

Titre: Impact des changements climatiques sur le bilan hydrique et la
Title: qualité de l'eau dans un lac de fosse

Auteur: Alexandre Fuentes
Author:

Date: 2022

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Fuentes, A. (2022). Impact des changements climatiques sur le bilan hydrique et
Citation: la qualité de l'eau dans un lac de fosse [Mémoire de maîtrise, Polytechnique
Montréal]. PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/10450/>

 **Document en libre accès dans PolyPublie**
Open Access document in PolyPublie

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/10450/>
PolyPublie URL:

**Directeurs de
recherche:** Thomas Pabst
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

**Impact des changements climatiques sur le bilan hydrique et la qualité de
l'eau dans un lac de fosse**

ALEXANDRE FUENTES

Département des génies civil, géologique et des mines

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de *Maîtrise ès sciences appliquées*

Génie minéral

Août 2022

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

Impact des changements climatiques sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse

présenté par : **Alexandre FUENTES**

en vue de l'obtention du diplôme de : *Maîtrise ès sciences appliquées*

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

Isabelle Demers, présidente

Thomas Pabst, membre et directeur de recherche

Pierre Groleau, membre externe

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur recherche Thomas Pabst de m'avoir fait confiance pour mener ce projet de recherche à bien. Je tiens spécifiquement à le remercier pour sa disponibilité, son implication, ses encouragements et ses précieux conseils.

Je voudrais aussi remercier Noura El-Harrak, Patrick Bernèche et Étienne Bélanger pour leur aide et leurs conseils pour construire le modèle de laboratoire et avoir pris de leur temps pour me former aux essais de laboratoire.

Je tiens aussi à remercier Pierre Groleau et Vincent Martin pour m'avoir facilité l'accès au logiciel Goldsim et leur support pour apprendre à l'utiliser.

Merci également à Émilie Bresson et Pascal Bourgault d'avoir répondu à mes interrogations sur les changements climatiques et surtout pour m'avoir appris à utiliser la plateforme PAVICS.

Merci aussi à Monica Monzon, aux étudiants et stagiaires du laboratoire pour m'avoir permis de réaliser ce projet de recherche dans un cadre de travail au combien convivial.

Mention spéciale à mes amis qui ont été un moteur à ma vie durant ces deux dernières années.

Enfin un immense merci à ma famille qui malgré la distance était toujours présente pour me soutenir et m'encourager dans les moments difficiles.

RÉSUMÉ

Les lacs de fosse constituent une solution de restauration fréquemment utilisée par l'industrie minière afin de limiter l'oxydation des minéraux sulfureux contenus dans les murs de fosse et les rejets miniers envoyés permettant ainsi de contrôler la génération de drainage minier acide (DMA). L'épaisseur de la couverture en eau est généralement considérée comme le facteur critique d'efficacité de cette méthode de restauration. Or, le niveau d'un lac de fosse varie au cours du temps et selon les conditions climatiques. Les changements climatiques (CC) sont donc susceptibles d'affecter durablement l'épaisseur du recouvrement en eau et constituent une source d'incertitude quant aux risques de débordement et à la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA à long terme.

L'objectif principal de cette étude était de caractériser l'impact des CC sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse au moyen d'une approche de mise à l'échelle.

Un modèle physique représentant un lac de fosse à échelle réduite a été réalisé au laboratoire. Les équipements installés permettaient de contrôler le niveau phréatique et les variables climatiques (vitesse du vent, humidité relative, température de l'air et radiation solaire). Le niveau du lac, la conductivité électrique et les apports et pertes en eau dans le modèle ont été mesurés et utilisés pour calibrer une équation globale du bilan hydrique. Des simulations numériques, réalisées en combinant les logiciels Seep 3D (Geoslope Int.) et Goldsim (GoldSim Technology Group LLC), ont permis de prédire le bilan hydrique et la qualité de l'eau d'un lac de fosse à échelle réelle.

L'effet des conditions climatiques (localisation du site, modèle climatique, scénario d'émission) et hydrogéologiques (caractéristiques du bassin versant, conductivité hydraulique du roc fracturé, morphologie de la fosse, variabilité du niveau phréatique et son gradient hydraulique) a été évalué au moyen d'une analyse paramétrique. L'évolution du bilan hydrique du lac de fosse et de la qualité de l'eau a été étudiée pour des climats nord-américains actuels et futurs au moyen de divers modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) et scénarios d'émission (RCP 4.5 et RCP 8.5).

Les résultats ont révélé que la couverture en eau contrôlait effectivement efficacement la diffusion de l'oxygène depuis la surface, et que l'écoulement des eaux souterraines entrant constituait la principale source en oxygène dissous, entraînant ainsi l'oxydation des rejets miniers situés au fond de la fosse. La qualité de l'eau semblait cependant rester acceptable selon la réglementation locale en vigueur. Un lac de fosse devrait donc être conçu de façon à avoir un niveau supérieur au niveau phréatique alentour afin de limiter l'apport d'oxygène dissous. Ainsi, un lac de fosse avec un bilan hydrique négatif (typique des climats chauds et secs) qui favorisait l'écoulement des eaux souterraines entrant était moins performant pour prévenir la génération de DMA qu'un lac de fosse avec un bilan hydrique positif (typique des climats froids et humides). De plus, les lacs de fosse avec un bilan hydrique négatif étaient soumis à l'évapoconcentration, ce qui augmentait encore la contamination du lac de fosse. Cependant, l'industrie minière doit accorder autant d'importance à la protection des eaux souterraines et des eaux de surfaces. C'est pourquoi, dans certains cas et selon le contexte, les lacs de fosse qui agissent comme un piège hydraulique (i.e. avec un bilan hydrique négatif) pourraient être une solution de restauration minière plus adaptée.

Dans tous les cas simulés, les CC devraient contribuer à augmenter la température de l'air et les précipitations en particulier pour le climat arctique. Le réchauffement climatique devrait aussi provoquer une diminution de l'enneigement, mais aucun changement significatif sur l'humidité relative, la radiation solaire et la vitesse du vent. Le taux d'évaporation et des précipitations devraient donc augmenter pour tous les lacs de fosse simulés. Dans la majorité des cas, les CC devraient contribuer à augmenter faiblement le niveau du lac de fosse sans faire varier significativement la qualité de l'eau. Les exceptions observées impliquent cependant qu'une étude au cas par cas est nécessaire pour caractériser l'impact des CC sur chaque lac de fosse. Enfin, l'influence du choix du scénario d'émission sur les résultats était négligeable comparativement au choix du modèle climatique.

Cette étude aura permis de proposer plusieurs recommandations afin de concevoir les lacs de fosse comme une solution de restauration minière efficace pour contrôler la génération de DMA et assurer leur résilience face au CC.

ABSTRACT

Pit lakes are often used by the mining industry as a mine reclamation solution to limit the oxidation of sulfidic minerals contained in pit walls and backfilled mine tailings, and to control the generation of acid mine drainage (AMD). The thickness of the water cover in the lake is generally considered the critical factor of this reclamation method. However, the level of a pit lake varies with time and climatic conditions. Climate change (CC) is therefore likely to have an impact on the thickness of the water cover and is a source of uncertainty regarding the long-term performance of pit lakes controlling AMD generation in the long term and the risk of overflowing.

The main objective of this research was therefore to characterize the impact of CC on pit lake's water balance and water quality using a multiscale approach.

A physical model representing a small-scale pit lake was built in the laboratory. Water level and climatic variables (wind speed, relative humidity, air temperature and solar radiation) were controlled and monitored during the experiments. Lake level, electrical conductivity and water inputs and outputs were measured and used to calibrate a global water balance equation. Numerical simulations, carried out by combining Seep 3D (Geoslope Int.) and Goldsim (GoldSim Technology Group LLC) codes, were then used to predict the water balance and water quality of a full-scale pit lake.

The effect of climatic conditions (site location, climate model, emission scenario) and hydrogeological characteristics (watershed, fractured rock mass hydraulic conductivity, pit morphology, water table position and regional hydraulic gradient) were assessed through a comprehensive parametric analysis. The evolution of pit lake water balance and water quality was studied for current and future North American climates using various climate models (CanRCM4, CMRC5 and HIRHAM5) and emission scenarios (RCP 4.5 and RCP 8.5).

Results showed that the pit lake was efficient to control oxygen diffusion from the surface, and that the groundwater flow was the main source of dissolved oxygen, eventually contributing to the

oxidation of the mine tailings located at the bottom of the pit. However, the water quality seemed to remain acceptable to local regulations. Nevertheless, a pit lake should therefore be designed to guarantee that its level always remains above the surrounding water table to limit the dissolved oxygen ingress toward the pit. As a consequence, a pit lake with a negative water balance (typical of hot and dry climates) may increase groundwater inflow and be less efficient to prevent AMD generation than a pit lake with a positive water balance (typical of cold and humid climates). In addition, pit lakes with a negative water balance may be subjected to evapoconcentration, which could further increase contamination of the pit lake. However, the mining industry must attach equal importance to the protection of groundwater and surface water. This is why, in specific conditions, pit lakes that are used as a hydraulic trap (i.e. with a negative water balance) could be more sustainable mining reclamation solution.

In all the simulated cases, CC contributed to increasing air temperature and precipitation, especially for arctic climate. Global warming is also expected to cause a decrease of snow cover but no significant changes in relative humidity, solar radiation and wind speed are expected. Evaporation and precipitation rates should therefore increase for all the simulated pit lakes, and in most cases, CC are expected to contribute to a slight increase in the lake level without significantly affecting the water quality. However, some exceptions were observed and imply that a case-by-case study is necessary to characterize the impact of CC on each pit lake. Finally, the influence of the choice of the emission scenario on the results was negligible compared to the choice of the climate model.

Several recommendations were formulated based on this study and should be useful for practitioners to design pit lakes and improve their performance as a sustainable and resilient reclamation solution to control AMD generation.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	I
RÉSUMÉ.....	II
ABSTRACT	IV
TABLE DES MATIÈRES.....	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	XII
LISTE DES FIGURES	XV
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS (AVEC UNITÉS).....	XXIII
LISTE DES ANNEXES	XXXII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	1
1.1 Contexte.....	1
1.2 Objectifs du projet de recherche.....	3
1.3 Contenu du mémoire	3
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE	5
2.1 Fermeture des fosses	5
2.1.1 Formation des lacs de fosse.....	5
2.1.2 Morphologie des lacs de fosse.....	6
2.1.3 Valorisation des lacs de fosse.....	9

2.1.4	Remblayage des fosses	10
2.2	Enjeu environnemental des lacs de fosse	12
2.2.1	Drainage minier acide (DMA)	12
2.2.2	Méthodes de contrôles du DMA dans les fosses	17
2.2.3	Mécanismes de contrôle du DMA dans un lac de fosse.....	19
2.2.4	Solubilité et transports des contaminants	21
2.2.5	Limnologie	23
2.2.6	Modélisation de la qualité de l'eau dans un lac de fosse.....	27
2.3	Bilan hydrique des lacs de fosse.....	31
2.3.1	Ruissellement entrant $R_{s_{in}}$	32
2.3.2	Évaporation (E)	35
2.3.3	Écoulements des eaux souterraines (GW_{in} et GW_{out}).....	40
2.3.4	Statut hydrologique d'un lac de fosse	48
2.4	Changements climatiques (CC).....	50
2.4.1	Changements climatiques à l'échelle mondiale	50
2.4.2	Modèles climatiques.....	51
2.4.3	Réanalyses	52
2.4.4	Scénarios synthétiques	53
2.4.5	Trajectoires socio-économiques partagées	54

2.4.6	Scénarios d'émissions	57
2.4.7	Projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP)	58
2.4.8	Simulations et projections climatiques	59
2.4.9	Mise à l'échelle	60
2.4.10	Post-traitement.....	63
2.5	Besoins en recherche	64
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE		69
3.1	Choix et caractérisation du matériau pour simuler le roc fracturé	69
3.2	Modèle physique de laboratoire	73
3.3	Étude du bilan hydrique dans le modèle de laboratoire	77
3.3.1	Essais d'évaporation.....	77
3.3.2	Essais d'écoulement des eaux souterraines	82
3.4	Modèle numérique et mise à l'échelle.....	83
3.4.1	Modèle Seep 3D	83
3.4.2	Intégration des changements climatiques.....	86
3.4.3	Modèle Goldsim	88
3.5	Analyse paramétrique.....	102
CHAPITRE 4 CALIBRATION DES COMPOSANTES DU BILAN HYDRIQUE D'UN LAC DE FOSSE À PARTIR DE RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX.....		104

4.1	Calibration de l'évaporation.....	105
4.1.1	Effet des conditions climatiques du laboratoire	105
4.1.2	Effet de la vitesse du vent.....	108
4.1.3	Effet de la radiation solaire	111
4.1.4	Effet de l'humidité relative.....	113
4.1.5	Effet cumulatif du transfert de masse de vapeur d'eau et de la radiation solaire.....	115
4.1.6	Effet de la hauteur des murs de fosse	118
4.1.7	L'effet de la salinité.....	119
4.1.8	Validation de l'équation d'évaporation.....	120
4.2	Caractérisation de l'écoulement des eaux souterraines.....	123
4.2.1	Essais de dilution.....	123
4.2.2	Validation de la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines.....	125
CHAPITRE 5 SIMULATIONS NUMÉRIQUES DE L'IMPACT DES CC SUR LE BILAN HYDRIQUE ET LA QUALITÉ DE L'EAU D'UN LAC DE FOSSE ET PARAMÈTRES D'INFLUENCE		127
5.1	Cas de référence	127
5.1.1	Caractéristiques de la fosse simulée.....	127
5.1.2	Contexte climatique du cas de référence.....	129
5.1.3	Évolution du bilan hydrique du lac de fosse	137
5.1.4	Évolution de la qualité de l'eau.....	141

5.1.5	Validation des composantes du bilan hydrique	147
5.1.6	Conclusion intermédiaire	150
5.2	Modélisation des changements climatiques	151
5.2.1	Effet du scénario d'émission	151
5.2.2	Effet du modèle climatique	154
5.3	Effet du climat	158
5.3.1	Comportement hydrogéochimique du lac de fosse en climat froid et humide	165
5.3.2	Comportement hydrogéochimique du lac de fosse en climat chaud et sec	168
5.4	Autres facteurs d'influence	173
5.4.1	Bassin versant.....	174
5.4.2	Conductivité hydraulique	175
5.4.3	Morphologie de la fosse	176
5.4.4	Variabilité du niveau phréatique	177
5.5	Effet du remblayage des fosses	178
5.6	Effet du statut hydrologique (terminal sinks vs. flow-through pit lakes).....	182
5.7	Retombées concrètes pour l'industrie minière	187
CHAPITRE 6	DISCUSSION GÉNÉRALE	189
CHAPITRE 7	CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	193
7.1	Synthèse.....	193

7.2	Conclusion.....	196
7.3	Recommandations	198
	BIBLIOGRAPHIE	200
	ANNEXES	227

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2-1 : Profondeur relative des lacs de fosses canadiens (MEND, 2015).	7
Tableau 2-2 : Distribution des solutions de valorisation des lacs de fosse à l'échelle mondiale... 10	10
Tableau 2-3 : Exemples de lacs de fosse contaminés à l'échelle mondiale.	15
Tableau 2-4 : Liste des modèles numériques développés pour prédire la qualité de l'eau dans un lac de fosse.	29
Tableau 2-5 : Coefficient de ruissellement pour différents types de sols (SCS, 1972).....	33
Tableau 2-6 : Coefficient d'aptitude au ruissellement typique en fonction du type de surface et du groupe hydrologique (SCS, 1972).....	35
Tableau 2-7 : Solutions analytiques pour des essais d'injection pour divers types d'aquifères et d'écoulements.....	44
Tableau 2-8 : Caractéristiques principales des approches utilisées dans l'étude des CC (Roy, 2017).	54
Tableau 2-9 : Résumé des différentes trajectoires socio-économiques partagées (SSP1, SSP2, SSP3, SSP4 et SSP5).....	55
Tableau 2-10 : Réchauffement climatique suivant plusieurs SSP de 2021 à 2100 (IPCC, 2021)..	57
Tableau 2-11 : Comparaison des méthodes de mise à l'échelle dynamique et statistique (Hotton, 2019).....	62
Tableau 2-12 : Exigences au point de rejet de l'effluent final (adapté de MDDELCC, 2012).	66
Tableau 3-1 : Densités relatives des grains solides du sable utilisé dans le modèle de laboratoire.	71

Tableau 3-2 : Conductivité hydraulique du sable utilisé dans le modèle de laboratoire mesurée avec des perméamètres à paroi rigide.....	72
Tableau 3-3 : Synthèse des essais d'évaporation menés au laboratoire suivant leur sigle, leur nombre et les variables climatiques contrôlées.	80
Tableau 3-4 : Climats nord-américains simulés et leur localisation.	88
Tableau 3-5 : Modélisation de chaque composante du bilan hydrique du lac de fosse de référence.	97
Tableau 3-6 : Part de l'écoulement des eaux souterraines entrant transversant effectivement la zone réactive du lac de fosse (w) en fonction du statut hydrologique des lacs de fosse simulés...	98
Tableau 3-7 : Concentration en oxygène dissous dans l'eau en fonction de la température de l'eau (Tromans, 1998).	99
Tableau 3-8 : Limite de solubilité du fer en fonction du pH en supposant qu'il précipite sous forme d'hydroxyde de fer (adapté de LAWERENCE, 1995).	102
Tableau 4-1 Comparaison du débit des eaux souterraines mesuré indirectement à l'échelle du laboratoire et le débit simulé sur Seep 3D suivant plusieurs gradients hydrauliques.	125
Tableau 5-1 : Évolution de la moyenne et de l'écart type des variables climatiques du cas de référence et des précipitations (≥ 40 mm/j), température ($\geq 30^\circ\text{C}$) et vitesse du vent (≥ 8 m/s) extrêmes (fréquences et maximums). Ces variables climatiques ont été obtenues au moyen du modèle climatique CanRCM4 mis à l'échelle avec le modèle climatique global CanESM2 et basé sur un scénario d'émission RCP 4.5.....	132
Tableau 5-2 : Valeur moyenne, minimale et maximale des variables climatiques avec une influence sur l'évaporation du cas de référence en 1950-2100.	147

Tableau 5-3 : Comparaison de l'évolution du taux moyen d'évaporation et des précipitations directes dans le lac de fosse simulé à travers 3 périodes 1950-2006, 2006-2035 et 2035-2100.	154
Tableau 5-4 Valeurs moyennes, maximales et minimales des variables climatiques journalières simulées pour six climats différents à partir du modèle climatique CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5 entre 1950-2006 et 2070-2100.	162

LISTE DES FIGURES

Figure 2-1 : Pompage des eaux souterraines pour éviter l’envolement de la fosse pendant son exploitation.....	5
Figure 2-2 : Formation d’un lac de fosse après l’exploitation d’une mine à ciel ouvert.....	6
Figure 2-3 : Distribution de la pente globale des mines à ciel ouvert en fonction de leur profondeur (Knight Piésold, 2012).	8
Figure : 2-4 Limites de solubilité des hydroxydes métalliques en fonction du pH (Aubertin, 2002).	21
Figure 2-5 : Exemple d’un cycle d’homogénéisation pour un lac de fosse.	23
Figure 2-6 : Exemple de profils de salinité, de température et d’oxygène dissous (adapté de Boehrer & Schultze, 2008).....	25
Figure 2-7 : Ensemble des processus affectant la qualité de l’eau dans un lac de fosse.	28
Figure 2-8 : Relation entre les principaux facteurs affectant la qualité de l’eau dans un lac de fosse.	29
Figure 2-9 : Schéma représentant la solution analytique de l’écoulement des eaux souterraines entrant dans un lac de fosse de Marinelli & Niccoli (2000).....	46
Figure 2-10 : Schéma d’un <i>flow-through pit lake</i>	49
Figure 2-11 : Schéma d’un <i>terminal sink</i> de type puits.....	49
Figure 2-12 : Interactions décrites par les modèles climatiques et un exemple de maillage pour compartimenter le système climatique (source : Ouranos).	52
Figure 2-13 : Comparaison d’indicateurs socio-économiques suivant plusieurs SSP (SSP1, SSP2, SSP3, SSP4, SSP5) (Riahi et al., 2017).....	56

Figure 2-14 : Comparaison des ensembles CMIP6 ET CMIP5 suivant les scénarios d'émissions de CO ₂ par l'industrie des énergies fossiles (SSP, 2018).....	59
Figure 2-15 : Différence entre une simulation et une projection climatique caractérisant le réchauffement climatique mondiale suivant plusieurs scénarios d'émission (IPCC, 2021). .	60
Figure 2-16 : Concept de mise à l'échelle dynamique (Adem et al., 2014).....	61
Figure 3-1 : Courbes granulométriques du sable utilisé dans le modèle de laboratoire (duplicatas).	70
Figure 3-2 : Masse volumique en fonction de la teneur en eau massique obtenue pour un essai Proctor standard pour le sable du modèle de laboratoire avec les courbes théoriques pour divers degrés de saturation.	72
Figure 3-3 : Modèle de laboratoire simulant un lac de fosse à échelle réduite au moyen d'une cuve en aluminium de dimensions 1,5 m (L) x 1 m (l) x 1 m (h). La cuve était séparée en trois par des plaques d'aluminium perforées. Une partie centrale simulait le roc fracturé avec un sable dans lequel était placé un corps de fosse en PVC et deux réservoirs d'eau latéraux servaient à alimenter le lac. Un recouvrement en PEHD et PU était installé afin de limiter les pertes d'eau au seul lac de fosse. Divers équipements et capteurs étaient installés afin de modifier et mesurer les paramètres climatiques et hydrogéochimiques du lac de fosse.....	74
Figure 3-4 : Corps de fosse demi-cylindrique perforé en PVC de 40 cm de diamètre et 15 cm de hauteur.	75
Figure 3-5 : Section transversale du modèle de laboratoire schématisant les différentes parties du modèle et leur recouvrement.	75
Figure 3-6 : Enchaînement des essais d'évaporation et identification des paramètres d'influence.	79

Figure 3-7 : Modèle Seep 3D simulant l'écoulement des eaux souterraines autour du lac de fosse référence.....	85
Figure 3-8 : Coupe transversale (avec exagération verticale) du lac de fosse de référence schématisant le transport de l'oxygène dissous jusqu'à la zone réactive du lac de fosse. ...	100
Figure 4-1 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différents recouvrements (SR : essai d'évaporation sans couverture, AR : essai d'évaporation avec couverture et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.	106
Figure 4-2 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C, l'humidité relative entre 45% et 60% et la vitesse du vent était supposée nulle. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.	108
Figure 4-3 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes vitesses de vents parallèles à la surface du lac (V5,7 : vent de 5,7 km/h, V25 : vent de 25 km/h, V33 : vent de 33 km/h et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.	109
Figure 4-4 Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C, l'humidité relative entre 20% et 30% et la vitesse du vent était 25 km/h. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.	110
Figure 4-5 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes puissances radiatives appliquées à la surface du lac (RAD170 : puissance radiative appliquée de 170 W/m ² , RAD820 : puissance radiative appliquée de 820 W/m ² et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.....	111

- Figure 4-6 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 28°C et 31°C , l'humidité relative entre 20% et 40% et la puissance radiative de 170 W/m^2 . Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure. 112
- Figure 4-7 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et en atmosphère fermée avec une humidité relative supérieur à 95% (N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé. 113
- Figure 4-8 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C et une humidité relative supérieure à 95% (sauf essai numéro 3 à 83,9%). Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure. 114
- Figure 4-9 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes puissances radiatives et vitesses du vent appliquées à la surface du lac (V25 : vent de 25 km/h, RAD170 : puissance radiative appliquée de 170 W/m^2 , CP : vent de 25 km/h avec une puissance radiative appliquée de 170 W/m^2 et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé. 116
- Figure 4-10 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 23°C et 26°C , l'humidité relative entre 15% et 30%, la puissance radiative de 170 W/m^2 et la vitesse du vent de 25 km/h. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure. 117
- Figure 4-11 Évaporation normalisée en fonction la température et humidité relative pour différentes élévations du niveau d'eau dans un baril de 56,5 cm de diamètre. 119
- Figure 4-12 : Évaporation dans des béciers 7 cm de diamètre et 8,5 cm de hauteur en fonction de la salinité de l'eau. 120

