

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
LABORATOIRE INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLÉANS (ISTO)

THÈSE présentée par :

Ali Salim JOODI

Soutenue le : 31 Août 2009

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : ***Sciences de l'eau dans l'environnement continental***

**Apport de l'équation de Brinkman à la modélisation de l'écoulement d'eau
et du transport de soluté dans l'aquifère karstique: application au système
karstique du Val d'Orléans**

THÈSE dirigée par :

Mr. Ary BRUAND

Professeur, Université d'Orléans

RAPPORTEURS :

Mr. Jacques MUDRY

Professeur, Université du Franche-Comté

Mr. Razack MOUMTAZ

Professeur, Université du Poitiers

JURY:

Mr. Mikael MOTELICA

Professeur, Université d'Orléans, Président du jury

Mr. Jacques MUDRY

Professeur, Université du Franche-Comté, Rapporteur

Mr. Razack MOUMTAZ

Professeur, Université du Poitiers, Rapporteur

Mr. Ary BRUAND

Professeur, Université d'Orléans, Directeur de thèse

Mr. Mohammed AL-ANI

Professeur, Université d'Al-Mustansyriah- Iraq, Examineur

Mr. Stéphane BINET

Maître de Conférences, Université d'Orléans, Examineur

Ms. Sophie VIOLETTE

Maître de Conférences, Université de Paris 6, Examineur

Mr. Stanislas SIZARET

Maître de Conférences, Université d'Orléans, Examineur

Remerciements

Là, je cueille le fruit de quatre années de travail. Ce travail n'était pas juste pour moi, mais il était pour ma mère qui est décédée depuis quelque mois. J'offre ce fruit à ma mère, et je lui dis « j'ai réalisé ton rêve, je suis docteur maintenant, je t'aime beaucoup et je t'oublierai jamais ».

Tout d'abord, je me dois de remercier le gouvernement Français représenté par l'Ambassade de France de mon pays qui m'a donné la chance de faire mon Ph.D ici en France. Ce travail de thèse n'aurait pu aboutir sans le soutien financier du CNOUS (Centre National des Oeuvres Universitaires et Scolaires).

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à M. Lepiller qui a encadré la première année de cette thèse, pour m'avoir fait l'honneur de réaliser ma thèse à l'Université d'Orléans. M. Lepiller a toujours été disponible dès que j'en avais besoin et a toujours veillé à ce que je puisse travailler dans les meilleures conditions possibles. M. Lepiller était sans aucun doute, la définition même de la générosité, du sens de la famille et de la recherche scientifique comme je les conçois. Le décès de M. Lepiller a influencé beaucoup sur moi et sur la démarche de ma thèse.

Je ne sais pas comment exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude à M. Bruand (Le directeur du laboratoire Institut des Sciences de la Terre d'Orléans) qui a accepté de prendre en charge la direction de cette thèse. Il a toujours assuré son rôle malgré les problèmes rencontrés le long de ces années. Il a fait preuve de ses qualités humaines et scientifiques par son aide précieuse et ses conseils judicieux. Je vous remercie de tout mon cœur M. Bruand, vous m'avez appris beaucoup de choses humaines et scientifiques.

Je tiens à exprimer mes remerciements à mes encadrants M. Sizaret et M. Binet. Cette thèse a été réalisée grâce à vos aides. Vous avez toujours été ouverts à toutes mes questions et m'avez orienté pour cette thèse.

Egalement, je remercie M. Albéric pour avoir accepté de discuter sur le système karstique du Val d'Orléans.

Mes plus profonds remerciements vont à ma chère femme Ruaa, mon père, mes frères et mes sœurs.

Ali

Résumé

Approximativement 20-25% de la population mondiale compte sur des eaux souterraines provenant des aquifères karstiques pour son alimentation en eau potable. Ces aquifères sont caractérisés par un écoulement rapide dans les conduits karstiques et un écoulement lent dans la roche encaissante (matrice). En raison de cet écoulement rapide, ces aquifères sont fortement vulnérables à la pollution. Dans ce contexte, l'objectif principal de cette thèse est d'évaluer l'importance des échanges d'eau à l'interface entre les conduits et la matrice et par conséquent l'impact de ces échanges sur le transport de soluté dans le système karstique. Un modèle numérique employant l'approche discrète – continue, et utilisant l'équation de Brinkman dans les conduits a été développé pour inclure les forces de cisaillement au sein du volume d'eau dans les conduits. Les calculs sont validés à l'aide des expériences de traçage artificiel et naturel.

Pour investiguer l'apport de l'équation de Brinkman à l'évaluation des écoulements d'eau et du transport de soluté dans la zone saturée des aquifères karstiques, un modèle dont la géométrie du conduit est décrite par la fonction sinus, a été établi pour analyser l'impact de la géométrie du conduit sur les interactions entre les deux composants du karst. Deux scénarii sont appliqués. Le scénario A emploie la loi de Darcy dans le conduit et la matrice. Le scénario B emploie l'équation de Brinkman et la loi de Darcy dans le conduit et la matrice, respectivement. Le terme supplémentaire de l'équation de Brinkman décrivant les forces de cisaillement entre les filets d'eau joue un rôle prédominant sur l'échange d'eau entre le conduit et la matrice et par conséquent sur le transport de soluté dans le karst lorsque les conduits sont sinueux.

Le système karstique du Val d'Orléans a été adopté comme un cas d'étude. Les conduits karstiques dans ce système sont très développés et relativement bien localisés. La Loire contribue à plus de 80% à l'alimentation du système aquifère du Val d'Orléans. Proche de la ville de Jargeau, la Loire perd en moyenne 15 à 20 m³/s. Six essais de traçages ont été réalisés au point de perte de Jargeau pendant différentes saisons hydrologiques afin d'évaluer l'importance des conditions hydrauliques sur le transport de soluté et la robustesse du modèle proposé.

Le modèle hydrodynamique - transport appliqué au système karstique du Val d'Orléans permet d'identifier les paramètres hydrauliques et de transport. La calibration a démontré que le meilleur diamètre moyen du conduit est de 5 m, la perméabilité dans la roche encaissante est de $5,7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ et celle du conduit de $1,65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ à $5,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$. Concernant le modèle de transport, les meilleurs coefficients de dispersivité sont isotropes et varient de 23 à 53 m dans le conduit et de 1 à 5 m dans la roche encaissante.

Les prédictions du modèle hydrodynamique - transport ont été comparées aux crues de la Loire observées dans les années 1992 et 1993 durant lesquelles les concentrations en chlorure (traceur naturel conservatif) ont été dosées dans la Loire et à la source du Bouillon. Ce modèle transitoire permet de prédire la carte piézométrique dans le karst pendant la crue et de définir une distance de pénétration de l'eau provenant de la crue autour du conduit (zone vulnérable). Avec un coefficient d'emménagement spécifique dans la matrice de $0,9 \text{ m}^{-1}$, la distance pénétrée par l'eau de la crue dans la matrice est d'environ 530 m en deux mois pour une crue de 2 m (exemple de 1993).

Un terme de cisaillement au sein du volume d'eau augmente fortement les volumes d'eau transitant du conduit vers la matrice et améliore la finesse de la modélisation du transport dans le karst.

Mots clés : Modélisation, eaux souterraines, aquifère karstique, Equation de Brinkman, Val d'Orléans

Abstract

Roughly 20-25% of the world population counts on groundwater coming from the karstic aquifers for drinking water supply. These aquifers are characterized by a fast flow in karstic conduits and a slow flow in the hosted rock (matrix). Because of this fast flow, these aquifers are strongly vulnerable to pollution. In this context, the main aim of this thesis is to evaluate the importance of water exchanges at the interface between the conduits and the matrix and consequently the impact of these exchanges on the solute transport within the karst. A numerical model employing the discrete - continuum approach, using the Brinkman equation in the conduits was developed to include the shear stress within the volume of water in the conduits. Results are validated using the experiments of artificial and natural tracer tests.

In order to investigate the contribution of the Brinkman equation to the evaluation of the water flows and solute transport in the saturated zone of the karstic aquifers, a model whose conduit geometry is described by the sine function was established to analysis the impact of the conduit geometry on the interactions between the two components of the karst. Two scenarii are applied. The scenario A uses Darcy's law within the conduit and matrix. The scenario B applies Brinkman equation and Darcy's law within the conduit and matrix, respectively. The additional term in the Brinkman equation describing the shear stress between the filaments of water plays a prominent role on the water exchange between the conduit and the matrix and consequently on the transport of solute in the karst when the conduits are winding.

The karstic system of the Val d'Orléans was adopted as a case study. The karst conduits in this system are very developed and relatively quite localized. The Loire River contributes to more than 80% to recharge the aquifer system of the Val d'Orléans. Near to the town of Jargeau, the Loire loses from 15 to 20 m³/s. Six tracer tests were carried out at the loss point of Jargeau during different hydrologic seasons in order to evaluate the importance of the hydraulic conditions on solute transport and the robustness of the model suggested.

The hydrodynamic - transport model applied to the karst system of the Val d'Orléans makes it possible to identify the hydraulic and transport parameters. The calibration showed that the best average diameter of the conduit is 5 m, the permeability in the hosted rock is $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ and that of the conduit from $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ to $5.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$. Concerning the model of transport, the best dispersivity coefficients are isotropic and vary in the conduit from 23 to 53 m and 1 to 5 m in the hosted rock.

The results of the hydrodynamic - transport model were compared to floods of the Loire observed in the years 1992 and 1993 during which the chloride concentrations (tracer conservative naturalness) were proportioned in the Loire and the Bouillon spring. This model makes it possible to predict the piezometric map in the karst during the rising and consequently to predict the penetration distance of water coming from the flood wave around the conduit (vulnerable zone). With a storage coefficient in the matrix 0.9 m^{-1} , the distance penetrated by the water in the matrix is approximately 530 m in two months for a rising of 2 meters (example of 1993).

A term of shear stress within the volume of water increases largely volumes of water from the conduit towards the matrix and improves the smoothness of transport modelling in the karst.

Key words: modelling, groundwater, karst aquifer, Brinkman equation, Val d'Orléans

Table des matières

Remerciements	2
Résumé	3
Abstract.....	4
Table des matières.....	5
Liste des figures.....	9
Liste des tableaux.....	12

Introduction et définition

I) Introduction.....	14
II) Les objectifs principaux de la thèse.....	15
III) Plan de la thèse.....	16

Chapitre 1 : Les systèmes karstiques et leurs modélisations

1.1 Les spécificités de l'aquifère karstique.....	18
1.1.1 Les propriétés hydrauliques d'un aquifère karstique.....	19
1.1.2 L'écoulement dans l'aquifère karstique.....	19
1.1.3 Alimentations des systèmes karstiques.....	21
1.1.4 Dans quelles conditions se forme un karst ?.....	21
1.1.5 Comparaison entre les milieux poreux et karstiques.....	22
1.2 Caractérisation des aquifères karsts.....	23
1.2.1 Les essais de pompages.....	24
1.2.2 Les essais de traçages.....	24
1.2.2.1 Choix des quantités de traceur à injecter.....	25
1.2.2.2 Détermination des paramètres caractéristiques à partir d'un essai de traçage...	26
1.3 La modélisation des systèmes karstiques.....	29
1.3.1 Les étapes de conception d'un modèle hydrogéologique.....	30
1.3.2 Les modèles conceptuels classiques utilisés pour décrire les milieux karstiques	31
1.3.2.1 Les modèles globaux.....	31
1.3.2.2 Les modèles distribués.....	33
1.4 Les questions scientifiques.....	36

Chapitre 2 : Le système karstique du Val d'Orléans

2.1 Introduction.....	38
2.2 Contexte hydrographique	38
2.2.1 Le Dhuy.....	38
2.2.2 Le Loiret.....	38
2.3 Contexte hydrogéologique.....	40
2.3.1 Les alluvions.....	40
2.3.2 Sables et argiles de Sologne.....	40
2.3.3 Marnes de l'Orléanais.....	41
2.3.4 Les calcaires de Beauce.....	41
2.3.5 Interrelation entre les milieux superficiels et souterrains.....	42
2.4 Caractérisation du fonctionnement hydraulique du système Loiret.....	44

2.4.1 Hydrologie du système karstique du Val d'Orléans.....	46
2.4.1.1 Débit des pertes de la Loire.....	46
2.4.1.2 Débits des exutoires du Loiret.....	46
2.4.2 Piézométrie du système karstique du Val d'Orléans.....	48
2.4.3 Les essais de traçages.....	51
2.4.3.1 Procédé analytique.....	51
2.4.3.2 Les résultats de traçages.....	52
2.5 Conséquences sur la vulnérabilité de la ressource vis-à-vis d'une pollution...	54
2.6 Modélisations antérieures réalisés sur le système karstique du Val d'Orléans	54
2.7 Les spécificités du système karstique du Val d'Orléans.....	55
2.7.1 Un système unaire alimenté par un fleuve.....	55
2.7.2 Les questions scientifiques.....	55

Chapitre 3 : Méthodologie adoptée pour simuler les écoulements d'eau et le transport de polluant dans le système karstique

Publication n° : 1

Contribution of Brinkman equation to the water flow and solute transport in the karst aquifer by using a sinusoidal conduit model (SCM) (Submitted)

Abstract.....	58
3.1 Introduction.....	59
3.2 Methodology.....	60
3.2.1 Darcy's law.....	61
3.2.2 Brinkman equation.....	61
3.2.3 Solute transport equation.....	61
3.3 Model structure.....	62
3.4 Results.....	65
3.4.1 Hydrodynamic analysis.....	65
3.4.1.1 Analysis of pressure head.....	65
3.4.1.2 Analysis of flow velocity within the conduit.....	68
3.4.1.3 Effect of the pressure gradient between the matrix and conduit.....	68
3.4.1.4 Effect of conduit diameter.....	70
3.4.2 Solute transport in the karst aquifer.....	71
3.5 Conclusion.....	74
References.....	75

Chapitre 4 : Un modèle discret - continu pour simuler l'écoulement d'eau et le transport de traceur dans le système karstique

Publication n°: 2

Development of a Darcy - Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France) (Accepted in the hydrogeology journal)

Abstract.....	79
4.1 Introduction.....	80
4.2 Material and method.....	82

4.2.1 Study area.....	82
4.2.2 Tracer tests.....	83
4.2.3 Development of the coupled model.....	86
4.2.3.1 Darcy's law.....	86
4.2.3.2 Brinkman equation.....	87
4.2.3.3 Solute transport equation.....	88
4.2.4 Coupling.....	89
4.3 Geometry and boundary conditions.....	89
4.4 Numerical solutions.....	91
4.5 Results and discussion.....	92
4.5.1 Tracer tests.....	92
4.5.2 First calibration of hydrodynamic parameters.....	92
4.5.2.1 Conduit diameter.....	93
4.5.2.2 Permeability.....	93
4.5.3 Simulation of tracer transport (steady and unsteady problem).....	94
4.5.4 Sensitivity of the model to the main parameters.....	96
4.5.4.1 Permeability.....	96
4.5.4.2 Dispersivity.....	96
4.5.4.3 Piezometric surface.....	97
4.5.4.4 Mass of tracer injected.....	97
4.5.5 Parameters corresponding to the best fit.....	99
4.6 Comparison between double permeability - continuum approach and discrete - continuum approach.....	101
4.7 Conclusion.....	103
References.....	104

Chapitre 5 : Impact d'une crue du fleuve sur la dispersion de polluant dans le system karstique fluvial

Publication n°: 3

Effect of a river flood events on the pollutant dispersion in a karstic aquifer using discrete - continuum approach: a case study from the karst aquifer of the Val d'Orléans, France (under preparation)

Abstract.....	110
5.1 Introduction.....	111
5.2 Material and method.....	112
5.2.1 Study site.....	112
5.2.2 Chemograph acquisition.....	114
5.2.3 Mathematical formulation of the numerical model.....	114
5.2.3.1 Water flow in the hosted rock.....	114
5.2.3.2 Water flow in the conduit.....	114
5.2.3.3 Solute transport equation.....	115
5.3 Boundary conditions.....	116
5.4 Development of the model.....	119
5.5 Results.....	119
5.5.1 Chemograph change during the floods.....	119
5.5.2 Calibration of the flows and transport parameters.....	120
5.5.3 Best fitting.....	122
5.5.4 Model sensitivity to the flood wave conditions.....	123

5.6 Discussion.....	124
5.6.1 Water exchange between the two karst mediums.....	124
5.6.2 Solute transport in the karst aquifer of the Val d'Orléans.....	126
5.7 Conclusion.....	127
References.....	128

Chapitre 6 : Conclusion générale

6.1 Le système karstique du Val d'Orléans.....	135
6.2 L'apport de l'équation de Brinkman à l'évaluation de l'écoulement dans les conduits.....	135
6.3 Les paramètres hydrodynamiques du système karstique du Val d'Orléans..	136
6.4 Les perspectives.....	138
Références.....	140

Liste des figures

Fig I.1 Bloc diagramme représente l'aquifère karstique (Mangin, 1975).....	14
Fig 1.1 Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich, 1986).....	18
Fig 1.2 Schématique saisonnière du fonctionnement hydrogéologique d'un karst. P_f est la pression dans la matrice, P_c est la pression dans les conduits (Li, 2004, modifié par Joodi A).....	20
Fig 1.3 Les différentes configurations d'infiltration du karst (Bakalowicz, 1999).....	22
Fig 1.4 Exemple de courbe de restitution du traceur.....	27
Fig 1.5 Problèmes principaux en modélisant l'écoulement des eaux souterraines (Kiraly, 2002).....	30
Fig 1.6 Les étapes du processus de modélisation hydrogéologique.....	32
Fig 1.7 Effets possibles de la dualité de la recharge, du stockage et de l'écoulement sur l'hydrogramme de la source karstique (Hobbs et Smart, 1986).....	33
Fig 2.1 Géologie et limites du système karstique du Val d'Orléans (Albéric et Lepiller, 1998).....	39
Fig 2.2 La source du Bouillon au Parc Floral d'Orléans.....	40
Fig 2.3 Les formations hydrogéologique du Val d'Orléans (Martin et Noyer, 2003).....	41
Fig 2.4 Vue des pertes de la Loire à Jargeau, elles sont de l'ordre de 15 à 20 m ³ /sec et pourraient atteindre 100 m ³ /sec en crue.....	43
Fig 2.5 Les conduits principaux dans le système karstique du val d'Orléans (http://www.apsl-loiret.org/IMG/pdf/Bulletin_speleo.pdf).....	44
Fig 2.6 Profil en long de la rivière du Loiret (Lepiller, 1996).....	45
Fig 2.7 Le système hydraulique de la rivière du Loiret (Géo-Hyd, 2004).....	45
Fig 2.8 Débit moyen journalier de la Loire à Gien, Orléans et Blois (2007).....	47
Fig 2.9 (a) Piézométrie des calcaires de Beauce dans le Val d'Orléans pendant l'étiage (Desprez, 1967).....	49
(b) Piézométrie des calcaires de Beauce dans le Val d'Orléans pendant la crue (Desprez, 1967).....	50
Fig 2.10 a expérience de 6/02/1973, b expérience de 20/02/1998, c expérience de 25/05/2001, d expérience de 15/11/2001, e expérience de 16/11/2006 et f expérience de 14/11/2007.....	53
Fig 3.1 Geometry of the domain. Conduit is shown as thin line.....	63
Fig 3.2 Sine function applied in the model.....	65
Fig 3.3 Hydraulic head distribution (surface plot and contour lines) as a function of the amplitude for scenarii A and B, when the period equal to 6000 m, the permeability in the conduit equal to 1.65E-5 m ² , and equal to 5.7E-10 m ² within the matrix, conduit diameter equal to 5 m.....	66
Fig 3.4 Hydraulic head distribution (surface plot and contour lines) as a function of the period for scenarii A and B, when the amplitude equal to 200 m, the permeability in the conduit equal to 1.65E-5 m ² , and equal to 5.7E-10 m ² within the matrix, conduit diameter equal to 5 m.....	67
Fig 3.5 Velocity profile for scenarii A and B as a function of conduit geometry.....	69
Fig 3.6 Effect of pressure gradient on the flow behaviour in the karst for scenarii A and B...70	

Fig 3.7 Effect of conduit diameter on the hydraulic head distribution within the karst for scenarii A and B.....	71
Fig 3.8 Effect of the conduit amplitude on the breakthrough curve of the solute transport for scenarii A and B, when the permeability in the conduit equal to $1.65\text{E-}5\text{ m}^2$, and equal to $5.7\text{E-}10\text{ m}^2$ in the matrix, conduit diameter equal to 5 m, 400 kg/m ³ tracer injected in the swallow hole point for 10 min, $\alpha_L = \alpha_T = 50\text{ m}$ in the conduit and 1 m in the matrix.....	72
Fig 3.9 Effect of the conduit period on the breakthrough curve of the solute transport for scenarii A and B, when the permeability in the conduit equal to $1.65\text{E-}5\text{ m}^2$, and equal to $5.7\text{E-}10\text{ m}^2$ in the matrix, conduit diameter equal to 5 m, 400 kg/m ³ tracer injected in the swallow hole point for 10 min, $\alpha_L = \alpha_T = 50\text{ m}$ in the conduit and 1 m in the matrix.....	73
Fig 4.1 Underground waters karstic circulations of the Val d'Orléans (Albéric and Lepiller 1998).....	83
Fig 4.2 a Tracer tests at 6/02/1973, b Tracer tests at 20/02/1998, c Tracer tests at 25/05/2001, d Tracer tests at 15/11/2001, e Tracer tests at 16/11/2006 and f Tracer tests at 14/11/2007.....	84
Fig 4.3 Darcy - Brinkman mesh and boundary setting for the low waters periods. Pressure is constant along each isoline.....	91
Fig 4.4 Mean velocity (V_m) in the conduit with different diameter a. as the function of hosted limestone permeability, b. as the function of conduit permeability.....	93
Fig 4.5 Water flow for steady state solution. Surface plot represents the pressure distribution (Pa), and the values represents the water velocity in the conduit (m/s) with permeability in the domain of $\text{Darcy} = 5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$ and in the domain of $\text{Brinkman} = 1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$	94
Fig 4.6 Water level for the Loire River at the Orléans Bridge a February 1973, b from 13 February to 10 March 1998, c from 16 May to 11 Jun 2001, d November 2001, e from 9 November to 25 November 2006, f from 3 November to 24 November 2007.....	95
Fig 4.7 The effect of Hydrodynamic-transport parameters on the behaviour of BTC at Bouillon Spring, a behaviour of BTC curve (conduit permeability= $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$, $\alpha_D = 5\text{m}$ and $\alpha_{Br} = 53\text{m}$), b behaviour of BTC curve (hosted limestone permeability= $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$, $\alpha_D = 5\text{m}$ and $\alpha_{Br} = 53\text{m}$), c behaviour of BTC curve (conduit permeability= $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$, $\alpha_D = 5\text{m}$), d behaviour of BTC curve (conduit permeability= $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$, hosted limestone permeability= $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$, $\alpha_{Br} = 53\text{m}$), e behaviour of BTC curve as a function of water level (conduit permeability= $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$, hosted limestone permeability= $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$, $\alpha_D = 5\text{m}$ and $\alpha_{Br} = 53\text{m}$), f behaviour of BTC curve as a function of injection time (conduit permeability= $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$, hosted limestone permeability= $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$, $\alpha_D = 5\text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53\text{m}$).....	98
Fig 4.8 Comparison between simulated and measured BTCs for the tracer tests when conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5}\text{ m}^2$ between Jargeau and Bouillon Spring, and $5.5 \times 10^{-5}\text{ m}^2$ between Bouillon Spring and the confluence Loire - Loiret, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10}\text{ m}^2$. a test 6/02/1973, b test 20/02/1998, c test 25/05/2001, d test 15/11/2001, e test 16/11/2006, f test 14/11/2007.....	100
Fig 4.9 Comparison between measured tracer concentrations for the experience Nov 2001 with simulated results when Darcy's law is used in the hosted limestone and	

Brinkman equation is used in the conduits (D-B), best simulated test when Darcy's law is used in the hosted limestone and conduits (third test, in with the permeability in the conduit = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ and the dispersivity coefficients equal to 25 and 5 m in the conduits and hosted limestone, respectively.....	103
Fig 5.1 Karstic circulations of the Val d'Orléans (Albéric and Lepiller, 1998).....	113
Fig 5.2 Darcy - Brinkman mesh and boundary setting for the low waters periods. Pressure is constant along each isoline.....	117
Fig 5.3 Schematic diagram of semi - infinite aquifer.....	118
Fig 5.4 Water levels measurements and chloride concentrations in the Loire River and at Bouillon Spring for two selected floods (Albéric and Lepiller, 1998).....	120
Fig 5.5 Comparison of computed and observed chlorine concentrations as a function of hydrodynamic transport parameters at Bouillon Spring, a Brinkman permeability sensitivity (matrix permeability = $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$, $S = 0.9 \text{ m}^{-1}$), b Darcy permeability sensitivity (conduit permeability = $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$, $S = 0.9 \text{ m}^{-1}$), c α_D sensitivity (conduit permeability = $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$, matrix permeability = $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$, $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$, $S = 0.9 \text{ m}^{-1}$), d α_{Br} sensitivity (conduit permeability = $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$, matrix permeability = $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$, $S = 0.9 \text{ m}^{-1}$), e porosity sensitivity (conduit permeability = $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$, matrix permeability = $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$, $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$, $S = 0.9 \text{ m}^{-1}$), f S sensitivity (conduit permeability = $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$, matrix permeability = $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$, $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$).....	121
Fig 5.6 Comparison between measured and calculated chloride concentration at Bouillon Spring for two selected flood events (1992 and 1993). When the permeability equal to $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$ and $5.6 \text{ E-}10 \text{ m}^2$ in the conduits and in the hosted rocks, respectively. Storage coefficient equal to 0.9 m^{-1} , the dispersivity coefficients in the conduits were equal to 53 m and 10 m in the hosted rocks.....	122
Fig 5.7 Groundwater levels (white lines) and chloride concentrations (colour scale) response to the river stage fluctuation for two month simulation using calibrated parameters. Flood duration from Sept. 26 th day up to the Oct. 31 th 1993 and peak flood equal to 2 m. a, b, c, d, e, f and g are measurement points for Fig 5.9.....	123
Fig 5.8 Effect of flood wave conditions on the flow rate behaviour of Bouillon Spring for the flood of 1993 using calibrated parameters. (a) Effect of time duration, when $h = 2 \text{ m}$, (b) Effect of Loire River stage, when flood duration (T) from Sept. 26 th day up to the Oct. 31 th 1993.....	124
Fig 5.9 Simulated hydrographs in conduits $Q_{in}(t)$, $Q_m(t)$ and $Q_{out}(t)$ during flooding when flood duration from Sept. 26 th day up to the Oct. 31 th 1993 and peak flood equal to 2 m, for two months simulation.....	125
Fig 5.10 Variation of maximum distance of the matrix penetrated by solute as a function of peak flood head and duration of the flood wave.....	126
Fig 6.1 L'écoulement visqueux.....	134

Liste des Tableaux

Tableau 1.1 Possibilités d’application des traceurs dans différents types des aquifères (SSH, 2002).....	25
Tableau 1.2 Facteur de correction α des traceurs (Kass, 1998 ; SSH, 2002).....	26
Tableau 1.3 Facteur d’ajustement de la masse injectée A (SSH, 2002).....	26
Tableau 1.4 Différents paramètres calculés à partir des résultats d’un traçage (Lepiller et Mondain, 1986 ; Moralest <i>et al.</i> , 2007).....	29
Tableau 2.1 Résultats des jaugeages en Loire par Sainjon le 5/10/1859.....	46
Tableau 2.2 Débit des exutoires par tronçons de cours du Loiret (Sainjon, 1888 ; Guillerd, 1946 ; Lepiller, 2006).....	47
Tableau 2.3 Estimation des baisses de débit du Loiret entre 1965 et 1988 (Lepiller, 2006)...	48
Tableau 2.4 Les principales caractéristiques des essais de traçages à Jargeau (l’essai de 1973 a été réalisé par Albinet et Brossier; 1998 et 2001 ont été réalisés par le Laboratoire d’Hydrogéologie de l’Université d’Orléans; 2006 et 2007 par l'Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans et l'ISTO dans le cadre de cette thèse).....	51
Tableau 2.5 Les principaux paramètres obtenus à la source du Bouillon par les essais de traçages.....	54
Table 3.1 References model parameters.....	63
Table 4.1 Principals informations of tracer tests realized at Jargeau.....	85
Table 4.2 Parameters obtained from the data a carried out tracer test (Lepiller and Mondain, 1986; Morales <i>et al.</i> , 2007).....	86
Table 4.3 Parameters obtained by the tracer tests for Bouillon Spring.....	92
Table 4.4 Summarise the effect of hydrodynamic - transport parameters on the tracer recovery parameters.....	99
Table 4.5 Comparison between predicted and measured tracer test parameters at Bouillon Spring.....	101
Table 4.6 Predicted and measured tracer test parameters obtained at Bouillon Spring for the experience Nov 2001 for Darcy-Brinkman model (D-B), and four tests for Darcy - Darcy model (D-D). The permeability in the conduits was $1.8 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ for the first, third and fourth tests and $3 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ for the second test. For all tests, the dispersivity coefficients were 25m and 5m in the conduits and hosted limestone, respectively.....	102

I) Introduction

Le système karstique est défini uniquement comme un type particulier de morphologie. Or le paysage du karst résulte des écoulements souterrains qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées et salines (Bakalowicz, 1999). Le karst est donc également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (Berkowitz, 2002).

Les eaux souterraines karstiques constituent une ressource principale pour l'alimentation en eau potable de la population mondiale (Goldscheider, 2002 ; Goldscheider et Drew, 2007). Les roches carbonatées, dont une grande partie est karstifiée, couvrent environ 7 à 12% de la surface des continents. Environ 25% de la population est approvisionnée en eau souterraine provenant des aquifères karstiques (Ford et Williams, 1989 ; Drew et Hotzl, 1999 ; Goldscheider et Drew, 2007). Dans certains pays européens, les eaux karstiques couvrent 50% des besoins en alimentation en eau potable (Goldscheider, 2002), alors que dans certaines régions elles sont les seules eaux de bonne qualité disponible.

Du point de vue hydrogéologique, les aquifères karstiques se caractérisent par une *hétérogénéité* spatiale extrême due à la présence de réseaux de conduits fortement perméables noyée dans les calcaires karstiques peu perméables (Fig I.1). La *dualité* des aquifères karstiques est une conséquence directe de cette structure (Kiraly, 1998, 2002 et 2003 ; Cornaton et Perrochet, 2002):

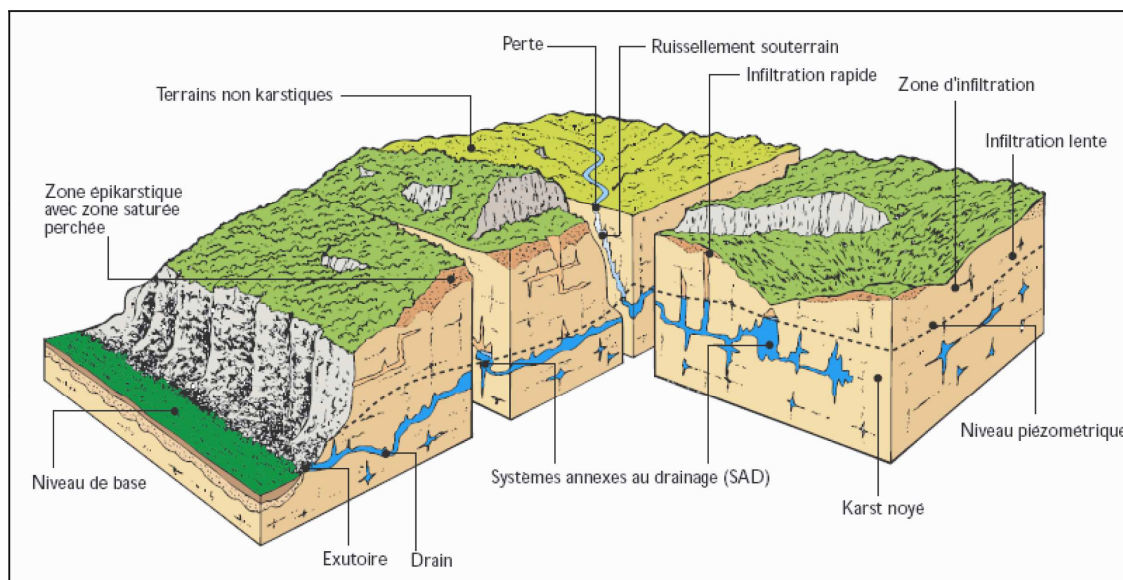


Fig I.1 Bloc diagramme représente l'aquifère karstique (Mangin, 1975)

- a) Dualité des processus d'infiltration (infiltration diffuse ou lente aux zones où la perméabilité est faible, concentrée ou rapide aux conduits karstiques).
- b) Dualité de l'écoulement des eaux souterraines (vitesses faibles dans les zones fracturées, et vitesses élevées dans les conduits karstiques).
- c) Dualité des conditions de recharge (infiltration diffuse des zones fracturées, recharge concentrée au travers des conduits karstiques).

La structure spatiale spécifique des aquifères karstiques les rendent particulièrement vulnérable vis-à-vis de la pollution (Jeannin, 2001). Cette vulnérabilité est variable selon les paramètres hydrauliques et de transport de chaque système karstique. La gestion et la protection des aquifères karstiques nécessitent la mise en œuvre de modélisations numériques capables de décrire les écoulements et le transport de polluant dans l'ensemble de l'aquifère karstique. La modélisation numérique permet d'estimer les paramètres hydrauliques du karst, la vitesse des écoulements souterrains, d'identifier les sources de polluants et leur transport dans le karst (Ford et Williams, 1989). De nombreux modèles ont été appliqués dans les aquifères karstiques, chaque type de modèle dépend de la géométrie de karst, du type de recharge, des données disponibles et de leur qualité.

II) Les objectifs principaux de la thèse

Le premier objectif était de développer un modèle numérique capable de mettre en évidence les échanges d'eau entre la matrice et les conduits des aquifères karstiques. Cet objectif a été réalisé en comparant les résultats obtenus en utilisant l'équation de Brinkman dans le conduit à ceux obtenus en utilisant la loi de Darcy. L'équation de Brinkman permet de décrire précisément l'écoulement dans le milieu où la porosité reste supérieure à 90%, et permet ainsi la description du débit d'un fluide où les vitesses sont suffisamment élevées pour que le transport par la force de cisaillement entre les filets d'eau est importante (Brinkman, 1947; Durlofsky et Brady, 1987; Nield et Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006).

Le deuxième objectif de la thèse était d'appliquer le modèle au système karstique du Val d'Orléans pour obtenir une meilleure compréhension des processus hydrodynamiques. Ce système karstique a été pris comme un cas d'étude en raison de ses conduits très développés, ainsi que de son alimentation. Les écoulements dans cet aquifère sont ainsi très majoritairement dominés par les dualités.

Le modèle hydrodynamique a été couplé avec le modèle de transport pour décrire le transport de traceurs artificiel et naturel dans le système karstique du Val d'Orléans entre les pertes de la Loire et les émergences du Loiret. La comparaison entre les concentrations

mesurées et celles calculées nous a permis de calibrer le modèle et d'estimer les paramètres hydrauliques et de transport à l'échelle de l'aquifère.

Le troisième objectif de la thèse était de prévoir l'impact d'une onde de crue de la Loire sur le transport du polluant dans ce système karstique afin de prévoir la distance pénétrée par l'eau depuis les conduits vers la matrice calcaire pendant l'onde de crue.

III) Plan de la thèse

Cette thèse inclut six chapitres. Le chapitre 1 présente l'aquifère karstique et ses particularités en rappelant son hétérogénéité structurale, ses alimentations en eau, l'importance des essais de traçages dans ce type d'aquifère, les modélisations et les principales questions scientifiques adressées aux hydrogéologues.

Le système karstique du Val d'Orléans est abordé dans le chapitre 2. Les contextes hydrographique et hydrogéologique vont y être présentés ainsi que l'interrelation entre les milieux superficiels et souterrains. La piézométrie du système karstique du Val d'Orléans et les essais de traçages vont y être étudiée. Enfin, les conséquences sur la vulnérabilité du karst vis-à-vis d'une pollution, les caractéristiques particulières de ce système karstique, également recherchées pour valider ce travail de modélisation, vont y être exposées.

Le chapitre 3 présente l'apport de l'équation de Brinkman pour décrire les écoulements dans le conduit et analyser les questions suivantes:

- quel est l'apport de l'équation de Brinkman à l'évaluation des échanges d'eau entre le conduit et la matrice et par conséquent à l'évaluation du transport de soluté dans la zone saturée du karst ?
- dans quelle mesure la géométrie du conduit peut-elle contrôler les échanges d'eau entre le conduit et la matrice ?

Les résultats du couplage entre le modèle d'écoulement d'eau et celui de transport de polluant appliqué au système karstique du Val d'Orléans sont exposés dans le chapitre 4 et 5. Au chapitre 4, nous avons estimé les paramètres hydrauliques dans le système karstique ainsi que les paramètres du transport. Cette estimation a été mise une place à partir d'une comparaison entre les résultats calculés et les données du terrain obtenues par les essais de traçages. Ensuite, nous avons évalué l'impact des ondes de crue de la Loire sur la surface piézométrique souterraine du système karstique du Val d'Orléans afin d'estimer la distance pénétrée par le polluant dans l'aquifère karstique pendant la crue (chapitre 5). Les conclusions générales et les perspectives sont présentées au chapitre 6.

CHAPITRE 1. LES SYSTÈMES KARSTIQUES, LEURS CARACTÉRISTIQUES ET LEURS MODÉLISATIONS

CHAPITRE 1. LES SYSTÈMES KARSTIQUES, LEURS CARACTÉRISTIQUES ET LEURS MODÉLISATIONS

1.1 Les spécificités de l'aquifère karstique

La structure interne d'un aquifère karstique se divise en plusieurs entités distinctes, au sein desquelles, l'écoulement est structuré de manière différente. La partie la plus superficielle de l'aquifère karstique est l'*épikarst*, là où les eaux de surface sont absorbées. Une partie de ces eaux peut être conduite directement par les conduits karstiques subverticaux traversant *la zone non saturée*. L'autre partie descend lentement à travers les petites fissures des calcaires (Fig 1.1). A partir d'une certaine profondeur, les eaux peuvent rencontrer un niveau imperméable qui va les collecter. Souvent, les eaux atteignent *la zone saturée* avant d'atteindre un niveau imperméable. Dans cette zone où la matrice et les conduits sont tous remplis d'eau, l'écoulement n'est plus vertical, mais dirigé vers *les exutoires* du système karstique.

En certains points de la surface, lorsque le niveau saturé recoupe la surface topographique sur des niveaux moins perméables, des ruisseaux peuvent se former, mais ils se perdent généralement dans *des pertes*, alimentant le réseau de conduites souterraines.

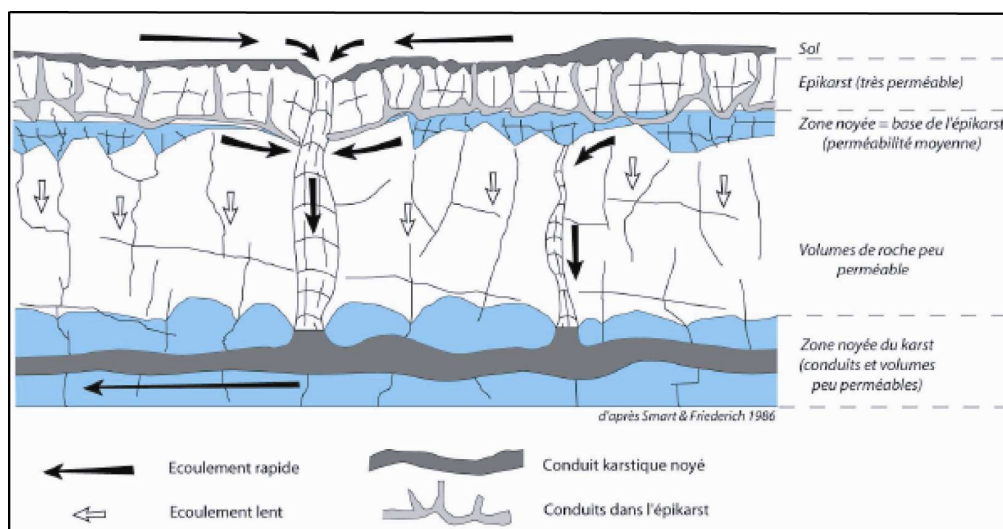


Fig 1.1 Les différents compartiments hydrauliques d'un aquifère karstique (Smart et Friedrich, 1986)

1.1.1 Les propriétés hydrauliques d'un aquifère karstique

L'aquifère karstique qui a atteint un degré de karstification suffisant peut être subdivisée en deux ensembles : i) le conduit karstique et ii) la roche encaissante. L'hydraulique du conduit karstique sera fortement dépendante de sa géométrie, de la taille des sections du conduit et enfin de la position du conduit par rapport au gradient de pression (Teutsch, 1988 ; Mohrlök, 1996 ; Jeannin, 1996; Mohrlök et Sauter, 1997). En outre, les conduits karstiques sont des structures complexes, peu régulières. Les interfaces solide - liquide déterminées par les propriétés de texture et de structure de la roche auront une influence importante sur les dynamiques d'écoulement (Jeannin, 1996). Ces effets sont généralement moyennés et modélisés par la perméabilité.

La géométrie des calcaires encaissants est représentée par un volume élémentaire représentatif. Un volume plus petit que ce volume ne peut pas être considéré comme continu (Jeannin, 1996). Par ailleurs Kiraly (1975) a montré qu'il n'est pas possible d'obtenir un seul volume élémentaire représentatif pour l'aquifère karstique en raison de la présence du réseau de conduit. Par conséquent les conduits et la matrice calcaire doivent être considérés en tant qu'entités distinctes conduisant à des modèles à double perméabilité.

1.1.2 L'écoulement dans l'aquifère karstique

L'existence d'un réseau de conduits (où la perméabilité est élevée) immergé dans une roche calcaire (où la perméabilité est faible) rend l'aquifère karstique fortement hétérogène (Atkinson, 1977 ; Sauter et Liedl, 2000 ; Worthington, 2003 ; Chen *et al.*, 2003). La double perméabilité permet de rendre compte de la dualité hydrodynamique des aquifères karstiques (Kiraly, 1998). Les circulations au sein du réseau de conduits sont caractérisées par une infiltration et une concentration rapides des eaux, des vitesses élevées d'écoulement donnant souvent des régimes turbulents et des débits importants au niveau des sources. La matrice calcaire a des écoulements caractérisés par des infiltrations lentes et diffuses avec des écoulements laminaires (Jeannin, 2001 ; White, 2002).

D'un point de vue hydrodynamique, la différence principale entre l'écoulement laminaire et turbulent est le rôle du frottement entre les filets d'eau. Dans les écoulements turbulents elle est responsable des pertes de charges (White, 2002).

Outre les caractéristiques intrinsèques du milieu, les circulations karstiques sont gouvernées par le gradient de charge hydraulique. C'est le gradient qui détermine le sens de la circulation des eaux souterraines entre le conduit et la matrice calcaire. Le comportement global d'un système karstique, et les relations conduites / matrice seront fortement

conditionnés par les événements qui modifieront la charge hydraulique. Trois cas différents de mouvement des eaux souterraines sont identifiables dans le karst (Li, 2004), Fig 1.2:

- Pendant la saison ordinaire (le cas d'équilibre), la pression dans les conduits égale à la pression dans la matrice et il n'y a aucun écoulement net entre les conduits et la matrice.
- Pendant la crue, la pression dans les conduits est plus grande que celle dans la matrice en raison de la recharge. Dans ce cas là, une partie de l'eau dans les conduits s'écoule vers la matrice.
- Pendant l'étiage, la pression dans les conduits est inférieure de celle dans la matrice, par conséquent l'eau s'écoule de la matrice vers les conduits.

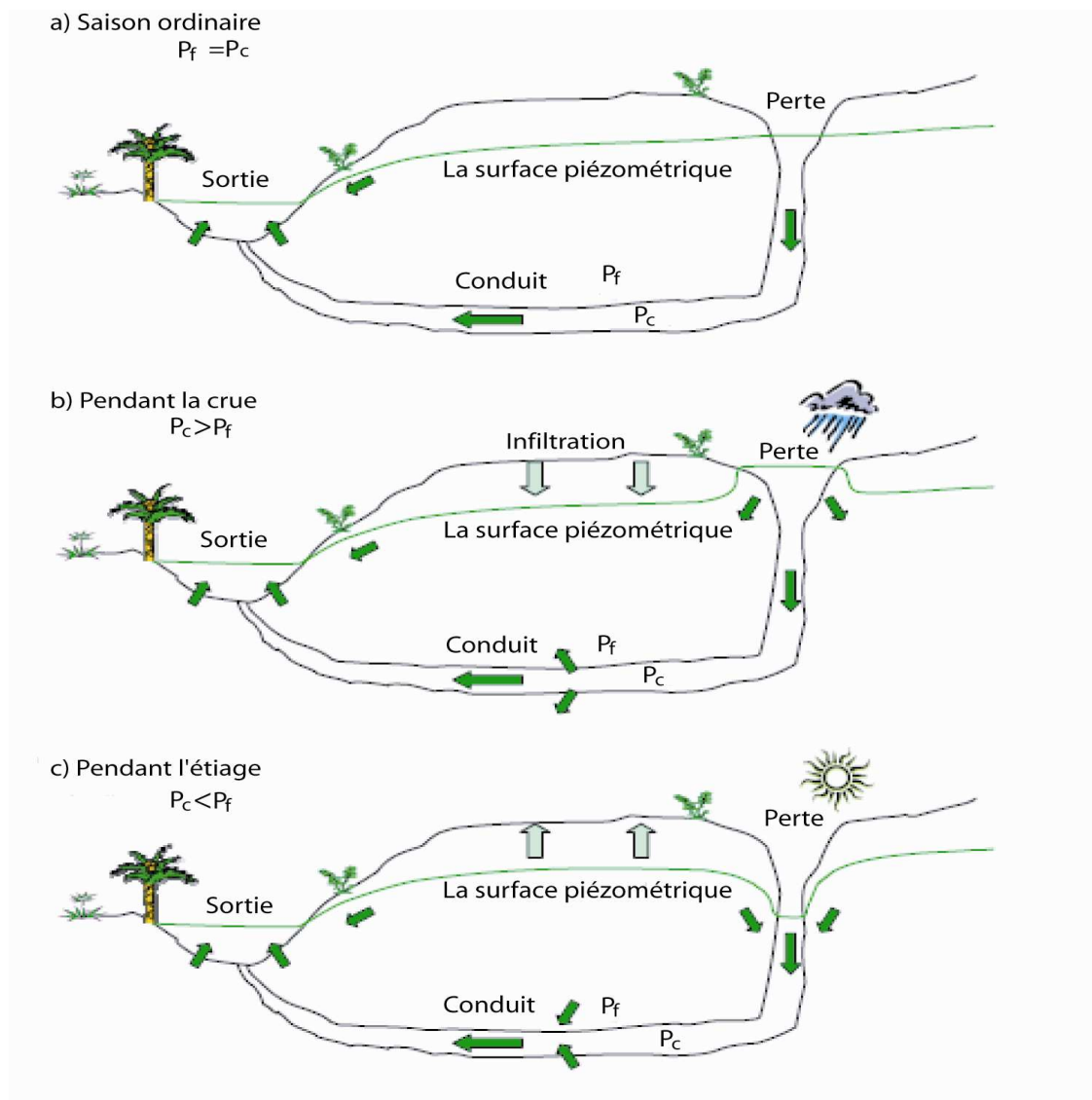


Fig 1.2 Schématisation saisonnière du fonctionnement hydrogéologique d'un karst. P_f est la pression dans la matrice, P_c est la pression dans les conduits (Li, 2004, modifié par Joodi A)

L'ensemble de ces observations montre que les caractéristiques physiques et hydrauliques des systèmes karstiques présentent une très grande variabilité spatiale et temporelle. Généralement le comportement des systèmes karstiques est caractérisé par un cycle hydrologique court, de quelques jours à quelques semaines. La quantité d'eau échangée entre la matrice et le conduit dépend de la différence de charge hydraulique, la géométrie du conduit et de la perméabilité.

