

État de l'art du fonctionnement hydrothermique de la zone hyporhéique

Résumé

Beaucoup d'études ont montré l'avantage de l'utilisation de la méthode thermique dans les études des interactions nappe-rivière (Constantz, 1998; Briggs et al., 2012; Caissie and Luce, 2017) du fait que la température est un paramètre crucial dans la plupart des réactions biogéochimiques et contraint le fonctionnement écologique du cours d'eau. La méthode thermique permet donc d'étudier les propriétés hydrothermiques de la zone hyporhéique (ZH) et de quantifier les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques (Halloran et al., 2016) à différentes échelles de temps (Goto et al., 2005). C'est dans ce contexte que s'inscrit le chapitre 1 qui présente les principaux processus physiques impliqués dans les échanges d'eau et de chaleur entre le cours d'eau et la zone hyporhéique et les méthodes classiquement proposées pour étudier cette problématique. Ce chapitre présente également une synthèse des différentes estimations des flux de chaleur obtenus dans des études antérieures dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques.

1.1 Zone hyporhéique: Contexte général

Les interfaces nappes-rivière contrôlent les flux d'échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface, les flux biogéochimiques et le fonctionnement des écosystèmes et leur rôle dans le maintien de la qualité de l'eau souterraine et de surface. Dans des perspectives de gestion des ressources en eaux, il convient de caractériser les échanges nappe-rivière. Depuis deux décennies, les eaux surfaciques et souterraines donnent cours à des études conjointes. Auparavant, les deux compartiments étaient étudiés séparément du fait de la différence de réaction de ces deux compartiments; à l'échelle de l'aquifère, des processus hydrologiques basse fréquence se développent et dans les cours d'eau, les processus hydrologiques haute fréquence se réalisent. Ces deux compartiments interagissent à travers différentes interfaces emboîtées de différentes extensions spatiales de l'échelle locale [10 cm – 10 m] à l'échelle continentale [$> 10 \text{ mKm}^2$] avec des échelles intermédiaires (Flipo et al., 2014) (Fig. 1.1).

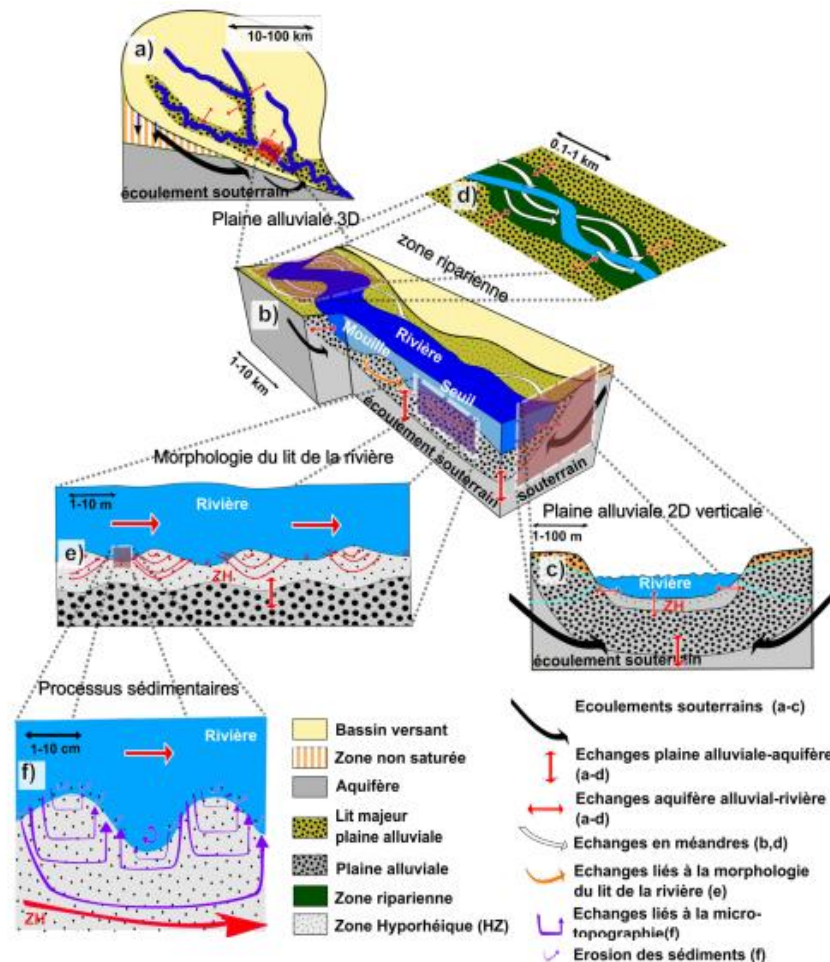


Figure 1.1 : Echelles emboîtées des interfaces nappe-rivière (Stonedahl et al., 2010) modifié par (Flipo et al., 2014). Schématisation multi-échelle des échanges nappe-rivière, depuis a) l'hydrosystème jusqu'à f) l'interface eau-sédiment, en passant par b-d) la plaine alluviale et e) le long du lit de la rivière.

L'interface nappe-rivière est représentée par la zone hyporhéique (ZH) à l'échelle locale (Flipo et al., 2014). Pour cette interface, il n'y a pas de définition conceptuelle unique en raison de différentes terminologies, méthodologies et dogmes utilisés par les différentes disciplines qui intègrent l'hydrogéologie, la bio-géochimie et l'écologie. Une avancée importante a été l'étude du rôle central de l'échange hydrologique entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans la détermination de la biogéochimie et de la faune de la ZH (Valett et al., 1993). "Le Concept du Corridor Hyporhéique " (HCC) a été proposé par (Stanford and Ward, 1993) qui a mis l'accent sur la connexion et l'interaction entre la ZH et le bassin hydrographique.

La ZH est une zone où les frontières sont difficiles à définir (Westhoff et al., 2011). Il peut y avoir des interactions hydrologiques complexes qui peuvent affecter le pourcentage de saturation de cette zone en particulier les variations saisonnières qui peuvent affecter l'extension et la taille de la ZH (Fraser and Williams, 1997). En se basant sur des tests de traceurs, Conant (2004) a trouvé des indications montrant le mélange des eaux de rivière et d'aquifère à une profondeur supérieure à 0.3 m en dessous du lit de la rivière. White (1993) définit la ZH comme un espace interstitiel saturé au-dessous du lit de la rivière qui contient une proportion d'eau de surface. La ZH a des caractéristiques hydrologiques, thermiques, chimiques et métaboliques qui sont uniques et ne sont spécifiques qu'à cette zone (Boulton et al., 1998). Cette zone est définie aussi comme un environnement relativement occupé par des groupes invertébrés et fournit plusieurs services écologiques, jouant un rôle important

dans les échanges de matière et d'énergie entre la surface et le souterrain (Gibert et al., 1990), dans la régulation thermique et la régulation des flux d'eau. La ZH assure aussi les refuges benthiques des invertébrés (Poole and Stewart, 1976; William and Hynes, 1976), la transformation de la matière organique et l'écologie du cours d'eau (Evans and Petts, 1997). Cette zone peut même atténuer les effets des apports anthropiques dans les cours d'eau comme les apports chimiques sous certaines circonstances (Brunke and Gonser, 1997). Les échanges hyporhéiques sont assurés par infiltration des eaux de surface à travers le lit de la rivière ou par exfiltration des eaux souterraines (Malard et al., 2002). Les eaux souterraines exfiltrantes fournissent des nutriments aux organismes de surface alors que les eaux de surface infiltrantes fournissent de l'oxygène dissous ainsi que de la matière organique aux microbes et les invertébrés de la ZH (Boulton et al., 1998). Les principaux gradients environnementaux observés au niveau de la ZH sont le gradient chimique (oxygène dissous, nutriments) et le gradient thermique (Brunke and Gonser, 1997; Sophocleous, 2002) (Fig. 1.2).

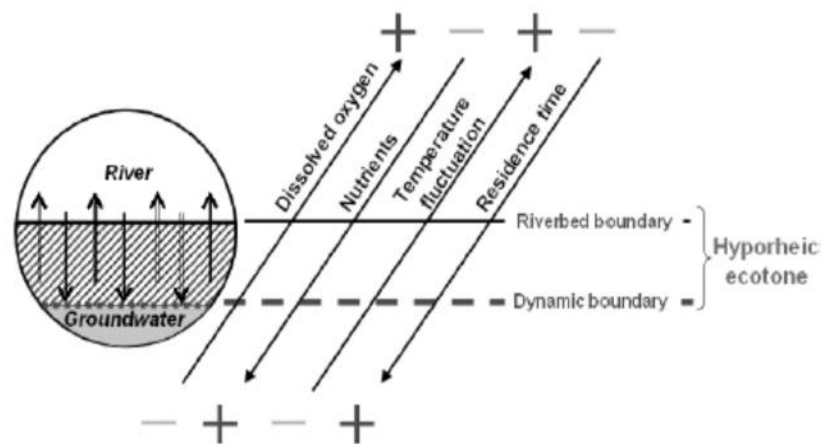


Figure 1.2 : Représentation schématique des échanges des flux hyporhéiques et les gradients environnementaux associés entre la rivière et l'aquifère (Anibas, 2011), d'après (Chou, 2009)

Parsons et al. (1970) a divisé le domaine souterrain en 2 zones caractérisées par leur régime thermique : Une zone superficielle et une zone géothermique. Au niveau de la zone superficielle, les températures sont influencées par les variations diurnes et saisonnières des facteurs atmosphériques (Anderson, 2005). Cependant, au niveau de la zone géothermique, les profils de températures ne sont pas influencés par les variations saisonnières. Les températures souterraines dans cette zone suivent le gradient géothermique et indiquent une augmentation de température de l'ordre de 1°C tous les 20 à 40 m. Des changements au niveau des flux souterrains ainsi que la conductivité thermique peuvent affecter le profil thermique de la zone géothermique. Dans cette étude on ne se concentre que sur les échanges des flux d'eau et de chaleur dans la zone superficielle en particulier au niveau de la ZH.

Les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques sont importants dans plusieurs processus hydrologiques (Caissie and Luce, 2017) tels que le transport des solutés et des contaminants ainsi que l'intensité des événements hydrologiques (Bencala, 2000). Ces flux influencent le régime thermique de la zone hyporhéique (Poole and Berman, 2001; Luce et al., 2014). De ce fait, des analyses du bilan d'énergie de la ZH sont requises (Westhoff et al., 2011) afin de quantifier et d'analyser la contribution relative de chaque terme du bilan conductif et advectif et leur impact sur les profils thermiques hyporhéiques. Les bilans d'énergie nécessitent des informations détaillées sur les variations spatiales et temporelles de la température hyporhéique ainsi que les processus dominants qui contrôlent cette température et donc ses flux d'énergie associés.