Figure 4-13 : Comparaison entre l'évaporation observée sur le lac de fosse de la mine Mt Goldsworthy (McJannet et al., 2017) et l'évaporation modélisée par l'équation proposée dans cette étude (équation 4.2) entre juin 2015 et mai 2016.	122
Figure 4-14 Évolution de la conductivité électrique du lac à l'échelle du laboratoire au cours du temps lors d'un essai de traçage suivant trois gradients hydrauliques constants (i) et une hauteur d'eau en amont du lac de 68 cm par rapport à la base du modèle de laboratoire....	124
Figure 4-15 : Coupe transversale schématisant la modélisation du lac Stockton décrit dans l'étude de (Carlino & McCullough, 2019).	126
Figure 5-1 : Coupe 2D du cas de référence simulé.	129
Figure 5-2 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour le cas de référence à travers trois périodes 1 : 1950-1970, 2 : 1970-2035 et 3 : 2035-2100. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.	138
Figure 5-3 : Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé et écart type pour chaque composante du bilan hydrique à travers trois périodes 1950-1970, 1970-2035 et 2035-2100.	140
Figure 5-4 : Évolution du pH (orange) et du débit journalier des eaux souterraines entrant dans le lac de fosse (bleu) entre 1950 et 2100. Les périodes 1,2 et 3 correspondent aux changements de comportements dans l'évolution de la hauteur d'eau du lac de fosse simulé (voir plus haut, section 5.1.3).	143
Figure 5-5 : Concentrations journalières de fer (bleu) et de sulfates (orange) dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100.	143
Figure 5-6 : Cumul des charges journalières de fer et de sulfates transportées par advection depuis le lac de fosse simulé vers l'environnement (eau souterraine) entre 1950 et 2100.....	144

- Figure 5-7 : Concentration simulée en oxygène dissous dans la partie supérieure du lac de fosse (25 m supérieurs) en 2100 et en fonction de la profondeur. La surface du lac est située à 117,4 m et les élévations sont indiquées par rapport au fond de la fosse (situé à 0 m)..... 146
- Figure 5-8 : Évaporation minimale (bleue) et maximale (orange) en fonction de la variation maximale de chaque variable climatique simulée par rapport au cas de référence entre 1950 et 2100. La valeur moyenne de l'évaporation pour le cas de référence était de 2,06 mm/j (ligne verticale en pointillés). 148
- Figure 5-9 : Débit d'écoulement des eaux souterraines entrant dans la fosse simulée avec Seep 3D (bleu) et estimé avec l'équation analytique de Marinelli & Niccoli (2000) pour le bas (orange) et le haut de la fosse (grise) pour plusieurs différences de hauteur d'eau entre le niveau phréatique et celui de du lac. 149
- Figure 5-10 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour les scénarios d'émission RCP 4.5 et 8.5 (modèle climatique CanRCM4). 153
- Figure 5-11 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse de référence en Abitibi entre 1950 et 2100 pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5..... 156
- Figure 5-12 : Volumes d'eau moyens évaporés et issus des précipitations directes simulés entre 1950 et 2100 dans le lac de fosse de référence pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5..... 157
- Figure 5-13 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5. 157
- Figure 5-14 : Localisation des sites simulés et leur climat respectif. 159
- Figure 5-15 Répartition des composantes du bilan hydrique entre 1950-2100 pour le lac de fosse simulé et pour six climats nord-américains. 163

- Figure 5-16 : Volumes d'eau moyens échangés avec le lac de fosse simulé pour chaque composante du bilan hydrique à travers six climats nord-américains entre 1950-2006 et 2006-2100. ... 164
- Figure 5-17 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique était positif. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5. 166
- Figure 5-18 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est positif. 167
- Figure 5-19 : Évolution de la concentration en fer dissous journalière dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est positif. 168
- Figure 5-20 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5. 170
- Figure 5-21 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif. 172
- Figure 5-22 : Évolution de la concentration en fer dissous journalière dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif. 172
- Figure 5-23 : Cumul de la charge journalière de fer transportée par advection depuis le lac de fosse simulé vers l'environnement (eau souterraine) entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif. 173
- Figure 5-24 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs de remblayage avec des résidus miniers. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5. 179
- Figure 5-25 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs des remblayages avec des résidus miniers et évolution de l'apport total en oxygène

(par advection et diffusion) aux résidus miniers lorsque la fosse était remblayée à 109 m par rapport à son fond.....	181
Figure 5-26 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs de remblayage de la fosse avec des résidus miniers réactifs.	182
Figure 5-27 : Volumes d'eau moyens échangés par chaque composante du bilan hydrique pour un <i>terminal sink</i> (cas de référence) et un <i>flow-through pit lake</i> entre 1950 et 2100. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5. ...	185
Figure 5-28 : Évolution du pH journalier (a), de la concentration en fer dissous journalière (b) et du cumul des charges journalières de fer rejetées entre 1950 et 2100 pour un <i>terminal sink</i> (cas de référence) et un <i>flow-through pit lake</i>	186

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS (AVEC UNITÉS)

[Al]	Concentration en aluminium dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[As]	Concentration en arsenic dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[Cu]	Concentration en cuivre dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[Fe]	Concentration en fer dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[O ₂]	Concentration en oxygène dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[O ₂] _{ini}	Concentration en oxygène dissous à l'état initial [$M \cdot L^{-3}$]
[Pb]	Concentration en plomb dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[SO ₄]	Concentration en sulfates dissous [$M \cdot L^{-3}$]
[Zn]	Concentration en zinc dissous [$M \cdot L^{-3}$]
Δ	Pente de la courbe de pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]
ΔS	Variation de la quantité d'eau dans le lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]
Δs_{nw}	Variation de la masse surfacique du manteau neigeux [$M \cdot L^{-2}$]
ΔV_{poche}	Variation de volume de la poche plastique [L^3]
$\nabla^2 c$	Divergence de la concentration [$M \cdot L^1$]
∇c	Gradient de concentration [$M \cdot L^2$]
A	Section transversale perpendiculaire à l'écoulement [L^2]
a,b,c,d	Constantes de calibration [-]

AEV	Pression d'entrée d'air [L]
A _{lac}	Aire du lac de fosse [L ²]
AMD	<i>Acid mine drainage</i>
A _{versant}	Aire du bassin versant [L ²]
C _c	Coefficient de courbure [-]
CC	Changements climatiques ou <i>Climate change</i>
CCCma	<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis</i>
CEBC	Couverture multicouche à effets de barrière capillaire
CMIP	<i>Coupled model intercomparison project</i>
CN	Coefficient d'aptitude au ruissellement [-]
C _p	Chaleur spécifique [L ² · T ⁻² · °C ⁻¹]
CR	Coefficient de ruissellement [-]
C _r	Coefficient dépendant de l'humidité et de la vitesse du vent [-]
C _{sh}	Coefficient d'ombre projetée moyen des murs de fosse sur la surface du lac [-]
C _u	Coefficient d'uniformité [-]
D	Coefficient de diffusion [L ² · T ⁻¹]
d _i	Longueur du jour [-]
DMA	Drainage minier acide

DNC	Drainage neutre contaminé
d_r	Distance relative terre soleil [-]
D_r	Densité relative des grains [-]
D_w	Coefficient de diffusion libre de l'oxygène dans l'eau [$L^2 \cdot T^{-1}$]
E	Taux d'évaporation [$L^3 \cdot T^{-1}$]
E_0	Évaporation de l'eau douce [$L \cdot T^{-1}$]
e_a	Pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]
e_{air}	Pression de vapeur de l'air [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]
E_{bac}	Évaporation dans le bac d'évaporation [$L \cdot T^{-1}$]
E_c	Conductivité électrique du lac de fosse [$M \cdot L^{-1}$]
E_{c0}	Conductivité électrique initiale du lac de fosse [$M \cdot L^{-1}$]
E_{lac}	Évaporation dans le lac de fosse [$L \cdot T^{-1}$]
e_{lac}^*	Pression de vapeur saturante suivant la température du lac [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]
E_s	Évaporation de l'eau salée [$L \cdot T^{-1}$]
e_s	Pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]
ET	Évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]
F	Fetch ou distance projetée sur le lac suivant la direction des vents dominants [L]
g	Constante gravitationnelle terrestre [$M \cdot L \cdot T$]

g^*	Gravité réduite [-]
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
G_{sc}	Constante solaire [$M \cdot T^{-3}$]
GW	Débit des eaux souterraines [$L^3 \cdot T^{-1}$]
GW_{in}	Débit des eaux souterraines entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]
GW_{out}	Débit des eaux souterraines sortant [$L^3 \cdot T^{-1}$]
H	Hauteur d'eau dans la fosse [L]
h	Hauteur des murs de la fosse [L]
h_0	Charge hydraulique avant assèchement [L]
H_{nappe}	Hauteur de la nappe phréatique [L]
hr	Terme d'humidité [-]
Hr	Humidité relative de l'air à la surface du sol [-]
i	Gradient hydraulique [-]
I_a	Soustraction initiale [$L \cdot T^{-1}$]
J	Jour de l'année depuis le début [-]
K	Facteur de conversion [-]
k	Conductivité hydraulique du sol [$L \cdot T^{-1}$]

K_{h2}	Conductivité hydraulique horizontale dans la zone 2 [$L \cdot T^{-1}$]
K_r	Coefficient de réaction [T^{-1}]
k_{sat}	Conductivité hydraulique saturée [$L \cdot T^{-1}$]
K_{v2}	Conductivité hydraulique horizontale dans la zone 2 [$L \cdot T^{-1}$]
L	Diamètre du lac [L]
l	Dimension transversale de la fracture [L^2]
lat	Latitude du site en degrés [-]
L_N	<i>Lake number</i> [-]
MCG	Modèle climatique global
MCR	Modèle climatique régional
MDDELCC	Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques
MEND	<i>Mine environment neutral drainage</i> (initiative)
NPS	Nappe phréatique surélevée
o	Ouverture de la fracture [L]
P	Taux de précipitations directes dans le lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]
p	Précipitations [$L \cdot T^{-1}$]
P_{atm}	Pression atmosphérique à la surface du sol [$M \cdot L^{-2}$]
PAVICS	Power Analytics and Visualization for Climate Science

PEHD	Polyéthylène haute densité
P_{fonte}	Apport en eau généré par la fonte des neiges à la surface du lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]
pH	Potentiel hydrogène [–]
P_{rain}	Taux de précipitations directes sous forme de pluies [$L^3 \cdot T^{-1}$]
PU	Polyuréthane
PVC	Polychlorure de vinyle
Q	Débit du fluide [$L^3 \cdot T^{-1}$]
q	Humidité spécifique à la surface du sol [–]
$Q_{\text{interface}}$	Débit d'eau à l'interface [$L^3 \cdot T^{-1}$]
$q_{O_2}^D$	Flux unitaire diffusif d'oxygène [$M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$]
$Q_{O_2}^{GW}$	Apport en oxygène dissous au fond du lac de fosse par l'écoulement des eaux souterraines [$M \cdot T^{-1}$]
R	Sources et puits de contaminants [$M \cdot T^{-1}$]
r_0	Rayon d'influence [L]
RCP	<i>Representative concentration pathway</i>
R_n	Radiation solaire nette [$M \cdot T^{-3}$]
R_{nl}	Radiation solaire des grandes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]
R_{ns}	Radiation solaire nette des courtes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]
r_p	Rayon de la fosse [L]

R_s	Radiation solaire des courtes longueurs d'onde
R_{sa}	Radiation solaire extraterrestre [$M \cdot T^{-3}$]
$R_{S_{fonte}}$	Taux de ruissellement généré par la fonte des neiges [$L^3 \cdot T^{-1}$]
$R_{S_{in}}$	Taux ruissellement entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]
R_{so}	Radiation solaire dans le cas d'un ciel dégagé [$M \cdot T^{-3}$]
$R_{S_{out}}$	Taux de ruissellement sortant ou débordement [$L^3 \cdot T^{-1}$]
$R_{S_{rain}}$	Taux de ruissellement généré par les précipitations [$L^3 \cdot T^{-1}$]
R_T	Radiation solaire totale [$M \cdot T^{-3}$]
S	Salinité [-]
S_{rs}	Rétention d'eau maximale dans le sol [$L \cdot T^{-1}$]
SSP	<i>Share socioeconomic pathways</i>
T	Température de l'air à la surface du lac de fosse [$^{\circ}C$]
t	Temps écoulé [T]
U	Vitesse du vent au niveau du sol [$L \cdot T^{-1}$]
u^*	Contrainte de cisaillement due au vent [$L \cdot T^{-1}$]
U_1	Vitesse du vent mesurée à un mètre d'altitude [$L \cdot T^{-1}$]
$USCS$	<i>United States customary system</i>
v	Champs des vitesses [$L \cdot T^{-1}$]

V_{lac}	Volume d'eau dans le lac de fosse [L^3]
V_{max}	Volume maximal du lac de fosse [L^3]
W	Volume de dilution [L^3]
w	Part de l'écoulement des eaux souterraines entrant traversant effectivement la zone réactive du lac de fosse
WEV	Pression d'entrée d'eau [L]
W_N	Nombre de Wedderburn [-]
w_r	Facteur de pondération dépendant de la température et de l'altitude [-]
z	Attitude par rapport au niveau de la mer [L]
z_e	Épaisseur de l'épilimnion [L]
Z_g	Centre du volume du lac [L]
z_h	Profondeur à partir du fond du lac [L]
Z_m	Profondeur maximale du lac [L]
z_r	Profondeur relative [-]
α	Albédo du lac de fosse
γ	Constante psychométrique [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}, ^\circ C$]
δ	Déclinaison solaire [-]
ε	Rapport de poids moléculaire entre la vapeur d'eau et l'air [-]
θ	Teneur en eau volumique [-]

λ	Chaleur latente de vaporisation [$L^2 \cdot T^{-2}$]
μ	Viscosité dynamique du fluide [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$]
ρ_0	Densité de l'eau à la surface du lac [$M \cdot L^{-3}$]
ρ_{eau}	Densité de l'eau [$M \cdot L^{-3}$]
σ	Constante de Stefan-Boltzmann [$M \cdot T^{-3} \cdot ^\circ C^{-4}$]
ϕ	Latitude du site en radians [-]
ω_s	Angle horaire du coucher du soleil [-]

LISTE DES ANNEXES

Annexe A : Analyses granulométriques du sable du modèle de laboratoire.....	227
Annexe B : Densité relative des grains solides du sable du modèle de laboratoire	228
Annexe C : Essais de perméabilité à paroi rigide sur le sable du modèle de laboratoire	229
Annexe D : Essai de compactage (Proctor standard) sur le sable du modèle de laboratoire	230
Annexe E : Calibration des capteurs d’humidité relative (DHT22) du modèle de laboratoire	231
Annexe F : Script Arduino permettant l’acquisition des données climatiques et hydrogéochimiques du modèle de laboratoire	232
Annexe G : Schéma électrique simplifié du système d’acquisition du modèle laboratoire	256
Annexe H : Part de l’écoulement des eaux souterraines entrant transversant effectivement la zone réactive en fonction du statut hydrologique du lac avec un niveau phréatique alentour fixé à 110 m par rapport au fond de la fosse	257
Annexe I : Essais d’injection dans le modèle de laboratoire.....	258
Annexe J : Ensemble des variables climatiques pour le cas de référence	260
Annexe K : Ensemble des composantes du bilan hydrique pour le cas de référence.....	264
Annexe L : Évolution de la qualité de l’eau pour le lac de référence suivant un scénario d’émission RCP 8.5	267
Annexe M : Effet des caractéristiques du bassin versant sur le bilan hydrique et la qualité de l’eau dans le lac de fosse de référence	268
Annexe N : Effet de la conductivité hydraulique du roc fracturé sur le bilan hydrique et la qualité de l’eau dans le lac de fosse de référence.....	271

Annexe O : Effet de la morphologie de la fosse sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence.....	274
Annexe P : Effet de la variabilité de la nappe phréatique sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence	277
Annexe Q : Effet du statut hydrologique sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence	280
Annexe R : Matrices d'écoulements des eaux souterraines	281

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Contexte

Le développement toujours plus rapide des sociétés modernes accroît fortement la demande en minéraux et métaux à l'échelle mondiale (RNCa, 2022). Pour y répondre, l'industrie minière se tourne de plus en plus vers l'exploitation minière à ciel ouvert de gisements à plus faibles teneurs, ce qui a pour conséquence d'augmenter les dimensions des opérations et les quantités de rejets miniers produits (Parra et al., 2018). Ces rejets contiennent souvent des minéraux sulfureux qui peuvent s'oxyder au contact de l'air et de l'eau et générer du drainage minier acide (DMA) (Aubertin, 2002). Le DMA, caractérisé par des pH faibles et des concentrations en métaux et sulfates élevées, constitue l'un des principaux enjeux environnementaux pour l'industrie minière, dont les lacs de fosse (Schultze et al., 2022).

La plupart des pays, et le Canada en particulier, possèdent une réglementation stricte quant au contrôle de la génération du DMA et les quantités de contaminants qui peuvent être rejetées dans l'environnement (p.ex. MDDELCC, 2012). Plusieurs méthodes de restauration ont donc été développées ces dernières années afin de contrôler la génération de DMA à la source en limitant l'accès de l'eau ou de l'oxygène aux rejets miniers réactifs (Bussière et al., 2021). La création d'un lac de fosse est une méthode de restauration efficace et économique qui consiste à envoyer les rejets miniers réactifs et les murs de fosse. En effet, un recouvrement en eau contribue à réduire significativement le flux d'oxygène qui peut atteindre les minéraux sulfureux présents au fond du lac, notamment par la diminution significative du coefficient de diffusion de l'oxygène dans l'eau (Awoh et al., 2013). L'épaisseur d'un recouvrement en eau influence directement son efficacité et le bilan hydrique des lacs de fosse constitue donc un paramètre clé qui permet d'assurer son efficacité sur le long terme (Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012). Or, la prédiction du bilan hydrique dans une fosse remblayée et l'estimation des niveaux à long terme est difficile, car les lacs de fosse sont des systèmes hydrogéochimiques complexes et variés. L'impact des changements

climatiques (CC) doit en particulier être quantifié afin de concevoir de manière adéquate et résiliente les lacs de fosse. Or, la conception des ouvrages de restauration minière se base généralement sur le climat actuel et historique en omettant les impacts potentiels des CC (Aubertin et al., 2015). Plusieurs travaux suggèrent diverses approches pour intégrer les CC au design des ouvrages de restauration minière depuis les années 2010 (Nelson & Schuchard, 2011; Pearce et al., 2011), mais celles-ci sont encore peu utilisés en pratiques (BAPE, 2021). Pourtant leur intégration au plan de restauration devrait être prise en compte dès le début du projet minier et ainsi s'inscrire dans les pratiques de *design for closure* (ou « conception pour la fermeture »; Aubertin et al., 2016) afin de prévenir la contamination de l'environnement, de réduire les coûts de restauration, d'intégrer la création d'un lac de fosse dans une démarche de développement responsable et de valoriser la période post-exploitation (McCullough et al., 2013).

Des études caractérisant l'impact des CC sur diverses méthodes de restaurations conventionnelles telles que les recouvrements monocouche désulfurés (Ahmad, 2018), les nappes phréatiques surélevées avec monocouche (Ethier, 2018; Lieber et al., 2022) ou une couverture multicouche à effets de barrière capillaire, appelée CEBC (Hotton, 2019) ont déjà été réalisées. Cependant l'effet des CC sur le comportement hydrogéochimique des lacs de fosse, n'a pas fait l'objet d'études aussi poussées jusqu'ici, bien que leurs impacts attendus, autant positifs que négatifs pourraient être significatifs (Bussière et al., 2022) :

- « Un risque plus grand d'instabilité physique des ouvrages de retenue (débordement, érosion, augmentation des pressions interstitielles) en raison d'une augmentation des précipitations moyennes annuelles et des précipitations extrêmes (intensité et fréquence). Il est à noter que, dans le cas de la technique de déposition dans des ouvertures minières, les risques d'instabilités physiques sont négligeables. »
- « Une diminution temporaire de l'épaisseur de la couche aqueuse en raison d'une augmentation de l'évaporation en périodes sèches. »

- « Une remise en suspension des particules plus importante en raison d'une augmentation de la vitesse des vents et un changement de leur direction, entraînant une plus grande concentration de contaminants dans l'eau du recouvrement. »

L'un des principaux défis à la prise en compte des CC dans le design des lacs de fosse (et de méthodes de restauration en général) est le manque de connaissances, d'outils et de cadre réglementaire clair (ICMM, 2013; Vandenberg et al., 2022).

1.2 Objectifs du projet de recherche

L'objectif principal de ce projet était donc de caractériser l'impact des changements climatiques sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

Pour y répondre, les objectifs spécifiques du projet étaient de :

- Proposer une méthodologie basée sur une approche de mise à l'échelle pour construire un modèle numérique simulant le bilan hydrique et la qualité de l'eau d'un lac de fosse à échelle réelle.
- Déterminer et calibrer les équations des composantes du bilan hydrique d'un lac de fosse à partir de résultats expérimentaux.
- Réaliser une analyse paramétrique sur les conditions climatiques et hydrogéologiques qui ont une influence sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

1.3 Contenu du mémoire

Ce mémoire comporte 7 chapitres. Après le présent chapitre d'introduction, le chapitre 2 présente l'état des connaissances sur les lacs de fosse en abordant leur formation, morphologie, bilan hydrique, statut hydrologique et limnologique ainsi que le lien entre ces concepts et la capacité des

lacs de fosse à prévenir la génération de DMA. Le chapitre 2 définit également les concepts de bases propres aux CC et explique les différentes méthodes qui permettent l'obtention de simulations climatiques. Le chapitre 3 présente la méthodologie utilisée dans cette étude et notamment la construction du modèle de laboratoire, le choix des matériaux et les essais réalisés, puis le processus de mise à l'échelle au moyen de simulations numériques. Les chapitres 4 et 5 sont consacrés respectivement aux résultats des essais de laboratoire et des simulations numériques ainsi que leur interprétation. Enfin, le chapitre 6 et 7 proposent une discussion sur la portée des résultats obtenus ainsi qu'une synthèse des travaux réalisés puis concluent sur les principaux résultats de cette étude tout en proposant des recommandations pour de futurs travaux de recherches.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Fermeture des fosses

2.1.1 Formation des lacs de fosse

Les quantités de roches extraites lors d'une exploitation minière à ciel ouvert perturbent durablement le réseau hydrographique alentour (Castendyk & Eary, 2009) et généralement la fosse finale s'étend au-delà de la nappe phréatique ce qui oblige l'installation de puits de pompage afin de poursuivre l'exploitation et d'empêcher l'inondation de la fosse (Figure 2-1). L'arrêt du pompage à la fin de l'exploitation provoque une remontée de la nappe phréatique qui avec les précipitations contribue à former un lac de fosse (Figure 2-2). Le remplissage de la fosse peut durer des années, voire des décennies (Gammons et al., 2009).

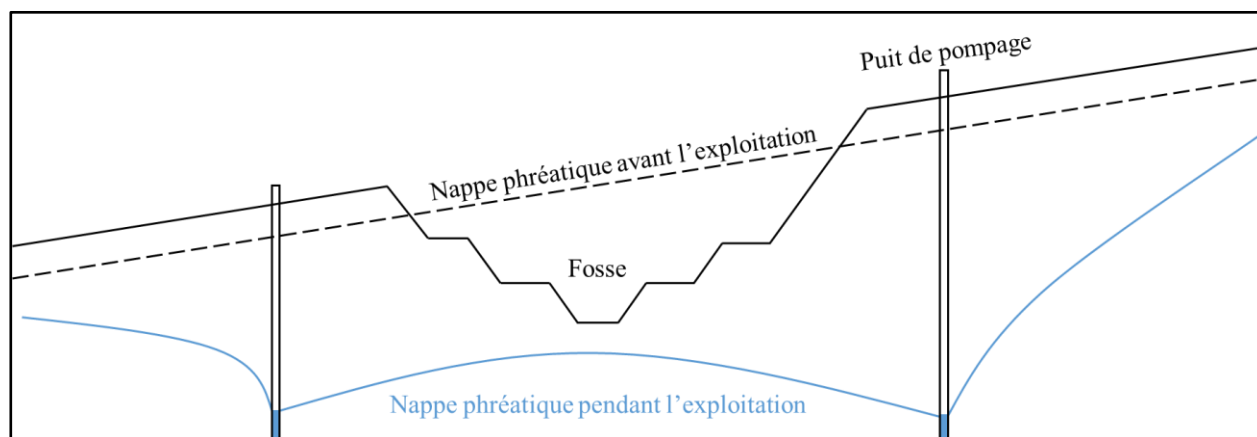


Figure 2-1 : Pompage des eaux souterraines pour éviter l'envoie de la fosse pendant son exploitation.