1.1.3 Alimentations des systèmes karstiques

Lorsque les écoulements de surface contribuent à alimenter la zone saturée à partir des pertes, l'aquifère karstique au sens strict n'est qu'une partie du système, puisque ce dernier est alors constitué de l'aquifère proprement dit et du bassin versant de surface alimentant les pertes. On peut donc distinguer deux grands types des aquifères karstiques : les systèmes karstiques de type *unaire* et ceux de type *binaire* (Fig 1.3). Ces deux types se différencient par le mode d'infiltration de l'eau en surface. Dans les systèmes unaires, l'aquifère est uniquement alimenté de manière diffuse, l'impluvium de l'aquifère correspond à la surface de roche perméable affleurante. Dans le cas d'un aquifère de type binaire, deux types d'infiltration interviennent. On trouve un mode d'infiltration direct par l'intermédiaire de pertes alimentées par des cours d'eau de surface ayant circulé sur des terrains exogènes et une infiltration de type diffuse correspondant au mode d'infiltration d'un karst unaire. Dans ce type de configuration, le réseau de drainage karstique est beaucoup plus développé vers l'amont de l'aquifère et traverse tout la masse carbonatée (Bakalowicz, 1999).

1.1.4 Dans quelles conditions se forme un karst ?

Le processus de mise en place du karst (*karstification*) est de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années au maximum. Un réseau de conduits souterrains se met en place en se calant sur le niveau le plus bas des calcaires dans le paysage : c'est *le niveau de base*, où apparaît l'exutoire principale du karst (Bakalowicz, 2005). Par ailleurs, des écoulements peuvent se produire à des niveaux inférieurs à celui de la source, en profondeur dans la formation géologique.

Ainsi, pour que se forme le karst, il faut que soient réunies les conditions suivantes :

- L'eau doit pouvoir dissoudre la roche, donc avoir un pH faible. L'acidité résulte souvent de la dissolution du dioxyde de carbone (CO₂) produit par les sols. La réaction chimique s'écrit :

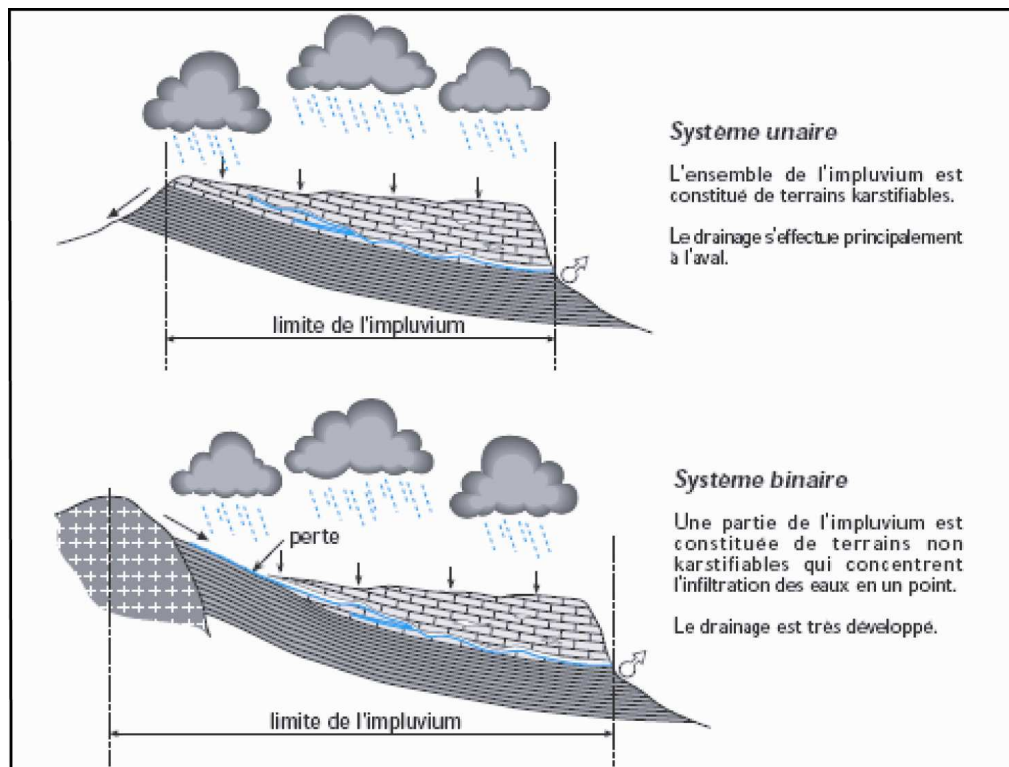
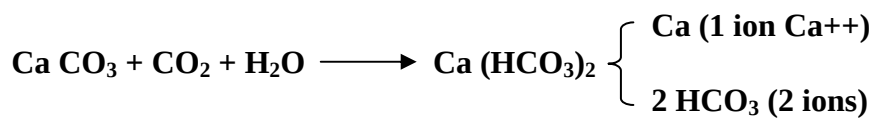


Fig 1.3 Les différentes configurations d'infiltration du karst (Bakalowicz, 1999)



- L'écoulement souterrain doit pouvoir s'écouler à l'intérieur de la roche. Cependant à l'origine les vides de la roche (fissures, fractures et joints de bancs) possèdent une très faible largeur et la roche présente une faible perméabilité, c'est-à-dire qu'elle oppose une forte résistance à l'écoulement souterrain. Il faut donc qu'il existe un gradient de charge suffisant d'eau souterraine, où une différence de hauteur d'eau suffisante entre l'amont et la sortie pour permettre l'infiltration. Cette condition est remplie lorsqu'il existe un relief bien marqué, comme en montagne ou dans les régions de plateaux traversés par des gorges (canyons).

1.1.5 Comparaison entre les milieux poreux et karstiques

Dans les milieux poreux, globalement il existe une continuité hydraulique entre tous les vides parcourus par l'eau. Les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère peuvent être déterminées sur des sites localisés (forage, puits et piézomètres). Elles auront une bonne représentativité spatiale.

A partir de la géométrie de l'ensemble du système il est possible de caractériser un aquifère. Trois étapes sont recommandées pour caractériser un aquifère (Bakalowicz, 1999) :

- I. Définition de la géométrie de l'aquifère au moyen de la géologie et éventuellement de la géophysique.
- II. Définition des caractéristiques hydrauliques locales (porosité, perméabilité, emmagasinement) au moyen d'essais de pompage, dans le cas de milieux homogènes, la loi de Darcy est valide en tout point et en tout temps et pourra être utilisée pour décrire les écoulements.
- III. Régionalisation des données locales, en utilisant d'autres paramètres (lithologie, piézométrie). Dans le milieu poreux, cette régionalisation est possible parce que l'hétérogénéité n'est pas trop forte et parce qu'elle peut être décrite avec une approximation suffisante.

Les milieux poreux peuvent par conséquent être modélisés au moyen d'outils informatiques résolvant les équations d'écoulement (loi de Darcy) pour simuler de façon généralement acceptable les écoulements et le transport de matière dissoute. Dans les aquifères karstiques, les hétérogénéités sont considérables (perméabilité très contrastée), les vitesses d'écoulement locales sont très variables et notamment rapides dans les conduits; par conséquent, les conditions d'application de la loi de Darcy ne sont pas bonnes, sauf très localement, dans des secteurs éloignés ou non influencés par les écoulements dans les conduits, et lorsque les écoulements sont très lents (Kiraly, 1975 ; Jeannin, 1996 ; Li, 2004).

Dans le modèle de Darcy, tous les stress dans l'écoulement d'eau sont négligeables par rapport au stress porté à l'interface solide - liquide dans le milieu. Cette hypothèse ne peut pas être considérée dans les milieux où la perméabilité est élevée et la force de cisaillement est importante (Parvazinia *et al*, 2003).

1.2 Caractérisation des aquifères karstiques

Il est possible de distinguer trois objectifs principaux qui motivent l'étude des karsts :

- **La connaissance du réseau karstique :** Elle fournit les données de base relatives à l'organisation des conduits souterrains, à leur morphologie, à la nature et à l'origine des sédiments qui comblent ces conduits. L'exploration de ces réseaux peut se faire par méthodes géophysiques ou par exploration spéléologique.
- **La compréhension de la genèse et de l'évolution du karst :** Il s'agit de mettre en œuvre les méthodes classiques utilisées en géologie pour expliquer le fonctionnement et l'évolution des karsts.

- **La connaissance de l'aquifère et de ses ressources en eau :** L'étude hydrogéologique des karsts nécessite une démarche spécifique, adaptée à la nature particulière du karst. L'hétérogénéité du milieu karstique est notamment marquée par l'existence de nombreuses discontinuités hydrauliques nécessitant une approche considérant une double perméabilité au sein d'une même unité géologique. Ici un important travail de terrain est nécessaire pour une caractérisation convenable du site.

La réalisation d'une carte piézométrique dans l'aquifère karstique permet de mettre en place la direction des écoulements et le niveau d'hétérogénéité du karst. Par conséquent la carte piézométrique permet de localiser les conduits karstiques grâce à l'analyse de la perturbation des lignes piézométriques.

1.2.1 Les essais de pompages

Ces essais ont pour but de caractériser les propriétés hydrauliques des aquifères (transmissivité, porosité et coefficient d'emmagasinement). Ils sont réalisés par pompage à débit constant et en mesurant le rabattement dans le puits et dans des piézomètres ou puits d'observation situés à une certaine distance du puits de pompage. L'évaluation des propriétés hydrauliques se fait par l'interprétation soit des données de rabattement observées durant le pompage ou de la récupération du niveau d'eau après l'arrêt du pompage. Ces essais sont l'outil principal de caractérisation des propriétés des aquifères homogènes. En revanche, l'interprétation des essais de pompages est limitée dans les milieux karstiques très contrastés, en raison de la présence deux types d'écoulement : un écoulement rapide et souvent turbulent dans les conduits et un autre lent et souvent laminaire dans la matrice (Birk *et al.*, 2006 ; Goldscheider et Drew, 2007).

1.2.2 Les essais de traçages

Les essais de traçages sont particulièrement bien adaptés pour caractériser les écoulements rapides du karst et compléter les méthodes habituellement utilisées en hydrogéologie. Ils permettent d'appréhender la nature de l'écoulement souterrain et peuvent fournir des informations sur la structure physique et le fonctionnement de l'aquifère karstique (Meus, 1993 ; Morales *et al.*, 1995 ; Hauns *et al.*, 2001). L'idée de base des techniques de traçage est de marquer l'eau par un traceur, ce qui permet de suivre son déplacement. Cette technique permet d'avoir des réponses aux questions suivantes :

- Où s'écoule l'eau d'une perte ?
- D'où vient l'eau d'une source karstique ?

- Y a-t-il une liaison hydraulique entre deux points donnés ?
- Comment les substances dissoutes se propagent-elles dans un système karstique (simulation d'une pollution) ?

Le Tableau 1.1 donne un aperçu de la diversité des possibilités d'application des essais de traçages en hydrogéologie.

L'usage des traçages reste délicat, et notamment un essai de traçage négatif (i.e. qui n'a pas donné de restitution), ne permet pas de conclure à l'absence de liaison hydraulique entre les deux points étudiés. Un résultat négatif peut être dû à une trop courte période d'observation, à un choix de traceur inadéquat ou à une trop faible quantité de traceur injectée (EPA, 1999).

Tableau 1.1 Possibilités d'application des traceurs dans différents types des aquifères (SSH, 2002)

Types d'aquifères	Possibilités d'application des traceurs
Aquifères karstiques	- Reconnaissance régionale des écoulements souterrains - Elaboration de modèles conceptuels des systèmes karstiques - Mise en évidence de cheminement des eaux karstiques - Délimitation de bassins d'alimentation de sources karstiques
Aquifères en roches meubles	- Etudes régionales de l'écoulement souterrain - Délimitation de bassins d'alimentation - Délimitation de zones d'apport de matières polluantes - Détermination de paramètres de l'aquifère - Simulation expérimentale de propagation de polluants
Ecoulement de versant et aquifères en roches fissurées	- Mise en évidence d'écoulement en roches cohérentes - Etudes de structures aquifères (fissures, failles, sillons, etc.) - Mise en évidence d'écoulements préférentiels dans les versants (veines d'eau)

1.2.2.1 Choix des quantités de traceur à injecter

L'estimation de la quantité de traceur à injecter est une étape préliminaire importante pour la réussite d'un essai de traçage. La formule présentée ci-dessous est proposée pour la déterminer de la quantité de traceur nécessaire pour un traçage d'une longueur L (Wernli, 1994 ; Kass, 1998 ; Goldscheider et Drew, 2007):

$$M = \alpha \times L \times A$$

1.1

Où M : La masse injectée (g)

α : Le facteur de correction du traceur (g/m) (Tableau 1.2)

L : La distance (m)

A : Le facteur d'ajustement aux conditions de l'aquifère (Tableau 1.3)

Tableau 1.2 Facteur de correction α des traceurs (Kass, 1998 ; SSH, 2002)

Traceurs fluorescents	Facteur de correction (α)
Uranine	1
Eosine	2 à 3
Amidorhodamine	2
Sulforhodamine	4
Pyranine	5
Naphthionate	15
Tinopal	25
Duasyne	4

Tableau 1.3 Facteur d'ajustement de la masse injectée A (SSH, 2002)

Aquifère à perméabilité (K)	Aquifère fissuré	Aquifère karstique
$K > 10^{-3}$ m/s, $A = 0,25 \times \text{épaisseur de l'aquifère (m)}$	$A = 0,2 - 2$	$A = 0,2 - 1$
K entre 10^{-3} et 10^{-4} m/s, $A = 0,5 \times \text{épaisseur de l'aquifère (m)}$	Pour un angle de propagation probable de plus de 60° : $A = 2-4$	Si liaison karstique d'une perte de cours d'eau vers la source : $A = 10 \times (Q/100)^{0,93}$ Q : débit de la source (m^3/s)
$K < 10^{-4}$ m/s, $A = \text{épaisseur de l'aquifère (m)}$		

1.2.2.2 Détermination des paramètres caractéristiques à partir d'un essai de traçage

A partir d'un essai de traçage, il est possible de déterminer un certain nombre de paramètres. La courbe de restitution est obtenue par la mesure des concentrations de traceur au point d'observation en fonction du temps. Le temps initial est fixé au début de l'injection. Cette courbe (Fig 1.4) synthétise l'ensemble des résultats attendus lors d'un traçage, elle permet de calculer les différents temps caractéristiques : le temps d'injection (t_0), temps de transit minimal (t_1), celui de fin de la restitution (t_2). Le tableau 1.4 montre les paramètres calculés à partir d'un essai de traçage.

En combinant la courbe de restitution et l'hydrogramme, on peut calculer le volume d'eau écoulé à l'exutoire avant la restitution (Atkinson *et al.*, 1973) :

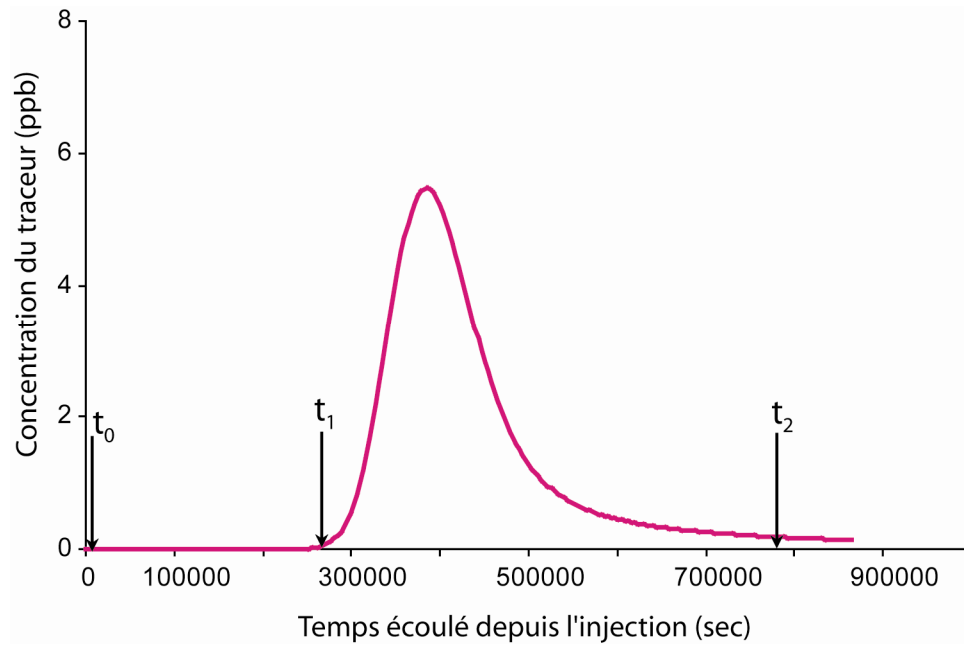


Fig 1.4 Exemple de courbe de restitution du traceur

$$V_1 = \int_{t_0}^{t_1} Q(t)dt \quad 1.2$$

Le volume d'eau écoulé à l'exutoire pendant la restitution :

$$V_2 = \int_{t_1}^{t_2} Q(t)dt \quad 1.3$$

Le produit du débit par la concentration donne à un instant donné le *flux du traceur* $\phi(t)$ qui passe à l'exutoire :

$$\phi(t) = C(t).Q(t) \quad 1.4$$

L'intégration de la courbe de flux par rapport au temps permet de calculer la *masse du traceur restituée* à l'exutoire (M_r) :

$$M_r = \int_0^{\infty} \phi(t)dt \quad 1.5$$

Le rapport entre la masse restituée (M_r) et celle injectée (M_o) détermine le *taux de restitution* :

$$r\% = \frac{M_r}{M_o} \times 100 \quad 1.6$$

Lorsque le taux de restitution est faible, diverses hypothèses peuvent être invoquées : i) le point injecté à une contribution faible au débit de la source, ii) il existe d'autres points de

restitution, iii) des phénomènes ont perturbé le transfert du traceur : piégeage momentané du traceur, adsorption du traceur au cours du transit (Mangin, 1975).

Un taux de restitution qui dépasse 100% s'explique soit par une surestimation des débits, soit par une pollution des échantillons analysées au cours des manipulations de prélèvement (Lepiller et Mondain, 1986).

Le temps moyen de séjour (TMS) du traceur est la durée correspondant au centre de gravité de la masse du traceur donnée par la courbe de restitution. Il est estimé à partir de la distribution de temps de séjour :

$$h(t) = \frac{\phi(t)}{M_r} \quad 1.7$$

$$TMS = \int_0^{\infty} t \times h(t) dt \quad 1.8$$

Où $h(t)$: La distribution des temps de séjour (T^{-1})

TMS : Le temps moyen de séjour (T)

La vitesse moyenne de transit est une mesure de la vitesse d'écoulement du centre de gravité de la masse de traceur :

$$\bar{u} = L \int_0^{\infty} \frac{1}{t} h(t) dt \quad 1.9$$

La vitesse apparente de transit est estimée en utilisant le temps moyen de séjour (TMS) et la distance entre le point d'injection et le point de restitution (L):

$$u_{app} = \frac{L}{TMS} \quad 1.10$$

En supposant un conduit cylindrique de karst, il est possible d'estimer *le diamètre du conduit karstique* :

$$D = 2\sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad 1.11$$

Où A : Superficie (L^2) $A = \frac{1}{L} \int_0^{TMS} Q(t) dt$, D : Le diamètre (L)

La variance du temps de séjour est une indication de la dispersion autour du temps moyen de séjour. Il n'y a aucun mélange si la variance tend vers zéro et un mélange complet si la variance tend vers de fortes valeurs.

$$\sigma^2 = \int_0^{\infty} (t - TMS)^2 h(t) dt \quad 1.12$$

Tableau 1.4 Différents paramètres calculés à partir des résultats d'un traçage (Lepiller et Mondain, 1986 ; Morales et al., 2007)

Courbes utilisées	Paramètres calculés	Indications fournies relatives à
Concentration : $C_s(t)$	- temps de transit des particules les plus rapide : (t_1) - durée de la restitution : $t_r = t_2 - t_1$ - temps modal de transit : t_m - la vitesse moyenne maximale : $v = L/t_1$ - concentration maximale de sortie : $C_{s \max}$	Simulation du transit d'un polluant
Débits : $Q(t)$	- volume d'eau écoulé à l'exutoire avant la restitution : V_1 - volume d'eau écoulé à l'exutoire pendant la restitution : V_2	Conditions hydrodynamiques régnant durant le traçage
Flux massiques : $\phi(t)$	- masse de traceur restituée - le taux de restitution	- critique des résultats - situation de la restitution dans le contexte spatio-temporel du système karstique
Distribution des temps de séjour : $h(t)$	- temps moyen de séjour - vitesse moyenne de transit - vitesse apparente de transit	Simulation du transit d'un polluant

1.3 La modélisation des systèmes karstiques

La modélisation hydrogéologique d'un karst a le plus souvent pour objectif de prédire au mieux le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique entre les zones des pertes et les exutoires du système karstique. Elle permet aussi d'améliorer la compréhension des processus physiques qui caractérisent ces écoulements : l'analyse du cheminement de l'eau, la détermination des vitesses et des temps de séjour dans les différents compartiments hydrologiques. Ceci est particulièrement important lorsque l'on veut estimer la quantité d'eau transférée par un système et évaluer la qualité des eaux, notamment en simulant le transport de substances dissoutes interagissant avec les milieux traversés.

La réalisation d'un modèle se heurte à plusieurs problèmes pratiques :

- 1) L'insuffisante connaissance de la géométrie de l'aquifère.
- 2) L'hétérogénéité du système karstique.

- 3) Le cloisonnement de domaines dans le système karstique (conduits et matrice).
- 4) L'insuffisante connaissance des paramètres hydrauliques.
- 5) La faible qualité des données de terrain.
- 6) La complexité de l'analyse des données.
- 7) Le choix a priori d'un modèle (i.e. modèle continu équivalent, modèle discret, etc.).
- 8) Le choix des équations utilisées dans le modèle.

Un modèle n'est pas la réalité, c'est seulement la réalisation d'une représentation schématique et symbolique du vrai système. Les relations entre « le vrai système », « le schéma abstrait » et « le modèle » sont représentées dans Figure 1.5.

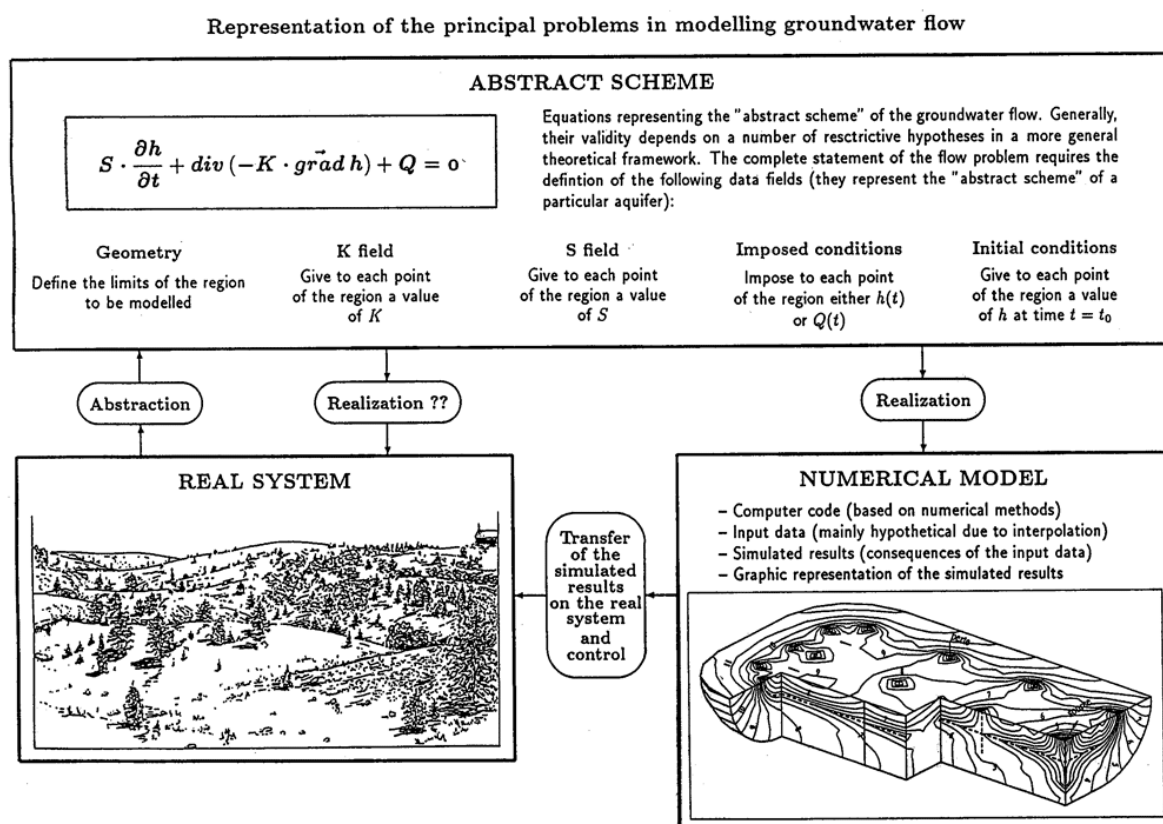


Fig 1.5 Problèmes principaux en modélisant l'écoulement des eaux souterraines (Kiraly, 2002)

1.3.1 Les étapes de conception d'un modèle hydrogéologique

Il existe de nombreuses façon de concevoir un modèle hydrogéologique (Anderson et Woessner, 1992 ; Beara *et al.*, 1992 ; Kumar, 2002). La construction d'un modèle de simulation hydrogéologique est un processus itératif.

i) Elle commence par la *définition de l'objectif* du modèle. Dans cette étape, l'hydrogéologue identifie les questions auxquelles le modèle doit permettre de répondre.

- ii) La deuxième étape est *la caractérisation hydrogéologique*, pour l'objectif d'analyser et de compiler les données nécessaires au modèle hydrogéologique : donnée hydrauliques (perméabilité, piézométrie, porosité, etc.) et géologiques (stratigraphie, minéralogie, etc.). Ces données sont utilisées par l'hydrogéologue pour construire la géométrie du modèle dans laquelle les *modèles mathématiques des écoulements* seront résolus *numériquement*.
- iii) *La calibration* d'un modèle est une étape dans laquelle les hypothèses du modèle mathématique et les paramètres sont testés pour ajuster le modèle avec les observations. *La validation* d'un modèle est obtenue quand il est montré que le modèle se comporte au plus près de l'objet naturel que l'on modélise.
- iv) Enfin, l'hydrogéologue exploite le modèle pour répondre aux objectifs initialement proposés.

Toutes les étapes du processus de modélisation sont représentées dans la Figure 1.6.

1.3.2 Les modèles conceptuels classiques utilisés pour décrire les milieux karstiques

En conséquence de la structure hiérarchisée du système karstique, les variations temporelles du débit de l'exutoire reflètent la configuration hydrogéologique globale de l'aquifère karstique. *Les modèles globaux* consistent en l'analyse mathématique de la série chronologique du débit à l'exutoire (Kovacs, 2003). Selon cette approche, l'aquifère karstique peut être considérée comme un système qui transforme des signaux d'entrée en signaux de sortie. Cependant, les modèles globaux ne prennent pas en considération les variations spatiales de l'aquifère. Par conséquent, ils ne peuvent pas fournir des informations directes au sujet des paramètres hydrauliques de l'aquifère.

Pour la caractérisation quantitative des variations spatiales des phénomènes hydrogéologiques, l'application *des modèles distribués* devient nécessaire. Ces modèles subdivisent le domaine étudié en unités secondaires homogènes, et calculent l'écoulement des eaux souterraines en appliquant des équations d'écoulement dérivées des lois physiques.

1.3.2.1 Les modèles globaux

La mesure de débit en fonction du temps (hydrogramme) à la source karstique (exutoire) caractérise le comportement hydraulique du système dans son intégralité. Les deux types de modèles peuvent être distingués :

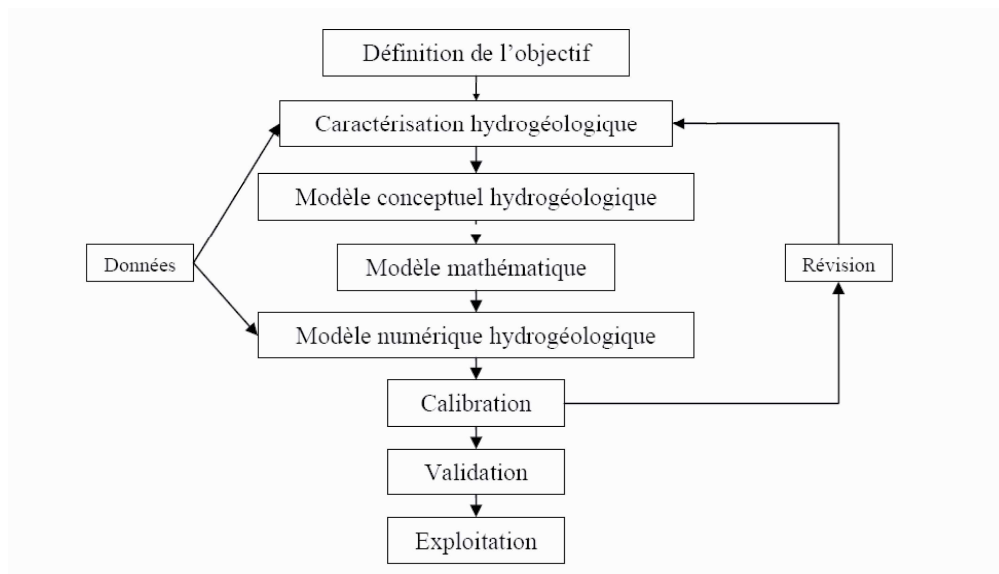


Fig 1.6 Les étapes du processus de modélisation hydrogéologique

Les modèles boîte noire ou grise : Dans ces modèles, la couleur représente le niveau d'identification du système. Un modèle de boîte noire représente un système complètement inconnu, et un modèle de boîte grise correspond à un système où une partie du comportement est comprise et une partie reste obscure (Hao *et al.*, 2006). Ces modèles (Forkasiewicz et Paloc, 1967 ; Drogue, 1972 ; Mangin, 1974 ; Bonacci, 1993 ; Padilla *et al.*, 1994) conceptualisent le système karstique par des réservoirs, en série et/ou en parallèle, liés entre eux par des fonctions de production ou de transfert simples. Elles sont développées selon l'approche systémique (Marsily, 1978). La structure complexe du système hydrologique est appréhendée empiriquement en analysant les fonctions des entrées et des sorties à partir des données hydrogéologiques collectées sur le terrain. Ces modèles sont très utiles lorsque peu de données sont disponibles, leurs utilisations sont limitées en l'absence d'informations préalables (Gaganis *et al.*, 2005). Ils sont souvent bien adaptés pour déchiffrer le comportement global de l'aquifère karstique (Dreiss, 1982; Barrett et Charbeneau, 1996; Zhang *et al.*, 1996 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Labat *et al.*, 2002 ; Denic-Jukic et Jukic, 2003 ; Rimmer et Salingar, 2006).

Les modèles analytiques : Ils sont utilisés pour analyser les hydrogrammes observées aux sources karstiques pour des conditions hydrogéologiques simples, faciles à décrire par une expression analytique simplifiée. Le but de ces modèles est d'avoir une bonne description du régime d'écoulement des eaux souterraines et des paramètres de l'aquifère en amont de la source karstique (Lin et Chen, 1988). La Figure 1.7 proposée par Hobbs et Smart (1986) expose les relations entre l'entrée et la sortie de façon très schématique. A chaque étape le

modèle propose deux comportements types. Ces modèles sont limités à cause du nombre d'hypothèses nécessaires à faire à chaque étape de la modélisation.

Ce type de modèle permet de caractériser : un système karstique dans son ensemble ou certains sous-systèmes (Soulis, 1991 ; Bonacci et Roje-Bonacci, 1997), et les infiltrations et les circulations dans les zones noyées (Forkasiewicz et Paloc, 1967 ; Drogue, 1972 ; Mangin, 1974 ; Padilla *et al.*, 1994). Il peut être complété par une analyse statistique globale, consistant à analyser les séries chronologiques de débit sur des périodes courtes, moyennes et longues, en les croisant éventuellement avec des variables supposées être de fonction d'entrée, i.e., les débits de perte, les précipitations, les fontes de neige (Mangin, 1981; Padilla et Pulido, 1992 ; Einsiedl, 2005).

1.3.2.2 Les modèles distribués

L'hétérogénéité spatiale de l'aquifère karstique peut exiger la discrétisation des domaines hydrogéologiques en unités secondaires homogènes. Chacun ayant ses propres paramètres d'écoulement. A partir de la caractérisation des paramètres gouvernant l'hydrodynamique, il est possible de simuler les processus physiques en employant les équations discrètes. Les modèles distribués simulant le comportement des aquifères karstiques peuvent être subdivisés en modèles simples continus également connus sous le nom de *modèles de milieux poreux équivalents* (Teuch, 1988), en modèles *double perméabilité - continues*, en modèles *discrets* et en modèles *discrets - continus*.

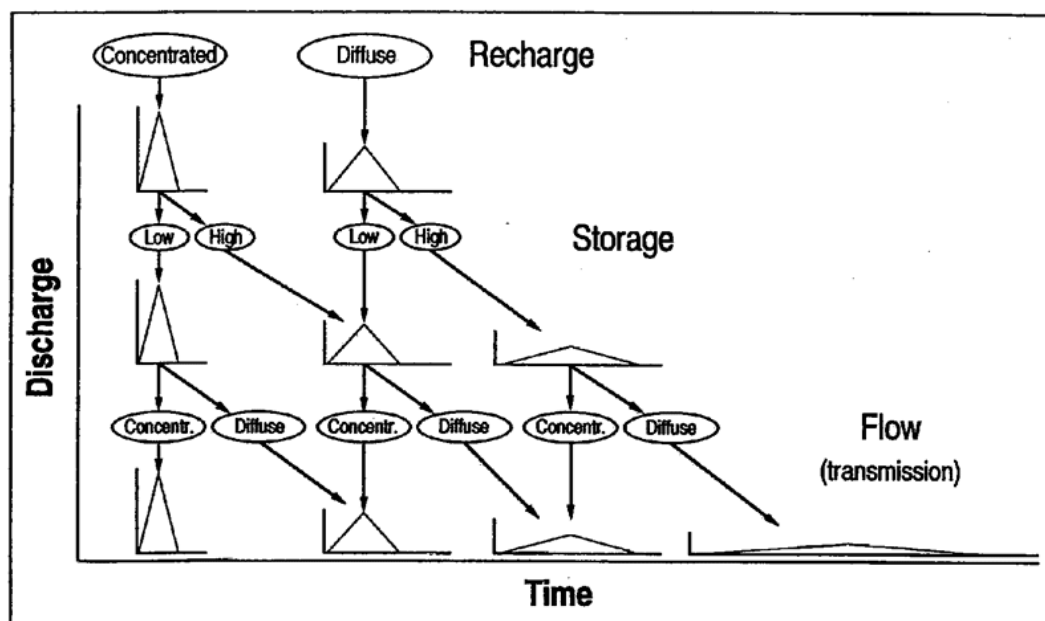


Fig 1.7 Effets possibles de la dualité de la recharge, du stockage et de l'écoulement sur l'hydrogramme de la source karstique (Hobbs et Smart, 1986)

Les modèles de *milieux poreux équivalents* peuvent être employés dans les systèmes karstiques où la taille du système est assez grande pour que les lois hydrodynamiques macroscopiques utilisées puissent simuler le comportement des milieux poreux équivalents (Pankow *et al.*, 1986 ; Neuman, 1987). Ces modèles ont prouvé leur efficacité pour simuler les écoulements régionaux des eaux souterraines dans beaucoup des aquifères, (Ryder, 1985 ; Kuniansky, 1993 ; Teutsch, 1993 ; Angelini et Dragoni, 1997 ; Keeler et Zhang, 1997 ; Greene *et al.*, 1999 ; Larocque *et al.*, 1999 ; Scanlon *et al.*, 2003).

Les modèles de *double perméabilité - continu* supposent que le système karstique est constitué de deux espaces continus (Barenblatt *et al.*, 1960 ; Mohrlök *et al.*, 1997 ; Cornaton et Perrochet, 2002). Le premier milieu est constitué de la matrice calcaire de basse perméabilité, le second milieu est constitué par le réseau de conduits karstiques avec une perméabilité élevée. Dans les modèles *double perméabilité - continu* le conduit karstique et la matrice sont représentés par des formulations de continu. L'échange de l'eau entre deux milieux est calculé en se basant sur la différence de charge hydraulique entre eux, utilisant un terme linéaire d'échange. Les équations d'écoulement pour les deux milieux séparés peuvent être formulées:

$$\nabla(K_i \nabla H_i) = S^i \frac{\partial H_i}{\partial t} + Q_i \pm \alpha_{ex} (H_1 - H_2) \quad 1.13$$

Où i est la marque du milieu considéré, K la conductivité hydraulique (L/T), H la charge hydraulique (L), S le coefficient d'emménagement (-), Q le terme de source (T^{-1}), α le coefficient d'échange ($L^{-1}T^{-1}$). Le dernier terme est le flux d'échange entre les deux milieux.

Les modèles utilisés ne requièrent pas la localisation exacte d'un réseau de conduit karstique et par conséquent ne simulent pas l'écoulement réel dans les conduits (Teutsch, 1988 ; Sauter, 1992 ; Lang, 1995).

Les modèles de conduit discrétisé appliqués aux aquifères karstiques simulent l'écoulement en considérant un écoulement unidimensionnel dans les conduits et en négligeant l'écoulement dans la matrice. Jeannin (1996) a simulé des écoulements stationnaires et turbulents dans des conduits circulaires d'échelle régionale en utilisant la physique des écoulements unidirectionnels habituellement utilisés dans les canaux. L'approximation par un écoulement de conduit est appropriée pour les études régionales. La formulation mathématique de la vitesse moyenne de l'écoulement laminaire dans les conduits unidimensionnels peut être exprimée par la loi de Hagen – Poiseuille :

$$v = -\frac{r^2}{8} \frac{\rho g}{\mu} i \quad 1.14$$

Où v la vitesse moyenne dans le conduit (L/T), r rayon de conduit (L), i le gradient hydraulique (-). La conductibilité de conduit (K_c) est un paramètre unidimensionnel dérivé de la loi de Poiseuille (Goldscheider et Drew, 2007) :

$$K_c = \frac{\pi^4}{8} \frac{\rho g}{\mu} \quad 1.15$$

La formulation mathématique de l'écoulement turbulent dans le conduit unidimensionnel est donnée par loi de frottement de Darcy - Weissbach :

$$Q = -K'A_c \sqrt{I} \quad 1.16$$

Où K' est la conductivité hydraulique efficace d'écoulement turbulent (L/T), A la section traversée à l'écoulement (L^2). Louis (1968) a exprimé la conductivité hydraulique efficace pour d'écrire l'écoulement de conduit :

$$K' = 2 \log \left(1,9 \frac{D}{\varepsilon} \right) \sqrt{2gD} \quad 1.17$$

Où D le diamètre hydraulique (L), R rayon hydraulique (L), ε la taille absolue des irrégularités le long des murs de conduit (L).

Par les modèles *discrets - continus* il est possible de simuler l'écoulement couplé dans le conduit et dans la matrice. Dans cette approche le réseau de conduit est représenté par une structure unidimensionnel ou bidimensionnel, les éléments discrétisés sont intégrés dans un ensemble continu représentant la matrice. Dans ces modèles, l'écoulement à l'interface entre les conduits et la matrice est habituellement établi en supposant que le charge hydraulique est continue (Király, 1998) ou en imposant des transferts en fixant des valeurs de flux (Clemens *et al.*, 1998). Cette approche est bien adaptée à la représentation de la structure globale d'un aquifère karstique. Les modèles *discrets-continus* permettent de simuler les processus hydrodynamiques régissant les relations entre les conduits et la matrice. Ils peuvent être employés pour obtenir une meilleure compréhension de ces processus et pour examiner la sensibilité d'autres approches tout en respectant les réseaux de conduits (Cornaton et Perrochet, 2002 ; Kovacs, 2003). Une exigence importante inhérente à l'approche *discrète - continue* est la nécessité de disposer d'informations détaillées sur le réseau de conduit.

Teutsch et Sauter (1998) ont établis trois facteurs principaux permettant de choisir l'approche la plus pertinente :

- (i) *Le degré de karstification* est déterminé à partir du classement des écoulements au sein de l'aquifère karstique qui sont principalement diffus ou dans des conduits. Teusch (1993),

propose de modéliser le comportement des aquifères diffus par un milieu poreux équivalent.

- (ii) *L'objectif de la modélisation* est déterminant dans le choix de la méthode appropriée. Par exemples des objectifs peuvent inclure : l'évaluation de l'écoulement régional des eaux souterraines pour la gestion de l'eau, l'analyse du transport de contaminant vers une source, ou plus généralement l'évaluation de la vulnérabilité de l'aquifère vis-à-vis de la contamination.
- (iii) *La disponibilité de différents types de données* peut également contraindre le type de l'approche utiliser. Dans certains cas les informations portent seulement sur le débit de l'exutoire karstique (Angelini et Dragoni, 1997), tandis que pour d'autres études les informations porteront sur le système d'écoulement, y compris le débit de l'exutoire, le niveau d'eau, les résultats de traçage.

1.4 Les questions scientifiques

La modélisation d'un système karstique doit rendre compte du comportement global et local observé dans la nature. Pour y parvenir il faut pouvoir répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les équations qui pourront rendre compte des écoulements différents observés dans l'aquifère karstique ?
- Comment le modèle pourra t-il être validé ? Comment savoir que le modèle simule bien les processus naturels ?
- Le modèle peut-il rendre compte à la fois du comportement hydrodynamique en régime permanent et en régime transitoire ?

CHAPITRE 2. LE SYSTÈME KARSTIQUE DU VAL D'ORLÉANS

CHAPITRE 2. LE SYSTÈME KARSTIQUE DU VAL D'ORLÉANS

2.1 Introduction

Le Val d'Orléans (Fig 2.1) est considéré comme une vaste dépression est - ouest du lit majeur de la Loire. Il s'étend sur une longueur de 33 km, depuis Sigloy, à l'Est, jusqu'à la confluence de la Loire - Loiret, à l'Ouest. Sa largeur passe à 6 km pour atteindre sa valeur maximale (8 km) à Sandillon.

2.2 Contexte hydrographique

En plus de la Loire qui délimite la partie nord du val, les eaux de surface du Val d'Orléans sont drainées par deux cours d'eau principaux, le Dhuy affluent du Loiret, et ce dernier qui se jette dans la Loire à la pointe de Courpain.

2.2.1 Le Dhuy

Le Dhuy, long de 34,2 km, draine un bassin versant de 206 km² (Géo-Hyd, 2004). Il s'écoule au pied du plateau de Sologne et se jette dans le Loiret 1000 m à l'aval de la source du Bouillon. Le Dhuy présente de grandes variations de débits. Durant les périodes de hautes eaux, il peut présenter des débits de l'ordre de 15 m³/sec. Par contre, au cours de la période d'étiage, son débit est presque nul (Albéric et Lepiller, 1998 ; Albéric, 2003).

2.2.2 Le Loiret

Le Loiret est long de 11,6 km. Il draine directement un bassin versant topographique de 75,5 km². Une part importante de l'eau du Loiret provient du drainage des eaux souterraines. Les sources du Loiret situées dans le Parc Floral d'Orléans, le Bouillon et l'Abîme sont considérées comme les deux émergences principales des pertes de la Loire (Fig 2.2). En aval des sources du Bouillon et de l'Abîme, les sources les plus importantes car permanentes sont: les sources des Béchets, la source du Clouseau, la source du pont Saint-Nicolas, la source de la Pie, les sources de Bellevue la Chapelle sur la Loire. Le Loiret reçoit en rive droite trois affluents : le bras de Bou, le bras des Montées et le bras du Couasnon.

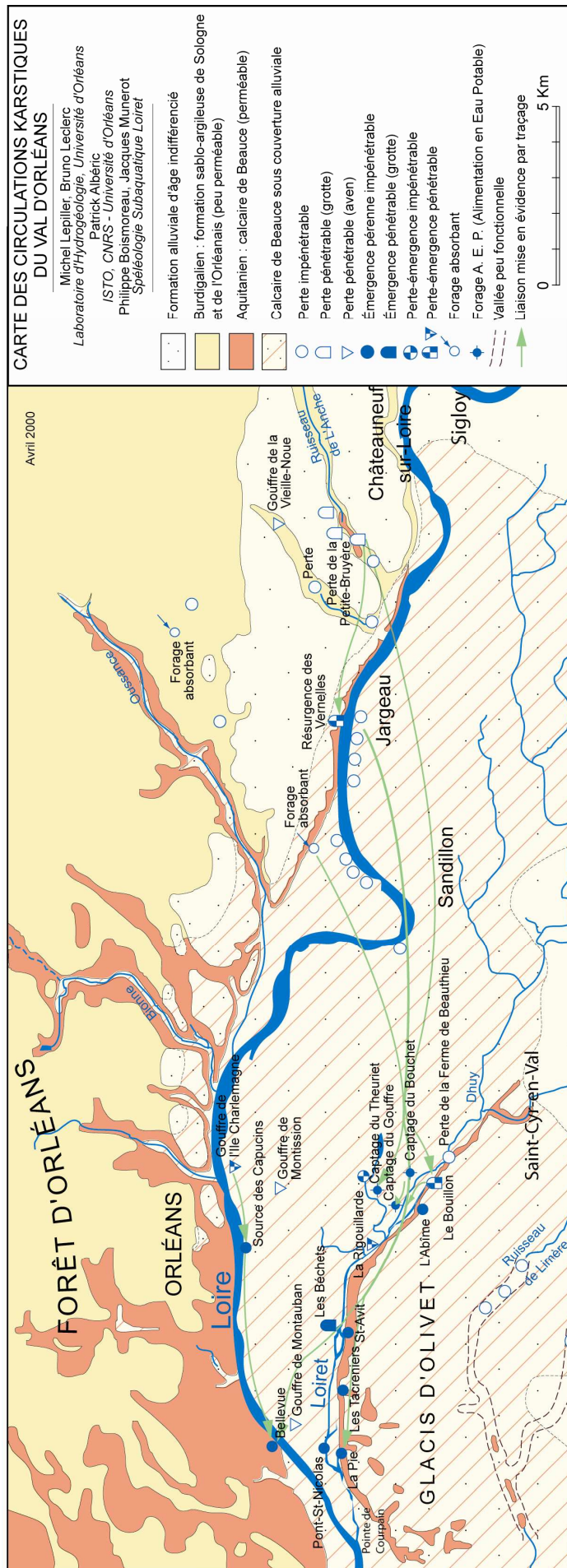


Fig 2.1 Géologie et limites du système karstique du Val d'Orléans (Albéric et Lepiller, 1998)



Fig 2.2 La source du Bouillon au Parc Floral d'Orléans

2.3 Contexte hydrogéologique

Situé au sud du bassin de Paris, la géologie du Val d'Orléans présente des formations marines puis lacustres déposées durant les régressions successives cénozoïques. Ces faciès sont en grande partie recouverts par des alluvions fluviales quaternaires.

2.3.1 Les alluvions (Fig 2.3)

Alluvions modernes (fz) : dans le lit mineur de la Loire, les alluvions modernes sont représentées également par des sables et des graviers. Dans le lit majeur, ce sont des limons de crue, sablonneux et micacés. A l'exception de quelques zones d'extension limitées, l'épaisseur des alluvions dans le val ne dépasse pas 10 m (Desprez, 1976 ; Martin et Noyer, 2003).

Alluvions récentes (fy) : Les dépôts se localisent dans le lit majeur de la Loire sous les limons de crues. Ils sont représentés par des sables (quartz, feldspath et éléments accessoires des roches cristallines) et des graviers. A l'aval d'une ligne Jargeau - Saint-Cyr-en-Val, ils reposent directement sur le calcaire de Beauce. A l'amont de cette ligne, ils reposent sur les marnes de l'Orléanais.

Alluvions anciennes (fx) : elles constituent les terrasses qui recouvrent les sables de Sologne.

2.3.2 Sables et argiles de Sologne

Ces terrains à dominante d'argiles et de sables argileux, n'affleurent qu'en dehors des limites du val. Ils constituent le sous-sol de la Sologne et de la forêt d'Orléans (Martin et Noyer, 2003).