1.2 Régime thermique de la zone hyporhéique

La température de l'eau est un indicateur important de l'état des écosystèmes. Elle joue un rôle dans le conditionnement des cinétiques des réactions chimiques tel que le contrôle du taux de décomposition de la matière organique (Rutherford and Hynes, 1987; Stanford et al., 1996), la teneur en oxygène dissous (Koncan et al., 1991) ainsi que le contrôle du fonctionnement physiologique des espèces aquatiques et leurs zones de distribution (Williams and Hynes, 1974). Par exemple, lorsque la température de l'eau augmente, la quantité d'oxygène dissous dans la rivière diminue. Beaucoup d'organismes aquatiques dépendent de l'oxygène dissous pour respirer (Ringler and Hall, 1975). Une période de basses eaux avec des températures élevées met en danger la santé de ces organismes (Fernald et al., 2001). Des espèces de poisson tel que le saumon ne peuvent pas vivre à des températures supérieures à 18°C (Carter, 2005). L'effet de refroidissement des échanges hyporhéiques pendant cette période est d'une grande importance écologique (Fernald et al., 2001). Typiquement en été, la ZH présente des températures moins élevées que celles de la surface vu le pouvoir tampon du souterrain qui l'isole du contact direct avec l'atmosphère (Arrigoni et al., 2008). Par conséquent, il est important de comprendre la variabilité spatio-temporelle des processus physiques influençant la température dans la ZH dont les variations sont fortement liées aux conditions météorologiques et géologiques. Un régime thermique hyporhéique relativement stable est essentiel pour le développement et la survie des micro-organismes aquatiques (Malcolm et al., 2002).

En effet, la dynamique spatio-temporelle du régime thermique de la ZH est influencée par plusieurs facteurs tels que les variations des flux d'échange, la forme du lit de la rivière et la nature des faciès (White et al., 1987; Williams, 1989) ainsi que la croissance saisonnière de la végétation (Hendricks and White, 1988) qui peuvent causer de fortes hétérogénéités thermiques au sein de la ZH (Hester et al., 2009; Swanson and Cardenas, 2010).

Beaucoup d'études ont utilisé la température comme traceur pour étudier les flux d'eau entre la surface et le souterrain dans la ZH (Anderson, 2005; Constantz, 2008a) alors que peu d'études ont quantifié les flux de chaleur hyporhéiques. Dans ces études, les flux conductifs sont généralement estimés en fonction directe du gradient de température dans le lit de la rivière (Hondzo and Stefan, 1994) et les flux advectifs sont calculés soit en fonction de la différence de température entre la rivière et l'aquifère (Hebert et al., 2011), soit en fonction de la température des eaux souterraines dans le cas d'une exfiltration et en fonction de la température de la rivière en cas d'infiltration (Caissie et al., 2014). Ce qui fait que ces deux approches produisent des flux advectifs de différentes quantités et différents signes (Kurylyk et al., 2016). Un couplage rigoureux de l'écoulement des eaux avec le transfert de chaleur est donc requis afin de bien évaluer les mécanismes qui régissent la variation des flux de chaleur au sein de la ZH.

1.3 Transport de chaleur: Théorie et équations

1.3.1 Équations de transport

1.3.1.1 La conduction

La conduction a lieu lorsqu'il existe un gradient de température dans le milieu qui provoque un flux de chaleur ayant pour effet d'atténuer ce gradient (Bear, 1972). Le transport de chaleur par conduction est décrit par la loi de Fourier (Eq. 1.1) :

$$\Phi_{cond} = -\lambda \overrightarrow{grad T} \quad (\text{Équation 1.1})$$

Où ϕ_{cond} est le flux conductif (W m^{-2}), λ est la conductivité thermique du milieu poreux ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) et T est la température (K).

1.3.1.2 L'advection

L'advection est un mécanisme de transport d'énergie qui est dû au mouvement du fluide à l'intérieur du milieu sous l'action des forces diverses (gradient de charge, gravité, pression imposée, gradient de densité) (Bear, 1972). Il existe deux types d'advection :

Lorsque le champ d'écoulement est causé par des forces extérieures (gradient de charge, pompage, injection), l'advection est dite forcée et lorsque le mouvement de l'eau est dû à des variations de densité provoquées par les gradients de température, l'advection est dite naturelle. (Gauthier, 1993; Rajandrea and Di Molfetta, 2007). Le flux advectif est déterminé à l'aide de la vitesse de Darcy selon l'Eq. 1.2 :

$$\Phi_{adv} = \rho_w C_w q T \quad (\text{Équation 1.2})$$

Où ϕ_{adv} est le flux advectif (W m^{-2}), ρ_w est la densité volumique de l'eau (kg m^{-3}), C_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) et q est la vitesse de Darcy (m s^{-1}).

En outre, le transfert de chaleur par dispersion thermique se produit en raison d'une différence d'advection à l'échelle des pores et en raison des hétérogénéités du champ de perméabilité à des échelles macroscopiques (Nelson, 2011). L'hétérogénéité des vitesses dans le milieu poreux est la cause principale du processus de dispersion (Gauthier, 1993). Pratiquement, l'effet de l'hétérogénéité croît naturellement avec l'échelle considérée et peut être négligé à l'échelle locale en raison de la dominance de la diffusion thermique. De ce fait, la dispersion thermique est négligée dans cette étude.

1.3.1.3 Transport couplé

Les processus de transport de chaleur dans la zone hyporhéique sont décrits par le couplage des deux équations suivantes (Eq. 1.3 et Eq. 1.4) :

$$\text{div} \left(\frac{k\rho_w g}{\mu} (\overrightarrow{\text{grad}}(P) + \rho_w g \overrightarrow{\text{grad}}(z)) \right) = S_s \frac{\partial P}{\partial t} \quad (\text{Équation 1.3})$$

Où k est la perméabilité intrinsèque (m^2), t est le temps (s), S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), ρ_w est la masse volumique du fluide (kg m^{-3}), g est l'accélération de pesanteur (m s^{-2}), P est la pression (Pa), μ est la viscosité dynamique de l'eau (Pa s).

$$\text{div}[\lambda \text{grad}(T) - \rho_w C_w q T] = \rho C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (\text{Équation 1.4})$$

Où T est température (K), λ est la conductivité thermique du milieu poreux ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), ρ_w est la densité volumique de l'eau (kg m^{-3}), ρ est la densité volumique du milieu poreux (kg m^{-3}), C_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), C est la capacité calorifique du milieu poreux ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), t est le temps (s) et q est la vitesse de Darcy (m s^{-1}).

Le premier terme de l'Eq.1.4 représente le transfert de chaleur par conduction (analogue au transport des solutés par diffusion moléculaire) et le deuxième terme de l'Eq. 1.4 représente le transfert de chaleur par advection.

La relative importance de l'advection par rapport à la conduction peut être évaluée par le nombre de Peclet qui est donné par l'Eq. 1.5 (Anderson, 2005) :

$$Pe = \frac{\rho_w C_w q L}{\lambda} \quad (\text{Équation 1.5})$$

Avec L est la longueur caractéristique (m).

Le nombre de Peclet dépend de la géométrie de la ZH, des propriétés hydrodynamiques et thermiques ainsi que des périodes de forçage thermique (Cardenas and Wilson, 2007). Pour $Pe > 1$, l'advection est dominante et pour $Pe < 1$, la conduction est dominante (Anderson, 2005).

Les modèles de transport de chaleur dans la zone hyporhéique nécessitent la définition à la fois des propriétés hydrothermiques du milieu poreux ainsi que des conditions aux limites en température et charge hydraulique dans la rivière et l'aquifère.

1.3.2 Propriétés hydrothermiques du milieu poreux

La conductivité hydraulique des sédiments varie de plusieurs ordres de grandeur alors que les paramètres thermiques varient peu (Stonestrom and Constantz, 2003). Les paramètres thermiques sont rarement mesurés au niveau du lit de la rivière et des valeurs de la littérature sont généralement utilisées dans les études. Des tests de sensibilité sont effectués afin de déterminer l'impact de chaque paramètre sur le transfert de chaleur dans la ZH (Lancaster et al., 2005; Constantz, 2008a).

1.3.2.1 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est une propriété du milieu poreux qui dépend de la taille du pore (Bear, 1972) et aussi de la température due au changement de la densité de l'eau et de la viscosité (Muskat, 1937). Elle permet de mesurer la capacité du milieu poreux à transmettre de l'eau. Les conductivités hydrauliques de milieu poreux varient largement de 10^{-2} m s^{-1} pour les graviers à $10^{-13} \text{ m s}^{-1}$ pour les argiles (Tab. 1.1). On considère une conductivité hydraulique isotrope dans cette étude.

1.3.2.2 Capacité calorifique

La capacité calorifique est la capacité du milieu poreux à absorber ou restituer de l'énergie suite à une variation de la température et donc elle présente la quantité d'énergie thermique qu'une substance peut absorber par unité de masse. Les unités de la capacité calorifique sont énergie par unité de masse divisée par la température en Kelvin. Le produit de la capacité calorifique spécifique et la densité volumique est la capacité calorifique volumétrique qui varie approximativement de $0.8 \cdot 10^6$ à $4.2 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ pour les sédiments (deVries, 1963).

La capacité calorifique volumétrique du milieu poreux est calculée par la moyenne arithmétique pondérée de celle du solide ($\rho_s C_s$) et celle de l'eau ($\rho_w C_w$) (Domenico and Schwartz, 1990; Anderson, 2005) (Eq. 1.6) :

$$\rho C = \omega \rho_w C_w + (1-\omega) \rho_s C_s \quad (\text{Équation 1.6})$$

Où ω est la porosité (-), ρ_s est la densité volumique du solide (kg m^{-3}) et C_s est la capacité calorifique du solide ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

1.3.2.3 Conductivité thermique

La conductivité thermique est la capacité d'un matériel à transmettre de la chaleur par conduction en fonction du gradient thermique. La valeur peut être obtenue grâce à des études en laboratoire (Horai and Simmons, 1969; Horai, 1971; Sass et al., 1971; DiSipio et al., 2013). La conductivité thermique du milieu poreux varie en fonction de la texture et du niveau de saturation. Les valeurs de

la conductivité thermique peuvent varier de $0.25 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour des argiles à $8.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ pour des sables quartzites (Tab. 1.1).

