PRECODD - Programme ECOtechnologies et Développement Durable

ANR

Programme ECOPLUIES

Techniques alternatives de traitement des eaux pluviales et de leurs sous-produits : vers la maîtrise du fonctionnement des ouvrages d'infiltration urbains

Projet ANR-05-ECOT-006

Délivrable D-C2

Transport de chaleur et température des nappes phréatiques à l'aplomb des

bassins d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial

RAPPORT FINAL (RLY03088)

<u>Auteurs :</u>

Juliette Chastanet, Sébastien Kaskassian et Jean-Marie Côme



BURGEAP 19 rue de la Villette 69425 Lyon cedex 03

Florien Malard et Arnaud Foulquier



UMR CNRS 5023, Ecologie des Hydrosystèmes Fluviaux, Université Claude Bernard Lyon 1, 43 Bd 11 Novembre 1918, F-69622 Villeurbanne Cedex, France.

Responsable du rendu : Jean-Marie Côme

8/12/2008

Sommaire

1.	Intro	duction]	8				
2.	Sites	s étudié:	s, instrumentation et collecte des données	8				
3.	Anal	yse des	chroniques de données	12				
	3.1.							
	3.2.	Result						
		3.2.1.	Echelle événementielle					
		3.2.2.	Echelle annuelle	17				
		3.2.3.	Echelle pluriannuelle	17				
	3.3.	Discus	sion et conclusion	18				
4.	Simu 4.1.	lation r Modèle	numérique des transferts thermiques sous un bassin d'infiltration e régional et calage du régime permanent	19 20				
		4.1.1.	Schématisation					
		4.1.2.	Calage des paramètres d'écoulement					
	4.2.	Modèle local et calage de l'épisode pluvieux de référence						
		4.2.1.	Choix du l'épisode pluvieux					
		4.2.2.	Schématisation	25				
		4.2.3.	Calage de l'épisode pluvieux de référence					
	4.3.	Test d	e sensibilité des paramètres	32				
	4.4.	. Test de robustesse du modèle par simulation de l'épisode pluvieux du 08/07/2007						
	4.5.	Simulation prévisionnelle de l'impact d'un scenario extrême						
	4.6.	Conclusions						
5. 6.	Rem Réfé	ercieme rences .	ents	43 43				
Ann	>xes							
	Anne	xe 1 – Séi	ries temporelles de pluie (barres verticales), conductivité électrique (lignes noires) et de				
	tempé	érature (li	gnes grises) des eaux souterraines sur les sites de recharge et de référence. D'ap	rès				
	Foulquier e <i>t al.</i> , 2008							

Liste des tableaux

Tableau 1 - Caractéristiques des sites de recharge et de référence. D'après Foulquier et al., 2008	9
Tableau 2 – Liste des puits en pompage dans le corridor de Décines	12
Tableau 3 – Caractéristiques thermiques des eaux souterraines et déphasage temporel entre la	
surface et les eaux souterraines sur les sites de recharge et de référence. D'après Foulquier et al.,	
2008	15
Tableau 4 – Paramètres physiques retenus pour le calage de l'épisode pluvieux de référence	29
Tableau 5 – Impact des paramètres physiques et numériques (♦ fort, ♦ moyen, ♦ faible)	32

Liste des figures

Figure 1 - A: Situation des sites de recharge (bassins d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial) et des sites de référence. Le site 1 correspond au bassin d'infiltration de Django Reinhardt (Chassieu, Rhône); B: Batterie de piézomètres en flûte de pan sur le site 1. D'après Foulquier et al., 2008......9 Figure 2 – Vue aérienne du bassin d'infiltration de Diango Reinhardt (Chassieu, 69) montrant la Figure 4 – Séries temporelles (pas de temps horaire) de la conductivité électrique et de la température des eaux souterraines à l'aplomb hydraulique du bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1). D'après Foulquier et al., 2008. Figure 5 – Relation entre la baisse de conductivité électrique des eaux souterraines induite par un événement pluvieux ($\Delta_{COéven}$) et la quantité d'eau de pluie sur le bassin versant de 4 bassins d'infiltration. Les relations sont établies pour des profondeurs de 1, 2, 3, 4 et 5 m sous la surface de Figure 6 – Effet de l'interaction entre la quantité de pluie et la différence de température entre les eaux de ruissellement et souterraine sur: A. la variation de température de la nappe lors d'un épisode pluvieux. B. la variation de température des eaux d'infiltration dans la zone non saturée. D'après Figure 7 – Fluctuation saisonnière des variations de température des eaux d'infiltration dans la zone non saturée calculées à partir du modèle de mélange (barres verticales, axe gauche). Les courbes en pointillé et pleine correspondent respectivement à la moyenne mobile (4380 heures) des températures de l'eau de ruissellement pluvial et de l'eau souterraine (axe droit). D'après Foulquier Figure 8 – Amplitude thermique annuelle des eaux souterraines en fonction de l'épaisseur de la zone non saturée pour les sites de référence (A) et en fonction de la taille efficace du bassin versant pour les sites de recharge (B). D'après Foulquier *et al.*, 2008......17 Figure 9 – Température annuelle mobile de l'eau souterraine à l'aplomb du bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1). Les barres grises et noires indiquent les quantités de pluie durant les saisons chaudes et froides, respectivement. Les traits verticaux en pointillé délimitent les saisons chaudes et froides. Le trait horizontal en pointillé correspond à la température moyenne à 5 m sous

3/46

Figure 18 – Température de la nappe pendant l'épisode de réference	24
Figure 19 – Modèle local - Maillage horizontal	25
Figure 20 – Modèle local - Maillage Vertical	25
Figure 21 – Calage de la piézométrie sous le bassin et en aval.	27
Figure 22 – Calage de la conductivité électrique sous le bassin et en aval	27
Figure 23 – Répartition horizontale du panache de conductivité électrique (μ S/cm) à 1m sous le	
niveau statique à differents temps (etat initial le 29/08/2007).	28
Figure 24 – Répartition verticale du panache de conductivité électrique (µS/cm) le 30/08/2007 à	
22h00	29
Figure 25 – Calage de la température sous le bassin et en aval.	30
Figure 26 - Panache des températures (°C) à 1 m sous le niveau statique initial à différents temps	S
(état initial le 29/08/2007)	31
Figure 27 – Panache vertical des températures (°C) le 30/08/2007 à 22h00.	31
Figure 28 – Impact des perméabilités sur la piezométrie	33
Figure 29 – Impact des perméabilités sur la conductivite électrique	34
Figure 30 – Impact de la porosité sur la piezométrie	34
Figure 31 – Impact de la porosité sur la conductivité électrique	35
Figure 32 – Impact des dispersivités sur la conductivité électrique	35
Figure 33 – Impact de la discrétisation verticale sur la conductivité électrique	36
Figure 34 – Impact de la capacité calorifique du sol sur la température de la nappe.	36
Figure 35 - Pluie du 08 Juillet 2007 - Comparaison des piézométries mesurées et simulées	37
Figure 36 - Pluie du 08 Juillet 2007 - Comparaison des conductivités mesurées et simulées	37
Figure 37 - Pluie du 08 Juillet 2007 - Comparaison des températures mesurées et simulées	38
Figure 38 – Scenario extrème – Débit infiltré	39
Figure 39 – Scenario extrème – Conductivité de l'eau infiltrée.	39
Figure 40 – Scenario extrème – Température de l'eau infiltrée.	39
Figure 41 – Scenario extrème – Piézométrie.	40
Figure 42 – Scenario extrème – Conductivité électrique.	40
Figure 43 – Scenario extrème – Température.	40
Figure 44 - Scenario extrème - Panache des températures (°C) à 1m sous le niveau statique initia	ıl à
différents temps	41

Résumé

L'augmentation de la température des nappes phréatiques sous les grandes agglomérations urbaines est un phénomène avéré dont l'ampleur est désormais de nature à compromettre l'utilisation des ressources en eau souterraine. Les pratiques d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial qui consistent à infiltrer rapidement de grandes quantités d'eau sur de petites surfaces peuvent contribuer au réchauffement des nappes urbaines en augmentant le transport convectif de chaleur vers les eaux souterraines. Les objectifs de la présente étude sont : 1) de déterminer l'influence des bassins d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial sur le régime thermique des eaux souterraines à de multiples profondeurs sous la surface libre d'une nappe phréatique urbaine ; 2) d'identifier les principaux facteurs contrôlant l'impact thermique des bassins d'infiltration aux échelles événementielle, annuelle et pluriannuelle. Pour cela deux approches sont adoptées : l'analyse de chroniques de données sur une quinzaine de sites et la modélisation des écoulements et des transferts thermiques sur un ouvrage bien instrumenté (Bassin Django-Reinhardt suivi par l'observatoire de terrain en hydrologie urbaine (OTHU)).

L'infiltration artificielle des eaux de ruissellement pluvial est un processus extrêmement dynamique qui consiste à infiltrer rapidement de grandes guantités d'eau de ruissellement en provenance de grands bassins versants urbains (> 100 ha) sur de petites surfaces (lit d'infiltration < 1 ha). A titre d'exemple, sur le site de Django Reinhardt, 10000 m³ d'eau de ruissellement générés par un épisode pluvieux de 18 mm et d'une durée de 5 heures sont infiltrés sur une période d'environ 20 heures sur une surface de seulement 1 hectare. Le débit d'infiltration moyen sur ce site pour des évènements pluvieux > 20 mm est de 0,14 ±0.07 m³/s (n=14 évènements) (Le Coustumer and Barraud, 2007). Le temps d'arrivée du panache d'eau de ruissellement pluvial dans la nappe augmente avec l'épaisseur de la zone non saturée mais il reste court en raison de la vitesse d'écoulement moyen de l'eau dans la zone non saturée (environ 0.3 m.h⁻¹). Le panache s'écoule rapidement dans la nappe et l'eau pluviale infiltrée n'est plus décelable à l'aplomb de la plupart des bassins étudiés seulement 10 jours après la fin des épisodes pluvieux. A l'aplomb des bassins, l'écoulement des eaux de ruissellement intervient essentiellement dans les horizons supérieurs de la nappe: la proportion d'eau de ruissellement pluvial à une profondeur de 1 m sous la surface de la nappe pour des évènements pluvieux de 5 à 50 mm varie de 25 à 70 % mais cette proportion n'est plus que de 5 à 35 % à une profondeur de 2 m sous la surface de la nappe. Datry et al. (2004) ont observé une réduction similaire de la proportion d'eau de ruissellement pluvial avec la profondeur sous la nappe à l'aplomb d'un petit bassin d'infiltration (bassin versant: 2,5 ha) de l'agglomération lyonnaise.

Les transferts de chaleur sous un bassin sont exacerbés puisqu'au transfert par conduction au travers des terrains vient désormais s'ajouter un transfert par convection lié à l'infiltration des eaux de ruissellement pluvial. Par conséguent, la principale conséguence de l'infiltration des eaux de ruissellement est d'augmenter considérablement les variations de température de l'eau de nappe aux échelles événementielles et annuelles. A l'échelle de l'événement pluvieux, la variation de température dans la nappe à l'aplomb des bassins d'infiltration est fonction de l'interaction entre le volume infiltré et l'écart de température entre les eaux de ruissellement pluvial et les eaux souterraines. A volume constant, les infiltrations estivales et hivernales ont donc un effet plus marqué sur la température de la nappe que les pluies printanières et automnales. En général, l'augmentation ou la diminution de la température de la nappe liée à un événement pluvieux dépasse rarement 3°C. L'influence thermique d'un événement pluvieux dépend également des échanges de chaleur intervenant dans la zone non saturée entre l'eau infiltrée et les sédiments. Les eaux d'infiltration se réchauffent en hiver dans la zone non saturée et s'y refroidissent en été. L'effet de ces échanges de chaleur sur la température des eaux d'infiltration atteignant la nappe est d'autant plus prononcé que la quantité d'eau infiltrée augmente. Ce résultat est probablement lié à l'hétérogénéité des écoulements dans la zone non saturée (Goutaland et al., 2007, 2008). Les petits événements pluvieux sollicitent de manière répétés des chemins d'écoulements préférentiels au sein de sédiments qui maintiennent au cours du temps une forte teneur en eau. Les évènements pluvieux plus conséquents et donc plus rares sollicitent une proportion plus importante du lit d'infiltration et des régions de la zone non saturée qui ont été peu affectées par les échanges de chaleur avec les eaux d'infiltration.

