



UNIVERSITE DE LIEGE
FACULTE DES SCIENCES
APPLIQUEES
Département ArGEnCo



Etude et modélisation d'un aquifère alluvial en vue de la mise en place d'installations géothermiques de refroidissement et de conditionnement d'air

Frédérique FOSSOUL

Travail de fin d'études présenté en vue de l'obtention du grade
d'Ingénieur Civil des Mines et Géologue

Promoteur : **Professeur Alain DASSARGUES**

Année académique 2008-2009

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon promoteur, le Professeur Alain Dassargues, pour l'intérêt particulier qu'il a, dès le début, porté à mon travail de fin d'études. Il m'a offert d'approfondir un sujet qui s'inscrit dans une perspective de développement durable et qui aura de plus une utilité pratique réelle et immédiate. Je lui suis reconnaissante de m'avoir laissé une complète liberté quant au fil conducteur de l'étude, tout en ayant été un relecteur appliqué, jamais avare de remarques constructives.

Je remercie aussi l'ensemble des membres du Jury, Messieurs Charlier, Heyen, Brouyère, Counasse et Demortier, pour l'attention qu'ils ont déjà portée et porteront à ce travail. J'ai la chance de pouvoir compter sur un Jury diversifié, et j'espère dès lors en retour quelques critiques et réflexions à la mesure de leurs spécialités respectives. D'ici là, je leur souhaite bonne lecture !

Je remercie également vivement Philippe Orban, Samuel Wildemeersch et Pascal Goderniaux, chercheurs en hydrogéologie, pour leur disponibilité, leur humeur toujours joviale et leur aide précieuse quant aux aspects pratiques liés aux outils de modélisation.

Merci de même à René Therrien, professeur à l'Université Laval, et à son équipe, qui m'ont accueillie à Québec au début du semestre dans le cadre de mon stage. Grâce à eux, j'ai appris à manipuler le code HydroGeoSphere et ils ont également partagé avec moi leur expérience dans le domaine de la géothermie. Pour cela et tout le reste, ce séjour au Québec fut riche à beaucoup de points de vue.

Chose promise, chose due... Un grand merci à Tanguy Robert de m'avoir libéré une petite place dans son bureau au cours des trois derniers mois. Ta compagnie fut très agréable, Tanguy. Et j'espère que, de ton côté, tu ne penseras pas tout-à-fait le contraire...

Enfin, un merci particulier à Sylvain et à ma famille pour leur soutien et leurs encouragements tout au long de mes études, et spécialement durant ce dernier semestre !

Résumé

Les politiques de lutte contre le réchauffement climatique créent des mécanismes propices aux énergies renouvelables. En particulier, le développement de la géothermie s'est considérablement accru ces dernières années et des environnements très divers sont désormais étudiés et exploités pour alimenter des systèmes de chauffage et/ou de refroidissement. Toutefois, l'outil de modélisation numérique, permettant de simuler ces processus en intégrant le maximum de l'information disponible, est encore peu développé dans ce domaine. Dans ce travail, les principes de base de la géothermie sont rappelés. Ensuite, les équations de transfert de chaleur en milieu poreux saturé sont détaillées et les analogies entre transfert de chaleur et transport de soluté établies. Au vu du manque de données spécifiques, les techniques existantes de mesure et d'évaluation des deux principaux paramètres thermiques des milieux souterrains, la conductivité thermique λ et la capacité calorifique spécifique c , sont passées en revue. L'objet principal du travail consiste à modéliser l'écoulement et le transfert de chaleur au sein de l'aquifère alluvial de la Meuse à Liège en vue de la mise en place d'un système de conditionnement d'air par pompage de l'eau souterraine. Deux codes de calculs sont utilisés et comparés : MT3D/MODFLOW (différences finies) et HGS (éléments finis). Les variations de la température de l'aquifère sont supposées suffisamment faibles pour négliger leur influence sur les paramètres hydrodynamiques et thermiques. Une situation simplifiée est néanmoins simulée à l'aide des deux codes précités et du logiciel *Processing Shemat* afin de valider cette hypothèse et d'évaluer les approximations qu'elle peut engendrer dans ce genre de problème.

Mots-clés : Géothermie ; puits géothermique ; modèles numériques ; écoulement souterrain ; transfert de chaleur ; conductivité thermique ; capacité calorifique spécifique.

Abstract

Policies against global warming are generating mechanisms favorable to renewable energies. In particular, the development of geothermal expertise has considerably increased these last years and numbers of various environments are henceforth studied and worked to feed heating and/or cooling systems. However numerical models, allowing to simulate these processes by integrating the maximum of the available information, are still seldom used in this domain. In this work, the basic principles of geothermal processes are first described. Then, the governing equations for heat transfer in saturated porous media are detailed and the analogies between heat transfer and solute transport are established. Due to the general lack of specific data, the currently available techniques for measuring and evaluating the two main parameters of the subsoil, the thermal conductivity λ and the specific heat capacity c , are reviewed. The main purpose of this work consists in modeling the flow and the heat transfer within the alluvial aquifer of the Meuse in Liège with the aim to set up a system of air conditioning by pumping the groundwater. Two numerical codes are used and compared: MT3D/MODFLOW (finite differences) and HGS (finite elements). The variations of the aquifer temperature are assumed to be weak enough to neglect their influence on hydrodynamics and thermal parameters. A simplified situation is however simulated by means of both previous codes and of software *Processing Shemat* to validate this hypothesis and to estimate the approximation it could generate in this kind of problem.

Keywords : Geothermal science ; geothermal well; numerical models; subsurface flow; heat transfer ; thermal conductivity; specific heat capacity.

Table des matières

I.	Introduction.....	1
II.	La géothermie: principes de base	3
1	La géothermie	3
2	L'énergie géothermique de la Terre	3
3	Exploitation de l'énergie géothermique.....	5
3.1	Puits géothermiques (circuit ouvert)	5
3.2	Sondes géothermiques (circuit fermé)	7
3.3	Pompe à chaleur	9
3.4	Paramètres importants	11
III.	Le transfert de chaleur en milieu poreux saturé: mise en équations	13
1	Introduction	13
2	Modes de transfert de chaleur en milieu poreux saturé	13
2.1	Conduction.....	13
2.2	Convection naturelle.....	15
2.3	Convection forcée.....	15
2.4	Diffusion-dispersion	16
2.5	Nombres adimensionnels	16
3	Equation de bilan de transfert de chaleur en milieu poreux saturé.....	18
4	Equation de bilan de transport de soluté en milieu poreux saturé.....	20
5	Analogies entre transfert de chaleur et transport de soluté	21
6	Ordres de grandeur des paramètres liés au transfert de chaleur	23
IV.	Evaluation des paramètres thermiques du milieu souterrain	26
1	Introduction	26
2	Capacité calorifique spécifique	26
2.1	Mesures en laboratoire	27
2.1.1	Calorimètre de mélange	27
2.1.2	Calorimètre différentiel à flux de chaleur.....	30

2.2	Mesures in situ.....	32
2.3	Analyse minéralogique	32
2.4	Variation en fonction de la température.....	33
3	Conductivité thermique.....	34
3.1	Mesures en laboratoire	35
3.1.1	Barre divisée	35
3.1.2	Aiguille chauffante	37
3.1.3	Balayage optique	38
3.2	Mesures in situ.....	40
3.2.1	Sondes de pénétration peu profonde	40
3.2.2	Test de réponse thermique	40
3.2.3	Calibration inverse.....	44
3.3	Analyse minéralogique	44
3.4	Variation en fonction de la température.....	46
V.	Cas pratique: bâtiment du SPF Finances à Liège	48
1	Introduction et buts de l'étude	48
2	Données et description du site et des travaux	49
2.1	Topographie et hydrographie.....	49
2.2	Géologie.....	49
2.3	Hydrogéologie.....	50
2.4	Description des travaux	50
3	Modélisation	51
3.1	Modèle conceptuel.....	51
3.1.1	Définition des limites du modèle.....	51
3.1.2	Dimensionnalité, hétérogénéité.....	52
3.1.3	Permanent/transitoire.....	52
3.1.4	Paramètres relatifs à l'écoulement	54
3.1.5	Paramètres relatifs au transfert de chaleur.....	54
3.1.6	Conditions aux frontières	55
3.1.7	Conditions initiales.....	57
3.1.8	Sollicitations extérieures.....	57
3.2	Scénarii modélisés	58

3.3	Modèle mathématique	59
3.3.1	Ecoulement	59
3.3.2	Transfert de chaleur.....	60
3.4	Modèles numériques	60
3.4.1	Suite GMS (Groundwater Modeling System): MODFLOW et MT3D ..	60
3.4.2	HydroGeoSphere (HGS)	61
3.5	Calibration.....	63
3.6	Résultats disponibles	64
3.7	Changements apportés au modèle existant.....	65
3.7.1	Justifications	65
3.7.2	Effets et conséquences des modifications.....	66
3.8	Scénarii et comparaison des deux codes de calcul.....	71
3.8.1	Régime naturel.....	71
3.8.2	Scénario 1	73
3.8.3	Scénario 2	77
3.8.4	Scénario 3	82
3.8.5	Scénario 4	88
3.8.6	Scénario 5	89
3.8.7	Scénario 6	91
4	Analyse de sensibilité	93
4.1	Conductivité hydraulique.....	93
4.2	Porosité de drainage.....	96
4.3	Porosité effective.....	98
4.4	Dispersivité thermomécanique.....	99
4.5	Conductivité thermique du milieu poreux.....	100
4.6	Conductance des berges.....	101
4.7	Capacité calorifique de la matrice	103
4.8	Etude de l’inertie thermique de l’aquifère	104
5	Recommandations et suggestions d’amélioration du modèle.....	107
5.1	Calibration du modèle d’écoulement	107
5.2	Calibration du modèle de transfert de chaleur	109
5.3	Amélioration du modèle	110
6	Conclusion.....	111

VI.	Cas d'étude synthétique: influence de la température sur les modèles d'écoulement et de transfert de chaleur	113
1	Introduction	113
2	Description du cas d'étude	113
2.1	But recherché.....	113
2.2	Modèle conceptuel	114
3	Modèles numériques.....	116
3.1	Principales caractéristiques des codes	116
3.2	Discretisation	116
4	Simulations et analyse des résultats	116
4.1	Modèles GMS et HGS.....	117
4.1.1	Écoulement naturel	117
4.1.2	Cas 1 : Écoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Paramètres constants avec la température.....	118
4.1.3	Cas 2 : Écoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Paramètres calculés à la température de 25°C.....	121
4.1.4	Cas 3 : Écoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Zone limitée dont les paramètres sont pris à 25°C.....	124
4.2	Modèle PS	127
4.2.1	Écoulement naturel	127
4.2.2	Écoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage.....	128
4.2.3	Écoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Variation du différentiel de température	131
4.3	Sondes géothermiques	135
5	Conclusion.....	138
VII.	Conclusions générales et perspectives	139
VIII.	Bibliographie	142
IX.	Annexes	146

I. Introduction

La lutte contre les changements climatiques et le souci de la conservation de l'environnement sont désormais des préoccupations quotidiennes et dont l'envergure planétaire est à présent reconnue de tous. Les accords et conventions internationaux (UNFCC¹, protocole de Kyoto, Fonds pour l'Environnement Mondial...) en sont les témoins et ont notamment pour mission de promouvoir les formes de développement moins énergivores ainsi que la substitution des énergies fossiles par des énergies 'vertes'. La géothermie fait partie de ces sources alternatives d'énergie, au même titre que les énergies solaire, hydroélectrique ou éolienne. Toutefois, dans notre pays, il s'agit manifestement de l'énergie renouvelable qui est la moins développée. Pourtant, mis à part le nucléaire (actuellement très controversé), aucune source d'énergie ne semble à même de remplacer les énergies fossiles, tant les quantités d'énergie mises en jeu sont énormes. C'est pourquoi les efforts de recherche et de développement doivent s'orienter dans toutes les directions et c'est dans cette optique que s'inscrit ce travail.

Ce mémoire sera principalement consacré à l'étude d'un aquifère alluvial destiné à être exploité par un système de puits géothermiques afin d'assurer le conditionnement d'air partiel d'un important complexe de bureaux, qui sera construit à Liège au cours des prochaines années. En hiver, le système garantira un chauffage d'appoint au bâtiment. L'énergie sera en alternance transmise ou extraite de l'eau pompée via une pompe à chaleur réversible. Néanmoins, le refroidissement constituera la fonction principale du dispositif car l'isolation thermique ainsi que l'orientation de l'édifice ont été optimisées afin que ce dernier ne nécessite qu'un chauffage minime. Ce projet répond donc à deux critères majeurs de l'éco-construction : l'économie d'énergie et la valorisation des énergies renouvelables.

Les objectifs de ce travail sont multiples. Notre but premier sera d'exposer clairement les équations qui régissent le transfert de chaleur en milieu poreux et d'en établir les analogies avec les équations de transport de soluté. En effet, les outils disponibles pour modéliser les milieux aquifères sont le plus souvent adaptés à simuler l'écoulement souterrain couplé au transport de substances dissoutes. Dès lors, l'utilisation des analogies permettra de recourir à ces logiciels pour la modélisation du transfert de chaleur en milieu poreux saturé. Ainsi, les outils numériques serviront à simuler le système de puits géothermiques susmentionné, en tenant compte des interactions entre la nappe alluviale et le fleuve (dont la température en été dépasse fréquemment 20 °C). Notre second objectif sera de démontrer la faisabilité du projet et de quantifier la capacité maximale des puits. Par extension, on illustrera l'utilité de la modélisation des aquifères peu profonds dans le cadre des systèmes d'exploitation géothermiques. De plus, sachant que des températures extrêmes sont loin d'être indispensables pour valoriser thermiquement notre sous-sol, la faisabilité de ce type d'installations semble pouvoir être généralisable à d'autres environnements.

Ce travail sera constitué de deux parties principales. La première, plus théorique, reprend les chapitres 2, 3 et 4. La seconde est consacrée à l'étude et la modélisation du cas pratique (chapitres 5 et 6). Dans le chapitre 2, les principes de base de l'exploitation de l'énergie géothermique seront

¹ United Nations Framework Convention on Climate Change

évoqués. Le chapitre 3 est consacré aux équations de transfert de chaleur et aux analogies avec le transport de soluté. Ensuite, le chapitre 4 traitera des différentes méthodes couramment utilisées pour la mesure des deux principaux paramètres thermiques, la capacité calorifique spécifique et la conductivité thermique. La raison d'être de celui-ci est de rappeler que tout modèle réaliste et fiable doit non seulement être physiquement basé mais également se fonder sur des paramètres adéquatement caractérisés. De plus, manifestement très peu de publications synthétisent ces différentes techniques de mesures, d'où l'intérêt de disposer d'un résumé concis pour de futures études de caractérisation. Dans ce chapitre, l'influence de la température sur la capacité calorifique et la conductivité thermique sera également discutée. La suite du travail (chapitre 5) reprendra les étapes qui ont mené à l'élaboration des modèles numériques relatifs au cas d'étude dans la plaine alluviale de la Meuse ainsi que les résultats obtenus. Notre but sera notamment d'améliorer et compléter une précédente étude réalisée par le service *d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Environnement* pour le bureau d'études Greisch (Thomas & Dassargues, 2008) et également de comparer entre eux deux codes de calcul, MT3D (différences finies) et HGS (éléments finis). Du fait que la gamme des températures calculées est étroite (température initiale de 12°C et maxima de 25°C dans la Meuse), les simulations et scénarii traités seront établis sans tenir compte de l'effet de la température sur les paramètres du modèle. Par la suite, le dernier chapitre aura comme objectif de justifier cette hypothèse et de préciser dans quelles gammes de température elle est légitime.

II. La géothermie: principes de base

1 La géothermie

Le principe de base de la géothermie consiste traditionnellement à exploiter la chaleur de la terre. Il existe différents types de géothermie depuis la basse profondeur (faible énergie) à la très grande profondeur (très haute énergie). Ses deux principaux moteurs sont d'une part la nécessité de diversifier nos sources d'énergie et d'autre part l'augmentation à long terme du coût de cette dernière. En outre, les avantages de l'utilisation des ressources géothermiques sont :

- la réduction des émissions de gaz à effet de serre. La géothermie est une énergie directement utilisable, soit sous forme de chaleur soit par transformation en électricité. Il n'y a donc ni combustion, ni production de gaz polluants. De plus, la matière première ne doit pas être transportée.
- l'indépendance vis-à-vis des saisons et des conditions climatiques, cette régularité est un avantage vis-à-vis d'autres énergies renouvelables telles que les énergies hydroélectrique, éolienne et solaire.
- l'absence de risques durant le transport, le stockage et l'utilisation ;
- la production locale d'énergie et la possibilité de dimensionner des installations de petite taille économiquement rentables.
- l'impact visuel très limité, une partie importante des installations étant enterrée.
- un potentiel quasiment illimité.

L'énergie géothermique peut être valorisée sous diverses formes: la chaleur peut soit être utilisée directement pour le chauffage de bâtiments, de serres, de bassins d'élevage, ou dans des procédés industriels (extraction de substances chimiques, lavage, séchage, préchauffage,...), soit servir à la production d'électricité et s'insérer dans un circuit classique de distribution de courant. A l'inverse, en été, la relative faible température des terrains peu profonds peut être utilisée à des fins de refroidissement, notamment pour du conditionnement d'air.

2 L'énergie géothermique de la Terre

La température interne de la Terre augmente avec la profondeur et ses variations peuvent être étudiées notamment par l'intermédiaire des ondes sismiques. Des équations thermodynamiques de Maxwell liant la pression P , le volume V , l'entropie S^2 et la température T , on peut déduire le gradient adiabatique de température selon la profondeur :

² L'entropie est une fonction d'état définie par le second principe de la thermodynamique : le rapport de la quantité de chaleur échangée de manière réversible par un système thermodynamique sur la température de

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_s = T \frac{\alpha \cdot g}{c_p}$$

Où :

- α est le coefficient volumique d'expansion thermique : $\alpha = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T}\right)_p$, [K⁻¹].
- c_p est la capacité calorifique spécifique en conditions isobares, [J/kg/K].
- g est la gravité, [m/s²].

La figure 1 montre l'évolution générale du coefficient d'expansion thermique et de la capacité calorifique avec la profondeur, ces paramètres étant liés à la vitesse sismique des matériaux terrestres.

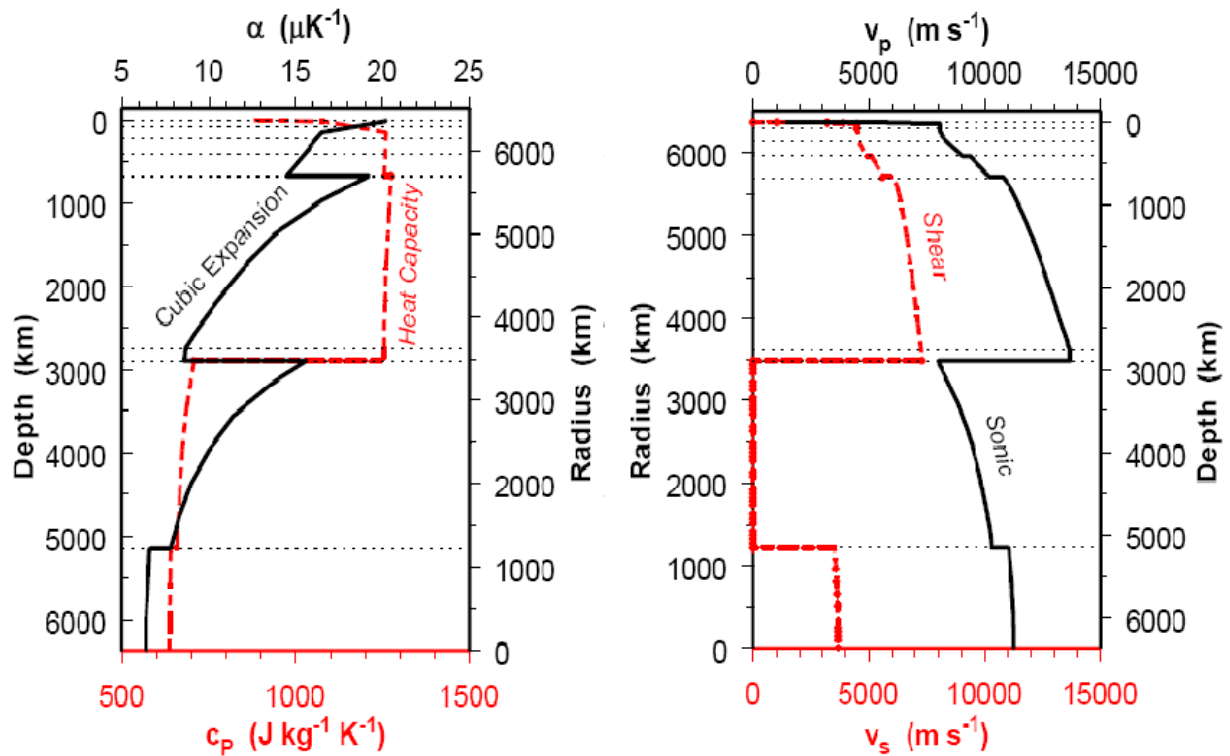


Figure 1: Modèles de variation du coefficient d'expansion thermique, de la capacité calorifique spécifique et de la vitesse sismique en fonction de la profondeur (Clauser, 2006)

Malgré de larges incertitudes, les gammes de températures rencontrées dans la structure interne de la terre sont de l'ordre de 3000 à 4500 °C à l'interface noyau-manteau et de 4400 à 7300°C dans la zone de transition entre le noyau externe et interne. La chaleur emmagasinée par la Terre a deux types de sources : les sources internes et externes. La principale source de chaleur interne est l'énergie radiogénique³ issue de la dégradation d'isotopes instables (majoritairement l'uranium, le thorium et le potassium). Parmi ces sources, on recense également la chaleur originale de la Terre, celle-ci se refroidissant depuis sa formation ; l'énergie potentielle, qui peut être convertie en chaleur par formation de nouvelle croûte ou enrichissement de métaux lourds dans le manteau,

ce dernier est égal à la variation d'entropie, $\Delta S = \frac{\Delta Q_{rév}}{T}$ en J/K. Un système dont l'entropie est constante sera appelé 'adiabatique'.

³ L'énergie radiogénique produite par la terre est en moyenne de $8.6 \cdot 10^{20}$ J/an, ce qui correspond à plus du double de la production mondiale d'énergie primaire au cours de l'an 2000.

et enfin la chaleur de friction, libérée lors des tremblements de terre. Quant aux sources externes, la plus importante est l'énergie solaire et la seconde est l'énergie gravitationnelle échangée entre la Terre, le Soleil et la Lune. (Clauser, 2006)

Dans la croûte terrestre, la variation locale de la température en fonction de la profondeur est irrégulière et dépend fortement du contenu des roches en éléments radioactifs, du régime tectonique et de l'hydrothermalisme éventuel. Le gradient géothermique peut varier entre 1°C et 6°C/100m pour la croûte continentale et même atteindre des valeurs supérieures dans la croûte océanique sous l'effet de l'hydrothermalisme. Sur le continent et en régime tectonique peu actif, le gradient géothermique est le plus couramment compris entre 2 et 4°C/100 m, le flux thermique à l'origine de ce gradient étant en moyenne estimé à 60 mW/m² (il fluctue entre 20 et 120 mW/m² sauf exception). (Laplaige & Lemale, 2008)

3 Exploitation de l'énergie géothermique

Bien souvent, la chaleur terrestre est exploitée dans des formations géologiques aquifères. Dans ce cas, le fluide hydrothermal qui circule dans les formations est le plus souvent pompé vers la surface, où il sera ensuite exploité. On parle alors de puits géothermique. Dans le cas de formations peu perméables ou de formations non-saturées, dont l'eau ne peut être extraite en quantité suffisante pour en exploiter la chaleur, la solution adoptée est l'installation de capteurs enterrés (réseau de tubes) dans lesquels va circuler, en circuit fermé, un fluide caloporteur. Les principaux modes d'exploitation de l'énergie géothermique, ainsi que ses utilisations sont illustrés en annexes 1, 2 et 3.

3.1 Puits géothermiques (circuit ouvert)

Différents types de « gisements géothermaux » peuvent être exploités au moyen de puits géothermiques. On distingue tout d'abord les zones géologiquement stables, où l'eau est couramment pompée jusqu'à des profondeurs de 1000 à 2000 m. La température du fluide pompé atteint alors environ 30 à 90 °C et l'on parle de **géothermie basse énergie**. Ces gisements sont principalement localisés dans les grands bassins sédimentaires, qui renferment d'importantes quantités de roches poreuses (grès, sables, conglomérats). Dans le cas de nappes peu profondes, exploitées de quelques mètres à moins d'une centaine de mètres de la surface, la température de l'eau est de l'ordre de 5 à 30°C et l'on emploie le terme de **géothermie très basse énergie**. La valorisation thermique de ce type d'aquifère requiert pratiquement toujours l'usage de pompes à chaleur et a pour objet principal le chauffage (eau sanitaire ou chauffage central) et/ou la climatisation de bâtiments. Ces deux types de gisements géothermiques ont bien souvent des extensions assez vastes et sont globalement les plus répandus. La troisième catégorie est celle des gisements en zones géologiquement actives, associés à des épisodes magmatiques relativement récents et majoritairement localisés aux frontières entre plaques tectoniques, d'où leur extension plus limitée. Dans ces régions, le gradient géothermique est compris entre 5°C et plus de 20°C par 100 m. On parle de **géothermie moyenne énergie** lorsque le fluide a une température comprise

entre 90 et 150°C et de **haute énergie** pour des températures de 150 à 350°C. Les gisements de haute et moyenne énergie sont majoritairement localisés au sein des mêmes régions mais ils se différencient souvent par la profondeur d'exploitation, la limite entre les deux étant fixée aux environs de 1000 m. Dans ces gammes de température, il devient intéressant d'exploiter la chaleur pour la production d'électricité, d'autant plus que le fluide poral peut être pompé sous forme de vapeur, humide ou sèche. Par ailleurs, les bassins sédimentaires peuvent également renfermer des ressources de moyenne énergie, mais elles sont moins fréquemment exploitées car il faut atteindre des profondeurs de 2000 à 4000 m. Les principales zones du globe intéressantes pour la géothermie de basse et haute énergie sont reprises sur la carte en annexe 4. (Castello, 2004 ; Laplaige & Lemale, 2008)

Des configurations très diverses existent pour l'exploitation géothermique par pompage et le fluide géothermal peut être réinjecté ou non dans l'aquifère via un second réseau de puits (Figure 2). Si c'est le cas, le dispositif est qualifié de 'doublet géothermique' et une distance minimale doit être maintenue entre les puits de pompage et de réinjection pour ne pas réchauffer (ou refroidir) le fluide exploité (Laplaige & Lemale, 2008). L'alternative consiste à rejeter l'eau dans le milieu naturel, à condition que cela ne présente pas de risques pour l'environnement (eau fortement chargée) ou, dans le meilleur des cas, à valoriser l'eau dans le réseau de distribution d'eau potable ou pour toute autre application (procédé industriel,...) si les contraintes chimiques et techniques le permettent. Notons par ailleurs qu'il existe une variante très intéressante du doublet géothermique à faible profondeur, appelée système à 'puits chaud/puits froid'. Cette technique qui allie chauffage et refroidissement consiste à coupler les 2 puits sur une pompe à chaleur. En hiver, on pompe dans le 1^{er} puits et réinjectant de l'eau plus froide dans le second et on effectue l'inverse en été, en réinjectant cette fois de l'eau plus chaude dans le 1^{er} puits. Ainsi, au fur et à mesure de l'exploitation, le 1^{er} puits sera de plus en plus chaud (puits chaud), tandis que le second sera de plus en plus froid (puits froid).

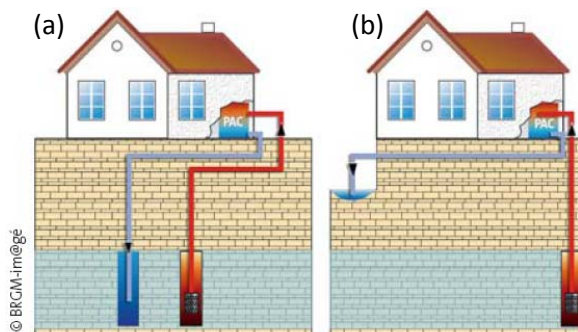


Figure 2: Exemple de 2 systèmes de puits géothermiques (associés à une pompe à chaleur) :

(a) doublet géothermique (b) système sans réinjection dans l'aquifère (Castello, 2004)

Les principaux avantages des puits géothermiques sont le haut taux d'extraction d'énergie, associé à de faibles pertes de chaleur, ainsi que la grande flexibilité du dispositif, qui peut être adapté à moindres frais suivant le remodelage ou l'agrandissement d'un bâtiment. Les désavantages sont notamment la gestion de l'eau pompée en aval du dispositif, sachant que les puits de réinjection sont coûteux. Par ailleurs, de nombreuses conséquences sont liés au pompage de l'eau d'un aquifère : problèmes de colmatage des puits, de corrosion, de tassement, ou simplement la nécessité d'obtenir un permis d'exploitation (avec éventuels frais associés) dans de nombreux pays. Idéalement, l'eau

pompée doit être la plus propre possible, ce qui limite par exemple les opportunités en région fortement polluée ou en zone côtière.

3.2 Sondes géothermiques (circuit fermé)

Ce type de dispositif présente l'intérêt de pouvoir être adapté à tout type de terrain. A très faible profondeur (quelques mètres), on peut utiliser des réseaux de tubes horizontaux ; dans les autres cas, les capteurs sont verticaux (sondes géothermiques de type duplex ou coaxiale) et sont disposés dans des puits ou dans des tranchées, ce qui permet de minimiser l'emprise au sol (Figure 3). Dans le type duplex, l'échange de chaleur a lieu tout le long du circuit, tandis que dans le type coaxial, il peut se faire uniquement pendant la descente ou la remontée (le sens de circulation peut être modifié pour l'extraction et l'injection de chaleur) mais sur une plus grande surface. Dans ce cas, le tubage interne est souvent isolé pour éviter tout court-circuit thermique. Les puits peuvent couramment atteindre 100 à 400 m de profondeur, les plus profonds atteignant 2000 m. Selon la température atteinte par le fluide caloporteur, toutefois limitée à moins de 100°C vu les matériaux plastiques utilisés, on emploie les termes de **géothermie basse ou très basse énergie**, tout comme pour les puits géothermiques. Le fluide caloporteur est souvent de l'eau claire ou un mélange d'eau et d'antigel à base d'éthylène glycol⁴. Celui-ci est circulé en régime d'écoulement turbulent dans le circuit installé au sein du sol. (Beodom, 2008 ; Tyberghein, 2005)

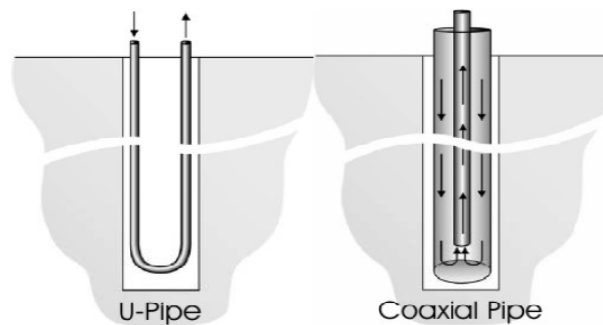


Figure 3: Sondes géothermiques duplex (tubes en U) et coaxiales (Ghelin, 2002)

La mise en place d'un puits échangeur de chaleur commence par le forage, dont le diamètre est souvent de l'ordre de 15 cm, et la pose du tubage. Le tubage de forage doit permettre de reprendre les forces du sous-sol environnant pendant les phases d'installation et d'utilisation. Il doit résister à la corrosion et être imperméable à tout polluant. Les tubages les plus courants sont en acier ou en matières plastiques. Ils ne sont toutefois pas d'application dans tous les cas. Dans le tubage est (sont) insérée(s) la (ou les) sonde(s) géothermique(s) destinée(s) à la circulation du fluide caloporteur, il s'agit de canalisations en polyéthylène haute densité (PEHD), le plus souvent sous forme de simple, double, quadruple ou multiple U (Annexe 5). Le diamètre et l'épaisseur du tube sont adaptés selon la longueur et le diamètre des forages. En général, on utilise des tubes de 16 à 40 mm de diamètre extérieur et d'épaisseur comprise entre 1.5 et 2.5 mm. Après la pose des tubes, on coule un matériau de remplissage destiné à assurer le soutien de ces derniers et le bon contact thermique entre le terrain et les canalisations en PEHD. Idéalement, le matériau de remplissage doit avoir une bonne conductivité thermique. Depuis longtemps, le matériau le plus courant est un mélange d'eau et de

⁴ Ce type d'antigel a l'avantage de ne pas contenir de CFC et d'être ininflammable et biodégradable.

bentonite car la bentonite est un matériau durable et qui permet aussi d'éviter la contamination des formations aquifères, même si la conductivité thermique de l'ensemble reste à améliorer. (Beodom, 2008 ; Tyberghein, 2005)

Lorsque l'utilisation d'une pompe à chaleur est indispensable pour transférer la chaleur au milieu à chauffer, ces dispositifs sont le plus souvent désignés par l'abréviation anglo-saxonne GSHP (*Ground Source Heat Pumps*). En Europe, le marché des GSHP n'est développé que dans quelques pays : la Suède, la Suisse, l'Allemagne et quelques parties de l'Autriche. Néanmoins au cours de 10 dernières années, ce type d'installations peu profondes a connu une croissance annuelle de plus de 10% dans une trentaine de pays car il s'agit de systèmes dont la fiabilité et les performances à long terme ont été largement prouvées (Clauser, Gessner & Kühn, 2008). En moyenne, ces systèmes de pompes à chaleur ont des puissances de 10 kW et sont majoritairement destinés aux maisons individuelles (Figure 4).

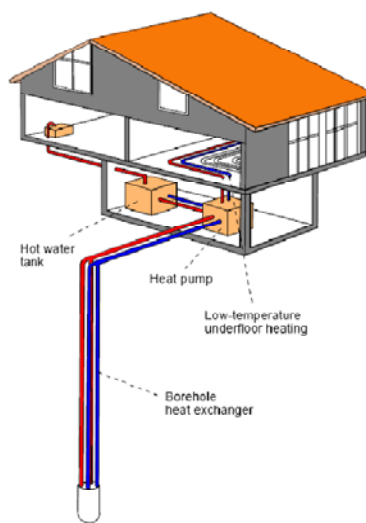


Figure 4: Puits échangeur de chaleur (GSHP) pour le chauffage par le sol d'une maison individuelle (Lund, Sanner, Rybach, Curtis & Hellström, 2004)

Les sondes géothermiques peuvent bien sûr être mises en place dans des formations aquifères mais la capacité de l'installation peut alors s'en trouver fortement réduite. En effet, en pompant l'eau, on augmente ainsi la vitesse de l'écoulement souterrain et, le mouvement d'eau étant associé à un transfert de chaleur par convection, il permet ainsi l'extraction d'un flux de chaleur plus important du sous-sol.

Le taux de récupération de chaleur est moindre que pour les puits géothermiques du fait de la résistance thermique du puits et de la présence d'un fluide supplémentaire dans la chaîne de transfert de chaleur. Néanmoins, ces systèmes sont plus simples à mettre en place (pas de pompe de forte capacité ou de nécessité de réinjecter l'eau) et ne perturbent pas le niveau de la nappe (risque de tassement, baisse d'alimentation d'un puits aval, permis, ...). Ainsi, en plus de leur utilisation pour le chauffage de maisons individuelles (sondes atteignant entre 30 et 150 m de profondeur), pour lesquelles la puissance demandée est faible, on en trouve de plus en plus dans de gros bâtiments possédant des fondations profondes, le système étant alors intégré dans les pieux (Tyberghein, 2005).

En remarque, notons qu'il est également possible d'exploiter la chaleur des roches peu perméables à plus grande profondeur. Le principe consiste à fracturer hydrauliquement les roches en

vue d'augmenter leur perméabilité. De l'eau est ensuite injectée, pour être récupérée plus chaude après avoir percolé dans le réservoir (géothermie profonde des roches fracturées).

3.3 Pompe à chaleur

Une pompe à chaleur (PAC) est un système thermodynamique qui permet de transférer la chaleur d'un fluide à un autre. En mode direct, la PAC consomme de l'énergie électrique pour prélever de la chaleur à bas niveau de température et la transférer dans un autre milieu à un niveau de température plus élevé. Une PAC peut également être prévue pour fonctionner en mode inverse (PAC réversible), typiquement pour alterner les périodes de chauffage et de climatisation, où le sens de transfert de chaleur est alors inversé. (Lemale & Gourmez, 2008)

Dans une installation géothermique, l'utilisation de pompe à chaleur en mode direct peut être motivée par différentes raisons :

- L'eau pompée n'atteint pas la température requise pour sa valorisation thermique directe. Par exemple, pour un plancher chauffant, l'eau doit au minimum être à 35°C et, pour de l'eau sanitaire, on recommande 60°C. Ces températures sont cependant des minima et devront être adaptées pour combler les pertes calorifiques si l'eau chaude doit être transportée via un réseau de distribution.
- Sous les conditions que l'eau pompée (ou le fluide calorifique) ne puisse être valorisée localement et que la température initiale du fluide ne soit pas trop faible, on peut convertir la chaleur en énergie électrique via des turbines afin de pouvoir la transporter sur de plus grandes distances et/ou dans le but d'intégrer cette source d'énergie au réseau de distribution classique existant. Or, pour produire de l'électricité, la température de l'eau doit être supérieure à 150°C, d'où l'utilité des pompes à chaleur. La production d'électricité se fait alors via un cycle binaire ou cycle de Rankine. De manière générale, on ne produit de l'électricité qu'à partir de ressources géothermales de moyenne énergie, l'utilisation de ressources de basse énergie restant marginale. A partir de la haute énergie, une PAC intermédiaire n'est plus nécessaire.
- Même si le fluide pompé a une température élevée, celui-ci peut être fortement chargé en solutés et induire des problèmes de colmatage des conduits et/ou de corrosion. Les PAC s'imposent alors pour séparer le 'circuit géothermal' (fluide géothermal) du 'circuit géothermique' (fluide de chauffage).
- Dans le cas de sondes géothermiques, les PAC se justifient de même pour augmenter la température du fluide caloporteur.

Ainsi, les composants d'un système d'échange de chaleur via PAC sont (Masser SA, 2005) :

- la source de chaleur, dite 'source froide'. Il s'agit du circuit qui capte la chaleur du sol depuis les puits de production ou, en mode inverse, qui évacue la chaleur du bâtiment à refroidir ;
- la PAC ;
- le capteur de chaleur, dite 'source chaude'. Il s'agit du circuit de distribution de la chaleur dans le bâtiment ou du circuit qui évacue la chaleur vers le sous-sol en cas de refroidissement.

Aux interfaces entre ces 3 composants, des échangeurs de chaleur permettent le transfert de l'énergie calorifique. Les types d'échangeurs les plus courants sont les échangeurs à plaques, tubulaires, à tubes en U ou à spirales.

Une PAC (Figure 5) est elle-même constituée d'un compresseur alimenté en électricité, d'un évaporateur, d'un condenseur et d'un détendeur. Ces éléments forment un circuit thermodynamique dans lequel circule en boucle un fluide frigorigène qui est choisi pour ses points d'ébullition et de liquéfaction en fonction des températures des sources chaude et froide (Masser, 2005). Le fluide circule sous l'impulsion du compresseur et sa température se modifie sous l'effet des changements de pression induits soit par le compresseur soit par le détendeur, tandis qu'il capte ou fournit de la chaleur respectivement aux niveaux de l'évaporateur et du condenseur. Plus précisément, le cycle parcouru par le liquide frigorigène est le suivant :

- **L'évaporation** : le fluide frigorigène pénètre dans l'évaporateur à l'état liquide et entre en ébullition en prélevant la chaleur latente de vaporisation à la source froide. A la sortie de l'évaporateur, le fluide est totalement passé en phase vapeur. Pour que le transfert de chaleur s'effectue depuis la source froide, il est donc impératif que le fluide calorifique soit à une température moins élevée que cette dernière. Cette étape est isobare (pression constante) et se déroule dans la partie du cycle dite 'à basse pression'.
- **La compression** : le fluide calorifique, à l'état de vapeur, subit une augmentation de pression sous l'effet d'un compresseur entraîné par un moteur électrique. De ce fait, la température du fluide augmente. A ce stade, on entre dans la partie cycle dite 'à haute pression'.
- **La condensation** : le fluide pénètre dans le condenseur à l'état de vapeur et se condense progressivement en transmettant la chaleur latente de liquéfaction à la source chaude. Pour qu'il y ait émission de chaleur, il faut donc que la température de la source chaude soit inférieure à celle du fluide frigorigène. Tout comme l'évaporation, la condensation est isobare.
- **La détente** : le fluide frigorigène, sous forme liquide, est détendu par passage dans un orifice capillaire et est ramené à sa pression initiale : on est à nouveau en régime de 'basse pression' et le cycle thermodynamique peut recommencer.

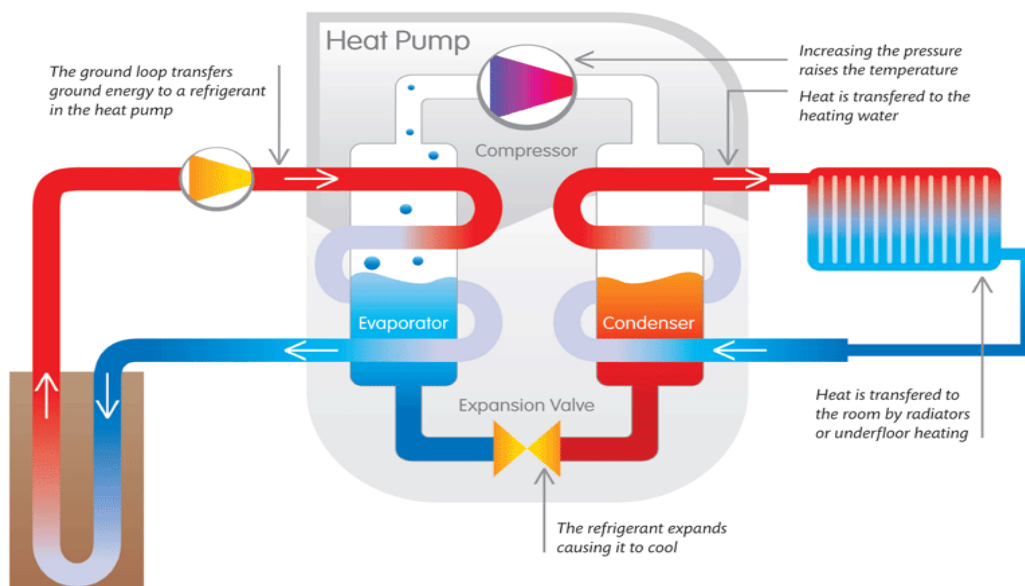


Figure 5: Schéma d'une pompe à chaleur (Dickson & Fanelli, 2004)

Dans ce dispositif, la possibilité d'inverser le cycle peut être obtenue au moyen d'une vanne à quatre voies qui permet de choisir l'échangeur de chaleur vers lequel les phases liquide et gazeuse seront respectivement dirigées. En d'autres mots, la vanne permet de choisir quelle sera la source froide et, à fortiori, la source chaude.

On rencontre dans la littérature différents coefficients de performance (COP) définis pour caractériser l'efficacité énergétique d'une PAC. Le plus utilisé d'entre eux est le coefficient de performance du groupe moto-compresseur, défini comme le rapport entre l'énergie utile (chaleur restituée à la source chaude $Q_{s.chaude}$ ou extraite à la source froide $Q_{s.froide}$) et l'énergie (travail) fournie au compresseur sous forme d'électricité, toutes pertes considérées:

- PAC fonctionnant en mode direct (COP ≥ 1):

$$COP = - \frac{Q_{s.chaude}}{W} \quad \text{avec } Q_{s.chaude} < 0 \text{ et } W > 0$$

- PAC fonctionnant en mode inverse (COP ≥ 0) :

$$COP = \frac{Q_{s.froide}}{W} \quad \text{avec } Q_{s.froide} > 0 \text{ et } W > 0$$

De plus, le COP est limité par le 2^{ème} principe de la thermodynamique concernant l'irréversibilité des échanges de chaleur, le cycle de Carnot, réversible, définissant le rendement théorique maximal:

$$COP = - \frac{Q_{s.chaude}}{W} \leq \frac{T_{s.chaude}}{T_{s.chaude} - T_{s.froide}} = \frac{1}{\eta_{Carnot}}$$

$$COP = \frac{Q_{s.froide}}{W} \leq \frac{T_{s.froide}}{T_{s.chaude} - T_{s.froide}}$$

Le rendement d'une pompe à chaleur décroît lorsque l'écart de température entre les sources chaude et froide augmente et il est donc plus élevé pour un chauffage à basse température. Dans les applications liées à la géothermie, le COP est la plupart du temps compris entre 2.5 et 6 et vaut couramment 4, ce qui signifie que 25 % de la chaleur totale transférée à la source chaude provient du condensateur et 75 % provient de la source froide. On notera que les constructeurs de pompes à chaleur expriment généralement le COP comme le rapport de la puissance thermique de leur machine sur sa consommation électrique.

3.4 Paramètres importants

La quantité de chaleur qui pourra être extraite du sous-sol dépend de nombreux paramètres. Ceux-ci auront une grande importance dans le dimensionnement du système géothermique (nombre et disposition des puits, débit à pomper ou longueur et nombre de tubes échangeurs de chaleur, capacité des pompes à chaleur...). Ces paramètres sont:

- la géologie et l'hydrogéologie des terrains : nature et épaisseur des couches, porosité, perméabilité, coefficient d'emménagement, degré de saturation et gradient hydrogéologique ;
- la température du sous-sol et le gradient géothermique local (pour les installations profondes) ;
- le transfert annuel net d'énergie au sous-sol ;
- les paramètres thermiques du sous-sol : conductivité, capacité calorifique spécifique et dispersivité thermomécanique ;
- l'interdistance et les interactions entre puits de pompage et/ou sondes géothermiques ;
- les caractéristiques physico-chimiques du fluide géothermal : concentration en solutés et gaz dissous ;
- les paramètres thermiques du fluide géothermal : conductivité et capacité calorifique spécifique ;
- les caractéristiques géomécaniques des terrains exploités ainsi que de la couverture, ceux-ci ayant un impact direct sur la méthode et le coût des forages ;
- l'efficacité et la consommation énergétique des pompes à chaleur.

De plus, dans le cas de puits géothermiques, on devra éviter les rabattements trop importants, spécialement en cas de terrains superficiels susceptibles de se tasser (argiles, limons,...), recenser les pompages existants en amont et considérer les interactions éventuelles avec les eaux de surface.

Enfin, dans le cas de sondes géothermiques, il faut de surcroît considérer les paramètres relatifs au puits et au fluide caloporteur qui y circule. Les principaux sont :

- la température du fluide caloporteur à l'entrée et à la sortie et leur gamme de variation ;
- la résistance thermique du puits (ensemble tubage, coulis de remplissage, PEHD) ;
- le type et les propriétés thermiques du fluide calorifique ;
- la configuration des puits : en série et/ou en parallèle ;
- le diamètre des puits et la vitesse d'écoulement.

III. Le transfert de chaleur en milieu poreux saturé: mise en équations

1 Introduction

Pour estimer les flux de chaleur qui pourront être injectés ou extraits du sous-sol dans un dispositif géothermique, il est important de bien comprendre les divers processus régissant le transfert de chaleur en milieu souterrain saturé. Dans ce chapitre, les lois qui gouvernent la conduction, la convection naturelle et forcée ainsi que le transport de chaleur par dispersion et diffusion seront rappelées. On fera abstraction de la radiation (émission d'un rayonnement électromagnétique), négligeable aux températures peu élevées⁵.

Dans la suite de ce chapitre, l'équation bilan de transfert de chaleur sera présentée ainsi que celle relative au transport de solutés, notamment afin d'illustrer les analogies entre ces deux processus. Notre but sera également de mettre en évidence les corrélations nécessaires à l'utilisation de logiciels prévus pour le transport de solutés en vue de simuler le transfert de chaleur dans le sous-sol. En effet, ces outils numériques seront d'une grande utilité car les lois régissant le transport de solutés et de chaleur en milieu poreux souterrain sont des équations différentielles similaires incluant à la fois des dérivées d'ordre 1 et 2, ce qui peut rendre leur résolution analytique complexe, voire impossible.

2 Modes de transfert de chaleur en milieu poreux saturé

2.1 Conduction

La conduction est un mode de transfert de chaleur qui dépend uniquement du champ de température au sein du milieu, dont il a tendance à combler les déséquilibres par propagation de la chaleur par chocs successifs entre molécules. Elle n'implique aucun déplacement net de matière. Elle est régie par la **1^{ère} loi de Fourier**, qui donne la valeur du flux spontané de chaleur d'une région à température élevée vers une région à température plus basse :

« Le flux de chaleur q (W/m^2) en un point d'un milieu continu est proportionnel au gradient de température en ce point. »

$$\overrightarrow{q}_{conduction} = -\lambda \cdot \overrightarrow{grad}(T) \quad (1)$$

où λ est le tenseur de conductivité thermique du milieu ($W/m.K$).

⁵ La loi de Stephan et Boltzmann donne le flux thermique radiatif q [W/m^2] émis par un corps quelconque :

$$q = e \cdot \sigma \cdot T^4$$

où e est l'émissivité du corps ($e < 1$), σ la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} W/m^2.K^4$).

Etant donné que ce flux évolue avec la quatrième puissance de la température, il n'est en pratique pris en considération qu'aux températures très élevées (centaines à milliers de °C).

On peut établir **l'équation de bilan de chaleur** d'un volume de milieu échangeant de la chaleur uniquement par conduction. Celle-ci exprime la variation de la température du milieu dans l'espace et dans le temps pour une sollicitation d'injection ou d'extraction de chaleur sous les hypothèses suivantes (Crine, 2007) :

- le milieu est continu et incompressible
- les particules sont immobiles
- il n'y a pas de dissipation mécanique

$$Q_v - \overrightarrow{\text{div}}(\overrightarrow{q_{\text{conduction}}}) = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

Où :

- Q_v est le terme de source de chaleur, [J/m^3]. La chaleur peut être d'origine interne (réaction endo- ou exothermique, effet Joule) ou externe.
- c est la capacité calorifique spécifique du milieu, [$\text{J}/\text{kg.K}$].
- ρ est la masse volumique du milieu, [kg/m^3].

Telles qu'elles sont présentées, la loi de conduction et l'équation bilan de chaleur par conduction sont valables pour tout type de milieu. En particulier, elles seront désormais appliquées aux milieux poreux saturés.

La capacité calorifique spécifique définie ci-dessus est le paramètre qui détermine la quantité de chaleur stockée dans le milieu poreux saturé, donc dans les roches et les fluides qui remplissent les pores. Elle se définit comme la quantité de chaleur ΔQ nécessaire à échauffer la température d'un corps de masse unitaire de 1°C (sans changement de phase) :

$$c = \frac{\Delta Q}{\Delta T \cdot m} \quad (3)$$

Suivant les conditions dans lesquelles a lieu le transfert de chaleur, on distingue la capacité calorifique isobare c_p (à pression constante) et isochore c_v (à volume constant). La première est légèrement plus grande que la seconde du fait du travail supplémentaire requis pour l'expansion volumique accompagnant l'augmentation de température à pression constante. Néanmoins, dans le cas des roches de la croûte, l'écart entre les deux valeurs est négligeable ($< 1\%$) aux températures inférieures à 1000 K (Clauser, 2006). Dans le cas des roches et sols de faible profondeur, c'est la capacité calorifique isobare c_p qui est employée. Habituellement, on utilisera dès lors le simple terme de 'capacité calorifique', aussi dénoté par la lettre c^6 .

Ensuite, il faut savoir que l'on distingue la capacité calorifique spécifique c ($\text{J}/\text{kg.K}$) de la capacité thermique C ($\text{J}/\text{m}^3.\text{K}$), les deux étant reliées par la masse volumique ($C=\rho.c$).

⁶ Dans les chapitres ultérieurs, cette notation sera utilisée par défaut pour faire référence à la capacité calorifique spécifique isobare.

Par ailleurs, de nombreux auteurs font référence à la diffusivité thermique du milieu poreux, qui représente la vitesse de pénétration et d'atténuation d'une onde thermique dans le milieu poreux. Cette grandeur est définie comme suit, en $[m^2/s]^7$:

$$\kappa = \frac{\lambda_m}{\rho_m \cdot c_m} \quad (4)$$

Ainsi, bien que la conductivité thermique λ soit le paramètre principal lié à la conduction, la capacité calorifique spécifique c l'influence également, puisque cette dernière quantifie l'inertie thermique du système et donc l'évolution de la température du milieu. Cette remarque reste valable pour les autres modes de transfert de chaleur, qui sont tous dépendants de la température.

2.2 Convection naturelle

Il s'agit de la mise en mouvement d'un fluide sous l'effet d'un gradient de température. Ce gradient étant à l'origine d'un contraste de densité, les masses fluides les plus chaudes seront entraînées verticalement selon le principe de la poussée d'Archimède. Ce phénomène intervient notamment à proximité des sondes géothermiques car l'injection ou l'extraction de chaleur modifie localement la densité des fluides contenus dans les pores du sous-sol (eau-air). La convection naturelle induira ainsi des mouvements verticaux de fluides le long du puits, qui seront également responsables d'échanges thermiques avec celui-ci. Néanmoins, la convection naturelle est souvent négligeable par rapport à la conduction ou la convection forcée (voir section 2.5).

2.3 Convection forcée

Le troisième processus de transport de chaleur est la **convection forcée**, c'est-à-dire le transport de chaleur qui accompagne les mouvements non-induits par un gradient de température. Dans le sous-sol, elle est principalement due aux mouvements d'eau dans les aquifères (advection). Le flux de chaleur transporté q $[W/m^2]$ est alors proportionnel au flux de Darcy, en tenant compte du fait que ce flux de chaleur n'a lieu que dans la proportion volumique du milieu poreux correspondant à la porosité effective.

$$\overrightarrow{q_{convection}} = \vec{v} \rho_w c_w T = n_e \vec{v}_e \rho_w c_w T \quad (5)$$

Où :

- v est la vitesse ou flux de Darcy, $[m/s]$.
- ρ_w est la masse volumique de l'eau, $[kg/m^3]$.
- c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau, $[J/kg.K]$.
- v_e est la vitesse effective d'écoulement, $[m/s]$.
- n_e est la porosité effective du milieu poreux, $[-]$.

⁷ **Remarque:** la diffusivité thermique κ peut être mise en relation avec la diffusivité hydraulique K/S_s définie pour l'écoulement en milieu poreux, où K est la conductivité hydraulique $[m/s]$ et S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique $[m^{-1}]$.

Les 2 paramètres importants pour la convection forcée sont donc la conductivité hydraulique K (dont dépend la vitesse d'écoulement) et la porosité effective du milieu poreux n_e .

2.4 Diffusion-dispersion

Tout comme pour le transport de solutés, le transfert de chaleur fait également intervenir les processus de diffusion moléculaire et de dispersion thermomécanique. Ces processus sont du même type que la conduction car ils sont également régis par une loi fickienne. Toutefois, le transfert de chaleur n'a cette fois lieu qu'au sein de la phase fluide et non dans tout le volume poreux.

La diffusion moléculaire est un phénomène qui est indépendant du mouvement de l'eau souterraine et qui s'exerce donc dans l'ensemble de la porosité n . Elle est également supposée isotrope.

$$\overrightarrow{q_{diffusion}} = -n\rho_w c_w D_m \cdot \overrightarrow{grad}(T) \quad (6)$$

où D_m est le coefficient de diffusion moléculaire effectif dans l'eau, [m²/s]. Il s'agit du produit du coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau libre d_m par la tortuosité du milieu τ .

La dispersion thermomécanique est quant à elle due aux différences de vitesse entre particules de fluide en mouvement ainsi qu'au contournement des grains de la matrice. Il traduit, en combinaison avec la conduction et la diffusion moléculaire, l'étalement de la masse de fluide chaude (ou froide) autour de la position convective moyenne. Ce phénomène n'intervient donc qu'au sein de la porosité effective. Par ailleurs, le transfert de chaleur par dispersion thermomécanique est anisotrope car la dispersion est toujours plus importante le long des lignes d'écoulement (sens longitudinal).

$$\overrightarrow{q_{dispersion}} = -n_e \rho_w c_w \mathbf{D}_d \cdot \overrightarrow{grad}(T) \quad (7)$$

où \mathbf{D}_d est le tenseur de dispersion thermomécanique de chaleur, [m²/s]. Pour un champ uniforme de vitesses d'écoulement et dans un référentiel de Frenet (un des axes parallèle à l'écoulement), ce tenseur est diagonal et défini comme suit :

$$\mathbf{D}_d = \begin{bmatrix} \alpha_{h,L} |v_e| & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_{h,T} |v_e| & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_{h,T} |v_e| \end{bmatrix} \quad (8)$$

où $\alpha_{h,L}$ et $\alpha_{h,T}$ sont respectivement les dispersivités thermomécaniques longitudinale et transversale, [m].

2.5 Nombres adimensionnels

En milieu souterrain, dès qu'un mouvement d'eau se manifeste, le transfert de chaleur par convection forcée est généralement aussi important ou même dominant par rapport à la conduction et au transfert par diffusion-dispersion (Crine, 2007). Les nombres adimensionnels de Peclet et de

Nusselt, Pe et Nu , quantifient l'efficacité de la convection par rapport à la conduction et déterminent ainsi le processus dominant dans le transfert de chaleur. En une dimension, lorsque l'écoulement souterrain a lieu sur une distance L , de part et d'autre de laquelle s'exerce une différence de température $T_1 - T_0$, le nombre de Peclet est défini par la relation suivante :

$$Pe = \frac{\rho_w c_w v L}{\lambda} = \frac{\rho_w c_w v (T_1 - T_0)}{\lambda (T_1 - T_0) / L} = \frac{q_{convection}}{q_{conduction}} = \frac{q_{convection} + q_{conduction}}{q_{conduction}} - 1 = Nu - 1 \quad (9)$$

Un autre nombre adimensionnel caractéristique du transfert de chaleur dans les milieux poreux est le nombre de Rayleigh Ra . Celui-ci compare l'importance de la convection naturelle (action de la poussée d'Archimède) par rapport à la conduction et aux forces visqueuses. Lorsque le nombre de Rayleigh dépasse la valeur critique de $4.\pi^2$ (≈ 39.48), le transfert de chaleur par convection naturelle domine celui dû à la conduction, tandis que l'inverse est vrai pour les valeurs inférieures de Ra (Lapwood, 1948). Selon la dimension verticale, le nombre de Rayleigh est défini comme suit (Otero & al., 2004) :

$$Ra = \frac{\alpha \cdot \rho_w \cdot g \cdot k \cdot h \cdot (T_{inf} - T_{sup})}{\mu_w \cdot \kappa} \quad (10)$$

Où :

- α est le coefficient volumique d'expansion thermique du fluide, [K^{-1}]. Il vaut $2.07 \cdot 10^{-4} K^{-1}$ à $20^\circ C$ (Elert, 2008).
- g est l'accélération gravifique, [m/s^2].
- k est la perméabilité intrinsèque du milieu poreux, [m^2].
- h est la hauteur de la couche, [m].
- $T_{inf} - T_{sup}$ est l'écart de température entre la base et le sommet de la couche, [K].
- μ_w est la viscosité dynamique de l'eau, [$Pa \cdot s$].

Par exemple, pour un aquifère sableux de 30 m d'épaisseur situé à faible profondeur dont la perméabilité intrinsèque est supposée élevée ($k=10^{-10} m^2$) et la diffusivité thermique de $9.3 \cdot 10^{-7} m^2/s$ et considérant les paramètres de l'eau à la température de $20^\circ C$, le nombre de Rayleigh vaut :

$$Ra = \frac{2.07 \cdot 10^{-4} \times 998.2 \times 9.81 \times 10^{-10} \times 30 \times (T_{inf} - T_{sup})}{10^{-3} \times 9.3 \cdot 10^{-7}} = 6.52 (T_{inf} - T_{sup})$$

Un écart de température de plus de $6^\circ C$ selon la direction verticale est donc nécessaire pour atteindre la valeur critique du nombre de Rayleigh et justifier la prise en compte de la convection naturelle, or un tel gradient hypothétique est largement supérieur aux valeurs normales du gradient géothermique naturel. Par ailleurs, dans le cas de milieux souterrains au sein desquels a lieu un écoulement, la conduction est elle-même souvent un phénomène de moindre importance par rapport à la convection forcée. Ainsi, il est courant que l'on néglige la convection naturelle, si ce n'est pour des formations relativement perméables et d'épaisseur et de profondeur susceptibles d'expliquer de grands changements verticaux de température.

3 Equation de bilan de transfert de chaleur en milieu poreux saturé

En conditions strictement saturées et en régime transitoire, l'équation générale tridimensionnelle de transfert de chaleur par convection, conduction, diffusion et dispersion exprimant la conservation de l'énergie dans un milieu poreux est la suivante (Molson, Frind & Palmer, 1992; Pantakar, 1980) :

$$n \frac{\partial \rho_w c_w T}{\partial t} + (1 - n) \frac{\partial \rho_s c_s T_s}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot [(\lambda_m + n \rho_w c_w D_m + n_e \rho_w c_w \mathbf{D}_d) \overrightarrow{grad} T] - \overrightarrow{div}(n_e \rho_w c_w v_e T) + q' \quad (11)$$

Où :

- T , la température de l'eau porale (ou plus généralement, du fluide contenu dans les pores), est la variable principale, [K].
- T_s est la température de la matrice rocheuse, [K].
- c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau, [J/kg.K].
- c_s est la capacité calorifique spécifique de la matrice rocheuse, [J/kg.K].
- ρ_w et ρ_s sont respectivement les masses volumiques de l'eau et de la matrice rocheuse, [kg/m³].
- n est la porosité totale du milieu poreux, [-].
- n_e est la porosité effective du milieu poreux, [-].
- v_e est la vitesse effective d'écoulement, [m/s].
- λ_m est la conductivité thermique du milieu poreux saturé, [W/m.K].
- D_m est le coefficient de diffusion moléculaire effectif dans l'eau, [m²/s].
- \mathbf{D}_d est le tenseur de dispersion thermomécanique de chaleur, [m²/s].
- q' est un débit d'extraction de chaleur, [W/m³].

Cette équation repose sur les hypothèses d'une matrice solide indéformable, d'une phase liquide incompressible et de l'absence d'effets de gravité, d'échanges de chaleur radiatifs et de production interne de chaleur par dissipation visqueuse. Cette dernière hypothèse est justifiée par les vitesses d'écoulement faibles rencontrées dans les milieux poreux souterrains ; elle est considérée comme valable tant que le nombre de Reynolds est inférieur à 10 ($Re = \rho v D / \mu$ où v est la vitesse de Darcy [m/s], D le diamètre hydraulique [m] et μ la viscosité dynamique [Pa.s]). Par ailleurs, le terme 'convection' réfère uniquement à la convection forcée, la convection naturelle étant supposée négligeable.

Or, en faisant l'hypothèse de l'équilibre thermique entre la matrice rocheuse et l'eau porale (i.e. l'égalité de leurs températures), en supposant les capacités calorifiques de l'eau et de la matrice constantes (valable si les variations de température restent limitées, comme il sera expliqué à la section 2.4 du chapitre 4) et en utilisant la loi classique des mélanges pour la capacité calorifique spécifique (section 2.3 du chapitre 4) :

$$n \rho_w c_w \frac{\partial T}{\partial t} + (1 - n) \rho_s c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = \rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} \quad (12)$$

Où :

- c_m est la capacité calorifique spécifique du milieu poreux saturé, [J/kg.K].
- ρ_m est la masse volumique du milieu poreux saturé, [kg/m³].

L'équation 11 devient ainsi :

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot [(\lambda_m + n\rho_w c_w D_m + n_e \rho_w c_w \mathbf{D}_d) \overrightarrow{grad} T] - \overrightarrow{div}(n_e \rho_w c_w v_e T) + q' \quad (13)$$

Finalement, dans le cas d'un aquifère, on peut supposer que la porosité totale est assimilable à la porosité effective ($n \approx n_e$) pour le terme de diffusion moléculaire, qui est de toute façon faible par rapport aux autres (Dassargues, 2009) :

$$\left(\frac{\rho_m c_m}{n_e \rho_w c_w} \right) \cdot n_e \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot \left[n_e \left(\frac{\lambda_m}{n_e \rho_w c_w} + \mathbf{D} \right) \overrightarrow{grad} T \right] - \overrightarrow{div}(n_e \cdot v_e \cdot T) + \frac{q'}{\rho_w c_w} \quad (14)$$

où \mathbf{D} est le tenseur de dispersion thermomécanique effective totale du milieu poreux, [m²/s]. De manière tout à fait similaire au transport de solutés, on définit ce tenseur de dispersion thermomécanique effective totale comme suit :

$$\mathbf{D} = D_m \cdot \mathbf{I} + \mathbf{D}_d \quad (15)$$

Les propriétés thermiques du milieu poreux saturé c_m et λ_m sont souvent estimées à partir des propriétés propres de la matrice et du liquide et de lois de mélanges. Généralement, on les obtient par des moyennes pondérées du type:

$$\rho_m \cdot c_m = n \cdot \rho_w \cdot c_w + (1-n) \cdot \rho_s \cdot c_s \quad (16)$$

$$\lambda_m = n \cdot \lambda_w + (1-n) \cdot \lambda_s \quad (17)$$

Toutefois, si la relation 16 est usuelle pour le calcul de la capacité calorifique c_m , elle n'est néanmoins pas toujours recommandée pour le calcul de la conductivité thermique λ_m et de nombreuses lois de mélanges ont été développées pour cette propriété (section 3.3 du chapitre 4). Ainsi, parmi les lois les plus basiques, certains auteurs recommandent une moyenne géométrique (Clauser, 2003) :

$$\lambda_m = (\lambda_w)^n + (\lambda_s)^{(1-n)} \quad (18)$$

4 Equation de bilan de transport de soluté en milieu poreux saturé

En conditions strictement saturées, l'équation générale tridimensionnelle de transport d'un soluté donné dans un aquifère, en régime transitoire et à masse volumique constante est la suivante (Bear & Verruijt, 1987):

$$R \cdot n_e \cdot \frac{\partial C^v}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot [n_e (\mathbf{D}_h \cdot \overrightarrow{grad} (C^v) - v_e C^v)] + C^{v*} q' - n_e \lambda C^v R \quad (19)$$

Où:

- C^v , la concentration volumique en soluté dans l'aquifère, est la variable principale, [kg/m³].
- n_e est la porosité effective du milieu poreux, [-].
- R est le coefficient de retard, nombre adimensionnel défini comme suit :

$$R = 1 + \frac{\rho_b \cdot K_d}{n_e} \quad (20)$$

Où :

- ρ_b est la masse volumique sèche du milieu poreux, [kg/m³].
- K_d le coefficient de partitionnement solide-liquide, [m³/kg].
- v_e est la vitesse effective d'écoulement, [m/s].
- \mathbf{D}_h [m²/s] est le tenseur de dispersion hydrodynamique, qui tient compte de la diffusion moléculaire et de la dispersion mécanique, ces 2 mécanismes étant difficilement dissociables à l'échelle macroscopique. Pour un champ uniforme de vitesses d'écoulement et dans un référentiel de Frenet (un des axes est parallèle à la direction d'écoulement), le tenseur est diagonal et est donné par l'expression :

$$\mathbf{D}_h = \begin{bmatrix} \alpha_{s,L} |v_e| & 0 & 0 \\ 0 & \alpha_{s,T} |v_e| & 0 \\ 0 & 0 & \alpha_{s,T} |v_e| \end{bmatrix} + D_m \mathbf{I} \quad (21)$$

Où :

- D_m est le coefficient de diffusion moléculaire effectif, [m²/s].
- $\alpha_{s,L}$ est la dispersivité mécanique longitudinale, [m].
- $\alpha_{s,T}$ est la dispersivité mécanique transversale, [m].
- q' est un débit sollicitation extérieure, positif en pompage, [s⁻¹]. En cas d'injection, le fluide extérieur est supposé être à la même masse volumique que la solution interstitielle initiale.
- C^{v*} est la concentration volumique en soluté associée au débit de sollicitation extérieure q' ($C^{v*} = C^v$ en cas de pompage), [kg/m³].
- λ est la constante de dégradation linéaire, [s⁻¹].