La moyenne volumétrique géométrique pondérée du solide et de l'eau est utilisée pour calculer la conductivité thermique du milieu poreux (Woodside and Messmer, 1961) (Eq.1.7) :

$$\lambda = \lambda_s (1-\omega) + \lambda_w \omega \quad (\text{Équation 1.7})$$

Où λ_w est la conductivité thermique de l'eau ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) et λ_s est la conductivité thermique du solide ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

1.3.2.4 Diffusivité thermique

Le ratio de la conductivité thermique du milieu poreux par la capacité calorifique est la diffusivité thermique donnée par l'Eq. 1.8. Une petite valeur de α indique que le sédiment a une plus forte capacité à emmagasiner de l'énergie qu'à la transférer.

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho C} \quad (\text{Équation 1.8})$$

α est la diffusivité thermique en ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$).

Le Tab 1.1 présente des valeurs des propriétés hydrothermiques (conductivité hydraulique, porosité, densité du solide, capacité calorifique du solide, conductivité thermique du solide) pour différents faciès (graviers, sable, calcaires, argile, limons, marne).

Le Tab. 1.2 montre les propriétés hydrodynamiques et thermiques des différents faciès de la ZH dans différents sites étudiés dans la littérature. La ZH est composée de sédiments tels que le sable, les graviers, des sols organiques ou d'autres sédiments perméables. Les valeurs de conductivité hydraulique au sein de la ZH varient de plusieurs ordres de grandeur entre les différents sites étudiés [10^{-7} - 10^{-3} m s^{-1}] ; la porosité varie entre 0.15 et 0.42, la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux varie entre $1.1 \cdot 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$ et $2.8 \cdot 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ m}^{-3}$ et la conductivité thermique du milieu poreux varie entre 1.23 et $3.89 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Les paramètres varient entre valeurs mesurées et calibrées.

Tableau 1.1 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques des différents faciès

Faciès	K ($m s^{-1}$)	ω (-)	ρ_s ($kg m^{-3}$)	C_s ($J kg^{-1} K^{-1}$)	λ_s ($W m^{-1} K^{-1}$)
Graviers	$[1.10^{-5} - 1.10^{-2}]^{b, d}$	$[0.15 - 0.40]^{e, f, n}$	1600 ^o	920 ^a	$[1.4 - 2.4]^{n, o}$
Sable	$[2.10^{-7} - 1.10^{-4}]^{b, d, p, u}$	$[0.15 - 0.5]^{e, f, p, n, s}$	$[1776 - 2660]^{a, p, q, r, s}$	$[733 - 1083]^{a, g, h, i, p, q, r}$	$[1.4 - 8.8]^{a, c, d, p, i, j, s}$
Calcaires	$[1.10^{-9} - 6.10^{-6}]^b$	0.2 ^e	2770 ^a	$[815 - 880]^a$	$[2 - 4]^{l, t}$
Argile	$[10^{-13} - 10^{-9}]^{b, d}$	$[0.34 - 0.57]^{e, f, s}$	2680 ^a	$[850 - 860]^a$	$[0.25 - 2.9]^{c, s}$
Limons/Silt	$[1.10^{-9} - 2.10^{-5}]^b$	$[0.34 - 0.61]^f$	2540 ^a	840 ^a	$[1.2 - 2.2]^k$
Marnes	$[1.10^{-11} - 6.10^{-8}]^b$	0.4 ^e	2720 ^a	950 ^a	2.5 ^m

a:(Waples and Waples, 2004), *b:*(Domenico and Schwartz, 1990), *c:* (Domenico and Schwartz, 1998), *d:*(Marsily, 1981), *e:*(Heath, 1983), *f:*(Morris and Johnson, 1967), *g* :(Hillel, 1980), *h* :(Jury and Horton., 2004); *i:*(Wijk and Vries, 1966), *j:*(Horai and Simmons, 1969), *k:*(Caissie et al., 2014), *l:*(Deming, 2002), *m:*(Di Sipio et al., 2013) ; *n:* (Dalla Santa et al., 2017) ; *o* :(Munz et al., 2016), *p* : (Halloran et al., 2016); *q:*(Irvine et al., 2016), *r* :(Wilson et al., 2016), *s:*(Hayashi and Rosenberry, 2014),*t:*(Clark, 1966) *u:* (Schroth et al., 1996)

Tableau 1.2 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique utilisées dans différentes études

ZH	Facies	Site	Propriétés hydrodynamiques		Propriétés thermiques					Références
			Conductivité hydraulique ($m s^{-1}$)	Porosité	Capacité calorifique du solide ($J kg^{-1} K^{-1}$)	Conductivité thermique du solide ($W m^{-1} K^{-1}$)	Densité du solide ($kg m^{-3}$)	Capacité calorifique de la matrice liquide/solide ($J m^{-3} K^{-1}$)	Conductivité thermique de la matrice liquide/solide ($W m^{-1} K^{-1}$)	
Homogène	Sable	Australie	$1.16 \cdot 10^{-4}$	0.33	1183	1.8	1776			Halloran et al. (2016)
		Rivière Haughton, Australie			731-1042	7.7-8.8	2640-2660			Irvine et al. (2016)
		Rivière du Cape Cod, Etats unis		0.38				$2.8 \cdot 10^6$	1.69-3.89	Rosenberry et al. (2016)
		Québec, Canada	10^{-4}	0.3-0.34	400-605	0.65-3.57				Raymond et al. (2011)
		Centre Illinois, Etats unis	$2 \cdot 10^{-7} - 2 \cdot 10^{-4}$	0.25-0.5				$1.1 \cdot 10^6 - 1.3 \cdot 10^6$	1.4 - 2.9	(Bastola and Peterson,
		Rivière Flandres, Belgique		0.35-0.42				$2.7 \cdot 10^6$	1.8	Anibas et al. (2009)
	Graviers	Centre Illinois, Etats unis	$3 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$	0.15-0.35			$1.1 \cdot 10^6 - 1.3 \cdot 10^6$	1.4 - 2.11	(Bastola and Peterson,	
Hétérogène	Graviers avec du sable avec un peu de silt	Allemagne	$3.5 \cdot 10^{-4}$	0.35				$2.6 \cdot 10^6$	2.2	Munz et al. (2016)
		New York, Etats unis		0.2				$2.09 \cdot 10^6$	2.26	Gordon et al. (2012)
	Graviers avec du sable	Jaramilo creek, Etats unis	$3.2 \cdot 10^{-5}$	0.3			2650		1.23	Swanson and Cardenas (2010)
	Graviers avec du sable avec	Rivière Thur (nord de Suisse)	$9 \cdot 10^{-3}$	0.25	733	4.47	2680			Vogt et al. (2012)
	Graviers avec du sable avec	Bassin expérimental de	$1.05 \cdot 10^{-5}$	0.3				$1.9 \cdot 10^6$	1.9	Birkel et al. (2015)

1.3.2.5 Influence de la variation des propriétés hydrothermiques sur l'évolution des profils thermiques et des flux de chaleur associés au sein de la ZH

La variation des paramètres hydrothermiques a un impact sur les flux de chaleur échangés entre la rivière et la nappe et donc sur la variation des profils thermiques dans la ZH.

Etant donné que la conductivité hydraulique varie de plusieurs ordres de grandeurs, elle influence fortement les échanges hyporhéiques (Menichino and Hester, 2014). La variation spatiale de la conductivité hydraulique peut mener à des températures hyporhéiques hétérogènes (Schmidt et al., 2006). Les températures hyporhéiques ainsi que les flux de chaleur échangés entre la rivière et la nappe fluctuent plus rapidement pour une conductivité hydraulique (Lancaster et al., 2005) plus élevée. Les conductivités hydrauliques contrôlent les vitesses de Darcy et par ce fait le terme advectif. Ce transfert rapide de chaleur peut créer un gradient thermique plus large entre la rivière et la nappe et donc favorise aussi la conduction de chaleur (Lancaster et al., 2005).

Au niveau de la ZH, la conductivité hydraulique peut être modifiée par les processus biologiques. En effet la formation du biofilm peut réduire la perméabilité (Findlay and Sobczak, 2000) alors que le remaniement local des sédiments par les macrovertébrés peut augmenter la perméabilité relativement (Boulton, 2000). De plus, les processus chimiques peuvent engendrer une précipitation des minéraux ou une dissolution qui peuvent augmenter ou diminuer la perméabilité respectivement (Fuller and Harvey, 2000).

La variation des paramètres thermiques a un impact sur les amplitudes thermiques et le déphasage entre la température de la rivière et les températures à différentes profondeurs de la ZH, elle a aussi un impact sur le gradient de température entre la surface et la ZH (Hatch et al., 2006). Constantz et al. (2003) et Shanafield et al. (2011) ont montré que les incertitudes des propriétés thermiques et des températures peuvent engendrer des erreurs relatives dans les estimations des flux d'eau en particulier dans des milieux à faible débit et lorsque la conduction est dominante.

Généralement pour une conductivité thermique plus élevée, une variation de température plus élevée est observée dans la ZH pour une même variation de température dans la rivière. Plus la capacité du sédiment à conduire de la chaleur est grande plus la variation de température dans la ZH est importante. La variabilité locale de la conductivité thermique est associée à des changements dans la composition du sédiment par exemple une présence de matière organique dans les sédiments. Cette hétérogénéité est responsable de la diminution de la conductivité thermique du milieu poreux (Duque et al., 2016). Une grande proportion de dépôts organiques dans la ZH peut engendrer une sous-estimation de la conductivité thermique (Duque et al., 2016). Des études montrent que la variabilité de la conductivité thermique doit être surtout considérée dans des environnements où les flux d'eau sont faibles (Constantz et al., 2003). Cela peut contribuer à une meilleure compréhension des échanges d'eau nappe-rivière.

La combinaison entre la capacité calorifique spécifique et la densité a également un impact sur la variation des températures et donc sur les flux de chaleur échangés. Ces effets sont la variation de l'accumulation ou de la libération d'énergie lors de la variation de la température.

1.3.3 Variations des gradients thermique et hydrique au sein de la ZH

Une meilleure connaissance de l'influence des gradients thermiques et hydrique sur la variation de la température et des flux de chaleur permet une meilleure évaluation des flux d'échange calculés.