A l'échelle annuelle, l'infiltration artificielle d'eau de ruissellement pluvial a pour effet d'augmenter considérablement l'amplitude thermique de la nappe et de réduire le déphasage entre les évolutions saisonnières des températures de l'air et de la nappe. À l'aplomb des bassins d'infiltration, l'amplitude thermique annuelle est en moyenne 9 fois supérieure à celle des sites de référence. Cette amplitude peut atteindre 10 °C sous des ouvrages drainant des bassins versant > 100 hectares. Sous les sites de référence affectés essentiellement par un transfert conductif de chaleur, l'amplitude diminue de façon

exponentielle avec l'épaisseur de la zone non saturée. Sous les bassins d'infiltration où le transport convectif de chaleur est prédominant, l'amplitude thermique annuelle des eaux souterraines augmente de façon logarithmique avec la taille du bassin-versant associé au bassin d'infiltration. Ce résultat implique qu'il est possible d'atténuer les effets de l'infiltration d'eau de ruissellement sur les nappes en favorisant les bassins versants de petite taille et en favorisant une infiltration à la source.

La variabilité interannuelle de la température moyenne des eaux souterraines sous les bassins d'infiltration dépend essentiellement de la distribution saisonnière des précipitations. Une dominance de pluies chaudes entraîne un réchauffement, alors qu'une dominance de pluies froides entraîne un refroidissement de la nappe. Ce résultat implique que l'effet de l'infiltration artificielle sur la température moyenne des eaux souterraines dépend du type de climat considéré. Cet effet sera celui d'un réchauffement local pour les régions présentant des précipitations plus importantes lors de la saison chaude (climat continental) et un refroidissement lorsque les précipitations ont lieu principalement lors de la saison froide (climat méditerranéen). L'augmentation de la température moyenne annuelle de la nappe à l'aplomb d'un bassin est toutefois modérée (< 0,4 °C). Ce réchauffement local reste bien inférieur à celui engendré par les pompes à chaleur. À une échelle annuelle, le bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1), associé à un bassin versant de 180 ha, infiltre des eaux de ruissellement pluvial arrivant avec un débit moyen avoisinant les 60 m³/h et une température moyenne de 14,4 °C (moyenne pondérée par les débits). Pour comparaison, il existe dans des zones densément peuplées de l'agglomération lyonnaise, pas moins d'une pompe à chaleur tous les 80 ha, avec un débit de 50 m³/h et une température de rejet supérieure à 20 °C (Horizons, 2000).

Quelle que soit l'échelle temporelle considérée, les variations de température engendrées par l'infiltration d'eau de ruissellement pluvial s'atténuent considérablement avec la profondeur sous la surface libre de la nappe. De plus, ces variations thermiques s'atténuent fortement avec la distance à l'ouvrage d'infiltration. A titre d'exemple, l'amplitude thermique annuelle des eaux de nappe à l'aplomb du bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1) était de 6,7 °C en 2007. A des distances d'environ 60 et 130 m à l'aval de ce bassin, l'amplitude thermique annuelle de la nappe n'était plus que 4 et 0,8 °C, respectivement.

Il est actuellement difficile de quantifier les effets des variations de température induites par l'infiltration d'eau de ruissellement pluvial sur la qualité, la biodiversité et le fonctionnement biogéochimique des nappes. L'eau de nappe lors des épisodes pluvieux peut atteindre 20 °C en été et 10 °C en hiver à l'aplomb des grands bassins lyonnais, alors que la température de la nappe en l'absence d'infiltration est proche de 13 °C avec une variation annuelle < 1 °C. Il est préférable de limiter de tels écarts thermiques en favorisant des bassins de petite taille et en limitant l'exposition des lits d'infiltration au rayonnement solaire direct. La surchauffe des lits d'infiltration en été stimule les respirations microbiennes et favorise la recharge de la nappe avec des eaux appauvries en oxygène (Datry *et al.*, 2004; Foulquier *et al.*, 2008). Une température estivale de 20 °C dans la nappe à l'aplomb des bassins est létale pour la majorité des invertébrés aquatiques souterrains. Par ailleurs, l'infiltration hivernale d'eau froide pourrait aussi favoriser la migration de virus.

Les travaux de modélisation menés avec le code FEFLOW à l'échelle de l'évènement pluvieux sur le bassin de Django Reinhardt avaient un double objectif : identifier les paramètres prépondérants contrôlant la thermie de la nappe et préciser l'impact de l'infiltration des eaux pluviales sur la thermie de la nappe. A partir de la construction et du calage du modèle sur un épisode de référence (28/08/2007), la robustesse du modèle a été testée sur un autre épisode pluvieux (8/07/2007) avant de simuler de façon exploratoire l'impact d'un épisode pluvieux considéré comme extrême.

Les simulations de calage ont montré que les paramètres principaux d'influence varient selon la variable simulée et le régime de simulation (permanent (RP) ou transitoire (RT)) :

- piézométrie : perméabilité horizontale, perméabilité verticale (RT), porosité (RT)
- conductivité électrique : porosité cinématique et dispersivités
- thermie : capacité calorifique du solide (cinétique d'échange), répartition verticale de la température, dispersivités.

Le test de robustesse du modèle a montré une restitution acceptable des données mesurées au regard de la complexité du système mesuré et des résultats du calage du modèle sur l'épisode de référence, ce qui atteste de la pertinence de l'outil de modélisation pour prévoir l'impact d'un épisode pluvieux ayant des caractéristiques différentes de celles observées.

Les résultats des simulations d'un épisode pluvieux théorique considéré comme extrême (pluie cumulée de 200mm en 2j, conductivité de l'eau infiltrée 50 µS/cm, température avec oscillation quotidienne entre 20 et 30°C) ont montré les éléments suivants :

- piézométrie : un impact maximal en terme d'augmentation de la piézométrie au droit du bassin proche de 1,5 m alors qu'il était de 0,45 m pour le calage de référence ;
- conductivité électrique : un impact maximal environ trois fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (100 μS/cm contre 350 μS/cm pour le calage de référence, avec une conductivité initiale de la nappe proche de 700 μS/cm);
- température : un impact maximal environ 7 fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (10°C contre 1.5°C pour le calage de référence). L'impact thermique dans la nappe diminue rapidement dans le temps (# 20 j) et reste confiné à quelques centaines de mètres en aval du bassin.

Pour chacun des épisodes pluvieux modélisés, le logiciel fournit également un bilan de masse sur l'eau. Ce bilan de masse est exploitable pour les bilans matière sur les données analytiques, lesquels nécessitent d'estimer la répartition des flux d'eau provenant de la nappe vis-à-vis des flux d'eau provenant de l'infiltration depuis le bassin au travers de la zone non saturée.

Concernant la mise en œuvre pratique de l'outil de modélisation, mentionnons que la procédure de calage du modèle, qui est gérée de façon manuelle avec FEFLOW, est une étape particulièrement lourde à mener compte tenu du grand nombre de paramètres et de leur interdépendance. Mentionnons par ailleurs la durée relativement importante des simulations (3 h de simulation pour l'écoulement et le transport pendant 7 jours sur un PC de type Pentium Dual Core 1.86 GHz avec 2 Go de RAM), ce qui nous a contraint à construire un modèle local et à limiter le raffinement du maillage. L'utilisation couplée avec un logiciel de calage automatique pourrait ici s'avérer précieuse.

Enfin, sur un plan conceptuel, les résultats des simulations thermiques suggèrent la nécessité de prendre en compte un modèle cinétique pour simuler les transferts de thermie dans la zone non saturée.

1. Introduction

L'augmentation de la température des nappes phréatiques sous les grandes agglomérations urbaines est un phénomène avéré dont l'ampleur est désormais de nature à compromettre l'utilisation des ressources en eau souterraine (Bornstein, 1968; Karl *et al.*, 1988, Allen *et al.*, 2003; SDUD, 2005; Taniguchi, 2006). Les multiples causes non indépendantes du réchauffement observé interviennent à différentes échelles spatiales : globale (réchauffement du climat), locale (l'îlot de chaleur urbain), et ponctuelle (pertes de chaleur par les habitations, pompes à chaleur, ouvrages d'infiltration,...). La part relative des différentes causes est aujourd'hui difficilement quantifiable mais la multiplication des sources ponctuelles de chaleur est telle que leurs effets ajoutés ne peuvent plus être négligés. Pourtant, très peu de données sont aujourd'hui disponibles pour évaluer et modéliser l'impact thermique de sources ponctuelles telles que des immeubles (Ferguson et Woodbury, 2004), des pompes à chaleur (Horizons, 2000; Charguéron *et al.*, 2007) ou des ouvrages d'infiltration (Foulquier *et al.*, 2007).

Les pratiques d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial qui consistent à infiltrer rapidement de grandes quantités d'eau sur de petites surfaces peuvent contribuer au réchauffement des nappes urbaines en augmentant le transport convectif de chaleur vers les eaux souterraines. L'infiltration artificielle des eaux pluviales vers les nappes est couramment utilisée car elle permet: 1) d'évacuer des flux d'eau très importants en période pluvieuse ; 2) de diminuer les coûts induits par l'urbanisation ; 3) de recharger les aquifères urbains, souvent très sollicités et dont la recharge est profondément entravée par l'imperméabilisation des surfaces ; et 4) d'épurer les eaux pluviales qui sont souvent fortement polluées (Malmquist & Svensson 1977, Azzout *et al.*, 1994, Chocat, 1997, Pitt *et al.*, 1999, Datry, 2003). Si de nombreux travaux ont été consacrés au transport des métaux lourds, des composés organiques et des nutriments à l'aplomb des ouvrages d'infiltration (Pitt *et al.*, 1996; Mason *et al.*, 1999; Dechesne *et al.*, 2004), très peu d'études ont examiné l'influence de l'infiltration induite des eaux de ruissellement pluvial sur le régime thermique des nappes souterraines (Foulquier *et al.*, 2007). Le transport convectif de chaleur lors de l'infiltration augmente probablement l'amplitude thermique des eaux souterraines et réduit le déphasage temporel entre les températures de l'air et de la nappe. Toutefois, l'effet sur la température moyenne des eaux souterraines dépend probablement de la répartition des pluies entres les saisons chaudes et froides.

Les objectifs de la présente étude sont : 1) de déterminer l'influence des bassins d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial sur le régime thermique des eaux souterraines à de multiples profondeurs sous la surface libre d'une nappe phréatique urbaine ; 2) d'identifier les principaux facteurs contrôlant l'impact thermique des bassins d'infiltration aux échelles événementielle, annuelle et pluriannuelle. Outre la présentation des sites étudiés et de la collecte de données (Chapitre 2), le rapport comprend deux chapitres complémentaires. Le Chapitre 3 identifie les principales modifications du régime thermique des eaux souterraines induites par l'infiltration d'eau de ruissellement pluvial à partir de l'analyse de chroniques de données collectées sur 9 bassins d'infiltration et 6 sites de référence de l'agglomération lyonnaise. Le Chapitre 4 présente, à partir d'un modèle de transport de chaleur, les simulations des variations de la température de la nappe sous un bassin d'infiltration particulièrement bien instrumenté dans le cadre de l'observatoire de terrain en hydrologie urbaine (OTHU, Bertrand-Krajewski *et al.*, 2008.).