L'équation de transport ci-dessus est valable essentiellement pour les aquifères, c'est-à-dire sous les hypothèses que l'effet de l'eau immobile est négligeable et que la porosité totale est assimilable à la porosité effective pour le terme de diffusion moléculaire. Ces hypothèses, courantes dans de nombreux aquifères (Dassargues, 2009), sont d'autant plus réalistes pour ce travail car l'aquifère étudié est de type graveleux. En effet, ce type de couche présente généralement un faible contenu en argiles et en matières organiques (faible capacité d'adsorption) ainsi qu'une porosité effective importante. De plus, les vitesses d'écoulement y sont souvent élevées par rapport au taux de dégradation, ce qui, dans certains cas, peut justifier que l'on néglige de surcroît le terme relatif à ce processus.

5 Analogies entre transfert de chaleur et transport de soluté

Vu les structures très similaires des équations de bilan de transfert de chaleur et de transport de soluté, on peut aisément faire la comparaison entre les différents termes de l'équation différentielle. La démarche suivie pour établir ces analogies est en partie inspirée du mémoire de Méndez (2008).

Tout d'abord, identifions les mécanismes physiques se rapportant à chacun de ces termes :

- Equation de bilan de transfert de chaleur :

$$\left(\frac{\rho_m c_m}{n_e \rho_w c_w} \right) \cdot n_e \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot \left[n_e \left(\frac{\lambda_m}{n_e \rho_w c_w} + \mathbf{D} \right) \overrightarrow{grad} T \right] - \overrightarrow{div} (n_e \cdot v_e \cdot T) + \frac{q'}{\rho_w c_w}$$

Equilibre thermique
Conduction
Diffusion
Dispersion
Convection
Injection-Extraction de chaleur

- Equation de bilan de transport de soluté :

$$R \cdot n_e \cdot \frac{\partial C^v}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot \left[n_e \left(\mathbf{D}_h \cdot \overrightarrow{grad} (C^v) - v_e C^v \right) \right] + C^v \cdot q' - n_e \lambda C^v R$$

Sorption-Désorption
Diffusion
Dispersion
Advection
Source-Puits
Dégradation

Comme mis en évidence dans les équations précitées, on peut établir les correspondances suivantes:

- **Sorption/désorption vs équilibre thermique (terme d'accumulation)**

Le facteur de retard induit par les phénomènes de sorption et désorption à l'interface entre l'eau porale et la matrice est équivalent au retard induit par les échanges de chaleur entre le fluide et la matrice afin de respecter l'équilibre thermique (égalité des températures de chacune des phases). Le facteur de retard équivalent en transfert de chaleur est égal au quotient de la capacité thermique $\rho_m c_m$ du milieu poreux sur celle de la phase mobile (l'eau), le tout étant multiplié par leurs proportions volumiques respectives :

$$R \leftrightarrow \frac{\rho_m \cdot c_m}{n_e \cdot \rho_w \cdot c_w} \quad (22)$$

En égalant les facteurs de retard en transport et en transfert de chaleur, on peut également déduire la valeur équivalente en transfert de chaleur de la constante de partitionnement solide-liquide K_d [m^3/kg]:

$$R = 1 + \frac{\rho_b \cdot K_d}{n_e} \leftrightarrow \frac{\rho_m \cdot c_m}{n_e \cdot \rho_w \cdot c_w} \quad \text{où } K_d = \frac{C_s}{\rho_w \cdot C_w} \quad (23)$$

Ainsi :

$$K_d \leftrightarrow \frac{\rho_m \cdot c_m}{\rho_w \cdot c_w \cdot \rho_b} - \frac{n_e}{\rho_b} \quad (24)$$

- **Diffusion et dispersion mécanique vs conduction, diffusion et dispersion thermomécanique**

Tout d'abord, considérons la diffusion, qui est un processus de transport (ou transfert de chaleur) dicté uniquement par l'existence d'un gradient dans la distribution de la variable principale étudiée, la concentration (ou la température). En transport, il s'agit purement de la diffusion moléculaire mais, par contre, en transfert de chaleur, il faut considérer un processus supplémentaire qui est la conduction. On peut donc faire l'analogie suivante :

$$D_{m,\text{écoulement}} \leftrightarrow D_{m,\text{thermique}} + \frac{\lambda_m}{n_e \rho_w c_w} \quad (25)$$

En ce qui concerne la dispersion mécanique, la relation est évidente puisqu'il suffit de remplacer la dispersivité mécanique par la dispersivité thermomécanique. Ces 2 paramètres jouent tout-à-fait le même rôle que ce soit en transport de soluté ou en transfert de chaleur et ils ont des ordres de grandeur similaires (René Therrien & Jasmin Raymond, communication personnelle, 2009).

- **Advection vs convection**

Il s'agit du transport/transfert associé au mouvement de l'eau souterraine. Là aussi, les deux termes de l'équation différentielle ont exactement la même structure et dépendent de la vitesse effective de l'écoulement souterrain.

- **Terme de source**

Dans le cas du transport, le terme de source représente une entrée ou sortie d'une certaine masse de soluté. Dans le cas du transfert de chaleur, ce terme indique une injection ou extraction d'énergie, sous forme de chaleur, dans le système.

Pour respecter la dimension de chacun des termes, le flux de chaleur doit être exprimé en $J/s.m^3$ ou W/m^3 .

- **Dégradation**

Enfin, dans l'équation de transfert de chaleur, le terme qui aurait dû correspondre à la dégradation de soluté n'apparaît pas. En effet, la possibilité de consommation ou production de chaleur au sein du milieu poreux n'est pas envisagée autrement que via le terme d'injection/extraction de chaleur. Ainsi, le bilan calorifique d'éventuelles réactions chimiques, ou encore les échanges de chaleur avec la surface, sont négligés.

6 Ordres de grandeur des paramètres liés au transfert de chaleur

Quelques valeurs des paramètres thermiques des milieux poreux seront citées ci-dessous. Vu le cadre de ce travail, nous nous limiterons aux contextes sédimentaires.

Concernant la conduction et le transfert de chaleur solide-fluide, les deux paramètres importants sont la conductivité thermique λ_m et la capacité calorifique spécifique c_m ou la capacité thermique du milieu poreux C_m (Tableau 1 & Figure 6). Ces paramètres augmentent avec le degré de saturation puisque la conductivité thermique et la capacité calorifique de l'air sont beaucoup moins importantes que celles de l'eau. D'après l'expression des différents flux de chaleur exposés à la section 2, pour la convection, c'est la conductivité hydraulique K du milieu ainsi que la porosité effective qui seront les paramètres clés (Tableau 1) car ils interviendront dans le calcul de la vitesse effective d'écoulement⁸. Enfin, le dernier mode de transfert de la chaleur est la dispersion, caractérisée par le coefficient de diffusion moléculaire effectif D_m et la dispersivité thermomécanique α_h . Le coefficient de diffusion moléculaire effectif D_m varie, selon les études et les estimations de la tortuosité, entre 10^{-9} et 10^{-10} m^2/s , le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau libre d_m étant compris entre 10^{-9} et $5 \cdot 10^{-9}$ m^2/s (René Therrien, communication personnelle, 2009). Quant à la dispersivité thermomécanique, il s'agit d'un paramètre assez variable et fortement dépendant de l'échelle considérée, tout comme pour le transport de solutés. Il est le plus souvent déterminé par calibration sur base de données mesurées.

⁸ La vitesse effective d'écoulement est calculée au départ de la loi de Darcy : $\vec{v}_e = -\frac{K}{n_e} \overrightarrow{grad} h$

Type de roches/sols	λ_m [W/m.K]	C_m [MJ/m ³ .K]	κ [m ² /s]	$K_{saturé}$ [m/s]	n_e [%]
Roches sédimentaires (remarque : κ et n_e sont fortement dépendantes du degré de fracturation)					
Calcaire	2.5-4	2.1-2.4		10^{-1} - 10^{-9}	0.1-15
Grès	1.3-5.1	1.6-2.8		10^{-3} - 10^{-9}	1-25
Roches limono-argileuses	1.1-3.5	2.1-2.4		10^{-5} - 10^{-13}	0.1-2
Roches non-consolidées					
Graviers saturés	2-4	2-3		10^{-1} - 10^{-4}	5-25
Graviers secs	0.4-0.5	1.4-1.6	$4.5 \cdot 10^{-7}$	/	
Sable saturé	1.7-5	2.2-2.9	$9.3 \cdot 10^{-7}$	10^{-2} - 10^{-6}	1-30
Sable sec	0.3-0.8	1.3-1.6	$4.5 \cdot 10^{-7}$	/	
Argile-limon saturé	0.9-2.3	1.6-3.4	$6.6 \cdot 10^{-7}$	10^{-6} - 10^{-13}	0.1-10
Argile-limon sec	0.4-1	1.5-1.6	$5 \cdot 10^{-7}$	/	
Autres matériaux					
Béton	0.9-20	1.7-2.2 (sec-humide)			± 1
Eau (10°C)	0.58	4.19		/	/
Air sec (20°C)	0.026	0.0012		/	/

Tableau 1: Caractéristiques thermiques et hydrodynamiques des matériaux sédimentaires et autres matériaux courants (Dassargues, 2009, EPRI, 1989, Pahud, 2002)

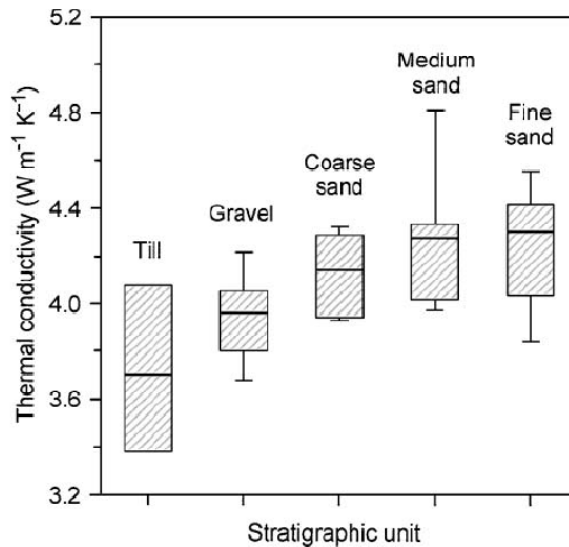


Figure 6: Conductivité thermique de la matrice solide de divers sédiments. Les box-plot sont définis par la médiane, les percentiles 25 et 75 et les valeurs minimales et maximales (Markle, Schincariol, Sass & Molson, 2006)

Il est à noter que la conductivité thermique et la capacité calorifique, ainsi que la conductivité hydraulique sont fonction de la température. Concernant les deux premiers de ces paramètres, la thermodynamique fournit des relations, souvent empiriques, qui permettent de prendre en compte cette variation (voir chapitre 4). Quant à la conductivité hydraulique, elle est également influencée par la température via les paramètres du fluide des pores. Par conséquent, lorsqu'il s'agira de traiter des situations où la température est susceptible de varier, on recommandera d'utiliser plutôt la

perméabilité intrinsèque du milieu poreux k , qui ne dépend pas de la phase fluide contenue dans les pores et est indépendante de la température. La relation liant ces 2 paramètres est :

$$K \left[\frac{m}{s} \right] = \frac{k [m^2] \cdot \rho_w \cdot g}{\mu_w} \quad (26)$$

Où :

- ρ_w est la masse volumique du fluide circulant dans le milieu poreux, [kg/m³].
- g est l'accélération gravifique, [m/s²].
- μ_w est la viscosité dynamique du fluide, [Pa.s].

Enfin, les paramètres principaux de l'eau porale sont listés ci-dessous pour différentes températures courantes dans les aquifères peu profonds et les eaux de surface et à pression atmosphérique :

	5°C	10°C	12°C	15°C	20°C	25°C	50°C	100°C
ρ_w [kg/m ³]	1000	999.77	999.58	999.19	998.2	997.13	988.02	958.05
μ_w [Pa.s]	1.51 10 ⁻³	1.30 10 ⁻³	1.22 10 ⁻³	1.13 10 ⁻³	1 10 ⁻³	0.88 10 ⁻³	0.55 10 ⁻³	0.28 10 ⁻³
λ_w [W/m.K]	0.57	0.58	0.585	0.59	0.6	0.61	0.64	0.69
c_w [kJ/kg.K]	4.202	4.192	4.189	4.196	4.182	4.180	4.181	4.216

Tableau 2: Caractéristiques de l'eau à pression atmosphérique (Clauser, 2006, Ewen & Thomas, 1989, ThermExcel, 2002)

Le tableau 2 nous amène à la conclusion que le seul paramètre de l'eau qui varie de manière significative avec la température (dans la gamme limitée de 5 à 25°C) est la viscosité dynamique. Entre 0 et 100°C, celle-ci évolue selon la loi suivante (Ewen & Thomas, 1989) :

$$\mu_w(T) = 0.6612 (T - 229)^{-1.562} [Pa.s] \quad (T \text{ en } K) \quad (27)$$

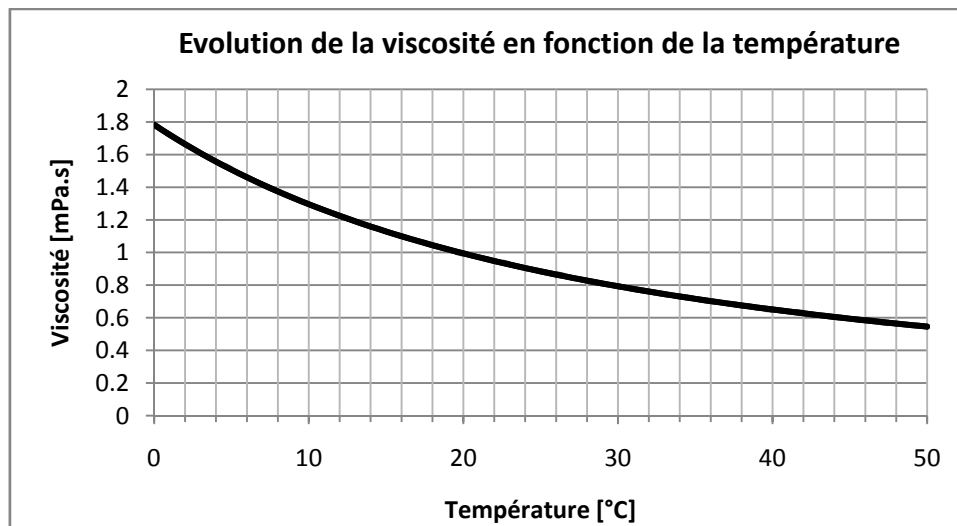


Figure 7: Evolution de la viscosité de l'eau en fonction de la température de 0 à 50°C selon Ewen et Thomas

IV. Evaluation des paramètres thermiques du milieu souterrain

1 Introduction

La détermination des paramètres thermiques d'un aquifère ou du sous-sol en général est un point crucial dès que l'on envisage d'y implanter un système géothermique ou de modéliser le transfert de chaleur. Toutefois, il s'agit également d'un problème complexe, dont la solution est loin d'être unique. En effet, de nombreux tests ont été proposés dans ce cadre, tant in situ qu'en laboratoire, et toutes ces méthodes présentent plus ou moins d'avantages et d'inconvénients. Dans ce chapitre, nous en décrivons les principales, ayant trait à l'évaluation de la capacité calorifique spécifique c et de la conductivité thermique λ . Le plus souvent, ces paramètres sont évalués pour les roches au sens du 'milieu poreux' et non pour la matrice solide en elle-même. Ainsi, c_m et λ_m dépendent non seulement de la température et de la pression, mais aussi de la porosité, du type de fluide contenu dans la roche et de leur saturation. C'est pourquoi les mesures en laboratoire peuvent différer des mesures in situ du fait du remaniement et/ou du changement des conditions expérimentales de température et de pression.

Les deux autres paramètres qui apparaissent dans l'équation de transfert de chaleur, à savoir le coefficient de diffusion moléculaire D_m et la dispersivité thermomécanique α_h , ne feront pas l'objet de discussions plus poussées car le premier est bien connu et très similaire dans tout milieu poreux, tandis que le second est hautement dépendant de l'échelle considérée et fortement variable d'un site à l'autre, ce pourquoi il est généralement ajusté lors de l'étape de calibration d'un modèle numérique et ne fait pas l'objet de tests spécifiques.

Précisons que le but de ce chapitre est avant tout de faire un état des lieux des connaissances et techniques actuelles en matière de mesure des paramètres thermiques. Et, si des mesures directes n'ont pas été réalisées dans le cadre de ce travail, cette synthèse pourra néanmoins servir de base à de futurs travaux de recherche en géothermie.

2 Capacité calorifique spécifique

Tout d'abord, la capacité calorifique spécifique est une grandeur scalaire isotrope, contrairement à la conductivité thermique, ce qui est un avantage certain pour les tests de mesure.

Par ailleurs, contrairement à la capacité calorifique spécifique c , la capacité thermique C ($C=p.c$) est une grandeur relativement constante pour l'ensemble des roches. Pour donner quelques ordres de grandeur, la capacité calorifique spécifique de la plupart des minéraux est comprise entre 400 et 900 J/kg.K à 20°C (Waples D. & Waples J., 2004), tandis que celle de l'eau est de 4180 J/kg.K à cette température. Quant à la capacité thermique, elle varie dans une gamme dans 20 % autour de 2.3

MJ/m³.K (Clauser, 2006). Une table de valeurs de capacité calorifique spécifique et de capacité thermique de différents types de roches est reprise en annexe 6.

2.1 Mesures en laboratoire

2.1.1 Calorimètre de mélange

Il s'agit d'une méthode qui fournit une valeur absolue de capacité calorifique. Le principe est de mélanger ensemble dans un calorimètre deux systèmes dans un état d'équilibre thermodynamique connu : l'échantillon et un système de référence. Selon le système de référence, on distingue deux types de calorimètres de mélange : le type 'bain liquide' (l'eau est généralement le fluide de référence) et le type 'bloc de métal' (le cuivre est le système de référence). Pour mesurer la capacité calorifique de solides, le calorimètre à bain liquide est largement le plus utilisé. Le protocole le plus courant consiste à insérer dans le calorimètre (contenant un volume d'eau connu à température connue) un certain volume de roche, préalablement chauffée dans une étuve (80-100°C), et à suivre l'évolution de la température du mélange. (Hemminger & Höhne, 1984)

Toutefois, dans le cas de roches peu profondes situées dans un contexte tectonique stable, il n'est pas intéressant de connaître la capacité calorifique des roches à haute température, ou du moins au-delà de la température ambiante. C'est pourquoi, plus de détails seront donnés sur une nouvelle méthode, elle aussi basée sur l'utilisation d'un calorimètre de mélange, développée récemment par des chercheurs de l'ETH (Zurich) dans le cadre d'un projet d'évaluation des propriétés thermiques du bassin molassique suisse, composé principalement de roches tertiaires, comme des grès, des siltites, des mudstones et des conglomérats (Schärli & Rybach, 2001). Un calorimètre spécifique a été développé pour mesurer la capacité calorifique de la matrice rocheuse en conditions isobares et à température ambiante (20-25°C). Les mesures sont réalisées au départ de débris de roches, essentiellement des cuttings de forage. Par après, la capacité calorifique des roches in situ (roches essentiellement saturées en eau) est évaluée moyennant la connaissance de leur teneur en eau et de la température in situ.

- **Principe de la méthode**

La méthode est basée sur le mélange de deux substances de températures différentes et mesurables, dont l'une d'elles a une capacité calorifique spécifique connue. En mesurant la température d'équilibre du mélange et prenant en compte le fait qu'une petite quantité inconnue de chaleur sera échangée avec le milieu extérieur par les frontières du système, on peut ainsi calculer la capacité calorifique de la seconde substance via l'équation 28. En pratique, le système consiste en un mélange de débris rocheux à une température d'environ 0.1°C avec l'eau d'un calorimètre à température ambiante, la propriété estimée étant la capacité calorifique spécifique de la matrice rocheuse c_s .

$$c_s = f \cdot \frac{m_w \cdot c_w \cdot (T_w - T_{\text{éq}})}{m_s \cdot (T_{\text{éq}} - T_s)} \quad (28)$$

Où :

- f est le facteur de calibration, [-].
- m_w est la masse d'eau dans le calorimètre, [kg].
- m_s est la masse de l'échantillon de roche, [kg].
- T_w est la température de l'eau dans le calorimètre avant mélange, [°C].
- T_s est la température de la roche avant mélange, [°C].
- T_{eq} est la température d'équilibre du mélange, [°C].
- c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau à la température de référence, [J/kg.K]. A 20°C, $c_w = 4180$ J/kg.K.

Par après, la capacité calorifique spécifique des roches saturées ou partiellement saturées en eau est calculée de la même façon que dans l'équation 16, en pondérant chaque phase par le produit de sa fraction volumique par sa masse volumique. La porosité et le contenu en eau doivent donc être connus ; il s'agit de paramètres très importants vu que la capacité calorifique spécifique de l'eau est environ 5 fois plus importante que celle de la matrice rocheuse.

- **Protocole et dispositif expérimental**

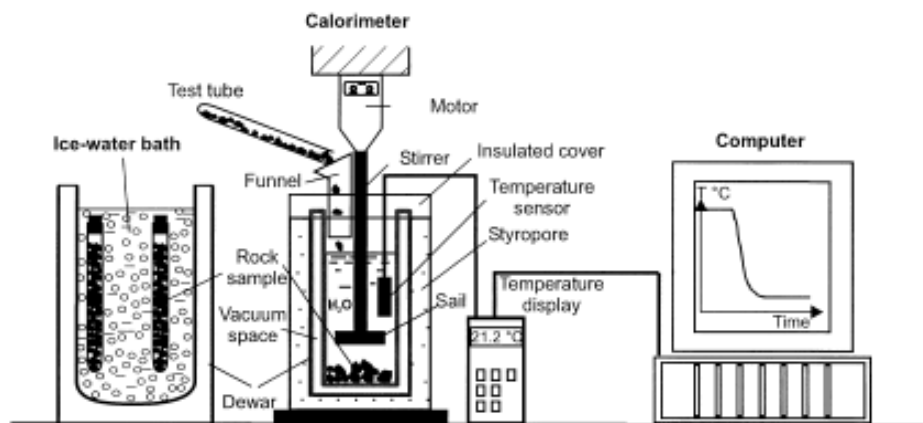


Figure 8: Schéma de l'équipement utilisé pour déterminer la capacité calorifique spécifique de fragments rocheux. Diamètre interne du calorimètre: 40 mm. (Schärli & Rybach, 2001)

Le dispositif central de l'équipement (Figure 8) est le calorimètre, équipé d'une sonde de mesure de température reliée à une station d'enregistrement et de traitement des données. Le calorimètre est un appareil destiné à mesurer les échanges de chaleur et c'est pourquoi il s'agit d'un système adiabatique (sans échange de chaleur avec l'extérieur). La pièce centrale d'un calorimètre est le vase de Dewar. Il s'agit d'une bouteille en verre ou en métal en double couche au centre de laquelle règne un quasi-vide, qui empêche ainsi la conduction et la convection de chaleur. Les surfaces délimitant ce vide (surface interne de la paroi extérieure et surface externe de la paroi intérieure) sont de plus recouvertes d'un enduit métallique réfléchissant pour prévenir également le transfert de chaleur par radiation. Le vase de Dewar est lui-même isolé par du styropore (polystyrène condensé) et l'ensemble est fermé par un bouchon de liège. Enfin, le calorimètre est également équipé d'un agitateur mécanique qui assure une répartition uniforme de la chaleur dans le mélange pendant toute la durée des mesures. En amont, on utilise un bain de glace pour refroidir l'échantillon

jusqu'à une température proche de 0°C (durée de refroidissement de 15 minutes environ) avant de les insérer dans la chambre calorifique à 0.1°C.

Dans le cas présenté, le calorimètre a été dimensionné pour des échantillons ayant la granulométrie des cuttings (1-10 mm). Les échantillons d'autres origines seront donc concassés. Dans tous les cas, la fraction fine (<1 mm) doit être enlevée car elle fausse le calcul de la capacité calorifique (il se crée un phénomène exothermique d'hydratation des poussières). Les échantillons sont ensuite séchés dans un four à 100°C pendant plusieurs heures afin d'éliminer toute la solution initiale renfermée par le réseau de pores ouverts.

Une fois l'échantillon inséré dans le calorimètre, la température de l'eau commence à baisser jusqu'à atteindre la température d'équilibre $T_{\text{éq}}$, inférieure de quelques degrés à la température initiale. Pour des mélanges composés de 30 g d'échantillon et de 80-90 g d'eau, le temps pour atteindre l'équilibre est généralement de 20 à 40 secondes. Par après, la température reste constante ou peut légèrement augmenter, c'est pourquoi on considère toujours que le minimum de température correspond à l'équilibre.

- **Calibration**

Une calibration du dispositif est nécessaire vu que la chambre calorimétrique n'est jamais parfaitement isolée. La principale perte de chaleur vient du fait qu'il existe un espace rempli d'air entre la surface de l'eau et le couvercle, ce dernier étant de plus percé de 3 orifices pour le tube d'insertion de l'échantillon, la sonde de température et l'agitateur. Par ailleurs, il a été vérifié que l'agitation mécanique n'était pas significativement source de chaleur. L'autre raison d'être du facteur de calibration est la dépendance de la capacité calorifique spécifique à la température. Celle-ci n'est pas prise en compte explicitement mais est corrigée automatiquement par le facteur de calibration f afin d'obtenir toujours la capacité calorifique spécifique à la température ambiante de référence.

La calibration doit être réalisée en comparant les valeurs de capacité calorifique spécifique mesurées pour différents matériaux par rapport à celles fournies dans la littérature. Le choix des matériaux testés est très important pour plusieurs raisons. Tout d'abord, ces matériaux doivent être purs et suffisamment bien connu thermiquement afin qu'on puisse considérer que les valeurs reprises par la littérature (pour une température donnée) soient précisément les valeurs à reproduire. Ensuite, il importe que la gamme de capacité calorifique couverte lors de la calibration soit au minimum égale à celle que l'on souhaite couvrir dans la suite des mesures (aux températures de 20-25 °C, la capacité calorifique des constituants solides des roches est généralement comprise entre 600 et 900 J/kg.K). Enfin, il est évident qu'un nombre minimum de matériaux différents est nécessaire pour une calibration précise. Dans l'article, on propose ainsi une calibration basée sur 11 métaux ainsi que sur de l'eau pure, de façon à couvrir une gamme de capacité calorifique de 112 (Pb) à 4175 (H₂O) J/kg.K. Le facteur f est alors tiré de la courbe de calibration (Figure 9). Plus les points expérimentaux sont bien alignés sur la droite de régression (obtenue par exemple par la méthode des moindres carrés), au plus la méthode est précise. Quantitativement, on utilisera le coefficient de corrélation R^2 , idéalement égal à 1, pour quantifier cette précision. De plus, il importe de vérifier que la droite de régression intercepte l'origine des axes, ce qui prouve la proportionnalité entre les mesures et les valeurs de référence, sans introduction d'un biais systématique. Notons que toutes

ces conditions étaient parfaitement remplies lors de la calibration du dispositif décrit dans l'article de Schärli et Rybach, ce qui donne une certaine valeur à la méthode de mesure.

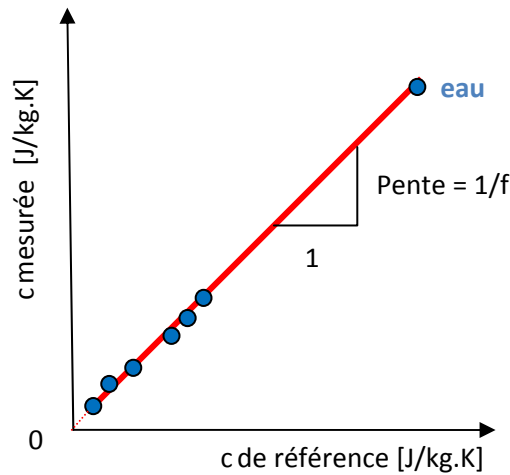


Figure 9: Courbe de calibration du calorimètre de mélange

- **Précision**

On peut classer les erreurs en trois types : les erreurs de mesures, la déviation naturelle entre échantillons issus d'une même roche et les erreurs de reproductibilité du calorimètre. L'erreur de mesures Δc_s peut être évaluée aisément, via la formule 29. Elle était de 3 à 5 % dans l'étude considérée.

$$\Delta c_s = \pm \sqrt{\left(\frac{m_w \cdot c_w}{m_s \cdot (T_{\text{éq}} - T_s)}\right)^2 \cdot (\Delta T_w^2 + \Delta T_{\text{éq}}^2)} \quad (29)$$

Les deux autres types d'erreurs ont été évalués via la déviation standard des mesures de capacité calorifique spécifique prises sur différents set de 5 échantillons issus d'une même roche. Ces dernières étaient bien inférieures à l'erreur de mesure.

Par ailleurs, pour une estimation représentative, il est recommandé de réaliser 4 à 5 mesures sur des sous-échantillons de masse équivalente.

2.1.2 Calorimètre différentiel à flux de chaleur

Contrairement au calorimètre de mélange, ce type d'essai fournit une valeur relative de capacité calorifique. La calorimétrie différentielle est une technique qui mesure l'énergie nécessaire pour amener une substance et un matériel de référence à une température quasiment égale lorsque les 2 échantillons de masse similaire sont soumis au même régime de température, dans un calorimètre (aussi appelé 'four') chauffé ou refroidi à vitesse contrôlée. (Badeschia, 2002)

L'échantillon de roche et le matériau de référence sont placés dans le calorimètre (Figure 10) sur des supports conducteurs et sont connectés par un matériau de forte conductivité thermique (un disque en métal, quartz ou céramique). Ensuite, une résistance est utilisée pour fournir de la chaleur aux échantillons, par l'intermédiaire du disque conducteur. C'est pour cette raison que les 2 supports des échantillons doivent être placés de manière parfaitement symétrique sur le disque. La

température de l'échantillon est mesurée en continu jusqu'à stabilisation (équilibre thermique quasiment atteint). Et, afin de s'affranchir des pertes de chaleur (conditions non-adiabatiques), on mesure simultanément la température de l'échantillon de référence, constitué d'un matériel standard de capacité calorifique spécifique bien connue. (Badeschia, 2002 ; Höhne, Hemminger & Flammersheim, 2003)

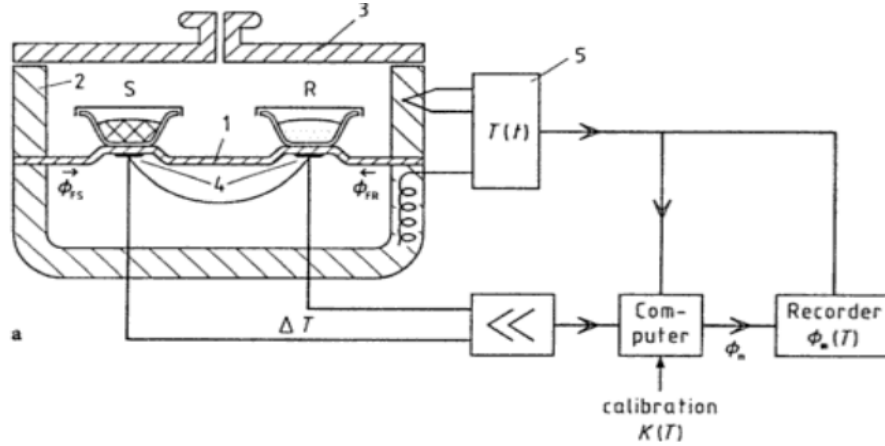


Figure 10: Schéma d'un calorimètre différentiel à flux de chaleur (Höhne, Hemminger, Flammersheim, 2003)

En réalité, on mesure directement la différence de température entre les 2 échantillons à l'aide de thermocouples (bonne précision relative) reliés à un ordinateur, qui calcule simultanément le flux de chaleur qui passerait d'un échantillon à un autre Φ_r , à l'état stationnaire en fonction de l'écart de température (Badeschia, 2002). Finalement, du flux de chaleur Φ_r , on déduit la capacité calorifique spécifique de l'échantillon.

En effet, à l'état stationnaire et en supposant nuls les échanges de chaleur avec l'extérieur, on peut faire le raisonnement suivant, les indices F , S et R faisant respectivement référence au four, à l'échantillon rocheux et à la référence (Höhne, Hemminger & Flammersheim, 2003) :

$$\frac{\Phi_{FS}}{A} = -\lambda_{disque} \frac{T_S - T_F}{\Delta l} \quad \text{et} \quad \frac{\Phi_{FR}}{A} = -\lambda_{disque} \frac{T_R - T_F}{\Delta l} \quad \text{loi de Fourier} \quad (30)$$

où A représente l'aire de transfert et Δl la distance entre les supports. Les flux Φ sont exprimés en W.

Supposons que l'échantillon rocheux ait une capacité calorifique c plus grande que celle de du solide de référence (le raisonnement étant aussi valable en sens inverse). Celui-ci devra donc recevoir une plus grande quantité de chaleur pour atteindre l'équilibre thermique. On peut ainsi calculer la différence Φ_r entre les flux de chaleur reçus respectivement par le solide et la référence :

$$\Phi_r = \Phi_{FS} - \Phi_{FR} = -\frac{A \cdot \lambda_{disque}}{\Delta l} \cdot (T_S - T_R) = -K \cdot \Delta T_{SR} \quad (31)$$

Le flux Φ_r est donc proportionnel à l'écart de température entre les 2 échantillons. Or, le flux Φ_r peut également être exprimé en fonction de la capacité calorifique des échantillons, ce qui permet de déduire la propriété recherchée :

$$\Phi_r = \Phi_{FS} - \Phi_{FR} = m_S \cdot c_S \frac{dT_S}{dt} - m_R \cdot c_R \frac{dT_R}{dt} \cong m(c_S - c_R) \cdot \beta \quad (32)$$

où $m_S \cong m_R \cong m$ et où β est le taux moyen de chauffage $\frac{dT}{dt}$.

Dans l'équation 31, le facteur de proportionnalité K n'est en réalité pas calculé mais il est obtenu par calibration au départ de mesures sur un second échantillon de capacité calorifique connue. Enfin, la gamme des températures testées varie entre quelques °C et plusieurs centaines de °C.

2.2 Mesures in situ

Il n'existe pas réellement de méthodes pour mesurer in situ la capacité calorifique des roches. Néanmoins, tout comme on le fait à partir de mesures de hauteurs piézométriques pour les paramètres hydrodynamiques, on peut déterminer la capacité calorifique spécifique par calibration d'un modèle simulant le transfert de chaleur à partir de mesures de température prises dans différents puits et piézomètres en régime transitoire (Jasmin Raymond, communication personnelle, 2009). Ce type de données est lent et coûteux à obtenir mais, si des essais de pompages et des mesures de niveau d'eau sont prévus pour caractériser un aquifère, il est par contre facile d'ajouter quelques sondes de température qui seront placées dans les puits et piézomètres à une profondeur connue. Bien évidemment, ce type de mesure permet de calibrer simultanément le modèle au niveau de sa conductivité thermique. De plus, si les piézomètres sont bien dispersés dans l'espace, on pourra caractériser l'hétérogénéité thermique du milieu poreux souterrain.

2.3 Analyse minéralogique

Dans le cas où on ne peut réaliser aucune mesure directe mais que l'on dispose d'une analyse minéralogique (diffraction des rayons-x,...) de la roche renseignant au minimum les phases minéralogiques majeures, la capacité calorifique de la matrice rocheuse c_s peut être calculée à partir de la **loi de Kopp** (équation 33) comme la moyenne arithmétique des contributions de chacune des N phases minéralogiques individuelles pondérées par leurs fractions massiques de la matrice w_i^s . De la même manière, on estimera la capacité calorifique de la roche c_m in situ en incluant dans la moyenne les phases fluides, les facteurs de pondération étant alors les fractions massiques du volume de milieu poreux w_i^m .

$$c_s = \frac{1}{\rho_s} \sum_{i=1}^N w_i^s \cdot c_i \quad (33)$$

$$c_m = \frac{1}{\rho_m} \left[\sum_{i=1}^{N_{\text{minéraux}}} w_i^m \cdot c_i + \sum_{j=1}^{N_{\text{fluides}}} w_j^m \cdot c_j \right] \quad (34)$$

Si la capacité calorifique spécifique de la matrice solide est connue, la relation 34 peut également s'écrire :

$$c_m = \frac{1}{\rho_m} \left[(1 - n) \cdot \rho_s \cdot c_s + n \sum_{j=1}^{N_{\text{fluides}}} S_j \cdot \rho_j \cdot c_j \right] \quad (35)$$

où n est la porosité totale et S_j la saturation partielle en la phase fluide i .

Dans ces relations, vu les très faibles masses volumiques des gaz (de trois ordres de grandeur inférieures à celles de l'eau et de la matrice rocheuse), la contribution de la phase gazeuse est généralement négligée (Clauser, 2006). Le nombre de phases fluides N_{fluides} est alors égal à 1 pour une roche saturée en eau et à 2 en présence d'une phase liquide organique.

La loi de Kopp est en pratique très largement utilisée, d'une part parce qu'il s'agit quasiment de la seule loi de mélange développée pour la capacité calorifique et qu'elle est unanimement approuvée, et d'autre part car, la capacité thermique $C=\rho.c$ étant une grandeur relativement constante au sein des matériaux rocheux, on a tendance à éviter les essais complexes (Clauser, Gessner & Kühn, 2008). C'est pour cette raison que les méthodes de mesure directe de la capacité calorifique sont peu nombreuses et peu répandues.

2.4 Variation en fonction de la température

La capacité calorifique spécifique augmente avec la température pour la plupart des matériaux. Pour les matériaux rocheux, son augmentation entre 0 et 25 °C est de l'ordre de 4-5 % et dépend du type de roche. Entre 20 et 100°C, cette augmentation est généralement de 13 à 26 %. (Waples D. & Waples J., 2004)

Dans la littérature, un bon nombre de tables reprennent la capacité calorifique (ou la capacité thermique) de nombreux minéraux et fluides, mesurée à différentes températures. De plus, à partir de ces mesures expérimentales, des relations polynomiales ont été établies pour décrire l'évolution de la capacité calorifique avec la température, les coefficients de ces polynômes étant également disponibles sous forme de tables.

Maier et Kelley (1932) ont suggéré la relation suivante, valable dans une large gamme de température, dont les coefficients A_1 , A_2 et A_3 sont obtenus par régression au sens des moindres carrés:

$$c(T) = A_1 + 2A_2T - \frac{A_3}{T^2} \quad (T \text{ en } K) \quad (36)$$

Développée initialement pour les oxydes courants, la relation ci-dessus a néanmoins été étendue à de très nombreux minéraux (Clauser, 2006). Pour chacun d'entre eux, il est précisé l'erreur Δc et le domaine de validité de l'approximation polynomiale (généralement de 0°C à plusieurs centaines de °C).

L'autre relation polynomiale que l'on rencontre fréquemment est de type parabolique ; elle est notamment utilisée par le logiciel de modélisation Processing SHEMAT (Clauser, 2003) :

$$c(T) = A_0 + 2A_1T + A_2T^2 \quad (T \text{ en } ^\circ C) \quad (37)$$

Le graphe à la figure 11 reprend l'évolution de la capacité calorifique spécifique de quelques roches (matrice solide) d'après des mesures de laboratoire :

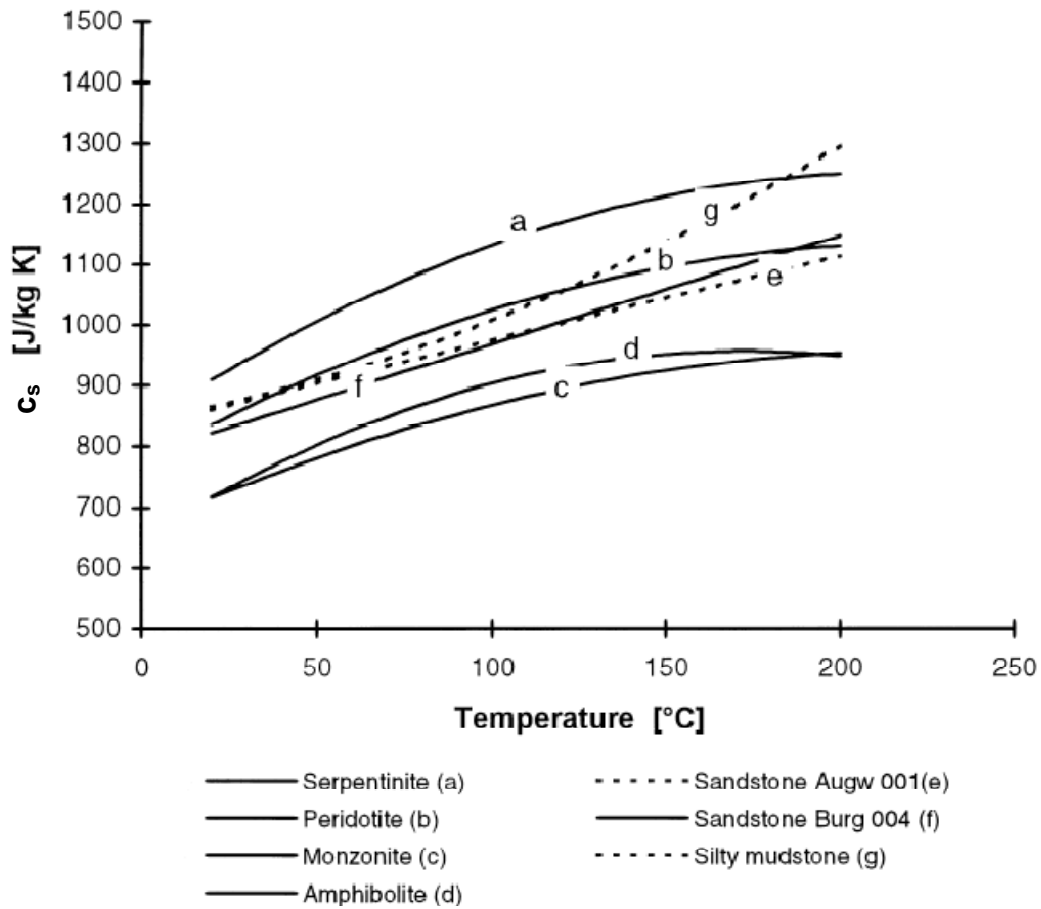


Figure 11: Dépendance à la température de la capacité calorifique spécifique de quelques matrices rocheuses de 20 à 200°C (Schärli & Rybach, 2001)

Enfin, il est également utile de connaître l'évolution de la capacité calorifique spécifique de l'eau avec la température. Pour l'eau pure, Somerton (1992) a proposé la relation suivante :

$$c \left[\frac{kJ}{kg \cdot K} \right] = \frac{4245 - 1.841T}{\rho_w} \quad (T \text{ en } ^{\circ}C) \quad (38)$$

A titre informatif, l'effet de la pression sur la capacité calorifique spécifique ne sera pas discuté en détail car celui-ci est négligeable : dans le cas de roches ignées, la capacité calorifique est seulement multipliée par 1.0007 lorsque que l'on passe de la pression atmosphérique à 10 MPa, ce qui correspond à une augmentation de 0.1 % par km de colonne de roche (Waples D. & Waples J., 2004).

3 Conductivité thermique

Par rapport aux mesures de capacité calorifique, une difficulté supplémentaire est que la conductivité thermique est anisotrope et s'exprime sous la forme d'un tenseur symétrique $[\lambda_{ij}]$. Jusqu'à 6 scalaires seraient donc nécessaires pour le caractériser. Néanmoins, dans certains types de

roches, la conductivité thermique peut être relativement bien approximée par une grandeur isotrope, comme dans le cas des roches plutoniques et volcaniques (Clauser, 2006). Dans la plupart des roches sédimentaires et métamorphiques, une information directionnelle est requise mais le tenseur peut toutefois être souvent réduit à deux composantes : une selon la direction perpendiculaire au plan de sédimentation ou à la foliation λ_{\perp} (λ_v pour la plupart des roches sédimentaires) et l'autre dans la direction de ce plan λ_{\parallel} (λ_h pour la plupart des roches sédimentaires), avec généralement $\lambda_{\parallel} > \lambda_{\perp}$. Le facteur d'anisotropie $\lambda_{\parallel}/\lambda_{\perp}$ est compris entre 1 et 2 dans la plupart des cas (Clauser, 2006), comme le confirme l'histogramme expérimental de la figure 12. On constate néanmoins que, pour les roches sédimentaires, l'anisotropie reste peu marquée.

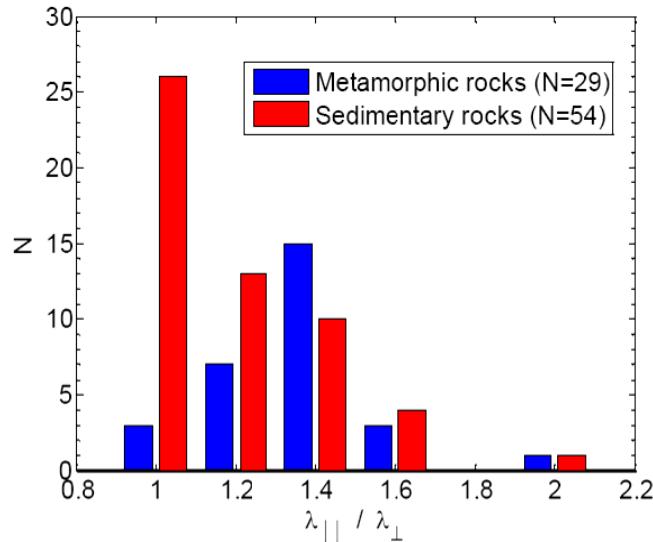


Figure 12: Anisotropie de la conductivité thermique pour une série d'échantillons de roches métamorphiques et sédimentaires (Clauser, 2006)

Les mesures de conductivité thermique λ sont plus courantes que celles de la capacité calorifique spécifique c et de nombreuses méthodes, en régime permanent ou transitoire, sont donc disponibles, tant in situ qu'au laboratoire. Seules les plus répandues seront présentées ici.

3.1 Mesures en laboratoire

3.1.1 Barre divisée

Il s'agit d'un essai qui se réalise en régime permanent. Les échantillons rocheux ont la forme de disques cylindriques, obtenus par exemple à partir de forages carottés. Le disque rocheux est placé entre 2 disques de même diamètre réalisés dans un matériau dont la conductivité thermique est bien connue, par exemple du polycarbonate ($\lambda=0.22$ W/m.K à 20°C) ou le pyrex ($\lambda=1.13$ W/m.K à 20°C). L'épaisseur de ces disques est calculée de manière telle que leur résistance thermique soit du même ordre que celle de l'échantillon rocheux. Ces 3 disques seront placés dans une cellule cylindrique isolée thermiquement (Figure 13). Les surfaces de contact entre les disques sont polies (aspérités inférieures à 0.01 mm) et une pression de 4 à 6 MPa est appliquée sur la pile afin de minimiser la résistance thermique des contacts pendant l'essai. Ensuite, on applique une différence constante de température aux extrémités de la cellule à l'aide de bains thermostatiques. Quant l'état stationnaire

est atteint (c'est-à-dire quand le flux de chaleur à travers chaque segment de la pile reste constant), la différence de température au travers de chaque disque est mesurée à l'aide de thermocouples. Pour faciliter ces mesures, les thermocouples sont généralement insérés dans de minces disques polis composés d'un matériau de très haute conductivité, comme le cuivre. Ces disques ont également un diamètre identique à celui de la cellule et ils évitent de devoir réaliser de fins trous dans les échantillons pour insérer les thermocouples. (Popov & al., 1999)

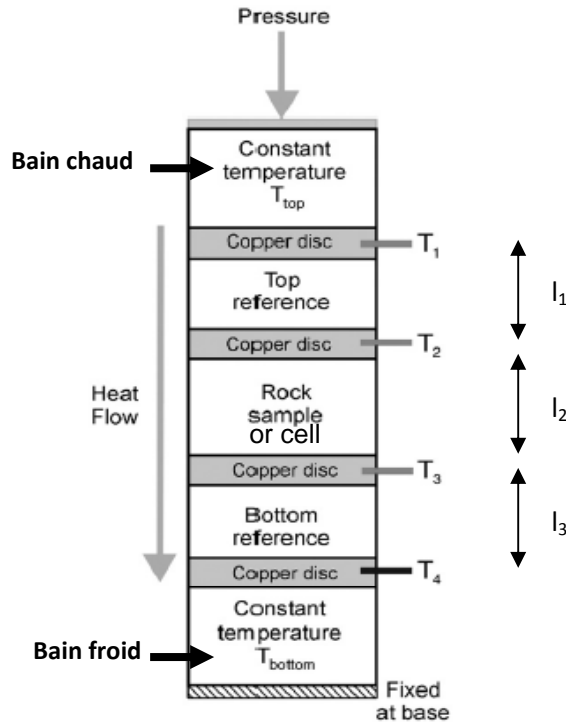


Figure 13: Diagramme schématisé de l'appareil de mesure de la conductivité thermique par barre divisée (Ray, Bhattacharya, Roy, 2007)

L'interprétation de cet essai repose sur la **loi de conduction de Fourier**, qui donne le flux conductif de chaleur [W/m^2] entre 2 milieux à températures différentes (équation 1) :

$$q = -\lambda \cdot \overrightarrow{\text{grad}} T$$

Puisque, à l'état stationnaire, le flux de chaleur est constant tout le long de la colonne, les différences de température sont combinées avec les épaisseurs individuelles des disques et la conductivité thermique du matériau de référence afin d'obtenir la conductivité de l'échantillon rocheux :

$$q = -\lambda_{réf} \cdot \frac{T_1 - T_2}{l_1} = -\lambda_{éch} \cdot \frac{T_2 - T_3}{l_2} = -\lambda_{réf} \cdot \frac{T_3 - T_4}{l_3} \quad (39)$$

$$\lambda_{éch} = \frac{l_2}{l_1} \cdot \frac{T_1 - T_2}{T_2 - T_3} = \frac{l_2}{l_3} \cdot \frac{T_3 - T_4}{T_2 - T_3} \quad (40)$$

Pour une détermination représentative d'une valeur de conductivité, il est recommandé d'effectuer 4-5 mesures sur des disques d'épaisseurs différentes. Les disques ont typiquement un diamètre compris entre 30 et 50 mm et une épaisseur variant entre 10 et 30 mm. Ce nombre est à multiplier si l'on souhaite mesurer la conductivité dans différentes directions, ce qui est relativement

facile à réaliser si les disques sont découpés dans des carottes (orientation connue). Chaque mesure dure environ 15 min. (Popov & al., 1999)

Suivant la propriété que l'on souhaite mesurer, plusieurs variantes sont possibles pour ce test, comme de saturer ou non l'échantillon. Pour mesurer la conductivité thermique du solide pur, on pourrait également réaliser cet essai à partir d'un échantillon de roche finement concassée, saturé en eau sous vide (volume d'eau et de roche connus) et placé dans une cellule. En effet, cet essai a déjà été réalisé pour la caractérisation des granulats destinés aux fondations des chaussées (Côté & Konrad, 2005). Après avoir calculé $\lambda_{éch}$, on obtient la conductivité du solide λ_s par une des formules énoncées à la section 3.3 (moyenne géométrique couramment utilisée).

Enfin, remarquons qu'il est possible également de réaliser cet essai à partir d'une cellule oedométrique équipée de deux bases poreuses, la cellule devant être isolée et placée dans une chambre maintenue à température constante. A la figure 14 ci-dessous, un exemple de ce dispositif, réalisé par le département de génie civil de l'Université Laval (Québec) :

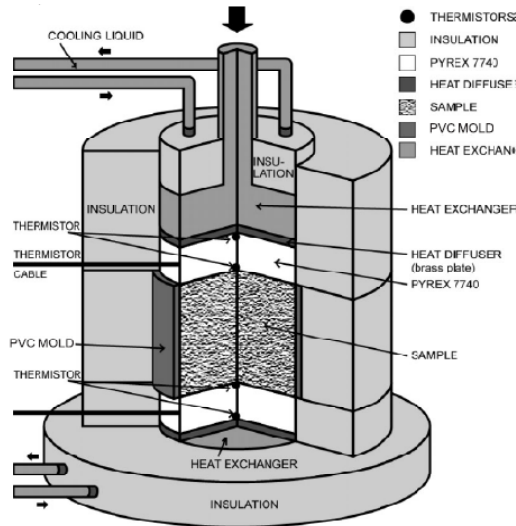


Figure 14: Cellule de mesure de la conductivité thermique basée sur le principe de la barre divisée (Côté & Konrad, 2005)

3.1.2 Aiguille chauffante

Il s'agit d'un essai de réponse thermique en régime transitoire, équivalent en laboratoire au test de réponse thermique in situ. Une aiguille, composée d'un fil chauffant (ligne source) et d'un capteur de température qui suit l'évolution de la ligne source, est introduite dans l'échantillon. Les mesures continues de la puissance de la source et de ses variations de température permettent d'obtenir la conductivité thermique moyenne de l'échantillon (Erbas, 2009 ; Tyberghein, 2005). Contrairement au test in situ, cet essai présente l'avantage d'être court (environ 3 minutes). Néanmoins, il est surtout adapté aux sols de granulométrie fine à moyenne, tels que des argiles, des limons et des sables car un bon contact est nécessaire entre l'aiguille et l'échantillon (Albert Bolle, communication personnelle, 2009).

Le modèle analytique qui est le plus couramment utilisé pour interpréter cet essai est celui de la ligne-source, basé sur la théorie de Kelvin. Cette solution analytique a été développée pour approcher la réponse thermique d'un milieu infini, homogène et isotrope à une ligne-source infiniment longue et de résistante thermique constante. Après une brusque augmentation, la

température de la sonde suit une évolution log-linéaire en fonction du temps et la conductivité thermique λ de l'échantillon est donnée par la relation suivante (Signorelli, Basseti, Pahud & Kohl, 2007) :

$$\lambda = \frac{q}{4\pi} \frac{\ln(t_2) - \ln(t_1)}{T(t_2) - T(t_1)} \quad (41)$$

où t_1 et t_2 sont les pas de temps successifs et q est le flux de chaleur (ou puissance thermique) injectée par mètre (W/m).

Notons que la puissance thermique q peut être obtenue par la formule $q=R.I^2$ où R est la résistance de l'aiguille chauffante [Ω/m] et I l'intensité du courant passant dans l'aiguille [A] (Tyberghein, 2005).

Plus de détails sur cette méthode d'interprétation de l'essai thermique seront donnés à la section 3.2.2, consacrée au test de réponse thermique in situ basé sur le même principe.

Par ailleurs, le matériel nécessaire à la réalisation du test à l'aiguille chauffante est disponible dans le laboratoire de géotechnique de l'ULg. Néanmoins, dans le cas de la plaine alluviale de la Meuse (voir chapitre 5), cet essai n'est envisageable que pour les couches de limons et de remblais et il n'a pas été jugé pertinent de le réaliser. En effet, dans notre cas d'étude, seule la couche inférieure des graviers reste saturée, tandis que les limons et remblais sont majoritairement désaturés et contribuent donc peu au transfert de chaleur.

3.1.3 Balayage optique

Cette technique a été introduite en 1983 par Y.Popov et est appliquée à la détermination de la conductivité thermique des solides en général. Le principe, illustré aux figures 15 et 16, est basé sur le balayage (selon un axe) de la surface d'un échantillon par une source laser de chaleur focalisée, mobile, continue et constante, utilisée en combinaison avec un capteur de température (radiomètre IR). La source de chaleur et le capteur sont déplacés à la même vitesse relative par rapport à l'échantillon (1-10 mm/s, selon l'épaisseur de l'échantillon) et sont maintenus à une distance constante l'un de l'autre. (Popov & al, 1983)

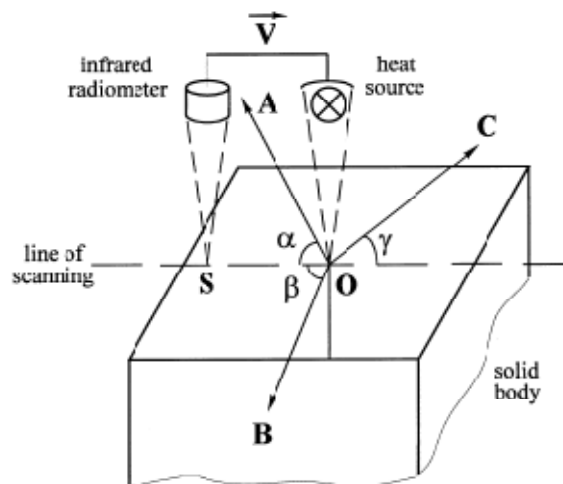


Figure 15: Principe de la méthode du balayage optique. V=vitesse de balayage ; A,B,C = axes principaux d'anisotropie de λ (Popov & al, 1999)

Le senseur de température transmet l'augmentation maximale de température Θ atteinte par l'échantillon le long de la ligne parcourue par le faisceau de chaleur, déterminée par la relation suivante (Popov & al, 1999):

$$\Theta = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda} \quad (42)$$

où Q est la puissance thermique de la source [W] et x est la distance entre la source et le senseur [m].

En pratique, comme il est plus aisé d'obtenir une mesure précise de température relative plutôt que de la température absolue, les mesures sont répétées à la fois sur l'échantillon et un solide standard de référence, de conductivité connue λ_r et de densité proche de celle de l'échantillon. Le ratio entre Θ et Θ_r (l'augmentation maximale de température du solide de référence), détermine ainsi la conductivité de l'échantillon :

$$\lambda = \lambda_r \frac{\Theta_r}{\Theta} \quad (43)$$

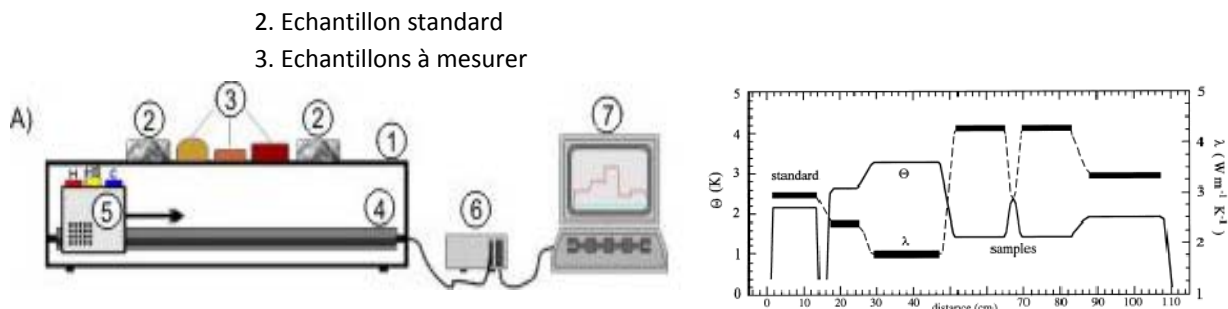


Figure 16: Dispositif de mesure de la conductivité thermique par balayage électronique (a) et profils de conductivité associés (b) (Erbas, 2009)

Les échantillons ne sont pas forcément polis mais les aspérités de surface ne doivent idéalement pas dépasser 1 mm. Si nécessaire, on peut corriger les erreurs induites par une surface trop rugueuse à condition de disposer d'un échantillon de référence de même rugosité. Par ailleurs, la surface exposée au faisceau laser doit être couverte avec un fin revêtement optique de 15 à 40 μm d'épaisseur (par exemple du vernis acrylique) pour minimiser l'influence de la variabilité du coefficient de réflexion des échantillons. Les échantillons peuvent être de dimensions variables (1-70 cm de longueur) mais une épaisseur minimale de 2 à 3 cm est recommandée car elle doit être supérieure à la profondeur d'investigation. En effet, cette dernière peut atteindre 2-3 cm voire même plus lorsque que la conductivité des échantillons excède 6-7 W/m.K. Notons que l'on peut faire varier cette profondeur d'investigation en ajustant la vitesse de balayage ou la distance entre la source de chaleur et le senseur. (Popov & al, 1999)

Cette méthode a de nombreux avantages, comme sa facilité d'utilisation, sa rapidité, la possibilité d'utiliser directement des morceaux de carottes ou des échantillons pris à l'affleurement et de mesurer l'hétérogénéité de l'échantillon le long de la ligne de balayage. Les mesures peuvent être prises tant sur des surfaces planes que cylindriques (balayage selon l'axe d'une carotte) et sur des échantillons secs ou saturés. Le balayage d'un échantillon prend en moyenne 1 min. Cette

méthode est de plus non-destructive et adaptée à des conductivités thermiques de 0.2 à 70 W/m.K, avec une erreur de mesure d'environ 3% (Popov & al, 1999).

3.2 Mesures in situ

La conductivité thermique in situ peut dévier significativement de la valeur mesurée en laboratoire, même si les effets de la température et les fluides de pores sont pris en compte (Clauser, 2006). Comme pour l'évaluation de bon nombre de propriétés en hydrogéologie ou géomécanique, ce problème vient du fait que les essais in situ portent sur un volume de roche beaucoup plus important, sur lequel les propriétés sont lissées, alors que les essais de labos renseignent à beaucoup plus petite échelle. Par conséquent, l'échelle de mesure doit être adaptée au problème traité, ce qui explique pourquoi on privilégie les essais in situ malgré leur coût souvent plus élevé.

3.2.1 Sondes de pénétration peu profonde

Il s'agit d'un essai similaire au test de l'aiguille chauffante, mais adapté à l'échelle du terrain. Les constituants principaux de la sonde sont un élément chauffant interne et au moins un senseur de température isolé de l'extérieur (isolant céramique ou époxy). L'ensemble est contenu dans un cylindre métallique en acier inoxydable, dont la longueur est le plus souvent comprise entre 15 et 30 cm. En mesurant la température au centre de la sonde et le flux de chaleur entrant, la conductivité thermique du sol est calculée via le modèle analytique de la ligne source (équation 41). (Choudhary, 1976).

Vu la faible taille de ce dispositif, on ne peut tester qu'un volume limité de sol, c'est pourquoi un test de réponse thermique (voir section 3.2.2) est préférable sur le terrain. Néanmoins, cet essai est par contre moins coûteux et plus rapide et l'on peut donc se permettre d'en réaliser plusieurs. Par ailleurs, la sonde peut également être utilisée en laboratoire sur des échantillons de grande taille, à une échelle qui est donc intermédiaire entre le test à l'aiguille chauffante et le test de réponse thermique in situ.

3.2.2 Test de réponse thermique

Ce test a pour objet de déterminer la conductivité thermique moyenne d'une certaine épaisseur de sous-sol (10 à 100 m). L'essai est réalisé dans un forage équipé d'une sonde géothermique et d'une chaudière électrique, grâce à laquelle une certaine quantité de chaleur est envoyée en continu dans le sol (Figure 17). Par rapport à une sonde géothermique classique, certains utilisent par facilité de l'eau comme matériau de remplissage mais il se crée alors bien souvent un mouvement de convection naturelle dans le puits. Lors de l'injection de chaleur (régime transitoire), on mesure simultanément le débit du fluide caloporteur (souvent de l'eau) et les températures d'entrée et de sortie de ce dernier dans la sonde enterrée. On calcule ainsi la quantité de chaleur absorbée par le sous-sol, de laquelle on déduit finalement la conductivité thermique. (Gehlin, 2002)

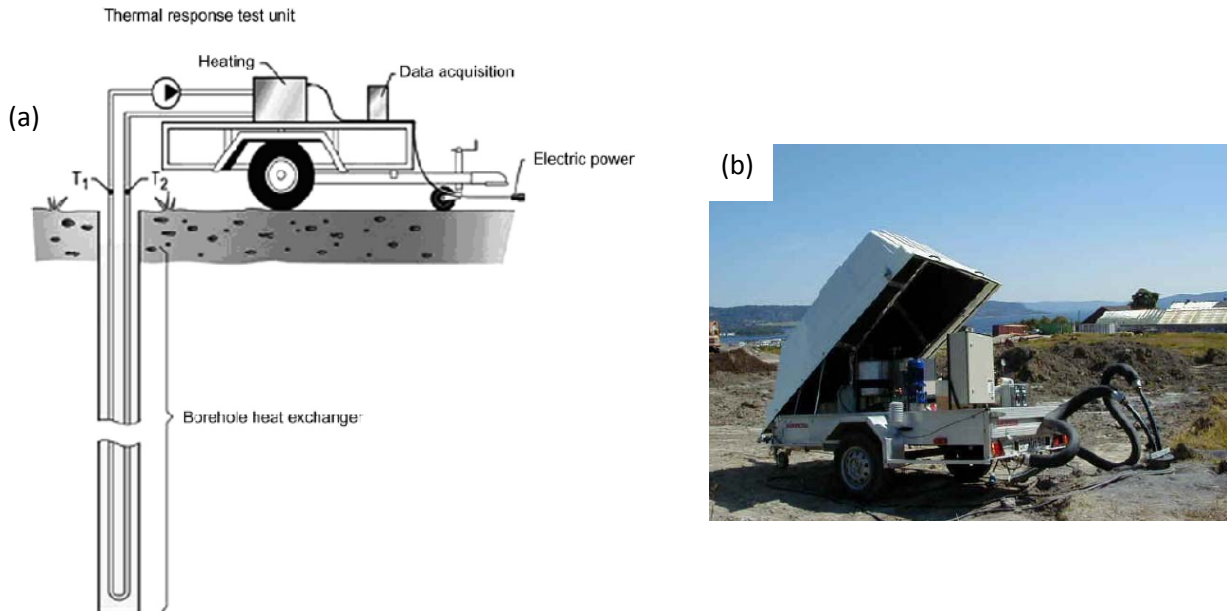


Figure 17: (a) Illustration schématique du dispositif expérimental pour un test de réponse thermique. T_1 (T_{out}) est la température du fluide produit en sortie et T_2 (T_{in}) la température du fluide injecté. (Gehlin, 2002)
 (b) Exemple de dispositif mobile utilisé pour les tests de réponse thermique. Modèle norvégien TED de Geoenergi (Gehlin, 2002).

Dans le cas où il existe un mouvement d'eau souterraine, ce test ne permet pas d'obtenir la conductivité thermique réelle du sol mais une conductivité effective qui prend simultanément en compte le transfert de chaleur par conduction, convection et dispersion thermomécanique (Gehlin, 2002). Dans des terrains fortement perméables (graviers, sables, roches fracturées), la conductivité effective peut être sensiblement plus élevée que la conductivité réelle (Figure 18). Dans le cas de sondes géothermiques, cela peut constituer un avantage puisque l'on teste le comportement thermique global du terrain en conditions réelles. Par contre, si l'on envisage plutôt un système de puits géothermiques, ce type de test est plutôt d'ordre qualitatif que quantitatif puisque le futur pompage perturbera fortement le régime local d'écoulement, la pseudo-conductivité thermique ne pouvant dès lors pas être rattachée aux conditions réelles de terrain. Par ailleurs, les défauts de ce test sont sa durée (minimum 50 heures d'essai sont recommandées, auxquelles il faut rajouter le temps de réalisation et d'aménagement du puits) et son coût si le forage n'est pas valorisé dans le futur dispositif géothermique.