1.3.3.1 Variation du gradient thermique entre la rivière et l'aquifère

Les variations de température dans les cours d'eau sont typiquement liées aux variations journalières et saisonnières du rayonnement solaire et de la température de l'air. La réduction de la végétation entraîne une réduction de l'ombrage et une augmentation de la quantité du rayonnement solaire auxquelles les cours d'eau sont exposés (Sinokrot and Stefan, 1993).

Les oscillations thermiques journalières et annuelles du cours d'eau sont atténuées et déphasées en fonction de la profondeur dans la ZH par la dynamique de stockage/déstockage de la chaleur dans le milieu poreux. Le déphasage est contrôlé par le gradient thermique régulé par la diffusion thermique du milieu poreux ainsi que par la vitesse de l'écoulement. L'atténuation est ainsi contrôlée par la capacité calorifique volumétrique des sédiments et la vitesse d'écoulement des eaux (Constantz, 2008a).

Bien que la température dans la rivière varie saisonnièrement et d'une manière diurne, la température de l'aquifère reste constante à une température approximative égale à la température moyenne annuelle de l'air (Boyd and Kasper, 2003). La température des eaux souterraines est généralement stable par rapport à celle des rivières et des cours d'eau. Elles présentent uniquement des variations saisonnières qui sont légèrement décalées. Lee (2006) montre que la température devient très stable en dessous de 3 à 5 mètres de profondeur dans un site à Seoul. Les nappes alluviales ont une température peu variable dès qu'elles sont situées à une distance de la surface de quelques mètres. Si l'aquifère est en contact direct avec un cours d'eau, la température du cours d'eau a une influence marquée sur les variations de température des eaux souterraines. Cette température peut dépendre superficiellement des échanges thermiques avec l'atmosphère (Leach and Moore, 2014). La température de la ZH est généralement moins élevée que la rivière en printemps et en été et plus élevée en hiver et en automne (Evans and Petts, 1997; Poole et al., 2008). Les précipitations, l'activité anthropique ainsi que les changements climatiques peuvent engendrer des changements de température non périodiques de la rivière et de l'aquifère (Anibas, 2011).

1.3.3.2 Variation temporelle de la température

Le degré d'atténuation de la variation de la température dans la ZH dépend de la vitesse des flux des eaux souterraines, de la diffusivité thermique et de la fréquence du signal thermique (Stallman, 1965). La période et la quantité d'emmagasinement de chaleur dans la ZH déterminent à quel degré les cycles de température diurnes et annuels sont tamponnés et déphasés. Ces facteurs contrôlent aussi l'influence des flux hyporhéiques sur la température du cours d'eau (Arrigoni et al., 2008).

Contrairement aux fluctuations de température à haute fréquence (diurnes) qui sont fortement atténuées, les fluctuations à basse fréquence (saisonnières) sont beaucoup moins atténuées avec une pénétration du signal plus profonde (Caissie and Luce, 2017). La différence d'atténuation de température entre ces deux fréquences s'explique par le fait que les profils thermiques associés aux fluctuations diurnes ont des gradients plus larges même avec des amplitudes identiques (Molina-Giraldo et al., 2011). Les fluctuations saisonnières de température pourraient être utilisées afin de déterminer les temps de résidence ainsi que les débits dans les aquifères alluviaux (Caissie and Luce, 2017).

Les variations diurnes et annuelles de la température de la ZH et la profondeur de pénétration des signaux thermiques dépendent également de la variation du gradient hydraulique.

1.3.3.3 Influence de la variation du gradient hydraulique entre la rivière et l'aquifère

Les profils thermiques peuvent être un indicateur qualitatif de la direction des flux s'il s'agit d'une exfiltration ou d'une infiltration (Silliman and Booth, 1993) et peuvent aussi être utilisés d'une manière quantitative afin d'estimer les gains ou les pertes des flux d'eau et de chaleur de la rivière vers l'aquifère (Constantz et al., 2002).

Lapham (1989) et Silliman et al. (1995) montrent que dans le cas d'infiltration, les oscillations de la température de surface résultent du transport de chaleur par advection et aussi des variations diurnes des flux conductifs avec une plus grande pénétration en profondeur et des plus petits déphasages entre les températures extrêmes à une profondeur donnée dans la ZH. Dans le cas d'une exfiltration, les oscillations de la température de surface sont atténuées à des profondeurs superficielles à cause de l'advection des eaux souterraines (Silliman and Booth, 1993; Constantz, 2008a).

Plus le débit d'exfiltration est grand, plus les variations de température sont atténuées et plus le déphasage entre les températures hyporhéiques à différentes profondeurs est grand (Constantz, 2008a). Les variations diurnes sont généralement plus importantes dans le cas d'une infiltration qu'une exfiltration (Constantz, 1998). Par conséquent une installation des capteurs de température à une profondeur plus élevée dans des puits d'observation ou directement dans la zone hyporhéique dans le cas d'une infiltration pourrait être avantageuse (Constantz, 2008a) pour une meilleure détermination de la profondeur thermique active qui est la profondeur à laquelle se produisent des variations significatives de température.

Plus le taux de transfert de chaleur est grand, plus la pénétration du signal thermique est grande. La profondeur thermique active est très dépendante de la direction et de la quantité des flux d'eau. En cas d'infiltration, les profils de température sont généralement allongés alors qu'en cas d'exfiltration les profils de température sont compressés (Anderson, 2005). Constantz (2008a) a montré que la variabilité saisonnière du profil de température jusqu'à 1 m de profondeur tous les 2 mois de 1982 à 1983 au niveau de la ZH du Rio Grande à Arroyo Hondo (New Mexico) au sud-ouest des États Unis présente des caractéristiques d'allongement du profil lorsqu'il s'agit d'une infiltration et de compression du profil dans le cas d'une exfiltration. Les mouvements d'exfiltration et d'infiltration le long du tronçon de la rivière absorbent et redistribuent des quantités de chaleur résultant du changement de température dans la rivière et dans la ZH suivant la direction des flux d'eau (Cartwright, 1974).

L'étude de (Bastola and Peterson, 2015) s'est consacrée à l'identification des paramètres qui peuvent influencer le cycle saisonnier du profil de température dans la ZH d'une zone rurale en Illinois central aux États Unis et montre que les cycles saisonniers de la variation du profil thermique au sein de la ZH sont principalement liés aux changements temporels des gradients thermiques ainsi que les flux d'eau verticaux.

La quantité et la direction des flux d'eau ont un impact très important sur les profils thermiques de la ZH dont la variation saisonnière forme une enveloppe annuelle (Fig. 1.3).

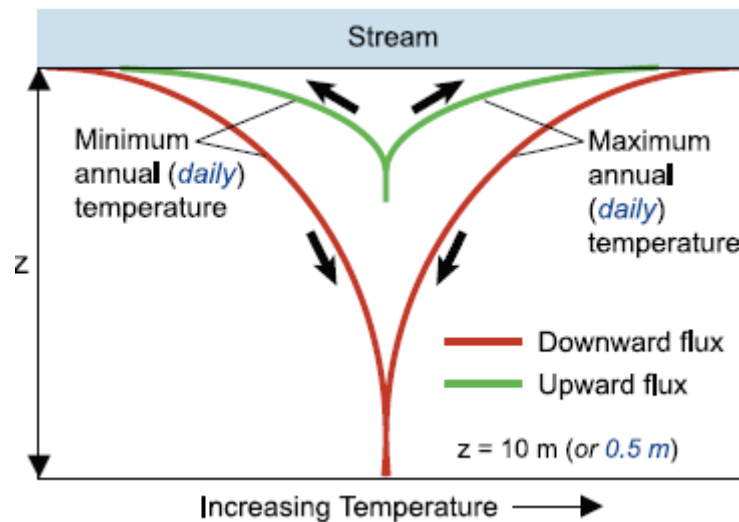


Figure 1.3 : Enveloppe thermique annuelle ou journalière illustrant les valeurs de températures les plus élevées et les plus faibles dans le cas d'exfiltration et d'infiltration au sein de la ZH (Constantz et al., 2003)

1.4 Méthodes de quantification des flux thermiques

1.4.1 Mesures

Afin de mesurer les flux de chaleur dans la ZH, il est nécessaire de mesurer la température et de déterminer les propriétés thermiques du milieu poreux. Les propriétés thermiques doivent être mesurées de préférence en laboratoire ou in situ bien qu'elles puissent être estimées à l'aide des chroniques de température ou à partir des valeurs connues des flux.

1.4.1.1 Mesure de la température

Il existe plusieurs façons différentes de mesurer la température. Ces mesures peuvent se distinguer par le coût des équipements et la précision ainsi que le temps de réponse. Dans les investigations des échanges nappe-rivière, nous distinguons deux grands types de mesures : les mesures ponctuelles et les mesures distribuées.

1.4.1.1.1 Les mesures ponctuelles

Les types les plus courants de capteurs utilisés pour des mesures ponctuelles dans la plupart des études décrivant le transport de chaleur dans la ZH sont les thermistances, les thermocouples et les détecteurs de température à résistance (Silliman and Booth, 1993; Conant, 2004; Anibas, 2011).

a) Thermistance

Les thermistances sont des capteurs de détection de température avec une résistance qui varie en fonction des changements de température. Les thermistances sont constituées d'un matériau semi-conducteur d'oxyde métallique. Leur plage de fonctionnement varie généralement entre -100 et 300 °C avec une précision de l'ordre de 0.1 °C. Les thermistances sont très sensibles aux variations de la température et présentent des temps de réponses rapides cependant elles sont fragiles et ont une gamme de mesure limitée.

b) Thermocouple

Les thermocouples sont des capteurs constitués par deux métaux de natures différentes reliés à une extrémité. Ces capteurs génèrent une tension suite à une variation de température appliquée à deux jonctions de métaux (une soudure chaude et une soudure froide). Les thermocouples mesurent donc la différence de température entre le point de référence qui est la soudure froide et le point de mesure qui est la soudure chaude. Leur plage de fonctionnement varie généralement entre -200 et 2000°C avec une précision de l'ordre de 1 °C. Les thermocouples sont robustes, peu coûteux et peuvent fonctionner sur une large gamme de température cependant ils sont les moins précis et les moins stables et sensibles des capteurs et présentent des signaux non linéaires et des bas voltages.

c) Les détecteurs de température à résistance (RTD)

Les RTD sont des capteurs de température fabriqués à partir de platine ou du Nickel. Ils sont distingués par la valeur de référence de leur résistance à la température. Elles sont nommées Pt-X, Pt pour platine et X est la valeur de référence de la résistance (en ohm). Par exemple, une sonde Pt-100 possède une résistance de 100 ohms à une température de 0 °C. Les principaux modèles sont référencés Pt100, Pt500, Pt1000. Les RTD sont choisies pour leur stabilité et précision cependant ils présentent un temps de réponse lent, une faible sensibilité ainsi qu'une quantité faible d'auto-échauffement. Les sondes platine peuvent être utilisées dans des gammes de température de (-200 °C à 800 °C) et se répartissent en classe de précision (Tab. 1.3).