2. Sites étudiés, instrumentation et collecte des données

Les sites étudiés se situent au sein de l'agglomération lyonnaise, France, qui compte 1,2 million d'habitants (Figure 1A). L'aquifère fluvioglaciaire (surface: 200 km²) comprend trois corridors séparés par des buttes morainiques à faible perméabilité (10⁻⁵-10⁻⁸ m/s) (BURGEAP, 2001; Datry, 2003). Les corridors contiennent des sédiments fluvioglaciaires très perméables (perméabilité: 10⁻³-10⁻² m/s) et sont drainés par le fleuve Rhône. La température des eaux souterraines à l'extérieur de l'agglomération est de 13.1 °C et augmente vers l'ouest pour atteindre 16 °C au sein de l'agglomération. Cette augmentation moyenne concomitante à celle de la densité de population s'accompagne d'une forte augmentation de l'hétérogénéité spatiale des températures de la nappe en réponse aux multiples sources locales de chaleur urbaine (Horizons, 2000; Malard *et al.*, données non publiées).



Site de référence

FIGURE 1 – A: SITUATION DES SITES DE RECHARGE (BASSINS D'INFILTRATION D'EAU DE RUISSELLEMENT PLUVIAL) ET DES SITES DE RÉFÉRENCE. LE SITE 1 CORRESPOND AU BASSIN D'INFILTRATION DE DJANGO REINHARDT (CHASSIEU, RHÔNE); B: BATTERIE DE PIÉZOMÈTRES EN FLÛTE DE PAN SUR LE SITE 1. D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

Au total, 15 sites ont été étudiés dont 9 sites de recharge situés à l'aplomb hydraulique de bassins d'infiltration et 6 sites de référence non soumis à une infiltration induite d'eau de ruissellement pluvial. Les caractéristiques des sites et les périodes de mesure sont indiqués dans le Tableau 1. Tous les sites sont dotés d'un piézomètre équipé d'une crépine recoupant le premier mètre sous la surface libre de la nappe. Sur les sites de recharge, les piézomètres sont installés sur les berges des bassins d'infiltration et recoupent le panache d'eau pluviale dans la nappe. Le site de Django Reinhardt (site 1), site atelier de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine (Bertrand-Krajewski et al., 2008), est doté d'un réseau de 18 piézomètres (Figure 2). Il comprend notamment deux batteries de piézomètres en flûte de pan qui permettent des mesures aux profondeurs de 1, 2, 3, 4 et 5 m sous la surface libre de la nappe à l'amont et à l'aplomb hydraulique du bassin d'infiltration (Figure 1B).

Site	Туре	Période de mesure	Epaisseur de la ZNS (m)	Bassin versant (ha)	Coefficient d'imperméabilisation
1	Recharge	01/01/2003 à 31/08/2006	20	180	0.7
2	Recharge	24/10/2001 à 31/08/2002	5	2.5	0.7
3	Recharge	11/02/2005 à 14/02/2006	15	51	0.5
4	Recharge	11/02/2005 à 14/02/2006	7,8	20	0.8
5	Recharge	27/02/2005 à 25/09/2005	13,5	45	0.36
6	Recharge	27/02/2005 à 25/09/2005	13,9	2.7	0.95
7	Recharge	15/06/2005 à 08/02/2006	8	100	0.5
8	Recharge	11/02/2005 à 14/02/2006	10,6	210	0.45
9	Recharge	15/06/2005 à 08/02/2006	7,9	145	0.55
10	Réference	24/10/2001 à 31/08/2002	5	-	-
11	Réference	15/06/2004 à 08/02/2005	6,2	-	-
12	Réference	11/02/2005 à 14/02/2006	9,9	-	-
13	Réference	01/01/2003 à 31/08/2006	19	-	-
14	Réference	27/02/2005 à 25/09/2005	20	-	-
15	Réference	27/02/2005 à 25/09/2005	19,6	-	-

TABLEAU 1 - CARACTÉRISTIQUES DES SITES DE RECHARGE ET DE RÉFÉRENCE. D'APRÈS FOULQUIER ET AL., 2008.

Les précipitations et la température de l'air pour chaque site correspondent aux données collectées sur les postes de mesure du Grand Lyon et de Météo France les plus proches (pas de temps horaire). Sur le site de Django Reinhardt, le débit, la conductivité électrique et la température des eaux de ruissellement pluvial sont mesurés en continu (pas de temps: 2 minutes) à l'entrée du bassin d'infiltration. Le dispositif de mesure sur les eaux de ruissellement pluvial est détaillé par Barraud et al. (2002) et Bertrand-Krajewski et al. (2008). Les méthodes utilisées afin de compléter les chroniques de données présentant des lacunes liées à des défauts de mesure (ex: matériel en panne) sont fournies par Foulquier et al. (2008). Le niveau de la nappe, la conductivité électrique et la température des eaux souterraines sont mesurés en continu (pas de temps horaire) grâce à des sondes multi paramètres de type YSI 600 XLM. D'après les informations fournies par le constructeur, la précision et la résolution des électrodes sont de 0.12 m et 0.001 m pour le niveau d'eau, ± 0.15% et 0.01°C pour la température et ±2% et 1 µS/cm pour la conductivité électrique. Les sondes sont relevées et transportées au laboratoire toutes les 2 à 3 semaines afin de transférer les données, de vérifier les résultats (ex: dérive) et de réaliser la maintenance des électrodes et leur calibration. Toutes les sondes sont placées dans un même bain d'eau afin de tester les différences entre les valeurs des électrodes et celles fournies par des sondes distinctes préalablement étalonnées (sondes WTW). Les électrodes sont ensuite calibrées et les différences de valeurs entre électrodes sont également vérifiées avant de replacer les sondes dans les piézomètres. A de maintes occasions, nous avons vérifié que les valeurs fournies par les sondes en place dans les piézomètres étaient similaires à celles mesurées manuellement (niveau de nappe) ou à celles mesurées sur des eaux pompées dans les différents piézomètres (température et conductivité électrique). La durée des mesures varie de 8 mois à plus de 3 ans en fonction des sites (Tableau 1). La conductivité électrique de l'eau est utilisée comme un traceur conservatif qui permet de détecter les apports d'eau de ruissellement pluvial dans la nappe à l'aplomb hydraulique des bassins. La conductivité des eaux de ruissellement pluvial est en effet très inférieure (100 µS/cm) à celle des eaux souterraines (> 500 µS/cm). Le caractère "conservatif" de la conductivité électrique est justifié par Datry et al. (2003, 2004) et Foulquier et al. (2008) à partir de relations entre la conductivité et la concentration en chlorure mesurés sur de multiples échantillons d'eau de nappe (n=163 échantillons).



FIGURE 2 – VUE AÉRIENNE DU BASSIN D'INFILTRATION DE DJANGO REINHARDT (CHASSIEU, 69) MONTRANT LA LOCALISATION DES DIFFÉRENTS PIÉZOMÈTRES.

Enfin, des mesures complémentaires à l'échelle du corridor fluvioglacière de Décines, dans lequel est situé le bassin d'infiltration de Django Reinhardt, ont été collectées dans le cadre de la modélisation (Chapitre 4). Des études hydrogéologiques précédentes indiquent que le sens d'écoulement de la nappe alluviale est dirigé vers le Nord-Ouest. Au droit du bassin, le niveau statique de la nappe se situe à une profondeur de 17 m sous le niveau du sol. D'après des études et modélisations antérieures (BURGEAP, 2001), les conductivités hydrauliques varient dans le couloir de Décines entre 10⁻⁴ m/s et 10⁻² m/s. La nappe est alimentée latéralement par des apports provenant des buttes morainiques. Ces flux latéraux ont été estimés à 55 m³/j à l'Ouest et à 16 m³/j à l'Est. Enfin une campagne de mesures piézométriques a été réalisée sur la zone les 25 et 26 avril 2007. Une trentaine d'ouvrages a fait l'objet de mesures piézométriques, les ouvrages en pompage (et leurs débits) ont été également recensés (Tableau 2). La carte piézométrique issue de cette campagne (Figure 3) a été utilisée comme piézométrie de référence pour le calage du modèle d'écoulement.



FIGURE 3 – CARTE PIÉZOMÉTRIQUE MESURÉE DU 25 ET 26 AVRIL 2007.

Nom	Localisation	X Lambert	Y Lambert	Débit (m3/j)	Aquifère sollicité
AEP AFRIQUE	LES PETITES BROSSES	805038	2084321	253.2	Couloir de Décines
F24 EUREXPO		803560	2084750	101.9	Molasse
F5 EUREXPO		803780	2084810	101.9	Molasse
F6 EUREXPO		803790	2084690	101.9	Molasse
FORAGE DU GOLF DE CHASSIEU	GOLF	803070	2085650	230.1	Molasse + alluvions
FORAGE EN NAPPE ABB ENTRELEC		804070	2085489	1989.0	Couloir de Décines
FORAGE EN NAPPE STE PEDERSEN		805100	2084100	200.5	Couloir de Décines
FORAGE MOREL SOUS BIEZIN	LE BERRUYER	804170	2086710	180.0	Molasse + alluvions
INJELEC		805440	2086490	120.0	Molasse
PISCINE DE CHASSIEU F2		804830	2085880	480.0	Molasse
POMPAGE EN NAPPE BODYCOTE HIT	USINE, 4 RUE LAVOISIER	804600	2084775	114.8	Couloir de Décines
STATION DE POMPAGE EN NAPPE	USINE "LE PROGRES	804350	2084100	503.0	Couloir de Décines
FORAGE ZI DES PIVOLLES	BLANCHISSERIE	802600	2086430	264.0	Couloir de Décines
Pz5	BRENNTAG	804346	2084145	48.0	Couloir de Décines
Pz8	BRENNTAG	804222	2084188	72.0	Couloir de Décines
Pz10	BRENNTAG	804355	2084145	48.0	Couloir de Décines
Pz11	BRENNTAG	804388	2084132	288.0	Couloir de Décines
Pz12	BRENNTAG	804422	2084127	288.0	Couloir de Décines

TABLEAU 2 – LISTE DES PUITS EN POMPAGE DANS LE CORRIDOR DE DÉCINES

3. Analyse des chroniques de données

3.1. Méthodologie

Variation de la conductivité et de la température des eaux souterraines

Nous avons recherché une relation entre la baisse de la conductivité électrique des eaux souterraines induite par un événement pluvieux et la quantité d'eau de pluie sur le bassin versant (quantité de pluie = pluie (mm) × bassin versant (ha) × 10). La baisse de conductivité ($\Delta_{COéven}$) correspond à la plus forte différence entre les conductivités pré et post événement. De la même manière, la variation thermique des eaux souterraines induite par un événement pluvieux ($\Delta_{Téven}$) correspond à la plus forte différence entre les températures pré et post événement. Un modèle linéaire est utilisé afin de déterminer la relation entre $\Delta_{Téven}$ et la quantité d'eau de pluie, la différence de température entre les eaux de surface et souterraine, et leur interaction. La différence de température entre les eaux de surface et souterraine, et leur souterraines est exprimée en fonction de l'épaisseur de la zone non saturée, de la profondeur sous la surface libre de la nappe, et de la taille efficace du bassin versant (surface du bassin versant × coefficient d'imperméabilisation). L'amplitude thermique annuelle ($\Delta_{Tsaison} = T_{max} - T_{min}$) est calculée à partir des températures mensuelles.