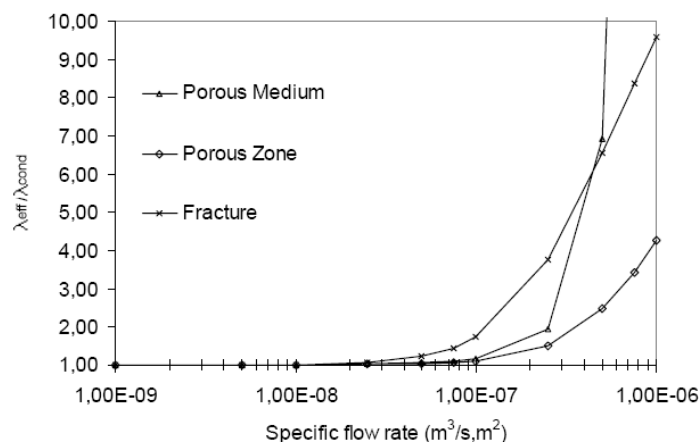


Figure 18: Rapport de la conductivité thermique effective sur la conductivité thermique réelle en fonction du flux spécifique de l'eau souterraine dans le cas d'un milieu poreux continu, d'une zone poreuse située à une distance de 0.05 m de la paroi du puits et d'une fracture située à la même distance (Gehlin, 2002)

Tout comme dans le cas de l'aiguille chauffante, cet essai, qui simule une sonde géothermique, est interprété par la théorie de la ligne-source de Kelvin. Supposant que le flux vertical de chaleur est négligeable et que le flux radial est constant le long de la sonde, le champ de température autour du puits est seulement dépendant du temps t et de la distance radiale r à l'axe de puits. Sur base de la solution analytique de Kelvin, le champ de température du sol $T(r,t)$ en fonction des caractéristiques du terrain et de la ligne source, exprimé en utilisant l'intégrale exponentielle E_1 , est (Carslaw & Jaeger, 1959) :

$$T(r, t) - T_0 = \frac{q}{4\pi\lambda} \int_{r^2/4\kappa t}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{q}{4\pi\lambda} \cdot E_1 \left(\frac{r^2}{4\kappa t} \right) \quad (44)$$

où T_0 est la température du sous-sol non perturbé et κ sa diffusivité thermique.

L'exponentielle intégrale peut être approximée à condition que le front thermique ait atteint la roche au-delà des parois du puits, de sorte que l'effet du puits en lui-même puisse être négligé :

$$E_1 \left(\frac{r^2}{4\kappa t} \right) \cong \ln \left(\frac{4\kappa t}{r^2} \right) - \gamma \quad (45)$$

où γ est la constante d'Euler (0.5772...).

Ainsi, la température à la paroi du puits ($r=r_b$, le rayon du puits) est donnée par :

$$T(r_b, t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln \left(\frac{4\kappa t}{r_b^2} \right) - \gamma \right] + T_0 \quad (46)$$

Le temps de l'essai t_e est un facteur capital pour limiter l'erreur d'approximation ; celle-ci est inférieure à 10 % à condition que $t_e \geq r_b^2 / \kappa_{estimée}$. C'est pour cette raison qu'un minimum de 50 h est recommandé. Par exemple, pour un essai de 20 h, l'incertitude minimale est de 15 % (Spitler, Yavuzturk & Rees, 2000).

En tenant compte de la résistance thermique du puits, cette solution a été adaptée en fonction de la température du fluide calorifique circulant dans le puits. En effet, la résistance thermique du puits R_p ⁹ [K.m/W] pouvant être calculée dès lors que l'on connaît sa géométrie et les matériaux qui le composent, on peut lier la température du sous-sol à la paroi du puits $T(r_b, t)$ à celle du fluide caloporteur T_f (Gehlin, 2002) :

$$T_f - T(r_p, t) = q \cdot R_b \quad (47)$$

où q est le flux d'injection de chaleur par mètre de forage, [W/m].

Ainsi, la température moyenne du fluide \bar{T}_f (moyenne entre la température d'entrée et de sortie du fluide calorifique) est donnée par l'expression :

$$\bar{T}_f = \frac{T_{in} + T_{out}}{2} = \frac{q}{4\pi\lambda} \cdot \ln(t) + q \cdot \left[\frac{1}{4\pi\lambda} \left(\ln \left(\frac{4\kappa}{r_b^2} \right) - \gamma \right) + R_b \right] + T_0 \quad (48)$$

⁹ La résistance thermique R_p est au maximum de l'ordre de 0.2 K.m/W, qui est la résistance courante pour un puits contenant une sonde en simple-U, injecté d'un coulis bentonitique et pour lequel aucune précaution particulière n'a été prise pour maintenir le tube en U proche de la paroi du puits. Si les puits sont réalisés avec soin, on peut s'attendre à une résistance thermique de l'ordre de 0.05 K.m/W pour un tube en simple-U et 0.03 K.m/W pour un double-U (Gehlin, 2002).

Si le flux d'injection q est constant au cours du temps, la température \bar{T}_f suit dès lors une relation log-linéaire au cours du temps :

$$\bar{T}_f = k \ln(t) + m \quad \text{avec } k = \frac{q}{4\pi\lambda} \quad (49)$$

Finalement, la conductivité thermique λ est donnée par la relation :

$$\lambda = \frac{q \ln(t_2) - \ln(t_1)}{4\pi (\bar{T}_f(t_2) - \bar{T}_f(t_1))} \quad (50)$$

En pratique, la conductivité thermique n'est pas calculée à partir de deux seuls points de mesures mais via régression linéaire afin d'obtenir la droite de l'équation 49. Par ailleurs, il n'est donc pas nécessaire de calculer explicitement la résistance thermique du puits. Tout comme on l'a déjà fait remarquer pour l'essai à l'aiguille chauffante, la température \bar{T}_f varie tout d'abord fortement au début de l'essai (pendant un maximum de 10-15 h), pour ensuite tendre vers une évolution log-linéaire en fonction du temps (Signorelli, Bassetti, Pahud & Kohl, 2007) ; c'est évidemment sur cette seconde partie de la courbe que la droite de régression sera ajustée (Figure 19). Plus la pente de cette droite est élevée, et donc plus la température augmente rapidement, plus la conductivité thermique du milieu est faible. En ce qui concerne la fréquence des mesures, il est recommandé de ne pas dépasser un intervalle de 10 min.

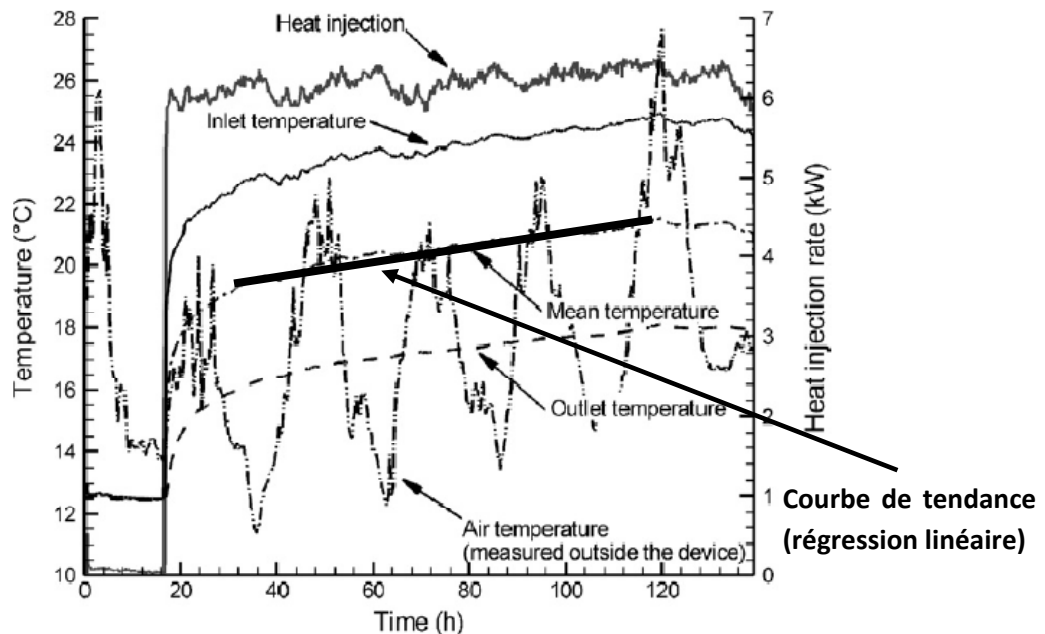


Figure 19: Exemple de mesures prises lors d'un test de réponse thermique in situ (Signorelli, Bassetti, Pahud & Kohl, 2007)

Ce test a été décrit en mode de chauffage, qui est le plus couramment utilisé, mais il peut de même être réalisé en mode de refroidissement avec le système néerlandais (Witte, van Gelder & Spiliter, 2002). En fait, il est recommandé que le test soit le plus proche possible des conditions réelles envisagées pour l'exploitation. C'est pourquoi la puissance thermique injectée doit également être imposée selon ce critère, car la conductivité thermique peut varier selon la puissance. Pour donner un ordre de grandeur courant, q varie souvent entre 30 et 100 W/m, sachant que plus la conductivité thermique est élevée, plus on pourra extraire de la chaleur du sol (Gehlin, 2002).

Avec les développements de la modélisation numérique dans le domaine du transfert de chaleur, ce type d'essai, plutôt que d'être interprété à l'aide de solutions analytiques sous de strictes hypothèses, peut aussi être utilisé pour la calibration de modèles numériques. A condition de disposer d'un panel suffisant de mesures thermiques et d'informations géologiques, on peut ainsi développer des modèles hétérogènes qui incluent les différents paramètres thermiques du sous-sol ainsi que la géométrie du puits et sa résistance thermique. Toutefois, il a été démontré que la méthode analytique de la ligne-source, majoritairement utilisée du fait de sa simplicité, donnait d'assez bons résultats à condition que le flux de chaleur injecté q reste bien constant au cours du temps. Cette contrainte peut être facilement rencontrée avec un générateur électrique de bonne qualité et moyennant l'isolation des sondes en PEHD en surface pour éviter les pertes de chaleur et ne pas subir l'influence de la radiation solaire. (Signorelli, Basetti, Pahud & Kohl, 2007)

Pour terminer, on précisera que cet essai a déjà été réalisé en laboratoire, à une échelle intermédiaire entre le test de l'aiguille chauffante et l'essai in situ. Dans le cas de sols relativement homogènes, des études ont montré que les différences de conductivité n'excédaient pas quelques pourcents, alors que le coût et la durée des essais était nettement réduits (Spitler, Yavuzturk & Rees, 2000). Par ailleurs, dans le cas où un gradient géothermique existe in situ ou que le milieu testé est fracturé, un essai en laboratoire permet de mesurer la conductivité réelle du sol et non pas la conductivité effective, influencée par le mouvement de l'eau.

3.2.3 Calibration inverse

De manière similaire à ce qui a été précisé pour la capacité calorifique spécifique, au départ de mesures de température dans des puits et piézomètres, il est possible de déduire la conductivité thermique du milieu poreux par calibration d'un modèle simulant le transfert de chaleur dans le sous-sol (René Therrien & Jasmin Raymond, communication personnelle, 2009). Pour un système géothermique en circuit ouvert, c'est également la seule manière d'évaluer l'effet de l'écoulement souterrain sur le transfert de chaleur en conditions de pompage.

3.3 Analyse minéralogique

Tout comme pour la capacité calorifique, la conductivité thermique d'une roche ou de la matrice rocheuse peut être estimée à partir de sa composition minéralogique et de son contenu en fluides. Toutefois, contrairement au cas de la loi de Kopp pour la capacité calorifique des 'matériaux composites', il n'existe pas de modèle de mélange unique pour estimer la conductivité thermique d'une roche à partir de ses constituants minéralogiques. De nombreuses modèles ont été proposés mais ils surestiment ou sous-estiment quasiment toujours les propriétés réelles. De plus, la plupart de ces lois sont valides dans une gamme étroite de porosité et donne des résultats aberrants en dehors de ces domaines de validité. (Clauser, 2006 ; Markle, Schincariol, Sass & Molson, 2006)

Les modèles en série et en parallèle (respectivement moyennes harmonique et arithmétique) sont les deux plus simples. Ils définissent respectivement les limites inférieure et supérieure de l'ensemble des modèles courants et contraignent donc la variance maximale des prédictions. Ces relations sont principalement applicables aux sédiments lités. Dans ce type de terrain, la

conductivité en série est assimilée à λ_v et la conductivité en parallèle à λ_h (Clauser, 2006). Pour ces deux modèles, les facteurs de pondérations des différentes phases sont leur proportion volumique n_i :

- Modèle en série : $\lambda_{\perp} = \lambda_{har} = \lambda_{min} = \left(\sum_{i=1}^N \frac{n_i}{\lambda_i} \right)^{-1}$ (51)

- Modèle en parallèle : $\lambda_{\parallel} = \lambda_{ari} = \lambda_{max} = \sum_{i=1}^N n_i \cdot \lambda_i$ (52)

Une évaluation de la conductivité moyenne peut aussi être donnée par :

$$\lambda_{mean} = \frac{1}{2} (\lambda_{min} + \lambda_{max}) \quad (53)$$

Par ailleurs, même si elle ne peut être reliée à un modèle physique, la moyenne géométrique (équation 54) constitue souvent un bon compromis car elle donne une valeur intermédiaire entre celles calculées par (51) et (52). Elle est généralement reconnue comme une bonne approximation de la valeur moyenne mesurée (Clauser, 2006 ; Markle, Schincariol, Sass & Molson, 2006).

$$\lambda_{geo} = \prod_{i=1}^N (\lambda_i)^{n_i} \quad (54)$$

D'autres relations plus complexes sont également courantes, comme celle de Hashin-Shtrikman (1962), qui définit une conductivité moyenne λ_{HS} ainsi que des limites inférieure et supérieure λ_{HS}^L et λ_{HS}^U , ces dernières délimitant un intervalle de conductivité plus étroit que λ_{har} et λ_{ari} :

$$\lambda_{HS} = \frac{1}{2} (\lambda_{HS}^L + \lambda_{HS}^U) \quad (55)$$

avec

$$\lambda_{HS}^U = \lambda_{max} + \frac{A_{max}}{1 - \alpha_{max} \cdot A_{max}} ; A_{max} = \sum_{i=1; \lambda_i \neq \lambda_{max}}^N \frac{n_i}{\alpha_{max} + 1/(\lambda_i - \lambda_{max})} ; \lambda_{max} = \max(\lambda_1, \dots, \lambda_N) ; \alpha_{max} = \frac{1}{3\lambda_{max}}$$

$$\lambda_{HS}^L = \lambda_{min} + \frac{A_{min}}{1 - \alpha_{min} \cdot A_{min}} ; A_{min} = \sum_{i=1; \lambda_i \neq \lambda_{min}}^N \frac{n_i}{\alpha_{min} + 1/(\lambda_i - \lambda_{min})} ; \lambda_{min} = \min(\lambda_1, \dots, \lambda_N) ; \alpha_{min} = \frac{1}{3\lambda_{min}}$$

Pour la gamme des conductivités observées dans les milieux rocheux ($\lambda_m < 10$ W/m.K), ces modèles ont des précisions de l'ordre de 10-15 % (Clauser, 2006).

Les modèles précités sont applicables tant pour la conductivité thermique de la matrice rocheuse λ_s que pour celle du milieu poreux λ_m . Or, la conductivité thermique du solide est souvent connue (tables, mesures, loi de mélange simple type moyenne géométrique) et l'on utilise par après une loi de mélange plus complexe pour évaluer la conductivité thermique du milieu poreux saturé, par exemple la loi de Hashin-Shtrikman, qui se simplifie comme suit pour un milieu biphasique solide-eau :

$$\lambda_{HS}^U = \lambda_s + \frac{n}{\frac{1}{\lambda_w - \lambda_s} + \frac{1-n}{3\lambda_s}} \quad \text{et} \quad \lambda_{HS}^L = \lambda_w + \frac{1-n}{\frac{1}{\lambda_s - \lambda_w} + \frac{n}{3\lambda_s}}$$

Le modèle de mélange de Brailsford et Major (1964) fait également partie de ces lois recommandées pour calculer la conductivité thermique d'un milieu poreux saturé en eau (Raymond & Therrien, 2008) :

$$\lambda_b = \lambda_s \frac{X - 2nY}{X + nY} \quad (56)$$

avec $X = 2a + 1$ $Y = a - 1$ $a = \frac{\lambda_s}{\lambda_w}$

A la figure 20 sont reproduits les principaux modèles de mélange pour la conductivité d'une roche saturée :

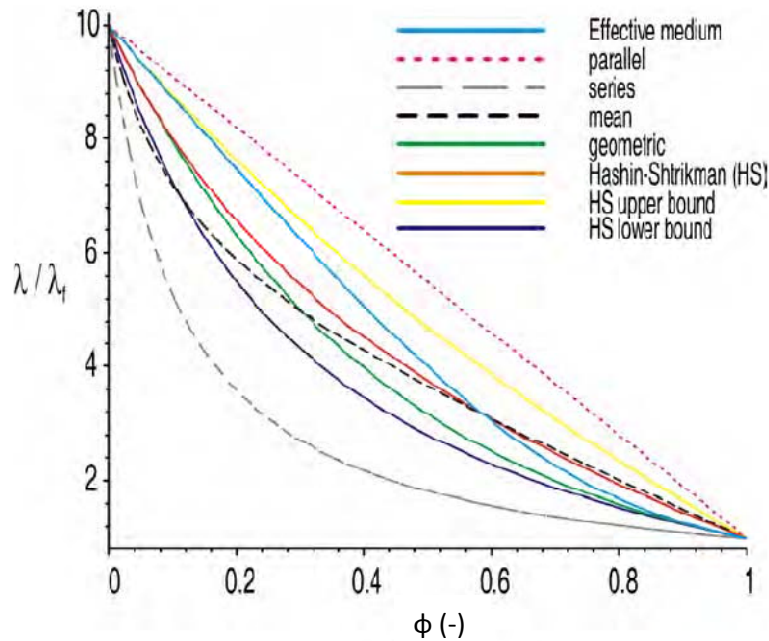


Figure 20: Variation de conductivité thermique d'une roche en fonction de sa porosité en conditions saturées et pour diverses lois de mélanges ; $\lambda_s=6$ W/m.K et $\lambda_w=0.6$ W/m.K. (Clauser, 2006)

Par ailleurs, même si nous ne les détaillerons pas ici, des relations empiriques existent pour évaluer la conductivité thermique à partir d'autres propriétés telles que la porosité, la densité du milieu poreux, la vitesse sismique ou le temps de transfert des ondes sismiques.

3.4 Variation en fonction de la température

Dans la plupart des roches et minéraux, la conductivité thermique a tendance à diminuer avec la température. Des relations empiriques ont été proposées pour tenir compte de ces variations, sachant que peu de mesures de conductivité sont disponibles dans la littérature à des températures autres que la température ambiante. Les plus courantes de ces relations ont été développées prioritairement pour des températures supérieures et ne sont donc pas forcément très précises aux températures rencontrées dans les roches à faible profondeur.

Pour un minéral pur, on a établi expérimentalement que l'inverse de la conductivité thermique évoluait relativement linéairement avec la température (Clark, 1969) :

$$\frac{1}{\lambda(T)} = m + nT \quad (T \text{ en } K) \quad (57)$$

où les paramètres de calibration m et n , obtenus par régression au sens des moindres carrés, sont disponibles dans des tables pour les minéraux courants.

D'autres relations de ce type existent également pour les roches, telle que celle de Zoth et Hänel (1988) :

$$\lambda(T) = A + \frac{B}{350 + T} \quad (T \text{ en } ^\circ C) \quad (58)$$

où les paramètres A et B sont de même listés dans des tables pour différents types de roches et des domaines de validité généralement compris entre 0°C et quelques centaines à un millier de °C.

Une autre relation intéressante est celle développée par Vosteen et Schellschmidt (2003) qui, à la différence de la relation de Zoth et Hänel, évalue la conductivité $\lambda(t)$ à partir d'une valeur de référence λ_0 prise à 0°C :

$$\lambda(T) = \frac{\lambda_0}{a + \left(b - \frac{c}{\lambda_0}\right) \cdot T} \quad \leftrightarrow \quad \frac{\lambda_0}{\lambda(T)} = a + \left(b - \frac{c}{\lambda_0}\right) \cdot T \quad (T \text{ en } ^\circ C) \quad (59)$$

Pour les sédiments, les 3 coefficients a , b et c ainsi que les erreurs de régression associées sont repris dans le tableau ci-dessous. Ceux-ci restent néanmoins d'ordre semi-quantitatif car il n'y a pas de différenciation faite entre les différents types de sédiments.

a [-]	Δa [-]	b [K ⁻¹]	Δb [K ⁻¹]	c [W/m.K ²]	Δc [W/m.K ²]	Intervalle de validité [°C]
0.99	0.01	0.0034	0.0006	0.0039	0.0014	0-300

Tableau 3: Coefficients de la loi de Zoth et Hänel pour les sédiments (Clauser, 2006)

De plus, étant donné que la conductivité thermique est généralement mesurée à température ambiante (25°C), λ_0 est exprimée en fonction de λ_{25} . Pour les sédiments, la relation est :

$$\lambda_0 = 0.54 \lambda_{25} + 0.5 \sqrt{1.16 \lambda_{25}^2 - 0.39 \lambda_{25}} \quad (60)$$

Néanmoins, les variations de λ restent faibles tant que les écarts de température imposés au sous-sol demeurent modérés. Elles sont de l'ordre de 0.05 W/m.K pour une variation de température de 10 °C au sein du milieu poreux saturé (Clauser, 2006).

En remarque, l'effet de la pression sur la conductivité thermique des roches est également négligeable : l'augmentation est de l'ordre de 0.1 % lorsque la pression augmente de 10 MPa (Waples D. & Waples J., 2004).

V. Cas pratique: bâtiment du SPF¹⁰ Finances à Liège

1 Introduction et buts de l'étude

Le point de départ de ce travail sera l'étude réalisée par le service d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Environnement de l'ULg pour le bureau Greisch-BGroup. L'objectif de cette dernière était la réalisation d'une étude hydrogéologique par modélisation de l'écoulement souterrain et du transfert de chaleur dans l'aquifère des graviers de la Meuse dans la zone du futur bâtiment du Service Public Fédéral des Finances à Liège (surface brute de plus de 50 000 m², répartis sur 26 étages), prévu pour être opérationnel en 2013. In fine, cette étude a pour but de permettre le dimensionnement d'un système de refroidissement via le pompage d'eau froide dans la nappe alluviale.

La modélisation du comportement de l'aquifère autour du bâtiment aura comme objectifs d'évaluer, tout d'abord, le débit critique susceptible d'être pompé et l'importance du rabattement lié à ce pompage et, ensuite, l'influence du pompage d'eau froide sur la température de l'eau souterraine, sachant que le rabattement risque d'inverser localement le gradient hydraulique général, dirigé vers la Meuse. Ce problème sera particulièrement crucial en été, car c'est à cette période que les besoins en refroidissement du bâtiment seront les plus importants, mais aussi que la température des eaux du fleuve sera la plus élevée.

Dans un premier temps, l'étude du service d'Hydrogéologie de l'ULg a été réalisée via l'interface de modélisation GMS 6.5, utilisant les codes MODFLOW pour l'écoulement souterrain et MT3D pour le transfert de chaleur (Thomas & Dassargues, 2008). A la base, le code MT3D est en fait prévu pour modéliser le transport de contaminant par advection, diffusion et dispersion hydrodynamique. Ce code a en effet pu être utilisé (en première approximation) pour le transfert de chaleur en vertu des similitudes entre les lois de transport de soluté et de transfert de chaleur.

Pour établir et calibrer nos modèles, des données géométriques, géologiques, hydrodynamiques et historiques sont évidemment nécessaires. Néanmoins, le système de refroidissement étant toujours au stade de projet, aucune campagne de mesure de données locales et régionales n'a actuellement été entreprise. Par conséquent, les données utilisées seront en grande partie issues de la carte géotechnique (Fagnoul & al., 1977), qui fournit cependant des informations limitées en ce qui concerne les conductivités hydrauliques des couches géologiques rencontrées. Les résultats seront dès lors présentés sous réserve de la réalisation future d'essais in situ permettant de compléter le jeu de données.

¹⁰ Service Public Fédéral

2 Données et description du site et des travaux

Pour caractériser les différents aspects du modèle conceptuel (limites géométriques, conditions aux frontières, dimensionnalité,...), les données suivantes sont disponibles. La plupart d'entre elles sont regroupées sur la carte du site en annexe 7.

2.1 Topographie et hydrographie

Le bâtiment concerné sera implanté dans la plaine alluviale de la Meuse, à une centaine de mètres à l'ouest du fleuve et à environ 400 mètres à l'est de la gare des Guillemins. Il est plus particulièrement situé le long de la rue de Fragnée, à proximité de sa jonction avec le quai de Rome, en bordure de Meuse.

Au droit du projet, l'altitude de la plaine alluviale est d'environ 65 m et un modèle numérique de terrain est disponible pour la zone étudiée. Au nord du site, un ancien bras de la Meuse, actuellement remblayé, suit le tracé du boulevard et du parc d'Avroy. A 50 m au Nord-Est du site, une trémie du quai de Rome passant sous le boulevard Frère Orban a été creusée dans ce remblai ; sa profondeur maximale est d'environ 7 mètres.

Le réseau hydrographique à considérer est constitué par la Meuse et la dérivation de l'Ourthe, à 750 mètres au sud-est du site. Le barrage de Monsin, en aval de Liège, régule le niveau de la Meuse, dont la hauteur d'eau varie entre 59 et 61 mètres.

2.2 Géologie

La géologie locale est typique de la plaine alluviale de la Meuse (Figure 21). Du haut vers le bas, les terrains rencontrés dans la zone considérée pour le modèle sont :

- **Remblais**

Remblais hétérogènes avec des épaisseurs très variables (0-6 m) atteignant localement 7 mètres dans l'ancien méandre de la Meuse au nord-est du site.

- **Limons fluviaux**

Limons d'épaisseur variable (0-6 m) séparant les remblais des sables et graviers.

- **Sables et graviers alluviaux**

Sables et graviers roulés constituant un dépôt hétérogène de 2 à 10 m d'épaisseur.

- **Bed-rock houiller**

Alternance de schistes plus ou moins gréseux et de grès avec intercalations de veines de charbon.

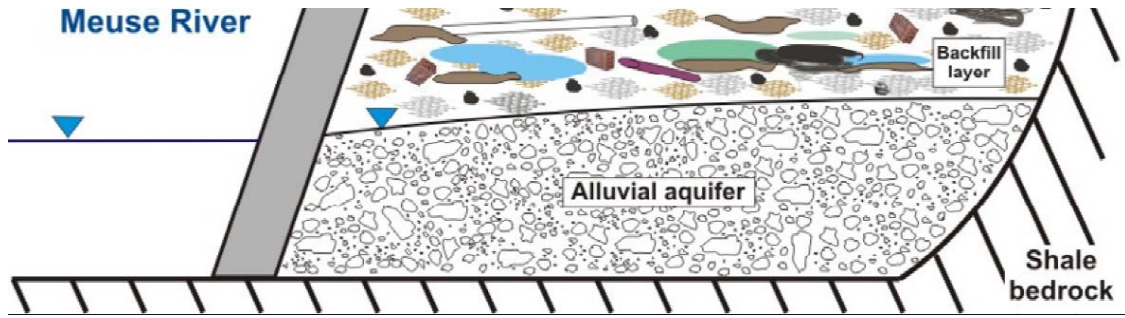


Figure 21: Coupe type dans la plaine alluviale de la Meuse selon un axe perpendiculaire au fleuve (Batlle-Aguilar, 2008)

2.3 Hydrogéologie

Les données hydrogéologiques sont principalement issues de la carte géotechnique de Liège (planche 42.6.1) au 1/5000 (Fagnoul et al, 1977). Nous disposons également de certaines informations transmises par Greisch-BGroup et de valeurs de conductivité hydraulique des graviers alluviaux mesurées ou utilisées pour d'autres études relatives à la plaine alluviale dans la région liégeoise.

Deux nappes peuvent être distinguées dans notre zone d'étude :

- La nappe aquifère des sables et graviers alluviaux, qui est alimentée par les précipitations (l'infiltration pouvant toutefois être fortement réduite par l'imperméabilisation urbaine), par le bassin versant et par la nappe du Houiller. De plus, des interactions importantes avec la Meuse doivent être envisagées du fait de la grande perméabilité des berges et du lit de la rivière.
- La nappe de fissure (porosité secondaire) localisée dans les horizons gréseux tectonisés et fracturés du bed-rock houiller. Celle-ci ne sera cependant pas considérée dans cette étude car ses interactions avec l'aquifère alluvial sont faibles vu le fort contraste de perméabilité entre le bed-rock houiller et les sables et graviers alluviaux.

Les données piézométriques de la carte géotechnique indiquent des niveaux d'eau dans les alluvions variant entre +62 m en pied de versant et +59.5 m pour le piézomètre le plus proche de la Meuse. Globalement, la rivière est donc drainante et le gradient hydraulique moyen est de 2 à 4 %. Ce faible gradient hydraulique pourra toutefois être inversé localement, notamment sous l'effet des pompes envisagés.

2.4 Description des travaux

Le bâtiment prévu aura une hauteur de 110 mètres avec 3 niveaux de parking en sous-sol. Les fondations profondes atteindront le sommet du bed-rock. Dans le futur modèle, on empêchera tout écoulement souterrain à l'aplomb du bâtiment (cellules de différences finies ou éléments finis désactivés).

Le refroidissement de ce bâtiment sera en partie assuré par un échangeur de chaleur en série avec une pompe à chaleur, tous deux installés en sous-sol et dont le circuit d'eau froide sera alimenté par le pompage d'eau souterraine. En hiver, la pompe à chaleur sera utilisée en mode inverse pour le chauffage du bâtiment. La fonction de refroidissement est toutefois prépondérante par rapport au chauffage vu l'isolation efficace du bâtiment. En mode chauffage, l'eau pompée sera refroidie de 3°C avant son rejet dans la Meuse, tandis qu'en mode refroidissement, sa température sera globalement élevée de 9°C. L'eau pompée devrait idéalement être à la température de 12°C pour assurer de bons rendements thermiques, un maximum de 13°C pouvant également convenir.

Par ailleurs, dans la plaine alluviale à proximité du bâtiment, il est considéré qu'il n'existe pas d'autres constructions ayant des niveaux enterrés avec des fondations massives jusqu'au bed-rock. Tous les bâtiments importants ayant des fondations profondes reposent sur des pieux fichés dans le bed-rock, ces derniers ne perturbant pas significativement l'écoulement souterrain.

3 Modélisation

Comme il a été précisé précédemment, un premier modèle a été réalisé en utilisant les codes MODFLOW (*Modular Three-Dimensional Groundwater Flow Model*) et MT3D. Ce chapitre sera consacré à améliorer le modèle précédent et à le comparer avec un second modèle réalisé à partir du code HydroGeoSphere (HGS), développé par les départements de génie géologique de l'Université Laval (Québec) et de l'Université de Waterloo (Ontario). Au préalable, le modèle conceptuel commun à ces deux modèles sera décrit, de même que les modèles numériques sous-jacents.

3.1 Modèle conceptuel

Le modèle conceptuel consiste à définir clairement les hypothèses principales qui seront à la base du modèle numérique. Celles-ci sont abordées plus en détails dans les paragraphes suivants. Le modèle conceptuel établi est schématisé à la figure 22.

De manière générale, il a été choisi de modéliser le « *worst case scenario* », c'est-à-dire le pompage dans la nappe en été, en conditions d'étiage de la Meuse et pour une température maximale des eaux de surface.

3.1.1 Définition des limites du modèle

La zone modélisée s'étend sur toute la largeur de la plaine alluviale de la rive gauche de la Meuse et est relativement centrée par rapport au bâtiment (Annexe 7). Les limites seront définies comme suit :

- Les frontières nord et sud sont fixées arbitrairement le long d'axes principaux, respectivement l'avenue Digneffe et le boulevard Lejeune. Vu que l'on ne dispose pas d'essais de pompage pour estimer l'influence des puits, ces frontières sont prises

suffisamment loin du bâtiment en projet pour pouvoir supposer qu'elles seront en dehors de la zone d'influence des puits de pompage.

- La frontière est correspond à la rive gauche de la Meuse et définit la limite de l'aquifère alluvial.
- La frontière ouest marque la fin de l'extension des formations alluviales.

3.1.2 Dimensionnalité, hétérogénéité

Deux couches seront prises en compte pour la modélisation : la couche supérieure est constituée des remblais et des limons fluviaux, aux propriétés hydrodynamiques relativement proches, et la couche inférieure représente les sables et graviers alluviaux. Le bed-rock houiller n'est donc pas pris en compte. Autrement dit, sa conductivité hydraulique est supposée suffisamment faible par rapport à celle des formations alluviales pour que le contact bed-rock/sables-graviers puisse être considéré comme une frontière imperméable à la base du modèle.

En l'absence de données mesurées, la couche des remblais et limons est présumée homogène, bien qu'elle ne le soit certainement pas en réalité. Dans la couche des sables et graviers, deux zones de plus faibles perméabilités ont été définies lors de la calibration du modèle en régime naturel (Figure 22), sachant que des variations latérales de facies de dépôts sont courantes dans les plaines alluviales (il n'existe néanmoins pas de carte plus détaillée des dépôts alluviaux). Dès lors, il faut être conscient que l'hétérogénéité prise en compte dans le modèle est vraisemblablement très simplifiée par rapport à la réalité.

3.1.3 Permanent/transitoire

Le peu de données disponibles rend illusoire toute calibration du modèle d'écoulement en régime transitoire. Par conséquent, le régime permanent sera adopté dans un premier temps. La situation modélisée correspondra aux conditions les plus défavorables par rapport au projet :

- hauteur d'eau de la Meuse en conditions d'étiage, soit 59 m ;
- infiltration négligeable sur toute la zone ;
- pompage continu.

En ce qui concerne le transfert de chaleur, si le débit pompé est tel qu'une partie de l'eau proviendra inévitablement de la Meuse, il est important de savoir combien de temps mettra le front chaud pour atteindre la zone de pompage. C'est pourquoi le transfert de chaleur sera quant à lui modélisé en incluant la dimension temporelle.

Par la suite, il pourra être utile d'utiliser néanmoins un modèle transitoire pour mieux adapter ce dernier aux besoins de l'étude, par exemple en envisageant un pompage intermittent.

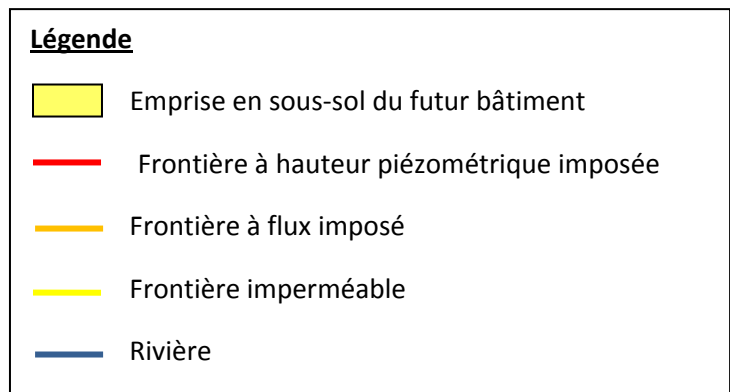
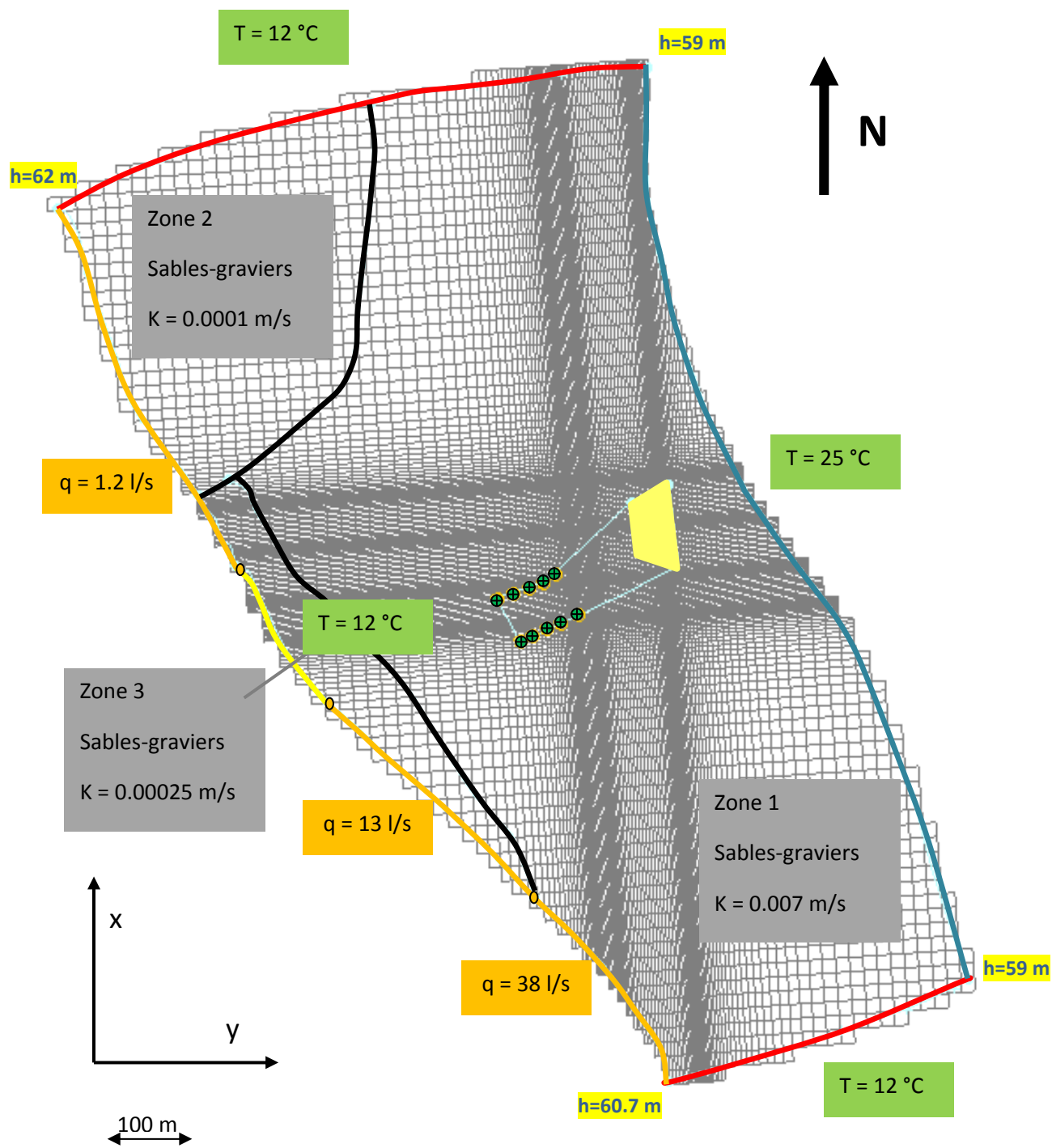


Figure 22: Maillage en différences finies et modèle conceptuel de la couche des sables-graviers (conditions aux frontières, zones et position des puits dans la variante 2).

3.1.4 Paramètres relatifs à l'écoulement

En régime d'écoulement permanent, le seul paramètre nécessaire est la conductivité hydraulique K . D'après les cartes géotechnique et hydrogéologique ainsi que selon d'autres études hydrogéologiques réalisées dans la plaine alluviale de la Meuse à Liège, les intervalles de valeurs des conductivités hydrauliques de ces deux couches sont repris au tableau 4.

Couche	K (m/s)
Limons fluviatiles et remblais	10^{-10} - $5 \cdot 10^{-6}$
Sables et graviers alluviaux	$1 \cdot 10^{-4}$ - $2 \cdot 10^{-2}$

Tableau 4: Intervalle de valeurs des conductivités hydrauliques pour les deux couches hydrogéologiques (Fagnoul et al., 1977)

La conductivité hydraulique des couches sera considérée comme isotrope car nous disposons de trop peu d'informations géologiques pour pouvoir justifier le contraire. De plus, il s'agit de l'hypothèse la plus probable dans des formations alluviales peu consolidées.

La calibration en régime permanent réalisée précédemment (Thomas & Dassargues, 2008) a mené aux conductivités hydrauliques reprises ci-dessous (Tableau 5). La couche des remblais et limons est plus perméable qu'attendu mais cela peut se justifier par la forte hétérogénéité locale des remblais.

Couche	K (m/s)
Limons fluviatiles	10^{-6}
Sables et graviers alluviaux	$2.5 \cdot 10^{-4}$ - $7 \cdot 10^{-3}$

Tableau 5: Conductivités hydrauliques des deux couches hydrogéologiques après calibration du modèle réalisé par Thomas et Dassargues (2008)

3.1.5 Paramètres relatifs au transfert de chaleur

Sans valeur des caractéristiques thermiques dans la plaine alluviale, des ordres de grandeur des paramètres thermiques de dépôts alluviaux sont repris d'un article sur les propriétés thermiques de la plaine alluviale de Nagaoka au Japon (Taniguchi, 1993). Cette plaine est composée de graviers riches en alluvions fines. Le coefficient de diffusivité thermique κ mesuré est de $5 \cdot 10^{-7}$ m²/s et la conductivité thermique du milieu poreux λ_m est de 1.6 W/m.K, ces valeurs étant par ailleurs très similaires à celles obtenues dans divers cas d'études dans des milieux poreux aquifères. Vu que la lithologie de la plaine alluviale de Nagaoka est intermédiaire entre celles des 2 couches de la plaine de la Meuse, on peut dès lors considérer que ces valeurs sont de bonnes estimations des paramètres moyens de nos deux couches et κ et λ_m seront ainsi supposés homogènes et isotropes sur tout le domaine. De plus, bien que la conductivité thermique soit généralement anisotrope, on a néanmoins montré que le facteur d'anisotropie λ_h/λ_v était faible dans le cas des roches sédimentaires (il est couramment compris entre 1 et 1.4). La capacité calorifique spécifique est quant à elle issue d'une étude de l'Université de Chemnitz sur les capacités de stockage de chaleur à grande échelle au sein de graviers (Urbaneck, 2005).

De plus, vu l'incertitude qui est associée au choix des paramètres thermiques, ceux-ci seront supposés constants avec la température. De même, l'effet de la température sur les propriétés de l'eau (masse volumique, viscosité) sera négligé. On fait ainsi l'hypothèse que l'effet des variations de

masse volumique et de viscosité du fluide sur la conductivité hydraulique est faible comparé à l'incertitude liée à celle-ci.

Les paramètres du milieu poreux ont été calculés en conditions saturées puisque l'écoulement dans la zone insaturée n'est pas modélisé. Par manque de mesures disponibles, la masse volumique du solide ainsi que les porosités totale et effective du milieu poreux sont supposées identiques dans les deux lithologies. La porosité effective choisie est plutôt faible dans le cas des graviers mais cela se justifie par la présence de sables, voire même de matériaux plus argilo-limoneux dans cette couche. De plus, on mise ainsi sur la sécurité car, si l'on choisit une porosité effective trop élevée, les vitesses d'écoulement seront plus faibles et le front chaud simulé en provenance de la Meuse se propagerait moins rapidement. Pour l'eau porale, les paramètres thermiques ont été pris à 12°C. Quant à la dispersivité thermomécanique, une valeur de l'ordre du mètre est courante à cette échelle de modélisation dans des alluvions. De plus, le rapport $\alpha_{h,L}/\alpha_{h,T}$ étant habituellement compris entre 3 et 10 pour des milieux relativement homogènes et isotropes, une valeur intermédiaire de 5 a été choisie.

Tous les paramètres énoncés sont repris au tableau 6.

Matrice graveleuse		Graviers		Matrice limoneuse		Limons-remblais	
λ_s [W/m.K]	1.94	λ_m [W/m.K]	1.6	λ_s [W/m.K]	1.94	λ_m [W/m.K]	1.6
c_s [J/kg.K]	790	c_m [J/kg.K]	1175	c_s [J/kg.K]	790	c_m [J/kg.K]	1175
ρ_s [kg/m ³]	2600	ρ_m [kg/m ³]	2200	ρ_s [kg/m ³]	2600	ρ_m [kg/m ³]	2200
		ρ_b [kg/m ³]	1950			ρ_b [kg/m ³]	1950
Eau porale				n [-]	0.25	D_m [m ² /s]	10 ⁻⁹
λ_w [W/m.K]	0.59	n_e [-]	0.05				
c_w [J/kg.K]	4189	$\alpha_{h,L}$ [m]	1				
ρ_w [kg/m ³]	1000	$\alpha_{h,T}$ [m]	0.2				

Tableau 6: Paramètres relatifs au transfert de chaleur

Notons que, MT3D n'étant à l'origine pas prévu pour le transfert de chaleur, les paramètres thermiques ont été transformés en leur forme 'équivalente' en transport de soluté (voir section 5 du chapitre 3) :

$$D'_m = D_m + \frac{\lambda_m}{n_e \rho_w c_w} = 7.65 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$K_d = \frac{\rho_m \cdot c_m}{\rho_w \cdot c_w \cdot \rho_b} - \frac{n_e}{\rho_b} = 3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{kg}$$

3.1.6 Conditions aux frontières

3.1.6.1 Modèle d'écoulement

Les conditions suivantes sont imposées aux frontières :

- Le long des frontières nord et sud, les hauteurs piézométriques sont imposées (conditions de Dirichlet) car ces frontières sont supposées suffisamment éloignées du site de pompage. Ces hauteurs sont :

Frontière	Hauteur imposée
Nord	h(coin nord-ouest) = 62 m h(Meuse) = 59 m Interpolation linéaire
Sud	h(coin sud-ouest) = 60.7 m h(Meuse) = 59 m Interpolation linéaire

- Le long de la frontière est, côté Meuse, on peut envisager deux types de conditions. La première consiste à imposer la hauteur piézométrique (condition de Dirichlet), qui sera égale au niveau d'eau de la Meuse, +59 m (niveau d'étiage). On suppose ainsi une parfaite connexion entre la Meuse et l'aquifère alluvial. La seconde, plus proche de la réalité, est une condition de 3^{ème} type (Fourier-Cauchy), c'est-à-dire un flux dépendant de la hauteur piézométrique dans la nappe alluviale. La conductance (C) du lit de la rivière a été fixée à 9.10^{-4} m/s. Faute d'informations locales sur l'état du mur de quai, cette valeur de conductance est similaire à celle calibrée pour le modèle d'écoulement réalisé sur un site du même type situé à Flémalle, à une dizaine de kilomètres en amont sur la Meuse (Batlle-Aguilar, 2008). Le flux Q par unité de longueur d'échange (m²/s) sera dès lors calculé de manière suivante :

$$Q=C (h_{rivière}-h_{nappe}) \quad (61)$$

Contrairement à une condition de Dirichlet, la condition frontière de type Fourier-Cauchy permet de considérer l'effet des berges (complexe des murs de quai) et induit que la nappe alluviale n'est pas forcément en équilibre permanent avec la Meuse. Toutefois, la conductance du lit de la rivière est relativement élevée, de sorte que les berges ne constitueront néanmoins pas un obstacle majeur à l'écoulement, comme nous le montrerons par la suite. De plus, les conditions de 3^{ème} type ne sont pas prévues dans HGS, c'est pourquoi on utilisera une condition de Dirichlet lorsqu'il s'agira de comparer les deux modèles.

- Le long de la frontière ouest, du côté du bassin versant, un flux est imposé (condition de Neumann). Le flux total le long de cette frontière est de 52.2 l/s (ou 187.2 m³/h) et y est réparti non-uniformément (Figure 22), excepté à l'endroit de la nouvelle gare des Guillemins car un rideau de palplanches fichées dans le bed-rock altéré a été placé à cet endroit et constitue un barrage à l'écoulement souterrain. Ce flux est imposé en totalité dans la couche des graviers et sables alluviaux car c'est principalement par cette unité géologique que l'eau s'infiltre. Sa valeur a été évaluée de manière un peu particulière car il était difficile d'établir le bilan de recharge sur la surface du bassin versant de la colline de Cointe étant donné le taux élevé d'urbanisation. Le raisonnement suivi a donc été le suivant : tout d'abord, on a simulé l'écoulement (sans pompage) en régime permanent en supposant une hauteur d'eau imposée le long de cette frontière (extrapolée sur base des niveaux d'eau fournis par la carte géotechnique) et on a ainsi pu évaluer le flux passant à travers cette frontière. Ce flux a ensuite été imposé comme condition frontière dans le modèle en condition de pompage, sous l'hypothèse que le flux en provenance du versant est constant quelque soit la sollicitation, ce qui est justifié par le fait que les terrains du versant sont relativement peu perméables.

3.1.6.2 Modèle de transport de chaleur

A chaque limite du modèle, une condition de température fixée sera imposée (condition de Dirichlet). Sur la frontière est, côté Meuse, on imposera la température moyenne maximale du fleuve en été (25°C) et, sur les frontières ouest, nord et sud, la température moyenne de la nappe alluviale (12°C). Sur la frontière inférieure, on supposera un flux de chaleur normal nul car on est à trop faible profondeur pour pouvoir y imposer un flux de chaleur en fonction d'un éventuel gradient géothermique.

Ces températures sont imposées d'après la connaissance globale acquise sur la Meuse et sa nappe alluviale au fur et à mesure des nombreuses études hydrogéologiques qui y ont été réalisées. Les données les plus récentes proviennent de la thèse de J. Batlle sur le site de Flémalle (2008). Pour les années 2005 à 2007, il disposait d'un certain nombre de mesures relatives à la température de la Meuse et il a lui-même suivi la température de la plaine alluviale dans 3 piézomètres (Annexes 9 & 10). Il a ainsi noté que la température de l'aquifère fluctuait dans un intervalle de 1°C autour d'une moyenne très légèrement supérieure à 12 °C. La température très élevée que peut atteindre la Meuse s'explique quant à elle notamment par les rejets d'eau de refroidissement de la centrale nucléaire de Tihange, à une trentaine de kilomètres en amont.

3.1.7 Conditions initiales

Pour le modèle d'écoulement, les hauteurs initiales seront obtenues par une première simulation en conditions naturelles (sans pompage). Dans le modèle précédent, les hauteurs initiales étaient partout de 66 m, ce qui pourra occasionner de faibles différences dans les résultats. La température sera, quant à elle, initialement à 12°C sur l'ensemble du domaine.

3.1.8 Sollicitations extérieures

Le taux de recharge sera considéré comme quasiment négligeable au droit de la zone étudiée vu le caractère fortement urbanisé de cette dernière. Même si l'on réalise une légère approximation, ce choix nous place toutefois du côté de la sécurité par rapport à la situation réelle, pour laquelle on peut supposer une faible contribution de la recharge à l'eau pompée.

Après quelques essais, il a été constaté qu'idéalement les pompages nécessaires au refroidissement/chauffage du bâtiment seraient au nombre de 10 afin d'éviter de désaturer localement les cellules de l'aquifère des graviers alluviaux¹¹. De même, il est recommandé de limiter au mieux les rabattements trop importants puisque les terrains de couverture sont compressibles et

¹¹ Néanmoins, cela ne signifie pas forcément que 10 puits de pompage seront réellement nécessaires car le débit critique d'un puits est fortement dépendant des paramètres hydrogéologiques des terrains directement adjacents. De plus, les rabattements calculés au puits et dans son voisinage proche sont également dépendants de la manière dont est modélisé le puits dans le code de calcul. Par conséquent, l'échelle à laquelle ont été définies les différentes zones de la couche des sables et graviers (compte tenu des données disponibles) est nettement insuffisante pour ce type de prévision et des essais de pompage in situ sont nécessaires pour définir précisément le nombre de puits requis.

que la zone est densément bâtie alors que peu de bâtiments ont des fondations profondes jusqu'au bed-rock. Les puits de pompage seront supposés crépinés uniquement dans les graviers car la couche supérieure¹², déjà très partiellement saturée, est complètement désaturée en quelques heures dans la zone autour des puits. Leur localisation a déjà fait l'objet d'une première discussion (Thomas & Dassargues, 2008), sous la contrainte que les puits restent sur la propriété associée au bâtiment. Deux variantes ont été retenues : la variante 1, où les puits sont répartis sur l'ensemble du pourtour de l'îlot bâti situé en arrière du bâtiment, et la variante 2, où les ouvrages sont localisés à l'extrémité ouest de l'îlot, c'est-à-dire plus en amont hydrogéologique. Les coordonnées précises des puits sont reprises au tableau 7.

	Variante 1		Variante 2	
	x	y	x	y
1	235110.9	146935.2	235007.6	146843.1
2	235072.4	146901.0	234990.0	146829.0
3	235041.7	146872.2	234971.4	146823.5
4	234999.4	146834.2	234949.3	146816.5
5	234951.6	146814.7	234928.2	146808.4
6	234977.2	146757.6	234959.4	146749.6
7	235023.5	146779.4	234975.5	146757.2
8	235070.9	146801.9	234996.1	146766.2
9	235114.8	146823.7	235014.1	146774.3
10	235169.2	146852.4	235039.8	146785.8

Tableau 7: Position des puits (variantes 1 et 2)

Aucun pompage additionnel n'est recensé dans la zone d'étude et le modèle sera dès lors développé pour de telles conditions.

3.2 Scénarii modélisés

Différents cas de sollicitation seront modélisés, la plupart pour un pompage de 200 m³/h, qui est le débit critique¹³ continu établi par Thomas et Dassargues (2008); celui-ci correspond globalement au débit de recharge total qui s'infiltrerait dans les alluvions par la frontière ouest. Tout d'abord, nous allons reproduire les scénarii proposés dans le rapport initial :

- **Scénario 1** : pompage en continu de 200 m³/h.
- **Scénario 2** : pompage intermittent (entre 8h et 20h, 7 j/7) au débit de 200 m³/h.
- **Scénario 3** : pompage continu de 200 m³/h avec réinjection directe d'eau froide (12°C) dans l'aquifère à proximité de la Meuse, à raison de 20 m³/h. Le débit effectivement disponible est alors réduit à 180 m³/h.

Pour ces trois scénarii, les deux variantes des pompages seront systématiquement testées, ce qui n'était pas le cas dans la première étude.

¹² Dans le modèle initial, les ouvrages de pompage étaient supposés complets sur les deux couches modélisées.

¹³ Débit maximal qui permet une stabilisation des rabattements et qui évite ainsi l'assèchement des puits.

Ensuite, dans le but de mieux cibler les limites d'exploitation de l'aquifère et en concertation avec le bureau d'études, quelques autres scénarii seront présentés :

- **Scénario 4** : pompage intermittent (entre 8h et 20h, 7j/7) avec réinjection directe d'eau froide (12°C) dans l'aquifère à proximité de la Meuse. Le débit maximal admissible sera évalué.
- **Scénario 5** : pompage en continu, détermination du débit maximal admissible.
- **Scénario 6** : exploitation de l'aquifère via des sondes géothermiques (pas de modélisation).

En cas de pompage continu, le modèle d'écoulement correspondant à chacun de ces scénarii sera simulé en régime permanent. En cas de pompage intermittent, un régime transitoire devra obligatoirement être utilisé.

3.3 Modèle mathématique

3.3.1 Ecoulement

En conditions strictement saturées, l'équation d'écoulement tridimensionnelle en régime transitoire et à masse volumique constante est la suivante :

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot (\mathbf{K} \overrightarrow{grad}(h)) - q \quad (62)$$

Où :

- h , la hauteur d'eau, est la variable principale, [m].
- \mathbf{K} est le tenseur de conductivité hydraulique, [m/s].
- S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique, [m⁻¹].
- q est un débit de sollicitation extérieure, positif en pompage, [s⁻¹].

Pour les simulations en régime permanent, le membre de gauche s'annule et la conductivité hydraulique est par conséquent le seul paramètre nécessaire au modèle d'écoulement.

Comme nous l'avons rappelé, l'équation 62 s'applique en conditions strictement saturées. En nappe libre, si l'on veut utiliser un modèle tridimensionnel, il est donc nécessaire de tenir également compte des processus qui ont lieu dans la zone non saturée, ce qui implique un modèle assez complexe. L'alternative est de modéliser l'écoulement en « quasi-3D ». Cette méthode consiste à intégrer l'équation 62 sur l'épaisseur saturée de chacune des couches, dans lesquelles l'écoulement est donc calculé en deux dimensions ; ensuite l'écoulement à travers couches (selon la direction verticale) est modélisé par l'introduction d'un terme de « leakance » calculé à partir des paramètres hydrodynamiques et des hauteurs d'eau dans les différentes couches. En régime transitoire, l'équation bidimensionnelle (2D horizontal) d'écoulement est la suivante :

$$S(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \overrightarrow{div} \cdot (\mathbf{T}(h) \overrightarrow{grad}(h)) - q' \quad (63)$$

Où :

- $T(h)$ est le tenseur des transmissivités, [m²/s]. Il est fonction des hauteurs d'eau puisque l'on doit intégrer la perméabilité sur la hauteur saturée des différentes couches. C'est pourquoi l'équation 63 est non linéaire car le paramètre dépend lui-même de la variable principale h :

$$T(h) = \int_{z_0}^h K dz \quad \text{où } z_0 \text{ est la cote de base de l'aquifère} \quad (64)$$

- $S(h)$ est le coefficient d'emmagasinement, [-]. Il s'agit du volume d'eau libéré par unité de surface de l'aquifère pour une variation unitaire de la hauteur piézométrique. Par conséquent, dans le cas d'un aquifère non-confiné, ce coefficient prend en compte le volume d'eau libéré par le drainage de la portion du milieu poreux qui va se désaturer, via l'introduction de la porosité efficace ou porosité de drainage n_d :

$$S(h) = n_d + \int_{z_0}^h S_s dz \quad \text{où } z_0 \text{ est la cote de base de l'aquifère} \quad (65)$$

- q' est un débit de sollicitation extérieure, positif en pompage, [m/s].

3.3.2 Transfert de chaleur

Pour les équations de transfert de chaleur, le lecteur est renvoyé au chapitre 3. Dans MT3D, c'est l'équation générale de transport de soluté qui est utilisée par analogie entre les équations de transport et de transfert de chaleur. Dans HGS, c'est par contre directement l'équation de transfert de chaleur qui est implémentée en couplage avec les équations d'écoulement et de transport de soluté.

3.4 Modèles numériques

Dans un modèle numérique, les équations différentielles deviennent des équations algébriques et les variables continues, la hauteur d'eau et la température, des variables discrètes calculées en chacun des nœuds. Dans les paragraphes qui suivent, la discrétisation et les méthodes de résolution de MODFLOW/MT3D et HGS seront brièvement décrites.

3.4.1 Suite GMS (Groundwater Modeling System): MODFLOW et MT3D

Le premier modèle est construit via l'interface GMS, qui utilise les logiciels MODFLOW (écoulement) et MT3D (transfert de chaleur par convection, conduction, diffusion et dispersion, d'après les analogies avec le transport de soluté). Ces programmes sont basés sur la discrétisation par **différences finies**.

Le milieu est discrétisé par un maillage tridimensionnel de cellules rectangulaires dont les nœuds sont les points centraux des cellules (*cell-centered method*). Chaque cellule est considérée

comme un EVR (élément de volume représentatif) puisque le milieu poreux y est supposé homogène. Dans le modèle d'écoulement, les dérivées spatiales discrètes de 1^{er} ordre seront décentrées vers l'amont, tandis que les dérivées spatiales de 2^{ème} ordre seront centrées. Quant aux dérivées temporelles, elles seront calculées de manière explicite, ce qui est numériquement moins lourd que le schéma de discrétisation implicite mais impose le respect d'un critère de stabilité¹⁴. Un point particulier qu'il est intéressant de connaître est la manière dont sont pris en compte les pompages dans le code de calcul. Dans le cas de MODFLOW, un puits est assimilé à un ensemble de nœuds situés sur un même segment vertical et le flux de pompage au sein de chaque couche est extrait au nœud central de la cellule qui contient le puits.

En ce qui concerne le transfert de chaleur, on optera pour une méthode mixte eulérienne-lagrangienne : la méthode modifiée des caractéristiques (MMOC). Le transfert de chaleur par conduction, diffusion et dispersion peut être modélisé par une approche classique différences finies (méthode eulérienne) mais une méthode lagrangienne (référentiel se déplaçant à la vitesse effective du fluide interstitiel) de type « *particle tracking* » est préférable pour le transfert convectif étant donné les problèmes de dispersion numérique et d'oscillation couramment associés aux méthodes eulériennes. Notons que ces effets numériques ont tendance à augmenter avec l'importance du flux convectif et ils risquent donc d'être importants dans notre cas vu la forte perméabilité des sables et graviers alluviaux. Dans la MMOC, une seule particule, d'indice n , est affectée à chaque maille m à l'instant $t+\Delta t$ afin de réduire le temps de calcul et l'espace mémoire par rapport à la méthode classique des caractéristiques. Ensuite, ces particules sont suivies vers l'amont le long des lignes de courant jusqu'au temps t (*backward tracking*) et, après chaque pas de temps, la concentration de la maille m au temps $t+\Delta t$ est interpolée en fonction de la position de la particule n au temps t . Ces concentrations sont ensuite introduites dans le schéma de discrétisation temporelle explicite par différences finies afin de prendre en compte la conduction, la diffusion et la dispersion.

La zone modélisée a été discrétisée par un maillage bicouche carré de 1500 m de côté, comportant 159 lignes et 140 colonnes. Toutefois, après avoir désactivé les éléments situés en dehors des limites définies, chaque couche comporte finalement 22 260 éléments et 15131 nœuds actifs. Comme on le voit à la figure 22, le maillage est raffiné dans la zone des puits de pompage où les plus petites cellules ont des côtés de 2 m (maillage initialement raffiné pour la variante 1 des pompages).

3.4.2 HydroGeoSphere (HGS)

Ce second code de calcul est lui basé sur une discrétisation par éléments finis. Il présente l'avantage d'avoir été conçu d'emblée pour le calcul du transfert de chaleur et permet donc d'introduire directement et individuellement tous les paramètres qui y sont relatifs. Les éléments sont soit des prismes rectangulaires à 8 nœuds, soit des prismes triangulaires à 6 nœuds, soit encore des tétraèdres à 4 nœuds. Le schéma de reconstruction entre nœuds est donc de type linéaire. Ici, nous choisirons les éléments prismatiques rectangulaires afin de reproduire un maillage comparable

¹⁴ Le critère de stabilité est $\frac{T}{S} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x^2} + \frac{\Delta t}{\Delta y^2} \right) \leq \frac{1}{2}$ où Δx et Δy sont les dimensions horizontales des cellules et Δt le pas d'intégration temporel. Ce dernier sera adapté afin de respecter le critère.

à celui utilisé dans GMS en différences finies¹⁵. Néanmoins, il s'agit cette fois d'un maillage de type « *node-centered* », c'est-à-dire où les nœuds sont situés aux coins des cellules et non en leur centre. Une autre différence par rapport à MODFLOW/MT3D est que toutes les dérivées spatiales sont calculées de manière implicite, ce qui empêche les instabilités mais nécessite par contre un temps de calcul plus important.

Quant aux puits de pompage, ils sont modélisés de manière plus détaillée mais un peu plus complexe que dans MODFLOW. Il est associé à l'ensemble de nœuds selon l'axe définissant le puits un coefficient d'emmagasinement (obtenu en répartissant sur tous les nœuds du puits la capacité de stockage associée à la saturation/désaturation) et une perméabilité définie par la loi de Hagen-Poiseuille :

$$K_p = \frac{r_p^2 \rho_w g}{8\mu_w} \quad (66)$$

Où :

- r_p est le rayon du puits, [m].
- ρ_w est la masse volumique du fluide, [kg/m³].
- μ_w est la viscosité du fluide, [Pa.s].

Par après, le flux associé au puits q_p [m/s], qui sera introduit comme un terme de source dans l'équation d'écoulement, est calculé de la manière suivante (Therrien & Sudicky, 2000) :

$$\vec{\nabla} \cdot \left[-\pi r_p^2 K_p \vec{\nabla}(h_p) \right] \pm Q\delta(l-l') - P_p q_p = \pi \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{r_p^2}{r_p^2 + L_p} \cdot h_p \right] \quad (67)$$

Où :

- h_p est la hauteur piézométrique dans le puits, [m].
- l la variable donnant la coordonnée le long de l'axe du puits, [m].
- l' la coordonnée du point de pompage, [m].
- Q le débit pompé par unité de longueur, [m²/s].
- δ la fonction de Dirac.
- P_p le périmètre du puits, [m].
- L_p la longueur totale du puits, [m].

Enfin, le transport de chaleur est simulé par la méthode classique des éléments finis, c'est-à-dire par une méthode eulérienne, car les méthodes mixtes eulériennes-lagrangiennes ne font pas partie des options proposées par HGS. Cependant, la dispersion numérique et les instabilités sont alors courantes pour des problèmes à dominance advective. Toutefois, en conditions d'advection modérée, un décentrage spatial amont permet d'éviter (ou limiter) la dispersion et les oscillations, tout en conservant la facilité de résolution d'une méthode eulérienne. Deux nombres adimensionnels (les nombres de Peclet et de Courant) sont utilisés pour établir si l'on est bien dans

¹⁵ Les fichiers d'entrée du processeur d'HGS nécessaires à l'élaboration du maillage ont été construits manuellement afin de faire correspondre exactement les nœuds des deux grilles de discrétisation. Le maillage est repris en annexe 11.

ces conditions d'advection modérée et vérifier que les méthodes eulériennes ne conduiront pas à des problèmes trop importants de dispersion et d'instabilités, ces nombres devant être inférieurs à l'unité :

$$Pe = \frac{v_e \cdot \Delta x}{D_L} < 1 \quad \text{et} \quad Cr = \frac{v_e \cdot \Delta t}{\Delta x} < 1 \quad (68)$$

où Δx est le pas de discrétisation spatiale (dimension des cellules), Δt le pas de discrétisation temporelle et D_L la dispersion longitudinale, [m²/s]. En transfert de chaleur, cette dispersion inclut à la fois la conduction, la diffusion moléculaire et la dispersion thermomécanique.

Ces deux critères portant sur les nombres de Peclet et de Courant ont été vérifiés pour les différentes simulations réalisées.

Par ailleurs, l'influence de la température sur les paramètres d'écoulement et de transfert de chaleur est également négligée dans HGS. Les équations mathématiques résolues par les deux codes (MODFLOW/MT3D et HGS) sont donc strictement identiques, seules diffèrent les méthodes numériques de résolution.

3.5 Calibration

A l'aide de MODFLOW, le modèle d'écoulement a pu être calibré en régime permanent naturel sur les seules données disponibles (Thomas & Dassargues, 2008) : les niveaux d'eau antérieurs au pompage (données reprises de 7 piézomètres renseignés sur la carte géotechnique).

Les résultats de cette calibration ainsi que la simulation du régime d'écoulement naturel dans l'aquifère sont visibles à la figure 23. Au niveau des piézomètres, un boxplot vert indique que la différence entre les hauteurs d'eau calculée et mesurée est inférieure à 10 cm. La calibration est donc relativement bonne sauf dans les zones les plus éloignées de l'emplacement futur des pompes, où les hauteurs calculées sont jusqu'à plus de 30 cm trop élevées. Des mesures prises durant un essai de pompage permettraient d'affiner cette calibration et de mieux caractériser l'hétérogénéité de l'aquifère. Dans l'état actuel des choses, il est jugé inutile de raffiner davantage le champ de conductivité hydraulique correspondant à cette calibration (Figure 22).