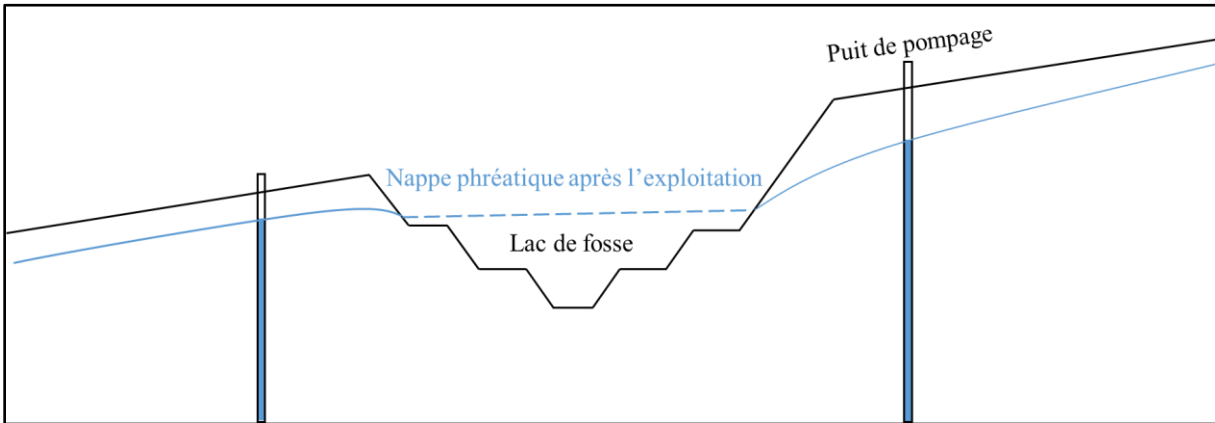


Figure 2-2 : Formation d'un lac de fosse après l'exploitation d'une mine à ciel ouvert.

2.1.2 Morphologie des lacs de fosse

Les lacs de fosse sont purement anthropiques contrairement aux lacs naturels dont leurs formations résultent des activités tectoniques, glaciaires ou volcaniques (Wetzel, 2001) et leurs dimensions et formes sont motivées par la morphologie du gisement, la stabilité des murs et des critères de rentabilité (Geller et al., 2012).

La profondeur relative d'un lac (zr) définit sa profondeur par rapport à son diamètre moyen. Cependant, les dimensions des lacs de fosse sont fortement variables et l'aire des lacs de fosse canadiens a fait l'objet d'un suivi et varie entre 14 300 m² et 960 000 m² alors que leur profondeur varie entre 30 m et 350 m (Tableau 2-1). La profondeur relative d'un lac de fosse est généralement entre 10% et 40% (Doyle & Davies, 1999), mais est inférieure à 2% pour un lac naturel (Wetzel, 2001) et peut être définie par la relation :

$$zr = \frac{50 \times H \times \sqrt{\pi}}{\sqrt{A_{lac}}} \quad (2.1)$$

Avec,

zr : profondeur relative [–]

H : hauteur d'eau dans la fosse [L]

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2]

Tableau 2-1 : Profondeur relative des lacs de fosses canadiens (MEND, 2015).

Site minier	Aire (m ²)	Profondeur (m)	Profondeur relative (%)
Owl creek mine	150 000	100	22,9
Solbec	14 300	40	29,6
Equity silver mine	425 000	350	47,6
Los frailes mine	720 000	275	28,7
Stratmat mine	62 000	30	10,7
Marymia mine	25 500	30	16,6
Rabbit lake	167 900	122	26,4
Jeb pit lake	138 500	118	28,1
Lightenberg open cast mine	960 000	240	21,7

La pente globale de la fosse est définie par une ligne entre le pied du banc au fond de la fosse jusqu'à la crête du banc au sommet de la fosse et peut varier significativement d'un site minier à l'autre entre 20° et 80° (Sjöberg, 1996). Les pentes de la fosse sont conçues avant tout pour maximiser la rentabilité du projet minier tout en garantissant des conditions de travail sécuritaires. L'angle limite est fonction des propriétés géotechniques du roc entourant le lac de fosse et l'arrêt des activités de pompage, à la fermeture de la mine, a pour conséquence d'augmenter la pression d'eau interstitielle dans les murs de fosse, ce qui réduit la stabilité des pentes (Castendyk & Eary, 2009). De plus, les propriétés géotechniques des murs peuvent être dégradées par les activités de

forage et sautage avec la création de réseaux de fractures. Ainsi, la rupture des murs affecte la pente globale du lac de fosse sur le long terme (Knight Piésold, 2012) (Figure 2-3).

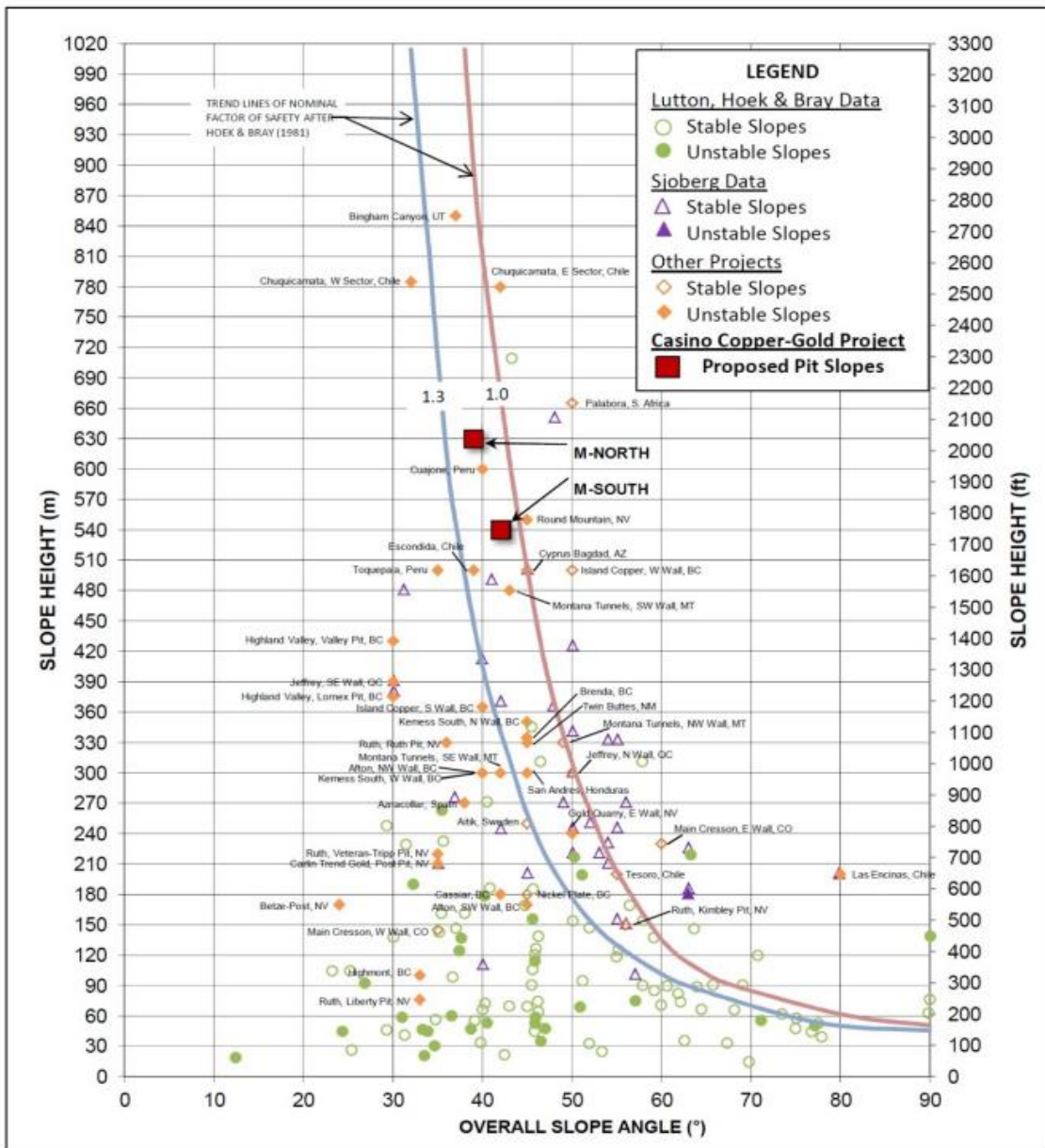


Figure 2-3 : Distribution de la pente globale des mines à ciel ouvert en fonction de leur profondeur (Knight Piésold, 2012).

2.1.3 Valorisation des lacs de fosse

Les récentes réglementations poussent aujourd'hui l'industrie minière à intégrer, dès la phase d'élaboration, le lac de fosse dans une stratégie de développement responsable et d'amélioration de son état trophique. Les projets de valorisation des lacs de fosse sont souvent dédiés à 5 utilisations (McCullough et al., 2020) :

- La création d'un habitat pour la faune qu'elle soit aquatique ou terrestre. Cette solution est à privilégier lorsque des espèces menacées peuvent s'y installer (Sphinx Pit Lake, Alberta, Canada).
- La création d'une zone de pêche qu'elle soit destinée au rempoissonnement, à une pratique occasionnelle ou planifiée voire à l'aquaculture (East Pit Lake, Alberta, Canada).
- La création d'une zone de loisirs pouvant être destinée à la nage, aux activités nautiques ou à la plongée. Cette solution présente des perspectives de développement économique qui se voit souvent complétée par l'implantation d'aires de restauration et de parcours cyclables ou pédestres (Stockton Lake, Australie).
- La création d'une source d'eau qui pourra suivant sa qualité être destinée à l'alimentation en eau potable, à l'irrigation ou aux industries alentour (Wedge Pit Lake, Australie).
- La création d'une zone de stockage de déchets pouvant être utilisée pour accueillir des rejets miniers pouvant être inclus dans un programme de remblayage des fosses ou bien accueillir d'autres déchets issus des industries alentour (Springer Pit Lake, Colombie-Britannique, Canada).

En 2020, 172 lacs de fosse valorisés ont été répertoriés avec la distribution donnée au Tableau 2-2.

Tableau 2-2 : Distribution des solutions de valorisation des lacs de fosse à l'échelle mondiale.

Pays	Faune	Pêche	Loisir	Source	Stockage	Total
Australie	7	6	8	2	2	25
Canada	6	22	2	0	5	35
République-Tchèque	11	7	18	11	3	50
Allemagne	2	2	10	0	2	16
Nouvelle-Zélande	2	0	1	0	0	3
Pologne	13	5	0	0	1	19
Spain	0	0	1	0	2	3
États-Unis	9	10	1	2	0	22
Total	50	52	41	15	15	

2.1.4 Remblayage des fosses

Les exploitations minières génèrent deux types de rejets miniers, les stériles miniers, issus des activités de sautage, ont une granulométrie grossière alors que les résidus miniers quant à eux sont issus des activités de traitement du minerai et possèdent une granulométrie fine. Généralement, ces rejets sont respectivement stockés dans des haldes à stériles et des parcs à résidus miniers.

Le remblayage partiel ou complet des fosses avec des rejets miniers permet de réduire l'emprise de ces zones de stockage (MEND, 2015). Les méthodes de remblayage utilisées sont similaires à celles de la création des haldes à stériles avec les techniques de déversement à la benne (end-dumping), déversement avec épandage au butoir (push-dumping), déversement à la benne avec réglage (free-dumping), déversement avec une pelle à benne trainante (drag-line) ou encore les méthodes de déposition en pulpe utilisées pour la création des parcs à résidus miniers (Puhlovich & Coghill, 2011). Les coûts liés à l'achat des équipements et leur entretien pour la création d'un lac de fosse remblayée sont donc sensiblement similaires à ceux liés à la construction de parcs à résidus miniers

et de haldes à stériles. Par conséquent, le séquençage d'extraction est le paramètre économique qui limite l'emploi de cette méthode, car dans le but de maximiser l'extraction du gisement, une zone de stockage temporaire doit être créée, ce qui augmente les activités de gestion des rejets miniers, en particulier leur transport. Cependant, ces surcoûts peuvent être limités notamment dans le cadre d'une exploitation en continu des fosses (WSP, 2016). Le remblayage des fosses stérilise néanmoins le gisement en le recouvrant, ce qui empêche l'exploitation des zones de plus faibles teneurs qui pourraient être économiquement rentables dans le futur (Castendyk & Eary, 2009).

La fraction des minéraux sulfureux contenus dans les rejets miniers peut les rendre générateurs DMA impliquant une diminution du pH des eaux du lac et une augmentation de la concentration en métaux (Aubertin, 2002). Le remblayage des fosses présente donc un risque pour l'environnement, ce qui implique une grande vigilance quant à la caractérisation du potentiel générateur de DMA de ces rejets (Bouzahzah et al., 2014). La concentration de la majeure partie des rejets se ferait en un seul point et les coûts de traitement seraient exorbitants (Soni et al., 2014; Villain et al., 2013). En revanche, la maîtrise des problématiques liées au DMA permet aux lacs de fosse d'offrir certains avantages à son environnement comme (Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012) :

- Une diminution de l'emprise en surface des parcs à résidus et des haldes à stériles, une diminution du risque de bris des digues de rétention et une réduction de la quantité de matériaux d'emprunt nécessaire à leur construction.
- Un meilleur contrôle de la qualité des eaux de surfaces et souterraines alentour.
- Une diminution des activités de transport des rejets miniers lors d'une exploitation en continu des fosses.
- Une meilleure intégration visuelle du site minier après sa restauration dans le cadre d'un remblayage complet de la fosse.
- La prévention de l'oxydation des murs de fosse.
- Une meilleure distribution de la ressource en eau grâce à la diminution du volume du lac.

Diverses méthodes de déposition peuvent être utilisées pour améliorer le comportement hydrologique d'une fosse remblayée afin de minimiser les interactions entre les rejets miniers et les eaux souterraines grâce aux méthodes de co-dépositions sous forme d'inclusions de roches stériles (Aubertin et al., 2015; James et al., 2013) ou d'enveloppes perméables (Lange & Van Geel, 2011; Rousseau, 2021).

Le remblayage des fosses gagne en popularité particulièrement en Amérique du Nord à travers les exemples suivants (Castendyk & Eary, 2009; Emerman, 2020) :

- Zortman-Landusky mine, Montana, États-Unis
- Beal Mountain mine, Montana, États-Unis
- Flambeau mine, Wisconsin, États-Unis
- Golden Cross mine, Nouvelle-Zélande
- Summitville mine, Colorado, États-Unis
- Canadian Malartic, Québec, Canada

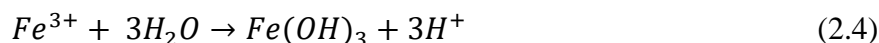
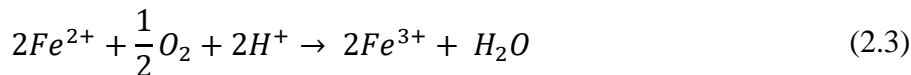
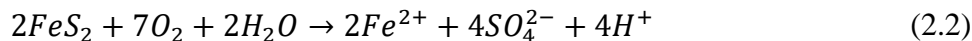
2.2 Enjeu environnemental des lacs de fosse

2.2.1 Drainage minier acide (DMA)

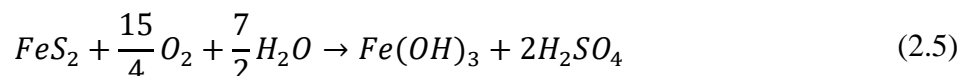
Les murs de fosse ainsi que les rejets miniers présents au fond du lac contiennent souvent des minéraux sulfureux qui au contact de l'air et de l'eau, peuvent s'oxyder et générer du DMA (Geller et al., 2012). L'oxydation des minéraux sulfureux a pour conséquence d'acidifier les eaux du lac et d'augmenter la solubilité des métaux (Gammons & Duaiame, 2006). Les eaux qui en résultent sont caractérisées par des pH faibles et des concentrations élevées en métaux (p.ex. Fe, Al, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, As) et sulfates dissous (Aubertin, 2002; Bussière et al., 2005; Nordstrom et al., 2015; Pabst, 2011).

La génération de DMA est généralement décrite pour la pyrite à partir des réactions suivantes (Kleinmann, 1979; Singer & Stumm, 1970) :

Oxydation directe :

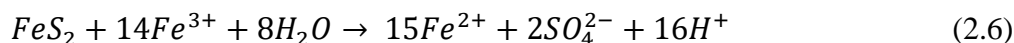


Réaction globale :



Si le pH du lac est supérieur à 3, la pyrite est oxydée par l'oxygène dissous et le fer précipite sous forme d'hydroxyde de fer (Nordstrom & Alpers, 1999).

Oxydation indirecte :



Si le pH du lac devient inférieur à 3, le fer ferrique devient l'espèce prédominante d'après le diagramme potentiel-pH et le fer ne précipite plus sous forme d'hydroxyde. Une nouvelle réaction d'oxydation dite indirecte se produit et le fer ferrique devient l'oxydant majoritaire remplaçant l'oxygène (Moses et al., 1987). Cette réaction génère jusqu'à 4 fois plus de protons que la précédente réaction d'oxydation directe générant un emballement de l'acidification des eaux du lac (Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012). La présence de minéraux neutralisants comme la calcite ou la dolomite peuvent cependant tamponner le pH du lac (Bussière et al., 2005; Plante, 2010).

Le drainage neutre contaminé (DNC), produit des concentrations en métaux spécifiques dissous élevées et à pH neutre suivant les mêmes processus d'oxydation que celui du DMA. Les métaux soumis au DNC sont ceux dont la solubilité reste modérée à pH neutre, parmi eux le cadmium, le

cobalt, le manganèse, le nickel, le plomb, le zinc, l'arsenic et l'antimoine (Bussière et al., 2005; Plante, 2010).

Les lacs de fosse affectés par le DMA constituent des réservoirs de contaminants qui par dispersion dans l'environnement viendront à terme impacter négativement les écosystèmes alentour comme observé sur les sites présentés au Tableau 2-3.

Tableau 2-3 : Exemples de lacs de fosse contaminés à l'échelle mondiale.

Référence	Localisation	Dimensions	Principaux contaminants	Restauration
(Levy et al., 1997)	Spenceville Pit, Californie, États-Unis	Diamètre : 91 m Profondeur : 17 m	pH : 2,4 à 2,9 [Al] : 27 mg/L à 456 mg/L [Fe] : 709 mg/L et 4743 mg/L [SO ₄] : 654 mg/L à 16 234 mg/L [Cu] : 8 mg/L à 270 mg/L	Remblayage complet en 2001
(Triantafyllidis & Skarpelis, 2006)	Kirki Pit Grèce	Longueur : 77 m Largeur : 24 m Profondeur : 60 m	pH : 2,9 et 3,1 [Pb] : 3219 mg/L à 6748 mg/L [SO ₄] : 2300 mg/L [Zn] : 3195 mg/L à 4789 mg/L [As] : 497 mg/L à 1582 mg/L [Cu] : 473 mg/L à 958 mg/L	Abandonné (2020)
(Ramstedt et al., 2003)	Udden Pit Suède	Longueur : 390 m Largeur : 150 m Profondeur : 50 m	pH : 4,8 et 6,4 [Fe] : 3 mg/L à 35 mg/L [SO ₄] : 148 mg/L à 1270 mg/L [Zn] : 33 mg/L à 81 mg/L	En attente depuis 2004

			[As] : 0 mg/L à 34 mg/L	
(Davis & Ashenberg, 1989)	Berkeley Pit Montana États-Unis	Longueur : 1600 m Largeur : 800 m Profondeur : 270 m	pH : 2,8 à 3,1 [Al] : 126 mg/L à 206 mg/L [Fe] : 250 mg/L à 1040 mg/L [SO ₄] : 3085 mg/L À 7600 mg/L [Zn] : 184 mg/L à 496 mg/L [Cu] : 69 mg/L à 218 mg/L	Installation d'une usine de traitement en 2018 pour un coût de 19 M\$
(Espana et al., 2005)	Les lacs de fosse de la ceinture de pyrite ibérique Espagne	Variables	pH 1,2 à 4,7 [Al] : 0 mg/L à 2580 mg/L [Fe] : 0 mg/L à 2849 mg/L [SO ₄] : 0 mg/L à 43 850 mg/L [Zn] : 0 mg/L à 1437 mg/L [Cu] : 0 mg/L à 440 mg/L	En cours (2013) avec amendement ou drain anoxiques calcaire (Ayora et al., 2013)

2.2.2 Méthodes de contrôles du DMA dans les fosses

La production de DMA doit être réduite à la source en excluant un des trois réactifs du milieu réactionnel. La méthode de restauration doit cependant être adaptée au contexte hydrogéochimique et climatique de chaque site minier afin de limiter la génération de DMA (Aubertin et al., 2015).

L'exclusion des sulfures consiste à réaliser une étape de traitement sur les résidus miniers produits à la sortie du concentrateur lors de la phase d'opération de la mine. L'objectif est soit de pacifier les minéraux sulfureux au moyen d'amendements alcalins (principalement des carbonates), ce qui permet de remblayer la fosse avec des résidus non générateurs de DMA, soit de fractionner les résidus miniers au moyen de procédés minéralurgiques de flottation ou de séparation gravimétrique en une partie génératrice et non génératrice de DMA (Aubertin et al., 1999). Cette deuxième partie peut être valorisée dans la construction d'un recouvrement au-dessus d'une fosse complètement remblayée afin de créer par exemple une barrière à l'oxygène pour la partie génératrice de DMA (Bussière et al., 2004; Demers, 2008).

L'exclusion de l'eau consiste à mettre en place une barrière imperméable en argile, tills compactés, géomembranes, géocomposites bentonitiques ou géotextiles afin d'isoler les rejets miniers entreposés au fond de la fosse des interactions avec les eaux souterraines et météoriques (Aubertin, 2002; Bussière et al., 2007; Meiers et al., 2012). Cette méthode est cependant critiquée quant à sa performance sur le long terme du fait de la dégradation de leur conductivité hydraulique, en particulier celle des matériaux synthétiques (Benson & Scaliar, 2008; Patterson et al., 2006). L'approche peut différer pour les climats arides et semi-arides en utilisant un recouvrement évapotranspirant au-dessus d'une fosse remblayée dont le niveau phréatique se situe en dessous du fond de la fosse. L'eau des précipitations est stockée dans le recouvrement puis éliminée par évapotranspiration (Bossé, 2014). La percolation des eaux de précipitations peut être contrôlée par une couche de bris capillaire afin d'isoler les rejets réactifs de l'eau (Aubertin et al., 2009).

L'exclusion de l'oxygène est la méthode de restauration à préférer pour les climats humides et se base sur le principe que l'oxygène est relativement peu soluble dans l'eau comparativement à l'air,

ce qui permet de réduire significativement la génération de DMA (Aubertin, 2002). Ses applications peuvent prendre plusieurs formes :

- La mise en place d'une CEBC, dont le but est de recouvrir les rejets miniers d'une fosse remblayée par une succession de couches de différents matériaux granulaires afin de créer par bris capillaire une couche sus-jacente saturée en eau réduisant l'infiltration d'oxygène jusqu'aux rejets (Aubertin et al., 2015; Hotton, 2019).
- La mise en place d'une nappe phréatique surélevée (NPS) consiste à surélever le niveau phréatique autour du lac de fosse afin de maintenir les rejets miniers proches de la saturation par capillarité et donc limiter les infiltrations en oxygène (Demers et al., 2008; Ouangrawa et al., 2005; Pabst, 2011).
- La mise en place d'un recouvrement consommant l'oxygène généralement constitué de copeaux ou d'écorces de bois ou de boues de traitement qui viennent consommer préférentiellement l'oxygène destiné aux rejets miniers entreposés dans la fosse (Cabral et al., 1997; Pierce et al., 1994; Rakotonimaro et al., 2017).
- La création d'un lac de fosse est une méthode économique et souvent employée qui consiste à ennoyer les rejets miniers afin de limiter l'infiltration en oxygène. (Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012; McCullough, 2011). Les mécanismes de contrôle du DMA liés à cette méthode sont spécifiquement détaillés à la section suivante.