Déphasage temporel entre la surface et les eaux souterraines

La corrélation croisée entre les séries temporelles de pluie et de conductivité électrique puis de température est utilisée afin d'évaluer le temps de transport de l'eau et de la chaleur dans la zone non saturée jusqu'à la nappe (Box and Jenkins, 1976). Le déphasage temporel à l'échelle événementielle correspond à la valeur absolue la plus élevée du coefficient de corrélation: ce déphasage est un estimateur du temps de transport des eaux (Dép_{COéven} pour la conductivité) et de la chaleur dans la zone non saturée (Dép_{Téven} pour la température à l'échelle événementielle est réalisée sur des séries préalablement filtrées afin d'en extraire la composante saisonnière. La moyenne mobile à 4380 heures est soustraite aux données originales et la corrélation croisée est effectuée sur les valeurs absolues des résidus. Le déphasage temporel à l'échelle (Dép_{Tsaison}) est déterminé par corrélation croisée des séries moyennées des températures de l'air et de l'eau souterraine (moyenne mobile à 4380 heures).

L'évolution de Dép_{COéven}, Dép_{Téven} et Dép_{Tsaison} est examinée en fonction de l'épaisseur de la zone non saturée, de la profondeur sous la surface libre de la nappe, et de la taille efficace du bassin versant.

Changement de la température des eaux d'infiltration dans la zone non saturée

Un modèle de mélange fondé sur les valeurs des concentrations en chlorure calculées à partir de la conductivité électrique est utilisé afin de déterminer: 1) la proportion d'eau pluviale infiltrée à une profondeur de 1 m sous la surface libre de la nappe; 2) le changement de la température dans la zone non saturée des eaux infiltrées. L'eau échantillonnée à une profondeur de 1 m sous la surface de la nappe lors d'un épisode pluvieux est un mélange d'eau souterraine pré-événementielle et d'eau de ruissellement pluvial. La proportion relative d'eau de ruissellement pluvial est calculée comme suit:

$$f_i = (C1 - C2)/(Ci - C2)$$

où f_i est la proportion d'eau de ruissellement pluvial, C1 et C2 représentent respectivement les concentrations en chlorure de l'eau souterraine durant et avant l'évènement pluvieux et Ci correspond à la concentration en chlorure des eaux de ruissellement pluvial dans le bassin d'infiltration. La proportion f_i est utilisée pour calculer la température des eaux d'infiltration atteignant la nappe (simple mélange de 2 sources d'eau) et la variation de température des eaux dans la zone non saturée (Δ_{Tzns}) est définie comme la différence entre la température des eaux d'infiltration atteignant la nappe et la température des eaux de ruissellement pluvial dans le bassin. Un modèle linéaire est utilisé afin de déterminer la relation entre Δ_{Tzns} et la quantité d'eau de pluie, la différence de température entre les eaux de surface et souterraine, et leur interaction.

Variabilité interannuelle de la température des eaux souterraines

Nous distinguons les précipitations des saisons chaudes et froides et cherchons à comprendre l'influence de leur proportion relative sur la variabilité interannuelle de la température des eaux souterraines sous les bassins d'infiltration. Les saisons chaudes et froides correspondent aux mois présentant des températures moyennes respectivement supérieures et inférieures à la température moyenne annuelle de l'air. La variabilité interannuelle des températures est abordée à partir de l'examen des moyennes annuelles mobiles de la température de l'eau souterraine à de multiples profondeurs sous la surface libre de la nappe. Les analyses corrélatoires, les modèles linéaires et les tests statistiques sont effectués avec le logiciel R (R Development Core team, 2006). Le seuil de significativité statistique utilisé dans toutes les analyses est de 0,05.

3.2. Résultats

3.2.1. Echelle événementielle

L'infiltration d'eau de ruissellement pluvial induit des baisses brutales et répétées de la conductivité électrique des eaux souterraines sur la plupart des sites de recharge (Annexe 1). Au contraire, la conductivité électrique des sites de référence est supérieure à 600 μ S/cm et reste stable au cours du temps. $\Delta_{COéven}$ augmente linéairement avec la quantité d'eau de pluie sur le bassin versant (Figure 5). La pente de la relation diminue avec la profondeur sous la surface libre de la nappe indiquant que l'eau de ruissellement pluvial circule préférentiellement dans les horizons supérieurs de la nappe. Dép_{COéven} qui varie de 23 à 67 heures pour les différents sites de recharge est positivement corrélé à l'épaisseur de la ZNS (Dép_{COéven} (en heures) = 2.68 ZNS (en m) + 10.8, n=7 sites, r2=0.87, p<0.005) (Tableau 3). Dép_{COéven} augmente de façon logarithmique avec la profondeur sous la surface libre de la nappe (Dép_{COéven} (en heures) = 41 Ln (profondeur en m) + 70, n=5 profondeurs, r2=0.98, p <0.005).

Des variations de température de l'eau souterraine pouvant atteindre 3°C à l'échelle de l'événement pluvieux ($\Delta_{Téven}$) sont observées sur les sites de recharge 1, 2, 3, et 4 (Annexe 1). Dép_{Téven} pour ces 4 sites varie de 33 à 337 heures et le ratio Dép_{Téven} / Dép_{COéven} est en moyenne de 3,2 ± 2.3 (Tableau 3). $\Delta_{Téven}$ n'est pas significativement corrélé à la quantité de pluie ni à la différence de température entre les eaux de surface et souterraine mais dépend linéairement de l'interaction entre ces deux variables (Figure 6A). L'influence thermique de l'infiltration sur les eaux souterraines augmente linéairement avec la quantité d'eau infiltrée lorsque la différence de température entre les eaux de surface et souterraine est constante. Dép_{Téven} entre la

pluie et la température augmente de façon logarithmique avec la profondeur sous la surface libre de la nappe ($Dép_{Téven}$ (en heures) = 102 Ln (profondeur en m) + 178, n=5 profondeurs, r2=0.93, p <0.01) (Tableau 3).



FIGURE 4 – SÉRIES TEMPORELLES (PAS DE TEMPS HORAIRE) DE LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET DE LA TEMPÉRATURE DES EAUX SOUTERRAINES À L'APLOMB HYDRAULIQUE DU BASSIN D'INFILTRATION DE DJANGO REINHARDT (SITE 1). D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.



FIGURE 5 – RELATION ENTRE LA BAISSE DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE DES EAUX SOUTERRAINES INDUITE PAR UN ÉVÉNEMENT PLUVIEUX ($\Delta_{COÉVEN}$) ET LA QUANTITÉ D'EAU DE PLUIE SUR LE BASSIN VERSANT DE 4 BASSINS D'INFILTRATION. LES RELATIONS SONT ÉTABLIES POUR DES PROFONDEURS DE 1, 2, 3, 4 ET 5 M SOUS LA SURFACE DE LA NAPPE POUR LE SITE DE RECHARGE 1 (DJANGO REINHARDT). D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

Site	Туре	Température moy. ± ET (°C) (1)	DépCOéven (h) ⁽²⁾	Dép _{Téven} (h) ⁽³⁾	$\Delta T_{saison} (°C)^{(4)}$	Dép _{Tsaison} (h) ⁽⁵⁾
1 (prof: 1 m)	Recharge	14,05 ± 1,63	67	163	6,19	1266
1 (prof: 2 m)	Recharge	13,98 ± 0,91	101	264	3,40	1235
1 (prof: 3 m)	Recharge	13,78 ± 0,53	119	311	2,15	1309
1 (prof: 4 m)	Recharge	13,77 ± 0,33	128	314	1,29	1348
1 (prof: 5 m)	Recharge	13,78 ± 0,31	131	326	1,22	1417
2	Recharge	14,76 ± 2,94	23	33	8,63	1272
3	Recharge	14,40 ± 1,59	51	337	4,92	2166
4	Recharge	14,44 ± 0,91	41	93	2,83	1363
5	Recharge	14,44 ± 1,75	49	n.s.	4,73	2628
6	Recharge	15,12 ± 0,34	41	n.s.	0,89	2057
7	Recharge	14,84 ± 1,86	27	n.s.	5,52	1832
8	Recharge	12,39 ± 2,16	n.s.	n.s.	5,74	4819
9	Recharge	12,97 ± 1,34	n.s.	n.s.	3,61	3121
10	Reférence	15,39 ± 0,49	-	-	1,23	3778
11	Reférence	13,97 ± 0,39	-	-	0,97	4271
12	Reférence	13,43 ± 0,03	-	-	0,50	1062
13	Reférence	14,54 ± 0,11	-	-	0,38	16151
15	Reférence	13,15 ± 0,01	-	-	0,03	19084
14	Reférence	13,19 ± 0,01	-	-	0,04	18541
Air	Air	12,94 ± 9,04			24,34	

(1) ET: écart type

(2) Dép SPéven : déphasage entre la pluie et la conductivité à l'échelle événementielle

(3) Dép Tevén : déphasage entre la pluie et la température à l'échelle événementielle

(4) ΔT_{saison} : amplitude thermique annuelle

⁽⁵⁾ Dép_{Tsaison}: déphasage entre les températures de l'air et souterraine à l'échelle annuelle

TABLEAU 3 – CARACTÉRISTIQUES THERMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES ET DÉPHASAGE TEMPOREL ENTRE LA SURFACE ET LES EAUX SOUTERRAINES SUR LES SITES DE RECHARGE ET DE RÉFÉRENCE. D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.



FIGURE 6 – EFFET DE L'INTERACTION ENTRE LA QUANTITÉ DE PLUIE ET LA DIFFÉRENCE DE TEMPÉRATURE ENTRE LES EAUX DE RUISSELLEMENT ET SOUTERRAINE SUR: À. LA VARIATION DE TEMPÉRATURE DE LA NAPPE LORS D'UN ÉPISODE PLUVIEUX. B. LA VARIATION DE TEMPÉRATURE DES EAUX D'INFILTRATION DANS LA ZONE NON SATURÉE. D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

La différence entre la température des eaux de ruissellement pluvial atteignant la nappe et celle des eaux dans le bassin d'infiltration (Δ_{Tzns}) montre une tendance saisonnière très marquée: les eaux infiltrées se réchauffent dans la ZNS de Septembre à Février et se refroidissent de Mars à Août (Figure 7). Cet effet de réchauffement ou de refroidissement peut atteindre 6 °C. Δ_{Tzns} n'est pas significativement corrélé à la quantité de pluie ni à la différence de température entre les eaux de surface et souterraine mais dépend linéairement de l'interaction entre ces deux variables (Figure 6B). Pour une différence constante de température entre les eaux de chaleur dans la ZNS sur la température des eaux de ruissellement atteignant la nappe est d'autant plus marqué que la quantité d'eau infiltrée augmente.



FIGURE 7 – FLUCTUATION SAISONNIÈRE DES VARIATIONS DE TEMPÉRATURE DES EAUX D'INFILTRATION DANS LA ZONE NON SATURÉE CALCULÉES À PARTIR DU MODÈLE DE MÉLANGE (BARRES VERTICALES, AXE GAUCHE). LES COURBES EN POINTILLÉ ET PLEINE CORRESPONDENT RESPECTIVEMENT À LA MOYENNE MOBILE (4380 HEURES) DES TEMPÉRATURES DE L'EAU DE RUISSELLEMENT PLUVIAL ET DE L'EAU SOUTERRAINE (AXE DROIT). D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

3.2.2. Echelle annuelle

L'amplitude thermique annuelle des eaux souterraines ($\Delta_{Tsaison}$) est en moyenne 9 fois plus élevée sur les sites de recharge que sur les sites de référence et le déphasage temporel à l'échelle annuelle entre la température de l'air et la température de l'eau souterraine (Dép_{Tsaison}) est 4 fois plus faible sur les sites de recharge (Tableau 3). $\Delta_{Tsaison}$ baisse de façon exponentielle et Dép_{Tsaison} augmente avec l'épaisseur de la ZNS sur les sites de recharge mais $\Delta_{Tsaison}$ et Dép_{Tsaison} ne dépendent plus statistiquement de l'épaisseur de la ZNS sur les sites de recharge mais $\Delta_{Tsaison}$ augmente de façon logarithmique avec la taille efficace du bassin versant (Figure 8B). $\Delta_{Tsaison}$ baisse de façon exponentielle et Dép_{Tsaison} augmente linéairement avec la profondeur sous la surface libre de la nappe à l'aplomb des bassins d'infiltration ($\Delta_{Tsaison} = -0.34 + 9.53 = -0.4233 \times \text{prof}, r^2=0.97, p=0.0016; Dép_{Tsaison} = 1190 + 41.5 prof, r^2=0.85, p=0.027)$ (Tableau 3).