Tableau 1.3 : Classes de précision des sondes RTD à une température de 0 °C

Classe B	+/-0.3°C
Classe A	+/-0.15°C
Classe 1/5 DIN	+/-0.06°C

Les mesures ponctuelles de température ont l'avantage de mesurer des données précises à différentes profondeurs de la ZH par contre leur couverture spatiale de mesures est limitée d'où l'intérêt des mesures distribuées qui viennent compléter les mesures ponctuelles.

1.4.1.1.2 Les mesures distribuées

Depuis quelques années, l'utilisation de la technique de distribution spatiale de température par la fibre optique (DTS) et la télédétection infrarouge thermique (TIR) pour les mesures de la température de l'eau sont devenues populaires.

a) La fibre optique

La fibre optique est utilisée dans beaucoup de domaines à cause de sa capacité de mesure de température en continu dans l'espace et dans le temps (Tyler et al., 2009). En hydrologie et spécialement dans les interactions nappe-rivière, les chercheurs sont attirés par cette technologie à cause de son efficacité dans la mesure de température à une résolution spatiale et temporelle fine (Selker et al., 2006). La précision de la fibre optique est de l'ordre de 0.1°C (Tyler et al., 2009).

La technique de la rétrodiffusion de Raman est la technique la plus utilisée dans les investigations hydrogéologiques (Selker et al., 2006; Briggs et al., 2012). Cette méthode utilise les changements des propriétés optiques quand une impulsion légère de laser traverse la fibre optique. On distingue deux cas : La rétrodiffusion de Raman avec décalage Stokes où la molécule absorbe de l'énergie et le photon

diffusé a moins d'énergie que le photon incident et la rétrodiffusion de Raman avec décalage anti-Stokes où la molécule perd de l'énergie et le photon diffusé a plus d'énergie que le photon incident.

Le ratio de l'intensité des photons à une fréquence spécifique plus haute (anti-Stokes I_{as}) et à une fréquence spécifique plus basse (Stokes I_s) permet de calculer la température T (K) en fonction de la distance le long de la fibre z (m) donné par l'Eq. 1.9 : (Farahani and Gogolla, 1999; Hausner et al., 2011).

$$T(Z) = \frac{\gamma}{\ln \frac{I_s(Z)}{I_{as}(Z)} + C - \Delta_{\alpha z}} \quad (\text{Équation 1.9})$$

Où $\Delta_{\alpha z}$ (m^{-1}) est l'atténuation différentielle des signaux Stokes et anti-Stokes (une propriété du câble de la fibre optique, C (-) est spécifique à la source de laser de l'instrument, γ (K) est reliée aux changements d'énergie entre les photons incidents et diffusés de la rétrodiffusion de RAMAN.

En général, les deux options de configuration du chemin optique de la fibre sont les configurations "single-ended" et "double-ended". La configuration "single-ended" est une configuration où seulement une extrémité du câble de la fibre optique est branchée à l'unité de contrôle de DTS, tandis que pour la configuration "double-ended", les deux extrémités du câble sont branchées à l'unité. Pour calibrer la mesure dans la configuration "single-ended", un minimum de deux mesures indépendantes de température est requis, de préférence au début et à la fin du câble de la fibre. Alors que pour la configuration "double-ended", une mesure indépendante de température peut être effectuée à un seul endroit du câble (Selker et al., 2006; Westhoff et al., 2011).

L'utilisation de la configuration double-ended peut simplifier la calibration de l'atténuation du signal parce qu'elle tient compte de chaque extrémité de la fibre donc l'instrument peut localiser et quantifier les pertes (Read, 2016). Les algorithmes automatiques de la configuration double-ended sont intégrés dans la plupart des systèmes DTS. La précision de la mesure de DTS dépend surtout du calcul correct de l'offset de température. Pour une longue période de manipulation où la fibre peut être soumise à des tensions ou des endommagements, les mesures doubles-ended sont recommandées (Tyler et al., 2009). Afin de calculer les pertes et les compensations le long du câble, la fibre optique doit être calibrée pour obtenir des données de température précises. Afin d'obtenir les informations requises pour la calibration, les mesures doivent être obtenues à deux sections de référence où la température est connue. Généralement, un bain chaud et un bain froid sont utilisés. Pour chaque bain de calibration, la température est enregistrée indépendamment en utilisant des capteurs de températures à haute précision. L'établissement des conditions requises afin d'obtenir une calibration précise de température est un élément critique d'installation de la fibre sur le terrain (Read, 2016) et devrait être conçue dans le contexte des objectifs et la géométrie de l'installation.

Le long des cours d'eau, les données de température enregistrées par la fibre optique sont utilisées pour définir exactement les lieux des apports des flux souterrains comme des anomalies thermiques (Briggs et al., 2012). Grâce à la fibre optique, Roth et al. (2010) ont pu calibrer différents paramètres du bilan d'énergie tel que le rayonnement solaire entrant et la température des alluvions, le long du cours d'eau.

La fibre optique donne de bons résultats à différentes échelles spatiales et temporelles par contre elle a quelques inconvénients tel que le besoin de personnel, le temps d'installation et le temps de géoréférencement des câbles ainsi que la calibration des unités de contrôle. Dans un petit cours d'eau, beaucoup d'entretien est nécessaire afin de garder le câble correctement enfoncé en particulier après de grands événements de crue quand les cailloux qui servent à maintenir la fibre sont transportés. Le

câble par conséquent peut être exposé à l'air ou peut circuler librement dans le cours d'eau (Westhoff et al., 2011).

b) L'imagerie infrarouge thermique (IRT)

L'imagerie IRT a été initialement appliquée dans les domaines marins étant donné que la résolution spatiale des images satellites est grossière. L'application de cette technique pour les cours d'eau est plus récente (Torgersen et al., 1999; wawrzyniak, 2012). Elle s'intéresse à des recherches reliées à l'étude des habitats piscicoles. L'IRT est la combinaison de différentes radiations, celles émises par l'eau et aussi par d'autres objets. Les radiations IRT peuvent être mesurées à l'aide des capteurs bandes infrarouge moyens (3-5 μm) et lointains (8-14 μm) (Anderson and Wilson, 1984). Ces capteurs mesurent l'énergie radiative émise par l'eau. Le calcul de la température de radiation de surface est déduit en connaissant l'émissivité de la surface de l'eau. L'usage des IRT reste limité aux larges cours d'eau.

1.4.1.2 Mesures des paramètres thermiques

Il existe différentes méthodes de mesures des propriétés thermiques soit en laboratoire ou in-situ.

1.4.1.2.1 Mesures en laboratoire

a) Mesures de la conductivité thermique

Les mesures de la conductivité thermique peuvent être effectués en laboratoire grâce à trois grandes familles de méthodes : les méthodes en régime permanent, celles en régime quasi-établi et celles en régime transitoire.

○ *Méthodes en régime permanent*

Les méthodes en régime permanent se basent sur un modèle unidirectionnel et stationnaire. Cette méthode est préconisée pour les milieux peu conducteurs. Elles consistent à supposer le milieu en équilibre thermique, et soumis à un flux stationnaire en fonction du temps. Le principe de mesure repose sur l'exploitation des mesures de la température en divers points du milieu, ainsi en s'appuyant sur la loi de Fourier et les conditions aux limites nous pouvons déterminer les grandeurs physiques du milieu. Le champ d'application de ces méthodes est limité. Dans la littérature, on peut citer certaines méthodes : la méthode de la plaque chaude gardée (Fig. 1.4), la méthode de la barre, la méthode des boîtes, et la méthode du flux radial. D'une façon générale, ces méthodes de mesure présentent des difficultés expérimentales tel que :

- L'existence de résistance de contact.
- Les fuites axiales et radiales.
- Les difficultés de mesure de la température surtout celles de la surface.

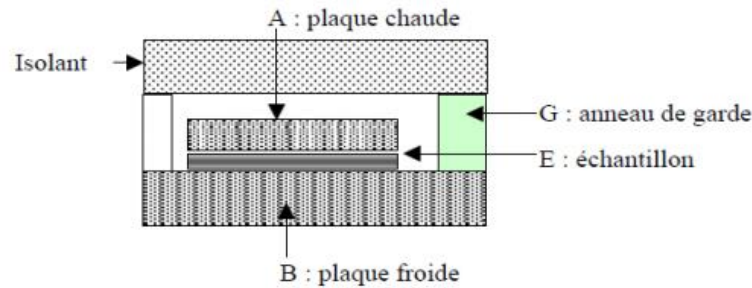


Figure 1.4 : Principe de plaque chaude gardée

○ *Méthodes en régime quasi-établi*

Le champ de leur application est très vaste, grâce à plusieurs avantages : mesures directes des paramètres thermiques du milieu, la durée d'excitation thermique est courte, et elles sont faciles à mettre en œuvre. Les mesures de la conductivité thermique par les méthodes instationnaires consistent à exploiter des signaux de températures répartis dans un milieu en régime transitoire. Le principe de mesure s'appuie sur un modèle développé à partir de l'équation de conservation de l'énergie qui permet de trouver une relation directe entre les paramètres d'entrée et les grandeurs mesurées. Parmi les méthodes les plus courantes est la méthode du fil chaud. Sa rapidité, sa facilité de mise en œuvre, et son coût peu élevé, en font la méthode de caractérisation la plus connue et la plus utilisée en laboratoire. Le principe expérimental est particulièrement simple : on place un fil métallique entre deux blocs du matériau à étudier pour les matériaux solides. Le fil est relié à une alimentation électrique qui lui fournit un échelon de puissance. La mesure consiste à relever au cours du temps soit l'élévation de température soit la variation de résistance électrique, du fil. L'interprétation peut se réaliser en considérant le fil infiniment long produisant une densité de source de chaleur radiale, appliquée à l'instant initial. On suppose que l'énergie est dissipée uniquement par conduction. L'échantillon est de dimensions infinies et ses propriétés thermiques sont constantes. Un facteur limitant de cette méthode est l'hypothèse de milieu semi-infini faite sur l'échantillon. En effet, même si de faibles épaisseurs suffisent pour des milieux faiblement conducteurs, on peut difficilement être au-delà de l'échelle centimétrique, ce qui limite considérablement le champ d'application.