La mise en place d'un système de traitement passif peut constituer une solution de restauration économique, sans entretien et efficace si le lac de fosse est faiblement contaminé. Ses applications peuvent prendre plusieurs formes (Rambabu et al., 2020) :

- La neutralisation des eaux acides au moyen de drains calcaires anoxiques ou oxiques (Potvin, 2009).
- La création d'un marais artificiel aérobie ou anaérobie afin de filtrer les contaminants (RoyChowdhury et al., 2015).

- L'utilisation de systèmes de phytoremédiation qui utilisent des plantes et algues spécialement sélectionnées pour filtrer les contaminants (Kiiskila et al., 2019).
- La mise en place de bioréacteurs, utilisant généralement des bactéries sulfato-réductrices afin de réduire les sulfates dissous en sulfure d'hydrogène qui aura pour conséquence d'augmenter le pH et de faire précipiter les métaux dissous sous forme de sulfures métalliques (Neculita et al., 2007).

2.2.3 Mécanismes de contrôle du DMA dans un lac de fosse

Le recouvrement en eau procuré par les lacs de fosse agit comme une barrière à l'oxygène dont la présence au fond du lac de fosse provient de l'oxygène dissous dans les eaux souterraines et sa diffusion verticale depuis la surface du lac. La diffusion est un phénomène lent de transport moléculaire se développant sous l'effet d'un gradient de concentration. Le flux unitaire diffusif d'oxygène à travers un recouvrement stagnant en eau peut être défini par la première loi de Fick (Hillel, 1998) :

$$q_{O_2}^D(z, t) = -D_w \cdot \frac{\partial [O_2](z, t)}{\partial z} \quad (2.7)$$

Avec,

$q_{O_2}^D$: flux unitaire diffusif d'oxygène [$M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$]

$[O_2]$: concentration en oxygène dissous [$M \cdot L^{-3}$]

D_w : coefficient de diffusion libre de l'oxygène dans l'eau [$L^2 \cdot T^{-1}$]

La seconde loi de Fick peut être utilisée pour déterminer le profil de concentration en oxygène dissous due aux processus diffusifs à travers le recouvrement en eau. Pour un milieu non réactif, elle s'écrit (MEND & Aubertin, 1995; Yanful et al., 1993) :

$$\frac{\partial [O_2](z, t)}{\partial t} = D_w \cdot \frac{\partial^2 [O_2](z, t)}{\partial z^2} \quad (2.8)$$

Les lacs de fosses peuvent être soumis au DMA et donc constituer un milieu réactif, dans ce cas la seconde loi de Fick peut être modifiée par la relation suivante en supposant que la réaction d'oxydation directe est du premier ordre (Mbonimpa et al., 2003) :

$$\frac{\partial [O_2](z, t)}{\partial t} = D_w \cdot \frac{\partial^2 [O_2](z, t)}{\partial z^2} - K_r \cdot [O_2](z, t) \quad (2.9)$$

Avec,

K_r : coefficient de réaction [T^{-1}]

Cette équation nécessite habituellement une résolution numérique même si des solutions analytiques pour des conditions frontières et initiales simples existent. Il n'existe cependant pas de consensus sur l'hypothèse précédente que la réaction d'oxydation soit du premier ordre (Awoh et al., 2013; Catalan, 1998; Gosselin, 2007) et d'autres études suggèrent que l'oxydation directe de la pyrite serait d'un ordre fractionné (Holmes & Crundwell, 2000; McKibben & Barnes, 1986; Williamson & Rimstidt, 1994).

Le recouvrement en eau procuré par le lac de fosse permet donc de limiter l'oxydation des minéraux sulfureux sans pour autant l'annuler et peut ainsi permettre de respecter la réglementation locale sur les émissions de contaminants dans l'environnement (p.ex. MDDELCC, 2012). Cette méthode de restauration peut être couplée à d'autres afin d'augmenter la performance du système à contrôler le DMA en réalisant un amendement alcalin (Dowling et al., 2004; Rönicke et al., 2010), un dépôt d'une couche de matériau granulaire sur le lit du lac de fosse (Awoh et al., 2013) ou en mettant en place un système de traitement passif (Radhakrishnan et al., 2011).

2.2.4 Solubilité et transports des contaminants

Les métaux produits suite à l'oxydation des minéraux sulfureux sont peu solubles dans une eau à pH neutre contrairement aux sulfates et précipitent généralement sous forme d'hydroxydes métalliques. Des abaques peuvent être utilisés pour connaître les concentrations maximales en métaux observables dans un lac de fosse en fonction du pH (Aubertin, 2002) (Figure 2-4).

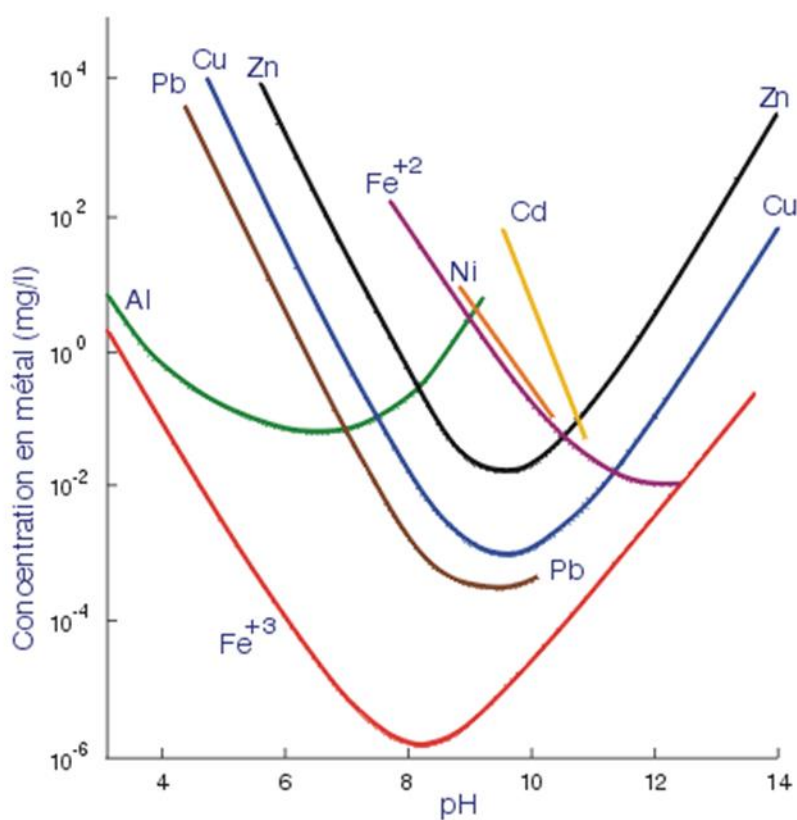


Figure : 2-4 Limites de solubilité des hydroxydes métalliques en fonction du pH (Aubertin, 2002).

Des logiciels (p.ex. PHREEQC) utilisant la thermodynamique et la cinétique chimique de l'ensemble des espèces présentes dans les eaux du lac permettent de modéliser précisément la géochimie (voir section 2.2.6) et de caractériser les différentes quantités de métaux dissous dans un lac de fosse.

Les contaminants une fois produits et solubles peuvent se disperser dans l'environnement suivant deux processus :

- Un transport lent par diffusion sous l'effet d'un gradient de concentration en contaminants entre les eaux du lac et celles présentes dans les pores du roc fracturé.
- Un transport rapide, mais intermittent par advection ayant lieu sous l'effet d'une différence de charge hydraulique entre le niveau phréatique et celui du lac de fosse.

La variation de la concentration en contaminants dans un lac de fosse peut être régie par une équation d'advection-diffusion :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \cdot \nabla^2 c - v \cdot \nabla c + R \quad (2.10)$$

Avec,

D : coefficient de diffusion supposé constant [$L^2 \cdot T^{-1}$]

$\nabla^2 c$: divergence de la concentration [$M \cdot L^{-1}$]

v : champs des vitesses [$L \cdot T^{-1}$]

∇c : gradient de concentration [$M \cdot L^{-2}$]

R : sources et puits de contaminants [$M \cdot T^{-1}$]

Des solutions analytiques à cette équation existent pour des cas simples néanmoins pour des problèmes complexes comme celui d'un lac de fosse une résolution numérique s'avère nécessaire (Dehghan, 2004; Hundsdorfer & Verwer, 2007; Zoppou & Knight, 1997).

2.2.5 Limnologie

Tout comme les lacs naturels, les lacs de fosse montrent une stratification de leurs masses d'eau. La circulation verticale d'eau entre ces strates est contrôlée par les échanges de chaleur avec l'atmosphère et le gradient en espèces dissoutes (Castendyk & Eary, 2009). Cette circulation favorise le transport de l'oxygène à travers le lac de fosse et donc la génération de DMA.

Les eaux de surface ont leur température indexée sur celle de l'air et celle-ci varie fortement avec les saisons. Au contraire, la température de l'eau en profondeur est indexée sur celle du lit du lac qui reste généralement stable au cours du temps. Durant l'année, en particulier en automne et au printemps, la température des eaux de surface atteint celles en profondeur et une période d'homogénéisation des eaux du lac est observable si le gradient en espèces dissoutes le permet (Figure 2-5) (Geller et al., 2012).

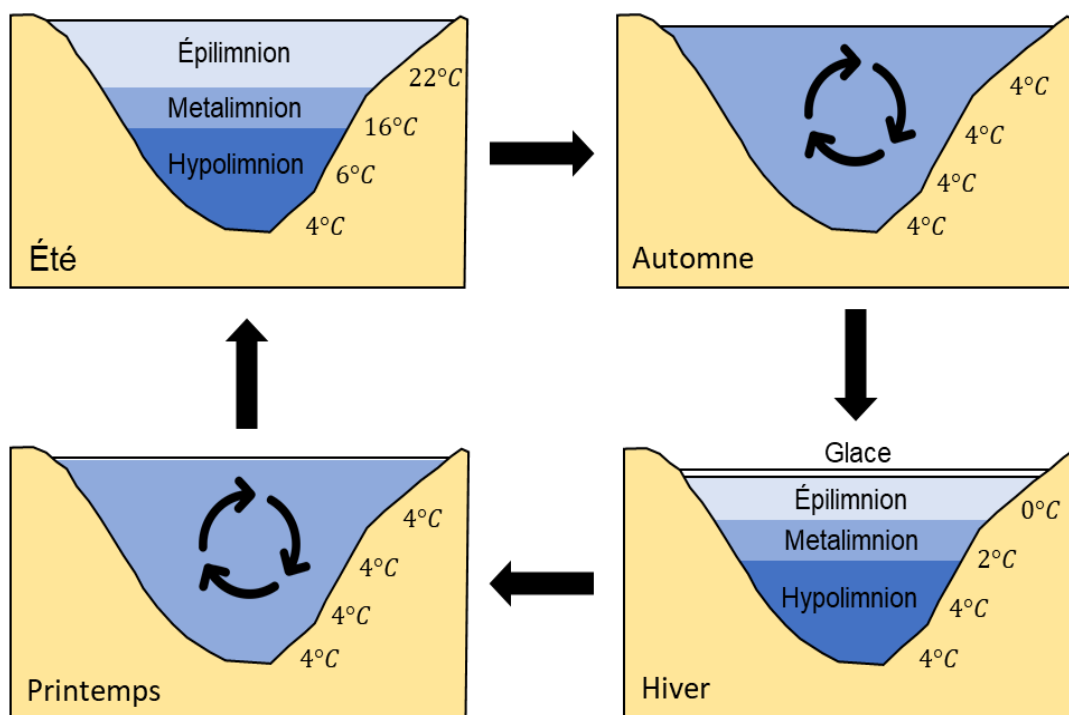


Figure 2-5 : Exemple d'un cycle d'homogénéisation pour un lac de fosse.

Les lacs de fosse peuvent se classer suivant 3 statuts limnologiques (Boehrer & Schultze, 2008) :

- Les lacs holomictiques, où l'homogénéisation a lieu au moins une fois par an. Cette catégorie peut être divisée en trois sous-catégories : les lacs monomictiques, dimictiques et polymictiques qui s'homogénéisent une, deux et plusieurs fois par an, respectivement.
- Les lacs méromictiques, où l'homogénéisation a aussi lieu sans atteindre le fond du lac.
- Les lacs amictiques, principalement des lacs gelés en permanence, où l'homogénéisation est faible, voire inexistante.

Un lac de fosse peut présenter jusqu'à 4 strates (Figure 2-6) :

- L'épilimnion est la strate en contact avec l'atmosphère et réalise les échanges thermiques et de substances volatiles avec cette dernière. Cette strate possède une forte concentration en oxygène dissous et une faible concentration en CO₂ dissous, ce qui favorise le développement des microorganismes et des écosystèmes complexes.

La profondeur de cette strate, essentielle au vivant, peut être définie grâce aux statistiques observées sur le terrain :

$$\log(z_e) = 0.336 \cdot \log(L) - 0.245 \quad (2.11)$$

Avec,

z_e : épaisseur de l'épilimnion [L]

L : diamètre du lac [L]

- L'hypolimnion est la strate en dessous de l'épilimnion. Ces strates sont séparées par la thermocline où, hors période d'homogénéisation, le gradient thermique varie fortement entre les deux. L'hypolimnion est isolé des échanges avec l'atmosphère, ce qui favorise des conditions anoxiques et donc le développement de bactéries anaérobies qui ne pourraient pas se développer dans l'épilimnion.

- Si la thermocline est assez épaisse et stable dans le temps, une strate entre l'épilimnion et l'hypolimnion peut exister. Cette strate de transition se nomme le métalimnion et permet aux deux écosystèmes des strates voisines de coexister.
- En dessous de l'hypolimnion peut se situer le monimolimnion qui contient la majorité des espèces dissoutes dans le lac. Elle est séparée par la chemocline qui est caractérisée par une forte variation du gradient de concentration en espèces dissoutes. L'homogénéisation de cette strate peut donc avoir de lourdes conséquences sur la qualité de l'eau et les écosystèmes du lac de fosse néanmoins lorsque cette strate est suffisamment dense le lac devient de type méromictique.

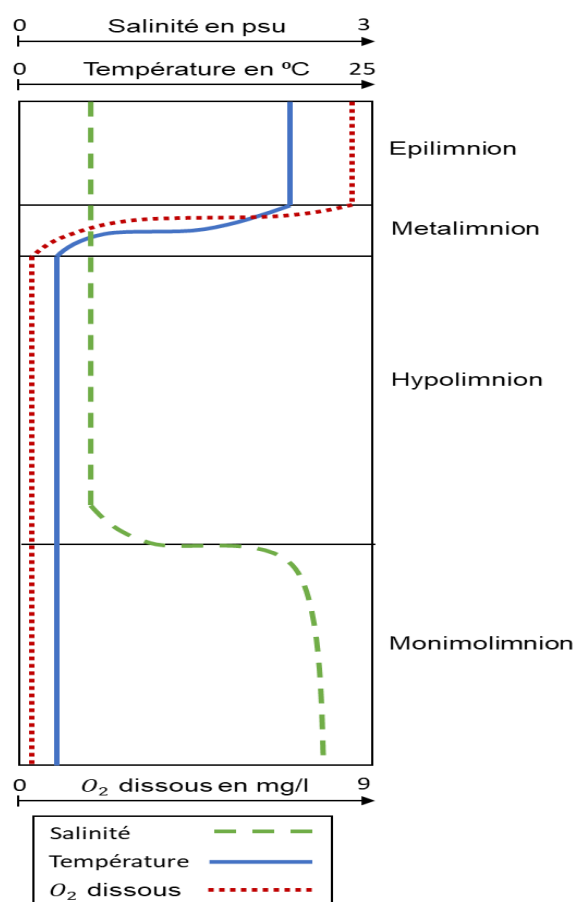


Figure 2-6 : Exemple de profils de salinité, de température et d'oxygène dissous (adapté de Boehrer & Schultze, 2008)

Les périodes d'instabilité limnologique d'un lac de fosse peuvent être estimées au moyen du nombre de Wedderburn prenant en compte la différence de densité d'eau dans l'épilimnion et l'hypolimnion ainsi que la vitesse du vent à la surface du lac (Monismith, 1985) :

$$W_N = \frac{g' z_e^2}{u_*^2 L} \quad (2.12)$$

Avec,

W_N : nombre de Wedderburn [-]

$g' = \frac{\Delta\rho}{\rho}$: gravité réduite correspondante à la variation de densité de l'eau [-]

z_e : épaisseur de l'épilimnion [L]

u_* : contrainte de cisaillement due au vent [$L \cdot T^{-1}$]

L : diamètre du lac [L]

Le lac de fosse présente une instabilité limnologique lorsque $W \ll 1$, mais ne permet pas d'affirmer qu'il y a homogénéisation des eaux du lac. D'autres nombres plus complexes comme le *lake number* incluant en plus la morphologie de la fosse peuvent être utilisés avec le même critère (Robertson & Imberger, 1994) :

$$L_N = \frac{g \cdot S_t \left(1 - \frac{Z_t}{Z_m}\right)}{\rho_0 \cdot u_*^2 \cdot A_{lac}^{3/2} \left(1 - \frac{Z_g}{Z_m}\right)} \quad (2.13)$$

Avec,

S_t : stabilité de Schmidt pouvant être définie par :

$$S_t = \int_0^{Z_m} (h - Z_g) \cdot A(z) \cdot \rho_{eau}(z) \cdot dz \quad (2.14)$$

Avec,

L_N : lake number [–]

z_h : profondeur à partir du fond du lac [L]

Z_m : profondeur maximale du lac [L]

Z_g : centre du volume du lac [L]

$A(z)$: aire du lac à la profondeur z [L²]

A_{lac} : aire à la surface du lac [L²]

u_* : contrainte de cisaillement due au vent [L · T⁻¹]

$\rho_{eau}(z)$: densité de l'eau à la profondeur z [M · L⁻³]

ρ_0 : densité de l'eau à la surface du lac [M · L⁻³]

g : constante gravitationnelle terrestre [M · L · T⁻²]

2.2.6 Modélisation de la qualité de l'eau dans un lac de fosse

Les lacs de fosse sont des systèmes réactionnels complexes et la modélisation de leur qualité d'eau est spécifique à chaque site minier. Les processus physico-chimiques qui y résident peuvent être résumés succinctement par (Castendyk & Eary, 2009) (Figure 2-7) :

- Le transport d'espèces chimiques entrant et sortant dans un lac.
- La dilution et l'évapoconcentration induite par les conditions climatiques.
- Les périodes d'homogénéisation entre les différentes strates du lac.
- Les échanges de CO₂ et de O₂ à la surface du lac.
- La dissolution et précipitation des minéraux dans le lac, notamment la dissolution des carbonates et la précipitation des hydroxydes métalliques.
- Les réactions d'oxydo-réduction, notamment celle des minéraux sulfureux.

- Les processus microbiens affectant les conditions d'oxydo-réduction, les concentrations dissoutes en CO_2 et en O_2 , l'élimination du carbone organique et la précipitation des minéraux sulfureux en profondeur.
- Les réactions d'adsorption et de désorption entre les espèces dissoutes et les particules en suspension, les minéraux secondaires et les murs de la fosse.

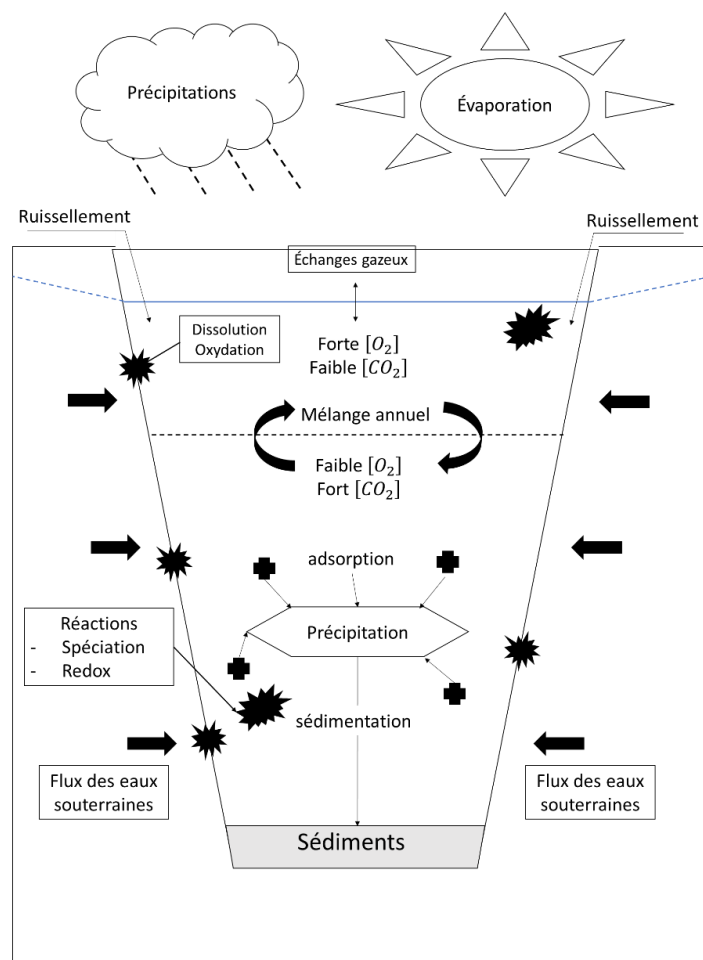


Figure 2-7 : Ensemble des processus affectant la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

La modélisation de la qualité de l'eau repose donc sur celle du bilan hydrique, des processus réactionnels chimiques et limnologiques. Les modèles de prédiction de la qualité de l'eau d'un lac

de fosse sont nombreux (Tableau 2-4) et présentent trois degrés de complexité (Shafer & Eary, 2009) (Figure 2-8) :

- Les modèles basés sur un bilan hydrique et des masses de contaminants simples.
- Les modèles basés sur un bilan hydrique et des masses de contaminants auxquels est ajouté un modèle qui caractérise les réactions chimiques dans le lac.
- Les modèles basés sur un bilan hydrique et des masses de contaminants auxquels sont ajoutés un modèle qui caractérise les réactions chimiques et un modèle limnologique qui caractérise la stratification des eaux du lac et la circulation verticale entre ces dernières.

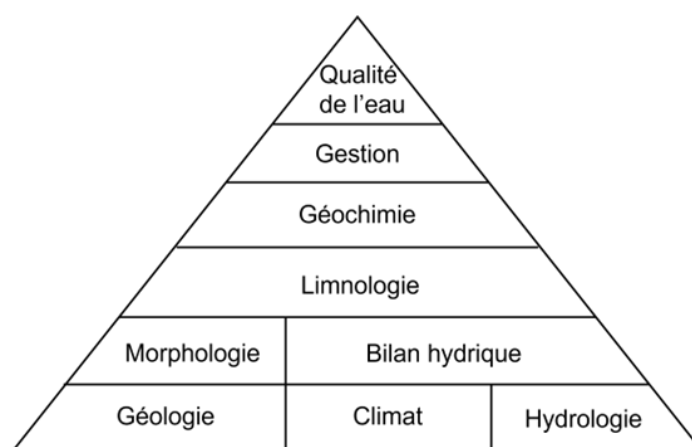


Figure 2-8 : Relation entre les principaux facteurs affectant la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

Tableau 2-4 : Liste des modèles numériques développés pour prédire la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

Référence	Approche du modèle	Logiciels utilisés
(Bird & Mahoney, 1994)	Caractérisation par mélange de la chimie de l'eau en utilisant une combinaison de modèles géochimiques.	MINEDW PYREACT MINTEQA2
(Bird & Mahoney, 1994)	Évaluation des approches de modélisation inverse et directe pour prédire la qualité de l'eau d'un lac de fosse.	