FIGURE 8 –AMPLITUDE THERMIQUE ANNUELLE DES EAUX SOUTERRAINES EN FONCTION DE L'ÉPAISSEUR DE LA ZONE NON SATURÉE POUR LES SITES DE RÉFÉRENCE (A) ET EN FONCTION DE LA TAILLE EFFICACE DU BASSIN VERSANT POUR LES SITES DE RECHARGE (B). D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

3.2.3. Echelle pluriannuelle

Les différences entre profondeurs de la moyenne annuelle mobile de la température de l'eau souterraine dépendent de la répartition des pluies entre les saisons chaudes et froides (Figure 9). La moyenne annuelle mobile de la température et les différences entre profondeurs sont les plus faibles en 2003 lorsque la quantité de pluie froide excède la quantité de pluie chaude. La moyenne annuelle mobile de la température aux profondeurs de 1 et 2 m sous la surface de la nappe augmente et devient distinctement plus élevée que celle des profondeurs de 3, 4, et 5 m lorsque la proportion relative des pluies chaudes excède et égale la quantité de pluie froide en 2004 et 2005, respectivement (Figure 9).



FIGURE 9 – TEMPÉRATURE ANNUELLE MOBILE DE L'EAU SOUTERRAINE À L'APLOMB DU BASSIN D'INFILTRATION DE DJANGO REINHARDT (SITE 1). LES BARRES GRISES ET NOIRES INDIQUENT LES QUANTITÉS DE PLUIE DURANT LES SAISONS CHAUDES ET FROIDES, RESPECTIVEMENT. LES TRAITS VERTICAUX EN POINTILLÉ DÉLIMITENT LES SAISONS CHAUDES ET FROIDES. LE TRAIT HORIZONTAL EN POINTILLÉ CORRESPOND À LA TEMPÉRATURE MOYENNE À 5 M SOUS LA SURFACE DE LA NAPPE. D'APRÈS FOULQUIER *ET AL*., 2008.

3.3. Discussion et conclusion

L'infiltration artificielle des eaux de ruissellement pluvial est un processus extrêmement dynamique qui consiste à infiltrer rapidement de grandes guantités d'eau de ruissellement en provenance de grands bassins versants urbains (> 100 ha) sur de petites surfaces (lit d'infiltration < 1 ha). A titre d'exemple, sur le site de Diango Reinhardt (site 1), 10000 m³ d'eau de ruissellement générés par un épisode pluvieux de 18 mm et d'une durée de 5 heures sont infiltrés sur une période d'environ 20 heures sur une surface de seulement 1 hectare. Le débit d'infiltration moyen sur ce site pour des évènements pluvieux > 20 mm est de 0.14 ±0.07 m³/s (n=14 évènements) (Le Coustumer and Barraud, 2007). Le temps d'arrivée du panache d'eau de ruissellement pluvial dans la nappe augmente avec l'épaisseur de la zone non saturée mais il reste court en raison de la vitesse d'écoulement moyen de l'eau dans la zone non saturée (environ 0.3 m.h⁻¹). Le panache s'écoule rapidement dans la nappe et l'eau pluviale infiltrée n'est plus décelable à l'aplomb de la plupart des bassins étudiés seulement 10 jours après la fin des épisodes pluvieux. A l'aplomb des bassins, l'écoulement des eaux de ruissellement intervient essentiellement dans les horizons supérieurs de la nappe: la proportion d'eau de ruissellement pluvial à une profondeur de 1 m sous la surface de la nappe pour des évènements pluvieux de 5 à 50 mm varie de 25 à 70 % mais cette proportion n'est plus que de 5 à 35 % à une profondeur de 2 m sous la surface de la nappe. Datry et al. (2004) ont observé une réduction similaire de la proportion d'eau de ruissellement pluvial avec la profondeur sous la nappe à l'aplomb d'un petit bassin d'infiltration (bassin versant: 2,5 ha) de l'agglomération lyonnaise.

Les transferts de chaleur sous un bassin sont exacerbés puisqu'au transfert par conduction au travers des terrains vient désormais s'aiouter un transfert par advection lié à l'infiltration des eaux de ruissellement pluvial. Par conséguent, la principale conséguence de l'infiltration des eaux de ruissellement est d'augmenter considérablement les variations de température de l'eau de nappe aux échelles événementielles et annuelles. A l'échelle de l'événement pluvieux, la variation de température dans la nappe à l'aplomb des bassins d'infiltration est fonction de l'interaction entre le volume infiltré et l'écart de température entre les eaux de ruissellement pluvial et les eaux souterraines. A volume constant, les infiltrations estivales et hivernales ont donc un effet plus marqué sur la température de la nappe que les pluies printanières et automnales. En général, l'augmentation ou la diminution de la température de la nappe liée à un événement pluvieux dépasse rarement 3 °C. L'influence thermique d'un événement pluvieux dépend également des échanges de chaleur intervenant dans la zone non saturée entre l'eau infiltrée et les sédiments. Les eaux d'infiltration se réchauffent en hiver dans la zone non saturée et s'y refroidissent en été. L'effet de ces échanges de chaleur sur la température des eaux d'infiltration atteignant la nappe est d'autant plus prononcé que la quantité d'eau infiltrée augmente. Ce résultat est probablement lié à l'hétérogénéité des écoulements dans la zone non saturée (Goutaland et al., 2007, 2008). Les petits événements pluvieux sollicitent de manière répétés des chemins d'écoulements préférentiels au sein de sédiments qui maintiennent au cours du temps une forte teneur en eau. Les évènements pluvieux plus conséquents et donc plus rares sollicitent une proportion plus importante du lit d'infiltration et des régions de la zone non saturée qui ont été peu affectées par les échanges de chaleur avec les eaux d'infiltration.

A l'échelle annuelle, l'infiltration artificielle d'eau de ruissellement pluvial a pour effet d'augmenter considérablement l'amplitude thermique de la nappe et de réduire le déphasage entre les évolutions saisonnières des températures de l'air et de la nappe. À l'aplomb des bassins d'infiltration, l'amplitude thermique annuelle est en moyenne 9 fois supérieure à celle des sites de référence. Cette amplitude peut atteindre 10 °C sous des ouvrages drainant des bassins versant > 100 hectares. Sous les sites de référence affectés essentiellement par un transfert conductif de chaleur, l'amplitude diminue de façon exponentielle avec l'épaisseur de la zone non saturée. Sous les bassins d'infiltration où le transport convectif de chaleur est prédominant, l'amplitude thermique annuelle des eaux souterraines augmente de façon logarithmique avec la taille du bassin-versant associé au bassin d'infiltration. Ce résultat implique qu'il est possible d'atténuer les effets de l'infiltration d'eau de ruissellement sur les nappes en favorisant les bassins versants de petite taille et en favorisant une infiltration à la source.

La variabilité interannuelle de la température moyenne des eaux souterraines sous les bassins d'infiltration dépend essentiellement de la distribution saisonnière des précipitations. Une dominance de pluies chaudes entraîne un réchauffement, alors qu'une dominance de pluies froides entraîne un refroidissement de la nappe. Ce résultat implique que l'effet de l'infiltration artificielle sur la température moyenne des eaux souterraines dépend du type de climat considéré. Cet effet sera celui d'un réchauffement local pour les régions présentant des précipitations plus importantes lors de la saison chaude (climat continental) et un refroidissement lorsque les précipitations ont lieu principalement lors de la saison froide (climat méditerranéen). L'augmentation de la température moyenne annuelle de la nappe à l'aplomb d'un bassin est toutefois modérée (< 0,4 °C). Ce réchauffement local reste bien inférieur à celui engendré par les pompes à chaleur. À une échelle annuelle, le bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1), associé à un bassin versant de 180 ha, infiltre des eaux de ruissellement pluvial arrivant avec un débit moyen avoisinant les 60 m³/h et une température moyenne de 14,4 °C (moyenne pondérée par les débits). Pour comparaison, il existe dans des zones densément peuplées de l'agglomération lyonnaise, pas moins d'une pompe à chaleur tous les 80 ha, avec un débit de 50 m³/h et une température de rejet supérieure à 20 °C (Horizons, 2000).

Quelle que soit l'échelle temporelle considérée, les variations de température engendrées par l'infiltration d'eau de ruissellement pluvial s'atténuent considérablement avec la profondeur sous la surface libre de la nappe. De plus, ces variations thermiques s'atténuent fortement avec la distance à l'ouvrage d'infiltration. A titre d'exemple, l'amplitude thermique annuelle des eaux de nappe à l'aplomb du bassin d'infiltration de Django Reinhardt (site 1) était de 6,7 °C en 2007. A des distances d'environ 60 et 130 m à l'aval de ce bassin, l'amplitude thermique annuelle de la nappe n'était plus que 4 et 0,8 °C, respectivement.

Il est actuellement difficile de quantifier les effets des variations de température induites par l'infiltration d'eau de ruissellement pluvial sur la qualité, la biodiversité et le fonctionnement biogéochimique des nappes. L'eau de nappe lors des épisodes pluvieux peut atteindre 20 °C en été et 10 °C en hiver à l'aplomb des grands bassins lyonnais, alors que la température de la nappe en l'absence d'infiltration est proche de 13 °C avec une variation annuelle < 1 °C. Il est préférable de limiter de tels écarts thermiques en favorisant des bassins de petite taille et en limitant l'exposition des lits d'infiltration au rayonnement solaire direct. La surchauffe des lits d'infiltration en été stimule les respirations microbiennes et favorise la recharge de la nappe avec des eaux appauvries en oxygène (Datry *et al.*, 2004; Foulquier *et al.*, 2008). Une température estivale de 20 °C dans la nappe à l'aplomb des bassins est létale pour la majorité des invertébrés aquatiques souterrains. Par ailleurs, l'infiltration hivernale d'eau froide pourrait aussi favoriser la migration de virus.

4. Simulation numérique des transferts thermiques sous un bassin d'infiltration

La modélisation numérique consiste ici à simuler l'écoulement ainsi que le transport de masse et de chaleur sous le bassin d'infiltration de Django Reinhardt à l'échelle de l'évènement pluvieux. Elle vise à préciser l'impact de l'infiltration des eaux pluviales sur la thermie de la nappe et de tester la sensibilité des différents paramètres en jeu. Pour cela, le logiciel FEFLOW 5.3 est utilisé, il permet de simuler les écoulements en zone non saturée (équation de Richards) et en zone saturée ainsi que le transport de masse et de chaleur. Un premier modèle de dimension régionale, correspondant au couloir fluvio-glacière de Décines, est construit afin de caler les paramètres contrôlant l'écoulement dans la nappe (régime permanent).

L'écoulement et les transferts dans la zone non saturée nécessitant une précision plus grande, un second modèle d'extension limitée est ensuite construit pour simuler l'infiltration et les transferts sous le bassin lors d'un événement pluvieux dit *de référence*. Par la suite, le modèle permet de réaliser une étude de sensibilité des paramètres contrôlant l'impact thermique de l'ouvrage d'infiltration (Section 4.3) et de tester le modèle sur d'autres événements pluvieux réel (Section 4.4) et synthétique (Section 4.5).