Diverses extensions de cette méthode sont apparues, notamment les dispositifs de sonde à choc pour la caractérisation des matériaux solides. Ces derniers sont basés sur le même principe de mesure, mais la forme du fil change, il s'agit d'un cylindre chauffant particulièrement adapté à la mesure in situ, par exemple pour l'étude des sols non consolidés. Pour pallier les effets importants de la résistance de contact entre la sonde à choc et le matériau étudié, une solution avec deux tiges a été proposée. Il s'agit de perturber l'échantillon de la même manière que précédemment. La différence se situe au niveau de la mesure en température qui se fait sur une deuxième tige située à une distance connue du système chauffant.

○ *Méthodes en régime transitoire*

La méthode Laser Flash est une méthode transitoire qui consiste en la mesure de la diffusivité thermique. En connaissant la capacité calorifique et la masse volumique, on peut ainsi déterminer la conductivité thermique (Parker et al., 1961). Cette méthode est caractérisée par une impulsion fortement énergétique de courte durée qui vient perturber le système (la face avant d'un échantillon de sédiment). La chaleur générée en surface se propage par conduction sans perte dans l'échantillon.

Un thermogramme est enregistré en face arrière de l'échantillon à l'aide d'un thermocouple. La comparaison du thermogramme avec l'équation caractéristique qui découle du modèle permet de déterminer la diffusivité thermique (Gauthier, 2012).

b) Mesures de la capacité calorifique

La technique standard de mesure de la capacité calorifique est l'analyse calorimétrique différentielle (DSC) (Claudy, 2005). C'est une technique de mesure qui permet d'identifier un flux de chaleur à partir duquel on détermine la capacité thermique massique. Cette méthode consiste à mesurer les différences des échanges de chaleur entre un échantillon de sédiment à analyser et un échantillon de référence.

1.4.1.2.2 Méthodes in situ

Parmi les méthodes de mesures des paramètres thermiques in situ, la technique de sonde d'impulsion de chaleur (HPP : "Heat pulse probe") est fréquente. Les propriétés thermiques peuvent être rapidement mesurées par cette technique (Campbell et al., 1991). Les capteurs HPP sont utilisés afin de mesurer la température du milieu en réponse à un flux de chaleur mesuré et appliqué sur le champ d'étude (Hopmans et al., 2002). Par conséquent la conductivité thermique ainsi que la capacité thermique volumétrique peuvent être déterminées par inversion (Ochsner et al., 1991).

L'intérêt de mesures de température s'étend à une large variété d'études hydrogéologiques (Anderson, 2005). Une des applications importantes des données de température est leur utilisation pour les problèmes inverses. L'utilisation de l'inversion des chroniques de température est avantageuse du fait que les mesures de température sont généralement précises et peu coûteuses et viennent compléter les mesures des charges hydrauliques. Parmi les applications récentes, les systèmes Mini-MOLONARI (Cucchi et al., 2018) sont capables de mesurer à la fois les chroniques de température et de la différence de pression au cours du temps permettant son couplage à un modèle transitoire de transfert d'eau et d'énergie et à des algorithmes d'inversion (cf. Chapitre 2).

1.4.2 Estimation des flux hydrothermiques à partir des profils de température observés

Nous avons montré qu'il existe de nombreuses méthodes de détermination des propriétés thermiques. Cependant, il est aussi possible de déduire ces paramètres de l'observation des profils de températures en fonction du temps. Les profils de températures observées sont interprétés en utilisant des modèles reposant sur des solutions analytiques ou numériques, afin de déterminer les propriétés hydrothermiques par inversion qui satisfassent des fonctions objectifs.

1.4.2.1 Détermination des propriétés hydrothermiques : méthodes d'inversion

Les paramètres d'un modèle peuvent être déterminés à travers une technique d'estimation par résolution d'un problème inverse (Neuman and Yakowitz, 1979) qui consiste à contraindre les paramètres du modèle avec les observations disponibles (Aster et al., 2005). Chercher une solution optimale d'un problème inverse a attiré beaucoup de chercheurs au cours des décennies passées et de nombreuses approches ont été développées. La calibration est basée sur la minimisation d'une fonction objectif. La qualité de la calibration est évaluée par la détermination des critères statistiques (moyenne de résidus, erreur standard de résidus et coefficient de corrélation) qui caractérisent le degré d'incertitude. Le degré d'incertitude varie largement entre les paramètres. Par exemple la conductivité hydraulique varie de plusieurs ordres de grandeur et peut être le paramètre le plus incertain dans les calculs qui peut affecter les résultats alors que les autres sources d'incertitude

associées au gradient hydraulique ou thermique sont beaucoup moins importantes (Hester et al., 2009).

Une des techniques d'inversion les plus utilisées est la détermination des paramètres par essai-erreur. Cette méthode consiste à faire des essais en continu jusqu'à l'obtention d'un jeu de paramètres optimal en minimisant l'erreur entre les valeurs observées et mesurées. (Bastola and Peterson, 2015). D'autres méthodes d'inversion telles que la méthode du balayage de l'espace des paramètres peuvent être utilisées afin d'explorer l'espace de paramètres dans le but d'obtenir un meilleur ajustement entre les valeurs observées et mesurées. Cette méthode est à priori plus fiable que la méthode de détermination des paramètres par essai-erreur parce qu'elle permet d'explorer tout l'espace des paramètres alors que la méthode par essais-erreurs peut être biaisée et risque de tomber dans un minimum local. La méthode du balayage de l'espace des paramètres est appliquée dans cette étude afin d'évaluer la sensibilité des flux de chaleur aux forçages hydro-climatiques ainsi que les propriétés hydrodynamiques et thermiques à travers un cas synthétique qui présente une section présentant un 2ème ordre de Strahler sous des conditions climatiques tempérées (cf. Chapitre 3).

L'approche bayésienne est considérée comme la meilleure dans l'estimation de la distribution des paramètres (Aster et al., 2005) cependant sa mise en œuvre est coûteuse en temps de calcul pour les modèles contenant beaucoup de paramètres. L'approche bayésienne est une méthode de régularisation par le biais d'informations a priori qui consiste à supposer une information sur le paramètre à estimer. Sur une distribution a priori des paramètres, une distribution a posteriori des paramètres est retenue (un résumé des informations disponibles sur le paramètre) conduisant à des valeurs simulées reproduisant raisonnablement les valeurs observées.

La méthode de Gauss-Newton modifiée par Levenberg-Marquardt permet de résoudre un problème numérique par minimisation d'une fonction objectif (Aster et al., 2005). Cette méthode est implémentée au sein de plusieurs codes de calculs tel que le logiciel de modélisation inverse PEST (Doherty, 2016) qui est basé sur la linéarisation d'un problème direct. Le problème direct est la fonction de passage qui permet de passer du domaine des paramètres à celui des observations.

Le problème essentiel dans la résolution du problème inverse est la non-unicité de la solution. Ce concept est plutôt défini par Beven (1993) par l'équifinalité qui consiste à supposer que plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres sont susceptibles de représenter le même fonctionnement. Le fondement de cette approche réside sur le constat qu'il n'existe pas un unique jeu de paramètres optimal pour caler le modèle mais plusieurs jeux qui donnent les mêmes résultats. Quelques solutions telles que la réduction du nombre des paramètres ou l'augmentation du nombre des données observées peuvent résoudre en partie ce problème.

La détermination des propriétés hydrothermiques par inversion repose sur un modèle direct qui peut être obtenu par des solutions analytiques ou des modèles numériques.

1.4.2.2 Solutions analytiques

Les premières solutions analytiques des équations de transport de chaleur à l'interface nappe-rivière reviennent à (Suzuki, 1960) et à (Stallman, 1965). Ces solutions présentent des conditions aux limites spécifiques à des problèmes de terrain. Elles représentent généralement les hypothèses suivantes : (1) l'écoulement est permanent et uniforme ; (2) Les caractéristiques du milieu sont constantes dans l'espace (homogène et isotrope) et dans le temps ; (3) la température de l'eau et du sédiment sont égales à tout instant à n'importe quelle distance par rapport à la surface.

1.4.2.2.1 Solution analytique en régime permanent

Pour des conditions permanentes en écoulement et en thermique, une température constante peut être imposée aux limites. Dans cette méthode, les températures hyporhéiques peuvent varier en profondeur mais restent constantes au cours du temps. Bredehoeft and Papadopoulos (1965) ont résolu l'équation différentielle (Eq. 1.10) avec des conditions constantes de température aux limites supérieures et inférieures d'un domaine 1D :

$$\frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} - \frac{c_w \rho_w q_z}{\lambda} \frac{\partial T_z}{\partial z} = 0 \quad (\text{Équation 1.10})$$

Où :

T_z est la température donnée à une profondeur z (k), c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau ($J \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ_w est la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}), z est la profondeur (positive vers le bas), q_z est la vitesse verticale de Darcy (m s^{-1}), λ est la conductivité thermique du milieu poreux ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Les conditions aux limites sont : une température T_0 à $z = 0$ m (surface du lit de la rivière), une température T_L à une profondeur $z = L$.

Dans ce cas, $T(z)$ peut être représentée par l'Eq. 1.11 (Bredehoeft and Papadopoulos, 1965) :

$$\frac{T_z - T_0}{T_z - T_L} = \frac{e^{\frac{\beta z}{L}} - 1}{e^{\beta} - 1} \quad (\text{Équation 1.11})$$

Avec $\beta = \frac{\rho_w c_w L}{\lambda}$ (paramètre adimensionnel qui peut être positif ou négatif selon la direction de q_z)

Le but est essentiellement de déterminer la vitesse d'écoulement d'eau responsable du profil de température observé (Bredehoeft and Papadopoulos, 1965). Cartwright (1970) et Sorey (1971) ont utilisé cette solution pour estimer les flux verticaux souterrains les plus profonds en utilisant des gradients géothermiques. Quant à Lapham (1989) a adopté cette solution afin de quantifier les échanges nappe-rivière, en utilisant des séries temporelles saisonnières. Ces études montrent que les conditions d'écoulement permanent ne pourraient pas être en mesure de quantifier les vitesses correctement. Ces conditions peuvent être appliquées par exemple en hiver en absence de cycle diurne (Caissie et al., 2014) ou quand les flux d'eau ne changent pas rapidement (Rau et al., 2015).