(Vandersluis et al., 1995)	Caractérisation par mélange basée sur le bilan hydrique et l'équilibre chimique.	PHREEQE
(Kirk et al., 1996)	Caractérisation par mélange basée sur le bilan hydrique, l'équilibre chimique, l'adsorption et la limnologie du lac.	PHREEQE MINTEQA2 CE-QUAL-W2
(Pillard et al., 1996)	Caractérisation par mélange basée sur le bilan hydrique, l'équilibre chimique et des essais cinétiques de lixiviations.	MINTEQA2 PHREEQE
(Havis & Worthington, 1997)	Caractérisation par mélange basée sur le bilan hydrique et de contaminants.	PITQUAL
(Kempton et al., 1997)	Approche probabiliste basée sur l'équilibre chimique et des essais cinétiques de lixiviations.	MINTEQA2
(Tempel et al., 2000)	Caractérisation par mélange basée sur le bilan hydrique, l'équilibre chimique et des essais cinétiques de lixiviations.	EQ3/6
(Balistrieri et al., 2006)	Prédiction de la limnologie et de la qualité de l'eau à l'aide de mesures de terrain.	DYRESM
(Schafer et al., 2006)	Approche expérimentale basée sur la reconstitution d'une solution représentative en espèces chimiques provenant des différentes sources du bilan hydrique.	PHREEQC
(Werner et al., 2006)	Approche liant les processus chimiques internes au lac, sa limnologie et le bilan hydrique.	CE-QUAL-W2 MODGLUE PHREEQC
(Castendyk, Balistrieri, et al., 2015)	Approche liant les processus chimiques internes au lac, sa limnologie et le bilan hydrique.	DYRESM EXCEL PHREEQC
(Salmon et al., 2017)	Approche liant les processus chimiques internes au lac, dont celles liées à son écosystème aquatique et sa limnologie.	DYRESM CAEDYM
(Maest et al., 2020)	Approche liant les processus chimiques internes au lac et le bilan hydrique.	PHREEQC MIKE SHE

2.3 Bilan hydrique des lacs de fosse

L'oxydation des minéraux sulfureux est contrôlée par l'apport en oxygène dans le lac de fosse via sa diffusion à travers le recouvrement en eau et l'écoulement des eaux souterraines entrant. La hauteur d'eau dans un lac de fosse est donc un paramètre critique quant au contrôle du DMA, ce qui demande pour chaque lac de fosse une caractérisation précise de son bilan hydrique (McCullough, 2011). Cette caractérisation permet aussi une meilleure anticipation des risques de débordements ainsi qu'une meilleure gestion de la ressource en eau disponible.

Le bilan hydrique (ou hydrologique) d'un lac de fosse peut être défini par une étude comparée de lame d'eau tombée sur la surface d'un territoire ou d'un bassin versant et des différentes formes de transfert de cette eau soit par évaporation, écoulement, infiltration et alimentation jusqu'au lac de fosse (George, 1970).

Le bilan hydrique peut s'écrire pour un intervalle de temps donné (Sánchez-España et al., 2014) :

$$\Delta S = P + RS_{in} + GW_{in} - E - RS_{out} + GW_{out} \quad (2.15)$$

Avec,

ΔS : variation de la quantité d'eau dans le lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]

P : taux de précipitations directes dans le lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]

RS_{in} : taux ruissellement entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]

GW_{in} : débit des eaux souterraines entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]

E : taux d'évaporation [$L^3 \cdot T^{-1}$]

RS_{out} : taux de ruissellement sortant ou débordement [$L^3 \cdot T^{-1}$]

GW_{out} : débit des eaux souterraines sortant [$L^3 \cdot T^{-1}$]

Un bilan hydrique est dit positif lorsque $\Delta S > 0$ et négatif lorsque $\Delta S < 0$ sur un intervalle de temps donné.

De nombreuses approches permettent de déterminer chacune des composantes du bilan hydrique et les plus couramment employées sont décrites ci-dessous à l'exception du taux de précipitations (P) qui est discuté à la section 2.4 et le débordement (Rs_{out}) qui survient lorsque le volume attendu dans le lac de fosse est supérieur à sa capacité maximale (Castendyk, Eary, et al., 2015).

2.3.1 Ruissellement entrant Rs_{in}

Le ruissellement entrant correspond au flux d'eau provenant de la surface du bassin versant lorsque les précipitations ou la fonte des neiges excèdent la capacité d'infiltration du sol. Le ruissellement entrant est donc relatif à l'intensité des précipitations et à la perméabilité, topographie et degré de saturation de la surface du bassin du versant entourant le lac de fosse. Le ruissellement est l'un des principaux facteurs d'érosion des sols, mais aussi de transport de contaminants (McCullough et al., 2013).

La méthode rationnelle est la plus couramment utilisée pour décrire le ruissellement entrant dans un lac de fosse en le définissant en fonction des caractéristiques du bassin versant et des précipitations (Fetter, 2001) :

$$Rs_{in} = CR \cdot p \cdot A_{versant} \quad (2.16)$$

Avec,

Rs_{in} : taux ruissellement entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]

CR : coefficient de ruissellement [-]

p : précipitations [$L \cdot T^{-1}$]

$A_{versant}$: aire du bassin versant [L^2]

Des abaques (Tableau 2-5) peuvent être utilisés afin d'estimer le coefficient de ruissellement (SCS, 1972).

Tableau 2-5 : Coefficient de ruissellement pour différents types de sols (SCS, 1972).

		Infiltration dans le sol		
		Élevée	Moyenne	Faible
Terre arable		Valeur de CR		
Pente	≤ 5%	0,3	0,5	0,6
	5-10%	0,4	0,6	0,7
	10-30%	0,5	0,7	0,8
Prairie				
Pente	≤ 5%	0,1	0,3	0,4
	5-10%	0,15	0,35	0,55
	10-30%	0,2	0,4	0,6
Forêt				
Pente	≤ 5%	0,1	0,3	0,4
	5-10%	0,25	0,35	0,5
	10-30%	0,3	0,5	0,6

Une autre méthode plus précise consiste à utiliser le coefficient d'aptitude au ruissellement (CN) qui se base sur la capacité de recharge d'un bassin versant permettant de différencier le débit de ruissellement suivant la distribution des précipitations au cours du temps (McCuen, 2005). Le ruissellement entrant peut être défini par la relation (Boughton, 1989) :

$$\frac{RS_{in}}{A_{versant}} = \begin{cases} 0 & \text{si } P < I_a \\ \frac{(p - I_a)^2}{p - I_a + S_{rs}} & \text{si } P \geq I_a \end{cases} \quad (2.17)$$

Avec,

$A_{versant}$: aire du bassin versant [L^2]

p : précipitations [$L \cdot T^{-1}$]

S_{rs} : rétention d'eau maximale dans le sol [$L \cdot T^{-1}$]

I_a : soustraction initiale [$L \cdot T^{-1}$] ; généralement simplifiée par $I_a = 0,2 S_{rs}$

La rétention d'eau maximale dans le sol (S_{rs}) peut être déterminée au moyen du coefficient d'aptitude au ruissellement (CN), un nombre adimensionnel compris entre 30 et 100 et qui croit d'autant plus que le ruissellement potentiel est élevé. Le paramètre S_{rs} peut ainsi être défini par la relation suivante (Boughton, 1989) :

$$S_{rs} = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (2.18)$$

Le coefficient d'aptitude au ruissellement (CN) peut être déterminé grâce à des abaques à partir du type de surface étudiée et de son groupe hydrologique (Tableau 2-6). Le groupe hydrologique correspond au potentiel de ruissellement qui peut varier de faible (A) à fort (D) (SCS, 1972).

L'utilisation du coefficient d'aptitude au ruissellement reste limitée à des études se focalisant spécifiquement sur cet écoulement, car elle requiert une caractérisation précise du bassin versant ainsi que des précipitations horaires au lieu de journalière. C'est pourquoi la méthode rationnelle, qui montre des résultats similaires, lui est souvent préférée (McCuen, 2005).

Tableau 2-6 : Coefficient d'aptitude au ruissellement typique en fonction du type de surface et du groupe hydrologique (SCS, 1972).

Type de surface	Coefficient d'aptitude au ruissellement			
	Groupe hydrologique			
	A	B	C	D
Terrain agricole	64	75	82	85
Surface commerciale	89	92	94	95
Forêt	30	55	70	77
Prairie/Pâturage	39	61	74	80
Quartier résidentiel (haute densité)	77	85	90	92
Zone industrielle	81	88	91	93
Quartier résidentiel (faible densité)	54	70	80	85

2.3.2 Évaporation (E)

L'évaporation joue un rôle majeur dans le renouvellement des eaux d'un lac de fosse (McJannet et al., 2019). La majorité de l'énergie nécessaire au changement de phase de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux (2,4 MJ/kg d'eau) est fournie par la radiation solaire. Un déficit de pression de vapeur d'eau à la surface du lac est également nécessaire pour permettre l'évaporation. En effet, l'air ne peut admettre qu'une quantité limitée de vapeur d'eau caractérisée par la pression de vapeur saturante qui croît de façon exponentielle avec la température. Le vent joue un rôle critique dans l'évaporation et permet de renouveler la couche d'air saturée en eau à la surface du lac de fosse par une couche d'air partiellement saturée, ce qui permet la poursuite de l'évaporation. (Castendyk & Eary, 2009).

L'évaporation dans un lac de fosse peut être estimée sur le terrain au moyen d'un bac d'évaporation. Un facteur de correction est ensuite appliqué pour estimer l'évaporation à l'échelle du lac (Carlino & McCullough, 2019; McJannet et al., 2017) :

$$E_{lac} = K \cdot E_{bac} \quad (2.19)$$

Avec,

E_{lac} : évaporation dans le lac de fosse [$L \cdot T^{-1}$]

E_{bac} : évaporation dans le bac d'évaporation [$L \cdot T^{-1}$]

K : facteur de conversion [-]

Pour un bac d'évaporation de classe A, le facteur de conversion est généralement $K = 0,7$, mais cette valeur est propre à chaque site et peut varier suivant la période de l'année. Cette méthode requiert un grand ensemble de données sur tout le site et sur plusieurs années tout en reposant sur l'hypothèse que l'évaporation est un phénomène parfaitement périodique (Parsons, 2013; Sivapalan, 2005; Zhan, 2006). Or, les CC ont un impact non négligeable sur cette dernière, ce qui empêche une modélisation fiable sur le long terme (voir section 2.4).

Des modèles prédictifs basés sur des données climatiques permettent aussi de prédire l'évaporation des lacs de fosse. Ces modèles peuvent être divisés en plusieurs catégories :

- Les modèles basés sur la température de l'air proche de la surface de la forme (Blaney & Cridole, 1950; Hargreaves & Samani, 1982) :

$$ET = a(T)^n$$

ou

(2.20)

$$ET = b \cdot d_1 \cdot T(c - d \cdot hr)$$

Avec,

ET : évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]

a, b, c, d : constantes de calibration [-]

T : température de l'air à la surface du lac de fosse [°C]

hr : terme d'humidité [-]

d₁ : longueur du jour [-]

- Les modèles basés sur la radiation solaire de la forme (Makkink, 1957; Priestley & Taylor, 1972) :

$$ET = \frac{C_r(wr \cdot R_t)}{\lambda}$$

ou

(2.21)

$$ET = \frac{C_r(wr \cdot R_n)}{\lambda}$$

Avec,

ET : évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]

C_r : coefficient dépendant de l'humidité et de la vitesse du vent [-]

R_t : radiation solaire totale [$M \cdot T^{-3}$]

R_n : radiation solaire nette [$M \cdot T^{-3}$]

wr : facteur de pondération dépendant de la température et de l'altitude [-]

λ : chaleur latente de vaporisation [$L^2 \cdot T^{-2}$]

- Les modèles basés sur le transfert de masse de vapeur d'eau de la forme (Penman, 1948; Rohwer, 1931) :

$$ET = c(es - ea)$$
(2.22)

Avec,

ET : évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]

c : constante empirique ou de calibration dépendant du vent [-]

e_s : pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

e_a : pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

- Les modèles basés sur une moyenne pondérée entre le transfert de masse de vapeur d'eau et la radiation solaire. Un des modèles les plus utilisés est celui de Penman (1956) qui peut être décrit par :

$$ET = \frac{\Delta(R_n - Q_t) + \gamma \cdot (a + b \cdot u_z)(e_s - e_a)}{(\Delta + \gamma)} \quad (2.23)$$

Avec,

ET : évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]

γ : constante psychométrique [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

R_n : radiation solaire nette [$M \cdot T^{-3}$]

Q_t : densité du flux thermique [$M \cdot T^{-3}$]

a, b : constantes de calibration [-]

u_z : vitesse du vent à une altitude z [$L \cdot T^{-1}$]

e_s : pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

e_a : pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

Cette dernière approche, plus complète et plus complexe que les trois précédentes méthodes, prend en compte l'ensemble des phénomènes ayant un impact sur l'évaporation. Cependant, les lacs de

fosse sont des hydrosystèmes complexes et l'estimation de l'évaporation peut nécessiter davantage de paramètres. En effet, les lacs de fosse soumis au DMA présentent une salinité plus élevée que celle des lacs naturels. Or, d'après la loi de Raoult, la salinité diminue la pression de vapeur saturante à la surface du lac, ce qui réduit l'évaporation. La relation suivante peut être utilisée pour corriger cette diminution (Panin & Brezgunov, 2007) :

$$E_s = E_0(0.75 + 0.25 \cdot e^{-0.65 \cdot S}) \quad (2.24)$$

Avec,

E_s : évaporation de l'eau salée [$L \cdot T^{-1}$]

E_0 : évaporation de l'eau douce [$L \cdot T^{-1}$]

S : salinité en pour mille [-]

Les murs de fosse ont un rôle protecteur face à l'évaporation et doivent être pris en compte dans la modélisation. En effet, les murs génèrent une ombre projetée sur la surface du lac réduisant ainsi la radiation solaire perçue. Des modèles topographiques dédiés au calcul de la radiation solaire peuvent permettre de corriger cet effet, comme le logiciel SRAD (Moore, 1992; Wilson & Gallant, 2000).

Les murs de fosse ont aussi un rôle de barrière au vent réduisant ainsi la vitesse du vent à la surface du lac et donc l'évaporation. L'effet des murs sur le vent peut également être corrigé en modifiant les équations d'évaporation (McJannet et al., 2019) :

$$ET = a \left(+ \left(b \cdot \frac{h}{F} + c \right) U_1 \right) (e_{lac}^* - e_{air}) \quad (2.25)$$

Avec,

ET : évaporation potentielle [$L \cdot T^{-1}$]

a, b, c : constantes de calibration [-]

h : hauteur des murs de la fosse [L]

F : fetch ou distance projetée sur le lac suivant la direction des vents dominants [L]

U_1 : vitesse du vent mesurée à un mètre d'altitude [$L \cdot T^{-1}$]

e_{lac}^* : pression de vapeur saturante suivant la température du lac [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

e_{air} : pression de vapeur de l'air [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

2.3.3 Écoulements des eaux souterraines (GW_{in} et GW_{out})

2.3.3.1 Lois d'écoulements des eaux souterraines

L'écoulement des eaux souterraines dans un roc fracturé entourant le lac de fosse peut être défini par la loi cubique qui exprime le débit fluide à travers une fracture suivant le cube de son ouverture (De Dreuzy, 2000) :

$$Q = l \cdot \frac{o^3}{12\mu} \cdot i \quad (2.26)$$

Avec,

Q : débit du fluide [$L^3 \cdot T^{-1}$]

l : dimension transversale de la fracture [L^2]

o : ouverture de la fracture [L]

μ : viscosité dynamique du fluide [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$]

$i = \frac{\Delta H}{L}$: gradient hydraulique [$L \cdot L^{-1}$], où ΔH est la différence de charge (en valeur absolue) et L est la distance entre les deux points de mesure.

Cette loi fait l'hypothèse que les fractures peuvent être décrites par deux plans parallèles sans aspérité. Or, leur rugosité, leurs formes et leur distribution généralement décroissante avec l'éloignement au lac de fosse rendent la caractérisation du réseau de fractures complexe (De Dreuzy

et al., 2012; Ishibashi et al., 2015; Méheust & Schmittbuhl, 2000; Rousseau & Pabst, 2020). De nombreux modèles ont été créés afin de déterminer les propriétés équivalentes d'un réseau de fractures à celle d'un milieu poreux (Ebigbo et al., 2016) comme le modèle de (Mourzenko et al., 2012) ou de (Vu et al., 2013). Ces modèles permettent l'utilisation de la loi de Darcy qui définit l'écoulement des eaux souterraines dans un milieu poreux saturé par (Hillel, 1998) :

$$Q = k_{sat} \cdot A \cdot i \quad (2.27)$$

Avec,

Q : débit du fluide [$L^3 \cdot T^{-1}$]

A : section transversale perpendiculaire à l'écoulement [L^2]

k_{sat} : conductivité hydraulique saturée [$L \cdot T^{-1}$]

$i = \frac{\Delta H}{L}$: gradient hydraulique [$L \cdot L^{-1}$], où ΔH est la différence de charge (en valeur absolue) et L est la distance entre les deux points de mesure

L'hypothèse que l'écoulement des eaux souterraines se fait dans un milieu saturé n'est pas toujours vérifiée. En effet, le roc fracturé est partiellement saturé suivant le niveau phréatique généralement variable, ce qui oblige le remplacement de la loi de Darcy par la loi de Richard (1931) exprimant la conductivité hydraulique comme une fonction de la teneur en eau volumique :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2.28)$$

Avec,

k : conductivité hydraulique du sol [$L \cdot T^{-1}$]

h : charge matricielle due à l'action capillaire [L]

z : attitude par rapport au niveau de la mer [L]

θ : teneur en eau volumique [-]

t : temps écoulé [T]

L'écoulement des eaux souterraines dans les rejets miniers entreposés dans le fond du lac de fosse peut aussi être décrit par la loi de Darcy (Mbonimpa et al., 2002; Peregoedova, 2012). La conductivité hydraulique (k_{sat}) peut être déterminée par des essais de laboratoire (p.ex. essais de perméabilité à paroi rigide ou flexible) ou sur le terrain au moyen de piézomètres (Chapuis, 2012). La conductivité hydraulique saturée des rejets miniers peut aussi être estimée au moyen de modèles prédictifs basés sur leurs propriétés géotechniques. Les modèles d'Hazen (1911), Kozeny-Carman (KC) (Chapuis & Aubertin, 2003) et Kozeny-Carman Modifié (KCM) (Mbonimpa et al., 2002) sont fréquemment employés dans l'industrie minière (Devlin, 2015; Ethier et al., 2018; Lanoix et al., 2017).

2.3.3.2 Mesures de l'écoulement des eaux souterraines sur le terrain

Plusieurs méthodes permettent de caractériser l'écoulement des eaux souterraines entrant (GW_{in}) et sortant (GW_{out}) directement dans un lac de fosse.

Une première approche directe consiste à utiliser un compteur d'infiltration qui se compose d'un boîtier étanche au contact du lit du lac et relié à une poche en plastique remplie d'eau. La variation du volume d'eau dans la poche au cours du temps permet de déterminer le débit à l'interface (Lee, 1977; Rosenberry & LaBaugh, 2008) :

$$Q_{interface} = \frac{\Delta V_{poche}}{t} \quad (2.29)$$

Avec,

$Q_{interface}$: débit d'eau à l'interface [$L^3 \cdot T^{-1}$]

ΔV_{poche} : variation de volume de la poche plastique [L^3]

t : temps écoulé [T]

L'application de cette méthode aux lacs de fosse reste limitée aux fosses remblayées, car sinon ces derniers sont souvent profonds et requièrent l'utilisation d'équipements de plongée pour l'installation des compteurs (Boyle, 1994; Cherkauer & McBride, 1988).

Une seconde approche consiste à réaliser des essais de traçage. Ces essais ont pour but de réaliser une séparation hydrographique des flux d'eau entrants dans le lac en suivant une caractéristique propre au traceur sélectionné. Les différents types d'essais de traçage sont les suivants (Kalbus et al., 2006; Wolkersdorfer, 2008) :

- Le traçage thermique utilise la différence de température entre les eaux de surface et les eaux souterraines. La séparation se fait à l'aide des divers profils de température des eaux présentes et entrantes dans le lac. L'écoulement peut être caractérisé par une équation de transport de chaleur (Domenico & Schwartz, 1998) pour en déduire les débits correspondants. De nombreuses approches existent pour interpréter les résultats obtenus (Bredehoeft & Papaopulos, 1965; Carslaw & Jaeger, 1959; Silliman et al., 1995; Stallman, 1965; Suzuki, 1960; Turcotte & Schubert, 2002). Pour les lacs de fosse, cet essai n'est pas recommandé, car la plupart d'entre eux ne sont pas connectés au réseau hydrographique de surface et leur limnologie rendent la séparation hydrographique complexe (voir section 2.2.5).
- Le traçage environnemental est donc à privilégier et consiste à suivre l'évolution de la concentration d'une espèce chimique dans le lac. L'écoulement peut alors être caractérisé par une équation d'advection-diffusion (Matheron & De Marsily, 1980). Cet essai peut être divisé en deux sous-catégories : le traçage isotopique qui utilise les différentes compositions en isotopes, généralement l'oxygène et l'hydrogène (Arnoux et al., 2017; Gibson et al., 2019; Yi, 2008) et le traçage par soluté qui fait de même avec une espèce préalablement dissoute comme des traceurs fluorescents ou des sels (p.ex. KI, LiCl, NaCl) (Becker & Shapiro, 2000; Dewaide et al., 2018; Novakowski et al., 2006; Osei et al., 1997). De nombreuses approches existent ici encore pour interpréter les résultats obtenus (Christophersen & Hooper, 1992; Pinder & Jones, 1969; Zheng & Wang, 1999).

Une troisième approche consiste à réaliser des essais d'injection et de prélèvements dans le lac de fosse. Ils consistent à ajouter ou à retirer un volume d'eau connu du lac et d'observer le temps que met le lac de fosse à retrouver son niveau initial. Cette méthode est souvent utilisée avant la création du lac en observant l'historique des activités de pompage et le relevé piézométrique alentour. Cependant, cette méthode est rarement utilisée une fois que le lac de fosse est créé à cause du temps et des équipements requis pour générer un rabattement de la nappe phréatique suffisant. De nombreuses solutions analytiques peuvent être utilisées (Tableau 2-7) :

Tableau 2-7 : Solutions analytiques pour des essais d'injection pour divers types d'aquifères et d'écoulements.