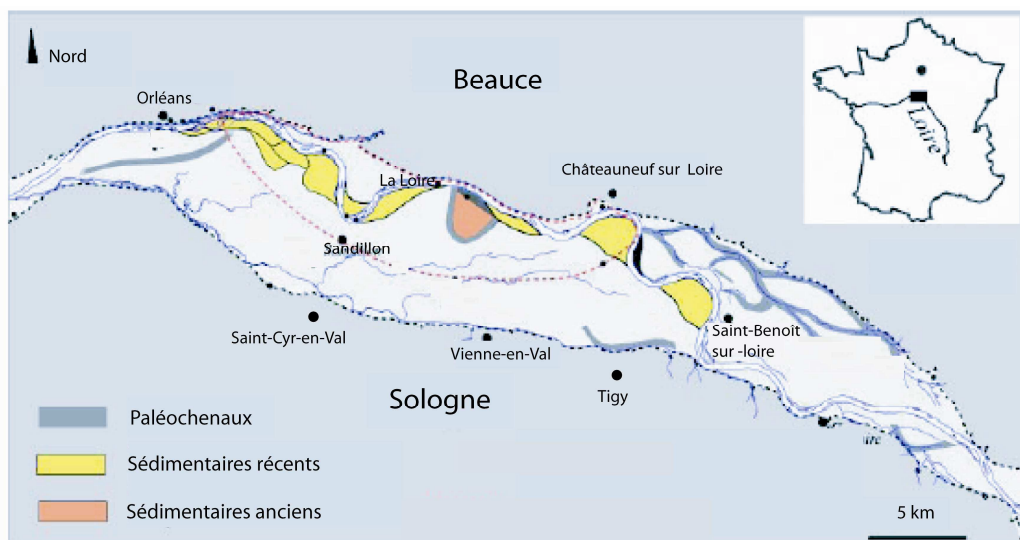


Fig 2.3 Les formations hydrogéologiques du Val d'Orléans (Martin et Noyer, 2003)

2.3.3 Marnes de l'Orléanais

Ces terrains sont représentés par des argiles vertes, compactes, parfois graveleuses au pied et généralement accompagnées de marne blanche. Ils sont absents à l'Ouest d'une ligne Jargeau - Saint-Cyr-en-Val, leur épaisseur est variable, et augmente progressivement en direction de Tigy.

2.3.4 Les calcaires de Beauce

Cet aquifère est l'un des plus étendus de France. Il alimente une grande partie du bassin parisien. Ces formations aquifères d'origine lacustre (calcaires du Tertiaire), étendus sur près de 9000 km² renferment une nappe libre au Nord de la Loire et captive sous le recouvrement argilo - sableux du Burdigalien de la Sologne, au Sud du département (Gigout, 1973 ; Lorain, 1973).

La nappe des calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans est plus étendue que la nappe alluviale (Fig 2.3). Elle s'étend de part et d'autre sous la forêt d'Orléans, sous la Sologne et sous le Val d'Orléans. Elle est captive dans la partie Est et Sud du val et sous la forêt. L'ensemble des calcaires de Beauce, est constitué principalement des niveaux perméables des calcaires de Pithiviers sur sa partie supérieure, et des calcaires d'Etampes sur sa partie inférieure. Ces deux niveaux sont séparés par les formations moins perméables de la molasse du Gâtinais.

Sur le calcaire de Beauce du Val d'Orléans, nous retiendrons quelques chiffres (Géo-Hyd, 2004) :

Superficie des calcaires : 165 km²

Epaisseur des calcaires : 20 m en moyenne

La zone saturée des calcaires : 15 m en moyenne

Coefficient de porosité des calcaires : 10 % environ

Volume total de l'aquifère des calcaires : 3300 millions de m³

Volume de la zone saturée des calcaires : 2475 millions de m³

La communication entre la nappe alluviale et la nappe de Beauce est effective dans la partie Ouest du val. Dans la partie Est, la formation des argiles de Sologne s'intercale entre ces deux aquifères, rendant la nappe des calcaires localement captive (Martin et Noyer, 2003).

2.3.5 Interrelation entre les milieux superficiels et souterrains

Les interrelations entre les différents milieux sont nombreuses et complexes, du fait notamment de la karstification des calcaires de Beauce.

A) Infiltration des eaux de la Loire à Jargeau

Les pertes de la Loire dans le lit du fleuve à Jargeau sont de l'ordre de 15 à 20 m³/sec et pourraient atteindre 100 m³/sec en période de crue (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Livrozet, 1984 ; Lepiller et Mondain, 1986; Le Borgne *et al.*, 2005). L'eau qui s'infiltré (Fig 2.4) alimente la nappe des calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans là cette eau est prélevée et destinée à la consommation d'une partie de l'agglomération Orléanaise. Schématiquement, les eaux de la Loire infiltrées contribuent à environ 70% de l'eau qui est prélevée aux captages du val et au moins à 80% des eaux qui émergent aux différents résurgences du Loiret (Helsens, 1981 ; Lelong et Lepiller, 1981 ; Albéric et Lepiller, 1998).

B) Infiltration au nord de la Loire

Une circulation karstique a été démontrée à l'Ouest de Châteauneuf-sur-Loire (rive droite de la Loire) vers les sources du Loiret. La Loire n'est donc pas une limite pour les écoulements souterrains. Une partie de l'eau émergeant dans le Loiret au Sud, provient du Nord et passe sous la Loire. Par endroit, la Loire est perchée au dessus de l'aquifère du val (Lepiller, 2006).



Fig 2.4 Vue des pertes de la Loire à Jargeau. Elles sont de l'ordre de $15 \text{ à } 20 \text{ m}^3/\text{sec}$ et pourraient atteindre $100 \text{ m}^3/\text{sec}$ en crue.

C) Localisation des principaux conduits

Les conduits principaux qui alimentent l'aquifère karstique du Val d'Orléans sont localisés entre Jargeau et les sources du Loiret d'une part et entre Sandillon et ces sources d'autre part (Desprez, 1976 ; Chatelain *et al.*, 1981 ; Chéry et Lepiller, 1981 et 1986). Les conduits karstiques du Val d'Orléans sont très développés en raison de la circulation des eaux souterraines qui peut être rapide entre la zone de recharge sur la Loire et les exutoires du Loiret. Ces circulations causent des effondrements de la voûte calcaires par dissolution, et par conséquent un élargissement des conduits. Ils font classiquement plusieurs mètres de diamètre (Fig 2.5) et la vitesse d'écoulement peut être identique à celle observée dans les fleuves. Les essais de traçages réalisés entre les pertes de la Loire et les exutoires du Loiret montrent que les vitesses de transit entre la Loire et la source du Bouillon sont de l'ordre de 100 à 130 m/h, mais elles peuvent atteindre 200 m/h à l'aval de la source du Bouillon (Caudron et Albinet, 1965 ; Zunino, 1979 ; Chéry, 1983 ; Le Borgne *et al.*, 2005).

D) Existence d'un conduit karstique développé sous le plan d'eau de l'Ile Charlemagne

Les eaux de l'Ile Charlemagne (Fig 2.1) ne semblent pas être en relation direct avec les eaux de la Loire ou celles des sources du Loiret. Cet axe de drainage est indépendant de l'axe Jargeau - Loiret. Ce conduit se dirige vers les sources de Bellevue la Chapelle sur la Loire (Lepiller, 1996 et 2006).



Fig 2.5 Les conduits principaux dans le système karstique du Val d'Orléans (http://www.apsl-loiret.org/IMG/pdf/Bulletin_speleo.pdf)

2.4 Caractérisation du fonctionnement hydraulique du système Loiret

La rivière du Loiret est en interaction permanente avec l'aquifère des calcaires de Beauce sous-jacent. La ligne d'eau du Loiret est jalonnée par différents exutoires (Fig 2.6). Le Loiret s'écoule sur un lit à pente très faible de l'ordre 0,07‰. Ce n'est qu'entre les moulins de Saint-Samson et Saint-Santin que la pente augmente un peu (0,6‰) (Martin et Noyer, 2003).

A) En période de hautes eaux

Plusieurs résurgences karstiques viennent rejoindre le cours du Loiret (Fig 2.7). En cette période, les circulations karstiques entre les pertes de la Loire et les émergences du Loiret sont rapides en raison du fort débit de la Loire. La quantité des apports du Dhuy et les affluents du Loiret sont importants pendant la période pluviale.

B) En période de basses eaux

L'influence des apports souterrains est déterminante puisque les débits des affluents et notamment ceux du Dhuy peuvent être quasi nuls (Fig 2.7). Généralement, en conditions de basses eaux du Dhuy, la surface piézométrique de l'aquifère karstique est située au-dessus de la ligne d'eau du Loiret : les orifices amont le long du Loiret fonctionnent en exutoires. En conditions de hautes eaux du Dhuy et de basses eaux de l'aquifère karstique, la ligne d'eau du Loiret s'établit au-dessus de la surface piézométrique : les orifices fonctionnent en pertes. Ces périodes, appelées inversacs, peuvent affecter la source du Bouillon (Albéric, 2001 et 2008).

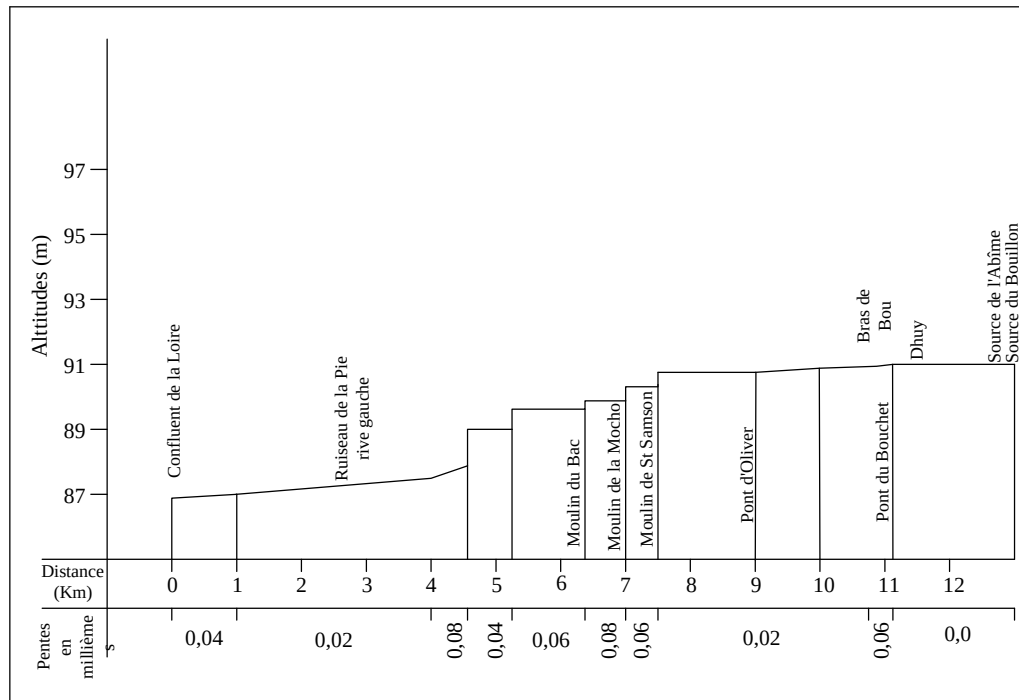


Fig 2.6 Profil en long de la rivière du Loiret (Lepiller, 1996)

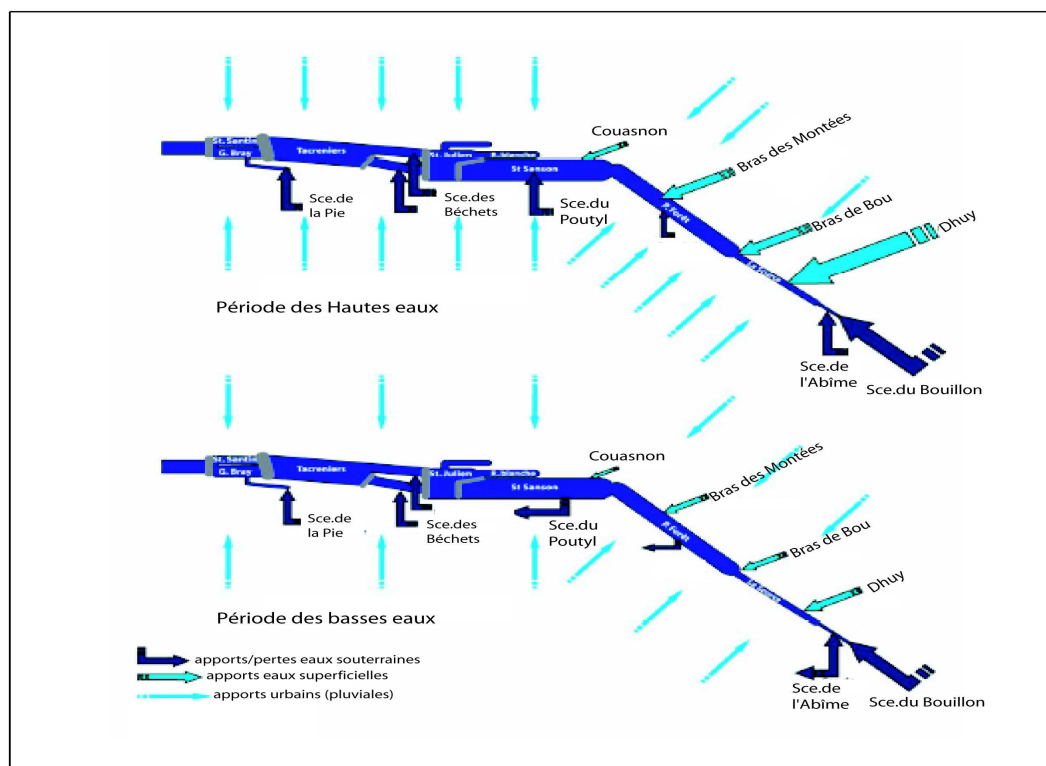


Fig 2.7 Le système hydraulique de la rivière du Loiret (Géo-Hyd, 2004)

2.4.1 Hydrologie du système karstique du Val d'Orléans

2.4.1.1 Débit des pertes de la Loire

La Loire aux environs de Châteauneuf-sur-Loire - Jargeau, abandonne une partie de ses débits à des circulations souterraines et ces débits perdus dans la zone amont du Val d'Orléans sont restitués à l'aval, notamment par le Loiret et ses sources. Sainjon (1859) notait qu'après Bouteille, le débit de la Loire diminuait progressivement jusqu'à Orléans. Le 5 octobre 1859, en période d'étiage, il donnait un profil en long des débits de la Loire (Tableau 2.1).

Tableau 2.1 Résultats des jaugeages en Loire par Sainjon le 5/10/1859

Point de jaugeage	Débit de la Loire (m ³ /sec)
Bouteille	42,3
Jargeau	34,8
100 m en amont de la confluence Loire-Loiret	30,8
400 m en aval de la confluence	45

Les jaugeages effectués entre le 25 août et le 20 octobre 1859, en condition de basses eaux de la Loire, montraient que le débit perdu entre Jargeau et Orléans était de 5 et 7,5 m³/sec (Janet, 1901 ; Marboutin, 1901 et 1902). En 1865, Sainjon démontrait que la Loire subissait des pertes progressives entre Guilly et Orléans de 20 à 25 m³/s, et que le fleuve retrouvait le débit observé à Guilly à l'aval de la confluence avec le Loiret.

Plus récemment, la Fig 2.8 présente le débit de la Loire à Orléans, Gien (70 km à l'amont d'Orléans) et Blois (62 km à l'aval d'Orléans). On voit clairement que le débit à Orléans est inférieur du celui à Gien et Blois, en raison des pertes de la Loire à Châteauneuf-sur-Loire, Jargeau et à Sandillon. Par contre, le débit de la Loire à Blois montre que la Loire se recharge par la confluence Loire - Loiret, la nappe de Beauce et les formations de Sologne.

2.4.1.2 Débits des exutoires du Loiret

Les débits d'exhaure du système karstique du Loiret ne sont connus qu'à partir des évaluations du débit des exutoires par tronçon de cours d'eau obtenues par la différence entre les jaugeages du Loiret au pont du Bouchet ou à la confluence avec la Loire et ceux du Dhuy (Tableau 2.2). On constate que le débit de la source du Bouillon représente moins de 16% du débit total des exutoires.

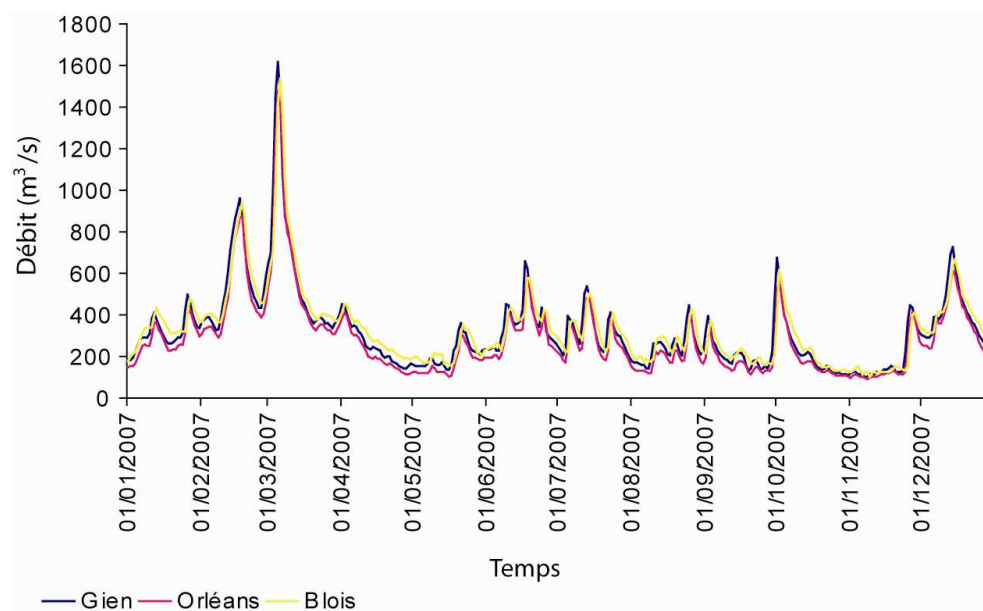


Fig 2.8 Débit moyen journalier de la Loire à Gien, Orléans et Blois (2007)

Le Tableau 2.3 montre les estimations des baisses de débit du Loiret entre 1965 et 1988. Le débit au pont du Bouchet moins le débit du Dhuy ($Q_{\text{Bouchet}} - Q_{\text{Dhuy}}$) donne approximativement le débit des sources du Loiret entre la source du Bouillon et le pont du Bouchet. Le débit à la confluence Loire - Loiret moins le débit du Dhuy ($Q_{\text{confluence}} - Q_{\text{Dhuy}}$) donne approximativement la somme de débit des sources du Loiret. Généralement, le débit des exutoires du Loiret présente une tendance nette à la baisse. On constate qu'à la source du Bouillon, le débit a diminué dans une proportion plus importante (44%) qu'aux exutoires situés à l'aval dont la baisse est plus limitée (35%) et homogène.

Tableau 2.2 Débit des exutoires par tronçons de cours du Loiret (Sainjon, 1888 ; Guillerd, 1946 ; Lepiller, 2006)

	De la source du Bouillon au Pont du Bouchet	De la source du Bouillon au Pont du Bouchet	De la source du Bouillon au Pont du St- Nicolas	De la source du Bouillon à la confluence avec la Loire	Loiret à la confluence (débit du Dhuy inclus)
Période	De 12/1936 à ?/1945	De 09/1965 à 12/1987	De 10/1965 à 12/1988	De 09/1966 à 08/1988	De 06/1859 à 08/1900
Débits extrêmes	$0,4 < Q < 5,7$	$0,124 < Q < 2,83$	$1,633 < Q < 16$	$2,77 < Q < 8,75$	$9,7 < Q < 18,3$
Débit moyen en (m^3/sec)	$Q_{\text{moyen}} = 2,4$	$Q_{\text{moyen}} = 1,47$	$Q_{\text{moyen}} = 6,61$	$Q_{\text{moyen}} = 5,39$	$Q_{\text{moyen}} = 14$

Tableau 2.3 Estimation des baisses de débit du Loiret entre 1965 et 1988 (Lepiller, 2006)

Période	Q Bouillon	Q Bouchet-Q Dhuy	Q Confluence -Q Dhuy
Baisse de débit du 17/9/1965 Au 01/12/1988 en %	44%	35%	34%

2.4.2 Piézométrie du système karstique du Val d'Orléans

Une carte piézométrique du Val d'Orléans a été réalisée à partir des mesures de septembre - octobre 1966 (sur 712 puits) en période de basses eaux, et de novembre 1966 en période de hautes eaux. Cette étude concernait le secteur situé entre Châteauneuf-sur-Loire et la confluence Loire - Loiret. La Figure 2.9 a et b présente les cartes piézométriques des calcaires de Beauce pendant l'étiage et pendant la crue. Plus récemment, pour évaluer les hauteurs d'eau, une nouvelle carte a été réalisée sur 100 points en 2008. Elle ne montre pas de différences significatives.

A) Carte piézométrique en période basses eaux

L'examen de la surface piézométrique appelle les remarques suivantes (fig 2.9) :

- Présence des axes de drainage (karst) de Châteauneuf-sur-Loire en direction de Vienne-en-Val, et de Jargeau à Sandillon où les deux axes confluent.
- Convergence des axes de drainage vers les sources du Loiret.
- Axe de drainage à partir de l'Île Charlemagne se dirige vers les sources de Bellevue la Chapelle sur la Loire.

B) Carte piézométrique en période hautes eaux

Quelques caractéristiques sont mises en évidence pendant cette période :

- Présence des axes karstiques en rive droite de la Loire : le premier entre Checy et Combleux et le deuxième axe à l'aplomb de Bou.
- Les axes de drainages confluent vers Sandillon, Saint-Cyr-en-Val et les sources du Loiret (Bouillon et Abîme).

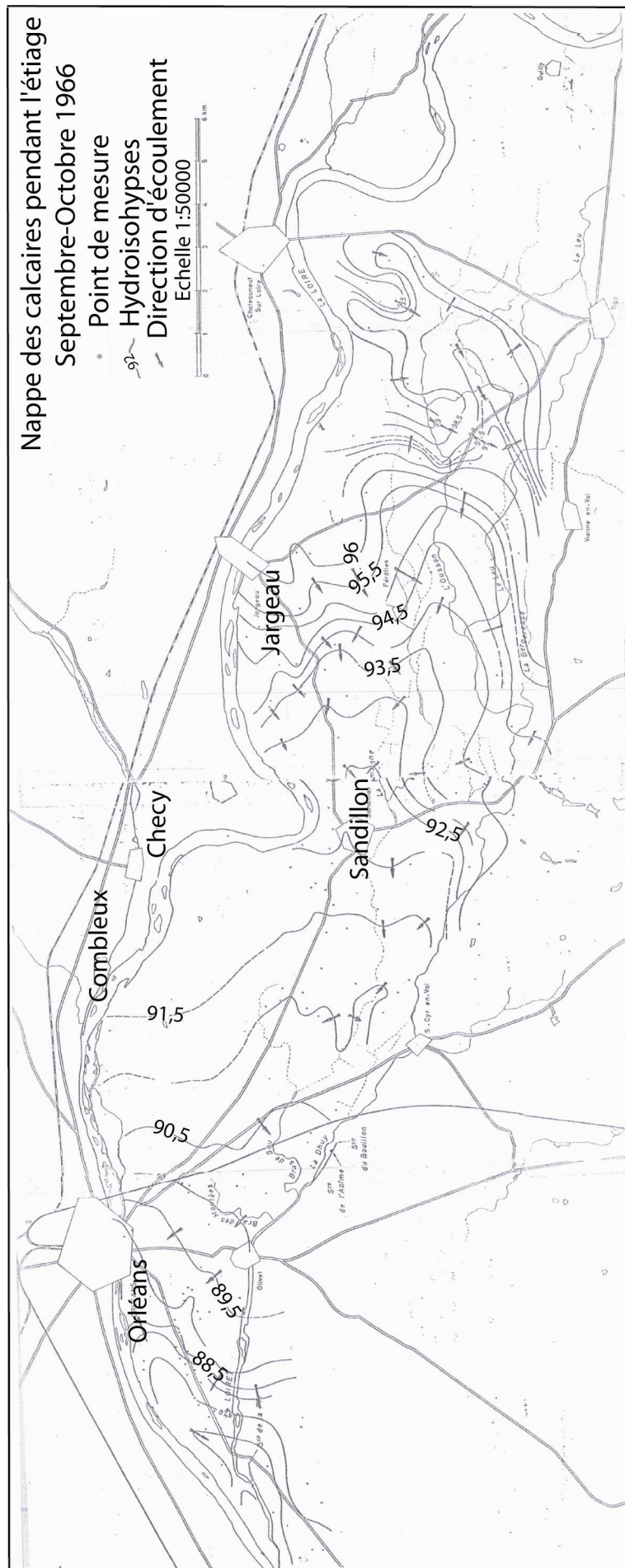


Fig 2.9 (a) Piézométrie des calcaires de Beauce dans le Val d'Orléans pendant l'étiage (Desprez, 1976)

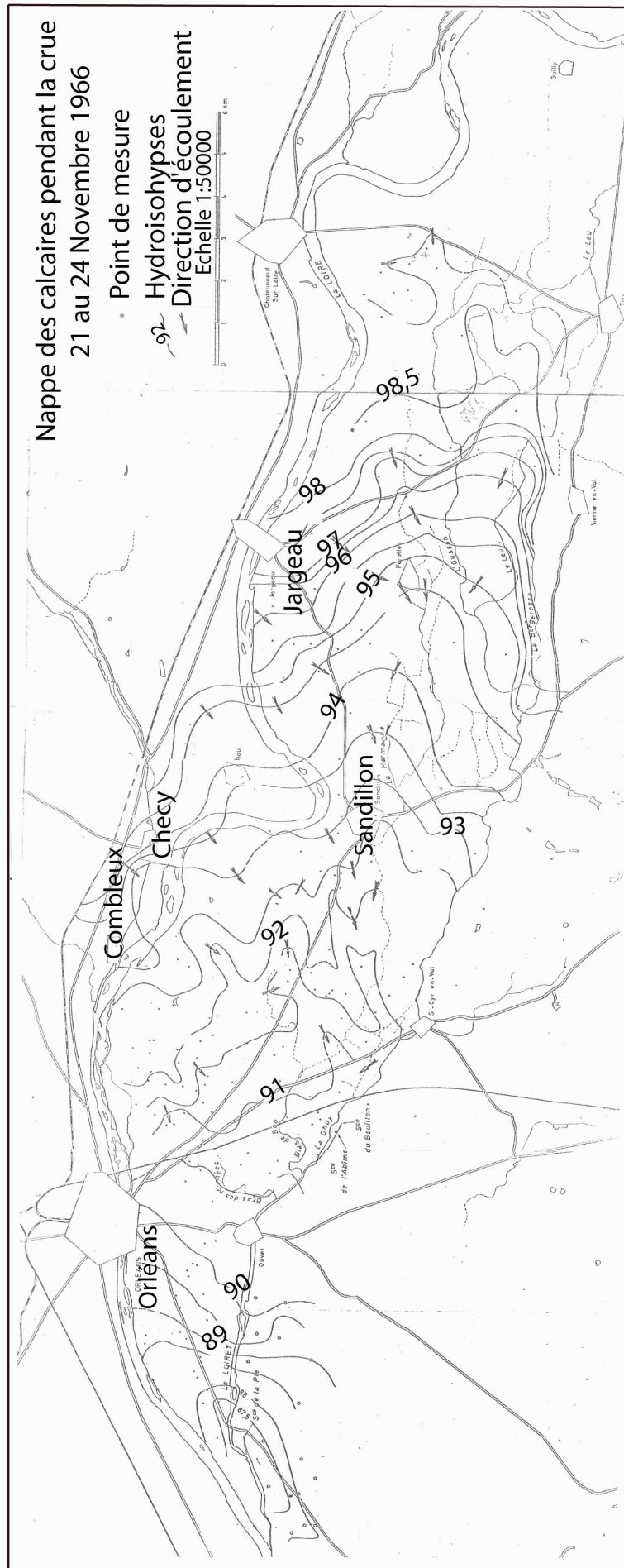


Fig 2.9 (a) Piézométrie des calcaires de Beauce dans le Val d'Orléans pendant la crue (Desprez, 1976)

2.4.3 Les essais de traçages

De nombreux essais de traçages ont été réalisés dans le système karstique du Val d'Orléans (Albinet et Brossier, 1973 ; Chéry *et al.*, 1982 ; Chéry, 1983) pour confirmer les circulations des eaux de la Loire depuis les pertes jusqu'aux résurgences.

En 1901, Marboutin démontrait définitivement le phénomène à la suite d'expériences d'injection de fluorescéine. De ces expériences, Marboutin déduisait la vitesse de circulation de l'eau dans les calcaires, de l'ordre de 130 à 190 m/h. Plus récemment, de nombreux essais ont été réalisés à Jargeau par le Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans, l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans et le BRGM.

2.4.3.1 Procédé analytique

L'uranine a été employé pour l'ensemble des essais de traçages souterrains dans le système karstique du Val d'Orléans en raison de sa très grande sensibilité de détection et de sa faible tendance à l'adsorption. Le traceur a été analysé en utilisant un spectrofluorimètre. L'excitation et l'émission pour l'uranine sont de 491 et 512 nanomètres, respectivement. Pendant cette excitation, une lumière fluorescente est émise. Cette fluorescence est proportionnelle à la concentration en colorant (SSH, 2002). Le Tableau 2.4 représente les détails pour chaque expérience tel que le nombre des échantillons qui ont été rassemblés aux différents points d'émergence, la fréquence de prélèvement, la masse du traceur injectée, et les limites de la détection en fonction du type de spectrofluorimètre utilisé.

Tableau 2.4 Les principales caractéristiques des essais de traçages à Jargeau (l'essai de 1973 a été réalisé par Albinet et Brossier; 1998 et 2001 ont été réalisés par le Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Orléans; 2006 et 2007 par l'Ecole Polytechnique de l'Université d'Orléans et l'ISTO dans le cadre de cette thèse).

Essais	Nombre d'échantillons prélevés aux sources						Fréquence de prélèvement (hr)	Masse injectée (kg)	Limite de spectrofluor- imèter (mg/L)
	Bouillon	Béchets	Pie	Clouseau	Bellevue	Saint Nicolas			
05/02/1973	15	0	0	0	0	0	2	15	0,1
20/02/1998	100	100	100	0	100	0	2	1	0,001
25/05/2001	100	76	0	100	0	0	1	2	0,001
15/11/2001	200	132	178	159	0	0	1	2	0,001
16/11/2006	170	0	170	0	0	0	1	1	0,0001
14/11/2007	190	0	0	0	0	106	1	1	0,0001

2.4.3.2 Les résultats de traçages

Les paramètres hydrodynamiques et de transport peuvent être estimés à l'aide des essais de traçages. Les essais de traçages effectués à Jargeau sont utilisés pour étudier le système karstique du Val d'Orléans. Ces essais ont contribué à montrer la relation entre le point de perte et celui d'émergence du système. Les vitesses de transit mesurées entre la Loire et la source du Bouillon sont de l'ordre de 100 à 130 m/h, mais elles peuvent atteindre 200 m/h à l'aval du Bouillon (Caudron et Albinet, 1965 ; Zunino, 1979 ; Chéry, 1983 ; Le Borgne *et al.*, 2005). De ces résultats, il apparaît que la perméabilité du conduit est très élevée. Le taux de restitution du traceur aux sources est fortement variable selon les conditions hydrologiques, la masse de traceur injectée et le débit. Le taux de restitution augmente à la source en condition de basses eaux, et avec l'augmentation de la masse injectée.

La figure 2.10 montre les essais de traçages de 6/02/1973, 20/02/1998, 25/05/2001, 15/11/2001, 16/11/2006 et 14/11/2007. Le traceur est restitué premièrement à la source du Bouillon en quantité très variable. En condition de basses eaux, la restitution à cette source est de l'ordre de 10 à 20 fois plus élevée qu'en conditions de hautes eaux (Lepiller, 1996 et 2001). Le traceur a été détecté à la source du Bouillon 70, 84, 74, 81, 72 et 57 heures après l'injection de traceur le 6/02/1973, 20/02/1998, 25/05/2001, 15/11/2001, 16/11/2006 et le 14/11/2007, respectivement. La concentration restituée atteint son maximum de 5,91 ng/ml après 92 heures pour l'essai du 6/02/1973, 0,56 ng/ml après 100 heures pour l'essai du 20/02/1998, 0,39 ng/ml après 87 heures pour l'essai du 25/05/2001, de 0,56 ng/ml après 104,5 heures pour l'essai du 15/11/2001, de 0,072 ng/ml après 88 heures pour l'essai du 16/11/2006 et 0,1 ng/ml après 79 heures pour l'essai du 14/11/2007. Les traçages réalisés ont mis en évidence une forte accélération du transit vers l'aval du système. Trois expériences ont été faites en période de hautes eaux (essais du 6/02/1973, 16/11/2006 et 14/11/2007). Une forte restitution du traceur a été remarquée à la source du Bouillon pour l'essai du 6/02/1973 par rapport aux essais du 16/11/2006 et 14/11/2007. Le tableau 2.5 présente les paramètres obtenus à la source du Bouillon par les essais de traçages réalisés à Jargeau.

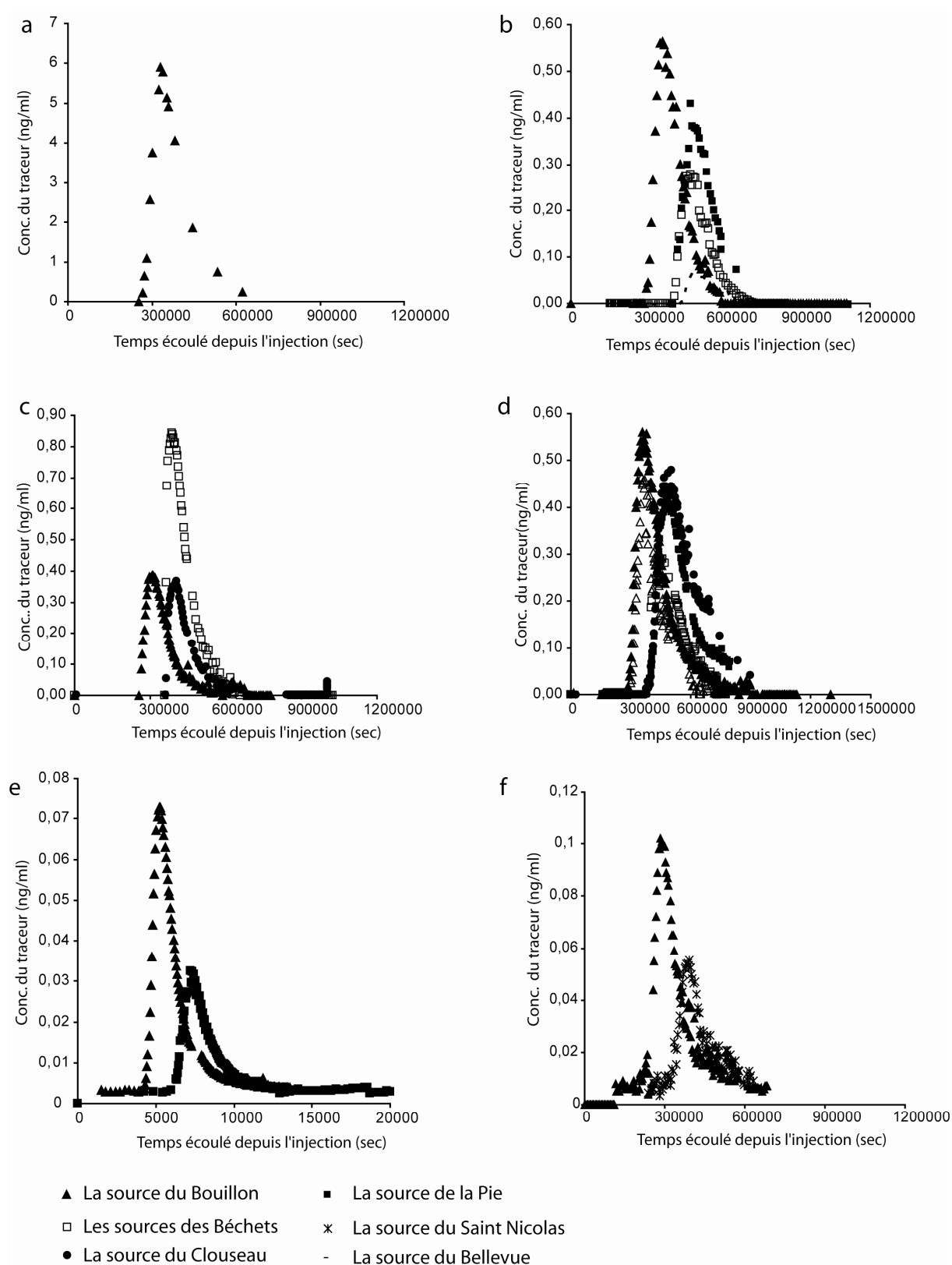


Fig 2.10 a expérience du 6/02/1973, b expérience du 20/02/1998, c expérience du 25/05/2001, d expérience du 15/11/2001, e expérience du 16/11/2006 et f expérience du 14/11/2007

Tableau 2.5 Les principaux paramètres obtenus à la source du Bouillon par les essais de traçages

Expérience	Q (l/s)	t ₁ min	t ₂ min	t _{max} min	t _d min	C _{max} (ng/ml)	V ₁ (m ³)	V ₂ (m ³)	%r	TMS (h)	Variance (min ²)
5 fev 73	700	4200	10392	5520	6192	5,9	176400	260064	3,7	106	1,4E+6
20 fev 98	300	5029	10047	5989	5018	0,57	90522	90324	2,1	113	9,7E+5
25mai2001	300	4250	11445	5145	7195	0,39	76500	129510	0,7	101	2,1E+6
15nov2001	300	4889	14970	6269	10081	0,56	88000	181458	1,4	121	3,5E+6
16nov2006	700	4200	11820	5220	7620	0,07	176400	320040	0,66	107	2,8E+6
14nov2007	470	3420	11340	4740	7920	0,1	91314	211464	0,65	98	3,3E+6

2.5 Conséquences sur la vulnérabilité de la ressource vis-à-vis d'une pollution

Le système karstique du Val d'Orléans est très développé en raison de la circulation des eaux souterraines qui peut être rapide entre la zone de recharge sur la Loire et les exutoires du Loiret. La plupart des expériences de traçages artificiels réalisés dans ce karst indiquent des temps moyens de séjour inférieurs aux 4 jours (Chéry *et al.*, 1982 ; Chatelain et Livrozet, 1982 ; Livrozet, 1984; Chéry et Lepiller, 1986). La forte connexion avec les pertes de la Loire, rend l'aquifère karstique extrêmement vulnérable à une pollution chronique ou accidentelle en surface. Dans le cas d'une utilisation de la ressource pour l'AEP (alimentation en eau potable), un système d'alerte de pollution a été installé en amont des zones de pertes sur la Loire et un dispositif permettant l'arrêt des pompages a été mis en place. Les autres solutions pour minimiser la vulnérabilité vis-à-vis d'une pollution sont limitées dans cet aquifère karstique car les pertes de la Loire sont distribuées dans son lit à l'amont du val.

La forte proximité géochimique entre les eaux des sources du Loiret et les eaux de la Loire (Helsens, 1981 ; Lelong et Lepiller, 1981 ; Chéry, 1983 ; Albéric et Lepiller, 1998) rend l'aquifère karstique très vulnérable, car tout polluant injecté aux pertes transite rapidement jusqu'aux sources.

2.6 Modélisations antérieures réalisées sur le système karstique du Val d'Orléans

Un modèle mathématique de simulation des écoulements souterrains a été établi par Zunino (1979) à partir de Châteauneuf-sur-Loire jusqu'à la confluence Loire - Loiret. Le système était considéré comme un aquifère unique à double couche (alluviale et calcaire de Beauce). L'approche double perméabilité – continue a été utilisée en employant la loi de Darcy dans la matrice et les conduits karstiques. L'équation différentielle partielle a été

résolue par la méthode de différence finie. L'espace a été découpé en mailles de 635 m de côté. Pour résumer, les résultats obtenus par ce modèle ont montré que les valeurs de transmissivité hors conduits varient de 0,01 à 0,1 m²/s dans la partie aval où l'aquifère des calcaires est en contact direct avec les alluvions. Elles sont 10 à 100 fois plus faibles dans la partie amont où cet aquifère est captif.

Plus récemment, Martin et Noyer (2003) ont établi un modèle hydrodynamique des écoulements d'eau dans le système karstique du Val d'Orléans. Le modèle numérique a traité le système entre la Loire au Nord, le Loiret, le Dhuy et les coteaux de Sologne au Sud, soit environ 40 km de long sur une largeur moyenne de 6 km. Le code utilisé dans ce modèle est le progiciel MARTHE du BRGM, qui est un outil de modélisation aux différences finies, applicable aux milieux poreux équivalents. Les résultats indiquaient que la conductivité hydraulique varie de 5 à 200E-4 m/s hors des conduits et 6 m/s dans les conduits.

2.7 Les spécificités du système karstique du Val d'Orléans

2.7.1 Un système binaire alimenté par un fleuve

Ce système est considéré comme un système binaire due à sa manière d'alimentation. La Loire contribue à plus de 80% à l'alimentation du système aquifère du Val d'Orléans. L'apport prévu de la Loire dans les pertes localisées proches de Jargeau varie de 15 à 20 m³/s et peut atteindre 100 m³/s pendant la crue (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Livrozet, 1984; Lepiller et Mondain, 1986; Le Borgne, 2001; Le Borgne *et al.*, 2005). Deux types d'écoulement existent dans ce système : un écoulement lent dans la matrice et un autre rapide dans les conduits. Le système d'écoulement dans cet aquifère karstique est compliqué par une combinaison et une interaction entre ces deux écoulements. L'étude de ces phénomènes est indisponible pour comprendre le transport de soluté dans l'aquifère. La plupart des pertes d'eau en surface rejoint l'écoulement du conduit et traverse l'aquifère rapidement pour émerger aux sources du Loiret.

2.7.2 Les questions scientifiques

Malgré les nombreuses études déjà réalisées, des questions restent en suspens:

- 1) Peut-on améliorer la connaissance des réseaux karstiques (leurs emplacements, leurs diamètres moyens, etc.) ?
- 2) Quels sont les mécanismes contrôlant les interactions entre les conduits et la matrice ?
- 3) Quels sont les paramètres hydrodispersifs (perméabilité, porosité, diamètre du conduit, coefficient d'emmagasinement, coefficient de dispersivité, etc.) de ce système ?

- 4) Quels sont les effets des variations du niveau d'eau de la Loire sur le fonctionnement de ce système ?
- 5) Y a-t-il une liaison entre les propriétés de la matrice et la restitution du traceur aux sources du Loiret ?

Les essais de traçages réalisés sur ce site pour diverses situations hydrologiques, font de cet aquifère un site idéal pour tester et développer une modélisation de transport dans les aquifères karstiques. Le nombre de traçages réalisés permettra de valider les calculs et augmentera d'autant plus leur robustesse.

CHAPITRE 3 : MÉTHODOLOGIE ADOPTÉE POUR SIMULER LES ÉCOULEMENTS D'EAU ET LE TRANSPORT DE POLLUANT DANS LE SYSTÈME KARSTIQUE

Ce chapitre étudie l'intérêt de l'équation de Brinkman pour la modélisation des écoulements et du transport de soluté dans les aquifères karstiques. Le formalisme de l'équation de Brinkman est proche de celui de Darcy avec un terme supplémentaire décrivant les forces de cisaillement entre les filets d'eau développées par la viscosité. Ces forces s'expriment d'autant particulièrement dans les écoulements rapides et sinueux. Ces écoulements favorisant le cisaillement. Pour mieux comprendre l'importance de ce terme, une simulation numérique de cet écoulement sera appliquée sur un conduit karstique modèle dont la géométrie est décrite par la fonction sinus. La géométrie sera donc contrôlée par 3 paramètres : l'amplitude et la période des courbes, et le diamètre du conduit. Sur cette géométrie deux modélisations (scénarii) A et B sont réalisées. Scénario A dans lequel la loi de Darcy a été employée dans le conduit et dans la matrice; scénario B emploie l'équation de Brinkman et la loi de Darcy respectivement dans le conduit et la matrice.

L'effet de la géométrie du conduit (amplitude, période et diamètre) et du gradient hydraulique sur les vitesses d'écoulements ont été examinés pour les deux scénarii. Les résultats sont relativement similaires pour les amplitudes faibles et les grandes périodes. Pour les conduits plus sinueux, le temps de résidence du soluté dans le système karstique est plus long et la concentration est plus faible à la sortie pour le scénario B par rapport au scénario A. Les simulations ont montré que le terme lié à la viscosité du fluide dans l'équation de Brinkman joue un rôle prédominant sur l'échange de l'eau entre le conduit et la matrice et par conséquent sur le transport de soluté dans le karst lorsque les conduits sont sinueux.

Contribution of Brinkman equation to the water flow and solute transport in the karst aquifer by using a sinusoidal conduit model (SCM) “*Soumis*”

Ali Salim Joodi ^{1*}, Stanislas Sizaret ¹, Stéphane Binet ¹, Ary Bruand ¹, Patrick Alberic ¹

Université d'Orléans, CNRS/INSU, Université François Rabelais de Tours, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR6113, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2 France.

*** Corresponding author**

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

Campus Géosciences

Université d'Orléans – CNRS/INSU

1A rue de la Férollerie

45071 Orléans Cedex 2, France

E-mail: Ali.Joodi@univ-orleans.fr

Abstract

This study examines the contribution of the Brinkman equation in the groundwater flow modelling and the solute transport in the karst aquifers. The formalism of the Brinkman equation is similar to Darcy's law with an additional term describing the forces developed by the shear stress (viscosity). This term is important when the flows are rapid and sinuous. To discuss the significance of this term, a numerical simulation was applied on a karst conduit model whose geometry is described by the sine function immersed in a homogeneous matrix. The geometry is controlled by 3 parameters: the amplitude, the period of the curves, and the conduit diameter. Two simulations (scenarii) were performed using this geometry: (i) a scenario A in which Darcy's law was used within the conduit and matrix, and (ii) a scenario B that used the Brinkman equation and Darcy's law within the conduit and matrix, respectively. The effects of conduit geometry (amplitude, period and diameter) on hydraulic gradient and flow velocity were examined for the both scenarii. The results are similar in the case of a straight line conduit. For sinuous conduits, the pressure gradient and flow velocity are considerably modified. As consequences, the residence time of solute in the karst system is longer and the concentration lowers at the exit for scenario B compared to the scenario A. This result illustrates the importance of the shear stress in the Brinkman equation in winding conduit with a prominent role on the exchange of water between the conduit and the matrix (and hence on the solute transport in karst when the conduits are winding).

Key words: groundwater modelling, karst hydrogeology, Darcy's law, Brinkman equation.

3.1 Introduction

The karsts aquifers cover approximately 7 to 12% of the surface of the continents and supply water to approximately 25% of the population (Ford and Williams 1989; Goldscheider and Drew 2007). They are characterised by conduit network with large porosity and limestone matrix with small void. Such heterogeneities have an important impact on the hydraulic properties. In the matrix hosting the karst, the flow is generally Darcian while it is not Darcian in the conduit because it is generally too fast, sometime turbulent, and generally occurring in large voids (Ford and Williams 1989; Martin and Screaton 2001; White 2002). In this type of aquifer, it is obvious that the conduit system plays a significant role into the transport of pollutants. Management and protection of karst groundwater requires the knowledge of the location, geometry and hydraulic properties of the conduit system.

Numerical models are often used to provide indirect information on the hydraulic properties of karst systems (Martin and Screaton 2001; Bauer *et al.* 2003; Martin *et al.* 2006; Hill 2008). The numerical models may be described by two main approaches: the double-continuum approach and the discrete-continuum approach.

The double-continuum approach assumes a Darcian flow within the conduit (Barenblatt *et al.* 1960; Mohrlök *et al.* 1997; Cornaton and Perrochet 2002). It was widely used in karst modelling studies (e.g. Barenblatt *et al.* 1960; Teutsch 1988; Sauter 1992).