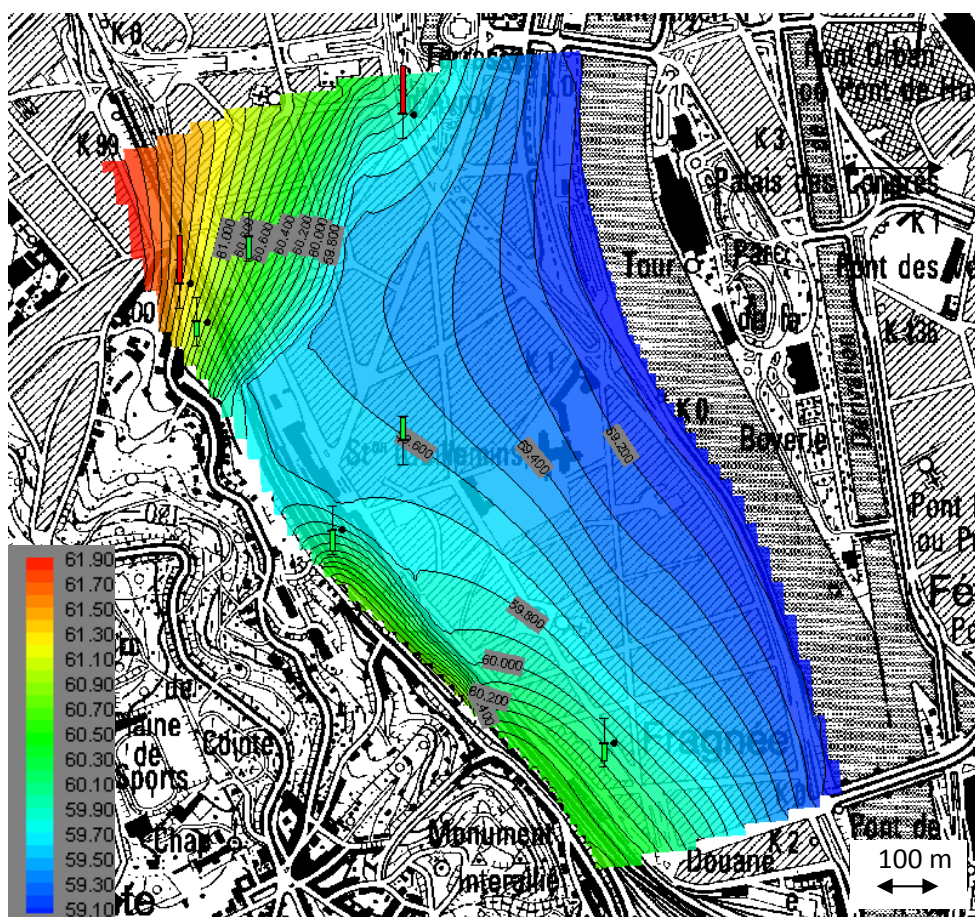


Figure 23: Carte des hauteurs d'eau (m) calculées en régime naturel avec MODFLOW et boxplots issus de la calibration

3.6 Résultats disponibles

Dans le rapport de Thomas et Dassargues (2008), les conclusions suivantes (illustrées par les figures reprises en annexes 12, 13, 14 & 15) sont énoncées :

Pour le scénario 1 et la variante 1 des pompages, on observe des rabattements de l'ordre du mètre dans la zone entourant les 12 ouvrages, avec un rabattement au puits maximal de 1.5 m. Le long de la Meuse, le rabattement atteint 9 cm. Après 1 mois de pompage, les trois puits les plus à l'est sont contaminés par les eaux chaudes de la Meuse (Annexe 12). Avec la seconde variante de répartition des pompages, les rabattements sont localement plus élevés car les pompages sont plus proches l'un de l'autre et le rabattement maximal au puits est légèrement supérieur à 1.7 m. Le long de la Meuse, le rabattement est alors de 10 cm. La contamination thermique persiste mais elle ne toucherait plus que deux puits (Annexe 13) et les températures y sont moins élevées (de 16 à 19 °C contre 15 à 24 °C dans la première variante).

Pour le scénario 2, c'est la première variante des pompages qui a été testée et, grâce au pompage intermittent, les rabattements sont maintenus aux environs de 50 cm dans la zone à proximité directe des ouvrages. Les rabattements le long de la Meuse sont de quelques centimètres et l'on évite ainsi des infiltrations importantes en provenance de la rivière, le front de contamination

thermique venant de la Meuse restant très localisé dans la plaine alluviale et ne touchant aucun des ouvrages (Annexe 14).

Dans le scénario 3, la réinjection directe à proximité de la Meuse d'une partie de l'eau pompée crée une barrière hydraulique partielle de sorte que, bien que les rabattements dans la zone de pompage soient toujours élevés, ceux-ci sont par contre réduits au nord-est du bâtiment. Ainsi, une quantité inférieure d'eau est drainée depuis la Meuse, de sorte que la contamination thermique de l'aquifère est inexistante dans la zone de pompage (Annexe 15).

In fine, il apparaît que seuls les scénarii 2 et 3 peuvent garantir l'efficacité du système de refroidissement car ils permettent de limiter très fortement l'influence thermique des eaux de la Meuse. Néanmoins, ce premier rapport a déjà mis en avant la grande sensibilité du modèle aux caractéristiques hydrodynamiques (K, n_e) dans la zone d'étude et la nécessité de caractériser ces paramètres pour valider ou corriger l'étude réalisée.

3.7 Changements apportés au modèle existant

Avant de comparer les résultats des simulations via MODFLOW/MT3D et HGS, quelques petits changements, rectifications ou simplifications ont été apportés au modèle de transfert de chaleur tel qu'il a été conçu par Thomas et Dassargues (2008), outre le changement dans le modèle d'écoulement de la condition frontière le long de la Meuse.

3.7.1 Justifications

Tout d'abord, au niveau des conditions aux limites, il avait été proposé d'imposer un gradient de température le long des frontières nord et sud sur une distance d'environ 150 m depuis la Meuse, afin que la transition de température soit graduelle entre l'eau de la Meuse (25°C) et l'eau de la plaine alluviale (12°C). Ce ne sera plus le cas dans le modèle modifié, où la température est imposée partout à 12°C le long des frontières, mis à part le long de la Meuse. Plusieurs raisons justifient ce choix :

- D'après les mesures de Batlle (2008, Annexes 9 & 10) dans la plaine alluviale de la Meuse à Flémalle, la température dans le piézomètre le plus proche de la Meuse (U8-80 m du fleuve) n'était pas plus élevée que dans les autres piézomètres. En effet, en raison de l'effet drainant de la Meuse en conditions normales, l'écoulement général de l'eau souterraine est dirigé vers la Meuse et non l'inverse, l'eau de l'aquifère étant lentement renouvelée par la recharge souterraine venant de l'amont hydrogéologique. Il est donc peu probable que la Meuse influence la nappe jusqu'à une distance supérieure à 80 m sur le site actuellement étudié. De plus, nous manquons de toute mesure pour justifier et quantifier cette distance d'influence.
- La Meuse est elle-même à une température de 10-12 °C pendant environ la moitié de l'année et ne dépasse 20°C que pendant les 4 mois les plus chauds de l'année (Annexe 8).
- Ces conditions limites n'influencent pas les températures calculées dans la zone de pompage à partir du moment où elles sont imposées en combinaison avec un champ homogène de températures initiales (12°C partout).

Ensuite, à la lumière des analogies établies au chapitre 3 entre le transfert de chaleur et le transport de soluté, il apparaît que quelques approximations faites dans le modèle MT3D initial peuvent être aisément corrigées :

- Il avait été supposé que l'équivalent, en transfert de chaleur, du facteur de retard R était unitaire ($\frac{\rho_m \cdot c_m}{n_e \cdot \rho_w \cdot c_w} = 1$) en donnant comme justification que la capacité calorifique de la matrice était choisie équivalente à celle de l'eau. Cela n'est pas tout-à-fait correct car ce rapport n'est unitaire qu'à la condition que la température du solide ne varie pas au cours du temps. Autrement dit, cela suppose que les échanges de chaleur entre l'eau porale et la matrice solide sont nuls et que la chaleur est simplement véhiculée dans les pores sans être accumulée par la matrice solide. A l'inverse, si l'on introduit la valeur de la capacité calorifique du milieu poreux et le 'facteur de retard' équivalent (Equation 22), on suppose ainsi que la température du solide est en tout temps égale à celle de l'eau et que l'équilibre thermique s'établit instantanément entre les deux phases. Aussi bien l'une que l'autre de ces hypothèses sont utopiques, la réalité étant intermédiaire. C'est pourquoi les 2 cas seront intéressants à tester.
- Le coefficient de diffusion moléculaire effective D_m en transport de soluté avait été remplacé par la diffusivité thermique κ . Or, la diffusivité, dont la définition est donnée à l'équation 4, fait intervenir la masse volumique et la capacité calorifique du milieu poreux, tandis que le coefficient de diffusion moléculaire équivalent fait intervenir les propriétés de l'eau (Equation 25). De surcroît, la conduction, caractérisée par la conductivité thermique du milieu poreux, est un processus de transfert de chaleur qui se produit dans tout le volume de ce milieu, tandis que la diffusion moléculaire est un processus de transport de soluté qui a lieu uniquement dans le volume des pores. C'est pourquoi, il est plus rigoureux de diviser la conductivité thermique par la porosité (ou plus précisément par la porosité effective vu les hypothèses prises pour établir l'équation 14) pour le calcul du coefficient de diffusion moléculaire équivalent, ce qui explique que la valeur de D'_m calculée à la section 3.1.5 est plus de 10 fois supérieure à la diffusivité thermique. De plus, la diffusion moléculaire au sens strict a été omise, mais cela n'a toutefois aucune influence en pratique car ce processus est négligeable par rapport à la conduction.
- La dispersivité thermomécanique a été négligée ($\alpha_h = 10^{-8}$ m). Ceci n'est pas une erreur en soit mais témoigne simplement du choix d'omettre ce mode de transfert de chaleur. Nous allons par contre en tenir compte en choisissant une valeur de dispersivité faible mais réaliste ($\alpha_{h,L} = 1$ m). La dispersion ne représente néanmoins qu'un mode secondaire de transfert de chaleur dans les milieux de forte perméabilité, mais il est néanmoins plus rigoureux de le considérer.

Ainsi, dans le modèle définitif, tous les paramètres et processus relatifs au transfert de chaleur sont strictement pris en considération.

3.7.2 Effets et conséquences des modifications

Pour illustrer et justifier les changements apportés, leur influence sera montrée sur base du scénario 1 et de la variante 1 de la répartition des pompages. Notons que chaque changement introduit sera conservé pour les simulations présentées ultérieurement.

- **Condition limite à la frontière est avec la Meuse (modèle d'écoulement)**

Comme les cartes piézométriques calculées nous le montrent (Figure 24), les deux types de conditions limites envisagées le long de la Meuse conduisent à des résultats assez similaires en termes d'écoulement. Ceci est évidemment valable dans la mesure où la conductance des berges est relativement élevée et que le débit pompé n'excède pas largement les 200 m³/h, ce qui sera le cas puisqu'il faut éviter la contamination thermique de l'aquifère par les eaux chaudes de la Meuse. Néanmoins, dans le cas b, comme la quantité d'eau de recharge en provenance de la Meuse n'est plus limitée physiquement, le flux entrant par cette frontière sera un peu plus important, de sorte que les rabattements seront légèrement réduits (Figure 25). Les différences ne sont toutefois marquées que dans la zone à proximité directe des pompages (dans les cas a et b, le rabattement maximal est respectivement de 1.5 m et 1.1 m) car, sur le pourtour de l'îlot où sont positionnés les puits, la diminution du rabattement ne s'élève plus qu'à 10 cm. Plus tard, l'influence de la conductance des berges sera testée et il sera nécessaire de revenir à une condition de type Fourier-Cauchy.

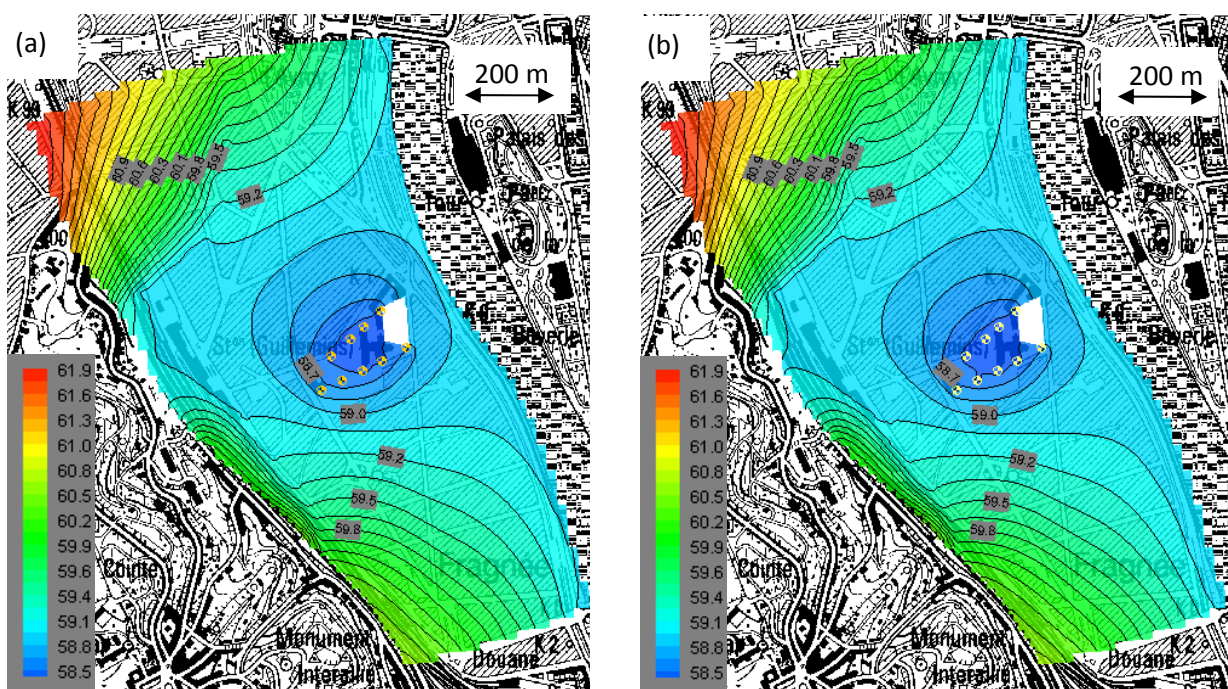


Figure 24 : Hauteurs d'eau (m) calculées (MODFLOW)
 (a) scénario 1, variante 1, condition limite de type Fourier-Cauchy le long de la Meuse
 (b) scénario 1, variante 1, condition limite de type Dirichlet le long de la Meuse

Quant à la simulation du transfert de chaleur (Figure 26), après un mois, deux puits sont contaminés thermiquement dans les deux cas et un troisième, plus en amont, est à la limite du front de contamination. Toutefois, sous la condition de hauteur imposée le long de la Meuse, les pompages vont drainer l'eau de la rivière sur une longueur un peu plus grande, de sorte que la zone chaude sera plus étendue dans l'espace. Néanmoins, les deux premiers puits jouent un rôle d'écran et bloquent l'extension de cette zone plus à l'ouest. Leurs températures sont ainsi plus élevées que dans le cas a : 21 et 18°C contre 19 et 14°C en tenant compte de la présence des berges.

En conséquence, pour faciliter les futures comparaisons avec HGS, on peut utiliser la condition de Dirichlet le long de la Meuse, sachant que les hauteurs d'eau et températures calculées sont relativement similaires mais que cette condition de hauteur imposée conduira aux scénarii les plus critiques en termes de contamination thermique de l'aquifère.

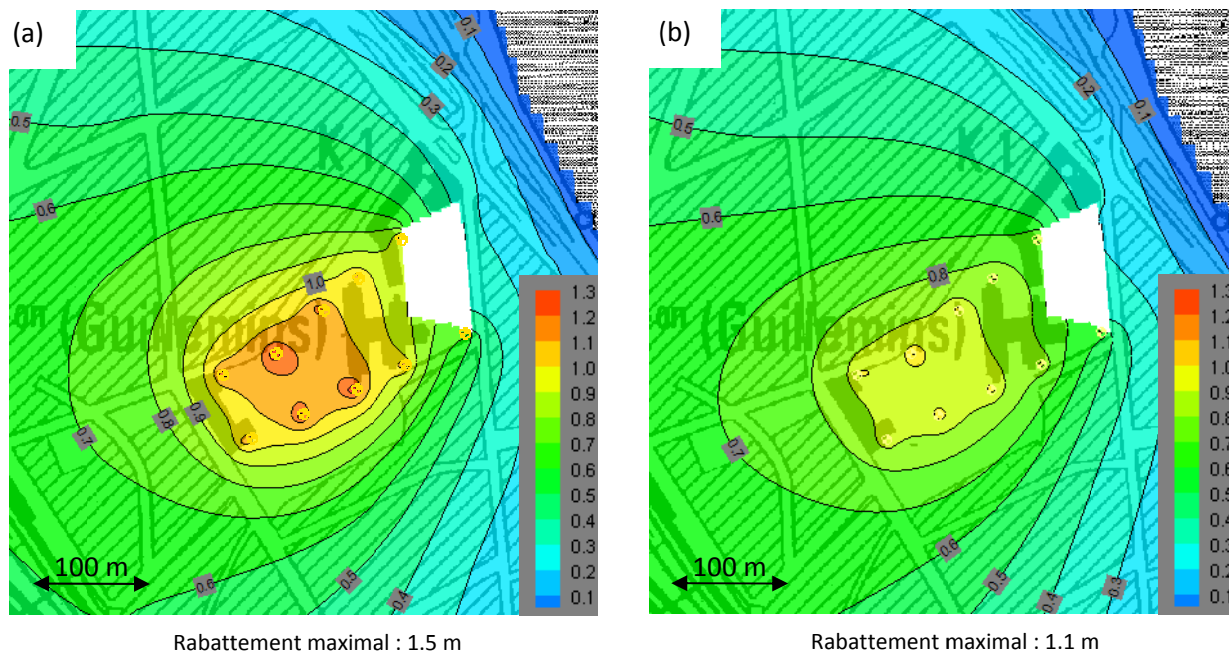


Figure 25: Rabattements (m) calculés dans la zone des pompages (MODFLOW)
 (a) scénario 1, variante 1, condition limite de type Fourier-Cauchy le long de la Meuse
 (b) scénario 1, variante 1, condition limite de Dirichlet le long de la Meuse

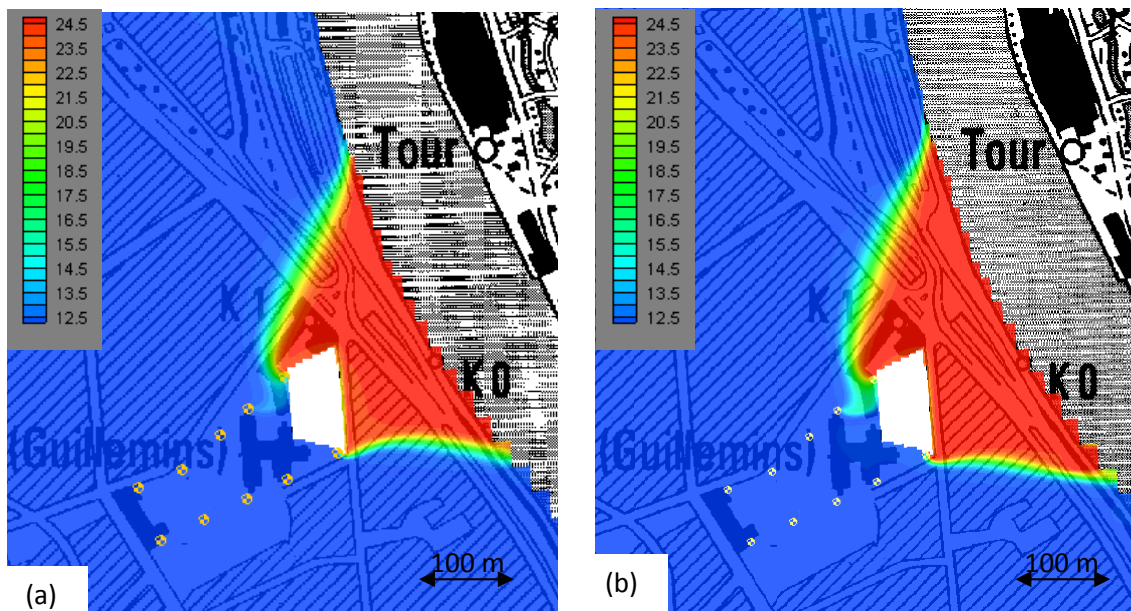


Figure 26: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage (MT3D)
 (a) scénario 1, variante 1, condition limite de type Fourier-Cauchy le long de la Meuse
 (b) scénario 1, variante 1, condition limite de type Dirichlet le long de la Meuse

- **Condition limite de température aux frontières nord et sud**

Au niveau du modèle de transfert de chaleur, il est par contre évident que la simplification des conditions limites dans la plaine alluviale (frontières nord et sud) n'a que peu d'incidence par rapport à l'objet de la modélisation (Figure 27). Il est par ailleurs peu probable que le gradient de température utilisé dans les premières conditions aux frontières soit réaliste car, même après plusieurs mois de simulations, la contamination thermique reste localisée dans la zone influencée par le pompage. Au-delà de celle-ci, la conduction ne joue manifestement pas de rôle majeur et le gradient hydraulique dirigé vers la Meuse semble assurer la constance de la température de la plaine alluviale.

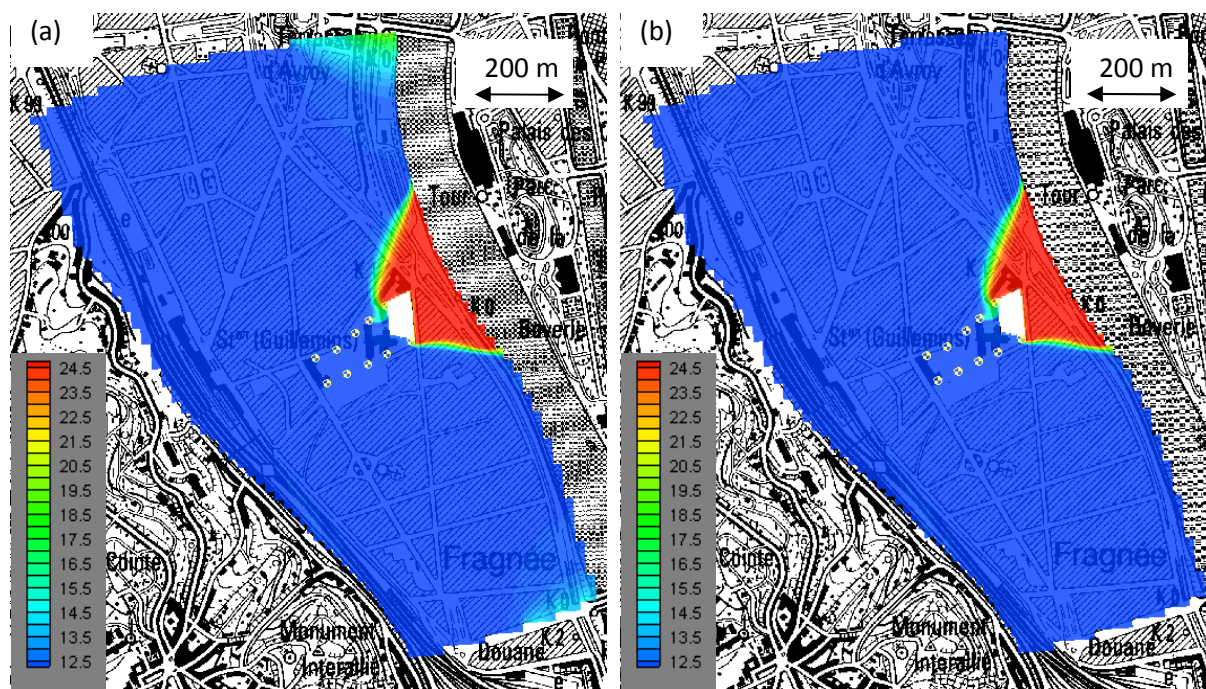


Figure 27: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage (MT3D)
 (a) scénario 1, variante 1, gradient de température le long des frontières nord et sud
 (b) scénario 1, variante 1, température uniforme le long des frontières nord et sud

- **Terme de conduction-diffusion-dispersion de la chaleur**

Même si le coefficient relatif à la conduction n'avait initialement pas été correctement défini et que l'on avait négligé la dispersion, leurs effets restent néanmoins faibles (Figure 28) car, dans un milieu de forte perméabilité de type sablo-graveleux, c'est évidemment la convection forcée qui va majoritairement dominer dans le transfert de chaleur. De surcroît, la conduction est d'autant plus réduite que l'écoulement général de l'eau souterraine est dirigé vers la Meuse, c'est-à-dire dans une direction quasiment opposée à celle de la conduction. Celle-ci ne se manifeste donc que dans la zone où le gradient hydraulique est inversé sous l'action des pompages. Néanmoins, sous l'effet simultané de la conduction et de la dispersion, le front de contamination thermique calculé est un peu plus étendu mais également plus progressif.

De manière générale, dans un milieu poreux saturé au sein duquel a lieu un écoulement à vitesse suffisante (milieu perméable et présence d'un gradient hydraulique), la conduction sera un processus secondaire de transfert de chaleur. Par conséquent, il est évident que la conductivité thermique ne constituera pas un des paramètres les plus sensibles du modèle et que sa valeur peut être estimée à partir de la littérature ou d'une analyse minéralogique de la matrice et d'une mesure de la porosité du milieu.

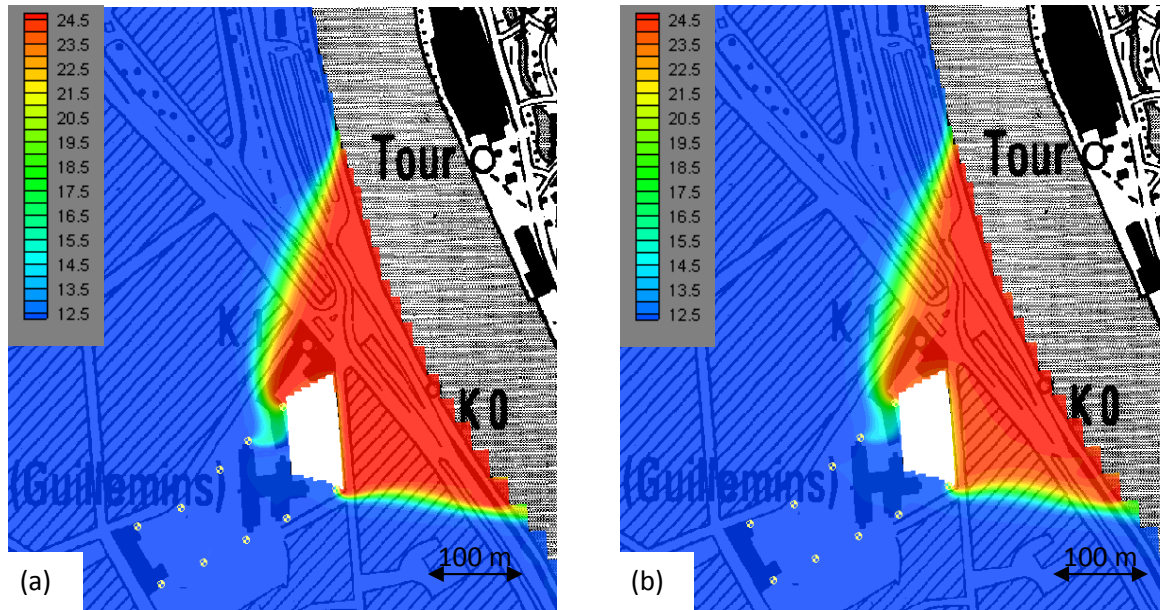


Figure 28 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage (MT3D)
 (a) scénario 1, variante 1, terme initial de conduction, pas de dispersion
 (b) scénario 1, variante 1, terme de conduction corrigé, dispersion ($\alpha_{h,L}=1$ m)

- Terme de retard dans le transport de chaleur

Enfin, le terme de retard joue un rôle important. Sous l'hypothèse stricte que l'équilibre thermique entre la matrice solide et l'eau est atteint à tout moment, le front de contamination thermique après 10 mois n'a pas encore atteint tout-à-fait le même niveau que le front calculé après 1 mois de pompage en supposant que le solide n'absorbe pas de chaleur (Figure 29). Or, vu que le système de conditionnement d'air ne fonctionnera à son maximum que quelques mois par an (saison de refroidissement de l'ordre de 800 heures) et qu'il fonctionnera le plus souvent de manière intermittente, il est très important de savoir dans quelle mesure la matrice solide jouera le rôle de 'tampon calorifique'. En effet, la matrice absorbera toujours une certaine quantité de chaleur mais, par contre, il est impossible que l'équilibre thermique soit réalisé à tout instant compte tenu de la vitesse d'écoulement. Ainsi, en négligeant l'effet de retard, on se place du côté de la sécurité. A l'inverse, sous l'hypothèse de l'équilibre thermique entre l'eau et la matrice, on est très (voire trop) optimiste. Dans les scénarii qui seront simulés par la suite, le choix de la sécurité sera pris et l'absorption de chaleur par la matrice sera supposée nulle. Toutefois, des études plus poussées (in situ ou en laboratoire) sur les interactions thermiques entre l'eau et la matrice permettraient de juger si cette hypothèse n'est pas trop prudente et de quantifier l'effet de retard réel.

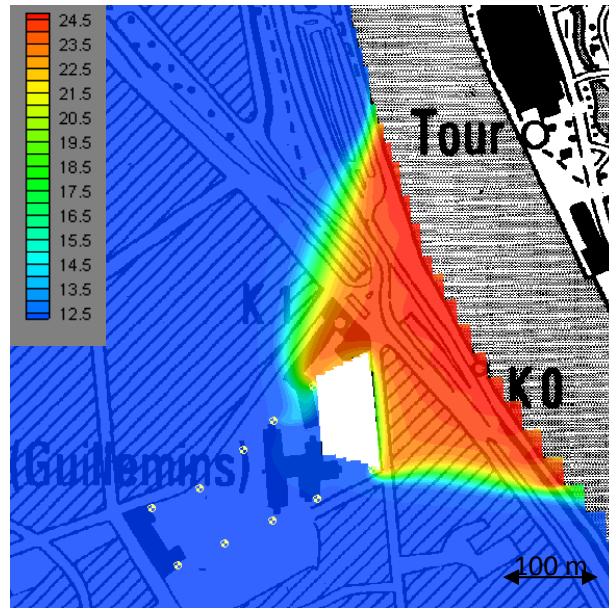


Figure 29: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après 10 mois de pompage. Prise en compte de la capacité calorifique spécifique de la matrice solide.

3.8 Scénarii et comparaison des deux codes de calcul

3.8.1 Régime naturel

En écoulement naturel, on observe déjà quelques différences entre les résultats des simulations d'écoulement obtenues via MODLOW (Figure 23) et HGS (Figure 30) en écoulement naturel. La tendance générale est heureusement globalement très similaire. Les hauteurs d'eau sont notamment plus basses sur la frontière ouest, côté bassin versant. Néanmoins, dans la zone où les pompes seront implantés, les écarts de hauteur d'eau ne dépassent jamais 10 cm. Toutes les conditions aux frontières, conditions initiales, ainsi que les bilans d'eau ont été scrupuleusement vérifiés, montrant que les écarts ont par conséquent une origine purement numérique. Dès lors, pour les différents scénarii simulés, la comparaison entre les deux codes de calcul, l'un en différences finies et le second en éléments finis, pourra être considérée comme un indice de l'incertitude numérique de modélisation.

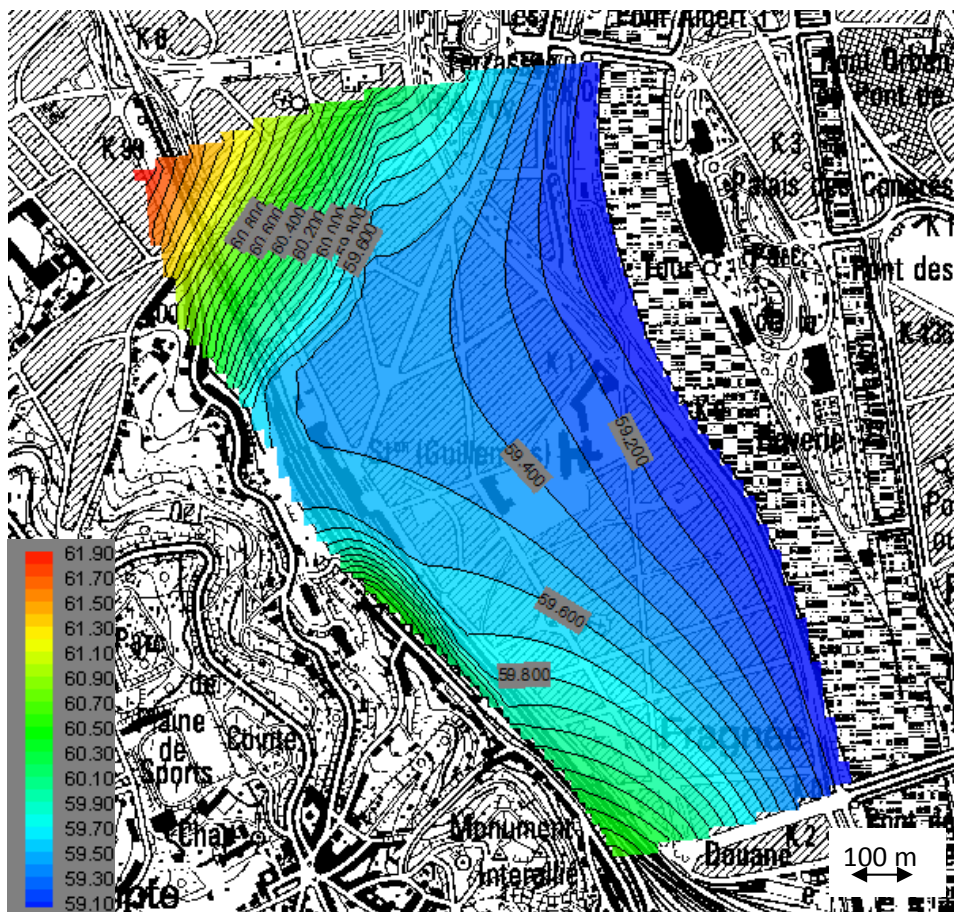


Figure 30: Hauteurs d'eau (m) calculées en régime naturel (HGS)

Ci-dessous, la figure 31 montre les températures atteintes dans la plaine alluviale le long de la Meuse en conditions naturelles stabilisées. Seule la portion centrale du modèle est présentée afin de s'affranchir de l'influence des conditions aux frontières nord et sud. Elle confirme que la conduction et l'influence thermique de la Meuse ne jouent qu'un rôle négligeable et strictement local, sans compter le fait que la température du fleuve n'atteint en réalité 25°C que durant quelques semaines à quelques mois sur l'année.

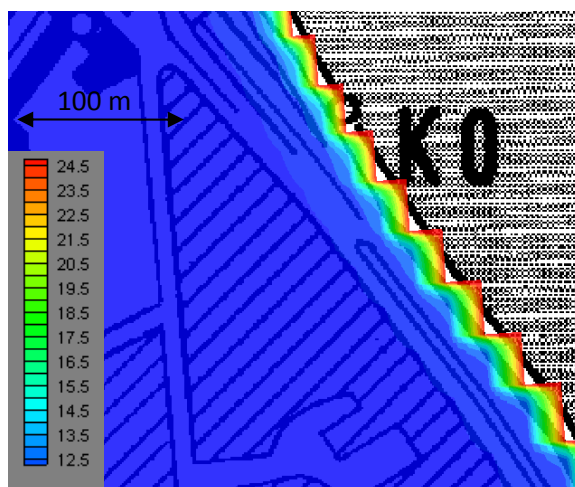


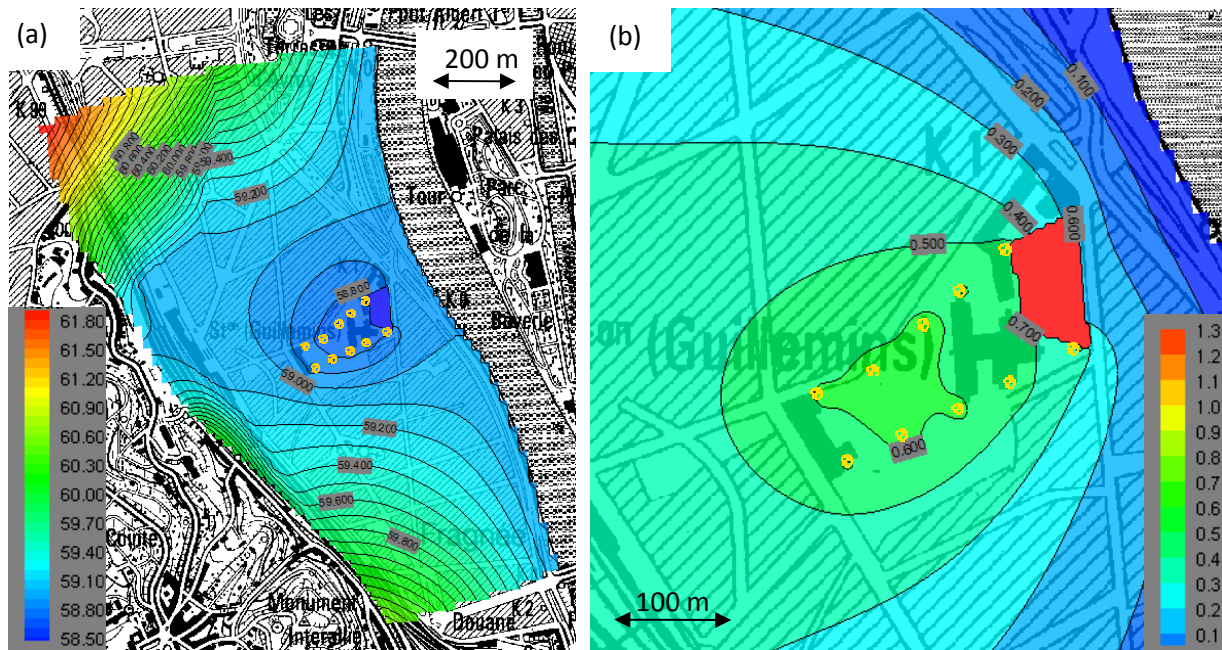
Figure 31: Températures (°C) calculées dans l'aquifère en régime naturel stabilisé (HGS)

3.8.2 Scénario 1

- **Variante 1 des pompages**

Pour ce premier cas, les résultats présentés ci-dessous sont issus des simulations via HGS. Ils seront comparés aux résultats obtenus via MODFLOW/MT3D ayant été présentés à la section 3.7.2 (Figures 24b, 25b & 28b).

Pour ces conditions de pompage, les deux codes de calcul montrent des hauteurs d'eau qui diffèrent de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres dans la zone proche des pompages, ou plus précisément dans la zone où les hauteurs d'eau sont inférieures à 59 m (Figure 32a). Le long de la Meuse dans la zone proche du bâtiment, les différences de rabattements (Figure 32b) sont faibles mais néanmoins significatives en écart relatif (rabattements de l'ordre de 10 cm pour MODFLOW et de 5 cm avec HGS). Partout ailleurs, les écarts sont par contre légèrement réduits par rapport à ceux qui ont été mis en évidence en écoulement naturel. Toutes vérifications faites, il apparaît que les écarts sont bien dus aux codes de calcul et non aux sollicitations appliquées. En particulier, la manière dont sont pris en compte les pompages (voir section 3.4) influence les rabattements aux puits puisque, dans HGS, les puits sont modélisés comme des éléments unidimensionnels perméables, ce qui est sans doute plus réaliste. Toutefois, nous avons établi que les différences dues à la modélisation des puits restent localisées et ne se marquent pas dans un rayon de plus de 10 m pour un puits individuel (rabattement maximal de 70 cm dans HGS contre 1.10 m dans MODFLOW). A une échelle un peu plus grande, l'hypothèse proposée pour expliquer la tendance générale des rabattements dans la zone des pompages (écart de l'ordre de 30 cm entre les deux modèles le long du périmètre entourant les 10 ouvrages) est que, dans MODFLOW, il apparaît un « effet de groupe » ou « effet multiplicateur » lorsque des puits sont peu éloignés et exploités à un débit qui tend à s'approcher du débit critique. Celui-ci pourrait s'expliquer par l'approximation un peu forte faite par MODFLOW pour représenter un puits. En effet, pour des taux de pompage inférieurs, des écarts relatifs moins importants ont été relevés dans les différentes simulations.

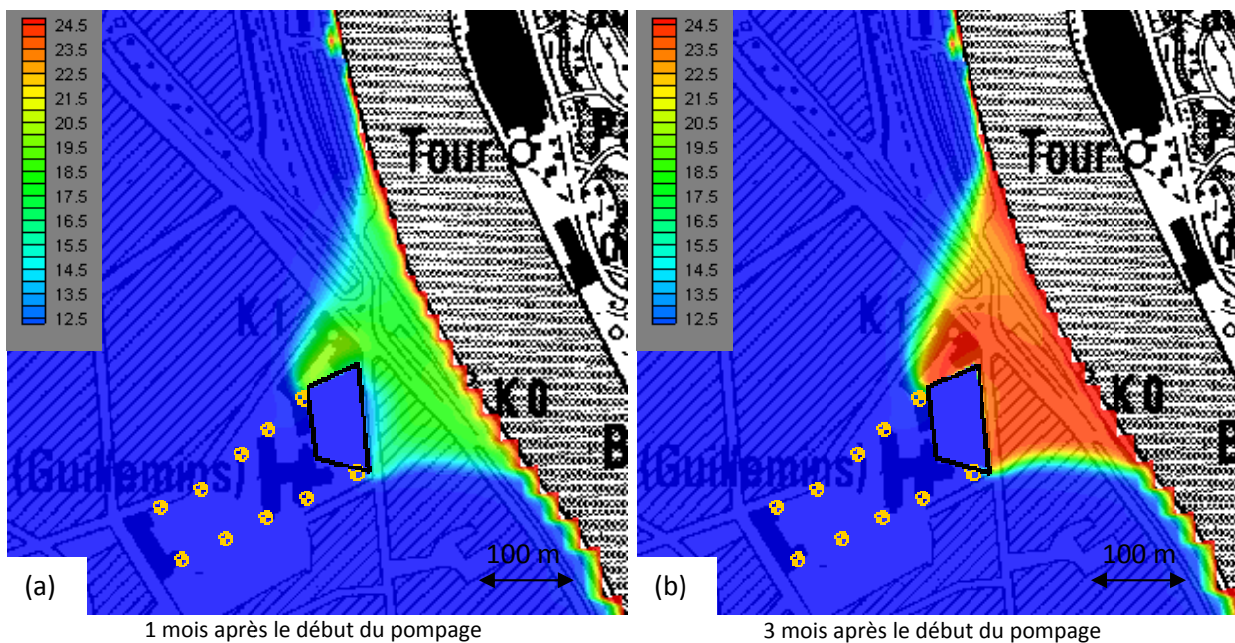


Rabattement maximal : 70 cm

Figure 32: (a) Hauteurs d'eau (m) calculées, scénario 1, variante 1 (HGS)

(b) Rabattements (m) calculés, scénario 1, variante 1 (HGS)

Quant aux températures, l'extension calculée de la zone contaminée thermiquement par l'eau de la Meuse est très similaire pour les deux codes (Figure 28b & Figure 33). La différence provient du fait que les rabattements inférieurs calculés par HGS induisent des vitesses d'écoulements plus petites et l'eau chaude de la Meuse arrive dès lors aux puits après un délai plus important.



1 mois après le début du pompage

3 mois après le début du pompage

Figure 33: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 (a) et 3 (b) mois de pompage, scénario 1, variante 1 (HGS)

- Variante 2 des pompages

Pour la seconde variante des pompages, on observe un écart relatif un peu plus important que pour la première variante (rabattement maximal de 1.7 m pour MODFLOW et de 85 cm pour HGS),

ce qui tend à confirmer l'hypothèse de l'« effet de groupe » des pompages dans MODFLOW. Dans la suite, ces écarts de rabattements ne seront plus systématiquement discutés mais on peut considérer que, pour un champ connu de conductivités hydrauliques, il s'agit de deux modèles du comportement de l'aquifère ayant une certaine probabilité d'occurrence et qui peuvent dès lors fournir une idée qualitative de l'incertitude ou de l'intervalle de variation de nos prédictions.

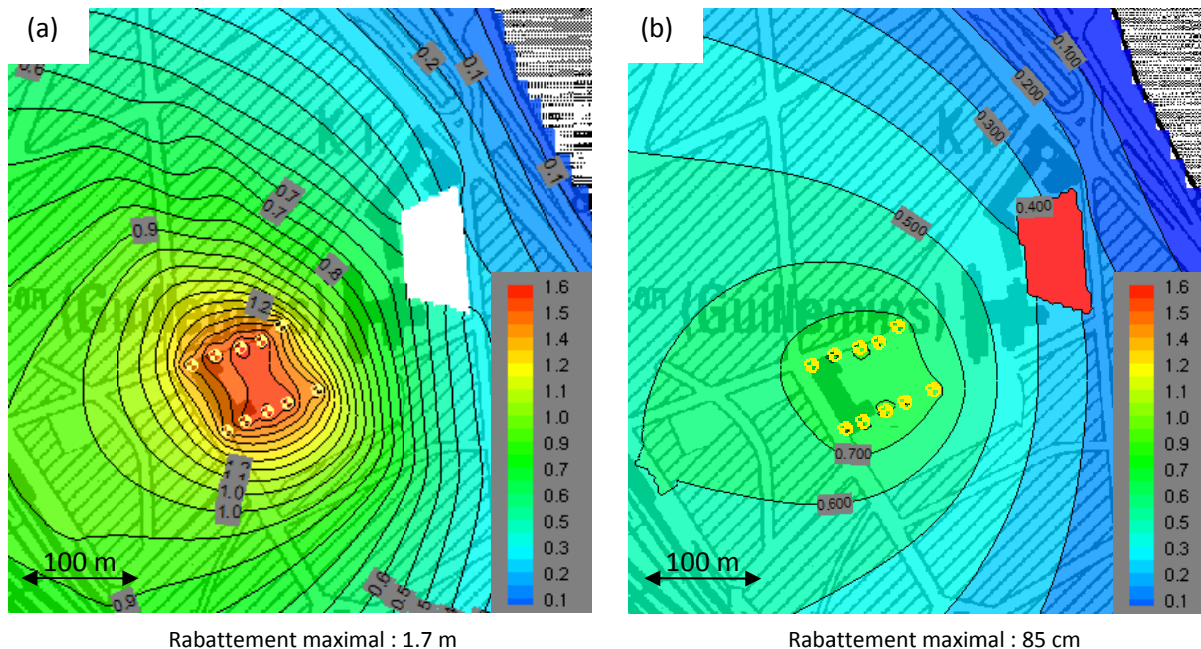


Figure 34: (a) Rabattements (m) calculés, scénario 1, variante 2 (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés, scénario 1, variante 2 (HGS)

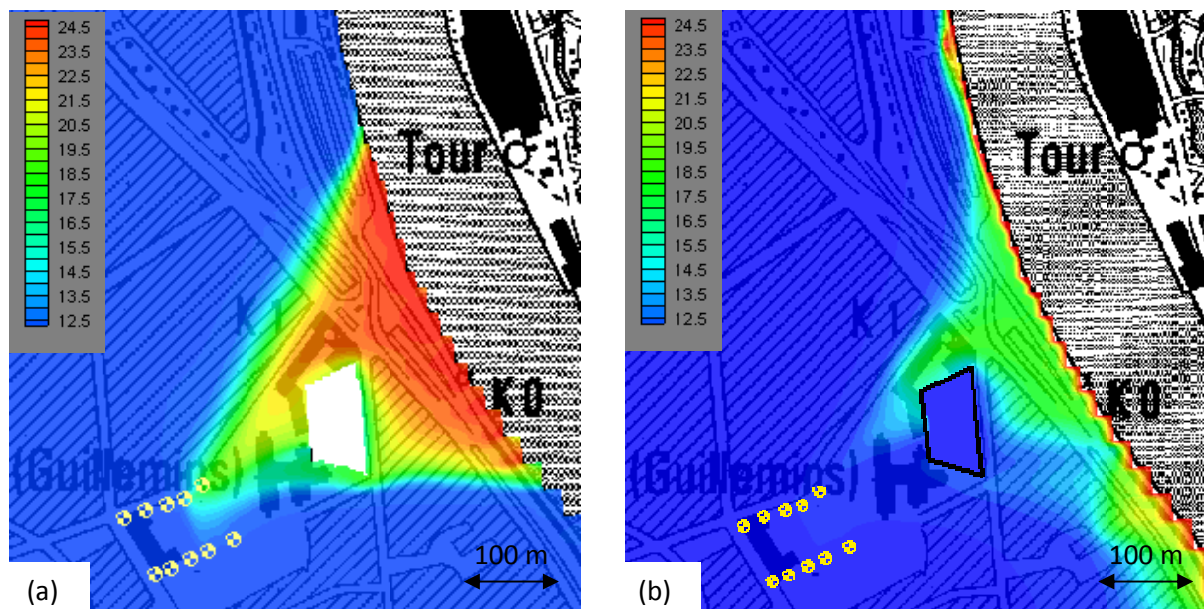


Figure 35: (a) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 1, variante 2 (MT3D)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 1, variante 2 (HGS)

Le champ de température calculé avec MT3D après un mois de pompage (Figure 35a) témoigne d'une contamination thermique un peu plus importante que dans le modèle de Thomas et Dassargues (2008) du fait des changements apportés à ce dernier. En comparant avec les résultats fournis par le modèle HGS (Figure 35b), on constate que la température augmente plus graduellement dans l'aquifère d'après le modèle HGS du fait des rabattements moindres. Après 3 mois, la contamination thermique atteint bien la même ampleur, comme le confirme la figure 36. Quoi qu'il est soit, étant donné que la température de la Meuse dépasse 20°C environ 4-5 mois par an et que l'installation doit pouvoir fonctionner sur le long terme (25 ans et plus), il faut de toute façon éviter de drainer massivement l'eau de la Meuse pour assurer la pérennité du système de conditionnement d'air. En conclusion, quelle que soit la variante des pompages envisagée et compte tenu de l'estimation de l'incertitude des prévisions, un débit continu de 200 m³/h n'est pas envisageable avec les paramètres hydrodynamiques définis lors de la calibration du modèle.

Au niveau de la méthode de calcul, il apparaît de la dispersion numérique dans les simulations calculées par HGS. En effet, pour cette variante des pompages, les vitesses d'écoulement sont légèrement supérieures car les rabattements sont augmentés. De surcroît, les deux pompages les plus à l'ouest sont situés dans une zone moins raffinée du maillage¹⁶ (longueur des mailles de l'ordre de 10 m). Ainsi, le nombre de Peclet, bien qu'il reste inférieur à l'unité, peut néanmoins atteindre 0.2-0.3 de sorte que la dispersion numérique commence à se manifester. Cette remarque restera vraie pour toutes les simulations basées sur cette variante des pompages. Toutefois, vu le temps important consacré à la réalisation du maillage dans HGS et étant donné que la composante convective domine toujours la dispersion numérique, la discrétisation n'a pas été revue. Néanmoins, une méthode de type eulérienne-lagrangienne serait préférable pour résoudre le transfert de chaleur.

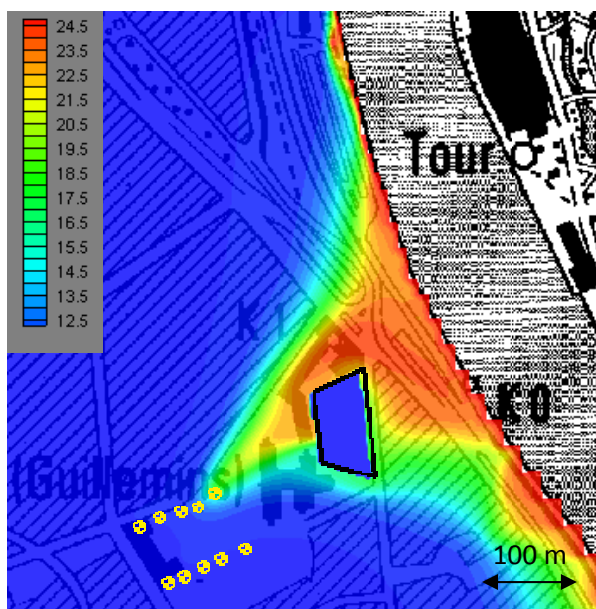


Figure 36: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 3 mois de pompage, scénario 1, variante 2 (HGS)

¹⁶ Maillage MODFLOW/MT3D présenté à la figure 22 et maillage HGS repris en annexe 11.

3.8.3 Scénario 2

Ce scénario, où l'eau est pompée de manière intermittente 12h/24, nécessite une modélisation en régime transitoire à la fois pour l'écoulement et le transfert de chaleur. Néanmoins, vu que les paramètres de l'équation d'écoulement en régime transitoire (la porosité de drainage n_d et le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s) ne sont pas connus à priori, ils seront supposés assez faibles de manière à être du côté de la sécurité (les rabattements évolueront rapidement vers la stabilisation). Ainsi, les rabattements calculés à la fin d'une période de pompage seront les maxima atteignables à considérer dans les plans de construction. Sachant que la porosité de drainage est au minimum égale à la porosité effective n_e , les valeurs choisies sont les suivantes :

n_d [-]	0.05
S_s [m^{-1}]	0.0001

Pour ce scénario, on envisagera tout d'abord un taux de pompage de 200 m³/h (cas B) et ensuite, le débit sera augmenté à 250 m³/h (cas B) afin de mieux cerner le taux limite d'exploitation de l'aquifère en intermittent.

- **Variante 1 des pompages**

- Cas A : pompage intermittent à 200 m³/h

En pompage intermittent, avec les propriétés hydrodynamiques choisies, on observe des oscillations importantes du niveau d'eau au cours d'un cycle de 24 h. Selon le modèle MODFLOW, après le premier mois de pompage, le rabattement minimal après 12 h sans pompage est de 30 cm, ce qui correspond à une amplitude d'oscillation de 65 cm (rabattement maximal après 12 h de pompage de 95 cm). Les rabattements sont également plus importants que ceux calculés par Thomas et Dassargues (2008) car l'écoulement y était alors calculé de manière permanente, ce qui revenait à 'moyenner' le pompage au cours du temps (100 m³/h, 24h/24) et ne permettait pas d'avoir une idée des oscillations du niveau d'eau dans la nappe alluviale.

Par ailleurs, l'écart entre les rabattements maxima calculés par les deux modèles (Figure 37) est réduit par rapport au scénario 1, probablement car l'aquifère est moins exploité. De plus, si le rabattement maximal calculé par MODFLOW est proche du rabattement maximal en régime stabilisé (scénario 1), le régime permanent est néanmoins encore loin d'être atteint car les rabattements importants ne touchent que les zones à proximité directe des puits. Ainsi, le long des limites du domaine de la tour des finances, les rabattements calculés sont de l'ordre de 65 cm avec MODFLOW et de 50 cm avec HGS. Les écarts entre les 2 modèles sont donc d'ordre plus local en régime non-stabilisé.

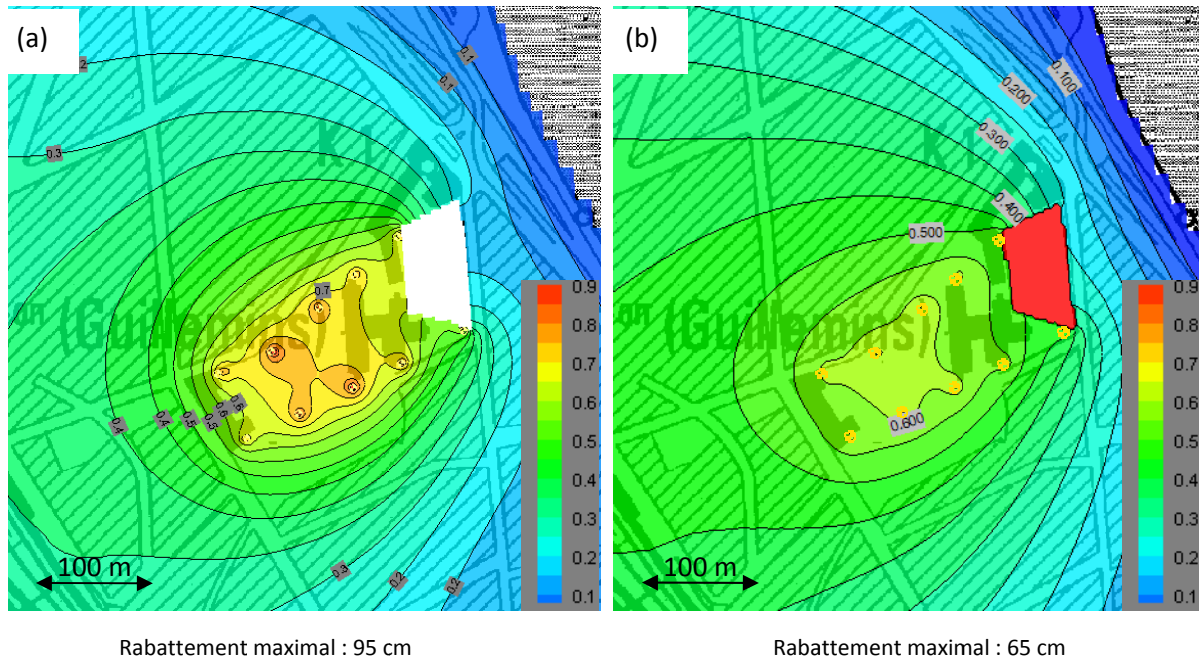


Figure 37: (a) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 1 (MODFLOW)
 (b) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 1 (HGS)

Pour ce taux de pompage, il n’y a pas de réelle contamination thermique à signaler, mis à part une légère dispersion probablement d’origine numérique dans HGS (Figure 38). Après quelques mois de pompage, les températures de l’aquifère sont toujours stables, ce qui confirme que ce scénario est vraisemblablement la meilleure alternative à long terme pour le système de conditionnement d’air.

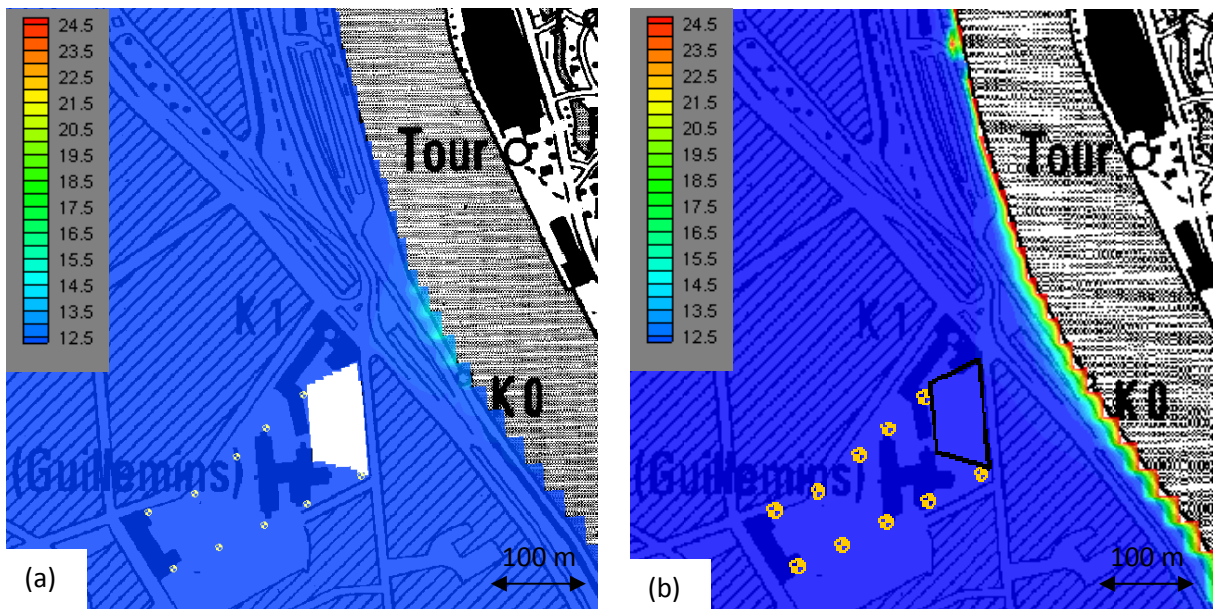


Figure 38: (a) Températures (°C) calculées dans l’aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 2 (MT3D)
 (b) Températures (°C) calculées dans l’aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 2 (HGS)

- Cas B : pompage intermittent à 250 m³/h

Le pompage de 200 m³/h en intermittent donnant de bons résultats, ce scénario a pour but de déterminer si l'on pourrait augmenter ou non le taux de pompage.

A la figure 39, on voit que le rabattement a évolué de façon relativement proportionnelle au taux de pompage. D'après le modèle MODFLOW, après un mois de pompage, le rabattement maximal aux puits oscille pour ce débit entre 40 cm et 1.3 m.

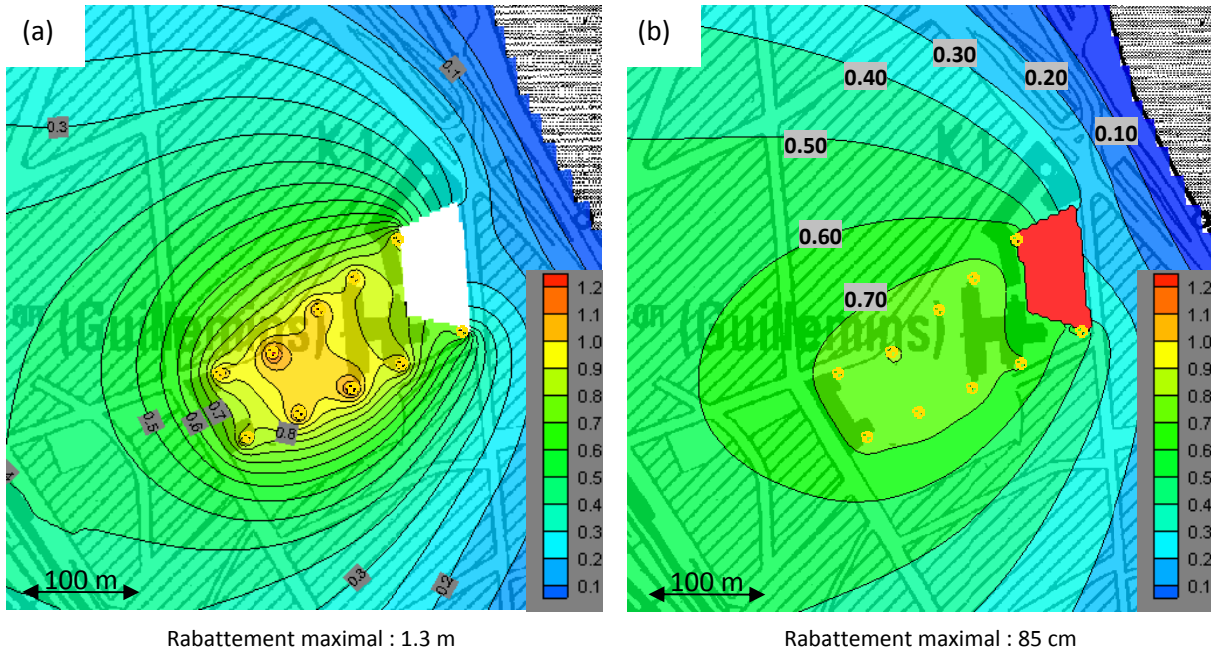


Figure 39: (a) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 1 (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 1 (HGS)

Concernant les températures, la contamination thermique de l'aquifère commence à se manifester dans les deux modèles après un mois de pompage (Figure 40), même si elle est bien moins étendue qu'en conditions de pompage continu. Néanmoins, ce taux de pompage semble trop important pour assurer la rentabilité à long terme du système de conditionnement d'air.

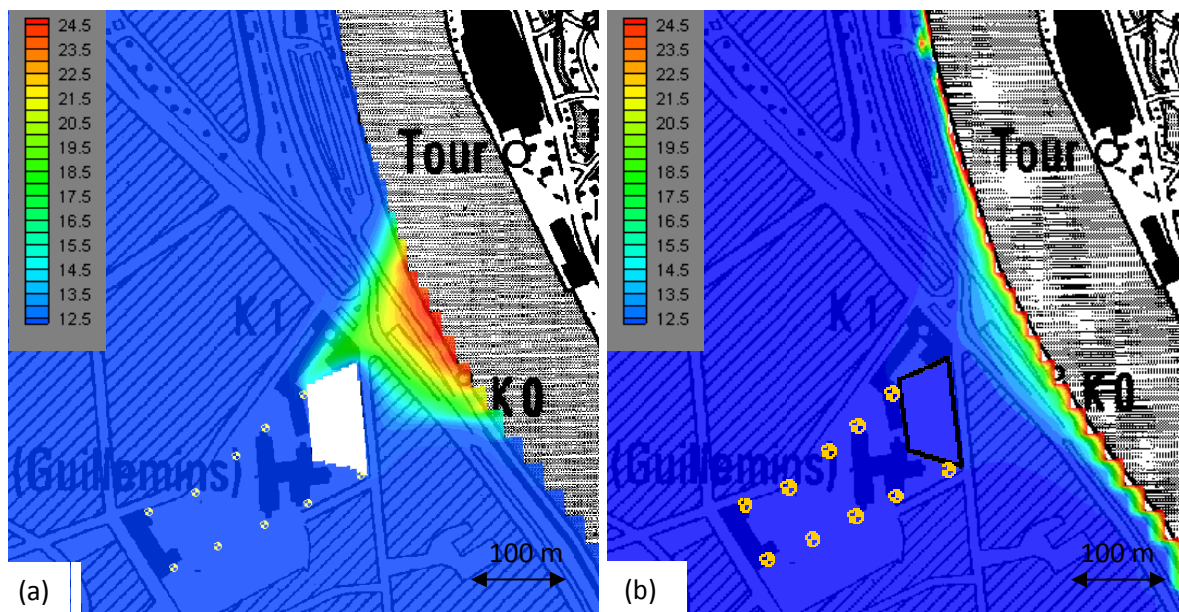


Figure 40: (a) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 1 (MT3D)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 1 (HGS)

Pour les paramètres hydrodynamiques choisis, on observe qu'un débit intermittent de 300 m³/h, 12 h/jour, entraîne des rabattements tels qu'un des 10 puits est tout juste désaturé dans le modèle MODFLOW. On pourrait donc qualifier ce débit de 'critique' en pompage intermittent.

- **Variante 2 des pompages**

Les deux scénarii qui suivront ont uniquement pour but de déterminer quelle configuration des pompages pourrait être la plus avantageuse en pompage intermittent. Ils sont simulés uniquement via MODLOW/ MT3D car le problème de raffinement du maillage autour des deux puits les plus à l'ouest rend la convergence du modèle transitoire en éléments finis (HGS) très lente. De plus, ces simulations sont d'autant moins intéressantes que les deux codes ont déjà été comparés en régime transitoire et que la simulation du transfert de chaleur par une méthode eulérienne classique induit de la dispersion numérique.

- Cas A : pompage intermittent à 200 m³/h

Pour ce scénario, le modèle MODFLOW prédit des rabattements maxima oscillant entre 45 cm et 1.3 m après un mois de pompage. Cette variante de pompage présente l'avantage de ne rabattre que très peu la nappe alluviale à proximité de la Meuse, ce qui limite fortement les mouvements d'eau de la Meuse vers la plaine alluviale. Pour un pompage global de 200 m³/h, la contamination thermique est nulle (Figure 41b).