Référence	Type d'aquifère	Régime d'écoulement	Peut prendre en compte	
			Pénétration partielle	Anisotropie
(Cooper Jr et al., 1967)	Captif	Transitoire	Non	Non
(Bouwer & Rice, 1976)	Libre	Permanent	Oui	Non
(Hvorslev, 1951)	Libre et captif	Transitoire	Oui	Oui
(Bredehoeft & Papadopulos, 1980)	Captif	Transitoire (k_{sat} faible)	Non	Oui
(Uffink, 1984)	Captif	Transitoire (oscillations)	Non	Oui
(Butler Jr & Zhan, 2004)	Libre et captif	Transitoire (k_{sat} élevé)	Oui	Oui

2.3.3.3 Solutions analytiques pour prédire l'écoulement des eaux souterraines

Des solutions analytiques peuvent être utilisées afin d'estimer les débits des eaux souterraines entrant (GW_{in}) et sortant (GW_{out}) durant l'étude de faisabilité ou lorsqu'aucune mesure de terrain n'est disponible. Par exemple, pour un lac de fosse de type *terminal sink* (voir section 2.3.4) de

forme cylindrique entouré d'un aquifère libre, le débit d'eau souterraine entrant dans le lac de fosse en régime permanent peut être défini par l'équation de Marinelli & Niccoli (2000) (Figure 2-9) :

$$GW_{in} = Q_1 + Q_2 \quad (2.30)$$

Avec,

$$Q_1 = p \times \pi \times (r_0^2 - r_p^2) \quad (2.31)$$

$$Q_2 = 4 \times r_p \times \left(\frac{K_{h2}}{m_2} \right) \times (h_0 - H) \quad (2.32)$$

Avec,

GW_{in} : débit des eaux souterraines entrant [$L^3 \cdot T^{-1}$]

p : précipitations [$L \cdot T^{-1}$]

r_0 : rayon d'influence [L]

r_p : rayon de la fosse [L]

$$m_2 = \left(\frac{K_{h2}}{K_{v2}} \right)^{\frac{1}{2}}$$

K_{h2} : conductivité hydraulique horizontale dans la zone 2 [$L \cdot T^{-1}$]

K_{v2} : conductivité hydraulique verticale dans la zone 2 [$L \cdot T^{-1}$]

h_0 : charge hydraulique avant assèchement [L]

H : hauteur d'eau dans la fosse [L]

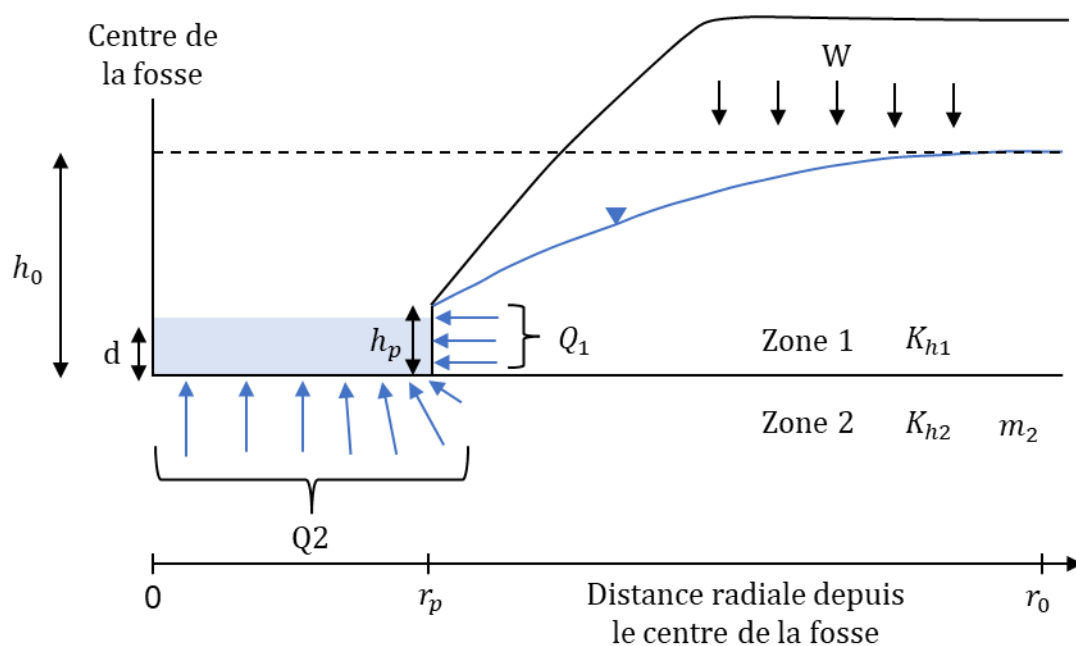


Figure 2-9 : Schéma représentant la solution analytique de l'écoulement des eaux souterraines entrant dans un lac de fosse de Marinelli & Niccoli (2000).

2.3.3.4 Modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines

Des logiciels basés sur des méthodes de différences ou d'éléments finis peuvent être utilisés afin de s'affranchir des hypothèses fortes utilisées par les solutions analytiques et de modéliser précisément l'écoulement des eaux souterraines. Les résultats produits par ces modèles numériques (mais aussi par les modèles analytiques) sont généralement, et à conditions d'avoir été calibrés, proches des observations de terrain (Chapuis, 2009; Marinelli & Niccoli, 2000) :

- FEFLOW (Martin & Gabora, 2018; Wingle & Sinton, 2015)
- PFLOTRAN (Hammond et al., 2012; Holder, 1996; Holder et al., 2000)
- Hydrogeosphere (Brunner & Simmons, 2012; Conway, 2013)
- HYDRUS (Li et al., 2017)
- MODFLOW (Carlino & McCullough, 2019; El-Zehairy et al., 2018; Hunt, 2003; Merritt & Konikow, 2000)

- SEEP/W (Aryafar et al., 2007; Bahrami et al., 2014)
- Réseau de neurones (Bahrami et al., 2016)

Ces logiciels intègrent souvent la gestion des autres composantes du bilan hydrique (précipitations, évaporation, ruissellement et débordement), mais sont généralement destinés aux lacs naturels. Les spécificités morphologiques et hydrogéochimiques des lacs de fosse rendent ces solutions numériques peu adaptées et des logiciels plus modulables comme Goldsim (GoldSim Technology Group LLC) permettent de répondre spécifiquement à la problématique de l'écoulement des eaux souterraines dans le domaine minier (Cooper et al., 2018; Lillywhite, 2019; Martin & Gabora, 2018; McCullough et al., 2013).

Le logiciel Goldsim, utilisé dans cette étude, est un logiciel de simulation dynamique et probabiliste combinant plusieurs approches de simulation et utilise généralement une approche de dynamique des systèmes contenant certains aspects d'évènements discrets tout en intégrant des outils et des processus stochastiques dans le cadre de simulation de Monte-Carlo. Bien qu'il s'agisse d'un logiciel à usage général, Goldsim a été le plus souvent utilisé pour l'analyse de risques environnementaux et de *risk engineering* avec des applications dans les domaines de la gestion des ressources en eau, exploitation minière, gestion des déchets radioactifs, séquestration géologique du carbone, analyses des risques des missions spatiales et l'énergie (Go et al., 2014; Goharian et al., 2017; Jeong et al., 2016; Punkkinen et al., 2016; Sanguinito et al., 2018).

Le logiciel Seep 3D, disponible depuis 2019 et utilisé dans cette étude, est un logiciel d'éléments finis, en trois dimensions, capable de simuler l'écoulement des eaux souterraines dans un milieu poreux saturé ou non. De plus, Seep 3D peut être utilisé pour décrire un écoulement en régime permanent ou transitoire tout en considérant les interactions entre le sol et l'atmosphère. Ce logiciel est généralement utilisé pour concevoir des barrages, des digues dont celles des parcs à résidus miniers, mais aussi des puits de pompage ou encore des ouvrages de couverture des sols comme celui d'une CEBC (GEOSLOPE International, 2021).

2.3.4 Statut hydrologique d'un lac de fosse

La connaissance du bilan hydrique d'un lac de fosse et des niveaux phréatiques alentour permet de classer le lac de fosse suivant deux statuts hydrologiques (Castendyk & Eary, 2009) :

- Les *flow-through pit lakes*, ou lacs de fosse à écoulement continu, apparaissent lorsque l'évaporation ne prédomine pas sur les précipitations, et inversement, ou lorsque le gradient hydraulique autour du lac est élevé. Ces lacs de fosse ont la particularité de faire coexister un écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse (Figure 2-10).
- Les *terminal sinks* (ou *terminal pit lakes*), ou lacs terminaux, ou lacs endoréiques, apparaissent lorsque l'évaporation prédomine sur les précipitations et inversement ou lorsque le gradient hydraulique autour du lac est faible. Un *terminal sink* est un puits ou un piège hydraulique lorsque l'évaporation prédomine sur les précipitations, l'écoulement des eaux souterraines est alors dirigé vers l'intérieur du lac de fosse, ce qui annule l'écoulement des eaux souterraines sortant (Figure 2-11). À l'inverse, un *terminal sink* est une source lorsque les précipitations prédominent sur l'évaporation, l'écoulement des eaux souterraines est alors dirigé vers l'extérieur du lac de fosse, ce qui annule l'écoulement des eaux souterraines entrant.

Le statut hydrologique d'un lac de fosse peut alterner suivant les saisons, mais aussi grâce aux déversoirs qui y sont aménagés (Castendyk & Webster-Brown, 2007a).

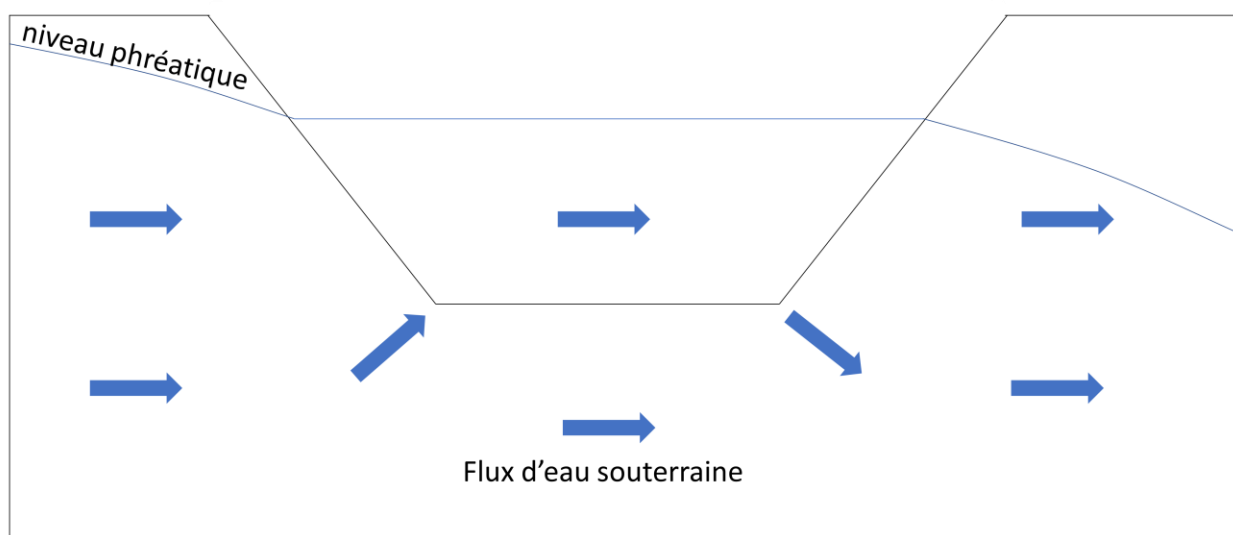


Figure 2-10 : Schéma d'un *flow-through pit lake*.

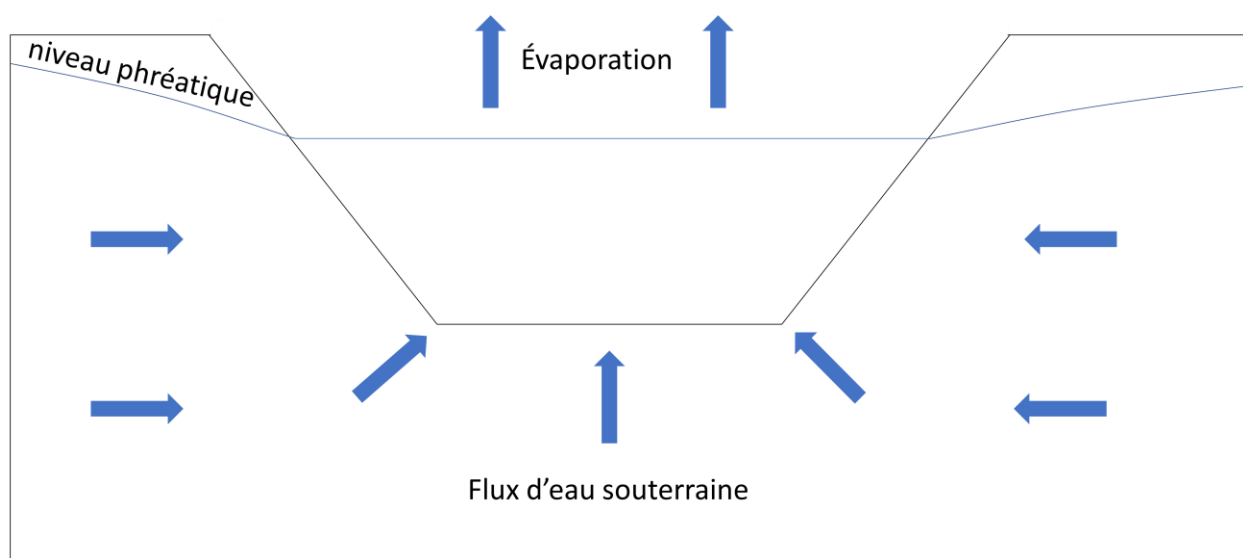


Figure 2-11 : Schéma d'un *terminal sink* de type puits.

2.4 Changements climatiques (CC)

La climatologie et la météorologie doivent être clairement distinguées afin de pouvoir constater les impacts potentiels des CC sur les lacs de fosse. La météorologie s'intéresse à la variation journalière des variables climatiques (p.ex. température, précipitations, vents, humidité) alors que la climatologie s'intéresse à cette même variation, mais sur une échelle de temps plus grande (années, décennies voire siècles). Les variations observées peuvent être attribuées à des phénomènes chaotiques et imprévisibles et nommées comme la variabilité naturelle du climat ou variabilité climatique. Néanmoins, une partie de cette variation peut être expliquée par des phénomènes cycliques (p.ex. cycle solaire, saisonnalité des courants marins) (Charron, 2016).

Les CC peuvent être définis comme : « une augmentation ou diminution à long terme de variables climatiques comme la température et les précipitations moyennes sur 30 ans ». (Charron, 2016). La caractérisation des CC passe donc par l'étude des variables climatiques sur une longue durée en prenant leur moyenne pour que l'analyse ne soit pas biaisée par des phénomènes climatiques fortement variables. Les normales climatiques sont définies comme : « la moyenne des conditions météorologiques, telle que calculée à partir d'observations sur un intervalle de temps historique de 30 ans, qui définit les conditions typiques d'une région donnée ». Autrement dit, les données climatiques obtenues sont comparées à celles mesurées par le passé principalement au moyen de stations météorologiques déjà existantes. (Roy, 2017).

2.4.1 Changements climatiques à l'échelle mondiale

Les activités humaines modifient durablement le climat à travers la production de gaz à effet de serre (GES), d'aérosols ou autres gaz anthropiques. Les températures et précipitations moyennes devraient augmenter durant les prochaines décennies. De même, pour les sécheresses, mais aussi les vagues de froid ainsi que les inondations qui devraient être plus fréquentes et plus intenses. L'écart de température entre les pôles et l'équateur devrait diminuer ce qui devrait avoir pour conséquence de diminuer la vitesse moyenne du vent. Cependant, le système planétaire devrait

contenir davantage d'énergie ce qui devrait impliquer une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes. L'humidité spécifique c'est-à-dire la quantité d'eau contenue dans un certain volume d'air devrait augmenter à cause de l'augmentation de la température de l'air alors que l'humidité relative qui représente le pourcentage de saturation de l'air ambiant en eau devrait rester stable (IPCC, 2021).

Une prise en compte à l'échelle régionale voire locale est nécessaire pour intégrer les CC de façon pertinente à des stratégies d'adaptation pour lutter contre ces derniers. En effet, les conjonctures faites à l'échelle mondiale sur l'évolution des variables climatiques peuvent se retrouver augmentées ou diminuées lorsqu'elles sont prises en compte à une échelle plus petite et peuvent même parfois diverger (Roy, 2017).

2.4.2 Modèles climatiques

Les précédentes conjonctures ont pu être énoncées selon les résultats d'un ensemble de modèles climatiques. Ces modèles peuvent être définis comme : « une représentation numérique du système climatique, basée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes, leurs interactions et leurs processus de rétroaction, et qui représentent certaines ou toutes ses propriétés connues ». (Charron, 2016). Ces équations ont pour but de représenter le système planétaire et ses influences sur l'atmosphère, la plupart d'entre elles sont des équations issues des lois de la mécanique des fluides telles que les lois de conservation de masse, d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement (Hotton, 2019).

Les simplifications dans ces modèles devraient être évitées afin d'être le plus représentatif possible du système terrestre. Cependant, les volumes à modéliser sont tels que l'utilisation de superordinateurs est obligatoire à la résolution de ces modèles (Figure 2-12). Un compromis entre le maillage apposé sur le système et le temps de calcul mis à disposition doit être fait. Il existe deux types de modèles climatiques (Charron, 2016) :

- Les modèles climatiques globaux (MCG), prédisent l'évolution du climat à l'échelle planétaire. Les simulations se font généralement suivant un maillage d'environ 200 km et une projection sur des centaines d'années.
- Les modèles climatiques régionaux (MCR), prédisent l'évolution du climat sur une partie de la planète. Le maillage est plus fin que ceux des MCG (quelques dizaines de kilomètres), mais nécessite l'intégration de conditions aux frontières issues généralement des résultats produits par les MCG.

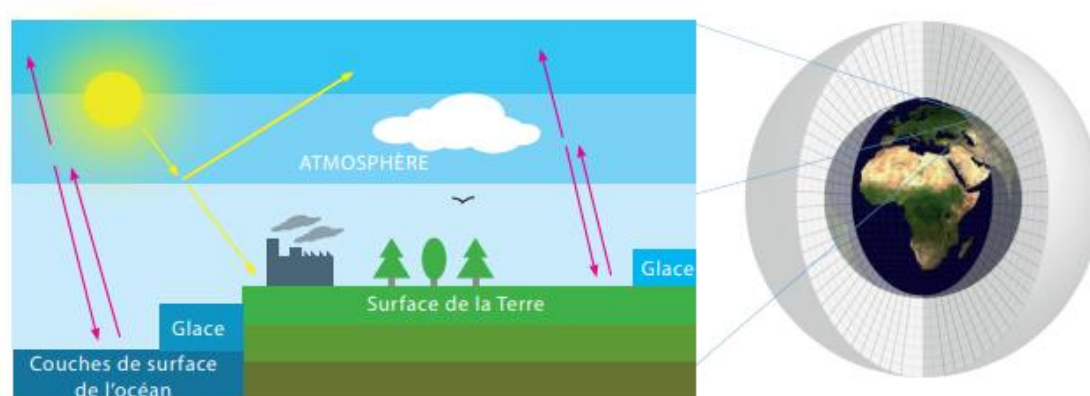


Figure 2-12 : Interactions décrites par les modèles climatiques et un exemple de maillage pour compartimenter le système climatique (source : Ouranos).

2.4.3 Réanalyses

La réanalyse a pour but principal de fournir un ensemble de données des variables climatiques servant de point de départ aux précédents modèles. L'utilisation de données d'observations seules peut ne pas être suffisante, car les modèles climatiques possèdent généralement plus de variables que l'observation peut fournir des conditions initiales rendant le système insolvable. Une interpolation des données produites serait tentante, mais une petite imprécision dans cette dernière peut rendre le modèle climatique instable (Lynch, 2004). Une approche plus précise consiste à

réaliser une ébauche antérieure au système que l'on veut modéliser au moyen de modèles sophistiqués de prévision du climat et de corriger cette dernière à l'aide d'observations et de techniques d'assimilations de données. Même si la réanalyse a pour but de fournir une meilleure estimation des variables climatiques initiales, cette méthode comporte toujours des biais, car les instruments destinés à l'observation sont renouvelés et leur précision se dégrade dans le temps (Charron, 2016).

Le modèle climatique peut demander les conditions initiales d'une variable climatique dont aucun point d'observation directe n'existe, il faut donc s'en remettre uniquement aux modèles prédictifs (Roy, 2017).

2.4.4 Scénarios synthétiques

Les scénarios synthétiques constituent une méthode adaptée à l'analyse de risques qui permet de s'affranchir de l'utilisation des modèles climatiques. Ces scénarios sont produits en faisant varier, suivant l'avis d'experts, une variable climatique particulière, par exemple les précipitations dans le cadre d'inondations, par une quantité réaliste, mais arbitraire, afin d'obtenir succinctement une simulation climatique destinée à l'étude d'évènements extrêmes (MELCC, 2020; Thomas et al., 2012). Les différents types d'approches pour caractériser les impacts des CC sont résumés dans le Tableau 2-8.

Tableau 2-8 : Caractéristiques principales des approches utilisées dans l'étude des CC (Roy, 2017).

Type d'approche	Résolution (km)	Territoire couvert	Utilité
MCG	150 à 300	Monde	Prévisions climatiques à base résolution
MCR	20 à 50	Zone limitée	Prévisions climatiques à haute résolution
Réanalyse	50 à 250	Monde	Reconstitution des conditions climatiques antérieures
Scénarios Synthétiques	Aucune	Zone limitée	Adaptation à un évènement climatique extrême

2.4.5 Trajectoires socio-économiques partagées

Les trajectoires socio-économiques partagées (SSP – Share socioeconomic pathways) sont des scénarios d'évolutions socio-économiques mondiales projetés jusqu'en 2100. Ils décrivent de façon qualitative les différents types de développements socio-économiques possibles qui se traduiront ensuite sous forme d'éléments quantitatifs comme l'évolution de la population mondiale, l'urbanisation ou le PIB par habitant (Riahi et al., 2017) (Figure 2-13).

Les SSP sont à la base du sixième rapport d'évaluation sur le réchauffement climatique, publié en 2021. Dans ce rapport, 5 scénarios sont envisagés (IPCC, 2021) (Tableau 2-9) :

- SSP1 : Durabilité (prendre la route verte)
- SSP2 : Milieu de la route
- SSP3 : Rivalités régionales (une route cahoteuse)
- SSP4 : Inégalités (une route divisée)
- SSP5 : Développement alimenté par les combustibles fossiles (prendre l'autoroute)

Tableau 2-9 : Résumé des différentes trajectoires socio-économiques partagées (SSP1, SSP2, SSP3, SSP4 et SSP5).