4.1. Modèle régional et calage du régime permanent

4.1.1. Schématisation

Le modèle régional est construit en 2 dimensions. La zone modélisée s'étend sur 20 km² autour du bassin. Cette zone correspond au couloir fluvio-glacière de Décines et est limitée par les buttes morainiques de Chassieu au Nord-Est et de Bron – St Priest au Sud-Ouest. Le modèle (de type éléments finis) est discrétisé avec un maillage grossier (dx~100-200 m) sur toute la zone et un maillage affiné au niveau du bassin (dx~10 m). L'épaisseur du domaine correspond à l'épaisseur des alluvions dans cette zone, les cotes de l'interface molasse-alluvions et du terrain naturel étant respectées. Au total, le modèle régional contient 3214 mailles (Figure 10).



FIGURE 10 – MODÈLE RÉGIONAL - MAILLAGE HORIZONTAL

4.1.2. Calage des paramètres d'écoulement

Dans un premier temps, le modèle d'écoulement a été calé dans la zone saturée en régime permanent avec un modèle de type nappe libre, avec comme référence la piézométrie du 25 et 26 avril 2007. Le calage a été effectué avec les conditions suivantes :

- une douzaine de pompage sur des puits crépinés dans les alluvions (Tableau 2);
- pas d'apport de pluie utile (avril 2007 correspond à une période d'étiage de nappe) ;
- les conditions aux limites sont des potentiels imposés à l'amont (h=193.1m) et à l'aval (h=174.0m) et des flux latéraux simulant les apports des buttes morainiques à l'Ouest (55 m³/j) et à l'Est (16 m³/j);
- les perméabilités horizontales des alluvions varient entre 3.75.10⁻⁴ m/s et 10⁻² m/s.

La Figure 11 visualise la piézométrie mesurée ainsi que le résultat du calage du modèle d'écoulement.



FIGURE 11 – CARTE PIÉZOMÉTRIE SIMULÉE & MESURES DU 25-26 AVRIL 2007

4.2. Modèle local et calage de l'épisode pluvieux de référence

4.2.1. Choix du l'épisode pluvieux

L'épisode pluvieux de référence a été choisi parmi les données mesurées par l'OTHU autour du site de Django Reinhardt entre 2003 et 2007 sur la base des critères suivants :

- épisode pluvieux isolé (pas de pluie plusieurs jours avant et après) ;
- quantité de pluie suffisamment importante pour que i) la majeure partie du bassin se mette en charge ii) la pluie influence la nappe en termes de charge, conductivité et température.

Dans ces conditions, l'épisode pluvieux retenu commence le 29 août 2007 à 0h et dure jusqu'au 31 août à 12h. La quantité de pluie totale tombée pendant cette période est de 38 mm (moyenne des quantités enregistrées par les stations de Genas et Bron). La Figure 12 présente cet épisode pluvieux (précipitations en fonction du temps). L'infiltration correspondante au niveau du bassin est présentée Figure 13 (débit d'infiltration) et Figure 14 (conductivité électrique). La température de l'eau du bassin est également suivie (Figure 15).



FIGURE 12 – INTENSITÉ DE PLUIE DURANT L'ÉPISODE PLUVIEUX DE RÉFÉRENCE



FIGURE 13 – DÉBIT D'EAU À L'ENTRÉE DU BASSIN PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFÉRENCE



FIGURE 14 – CONDUCTIVITÉ DES EAUX INFILTRÉES PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFÉRENCE



FIGURE 15 – TEMPÉRATURE DES EAUX INFILTRÉES PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFÉRENCE

La réponse de la nappe pendant cet épisode pluvieux est présentée Figure 16, Figure 17 et Figure 18 pour la charge hydraulique, la conductivité et la température, respectivement.



FIGURE 16 – CHARGE HYDRAULIQUE PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFERENCE



FIGURE 17 – CONDUCTIVITÉ PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFERENCE



FIGURE 18 – TEMPÉRATURE DE LA NAPPE PENDANT L'ÉPISODE DE RÉFERENCE

4.2.2. Schématisation

La modélisation d'un épisode pluvieux nécessite la mise en œuvre d'un modèle 3D avec une discrétisation fine en vertical (d'après les mesures, la hauteur de la nappe varie de quelques dizaines de centimètres lors de l'épisode de référence). Ainsi, un modèle local d'extension réduite vis-à-vis du modèle régional (1.5 km²) a été construit. Les limites amont et aval du modèle correspondent aux isopièzes h=184.5m et h=178.5m du modèle régional. Les limites latérales suivent des lignes de courant. Le modèle local comprend des mailles horizontales de taille comprise entre 50 m (loin du bassin) et 5 m au niveau du bassin (Figure 19). Verticalement, la discrétisation varie entre 1m et 20cm (Figure 20). Le modèle comprend 114 435 éléments au total.



FIGURE 19 – MODÈLE LOCAL - MAILLAGE HORIZONTAL



FIGURE 20 - MODÈLE LOCAL - MAILLAGE VERTICAL

4.2.3. Calage de l'épisode pluvieux de référence

Conditions initiales en écoulement

L'écoulement horizontal est ajusté afin de caler à l'état initial de l'épisode de référence (le 29 Aout 2007). Pour cela, les conditions aux limites de potentiels imposés sont réévalués à h_{amont}=184.8 m et h_{aval}=178.8 m.

Conditions initiales en transport

Dans un premier temps, le transport de masse dans la zone saturée est calé en régime permanent à partir des mesures dans les ouvrages profonds de la zone modélisée. Au repos (sans apport de pluie et d'infiltration sous le bassin), la nappe est globalement à 650 µS/cm, mais un gradient de conductivité entre l'amont et l'aval du bassin d'infiltration indique une source de forte conductivité en amont. Le suivi de l'OTHU sur les piézomètres amont et aval révèle par ailleurs une faible variation verticale des conductivités dans les jours précédents le 29 Aout 2007.

Ces observations de terrain ont été simulées comme suit :

- concentration imposée à 650 µS/cm en limite amont du modèle et source volumique de 75 g/m³/j imposée dans une maille proche du site amont dans toutes les mailles des alluvions;
- le transport est principalement convectif et seules les dispersivités ont été ajustées : la dispersivité longitudinale est fixée à 20 m et la dispersivité transversale est de 2 m.

Notons que la source de pollution simulée au niveau du site amont n'a aucune réalité physique. Elle permet simplement de caler les concentrations du modèle avec l'état initial mesuré le 29 Aout 2007. De plus, ne disposant d'aucune information sur la conductivité de l'eau piégée par capillarité dans la zone non saturée, le modèle est initialement à l'équilibre (sans valeur spécifiée dans la zone non saturée).

Calage des paramètres d'écoulement et de transport de masse

L'étape suivante consiste à définir les paramètres de la zone non saturée à partir de la simulation de l'épisode pluvieux de référence. Pour cela, plusieurs conditions aux limites sont ajoutées au modèle :

- l'eau infiltrée au niveau du bassin est décrite par une condition de flux entrant au niveau du bassin (cf. Figure 13);
- l'évolution de l'eau infiltrée se traduit par une condition de concentration imposée au niveau du bassin (cf. Figure 14).

Pour limiter les oscillations numériques, le pas de temps de calcul est limité à 0,005 jour. Les simulations sont effectuées sur 7 jours : 2.5 jours pour l'épisode pluvieux et le reste pour observer la relaxation du système après la pluie. Les paramètres de la zone non saturée à caler sont la porosité (ϕ), la saturation résiduelle en eau (S_r), les perméabilités verticales et horizontales (K_x et K_s) et les deux paramètres n et A de l'équation de Van Genuchten :

$$\frac{S - S_r}{S_s - S_r} = \left(1 + (A\Psi)^n\right)^n \qquad \text{ET} \qquad K_r = \left(\frac{S - S_r}{S_s - S_r}\right)^{1/2} \left(1 - \left[1 - \left(\frac{S - S_r}{S_s - S_r}\right)^{1/m}\right]^m\right)^2 \tag{1}$$

où S est la saturation, ψ est la pression capillaire, S_s la saturation maximum et m=1-1/n. Ces paramètres ainsi que les dispersivités liées au transport de masse sont ajustés de telle sorte que la réponse de la nappe en charge hydraulique et en conductivité électrique correspond aux mesures. Les paramètres retenus sont présentés Tableau 4. Notons qu'une hétérogénéité des propriétés hydrauliques est introduite 2 mètres en dessous du niveau statique afin de limiter l'extension verticale du panache lors de son arrivée dans la nappe et restituer ainsi au mieux les variations verticales de la conductivité électrique. Ce problème (extension verticale du panache trop importante) est notamment lié au modèle de dispersion utilisé : le modèle de dispersion linéaire incluse dans FEFLOW ne permet pas de contrôler la dispersion verticale. Le résultat du calage est présenté Figure 21 et Figure 22. La répartition horizontale du panache en terme de conductivité électrique dans l'horizon situé à 1m sous le niveau statique est présenté Figure 23. La Figure 24 présente la répartition du panache sur une coupe verticale au niveau du bassin après 1,9j de simulation soit le 30/08/2007 à 22h00.

Les résultats des simulations montrent de façon globale une restitution acceptable des données mesurées au regard de la complexité du système réel, de la variabilité et parfois de l'incohérence des réponses sur les piézomètres, de l'hétérogénéité spatiale des conditions d'entrée dans le bassin (lame d'eau, ..) et des hétérogénéités spatiales des propriétés hydrodynamiques de la zone non saturée.



FIGURE 21 – CALAGE DE LA PIÉZOMÉTRIE SOUS LE BASSIN ET EN AVAL.



FIGURE 22 – CALAGE DE LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE SOUS LE BASSIN ET EN AVAL.



FIGURE 23 – RÉPARTITION HORIZONTALE DU PANACHE DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE (μ S/CM) à 1m sous le NIVEAU STATIQUE À DIFFERENTS TEMPS (ETAT INITIAL LE 29/08/2007).

	Paramètres		Valeurs retenues
t	perméabilité horizontale	Kx	6.56 10 ⁻² m/s & 8.75 10 ⁻⁴ m/s (2-10m sous le NS)
nen	perméabilité verticale	Kz	8.75 10 ⁻⁴ m/s & 8.75 10 ⁻⁸ m/s (2-10m sous le NS)
eπ	porosité		13%
n l	saturation résiduelle	Sr	13%
l ŭ	noramètra da Van Canuahtan		1m
	parametre de van Genuchten	n	3
ort	porosité cinématique		13%
b q s	diffusion		10 ⁻⁹ m ² /s
ans	dispersivité long.		20m & 4m (bassin)
Tr	dispersivité trans.		2m & 1m (bassin)
ne	capacité calorifique du solide	Cps	0.5 & 2.6 J/m ³ /K (3-10m sous le NS)
miq.	capacité calorique de l'eau	Cpf	4 10 ⁶ J/m ³ /K
ther	conductivité thermique du solide	□s	3 J/m/s <i>l</i> K
ert	conductivité thermique de l'eau	□f	0.65 J/m/s/K
Insf	dispersivité long.		20m & 2m (bassin)
Tra	dispersivité trans.		2m & 0.5m (bassin)

TABLEAU 4 – PARAMÈTRES PHYSIQUES RETENUS POUR LE CALAGE DE L'ÉPISODE PLUVIEUX DE RÉFÉRENCE



FIGURE 24 – RÉPARTITION VERTICALE DU PANACHE DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE (µS/CM) LE 30/08/2007 À 22H00.