The discrete-continuum approach was used to model dualistic flows (Kiraly 1975; MacQuarrie and Sudicky 1996; Arfib and Marsily 2004). This approach is well adapted to represent the overall structure of a karstic aquifer. The discrete elements are submerged in the continuum mediums which represent the hosted rock. Two areas are distinguished for computing the flow velocities and make possible to use Darcy's law in the matrix and adapted equation to describe the flow in the conduit. Several equations have been tested in the conduit depending on the flow conditions. Hauns (1999) used the Navier-Stokes equation to simulate the water flow within the conduit. However, application of this equation is hard to apply at regional scales (Rooij 2007). Birk *et al.* (2005) established a hydrodynamic transport model to simulate the dye tracer transport in the Gallusquelle catchment (Germany). They applied the Darcy-Weisbach equation to simulate the conduit flow which was hydraulically coupled to the continuum flow model MODFLOW-96, representing the fissured system. They concluded that mixing the two flow components accounts for part of the apparent dispersion in the measured breakthrough curves. One dimensional numerical model using the Saint-Venant equation was applied to estimate the water flow within the conduit (Eric and Carol 2006; Rooij 2007). This equation is well adapted when the conduit is not filled completely by water

(Rooij 2007). Eric and Carol (2006) used the Saint-Venant equation to assess the impact of the conduit geometry on the water flow behaviour and solute transport within the Devil's Icebox-Connor's Cave System in central Missouri, USA. They concluded that small variations of the slope, length, and width of the conduit may produce relevant changes in solute transport calculation. They pointed out that the role of the conduit geometry is highly important on the behaviour of water flow and solute transport in karst systems. As pointed out by this review, the major limitation of the discrete-continuum approach is the need to specify accurately the location, size and geometry of the conduits within the aquifer (Cornaton and Perrochet 2002; Kovacs 2003).

The Brinkman equation describes the macroscopic flows when the porosity is high (i.e. > 90%) and the velocities high enough to produce an important momentum transport by shear stress (Brinkman 1947; Durlofsky and Brady 1987; Nield and Bejan 1992; Parvazinia *et al.* 2006). Thus, that equation would be well adapted to flow modelling in a karstic conduit. It was used in the modelling of vuggy media (Brinkman 1947; Martys *et al.* 1994; Laptev 2003; Popov *et al.* 2009). The Brinkman equation corresponds to Darcy's law including a term expressing the shear stress. This term is effective if the stream lines are not exactly straight line and suggests that geometry of karst conduit is an important parameter controlling the flow and solute transport as earlier observed (Eric and Carol 2006).

Therefore, the contribution of Brinkman equation in water flow modelling being still discussed, our objective is to assess this contribution by using an ideal sinusoidal conduit model (SCM). Thus two scenarii are compared to investigate the effect of the conduit geometry (amplitude, period and diameter) on the water flow within the conduit model established for this study. Comparison of the results enables discussion of the impact of shear stress term in the Brinkman equation on water flow in the conduit and between the conduit and rock matrix.

3.2 Methodology

The two scenarii which were discussed in order to investigate the contribution of the Brinkman equation to the performance of flow modelling:

- 1) A scenario which uses Darcy's law alone for both the matrix and in the karst conduit (double permeability - continuum approach) (scenario A);
- 2) And another scenario using Darcy's law for the matrix and the Brinkman equation for the karst conduit (discrete - continuum approach) (scenario B).

3.2.1 Darcy's law

Darcy's law describes fluid flow in porous media and it is well adapted to an aquifer with small porosity. This equation describes the flow behaviour in porous media as driven by pressure gradients as following:

$$u_D = -\frac{k_D}{\mu} \nabla p \quad 3.1$$

where u_D is Darcy flow velocity (m/s), k_D the intrinsic permeability related to Darcy's law (m^2), μ the fluid viscosity (Pa.s), p the pressure (Pa).

3.2.2 Brinkman equation

In the Darcy model, it is effectively assumed that all stress within the flow is negligible compare to the stress carried by the interface of the liquid solid porous media. This assumption cannot be regarded to be physically realistic for high permeability porous media where at least part of the viscous stress is limited within the fluid domain. The Brinkman equation, which accounts for the transition from Darcy flow to viscous free flow, is ideal to be used for high permeability porous regimes (Brinkman 1947; Parvazinia *et al.* 2006). The Brinkman equation is the following (Brinkman 1947; Laptev 2003):

$$u_{Br} = \frac{k_{Br}}{\mu} [-\nabla p + \mu_e \Delta u_{Br}] \quad 3.2$$

$$\nabla \cdot u_{Br} = 0$$

where u_{Br} is the Brinkman fluid velocity (m/s), μ the fluid viscosity (Pa.s), k_{Br} the intrinsic permeability related to Brinkman equation (m^2), μ_e the effective viscosity that theoretically takes into account the stress within the fluid as it flows through a porous medium. However experimental measurement of μ_e is not trivial (Nield and Bejan 1992). In many published literature, the effective viscosity (μ_e) is set to be equals the fluid viscosity (μ) (Hsu and Cheng 1985; Kaviany 1986; Allan and Hamdan 2002; Parvazinia *et al.* 2006). In the following part, the $_D$ and $_{Br}$ indices Darcy's law and Brinkman equation, respectively as the model deals with the two flow equations.

3.2.3 Solute transport equation

This equation describes the migration of chemicals in multi - porous media. The phenomena which govern the solute movement are advection and dispersion. They are described by the solute transport equation:

$$\theta \frac{\partial c}{\partial t} + \nabla u \cdot c = \nabla [D_{hyd} \nabla c] + R \quad 3.3$$

where c is the solute concentration (kg/m^3), θ the media porosity, D_{hyd} the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), u the velocity vector (m/s) originating Darcy's law or the Brinkman equation, and R the source term ($\text{kg/m}^3 \cdot \text{s}$). In this equation, the first term describes the concentration change with time and the second term is the advection term, and the first term on the right hand is the hydrodynamic dispersion of concentration.

The advection describes the transport of solute with a velocity similar to the flow. Hydrodynamic dispersion in a porous medium occurs as a consequence of two processes: (1) molecular diffusion which originates from the random molecular motion of solute molecules, and (2) mechanical dispersion which is caused by non - uniform velocities and flow path direction. Molecular diffusion and mechanical dispersion cannot be separated in a flow regime (Bear 1979) and the summation of these two coefficients is called the hydrodynamic dispersion. The hydrodynamic dispersion tensor for isotropic porous media is defined in the following x-y components form as following:

$$\begin{aligned} (D_{xx})_{hyd} &= \alpha_L \frac{u^2}{|u|} + \alpha_T \frac{v^2}{|u|} + D_m \\ (D_{yy})_{hyd} &= \alpha_L \frac{v^2}{|v|} + \alpha_T \frac{u^2}{|v|} + D_m \\ (D_{xy})_{hyd} &= [\alpha_L - \alpha_T] \frac{uv}{|u|} \end{aligned} \quad 3.4$$

where $(D_{ii})_{hyd}$ are the principal components of the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), α_L the longitudinal dispersivity coefficient (m), which is parallel to the direction velocity, α_T the transverse dispersivity coefficient (m), D_m the effective molecular diffusion coefficient ($10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$), u and v components of the velocity vector along the x,y direction originating from Darcy's law or the Brinkman equation.

3.3 Model structure

The SCM adopted in this study corresponds to an ideal karstic aquifer made up of a horizontal limestone with 21000 m length and 10000 m width hosting a conduit of 5 m diameter (Fig 3.1). The permeability in the matrix and in the conduit is fixed to $5.7 \text{ E-}10 \text{ m}^2$ and $1.65 \text{ E-}5 \text{ m}^2$ respectively, in reference to karst system of the Val d'Orléans (Joodi *et al.*, in press). The effective viscosity (μ_e) equals to water viscosity (μ) when the conduit is filled

completely by water, then in the present work $\mu_e = \mu$. The solute mixing due to turbulent flow is modelled by the dispersivity coefficients with the square of flow velocity (Li 2004). The transverse dispersivity coefficient (α_T) is high due to the turbulence, in this work the ratio α_L / α_T equals 1 in the matrix and conduits. References model parameters are presented in the table 3.1.

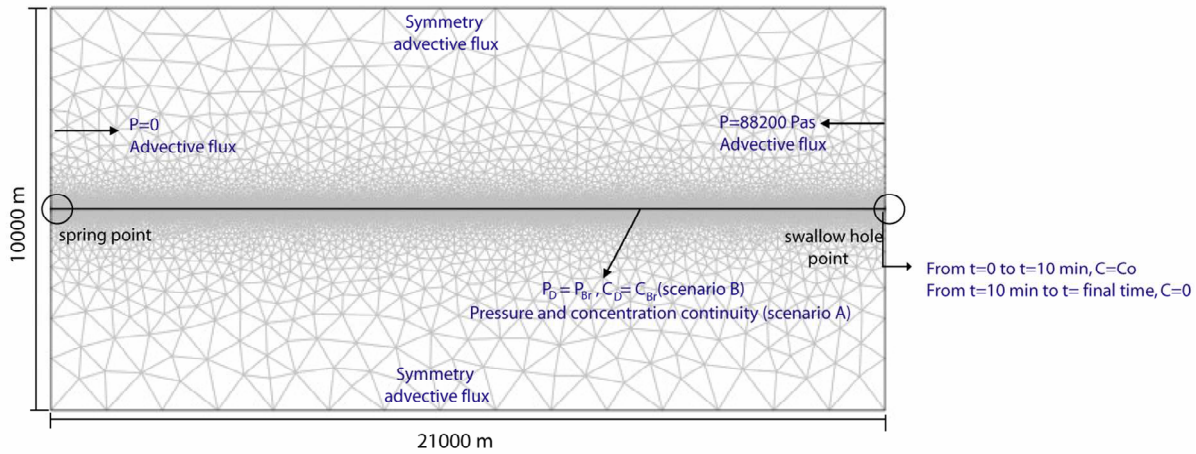


Fig 3.1 Geometry of the domain. Conduit is shown as thin line

The flow in the karst is derived from the pressure head boundary conditions. At the interface between the conduit and the matrix, the pressure continuity is assumed as a boundary condition for scenario A. For scenario B, the pressure given by Darcy's law equalled those given by the Brinkman equation:

$$p_D = p_{Br} \quad 3.5$$

Table 3.1 References model parameters

Parameters	Unit	Value
Matrix permeability	m^2	5.7E-10
Conduit permeability	m^2	1.65E-5
Conduit diameter	m	5
Water density	Kg/m^3	1000
Water viscosity	$Kg/m.s$	0.001
Solute concentration injected	$Kg/m^3/10 \text{ min}$	400
Molecular diffusion coefficient	m	1E-9
$\alpha_L = \alpha_T$ within conduit	m	50
$\alpha_L = \alpha_T$ within matrix	m	1
Porosity in the matrix		10 %
Porosity in the conduit		1

The pressure is fixed to 88200 Pa (9 m) along the right side and 0 Pa along the left side (Dirichlet boundary conditions), as shown in Fig 3.1. The swallow hole and spring points are directly connected to the Dirichlet boundary conditions. Both the upper lower boundaries are symmetric boundaries.

The solute transport simulation uses the preceding boundary conditions. Moreover, the calculation is realized for unsteady state, at t_0 the tracer concentrations is everywhere equals zero except at injection point (swallow hole point) where the concentration equals initial concentration injected for ten minutes. At the interface between conduit and matrix, the tracer concentrations are equal, advective flux condition is taken at the spring point and along the boundaries of study area.

In this work, the conduit system will adopt the shape of sine function. This simulation allows prediction the influence of the varying tortuosity on the water exchange between the matrix and conduit, by consequence on the solute transport in the karst system. The general sine function is written in the following form:

$$y(x) = A \times \sin(\omega x) \quad 3.6$$

Where A is the amplitude (height of each peak), ω is the angular frequency, and given by

$$\omega = \frac{2\pi}{P}, P \text{ is the period or wavelength.}$$

Establishment of the sinusoidal conduit pipe requires to apply two values of angular frequencies, as shown in the Fig 3.2. The diameter value is deduced from the difference between half angular frequency. The important condition applied to realise a sine function with two angular frequencies is:

If $0 < x \leq x_1$ then $A = A_1$ and $\omega = \omega_1$

If $0 < x \leq x_2$ then $A = A_2$ and $\omega = \omega_2$, where $A_1 = A_2$ - conduit diameter value.

Repeating equation 3.6 by using the above condition, it can be obtained the higher and smaller edge of the conduit.

Numerical solutions were obtained with the COMSOL (FEMLAB) software, a general purpose finite element code developed for the MATLAB environment. The domain was meshed into triangular finite elements, with higher refinement surrounding the conduit. The intent was to achieve higher computation accuracy near the interface between the matrix (diffuse) and conduit system. To study the influence of the conduit winding on flow behaviour for the two scenarii, three amplitude values were selected (10, 100 and 200 m) with a period fixed at 6000 m and diameters equals 5 m. Also, three values of the period were selected (4000, 6000 and 21000 m) with an amplitude fixed at 200 m.

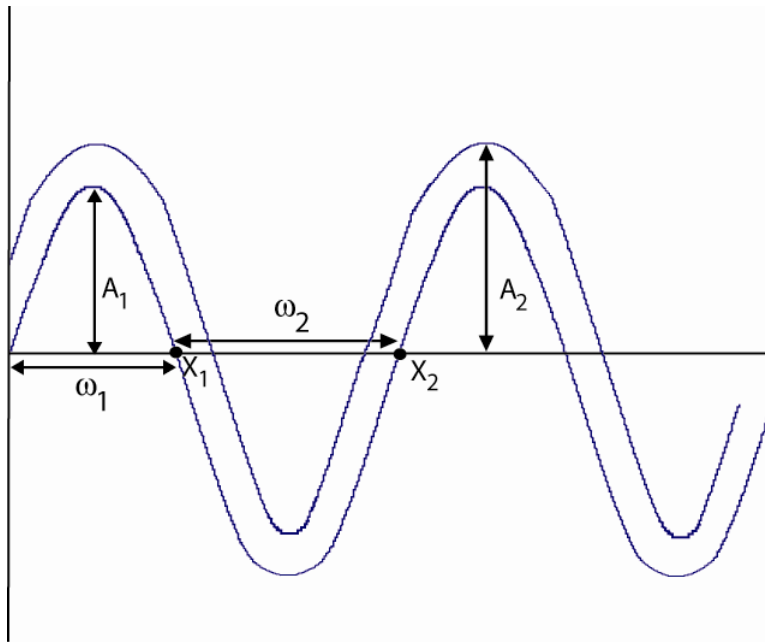


Fig (3.2) Sine function applied in the model

3.4 Results

3.4.1 Hydrodynamic analysis

The following part presents the result of the pressure gradient and the flow velocities within the conduit given by both scenarii. Then the effects of differential pressure between the conduit and the matrix, and the influence of the conduit diameter are studied.

3.4.1.1 Analysis of pressure head

The amplitude variation from 0 to 200 m shows important difference between scenarii A and scenario B (Fig 3.3). For better visualisation of the flow directions we have plotted isolines of the head in meters. When the conduit is axial straight line located in the central of continuum matrix, head lines are perpendicular to the conduit, the pressure gradient is constant and the flow within the conduit have similar velocities whatever the scenario.

With increasing amplitude, the pressure isolines became incurved, and then scenarii A and B show subsequent differences. Concerning scenario A, the pressure head isolines are less influenced compared to scenario B, the general gradient is constant, just locally perturbed by the conduit. After an extremum the pressure gradient suggests that water flows towards the matrix (see for example the isoline 8 m Fig. 3.3 G), and before an extremum, the flow is towards the conduit (see isoline 6 m Fig 3.3 G). These variations are driven by the extremum of the conduit curve with a half period of the conduit.

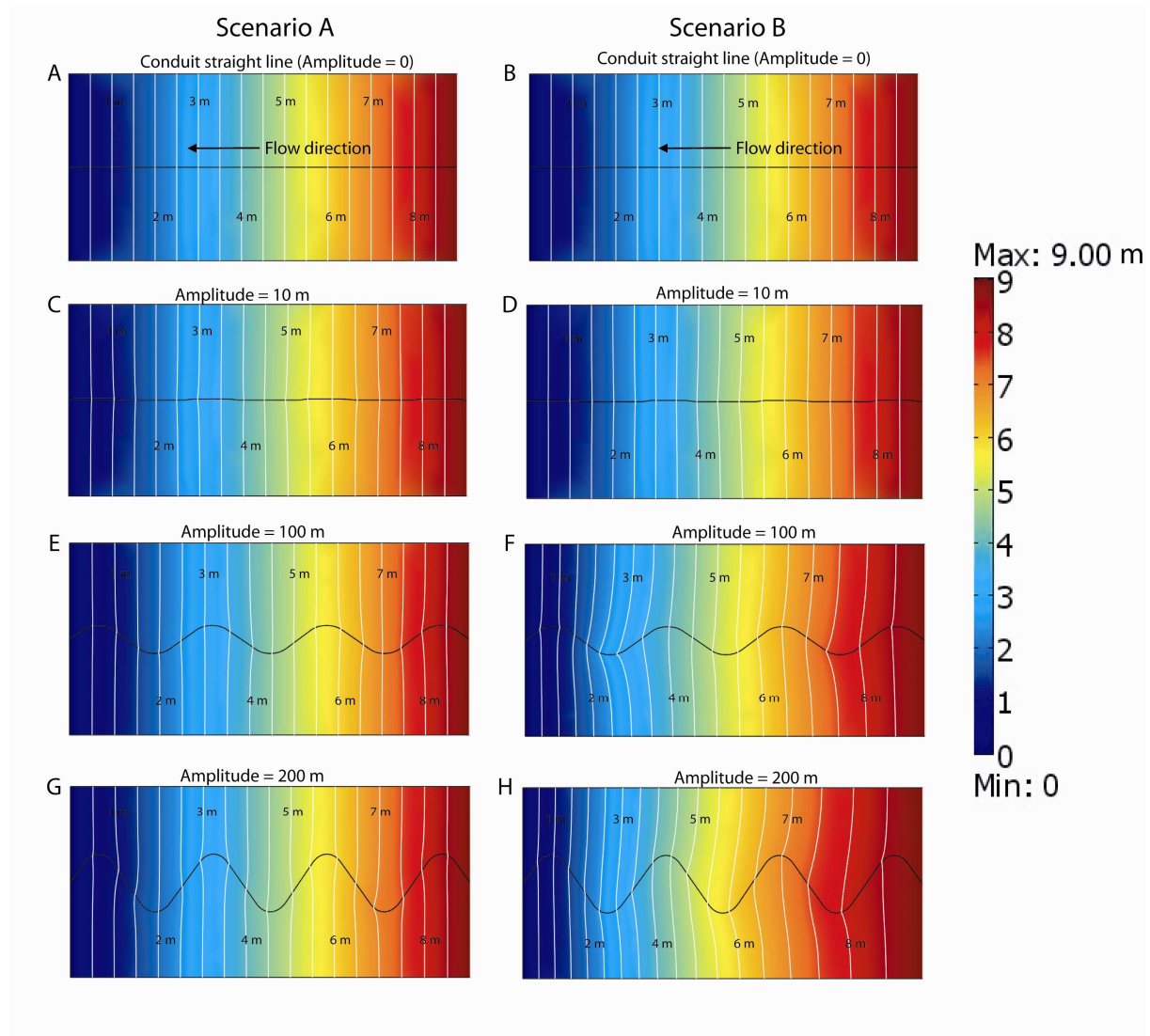


Fig 3.3 Hydraulic head distribution (surface plot and contour lines) as a function of the amplitude for scenari A and B, when the period equals 6000 m, the permeability in the conduit equals $1.65E-5 \text{ m}^2$, and equals $5.7E-10 \text{ m}^2$ within the matrix, conduit diameter equals 5 m

Applying Brinkman equation in the conduit (scenario B), the pressure gradient increase in the downstream direction and bigger volume of the matrix is affected by the interaction with the conduit. This behaviour becomes more important as the amplitude increases (>100 m), as shown in Fig 3.3 F and H. The water always flows from the conduit towards the matrix. Downstream, the feeding from conduit to matrix is reduced compared to upstream.

The results of the varying period from zero to 21000 m are presented in the Figure 3.4 when the amplitude equals to 200 m. If the period is zero the conduit is a straight line, and the pressure repartition is similar to the case of zero amplitude. For scenario A, the global pressure gradient is constant, the local pressure variation increase with the increasing period

(Fig 3.4 C), the behaviour of flow direction in this case is similar to the one previously described for the amplitude change: the water flows towards the matrix and towards the conduit alternately with a rate corresponding to the half period of the conduit.

For scenario B, the global pressure gradient increases in the downstream direction, this variation of the overall pressure gradient becomes more important with the decrease in the period. As previously described in the amplitude variation, the shape of the pressure isoline in the upstream positions suggests water flows from conduit to the matrix.

Globally for the two scenarii the variation of the period has a lower impact on the pressure isoline, comparing to the amplitude, (Figs 3.3 and 3.4).

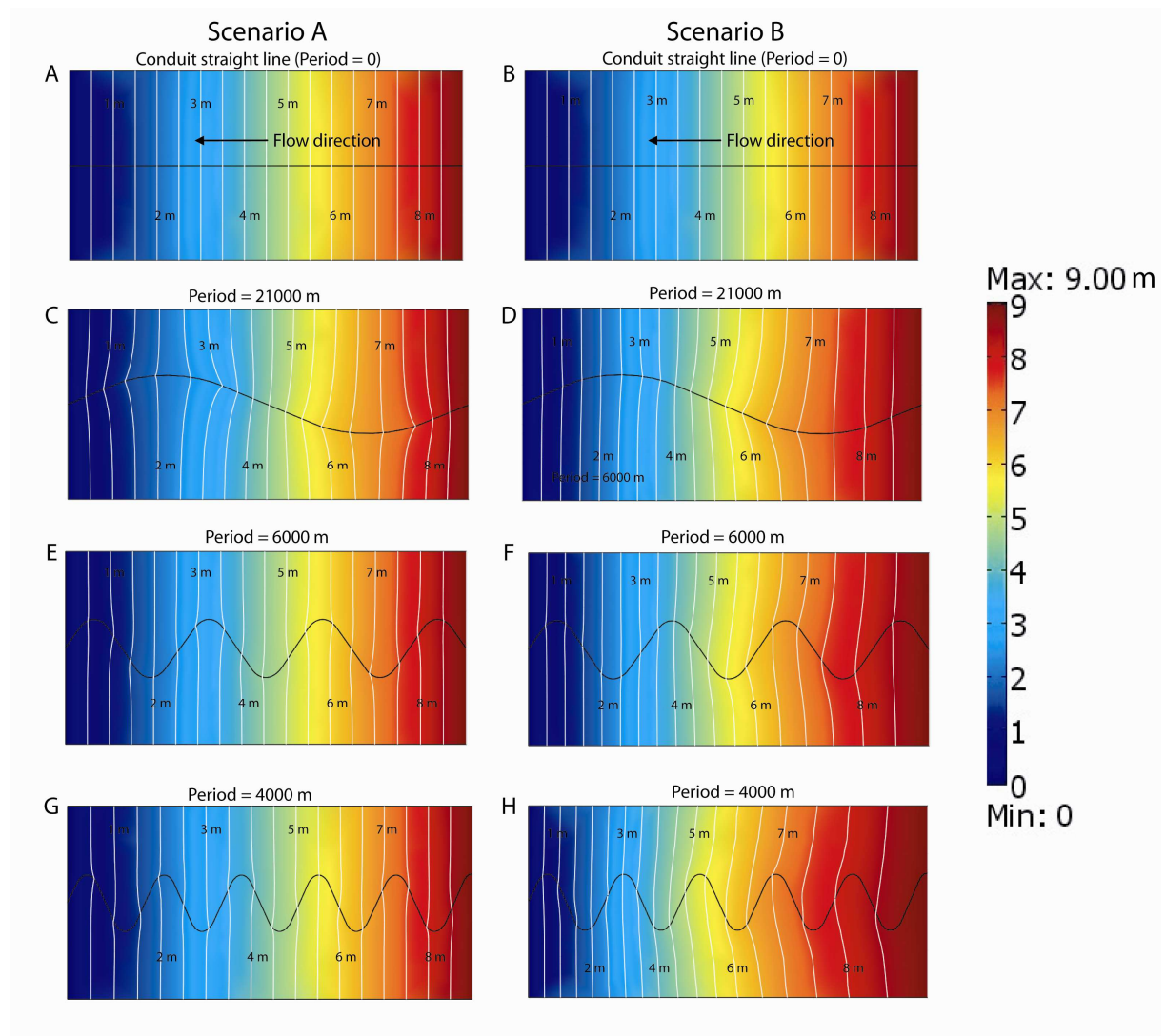


Fig 3.4 Hydraulic head distribution (surface plot and contour lines) as a function of the period for scenarii A and B, when the amplitude equals 200 m, the permeability in the conduit equals $1.65E-5 \text{ m}^2$, and equals $5.7E-10 \text{ m}^2$ within the matrix, conduit diameter equals 5 m

3.4.1.2 Analysis of flow velocity within the conduit

To investigate the impact of conduit geometry on the Darcy and Brinkman velocities in the conduit, Fig 3.5 depicts the velocity profile as a function of amplitude and period variation. When the conduit is axial straight line, the flow velocity in the conduit is very similar for scenarii A and B, (Fig 3.5 A). When the amplitude increases, the Brinkman velocities are greater than the Darcy velocities, with oscillating form for both velocities, (Fig 3.5 B and C). For high amplitude (>100 m) the flow velocity within the conduit shows a specific behaviour for the scenario B, it displays a damped oscillation. Even if the oscillations are perturbed at boundary conditions, the figures 3.5 D, E and F show that the oscillation period corresponds to the half of the conduit period. The maximum velocities are in phase with the inflection point of the conduit curve. The minimum velocities are correlated with the extremum of the conduit shape. On the other hand, in the scenario A, the velocity oscillates in the region of the extremum of the conduit curve.

Generally, the effect of shear stress is not clear when the amplitude is small (< 10 m). In addition, the absence of shear stress in the Darcy's law leads a decrease in the velocity variation in the conduit, and this stability does not describe the real exchange between the conduit and matrix.

3.4.1.3 Effect of the pressure gradient between the matrix and conduit

The second factor which influence on the water exchange within the karst aquifer is the head gradient between conduits and matrix. Globally, the water flows from the conduit to the matrix and this behaviour becomes more important during the flood season (Teutsch and Sauter 1998).

In order to apply a pressure difference between matrix and conduits and simulate a flood, it can be assumed that the pressure in the swallow hole point is 1 m higher than that in the matrix sides. Fig 3.6 shows the behaviour of scenarii A and B when the conduit is straight line and when the amplitude equals 200 m with period equals 21000 m. Only the upstream area is influenced by over head in the conduit. When the conduit is straight line, scenarii A and B are influenced in the same level by pressure gradient, 8 m isoline advances downstream at the same distance far from swallow hole point for the two scenarii (Fig 3.6 A and B). Applying Brinkman equation in the conduit leads to water flowing from the conduit to the matrix and by consequence the influenced zone at the upstream is great compared to the scenario A. For example, when the amplitude equals 200 m and period equals 21000 m, 8 m water isoline location advances 1.5 times downstream in the conduit for scenario B compared to the scenario A (Fig 3.6 C and D).

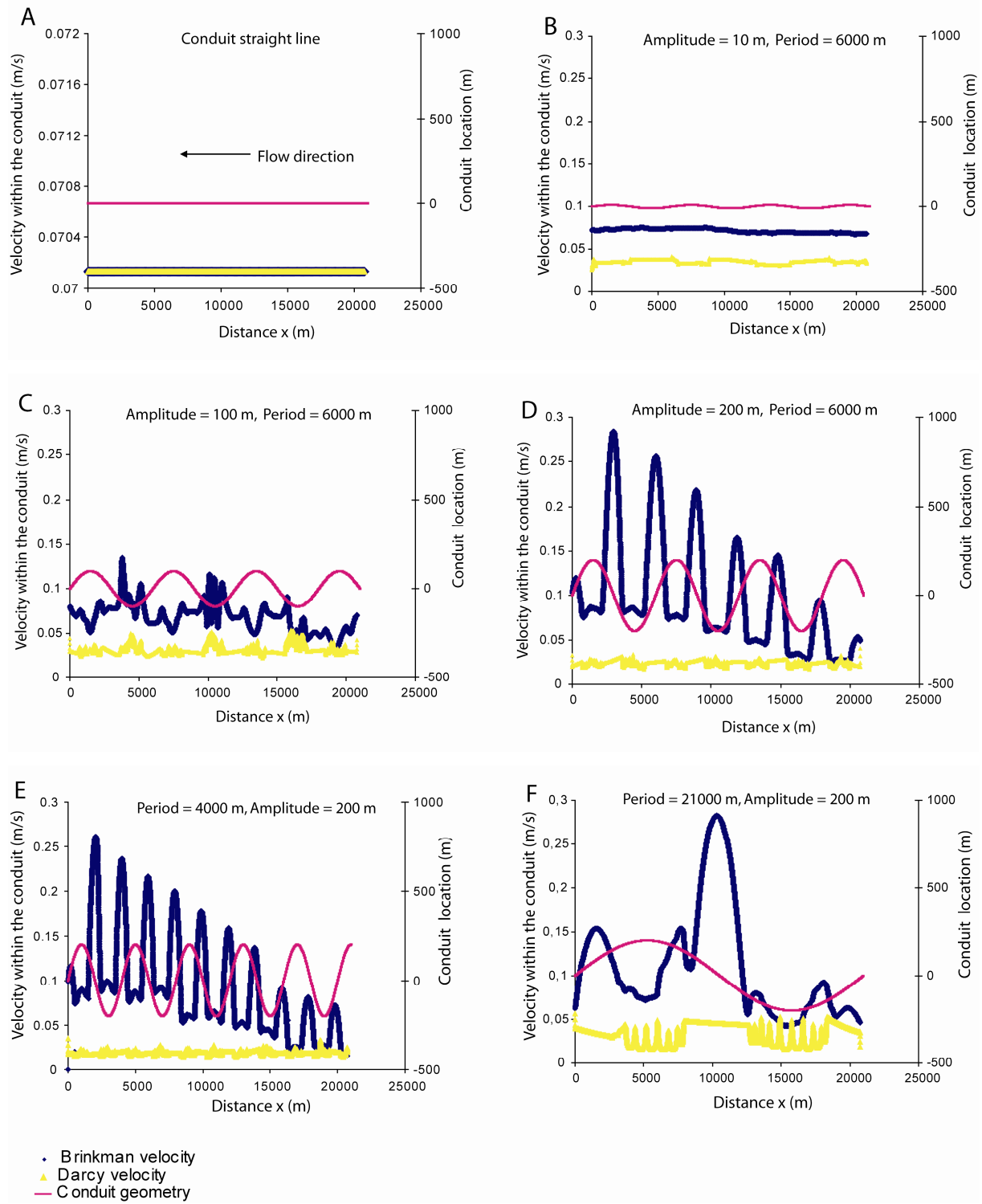


Fig 3.5 Velocity profile for scenarii A and B as a function of conduit geometry

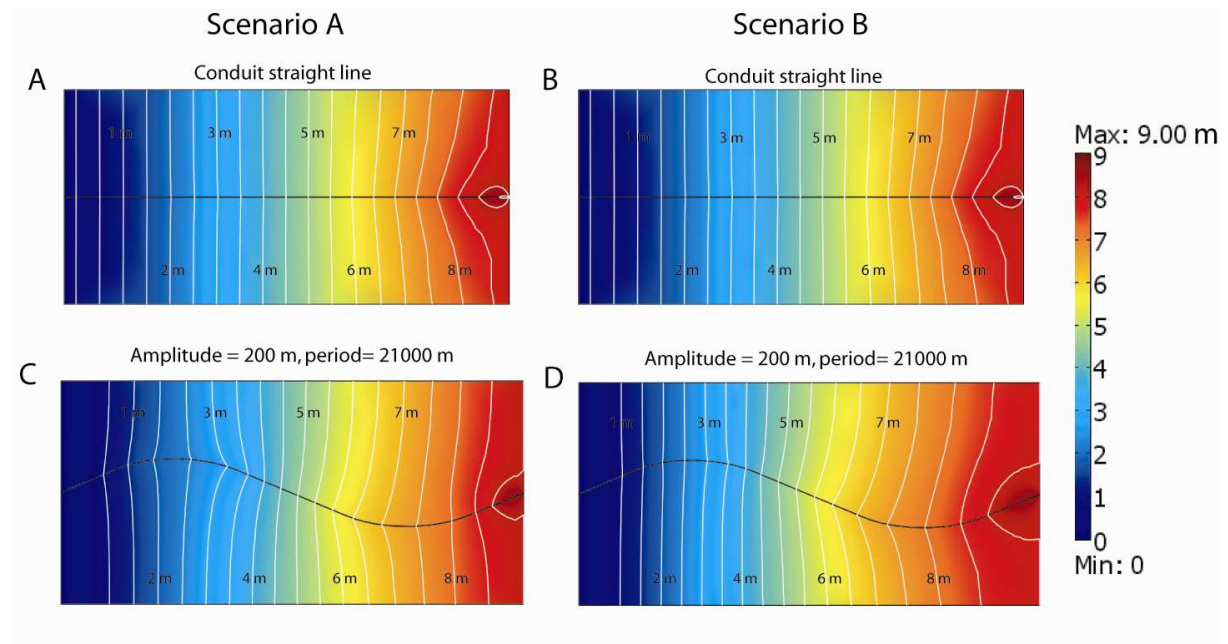


Fig 3.6 Effect of pressure gradient on the flow behaviour within the karst for scenarii A and B

3.4.1.4 Effect of the conduit diameter

The fourth factor which controls the water exchange between the conduit and matrix is the conduit diameter. Figure 3.7 shows the flow pattern for two scenarii when the conduit diameter equals 5 and 10 m for the case of amplitude equals 200 m and period equals 21000 m. In the scenario A, when diameter equals 10 m (Fig 3.7 C), the water head isolines are perpendicular to the conduit, and the recharge from the matrix towards the conduit does not occur compared with that when the diameter equals 5 m (Fig 3.7 A). In the scenario B, when the diameter equals 10 m (Fig 3.7 D), the water isolines does not advance further downstream along the conduit towards the output compared with that in the case when diameter equals 5 m (Fig 3.7 B). This analyse suggest that when conduit is wide, water head is reduced within conduit, allowing possible flow from the matrix to conduit.

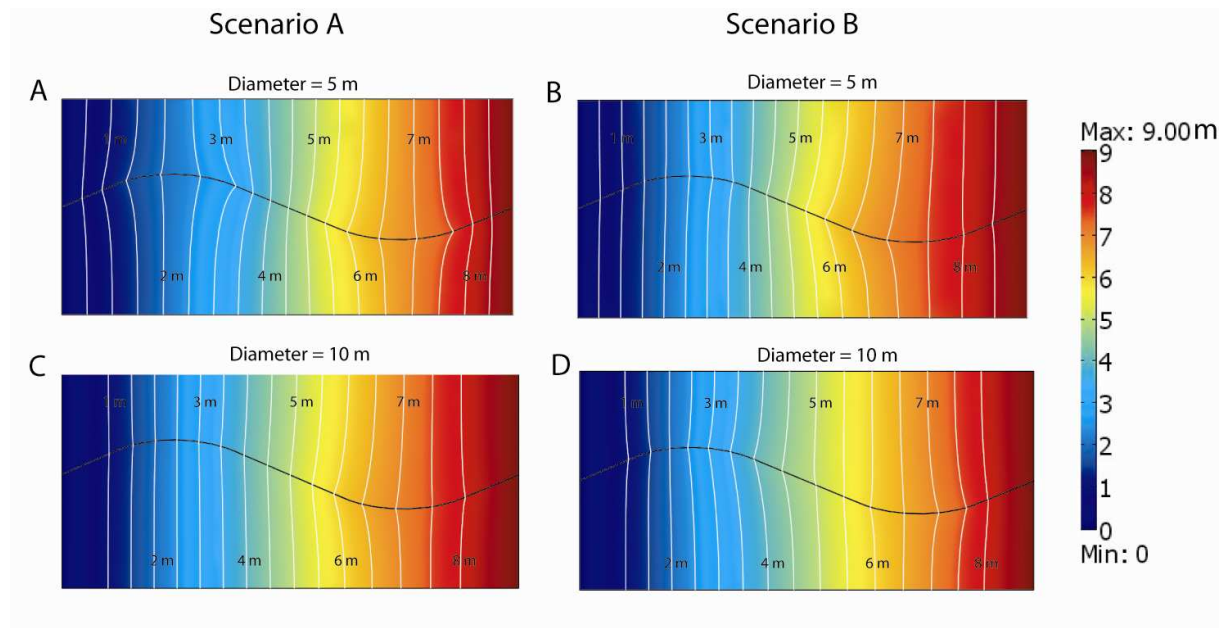


Fig 3.7 Effect of conduit diameter on the hydraulic head distribution within the karst for scenarii A and B

3.4.2 Solute transport in the karst aquifer

The behaviour of the solute transport in the conduit and matrix results from the velocities behaviour in each domain and by consequence from the water exchange between the conduit and matrix. In this section, the ratio between the longitudinal dispersivity coefficient and the transverse dispersivity coefficient will be not tested because the same relative results for scenarii A and B it will be found whatever the ratio used. Figure 3.8 shows the effect of amplitude on the solute recovery at the spring point for scenarii A and B when the period equals 6000 m. The solute recovery for scenario A is similar to that for scenario B where the axial conduit is applied. This because the velocity values are similar for both scenarii.

Generally, the solute recovers later at the spring point with an increase of amplitude for both scenarii. Also, when amplitude increases, the peak of solute recovery decreases. This decrease is more important in the scenario B (Fig 3.8). The peak concentration in scenario A is a factor 10 upper than that in scenario B where amplitude is > 100 m.

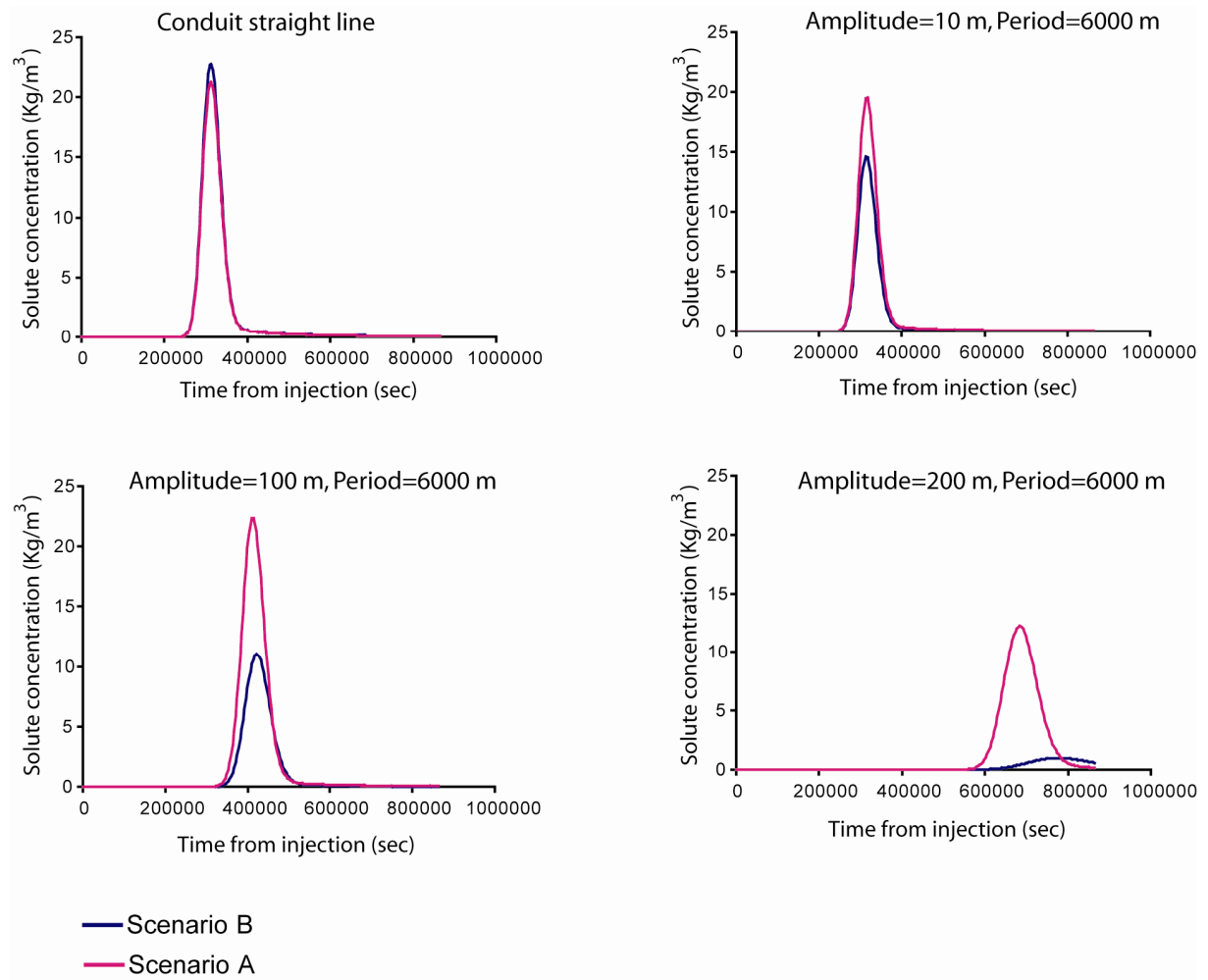


Fig 3.8 Effect of the conduit amplitude on the breakthrough curve of the solute transport for scenarii A and B, when the permeability in the conduit equals $1.65E-5 \text{ m}^2$, and equals $5.7E-10 \text{ m}^2$ in the matrix, conduit diameter equals 5 m, 400 kg/m^3 tracer injected in the swallow hole point for 10 min, $\alpha_L = \alpha_T = 50 \text{ m}$ in the conduit and 1 m in the matrix

Moreover, in the case of high amplitude the solute recovery is delayed more in the case of scenario B as a result to the velocity behaviour along the conduit. The delayed recovery suggests that the loss of concentration has two effects, it decreases the peak concentration, and increase the residence time of the solute. However, important flow velocities should decrease the residence time of the solute.

Decreasing the period increases the solute residence time for both scenarii and decreases drastically the peak concentration, as shown in Fig 3.9. The delayed concentration could be explained by the increase in the conduit length. The decrease in the peak concentration could be related to the water flows towards the matrix as pointed out before. This effect is more important in the scenario B because the inflow within the matrix is more important as suggested by the analysis of the water isoline in the preceding part.

From the test of conduit geometry on the solute transport within the karst, it can be observed in the scenario B that more concentrations diffuse towards the matrix when the sinuosity of the conduit increases and consequently the residence time of the solute is longer and the concentration is lower at the spring point compared with that in the scenario A. For example, when the period equals 4000 m and amplitude equals 200 m (Fig 3.9), the recovered time of the solute at the spring point for scenario B is 1.4 times longer and the maximum concentration is 80 times lower than that in scenario A.

The effect of shear stress in the Brinkman equation plays a significant role one the matrix / conduit interactions and consequently on the solute transport within the karst.

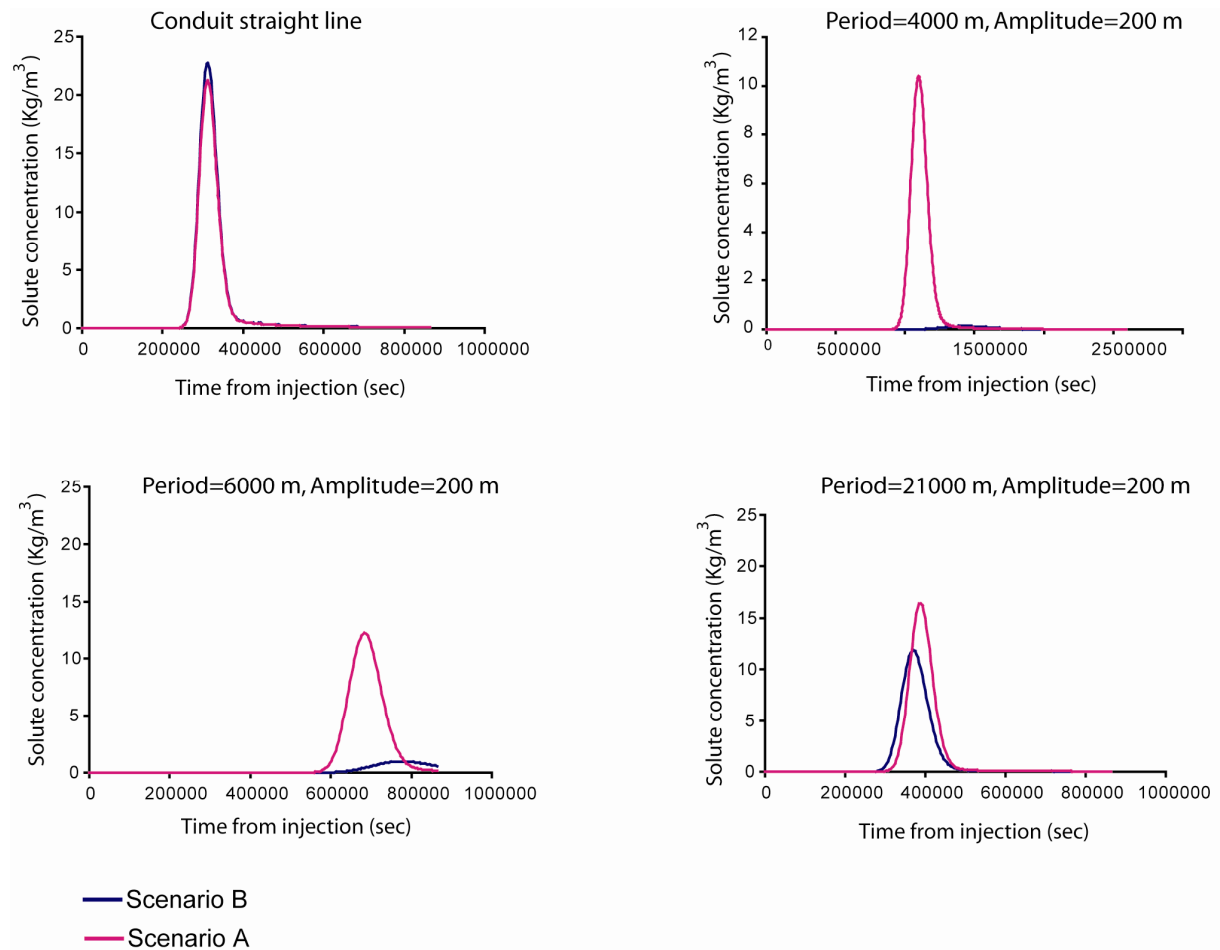


Fig 3.9 Effect of the conduit period on the breakthrough curve of the solute transport for scenarii A and B, when the permeability in the conduit equals $1.65E-5 \text{ m}^2$, and equals $5.7E-10 \text{ m}^2$ in the matrix, conduit diameter equals 5 m, 400 kg/m³ tracer injected in the swallow hole point for 10 min, $\alpha_L = \alpha_T = 50 \text{ m}$ in the conduit and 1 m in the matrix

3.5 Conclusion

The objective of the present work was to investigate the contribution of the Brinkman equation to model the flow rate and solute transport within a sinuous karstic conduit. In this model the conduit geometry adopted the sine function to quantify the influence of the geometry on the water exchange between the matrix and the conduit and by consequence on the solute transport within the karst systems. Two scenarii were discussed in this work: (i) a scenario A in which Darcy's law was used within the conduit and the matrix, and (ii) a scenario B in which the Brinkman equation and Darcy's law were applied in the conduit and matrix, respectively. COMSOL Multiphysics (Femlab) software was used to solve the partial differential equations.

The results show that the Brinkman equation and Darcy's law give similar result when the conduit is straight line, in this case the shear stress term is negligible in the Brinkman equation. The consequence of the shear stress is very sensitive to the variations of the conduit geometry (amplitude, period and diameter). As main effect, this term change the global pressure that increases from upstream to downstream, it also increases the flow from the conduit towards the matrix. The consequence is very important also on the solute transport simulation as it decreases the peak concentration of the recovery at the spring point, and increases the residence time in the conduit. This study points out that the Brinkman equation should be used specifically in sinuous karst conduit to simulate the solute transport.

Joodi *et al.*, (in press) tested the application of Brinkman equation and Darcy's law within the conduit karst system of the Val d'Orléans (France). The comparison between the model results and the results of the tracer tests showed that Darcy's law can not describe precisely the water exchange between the conduit and matrix under different hypotheses established. Also, they concluded that the Brinkman equation used in the conduit is able to estimate the karst hydraulic properties.