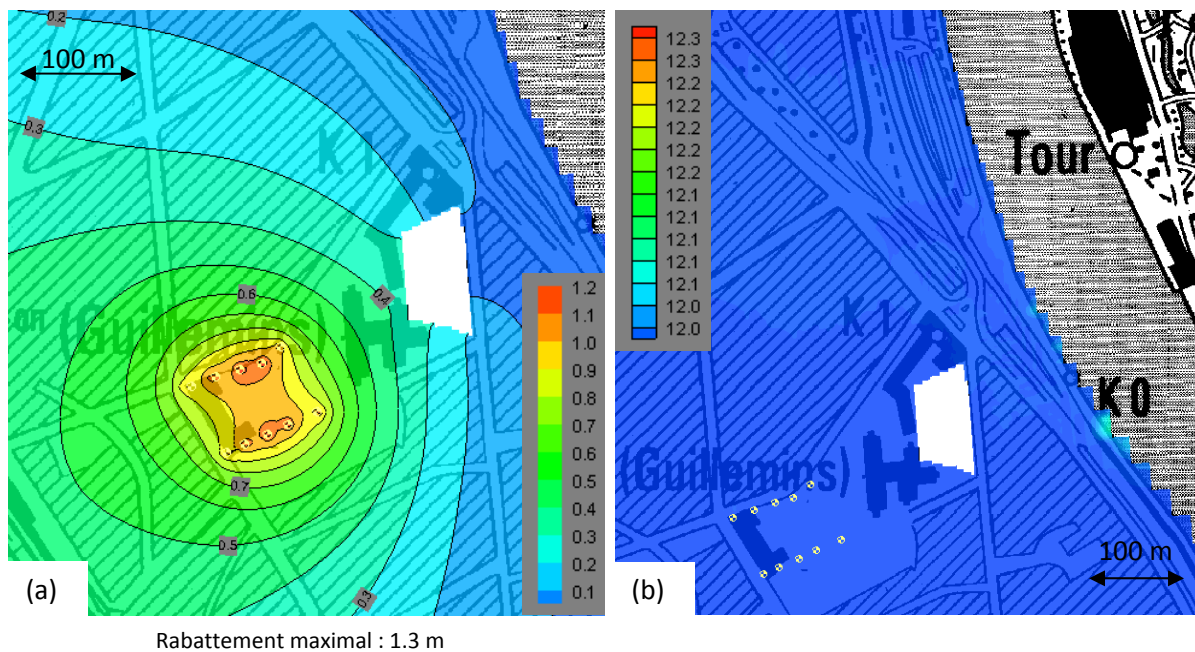


Figure 41: (a) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 2 (MODFLOW)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2A (200 m³/h), variante 2 (MT3D)

- Cas B : pompage intermittent à 250 m³/h

A un débit de pompage de 250 m³/h, les rabattements maxima oscillent entre 60 cm et 1.95 m au cours d'un cycle de pompage, ce qui devient important. Néanmoins, au bout d'un mois, la contamination thermique atteint une ampleur bien moindre que pour la première variante de pompage (Figure 42b). Par conséquent, il serait intéressant de placer les puits définitifs de pompage dans une position intermédiaire entre celles des variantes 1 et 2 afin d'une part de limiter les rabattements maxima et d'autre part, de minimiser le rabattement à proximité de la Meuse. Par exemple, on pourrait supprimer les 2 puits les plus proches de la Meuse de la variante 1 et les répartir sur l'espace délimité par les 8 autres puits. En effet, le but étant de refroidir en été et de réchauffer en hiver, l'important est surtout que la contamination thermique, si elle a lieu, mette au minimum entre 6 et 9 mois pour arriver au niveau des ouvrages de pompage. De la sorte, la température serait augmentée en hiver et diminuée ou seulement faiblement augmentée en été. Pour des vitesses de transfert de chaleur plus lentes, on peut considérer que la dispersion, la conduction et surtout l'absorption calorifique de la matrice rocheuse auront un effet dissipatif suffisant.

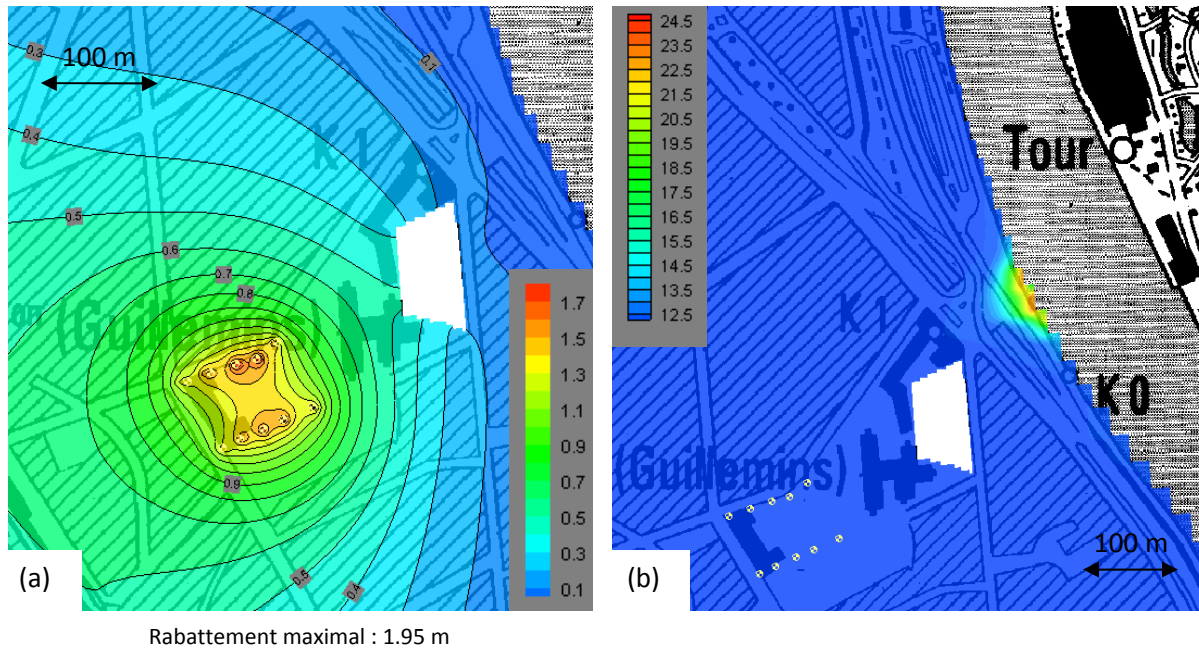


Figure 42: (a) Rabattements (m) calculés après un mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 2 (MODFLOW)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage intermittent, scénario 2B (250 m³/h), variante 2 (MT3D)

3.8.4 Scénario 3

Ce scénario fait intervenir un puits de réinjection situé au coin nord-est du bâtiment en plus des 10 puits de pompage définis précédemment. L'eau est réinjectée directement après pompage, c'est-à-dire à une température supposée de 12°C. Le but est de créer une barrière hydraulique afin d'empêcher les infiltrations en provenance de la Meuse.

Tout d'abord, on a envisagé les 2 variantes de disposition des ouvrages pour un pompage en continu de 200 m³/h, avec réinjection de 20 m³/h (débit net disponible de 180 m³/h).

- **Variante 1 des pompes**

Dans cette configuration, les rabattements sont globalement diminués de 5 cm par rapport au pompage sans réinjection pour le modèle MODFLOW et de 2-3 cm pour le modèle HGS (Figure 43). Néanmoins, les rabattements à proximité de la Meuse ne diminuent que localement autour du puits de réinjection, c'est pourquoi l'eau chaude contourne cette zone mais contamine néanmoins les ouvrages de captage (Figure 44). La solution obtenue en utilisant HGS donne néanmoins des résultats plus optimistes, mais les deux puits de pompage les plus à l'est sont également touchés par le front d'eau chaude au bout de quelques mois. En conséquence, des puits de réinjection ne seront pas d'une grande utilité dans cette configuration où les puits de pompage sont trop proches de la Meuse.

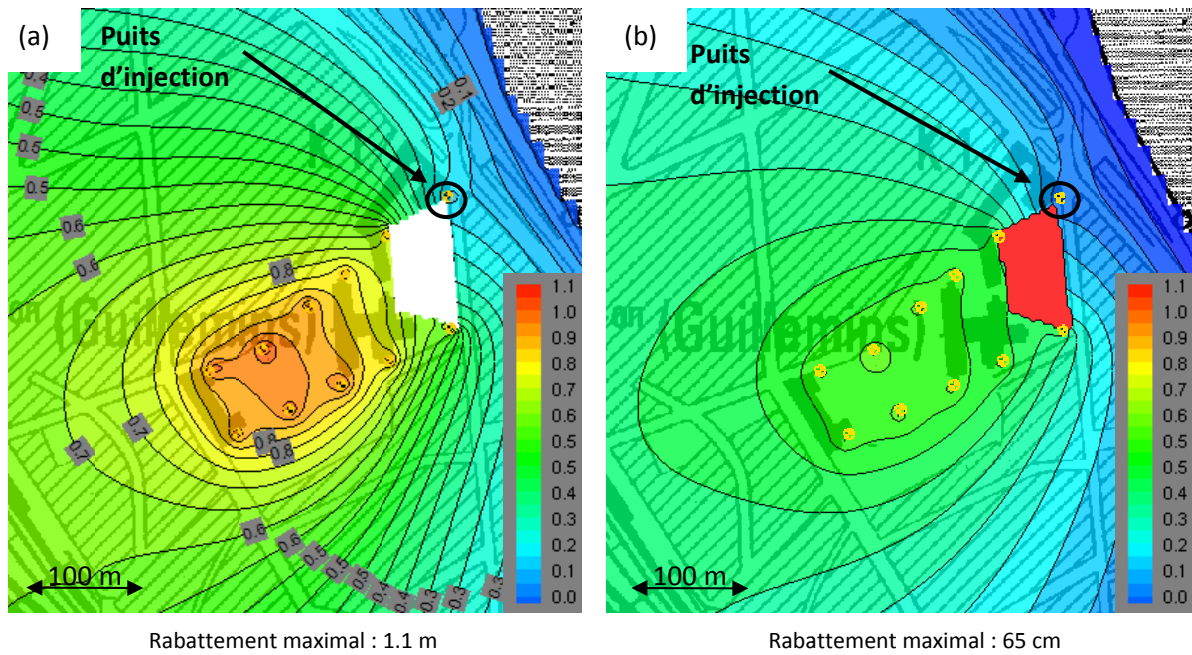


Figure 43: (a) Rabattements (m) calculés, scénario 3, variante 1 (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés, scénario 3, variante 1 (HGS)

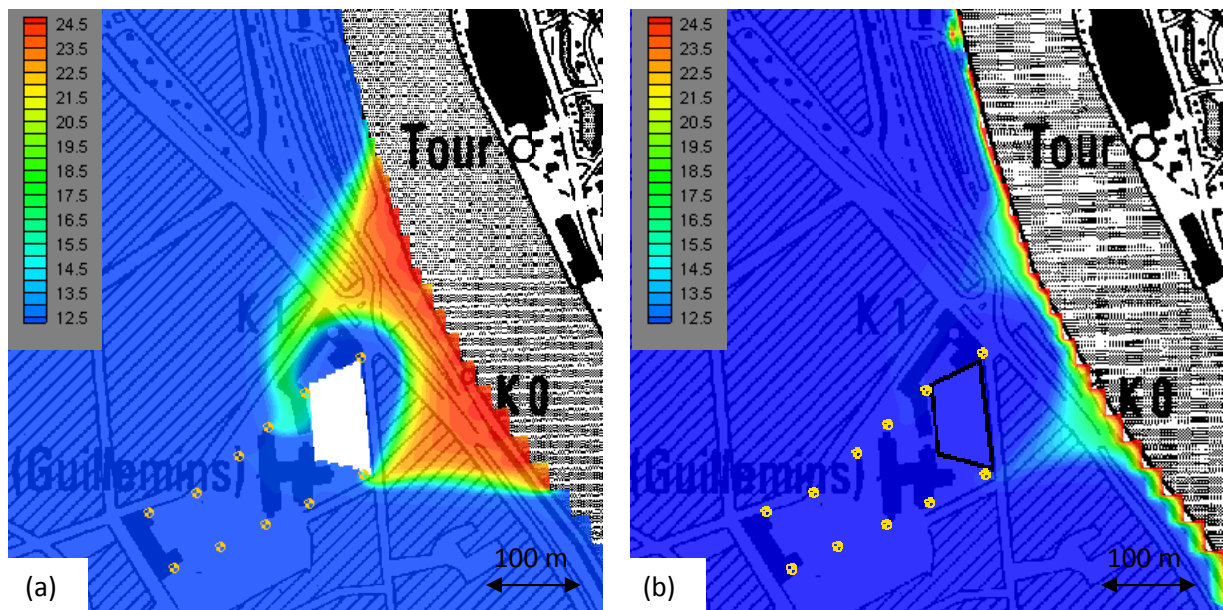


Figure 44: (a) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 1 (MT3D)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 1 (HGS)

- Variante 2 des pompages

Dans cette position des ouvrages, les rabattements dans la zone de pompage sont très peu modifiés car ils sont hors de la zone d'influence du puits d'injection (Figure 45). L'effet inverse est également valable pour le puits d'injection puisque, étant moins proche des puits de pompage, son effet de barrière hydraulique est plus marqué. Il n'est néanmoins pas suffisant pour empêcher les

infiltrations d'eau chaude, d'après la simulation MT3D (Figure 46a). D'après les simulations HGS (Figure 46b), toujours entachées de dispersion numérique, la contamination thermique arrive de nouveau bien plus tard vu les écarts poussés de rabattements pour cette configuration des pompages. Toutefois, sur la figure 47 qui montre les températures dans l'aquifère après 3 mois de pompage, les infiltrations d'eau chaude sont davantage issues du sud que du nord.

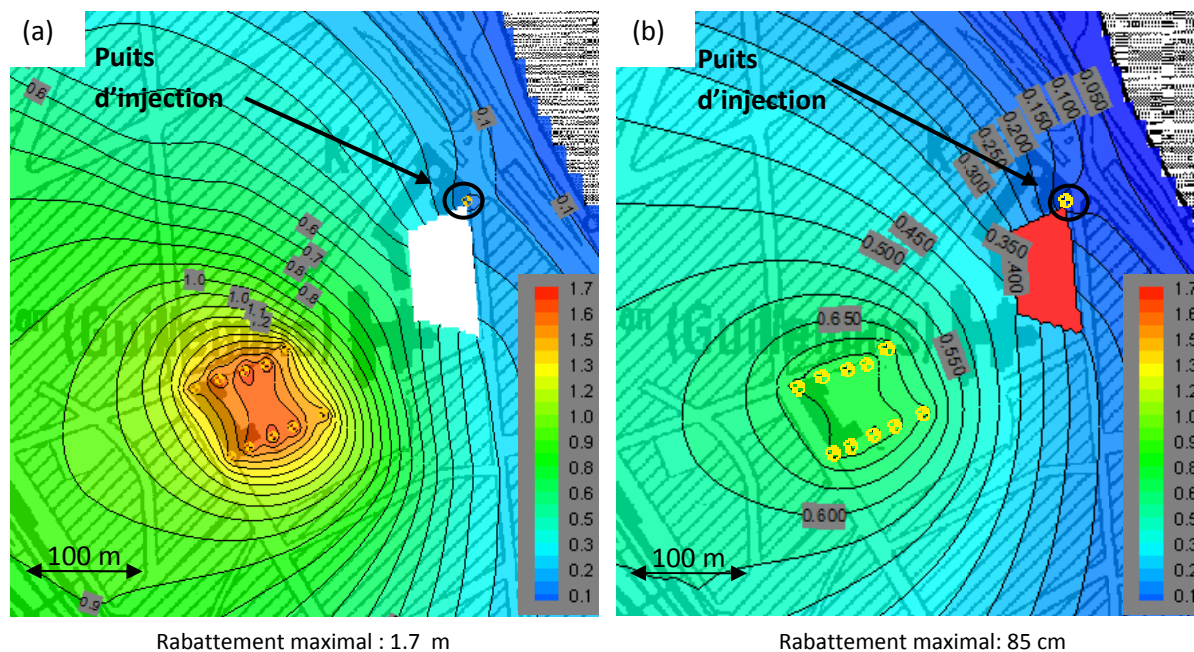


Figure 45: (a) Rabattements (m) calculés, scénario 3, variante 2 (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés, scénario 3, variante 2 (HGS)

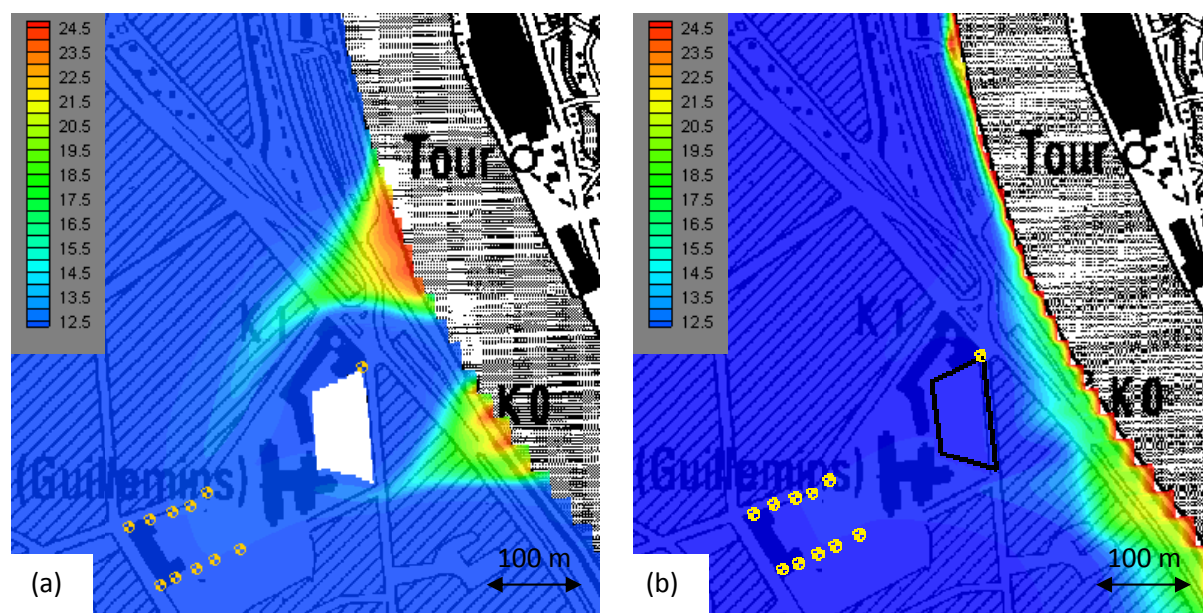


Figure 46: (a) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 2 (MT3D)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 2 (HGS)

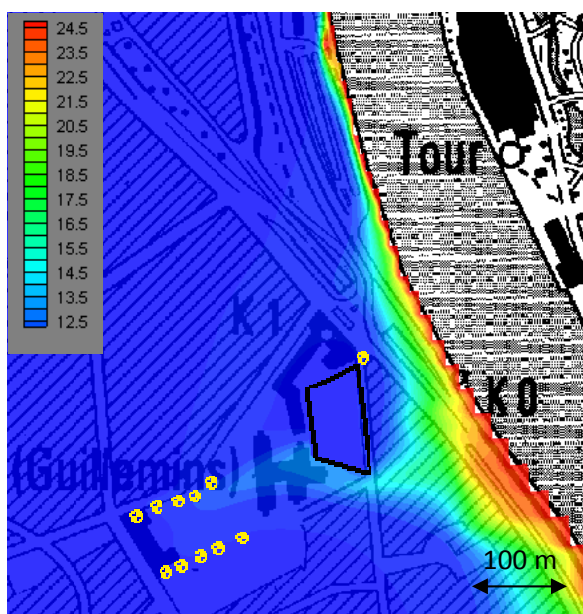


Figure 47: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 3 mois de pompage, scénario 3, variante 2 (HGS)

Concernant les températures de l'aquifère, ce scénario est celui pour lequel la différence est la plus importante entre nos résultats et ceux obtenus préalablement par Thomas et Dassargues (2008). Ces différences sont majoritairement dues au changement de condition limite le long de la Meuse, qui est d'autant plus crucial que le puits d'injection modifie l'écoulement juste à proximité de cette frontière. Avec la condition frontière de 3^{ème} type utilisée dans le précédent modèle, la contamination thermique est de fait nettement plus limitée (Figure 48). Une meilleure caractérisation de l'état des berges serait donc nécessaire pour juger de l'efficacité d'un tel scénario de réinjection partielle en aval hydrogéologique.

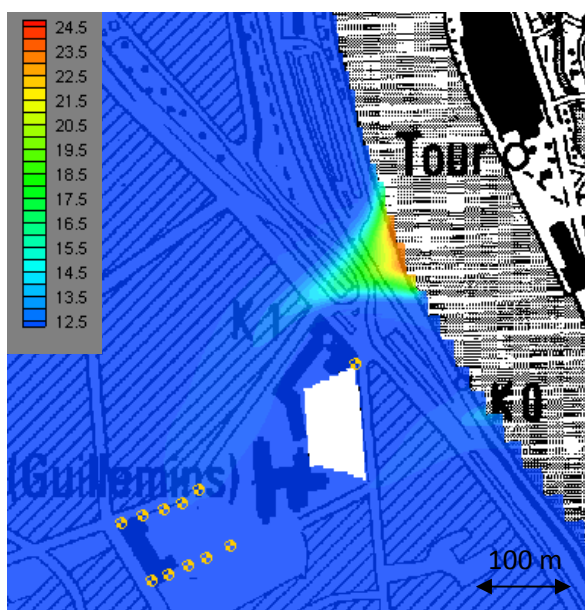


Figure 48: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 2, condition limite de 3^{ème} type le long de la Meuse (MT3D)

Différentes variantes de puits d'injection ont été testées et ont montré que le modèle est assez sensible à la position des puits d'injection. Il s'avère, entre autres, qu'un puits situé au nord du bâtiment est plus efficace pour empêcher les venues d'eau en provenance de la Meuse qu'un puits situé dans le coin sud (Figure 49).

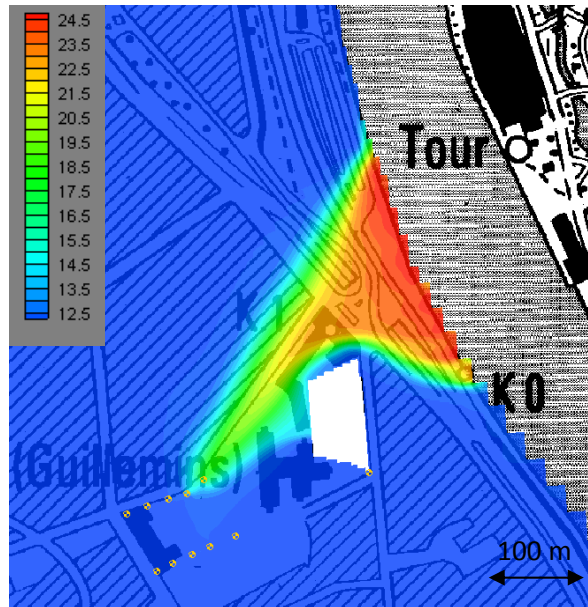


Figure 49: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 2, puits d'injection au sud-est du bâtiment (MT3D)

Le même scénario (variante 2 des pompages) a également été testé pour un taux d'injection plus important afin de déterminer si ce cas de figure pourrait permettre un débit net plus élevé. Ainsi, 230 m³/h ont été prélevés en continu dans les 10 ouvrages de pompage tandis que 40 m³/h étaient réinjectés dans le puits situé en aval, portant ainsi le débit net à 190 m³/h. Dans cette configuration, les rabattements sont augmentés à proximité des puits de pompage puisque le débit est supérieur, mais la contamination thermique reste comparable (Figure 50), voire légèrement inférieure par rapport au cas ci-dessus, où le débit net est de 180 m³/h. Par ailleurs, le rayon d'influence du puits d'injection (au sens du rayon de la barrière hydraulique et thermique) est quasiment doublé. Ainsi, une réinjection plus importante a un effet bénéfique sur les ouvrages de pompage et permet d'obtenir un débit net légèrement plus élevé (à mettre en balance avec le coût additionnel de pompage/injection et l'augmentation locale des rabattements).

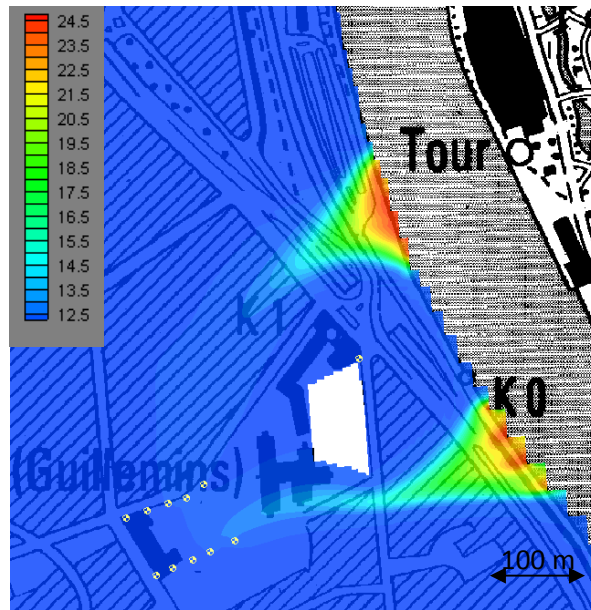


Figure 50: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 3, variante 2, pompage de 230 m³/h et injection de 40 m³/h (MT3D)

Etant donné que, pour un débit de pompage plus important, la contamination thermique via le sud du bâtiment devient davantage problématique, un scénario comportant deux puits d'injection, un au nord et l'autre au sud du bâtiment a également été envisagé. Toutefois, ce scénario, bien qu'attractif puisque l'effet de barrière hydraulique est accru, est moins aisé à justifier économiquement vu le coût de la réalisation et du fonctionnement d'un puits d'injection. De plus, les rabattements sont alors élevés étant donné qu'il faut alimenter deux puits de réinjection. De manière générale, tant au niveau du comportement de l'aquifère que des considérations pratiques et économiques, il est préférable de limiter le taux de pompage ainsi que les schémas complexes de réinjection.

Dans l'hypothèse où ce type de configuration serait néanmoins finalement retenu et sur base du principe de conserver un puits d'injection unique, nous proposons de l'éloigner un peu plus de l'emprise du bâtiment en sous-sol (dans les limites du site) afin de maximiser la largeur utile de la zone d'influence de puits ('zone barrière'), qui est en partie entravée par la présence des sous-sols et fondations du futur bâtiment dans l'exemple présenté. La position du puits de réinjection qui donne les meilleurs résultats est située à 50 m dans la direction N45°O du puits actuel, mais n'est pas envisageable vu que les bâtiments actuels ne seront détruits qu'une fois le nouvel édifice entièrement terminé.

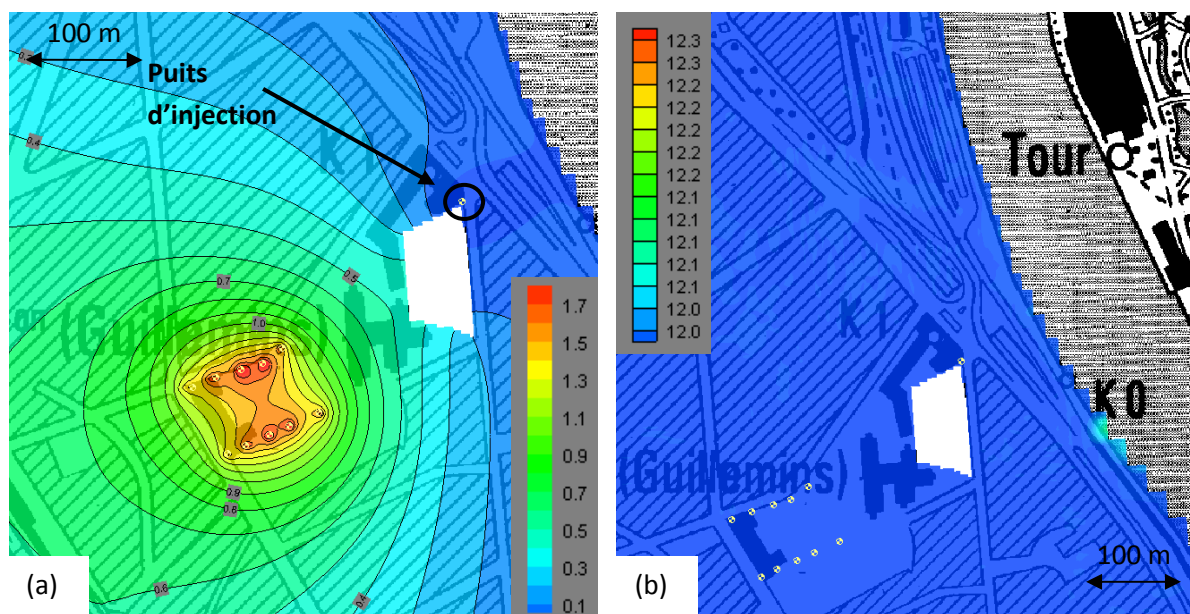
De nombreux autres scénarii ont encore été essayés pour différentes positions et divers nombres de puits de pompage et d'injection. De ces essais, on en conclut qu'il n'est pas possible d'avoir un débit net de 200 m³/h en continu sous la contrainte que tous les puits soient localisés sur le terrain propre du bâtiment, même si, comme il a été expliqué, certaines modifications diminuent l'ampleur de la contamination thermique. De manière générale, compte tenu des contraintes associées, on ne recommandera pas les puits d'injection mis à part comme solution de secours s'il s'avère que le dispositif final pompe une eau de plus en plus chaude au bout de quelques mois ou quelques années.

Enfin, la température d'injection est également un paramètre qui a été testé et il est très important que celle-ci demeure la plus proche possible de la température de pompage (attention au temps, à la distance et aux conditions de transport de l'eau en été) car l'eau injectée contribue rapidement à la réalimentation des puits puisqu'elle constitue une barrière aux infiltrations en provenance de la Meuse. Dès lors, comme cela a été confirmé par des simulations à température de réinjection plus élevée, il est exclu de réinjecter l'eau après les échangeurs de chaleur associés au système de conditionnement d'air.

3.8.5 Scénario 4

Ce scénario combine les propriétés des scénarii 2 et 3. Le but est de tester à quel niveau le débit net de pompage pourrait être amené en conditions de pompage intermittent (12h par jour) et en présence d'un puits de réinjection fonctionnant selon les mêmes horaires. La seconde variante des pompages sera la seule testée, car c'est dans cette configuration que le puits de réinjection est le plus profitable. De même, seuls les codes MODFLOW et MT3D seront utilisés car, dans tous les cas précédent, on s'est aperçu que le modèle en différences finies donnait toujours les résultats les plus défavorables. De plus, cette configuration des pompages à haut débit donne lieu à de la dispersion numérique lors de la résolution du transfert de chaleur par HGS.

En procédant à différents essais, le débit limite net a été établi à 220 m³/h, se décomposant en 260 m³/h en pompage et 40 m³/h en réinjection. Au niveau des puits de pompage, les rabattements les plus élevés oscillent entre 60 cm et 2 m. Et, au bout d'un mois de pompage pendant lequel la température du fleuve est constamment supposée à 25°C, seule une petite zone localisée voit sa température augmenter de 0.1°C (Figure 51b). Ainsi, le puits de réinjection de 40 m³/h permet d'augmenter le volume d'eau disponible de la moitié du débit d'injection, bien que cela introduise de nouvelles contraintes comme nous l'avons discuté dans le scénario précédent.



Rabattement maximal : 2 m

Figure 51: (a) Rabattements (m) calculés, scénario 4 (MODFLOW)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, scénario 4 (MT3D)

3.8.6 Scénario 5

Ce dernier scénario, qui est simplement une variante du scénario 1, a été développé sur demande du bureau d'études qui, initialement plus intéressé par un dispositif fonctionnant de manière intermittente, souhaitait néanmoins savoir quel débit maximal pourrait être pompé pour assurer un conditionnement d'air moins intensif, mais en continu.

Par ailleurs, étant donné qu'un point crucial est de limiter les rabattements pour les bâtiments plus anciens aux alentours, la première variante des pompages sera privilégiée. De plus, du point de vue économique, il est évident que le bureau d'études cherche également à limiter le nombre de puits si les conditions hydrogéologiques locales le permettent lors de la mise en œuvre sur chantier (6 ouvrages sont initialement prévus tandis que les suivants seront ajoutés uniquement si les essais de pompage in situ montrent que le débit souhaité ne peut être atteint). C'est pourquoi, comme le débit pompé sera inférieur à 200 m³/h, le modèle inclura uniquement les 8 puits les plus éloignés de la Meuse.

Tout d'abord, on a testé un débit continu de 180 m³/h. Celui-ci montre de bons résultats après un mois de pompage, mais présente néanmoins un risque de contamination thermique au bout de 2 à 3 mois, ce qui n'est pas souhaitable.

Après quelques essais, le débit continu limite pour éviter toute contamination thermique à long terme a été établi à 160 m³/h dans le modèle MODFLOW/MT3D et 140 m³/h dans le modèle HGS. Les rabattements correspondants, calculés en régime permanent, sont repris à la figure 52.

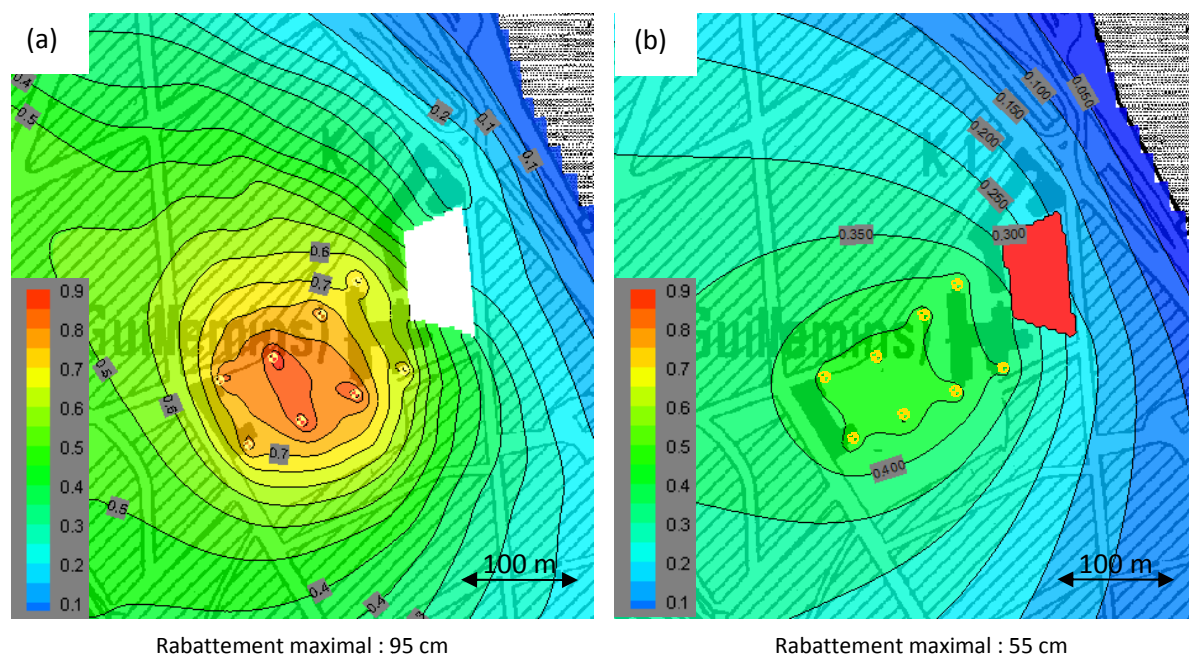


Figure 52: (a) Rabattements (m) calculés, scénario 5, pompage continu de 160 m³/h sur 8 puits (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés, scénario 5, pompage continu de 140 m³/h sur 8 puits (HGS)

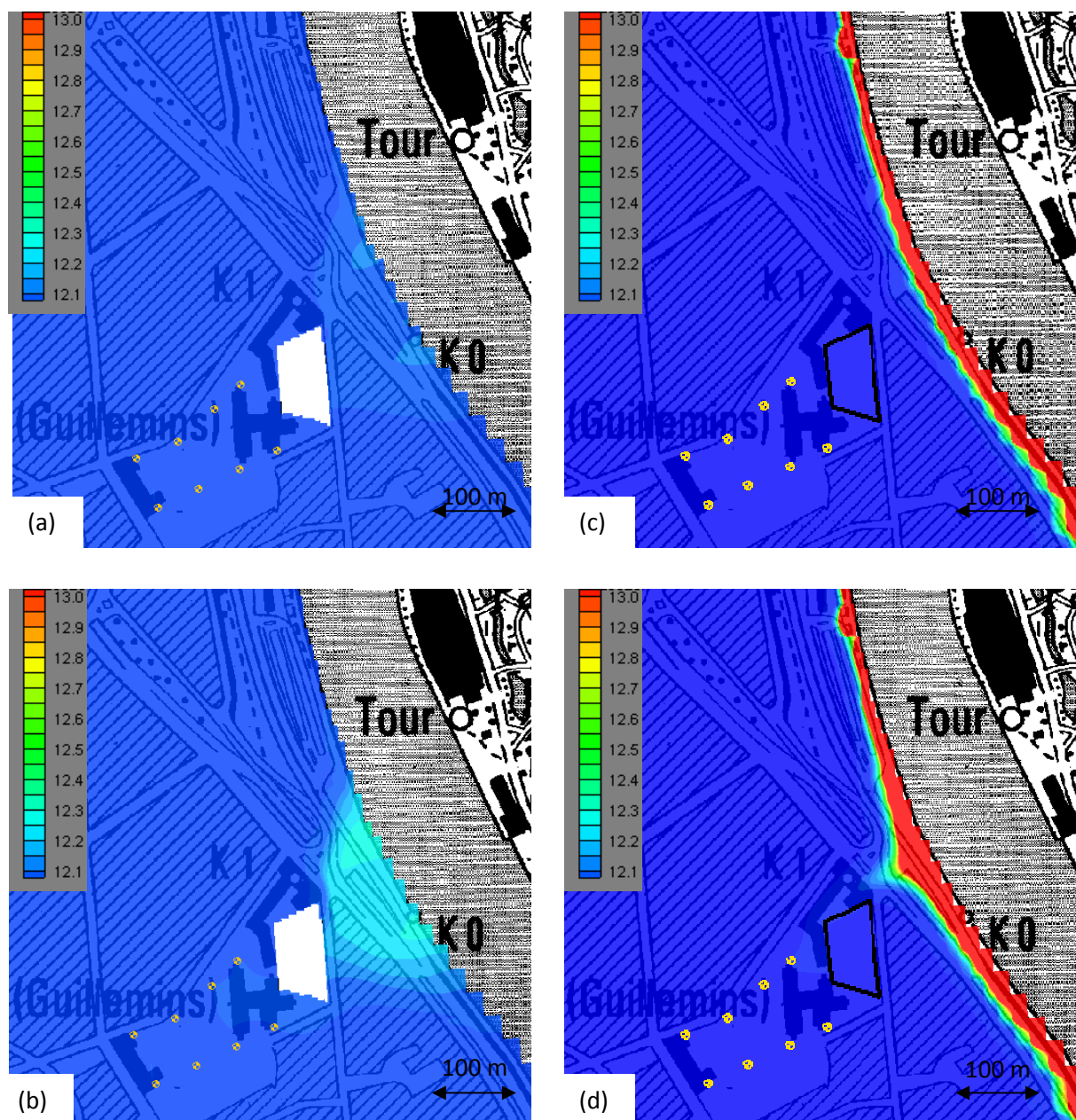


Figure 53 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère, scénario 5

(a) 1 mois de pompage, 160 m³/h (MT3D)
 (b) 4 mois de pompage, 160 m³/h (MT3D)

(c) 1 mois de pompage, 140 m³/h (HGS)
 (d) 4 mois de pompage, 140 m³/h (HGS)

Selon le modèle MT3D (Figure 53 a & b), le front d'eau chaude est peu étendu et surtout extrêmement diffus. Après 4 mois de pompage, la température maximale dans la nappe à proximité directe de la Meuse est de 12.3 °C, tandis que la partie centrale du 'plume chaud' est à une température de 12.2°C. Or, quand bien même ce front légèrement plus chaud atteindrait les 2 ou 3 premiers ouvrages de pompage, le système est néanmoins prévu pour fonctionner sans souci majeur jusqu'à une température de pompage de 13°C. Dans le modèle HGS (Figure 53 c & d), une petite zone au nord-est du bâtiment commence à se réchauffer après 4 mois de pompage, mais elle n'a pas tendance à prendre beaucoup d'ampleur au cours du temps, d'autant plus que l'eau de la Meuse n'est pas à 25°C toute l'année.

Il est étonnant que le débit limite établi soit plus important pour le modèle MODFLOW/MT3D étant donné que, dans les cas précédents, la contamination thermique était toujours plus importante pour ce modèle du fait des rabattements plus élevés. Il s'agit probablement d'une conséquence des différentes méthodes de résolution du transfert de chaleur, puisque le modèle par différences finies est résolu par la MMOC, tandis que, pour les éléments finis, la résolution est classique (eulérienne) avec pondération amont des vitesses d'écoulement. La dispersion numérique joue sans doute également un rôle non négligeable dans le modèle HGS étant donné qu'on observe une bande de températures plus chaudes sur une longueur importante de la frontière le long de Meuse et non sur une partie localisée à proximité du bâtiment. Néanmoins, les différences restent faibles et permettent une bonne estimation du débit limite. Ainsi, si le champ de conductivités hydrauliques se vérifie sur le terrain, on pourrait donc pomper un débit de l'ordre de 150 m³/h en continu.

3.8.7 Scénario 6

Le dernier scénario proposé consiste à installer dans l'aquifère des sondes géothermiques de manière à faire circuler un fluide caloporteur dans un réseau de tubages directement au sein de la formation. Cette proposition découle de la réglementation assez restrictive de la Région Wallonne en termes de protection des eaux souterraines. En effet, pour tout puits de captage, la législation impose la réalisation d'une étude hydrogéologique et la délimitation de quatre zones de protection :

- **la zone I ou 'zone de captage' :**

zone de 10 m de rayon autour du pompage dans laquelle ne peuvent être installés que les ouvrages strictement nécessaires au pompage.

- **les zones II ou 'zones de prévention' :**

zones définies par des isochrones (ligne d'égal temps de transport vers le puits), dans lesquelles on considère qu'un polluant ne sera pas suffisamment dégradé ou dilué avant d'atteindre le captage. Ces zones sont soumises à des restrictions quant à l'utilisation du sol et du sous-sol, comme l'interdiction aux PME et industries d'utiliser des réservoirs de stockage enterrés à simple paroi ou d'installer des parkings de plus de 5 à 20 véhicules. Pour une nappe libre, on distingue deux zones de prévention :

- **la zone de prévention rapprochée IIa :** la distance, dans toutes les directions, correspondant à un temps de transfert de 24 heures dans la zone saturée ainsi que les points préférentiels d'infiltration (pertes, dolines, ...)
- **la zone de prévention éloignée IIb :** distance, dans toutes les directions, correspondant à un temps de transfert de 50 jours dans la zone saturée, avec un rayon minimal imposé selon le type d'aquifère (500 m dans le cas de graviers).

- **la zone III ou 'zone d'observation' :**

il s'agit de l'ensemble du bassin drainé par le captage ; cette zone ne fait actuellement pas l'objet de réglementations particulières.

Même s'il est possible qu'elle subisse une révision au cours des prochaines années, au jour d'aujourd'hui, cette réglementation s'applique à tout puits de pompage au sens large et pas uniquement aux puits de captage destinés au réseau de distribution. Par conséquent, dans un quartier aussi dense que celui des Guillemins à Liège, où notamment des zones de parkings sont indispensables sur et en-dehors du site, une dérogation serait nécessaire pour mener à bien le projet. A défaut, un système géothermique en circuit fermé, soit au sein de puits, soit au sein de tranchées, pourrait être envisagé.

Néanmoins, vu le faible gradient géothermique au sein de la plaine alluviale (de l'ordre de 2 à 4 ‰), il est illusoire de vouloir évacuer dans l'aquifère une quantité de chaleur équivalente à celle dont il est question pour un système avec pompage et rejet dans la Meuse (circuit ouvert). C'est pourquoi, il est proposé plutôt d'étudier la réalisation d'un système mixte intégrant 1 ou 2 ouvrages de pompage de débit réduit et situés plus en aval hydrogéologique afin d'accentuer le gradient hydraulique et la vitesse d'écoulement au sein de l'aquifère graveleux. De plus, ce système réduirait drastiquement le problème lié au rabattement dans le voisinage et serait moins tributaire de l'éventuelle mise en œuvre de nouveaux puits de pompage dans le quartier au cours des futures années ou décennies. De même, il permettrait de réduire la dimension des installations de rejet de l'eau pompée et éviterait de plus tout rejet d'eau à des températures supérieures à celles de la Meuse.

Pour évaluer la faisabilité de ce scénario, le flux de chaleur à extraire du bâtiment doit tout d'abord être évalué. Le système en circuit ouvert prévoit, en régime de pointe, un débit intermittent de 200 m³/h. Tout d'abord, l'eau passe dans un simple échangeur de chaleur et refroidit directement le fluide réfrigérant qui circulera dans les planchers. Lors de cette première étape, la température de l'eau est augmentée de 4°C. Ensuite, l'eau est dirigée vers une pompe à chaleur où sa température sera augmentée de 5°C supplémentaire avant son rejet dans la Meuse. Le flux de chaleur E [W] qui est transféré du bâtiment vers l'eau pompée peut être évalué comme suit (Allen, Milenic & Sikora, 2003):

$$E = c_w \cdot \rho_w \cdot Q \cdot \Delta T \quad (69)$$

où Q est le débit d'eau pompée [m³/s] et ΔT [K] l'augmentation de température de l'eau.

Ainsi, le flux de chaleur est de 2095 kW pour une élévation de température de 9°C, sur base d'un horaire de 12 h par jour.

Nous ne disposons pas de logiciel capable de simuler ce scénario sur un modèle géométriquement complexe, mais reviendrons sur ce point dans le prochain chapitre où un modèle simplifié sera construit avec le logiciel *Processing Schemat*. En effet, les deux codes utilisés ont à l'origine été développés pour simuler le transport de soluté (HGS a explicitement été adapté au transfert de chaleur mais celui-ci est calculé via le même module que le transport de soluté, mis à part quelques changements comme la possibilité de calculer des températures négatives) et il n'est pas possible d'introduire un flux d'injection ou d'extraction de chaleur sans qu'il soit lié à un débit d'injection ou de pompage d'eau.

4 Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité est une étape cruciale de notre étude vu que les données disponibles sont jusqu'ici très limitées et qu'aucun des paramètres du modèle n'est par conséquent connu avec précision. Elle a pour but de mettre en évidence ceux d'entre eux qui ont un impact marqué sur les résultats du modèle et qu'il sera donc utile de mieux caractériser pour donner plus de certitude aux simulations. A l'inverse, pour les paramètres qui s'avéreront n'avoir qu'une influence minimale sur le modèle, on pourra conserver les valeurs estimées à l'aide de cas d'études similaires ou de la littérature.

Cette analyse sera menée sur le scénario 2 (variante 1 des pompages), qui est privilégiée jusqu'à présent par le bureau d'études. Le débit test sera de 250 m³/h (scénario 2b) en intermittent, car il faut une situation de pompage où l'on puisse bien distinguer la propagation du front d'eau chaude provenant de la Meuse en fonction des paramètres. Le lecteur est donc renvoyé aux figures 39 et 40 pour les comparaisons. Les résultats seront montrés à la fin d'un cycle de 12 h de pompage, après un mois de fonctionnement.

4.1 Conductivité hydraulique

Dans ces scénarii, toutes les conductivités hydrauliques ont été multipliées ou divisées par un même facteur. Etant donné que celle des graviers est déjà relativement élevée et qu'une conductivité plus faible risque de forcer le constructeur à revoir le dimensionnement des installations, on testera un cas de conductivité plus élevée et deux cas de conductivités plus faibles par rapport aux valeurs obtenues par calibration. On supposera des variations fortes de ce paramètre car, pour une lithologie précise (et en particulier pour les graviers de la Meuse, qui ont été sujets à diverses études hydrogéologiques), cette propriété peut couramment varier d'un ou deux ordres de grandeur.

Idéalement, il serait nécessaire d'adapter le flux de recharge du bassin versant (condition frontière ouest) en fonction de la conductivité hydraulique. Néanmoins, il s'agirait alors de nouvelles simulations et non d'une analyse de sensibilité au sens strict, qui ne fait varier qu'un seul paramètre à la fois. C'est pourquoi, le long de cette frontière, les hauteurs d'eau seront anormalement basses ou élevées selon que la conductivité hydraulique est augmentée ou diminuée. Toutefois, ce problème ne touche que légèrement la zone des pompages, où les rabattements sont les plus intéressants.

- **Conductivité hydraulique K multipliée par 2**

Les rabattements évoluent presque proportionnellement à l'inverse de la conductivité hydraulique puisqu'ils sont diminués d'environ 40 % par rapport au cas de référence (Figure 54). En conséquence, la contamination thermique est totalement nulle dans les deux modèles au bout d'un mois de pompage.

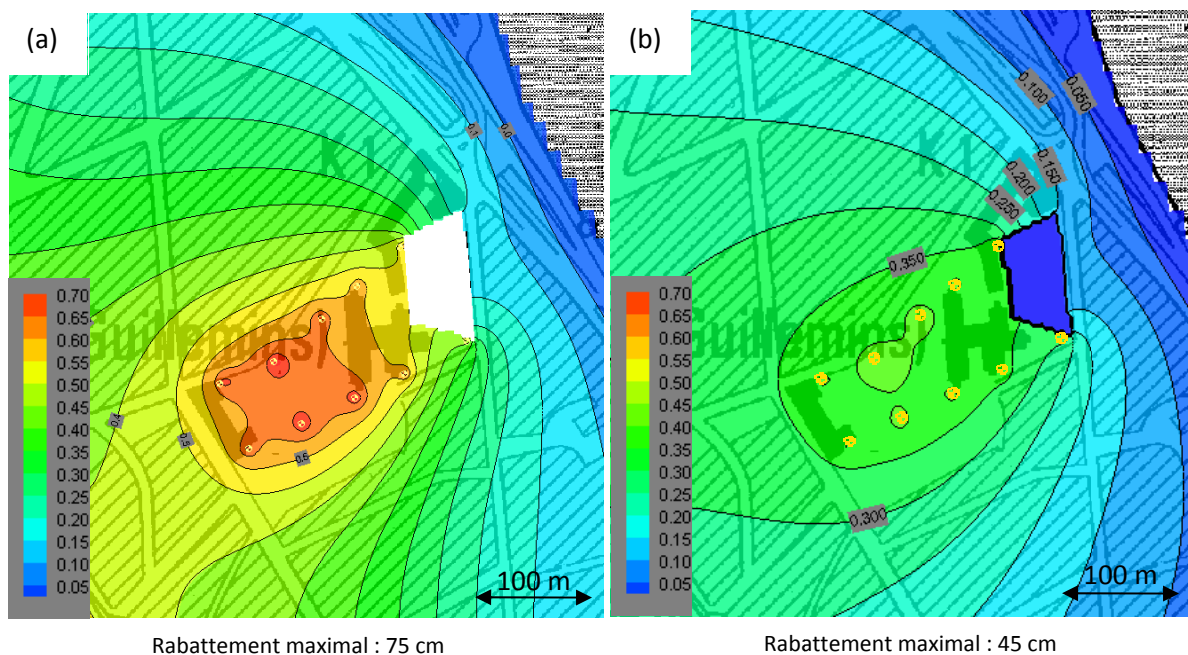


Figure 54: Effet de la conductivité hydraulique (K multipliée par 2, $K_{\text{zone 1, graviers}} = 1.4 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$)

(a) Rabattements (m) calculés après 1 mois (MODFLOW)

(b) Rabattements (m) calculés après 1 mois (HGS)

- **Conductivité hydraulique K divisée par 2**

En multipliant les conductivités hydrauliques d'un facteur 2, deux puits sont localement désaturés dans le modèle MODFLOW ; c'est pourquoi la comparaison se fera uniquement sur le modèle HGS.

Comme au cas précédent, le rabattement maximal a également évolué de manière inversement proportionnelle à la conductivité hydraulique (Figure 55a). Le front chaud a de ce fait progressé fortement et les deux puits les plus proches de la Meuse sont l'un à 15°C et l'autre à 13°C (Figure 55b), leur température augmentant encore davantage au cours du temps. Un facteur d'erreur de 2 dans l'estimation des conductivités hydrauliques suffit donc à remettre en cause tout le dimensionnement du système. Il s'agit d'un paramètre très sensible qui, de plus, influence fortement aussi bien le niveau des rabattements que l'évolution des températures de l'aquifère, le principal processus de transfert de chaleur étant la convection.

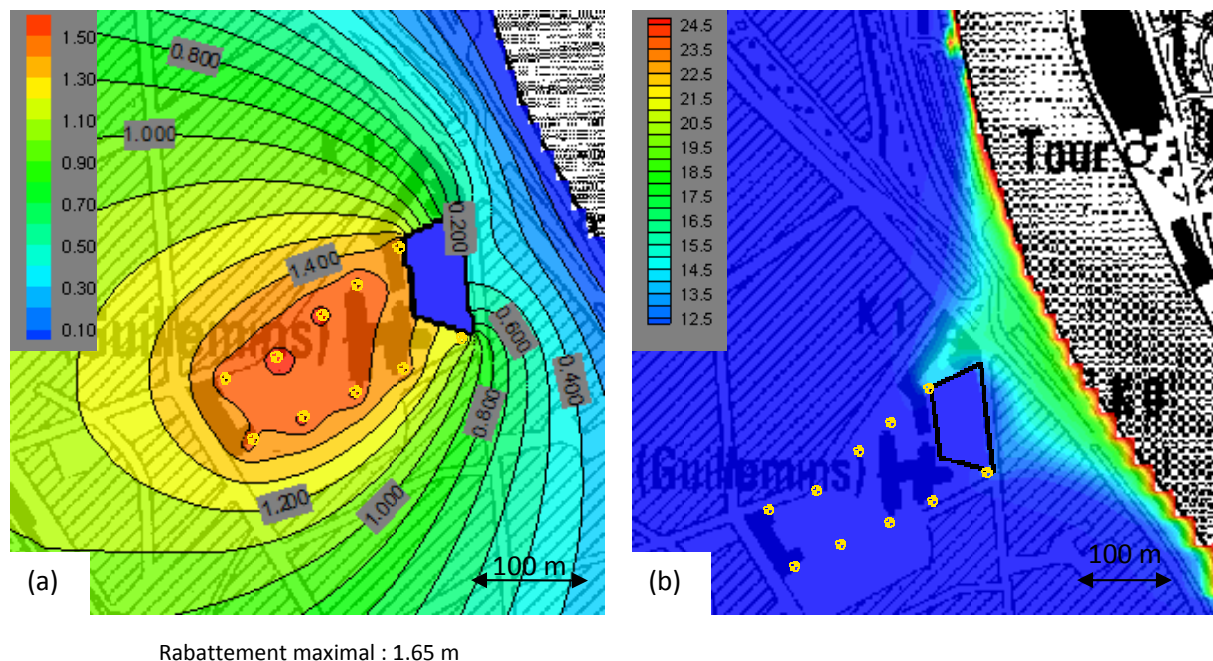


Figure 55: Effet de la conductivité hydraulique (K divisée par 2, $K_{\text{zone 1, graviers}} = 3.5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$)

(a) Rabattements (m) calculés après 1 mois (HGS)

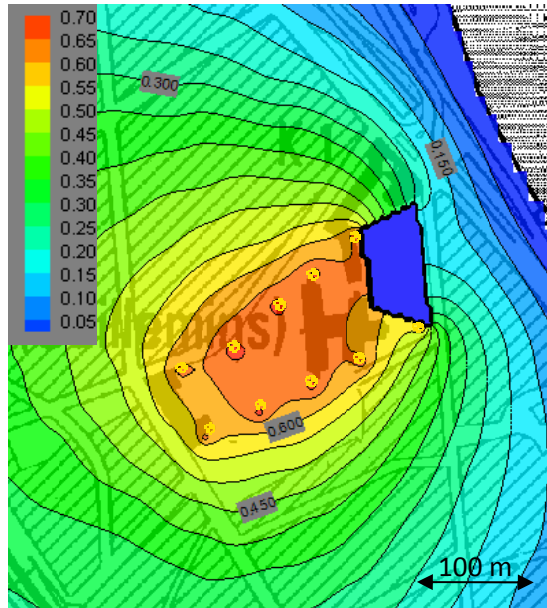
(b) Températures ($^{\circ}\text{C}$) calculées après 1 mois (HGS)

Ce cas a également été testé en divisant uniquement la conductivité hydraulique de la principale zone des graviers par 2 et en conservant les autres conductivités telles que définies par la calibration. Les résultats sont alors quasiment identiques à ceux présentés ci-dessus (rabattement maximal de 1.6 cm et front équivalent de contamination thermique), ce qui montre que la conductivité des graviers dans la zone où sont implantés les puits est le paramètre le plus sensible du modèle.

- **Conductivité hydraulique K divisée par 10**

Si les conductivités hydrauliques sont diminuées d'un ordre de grandeur, on désature l'aquifère sur toute son épaisseur dans la zone englobant les puits. Bien entendu, le front d'eau chaude atteint les premiers puits assez rapidement

Avec un débit intermittent de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, les rabattements sont alors limités à 77 cm (Figure 56). Autrement dit, quand les conductivités sont diminuées d'un facteur n , il faudra environ diminuer le débit du même facteur pour maintenir des rabattements similaires. Cependant, au débit de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, on n'observe pas de contamination thermique de la nappe après un mois. Par conséquent, moyennant une augmentation du rabattement, il est possible de pomper à un débit supérieur au débit initial diminué du facteur n . Au débit de $50 \text{ m}^3/\text{h}$, la contamination thermique de l'aquifère est ainsi toujours très faible, mais le rabattement maximal atteint par contre 1.4 m.



Rabattement maximal : 77 cm

Figure 56: Effet de la conductivité hydraulique (K divisée par 10, $K_{\text{zone 1, graviers}} = 7 \cdot 10^{-4}$ m/s). Rabattements (m) calculés après 1 mois au débit intermittent de $25 \text{ m}^3/\text{h}$ (HGS)

4.2 Porosité de drainage

La porosité de drainage n_d est le second paramètre important pour le modèle d'écoulement. Elle détermine le 'temps de réaction' de l'aquifère lorsqu'il est soumis à une nouvelle sollicitation. Ainsi, les variations du niveau d'eau et surtout les rabattements qui seront atteints à la fin d'une période de 12 h de pompage en seront dépendants. L'étude de sensibilité sera effectuée à partir de MODFLOW/MT3D, car HGS ne distingue pas la porosité de drainage de la porosité effective.

Etant donné que la porosité de drainage a initialement été choisie au plus bas ($n_d = n_e$), les autres valeurs testées seront toutes deux plus élevées : 10 % et 20 % (une valeur assez élevée pour la plaine alluviale de la Meuse).

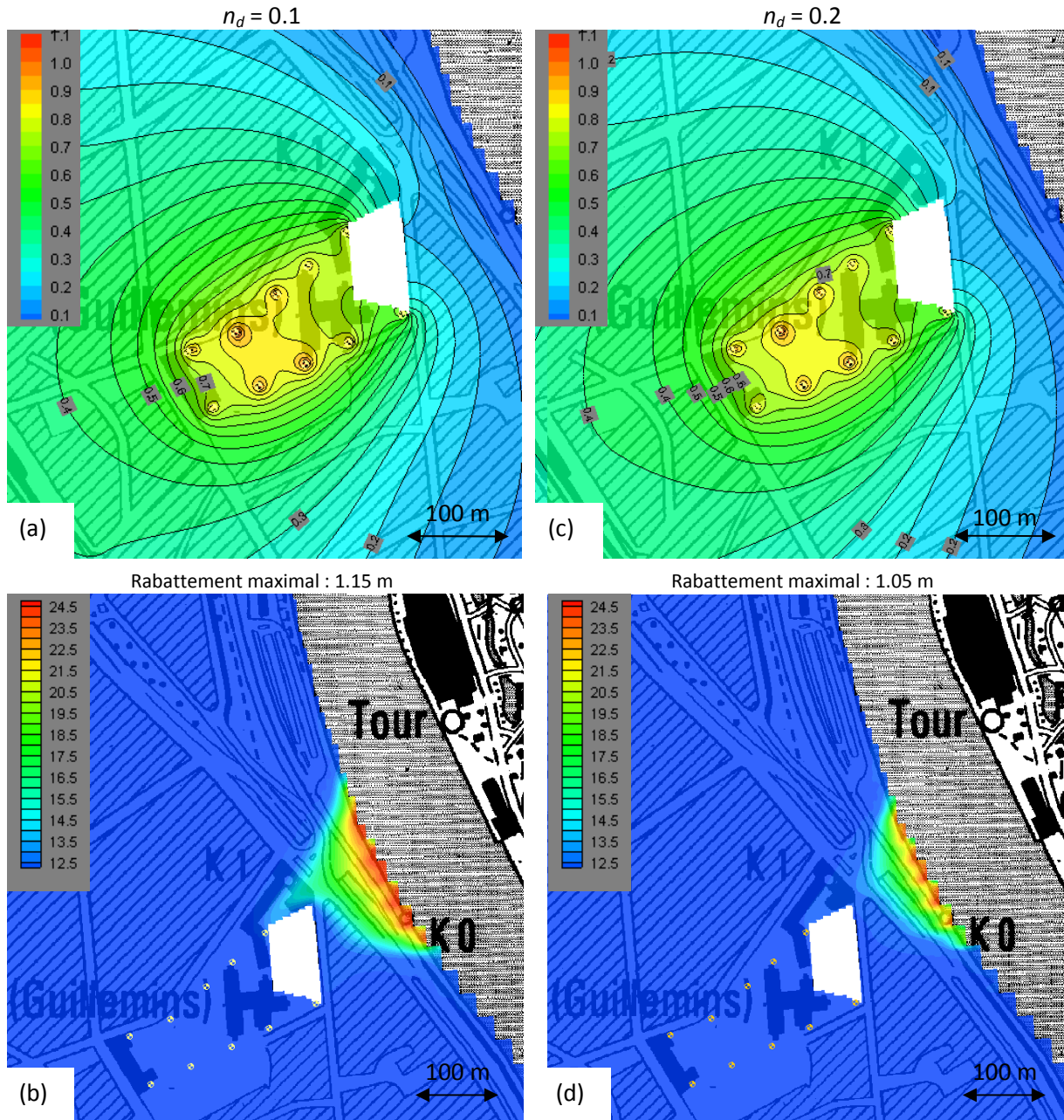


Figure 57 : Effet de la porosité de drainage n_d

- (a) $n_d = 0.1$. Rabattements (m) calculés après 1 mois (MODFLOW)
- (b) $n_d = 0.1$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)
- (c) $n_d = 0.2$. Rabattements (m) calculés après 1 mois (MODFLOW)
- (d) $n_d = 0.2$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)

Dans cette gamme de porosité, les rabattements ne sont pas fortement modifiés : pour ce cas précis, à la fin d'une période de pompage, ils diminuent de 5 cm lorsque la porosité de drainage augmente de 5 % (Figure 57 a & c). L'effet sur la propagation du front chaud est plus marqué (Figure 57 b & d) puisque l'augmentation de n_d combinée à la diminution du gradient hydraulique (rabattements plus faibles) sont deux facteurs qui ont tendance à diminuer la vitesse d'écoulement.

4.3 Porosité effective

La porosité effective n_e est un paramètre qui influence uniquement le transfert de chaleur. Elle détermine notamment l'importance du flux convectif, la convection étant le principal mode de transfert de chaleur dans l'aquifère. En milieu sablo-graveleux, elle est souvent comprise entre quelques à une dizaine de pourcents ; différentes valeurs ont donc été testées dans cette gamme autour de la valeur de référence de 5 %.

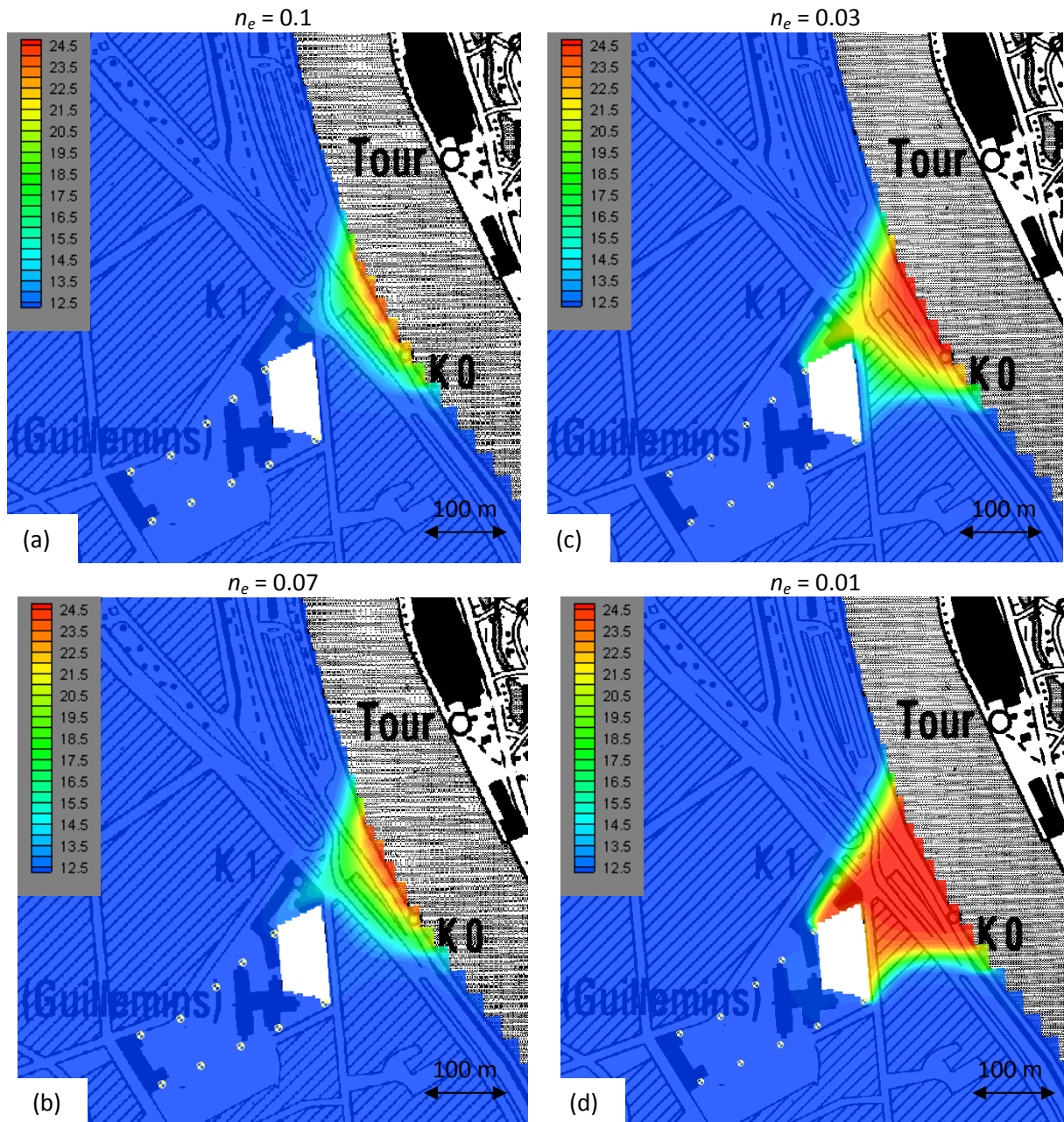


Figure 58 : Effet de la porosité effective n_e

- (a) $n_e = 0.1$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)
- (b) $n_e = 0.07$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)
- (c) $n_e = 0.03$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)
- (d) $n_e = 0.01$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)

Comme le montre la figure 58, le modèle de transfert de chaleur est assez sensible à la porosité effective. Si celle-ci s'avérait être plus faible que 5 %, le dimensionnement des installations de pompage devrait certainement être revu. Des essais d'injection de chaleur, idéalement in situ ou, au minimum, en laboratoire, sont donc à conseiller.

4.4 Dispersivité thermomécanique

La dispersivité thermomécanique α_h est la propriété influençant l'étalement du 'plume' d'eau chaude autour de la position convective moyenne. Initialement, la dispersivité longitudinale $\alpha_{h,L}$ a été supposée égale à 1 m, avec un rapport d'anisotropie $\alpha_{h,L}/\alpha_{h,T}$ de 5. Si l'on néglige la dispersion mécanique ($\alpha_{h,L}=10^{-8}$ m), le 'plume' chaud est plus franc, moins étendu et globalement à une température un peu plus élevée (Figure 59a). A l'inverse, si la dispersivité longitudinale est plus grande, le puits est touché plus rapidement par le front chaud, mais l'augmentation de température sera moins brute et davantage lissée au cours du temps (Figure 59b). Toutefois, la dispersion mécanique n'influençant ni le modèle d'écoulement ni la vitesse de convection, elle n'aura pas d'influence directe sur le risque de contamination thermique des puits. De plus, vu sa forte dépendance à l'échelle considérée, elle doit obligatoirement être calibrée sur base d'essais d'injection de chaleur in situ et de mesures de température dans différents puits ou piézomètres. Pour ces deux raisons, il paraît inutile au stade actuel de chercher à préciser la valeur de ce paramètre.