Calage des paramètres du transfert thermique

Le transfert thermique est ensuite ajouté au modèle. L'évolution de la température de l'eau infiltrée est simulée en imposant les variations de température observées au fond du bassin (cf. Figure 15). Le calage consiste à ajuster les paramètres régissant le transfert thermique, *i.e.* les conductivités thermiques de la matrice solide et de l'eau, les capacités calorifiques des deux milieux et la dispersivité longitudinale et transversale. Notons que, dans le logiciel FEFLOW 5.3, les températures du solide et de l'eau sont supposées identiques localement et le transfert thermique peut se faire dans ces deux milieux. Pourtant, l'analyse des données laisse à penser que l'infiltration d'eau sous le bassin est très rapide au regard des échanges thermiques entre la matrice solide et l'eau qui s'infiltre. L'équilibre thermique avec le sol n'a donc pas le temps de se faire et le transfert thermique est véhiculé principalement par l'eau. Afin de prendre en

compte ce phénomène cinétique, la capacité calorifique du solide a été diminuée. Les autres paramètres varient peu : les paramètres liés à l'eau sont constants et la conductivité thermique des solides varie seulement du simple au double suivant le type de sol (Sauty, 1981). A l'état initial, une répartition linéaire des températures est appliquée (température de 16,8°C à 1m en dessous du niveau statique et 20°C à la surface).

Le résultat du calage et les paramètres associés sont présentés Figure 25 et Tableau 4. Le panache de température est représenté horizontalement et verticalement sur la Figure 26 et la Figure 27. Les résultats des simulations montrent de façon globale une restitution acceptable des données mesurées au regard de la complexité du système réel.



FIGURE 25 – CALAGE DE LA TEMPÉRATURE SOUS LE BASSIN ET EN AVAL.



FIGURE 26 – PANACHE DES TEMPÉRATURES (°C) À 1 M SOUS LE NIVEAU STATIQUE INITIAL À DIFFÉRENTS TEMPS (ÉTAT INITIAL LE 29/08/2007).



FIGURE 27 – PANACHE VERTICAL DES TEMPÉRATURES (°C) LE 30/08/2007 À 22H00.

Bilan de masse

La modélisation permet de faire un bilan des volumes d'eau. En 7 jours de simulation, l'écoulement (horizontal) de la nappe apporte 44259 m³ au niveau du bassin. La quantité d'eau apportée par infiltration sous le bassin est de 21 610 m³. Enfin la quantité d'eau sortant en aval du bassin est de 63 012m³. Ainsi, environ 2860 m³ d'eau est retenu par capillarité dans la zone non saturé lors de cette événement.

4.3. Test de sensibilité des paramètres

Les paramètres d'écoulement, de transport et de transfert thermique ont une influence variable sur la réponse de la nappe. Le Tableau 5 présente l'ensemble des paramètres physiques et numériques du modèle ainsi que leur influence sur la réponse de la nappe. On constate que les paramètres principaux d'influence varient selon la variable simulée et le régime de simulation (permanent (RP) ou transitoire (RT)) :

- écoulement (charge hydraulique) : perméabilité horizontale, perméabilité verticale (RT), porosité (RT)
- transport non réactif (conductivité) : porosité cinématique et dispersivités
- thermie : capacité calorifique du solide (cinétique d'échange), répartition verticale de la température, dispersivités.

De façon générale, les paramètres numériques ont une influence plus faible que les paramètres physiques. L'impact maximal concerne la discrétisation verticale du maillage qui a une influence « moyenne » sur la conductivité et la température en régime transitoire.

					Effet sur					
			Valeurs retenues	Régime permanent		Episode pluvieux			Bomorauoo	
		Valeurs testées		Piézométrie	Conductivité	Piézométrie	Conductivité	Température	Remarques	
	Paramètres physi	ques								
				6.56 10 ⁻² m/s &						
	Kx - Ky	Kx/Ky	10 ⁻⁴ - 10 ⁻¹ m/s	8.75 10 ⁻⁴ m/s (2- 10m sous le NS)	•	•	•	•	•	
ulement	Kz	Kz	10 ⁻⁸ - 10 ⁻² m/s	8.75 10 ⁻⁴ m/s & 8.75 10 ⁻⁸ m/s (2- 10m sous le NS)			•	•	•	
8	porosité	•	5 - 30%	13%			•	•	•	
"	saturation résiduelle	Sr	5 - 20 %	13%			•	•	•	cf. Goutaland et al, 2007
	naramètre de 7NS	•	0.25 - 1 m	1m			•	•	•	cf. Goutaland et al, 2007
		n	2 - 4	3			•	•	•	cf. Goutaland et al, 2007
Ţ	porosité cinématique	•	5 - 30%	13%				•		
ğ	diffusion			10 ⁻⁹ m ² /s				•		peu d'impact (regime convectif)
Trans	dispersivité long.	◆L	2 - 100 m	20m & 4m (bassin)		•		•		contraint par le maillage
	dispersivité trans.		0.5 - 10 m	2m & 1m (bassin)		•		•		contraint par le maillage
	capacité calorifique du solide	Cps	0 - 2.6 10 ⁶ J/m ³ /K	0.5 & 2.6 10 ⁶ J/m ³ /K					•	effet cinétique (à l'équilibre: 2.3 - 2.6 10 ⁶ J/m3/K)
	capacité calorique de l'eau	Cpf	-	4 10 ⁶ J/m ³ /K						constante
nermique	conductivité thermique du solide	∳S	-	3 J/m/s/K					•	cf. J.P. Sauty, 1981 - dans la littérature: 1.3 - 3 J/M/s/K
nsfert th	conductivité thermique de l'eau	♦f	-	0.65 J/m/s/K						constante
Ц	dispersivité long.	♦L	-	20m & 2m (bassin)					•	contraint par le maillage
	dispersivité trans.	•-	-	2m & 0.5m (bassin)					•	contraint par le maillage
	répartition initiale de T°		15°C / 20°C / linéaire	linéaire					•	
Paramètres numériques										
maillage horizontal dx/dy		5 - 20m	20m & 5m (bassin)	•	•	•	•	•	limité pour CPU 'raisonable'	
maillage vertical dz		dz	0.5 - 2m	0.25 & 0.5 & 1m			•	•	•	
discrétisation temporel dt		0.001 - 0.1 j	<0.005 j			•	•	•	dt adaptatif	

TABLEAU 5 – IMPACT DES PARAMÈTRES PHYSIQUES ET NUMÉRIQUES (+ FORT, + MOYEN, + FAIBLE)

Les figures 28 à 34 présentent l'effet de quelques uns de ces paramètres sur la charge, la conductivité électrique et la température. On observe les impacts suivants :

- réduire les perméabilités horizontales d'un facteur 5 induit une augmentation de la charge d'un facteur 2
- réduire les perméabilités verticales d'un facteur 5 induit une diminution de la charge de 30% et étale le signal
- réduire les perméabilités horizontales d'un facteur 5 retarde le pic de conductivité électrique sans en modifier la valeur
- réduire les perméabilités verticales d'un facteur 5 induit une diminution de 30% de la valeur du pic de conductivité électrique
- augmenter la porosité totale d'un facteur 2 induit une diminution de la charge d'un facteur 2
- augmenter la porosité totale d'un facteur 2 induit une diminution de la conductivité électrique de 15%
- augmenter la dispersivité longitudinale d'un facteur 2 induit une diminution variable de la conductivité électrique selon les piézomètres de suivi : marginale sur SC11 (en profondeur), un facteur 2 sur SC7 (en surface)
- augmenter la discrétisation verticale du maillage d'un facteur 8 induit une diminution ou une augmentation du pic de conductivité selon la localisation en profondeur du piézomètre
- augmenter la capacité calorifique du solide d'un facteur 2 induit une diminution du pic de température de 15% et décale l'arrivée du pic d'un facteur 2.

Mentionnons que ces ratios sont spécifiques du modèle mis en œuvre (conditions imposées et aux limites, paramètres du modèle) et que l'impact des paramètres dépend par ailleurs de la valeur des autres paramètres.



FIGURE 28 – IMPACT DES PERMÉABILITÉS SUR LA PIEZOMÉTRIE



FIGURE 29 – IMPACT DES PERMÉABILITÉS SUR LA CONDUCTIVITE ÉLECTRIQUE



FIGURE 30 – IMPACT DE LA POROSITÉ SUR LA PIEZOMÉTRIE



FIGURE 31 – IMPACT DE LA POROSITÉ SUR LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE



FIGURE 32 – IMPACT DES DISPERSIVITÉS SUR LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE



FIGURE 33 – IMPACT DE LA DISCRÉTISATION VERTICALE SUR LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE.



FIGURE 34 – IMPACT DE LA CAPACITÉ CALORIFIQUE DU SOL SUR LA TEMPÉRATURE DE LA NAPPE.

4.4. Test de robustesse du modèle par simulation de l'épisode pluvieux du 08/07/2007

Ce volet des travaux de modélisation vise à tester la robustesse du modèle à reproduire un autre épisode de pluie à partir des paramètres calés dans le modèle de référence (épisode pluvieux du 29/08/2007).

L'identification d'un autre épisode pluvieux utilisé pour ce test de robustesse s'est fait parmi les données de terrain disponibles (suivi 2003-2007), lesquelles ont montré une dizaine d'épisodes pluvieux satisfaisant aux 36 / 46

critères énoncés plus haut : épisode isolé (pas de pluie plusieurs jours avant et après l'épisode) et suffisamment fort (pluie supérieure à 30 mm). Parmi cette dizaine d'épisodes, l'épisode du 08 Juillet 2007 a été retenu sur le critère du nombre maximum de données (en particulier suivi sur les derniers piézomètres installés (Sc28 et Sc29)). Cet épisode pluvieux s'étale sur 4 jours pour une pluie cumulée de 52 mm. La simulation est faite sur 10 jours au total afin d'observer la relaxation du système.

Les résultats des simulations de cet épisode pluvieux, présentées sur les figures 35 à 37, montrent une restitution acceptable des données mesurées au regard de la complexité du système mesuré.



FIGURE 35 – PLUIE DU 08 JUILLET 2007 – COMPARAISON DES PIÉZOMÉTRIES MESURÉES ET SIMULÉES.



FIGURE 36 – PLUIE DU 08 JUILLET 2007 – COMPARAISON DES CONDUCTIVITÉS MESURÉES ET SIMULÉES.



FIGURE 37 – PLUIE DU 08 JUILLET 2007 – COMPARAISON DES TEMPÉRATURES MESURÉES ET SIMULÉES.

Lors de cet épisode pluvieux, simulé sur 10 jours, les volumes d'eau entrant sont de 64 741 m³ provenant de l'écoulement de la nappe et de 25 794 m³ provenant du bassin d'infiltration. Un volume de 90 148 m³ part en aval du bassin. La quantité d'eau piégée par capillarité est donc de 390 m³ pour cet épisode pluvieux.

4.5. Simulation prévisionnelle de l'impact d'un scenario extrême

Une fois vérifié la robustesse du modèle, nous avons simulé un épisode pluvieux théorique correspondant à un scénario extrême. L'objectif est ici de préciser, dans ces conditions considérées comme extrêmes, l'impact de l'épisode pluvieux sur la charge hydraulique, la conductivité hydraulique et la thermie de la nappe. Mentionnons que ce scénario ne prend pas en compte l'effet conjugué de plusieurs épisodes pluvieux rapprochés dont l'impact cumulé pourrait être plus fort.

Les caractéristiques de cet épisode pluvieux théorique ont été définies à partir d'une analyse des données disponibles entre 2003 et 2007 :

- pluie cumulée de 200mm en 2j (extrapolation de la pluie d'avril 2005 (130mm en 2.5j))
- conductivité de l'eau infiltrée : 50 µS/cm
- température avec oscillation quotidienne entre 20 et 30°C.

Les conditions d'entrée au modèle sont visualisées figures 38 à 40.