1.4.2.2.2 *Solution analytique en régime transitoire avec une variation de température sinusoïdale en surface et une vitesse constante*

Des études ont montré que la méthode analytique transitoire utilisant une température sinusoïdale est fiable et donne des quantifications des flux significatives (Lautz, 2012). La solution transitoire permet le calcul de la réponse thermique du milieu à une profondeur donnée basée sur une fonction sinusoïdale de température imposée à la surface du lit de la rivière et une température constante imposée à la limite inférieure du domaine. Cette méthode tient compte des variations diurnes et annuelles de la température de la rivière. Les conditions aux limites sont donc plus réalistes que la méthode précédente. La vitesse est considérée constante pendant toute la période. Ceci permet d'obtenir une fonction directe entre le ratio des amplitudes et la vitesse d'écoulement.

La température dans le milieu poreux suit une fonction sinusoïdale donnée par l'Eq. 1.12 (Stallman, 1965) :

$$T(z, t) = A e^{-az} \cos(\omega t - bz) + T_{mz} \quad (\text{Équation 1.12})$$

Avec T_{mz} est la température moyenne à une profondeur donnée, A est l'amplitude de la température, a et b sont donnés par l'Eq. 1.13 et l'Eq. 1.14 :

$$a = \frac{1}{2\alpha} \left(\sqrt{\frac{v^4 + (4\Omega\alpha)^2 + v^2}{2}} - q \right) \quad (\text{Équation 1.13})$$

Et

$$b = \frac{1}{2\alpha} \left(\sqrt{\frac{v^4 + (4\Omega\alpha)^2 - v^2}{2}} \right) \quad (\text{Équation 1.14})$$

Avec $\Omega = \frac{2\pi}{P}$ et $v = q \frac{\rho_w C_w}{\rho C}$, P est la période

La méthode peut être appliquée pour des systèmes à des profondeurs superficielles qui présentent des variations diurnes de température (Stallman, 1965) et des variations annuelles (Caissie and Luce, 2017). Taniguchi et al. (2003) ont négligé les variations à basse fréquence de température et se sont intéressés plutôt aux enveloppes annuelles de température. Ils ont réussi à calculer les flux moyens d'échanges verticaux exfiltrants et infiltrants à partir des variations annuelles de température à différentes profondeurs.

En fonction de la profondeur, les signaux thermiques sont atténués (les amplitudes sont réduites) et le temps des pics de température est déphasé (le déphasage augmente). Les solutions analytiques de (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; McCallum et al., 2012; Luce et al., 2013) calculent le flux d'eau entre des paires de capteurs de température en se basant sur le ratio de l'amplitude ($A_r = A_z/A_s$), le déphasage ($\phi = \phi_z - \phi_s$) ou les deux. Les indices s et z correspondent à la surface du lit de la rivière et la profondeur z respectivement.

Hatch et al. (2006) ont utilisé les profils de température afin de déterminer le taux d'infiltration au niveau du lit de la rivière. Leur méthode est basée sur la quantification de déphasage ($\Delta\phi$) et de variation d'amplitude (ΔA) de température entre deux capteurs qui enregistrent la température à différentes profondeurs de la ZH (Fig. 1.5).

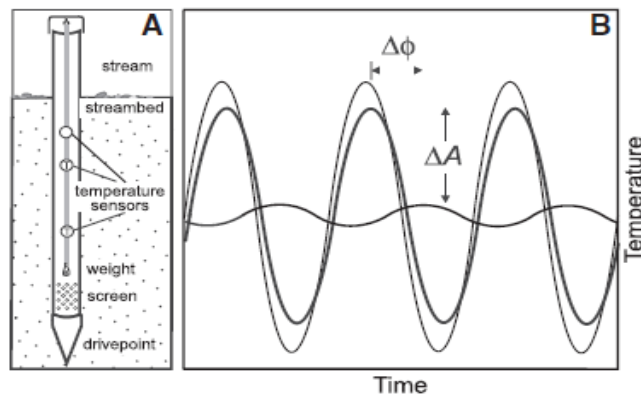


Figure 1.5 : (A) Exemple de dispositif de mesure de température à différentes profondeurs. (B) Illustration d'un amortissement d'amplitude de température (ΔA) et le déphasage ($\Delta\phi$) en fonction de la profondeur (Hatch et al., 2006).

Un avantage important de la méthode de Hatch et al. (2006) est que le calcul de la vitesse d'écoulement exige uniquement la distance entre les paires de capteurs et non pas la profondeur absolue à partir de la surface donc les résultats ne sont pas affectés directement par les processus naturels se produisant à la surface tel que l'affouillement du lit et le dépôt de sédiments. L'inconvénient de la méthode est le fait que les mesures de terrain exigent un traitement de données intensif afin d'extraire le signal sinusoïdal.

Une approche similaire à celle de (Hatch et al., 2006) a été développée par Keery et al. (2007). Ils ont développé une formule mathématique explicite qui s'intéresse au déphasage entre deux séries temporelles de température enregistrées à deux profondeurs différentes de la ZH. La méthode emploie la Régression Dynamique Harmonique (RDH) (Young et al., 1999) afin d'extraire le composant diurne de la série temporelle. La RDH est une extension de l'analyse de Fourier qui permet d'extraire l'amplitude diurne de température et de déphasage avec une résolution de plus de deux valeurs par jour. La méthode de (Hatch et al., 2006) a été aussi revisitée par (McCallum et al., 2012; Luce et al., 2013). McCallum et al. (2012) ont pu extraire un système de deux équations de la solution analytique (Stallman, 1965) qui peut résoudre la vitesse et la diffusivité thermique du sédiment à partir de deux paires consécutives d'amplitudes de température et de déphasage. D'autre part, Luce et al. (2013) ont développé des approches analytiques pour des applications pratiques telles que l'estimation d'un espacement inconnu entre les capteurs de température.

Rau et al., 2012 ont testé cette méthode sous des conditions qui respectent les hypothèses de la méthode analytique et ont montré que même pour un milieu homogène, une augmentation de vitesse peut entraîner des flux non uniformes (Rau et al., 2012). Cette non-uniformité semble introduire des gradients horizontaux de température qui vont engendrer de fausses estimations de vitesse dans le cas des vitesses croissantes. Cet effet peut augmenter si le milieu devient hétérogène.

De plus, Cuthbert and Mackay (2013) ont montré que l'application de ces modèles analytiques peut mener à des erreurs significatives dans les estimations des échanges des flux d'eau verticaux où les hypothèses sont violées dans les systèmes réels. Par exemple l'homogénéité des paramètres hydrodynamiques et thermiques est souvent violé dans des environnements hétérogènes (Rau et al., 2010; Schornberg et al., 2010). La Fig. 1.6 montre le pourcentage d'erreur des flux verticaux estimés par la méthode analytique tracé contre le rapport entre les flux verticaux et les flux horizontaux obtenus par le modèle numérique 2D (Cuthbert and Mackay, 2013). Les estimations des flux par la

méthode analytique montrent des changements des flux verticaux indiquant la présence d'un flux non uniforme convergent et divergent aux bords du modèle.

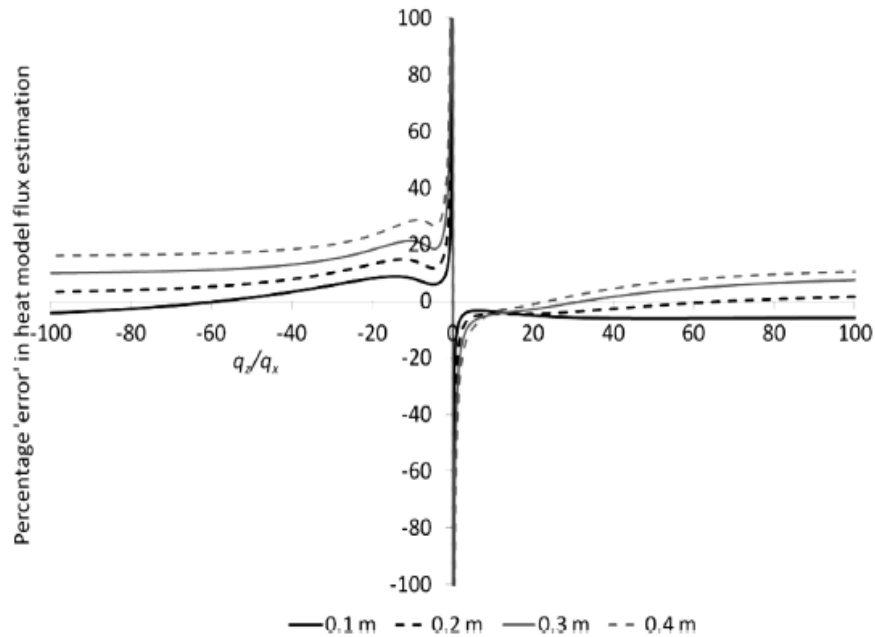


Figure 1.6 : Pourcentage d'erreur des flux verticaux estimés par la méthode analytique tracé contre le rapport entre les flux verticaux (q_z) et les flux horizontaux (q_x) obtenus par le modèle numérique 2D

1.4.2.2.3 Solution analytique en régime transitoire avec une représentation de la variation de température plus réaliste

Si le cycle annuel ou saisonnier ne peut pas être représenté sous des conditions permanentes (période d'hiver ou de printemps), Caissie and Luce (2017) ont alternativement développé une approche multicycle qui peut être utilisée afin de représenter les cycles diurnes et saisonniers. La température à une profondeur donnée est modélisée à travers deux fréquences avec un cycle diurne surimposé sur un cycle annuel. Le cycle à haute fréquence est atténué plus rapidement en profondeur ce qui montre que les températures en profondeur tendent à suivre un cycle saisonnier. Afin de considérer les deux cycles diurnes et annuels des températures hyporhéiques, les séries temporelles de température peuvent être interprétées en utilisant une équation à deux cycles. La température à différentes profondeurs peut être exprimée par l'Eq. 1.15:

$$T(z, t) = A_1 e^{-a_1 z} \cos(\Omega_1 t - b_1 z) + A_2 e^{-a_2 z} \cos(\Omega_2 t - b_2 z) + T_z \quad (\text{Équation 1.15})$$

Où A_1 , a_1 , b_1 et Ω_1 représentent la variabilité de la température de l'eau du cycle diurne et A_2 , a_2 , b_2 et Ω_2 représentent les paramètres du cycle annuel. T_z représente la moyenne de la température de la surface de l'eau ($z = 0$).