References

- Allan FM, Hamdan MH (2002) Fluid mechanics of the interface region between two porous layers. *Appl. Math. Comp* 128:37-43
- Arfib B, Marsily G (2004) Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model. *Water Resour Res.* 40 (11): W1150601-W1150610
- Barenblatt GE, zhetov IP, Kochina IN (1960) Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *J.Appl Math Mech (USSR)* 24: 1286-1303
- Bauer S, Liedl R, Sauter M (2003) Modelling of karst aquifer genesis: influence of exchange flow. *Water Resource Research* 39, 1285, doi: 10.1029/2003 WR 002218
- Bear J (1979) hydraulics of groundwater. McGraw-Hill New York
- Birk S, Geyer T, Liedl R, Sauter M (2005). Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water* 43 (3): 381-388
- Brinkman HC (1947) A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particle. *Appl.Sci. Res.* A1 27-34
- Cornaton F, Perrochet P (2002) Analytical 1D dual solution of variably saturated flow problems. *Water Resour Res* 19 (5): 1271-1285
- Durlofsky L, Brady JF (1987) Analysis of the Brinkman equation as a model for flow in porous media. *Phys. Fluids* 30:3329-3341
- Eric WP, Carlo MW (2006) Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in the karst systems using the storm water management model (SWMM). *J Hydrology* (329): 294-305
- Ford DC, Williams PW (1989) Karst geomorphology and hydrology. John Wiley and Sons Ltd: Chichester, United Kingdom
- Goldscheider N, Drew D (2007) Methods in Karst Hydrogeology. *International Contributions to Hydrogeology* 26, International Association of Hydrogeologists, Taylor & Francis, London
- Hauns M (1999) Modeling tracer and particle transport under turbulent flow conditions in karst conduits structures. Ph.D thesis, Université de Neuchatel.
- Hill ME (2008) Conduit conceptualizations and model performance. Ph.D thesis, Université de South Florida
- Hsu CT, Cheng P (1985) The Brinkman model for natural convection about a semi-infinite vertical flat plate in a porous medium. *Int. J Heat Mass Transfer* 28:663-97

- Joodi AS, Sizaret S, Binet S, Bruand A, Alberic B, Lepiller M (2009) Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *J Hydrogeology* (in press)
- Kaviany M (1986) Non-Darcian effects on natural convection in porous media confined between horizontal cylinders. *Int. J Heat mass Transfer* 29:1513-1519
- Kiraly L (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans les domaines des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger A. et Dubertret L(Eds), *Hydrology of karstic Terrains*. Int.Union of Geol. Sciences, B, 3: 53-67
- Kovacs A (2003) Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: A hydrodynamic modelling approach. Ph.D thesis, Neuchatel University
- Laptev V (2003) Numerical solution of coupled flow in pain and porous media. Ph.D. thesis, Technical University of Kaiserslautern
- Li G (2004) Laboratory simulation of solute transport and retention in a karst aquifer. PhD thesis, Florida University
- MacQuarrie KTB, Sudicky EA (1996) On the incorporation of drains in three-dimensional variably-saturated groundwater flow models. *Water Resour. Res* 32 (2): 477-482
- Martin JB, Scream EJ (2001) Exchange of matrix and conduit water with examples from the Floridan aquifer in E.L.Kuniansky (ed), U.S. Geological Survey karst interest group proceedings. *Water Resource Investigation Report* 01-4011: 38-44
- Martin J., Scream EJ, Martin JB (2006) Monitoring well responses to karst conduit head fluctuations: implications for fluid exchange and matrix transmissivity in the Floridan aquifer, in R.S.Harmon and C.Wicks, perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry- Atribute volume to Derek C.Ford and Willam B.White, Boulder, Colorado: Geological Society of America P. 209-217
- Martys N, Bentz DP, Garboczi EJ (1994) Computer simulation study of the effective viscosity in Brinkman's equation. *Physics of Fluid* 6:1434-1439
- Mohrlök U, Kienle J, Teutsch G (1997) Parameter identification in double-continuum models applied in karst aquifers. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology* 2:163-166, Switzerland
- Nield DA, Bejan A (1992) *Convection in porous media*. New York: Soringer-Verlag
- Parvazinia M, Nassehi V, Wakeman RJ (2006) Finite element modelling of flow through a porous medium between two parallel plates using the Brinkman equation. *Transport in Porous Media* 63:71-90

- Rooij R (2007) Towards improved numerical modelling of karst aquifers: coupling turbulent conduit flow and laminar matrix flow under variable saturated conditions. Ph.D thesis, Neuchatel University
- Popov P, Efendiev Y, Qin G (2009) Multiscale modelling simulations of flows in naturally fractured karst reservoirs. *Communications in computational physics* 6 (1):162-184
- Sauter M (1992) Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Qallusqualle, Malm, Sw Germany). Ph.D thesis, Tübingen University
- Teutsch G (1988) Groundwasser modelle im karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malm karst der Schwabischen Alb. Ph.D thesis, Tübingen University
- White WB (2002) Karst Hydrology: Recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65(2-3): 85-105

CHAPITRE 4 : UN MODÈLE DISCRET - CONTINU POUR SIMULER L'ÉCOULEMENT D'EAU ET LE TRANSPORT DE TRACEUR DANS LE SYSTÈME KARSTIQUE

Un modèle numérique bidimensionnel a été établi pour simuler les écoulements d'eau et le transport du traceur dans le système karstique du Val d'Orléans en utilisant l'approche discrète - continue. La loi de Darcy et l'équation de Brinkman ont été employées pour modéliser l'écoulement dans la roche encaissante et dans les conduits karstiques, respectivement. Ensuite, les équations des écoulements sont couplées avec l'équation de transport pour décrire le transport du traceur dans le système karstique. Les résultats sont calibrés en utilisant six essais de traçages réalisés dans le système karstique du Val d'Orléans à Jargeau et confronté à un modèle n'utilisant que la loi de Darcy dans les conduits karstiques.

Les simulations montrent que la perméabilité du conduit s'étend de 5×10^{-6} à $5,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, la perméabilité de la roche encaissante s'étend de 8×10^{-11} à $6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Les meilleurs résultats ont été réalisés lorsque les coefficients de dispersivité dans les conduits s'étendent de 23 à 53 m et dans la roche encaissante de 1 à 5 m, valeurs nettement différentes de celle estimées par une approche classique basée sur les lois de Darcy.

Development of a Darcy - Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France)

Ali Salim Joodi*, Stanislas Sizaret, Stéphane Binet, Ary Bruand, Patrick Albéric, Michel Lepiller

Université d'Orléans, CNRS/INSU, Université François Rabelais de Tours, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR6113, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans, Cedex 2 France.

* Corresponding author

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

Campus Géosciences

Université d'Orléans – CNRS/INSU

1A rue de la Férollerie

45071 Orléans Cedex 2, France

E-mail: Ali.Joodi@univ-orleans.fr

Abstract Darcy's law is the equation of reference widely used to model aquifer flows. However, its use to model karstic aquifers functioning with large pores is problematic. The physics occurring within the karstic conduits requires the use of a more representative macroscopic equation. A hydrodynamic model is presented which is adapted to the karstic aquifer of the Val d'Orléans (France) using two flow equations: (i) Darcy's law, used to describe water flow within the massive limestone, and (ii) the Brinkman equation, used to model water flow within the conduits. The flow equations coupled with the transport equation allow the prediction of the karst transfer properties. The model was tested by using six dye tracer tests and compared to a model that uses Darcy's law to describe the flow in karstic conduits. The simulations show that the conduit permeability ranges from 5×10^{-6} to $5.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ and the limestone permeability ranges from 8×10^{-11} to $6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. The dispersivity coefficient ranges from 23 to 53 m in the conduits and from 1 to 5 m in the hosted limestone. The results of the simulations carried out using Darcy's law in the conduits show that the dispersion towards the massive limestone is underestimated.

Keywords: Groundwater flow. Karst. Numerical modelling. Solute transport. Brinkman equation

4.1 Introduction

Karst aquifers are often considered as resulting from two interconnected flow systems that correspond to (i) a fracture network developed within the limestone and (ii) a large conduit network that is specific to a karst system. The hosted limestone has a high storage capacity due to the low mobility of water located in the cracks and to the presence of almost stagnant water in the porous matrix (Hauns *et al.*, 2001). Thus, in karstified media, a large range of pore sizes is present, from fine pores and fractures to large fractures and karst conduits.

Over the past several decades, three types of approach have been developed to quantify groundwater flow in multi-porous mediums:

(1) The black - box approach that investigates karst spring responses to the rainfall and water surface infiltration process considering the karst system as a whole. The flows are modeled by a transfer function (Dreiss, 1982; Barrett and Charbeneau, 1996; Zhang *et al.*, 1996);

(2) The analytical approach that describes the karst system by its hydrological functioning. Based on a better understanding of the groundwater flow regime and knowledge of the hydraulic parameters, simple hydrological conditions are then integrated into a simple analytical expression (Lin and Chen, 1988);

(3) Finally, the numerical approach that is the most powerful in studying the impact of heterogeneities on the hydraulic parameters and consequently on the karst hydrological functioning. Usually, there are three ways to characterize karst media. The simplest and most commonly used assumes that the karst aquifer is an equivalent porous media in which conduits and wide fractures are treated as a high hydraulic conductivity region (Teutsch, 1993; Eisenlohr *et al.*, 1997; Scanlon *et al.*, 2003). The second approach is to use dual porosity or double permeability model (Mohrlok *et al.*, 1997; Cornaton and Perrochet, 2002). The karst system is described using two overlapping continua in hydraulic interaction: a matrix continuum of low hydraulic conductivity, and a conduit domain with high hydraulic conductivity (Cornaton and Perrochet, 2002). The third approach is the coupling of linear flow with nonlinear flows by using the concept of equivalent hydraulic conductivity in Darcy's law (Cheng and Chen, 2004), as a discrete - continuum approach. It was shown that the key to modeling karst groundwater is still dependent on the chosen approach to couple the conduit flow with the flow in the calcareous formation (Scanlon *et al.*, 2003).

The coupling of flow equations and advection - dispersion models is commonly used to bring the quantitative approach of pollution transport to karstic aquifers (Hauns *et al.*, 2001;

Massei *et al.*, 2006; Goldscheider *et al.*, 2007). Many studies presented both fluid flow and solute transport in the karst system to describe dye tracer tests (Ford and Williams, 1989). Water tracer tests and breakthrough tracer curves (BTC) were used to evaluate the hydraulic process of dispersion, divergence, convergence, and dilution (Smart, 1988). Maloszewski *et al.*, (1999) performed two multitracer tests in the major cross fault zones of the Lange Bramke in Germany. They compared the measured BTC with that simulated from the coupling between the advection -dispersion equation and Darcy's law. They showed that the hydraulic conductivity in the fault zone was several orders of magnitude larger than that of the remaining fractured zone of the aquifer. The relationship between the geometry of the karst conduits and breakthrough curves was established by Hauns *et al.*, (2001). They used a one dimension advection - dispersion equation to calculate the breakthrough curve using the mean flow velocity and observed that the dispersion coefficient depended linearly on the average flow velocity in the karst conduit under homogeneous flow conditions. Other studies about solute transport in a karst system were carried out using Darcy's law and a multi-porous approach to show that water flow in the conduits is the key parameter to describe transport in these heterogeneous aquifers (Morales *et al.*, 1995; Couturier and Fourneaux, 1998; Rivard and Delay, 2004; Massei *et al.*, 2006; Goppert and Goldscheider, 2007). However, Darcy's law is not well adapted to model flow in conduits of large diameter.

In this study, it is proposed to use Darcy's law to describe the water flow within the hosted calcareous rock where the pores are small and the Brinkman equation to describe the water flow in the karstic conduits. The latter equation enables flow description in the domain where the porosity is high (i.e. > 90%) and is used in domains where velocities are high enough to produce an important momentum transport by shear stress (Brinkman, 1947; Durlofsky and Brady, 1987; Nield and Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006). The Brinkman equation is classically applied to calculate the flow fields in many domains such as in porous squeeze film and in porous heterogeneous materials with more than one typical pore size (Lin *et al.*, 2001; Nicos, 2001; Albert and Yuan, 2004). The first objective of this paper was to describe the water flow in the karst aquifer of the Val d'Orléans by using a two - dimensional numerical model. This model applies the Brinkman equation to simulate the water flow within the conduit and Darcy's law to simulate the water flow within the hosting calcareous rock. The flow model results were coupled to the transport equation in order to simulate the solute transport within the karst. A BTC was simulated at the spring points and compared to real tracer tests to validate the model. The six dye tracer tests used for the calibration of the simulation allow the validation of the model for different hydrological conditions. Finally the

model established (discrete - continuum approach) was compared to a double permeability - continuum model (i.e. Darcy's law will be used to model flow in the karstic conduit). The comparison was used to investigate the significance of the momentum transport by shear stress on the behaviour of BTCs at the spring points.

4.2 Material and method

4.2.1 Study area

The Val d'Orléans consists of a vast depression along the main route of the Loire river, 37 km long and from 4 to 7 km wide (Fig 4.1). The karst aquifer is hosted within an Oligocene carbonate lacustrine limestone occurring in the center of the Paris basin and called the Beauce limestone (Guillocheau *et al.*, 2000). This latter formation displays a variable habit with a significant primary porosity except for the micritic facies. This porosity is increased by karstification leading to a relatively high permeability (5×10^{-11} to $2 \times 10^{-9} \text{ m}^2$) at a hectometric scale (Martin and Noyer, 2003). The Beauce limestone overlain by the Quaternary alluvia of the Loire River.

The Loire River supplies more than 80% of the water held in the carbonate karstic aquifer developed within the upper Beauce limestone underlying the alluvia of the Loire River. The estimated inflow of the Loire River into the swallow hole located near the town of Jargeau varies from 15 to 20 m^3/s and can reach 100 m^3/s when the Loire River is in flood (Chéry, 1983). The karst network is well known on the left bank of the Loire River. The water runs from Jargeau through the karst network toward the springs of the Loiret River (Fig 4.1) (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Lepiller and Mondain, 1986). The main springs of the Loiret River are called the Bouillon and the Abîme. These springs are the main emergences of the water lost from the Loire River at Jargeau with flow rates of 0.3 to 5 m^3/s . There are also several smaller springs along the Loiret River called Béchets, Saint-Nicolas, Bellevue and Pie (Fig 4.1). All these springs are surface overflows of the karstic aquifer. The mean aquifer outflow is an underground emergence in the Loire River located around the confluence of the Loire - Loiret (Fig 4.1). Previous studies showed the relation between these springs and the swallow hole points at Jargeau within the Loire River (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Albéric and Lepiller, 1998, Lepiller, 2001).

Desprez (1967) established piezometric maps of the study area for periods of low and high water levels (using more than 700 boreholes). Every year, the difference in water level between the high and low water periods is usually about 1 m. The main conduits were located

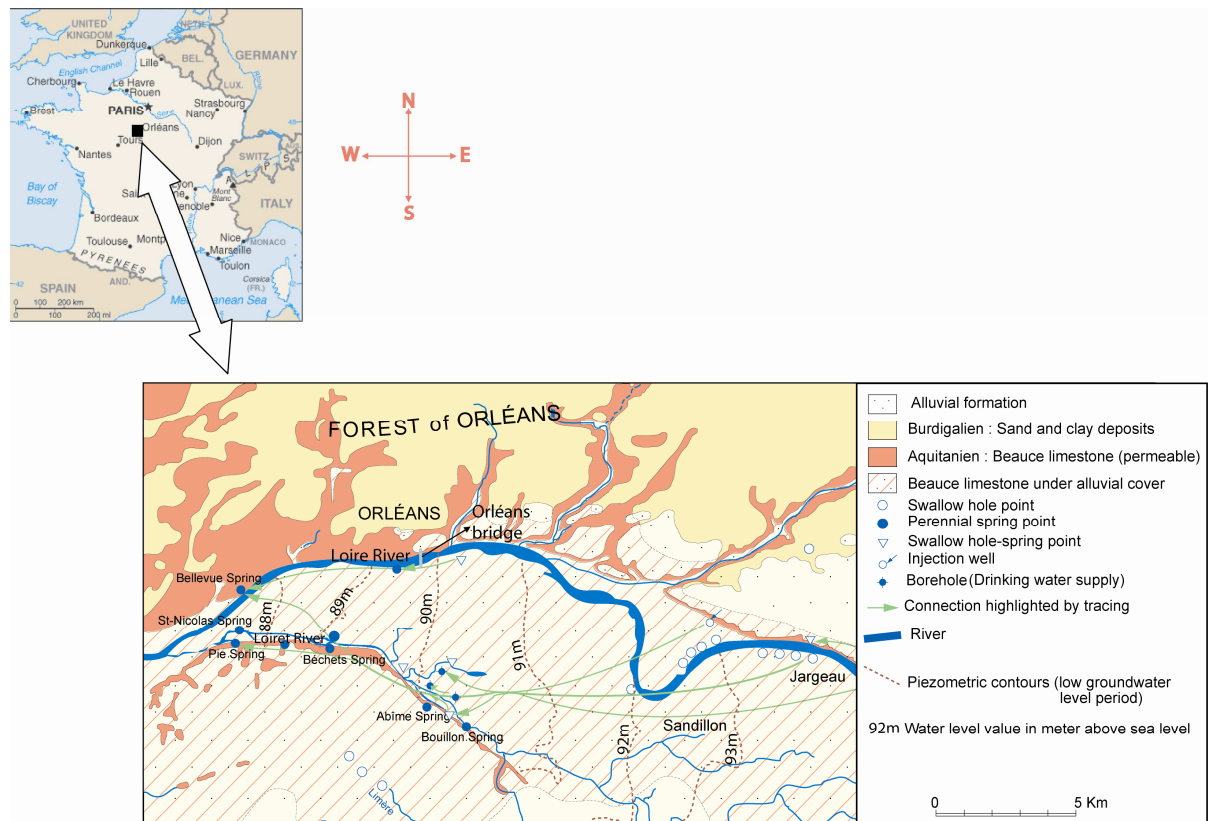


Fig 4.1 Underground waters karstic circulations of the Val d'Orléans (Albéric and Lepiller 1998)

according to the depressions of the piezometric surface and to the different connections identified by the tracer tests presented in Fig 4.1.

4.2.2 Tracer tests

Tracer tests were conducted to study the conduit karst system of the Val d'Orléans, particularly the relation between the swallow hole point and the different springs. The injection point was the swallow hole located near Jargeau 15 km west of Bouillon Spring (Fig 4.1). The tests were performed in Feb 1973, Feb 1998, May 2001, Nov 2001, Nov 2006 and Nov 2007. A solution of 15 kg of uranine diluted with 80 litres of water was injected in the test of Feb 1973, 2 kg of uranine diluted with 5 litres of water in May 2001 and Nov 2001, 1 kg diluted with 5 litres of water in Feb 1998, Nov 2006 and Nov 2007. Uranine was used for groundwater dye tracing in the karst system of the Val d'Orléans because of its great detection sensitivity and weak propensity to adsorption. The tracer was analysed by using fluorescence spectrofluorimetry (mark Hitachi R version 2000 and 2005, and Turner). The excitation and emission for uranine were 491 and 512 nanometres (nm), respectively. The fluorescence is proportional to the dye concentration (Société suisse hydrogéologie, 2002).

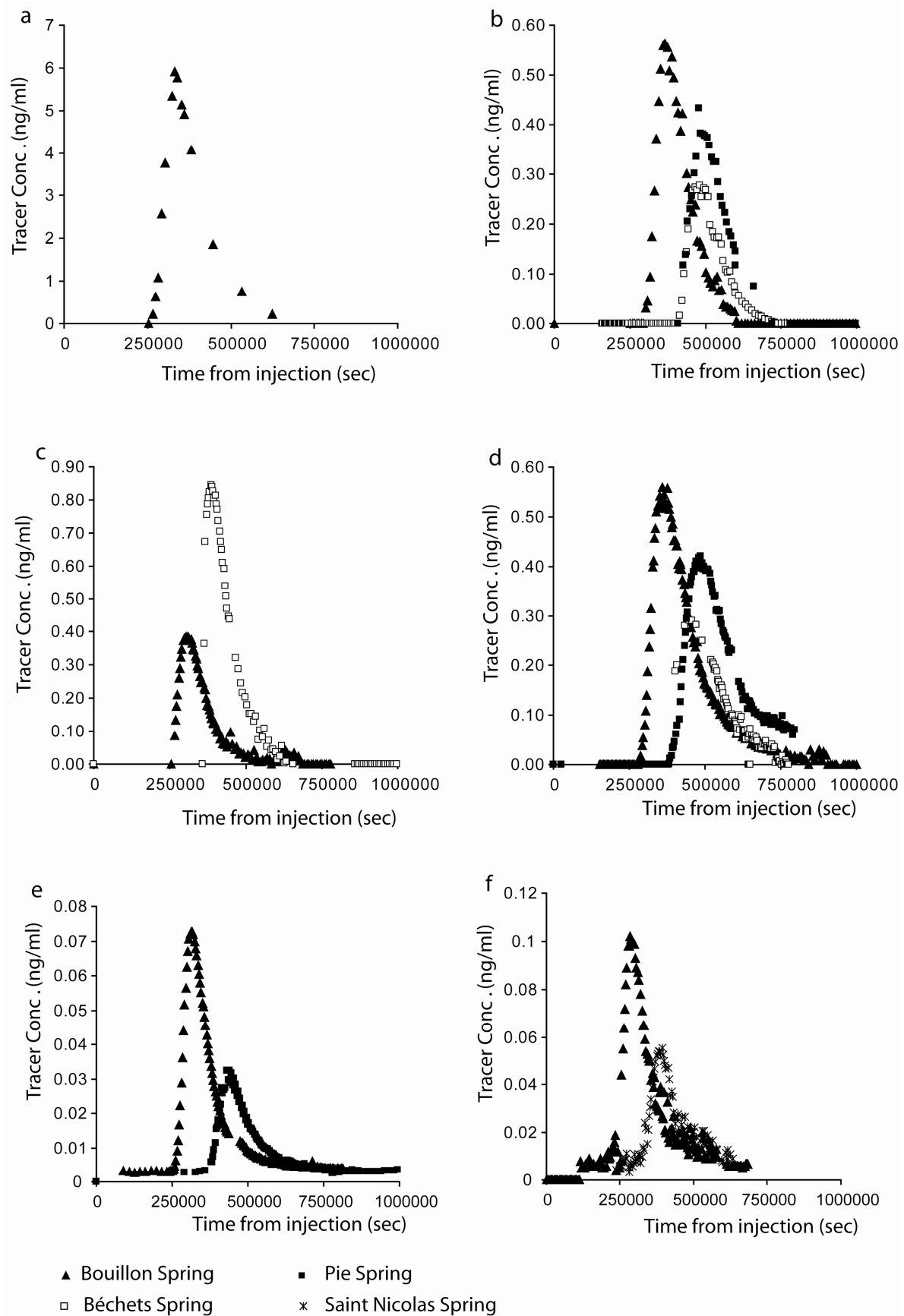


Fig 4.2 **a** Tracer tests at 6/02/1973, **b** Tracer tests at 20/02/1998, **c** Tracer tests at 25/05/2001, **d** Tracer tests at 15/11/2001, **e** Tracer tests at 16/11/2006 and **f** Tracer tests at 14/11/2007

Uranine concentration was determined at several spring points in the Loiret River. Samples were taken automatically at each spring point at 1.5 m depth underneath the water surface. Fig 4.2 shows the tests performed for different hydrological conditions and presents the tracer recovery curves for each spring depending on the existence a sampler at spring.

The datasets recorded at the different dates enable the simulation of several combined injection protocols and hydraulic conditions (Table 4.1).

Table 4.1 Principals informations of tracer tests realized at Jargeau

Tracer tests	Number of samples				Sampling frequency (hr)	Mass injected (kg)	Spectrofluorimeter limit (ng/ml)
	Bouillon Spring	Béchets Spring	Pie Spring	Saint Nicolas Spring			
5 Feb 1973	15	0	0	0	2	15	0.1
20 Feb 1998	100	100	100	0	2	1	0.001
25 may 2001	100	76	0	0	1	2	0.001
15 Nov 2001	200	132	178	0	1	2	0.001
16 Nov 2006	170	0	170	0	1	1	0.0001
14 Nov 2007	190	0	0	106	1	1	0.0001

The BTCs enable the calculation of several parameters related to the transit time and velocity (leading edge, trailing edge and peak velocity), to the tracer concentration (maximum and average), and to the duration of the recovery (Table 4.2). Times were measured by taking the injection time ($t=0$) as reference. The distance used to calculate the velocities is the straight line between the injection point on one hand and the sampling point on the other. Consequently, the velocity values obtained are minimum values, the real values depending on the tortuousness of the conduits (Field and Nash, 1997; Worthington, 1999) and estimated as being from 1.3 to 1.5 times higher (Field, 1999; Field and Pinsky, 2000). The curve of the tracer mass flow rate enables the calculation of the mass of the tracer recovery. The ratio between this recovered mass and the initially injected mass is the recovery rate.

The Residence Time Distribution (RTD) was obtained by relating the mass flow to the recovered tracer mass (Table 4.2). It has inverse time units and represents the probability density function that a traced water element stays in the system for a time between t and $t + dt$ (Molinari, 1976). The variance of the residence time is an indication of the dispersion around the mean residence time. There is no mixing if the variance nears to zero and complete mixing if the variance tends toward infinity. All parameters which can be calculated from the tracer tests are shown in Table 4.2.

Table 4.2 Parameters obtained from the data a carried out tracer test (Lepiller and Mondain, 1986; Morales et al., 2007)

Used curves	calculated parameters
Concentration: $C(t)$	Time of travel of the leading edge of the tracer cloud : t_1 Time of travel of the trailing edge of the tracer cloud : t_2 Time of the travel of the peak concentration: t_p Duration in time for tracer cloud to pass: $t_d = t_2 - t_1$ Peak concentration of the tracer cloud: C_p Average tracer concentration: $C_{av} = \int_0^{\infty} C(t) dt / t_d$ Volume of flow system traversed before recovery: V_1
Flowrate: $Q(t)$	$V_1 = \int_0^{t_1} Q(t) dt$ Volume of flow system traversed after recovery: V_2 $V_2 = \int_{t_1}^{t_2} Q(t) dt$
Mass flow: $\varphi(t) = Q(t)C(t)$	Mass of tracer injected: M_o Mass of tracer passing a cross -section: M_r $M_r = \int_0^{\infty} Q(t)C(t) dt$ total tracer recovery (%R) = M_r / M_o
Residence time distribution (RTD)	$h(t) = \varphi(t) / M_r = \frac{Q(t)C(t)}{\int_0^{\infty} Q(t)C(t) dt}$ Mean tracer residence time : $MRT = \int_0^{\infty} t \cdot h(t) dt$ Variance: $\sigma^2 = \int_0^{\infty} (t - t_m)^2 h(t) dt$

4.2.3 Development of the coupled model

In the light of the previous description of the karst system with flow within a hosted porous aquifer and karst conduits it was necessary to find an adapted mathematical model describing the water flux and solute transport between swallow holes and springs.

4.2.3.1 Darcy's law

Darcy's law describes fluid flow in porous media and it is well adapted to an aquifer with small porosity. This equation describes the flow behaviours in porous media as driven by pressure gradients as follows:

$$u_D = -\frac{k_D}{\mu} \nabla p \quad 4.1$$

where u_D is the Darcy flow velocity (m/s), k_D the intrinsic permeability related to Darcy's law (m^2), μ the fluid viscosity (Pa.s) and p the pressure (Pa).

4.2.3.2 Brinkman equation

The Brinkman equation describes the fluid flow in porous media where velocities are high with no-negligible momentum transport by shear stress. In Darcy's law, it is needed assumed that all stress within the flow is negligible compare to the stress carried by the interface of the liquid and the solid porous media. This assumption cannot be regarded to be physically realistic for high permeability porous media where at least part of the viscous stress is limited within the fluid domain. The Brinkman equation, which accounts for the transition from Darcian flow to viscous free flow, is ideal to be used for high permeability porous regimes. This equation is adapted to describe the flow in porous media if the porosity is greater than 90% (Durlafsky and Brady, 1987; Nield and Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006). The Brinkman equation is written as follows (Brinkman, 1947; Laptev, 2003):

$$u_{Br} = \frac{k_{Br}}{\mu} \left[-\nabla p + \mu_e \Delta u_{Br}^2 \right] \quad 4.2$$

$$\nabla \cdot u_{Br} = 0$$

where u_{Br} is the Brinkman fluid velocity vector (m/s), μ the fluid viscosity (Pa.s), k_{Br} the intrinsic permeability related to the Brinkman equation (m^2), μ_e the effective viscosity that theoretically takes into account the stress within the fluid as it flows through a porous medium. However experimental measurement of μ_e is not trivial (Nield and Bejan, 1992).

Therefore, in the present work in accordance with the published literature, μ_e is set to be equal to the fluid viscosity μ (Hsu and Cheng, 1985; Kaviani, 1986; Allan and Hamdan, 2002; Parvazinia *et al.*, 2006). In the following section, the $_D$ and $_{Br}$ subscripts refer to the Darcy's law and the Brinkman equation, respectively, as the model deals with the two flow equations.

4.2.3.3 Solute transport equation

This equation describes the migration of chemicals in multi-porous media. The phenomena which govern solute movement are advection and dispersion. They are described by the solute transport equation as follows:

$$\theta \frac{\partial c}{\partial t} + \nabla u \cdot c = \nabla [D_{hyd} \nabla c] + R \quad 4.3$$

where c is the solute concentration (kg/m^3), θ the media porosity, D_{hyd} the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), u the velocity vector (m/s) originating from Darcy's law or the Brinkman equation, and R the source term ($\text{kg/m}^3 \cdot \text{s}$). Thus, this equation relates the concentration change with time and the advection term on one hand, and the hydrodynamic dispersion of the concentration on the other.

The advection describes the transport of solute, such as a pollutant, at the same velocity as the groundwater flow. Hydrodynamic dispersion in a porous medium occurs as a consequence of two processes: (1) the molecular diffusion which originates from the random molecular motion of solute molecules, and (2) the mechanical dispersion which is caused by non-uniform velocities and flow path direction. Molecular diffusion and mechanical dispersion cannot be separated in a flow regime (Bear, 1979) and the summation of these two coefficients is called the hydrodynamic dispersion. The hydrodynamic dispersion tensor for isotropic porous media is defined in the following x-y components form as follows:

$$\begin{aligned} (D_{xx})_{hyd} &= \alpha_L \frac{u^2}{|u|} + \alpha_T \frac{v^2}{|u|} + D_m \\ (D_{yy})_{hyd} &= \alpha_L \frac{v^2}{|v|} + \alpha_T \frac{u^2}{|v|} + D_m \\ (D_{xy})_{hyd} &= [\alpha_L - \alpha_T] \frac{uv}{|u|} \end{aligned} \quad 4.4$$

where $(D_{ii})_{hyd}$ are the principal components of the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), α_L the longitudinal dispersivity coefficient (m), which is parallel to the direction velocity, α_T the transverse dispersivity coefficient (m), D_m the effective molecular diffusion coefficient ($\approx 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$), u and v components of the velocity vector along the x,y direction originating from Darcy's law or the Brinkman equation.

4.2.4 Coupling

Darcy's law and the Brinkman equation are fundamentally compatible since both describe fluid velocities and pressure distributions. The dependent variable in Darcy's law and the Brinkman equation is the pressure alone. The advantage of using the Brinkman equation is the similarity to Darcy's law. Consequently this similarity can facilitate the boundary conditions at the interface between the conduits and the matrix by assuming continuous pressures. The analysis begins by creating a hydrodynamic model using Darcy's law in the porous massive limestone and the Brinkman equation in the karst conduits. Next, the model examines the tracer transport in the karst system by coupling the solute transport equation with Darcy's law and the Brinkman equation.

4.3 Geometry and boundary conditions

The application of the hydrodynamic - transport model was used to simulate a reach of 24 km from the site of Jargeau down to the confluence of the Loire - Loiret. The model is based on a two dimensional (x,y) description of the hydrogeological system. This simulation considers the water table as a boundary condition, so well extractions and the effect of infiltrated precipitation in the karst aquifer were considered as constant parameters to keep the water table (Chéry, 1983; Lepiller and Mondain, 1986).

The locations of the karstic conduits between Jargeau and the springs of the Loiret River until the confluence of the Loire - Loiret were deduced from the piezometric contours describing a perturbation of the piezometric lines. These linear depressions suggest the presence of karstic conduits. Therefore, two hydrodynamic domains could be defined: (1) a Darcy domain where the piezometric map is not perturbed, and (2) a Brinkman domain in the karstic conduit area (size will be discussed below).

In the Darcy domain (hosted zone), the pressure variation was deduced from the piezometric maps (Desprez, 1967) and adapted for simulation during low and high water periods. These pressures were used as the boundary condition for the Darcy and Brinkman domains, as follows:

$$p = \rho g (H - H_o) \quad 4.5$$

where p is the pressure of each water isoline, H the water level isoline (m), and H_o the reference water level isoline (m). In this study the reference water level isoline was taken at the confluence of the Loire - Loiret. Then this equation was used to calculate the pressure head for each water isoline between the swallow hole points and the confluence of the Loire -

Loiret. For a continuous solution across the interface between the Darcy and Brinkman domains, the pressures given by the Darcy's law equalled those given by the Brinkman equation and thus at the Darcy - Brinkman interface:

$$p_D = p_{Br} \quad 4.6$$

The boundary conditions at the extern zones surrounding the study area are symmetry, i.e. the integrated flow velocity on this boundary is zero.

For the Brinkman flow in the conduits, the pressures at the swallow holes and spring points connected to the Dirichlet boundary conditions. For the swallow hole points (points 1, 2 and 3) the pressures were 88200, 49250 and 49000 Pa, respectively. The pressure value for the swallow hole points area (Fig 4.3) is 93100 Pa. For the spring points which discharge in the Loire River (points 4, 5 and 6) the pressures were -550, -2600 and -3425 Pa, as shown in Fig 4.3. This Figure shows the boundary conditions and numerical scheme for the Darcy-Brinkman model. A finite element method was used to solve the equations by breaking the problem area (domain) into many small triangular elements. The domain was meshed into 67300 triangular finite elements, with higher refinement surrounding the conduits. The intent was to achieve higher computation accuracy near the interface between the matrix (diffuse) and conduit systems.

To compare the tracer recovery realised from the field and simulation, the transport equation was solved using the velocity given in the Darcy and Brinkman domains. At t_0 the tracer concentrations are everywhere equal to zero except at injection site where the concentration equals initial concentration injected for some minutes. The continuity tracer flux is carried out in the Darcy domain where the tracer is transported. At the Darcy - Brinkman interface, the tracer concentrations are equal, and an advective flux condition is taken for the spring points and the boundaries of the study area.

Finally, the defined boundary conditions are a mix of Dirichlet, Neumann and Cauchy conditions.

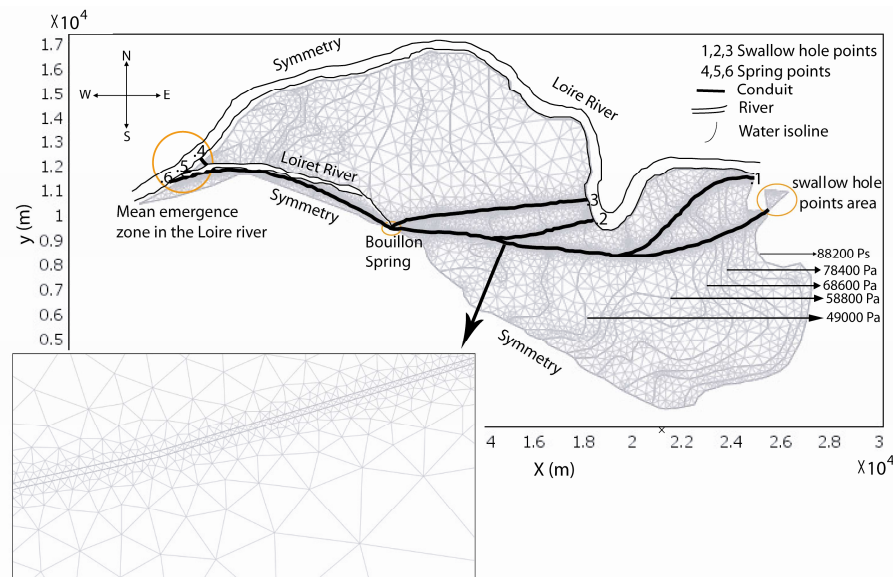


Fig 4.3 Darcy - Brinkman mesh and boundary setting for the low waters periods. Pressure is constant along each isolate

4.4 Numerical solutions

Numerical solutions were obtained with the COMSOL Multiphysics (formerly FEMLAB) software, a general purpose finite element code developed for the MATLAB environment. Benchmark tests were carried out to validate the numerical model. COMSOL Multiphysics have made some benchmark models and that of Hossain and Wilson (2002) is one such model. These authors performed a simulation of unsteady natural convection flow in a rectangular enclosure with non - isothermal walls using the Brinkman equation and the convection – conduction equation. The results obtained by COMSOL Multiphysics association match those obtained from the published study.

In this work, a benchmark model was performed using the model originating from Birk *et al.*, (2005) which was established for a karst system by using MODFLOW-96 (a modular finite difference groundwater model code). These authors applied a Darcy - Weisbach equation in order to simulate the conduit flow. In this benchmark model, the same conditions were used but the Brinkman equation was applied in the conduit. The results obtained were in excellent agreement with Birk *et al.*, (2005).

The tracer transport model was generated in two steps. First, the steady state water flow was generated and a stable hydrodynamic solution was stored. In the second step, this result was inserted to solve the solute transport equation and to follow the transient migration of the tracer.

In order to compare the discrete - continuum approach and the double permeability-continuum approach, a model was established by using Darcy's law in the matrix hosted zone and in the conduit systems. Applying this model to similar geometry, boundary conditions and numerical solution, the tracer test was compared to those obtained in the field, and by the double permeability model.

4.5 Results and discussion

4.5.1 Tracer tests

The amount of the tracer recovered at the spring is highly variable according to the hydrological conditions, amount of tracer mass injected and the circulating flow rate. The percentage of tracer recovered increases at the spring in conditions of low water and with an increasing mass of tracer injected.

The tracer was first detected at Bouillon Spring 70, 84, 74, 81, 72 and 57 hr after the tracer injection at Feb 1973, Feb 1998, May 2001, Nov 2001, Nov 2006 and Nov 2007, respectively. The uranine concentration reached its maximum of 5.91 ng/ml after 92 hr for the test of Feb 1973, 0.56 ng/ml after 100 hr for the test of Feb 1998, 0.39 ng/ml after 87 hr for the test of May 2001, 0.56 ng/ml after 104.5 hr for the test of Nov. 2001, 0.072 ng/ml after 88 hr for the test of Nov 2006 and 0.1 ng/ml after 79 hr for the test of Nov 2007. These differences will be investigated using the parametric tests of the proposed model developed in the discussion. Table 4.3 gives the different characteristic values for the six tracer tests with injection at Jargeau and recovery at Bouillon Spring.

Table 4.3 Parameters obtained by the tracer tests for Bouillon Spring

Tracer tests	Q (l/s)	t ₁ (min)	t ₂ (min)	t _p (min)	t _d (min)	C _p (ng/ml)	V ₁ (m ³)	V ₂ (m ³)	% R	MRT (hr)	Variance (min ²)
5 Feb 73	700	4200	10392	5520	6192	5.9	176400	260064	3.7	106	1.4E06
20 Feb 98	300	5029	10047	5989	5018	0.57	90522	90324	2.1	113	9.7E05
25 May 2001	300	4250	11445	5145	7195	0.39	76500	129510	0.7	101	2.1E06
15 Nov 2001	300	4889	14970	6269	10081	0.56	88000	181458	1.4	121	3.5E06
16 Nov 2006	700	4200	11820	5220	7620	0.07	176400	320040	0.66	107	2.8E06
14 Nov 2007	470	3420	11340	4740	7920	0.1	91314	211464	0.65	98	3.3E06

4.5.2 First calibration of hydrodynamic parameters

The result produced by the model needs to be calibrated, and a first step was necessary to estimate roughly the hydrodynamic parameters. The validity of the model is based on the

comparison with the velocity flow rates recorded during the tracer tests (0.04 - 0.06 m/s). In the domain of Brinkman (conduits), the principal parameters are the conduit size and the permeability. In the domain of Darcy, the permeability is the main parameter that controls flow and it was assumed constant.

4.5.2.1 Conduit diameter

The variations of the mean velocity in the karst conduits in the case of steady state flow with different conduit diameters as a function of hydraulic parameters are presented in Fig 4.4. Generally, in the karst conduits the mean velocity increases when the diameter decreases and when the permeability increases. The diameter of the conduit does not influence the mean velocity when the permeability of the hosted zone is very low (Fig 4.4a). The influence of the Brinkman permeability for conduits of 5 m and 10 m diameter is not significant (Fig 4.4b). Conduits diameter observed by the speleologists between the swallow hole points at Jargeau and the spring points of the Loiret River varies between 2 m and 10 m, therefore a diameter of 5 m provided the best results compared with the mean velocity measured in the conduits by the tracer tests.

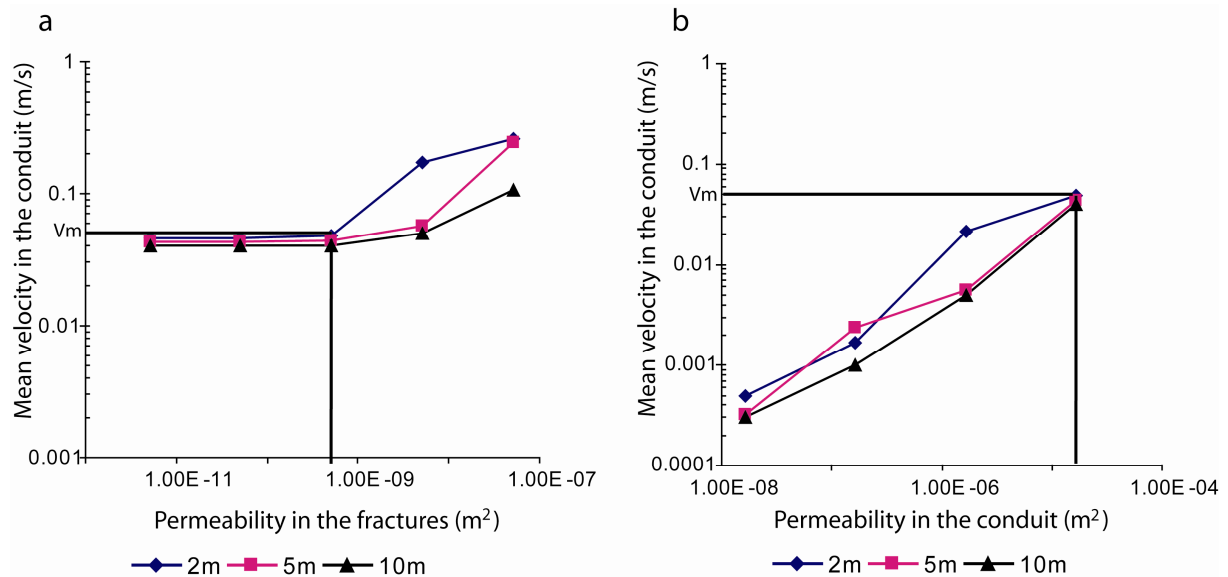


Fig 4.4 Mean velocity (V_m) in the conduit with different diameter **a.** as the function of hosted limestone permeability, **b.** as the function of conduit permeability

4.5.2.2 Permeability

The best results were achieved when the Darcy permeability varies from 8×10^{-11} to 6×10^{-10} m² and the Brinkman permeability from 5×10^{-6} to 5.5×10^{-5} m². Fig 4.5 shows the pressure distribution along the karst system of the Val d'Orléans (surface plot) in the case of

steady state flow for low water levels. It also shows some locally values of the conduit water velocity. Generally, the mean velocity obtained in the conduits is 0.05 and 0.06 m/s for low waters levels and high waters levels, respectively.

These results clearly show that the velocity in the domain of Brinkman is greater than that in the domain of Darcy. This can be attributed to the effect of shear stress and the high permeability in the Brinkman equation.

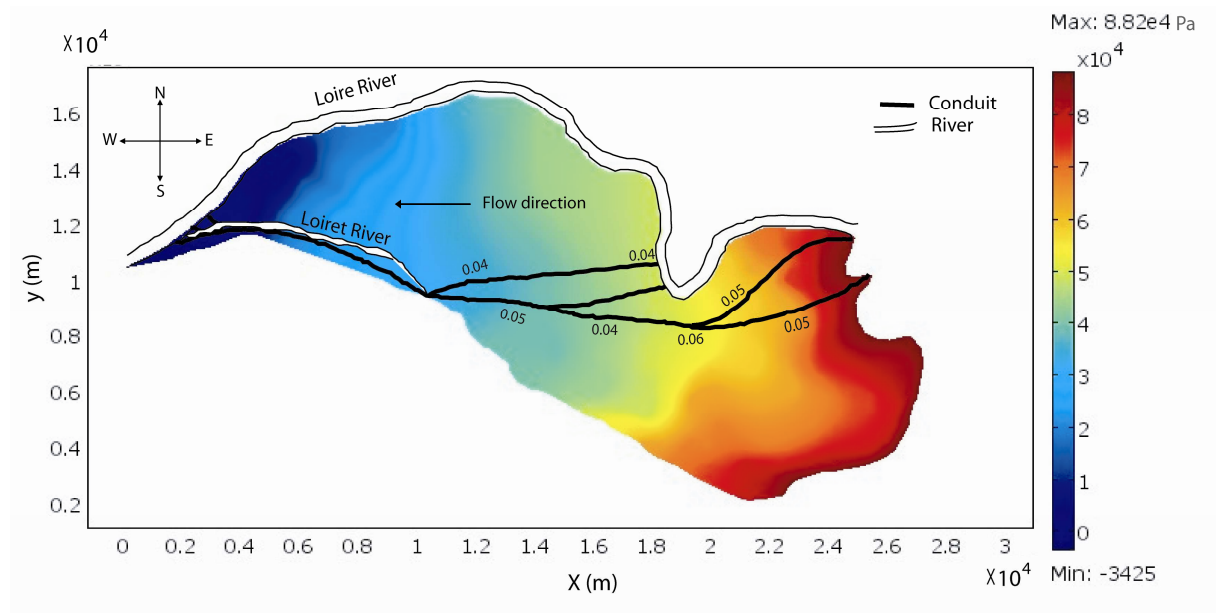


Fig 4.5 Water flow for steady state solution. Surface plot represents the pressure distribution (Pa), and the values represents the water velocity in the conduit (m/s) with permeability in the domain of Darcy= $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ and in the domain of Brinkman= $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$

4.5.3 Simulation of tracer transport (steady and unsteady problem)

One week is needed for the tracer to reach the spring from the injected point. During this period, the variation of flow rate could be evaluated by the variation of water level with the time in the Loire River.

The water levels of the Loire River at the Orléans Bridge during the tracer tests are shown in Fig 4.6a, b, c, d, e and f. In general, the water level variation is less than 0.3 m. Chéry (1983) and Lepiller and Mondain (1986) noted that the variation of flow rate in the springs is negligible during the period of tracer transport. Therefore, the flow equations are solved for the steady state. The flow and velocity fields were generated in the domains of Darcy and Brinkman, and these solutions were inserted in the solute transport equation.