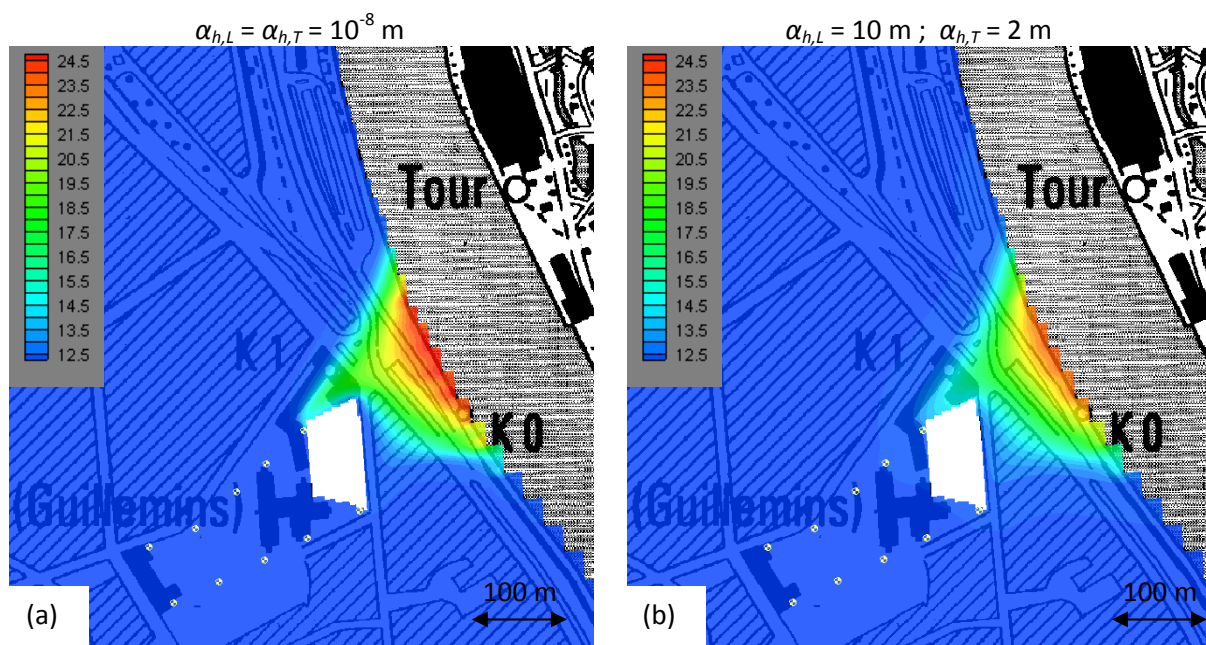


Figure 59: Effet de la dispersivité α_h

(a) $\alpha_{h,L} = \alpha_{h,T} = 10^{-8}$ m. Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois (MT3D)

(b) $\alpha_{h,L} = 10$ m ; $\alpha_{h,T} = 2$ m. Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois (MT3D)

4.5 Conductivité thermique du milieu poreux

La conductivité du milieu poreux λ_m intervient dans le même terme de l'équation différentielle de bilan de chaleur que la dispersivité thermomécanique. Les différences entre ces deux processus sont, d'une part, que la conductivité ne dépend pas de la vitesse d'écoulement, et d'autre part, que la conduction a lieu dans tout le volume du milieu poreux. Toutefois, dans la mesure où ce paramètre ne peut varier au maximum que d'un facteur 2 ou 3 (contrairement à la dispersivité, la conductivité dépend de la composition et du volume des différentes phases du milieu et non de l'agencement des grains du milieu poreux), son influence restera faible sur les résultats du modèle. Ceci est confirmé par les figures ci-dessous, obtenues pour deux valeurs extrêmes de la gamme des conductivités possibles dans ce type de milieu. Cela dit, cela ne signifie pas pour autant que l'on puisse négliger la conduction car, les vitesses d'écoulement les plus élevées étant de l'ordre de 10^{-7} m/s, le terme de conduction est toujours d'un ordre de grandeur égal ou supérieur au terme de dispersion thermomécanique.

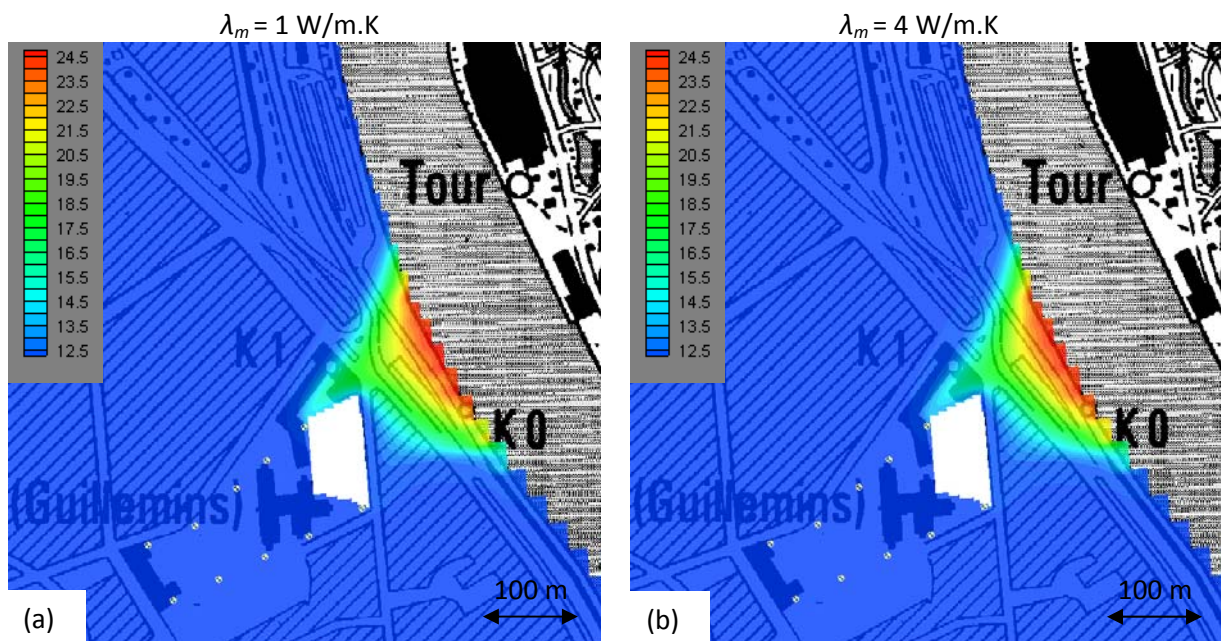


Figure 60: Effet de la conductivité thermique λ_m

(a) $\lambda_m = 1 \text{ W/m.K}$. Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois (MT3D)

(b) $\lambda_m = 4 \text{ W/m.K}$. Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois (MT3D)

4.6 Conductance des berges

Comme expliqué dans le modèle conceptuel, la condition limite de 3^{ème} type le long de la Meuse a été remplacée par une condition de hauteur imposée, négligeant ainsi la barrière hydraulique constituée par les berges. Néanmoins, il serait intéressant de déterminer quelle est la conductance limite des berges sous laquelle ces dernières auront réellement un effet de barrière hydraulique et quels seraient alors les impacts sur le modèle d'écoulement et de transfert de chaleur.

Tout d'abord, une conductance de 0.01 m/s fait correspondre la condition de 3^{ème} type à une simple condition de Dirichlet. Autrement dit, les berges ne constituent alors plus un frein à l'écoulement pour le débit qui est pompé. Par après, deux autres valeurs de conductance, respectivement inférieures d'un et deux ordres de grandeur à la conductance limite de 0.01 m/s, ont été testées.

Une première remarque est que la condition limite de 3^{ème} type, même pour la plus faible des conductances testées, ne remet pas en cause la calibration car elle n'a pas d'influence majeure sur l'écoulement naturel (différences maximales de 3 à 7 cm).

Ensuite, quand la conductance des berges diminue, les rabattements diminuent de même légèrement car, le niveau de la nappe n'étant pas lié à celui du fleuve, le niveau d'eau reste plus élevé à proximité de la Meuse (Figure 61 a & c). L'effet inverse est cependant observé à long terme (simulations en régime permanent) car l'aquifère finit par tendre vers l'équilibre avec le niveau du fleuve.

Concernant l'évolution de la température (Figure 61 b & d), une faible conductance des berges est bien évidemment un avantage et le flux d'eau chaude dans l'aquifère est alors diminué significativement.

Notons que, si l'état des berges peut être variable d'un endroit à l'autre de la Meuse, on peut, par contre, calibrer leur conductance à l'aide du modèle MODFLOW à condition de disposer de mesures de hauteur d'eau dans un ou plusieurs piézomètres proches du fleuve ainsi que du suivi du niveau de la Meuse.

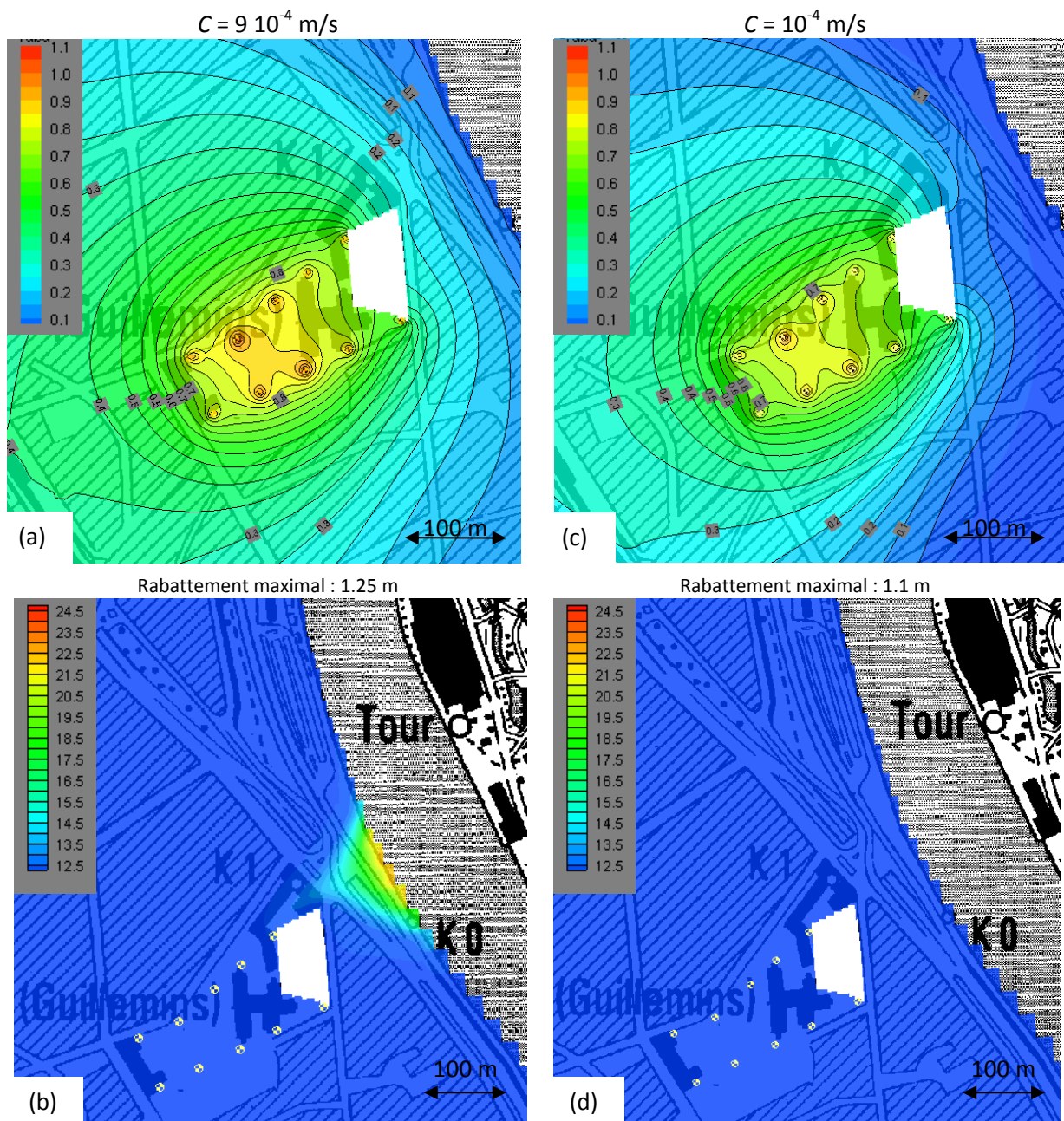


Figure 61 : Effet de la conductance des berges C

- (a) $C=9 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Rabattements (m) calculés après 1 mois (MODFLOW)
- (b) $C=9 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)
- (c) $C=10^{-4} \text{ m/s}$. Rabattements (m) calculés après 1 mois (MODFLOW)
- (d) $C=10^{-4} \text{ m/s}$. Températures (°C) calculées après 1 mois (MT3D)

4.7 Capacité calorifique de la matrice

L'effet de la capacité calorifique de la matrice a déjà été discuté brièvement. En complément, son influence est mise en évidence à la figure 62 sur la courbe de l'évolution de la température en un point précis, localisé au niveau du coin nord-est du bâtiment (puits d'injection du scénario 3).

Par analogie avec le transport de soluté, en considérant la capacité calorifique des roches, on introduit dans le modèle de transfert de chaleur un facteur de retard, puisque la matrice absorbe une partie de la chaleur de l'eau souterraine. Dans le premier cas, la capacité calorifique de la matrice n'est pas prise en compte et la température au point d'observation évolue rapidement pour se stabiliser après quelques mois. Dans le second cas, cette grandeur est prise en considération et la montée de température est alors très lente et progressive (dans la réalité, la température au point d'observation n'excédera jamais 12.2-12.3 °C étant donné que la Meuse n'est pas à 25°C pendant toute l'année). Les conclusions que l'on pourrait tirer de ce graphe en matière de débit maximum de pompage seraient bien différentes pour ces deux cas de figure. En effet, un pompage intermittent de 250 m³/h est tout-à-fait envisageable si l'on prend en compte l'effet de 'tampon calorifique' de la matrice. Toutefois, les modèles développés ne font pas intervenir la cinétique des processus physiques (l'équilibre thermique est supposé atteint à tout moment). Pour savoir de quelle courbe on s'approchera le plus en réalité, des essais supplémentaires sont nécessaires pour quantifier l'importance relative de la cinétique d'écoulement par rapport à celle du transfert de chaleur solide-liquide. A moindres frais, on recommandera simplement de se donner une marge de sécurité et de négliger l'absorption de chaleur par le solide, comme nous l'avons fait jusqu'à présent.

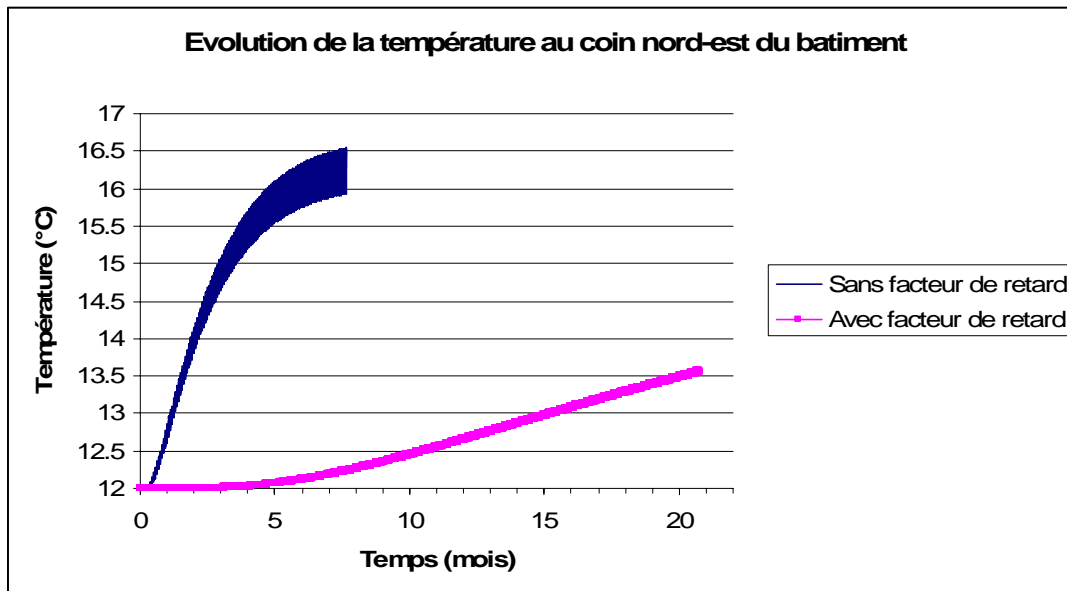


Figure 62: Effet de la capacité calorifique de la matrice. Evolution de la température de l'eau au coin nord-est du bâtiment (HGS)

4.8 Etude de l'inertie thermique de l'aquifère

Un dernier point intéressant à aborder est celui de l'inertie thermique de l'aquifère. La question qui se pose est : si l'on constate que l'eau pompée à l'un ou l'autre des puits proches de la Meuse atteint des températures de plus en plus élevées et que les pompages sont stoppés, combien de temps faudra-t-il pour retrouver le champ des températures initiales dans l'aquifère, sous l'hypothèse que les températures aux frontières restent inchangées ?

Dans ce cas de figure, un problème supplémentaire se pose, celui de l'équilibre thermique entre le solide et le fluide. En effet, dans le sens de la propagation du front thermique chaud, il est plus prudent de supposer que cet équilibre ne s'établit jamais. Mais, à l'inverse, lorsqu'il s'agit du refroidissement de l'aquifère, si la matrice solide a emmagasiné de la chaleur, le processus sera beaucoup plus lent, car cette chaleur sera relibérée progressivement au fur et à mesure de la baisse de température de l'eau porale.

Les deux cas extrêmes ont donc été traités pour le scénario 1 (pompage continu de 200 m³/h, variante 1 des pompages) car le front chaud progresse de manière importante dans l'aquifère et l'exemple est ainsi très visuel. Dans un premier temps, on a supposé que le solide n'absorbait pas de chaleur (cas A) et les trois premiers puits sont alors contaminés au bout d'un mois de pompage. Par après, on a pris en compte l'effet de la capacité calorifique de la matrice (cas B) et il faut 10 mois pour obtenir des températures similaires dans l'aquifère (cas hypothétique). Le pompage a respectivement été stoppé après une durée de 1 et 10 mois.

Dans le cas A (Figure 63), l'eau chaude est très vite évacuée de l'aquifère car, dans ce type de milieu très perméable, la remontée de la nappe est rapide et l'écoulement naturel dirigé vers la Meuse se remet vite en place. Puisque la chaleur est supposée stockée uniquement dans l'eau, il suffit que le gradient hydraulique s'inverse pour que la température commence à diminuer fortement. Deux semaines après le pompage, l'eau des trois puits les plus proches de la Meuse est de nouveau quasiment à 12°C et l'ampleur du plume chaud est largement diminuée. Deux mois après l'arrêt du pompage, toute trace de contamination thermique a disparu.

Par contre, en cas d'équilibre thermique entre l'eau et le solide (Figure 64), le processus est beaucoup plus lent et prend presque 10 fois plus de temps. Il faut finalement un an et demi pour retrouver la température initiale de l'aquifère.

Une fois encore, la réalité sera située entre ces deux extrêmes mais, plus la contamination thermique est étendue et repérée tardivement, plus il est probable que le transfert de chaleur du liquide au solide ait évolué de manière cinétiquement significative vers l'équilibre thermique. Ainsi, des piézomètres de surveillance situés entre la Meuse et les puits de pompage seraient très utiles pour repérer au plus tôt une éventuelle infiltration massive d'eau chaude.

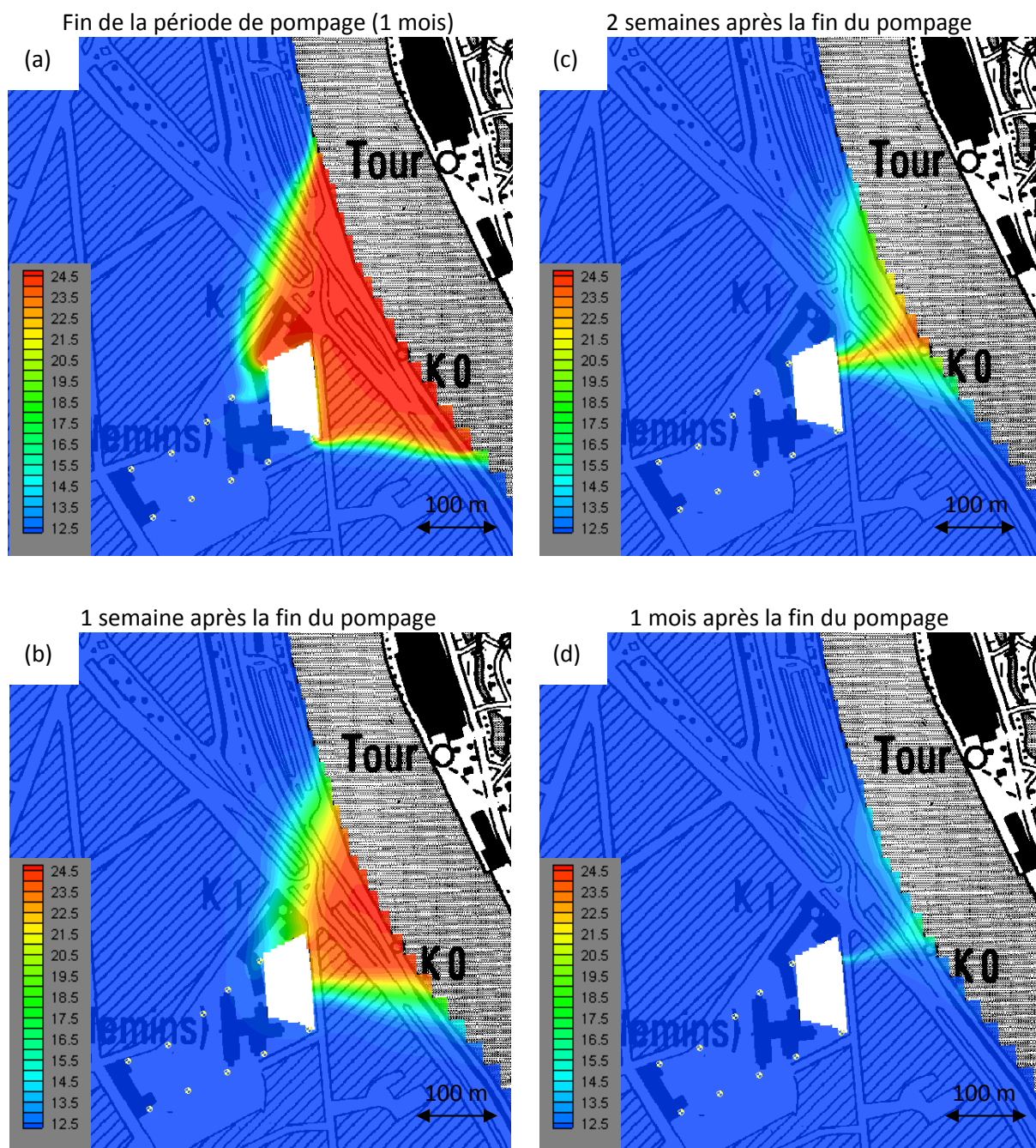


Figure 63 : Evolution de la température (°C) calculée de l'aquifère après l'arrêt des pompes (cas A)

(a) Après 1 mois de pompage (MT3D)

(b) 1 semaine après l'arrêt des pompes (MT3D)

(c) 2 semaines après l'arrêt des pompes (MT3D)

(d) 1 mois après l'arrêt des pompes (MT3D)

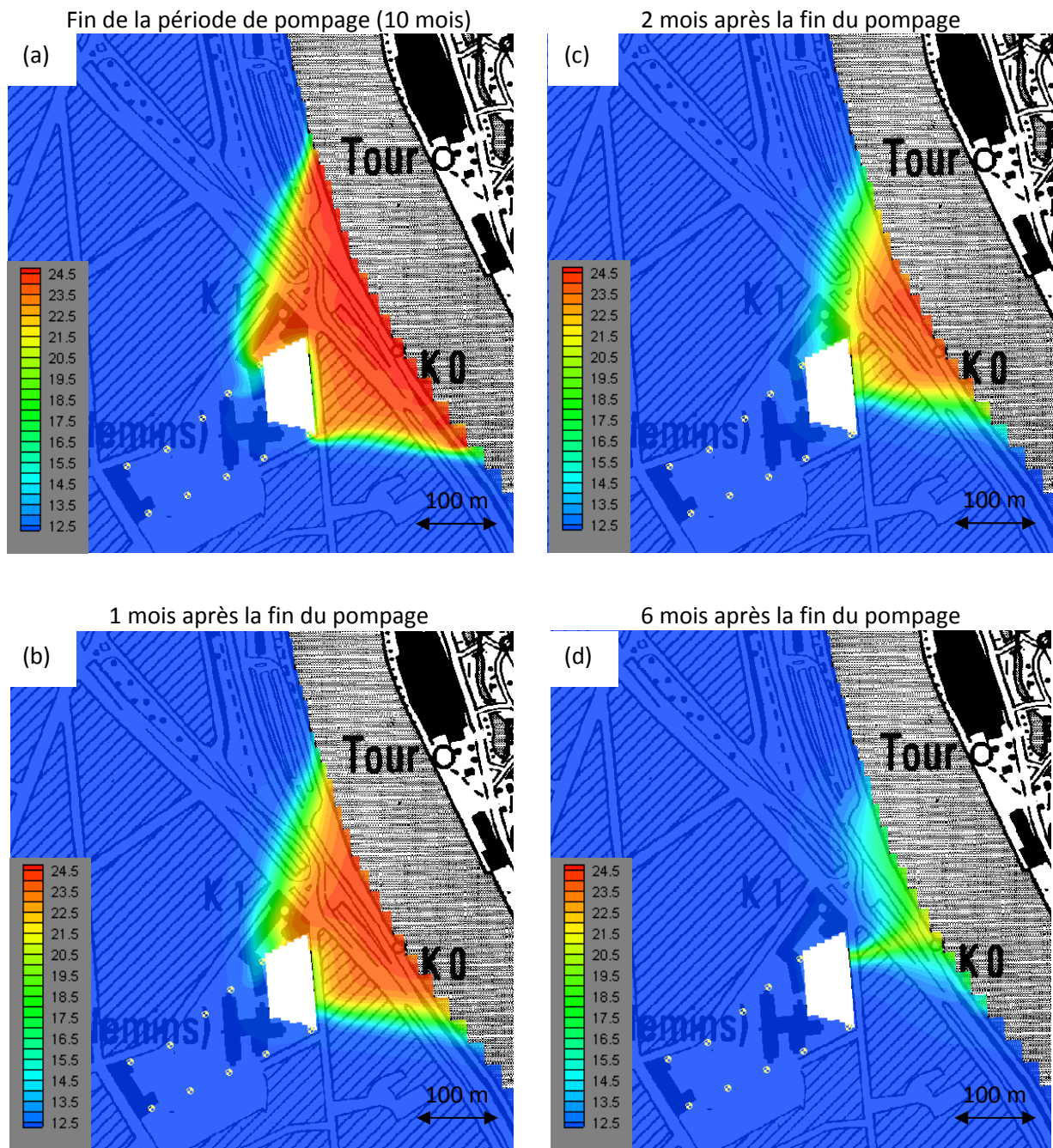


Figure 64 : Evolution de la température (°C) calculée de l'aquifère après l'arrêt des pompes (cas B)

(a) Après 10 mois de pompage (MT3D)

(b) 1 mois après l'arrêt des pompes (MT3D)

(c) 2 mois après l'arrêt des pompes (MT3D)

(d) 6 mois après l'arrêt des pompes (MT3D)

5 Recommandations et suggestions d'amélioration du modèle

5.1 Calibration du modèle d'écoulement

La calibration constitue, avec l'élaboration du modèle conceptuel, une des étapes les plus importantes dans la modélisation. Or, vu le peu de données disponibles au stade actuel, celle-ci est restée relativement basique. Comme il a été précisé à diverses reprises, l'acquisition de nouvelles données de terrain est donc primordiale pour permettre une calibration plus détaillée et valider ou corriger les conclusions énoncées. Quelques recommandations, détaillées ci-dessous, peuvent être faites pour les campagnes de mesures sur le terrain.

La conductivité hydraulique de la couche des sables et graviers est le paramètre le plus sensible du modèle. Pour la déterminer précisément, on effectuera des essais de pompage. Ceux-ci sont déjà planifiés par le bureau d'études et seront effectués dans 3 puits répartis le long de la frontière du terrain du SPF Finances (Figure 65). Un piézomètre de contrôle est également prévu au niveau du coin sud-est du bâtiment. Ces ouvrages seront construits de manière définitive et seront intégrés au futur système de conditionnement d'air. Le débit sera augmenté par paliers successifs jusqu'au débit critique (à déterminer in situ) avec suivi du rabattement en continu. Idéalement, ces essais doivent être réalisés séparément pour chacun des puits afin de caractériser l'hétérogénéité de l'aquifère. Lors de ces essais, les niveaux d'eau sont également à suivre dans les deux autres ouvrages ainsi que dans le piézomètre. Par la suite, il est en principe envisagé de réaliser un(des) essai(s) supplémentaire(s) en pompant simultanément dans 2 ou 3 des ouvrages afin de déterminer les interactions entre les différents puits, ce qui est fortement recommandé. On s'intéressera notamment à l'évolution du rabattement maximal sous l'effet des pompages simultanés et au débit critique du dispositif global par rapport à la somme des débits critiques individuels des puits. Pour compléter ces données, la mesure des hauteurs d'eau en régime naturel et en conditions de pompage dans les piézomètres recensés sur la carte géotechnique (Fagnoul & al., 1977) est un plus, si toutefois ceux-ci sont toujours accessibles.

A partir des différentes mesures de rabattement aux puits et au piézomètre en fonction du débit, on pourra calculer la conductivité hydraulique des sables et graviers. Tout d'abord, on analysera les données par des méthodes analytiques (approximation de Jacob en régime transitoire ou méthode de Van Thiem-Dupuit en régime stabilisé). Ensuite, la conductivité hydraulique moyenne calculée sera introduite dans le modèle et sera ajustée lors de la calibration pour reproduire au mieux à la fois les hauteurs d'eau naturelles et les rabattements dans les différents cas de pompage. Idéalement, les méthodes analytiques et la calibration devraient conduire à des conductivités relativement similaires. Il est important que la calibration ne porte pas uniquement sur des hauteurs d'eau mesurées en conditions naturelles, comme cela a été fait dans cette étude par manque de données, car les niveaux d'eau en conditions de pompage sont nettement plus sensibles aux conductivités hydrauliques. On notera que, si les conductivités étaient significativement modifiées, le flux de recharge en provenance du bassin versant (frontière ouest) devra être revu, car celui-ci a lui-même été calculé sur base d'une première simulation d'écoulement au départ de la distribution des conductivités hydrauliques obtenue par calibration (voir section 3.1.6.1)



Figure 65: Localisation des 3 puits et du piézomètre destinés aux essais de pompage

Par ailleurs, des différences significatives de rabattements ont été notées entre les modèles d'écoulement obtenus via MODFLOW et HGS. Une façon de 'départager' les modèles serait de comparer les conductivités hydrauliques obtenues par méthode analytique à celles issues de la calibration sur les deux modèles, et de voir quelles sont celles qui concordent le plus. De même, les conductivités hydrauliques ajustées lors de la calibration doivent permettre de reproduire aussi bien les hauteurs d'eau naturelles que celles correspondant aux différents débits de pompage en régime stabilisé. Dès lors, si l'un des modèles ne remplit pas cette condition, en particulier si la conductivité ajustée en conditions naturelles et pour de faibles débits ne convient pas pour reproduire les rabattements aux débits proches du débit critique, on pourra supposer que la représentation des puits dans le modèle n'est pas adéquate, à cette échelle, pour simuler n'importe quel débit. En particulier, on pourra confirmer ou corriger l'hypothèse de « l'effet de groupe » des puits dans MODFLOW, qui avait été avancée pour expliquer les différences de rabattements entre les modèles MODFLOW et HGS pour les débits élevés pompés dans des puits voisins.

De plus, les essais de pompage menés sur les 3 puits simultanément permettront également d'évaluer le nombre de puits nécessaires à l'installation. Et enfin, le suivi des rabattements au cours du temps durant les essais de pompage (régime non-stabilisé) permettra aussi de déterminer la porosité de drainage du milieu poreux, qui figure également parmi les paramètres les plus sensibles du modèle. La porosité de drainage a , en effet, un rôle direct sur l'importance des oscillations du niveau de la surface libre en cas de pompage intermittent, ces variations étant à considérer dans la conception des fondations du futur bâtiment ainsi que dans l'estimation des éventuelles conséquences qu'elles pourraient engendrer sur les bâtiments proches préexistants.

5.2 Calibration du modèle de transfert de chaleur

La calibration du modèle de transfert de chaleur est un encore plus délicate car elle fait appel à des mesures qui devraient être tirées d'essais moins courants que ceux utilisés pour le modèle d'écoulement. Néanmoins, dans le cas pratique traité dans ce travail, la chaleur est principalement véhiculée sous l'effet de l'écoulement d'eau souterraine, c'est pourquoi la calibration adéquate du modèle relatif à celui-ci constitue la première étape essentielle de la calibration du modèle de transfert de chaleur.

Parmi les paramètres strictement relatifs au transfert de chaleur, on a montré que la porosité effective n_e était le plus sensible d'entre eux. Sa détermination nécessiterait des essais in situ, équivalents aux essais de traçage en transport de soluté. Ce type d'essai pourrait consister à injecter de l'eau chaude dans le puits le plus en amont hydrogéologique et à mesurer l'augmentation de la température de l'eau pompée dans les deux puits en aval. Ces mesures permettraient de déduire également l'ordre de grandeur de la dispersion induite par les effets conjugués de la conductivité, la dispersivité mécanique et la diffusion moléculaire.

Idéalement, si l'absorption de chaleur joue un rôle tel que le facteur de retard serait significativement supérieur à 1, ce dernier devrait également être intégré dans l'interprétation des essais d'injection d'eau chaude. En effet, en transport de soluté, lorsque l'on souhaite déterminer précisément la porosité effective de transport, on utilise des traceurs parfaits qui n'ont pas tendance à s'adsorber à la surface de la matrice solide (solution d'ions chlorure par exemple) et ne sont donc pas sujets au facteur de retard dû aux interactions entre l'eau et la matrice. A contrario, en transfert de chaleur, le 'traceur' est toujours la chaleur et ses interactions avec la matrice seront fortement dépendantes de la cinétique d'écoulement. Pour évaluer le facteur de retard en transfert de chaleur, on pourrait imaginer un essai de laboratoire au cours duquel un échantillon représentatif des graviers de la Meuse serait soumis à un écoulement de vitesse similaire à l'écoulement réel en conditions de pompage (par exemple au sein d'un perméamètre). Tout d'abord, l'eau circulée serait à la température de 12°C pendant un temps suffisamment long pour atteindre l'équilibre thermique, et ensuite, on injecterait de l'eau à 25°C en surveillant l'évolution de la température des grains solides (thermographie infrarouge ou toute autre méthode) afin de déterminer la quantité de chaleur absorbée par ceux-ci. Ce type d'essai demanderait évidemment un matériel adapté et des études complémentaires pour évaluer si les résultats peuvent être appliqués tels quels à l'échelle du modèle réel.

Quant à la conductivité thermique du milieu poreux, il est possible de la déterminer par différentes méthodes, principalement des essais de laboratoire (voir chapitre 4). Toutefois, l'analyse de sensibilité a mis en évidence que son influence était limitée, car sa gamme probable de variation est relativement étroite. Par ailleurs, un essai d'injection d'eau chaude permettra également d'obtenir un facteur de dispersion, qui inclura notamment l'effet de la conduction. D'autres essais ne sont donc pas nécessaires pour le cas étudié.

Enfin, lors de la réalisation des puits pour l'essai de pompage, on recommandera de mesurer la température de l'eau afin d'ajuster les conditions initiales et conditions aux frontières du modèle. Si possible, un profil de température en fonction de la profondeur est également souhaitable pour s'assurer que celui-ci est bien constant, comme on l'a supposé. Des mouvements de convection

naturelle dans les puits pourraient toutefois rendre ces mesures délicates. De plus, durant les essais de pompage, il peut être utile de suivre la température de l'eau dans le piézomètre situé au coin du bâtiment, au cas où celle-ci augmenterait au cours des essais, ces derniers étant vraisemblablement prévus durant l'été (température de la Meuse élevée).

Tous ces essais in situ, aussi bien pour la calibration du modèle de transfert de chaleur que de celui relatif à l'écoulement, sont bien entendu à réaliser préférentiellement dans la zone de pompage, comme c'est actuellement prévu. Néanmoins, bien que cela soit peu réaliste pour des raisons de coût et surtout d'occupation du quartier, ces essais pourraient également être menés dans la zone située entre la Meuse et le bâtiment, car elle sera la première touchée par l'éventuel 'plume' d'eau chaude. Or, pas même un piézomètre n'y est accessible et on ne peut dès lors vérifier que les propriétés hydrodynamiques de cette zone sont comparables à celles mesurées en amont hydrogéologique.

5.3 Amélioration du modèle

Pour construire le modèle, un certain nombre d'hypothèses et de simplifications ont été faites. Certaines étaient justifiées par un manque de données, d'autres par le souci d'être sécuritaire ou encore simplement par le fait que la complexification était jugée inutile par rapport au problème posé. S'il est superflu de chercher à tout prix à parfaire le modèle, certaines améliorations, non discutées jusqu'ici, pourraient néanmoins y être apportées dans le futur.

Tout d'abord, le niveau du fleuve a été supposé à 59 m, ce qui correspond au niveau d'étiage (période où les températures sont les plus chaudes). Néanmoins, si celui-ci était plus élevé, les infiltrations en provenance de la Meuse ne seraient que plus importantes. Mais, si l'on se réfère aux niveaux de la Meuse mesurés en 2005-2006 à une dizaine de kilomètres en amont à Flémalle-Grande (Annexe 8), on constate que la hauteur d'eau est constante presque toute l'année (59.3-59.4 m, le niveau étant plus élevé vu que ces mesures ont été prises en amont) avec quelques pics jusqu'à 61 m, après lesquels le niveau d'eau diminue rapidement et atteint à nouveau le niveau initial en quelques semaines au maximum. Ces périodes de crues sont recensées en hiver et au printemps, c'est-à-dire à des périodes où la température de la Meuse est inférieure à 15 °C. De surcroît, si des précipitations très importantes survenaient pendant l'été et que le niveau de la Meuse augmentait significativement, sa température serait par contre en principe diminuée car la température des précipitations est nettement inférieure à 25°C. De plus, l'inertie de l'aquifère est beaucoup plus grande que celle de la Meuse. Par conséquent, les risques sont faibles qu'un événement pluvieux, important mais passager, ait des conséquences sérieuses sur le comportement de l'aquifère, d'autant plus que les barrages ont pour but de rapidement palier aux variations du niveau du fleuve. Cependant, supposant que les données dans la zone du bâtiment du SPF Finances soient disponibles, un modèle intégrant les variations de la hauteur d'eau et de la température de la Meuse permettrait des simulations plus précises et calculées sur le long terme (une ou plusieurs années).

Ensuite, le bed-rock et sa nappe aquifère n'ont pas été modélisés. Si l'on disposait de quelques informations sur les paramètres hydrodynamiques de cette couche (par exemple, des piézomètres crépinés dans le bed-rock avec suivi des rabattements durant les essais de pompage), celle-ci

pourrait être intégrée au modèle, sachant que, même si elles sont faibles, il y aura toujours des interactions entre la nappe alluviale et la nappe de fissure du bed-rock. Toutefois, étant donné que les pompages ne sont prévus que dans les alluvions, les mouvements d'eau iront préférentiellement de la nappe du bed-rock vers l'aquifère supérieur et il est sécuritaire de supposer que la limite bed-rock/alluvions est imperméable. Cependant, à force de simplifier par souci de sécurité, on prend le risque que le modèle devienne trop pessimiste et qu'il ne soit plus en phase avec la réalité.

Enfin, un point intéressant serait de déterminer l'influence saisonnière de la température de surface sur la température de l'eau souterraine. De précédentes études dans la plaine alluviale de la Meuse ont montré des variations saisonnières de moins de 1°C (Batlle-Aguilar, 2008). Néanmoins, ces variations ne sont peut être pas identiques sur toute la profondeur et, si c'est le cas, le positionnement de la pompe devra en tenir compte. En effet, une pompe placée en fond de puits limiterait les variations non-désirées de la température de l'eau pompée. En outre, tout comme les variations de la température de la Meuse, ces effets saisonniers pourraient être intégrés dans les conditions aux frontières du modèle de transfert de chaleur.

6 Conclusion

Des différents scénarii simulés, il apparaît qu'un pompage intermittent de 12h par jour pendant les heures de bureau (scénario 2) est le cas le plus facile à mettre en œuvre et le plus approprié en vertu de la proximité du site de pompage par rapport à la Meuse. Un débit de 200 m³/h est envisageable et pourra être pompé jusqu'à 7 jours par semaine. En effet, une première étude de dimensionnement du système de conditionnement d'air prévoit un minimum de 800 heures de pompage à ce débit de 200 m³/h pour la saison de refroidissement, l'horaire étant à adapter à l'utilisation du bâtiment et n'excluant pas le fonctionnement durant le week-end.

Concernant la position des pompages, la variante 1 est plus intéressante car les rabattements associés sont logiquement plus limités et car, dans cette configuration, les lignes d'iso-rabattements épousent la forme du terrain sur lequel sera implanté le futur bâtiment et ne s'étendent pas selon une direction perpendiculaire à l'axe du celui-ci, comme pour la variante 2. Ce critère est important car, si les nouvelles constructions seront conçues en prévision d'éventuels tassements, le quartier environnant est, par contre, déjà densément construit et peu de bâtiments possèdent des fondations profondes. Par ailleurs, le pompage intermittent a également un effet bénéfique sur la distribution des rabattements, qui restent nettement plus localisés à proximité immédiate des puits que dans le cas d'un pompage continu. De plus, les rabattements qui ont été calculés pour le scénario 2 correspondent aux conditions les plus défavorables compte tenu du choix des propriétés hydrodynamiques en régime transitoire. A fortiori, c'est aussi le cas pour les infiltrations d'eau chaude en provenance de la Meuse.

Quant au nombre de puits, les deux modèles conduisant à des rabattements sensiblement différents pour les hauts débits de pompage et, compte tenu de l'hétérogénéité locale plus ou moins forte de l'aquifère des sables et graviers de la Meuse, un chiffre précis n'a pas grande signification sans essais de pompage in situ, ce qui sera réalisé dans les prochains mois. Toutefois, si les

conductivités hydrauliques s'avèrent globalement correctes et également représentatives à l'échelle locale, on peut s'attendre à devoir réaliser entre 6 et 10 ouvrages, tenant compte de l'intervalle d'incertitude numérique défini par les deux modèles. Si les 10 puits ne sont pas nécessaires, nous conseillons de supprimer d'abord les deux ouvrages les plus proches de la Meuse et de les remplacer par deux piézomètres de monitoring de la température.

Par ailleurs, le modèle simule le « *worst case scenario* » et ne prend notamment pas en compte l'effet des berges et l'absorption de chaleur par la matrice solide. Néanmoins, l'effet de la température sur les paramètres de l'aquifère a par contre été négligé. Or, du fait de la diminution de la viscosité avec la température, l'augmentation de la conductivité hydraulique dans la zone touchée par le front chaud peut être significative et faciliter d'autant plus les venues d'eau de la Meuse. C'est pour cette raison qu'il est préférable d'éviter toute contamination thermique de l'aquifère, même limitée, et qu'un débit de 200 m³/h est donc plus prudent qu'un débit de 250 m³/h, pour lequel les deux codes de calcul conduisent à des interprétations différentes. Ainsi, les effets des berges et du facteur de retard doivent plutôt être vus comme une sécurité supplémentaire par rapport à l'hypothèse de la constance des propriétés de l'aquifère avec la température et aux incertitudes liées au modèle et à ses paramètres. Toutefois, le dimensionnement ayant été réalisé pour une température de pompage de 13°C, on peut éventuellement se permettre une légère contamination thermique d'un des ouvrages, à condition que l'eau soit efficacement mélangée à celle des autres puits.

Cela dit, moyennant un ou plusieurs puits de réinjection, le débit de 200 m³/h pourrait alors être pompé en continu, mais uniquement si la perméabilité des berges est caractérisée de manière appropriée. Par contre, en combinant le pompage intermittent avec un puits de réinjection, on peut augmenter le débit de pompage durant la journée et ainsi, soit limiter la consommation des pompes à chaleur en diminuant quelque peu l'augmentation de température de l'eau souterraine rejetée, soit minimiser l'utilisation du dispositif de conditionnement d'air d'appoint prévu pour les journées les plus chaudes de l'été. Toutefois, le bilan global des scénarii de réinjection reste mitigé car ils demandent un pompage plus important (consommation d'énergie et augmentation des rabattements) et nécessitent également de l'énergie pour réinjecter l'eau sous pression. De plus, la réinjection ne compense pas les rabattements élevés dans la zone de pompage.

Enfin, tous les résultats présentés sont sensiblement dépendants de la caractérisation thermo-hydrodynamique de l'aquifère. En particulier, la conductivité hydraulique de la couche sablo-graveleuse est le paramètre le plus décisif du modèle car il influence dans une large mesure, d'une part le débit qui pourra être pompé, d'autre part les rabattements associés et enfin le transfert de chaleur, qui est principalement d'ordre convectif. En second lieu, la porosité de drainage n_d est l'autre paramètre d'écoulement important en cas de pompage intermittent. Les essais de pompage qui seront réalisés dans un futur proche préciseront ces 2 paramètres et conduiront à la validation ou la correction des actuelles conclusions. Parmi les paramètres strictement relatifs au transfert de chaleur, le plus sensible est la porosité effective n_e , à préciser si possible par des essais d'injection de chaleur in situ, bien que ce type d'essai de terrain soit encore au stade de la recherche.

VI. Cas d'étude synthétique: influence de la température sur les modèles d'écoulement et de transfert de chaleur

1 Introduction

Dans le chapitre précédent, consacré au cas du futur bâtiment du SPF Finances, on a fait l'hypothèse que l'ensemble des paramètres hydrodynamiques et thermiques du modèle étaient constants avec la température. Ce choix était motivé par les faibles variations de température de l'aquifère par rapport aux gammes de variation des différents paramètres. Néanmoins, aucune vérification supplémentaire n'a été réalisée, notamment à cause du fait que les deux codes de calcul utilisés (MODFLOW/MT3D et HGS) n'étaient pas aptes à considérer le couplage avec la température. Le présent chapitre aura ainsi pour but de valider cette hypothèse et/ou d'y apporter quelques nuances.

A cette fin, trois codes seront utilisés et comparés :

- l'interface GMS, utilisant les codes MODFLOW pour l'écoulement et MT3D pour le transfert de chaleur ;
- le code HydroGeoSphere (HGS) ;
- le logiciel Processing SHEMAT (PS), à priori le plus adapté au couplage entre écoulement et transfert de chaleur.

Un cas synthétique simple sera envisagé pour les différentes simulations car le troisième logiciel (PS) est mal adapté à traiter des géométries complexes. De même, le couplage avec la température n'étant pas, ou pas complètement, pris en compte dans les deux premiers codes utilisés, c'est de manière tout d'abord assez grossière que sera prise en compte l'influence de cette variable. De ce fait, les résultats présentés seront d'ordre semi-quantitatif à quantitatif.

2 Description du cas d'étude

2.1 But recherché

Le cas d'étude choisi sera conceptuellement assez similaire au cas pratique étudié mais ce dernier sera relativement simplifié, notamment au niveau de sa géométrie. Le but de cette simplification est, d'une part, de permettre les comparaisons sans pour autant consacrer un temps important à établir les modèles et réaliser les simulations et, d'autre part, d'utiliser un maillage parfaitement reproductible dans les trois modèles (taille de maille, épaisseur des couches,

topographie, limites de domaine...) afin que les résultats soient indépendants des caractéristiques de celui-ci. Nous pourrions ainsi comparer de manière objective et rigoureuse la résolution de l'équation de transfert de chaleur.

2.2 Modèle conceptuel

Les hypothèses prises pour la modélisation seront décrites de manière très succincte car l'on renverra le lecteur au chapitre 5. Le modèle conceptuel est également schématisé à la figure 66. Les changements/simplifications apportés au modèle précité sont les suivantes :

- **Topographie**

La topographie du site est supposée plane et à une altitude de 65 m. Cette approximation est acceptable vu le contexte de plaine alluviale (relief peu accidenté).

- **Limites et géométrie du modèle**

On considérera un domaine rectangulaire de dimensions approximativement égales à celles du modèle initial: 1500 m dans la direction du fleuve et 750 m perpendiculairement à ce dernier. Dans ce domaine, on simulera la présence des sous-sols d'un bâtiment à proximité du fleuve.

- **Dimensionnalité et hétérogénéité/anisotropie**

Deux couches seront à nouveau prises en compte mais leur surface de contact sera cette fois supposée parfaitement horizontale:

- les limons/remblais, d'une épaisseur de 5 m.
- les graviers/sables, d'une épaisseur de 10 m.

Par ailleurs, ces couches seront supposées homogènes et isotropes. Elles auront les propriétés hydrodynamiques (K , n_e) suivantes :

Couche	K (m/s)	k (m ²)	n_e (-)
Limons fluviatiles	$1 \cdot 10^{-6}$	$1.24 \cdot 10^{-13}$	0.05
Sables et graviers alluviaux	$5 \cdot 10^{-3}$	$6.21 \cdot 10^{-10}$	0.05

Tableau 8: Conductivités hydrauliques, perméabilités intrinsèques et porosités effectives des 2 couches du modèle

Toutefois, si l'on souhaite prendre en compte l'effet de la température sur la conductivité hydraulique K , via la viscosité et la masse volumique de l'eau, il est alors nécessaire de considérer la perméabilité intrinsèque k . C'est ce qui est fait dans le code PS. Cette dernière propriété est exclusivement caractéristique du milieu poreux, et donc indépendante du fluide qui y circule. Pour le calcul de la perméabilité intrinsèque (Tableau 8), on a considéré que les valeurs de conductivité hydraulique mentionnées correspondaient à un milieu saturé d'eau à 12°C.

Tous les autres paramètres, en particulier les paramètres thermiques, sont identiques à ceux du modèle complexe, à l'exception de la dispersion thermomécanique, qui n'est pas prise en compte. Les raisons de ce choix sont d'une part qu'il ne s'agit pas d'une propriété que l'on souhaite tester

(elle ne dépend pas de la température) et d'autre part que l'absence de dispersion rendra les comparaisons plus évidentes.

- **Conditions aux frontières**

Celles-ci sont du même type que dans le modèle complexe, aussi bien pour l'écoulement que le transfert de chaleur. La seule simplification est que le flux de recharge (couche des sables et graviers) en provenance du bassin versant à l'ouest est supposé uniformément réparti le long de cette frontière, pour un même flux global de 52 l/s. Au niveau de la frontière avec le fleuve, on imposera la hauteur d'eau à 60 m (condition de Dirichlet).

- **Sollicitations extérieures**

Pour l'installation de refroidissement, nous envisagerons la présence de 4 puits ; les plus proches du fleuve seront situés à une distance de 200 m de ce dernier. Leur disposition est schématisée à la figure 66.

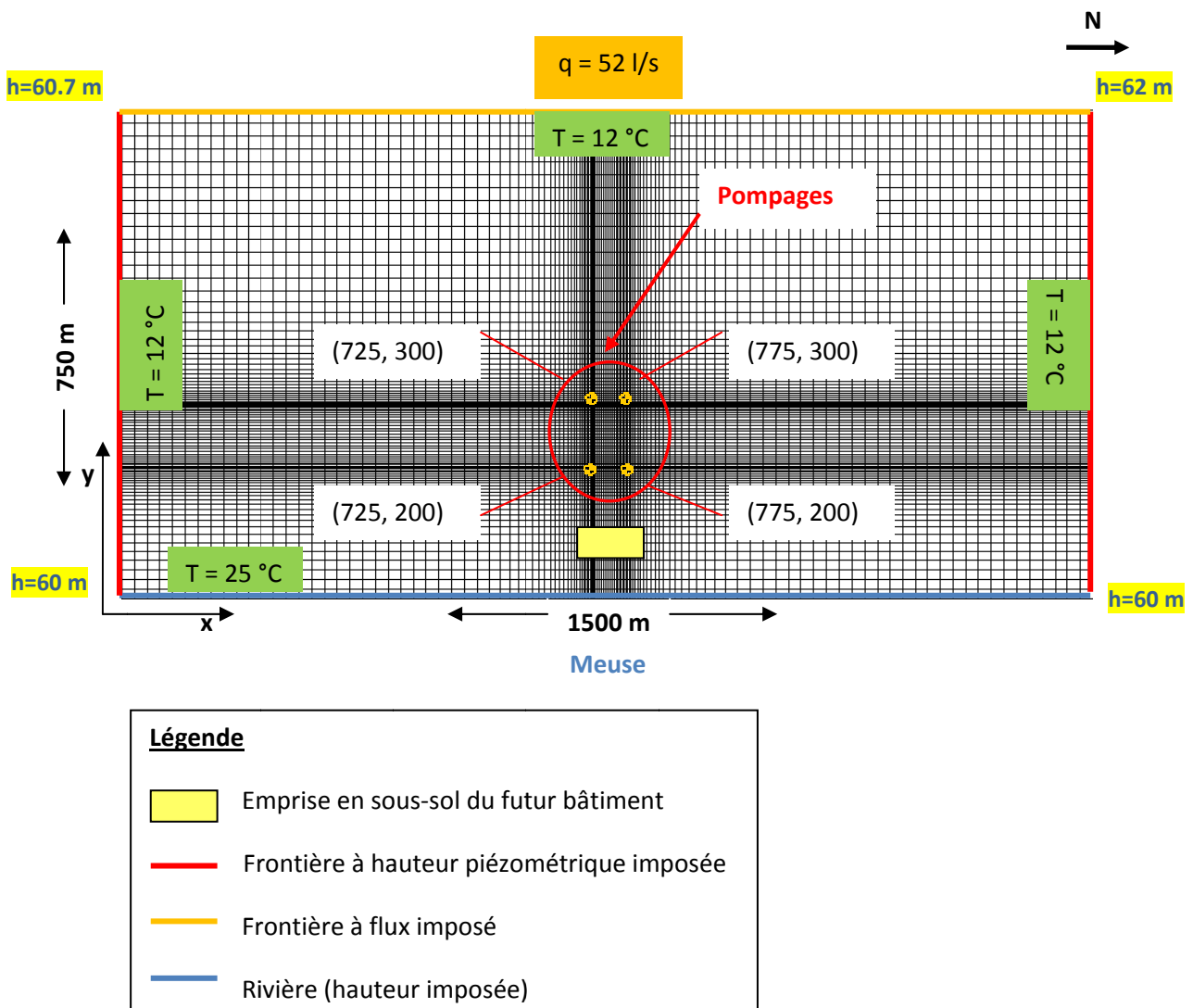


Figure 66: Maillage et modèle conceptuel de la couche des sables-graviers

3 Modèles numériques

3.1 Principales caractéristiques des codes

Les codes MODFLOW/MT3D (différences finies) et HGS (éléments finis) ont déjà été brièvement décrits au chapitre 5. Quant à *Processing SHEMAT* (PS), il s'agit d'un code en différences finies (*cell-centered method*). Il devrait donc à priori donner des résultats proches de ceux de MODFLOW/MT3D. Récemment développé, ce logiciel présente encore un nombre important de limitations, comme la difficulté de représenter des géométries complexes, l'obligation de modéliser uniquement des couches horizontales, à moins de travailler en 2 dimensions, ou encore le fait qu'il soit exclusivement adapté à l'écoulement en milieu entièrement saturé (aquifère captif et non à surface libre). Cette dernière restriction est particulièrement limitante pour notre cas d'étude puisque les cellules de la couche des graviers se désaturent partiellement sous l'effet des pompages, sans compter que la couche supérieure est dès le départ partiellement saturée. Pour l'écoulement, les dérivées spatiales sont résolues comme dans MODFLOW et l'évolution temporelle est calculée de manière implicite. Pour le transfert de chaleur, seules des méthodes eulériennes sont proposées et l'on utilisera le décentrage amont des vitesses pour résoudre le terme convectif.

Le principal avantage de PS dans le cadre du transfert de chaleur est de prendre en compte le couplage entre écoulement et transfert de chaleur, via la dépendance des paramètres avec la température (non-linéarité de l'équation d'écoulement). Ainsi, les différentes zones sont notamment caractérisées par leur perméabilité intrinsèque k et non leur conductivité hydraulique K , de manière à prendre en compte dans l'équation d'écoulement les valeurs de masse volumique et de viscosité du fluide à la température calculée par le code de transfert de chaleur. Dans les équations de transfert de chaleur, l'influence de la température est également considérée pour le calcul de la capacité calorifique et de la conductivité thermique du fluide et de la matrice solide.

3.2 Discrétisation

Pour faciliter les comparaisons et pour une parfaite reproductibilité, le même maillage a été reconstruit dans les trois modèles. Il s'agit d'un modèle bicouche construit sur une grille de 11 102 cellules (91 lignes sur 122 colonnes) ; le maillage est raffiné autour de chaque puits, où la dimension minimale des cellules est de 2 m (Figure 66).

4 Simulations et analyse des résultats

Dans un premier temps, les résultats de MODFLOW/MT3D et HGS seront comparés, tout d'abord sans prendre en compte la non-linéarité des équations d'écoulement et de transfert de chaleur et, ensuite, pour différents cas simples et synthétiques qui tenteront de considérer l'influence de la température sur les paramètres. Ces cas simples auront pour but de déterminer si des études plus poussées sur l'effet de la température sont à envisager dans de futurs travaux de recherche dans ce domaine.

Dans un second temps, PS sera utilisé pour modéliser le couplage complet entre la température et les paramètres hydrodynamiques et thermiques. Ces simulations seront présentées séparément à cause de l'hypothèse de l'aquifère confiné qui est prise en utilisant ce logiciel, ce qui impose à priori une plus grande réserve vis-à-vis des résultats.

Enfin, toujours avec PS, le scénario 6, proposé au chapitre précédent (sondes géothermiques), sera brièvement abordé en version simplifiée.

Pour l'ensemble de ces simulations, l'absorption de chaleur par la matrice solide pour atteindre l'équilibre thermique est négligée, pour les mêmes raisons qu'expliquées dans le chapitre précédent.

Remarque : Dans ces modèles, les hauteurs d'eau et altitudes sont ramenées à un niveau de référence défini à la base de la couche des graviers sableux. Ce changement de référentiel est imposé par le logiciel PS, où le niveau 0 est automatiquement attribué à la base des couches.

4.1 Modèles GMS et HGS

4.1.1 Ecoulement naturel

Les hauteurs d'eau en régime naturel (Figure 67) sont presque strictement identiques dans les deux modèles et une seule des simulations est donc présentée. Par rapport aux modèles complexes, où les différences étaient un peu plus importantes, les faibles écarts entre les deux codes sont de toute évidence le résultat de la géométrie très simplifiée du modèle présent : maillage rectangulaire (pas de cellules désactivées aux frontières), topographie et limites de couches planes et nombre de cellules strictement identique (précédemment, ce sont les nœuds qui avaient été conservés afin de transférer les cotes topographiques d'un modèle à l'autre, le nombre de cellules étant quelque peu réduit dans le maillage en éléments finis). Ces hauteurs d'eau seront utilisées comme conditions initiales du modèle en pompage.

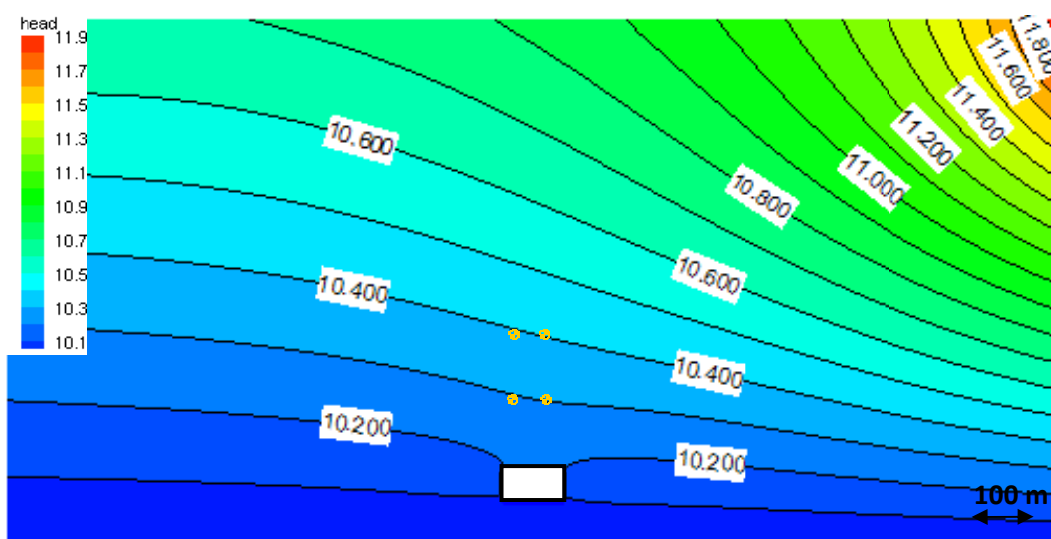


Figure 67: Hauteurs d'eau (m) calculées en régime naturel

Une autre petite différence par rapport au modèle complexe est le gradient hydraulique globalement réduit puisque la hauteur de la rivière est plus élevée d'un mètre. Ceci est imposé par la géométrie du modèle simplifié (hauteur d'eau à la frontière qui doit être supérieure au niveau de la base de la couche des remblais et limons) et assurera une contamination thermique importante (utile pour étudier l'influence de la température) du fait que la rivière alimentera davantage les pompages.

4.1.2 Cas 1: Ecoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Paramètres constants avec la température

Au débit de 200 m³/h (uniformément réparti sur les quatre puits), les rabattements maxima sont de l'ordre de 50 cm, tandis que les infiltrations d'eau chaude de la rivière restent limitées au bout d'un mois de pompage (Figure 68). De toute évidence, ceci est dû à l'épaisseur constante de la couche perméable des sables et graviers, tandis que celle-ci a plutôt tendance à diminuer dans les zones les plus proches de la rivière pour le cas réel. Un débit plus important sera donc utilisé pour les comparaisons entre les différents codes afin de bien cerner l'influence de la température.

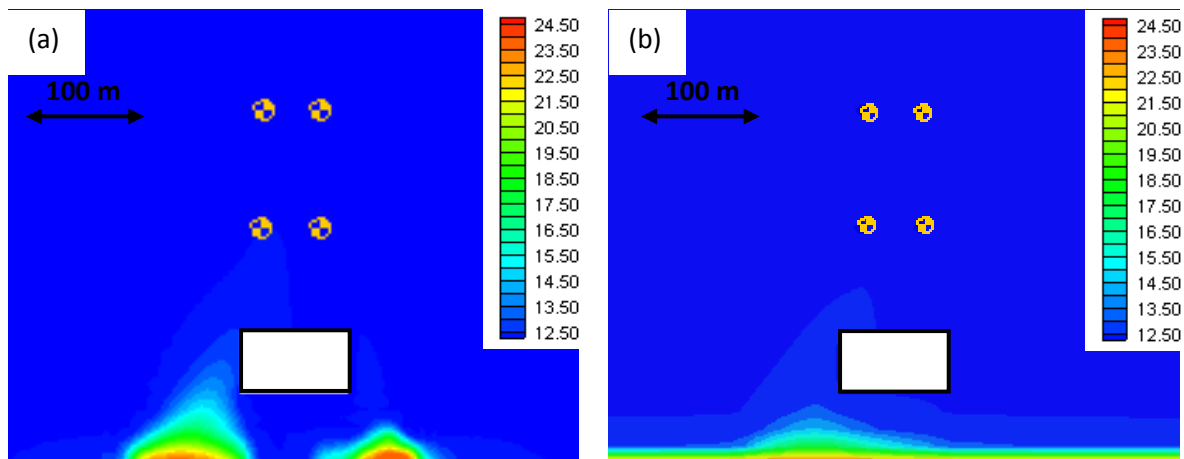


Figure 68: (a) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, cas 1 (MT3D)

(b) Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 1 mois de pompage, cas 1 (HGS)

Un débit de 300 m³/h est finalement choisi. Les rabattements maxima sont de 80 cm et, de manière générale, les écarts entre les distributions des hauteurs d'eau et des rabattements des deux modèles sont inférieurs à 5 cm. C'est pourquoi, à nouveau une seule simulation d'écoulement est présentée (Figures 69 & 70).

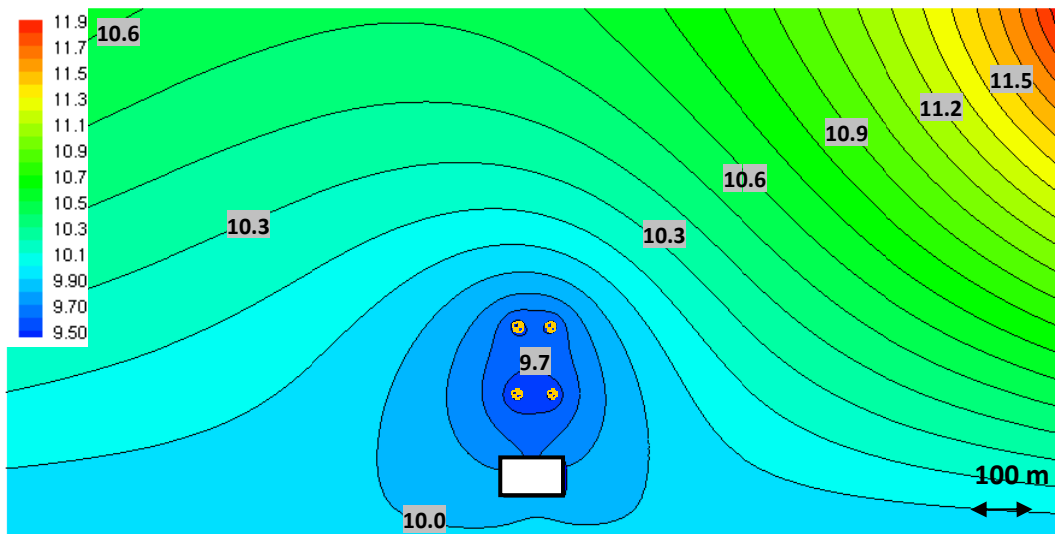
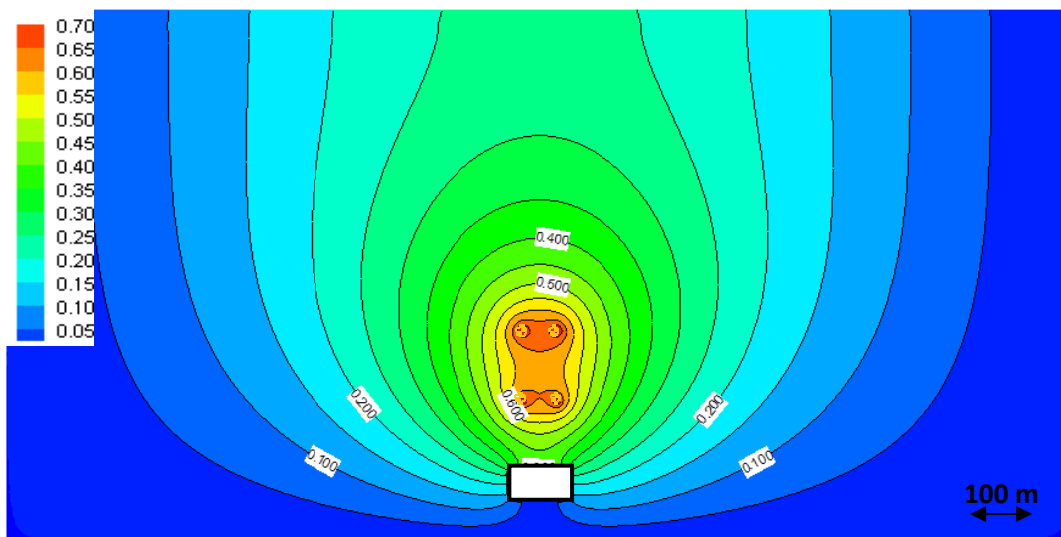


Figure 69 : Hauteurs d'eau (m) calculées en conditions de pompage, cas 1



Rabattement maximal : 80 cm
Figure 70: Rabattements (m) calculés, cas 1

Malgré des hauteurs d'eau similaires, des différences significatives apparaissent dans le modèle de transfert de chaleur à cause des méthodes distinctes de résolution du terme de convection. La propagation du front chaud est ainsi plus lente dans le modèle HGS, tout comme c'était le cas dans le modèle complexe (Figure 71).