Bien que faciles à mettre en œuvre, et exigeant moins de données d'observation que les modèles numériques, les méthodes analytiques ont quelques limitations dans la représentation des conditions aux limites (Lautz, 2012). L'hypothèse du flux vertical stationnaire, unidimensionnel est fréquemment

violée dans des systèmes naturels où les flux d'eau souterraine ont souvent une composante horizontale significative (Munz et al., 2016).

L'application d'un modèle numérique peut être plus avantageuse à cause de sa flexibilité en termes de conditions aux limites, de dimensionnalité et d'hétérogénéité.

1.4.2.3 Modèles numériques

Les solutions numériques offrent une plus grande flexibilité des conditions aux limites appliquées ainsi qu'une plus grande approche dimensionnelle. Dans de nombreux cas, la modélisation numérique est la seule approche efficace qui permet d'évaluer l'influence des hétérogénéités complexes de la ZH sur les flux hyporhéiques (Shanfield et al., 2010; Irvine et al., 2015). Comme on a vu précédemment, l'application des solutions analytiques 1D de transport de chaleur dans des milieux hétérogènes reste problématique. Keshari and Koo (2007) ont développé un simple modèle synthétique de transport de chaleur en 1D et ont montré l'avantage d'utiliser un modèle numérique en le comparant aux modèles analytiques, en particulier sa flexibilité aux différents types de conditions aux limites. Les modèles numériques 1D de transport d'eau et de chaleur peuvent être appliqués dans le cas des systèmes avec des géométries simples. Cranswick et al. (2014) ont montré une variabilité importante des flux en fonction de la profondeur en utilisant un modèle numérique 1D d'une section de rivière tropicale.

Les modèles 2D et 3D de transport d'eau et de chaleur sont récemment plus utilisés grâce à l'augmentation des capacités de calcul (Ronan et al., 1998). Birkel et al. (2015) ont utilisé un modèle 2D afin de caractériser le fonctionnement hydrothermique de l'environnement hyporhéique d'un site de reproduction de saumons. Ils ont montré l'impact de l'hétérogénéité des sédiments de lit de la rivière sur l'estimation des flux. Shanfield et al. (2010) ont appliqué différents gradients hydrauliques dans leur modèle 2D afin d'étudier une large gamme d'environnements pour des cas d'exfiltration et d'infiltration et d'évaluer leur impact sur l'évolution des flux. Lautz et al. (2010) ont développé un modèle 2D afin de montrer l'effet des flux transversaux et horizontaux et des signaux de température non sinusoïdaux sur le ratio d'amplitude et le déphasage du signal thermique en profondeur.

Les modèles 3D de transport de chaleur sont plus complexes et exigent plus de données. Engeler et al. (2011) ont utilisé un modèle 3D en éléments finis de transport d'eau et de chaleur afin d'étudier les interactions nappe-rivière et la variation temporelle d'infiltration et sa dépendance à la température. Brookfield et al. (2009) ont utilisé un modèle 3D de transport d'eau et de chaleur afin de simuler une section de rivière et étudier l'importance des hétérogénéités des sédiments et leur impact sur les flux hyporhéiques et le régime thermique de la ZH. Brookfield and Sudicky (2013) ont montré que l'approche 3D produit une augmentation des flux latéraux au niveau de lit de la rivière en la comparant aux résultats de l'approche 2D utilisée dans une étude précédente de (Ferguson and Bense, 2011).

Le Tab. 1.4 montre une description de quelques modèles 2D et 3D de transport d'eau et de chaleur revus en littérature, utilisés afin d'estimer les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques.

La combinaison des données de température et de charge hydraulique permet d'améliorer l'inversion des paramètres en diminuant le nombre d'équifinalités (Bravo et al., 2002). Les modèles numériques de transport de chaleur facilitent la quantification des flux advectifs et conductifs et permettent l'identification des signatures thermiques dans des environnements complexes.

Tableau 1.4 : Modèles 2 D et 3D de transport d'eau et de chaleur

Référence	Modèle	Description	Conditions aux limites	Simulations
Birkel et al. (2015)	2D	Largeur : 5 m Profondeur : 3 m Résolution : Latérale : 0.02 m Longitudinale : 0.01 m Nombre total d'éléments : 75000	Limite supérieure : charge hydraulique constante, température sinusoïdale Limite droite : charge hydraulique constante Limite gauche : pas de flux d'eau Limite inférieure : pas de flux d'eau, température constante	Écoulement en régime permanent Transport de chaleur en régime transitoire
Shanafield et al. (2010)	2D	Largeur : 4 m Profondeur : 2 m	Limite supérieure : Pas de flux d'eau Limite droite et gauche : charge hydraulique constante Limite inférieure : pas de flux d'eau.	Écoulement en régime permanent
(Bastola and Peterson, 2015)	2D	Largeur : 25 m Profondeur : 4 m	Limite supérieure : charge hydraulique, température de la rivière Limite droite et gauche : charge hydraulique et température enregistrées au niveau des puits Limite inférieure : flux d'eau, température des eaux souterraines	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire
Lautz et al. (2010)	2D	Largeur : 4 m Profondeur : 3 m Résolution : Partie supérieure du domaine : 0.01 m Fond du domaine : 0.1 m	Limite supérieure : charge hydraulique variable (afin de générer différentes directions d'écoulement), une température sinusoïdale Limite droite et gauche : pas de flux d'eau et de chaleur. Limite inférieure : Pas de flux d'eau et de chaleur, température constante	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire

Chapitre 1 : État de l'art

Engeler et al. (2011)	3D	La taille des mailles est de 50 m raffinée à 30 m dans les zones proches des puits. Dans la direction verticale, l'aquifère est divisé en 25 couches avec une épaisseur maximale de 1.6 m. Nombre total des mailles : 173599 éléments.	Limite supérieure : mesures de températures du sol appliquées.	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire
Brookfield and Sudicky (2013)	3D	Largeur : 250 m Longueur : 410 m Profondeur : 32.6 m	Limite supérieure : charge hydraulique variable, température constante. Limite droite et gauche : pas de flux d'eau et de chaleur. Limite inférieure : température constante de l'ordre de 10 °C	Écoulement et transport de chaleur en régime permanent

1.5 Synthèse des études du fonctionnement thermique de l'interface nappe-rivière

Dans la littérature, deux positions s'opposent sur l'importance des flux thermiques à travers la zone hyporhéique. Ces différentes positions dépendent de l'échelle à laquelle les flux sont estimés.

Certaines montrent que ce flux généré à la surface du lit de la rivière peut augmenter la température de la rivière localement mais qu'il est très faible comparé aux autres flux du bilan thermique de la rivière (Hester et al., 2009; Sawyer et al., 2011).

Evans et al. (1998) ont trouvé que 82% des échanges d'énergie se produisent à l'interface (air-rivière) et 15% se produisent au niveau de lit de la rivière alors que 3% du reste d'échange intervient dans d'autres processus. Sinokrot and Stefan (1993) ont montré des résultats semblables où les flux de chaleur hyporhéiques interviennent peu dans la variation de la température de la rivière qui peut augmenter ou diminuer seulement de 0.12 à 0.15 °C. Ceci peut être confirmé dans le cas des larges rivières à cause d'une exposition plus importante au rayonnement solaire et moins d'exposition à l'ombrage par manque de végétation au niveau des berges (Hebert et al., 2011). D'autres études montrent que les échanges hyporhéiques ont un effet significatif sur le bilan thermique des rivières. Par exemple, Hannah et al. (2004) ont trouvé que les flux de chaleur au niveau du lit de la rivière sont une source importante d'échauffement de la rivière de l'ordre 7.75 W m^{-2} (Tab. 1.5) ce qui représente 37% du bilan de chaleur total de la rivière. Ces auteurs expliquent que l'augmentation du flux est due probablement à un apport important des eaux souterraines.

Dans l'étude de (Sinokrot and Stefan, 1993), les flux thermiques hyporhéiques sont plus importants pour la rivière "Shallow clearwater" de largeur 246 m que pour la rivière Mississipi de largeur beaucoup plus grande (2745 m) (Tab. 1.5). Dans le cas des rivières de plus faible largeur que la rivière "Shallow clearwater", par exemple celles qui ont une largeur ($< 3 \text{ m}$) avec un ombrage important, les flux de chaleur hyporhéiques sont plus significatifs étant donné que la vitesse du vent et le rayonnement solaire sont plus faibles. L'impact de la variation saisonnière de l'ombrage sur les échanges des flux de chaleur hyporhéiques peut varier en fonction de la couverture des feuilles des arbres qui varie en fonction des saisons (Sinokrot and Stefan, 1993).

Les flux thermiques à l'interface nappe-rivière varient spatialement et temporellement à cause de plusieurs facteurs tel que les caractéristiques de la rivière et de la ZH (structure géomorphologique de la rivière, forme du lit de la rivière), l'hétérogénéité des sédiments ainsi que les variations diurnes et saisonnières des facteurs atmosphériques. Cardenas and Wilson (2007) ont montré que la géomorphologie de la rivière et la forme du lit de la rivière ont un impact sur les trajets d'écoulement et les vitesses qui peuvent contrôler la distribution des flux hyporhéiques hydrothermiques. Dans le même contexte, Gorman (2004) a montré qu'un changement des propriétés hydrauliques de la ZH, dû au changement des conditions dans la rivière peut engendrer une variabilité des flux hyporhéiques. Les variations spatiales des propriétés hydrothermiques de la ZH peuvent donc avoir une grande influence sur les flux d'eau et les flux de chaleur (Sawyer and Cardenas, 2009).

Dans ce contexte, Hester et al. (2009) ont montré que la conductivité hydraulique est le facteur le plus important qui a un impact sur la quantité des échanges des flux thermiques à l'interface nappe-rivières. Lancaster et al. (2005) ont montré que l'advection est le mécanisme de transfert de chaleur qui est le plus affecté par les variations des conductivités hydrauliques alors que la conduction joue un rôle moins important dans le transfert de chaleur. Ce transfert d'énergie par advection est important