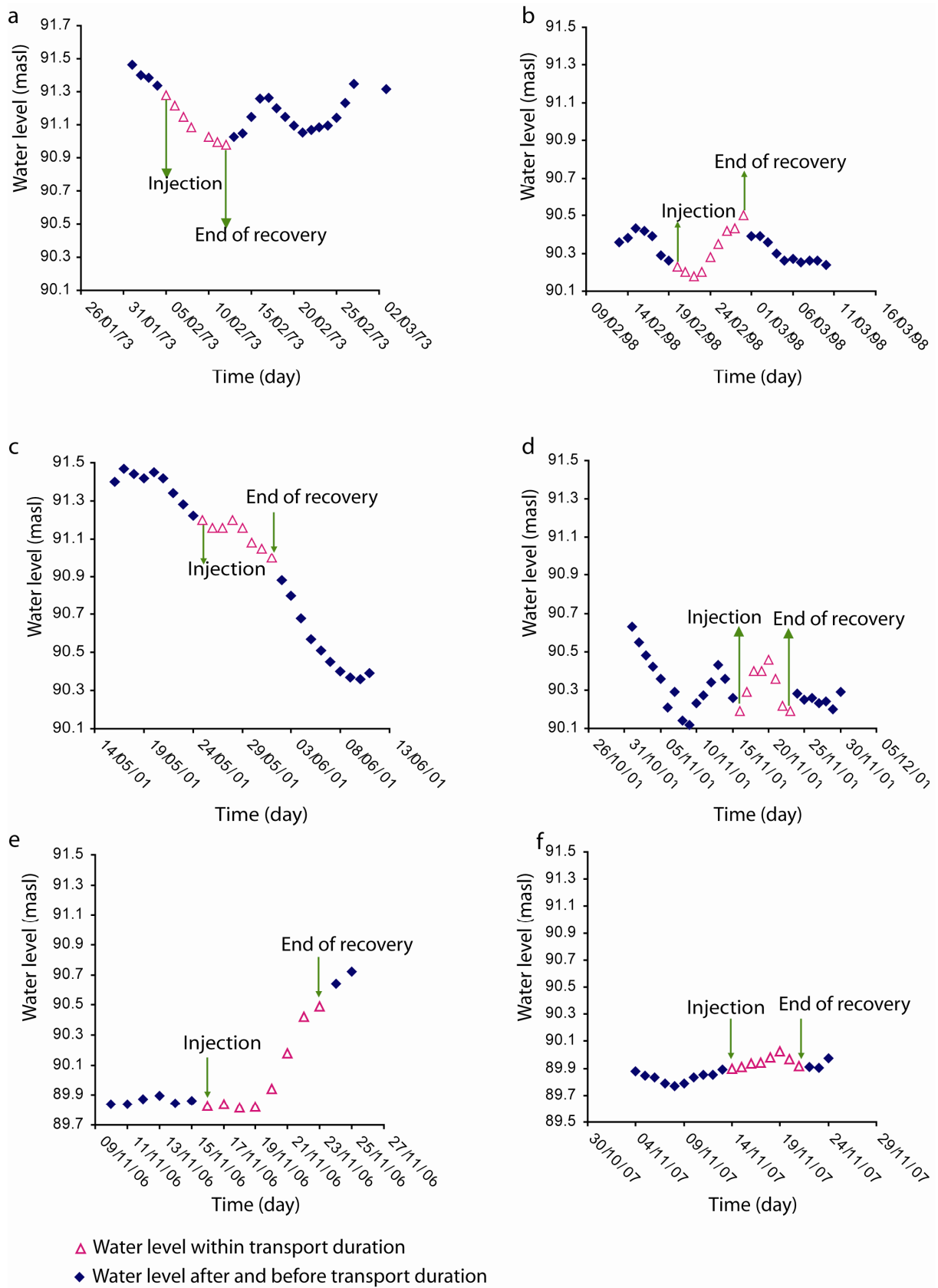


Fig 4.6 Water level for the Loire River at the Orléans Bridge **a** February 1973, **b** from 13 February to 10 March 1998, **c** from 16 May to 11 Jun 2001, **d** November 2001, **e** from 9 November to 25 November 2006, **f** from 3 November to 24 November 2007

To simulate tracer transport it is necessary to solve the transport equation for a temporal model, i.e. for the unsteady state. The analysis period is 10 days and the output times setting were simulated by means of similar vectors of time starting at zero with steps of 2 hours up to 10 days. The parameters that required adjustment in the hydrodynamic - transport model include permeabilities and dispersivity coefficients in the domain of Darcy and Brinkman.

The resolution of this transient problem allows the plotting of the breakthrough curves (BTCs) corresponding to the tests considered. The fitting between breakthrough curves and experimental data is evaluated by assessing the magnitude of the error generated. To compare the results obtained with the model, six tracer tests were chosen, conducted during low and high water level periods.

4.5.4 Sensitivity of the model to the main parameters

Several simulations of tracer recovery were compared to the six tracer tests presented before. In these simulations, the Darcy and Brinkman permeabilities are constant and the boundary condition is given by the piezometric map of a low water level period, or for the tests of 1973, 2006 and 2007 years which were performed during a high water level period, by the high water piezometric map.

Many parameters influence the tracer transport process, such as permeabilities, longitudinal and transverse dispersivity coefficients in the domains of Darcy and Brinkman, the level of the water table and the mass of tracer injected. Therefore, it was important to study the effect of the variations of these parameters separately to describe the rate and pattern of transport and prioritize their influences.

4.5.4.1 Permeability

A comparison between the theoretical BTCs for different values of Darcian permeability (Fig 4.7a) shows the decrease of tracer concentration recovery with permeability increases. Thus, the increasing of Darcy velocity leads to an increase in the tracer concentrations toward the domain of Darcy (limestone hosted zone). Conversely, an increase in the Brinkman permeability causes an increase in the conduit water velocity and consequently an increase in the tracer recovery (Fig 4.7b).

4.5.4.2 Dispersivity

The dispersivity coefficients play a significant role in the behaviour of tracer transport. These coefficients are affected by the mean velocity and geometry of the karst (Majid and Leijnse, 1995; Faidi *et al.*, 2002; Ham *et al.*, 2004; Gaganis *et al.*, 2005). Concerning the problem of transport, the authors who used the equation of transport in the porous media were

forced to apply different values for the ratio α_T / α_L (El-Mansouri *et al.*, 1999; Younes *et al.*, 1999; Kim *et al.*, 2003; Ham *et al.*, 2004). In open channels, Mohan and Muthukumaran (2004) found that the best value for the α_T / α_L ratio was 1 when they simulated the pollutant transport in the river bed. In this study, the ratio was taken as equal to 1.

The results suggest that the increase in the dispersivity coefficients in the domain of Brinkman causes a decrease in the recovery of tracer concentration (Fig 4.7c). The tracer dispersion toward the hosted limestone increases with an increase in the dispersivity coefficients in the Brinkman domain. In the same way, the increase in dispersivity coefficients in the domain of Darcy causes an increase in concentration levels in this domain and, consequently, decreases the concentration levels at Bouillon Spring (Fig 4.7d). A good agreement was recorded when $\alpha_L = \alpha_T$ whatever the domain. Herein, four values were examined ($\alpha_L = \alpha_T = 40, 50, 60$ and 70 m in the domain of Brinkman and $\alpha_L = \alpha_T = 5, 15, 25$ and 35 m in the domain of Darcy).

4.5.4.3 Piezometric surface

The effect of water level change on the behaviour of tracer recovery at Bouillon Spring is shown in Fig 4.7e. This figure shows four different values of water level at Jargeau ($h=96.5, 97, 97.5$ and 98 masl). It can be clearly seen that when the water level along the study area increases, low tracer recovery at the spring is found. This can be attributed to the effect of tracer dispersion toward the hosted limestone which increases with the water level. This suggests an important dilution during high water levels period.

4.5.4.4 Mass of tracer injected

The mass of tracer injected influences the maximum tracer concentration at the spring as shown in Fig 4.7f. When the injected mass increases, the concentration of tracer recovery increases, and the tests performed in the Feb 1973 and Nov 2007 confirm this because the injected mass for the test of the Feb 1973 and Nov 2007 was 15 kg and 1 kg, respectively. This can be caused to the dilution process.

Table 4.4 summarises the effect of hydrodynamic - transport parameters on the tracer recovery parameters (mean residence time (MRT), recovery time, recovery rate (R%) and variance). The hydrodynamic - transport parameters are the permeabilities and dispersivity coefficients. This table shows that all tracer recovery parameters are influenced by the variations of hydrodynamic - transport parameters but not with the same magnitude, because it can be observed that the permeability and the ratio between the longitudinal and transverse dispersivity coefficients influence strongly the tracer recovery parameters. Moreover, the water level along the study area influences the mean residence time and recovery rate.

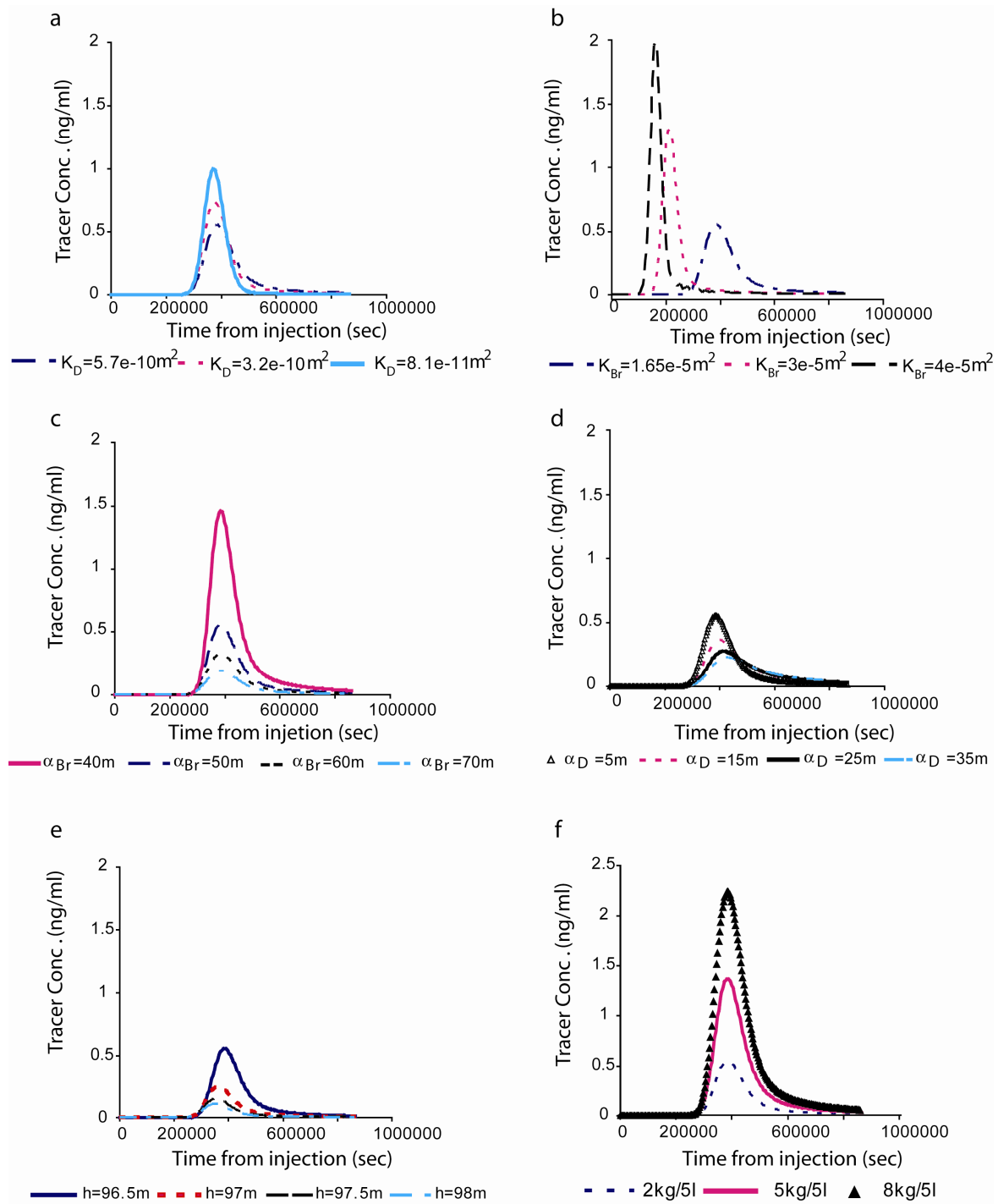


Fig 4.7 The effect of Hydrodynamic-transport parameters on the behaviour of BTC at Bouillon Spring, **a** behaviour of BTC curve (conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$), **b** behaviour of BTC curve (hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$), **c** behaviour of BTC curve (conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$), **d** behaviour of BTC curve (conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$), **e** behaviour of BTC curve as a function of water level (conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$), **f** behaviour of BTC curve as a function of injection time (conduit permeability = $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, hosted limestone permeability = $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$, $\alpha_D = 5 \text{ m}$ and $\alpha_{Br} = 53 \text{ m}$)

Table 4.4 Summarise the effect of hydrodynamic-transport parameters on the tracer recovery parameters

Parameters	t_1	Variance	R %	MRT
Permeability in the fractured zone (8×10^{-11} - 6×10^{-10} m ²)	No	Strong (291 - 808 hr ²)	Weak (1.36 - 1.27)	Strong (107 - 120 hr)
Permeability in the conduits (1.65×10^{-5} - 5×10^{-5} m ²)	Strong (77 - 20hr)	Strong (808 - 514 hr ²)	Strong (1.2 - 4.1)	Strong (120 - 42 hr)
Dispersivity coefficients in the conduits (40 - 70 m)	No	Weak (742 - 865 hr ²)	Strong (7.8 - 0.5)	No
Dispersivity coefficients in the fractured zone (5-35 m)	Weak (77 - 84hr)	Strong (808 - 1095 hr ²)	Strong (1.27 - 0.85)	Strong (120 - 142 hr)
Water level (96.5 - 98 m)	Weak (77 - 75hr)	No	Strong (1.27 - 4.3)	Strong (120 - 111hr)
Injected mass (2 kg - 8 kg)	No	No	Strong (1.27 - 5.15)	No
α_L / α_T in the conduits (1 - 0.2)	Strong (77 - 142hr)	Strong (808 - 288 hr ²)	Strong (1.2 - 54)	Strong (120 - 216 hr)
α_L / α_T in the fractured zone (1 - 0.2)	No	Weak (808 - 515 hr ²)	No	Weak (120 - 114 hr)

4.5.5 Parameters corresponding to the best fit

The best fit recorded when the simulated concentrations were compared to the measured BTCs at Bouillon, the Pie, the Béchets and Saint Nicolas springs is shown in Fig 4.8. It can be found that the predicted recovery times are slightly smaller than that measured. This can be attributed to the 2 hour time accuracy of the model. Moreover, Figure 8 shows the best fit corresponding to the measured BTC due to the calibration processes which yield a permeability of 5.7×10^{-10} m² in the hosted limestone. This value is compatible with the double permeability - continuum model established by Martin and Noyer (2003) in which they found that the permeability in this zone ranges from 2.04×10^{-10} to 1.02×10^{-9} m². In the conduits, the more appropriate permeability was 1.65×10^{-5} m² between Jargeau and Bouillon Spring, and 5.5×10^{-5} m² between Bouillon Spring and the confluence of the Loire - Loiret. The best fit was recorded when $\alpha_L = \alpha_T = 5$ m in the domain of Darcy for the tests of Nov 2006, May 2001, Nov 2001, Feb 1998 and Feb 1973, and equal to 1 m for the test of Nov 2007. In the domain of Brinkman, $\alpha_L = \alpha_T = 43$ m for the test of Nov 2007, 28 m for the test of Nov 2006, 53 m for the test of Nov 2001, 23 m for the test of May 2001, 50 m for the test of Feb 1998 and 20 m for the test of Feb 1973.

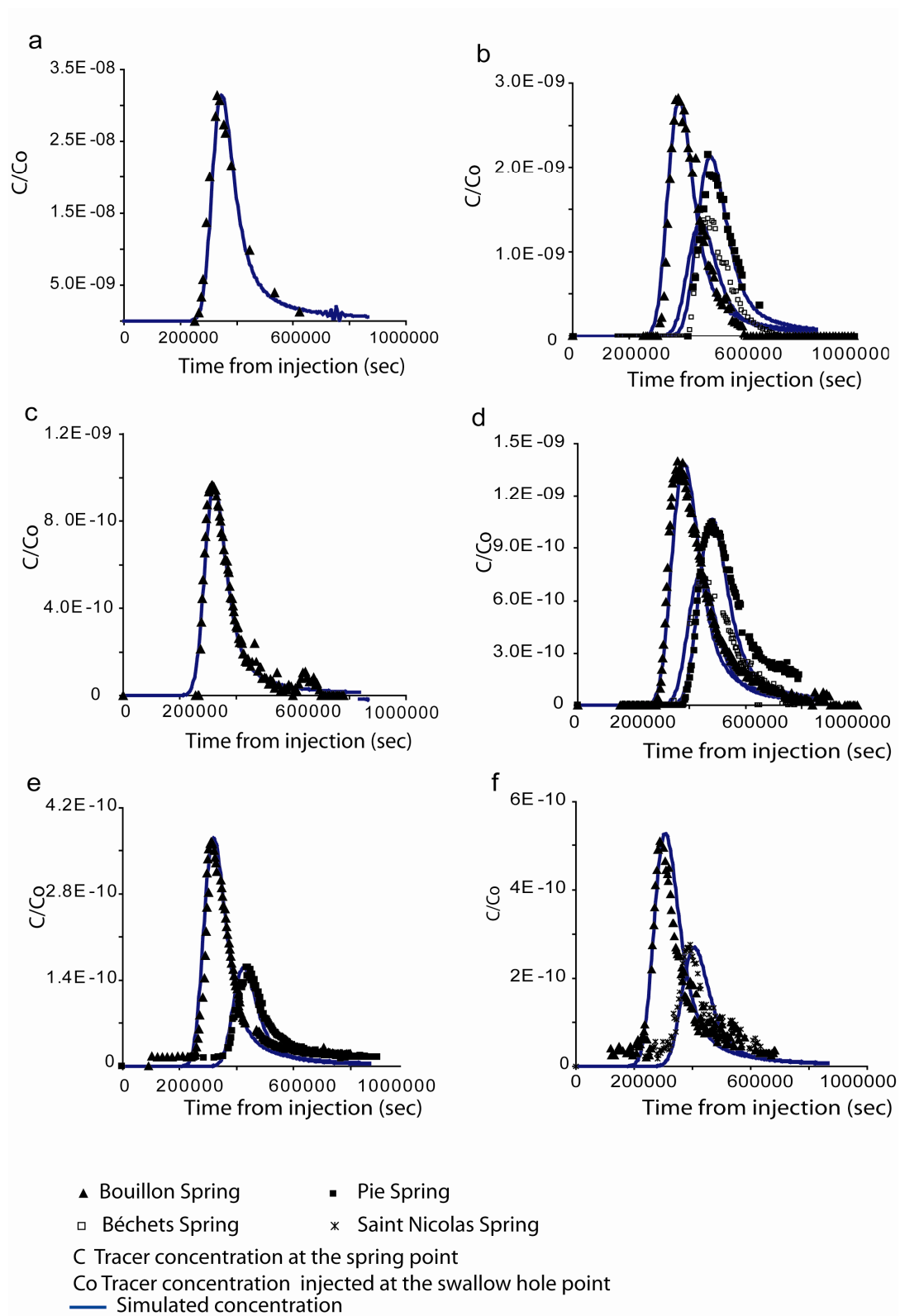


Fig 4.8 Comparison between simulated and measured BTCs for the tracer tests when conduit permeability $=1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ between Jargeau and Bouillon Spring, and $5.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ between Bouillon Spring and the confluence Loire - Loiret, hosted limestone permeability $=5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. **a** test 6/02/1973, **b** test 20/02/1998, **c** test 25/05/2001, **d** test 15/11/2001, **e** test 16/11/2006, **f** test 14/11/2007

Table 4.5 presents a summary of the measured and predicted tracer parameters for each tracer test at Bouillon Spring. It can be found that the calculated water flow at the spring is close to that measured and the predicted tracer parameters are very close to those measured with different hydrological conditions.

Table 4.5 Comparison between predicted and measured tracer test parameters at Bouillon Spring

Tracer test		Q (l/s)	t ₁ (min)	t ₂ (min)	t _p (min)	t _d (min)	C _p (ng/ml)	V ₁ (m ³)	V ₁ (m ³)	% R	MRT (hr)	Variance (min ²)
5 Feb 73	Measured	700	4200	10392	5520	6192	5.91	176400	260064	3.7	106	1.4E 06
	Simulated	914	4200	10920	5760	6720	5.9	230328	368525	4.8	112	3.1E 06
20 Feb 1998	Measured	300	5029	10047	5989	5018	0.56	90522	90324	2.1	113	9.7E 05
	Simulated	350	4080	12780	6109	8700	0.57	85680	182700	2.7	120	2.9E 06
25 May 2001	Measured	300	4250	11445	5145	7195	0.39	76500	129510	0.7	101	2.1E 06
	Simulated	530	3960	11640	5205	7680	0.39	125928	244224	1.2	104	2.9E 06
15 Nov 2001	Measured	300	4889	14970	6269	10081	0.56	88000	181458	1.4	122	3.5E 06
	Simulated	314	4680	14400	6480	9720	0.55	88171	183124	1.3	122	3.0E 06
16 Nov 2006	Measured	700	4200	11820	5220	7620	0.072	176400	320040	0.66	107	4.9E 06
	Simulated	750	3900	11880	5280	7980	0.074	175500	359100	0.68	102	2.9E 06
14 Nov 2007	Measured	470	3420	11340	4740	7920	0.1	91314	211464	0.65	98	3.3E 06
	Simulated	480	3360	9780	5100	6420	0.1	96768	184896	0.5	87	6.7E 05

4.6 Comparison between double permeability - continuum approach and discrete - continuum approach

In order to investigate the differences between the discrete - continuum approach and the double permeability - continuum approach, a model was established by using Darcy's law in the hosted limestone and conduits systems.

When the same calibration parameters were used with this model, the recovery of tracer concentrations at the Bouillon Spring are retarded by around 20 hr compared with Darcy-Brinkman model.

The Darcy-Darcy model can range field data with four tests. In the first, the parameter calibration gives the better curve shape (t₁, t₂ and C_{max}) compared with the measured data. In the second test, the parameters were calibrated to get the best mass balance and tracer quantity (spring flow rate and total tracer recovery). In the third test, the diameter of Bouillon Spring was increased to adjust the flow rate. The last test was performed with an increased diameter in the conduit.

To optimize the first and second tests, it was necessary to increase the permeability in the conduit between Jargeau and Bouillon Spring to $1.8 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ and $3 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, respectively. For the third test, Bouillon Spring diameter was raised from 1 to 1.2 m. In the last test, the conduit diameter was raised from 5 to 10 m. For all the tests, the dispersivity coefficients in

the conduit and hosted limestone were equal to 25 and 5 m, respectively. Table 4.6 shows the tracer parameters calculated from the measured and the whole simulated results for the tracer test of Nov 2001.

Table 4.6 Predicted and measured tracer test parameters obtained at Bouillon Spring for the experience Nov 2001 for Darcy-Brinkman model (D-B), and four tests for Darcy-Darcy model (D-D). The permeability in the conduits was $1.8 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ for the first, third and fourth tests and $3 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ for the second test. For all tests, the dispersivity coefficients were 25m and 5m in the conduits and hosted limestone, respectively

	Q (l/s)	t ₁ (min)	t ₂ (min)	t _p (min)	t _d (min)	C _p (ng/ml)	V ₁ (m ³)	V ₂ (m ³)	%R	MRT (hr)	Variance (min ²)
Measured	300	4889	14970	6269	10081	0.56	88000	181458	1.4	122	3.5E06
Darcy/Brinkman	314	4680	14400	6480	9720	0.55	88171	183124	1.3	122	3.0E06
First test D-D	188	4860	12240	6120	7380	0.53	54820	83246	0.44	112	2.5E06
Second test D-D	310	2580	6180	3660	3600	1.7	47988	66960	1.5	70	2.3E06
Third test D-D	310	4920	13200	6060	8280	0.59	91512	154008	0.8	113	2.5E06
Forth test D-D	314	3300	8700	4380	5400	2.2	62172	101736	1.75	76	9.3E05

When the first test was applied, the simulated recovery time (t₁) and the maximum concentration are similar to those measured, but the results for the flow rate and total tracer recovery are not admissible. If the second test is applied, the tracer recovers very early and the recovery duration is very short, but the calculated spring flow rate and the total tracer recovery are very good. The best results for the Darcy-Darcy model were recorded when the third test was applied. In this test all simulated tracer parameters are good compared with the measured parameters except the total recovery rate which was far from reality. The simulated results of the fourth test are closed to the results of second test.

However, the Figure 4.9 shows the best agreement between the calculated and measured BTC that corresponds to the use of the Darcy-Brinkman model for the test performed in Nov 2001.

When Darcy's law was applied in the conduits, the dispersion toward the hosted limestone (diffuse system) was low compared with its value when the Brinkman equation was

applied in the conduits. This may be attributed to the small interactions observed between the hosted limestone and conduits when Darcy's law was applied in the latter.

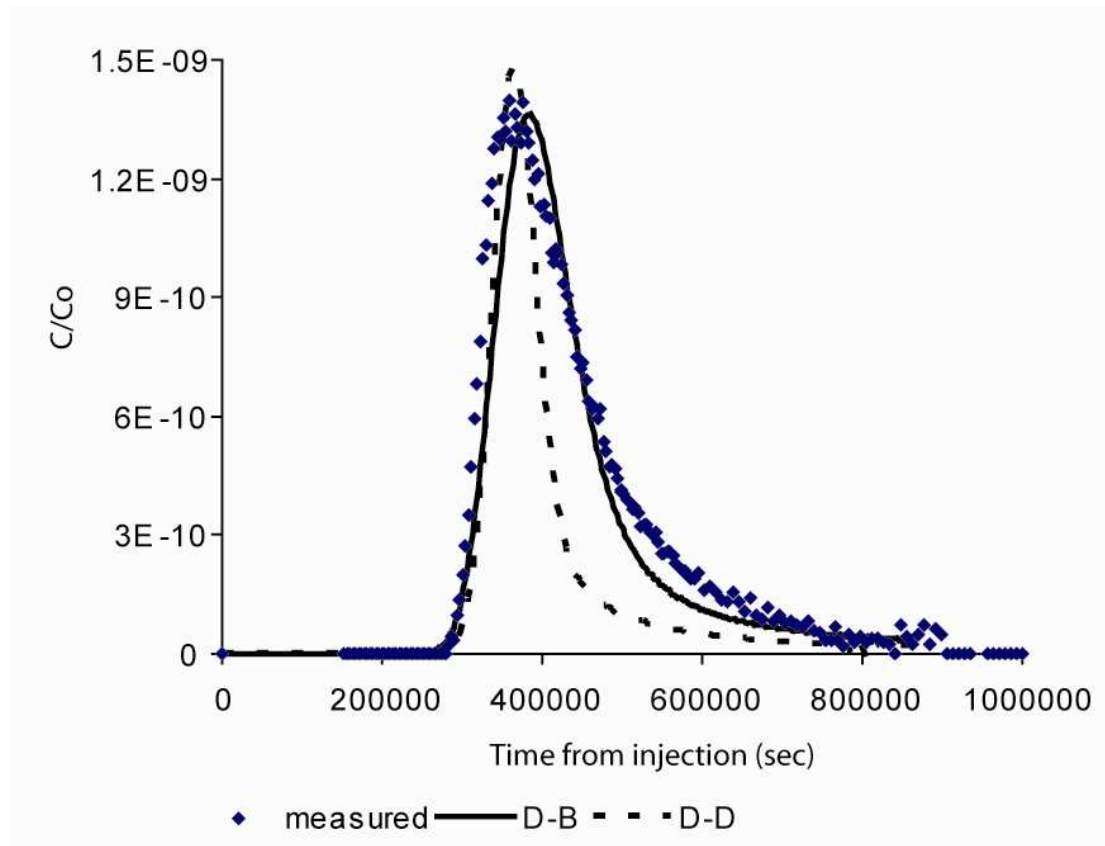


Fig 4.9 Comparison between measured tracer concentrations for the experience Nov 2001 with simulated results when Darcy's law is used in the hosted limestone and Brinkman equation is used in the conduits (D-B), best simulated test when Darcy's law is used in the hosted limestone and conduits (third test, in with the permeability in the conduit $=1.65 \times 10^{-5} \text{m}^2$ and the dispersivity coefficients equal to 25 and 5 m in the conduits and hosted limestone, respectively)

4.7 Conclusions

The results showed that the presented model enabled estimation of the solute transport in a karstic aquifer. The water flows in the conduits were described by the Brinkman equation to be compatible in a domain where the porosity is high ($> 90\%$) and thus enabling the description of the fluid flow in the karst conduits where velocities are high enough to create important momentum transport by shear stress. On the other hand, Darcy's law was applied to describe the water flows in the surrounding rock domain. These two domains were connected through their boundary condition where a continuous pressure was assigned.

The hydrodynamic analysis enables the generation of a solute transport solution with the aim of analyzing the uranine tracer transport in the karst aquifer of the Val d'Orléans. The COMSOL Multiphysics finite element analysis software was used to solve the governing equations. Six tracer tests were employed to investigate the accuracy of the calculated parameters. The calibration of the model indicated that it was possible to find parameters corresponding to the breakthrough tracer curves when the conduit permeability (Brinkman permeability) ranged from 5×10^{-6} to $5.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$, and the limestone permeability (Darcy permeability) from 8×10^{-11} to $6 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. A 5 m diameter for the conduit represented to suitable results. Finally, the best fit was recorded when the dispersivity coefficients in the conduits was isotropic and ranged from 23 to 53 m and in the limestone from 1 to 5 m. The results analysis showed that the use of Darcy's law in the conduit system minimises the importance of the interactions between hosted zone and conduits. Adding momentum transport by shear stress in conduits with the Brinkman equation reduces greatly this underestimation.

References

- Albéric P and Lepiller M (1998) Oxydation de la matière organique dans un système hydrologique karstique alimenté les pertes fluviales (Loiret, France). *Water Resour Res* 32(7):2051-2064
- Albert S and Yuan R (2004) Hydrodynamics of an ideal aggregate with quadratically increasing permeability. *J Colloid and Interface Science* 285:627-633
- Allan FM and Hamdan MH (2002) Fluid mechanics of the interface region between two porous layers. *Appl. Math. Comp* 128:37-43
- Barrett ME and Charbeneau RJ (1996) A parsimonious model for simulation of flow and transport in a karst aquifer. Center for Research in Water Resources, Technical Report 269, p 149
- Bear J (1979) *Hydraulics of groundwater*. McGraw-Hill New York
- Birk S, Geyer T, Liedl R and Sauter M (2005). Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water* 43 (3): 381-388
- Brinkman HC (1947) A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particle. *Appl.Sci. Res.* A1 27-34
- Chang C (2003) Tow impregnation of unidirectional fibrous perform during resin transfer modelling. *J Reinforced Plastics and Composites* 22:1003-1016

- Cheng JM and Chen CX (2004) An integrated linear/non-linear flow model for the conduit-fissure-pore media in the karst triple void aquifer system. *Environmental Geology* 47:163-174
- Chéry JL (1983) Etude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (la Loire). PhD Thesis, Orléans University
- COMSOL Multiphysics (2006) Earth –Sciences module model library
- Cornaton F and Perrochet P (2002) Analytical 1D dual porosity equivalent solution to 3D discrete single continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. *J Hydrol* 262:165-176
- Couturier B and Fourneaux J (1998) Les relations karst rivière dans les calcaires bédouliens du Diois (Drôme France) exemple de la Gervanne. *Bull Eng Geol Env* 57:207-212
- Desprez (1967) Inventaire et étude hydrogéologique du Val d'Orléans (Loiret). BRGM DSGR 67 A 21.16
- Dreiss (1982) Linear Kemels for karst aquifers. *Water Resources* 18(4):865-876
- Durlofsky L and Brady JF (1987) Analysis of the Brinkman equation as a model for flow in porous media. *Phys. Fluids* 30:3329-3341
- Eisenlohr L, Bouzelboudjen M, Kiraly L, Rossier Y (1997). Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst Hydrogeological system. *J Hydrol* 202:244-262
- El-Mansouri B, Loukili Y, Esselaoui D (1999) Une approche numérique des périmètres de protection des captages des eaux souterraines. *Comp. Rend. Acad. Sc . Paris, Série II a* 328:695-700
- Faidi A, Garcia L, Alberlson M (2002) Development of a model for simulation of solute transport in a stream-aquifer system. *Environmental Modelling and Assessment* 7(3):191-206
- Field MS (1999) The Qtracer programme for tracer breakthrough curve analysis for karstic and fractured rock aquifers. United States Environmental Protection Agency, Washington, D.C., Publication EPA/600/R-98/156a, 137 p
- Field MS and Nash SG (1997) Risk assessment methodology for karst aquifer. *Environ. Monitor. Assess*, 47:1-21
- Field MS and Pinsky PF (2000) A two regions non equilibrium model for solute transport in solution conduits in karstics aquifer. *J Hydrol* 44:329-351
- Ford DC, Williams PW (1989) Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p

- Gaganis P, Skouras ED, Theodoropoulou MA (2005) On the evaluation of dispersion coefficients from visualization experiments in artificial porous media. *J Hydrol* 307:79-91
- Goldscheider N, Meiman J, Pronk M, Smart C (2007). Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology* 37(1):27-40
- Goppert N and Goldscheider N (2007) Solute and colloid transport in karst conduits under low and high flow conditions. *J Groundwater* 46:61-68
- Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J, Gaulier J, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000). - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints *Geodin. Acta* 133(4):189-246
- Ham PAS, Schotting RJ, Prommer H, Davis GB (2004) Effects of hydrodynamic dispersion on plume lengths for instantaneous bimolecular reactions. *Adv. Water Resour* 27(8):803-813
- Hauns M, Jeannin PY, Atteia O (2001) Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits; *J Hydrol* 241:177-193
- Hossain MA and Wilson M (2002). Natural convection flow in a fluid-saturated porous medium enclosed by non-isothermal walls with heat generation. *Int. J. Therm. Sci* 41: 447-454
- Hsu CT and Cheng P (1985) The Brinkman model for natural convection about a semi-infinite vertical flat plate in a porous medium. *Int. J Heat Mass Transfer* 28:663-97
- Kaviany M (1986) Non-Darcian effects on natural convection in porous media confined between horizontal cylinders. *Int. J. Heat mass Transfer* 29:1513-1519
- Kim S and Hyeok K, Dong-Ju Kim, William A (2003) Determination of two-dimensional laboratory scale dispersivities. *Hydrol.Process* 18:2475-2483
- Laptev V (2003). Numerical solution of coupled flow in plain and porous media. Ph.D. thesis, Technical University of Kaiserslautern
- Lepiller M (2001) Traçages appliqués à la dynamique des aquifères karstiques. Possibilité et limites *Géologie* 129: 79-84
- Lepiller M, Mondain PH (1986) Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie* 1:33-52
- Lin J, Lu R, Yang C (2001) Derivation of porous squeeze-film Reynolds equations using the Brinkman model and its application. *J Phys. D:Appl.Phys* 34:3217-3223

- Lin M and Chen CX (1988) Analytical models of groundwater flows to the karst springs. In: Yuan DX (ed) karst hydrology and karst environmental protection, Proceeding of the 21st IAH congress, Wallingford, Oxfordshire, IAHS spec Publ No. 176 1(2):647-654
- Majid S and Leijnse A (1995) A non linear theory of high concentration gradient dispersion in porous media. *Adv. Water Resour* 18(4):203-215
- Maloszewski P, Hermann A, Zuber A (1999) Interpretation of tracer tests performed in fractured rock of the Lange Bramke basin, Germany. *J Hydrol* 7:209-218
- Martin JC and Noyer ML (2003) Caractérisation du risque d'inondation par remontée de nappe sur le Val d'Orléans. Etude hydrogéologie, BRGM
- Massei N, Wang HQ, Field M (2006) Interpretation tracer breakthrough tailing in a conduit dominated karstic aquifer. *J Hydrogeol* 14:849-858
- Mohan S and Muthukumaran M (2004) Modelling of pollutant transport in groundwater. *IE (I) Journal-EN*. pp. 22-32
- Mohrlok U, Kienle J, Teutsch G (1997) Parameter identification in double-continuum models applied in karst aquifers. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology* 2:163-166, Switzerland
- Molinari J (1976) Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitrac,ages [On the use of natural and artificial tracers in karst hydrology: some comments of recent examples of multitracing experiments]. *Ann. Sci. Univ Besançon Geol* 25:275-306
- Morales T, Oazar M, Arandes J, Zafra P, Antigüedad I, Basauri F (1995) Application of a solute transport model under variable velocity conditions in a conduit flow aquifer : Olalde karst system, Basque contry, Spain. *J Environmental Geology* 30:143-151
- Morales T, Fdez I, Valderrama D, Uriarte J.A, Antigüedad I and Olazar M (2007) Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer-breakthrough curves. *J Hydrology* 334:183-198
- Nicos S (2001) Improved approximation of the Brinkman equation using a lattice Boltzmann method. *Phys. Fluids* 13:1807-1810
- Nield DA and Bejan A (1992) *Convection in porous media*. New York: Soringer-Verlag
- Parvazinia M, Nassehi V, Wakeman RJ (2006) Finite element modelling of flow through a porous medium between two parallel plates using the Brinkman equation. *Transport in Porous Media* 63:71-90

- Rivard C and Delay F (2004) Simulations of solute transport in fractured porous media using 2D percolation networks with uncorrelated hydraulic conductivity fields. *J Hydrogeol* 12:613-627
- Scanlon B, Mace R, Barrett M, Smith B (2003). Can you simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *J Hydrol* 276:137-158
- Smart C (1988) Artificial tracer techniques for the determination of the structure of conduit aquifers. *Ground Water* 26(4):445-453
- Société suisse hydrogéologie (SSH), Group de travail (2002). Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie. Rapport de l'OFEG, Série Géologie, n° 3. Berne
- Teutsch (1993) An extended double porosity concept as a practical modelling approach for a karst terrain. In: Cutekin G, Johnson AI, Back W (eds) *Hydrogeological processes in karst terrains. Processing. Antalya Symposium and Field Seminar, IAHS Spec. Publ.* 207:281-292
- Worthington SRH (1999) Karst hydrology of the Canadian rocky mountains. Ph.D, McMaster University, Ontario, Canada, pp. 380
- Younes A, Ackerer P, Mose R (1999) Modeling variable density flow and solute transport in porous medium: 2. Re-evaluation of the salt dome flow problem. *Transport in Porous Media* 35:375-394
- Zhang YK, Bai EW, Libra R, Rowden R, Liu H (1996) Simulation of spring discharge from a limestone aquifer in Iowa. *J Hydrogeol* 4:41-54
- Zunino (1979) Contribution à l'étude hydrogéologique du Val d'Orléans. Ph.D. Thesis, Orléans University

CHAPITRE 5. IMPACT D'UNE CRUE DU FLEUVE SUR LA DISPERSION DE POLLUANT DANS UN SYSTÈME KARSTIQUE FLUVIAL

Ce chapitre évalue l'impact d'une crue de la Loire sur le système karstique du Val d'Orléans (surface piézométrique et transport de soluté) en utilisant une approche discrète - continue. La loi de Darcy et l'équation de Brinkman sont appliquées dans la roche encaissante et dans le conduit, respectivement. La hauteur d'eau mesurée dans la Loire à Jargeau pour les années 1992 et 1993 et les concentrations en chlorure (traceur naturel conservatif) dosées à Jargeau et à la source du Bouillon sont utilisés pour estimer les paramètres d'emmagasinement et de dispersion de l'aquifère karstique. La calibration confirme les valeurs optimales de la perméabilité dans la matrice et dans les conduits obtenues par le modèle précédant (chapitre 4). Les meilleurs résultats sont observés pour un coefficient d'emmagasinement de $0,9 \text{ m}^{-1}$ et des coefficients de dispersivité dans la matrice et dans les conduits est évalués à 10 m et 53 m, respectivement.

La simulation du transport de soluté confirme la forte liaison entre la Loire et les émergences du Loiret. Ainsi que cette simulation montre que les concentrations de soluté qui pénètrent dans la matrice ne sont pas négligeables. La distance pénétrée par l'eau de la crue dans la matrice est d'environ 530 m en deux mois pour une crue de 2 mètres (exemple de 1993). Ce modèle a eu comme but d'évaluer le volume d'aquifère vulnérable autour des conduits vis-à-vis d'une pollution et confirmer l'importance des échanges entre les conduits et la roche encaissante (matrice).

Effect of a river flood event on the pollutant dispersion in a karstic aquifer using discrete - continuum approach: a case study from the karst aquifer of the Val d'Orléans, France

Ali Salim Joodi *, Binet Stéphane, Albéric Patrick, Sizaret Stanislas, Bruand Ary

Université d'Orléans, CNRS/INSU, Université François Rabelais - Tours

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - UMR 6113

Campus Géosciences 1A, rue de la Férollerie

45071 Orléans cedex 2 France

*** Corresponding author**

E-mail: Ali.Joodi@univ-orleans.fr

Tel : 332 38 25 53 96

Fax : 332 38 63 64 88

Abstract A discrete - continuum approach is developed to evaluate the effect of a river flood wave on groundwater heads and consequently on the solute transport within the karst. Darcy's law and the Brinkman equation were applied in the hosted rock and within conduit, respectively. The karst system of the Val d'Orléans (France) was selected as a case study. The validity of the model was tested using the chloride concentration measurements (natural conservative tracer) for two flood events (1992 and 1993) in the Loire River and at Bouillon Spring. The calibration process shows that the optimum permeability values in the hosted rock and in the karst conduits are $5.6\text{E-}10 \text{ m}^2$ and $1.65\text{E-}5 \text{ m}^2$, respectively. Good agreement was obtained when the storage coefficient is 0.9 m^{-1} , dispersivity coefficients in the hosted rock and within conduits were 10 m and 53 m, respectively. When the chloride infiltrates from the Loire River into the karst, the simulation shows that the distance penetrated by chloride in the hosted rock is 530 m for a two months flood about 2 m (example from 1993). Such calculation quantifies the volume of vulnerable aquifer surrounding a karstic conduit and highlights the importance of water exchange between conduit and hosted rock.

Key words: Flood stage, numerical model, discrete-continuum approach, Karst / river interaction, Val d'Orléans

5.1 Introduction

Karst aquifers are characterised by a complex heterogeneity, created and developed by groundwater flows (Bakalowicz, 2005). The flow in karst aquifers is dominated by karst conduits (high permeability and high flow velocities) which are immersed in a low permeability medium with slow flow velocities and high storage capacity, and are connected to a mean karst spring (Kiraly, 1975; Alex and Michael, 2005). According to Kiraly (1998, 2002 and 2003); Cornaton and Perrochet, (2002), the duality of karst aquifers is a direct consequence of this structure and can be reduced to three factors: (i) duality of the infiltration processes (slow infiltration into the low permeability volume and rapid infiltration into the conduit network), (ii) duality of the groundwater flow (low flow velocities in the fractures and high velocities in the conduit) and (iii) duality of the discharge conditions (seepage from the fractures and discharge from the conduit network at the karst spring).

Due to these dualities, this important resource is highly vulnerable to the pollution. Water quality of the karst can show significant variations during a hydrological year. These variations are generally related to the flood wave (Dreiss, 1982; White, 1988; Vervier, 1990; Chen and Chen, 2003; Tabias *et al.*, 2006; Anthony, 2008). During flood, water chemistry at karst spring is generally explained by the mixing of different waters: diffuse recharge from the fractures, fresh infiltration water, matrix storage and mixing these several tributaries (Vervier, 1990; Sauter, 1992; Barlow *et al.*, 2000; Plangnes and Bakalowicz, 2001).

In the most case, the relative importance of base flow and quick flow estimation are based on the difference response separation method (Hall and Moench, 1972; Bonacci, 1993; Padilla *et al.*, 1994; Singh, 2004; Birk *et al.*, 2005 and 2006), on the analysis of transfer functions between input and output (Lin and Chen, 1988), or on time series analysis (Dreiss, 1982; Jakeman *et al.*, 1984; Mangin, 1984).

To study the impact of hydraulic parameters heterogeneities on pollutes transport, the numerical model is considered as a powerful approach. The simplest assume the karst aquifer as an equivalent porous media in which conduit and wide fracture are treated as a high hydraulic conductivity region (Teutsch, 1993; Eisenlohr *et al.*, 1997; Scanlon *et al.*, 2003). The second approach is called dual porosity or double permeability model (Mohrlok *et al.*, 1997; Cornaton and Perrochet, 2002). The basic concept of this approach assumes that the fractured rock consists of two overlapping continua in hydraulic interaction: a matrix continuum of low hydraulic conductivity, primary porosity and a fracture domain with high hydraulic conductivity, secondary porosity (Cornaton and Perrochet, 2002). The third approach couples the linear flow with nonlinear flow (Cheng and Chen, 2004), as discrete-

continuum approach. Introduce nonlinear approach to describe the conduit flow increases the importance of water exchanges between conduits and surrounding matrix (Joodi *et al.*, in press).

This third numerical method enables to discuss an important question for water resource management: Is a pollutant flowing through a conduit will be quickly evacuated or will be stored in the surrounding rock?

The present work investigate the propagation of the pollutant brings by a flood river event through a karst aquifer conduit using the discrete - continuum approach and by consequence calculate the maximum penetrating distance around a conduit affected by the dispersion of a pollutant. In this approach, Darcy's law was applied in the rock hosting the karst system where the porosity is small and the Brinkman equation was used to describe the water flow in the karstic conduit. This equation is indeed compatible in the domain where the porosity is high ($> 90\%$) and thus enables description of the fluid flow where velocities are high enough that momentum transport by shear stress is important (Durlinsky and Brady, 1987; Nield and Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006). The Brinkman equation was applied to calculate the flow fields in many domains such as in porous squeeze film, in the gaps around the fiber bundles, and in porous heterogeneous materials with more than one typical pore size (Lin *et al.*, 2001; Nicos, 2001; Chang, 2003; Albert and Yuan, 2004).

The karst system of the Val d'Orléans is fed principally by the Loire River. Variations of chloride in the Loire River during the stream rise will be used as an environmental tracer of the underground flow (Albéric and Lepiller, 1998) to mimic dissolved pollutant transport. In this context, the chloride concentrations measured in the swallow hole and spring points has been used to predicate the karst aquifer parameters and the volume of vulnerable aquifer surrounding a karstic conduit.

5.2 Material and method

5.2.1 Study site

The karst aquifer of the Val d'Orléans is the largest in France in terms of flow rate (tens m^3/s) and provides the mean water resource of the Orléans city (Albéric and Lepiller, 1998). The Val d'Orléans is considered as a vast depression of the major bed of the Loire River, 37 km long and from 4 to 7 km wide (Fig 5.1). The karst aquifer is hosted within an Oligocene carbonate lacustrine deposit occurring in the center of the Paris basin and called the Beauce limestone (Guillocheau *et al.*, 2000). This latter formation display variable repartition with a significant primary porosity except for micritic facies. This porosity is increased by

karstification leading to a relative high permeability ($5\text{E}-10$ to $2\text{E}-9 \text{ m}^2$) at hectometric scale (Martin and Noyer, 2003). The latter is overlapped by the quaternary alluvia of the Loire River.

The Loire River feeds more than 80% of the water hosted in the carbonated karstic aquifer. The estimated inflow of the Loire River in the swallow whole infiltration area of Jargeau varies from 15 to $20 \text{ m}^3/\text{s}$ and it can reach $100 \text{ m}^3/\text{s}$ during floods (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Lepiller and Mondain, 1986). Karst networks are well known in the left bank of the Loire River. The water runs from Jargeau through the karst networks towards the direction of the springs of the Loiret River, (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Lepiller and Mondain, 1986), as shown in Fig 5.1. The springs of Loiret River are called the Bouillon and the Abîme, they are considered as the main emergences of the water lost close to Jargeau in the Loire River (from 0.3 to $5 \text{ m}^3/\text{s}$). There are also several smaller springs along the Loiret River called the Béchets, the Saint-Nicolas, the Bellevue and the Pie (Fig 5.1). All these springs are surface overflows of the karstic aquifer. The mean aquifer outflow is an underground emergence in the Loire River located around the confluence of Loire - Loiret. Previous studies showed the relation between these springs and the swallow holes points at Jargeau within the Loire River using dye tracer tests (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Albéric and Lepiller, 1998; Lepiller, 2001; Albéric, 2008).

Desprez (1967) established the piezometric map of the study area in the periods of low and high waters periods (more than 700 boreholes). Every year, the difference of water level between the high and low water periods is usually about 1 m.

The main karstic conduits were located according to the depressions of the piezometric surface and to the different connections identified by the tracer tests presented in Fig 5.1.



Fig 5.1 Karstic circulations of the Val d'Orléans (Albéric and Lepiller, 1998)

5.2.2 Chemograph acquisition

Because of chloride ion is conservative in the transport period time and no rock containing Cl is described between the swallow hole and emergences points, the variations of chlorides in the Loire River during the stream rise can be used as an environmental tracer of the underground flow (Albéric and Lepiller, 1998). The presented numerical model will be calibrated using two chemographs realized during the June - July 1992 flood wave and the September - October 1993 flood wave (Albéric and Lepiller, 1998)

5.2.3 Mathematical formulation of the numerical model

Methods for calculating the hydraulic head and solute transport variations in the karst aquifer caused by flood wave variations are described by using discrete - continuum approach. Equations applied to simulate the flow pattern in the matrix and conduits are different.

5.2.3.1 Water flow in the hosted rock

Darcy's law can be used to describe the flow in the hosted rock where the porosity is small. The equation which describes the velocity is connected to the permeability (k_D) in the following equation:

$$u_D = -\frac{k_D}{\mu} \nabla p \quad 5.1$$

Applying the governing equation to the fluid source (flow)

$$S \frac{\partial p}{\partial t} + \nabla \cdot \left[-\frac{k_D}{\mu} \nabla p \right] = Q_s \quad 5.2$$

Where u_D is the Darcy flow velocity (m/s), k_D the intrinsic permeability related to Darcy law (m^2), μ the fluid viscosity (Pa.s), p the pressure head (Ps), S storage coefficient (Pa^{-1}) and Q_s the fluid source (s^{-1}).