Scénario	Résumé
SSP1	« Le monde s’oriente progressivement, mais de manière généralisée, vers une voie plus durable, en mettant l’accent sur un développement plus inclusif qui respecte les limites environnementales perçues. La gestion des biens communs mondiaux s’améliore lentement, les investissements dans l’éducation et la santé accélèrent la transition démographique, et l’accent mis sur la croissance économique se transforme en un accent plus large sur le bien-être humain. Sous l’impulsion d’un engagement croissant en faveur de la réalisation des objectifs de développement, les inégalités se réduisent tant entre les pays qu’à l’intérieur de ceux-ci. La consommation est orientée vers une faible croissance matérielle et une moindre intensité en ressources et en énergie. »
SSP2	« Le monde suit une trajectoire dans laquelle les tendances sociales, économiques et technologiques ne s’écartent pas sensiblement des modèles historiques. Le développement et la croissance des revenus se déroulent de manière inégale, certains pays réalisant des progrès relativement importants tandis que d’autres ne répondent pas aux attentes. Les institutions mondiales et nationales travaillent à la réalisation des objectifs de développement durable, mais ne progressent que lentement. Les systèmes environnementaux se dégradent, bien qu’il y ait quelques améliorations et que, dans l’ensemble, l’intensité de l’utilisation des ressources et de l’énergie diminue. La croissance démographique mondiale est modérée et se stabilise dans la seconde moitié du siècle. L’inégalité des revenus persiste ou ne s’améliore que lentement et il reste des défis à relever pour réduire la vulnérabilité aux changements sociétaux et environnementaux. »
SSP3	« La résurgence du nationalisme, les préoccupations en matière de compétitivité et de sécurité et les conflits régionaux poussent les pays à se concentrer de plus en plus sur les questions nationales ou, tout au plus, régionales. Les politiques évoluent au fil du temps pour s’orienter de plus en plus vers les questions de sécurité nationale et régionale. Les pays se concentrent sur la réalisation d’objectifs de sécurité énergétique et alimentaire dans leur propre région, au détriment d’un développement plus large. Les investissements dans l’éducation et le développement technologique diminuent. Le développement économique est lent, la consommation est à forte intensité matérielle et les inégalités persistent ou s’aggravent avec le temps. La croissance démographique est faible dans les pays industrialisés et élevée dans les pays en développement. La faible priorité accordée par la communauté internationale aux problèmes environnementaux entraîne une forte dégradation de l’environnement dans certaines régions. »
SSP4	« Des investissements très inégaux dans le capital humain, combinés à des disparités croissantes en termes d’opportunités économiques et de pouvoir politique, entraînent une augmentation des inégalités et de la stratification, tant entre les pays qu’au sein de ceux-ci. Au fil du temps, un fossé se creuse entre une société connectée à l’international

	<p>qui contribue aux secteurs de l'économie mondiale à forte intensité de connaissances et de capital, et un ensemble fragmenté de sociétés à faible revenu et peu éduquées qui travaillent dans une économie à forte intensité de main-d'œuvre et de faible technologie. La cohésion sociale se dégrade et les conflits et troubles deviennent de plus en plus courants. Le développement technologique est élevé dans l'économie et les secteurs de haute technologie. Le secteur de l'énergie, connecté au monde entier, se diversifie, avec des investissements dans les combustibles à forte intensité de carbone comme le charbon et le pétrole non conventionnel, mais aussi dans les sources d'énergie à faible émission de carbone. Les politiques environnementales se concentrent sur les problèmes locaux dans les zones à revenus moyens et élevés. »</p>
SSP5	<p>« Ce monde fait de plus en plus confiance aux marchés compétitifs, à l'innovation et aux sociétés participatives pour produire des progrès technologiques rapides et développer le capital humain comme voie vers le développement durable. Les marchés mondiaux sont de plus en plus intégrés. Il y a également de forts investissements dans la santé, l'éducation et les institutions pour améliorer le capital humain et social. Dans le même temps, la poussée du développement économique et social va de pair avec l'exploitation d'abondantes ressources en combustibles fossiles et l'adoption de modes de vie à forte intensité de ressources et d'énergie dans le monde entier. Tous ces facteurs entraînent une croissance rapide de l'économie mondiale, tandis que la population mondiale atteint un pic et décline au cours du 21e siècle. Les problèmes environnementaux locaux, comme la pollution atmosphérique, sont gérés avec succès. On croit en la capacité de gérer efficacement les systèmes sociaux et écologiques, y compris par la géo-ingénierie si nécessaire. »</p>

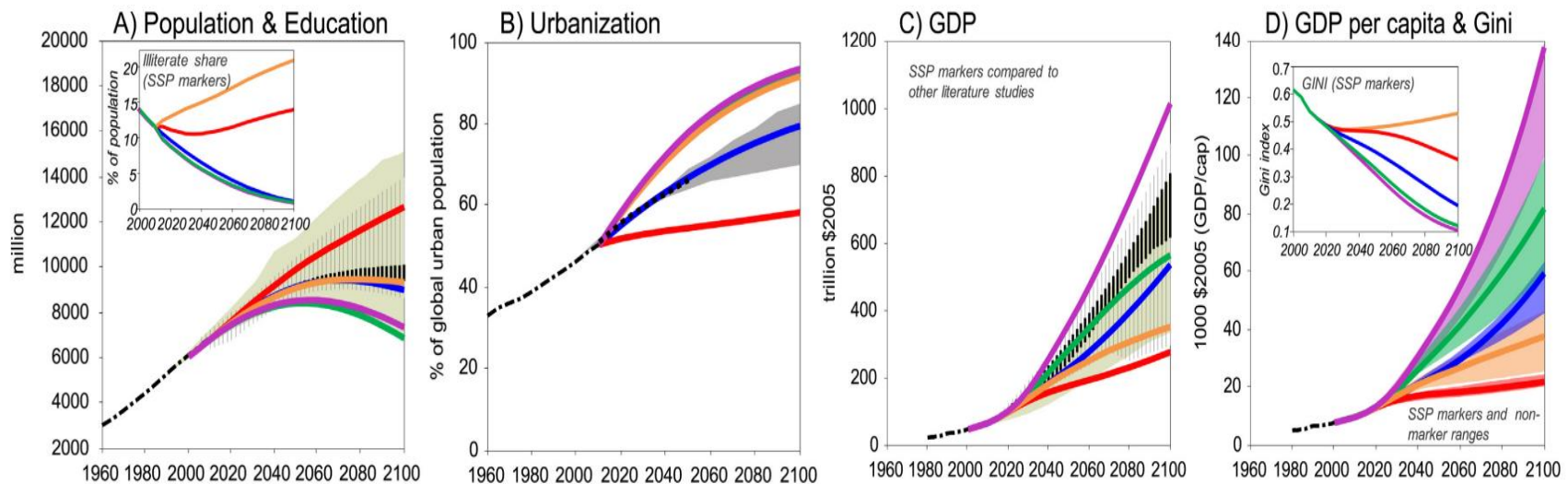


Figure 2-13 : Comparaison d'indicateurs socio-économiques suivant plusieurs SSP (SSP1, SSP2, SSP3, SSP4, SSP5) (Riahi et al., 2017).

2.4.6 Scénarios d'émissions

La croissance des émissions des GES liée aux activités humaines a un impact important sur le dérèglement climatique. Les données d'observation caractérisant les émissions de GES du passé et les scénarios d'émissions caractérisant celle du futur constituent les données d'entrée des modèles climatiques. Les scénarios d'émissions, basés sur les SSP, décrivent l'évolution plausible, mais incertaine des concentrations en GES, aérosols et autres gaz anthropiques dans l'atmosphère (Charron, 2016).

Les scénarios de forçage radiatif RCP (*Representative Concentration Pathway*) permettent d'estimer l'influence des concentrations en GES sur le réchauffement climatique à travers l'effet de serre que les GES génèrent, ce qui a pour conséquence d'augmenter puissance radiative (solaire) perçue par le système planétaire, après réémission (Van Vuuren et al., 2011). Par exemple, le scénario RCP 2.6 correspond à une augmentation puissance radiative nette au sol de $2,6 W/m^2$ à l'horizon 2100.

Depuis le 6^e rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GEIC), les scénarios d'émission se lisent suivant un choix matriciel entre le scénario RCP et le SSP choisis et sont notés sous la forme SSPX-Y, où X est le type de SSP et Y la valeur du scénario RCP. Un récapitulatif des différentes trajectoires du réchauffement climatique suivant plusieurs SSP est disponible au Tableau 2-10.

Tableau 2-10 : Réchauffement climatique suivant plusieurs SSP de 2021 à 2100 (IPCC, 2021).

Scénario d'émission	2021 à 2040		2041 à 2060		2081 à 2100	
	Moyenne (°C)	Intervalle à 95% (°C)	Moyenne (°C)	Intervalle à 95% (°C)	Moyenne (°C)	Intervalle à 95% (°C)
SSP1-1.9	1,5	1,2 à 1,7	1,6	1,2 à 2,0	1,4	1,0 à 1,8
SSP1-2.6	1,5	1,2 à 1,8	1,7	1,3 à 2,2	1,8	1,3 à 2,4
SSP2-4.5	1,5	1,2 à 1,8	2,0	1,6 à 2,5	2,7	2,1 à 3,5
SSP3-7.0	1,5	1,2 à 1,8	2,1	1,7 à 2,6	3,6	2,8 à 4,6
SSP5-8.5	1,6	1,3 à 1,9	2,4	1,9 à 3,0	4,4	3,3 à 5,7

2.4.7 Projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP)

De nombreux modèles climatiques ont été développés par différents centres de climatologie dans le monde. L'expertise acquise par l'ensemble de la communauté climatique au cours du temps a permis aux modèles climatiques de raffiner leur schéma numérique, degré de simplification, maillage et leur manière de représenter les différents phénomènes physiques impactant le climat. En 2020, plus de 100 modèles climatiques ont pu être dénombrés, rendant impossible, à l'échelle d'un seul centre de climatologie, l'exécution de cet ensemble à cause du temps de calcul nécessaire (Hausfather, 2020). Une initiative d'intercomparaison des modèles couplés appelée : CMIP (*coupled model intercomparison project*) a alors été créée et vise à coordonner les efforts des différents centres en demandant à chacun d'exécuter leurs propres modèles dont les résultats sont ensuite rendus publics (Meehl et al., 2000).

Les générations de modèles climatiques se succèdent et requièrent une mise à jour de l'ensemble des simulations climatiques produites. Actuellement, la communauté scientifique utilise le 6^e ensemble appelé CMIP6 (succédant au CMIP5). Ce nouvel ensemble a pour avantage de mieux représenter les phénomènes physiques présents à petite échelle, mais aussi d'intégrer les SSP afin notamment de mieux définir l'évolution de la production de GES (Figure 2-14). Cet ensemble est notamment la base du rapport du GIEC de 2021 qui vise à fournir au monde une vision scientifique claire de l'état des connaissances actuelles en matière de CC et leur impact environnemental, social et économique potentiel (Eyring et al., 2016).

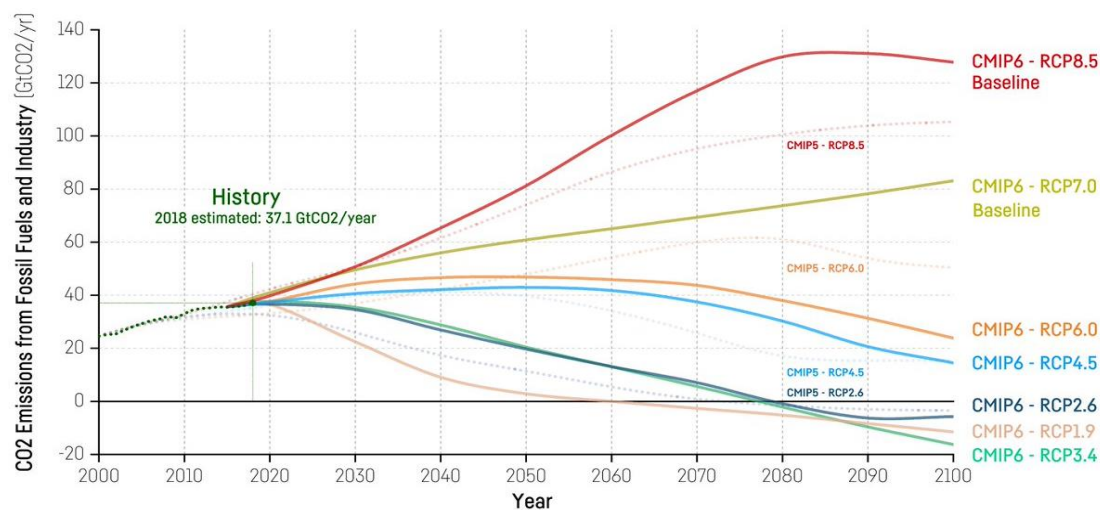


Figure 2-14 : Comparaison des ensembles CMIP6 ET CMIP5 suivant les scénarios d'émissions de CO₂ par l'industrie des énergies fossiles (SSP, 2018).

2.4.8 Simulations et projections climatiques

Une simulation climatique peut être définie comme le résultat de l'exécution d'un modèle climatique sur une période, un SSP et un scénario d'émission donnés. Suivant le cadre de l'étude, la durée de la simulation peut varier de quelques années à plusieurs milliers avec un intervalle de temps entre chaque itération de 5 à 20 minutes. Ces simulations peuvent être exécutées pour prédire le passé comme le futur. Les simulations climatiques tournées vers le futur sont nommées projections climatiques (Figure 2-15). Lors de leur résolution, l'ordinateur calcule pour chaque pas de temps et à chaque point de la maille l'évolution de plus d'une centaine de variables climatiques et vérifie la convergence de proche en proche (Charron, 2016).

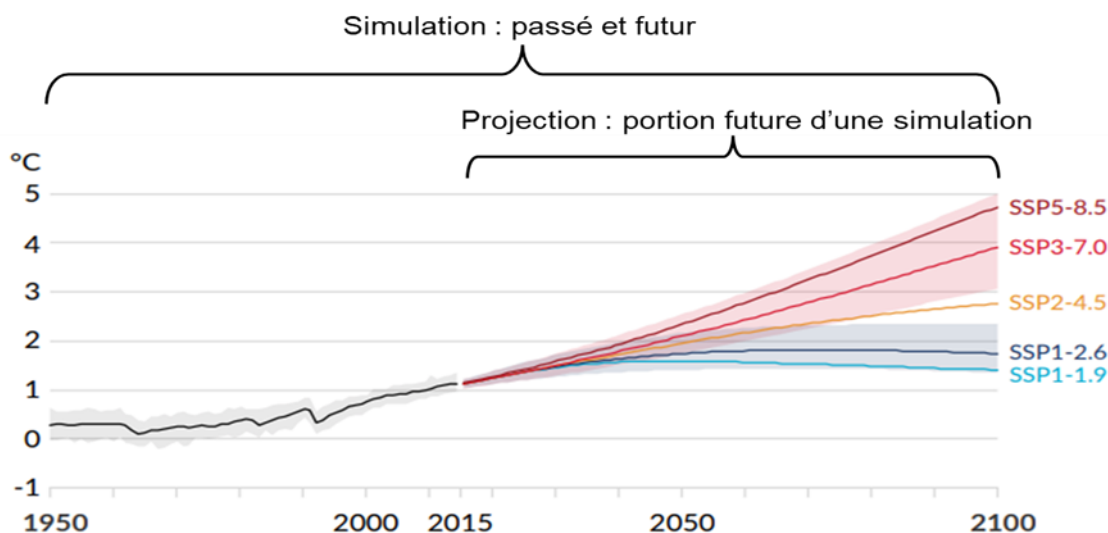


Figure 2-15 : Différence entre une simulation et une projection climatique caractérisant le réchauffement climatique mondiale suivant plusieurs scénarios d'émission (IPCC, 2021).

Les projections climatiques présentent 3 sources d'incertitudes majeures (Roy, 2017) :

- La variabilité naturelle du climat qui induit une forte incertitude à court terme.
- La réalisation du scénario d'émission choisi qui induit une forte incertitude à long terme.
- Les incertitudes elles-mêmes apportées par le modèle climatique. Elles proviennent, la plupart, des hypothèses simplificatrices dans sa résolution, de conditions initiales erronées ou simplement de phénomènes physiques non pris en compte.

2.4.9 Mise à l'échelle

Généralement, les MCG sont remplacés par les MCR afin de gagner en précision tout en conservant un temps de calcul raisonnable. L'étude se recentre sur une région spécifique en prenant en considération des conditions locales (p.ex. topographie, végétation, hydrologie) et en utilisant un

maillage plus fin, ce processus est appelé la mise à l'échelle ou encore la régionalisation. Il existe deux types de mises à l'échelle (Charron, 2016) :

- La mise à l'échelle dynamique consiste à raffiner le maillage d'un MCG sur une région spécifique, tout en pouvant complexifier les méthodes de résolution (p.ex. distinctions des surfaces topographiques, simulations des nuages) (Figure 2-16). Le MCR est relié en périphérie aux nœuds du MCG afin d'être connecté au climat mondial et d'assurer la cohérence des conditions frontières (Tapiador et al., 2020; Xue et al., 2014).

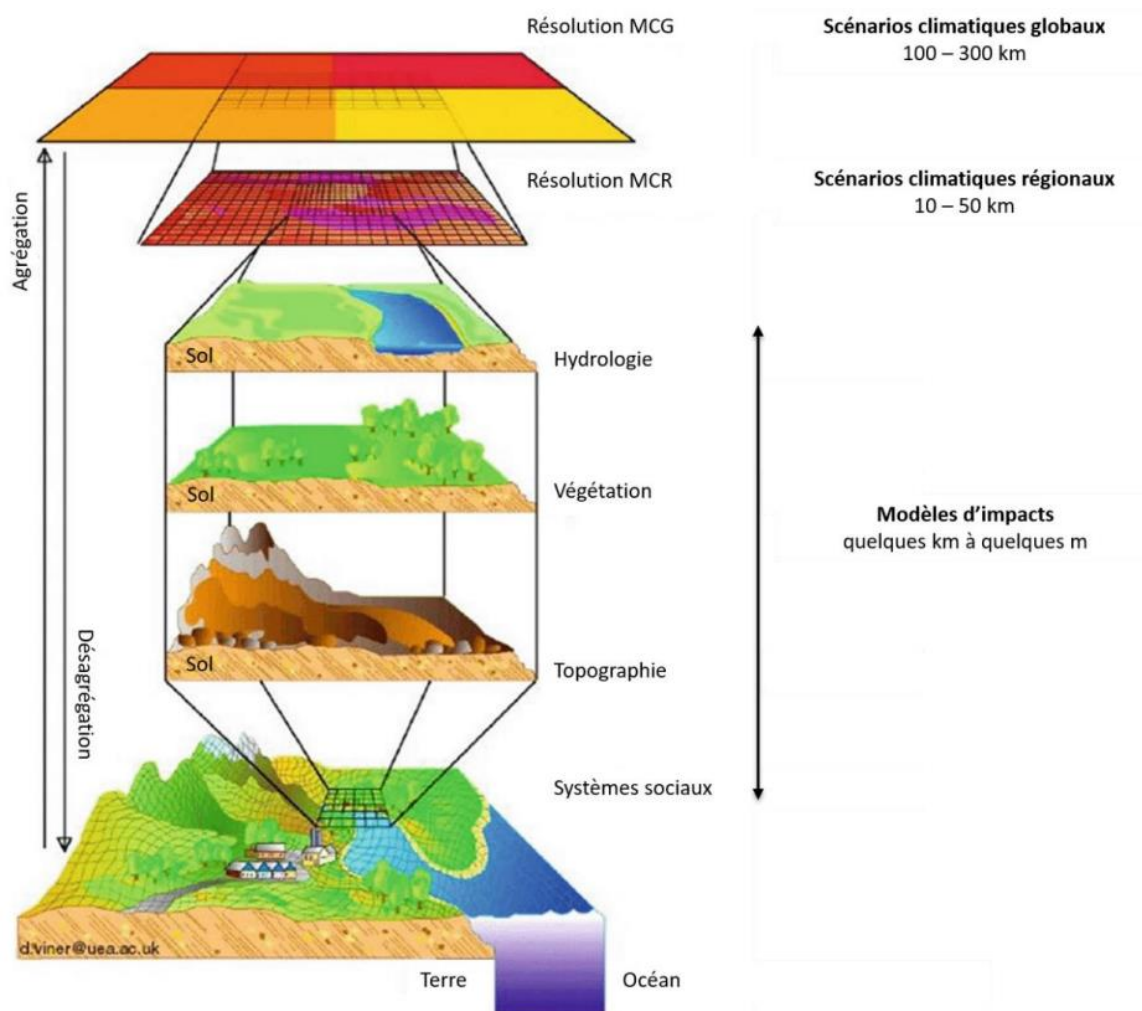


Figure 2-16 : Concept de mise à l'échelle dynamique (Adem et al., 2014).

- La mise à l'échelle statistique fait l'hypothèse que les caractéristiques du climat observé localement peuvent être dérivées d'une série de variables climatiques mondiales à grande échelle nommées prédicteurs. Les relations entre prédicteurs et variables locales sont déterminées au moyen de régressions multiples, de générateurs stochastiques voire de réseaux de neurones et à l'aide de données d'observations locales. Les relations sont supposées immuables avec le temps, or dans le contexte des CC cette hypothèse est problématique et difficile à vérifier (Khan et al., 2006; Laflamme et al., 2016).

Les avantages et limitations des deux méthodes peuvent être résumés au Tableau 2-11.

Tableau 2-11 : Comparaison des méthodes de mise à l'échelle dynamique et statistique (Hotton, 2019).

Mise à l'échelle dynamique	Mise à l'échelle statistique
<ul style="list-style-type: none"> • Caractéristiques du climat plus détaillées • Cohérence spatio-temporelle entre les variables • Plus coûteux et plus long à produire • Nombre plus restreint de simulations issues de modèles régionaux disponibles • Plus grand nombre de variables (p.ex. vent, humidité du sol) 	<ul style="list-style-type: none"> • Les relations statistiques établies pour le passé sont les mêmes dans le futur • Perte potentielle de cohérence spatio-temporelle (une variable à la fois) • Moins coûteux et plus rapide à produire • Grand nombre de simulations globales disponibles • Dépendant des observations (plus problématiques pour certaines variables)

2.4.10 Post-traitement

Une fois les projections climatiques produites, les biais apportés par le modèle climatique doivent être corrigés avant de comparer les résultats avec les observations de terrain. Un post-traitement reposant sur les observations de terrain et des méthodes statistiques doit être appliqué à chaque variable climatique afin de convertir la sortie brute de ce modèle en un ensemble de données fiables et exploitables (Haerter et al., 2011; Maraun, 2016).

Le post-traitement n'est pas systématique afin d'étudier les changements relatifs d'une variable climatique entre deux périodes données au sein d'une unique simulation. Le biais entre les deux périodes est supposé le même et s'annule lors du calcul du changement relatif. Au contraire lorsqu'une étude se focalise sur des valeurs particulières (p.ex. seuils de température, précipitations), le post-traitement devient nécessaire (Charron, 2016).

Même si le post-traitement est recommandé, il faut être conscient que ce dernier peut présenter des limitations. L'hypothèse principale du post-traitement veut que les biais soient identiques entre la période de référence et la période future, ce qui n'est pas toujours le cas. De plus, une forte densité d'observations de terrain est nécessaire pour que le post-traitement soit efficace, ceci est vrai dans des régions telles que l'Europe où les États-Unis où les observations sont nombreuses et anciennes. Néanmoins au Canada, plus particulièrement au Nord, cette densité est faible et répartie de manière inégale, car la majorité des stations météorologiques se situe sur la côte ou dans des vallées (Charron, 2016).

Les méthodes statistiques pouvant être employées pour effectuer le post-traitement sont nombreuses, seules les plus communes y sont résumées (Teutschbein & Seibert, 2012) :

- La méthode du delta est une méthode linéaire qui consiste à établir un facteur de correction suivant le changement relatif de la variable climatique calculé par le modèle climatique entre une période de référence et une période future. Le facteur de correction (delta) est ensuite appliqué aux données d'observations de cette variable climatique sur période de référence pour obtenir une série de données caractérisant la variable climatique sur la période future. Cette méthode ne s'applique pas à l'ensemble de la série, mais à des

horizons temporels définis, de généralement 30 ans. Il existe deux types de facteurs de corrections (Maraun & Widmann, 2018) :

- Les facteurs additifs, adaptés aux variables climatiques non bornées telles que la température (T). La correction peut s'écrire :

$$T_{future} = T_{observées} + (projection\ futur - simulation\ présent)$$

- Les facteurs multiplicatifs, adaptés aux variables climatiques bornées telles que l'humidité relative (Hr). La correction peut s'écrire :

$$Hr_{future} = Hr_{observée} * \left(\frac{projection\ futur}{simulation\ présent} \right)$$

- Le débiaisage, ou correction de biais, est une méthode analogue à celle du delta à l'exception qu'elle s'applique à l'entièreté de la simulation climatique. Le facteur de correction est établi par différence entre la valeur de la variable climatique observée et simulée sur une période de référence. Ce facteur est ensuite appliqué à l'ensemble de la simulation climatique.
- La méthode quantile-quantile est une méthode non linéaire qui consiste à décomposer l'ensemble des valeurs observées et simulées sous forme de deux jeux de quantiles. Une fonction de transfert est établie en caractérisant l'écart entre chaque quantile pour ensuite ramener la distribution des données simulées sur celle des données observées. Cette méthode est plus efficace que les précédentes et permet de corriger en particulier les anomalies apportées par les évènements climatiques extrêmes. Le temps de calcul nécessaire est cependant plus élevé (Cannon et al., 2015).

2.5 Besoins en recherche

L'utilisation d'un lac de fosse comme méthode de restauration minière au Québec doit permettre au site minier de retrouver un état satisfaisant, c'est-à-dire (MERN, 2022a) :

- « Éliminer les risques inacceptables pour la santé et assurer la sécurité des personnes. »

- « Limiter la production et la propagation de contaminants susceptibles de porter atteinte au milieu récepteur et, au long terme, viser à éliminer toute forme d'entretien et de suivi. »
- « Remettre le site dans un état visuellement acceptable. »
- « Remettre le site des infrastructures (en excluant les aires d'accumulation de résidus miniers et de stériles miniers) dans un état compatible avec l'usage futur. »
- De manière générale, la stabilité physique des ouvrages de restauration minière doit être garantie tout au long de leur existence, soit pour une période indéfinie. C'est pourquoi il est obligatoire de considérer le remblayage de la fosse, selon la loi sur les mines (MERN, 2022b), afin de minimiser l'emprise des aires de stockage conventionnelles (parcs à résidus miniers et haldes à stériles) et les risques liés à leur rupture.