Ce modèle en pompage servira de cas de référence lorsqu'il s'agira de tester l'influence de la température sur les paramètres.

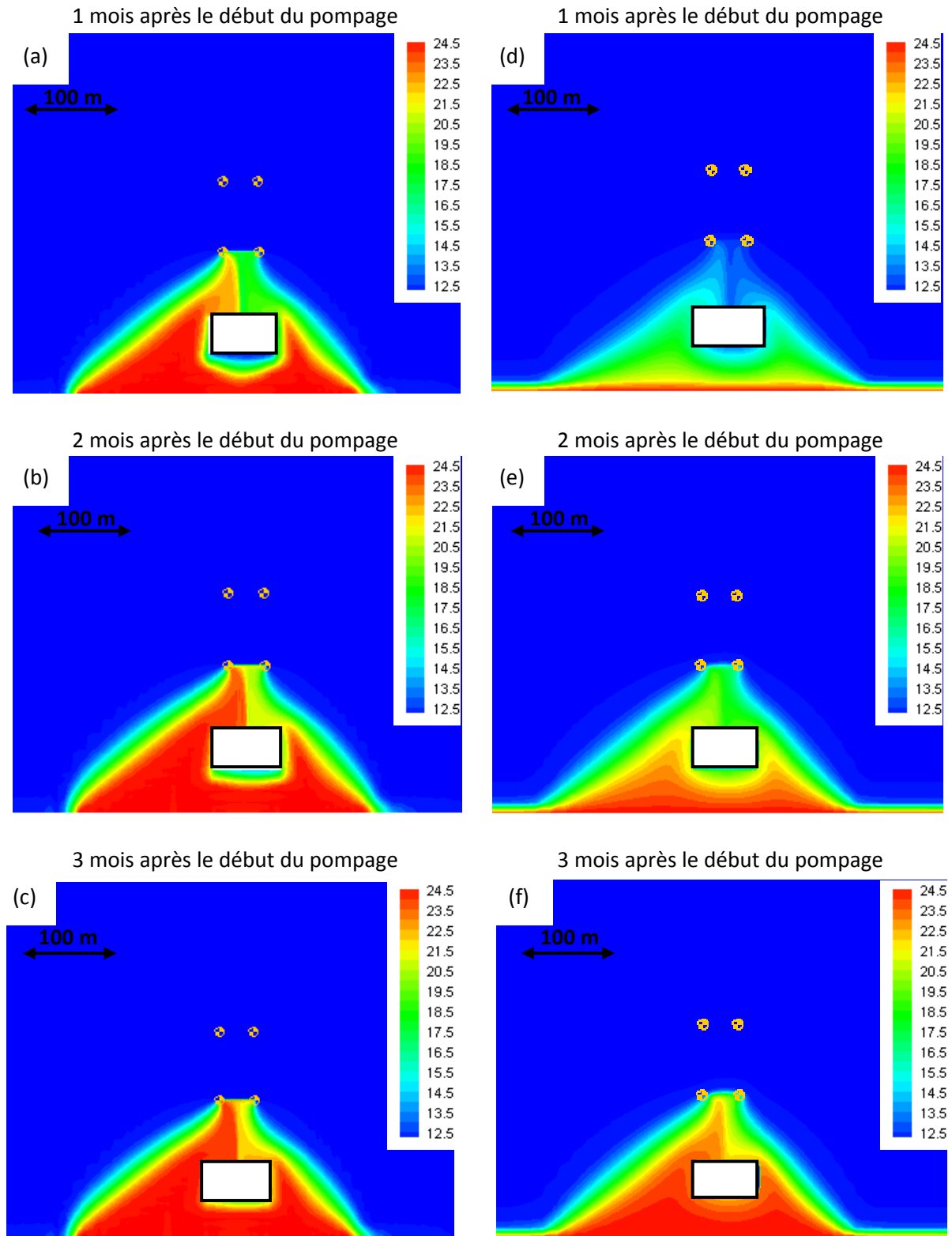


Figure 71 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère, cas 1

(a) Après 1 mois de pompage (MT3D)
 (b) Après 2 mois de pompage (MT3D)
 (c) Après 3 mois de pompage (MT3D)

(d) Après 1 mois de pompage (HGS)
 (e) Après 2 mois de pompage (HGS)
 (f) Après 3 mois de pompage (HGS)

**4.1.3 Cas 2 : Ecoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage
Paramètres calculés à la température de 25°C**

Nous avons choisi de traiter l'autre cas extrême, c'est-à-dire celui où tous les paramètres sont supposés constants mais calculés à la température de 25°C, qui est la température maximale atteinte dans le milieu. Dans les deux tableaux ci-dessous sont ainsi repris les différents paramètres utiles de l'eau, de la matrice et du milieu poreux aux températures de 12 et 25°C.

	ρ_w [kg/m ³]	μ_w [Pa.s]	λ_w [W/m.K]	c_w [kJ/kg.K]
12 °C	1000	$1.22 \cdot 10^{-3}$	0.59	4.189
25 °C	997	$0.88 \cdot 10^{-3}$	0.61	4.180

Tableau 9: Caractéristiques physiques et thermiques de l'eau à 12 et 25°C (voir tableau 2)

	k [m ² /s]	K (12°C) [m/s]	K (25°C) [m/s]	λ_s (0°C) [W/m.K]	λ_s (12°C) [W/m.K]	λ_s (25°C) [W/m.K]	c_s (12°C) [J/kg.K]	c_s (25°C) [J/kg.K]
Limons-remblais	$1.24 \cdot 10^{-13}$	10^{-6}	$1.4 \cdot 10^{-6}$	1.95	1.94	1.91	790	810
Sables-graviers	$6.21 \cdot 10^{-10}$	0.005	0.007	1.95	1.94	1.91	790	810

Tableau 10: Conductivité hydraulique du milieu poreux et paramètres thermiques de la matrice à 12 et 25°C

La conductivité thermique de la matrice à 25°C a été calculée via l'équation 59 et on obtient finalement pour le milieu poreux $\lambda_m(25^\circ\text{C})=1.585$ W/m.K. Quant à la capacité calorifique de la matrice, elle est généralement calculée à différentes températures à partir d'un polynôme à trois termes (voir section 2.4 du chapitre 4), dont les coefficients ne peuvent par conséquent être évalués à partir d'une seule valeur connue de capacité calorifique. Sachant que ses variations sont faibles (4-5 % entre 0 et 25°C) et que ce paramètre n'est de toute façon pas considéré dans les simulations, on a supposé une augmentation moyenne de 2.5 % entre 12 et 25 °C. De plus, l'influence de la température sur la masse volumique du solide est négligée, sachant qu'elle est encore bien moindre que celle sur la masse volumique des phases fluides. Le seul paramètre qui varie de manière significative avec la température est donc la viscosité dynamique de l'eau, qui influence directement la valeur de la conductivité hydraulique K . Cette dernière est ainsi multipliée d'un facteur 1.4 entre 12 et 25 °C, ce qui pourra avoir des répercussions importantes sur les simulations étant donné qu'il s'agit du paramètre auquel le modèle est le plus sensible.

Du fait de cette augmentation de perméabilité à 25°C, les rabattements (Figure 73) sont en moyenne diminués de 10 à 15 cm (comparaison avec la figure 70) dans la zone des pompages (rabattement maximal de 60 cm), entraînant des infiltrations réduites d'eau en provenance de la rivière. La contamination thermique de l'aquifère est donc réduite (Figure 74) alors que l'augmentation de conductivité hydraulique aurait laissé penser à une amplification. On se rend ainsi compte qu'il est réducteur de vouloir traiter de l'influence de la température uniquement en simulant les deux cas extrêmes en termes de valeurs des paramètres. En effet, le risque réel en cas d'infiltration d'eau chaude est que la perméabilité soit accrue dans la zone à proximité de la Meuse, ce qui augmenterait alors probablement l'importance de la contamination thermique.

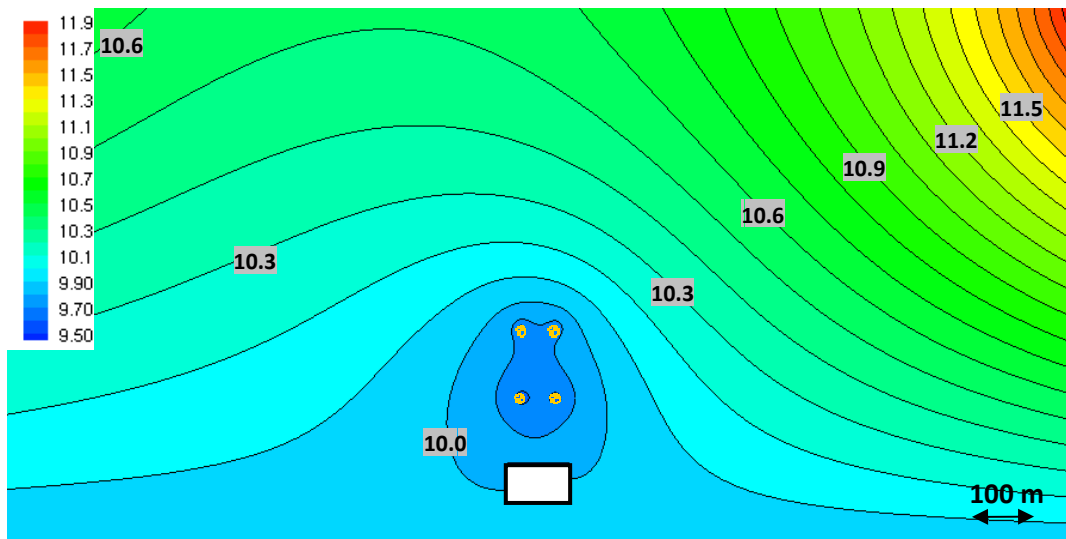
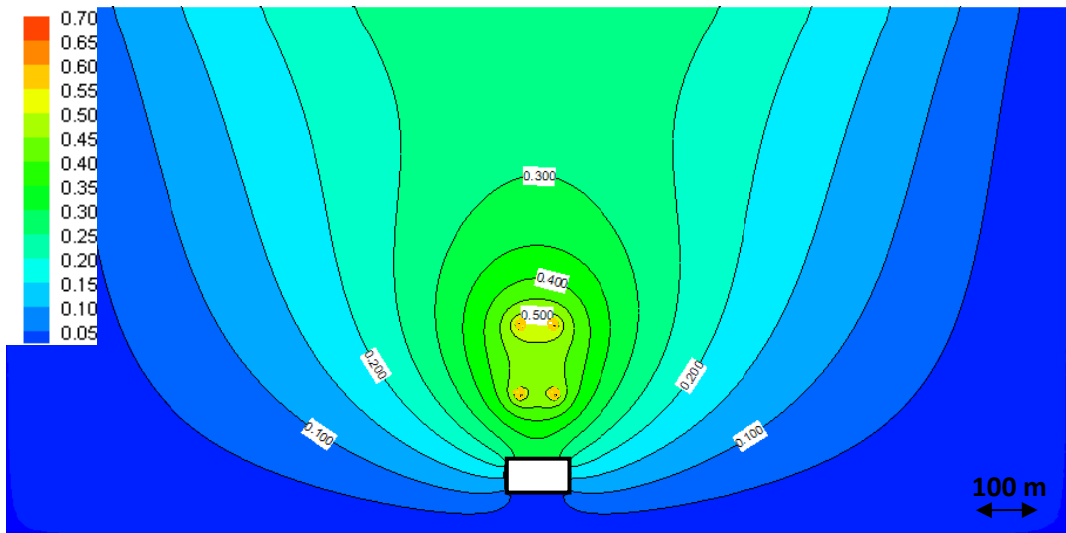
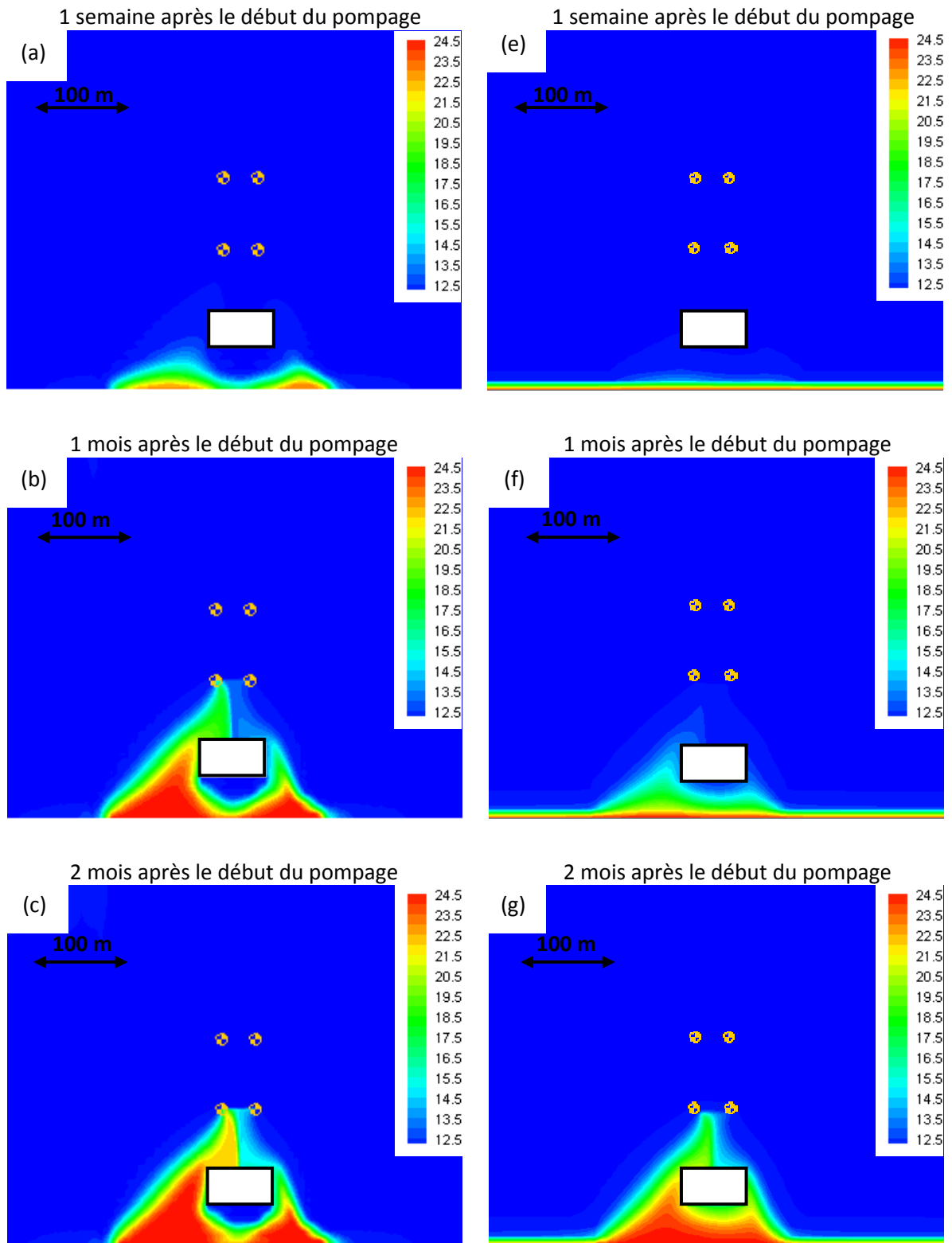


Figure 72: Hauteurs d'eau (m) calculées en conditions de pompage, cas 2 (paramètres constants correspondant à une situation à 25°C)



Rabattement maximal : 60 cm

Figure 73: Rabattements (m) calculés, cas 2 (paramètres constants correspondant à une situation à 25°C)



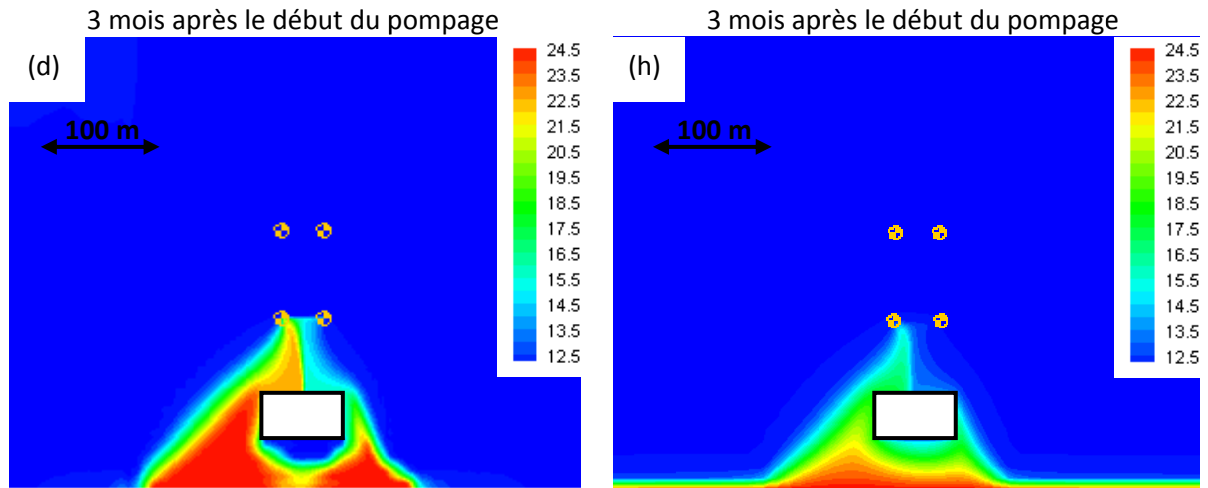


Figure 74 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère, cas 2

- | | |
|---------------------------------------|--------------------------------------|
| (a) Après 1 semaine de pompage (MT3D) | (e) Après 1 semaine de pompage (HGS) |
| (b) Après 1 mois de pompage (MT3D) | (f) Après 1 mois de pompage (HGS) |
| (c) Après 2 mois de pompage (MT3D) | (g) Après 2 mois de pompage (HGS) |
| (d) Après 3 mois de pompage (MT3D) | (h) Après 3 mois de pompage (HGS) |

4.1.4 Cas 3 : Ecoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Zone limitée dont les paramètres sont pris à 25°C

D'après les premières conclusions tirées du cas 2, pour estimer l'influence réelle de la température, on envisagera un cas où les paramètres calculés à 25°C sont attribués à une seule petite zone accolée au fleuve, tandis que les paramètres initiaux, valable à 12°C, restent affectés au reste du domaine (Figure 75). Ainsi, les limites de cette zone ont été définies pour englober la zone préférentielle d'infiltration de l'eau de Meuse du cas 1. Cette zone a une forme rectangulaire afin de ne pas contraindre l'allure du 'plume' de contamination thermique. Elle n'englobe pas les deux puits proches de la Meuse afin d'éviter des perturbations locales importantes autour de ceux-ci.

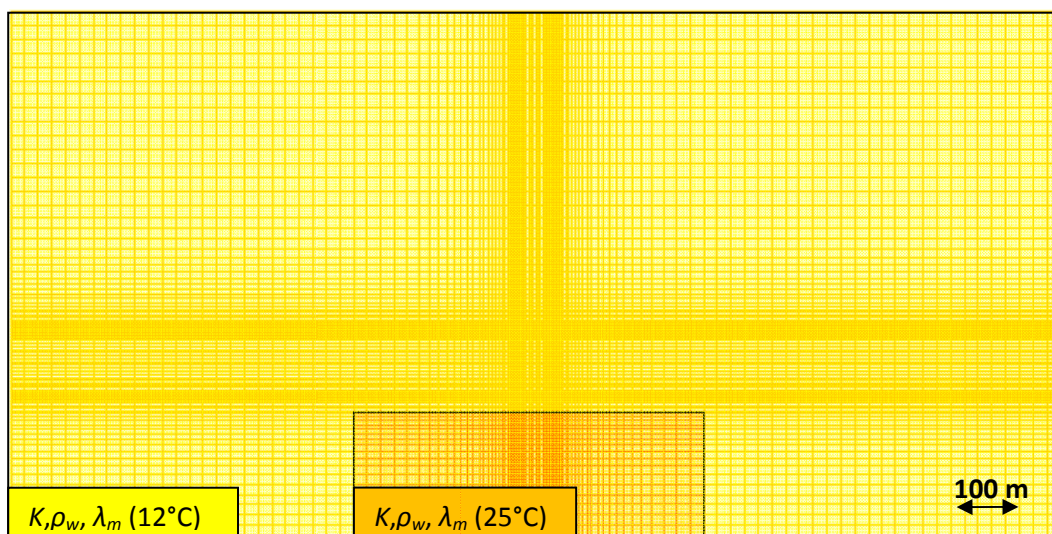


Figure 75: Zones définies dans le cas 3 pour le choix des paramètres en fonction de la température

Dans ce cas d'étude, l'influence, sur le modèle d'écoulement, de la zone où la conductivité hydraulique est prise à 25°C est nettement moins importante que pour le cas 2. En effet, la distribution des hauteurs d'eau et des rabattements (Figures 76 & 77) est plus proche de celle observée au cas 1, avec cependant une légère diminution des rabattements de l'ordre de 5 cm.

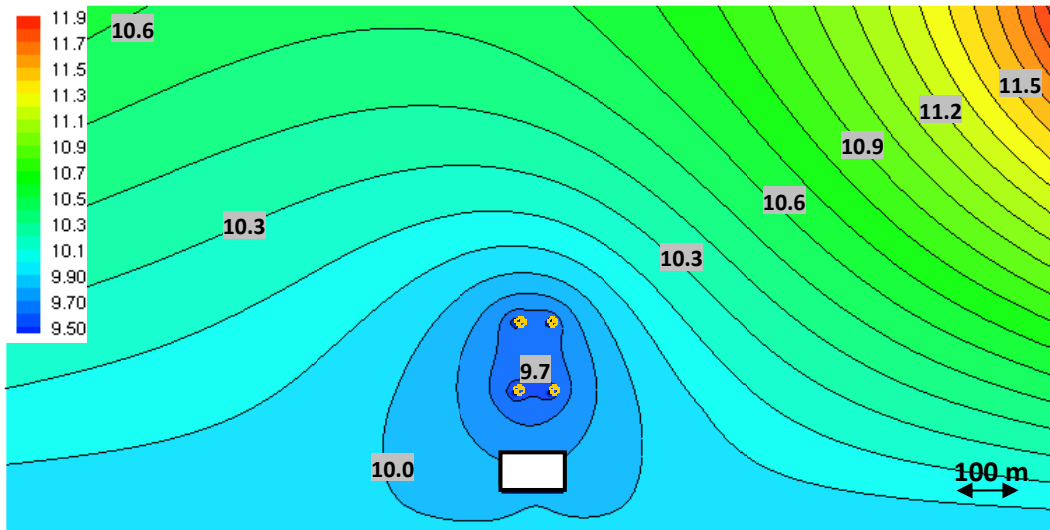
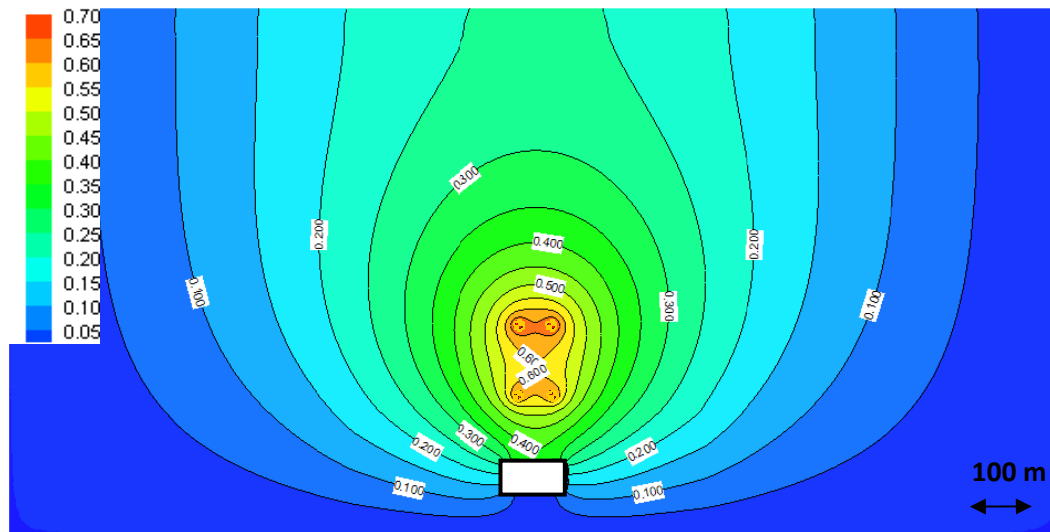


Figure 76: Hauteurs d'eau (m) calculées en conditions de pompage, cas 3 (zone limitée dont les paramètres sont pris à 25°C)

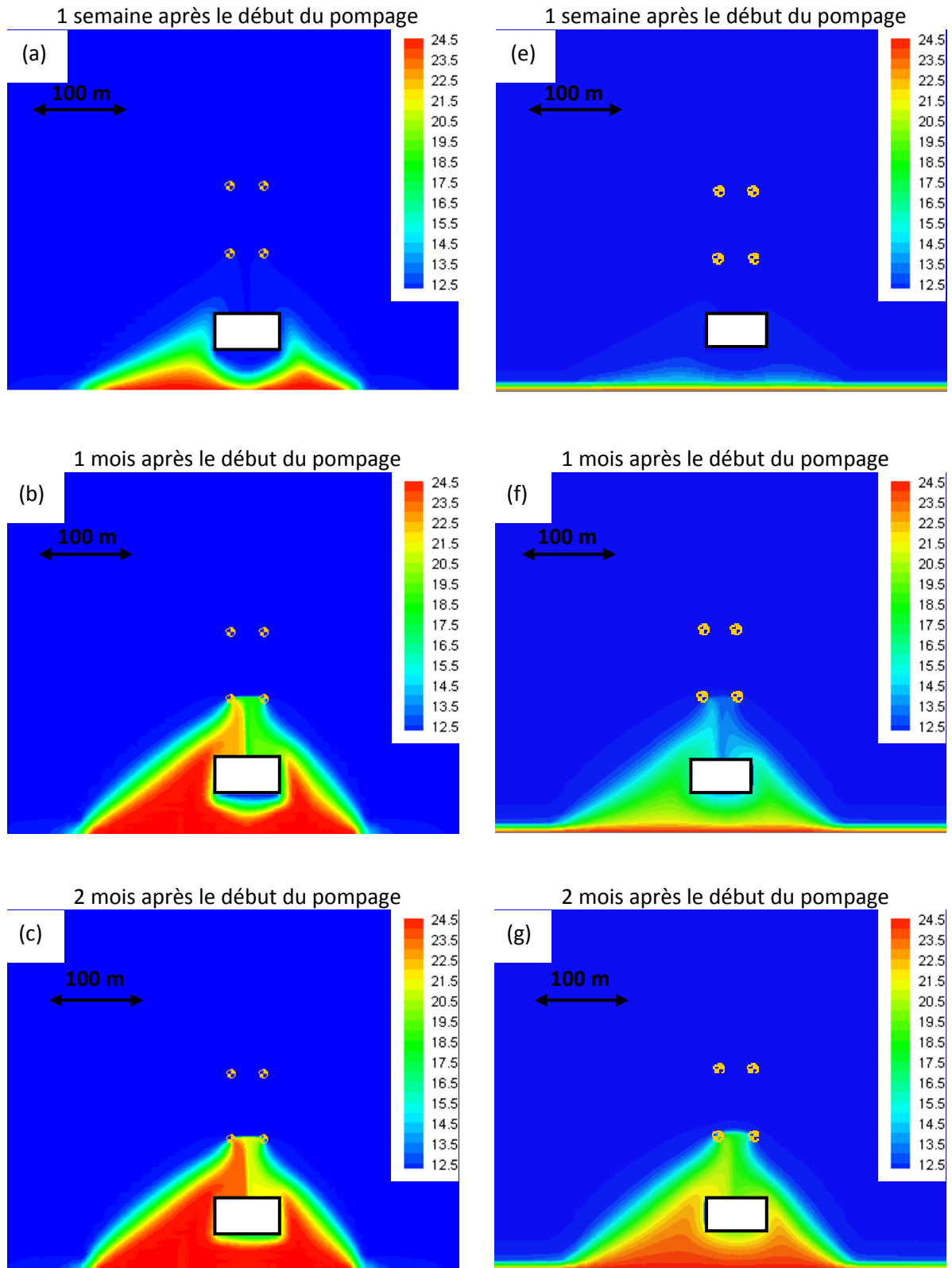


Rabattement maximal : 75 cm

Figure 77: Rabattements (m) calculés, cas 3 (zone limitée dont les paramètres sont pris à 25°C)

Concernant les températures calculées dans l'aquifère (Figure 78), elles diffèrent également fortement de celles du cas 2 et sont même pratiquement identiques à celle du cas 1, bien qu'il existe une légère tendance à l'augmentation des températures. Ainsi, le fait que la conductivité hydraulique soit accrue dans la zone plus chaude et qu'elle favorise, par conséquent, les infiltrations en provenance de la Meuse est globalement compensé par la diminution des rabattements qui l'accompagne (réduction du gradient hydraulique). Bien que notre approche reste assez grossière, on peut donc conclure que l'effet de la température sur les paramètres hydrodynamiques et thermiques

(principalement sur la conductivité hydraulique) est à priori négligeable sur le modèle de transfert de chaleur dans la gamme des températures envisagées. Une légère influence est par contre à prévoir sur le modèle d'écoulement, mais de toute évidence dans le sens positif, puisque les rabattements sont faiblement diminués.



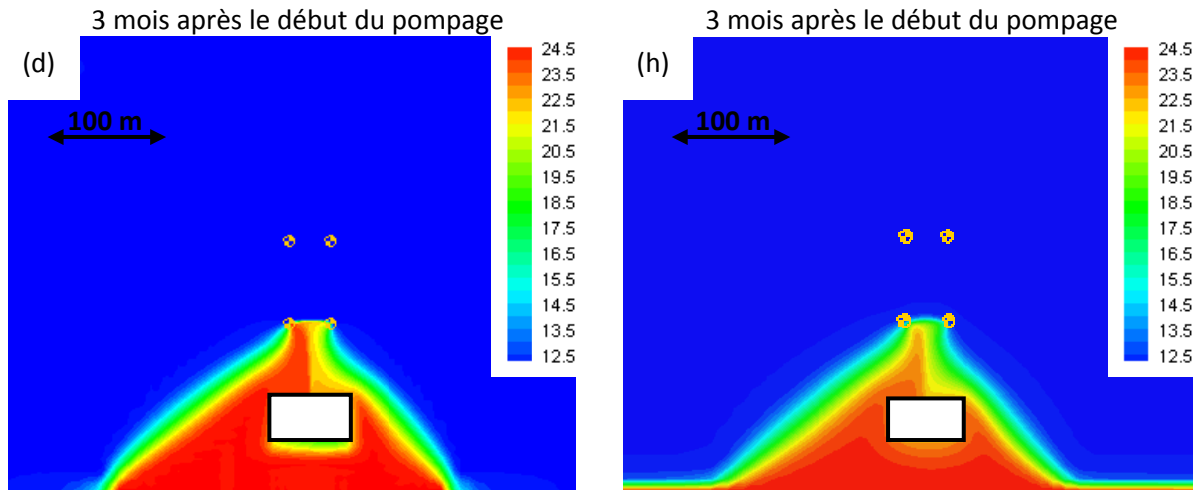


Figure 78 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère, cas 3

(a) Après 1 semaine de pompage (MT3D)
 (b) Après 1 mois de pompage (MT3D)
 (c) Après 2 mois de pompage (MT3D)
 (d) Après 3 mois de pompage (MT3D)

(e) Après 1 semaine de pompage (HGS)
 (f) Après 1 mois de pompage (HGS)
 (g) Après 2 mois de pompage (HGS)
 (h) Après 3 mois de pompage (HGS)

4.2 Modèle PS

Le modèle construit via Processing SHEMAT a pour but de confirmer ou corriger les conclusions faites à partir du cas 3. En effet, ce code a été développé pour tenir compte d'un couplage complet entre les modèles d'écoulement et de transfert de chaleur, les paramètres étant réévalués à chaque itération en fonction de la température calculée (Clauser, 2003). Cependant, ce modèle est présenté séparément à cause du fait que l'aquifère y est supposé captif, ce qui induira à priori quelques approximations dans la résolution du modèle d'écoulement.

4.2.1 Écoulement naturel

La simulation de l'écoulement en régime naturel fait déjà apparaître quelques différences avec celle présentée à la figure 67. Les hauteurs d'eau sont néanmoins assez proches dans la zone du bâtiment et des pompes mais des écarts allant jusqu'à 10 cm sont observés dans le coin sud-ouest du domaine. En effet, en cas d'aquifère captif, l'équation d'écoulement est résolue sur toute l'épaisseur des couches, tandis que pour les deux modèles précédents (MODFLOW/MT3D et HGS), l'équation d'écoulement était intégrée sur l'épaisseur saturée de l'aquifère. Il est cependant normal que les différences de hauteur d'eau soient peu élevées étant donné que l'on simule, en régime permanent, une nappe alluviale en conditions naturelles et dont le gradient hydraulique est faible.

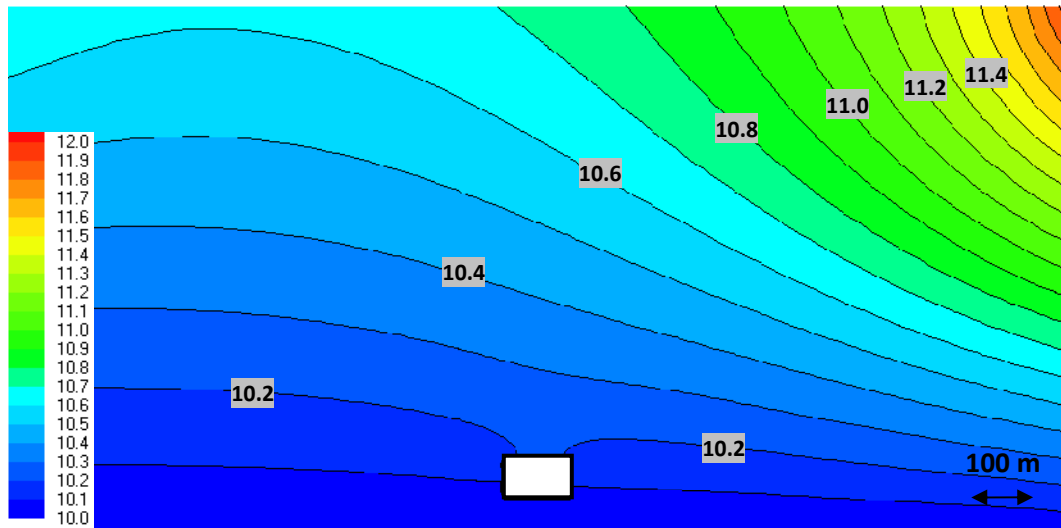


Figure 79: Hauteurs d'eau (m) calculées en régime naturel d'après PS

4.2.2 Ecoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage

Tout comme dans les précédents modèles, un pompage de 300 m³/h (débit uniformément réparti sur les 4 puits) est simulé. Deux cas sont envisagés : tout d'abord, les paramètres de l'eau (μ_w , ρ_w , λ_w et c_w) et la conductivité thermique de la matrice sont supposés constants (cas de référence) et, ensuite, la variation de ces paramètres en fonction de la température calculée sera prise en compte.

En conditions de pompage, les différences entre les simulations d'écoulement, avec ou sans couplage avec la température, sont limitées (Figure 80). L'écart maximum de hauteur d'eau est de 10 cm au niveau strictement local des puits, mais il reste inférieur à 5 cm partout ailleurs dans la zone des pompages. De premier abord, les effets de la température sur le modèle apparaissent encore plus faibles que ceux simulés par le cas 3 des modèles MODFLOW et HGS.

Par ailleurs, la restriction due à l'hypothèse de l'aquifère captif induit manifestement peu d'erreurs d'approximation, contrairement à ce que l'on pouvait craindre (écart limité à 2-3 cm). Ceci est probablement la conséquence de la désaturation en réalité très limitée de la couche des sables et graviers.

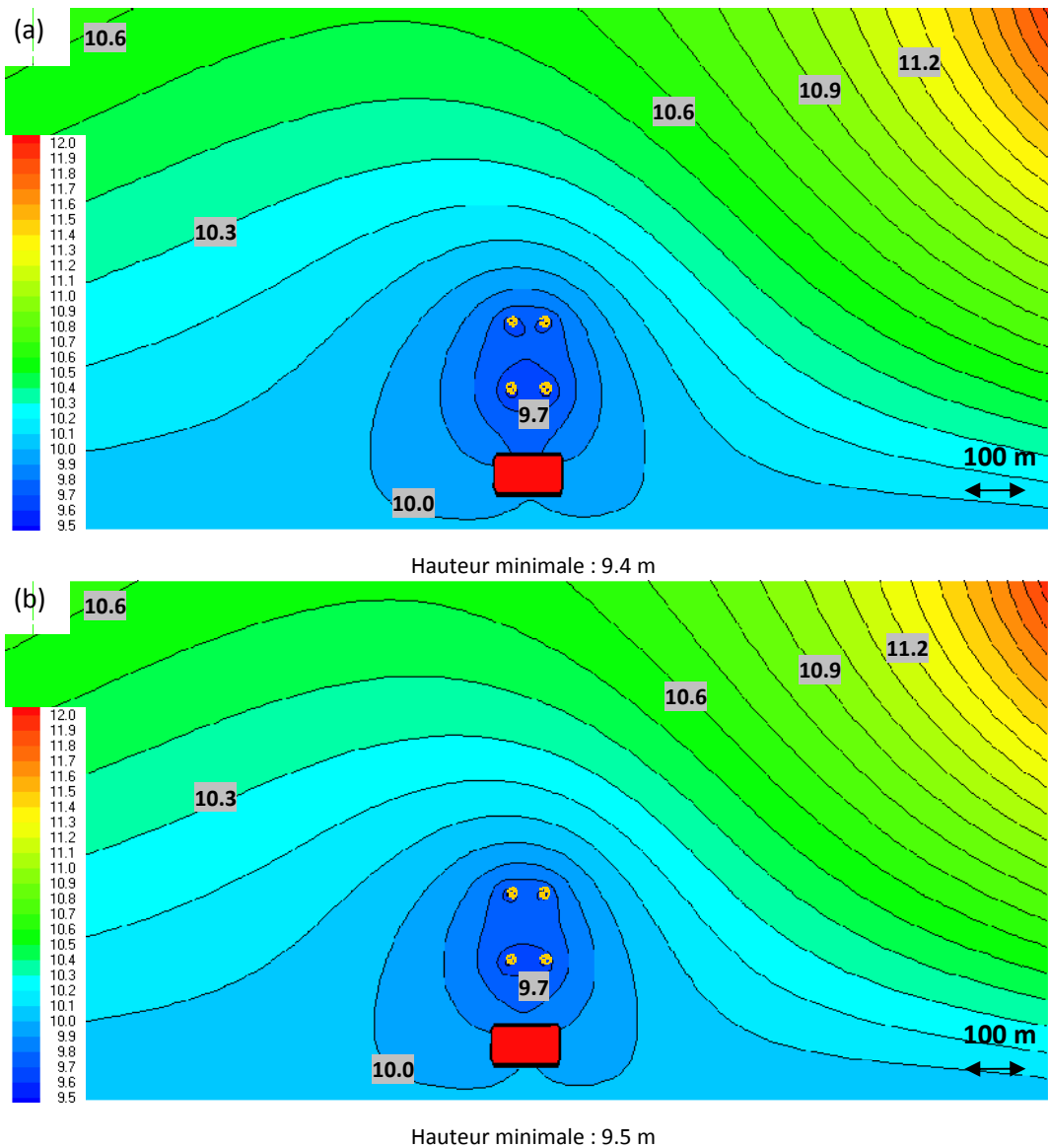
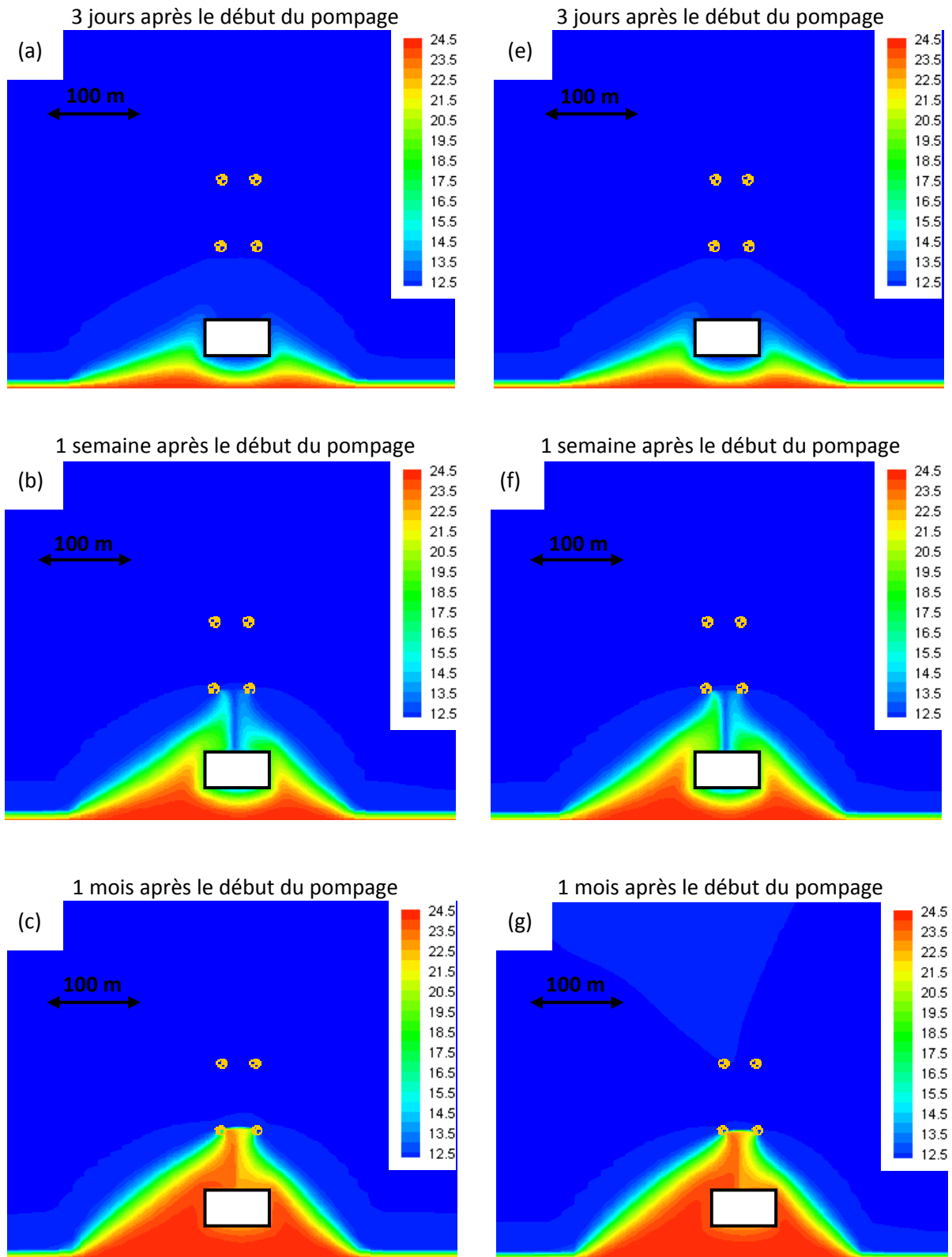


Figure 80: Hauteurs d'eau (m) calculées en conditions de pompage d'après PS

(a) sans couplage avec la température

(b) avec couplage avec la température

Enfin, l'évolution des températures de l'aquifère au cours du pompage est également très similaire que l'on tienne ou non compte de l'influence de la température sur les paramètres du modèle (Figure 81). L'évolution de la contamination thermique est légèrement plus rapide en considérant l'effet de la température mais les différences sont très limitées, voire négligeables. Le modèle a également été testé pour un débit plus faible ($200 \text{ m}^3/\text{h}$), induisant par conséquent une moindre contamination thermique de l'aquifère, et les résultats ont également confirmé ces conclusions. Par contre, l'augmentation de la température dans l'aquifère d'après le modèle PS (avec ou sans couplage) est toujours plus rapide que dans les modèles MT3D et HGS (comparaison de la figure 81 c & d avec la figure 71 a & b, tout comme on peut approximativement mettre en parallèle la figure 81 f-h avec la figure 78 e-g). La méthode de résolution du terme de convection, différente de celle utilisée en différences finies dans MT3D, en est certainement responsable en partie, mais il se peut également qu'il s'agisse de l'un des artefacts dû à l'hypothèse de l'aquifère captif prise à tort.



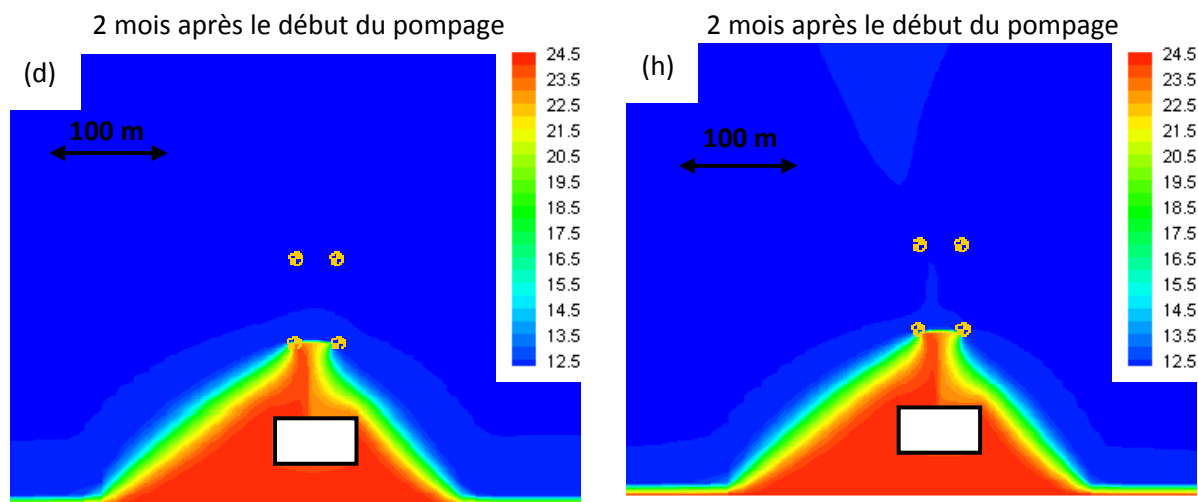


Figure 81 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère d'après PS

- (a) Après 3 jours de pompage (sans couplage)
- (b) Après 1 semaine de pompage (sans couplage)
- (c) Après 1 mois de pompage (sans couplage)
- (d) Après 2 mois de pompage (sans couplage)
- (e) Après 3 jours de pompage (avec couplage)
- (f) Après 1 semaine de pompage (avec couplage)
- (g) Après 1 mois de pompage (avec couplage)
- (h) Après 2 mois de pompage (avec couplage)

4.2.3 Ecoulement et transfert de chaleur en conditions de pompage Variation du différentiel de température

Nous avons prouvé que les effets de la température sur les paramètres sont négligeables dans une gamme de 12 à 25°C, ce qui correspond à une augmentation maximale de conductivité hydraulique d'un facteur 1.4 (la conductivité hydraulique étant le paramètre le plus sensible à la température). Cependant, ceci n'est évidemment pas valable quelle que soit la variation de température de l'aquifère. Ainsi, dans le but de déterminer dans quelles limites on peut sans grande erreur négliger son influence sur les paramètres, on testera deux cas synthétiques additionnels où la frontière côté Meuse sera respectivement prise à 50°C et 100°C. On a choisi pour cette frontière des températures plus élevées que 25°C afin de balayer la gamme des températures rencontrées dans les cas de géothermie de très basse à basse énergie.

Aux températures de 12, 50 et 100°C, les paramètres utiles de l'eau, de la matrice et du milieu poreux sont repris dans les tableaux 11 et 12 ci-dessous. La conductivité thermique de la matrice solide a été évaluée de la même manière qu'à la section 4.1.3. La capacité calorifique de la matrice, qui n'est pas considérée dans nos simulations, n'a quant à elle pas été calculée, par manque d'information. Dans cette gamme de températures, c'est toujours la conductivité hydraulique qui varie le plus.

	ρ_w [kg/m ³]	μ_w [Pa.s]	λ_w [W/m.K]	c_w [kJ/kg.K]
12 °C	1000	$1.22 \cdot 10^{-3}$	0.59	4.189
50 °C	988	$0.55 \cdot 10^{-3}$	0.64	4.181
100 °C	958	$0.28 \cdot 10^{-3}$	0.69	4.216

Tableau 11: Caractéristiques physiques et thermiques de l'eau à 12, 50 et 100 °C (voir tableau 2)

	k [m ² /s]	K (12°C) [m/s]	K (50°C) [m/s]	K (100°C) [m/s]	λ_s (12°C) [W/m.K]	λ_s (50°C) [W/m.K]	λ_s (100°C) [W/m.K]
Limons-remblais	$1.24 \cdot 10^{-13}$	10^{-6}	$2.2 \cdot 10^{-6}$	$4.2 \cdot 10^{-6}$	1.94	1.84	1.73
Sables-graviers	$6.21 \cdot 10^{-10}$	0.005	0.011	0.021	1.94	1.84	1.73

Tableau 12: Conductivité hydraulique du milieu poreux et conductivité thermique de la matrice à 12, 50 et 100 °C

Pour les simulations, le cas de référence sera comme précédemment celui où les paramètres sont conservés à la température de 12 °C. Le modèle d'écoulement ne sera pas présenté systématiquement, car ce sont surtout les simulations du transfert de chaleur qui nous intéressent. Les hauteurs d'eau de référence sont celles présentées au cas (a) de la section 4.2.2 et l'on précisera uniquement l'ordre de grandeur des écarts par rapport à ce modèle d'écoulement.

- **Frontière côté rivière à 50 °C**

Dans la zone de pompage, les écarts de niveau d'eau entre les deux cas testés sont compris entre 5 et 10 cm, ce qui est assez comparable avec le cas précédent où la rivière était à 25°C. Du côté des températures (Figure 82), les écarts entre les simulations avec et sans couplage sont visibles, sans toutefois être importants. Dans une gamme de températures de l'ordre de 40°C, correspondant à une gamme de conductivités hydrauliques variant d'un facteur 2.2, l'influence, sur le modèle de transfert de chaleur, des variations des paramètres hydrodynamiques et thermiques avec la température peut donc être considérée comme faible et, suivant la précision recherchée, éventuellement négligée.

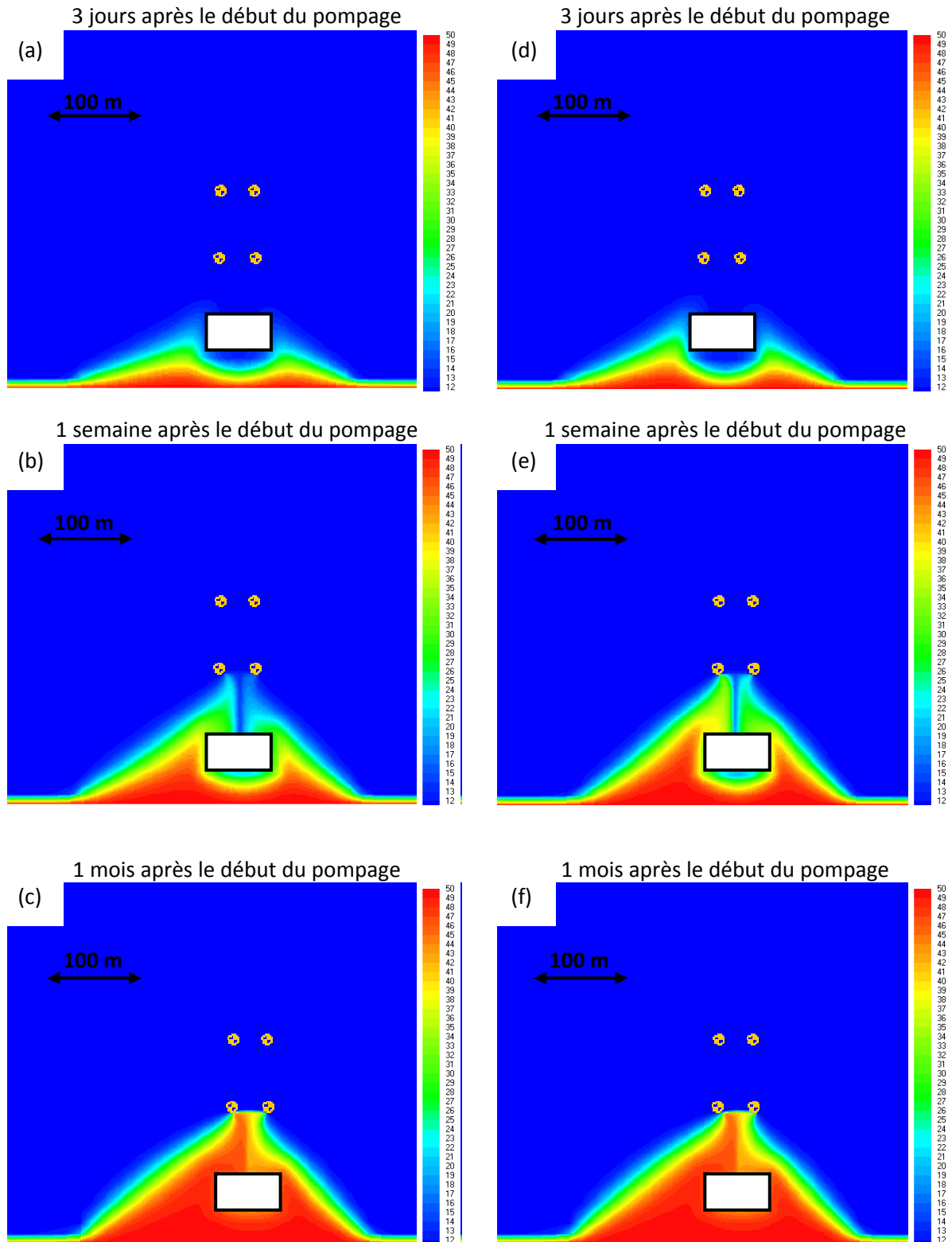


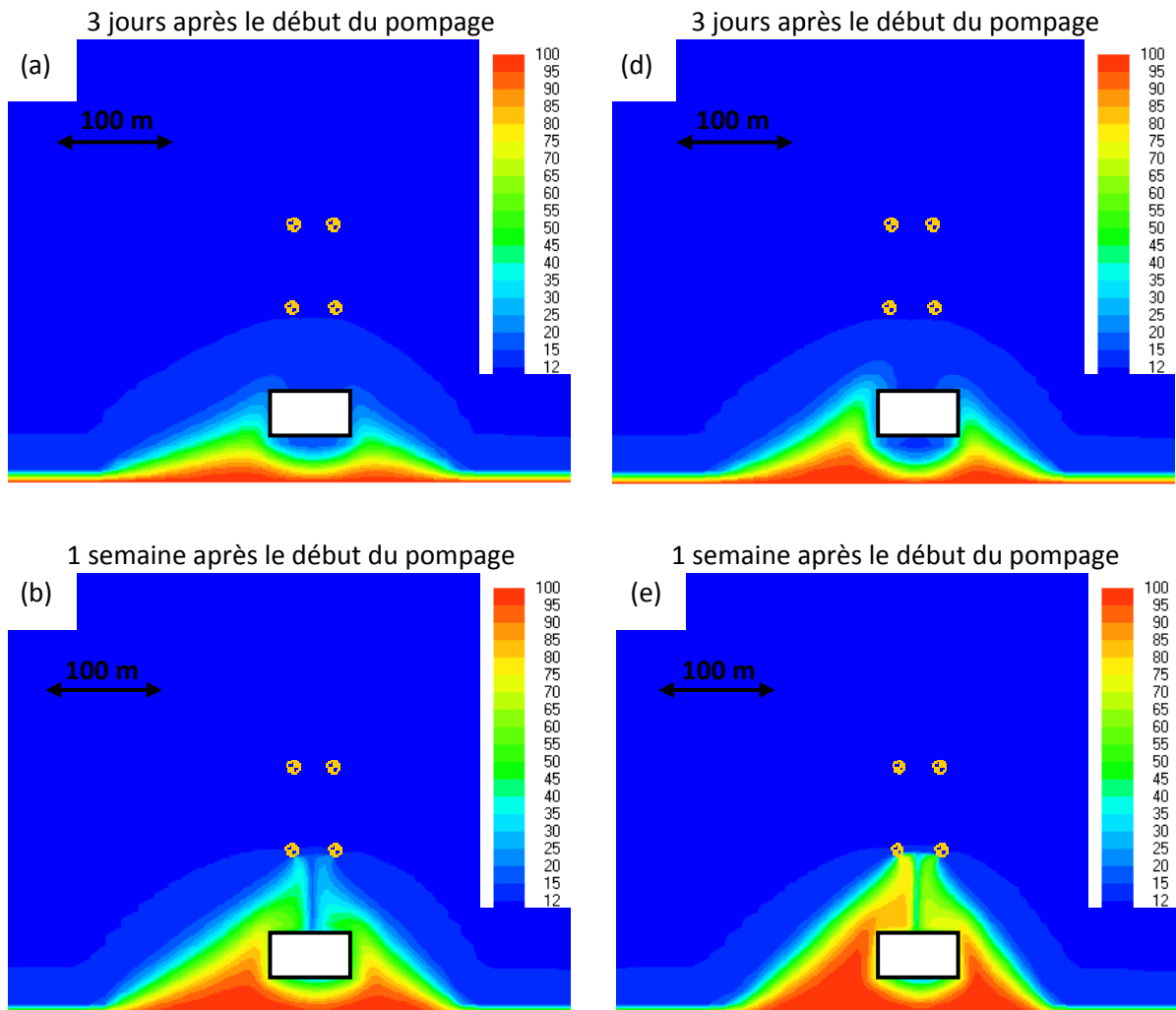
Figure 82 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère d'après PS, frontière côté rivière à 50 °C

- (a) Après 3 jours de pompage (sans couplage)
- (b) Après 1 semaine de pompage (sans couplage)
- (c) Après 1 mois de pompage (sans couplage)

- (d) Après 3 jours de pompage (avec couplage)
- (e) Après 1 semaine de pompage (avec couplage)
- (f) Après 1 mois de pompage (avec couplage)

- **Frontière côté rivière à 100 °C**

Lorsque la frontière est imposée à la température de 100°C, l'influence du couplage sur le modèle d'écoulement est un peu plus importante, avec des hauteurs d'eau aux puits qui sont jusqu'à 20 cm plus élevées que lorsque les paramètres sont supposés constants. Dans la zone englobant les quatre puits, les écarts de niveaux d'eau sont de l'ordre de 10 cm. De même, l'influence du couplage sur la température de l'aquifère est également beaucoup plus nette (Figure 83), surtout au début du pompage (3 jours et 1 semaine), et le front chaud progresse plus rapidement dans ces conditions. L'augmentation de la conductivité hydraulique dans les zones les plus chaudes a également comme effet de concentrer le plume de contamination thermique (sa largeur est diminuée de plus de 15 % au niveau de la rivière) car les infiltrations en provenance de la Meuse sont favorisées dans le centre du 'plume'. Dans cette gamme de températures, qui est associée à des variations de conductivités hydrauliques d'un facteur 4.2, les non-linéarités des équations d'écoulement et de transfert de chaleur sont difficilement négligeables et devront donc être intégrées dans le modèle numérique.



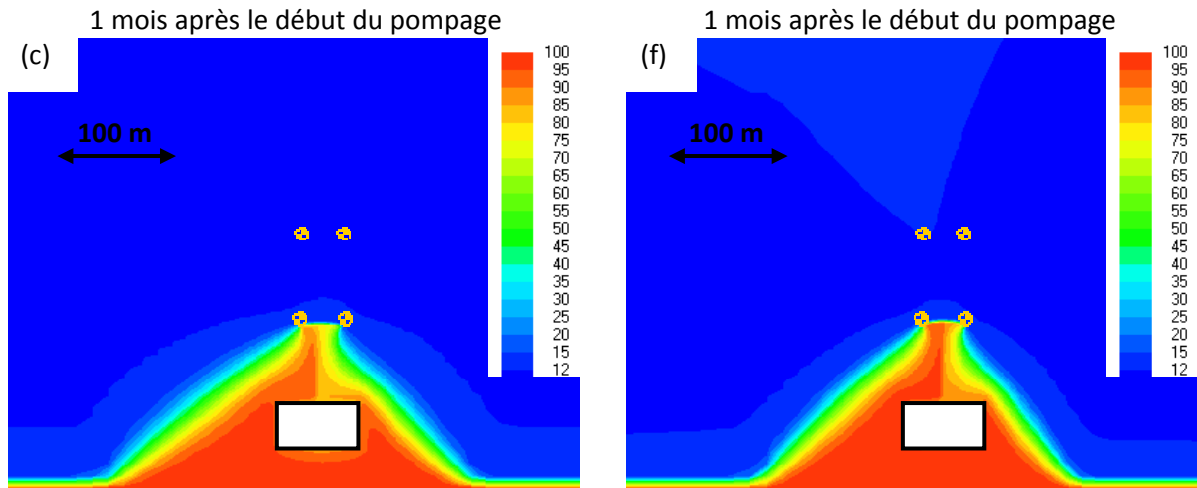


Figure 83 : Températures (°C) calculées dans l'aquifère d'après PS, frontière côté rivière à 100 °C

- (a) Après 3 jours de pompage (sans couplage)
- (b) Après 1 semaine de pompage (sans couplage)
- (c) Après 1 mois de pompage (sans couplage)

- (d) Après 3 jours de pompage (avec couplage)
- (e) Après 1 semaine de pompage (avec couplage)
- (f) Après 1 mois de pompage (avec couplage)

4.3 Sondes géothermiques

Ce dernier cas ne traite en réalité plus du tout de la non-linéarité des équations d'écoulement et de transfert de chaleur par rapport à la température, mais de la possibilité de réaliser un dispositif de récupération de l'énergie géothermique via des sondes (circuit fermé), comme proposé dans le scénario 6 du modèle complexe. Ce dernier n'a pas été abordé précédemment car seul le logiciel PS est adapté à modéliser ce type de scénario où l'on injecte (ou extrait) du milieu un flux calorifique sans qu'il soit associé à un flux d'injection (ou de pompage) d'eau. Par conséquent, vu les limitations de PS, ce scénario n'a pu être simulé que sur le modèle simplifié.

Etant donné les importantes quantités d'énergie à évacuer du bâtiment en été, on supposera que des tranchées enterrées seront préférées aux puits pour y installer les sondes géothermiques. Le modèle développé, assez simple et grossier, intègre ainsi 5 tranchées de 50 m de long, placées parallèlement à la Meuse derrière le bâtiment. Même s'il est peu probable que de telles tranchées soient creusées, il s'agit surtout de modéliser de manière simple des zones préférentielles où les échangeurs de chaleur seront concentrés. On a fait l'hypothèse que la perméabilité de ces tranchées était identique à celle des sables et graviers. Supposant que les échanges de chaleur n'ont lieu que dans cette couche, les tranchées représentent un volume de 10 285 m³.

On a calculé qu'un flux de chaleur de l'ordre de 2100 kW devait être injecté dans la nappe alluviale pour que le système de sondes soit équivalent à un pompage de 200 m³/h suivi d'une élévation de 9°C de la température de l'eau pompée. Sous l'hypothèse d'un pompage intermittent de 12 h/jour et en se contentant, dans une première approche, d'une sollicitation constante au cours du temps, cela correspond en moyenne à un flux de 1050 kW en continu. Tenant compte du volume des tranchées, les deux systèmes géothermiques seraient énergétiquement équivalents si les sondes permettent d'évacuer une quantité de chaleur de 102 W/m³ dans l'aquifère.

En conditions d'écoulement naturel, en injectant 10 W/m^3 en continu pendant 3 mois, la température augmente déjà sur un domaine étendu de l'aquifère, et de l'eau chaude s'infiltrate dans la Meuse (Figure 84). Ce système est donc nettement insuffisant pour le refroidissement du bâtiment.

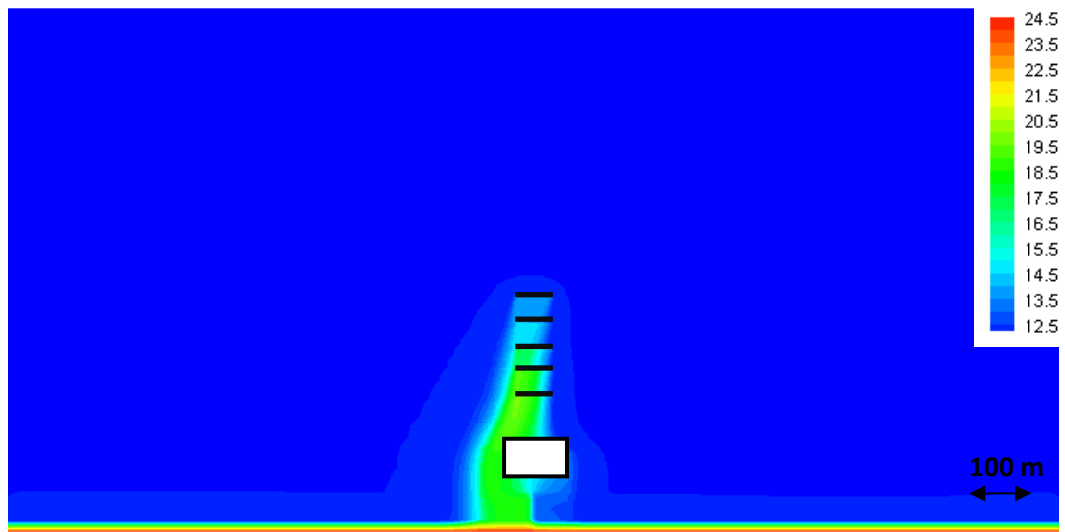


Figure 84: Températures ($^{\circ}\text{C}$) calculées dans l'aquifère après 3 mois d'injection de chaleur via des sondes géothermiques au débit de 10 W/m^3 (écoulement naturel)

Pour améliorer le dispositif, un puits de pompage a été installé à proximité du bâtiment, en aval hydrogéologique par rapport aux sondes géothermiques. Comme expliqué au chapitre précédent, il a pour but d'augmenter localement la vitesse d'écoulement dans l'aquifère de la plaine alluviale afin d'augmenter la vitesse de dissipation de la chaleur dans celui-ci. En pompant $50 \text{ m}^3/\text{h}$, on évacue de l'eau chaude du milieu, on limite l'extension du 'plume' chaud et on réduit fortement l'étendue de la zone où la température est supérieure à $15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figure 86). Ce pompage a été limité à $50 \text{ m}^3/\text{h}$, d'une part pour ne pas provoquer d'infiltrations d'eau chaude en provenance de la Meuse en limitant les rabattements (Figure 85), et d'autre part pour éviter de devoir manipuler et rejeter des volumes d'eau trop importants.