5.2.3.2 Water flow in the conduit

Brinkman equation was applied to model vuggy media (Brinkman, 1947; Lundgren, 1972; Neale and Nader, 1974; Koplik *et al.*, 1983; Allaire, 1991; Martys *et al.*, 1994; Hornung, 1997; Laptev, 2003). This equation describes the fluid flow in porous media where velocities are high with no-negligible momentum transport by shear stress. In the Darcy model, it is effectively assumed that all stresses within the flow are negligible compared to the stress carried by the interface of the liquid solid porous media. This assumption cannot be

regarded to be physically realistic for high permeability porous media where at least part of the viscous stress is limited within the fluid domain. The Brinkman equation, which accounts for the transition from Darcy flow to viscous free flow, is ideal to be used for high permeability porous regimes (Parvazinia *et al.*, 2006). This equation is adapted to describe the flow in porous media if the porosity is greater than 90% (Durlofsky and Brady, 1987; Nield and Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006). In this study, we will use this equation for evaluate the water flow in the conduit system. The Brinkman equation is written as follows (Brinkman, 1947; Laptev, 2003):

$$u_{Br} = \frac{k_{Br}}{\mu} [-\nabla p + \mu_e \Delta u_{Br}] \quad 5.3$$

$$\nabla \cdot u_{Br} = 0$$

Where u_{Br} is the Brinkman fluid velocity vector (m/s), k_{Br} the intrinsic permeability related to Brinkman equation (m^2), μ_e is the effective viscosity that theoretically takes into account the stress within the fluid as it flows through a porous medium. However experimental measurement of μ_e is not trivial (Nield and Bejan, 1992). Therefore, in the present work in accordance with the published literature, μ_e is set to be equal to the fluid viscosity μ (Hsu and Cheng, 1985; Kaviani, 1986; Allan and Hamdan, 2002; Parvazinia and Nassehi, 2006).

In the following part the D and Br denote Darcy's law and Brinkman equation, respectively as the model deals with the two flow equations.

5.2.3.3 Solute transport equation

The objective of this equation is to analyse the migration of solute in multi-porous media. The phenomenons which govern the solute movement are advection and dispersion, the general form of solute transport equation is:

$$\theta \frac{\partial c}{\partial t} + \nabla u \cdot c = \nabla [D_{hyd} \nabla c] + R \quad 5.4$$

Where c is the solute concentration (kg/m^3), θ the media porosity, D_{hyd} represents the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), u is the velocity vector (m/s) originating the Darcy's law or Brinkman equation, and R is the source term ($kg/m^3.s$). In this equation, the first term denotes the concentration change with time, second term is the advection term, and the first term on the right hand is the hydrodynamic dispersion of concentration.

The advection describes the transport of solute, such as a pollutant with the same velocity of groundwater flow. Hydrodynamic dispersion in a porous medium occurs as a

consequence of two different processes: *i. Molecular diffusion* which originates from the random molecular motion of solute molecules, and *ii. Mechanical dispersion* which is caused by non-uniform velocities and flow path direction. Molecular diffusion and mechanical dispersion cannot be separated in a flow regime (Bear, 1979), and the summation of these two coefficients is called *hydrodynamic dispersion*. The hydrodynamic dispersion tensor for isotropic porous media is defined in the following x-y components form:

$$\begin{aligned} (D_{xx})_{hyd} &= \alpha_L \frac{u^2}{|u|} + \alpha_T \frac{v^2}{|u|} + D_m \\ (D_{yy})_{hyd} &= \alpha_L \frac{v^2}{|v|} + \alpha_T \frac{u^2}{|v|} + D_m \\ (D_{xy})_{hyd} &= [\alpha_L - \alpha_T] \frac{uv}{|u|} \end{aligned} \tag{5.5}$$

Where $(D_{ii})_{hyd}$ are the principal components of the hydrodynamic dispersion tensor (m^2/s), α_L is the longitudinal dispersivity coefficient (m), which is parallel to the direction velocity, α_T is the transverse dispersivity coefficient (m), D_m is the effective molecular diffusion coefficient ($\approx 10^{-9} m^2/s$), and u, v are components of velocity vector along the x,y direction coming from the Darcy or Brinkman equation.

5.3 Boundary conditions

The location of the karst conduits system and the diameter of 5 m between the swallow hole and emergences points were established in our previous work (Joodi *et al.*, in press) on the based of piezometric depletion and artificial tracer tests modelling. Therefore, two hydrodynamic domains could be defined: i) a Darcy domain where the piezometric map is not perturbed ii) and a Brinkman domain in the karst conduit as shown in Fig 5.2.

The application of the hydrodynamic - transport model is used to simulate a reach of 24 km from the site of Jargeau up to the confluence Loire - Loiret. It is based on a two dimensional (x,y) description of the hydrogeological system. Initially ($t=0$), the simulation consider pressure water table as a boundary condition, thus the well extractions and the effect of infiltrated precipitation in the karst aquifer are considered as a constant parameter that keep the water table stable (Chéry, 1983; Lepiller and Mondain, 1986).

In the domain of Darcy, the pressure was deduced from the piezometric maps established by Desprez (1967). These pressures were used as boundary condition for the Darcy and Brinkman domains, as following:

$$p = \rho g(H - H_o) \quad 5.6$$

Where p is the pressure of each water isoline, H the water level isoline (m), and H_o the reference water level isoline (m). In this study the reference water isolines was taken down stream, at the confluence Loire - Loiret. Then this equation is used to calculate the pressure head for each water isoline between swallow hole points and confluence Loire - Loiret.

Once pressure of the water table was fixed and stored, boundary conditions were transformed to continuity conditions. This change make possible to establish one continuous water flow maintaining an evaluation of the pressure head.

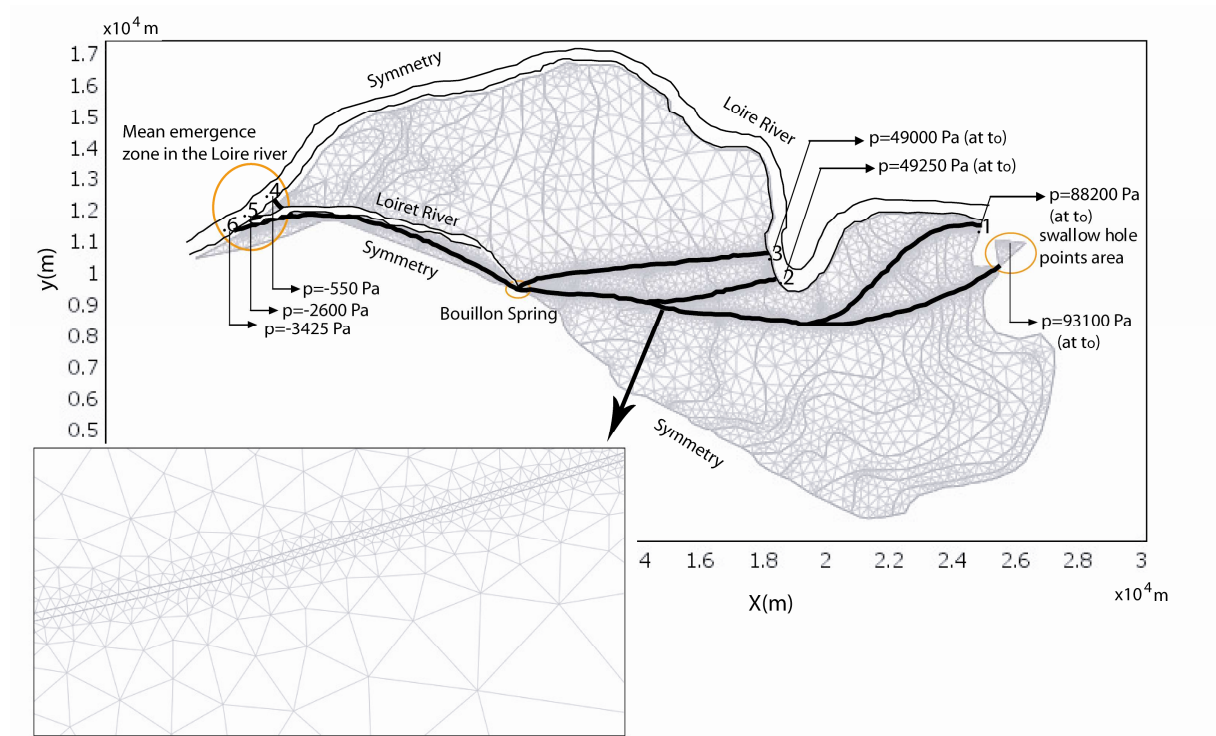


Fig 5.2 Darcy - Brinkman mesh and boundary setting for the low waters periods. pressure is constant along each isoline

For a continuous solution across the interface between the zone of Darcy and Brinkman flow, the pressure from Darcy's law must equal the pressure from the Brinkman equation, use the following constrain on pressure for the Darcy- Brinkman interface:

$$p_D = p_{Br} \quad 5.7$$

Symmetry boundary condition was used at the extern zones surrounding the study area, i.e. the integrated flow velocity on this boundary is zero.

For the Brinkman flow in the karst conduits, the pressures at the swallow holes (points 1, 2 and 3) and spring points which discharge in the Loire River (points 4, 5 and 6) is direct connected to the Dirichlet boundary conditions, as shown in Fig 5.2. For the case of unsteady state, the pressure head value in the swallow hole points take the function of river stage $P(t)$. This function coming from the flood wave events measured in the Loire River.

$$P(x_o, y_o, t) = \begin{cases} P_o & \text{where } t=0 \\ P(t) & \text{where } t>0 \end{cases} \quad 5.8$$

Figure 5.3 shows the river stage at the time equal zero and the effect of flood wave at the time greater than zero on the karst aquifer.

For the chloride concentrations boundary conditions, the concentrations are everywhere equal to initial concentration in the karst aquifer which is equal to the chloride concentration in the Loire River before the flood events. For the swallow hole points at time greater than zero, the chloride concentrations take the inlet function of Loire River. This function represents the variations of chloride resulting from the variation of Loire river stage for the years 1992 and 1993.

$$C(x_o, y_o, t) = \begin{cases} C_o & \text{where } t=0 \\ C(t) & \text{where } t>0 \end{cases} \quad 5.9$$

The advective tracer flux is carried out in the Darcy domain where the chlorides are transported. At the Darcy-Brinkman interface, the chloride concentrations are equal and advective flux condition is taken for the springs and the boundaries of the study area.

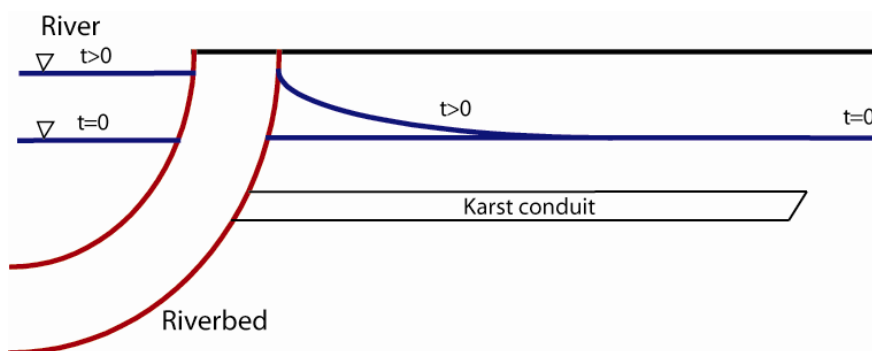


Fig 5.3 Schematic diagram of semi - infinite aquifer

5.4 Development of the model

The simulations of groundwater level response to the river stage fluctuation were obtained with the COMSOL (Femlab) software, a general purpose finite element code developed for the MATLAB software. Hydrodynamic model shows the underground water evaluation during flood wave period in the study area. First, the analysis modelled steady state flow to generate an initial system (water table for time=0) and this solution was stored. Later, these results were used to generate the state of the transient flow simulation. No rainfall infiltration is considered during the current model estimated the flood events of the Loire River.

Solute transport equation was applied in the two zones: first, in the hosted rock by using the Darcy's velocity and second in the karst conduits by using the velocities resulting from the Brinkman equation.

5.5 Results

5.5.1 Chemograph change during the floods

June-July 1992 flood wave (Albéric and Lepiller, 1998)

The first flood events (Fig 5.4a) start on June, the peak flood has occurred on June 15th. There are several small flood events following the peak flood. During stable hydrological conditions, the behaviour of chloride chemograph at Bouillon Spring is similar to that measured in the Loire River. It can be observed from this figure that chloride concentrations decrease in the Loire River as a result to the flood wave event.

September- October 1993 flood wave (Albéric and Lepiller, 1998)

Other flood event was observed in the Loire River. This flood is larger compared with the flood of 1992 as shown in Fig 5.4b. Following a 3 weeks stable water level period, a flood occurred on the Sept. 24th and it increase rapidly until the peak in the Sept. 26th. This flood continues stable until the Oct. 10th. During flood event, chemograph was separated in three successive phases: (i) during stable period levels from 5th to 24th Sept. This period is characterised by constant chloride concentrations neither in Loire River nor in Bouillon Spring (initial concentration of the chlorides in the karst aquifer). (ii) during a large part of the rising limb of the hydrograph from 25th to 26th Sept. In this period chloride concentrations decrease gradually for the Loire River and Bouillon Spring, but the concentrations at Bouillon Spring stay greater than that in the Loire River. (iii) during a stable peak flood which is characterised by stable minimum concentration in the Loire River and in Bouillon Spring.

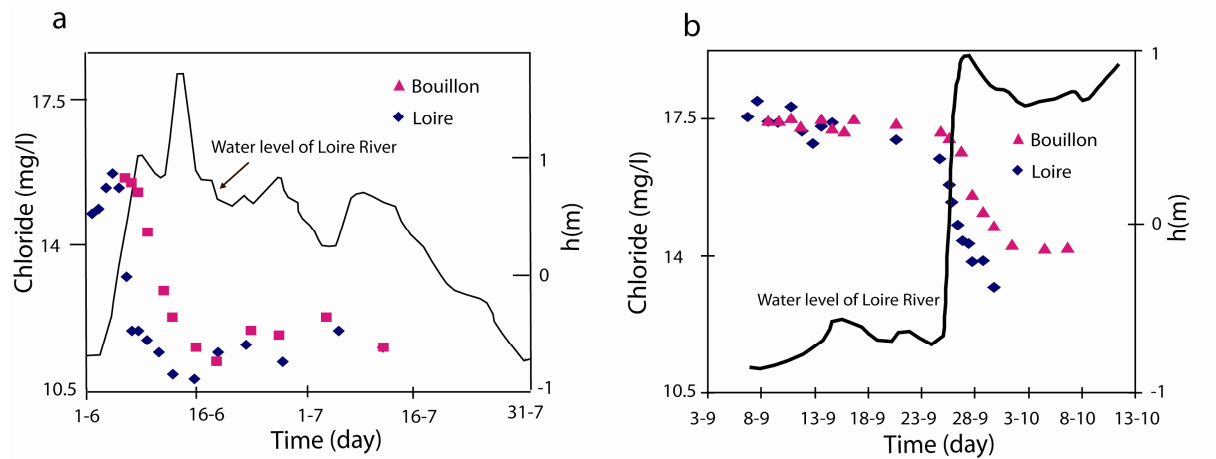


Fig 5.4 Water levels measurements and chloride concentrations in the Loire River and at Bouillon Spring for two selected floods (Albéric and Lepiller, 1998)

5.5.2 Calibration of the flows and transport parameters

The hydraulic characteristics of the model were adjusted until a satisfactory correspondence between the model results about the chloride concentration at Bouillon Spring and the observed field data. Several simulations were carried out to test the sensitivity of the model response to various sets of hydraulic transport parameters. The model parameters calibrated are: the permeability and the dispersivity coefficients in the karst conduits and in the hosted rock, porosity and storage coefficient in the hosted rock,. This procedure was made by changing only one input parameter at a time while keeping all others fixed. The response of the model could be found after each run by observing the change in the shape of the chemograph. Fig 5.5 shows the comparison between computed and observed chloride concentrations at Bouillon Spring for the flood of 1993, as a function of hydrodynamic transport parameters. Fig 5.5a shows that the chloride concentrations decrease quickly when the permeability in the karst conduits increases. This because when the permeability is high the flow velocity in the conduits increases and consequently the chloride concentrations reach faster to Bouillon Spring. Fig 5.5b indicates that the outflow concentrations decrease more slowly if the permeability in the hosted rocks is higher, due to the increase of the mix. Notice here that natural tracer is a sensitive way to quantify these interactions. Fig 5.5c, d and e show that the chloride concentrations are approximately not affected by the variations of the dispersivity (neither in the hosted rock nor in the conduit) and the porosity. The simulation results shown in Fig 5.5f indicate that chloride concentrations decrease slowly at the spring when the storage coefficient is lower. The amount of water flowing from the hosted rock to the conduit system is limited when the storage coefficient is low.

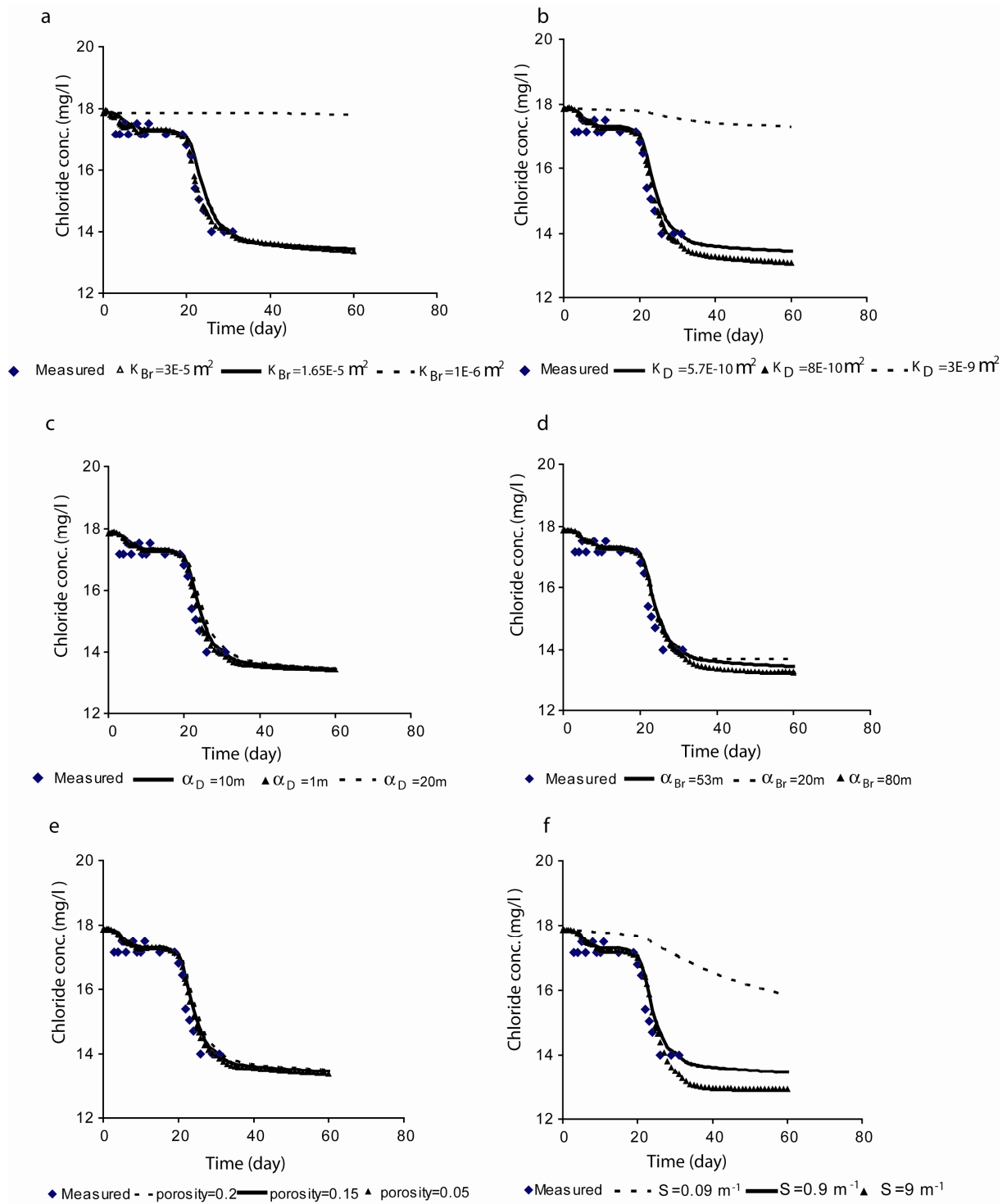


Fig 5.5 Comparison of computed and observed chlorine concentrations as a function of hydrodynamic transport parameters at Bouillon Spring, **a** Brinkman permeability sensitivity (matrix permeability= $5.6E-10 m^2$, $\alpha_D = 5 m$ and $\alpha_{Br} = 53 m$, $S = 0.9 m^{-1}$), **b** Darcy permeability sensitivity (conduit permeability= $1.65E-5 m^2$, $\alpha_D = 5 m$ and $\alpha_{Br} = 53 m$, $S = 0.9 m^{-1}$), **c** α_D sensitivity (conduit permeability= $1.65E-5 m^2$, matrix permeability= $5.6E-10 m^2$, $\alpha_{Br} = 53 m$, $S = 0.9 m^{-1}$), **d** α_{Br} sensitivity (conduit permeability= $1.65E-5 m^2$, matrix permeability= $5.6E-10 m^2$, $\alpha_D = 5 m$, $S = 0.9 m^{-1}$), **e** porosity sensitivity (conduit permeability= $1.65E-5 m^2$, matrix permeability= $5.6E-10 m^2$, $\alpha_{Br} = 53 m$, $\alpha_D = 5 m$, $S = 0.9 m^{-1}$), **f** S sensitivity (conduit permeability= $1.65E-5 m^2$, matrix permeability= $5.6E-10 m^2$, $\alpha_{Br} = 53 m$, $\alpha_D = 5 m$)

5.5.3 Best fitting

The Fig 5.6 a and b represents the comparison between measured chloride concentration and best fitting for the flood event of 1992 and 1993, respectively. Best results are realized when the permeability equal to $1.65\text{E-}5 \text{ m}^2$ and $5.6\text{E-}10 \text{ m}^2$ in the conduits and in the hosted rocks, respectively, storage coefficient equal to 0.9 m^{-1} . For the transport model, the best dispersivity coefficients in the conduits were equal to 53 m and 10 m in the hosted rocks. The fitting between the observed and simulated results is acceptable.

The Fig 5.7 shows the groundwater level response to the river stage fluctuation and the concentrations distribution in the hosted rocks for two months simulation by using the best values calibrated parameters for the flood of 1993. Generally, the water head in the karst conduits is higher compared to the hosted rock.

Conduits located between the Loire River close to Sandillon city (point c and d, Fig 5.7) and Bouillon Spring have a great effects on the hosted rocks feeding. For the flood of 1993, after two months simulation, the maximum distance reach by flood water in the hosted rocks is about 530 m around the conduit, as shown in Fig 5.7. This distance is calculated from the conduit centre to the maximum distance penetrated by the chloride where $C \neq C_o$.

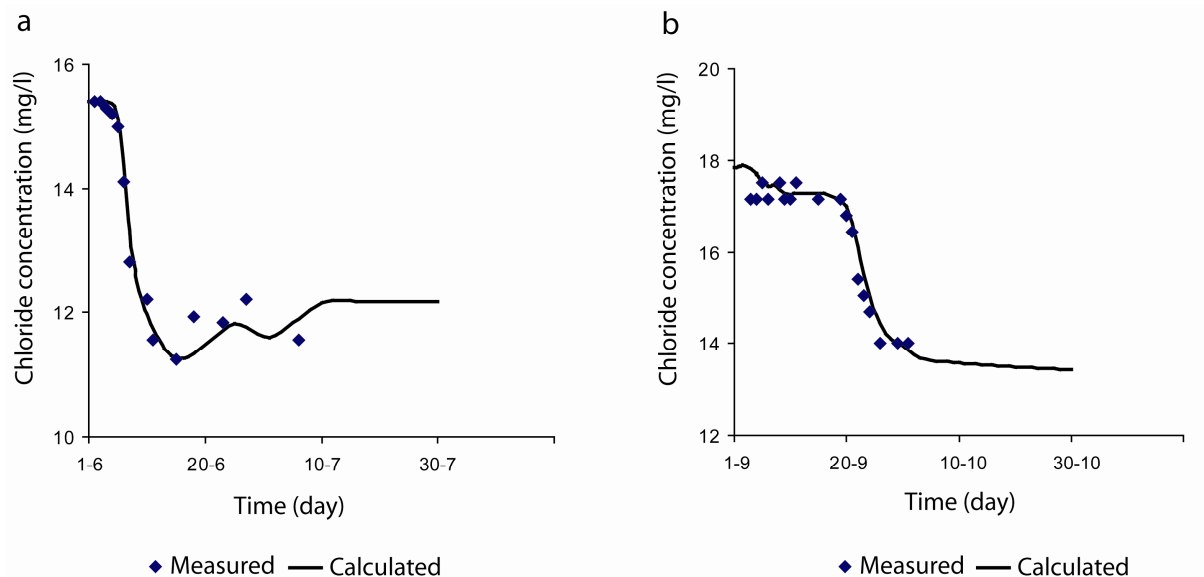


Fig 5.6 Comparison between measured and calculated chloride concentration at Bouillon Spring for two selected flood events (1992 and 1993). When the permeability equal to $1.65\text{E-}5 \text{ m}^2$ and $5.6\text{E-}10 \text{ m}^2$ in the conduits and in the hosted rocks, respectively. Storage coefficient equal to 0.9 m^{-1} , the dispersivity coefficients in the conduits were equal to 53 m and 10 m in the hosted rocks

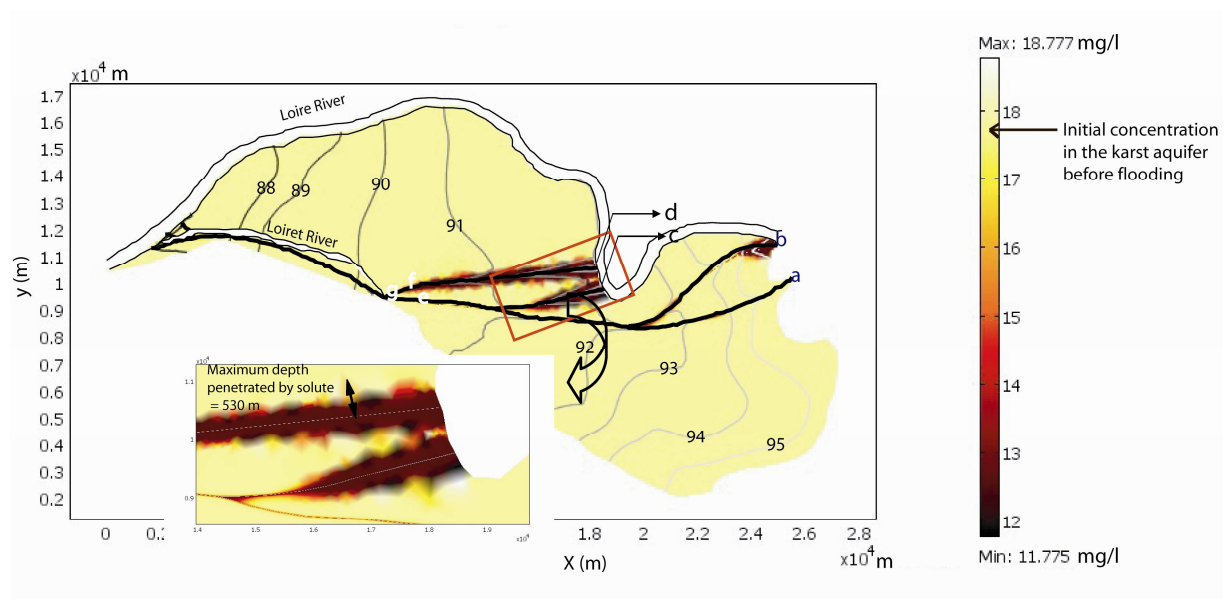


Fig 5.7 Groundwater levels (contour lines) and chloride concentrations (colour scale) response to the river stage fluctuation for two month simulation using calibrated parameters. Flood duration from Sept. 26th day up to the Oct. 31th 1993 and peak flood equal to 2 m. a, b, c, d, e, f and g are measurement points for Fig 5.9

5.5.4 Model sensitivity to the flood wave conditions

The two key parameters of the flood wave variations are (i) *the maximum rise in flood stage (h)*. This value represents the difference between initial water level in a river and peak flood event. (ii) *the flood wave duration (T)*. This value represents the time period of the flood event. These parameters are used to test the effect of flood wave conditions on the dilution within the karst aquifer.

Figure 5.8a shows the variations of Bouillon Spring flow rate as a function of flood wave duration (T) when the maximum rise in flood stage (h) equal to 2 m. Three values of (T) were selected for the flood of 1993. The first represents the real case in which time flood period carried from Sept. 26th day up to the Oct. 31th. Second and third flood duration are carried out from Sept. 26th to Oct. 3th day and from Sept. 26th to Oct. 10th, respectively. The shorter flood wave (smaller T values) leads to shorter increase in the Bouillon flow rate. For the flood period (T) carried from Sept. 26th to the Oct. 31th, the simulations were conducted for $h = 2$ m (real case with Field data), 3 m, and 4 m, as shown in Fig 5.8b. The Bouillon flow rate increases due to the flood wave event in the Loire River.

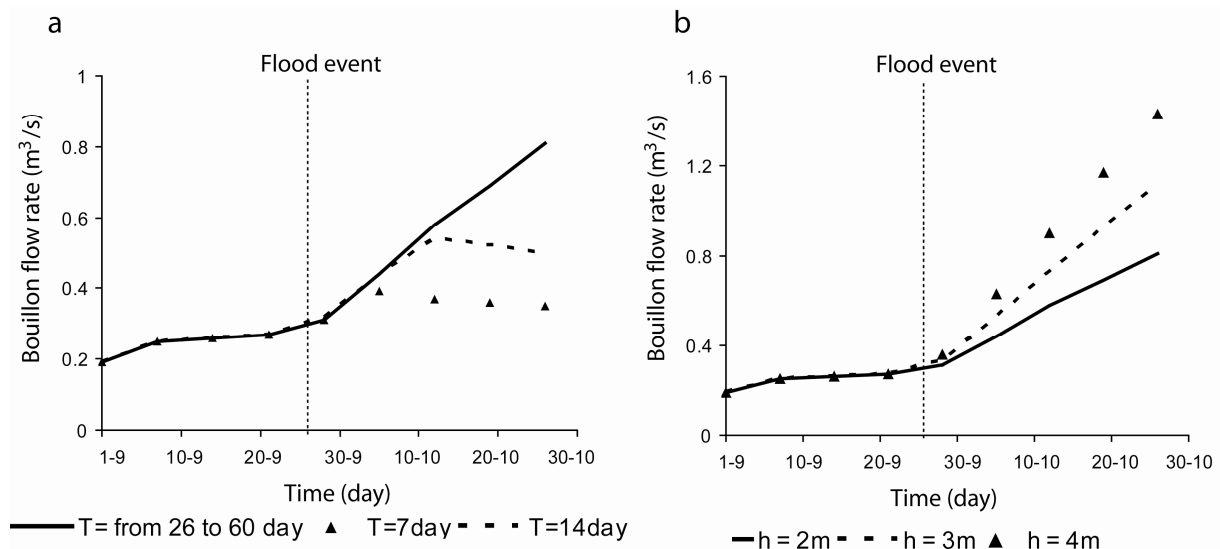


Fig 5.8 Effect of flood wave conditions on the flow rate behaviour of Bouillon spring for the flood of 1993 using calibrated parameters. (a) Effect of time duration, when $h = 2\text{ m}$, (b) Effect of Loire river stage, when flood duration (T) from Sept. 26th day up to the Oct. 31th 1993

5.6 Discussion

5.6.1 Water exchange between the two karst mediums

The chloride concentrations of Bouillon Spring before the flood events are similar to the concentration of Loire River. From the measured data, the chloride concentrations before flooding are approximately identical in the two karst medium, and after flooding, the concentrations levels in the spring stay greater than that in the Loire River. This is due to the pressure head exchange between the conduits and hosted rocks.

To discuss the exchange between the conduits and the surrounding hosted rocks, the entire input flow rate in the conduits $Q_{\text{in}}(t)$ is calculated at the swallow holes points (a, b, c, d point on Fig 5.7). $Q_{\text{in}}(t)$ is compared to the output flow rate $Q_{\text{out}}(t)$ recorded in the conduit downstream before Bouillon Spring (g point on Fig 5.7). The intermediate flow rate in the conduit $Q_{\text{m}}(t)$ are recorded in the conduits between output and input (e and f points on Fig 5.7). The mean hydrograph is used to highlight precisely the flow exchange between the two karst mediums. The flow rate exchange between hosted rocks and conduits are analysed by the comparison between these three variables.

The comparison was carried out for the flood event of 1993. It can be observed from Fig 5.9 that the input hydrograph is greatest compared with output. Globally, the conduits system feed the hosted rock (recharge) as a result to the difference pressure head between the two karst components. In the model, the losses estimated in the Loire River are about $27\text{ m}^3/\text{s}$

during the flood of 1993. This value is compatible with the value established by (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Albéric and Lepiller, 1998) which was $25 \text{ m}^3/\text{s}$. Only $5 \text{ m}^3/\text{s}$ outflow directly by the conduit, as shown in Fig 5.9.

The comparison between $Q_{\text{out}}(t)$ and $Q_m(t)$ is carried out to highlight precisely the water exchange before and after flooding (Fig 5.9). When flood occurred, water levels in the karst conduits increase more rapidly compared to the level in the hosted rocks in which the water levels increase only around the swallow hole points. In the hosted rocks parts located far from the swallow hole points, it can be found that the water flows from these parts towards the conduit as a result to the different pressure head between hosted rocks and conduits. This explains why the chloride concentrations at Bouillon Spring are greater than chlorides in the Loire River after the flood event.

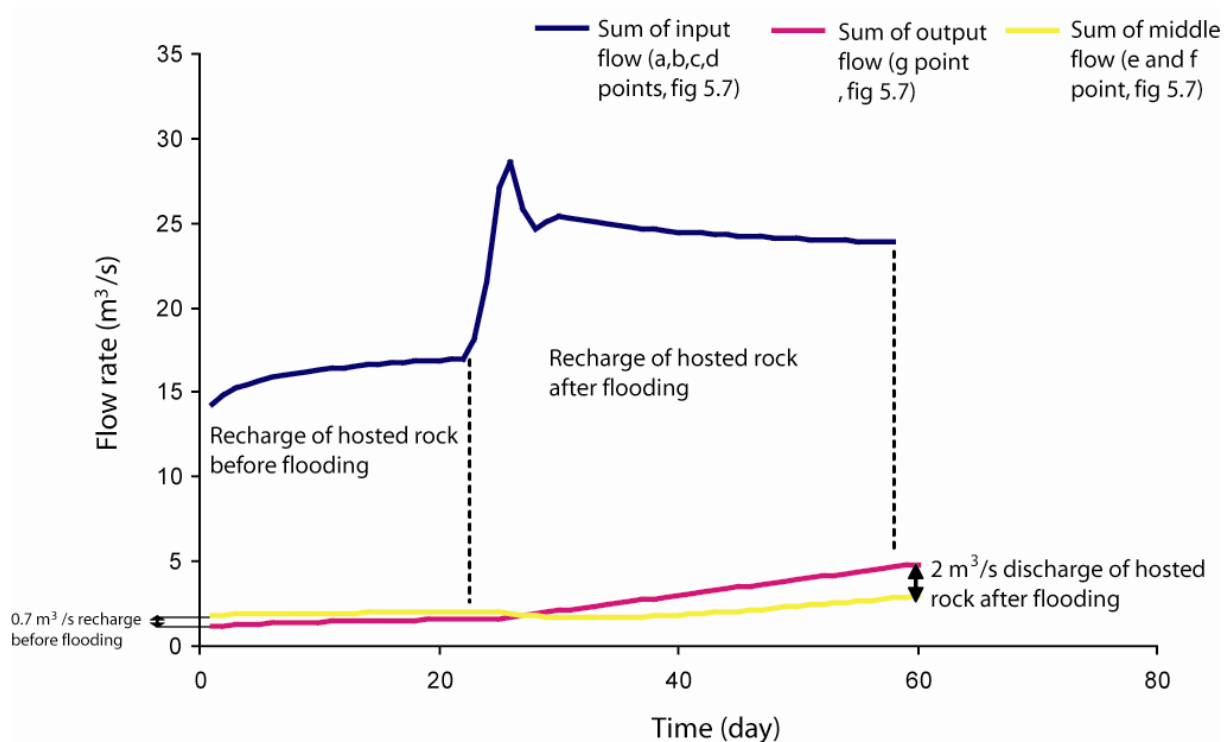


Fig 5.9 Simulated hydrographs in conduits $Q_{\text{in}}(t)$, $Q_m(t)$ and $Q_{\text{out}}(t)$ during flooding when flood duration from Sept. 26th day up to the Oct. 31th 1993 and peak flood equal to 2 m, for two months simulation

5.6.2 Solute transport in the karst aquifer of the Val d'Orléans

Using calibrated parameters in the hosted rocks, the potential for solute transport into the hosted rocks exists, and this transport is not negligible. This model shows an influenced zone by the dilution in the hosted rocks. Thus, the solute is transported in the radial direction of the conduit towards the hosted rocks across the conduit - matrix interface. The operation of transport in the hosted rocks is occurred by Darcy's velocity, and it stills transported through the conduits (axial direction) by Brinkman's velocity. The permeability in the hosted rocks controls the penetrating distance around the conduit. An analysis of the influence of permeability on this penetrating distance reveals that the permeability is a key parameter on this migration process.

Thus simulations were performed to calculate the effects of flood wave conditions on the penetrating distance of solute in the hosted rocks. In this context, Fig 5.10 shows that the penetrating distance increases when the peak flood event (h) and flood time duration increase (T). This distance can reach 800 m.

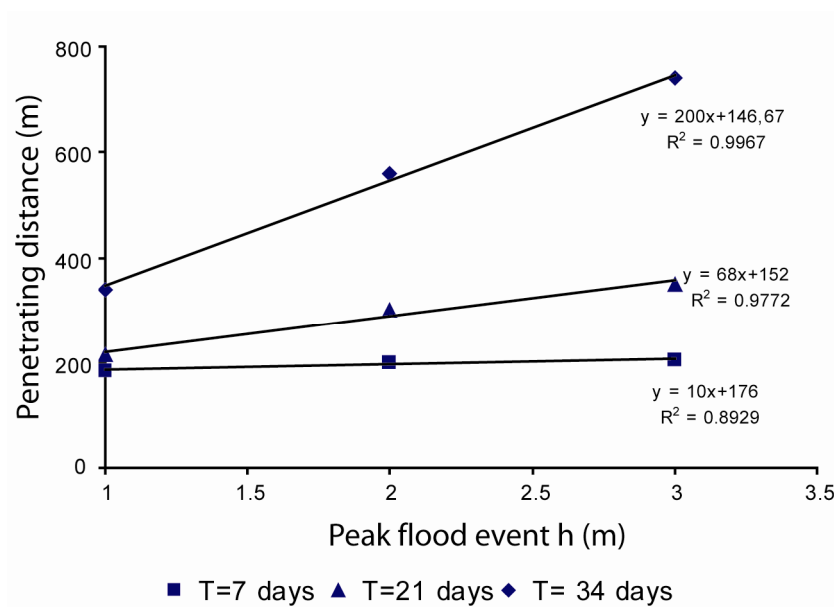


Fig 5.10 Variation of maximum distance of the matrix penetrated by solute as a function of peak flood head and duration of the flood wave

5.7 Conclusion

This study models piezometric water levels and the chlorides transport in the karst aquifer of the Val d'Orléans resulting from flood wave events in the Loire River using numerical simulations COMSOL Multiphysics. In the flow model, Darcy's law was used in the hosted rocks (low permeability), and the Brinkman equation in the karst conduits (high permeability). In response to the flooded conduit, the heads within the matrix (hosted rocks) increase. As a result to the rise head within matrix, solute is transported from the conduit to the matrix. By calibrating the model with chloride concentrations observed at Bouillon Spring for two flooding 1992 and 1993 years, the karst aquifer parameters were estimated. The values of permeability in the hosted rocks and in the karst conduits resulted from this study are $5.6\text{E-}10 \text{ m}^2$ and $1.65\text{E-}5 \text{ m}^2$, respectively. The best value obtained for the storage coefficient is 0.9 m^{-1} , this value is close to the value established by Le Borgne, 2001. He has found that the storage coefficient in the hosted rocks of karst system of the Val d'Orléans varies between 0.02 to 0.5 m^{-1} . The dispersivity coefficients in the hosted rocks were equal to 10 m. In the karst conduits, the best dispersivity coefficients obtained in this study are 53 m. The flow rate exchange between the matrix and conduit during flood is evaluated. Before flooding, $0.7 \text{ m}^3/\text{s}$ of water is transported from the conduit to the matrix. After flooding, the conduit recharge occurs from the matrix. The maximum distance of solute forced into the matrix is about 530 m for two months simulation of a 2 m flood (1993), but may be reduce depending on the hydraulic properties of the matrix. Due to the conduit sinuosity, even if water feeds hosted rocks from the conduit, some water from the hosted rocks to the conduit is possible.

The hydrodynamic - transport model is sensitive to the flood wave boundary conditions. The flow rate at Bouillon Spring varies linearly with the variation of flood duration and peak flood stage value. Moreover, the model could be used to predict the future changes in the groundwater levels and solute transport resulting from the changes of the water river stage.

References

- Albéric P and Lepiller M (1998) Oxydation de la matière organique dans un système hydrologique karstique alimenté les pertes fluviales (Loiret, France). *Water Resources* 32:2051-2064
- Albéric P (2008) Les trios pertes-émergences (ou inversacs) du domaine de la source (Loiret). Colloque national d'Hydrogéologie. May 16 and 17, Orléans –France.
- Albert S and Yuan R (2004) Hydrodynamics of an ideal aggregate with quadratically increasing permeability. *J.Colloid and Interface Science* 285:627-633
- Alex KM and Michael RG (2005) Identifying and characterizing solution conduits in karst aquifers through geospatial (GIS) analysis of porosity from borehole imagery: An example from the Biscayne aquifer, South Florida (USA). *Advance in Water Resources* 29:387-396
- Allaire G (1991) Homogenization of the Navier-Stokes equations and derivation of Brinkman's law. *Mathématiques appliquées aux sciences de l'ingénieur* (Santiago, 1989): 7-12, Toulouse
- Allan FM et Hamdan MH (2002) Fluid mechanics of the interface region between two porous layers. *Appl. Math. Comp* (128):37-43
- Anthony JS (2008) Weakly nonlinear approximation of periodic flow in phreatic aquifers. *Ground Water* 46(2):228-238
- Bakalowicz M (2005) Karst groundwater: A challenge for new resources. *J Hydrogeology*, 13(1):148-160
- Barlow PM, DeSimone LA, Moench AF (2000) Aquifer response to stream-stage and recharge variation II. Convolution method and applications . *J.Hydrol* 230:211-229
- Bear J (1979) hydraulics of groundwater. McGraw-Hill New York
- Birk S, Geyer T, Liedl R , Sauter M (2005) Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water* 43 (3): 381-388
- Birk S, Liedl R, Sauter M (2006) Karst spring responses examined by process-based modelling. *Ground Water*, Online first
- Bonacci O (1993) Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *J.Hydrol* 38 (1-2):187-198
- Brinkman HC (1947) A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particles. *Applied Scientific Research Section A-Mechanics Heat Chemical Engineering Mathematical Methods* 1: 27-34

- Chang C (2003) Tow impregnation of unidirectional fibrous perform during resin transfer molding. *J. Reinforced Plastics and Composites* 22:1003-1016
- Chen Xi and Chen Xunhong (2003). Stream water infiltration, bank storage and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *J.Hydrol* 280:246-264
- Cheng JM and Chen CX (2004) An integrated linear/non-linear flow model for the conduit-fissure-pore media in the karst triple void aquifer system. *Environmental Geology* 47 :163-174
- Chery JL (1983) Etude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (la Loire). Thèse 3^e cycle, Orléans
- COMSOL Multiphysics (2006) Earth –Sciences module model library
- Cornaton F and Perrochet P (2002) Analytical 1D dual porosity equivalent solution to 3D discrete single continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. *J.Hydrol* 262:165-176
- Desprez (1967) Inventaire et étude hydrogéologique du Val d'Orléans (Loiret). BRGM DSGR 67 A 21.16
- Dreiss (1982) Linear Kemels for karst aquifers. *Water Resources* 18(4):865-876
- Durlofsky L, Brady JF (1987) Analysis of the Brinkman equation as a model for flow in porous media. *Physics of Fluids* 30:3329-3341
- Eisenlohr L, Bouzelboudjen M, Kiraly L, Rossier Y (1997) Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst Hydrogeological system. *J.Hydrol* 202:244-262
- Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J, Gaulier J, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints *Geodin. Acta* 133(4):189-246
- Hall FR and Moench AF (1972) Application of the convolution equation to stream-stage relationships. *Water Resources Research* 8(2):487-493
- Hornung U (1997) Homogenization and porous media. *Interdisciplinary Applied Mathematics*. 6. New York
- Hsu CT and Cheng P (1985) The Brinkman model for natural convection about a semi-infinite vertical flat plate in a porous medium. *Int. J Heat Mass Transfer* (28):663-97
- Jakeman AJ, Greenaway MA, Jennings, JN (1984) Time-series models for the prediction of stream flow in karst drainage systems. *J.Hydrol* 23(1):21-33

- Joodi AS, Sizaret S, Binet S, Bruand A, Albéric B, Lepiller M (2009) Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *J. Hydrogeol* (in press)
- Kaviany M (1986) Non-Darcian effects on natural convection in porous media confined between horizontal cylinders. *Int. J Heat mass Transfer* (29):1513-1519
- Kiraly L (2003) Karstification and groundwater flow: Speleogenesis and evaluation of karst aquifers In: Gabrovsek F(ed) *Evaluation of karst: from prekarst to cessation* Postojna-Ljubljana, Zalozba, Slovenia: 155-190
- Kiraly L (2002) Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, I(3): 155-190
- Kiraly L (1998) Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie*, (16): 77-98
- Kiraly L (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrogeology of karst*, Union of Geol. Sci., B3:53-67
- Koplik J, Levine H, Zee A (1983) Viscosity renormalization in the Brinkman equation. *Physics of Fluids* 26:2864-2870
- Laptev V (2003) Numerical solution of coupled flow in pain and porous media. Ph.D. thesis, Technical University of Kaiserslautern
- Lepiller M (2001) Traçages appliqués à la dynamique des aquifères karstiques. *Géologue* (129):79-84
- Lepiller M and Mondain PH (1986) Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéol* 1:33-52
- Le Borgne F (2001) Réponses hydrogéochimiques de la nappe phréatique du Val d'Orléans aux sollicitations de son environnement. Développement du site eexpérimental de la carrière Morillon-Corvol de Sandillon (45). Ph.D. thesis, University of Paris 7.
- Lin J, Lu R, Yang C (2001) Derivation of porous squeeze-film Reynolds equations using the Brinkman model and its application. *J. Phys.D:Appl.Phys* 34:3217-3223
- Lin M and Chen CX (1988) Analytical models of groundwater flows to the karst springs. In: Yuan DX (ed) *karst hydrology and karst environmental protection*, Proceeding of the 21st IAH congress, Wallingford, Oxfordshire, IAHS spec Publ No. 176 1(2):647-654

- Lundgren TS (1972) Slow flow through stationary random beds and suspensions of spheres. *Fluid Mechanics* 51:273-299
- Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélation et spectrale. *J.Hydrol* 67:25-34
- Martin JC and Noyer ML (2003) Caractérisation du risque d'inondation par remontée de nappe sur le Val d'Orléans. *Etude hydrogéologie, BRGM*
- Martys N, Bentz DP, Garboczi EJ (1994) Computer simulation study of the effective viscosity in Brinkman's equation. *Physics of Fluid* 6:1434-1439
- Mohrlok U, Kienle J, Teutsch G (1997) Parameter identification in double-continuum models applied to karst aquifers. In 6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Proc. of the 12th International Congress of Speleology, 10-17 August 1997, La Chaux-de-Fonds, Switzerland 2:163-166
- Neale N and W Nader (1974) Practical significance of Brinkmans extension of Darcy's law coupled parallel flows within a channel and boundary porous medium. *Canadian Journal of Chemical Engineering* 52:475-478
- Nicos S (2001) Improved approximation of the Brinkman equation using a lattice Boltzmann method. *J.Physics of Fluids* 13:1807-1810
- Nield DA and Bejan A (1992) *Convection in porous media*. New York: Soringe-Verlag
- Padilla A, Pulido-Bosch A and Mangin A (1994). relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs analysis. *Ground Water* 32 (2) :267-277
- Parvazinia M, Nassehi V, Wakeman RJ (2006) Finite element modelling of flow through a porous medium between two parallel plates using the Brinkman equation. *Transport in Porous Media* 63:71-90
- Plangnes V and Bakalowicz M (2001) May it propose a unique interpretation for karst spring chemographs?, 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media. Franche-Comté University, Besançon, pp. 293-298
- Sauter M (1992) Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, SW Germany), Tübingen, 151p
- Scanlon BR, Keese K, Reedy RC, Simunek J, Andrasji BJ (2003) Variation in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0-90kyr). *Water Resources Research* 39:1179, DOI:1110.1029
- Singh SK (2004) Aquifer response to sinusoidal or arbitrary stage of semipervious stream. *J. Hydraulic Eng.* 130(11): 1108-1118

- Tabias S, Jsus C, Jose B, Josep MS (2006) Stream-stage response tests and their joint interpretation with pumping tests. *J Ground Water* 44 (3):371-385
- Teutsch G (1993) An extended double-porosity concept as a practical modelling approach for a karstified terrain, in Gultekin, Johnson and Back. *Hydrogeological Processes in Karst Terrains, Proceeding of the Antalya Symposium and Field Seminar, October 1990: International Association of Hydrological Sciences* 207:281-292
- Vervier P (1990) Hydrochemical characterization of the water dynamics of a karst system. *J.Hydrol* 121: 103-117
- White WB (1988) *Geomorphology and hydrology of carbonate terrain*. Oxford University Press, Oxford 464p
- Zunino (1979) *Contribution à l'étude hydrogéologique du Val d'Orléans*. Ph.D. thesis, Orleans University

CHAPITRE 6. CONCLUSION GÉNÉRALE

CHAPITRE 6. CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans les aquifères karstiques, deux types d'écoulement dominant: Un écoulement lent dans la matrice peu perméable, et l'autre rapide dans les conduits très perméables. Ce travail a pour objectif de développer et tester un outil efficace pour résoudre les équations régissant les écoulements et le transport dans le milieu saturé du karst. Dans ce contexte, nous avons testé l'équation de Brinkman pour décrire les écoulements dans les conduits en la couplant avec la loi de Darcy pour décrire l'écoulement dans la roche encaissante. L'équation de Brinkman ajoute les forces de cisaillement au sein du volume d'eau non négligeable pour les porosités élevées. Cette équation permet de décrire précisément l'écoulement dans le milieu où la porosité reste supérieure à 90% (Brinkman, 1947; Durlofsky et Brady, 1987; Nield et Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006), et permet ainsi la description du débit d'un fluide où les vitesses sont suffisamment élevées pour que le transport par les forces de cisaillement soit important (Brinkman, 1947; Durlofsky et Brady, 1987; Nield et Bejan, 1992; Parvazinia *et al.*, 2006). Les résultats ont montré l'efficacité de l'équation de Brinkman pour simuler les échanges d'eau à l'interface entre les conduits et la matrice.