Les résultats des simulations de cet épisode extrême, présentés sur les figures 41 à 43, montrent les éléments suivants :

- écoulement : un impact maximal en terme d'augmentation de la piézométrie au droit du bassin (SC7) proche de 1.5 m alors qu'il était de 0,45 m pour le calage de référence (NB. les données mesurées de SC27, jugées biaisées, ne sont pas prises en compte);
- conductivité électrique : un impact maximal (SC7) environ trois fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (100 µS/cm contre 350 µS/cm précédemment);
- température : un impact maximal (SC7) environ 7 fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (10°C contre 1.5°C précédemment).

Par ailleurs, la cartographie du panache de température de la nappe à différents temps (Figure 44) montre qu'après le pic d'impact maximal à 3j, l'atténuation est rapide (signal quasi-nul à 20j).







FIGURE 39 – SCENARIO EXTRÈME – CONDUCTIVITÉ DE L'EAU INFILTRÉE.



FIGURE 40 – SCENARIO EXTRÈME – TEMPÉRATURE DE L'EAU INFILTRÉE.















FIGURE 44 – SCENARIO EXTRÈME - PANACHE DES TEMPÉRATURES (°C) À 1M SOUS LE NIVEAU STATIQUE INITIAL À DIFFÉRENTS TEMPS.

4.6. Conclusions

Les travaux de modélisation menés avec le code FEFLOW à l'échelle de l'évènement pluvieux sur le bassin de Django Reinhardt avaient un double objectif : identifier les paramètres prépondérants contrôlant la thermie de la nappe et préciser l'impact de l'infiltration des eaux pluviales sur la thermie de la nappe. A partir de la construction et du calage du modèle sur l'épisode de référence (28/08/2007), la robustesse du modèle a été testée sur un autre épisode pluvieux (8/07/2007) avant de simuler de façon exploratoire l'impact d'un épisode pluvieux considéré comme extrême.

Les simulations de calage ont montré que les paramètres principaux d'influence varient selon la variable simulée et le régime de simulation (permanent (RP) ou transitoire (RT)) :

- piézométrie : perméabilité horizontale, perméabilité verticale (RT), porosité (RT)
- conductivité électrique : porosité cinématique et dispersivités
- thermie : capacité calorifique du solide (cinétique d'échange), répartition verticale de la température, dispersivités.

Le test de robustesse du modèle a montré une restitution acceptable des données mesurées au regard de la complexité du système mesuré et des résultats du calage du modèle sur l'épisode de référence, ce qui atteste de la pertinence de l'outil de modélisation pour prévoir l'impact d'un épisode pluvieux ayant des caractéristiques différentes de celles observées.

Les résultats des simulations d'un épisode pluvieux théorique considéré comme extrême (pluie cumulée de 200mm en 2j, conductivité de l'eau infiltrée 50 µS/cm, température avec oscillation quotidienne entre 20 et 30°C) ont montré les éléments suivants :

- piézométrie : un impact maximal en terme d'augmentation de la piézométrie au droit du bassin proche de 1.5 m alors qu'il était de 0,45 m pour le calage de référence ;
- conductivité électrique : un impact maximal environ trois fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (100 μS/cm contre 350 μS/cm pour le calage de référence, avec une conductivité initiale de la nappe proche de 700 μS/cm);
- température : un impact maximal environ 7 fois plus fort que celui mesuré pour le calage de référence (10°C contre 1.5°C pour le calage de référence). L'impact thermique dans la nappe diminue rapidement dans le temps (# 20 j) et reste confiné à quelques centaines de mètres en aval du bassin.

Pour chacun des épisodes pluvieux modélisés, le logiciel fournit également un bilan de masse sur l'eau. Ce bilan de masse est exploitable pour les bilans matière sur les données analytiques, lesquels nécessitent d'estimer la répartition des flux d'eau provenant de la nappe vis-à-vis des flux d'eau provenant de l'infiltration depuis le bassin au travers de la zone non saturée.

Concernant la mise en œuvre pratique de l'outil de modélisation, mentionnons que la procédure de calage du modèle, qui est gérée de façon manuelle avec FEFLOW, est une étape particulièrement lourde à mener compte tenu du grand nombre de paramètres et de leur interdépendance. Mentionnons par ailleurs la durée relativement importante des simulations (3 h de simulation pour l'écoulement et le transport pendant 7 jours sur un PC de type Pentium Dual Core 1.86 GHz, 1.99 Go de RAM), ce qui nous a contraints à construire un modèle local et à limiter le raffinement du maillage. L'utilisation couplée avec un logiciel de calage automatique pourrait ici s'avérer précieuse.

Enfin, sur un plan conceptuel, les résultats des simulations thermiques suggèrent la nécessité de prendre en compte un modèle cinétique pour simuler les transferts de thermie dans la zone non saturée.

5. Remerciements

Ces recherches ont été menées dans le cadre du programme de recherche ANR ECOPLUIES (Projet ANR-05-ECOT-006, coordination: S. Barraud) et de l'observatoire de terrain en hydrologie urbaine (OTHU). Nous remercions S. Barraud, T. Winiarski et R. Angulo-Jaramillo pour leurs conseils lors de l'analyse des séries temporelles et la construction du modèle. Nous remercions vivement G. Bouger, Y. Béranger et S. Naltchayan pour leur aide précieuse sur le terrain et au laboratoire.

6. Références

- Allen A, Milenic D, Sikora P. 2003. Shallow gravel aquifers and the urban 'heat island effect': a source of low enthalpy geothermal energy. *Geothermics* **32**: 569-578.
- Azzout Y., Barraud S., Cres F.N., & Alfakih E., 1994. Techniques Alternatives en Assainissement Pluvial Choix, Conception, Réalisation et Entretien, Lavoisier Tec & Doc, Paris, 1994, 371 pp.
- Barraud S, Gibert J, Winiarski T, Bertrand-Krajewski JL. 2002. Implementation of a monitoring system to measure impact of stormwater runoff infiltration. *Water Science and Technology* **45**: 203-210.
- Bertrand-Krajewski JL, Barraud S, Gibert J, Malard F, Winiarski T, Delolme C. 2008. The OTHU case study: integrated monitoring of stormwater in Lyon, France. In *Data Requirements for Integrated Urban Water Management*, Fletcher TD. Deletic A. (eds). UNESCO, Paris; 303-314.
- Bornstein RD. 1968. Observations of the urban heat island effect in New York City. *Journal of Applied Meteorology* **7**: 575-582.
- Box GEP, Jenkins GM. 1976. *Time Series Analysis: Forecasting and Control.* Holden-Day: San Francisco; 575.
- BURGEAP 2001. *Etude hydrogéologique du secteur du bassin d'infiltration Django Reinhardt à Chassieu (69)*. Hydrogeological report Ly.765/A.7302.. BURGEAP, Lyon, France (available from: http://www.burgeap.fr); 30.
- Charguéron C., Canaleta B., Boisson M., Jacques F. 2007. Utilisation énergétique d'une nappe nécessité d'un recensement exemple de la ville de Grenoble. In *Les Nappes d'Eau Souterraines en Contexte Urbain*, Chastagner P. Gouisset Y. (eds). Comité Français d'Hydrogéologie : Lyon, France; 155-166.

Chocat B., 1997. Aménagement urbain et hydrologie. La Houille Blanche 7, 12-19.

- Datry T. 2003. Urbanisation et qualité des nappes phréatiques: réponses des écosystèmes aquatiques souterrains aux pratiques d'infiltration d'eau pluviale. PhD thesis. Université Lyon.
- Datry T, Malard F, Vitry L, Hervant F, Gibert J. 2003. Solute dynamics in the bed of a stormwater infiltration basin. *Journal of Hydrology* **273**: 217-233.
- Datry T, Malard F, Gibert J. 2004. Dynamics of solutes and dissolved oxygen in shallow urban groundwater below a stormwater infiltration basin. *Science of the Total Environment* **329**: 215-229.
- Dechesne M, Barraud S, Bardin JP. 2004. Spatial distribution of pollution in an urban stormwater infiltration basin. *Journal of Contaminant Hydrology* **72**: 189-205.
- Ferguson G, Woodbury AD. 2004. Subsurface heat flow in an urban environment. *Journal of Geophysical Research* **109**: B02402. DOI: 10.1029/2003JB002715.
- Foulquier A, Malard F, Gibert J. 2007. Régime thermique des nappes phréatiques à l'aplomb de bassins d'infiltration. In *Les Nappes d'Eau Souterraines en Contexte Urbain*, Chastagner P. Gouisset Y. (eds). Comité Français d'Hydrogéologie : Lyon, France; 179-183.
- Foulquier A., Malard F., Barraud S. and Gibert J. 2008. Thermal influence of urban groundwater recharge from stormwater basins. *Hydrological Processes*, soumis.
- Goutaland D, Winiarski T, Angulo-Jaramillo R, Lassabatere L, Bièvre G, Buoncristiani J-F, Dubé J-S, Mesbah A, Cazalets H. 2008. Etude hydrogéophysique de la zone non saturée hétérogène d'un bassin d'infiltration d'eaux pluviales. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées* **268-269**: 173-192.
- Goutaland D, Winiarski T, Dubé J-S, Bièvre G, Buoncristiani J-F, Chouteau M, Giroux B. 2008. Hydrostratigraphic characterization of glaciofluvial deposits underlying an infiltration basin using ground penetrating radar. *Vadose Zone Journal* **7**:194-207.
- Horizons. 2000. Synthèse hydrogéologique et thermique des forages pompes à chaleur. Lyon Villeurbanne (69). Hydrogeological Report DH160, Horizons, Villefontaine, France; 32.
- Karl TR, Diaz HF, Kukla G. 1988. Urbanization: its detection and effect in the United States Climate Record. Journal of Climate 1: 1099-1123.
- Le Coustumer S, Barraud S. 2007. Long-term hydraulic and pollution retention performance of infiltration systems. *Water Science and Technology* **55**: 235-243.

- Malmquist P.A., & Svensson G., 1977. Urban stormwater pollutant sources. Actes du colloque d'Amsterdam de 1977, IAHS/AISH-UNESCO, 31-39.
- Mason Y., Amman A., Ulrich A., & Sigg L., 1999. Behavior of heavy metals, nutrients and major components during roof runoff infiltration. *Environmental. Science & Technology* **33**, 1588-1597.
- Pitt R, Clark S, Parmer K, Field R. 1996. *Groundwater contamination from stormwater infiltration*. Ann Arbor Press: Chelsea; 219.
- Pitt R., Clark S., & Field R., 1999. Groundwater contamination potential from stormwater infiltration practices. *Urban Water* **1**, 217-236.
- R Development Core Team. 2006. R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing: Vienna. <u>http://www.R-project.org</u>.
- Sauty J.P., 1981. Du comportement thermique des reservoirs aquifers exploités pour le stockage d'eau chaude ou la géothermie basse enthalpie. PhD thesis, Institut Polytechnique de Grenoble.
- SDUD, 2005. Berlin Digital Environmental Atlas: groundwater temperature. Senate Department for Urban Development: Berlin; 7. (http://www.stadtentwicklung.berlin. de/umwelt/umweltatlas/ ed214 02.htm).
- Taniguchi M. 2006. Anthropogenic effects on subsurface temperature in Bangkok. *Climate of the Past* **2**: 831-846.

ANNEXES

ANNEXE 1 – SÉRIES TEMPORELLES DE PLUIE (BARRES VERTICALES), CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE (LIGNES NOIRES) ET DE TEMPÉRATURE (LIGNES GRISES) DES EAUX SOUTERRAINES SUR LES SITES DE RECHARGE ET DE RÉFÉRENCE. D'APRÈS FOULQUIER *ET AL.*, 2008.