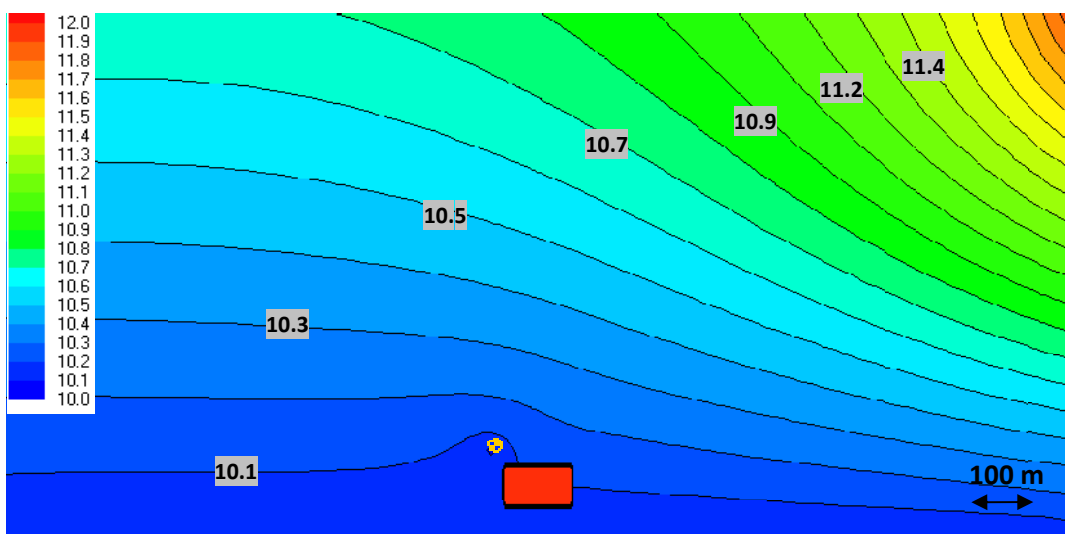


Figure 85: Hauteurs d'eau (m) calculées dans l'aquifère, pompage $50 \text{ m}^3/\text{h}$

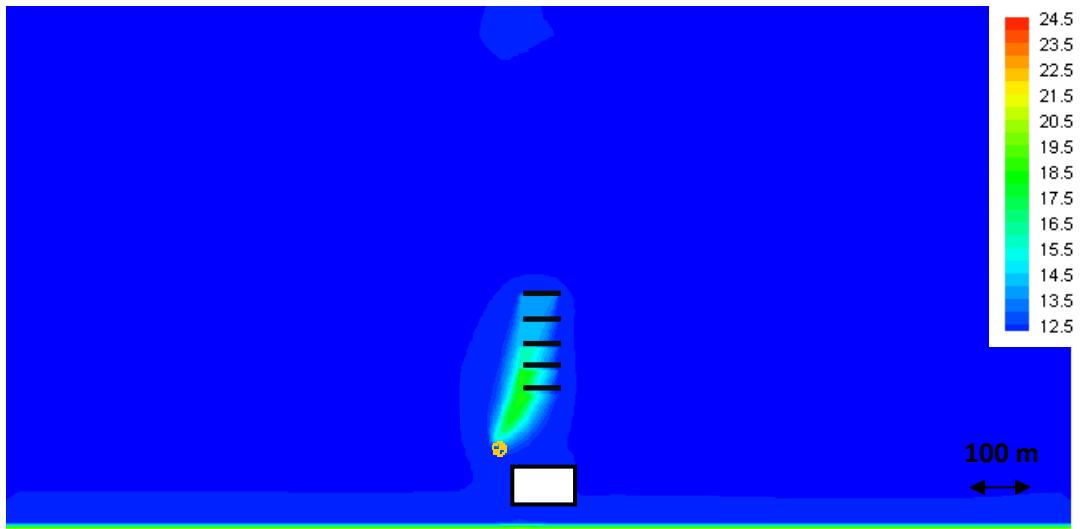


Figure 86: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 3 mois d'injection de chaleur via des sondes géothermiques au débit de 10 W/m^3 (en conditions de pompage à $50 \text{ m}^3/\text{h}$)

Pour ce même débit de pompage, on peut sans difficulté envisager d'augmenter le débit d'injection de chaleur jusqu'à 30 W/m^3 sans augmenter de manière trop importante la température de l'eau qui sera pompée et rejetée dans la Meuse (température maximale de 27 °C , ce qui est acceptable vu le faible débit rejeté) et en veillant également à limiter l'ampleur du 'plume' chaud au-delà du terrain du SPF Finances (Figure 87). Dans ces conditions, la puissance calorifique du dispositif géothermique est cependant réduite de 70 % en comparaison au système des puits géothermiques.

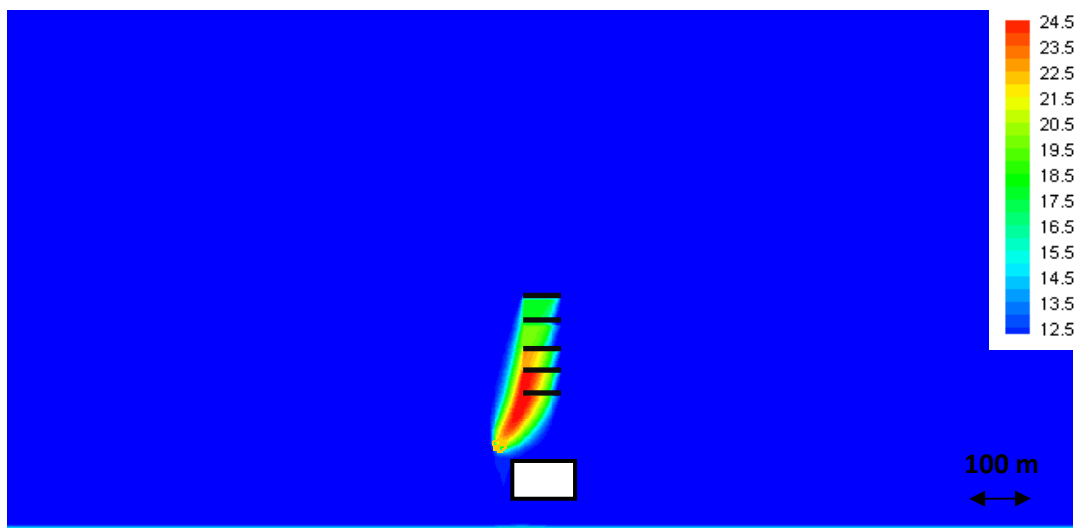


Figure 87: Températures (°C) calculées dans l'aquifère après 3 mois d'injection de chaleur via des sondes géothermiques au débit de 30 W/m^3 (en conditions de pompage à $50 \text{ m}^3/\text{h}$)

Bien que ces premières simulations de sondes géothermiques restent très grossières et que l'on pourrait discuter diverses variantes de localisation des sondes et du(des) puits et de son(leur) débit pour améliorer le dispositif, ce scénario ne sera pas affiné dans le cadre de ce travail, car il semblerait que le bureau d'études ait l'assurance que les pompages puissent être réalisés dans la nappe

alluviale de la Meuse en vertu du caractère écologique du projet. Un système de puits géothermiques est dès lors plus intéressant énergiquement vu l'ampleur du bâtiment qui sera construit.

5 Conclusion

Via un cas d'étude relativement simplifié, ce chapitre a permis de démontrer que l'influence de la température sur les paramètres des équations d'écoulement et de transfert de chaleur était très limitée pour une situation de pompage avec intrusion d'eau chaude et une gamme de températures comprises entre 12 et 25°C. A fortiori, dans la pratique, il est tout-à-fait justifié de négliger les non-linéarités du modèle et le couplage entre écoulement et transfert de chaleur lorsqu'il s'agira de simuler numériquement le comportement de l'aquifère, car l'augmentation du temps de calcul sera très vite exorbitante par rapport au léger gain d'exactitude. Ces conclusions ont été prouvées via deux scénarii différents et trois codes de calcul, ce qui leur confère un certain degré de fiabilité et confirme dès lors les hypothèses choisies dans le chapitre 5 pour modéliser le cas réel du futur bâtiment du SPF Finances à Liège. Dès lors, les codes MODFLOW/MT3D et HGS sont tout-à-fait adaptés à modéliser le cas réel traité dans ce travail et, de manière plus globale, les problèmes de transfert de chaleur en milieu poreux saturé tant que la gamme des températures reste peu étendue.

Par ailleurs, nous avons montré que, pour le type d'environnement et de sollicitations modélisées, l'effet de la température peut, de même, être négligé entre 12 et 50°C. Par contre, cela n'est plus vrai si la température maximale est élevée à 100 °C. Vu l'importance du flux conductif en milieu très perméable, on peut étendre les conclusions en disant qu'un facteur maximal de variation de la conductivité hydraulique en fonction de la température de l'ordre de 2 est acceptable pour négliger les non-linéarités des équations d'écoulement et de transfert de chaleur.

VII. Conclusions générales et perspectives

Dans la première partie de ce travail, les bases nécessaires pour aborder le transfert de chaleur en milieu poreux saturé ont été présentées. Il ressort de nos recherches que, si la conduction et la convection sont des mécanismes de transfert de chaleur bien connus, peu d'auteurs mentionnent par contre la diffusion moléculaire et la dispersion thermomécanique. Ces processus sont de fait négligés dans la plupart des études liées au transfert de chaleur en milieu poreux. Il s'agit toutefois de phénomènes secondaires, du moins dans les milieux de forte perméabilité. Cette lacune est vraisemblablement liée au fait que peu de tests sont menés in situ pour la détermination des paramètres thermiques du sous-sol. En effet, l'échelle des tests de laboratoire est trop faible pour pouvoir caractériser la dispersion, qui se manifeste davantage à grande échelle du fait des hétérogénéités de l'agencement du milieu poreux. Les seuls essais développés in situ sont les tests de réponse thermique réalisés via des sondes géothermiques. Néanmoins, aucun test in situ n'a réellement été développé dans le cas des puits géothermiques. Notamment, il n'existe actuellement pas d'équivalent bien défini aux essais de traçage réalisés dans le cadre du transport de soluté. Avec l'expansion actuelle de la géothermie, il s'agit dès lors de techniques qui sont amenées à être développées dans les prochaines années, et qui permettraient théoriquement de caractériser simultanément la conductivité thermique du milieu poreux, la porosité effective ainsi que la dispersivité.

Par la suite, un modèle d'écoulement et de transfert de chaleur a été réalisé pour le cas d'un système de puits géothermiques principalement destiné à assurer le conditionnement d'air d'un futur complexe de bureaux qui sera bâti à Liège, dans la plaine alluviale de la Meuse. Le modèle s'est voulu le plus réaliste possible. De nombreuses hypothèses ont cependant été prises, soit par choix, afin de se placer du côté de la sécurité, soit par la nécessité de combler le manque de données (paramètres thermiques, porosité effective...). Ainsi, on a notamment négligé l'influence de la température sur les paramètres du modèle.

L'étude de l'aquifère alluvial n'a pas fondamentalement remis en cause les conclusions de Thomas et Dassargues (2008) car, si un certain nombre d'imprécisions avaient été commises, elles n'introduisaient néanmoins par d'erreurs hautement significatives dans les résultats. Néanmoins, cette nouvelle étude a apporté une compréhension globale et rigoureuse des phénomènes associés au transfert de chaleur dans les milieux poreux saturés. De même, l'étude a été abordée de manière plus précise et complète, d'une part vu le nombre de scénarii et variantes traités afin de mieux estimer les débits qui pourront être pompés, et d'autre part au travers de la comparaison de deux modèles numériques conceptuellement similaires. Le modèle MODFLOW/MT3D s'est avéré être le plus pessimiste et donc également le plus sécuritaire, bien que la représentation assez grossière des pompages par rapport à celle opérée par HGS ait été mise en doute.

De plus, compte tenu des hypothèses strictes qui ont été choisies (équilibre entre la nappe alluviale et la Meuse, absence de recharge pluviométrique, pompage 7 jours/7 alors que celui-ci sera

adapté en fonction de l'occupation du bâtiment,...), les simulations réalisées sont suffisamment prudentes pour ne pas considérer un coefficient de sécurité supplémentaire dans le dimensionnement de l'installation de conditionnement d'air.

Par ailleurs, l'étude de sensibilité réalisée constitue un réel outil complémentaire dans l'étude du système géothermique. Celle-ci aura en effet des implications pratiques directes puisqu'elle établit un ordre d'importance entre les différents paramètres du modèle, et fournit ainsi les priorités en termes de campagne complémentaire de mesures. Une fois encore, on insistera sur le fait que les données disponibles pour cette étude étaient limitées par rapport aux objectifs et demandes du bureau d'études et que de futurs essais de pompage sont indispensables pour mieux caractériser les paramètres hydrodynamiques du milieu et ainsi limiter l'incertitude sur les résultats numériques.

En outre, à partir d'un modèle simplifié basé sur le cas réel, on a mis en évidence que l'influence de la température sur les résultats était négligeable, d'autant plus si on la compare à la précision que l'on peut espérer atteindre en hydrogéologie. Par conséquent, les codes MT3D et HGS paraissent appropriés à modéliser le transfert de chaleur en milieu poreux saturé dans la gamme des températures courantes pour les eaux de surface et les aquifères peu profonds de nos régions.

Ainsi, la modélisation numérique constitue un outil puissant, adapté (ou adaptable) au transfert de chaleur en milieu poreux saturé. Toutefois, de nombreuses données sont nécessaires pour établir un modèle fiable et réaliste. Ainsi, la complexité du modèle doit être ajustée aux données disponibles et l'interprétation des résultats doit impérativement intégrer l'incertitude sur les données et les paramètres initiaux.

Nos modèles ont prouvé la faisabilité de réaliser, dans la plaine alluviale de la Meuse, des puits géothermiques principalement destinés à du refroidissement. Malgré la proximité du fleuve, dont les températures atteignent des maxima peu courants dans les cours d'eau de nos régions, des débits importants peuvent être pompés de manière intermittente dans l'aquifère, tout en assurant la longévité du système de conditionnement d'air et en limitant l'amplitude des rabattements. Evidemment, la réalisation de ce dispositif géothermique est conditionnée par la conductivité hydraulique élevée de l'aquifère des sables et graviers de la Meuse. Toutefois, vu l'envergure du projet du SPF Finances (plus de 50 000 m² de surface brute), l'adaptation de ce système à des bâtiments de surface plus réduite et à des aquifères de moindre conductivité paraît tout-à-fait envisageable. Néanmoins, vu le faible différentiel de température entre l'air ambiant et les eaux souterraines peu profondes, le fluide pompé ne pourra être transporté sur des distances importantes et devra circuler dans les bâtiments via les planchers ou plafonds. Par exemple, ce système pourrait être envisagé dans de nouveaux complexes de logements ou pour des parcs industriels, dont le chauffage et le conditionnement d'air seraient assurés, en totalité ou pour partie, par l'eau souterraine.

Toutefois, dans le cas des puits géothermiques, se pose le problème du rejet de l'eau pompée. Pour de faibles débits, on peut envisager une réinjection dans l'aquifère (doublet géothermique), à condition que le point de réinjection soit suffisamment éloigné du point de pompage, ce qui constitue une contrainte supplémentaire. Dans le cas contraire, une autre voie d'évacuation ou de réutilisation de l'eau (industries,...) doit être envisagée, tout en veillant au respect de l'environnement. De plus, les autres inconvénients de ce système sont les rabattements induits par le pompage, qui peuvent être préjudiciables aux constructions en cas de terrains superficiels

susceptibles de se tasser et, comme nous l'avons évoqué dans le cas étudié à Liège, l'obligation d'obtenir une autorisation administrative dans un certain nombre de pays (au minimum au-delà d'un certain débit de pompage). C'est notamment pour ces raisons que les sondes géothermiques peu profondes (30-150 m) sont préférées pour les plus petites installations, telles que celles de maisons individuelles. Enfin, les puits géothermiques sont une source d'énergie écologique et économique, mais leur usage ne pourra néanmoins jamais être généralisé, au risque de créer des 'conflits de voisinage'. Dans la plaine alluviale de la Meuse par exemple, si un autre bâtiment en amont hydrogéologique utilisait à l'avenir le même système, les rabattements dans la zone étudiée seraient non seulement augmentés (influence plus ou moins forte selon la position des puits voisins) mais on provoquerait surtout une infiltration plus importante d'eau de la Meuse, au risque de ruiner l'efficacité du système de refroidissement. En définitive, les puits géothermiques s'inscrivent tout-à-fait dans une politique de développement durable, mais à la stricte condition que leur exploitation soit adéquatement réglementée car on ne peut raisonnablement pomper partout et à n'importe quel débit.

Enfin, l'essor de la géothermie est assez récent et les études scientifiques qui y sont associées, bien que de plus en plus nombreuses, sont encore loin d'apporter des réponses à toutes les interrogations et demandes pratiques émanant du monde industriel et, en particulier, du secteur de la construction. Dans les prochaines années et décennies, les possibilités d'études complémentaires en hydrogéologie dans ce domaine seront, en conséquence, nombreuses, tant au niveau de la modélisation numérique (couplages avec la température, intégration de la cinétique des échanges calorifiques,...) qu'au sujet des essais de caractérisation, principalement in situ, des paramètres associés au transfert de chaleur.

VIII. Bibliographie

Allen, Milenic & Sikora, 2003, *Shallow gravels aquifers and the urban 'heat islands' effect : a source of low enthalpy geothermal energy*, *Geothermics* 32, pp. 569-578.

Badeschia, 2002, *Differential scanning calorimetry*, University of Cambridge (Materials science and metallurgy), <http://www.msm.cam.ac.uk/phasetrans/2002/Thermal2.pdf>, consulté le 07/04/2009.

Batlle-Aguilar, 2008, *Groundwater flow and contamination transport in an alluvial aquifer: in situ investigation and modeling of a brownfield with strong groundwater-surface water interactions*, Thèse de doctorat, Liège, Université de Liège, inédit.

Bear & Verruijt, 1987, *Modeling groundwater flow and pollution*, Dordrecht, Reidel Publishing Company, 414 p.

Beodom, 2008, *Geothermal drilling and installation of geothermal probe, a visual guide*, Beodom, <http://www.beodom.com/en/journal/entries/geothermal-drilling-and-installation-of-geothermal-probes>, consulté le 18/11/2008.

Brailsford & Major, 1964, *The thermal conductivity of aggregates of several phases, including porous materials*, *Journal of Applied Physics* 15, pp. 313-319.

Carslaw & Jaeger, 1959, *Conduction of heat in solids* (2nd Edition), Oxford, Oxford University Press, 510 p.

Castello, 2004, *La géothermie*, Les enjeux des géosciences, Orléans, co-édition ADEME & BRGM, 44 p.

Choudhary, 1976, *An approach to determine the thermal conductivity and diffusivity of a rock in situ*, Ph.D. Thesis, Stillwater, Oklahoma State University, inédit.

Clark, 1969. In: Hart (Editor), *The Earth's crust and upper mantle*, Geophysical Monograph 13, Washington, American Geophysical Union, pp. 622-626.

Clauser, 2003, *Numerical simulation of reactive flux in hot aquifers. SHEMAT and Processing SHEMAT*, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 332 p.

Clauser, 2006, *Geothermal Energy*. In: Heintoth (Editor), *Landotl-Börnstein, Group VIII: Advanced materials and technologies*, vol.3: *Energy technologies*, Subvol. C: *Renewable energies*, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, pp. 480-595.

Clauser, Gessner & Kühn, 2008, *Process modelling of hydrothermal systems*, RWTH Seminar, 20-22 August 2008, Aachen (Germany).

Côté & Konrad, 2005, *Thermal conductivities of base-course materials*, *Canadian Geotechnical Journal* 42, pp. 61-78.

Crine, 2007, *Introduction au génie chimique*, Notes de cours, Université de Liège (Faculté des sciences appliquées).

Dassargues, 2009, *Propriétés hydrogéologiques et équations d'écoulement*, Notes du cours d'hydrogéologie, Université de Liège (Faculté des sciences appliquées).

Dickson & Fanelli, 2004, *What is geothermal energy ?*, International Geothermal Association (IGA), <http://www.geothermal-energy.org/geo/geoenergy.php>, consulté le 16/11/2008.

Elert, 2008, *Thermal expansion-The Physics Hypertextbook*, Elert, <http://hypertextbook.com/physics/thermal/expansion/>, consulté le 05/05/2009.

EPRI, 1989, *Soil and Rock Classification for the Design of Ground-Coupled Heat Pump Systems—Field Manual*, Electric Power Research Institute (EPRI) Special Report, EPRI CU-6600.

Erbas, 2009, *Thermal conductivity measurements under ambient conditions*, GFZ German Research Centre for Geosciences, <http://www.gfz-potsdam.de/portal/-?§part=sec52&locale=en>, consulté le 06/04/2009.

Ewen & Thomas, 1989, *Heating unsaturated medium sand*, *Geotechnique* 39, pp. 455–470.

Fagnoul & al., 1977, *Carte géotechnique de Liège n° 42.6.1 (1/5000)*, Institut géotechnique de l'Etat, 68 p., 5 planches, 3 coupes.

Gehlin, 2002, *Thermal response test. Method development and evaluation*, Doctoral thesis, Luleå, Luleå University of Technology, inédit.

Geopower Basel AG, 2006, *Geothermal energy: courtesy of our planet*, Basel, Geopower Basel AG, 9 p.

Hashin & Shtrikman, 1962, *A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials*, *Journal of Applied Physics* 33, pp.3125-3131.

Hemminger & Höhne, 1984, *Calorimetry-Fundamentals and Practice*, Weinheim, Verlag Chemie, 310 p.

Höhne, Hemminger & Flammersheim, 2003, *Differential scanning calorimetry (2nd edition)*, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 298 p.

Laplaige & Lemale, 2008, *Géothermie*, *Techniques de l'ingénieur* 590, <http://eti.weka.fr/jsp/portail/portail.jsp?resourceName=prodWebti&resourceUrl=http://www.techniques-ingenieur.fr/dossier/geothermie/BE8590?jsessionId=ED45C616F089551FDAEB6BD952AA047E>, consulté le 02/11/2008.

Lapwood, 1948, *Convection of a fluid in a porous media*, *Proceedings Cambridge Philosophical Society* 44, pp. 508-521.

Lemale & Gourmez, 2008, *Pompe à chaleur géothermique sur aquifère - Conception et mise en œuvre (guide technique)*, Orléans, co-édition ADEME, ARENE, BRGM & EDF, 72 p.

Lund, Sanner, Rybach, Curtis & Hellström, 2004, *Geothermal (ground-source) heat pumps-a world review*, *Geo-Heat Center Bulletin* 25, pp. 1-10.

- Maier & Kelley, 1932, *An equation for the representation of high-temperature heat-content data*, American Chemical Society Journal 54, pp.3243-3246.
- Markle, Schincariol, Sass & Molson, 2006, *Characterizing the two-dimensional thermal conductivity distribution in a sand and gravel aquifer*, Soil Science Society of America Journal 70, pp. 1281-1294.
- Masser SA, 2005, *La pompe à chaleur PAC*, Masser SA, http://www.massar.be/fr/nouveautes_pompe_chaleur.htm, consulté le 28/03/2009.
- Méndez, 2008, *Implementation and verification of the USGS solute transport code MT3DMS for groundwater heat transport modeling*, Master thesis, Tübingen, University of Tübingen, inédit.
- Molson, Frind & Palmer, 1992, *Thermal energy storage in an unconfined aquifer. 2. Model development, validation, and application*, Water Resources Research 28, pp. 2857-2867.
- Otero & al., 2004, *High-Rayleigh-number convection in fluid-saturated porous layer*, Journal of Fluids Mechanics 500, pp. 263-281.
- Pahud, 2002, *Geothermal energy and heat storage*, Laboratorio di energia, ecologia er economica (Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana), [http://www.isaac.supsi.ch/isaac/pubblicazioni/Geotermia%20-%20Pompe%20di%20calore/Lecture%20notes/\(2002\)%20Geothermal%20energy%20and%20heat%20storage%20.%20Lecture%20notes/c-notes%20de%20cours%20-%20ch%201%20et%202.pdf](http://www.isaac.supsi.ch/isaac/pubblicazioni/Geotermia%20-%20Pompe%20di%20calore/Lecture%20notes/(2002)%20Geothermal%20energy%20and%20heat%20storage%20.%20Lecture%20notes/c-notes%20de%20cours%20-%20ch%201%20et%202.pdf), consulté le 27/01/2009.
- Pantakar, 1980, *Numerical heat transfer and fluid flow*, New-York, Taylor & Francis, 214 p.
- Popov & al., 1983, *Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source*, Physics of the Solid Earth 19, pp. 563-567.
- Popov & al., 1999, *Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning*, Geothermics 28, pp. 253-276.
- Ray, Bhattacharya & Roy, 2007, *Thermal conductivity of Higher Himalayan Crystallines from Garhwal Himalaya, India*, Tectonophysics 434, pp. 71-79.
- Schärli & Rybach, 2001, *Determination of specific heat capacity on rock fragments*, Geothermics 30, pp. 93-110.
- Signorelli, Bassetti, Pahud & Kohl, 2007, *Numerical evaluation of thermal response tests*, Geothermics 36, pp. 141-166.
- Somerton, 1992, *Thermal properties and temperature-related behavior of rock/fluid systems*, Amsterdam, Elsevier, 258 p.
- Spitler, Yavuzturk & Rees, 2000, *In situ measurement of ground thermal properties*, Proceeding of Terrastock conference (September 2000), vol.1, Stuttgart.
- Taniguchi, 1993, *Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles*, Water Resources Research 29, pp. 2021-2026.

ThermExcel, 2002, *Caractéristiques physiques de l'eau (à pression atmosphérique)*, ThermExcel, http://www.thermexcel.com/french/tables/eau_atm.htm, consulté le 25/02/2009.

Therrien & Sudicky, 2000, *Well bore boundary conditions for variably-saturated flow modeling*, *Advances in Water Resources* 24, pp. 195-201.

Thomas & Dassargues, 2008, *Etude par la modélisation des écoulements et du transport de chaleur induits par pompage dans l'aquifère alluvial de la Meuse pour un système de refroidissement d'un futur bâtiment de bureaux (SPF Finances, Liège)*, Rapport (avril 2008) – 07-307, Département ArGEnCo (Unité d'hydrogéologie et de géologie de l'environnement), Université de Liège, inédit.

Tyberghein, 2005, *Etude du comportement des pieux échangeurs de chaleur*, Travail de fin d'étude, Liège, Université de Liège, inédit.

Urbanek, 2005, *Research on large-capacity thermal energy storage*, Chemnitz University of Technology (Department of Technical Thermodynamics), <http://www.solarmarstal.dk/filarkiv/billeder/251200511221.pdf>, consulté le 20/03/2009.

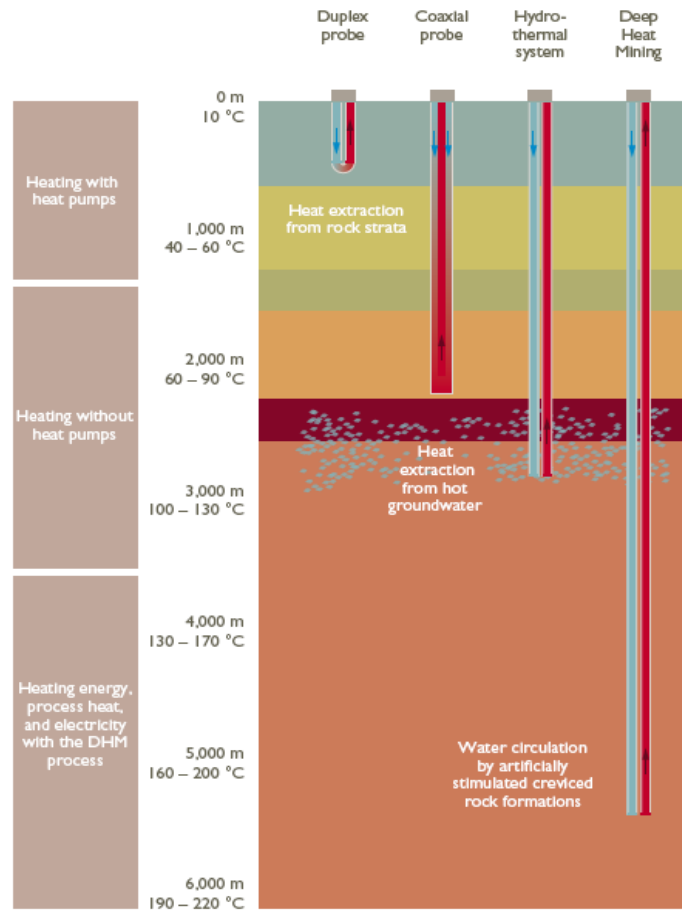
Vosteen & Schellschmidt, 2003, *Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock*, *Physics and Chemistry of the Earth* 28, pp. 499-509.

Waples D. & Waples J., 2004, *A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 1: minerals and nonporous rocks*, *Natural Resources Research* 13, pp. 97-130.

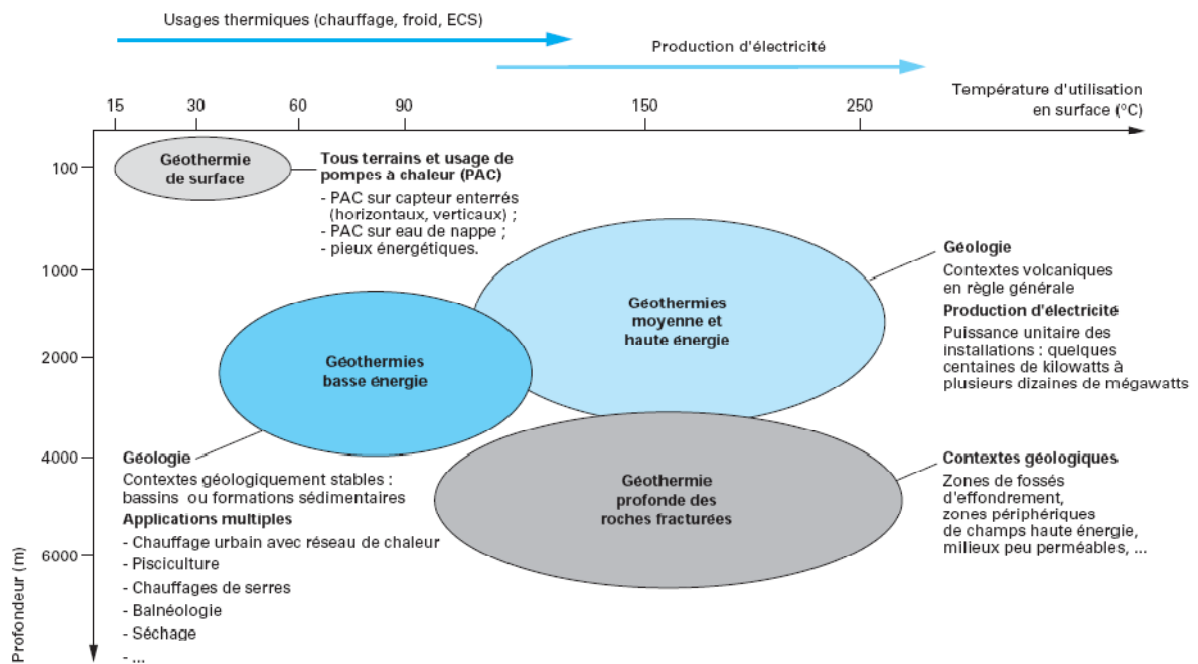
Witte, van Gelder & Spiliter, 2002, *In situ thermal conductivity testing: a Dutch perspective*, *ASHRAE Transactions* 108.

Zoth & Hänel, 1988, Appendix. In: Hänel, Rybach & Stegena (Editors), *Handbook of terrestrial heat flow density determination*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, pp. 449-466.

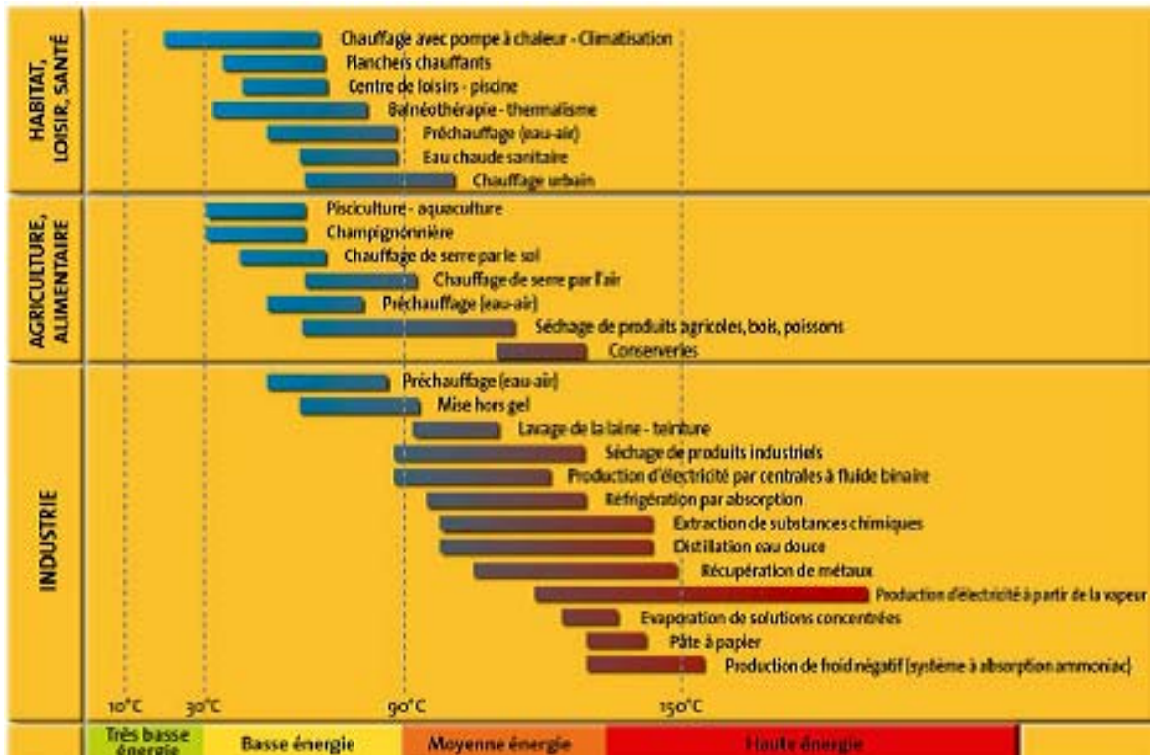
IX. Annexes



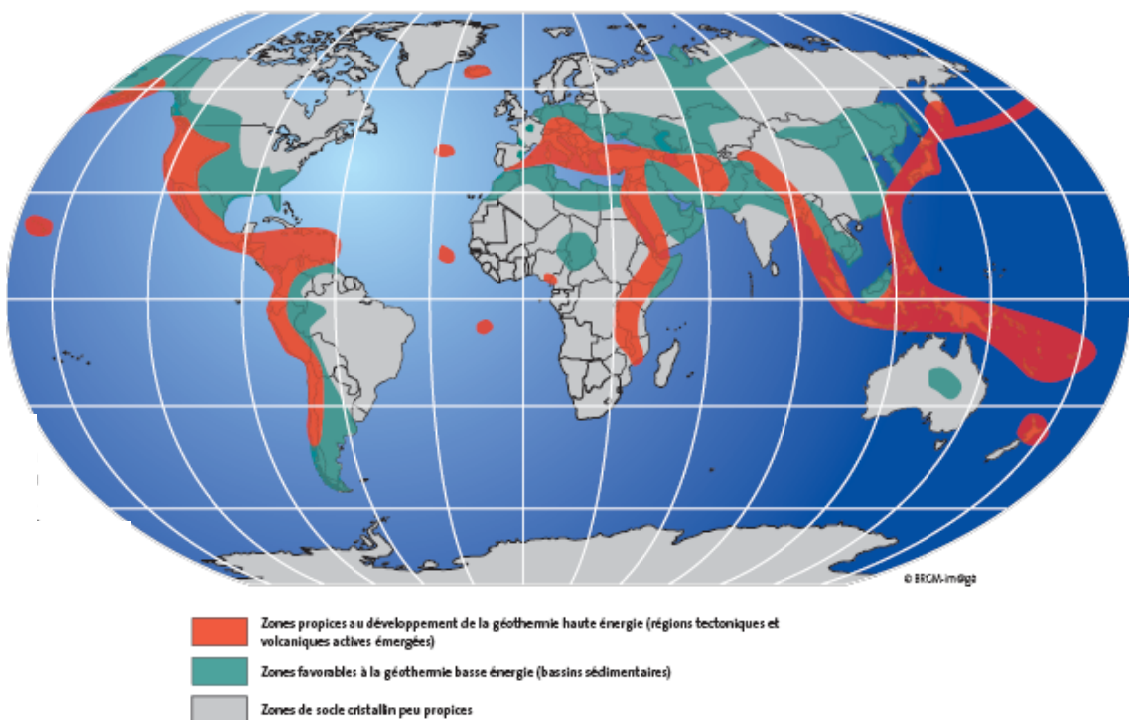
Annexe 1: Différents modes d'exploitation de l'énergie géothermique (Geopower Basel AG, 2006)



Annexe 2: Représentation schématique des différentes catégories de géothermie (Laplaige & Lemale, 2008)

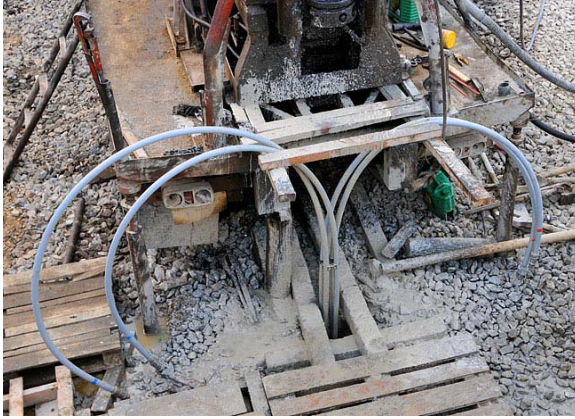


Annexe 3: Principales utilisations de la géothermie en fonction de la température (Castello, 2004)



Annexe 4: Zones intéressantes pour la géothermie basse, moyenne et haute énergie (Castello, 2004)

(a)



(b)



Annexe 5:

(a) Sonde géothermique après installation

(b) Extrémité d'une sonde en double U

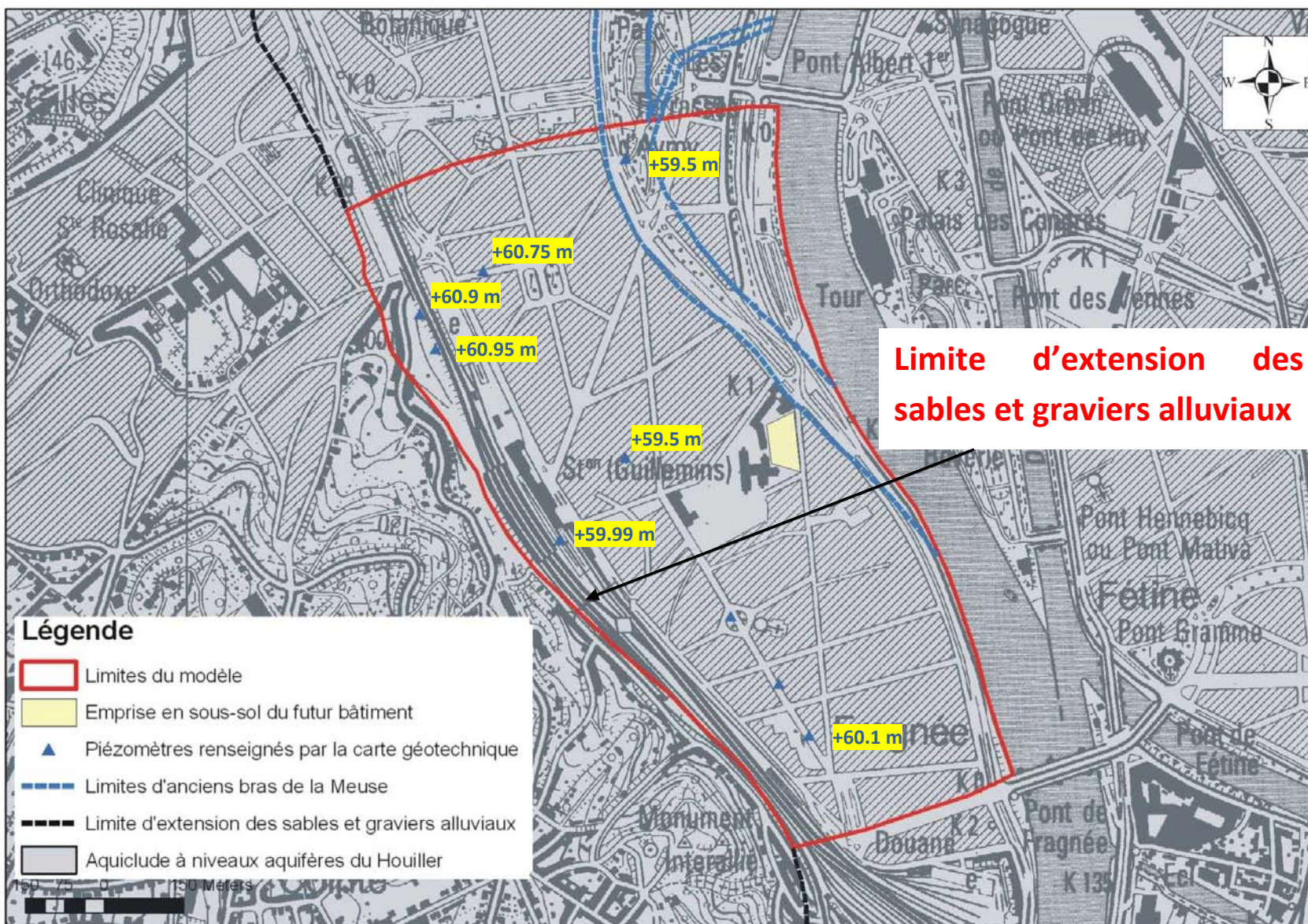
(Beodom, 2008)

Rock type	Density (g/cm ³)	Measurement temperature (°C)	Cp (J/kg/K) at measurement temperature	Cp (J/kg/C) at 20°C	Thermal capacity (J/cm ³ /K) at 20°C	Measured Cp reference	Density reference
Amphibolite	3.01	20	700	700	2.11	Y	G
Amphibolite	3.01	20	1134	1134	3.41	S, D	G
Andesite	2.66	20*	815	815	2.17	S	O
Amynrite	2.95	20	390	390	1.74	Y	Y
Anhydrite	2.96	20	940	940	2.78	C	D
Apatite	2.95	20	700	700	2.07	Y	Y
Argillite	2.69	20	830	830	2.29	Y	Y
Basalt	2.87	0	838	838	2.58	K	O
Clay	2.68	20	840	860	2.30	B	D
Coal	1.35			1200	1.74	V	V
Diabase	2.79	0	689	731	2.04	K	D
Diabase	2.79	20	840	860	2.40	D	D
Diorite	2.87	20	1140	1140	3.27	C	O
Dolerite	2.9	20	900	900	2.61	C	O
Dolomite	2.8	20	900	900	2.52	Y	Y
Dunite	2.55	20	730	720	1.84	Y	Y
Epidote	3.27	20	540	540	1.77	Y	Y
Gabbro	3	20	630	630	1.95	Y	Y
Gabbro	2.97	20	1000	1000	2.97	C	O
Gneiss	2.7	20	770	770	2.08	C	O
Gneiss	2.7	20	979	979	2.64	S, D	O
Granite	2.65	20	600	600	1.59	Y	Y
Granite	2.64	20	1172	1172	3.07	M	M
Granodiorite	2.84	20	630	630	1.85	Y	Y
Granodiorite	2.73	20	1045	1046	2.86	M	M
Gypsum	2.37	20	1030	1010	2.39	R	D
Gypsum-Anhydrite	2.68	20	710	710	1.90	Y	Y
Harzburgite	3.20	17	771	759	2.43	T	T
Hornblende	3.1	16	510	493	1.53	Y	Y
Hornfels		20	1470	1470		C	
Ijolite	2.93	20	900	900	2.64	Y	Y
Lherzolite	3.20	17	790	778	2.49	T	T
Limestone	2.77	20	680	680	1.88	Y	Y
Limestone	2.76	20	880	880	2.43	C	W
Marble	2.76	20	883	883	2.44	R	W
Marl	2.72	20	920	950	2.58	Y	Y
Metapyroxenite		20	921	921		D	
Microquartzite	2.625	20	900	950	2.49	Y	Y
Migmatite	2.75	20	849	849	2.34	L	L
Moochiquite	2.96	20	800	800	2.37	Y	Y
Norite	2.99	20	670	670	2.00	Y	Y
Omogness	2.70	20	1347	1347	3.64	L	L
Pegmatite	2.7	20	710	710	1.92	Y	Y
Peridotite	3.19	20	1005	1005	3.21	D	D
Peridotite, serpentized	2.74	20	705	705	1.98	Y	Y
Phyllite	2.72	20	1090	1090	2.96	C	G
Plagiognate	2.70	20	874	874	2.36	L	L
Pyroxenite	3.24	20	600	600	2.14	Y	Y
Pyroxenite	3.19	20	1000	1000	3.19	C	D
Pyroxenite serpentized	2.53	20	1243	1243	3.14	Z	Z
Quartz monzonite	2.64	17	892	879	2.32	R	O
Quartzite	2.64	0	699	731	1.98	K	D
Quartzite	2.64	20	1013	1013	2.67	C, D	D
Rieschornite	2.74	20	650	650	1.78	Y	Y
Rieschornite	2.72	20	900	900	2.45	Y	Y
Salt	2.16	20	880	880	1.90	C	D
Sandstone	2.64	20	775	775	2.05	Y	Y
Schist	2.77	20	790	790	2.19	Y	Y
Schist	2.9	20	1096	1096	3.18	S, D	O
Serpentinite	2.27	20	730	730	1.66	Y	Y
Serpentinite	2.54	20	1005	1005	2.55	B	D
Siderite	3.18	20	715	715	2.27	Y	Y
Siltstone	2.68	20	910	910	2.44	Y	Y
Slate	2.77	20	1113	1113	3.08	Z	Z
Slate	2.78	0	707	740	2.06	K	O
Syenite	2.82	20	460	460	1.30	Y	Y
Sylvanite	2	20	560	565	1.13	Y	Y
Talc	2.78	20	1000	1000	2.78	C	W
Tuff	2.69	20	795	795	2.14	M	M
Tuff	2.75	20	1090	1090	3.00	C	G

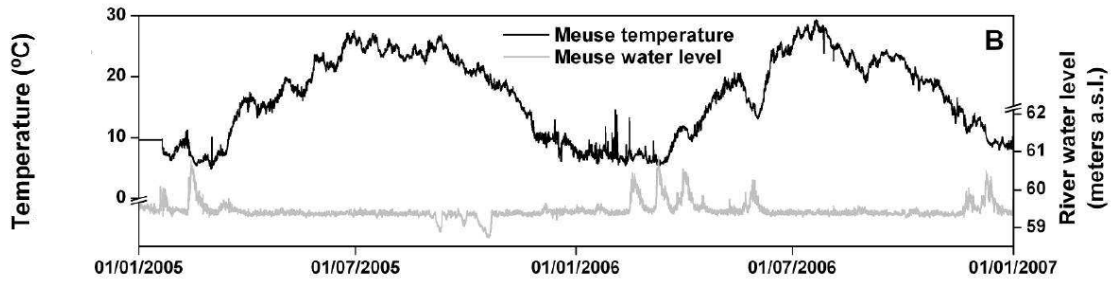
* Assumed; not specified in reference.

Note. References: B = Buntebarth, 1984; C = Cermak and Rybach, 1982; D = Dortman, 1976; G = Geological Survey of Canada; K = Kappelmeier and Haenzel, 1974; L = Lyubimova et al., 1975; M = Moiseenko et al., 1970; R = Roy et al., 1981; S = Schon, 1998; T = Tkach and Yurchak, 1972; V = van Krevelen, 1981; W = Weast and Selby, 1967; Y = Mel'nikova et al., 1975; Z = Dudarev and Tyehinskiy, 1972.

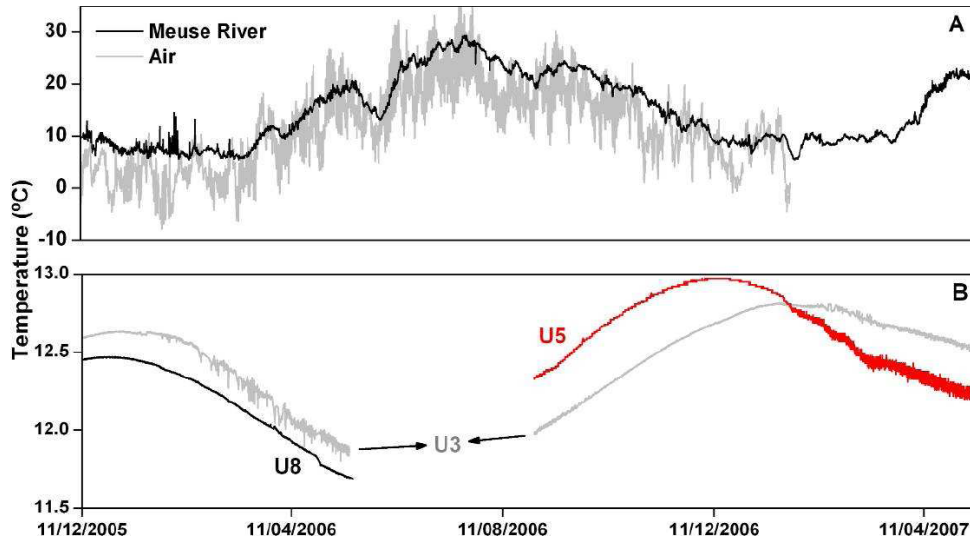
Annexe 6: Capacité calorifique des roches (Waples D. & Waples J., 2004)



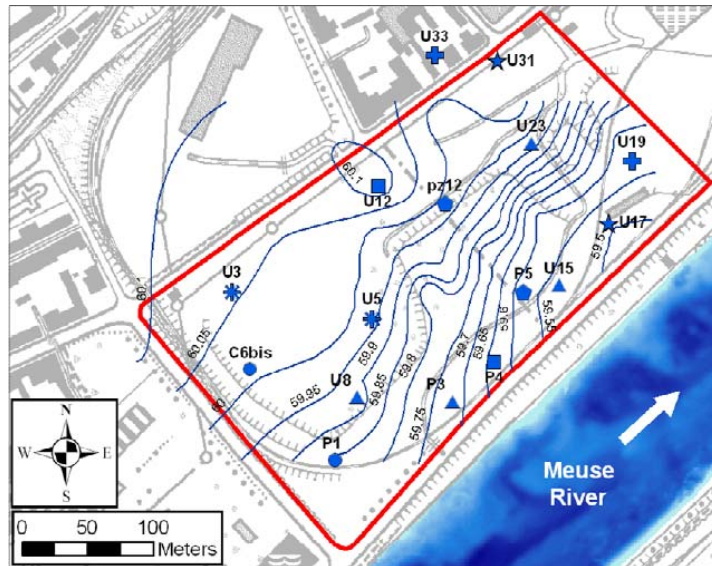
Annexe 7: Carte de la zone étudiée, localisation des piézomètres existants et limites du modèle (échelle 1/11500)



Annexe 8: Niveau d'eau et température de la Meuse en 2005-2006 à hauteur de Flémalle (Batlle-Aguilar, 2008)

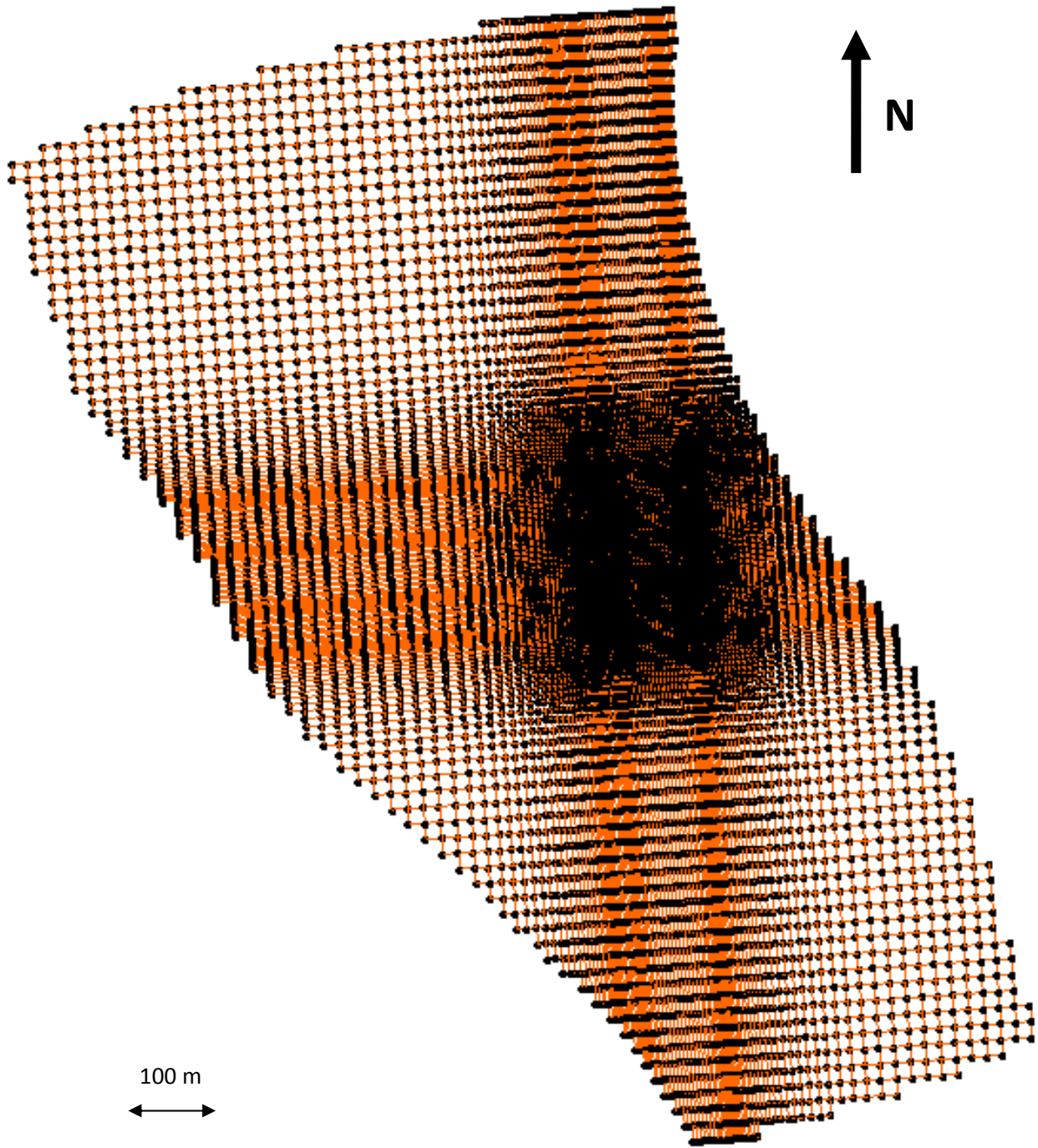


Annexe 9: Température de l'air et de la Meuse (A) ; température de l'eau souterraine dans 3 piézomètres (B) (Batlle-Aguilar, 2008)

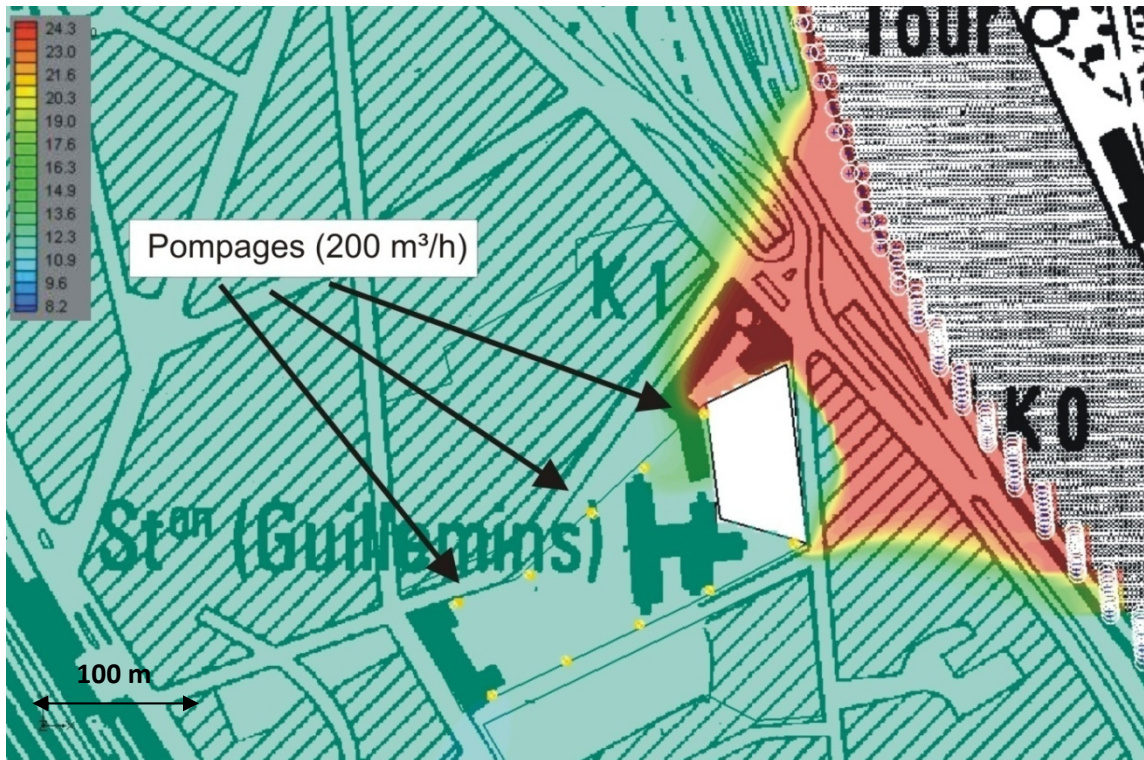


Well ID	Depth (m)	Diameter (m)	Screen depth (m)	Distance from the river (m)	Monitored period (days)
U5	11.5	0.1	9.5 – 11.5	113.9	598
U3	10.0	0.1	6.0 – 10.0	207.1	514
P3	15.0	0.15	10.5 – 14.5	26.1	385
U8	7.0	0.05	6.0 – 7.0	80.4	171

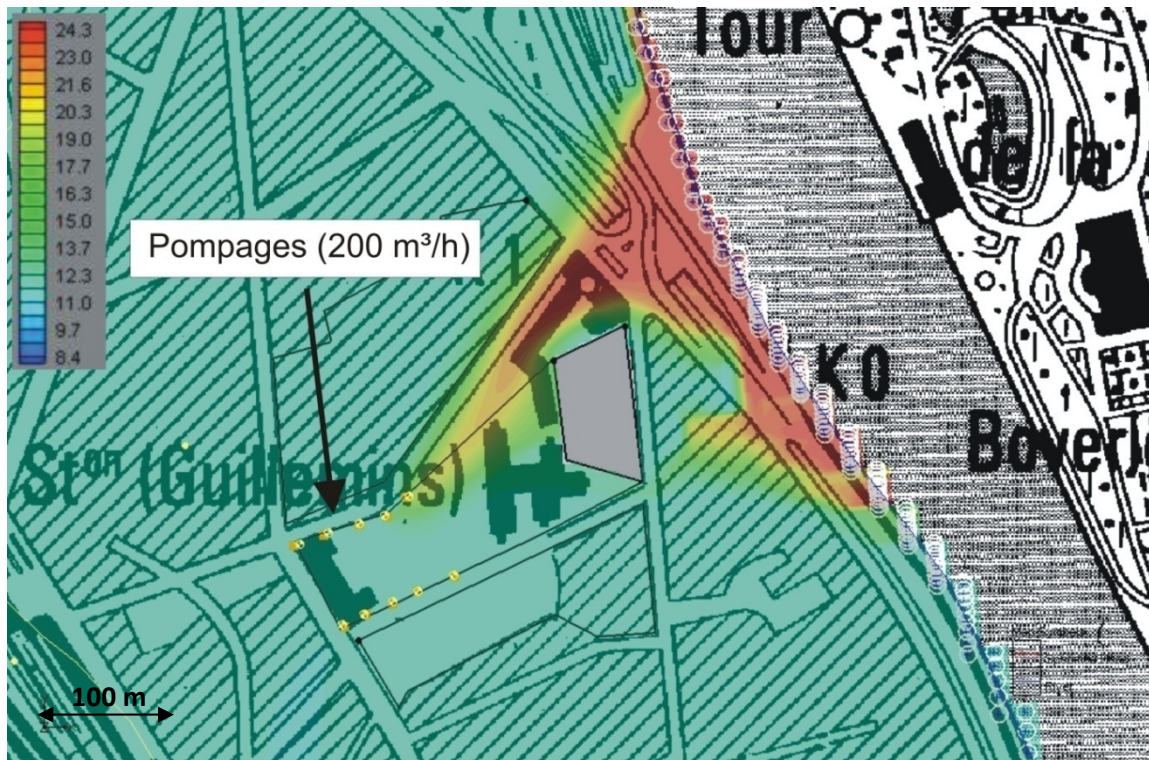
Annexe 10: Localisation et caractéristiques des puits d'observation cités à l'annexe 9 (Batlle-Aguilar, 2008)



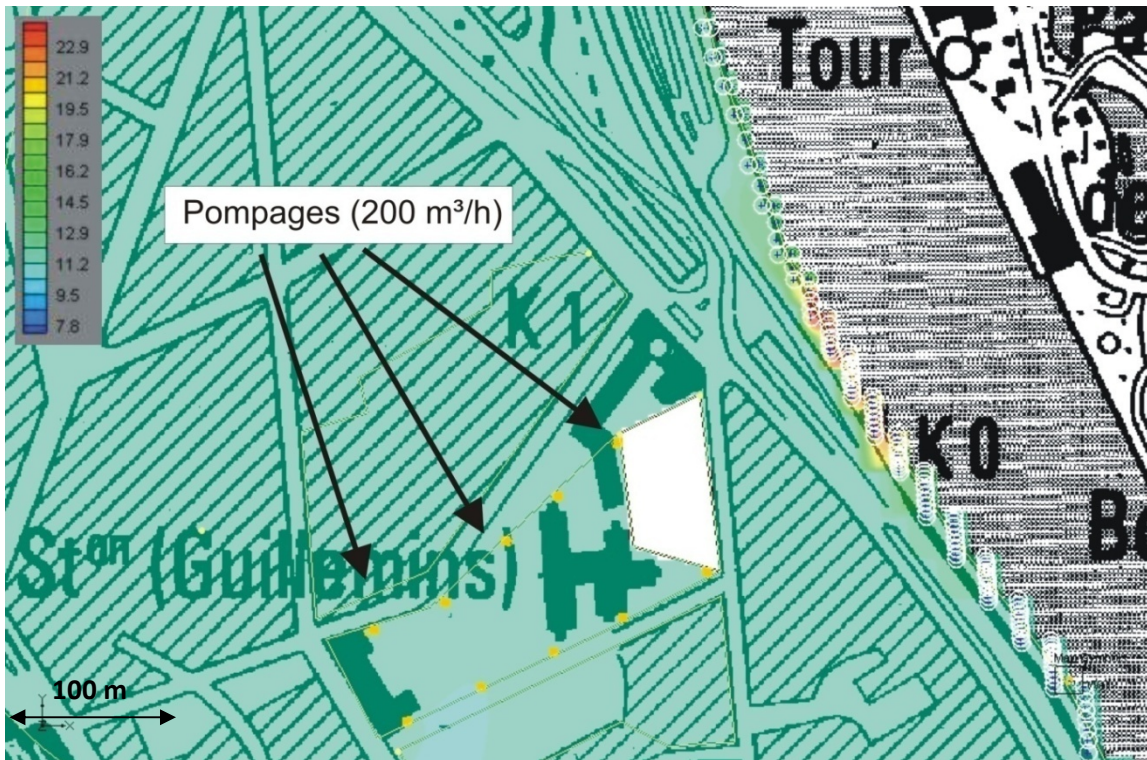
Annexe 11: Maillage en éléments finis (modèle HGS)



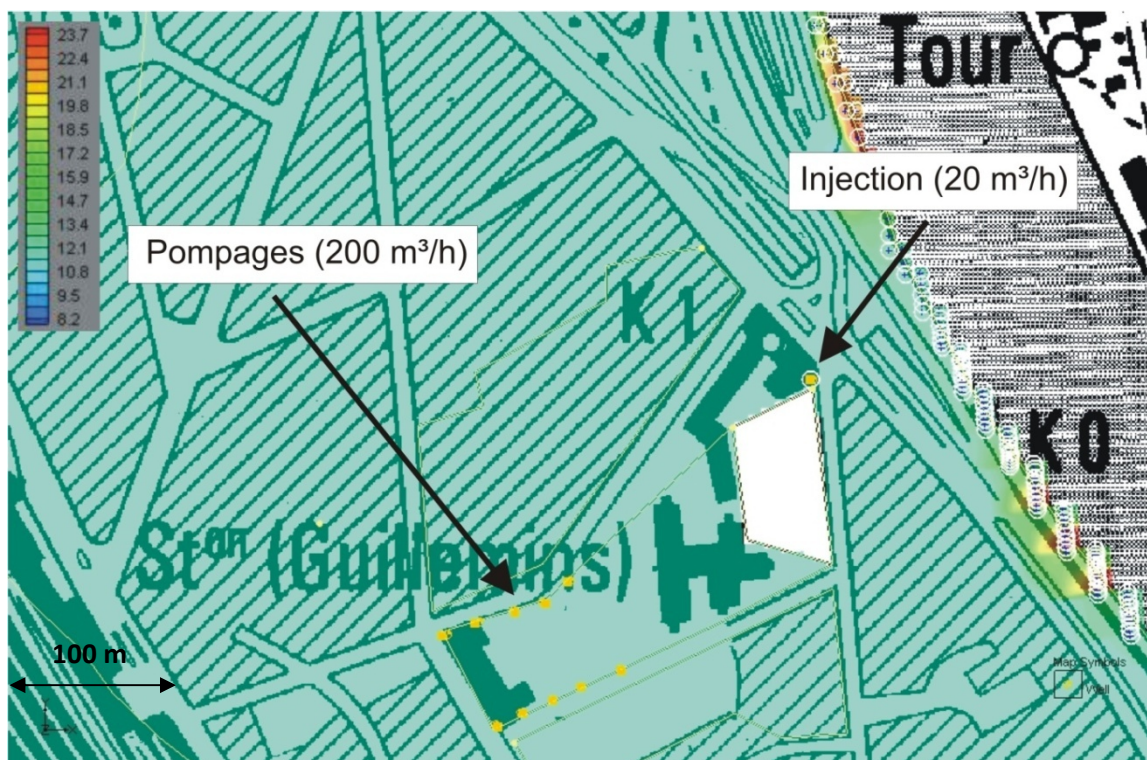
Annexe 12: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage, scénario 1, variante 1 (Thomas & Dassargues, 2008)



Annexe 13: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage, scénario 1, variante 2 (Thomas & Dassargues, 2008)



Annexe 14: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage intermittent, scénario 2, variante 1 (Thomas & Dassargues, 2008)



Annexe 15: Températures (°C) calculées dans l'aquifère des sables et graviers après un mois de pompage intermittent, scénario 3, variante 2 (Thomas & Dassargues, 2008)