Pour illustrer les écoulements influencés par les forces de cisaillement, considérons une plaque de surface A que l'on déplace latéralement à la surface d'un fluide visqueux en lui appliquant une force F . On constate, à cause des frottements, que le fluide se comporte comme un ensemble de lames, qui se déplacent à des vitesses croissantes en s'éloignant de la plaque (Fig 6.1). Pour une même valeur de x , les vitesses de fluide sont différentes selon y

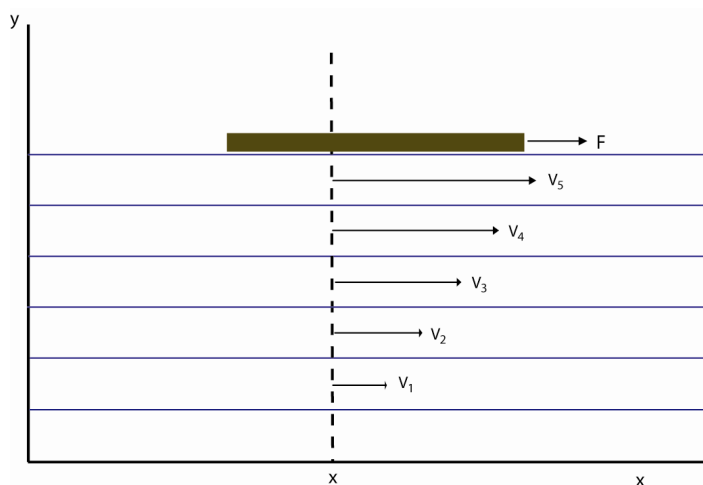


Fig 6.1 L'écoulement visqueux

6.1 Le système karstique du Val d'Orléans

Pour tester le modèle numérique, et évaluer l'apport de l'équation de Brinkman à la problématique des écoulements karstiques, il était nécessaire de l'appliquer à un cas naturel. Dans ce contexte, le système karstique du Val d'Orléans présente un excellent cas d'étude en raison de ses conduits très développés, ainsi que de son type d'alimentations. La nappe phréatique du Val d'Orléans est constituée d'un aquifère karstique (calcaire de Beauce) surmonté d'un aquifère alluvial (Le Borgne *et al.*, 2005). Ce système karstique est alimenté essentiellement par la Loire environ 80% (Zunino, 1979; Chéry, 1983; Lepiller et Mondain, 1986). Les conduits principaux sont localisés entre Jargeau et Sandillon. Les émergences des conduits créent et alimentent le Loiret à partir de la source du Bouillon jusqu'à la source de la Pie à la confluence Loire - Loiret. Les suivis expérimentaux et notamment les essais de traçages artificiels entre la perte de la Loire à Jargeau et les sources du Loiret ont permis de bien décrire le comportement du karst vis-à-vis de la rivière et de localiser le réseau karstique. La vitesse de transit observée dans le conduit (140 à 185 m/hr) indique que le réseau de conduit est bien développé entre les pertes et les émergences. Les interactions entre le conduit et la matrice (recharge / décharge) sont l'un des mécanismes majeurs du contrôle des écoulements sur ce site.

Un modèle numérique qui permet d'apprécier le comportement des écoulements d'eau et le transport du polluant dans ce système karstique a été développé grâce à un outil résolvant les écoulements dans la zone saturée et particulièrement adaptés à l'étude des interactions entre le conduit et la matrice.

6.2 L'apport de l'équation de Brinkman à l'évaluation de l'écoulement dans les conduits

Une question importante posée en étudiant les systèmes karstiques est « *Quelle est l'équation la mieux adaptée pour décrire les échanges entre le conduit et la matrice ?* ». La réponse à cette question apparaît en étudiant l'impact de la géométrie du conduit sur les échanges d'eau entre la matrice et les conduits et par conséquent sur le transport du soluté dans le karst. La connaissance de cet impact nous permet d'analyser la question suivante « *Est ce que la géométrie du conduit joue un rôle prédominant sur les écoulements d'eau et le transport de soluté dans la zone saturée du karst ?* ». Dans ce contexte, nous avons établi un modèle numérique, dont la géométrie du conduit est décrite par la fonction sinus, pour analyser l'impact de la géométrie du conduit sur les interactions entre les deux composants du karst. La géométrie est contrôlée par trois paramètres : l'amplitude, la période des courbes et

le diamètre du conduit. Deux scénarii ont été comparés dans ce modèle. Le premier utilise la loi de Darcy dans le conduit et la matrice (scénario A). Le deuxième emploie la loi de Darcy dans la matrice et l'équation de Brinkman dans le conduit (scénario B). La comparaison entre les résultats obtenus pour les deux scénarii permet d'évaluer le rôle du terme supplémentaire de l'équation de Brinkman décrivant les forces de cisaillement entre les filets d'eau développées par la viscosité du fluide. L'équation de transport a été couplée avec les équations d'écoulement dans l'objectif d'évaluer l'impact de la géométrie du conduit sur le transport du soluté dans le karst. Le logiciel de COMSOL Multiphysics (Femlab) a été employé pour résoudre les équations différentielles partielles.

Nous avons examiné l'effet de la géométrie du conduit et du gradient hydraulique pour les deux scénarii. Les résultats sont relativement similaires pour les amplitudes faibles et les grandes périodes. L'effet des forces de cisaillement de l'équation de Brinkman n'est pas clair lorsque l'amplitude est faible (<10 m) quelque soit la période. Par contre, l'existence des forces de cisaillement (scénario B) mène à une diminution de vitesse dans l'extremum de la forme de conduit, et il augmente en phase avec la localisation des points d'inflexion de la courbe de conduit, pour les amplitudes grandes (>100 m) et les faibles périodes (<6000 m).

La géométrie du conduit a un rôle important sur le transport de soluté dans le karst. Lorsque la tortuosité du conduit augmente, une quantité plus importante de concentration vers la matrice observée dans la région amont pour le scénario B. Par conséquent le temps de séjour du soluté est plus long et la concentration maximale à l'exutoire est plus faible pour le scénario B par rapport au scénario A. Ces résultats montrent l'importance d'une localisation précise des conduits dans la quantification des échanges d'eau avec la matrice. Connaître la géométrie des conduits dans le système est donc un paramètre clé pour une bonne modélisation des écoulements. Ces résultats plaident donc pour la réalisation de cartes les plus précises possibles des réseaux souterrains, sur la base des sondages, des explorations, des traçages, de la géophysique et de la modélisation.

6.3 Les paramètres hydrodynamiques du système karstique du Val d'Orléans

L'approche discrète - continue a été appliquée pour évaluer le système karstique du Val d'Orléans. Dans le premier temps, les équations d'écoulement (Brinkman dans les conduits et Darcy dans la matrice) sont appliquées en régime permanent parce que le temps nécessaire pour que le traceur à perte du point injecté atteigne le point d'émergence est une semaine. Chéry (1983), Lepiller et Mondain (1986) ont noté que la variation du débit à l'exutoire est négligeable au cours de la période du transport de traceur. Par contre, l'équation de transport

est utilisée en régime transitoire afin de simuler le transport du traceur. Les essais de traçages réalisés ont permis de valider les paramètres calés par le modèle. Un diamètre de 5 m du conduit représente des résultats appropriés comparés à ceux mesurés. Le calibrage du modèle indique qu'un accord est obtenu entre les résultats simulés et mesurés quand la perméabilité du conduit est $1,65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ entre Jargeau et la source du Bouillon et $5,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ entre la source du Bouillon et la source de la Pie. Aussi, la meilleure perméabilité obtenue dans la roche encaissante est $5,7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$. Finalement, un bon résultat est obtenu quand les coefficients de dispersivité sont isotropes et s'étend de 23 à 53 m dans les conduits et de 1 à 5 m dans la roche encaissante.

L'étude de l'effet de l'onde de la crue de la Loire sur le système karstique du Val d'Orléans a permis de mettre en évidence l'importance de l'interaction entre la rivière, la matrice et les conduits en régime transitoire. Également, ce modèle transitoire nous a permis de calculer la distance pénétrée par le soluté dans l'aquifère pendant la crue. La hauteur d'eau mesurée dans la Loire à Jargeau pour les années 1992 et 1993 et les concentrations en chlorure (traceur naturel conservatif) dosées à Jargeau et à la source du Bouillon ont été utilisées dans ce modèle. La hauteur d'eau et les concentrations en chlorure à Jargeau ont été employées comme conditions aux limites aux points des pertes de la Loire. Par contre, La hauteur d'eau et les concentrations en chlorure mesuré à la source du Bouillon ont été employées pour calibrer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère karstique. La restitution de chlorure à la source du Bouillon est variable selon les valeurs des perméabilités, le coefficient d'emménagement et les coefficients de dispersivité dans la matrice et dans les conduits. Une augmentation rapide du débit du Bouillon a été remarquée en raison de la crue de la Loire. Ce débit est variable selon les conditions de l'onde de la crue (le temps et la hauteur maximum de l'onde de crue). La calibration confirme les valeurs optimales de la perméabilité dans la matrice et dans les conduits obtenues par le modèle précédent. Les meilleurs résultats sont observés pour un coefficient d'emménagement de $0,9 \text{ m}^{-1}$ et des coefficients de dispersivité dans la matrice et dans les conduits est évalués à 10 m et 53 m, respectivement. La simulation de transport montre que les concentrations de soluté qui pénètrent dans la matrice ne sont pas négligeables. La distance pénétrée par l'eau de la crue dans la matrice est d'environ 530 m en deux mois pour une crue de 2 mètres (exemple de 1993).

Finalement, cette étude confirme la forte liaison entre la qualité d'eau aux exutoires et celle des eaux de la Loire, ainsi qu'une très vulnérabilité de l'aquifère karstique du Val d'Orléans vis-à-vis d'une pollution accidentelle dans la Loire.

6.3 Les perspectives

Dans les perspectives de ce travail, plusieurs thèmes de recherche peuvent être envisagés. Concernant le système karstique du Val d'Orléans. Nous pouvons :

- 1) élargir le modèle pour qu'il contienne les conduits karstiques entre Châteauneuf-Sur-Loire et Jargeau dans un objectif de localiser précisément les conduits et leurs diamètres afin de réaliser un modèle hydrogéologique complet du système karstique du Val d'Orléans. Dans notre travail, nous avons concentré nos efforts sur les conduits karstiques entre Jargeau et les sources du Loiret.
- 2) Améliorer le modèle pour qu'il intègre l'influence de la pluie efficace. La pluie efficace alimente ce système karstique pour environ 10%. Cette intégration montrera l'apport de pluie efficace en comparant les résultats calculés et ceux obtenus par les essais de traçages et s'avère nécessaire pour étudier le transport de polluant diffus dans le val.
- 3) Tester le modèle sur le transport des paramètres géochimiques réactifs (non conservatif) dans le système karstique. Dans ce contexte, on peut simuler le transport de calcium ou le magnésium. La réalisation de ce modèle permettrait d'estimer les facteurs physico-chimiques régissant les réactions chimiques dans le karst.
- 4) Ces dernières années, nous avons remarqué que les débits des sources du Loiret diminuaient. Plusieurs causes peuvent expliquer ce phénomène et seule la modélisation hydrodynamique pourra trancher entre les différentes hypothèses émises : excès des pompages d'alimentation en eau potable, changement du niveau de base (enfouissement de la Loire), colmatage des pertes (travaux à Jargeau), augmentation du drainage souterrain suite à la dissolution.

Les perspectives concernant le modèle discret - continu sont :

- 1) Améliorer le modèle pour qu'il prenne la profondeur de l'aquifère calcaire en considération (3 dimensions). Ce qui permettra de prendre en compte les apports de la zone épikarstique ou des aquifères supérieurs.
- 2) Dans notre modèle, la conductivité hydraulique de la matrice a été fixée au cours des simulations. Cependant si les fissures sont chimiquement agrandies par la dissolution de calcite, la conductivité hydraulique varie en fonction du temps. Elle augmentera avec le temps en raison d'agrandissement des pores par la dissolution chimique (Kaufmann, 2003):

$$K(t) = \frac{g}{32\nu} d(t)^2 \quad 6.1$$

$$d(t_i) = d(t_{i-1}) + \frac{F_{Ca^{2+}} + m_r}{\rho} (t_i - t_{i-1}) \quad 6.2$$

Où g l'accélération de la gravité (m/s^2), ν la viscosité cinématique (m^2/s), t le temps (yr), $d(t)$ diamètre des fissures dépendant du temps (mm), $F_{Ca^{2+}}$ flux de calcium (g/mol), m_r la masse atomique de calcite (g/mol), ρ la densité de calcite (kg/m^3). Il s'avèrerait intéressant d'évaluer l'impact d'un changement lent dont le mécanisme s'inscrit sur une échelle de temps longue (dissolution), sur le transport de polluant réalisé sur une échelle de temps courte (semaine - année).

- Albéric P (2001) L'inversac (perte-émergence) de la résurgence du Bouillon (source du Loiret, France). *Sci.Tech. Envir, Mém. H.S.* (13): 1-4
- Albéric P (2003) River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France). *J Hydrology* (286):194-202
- Albéric P (2008) Les trios pertes-émergences (ou inversacs) du domaine de la source (Loiret). Colloque national d'Hydrogéologie. May 16 and 17, Orléans –France
- Albéric P et Lepiller M (1998) Oxydation de la matière organique dans un système hydrologique karstique alimenté les pertes fluviales (Loiret, France). *Water Resources Res* 32(7):2051-2064
- Albert S et Yuan R (2004) Hydrodynamics of an ideal aggregate with quadratically increasing permeability. *J Colloid and Interface Science* (285):627-633
- Albinet M et Brossier G (1973) Expérience de coloration dans le val d'Orléans. BRGM, SGN 095 AME
- Alex KM et Michael RG (2005) Identifying and characterizing solution conduits in karst aquifers through geospatial (GIS) analysis of porosity from borehole imagery: An example from the Biscayne aquifer, South Florida (USA). *J Advance in Water Resources* (29):387-396
- Allaire G (1991) Homogenization of the Navier-Stokes equations and derivation of Brinkman's law. *Mathématiques appliquées aux sciences de l'ingénieur* (Santiago, 1989): 7-12, Toulouse
- Allan FM et Hamdan MH (2002) Fluid mechanics of the interface region between two porous layers. *Appl. Math. Comp* (128):37-43
- Anderson MP et Woessner WW (1992) Applied groundwater modelling. Academic Press, Inc, SanDiego, CA
- Angelini P et Dragoni W (1997) The problem of modeling limestone springs: The case of Bagnara (North Apennines, Italy). *J Ground Water* (354): 612-618
- Anthony JS (2008) Weakly nonlinear approximation of periodic flow in phreatic aquifers. *J Ground Water* 46(2):228-238
- Arfib B et Marsily G (2004) Modeling the salinity of an inland coastal brackish karstic spring with a conduit-matrix model. *Water Resources Res* 40 (11): W1150601-W1150610
- Atkinson TC (1977) Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset, Great Britain. *J Hydrology* (35):93-110
- Atkinson TC, Smith DI, Lavis JJ, Whitaker RJ (1973) Experiments in tracing underground waters in limestones. *J Hydrology* (19):323-349

- Bakalowicz M (1999) Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, bassin Rhône-Méditerranée-Corse, SDAGE
- Bakalowicz M (2005) Karst groundwater: A challenge for new resources. *J Hydrogeology*, 13(1):148-160
- Barenblatt GE, Zhetov IP, Kochina IN (1960) Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *J Appl Math Mech (USSR)* (24): 1286-1303
- Barlow PM, DeSimone LA, Moench AF (2000) Aquifer response to stream-stage and recharge variation II. Convolution method and applications. *J Hydrology* (230):211-229
- Barrett ME et Charbeneau RJ (1996) A parsimonious model for simulation of flow and transport in a karst aquifer. Center for Research in Water Resources, Technical Report 269
- Bauer S, Liedl R, Sauter M (2003) Modelling of karst aquifer genesis: influence of exchange flow. *Water Resources Res* 39, 1285, doi: 10.1029/2003 WR 002218
- Bear J (1979) hydraulics of groundwater. McGraw-Hill New York
- Beauregard J, Beljina MS, Ross RR (1992) Groundwater Issue: Fundamental of groundwater modeling. EPA/5401 S-92/005
- Berkowitz B (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *J Advance in Water Resources* 25(8-12): 861-884
- Birk S, Geyer T, Liedl R, Sauter M (2005) Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *J Ground Water* 43 (3):381-388
- Birk S, Liedl R, Sauter M (2006) Karst spring responses examined by process-based modelling. *J Ground Water*, Online first
- Bonacci O (1993) Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *J Hydrology* 38 (1-2):187-198
- Bonacci O et Roje-Bonacci T (1997) Sea water intrusion in coastal karst springs: example of the Blaz spring (Croatia). *J Sciences Hydrologiques* 42(1):89-100
- Brinkman HC (1947) A calculation of the viscous force exerted by a flowing fluid on a dense swarm of particles. *Applied Scientific Research Section A-Mechanics Heat Chemical Engineering Mathematical Methods* (1): 27-34
- Caudron M et Albinet M (1965) Les sources du Loiret-Guide hydrogéologique. *Bull. BRGM* : 183-202
- Chang C (2003) Tow impregnation of unidirectional fibrous perform during resin transfer molding. *J Reinforced Plastics and Composites* (22):1003-1016

- Chatelain S et Livrozet E (1982) Impact des apports de la Loire sur la qualité des eaux du système karstique des calcaires de Beauce du Val d'Orléans. Aspects bactériologiques. C.R. 3^{ème} Coll. « Hydrologie en pays calcaire », Neuchâtel
- Chatelain S, Chéry JL, Livrozet E (1981) Le système aquifère karstique du Val d'Orléans. III. Apport d'un double traçage dans l'étude du système Loire-Loiret. Comm. 26^{ème} Coll. Nat. Limnologie, Orléans, Juin 1981
- Chen CX, Wan JW, Zhan HB (2003) Theoretical and experimental studies of coupled seepage-pipe flow to a horizontal well. *J Hydrology* (281):159-171
- Chen Xi et Chen X (2003) Stream water infiltration, bank storage and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *J Hydrology* (280):246-264
- Cheng JM et Chen CX (2004) An integrated linear/non-linear flow model for the conduit-fissure-pore media in the karst triple void aquifer system. *Environmental Geology* (47):163-174
- Chéry JL (1983) Etude hydrochimique d'un aquifère karstique alimenté par perte de cours d'eau (la Loire). PhD Thesis, Orléans University
- Chéry JL et Lepiller M (1981) Le système aquifère karstique du Val d'Orléans. II. Physico-chimie des eaux. Comm. 26^{ème} Coll. Nat. Limnologie, Orléans, Juin 1981
- Chéry JL et Lepiller M (1986) Le karst des calcaires de Beauce dans la région Orléanaise. CR. Des rencontres nature 1986. Bull. Spécial de l'Association des naturalistes Orléanais, 12-18
- Chéry JL, Lzlong F, Lepiller M (1982) Impact des apports de la Loire sur la qualité des eaux du système karstique des calcaires de Beauce du Val d'Orléans. Aspects hydrodynamiques et chimiques .C.R. 3^{ème} Coll. « Hydrologie en pays calcaire », Neuchâtel
- Clemens T, Huckinghaus D, Liedl R, Sauter M (1998) Simulation of development of karst aquifers: Role of the epikarst. *J International of Earth Sciences* 88(1):157-162
- COMSOL Multiphysics (2006) Earth –Sciences module model library
- Cornaton F et Perrochet P (2002) Analytical 1D dual porosity equivalent solution to 3D discrete single continuum models. Application to karstic spring hydrograph modelling. *J Hydrology* (262):165-176
- Couturier B et Fourneaux J (1998) Les relations karst rivière dans les calcaires bédouliens du Diois (Drôme France) exemple de la Gervanne. *Bull Eng Geol Env* (57):207-212
- Denic-Jukic V et Jukic D (2003) Composite transfer functions for karst aquifers. *J Hydrology* (274): 80-94

- Desprez N (1967) Inventaire et étude hydrogéologique du Val d'Orléans (Loiret). BRGM DSGR 67 A 21.16
- Desprez N (1976) Val d'Orléans à l'Est d'Orléans (Loiret)-Etude hydrogéologiques. BRGM 76 SGN 109 BDP
- Dreiss (1982) Linear Kemels for karst aquifers. *Water Resources Res* 18(4):865-876
- Drew D et Hotzl H (1999) Conservation of karst terrains and karst water. *International Contribution to Hydrology (IAH)*, (20):275-280
- Droge C (1972) Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J Hydrology* (15):49-68
- Durlofsky L et Brady JF (1987) Analysis of the Brinkman equation as a model for flow in porous media. *Phys. Fluids* (30):3329-3341
- Einsiedel F (2005) Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *J Hydrology* 279(1-4):312-321
- Eisenlohr L, Bouzelboudjen M, Kiraly L, Rossier Y (1997) Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst Hydrogeological system. *J Hydrology* (202):244-262
- El-Mansouri B, Loukili Y, Esselaoui D (1999) Une approche numérique des périmètres de protection des captages des eaux souterraines. *Comp. Rend. Acad. Sc . Paris, Série II a* (328):695-700
- Environmental Protection Agency (EPA) (1999), office of research and development. The Q tracer program for tracer breakthrough curve analysis for karst and fractured rock aquifers. Washington (DC)
- Eric WP et Carlo MW (2006) Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in the karst systems using the storm water management model (SWMM). *J Hydrology* (329):294-305
- Faidi A, Garcia L, Alberlson M (2002) Development of a model for simulation of solute transport in a stream-aquifer system. *Environmental Modelling and Assessment* 7(3):191-206
- Field MS (1999) The Qtracer programme for tracer breakthrough curve analysis for karstic and fractured rock aquifers. United States Environmental Protection Agency, Washington, D.C., Publication EPA/600/R-98/156a, 137 p
- Field MS et Nash SG (1997) Risk assessment methodology for karst aquifer. *Environ. Monitor. Assess*, (47):1-21

- Field MS et Pinsky PF (2000) A two regions non equilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifer. *J Hydrology* (44):329-351
- Ford DC et Williams PW (1989) *Karst geomorphology and hydrology*. John Wiley and Sons Ltd: Chichester, United Kingdom
- Forkasiewicz J et Paloc H (1967) Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire. *Chronique d'hydrogéologie* (10): 60-73
- Gaganis P, Skouras ED, Theodoropoulou MA (2005) On the evaluation of dispersion coefficients from visualization experiments in artificial porous media. *J Hydrology* (307):79-91
- Géo-Hyd (2004) *Elaboration du schéma d'aménagement et de gestion des eaux du bassin du Loiret: Diagnostic du bassin versant. Rapport pour la Commission locale de l'eau « Val Dhuy-Loiret »*
- Gigout M (1973) L'altération périglaciaire du calcaire de Beauce. In : *Le calcaire de Beauce. Bulletin de liaison des laboratoires Ponts et Chaussées. Spécial 4*
- Goldscheider N (2002) *Hydrogeology and vulnerability of karst systems examples from the northern Alps and Swabian Alps*. PhD Thesis, Karlsruhe University
- Goldscheider N et Drew D (eds) (2007) *Methods in Karst Hydrogeology*. International Contributions to Hydrogeology 26, International Association of Hydrogeologists, Taylor & Francis, London
- Goldscheider N, Meiman J, Pronk M, Smart C (2007) Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *J International of Speleology* 37(1):27-40
- Goppert N et Goldscheider N (2007) Solute and colloid transport in karst conduits under low and high flow conditions. *J Ground water* (46):61-68
- Greene EA, Shapiro AM, Carter JM (1999) *Hydrogeologic characterization of the Minnelusa and Madison aquifers near Spearfish, South Dakota*. US Geol. Surv., Water Resources Inv. Rept
- Guillerd A (1946) *Le cours supérieur de la rivière du Loiret*. Ponts et Chaussées d'Orléans. Rep. Inédit
- Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia J, Gaulier J, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Le Strat P, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints *Geodin. Acta* 133(4):189-246

- Hall FR et Moench AF (1972) Application of the convolution equation to stream-stage relationships. *J Water Resources Res* 8(2):487-493
- Ham PAS, Schotting RJ, Prommer H, Davis GB (2004) Effects of hydrodynamic dispersion on plume lengths for instantaneous bimolecular reactions. *Adv. Water Resources Res* 27(8):803-813
- Hao Y, yeh T, Geo Z, Wang Y, Zhao Y (2006) A gray system model for studying the responses to climatic change: The Liulin karst springs, China. *J Hydrology* (328): 668-676
- Hauns M (1999). Modeling tracer and particle transport under turbulent flow conditions in karst conduits structures. PhD Thesis, Neuchatel University
- Hauns M, Jeannin PY, Atteia O (2001) Dispersion retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *J Hydrology* 241(3-4):177-193
- Helsens T (1981) Le système karstique des calcaires de Beauce sous le Val d'Orléans : Etude physico-chimique et hydrométrique. Rapport DEA, Université d'Orléans
- Hill ME (2008) Conduit conceptualizations and model performance. Ph.D Thèse, Université de South Florida
- Hobbs SL et Smart PL (1986) Characterisation of carbonate aquifers: a conceptual base, 9th International Congress of Speleology, Barcelona
- Hornung U (1997) Homogenization and porous media. *Interdisciplinary Applied Mathematics*. 6. New York
- Hossain MA et Wilson M (2002) Natural convection flow in a fluid-saturated porous medium enclosed by non-isothermal walls with heat generation. *Int. J Therm. Sci* (41):447-454
- Hsu CT et Cheng P (1985) The Brinkman model for natural convection about a semi-infinite vertical flat plate in a porous medium. *Int. J Heat Mass Transfer* (28):663-97
- Jakeman AJ, Greenaway MA, Jennings JN (1984) Time-series models for the prediction of stream flow in karst drainage systems. *J Hydrology* 23(1):21-33
- Janet L (1901) Géologie et hydrologie de la région du Loiret préfecture de la Seine-Direction des affaires municipales, Paris, éd. Chaix
- Jeannin PY (1996) Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. PhD Thesis, Neuchatel University
- Jeannin PY (2001) Modeling flow in phreatic and epiphyreatic karst conduits in the Holloch cave (Muotatal, Switzerland). *J Water Resources Res* 37(2): 191-200

- Joodi AS, Sizaret S, Binet S, Bruand A, Albéric B, Lepiller M (2009) Development of a Darcy- Brinkman model to simulate water flow and tracer transport in a heterogeneous karstic aquifer (Val d'Orléans, France). *J. Hydrogeology* (in press)
- Kass W (1998) Tracing technique in geology. Balkema, Rotterdam
- Kaufmann G (2003) A model comparison of karst aquifer evolution for different matrix-flow formulation. *J Hydrology* (283): 281-289
- Kaviany M (1986) Non-Darcian effects on natural convection in porous media confined between horizontal cylinders. *Int. J Heat mass Transfer* (29):1513-1519
- Keeler RR et Zhang YK (1997) Modelling of groundwater flow in a fractured-karst aquifer in the big springs Basin, Iowa, *Geol. Soc. Am, Abs. Programs* 294
- Khaled ARA et Vafai K (2003) The role of porous media in modelling flow and heat transfer in biological tissues. *Int.J Heat Mass Transfer* (46): 4989-5003
- Kim S, Hyeok K, Dong-Ju Kim, William A (2003) Determination of two-dimensional laboratory scale dispersivities. *Hydrology Process* (18):2475-2483
- Kiraly L (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans les domaines des caractères physiques des roches karstiques. In: Burger A. et Dubertret L(Eds), *Hydrology of karstic Terrains*. Int.Union of Geol. Sciences, B, (3): 53-67
- Kiraly L (1998) Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie*, (16): 77-98
- Kiraly L (2002) Karstification and groundwater flow. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, I(3): 155-190
- Kiraly L (2003) Karstification and groundwater flow: Speleogenesis and evaluation of karst aquifers In: Gabrovsek F(ed) *Evaluation of karst: from prekarst to cessation* Postojna-Ljubljana, Založba, Slovenia: 155-190
- Koplik J, Levine H, Zee A (1983) Viscosity renormalization in the Brinkman equation. *Physics of Fluids* (26):2864-2870
- Kovacs A (2003) Geometry and hydraulic parameters of karst aquifers: A hydrodynamic modelling approach. PhD Thesis, Neuchatel University
- Kumar C (2002) Groundwater flow models. Technical report, National Institute of Hydrology. Roorkee-247667 (Uttaranchel)
- Kuniansky EL (1993) Multilayer finite-element model of the Edwards and Trinity aquifers, Central Texas. *Institute of Hydrology*: 234-249

- Labat D, Mangin A, Ababou R (2002) Rainfall-runoff relations for karstic springs: Multifractal analyses. *J Hydrology* (256):176-195
- Lang U (1995) Simulation regionaler strömungen und transportvorgänge in karstaquiferen Mit Hilfe des doppelkontinuumsansatzes: Methodenentwicklung und parameterstudie, Stuttgart University
- Laptev V (2003) Numerical solution of coupled flow in pain and porous media. Ph.D Thesis, Technical University of Kaiserslautern
- Larocque M, Banton O, Ackerer P, Razack M (1999) Determining karst transmissivities with inverse modeling and an equivalent porous media. *J Ground Water* (37):897-903
- Larocque R, Mangin A, Razack M, Banton O (1998) Contribution of correlation and spectral analysis to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J Hydrology* (205):217-231
- Le Borgne F (2001) Réponses hydrogéochimiques de la nappe phréatique du Val d'Orléans aux sollicitations de son environnement. Développement du site expérimental de la carrière Morillon-Corvol de Sandillon (45). PhD Thesis, Paris 7 University
- Le Borgne F, Trel M, Joron JL, Lepiller M (2005) Méthode de sondage géochimique des aquifère à l'aide des lanthanides naturels et de leur complexes EDTA : Cas des aquifères alluvial et karstique du Val d'Orléans. *Bull. Soc. Géol n° 6*: 513-529
- Lelong F et Lepiller M (1981) Le système karstique du Val d'Orléans. 1. Esquisse de fonctionnement hydrodynamique. *Comm. 26^{ème} Coll. Nat. Limnologie*, Orléans, Juin 1981
- Lepiller M (1996) Guide de l'excursion AIH, Orléans
- Lepiller M (2001) Traçages appliqués à la dynamique des aquifères karstiques. *Géologue* (129):79-84
- Lepiller M (2006) Aquifères et eaux souterraines de France, Tom 1, III, 6. Val d'Orléans. BRGM:200-214
- Lepiller M et Mondain PH (1986) Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie* (1):33-52
- Li G (2004) Laboratory simulation of solute transport and retention in a karst aquifer. PhD Thesis, Florida University
- Lin J, Lu R, Yang C (2001) Derivation of porous squeeze-film Reynolds equations using the Brinkman model and its application. *J Phys.D:Appl.Phys* (34):3217-3223
- Lin M et Chen CX (1988) Analytical models of groundwater flows to the karst springs. In: Yuan DX (ed) karst hydrology and karst environmental protection, *Proceeding of*

- the 21st IAH congress, Wallingford, Oxfordshire, IAHS spec Publ n° 176 1(2):647-654
- Livrozet E (1984) Influence des apports de la Loire sur la quantité bactériologique et chimique de l'aquifère karstique du Val d'Orléans. PhD Thesis, Orléans University
- Lorain JM (1973) La géologie du calcaire de Beauce. In : Le calcaire de Beauce. Bulletin de liaison des laboratoires Ponts et Chaussées. Spécial 4
- Louis C (1968) Etude des écoulement d'eau dans les roches fissurées et de leur influences sur la stabilité des massifs rocheux. Bull.Dir.Etud. Rech.Electr.fr A3:5-132
- Lundgren TS (1972) Slow flow through stationary random beds and suspensions of spheres. Fluid Mechanics (51):273-299
- MacQuarrie KTB et Sudicky EA (1996) On the incorporation of drains in three-dimensional variably-saturated groundwater flow models. Water Resources Res 32 (2):477-482
- Majid S et Leijnse A (1995) A non linear theory of high concentration gradient dispersion in porous media. Adv. Water Resources 18(4):203-215
- Maloszewski P, Hermann A, Zuber A (1999) Interpretation of tracer tests performed in fractured rock of the Lange Bramke basin, Germany. J Hydrology (7):209-218
- Mangin A (1974) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 1^{ère} partie. Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. Annales de Spéléologie 29(3):283-332
- Mangin A (1975) Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. PhD thesis. Sci Nat Ann Spéléol
- Mangin A (1981) Apports des analyses corrélatrice et spectrale croisées dans la connaissance des systèmes hydrauliques. Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, D 293(2):1011-1014
- Mangin A (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélation et spectrale. J Hydrology (67):25-34
- Marboutin F (1901 et 1902). Etudes hydrologiques, Mission du Val d'Orléans (Campagne d'été 1901, d'hiver 1901-1902 et d'été 1902) (Commission scientifique de Perfectionnement de l'observatoire municipal de Montsouris, Paris)
- Marsily G (1978) De l'identification des systèmes hydrogéologiques. PhD Thesis, Paris VI University
- Martin JB et Scream EJ (2001) Exchange of matrix and conduit water with examples from the Floridan aquifer in E.L.Kuniansky (ed), U.S. Geological Survey karst interest group proceedings. Water Resources Investigation Report 01-4011: 38-44

- Martin JC et Noyer ML (2003) Caractérisation du risque d'inondation par remontée de nappe sur le Val d'Orléans. Etude hydrogéologique, BRGM
- Martin JM, Screaton EJ, Martin JB (2006) Monitoring well responses to karst conduit head fluctuations: implications for fluid exchange and matrix transmissivity in the Floridan aquifer, in R.S.Harmon and C.Wicks, perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry- A tribute volume to Derek C.Ford and William B.White, Boulder, Colorado: Geological Society of America: 209-217
- Martys N, Bentz D.P, Garboczi E.J (1994) Computer simulation study of the effective viscosity in Brinkman's equation. *Physics of Fluid* (6):1434-1439
- Massei N, Wang HQ, Field M (2006) Interpretation tracer breakthrough tailing in a conduit dominated karstic aquifer. *J Hydrogeology* (14):849-858
- Meus P (1993) Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères. Apports des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques. PhD Thesis, Liège University
- Mohan S et Muthukumaran M (2004) Modelling of pollutant transport in groundwater. *IE (I) Journal-EN*:22-32
- Mohrlok U (1996) Parameter-identifikation in doppel kontinuum modellen am Beispiel von karstaquiferen. PhD Thesis, Tübingen University
- Mohrlok U, Kienle J, Teutsch G (1997) Parameter identification in double-continuum models applied in karst aquifers. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology* (2):163-166, Switzerland
- Mohrlok U et Sauter M (1997) Modelling groundwater flow in a karst terrain using discrete and double-continuum approaches. Importance of spatial and temporal distribution of recharge *proceedings of the 12th International Congress of Speleology, sixth Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media Vol.2, la Chaux de Fonds, Switzerland* Aute 10-17:167-170
- Molinari J (1976) Perspectives offertes par l'utilisation rationnelle des traceurs naturels et artificiels en hydrologie karstique. Commentaires de nombreux exemples récents de multitraçages [On the use of natural and artificial tracers in karst hydrology: some comments of recent examples of multitracing experiments]. *Ann. Sci. Univ Besançon Geol* (25):275-306
- Morales T, Fdez I, Valderrama D, Uriarte J.A, Antiguada I, Olazar M (2007) Predicting travel times and transport characterization in karst conduits by analyzing tracer-breakthrough curves. *J Hydrology* (334):183-198

- Morales T, Oazar M, Arandes J, Zafra P, Antigüedad I, Basauri F (1995) Application of a solute transport model under variable velocity conditions in a conduit flow aquifer : Olalde karst system, Basque contry, Spain. *J Environmental Geology* (30):143-151
- Neale N et Nader W (1974) Practical significance of Brinkmans extension of Darcy's law coupled parallel flows within a channel and boundary porous medium. *Canadian J Chemical Engineering* (52):475-478
- Neuman SP (1987) Stochastic continuum representation of fractured rock permeability as an alternative to the REV and fracture network concepts. *Mathematical and physical Sciences* (224): 331-362
- Nicos S (2001) Improved approximation of the Brinkman equation using a lattice Boltzmann method. *J Physics of Fluids* (13):1807-1810
- Nield DA et Bejan A (1992) *Convection in porous media*. New York: Soringer-Verlag
- Padilla A et Pulido A (1992) Consideraciones sobre la aplicacion de los analisis de correlacion y espectral al estudio de los acuiferos karsticos. Taller internacional sobre cuencas experimentales en el karst. Matanzas, Cuba: GTICEK:149-160
- Padilla A, Pulido A, Mangin A (1994) Relative importance of base flow and quick flow from hydrographs of karstic springs. *J Ground Water* 32(2):267-277
- Pankow JF, Johnson RL, Hewetson JP, Cherry JA (1986) An evaluation of contaminant migration patterns at two waste disposal sites on fractured porous media in terms of the equivalent porous medium (EPM) model. *J Contaminant Hydrology* (1):65-76
- Parvazinia M, Nassehi V, Wakeman RJ (2006) Finite element modelling of flow through a porous medium between two parallel plates using the Brinkman equation. *Transport in Porous Media* (63):71-90
- Plagnes V et Bakalowicz M (2001) May it propose a unique interpretation for karst spring chemographs?, 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media. Franche-Comté University, Besançon:293-298
- Pries AR, Secomb TW, Gaehtgens P (2000) The endothelial surface layer. *P flugers Arch. J Physiol* (440):653-666
- Rimmer A et Salinger Y (2006) Modelling precipitation-stream flow processes in karst basin: the case of the Jordan River sources, Israel. *J Hydrology* 331(3-4): 524-542
- Rivard C et Delay F (2004) Simulations of solute transport in fractured porous media using 2D percolation networks with uncorrelated hydraulic conductivity fields. *J Hydrogeology* (12):613-627

- Rooij R (2007) Towards improved numerical modelling of karst aquifers: coupling turbulent conduit flow and laminar matrix flow under variable saturated conditions. PhD Thesis, Neuchatel University
- Ryder PD (1985) Hydrology of the Floridan aquifer system in west-central Florida. US Geol. Surv:1-63
- Sainjon H (1888) La Loire, Le Loiret et les courants souterraines du Val d'Orléans (Orléans)
- Sauter M (1992) Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Qallusqualle, Malm, Sw Germany). PhD Thesis, Tubingen University
- Sauter M et Liedl R (2000) Modeling karst aquifer geneisi using a coupled continuum- pipe flow model. In: Klimchouk AB (ed) Speleogenesis- evaluation of karst aquifers. Nat. Speleol. Soc., Huntsville, Alabama:212-219
- Scanlon B, Mace R, Barrett M, Smith B (2003) Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifers, USA. J Hydrology (276):137-158
- Scanlon BR, Keese K, Reedy RC, Simunek J, Andrasji BJ (2003) Variation in flow and transport in thick desert vadose zones in response to paleoclimatic forcing (0-90kyr). Water Resources Res 39:1179,DOI:1110.1029
- Singh SK (2004) Aquifer response to sinusoidal or arbitrary stage of semipervious stream. J. Hydraulic Eng. 130(11):1108-1118
- Smart C (1988) Artificial tracer techniques for the determination of the structure of conduit aquifers. J Ground Water 26(4):445-453
- Smart PL et Friedrich H (1986) Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonated aquifer. In: N.W.W. Association (Editor), Conference of Environnement problems of karst terranes and their solutions, Mendip Hills, England: 59-87
- Société suisse hydrogéologie (SSH), Group de travail (2002) Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie. Rapport de l'OFEG, Série Géologie, n° 3. Berne
- Soulios G (1991). Contribution à l'étude des courbes de récession des sources karstiques : exemples du pays Hellenique. J.Hydrol 127:29-42
- Tabias S, Jsus C, Jose B, Josep MS (2006) Stream-stage response tests and their joint interpretation with pumping tests. J Ground Water 44 (3):371-385

- Teutsch G (1988) Groundwasser modelle im karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malm karst der Schwabischen Alb. PhD Thesis, Tübingen University
- Teutsch G (1993) An extended double-porosity concept as a practical modelling approach for a karstified terrain *Hydrogeol Processes in Karst Terrains* (207): 281-292
- Teutsch G et Sauter M (1998) Distributed parameter modelling approaches in karst-hydrological investigations. *Bull.d'Hydrogéologie* (16): 99-109
- Vervier P (1990) Hydrochemical characterization of the water dynamics of a karst system. *J Hydrology* (121): 103-117
- Weinbaum S, Zhang X, Han Y, Vink H, Cow SC (2003) Mechanotransduction and flow across the endothelial glycocalyx. *PNAS* (100): 7988-7995
- Wernli HR (1994) Markierversuche in der Molasse. Gas-Wasser- Abwasser (GWA), 1/1994, 15-22
- White WB (1988) *Geomorphology and hydrology of carbonate terrain*. Oxford University Press, Oxford:464
- White WB (2002) Karst Hydrology: Recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65(2-3):85-105
- Worthington SRH (1999) Karst hydrology of the Canadian rocky mountains. Ph.D, McMaster University, Ontario, Canada: 380
- Worthington SRH (2003) A comprehensive strategy for understanding flow in carbon aquifer. *Speleog Evol karst aquifers* 1(1):1-8
- Younes A, Ackerer P, Mose R (1999) Modeling variable density flow and solute transport in porous medium: 2. Re-evaluation of the salt dome flow problem. *Transport in Porous Media* (35):375-394
- Zhang YK, Bai EW, Libra R, Rowden R, Liu H (1996) Simulation of spring discharge from a limestone aquifer in Iowa. *J Hydrogeology* (4): 41-54
- Zunino (1979) Contribution à l'étude hydrogéologique du Val d'Orléans. PhD Thesis, Orléans University

Résumé : Les aquifères karstiques sont caractérisés par un écoulement rapide dans les conduits karstiques et un écoulement lent dans la roche encaissante (matrice). En raison de cet écoulement rapide, ces aquifères sont fortement vulnérables à la pollution. L'objectif principal de cette thèse est d'évaluer l'importance des échanges d'eau à l'interface entre les conduits et la matrice et par conséquent l'impact de ces échanges sur le transport de soluté dans le système karstique. Pour investiguer l'apport de l'équation de Brinkman à l'évaluation des écoulements d'eau, un modèle dont la géométrie du conduit est décrite par la fonction sinus a été établi. Deux scénarii sont appliqués. Le scénario A emploie la loi de Darcy dans le conduit et la matrice. Le scénario B emploie l'équation de Brinkman et la loi de Darcy dans le conduit et la matrice, respectivement. Le terme supplémentaire de l'équation de Brinkman décrivant les forces de cisaillement joue un rôle prédominant sur l'échange d'eau entre le conduit et la matrice lorsque les conduits sont sinueux. Le modèle hydrodynamique - transport a été appliqué au système karstique du Val d'Orléans. La calibration a démontré que le meilleur diamètre moyen du conduit est de 5 m, la perméabilité dans la roche encaissante est de $5,7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ et celle du conduit de $1,65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ à $5,5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$. Les prédictions du modèle hydrodynamique - transport ont été comparées aux crues de la Loire observées dans les années 1992 et 1993 durant lesquelles les concentrations en chlorure (traceur naturel conservatif) ont été dosées dans la Loire et à la source du Bouillon. Avec un coefficient d'emménagement dans la matrice de $0,9 \text{ m}^{-1}$, la distance pénétrée par l'eau de la crue dans la matrice est d'environ 530 m en deux mois pour une crue de 2 m (exemple de 1993).

Mots-clés : Modélisation, eaux souterraines, aquifère karstique, Equation de Brinkman, Val d'Orléans

Contribution of the Brinkman equation to simulate the water flow and solute transport within the karst aquifer: application to the karst system of the Val d'Orléans

Abstract: The karst aquifers are characterized by a fast flow in the karstic conduits and a slow flow in the matrix. Because of this fast flow, these aquifers are strongly vulnerable to pollution. The main aim of this thesis is to evaluate the importance of water exchanges at the interface between the conduits and the matrix and by consequence the impact of these exchanges on the solute transport in the karst system. To investigate the contribution of the Brinkman equation to the evaluation of the water flows, a model whose geometry of the conduit is described by the sine function was established. Two scenarii are applied. Scenario A employs Darcy's law in the conduit and the matrix. The scenario B employs the Brinkman equation and Darcy's law in the conduit and the matrix, respectively. The additional term of the Brinkman equation describing the shear stress plays a predominant role on the water exchange between the conduit and the matrix when the conduits are sinuous. The hydrodynamic - transport model was applied to the karst system of the Val d'Orléans. The calibration showed that the best average diameter of the conduit is of 5 m, the permeability in the hosted rock is of $5.7 \times 10^{-10} \text{ m}^2$ and that of the conduit of $1.65 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ to $5.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$. The results of the hydrodynamic - transport model were compared to floods of the Loire observed in the years 1992 and 1993 during which the chloride concentrations (tracer conservative naturalness) were proportioned in the Loire and Bouillon Spring. With a storage coefficient in the matrix 0.9 m^{-1} , the distance penetrated by the water in the matrix is approximately 530 m in two months for a rising of 2 meters (example of 1993).

Key words: modelling, groundwater, karst aquifer, Brinkman equation, Val d'Orléans

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO)

1 A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