De plus, la stabilité chimique du lac de fosse, des eaux souterraines et de surfaces alentour doit aussi être garantie. La directive 019 (MDDELCC, 2012) fixe les seuils limites concernant une qualité de l'eau acceptable :

- pH supérieur à 6,0 et inférieur à 9,5.
- Concentration de thiosels suffisamment faible pour ne pas provoquer de changement de pH dans le milieu aquatique inférieur à 6,0 ou supérieur à 9,5.
- Toxicité inférieure au niveau de létalité aiguë selon les tests de truites arc-en-ciel (*Oncorhynchus mykiss*) et de daphnies (*Daphnia magna*).
- La concentration des contaminants inférieure aux exigences au point de rejet de l'effluent final (Tableau 2-12).

Tableau 2-12 : Exigences au point de rejet de l'effluent final (adapté de MDDELCC, 2012).

Paramètre	Concentration moyenne mensuelle acceptable	Concentration maximale acceptable
Arsenic extractible	0,2 mg/L	0,4 mg/L
Cuivre extractible	0,3 mg/L	0,6 mg/L
Fer extractible	3 mg/L	6 mg/L
Nickel extractible	0,5 mg/L	1 mg/L
Plomb extractible	0,2 mg/L	0,4 mg/L
Zinc extractible	0,5 mg/L	1 mg/L
Cyanures totaux	1 mg/L	2 mg/L
Hydrocarbures (C10-C50)	-----	2 mg/L
Matières en suspension	15 mg/L	30 mg/L

Le cadre réglementaire québécois exige aussi de prendre en considération l'impact des CC sur la stabilité physique et chimique de chaque ouvrage de restauration minière, dont les lacs de fosse. Le guide de bonnes pratiques en restauration minière dans un contexte de changements climatiques (Bussière et al., 2022) définit notamment pour chaque technique de restauration minière les impacts potentiels et les différentes approches d'adaptation face aux CC . Pour les recouvrements en eau, dont les lacs de fosse font partie, les impacts possibles sont :

- « Un risque plus grand d'instabilité physique des ouvrages de retenue (débordement, érosion, augmentation des pressions interstitielles) en raison d'une augmentation des précipitations moyennes annuelles et des précipitations extrêmes (intensité et fréquence). Il est à noter que, dans le cas de la technique de déposition dans des ouvertures minières, les risques d'instabilités physiques sont négligeables. »
- « Une diminution temporaire de l'épaisseur de la couche aqueuse en raison d'une augmentation de l'évaporation en périodes sèches. »

- « Une remise en suspension des particules plus importante en raison d'une augmentation de la vitesse des vents et un changement de leur direction, entraînant une plus grande concentration de contaminants dans l'eau du recouvrement. »

Les stratégies d'adaptation face aux CC consistent à :

- « Augmenter l'épaisseur du recouvrement en eau en modifiant la structure des ouvrages de rétention. »
- « Modifier l'orientation du bassin pour diminuer le « fetch » dans la direction principale du vent. »
- « Ajouter une couche de matériaux granulaires à la surface des résidus. »
- « Planter des arbres autour du bassin. »

Ce guide propose aussi une approche de conception générale des ouvrages de restauration minière en 6 étapes et en intégrant les CC, la notion de risque et de vulnérabilité. Cette approche demande notamment de caractériser l'évolution des conditions climatiques extrêmes (en plus des conditions climatiques typiques du site), la capacité de la méthode de restauration mise à place à retrouver un niveau de performance minimale et la végétation qui s'installera sur le site à court, moyen et long terme.

Ce guide rappelle également qu'il existe de nombreuses incertitudes quant à l'influence des CC sur les ouvrages de restauration minière et que certains aspects devront être étudiés et développés dans le futur, notamment :

- « Les événements extrêmes climatiques (simples ou combinés) à considérer lors de la conception des méthodes de restauration doivent être mieux définis et ce, autant pour le climat actuel que futur. »
- « L'approche basée sur le risque, présentée dans ce guide pour évaluer le niveau de détails nécessaire des données climatiques à utiliser pour mieux intégrer les CC dans la conception des ouvrages de restauration, est vouée à évoluer afin d'augmenter son niveau de précision. »

- « Les modèles numériques utilisés pour prédire la performance des recouvrements prennent peu en compte certains paramètres liés à l'influence de la végétation sur l'interception ou le ruissellement, et les connaissances sont encore limitées quant à l'effet des racines sur les propriétés des matériaux de recouvrement. »
- « Comme certaines méthodes de restauration semblent plus vulnérables que d'autres face aux CC, il serait important de quantifier et comparer cette vulnérabilité et d'identifier les conditions qui augmente la vulnérabilité d'une technique donnée. »
- « Les outils permettant d'avoir accès à des données climatiques sous une forme facilement et rapidement exploitable par le concepteur sont peu nombreux et mériteraient d'être développés. »

La présente étude vise ainsi à répondre (en partie) à ces interrogations spécifiquement en lien avec les lacs de fosse et à expliquer comment intégrer les CC lors de la conception des lacs de fosse afin que celle-ci soit une solution de restauration minière performante pour prévenir les risques de débordement et de génération de DMA.

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

Dans cette étude, un modèle réduit d'un lac de fosse à l'échelle du laboratoire a permis de calibrer une équation globale du bilan hydrique d'un lac de fosse quelconque. Les variables climatiques (humidité relative, radiation solaire, température et vitesse du vent) étaient contrôlées au moyen d'équipements (brumisateur, souffleuse et lampe à incandescence) et le niveau phréatique au moyen d'une cellule mariotte (section 3.2). L'avantage d'un tel modèle est qu'il est possible de contrôler les conditions frontières du système afin d'observer la réponse hydrogéochimique d'un lac de fosse à un ensemble de variables climatiques souhaité. Les résultats ont permis de valider et de calibrer les lois d'évaporation (section 3.3.1) et de l'écoulement des eaux souterraines (section 3.3.2) pour un lac de fosse à échelle réduite.

Cependant, les lacs de fosse sont, comme vu précédemment (section 2.2 et 2.3), des systèmes hydrogéochimiques complexes et difficiles à reproduire parfaitement à l'échelle du laboratoire. Plusieurs paramètres propres aux lacs de fosse qui peuvent exercer une influence sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau ont pu être omis, comme l'influence des murs de fosse sur l'évaporation. La taille réduite du modèle constitue aussi une limite inhérente au montage qui ne permet pas de prendre en compte l'aspect limnologique d'un lac de fosse. L'utilisation de simulations numériques a permis de résoudre en partie ces limitations au moyen notamment d'une mise à l'échelle (section 3.4). Les composantes du bilan hydrique qui n'ont pas été caractérisées au laboratoire (précipitations, ruissellement et débordement) ont pu être intégrées à ce modèle numérique.

3.1 Choix et caractérisation du matériau pour simuler le roc fracturé

Le roc fracturé entourant le lac de fosse a été simulé par un milieu poreux équivalent en supposant que le roc fracturé se comportait comme un milieu poreux avec une porosité équivalente qui reflétait celle de la porosité intrinsèque du matériau intact auquel s'additionnait celle apportée par

les fractures (Berkowitz, 2002; Ebigbo et al., 2016; Mourzenko et al., 2012; Vu et al., 2013). Pour des raisons de disponibilités et de facilité de mise en œuvre, un sable fin de construction tamisé et séché fut choisi pour simuler le roc fracturé. Le sable a été jugé représentatif d'un roc fracturé tant leurs propriétés hydrauliques et géotechniques sont variées. En effet, la conductivité hydraulique d'un roc fracturé est généralement entre 10^{-4} m/s et 10^{-9} m/s et la porosité entre 0% et 50% (Earle, 2015).

La courbe granulométrique du sable a été déterminée au moyen de la norme ASTM D6913 (2017) (Figure 3-1). Quatre essais ont été réalisés et ont donné des résultats sensiblement similaires (erreur < 9%). Le D10, D30, D60 moyens étaient de 0,152 mm, 0,252 mm et 0,444 mm, respectivement, ce qui classait ce matériau SP (*poorly-graded sand*) selon la classification USCS. Les coefficients d'uniformité (Cu) et de courbure (Cc) moyens étaient de 2,92 et 0,94. Plus de détails sont disponibles à l'annexe A.

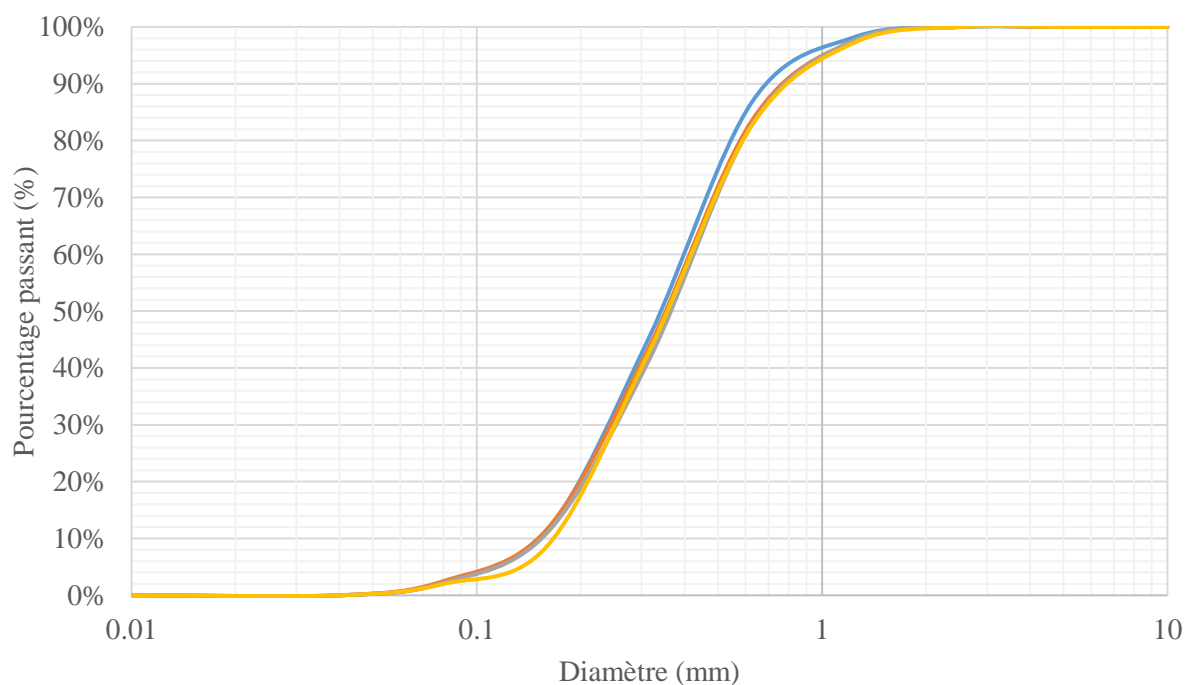


Figure 3-1 : Courbes granulométriques du sable utilisé dans le modèle de laboratoire (duplicatas).

La densité relative des grains (D_r) du sable a été déterminée avec 5 pycnomètres au moyen de la norme ASTM D854 (2014) (Tableau 3-1). La densité relative moyenne des grains solides était de 2,71, typique d'un sable naturel (Engineering ToolBox, 2010), avec un écart type de 0,75%. Plus de détails sont disponibles à l'annexe B.

Tableau 3-1 : Densités relatives des grains solides du sable utilisé dans le modèle de laboratoire.

Échantillon	Dr
1	2,72
2	2,71
3	2,72
4	2,71
5	2,70
Moyenne	2,71

La conductivité hydraulique a été déterminée au moyen de 2 essais à charges constantes selon la norme ASTM D2434 (2019) (Tableau 3-2). Les perméamètres utilisés avaient une hauteur de 12,1 cm et un diamètre de 7,7 cm. La conductivité hydraulique moyenne du sable était de $1,76 \cdot 10^{-5}$ m/s, ce qui correspondait à la conductivité hydraulique typique d'un sable propre (10^{-6} à 10^{-3} m/s) (Freeze & Cherry, 1979). Plus de détails sont disponibles à l'annexe C.

Tableau 3-2 : Conductivité hydraulique du sable utilisé dans le modèle de laboratoire mesurée avec des perméamètres à paroi rigide.

Numéro de l'essai	Différence de charge ΔH (cm)	Conductivité hydraulique moyenne k (m/s)	Porosité (-)	Degré de saturation S_r (%)
1	16,4	$1,74 \cdot 10^{-5}$	0,37	99
2	12,8	$1,77 \cdot 10^{-5}$	0,36	96
Moyenne	14,6	$1,76 \cdot 10^{-5}$	0,37	98

La courbe Proctor a été déterminée à l'aide d'un essai de compactage Proctor standard au moyen de la norme ASTM D2434 (2012) (Figure 3-2). La teneur en eau massique optimale était de 13% avec une masse volumique sèche optimale de 1749 kg/m^3 . Le degré de saturation à l'optimum était de 41% et la porosité minimale de 0,355. Plus de détails sont disponibles à l'annexe D.

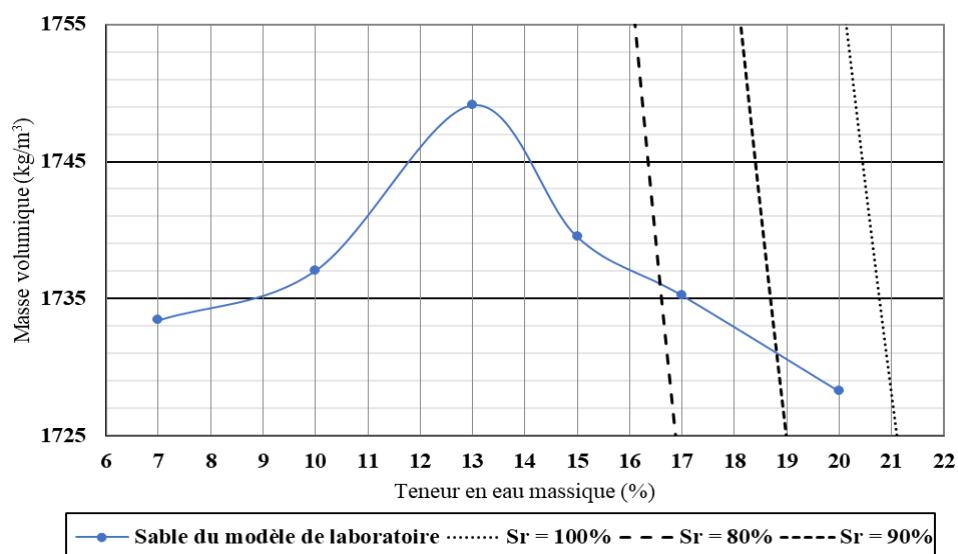


Figure 3-2 : Masse volumique en fonction de la teneur en eau massique obtenue pour un essai Proctor standard pour le sable du modèle de laboratoire avec les courbes théoriques pour divers degrés de saturation.

3.2 Modèle physique de laboratoire

Une cuve en aluminium de dimensions 1,5 m (L) x 1 m (l) x 1 m (h) renforcée de tubes en aluminium a été construite afin de reproduire un demi-lac de fosse à échelle réduite (Figure 3-3). L'intérieur de la cuve a été séparé en trois parties au moyen de deux plaques d'aluminium perforées et recouvertes d'un géotextile. La partie centrale de 1,2 m (L) x 1 m (l) x 1 m (h) représentait le roc fracturé dans lequel était placée la fosse. Le roc fracturé était simulé par une épaisseur de sable de 70 cm (section 3.2) compactée par couches d'environ 5 cm avec une teneur en eau massique de 13% (optimum Proctor) et homogénéisé avec une bétonnière. La compaction a été réalisée au moyen d'un marteau de compactage manuel avec une masse de 6,8 kg répartie sur une surface de 0,13 m² avec une course d'environ 1,5 m. La porosité du sable en place était d'environ 0,37. Deux espaces vides, de chaque côté de la fosse, étaient remplis d'eau et permettaient de contrôler le niveau d'eau dans la partie centrale. La hauteur d'eau dans les deux réservoirs était contrôlée au moyen d'une cellule mariotte de 56 litres.

Le corps de fosse était constitué d'un demi-cylindre en PVC de 40 cm de diamètre et 15 cm de hauteur (Figure 3-4). Cette fosse à échelle réduite respectait la morphologie typique des lacs de fosse avec une profondeur relative de 37,5% (Doyle & Davies, 1999). Le volume de la cellule mariotte représentait 22 cm d'évaporation, soit une réserve d'eau d'environ 1 semaine pour un climat sec. Le corps de fosse était perforé de trous d'environ 1,2 cm de diamètre et recouvert d'un géotextile afin d'empêcher l'intrusion du sable dans le lac de fosse. Les faces perforées du corps étaient au minimum à 40 cm des parois de la cuve, ce qui permettait d'éviter les effets de bords (Zhai et al., 2021) et les parois du corps de fosse ne semblaient pas avoir d'influence sur l'écoulement des eaux souterraines en régime permanent. Le corps de fosse a été foncé au moyen d'un marteau dans le sable sur une profondeur de 15 cm. Le sable et les réservoirs latéraux ont ensuite été recouverts d'une géomembrane en polyéthylène haute densité (PEHD) et de bouchons en polyuréthane (PU) afin de contrôler l'évaporation ce qui limitait les pertes d'eau au seul lac de fosse (Figure 3-5).

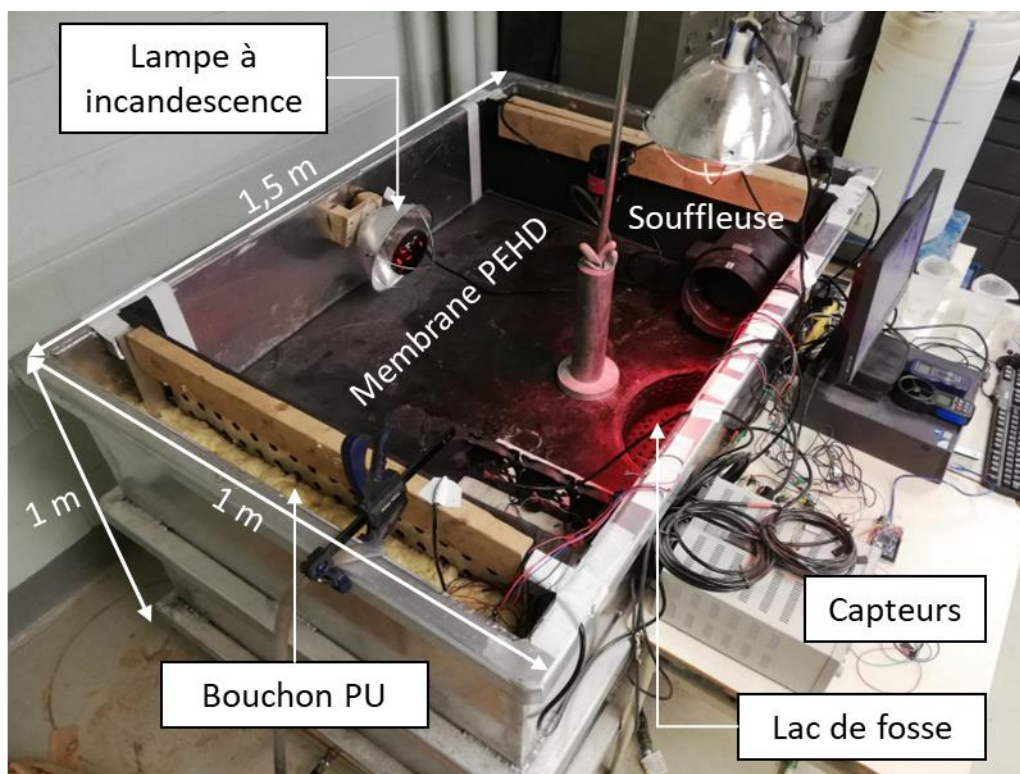


Figure 3-3 : Modèle de laboratoire simulant un lac de fosse à échelle réduite au moyen d'une cuve en aluminium de dimensions 1,5 m (L) x 1 m (l) x 1 m (h). La cuve était séparée en trois par des plaques d'aluminium perforées. Une partie centrale simulait le roc fracturé avec un sable dans lequel était placé un corps de fosse en PVC et deux réservoirs d'eau latéraux servaient à alimenter le lac. Un recouvrement en PEHD et PU était installé afin de limiter les pertes d'eau au seul lac de fosse. Divers équipements et capteurs étaient installés afin de modifier et mesurer les paramètres climatiques et hydrogéochimiques du lac de fosse.

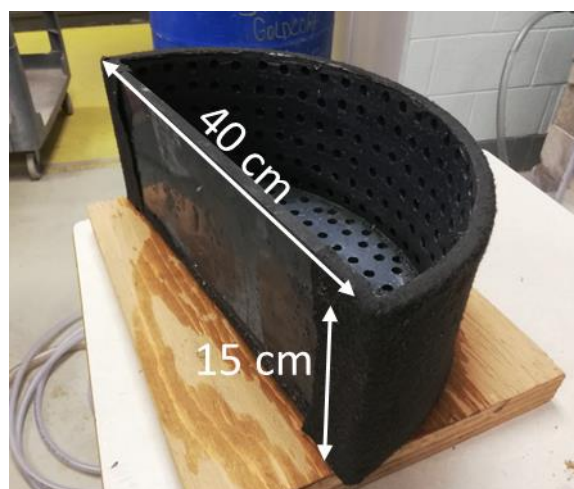


Figure 3-4 : Corps de fosse demi-cylindrique perforé en PVC de 40 cm de diamètre et 15 cm de hauteur.

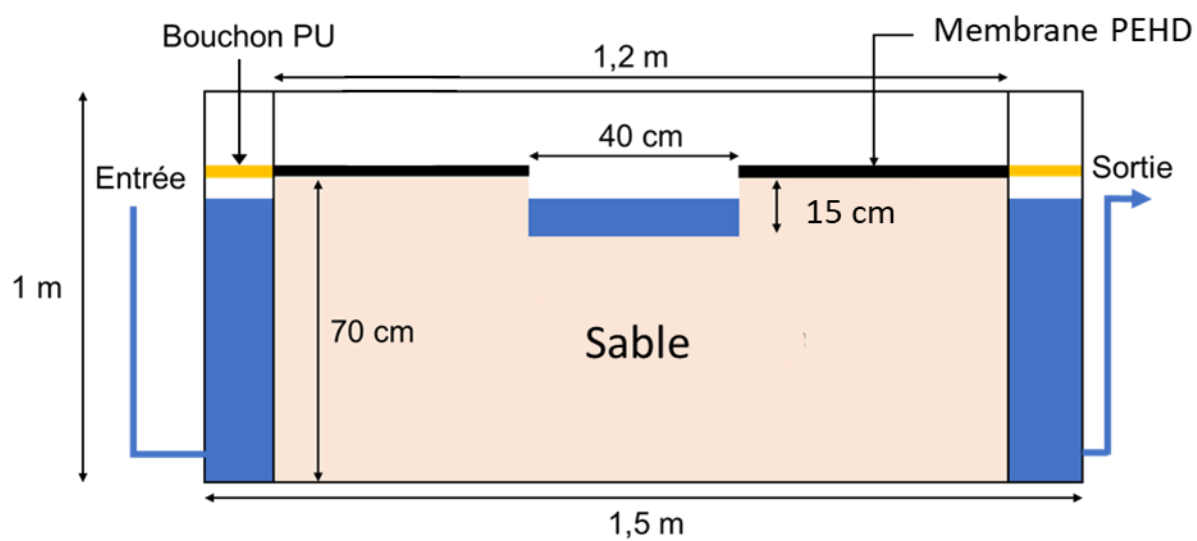


Figure 3-5 : Section transversale du modèle de laboratoire schématisant les différentes parties du modèle et leur recouvrement.

Le montage a été instrumenté avec un ensemble de capteurs pour mesurer les variables climatiques et caractériser les composantes du bilan hydrique et de la qualité de l'eau dans le modèle de laboratoire.

Variables climatiques

- La température de l'air était mesurée au moyen de trois capteurs DHT22 (incertitude : $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$) placés à environ 10 cm au-dessus du lac de fosse.
- L'humidité relative de l'air était mesurée au moyen des trois mêmes capteurs DHT22 (incertitude $\pm 5\%$) calibrés à l'aide de solutions saturées en sels (NaCl, KCl, LiCl, $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$, K_2CO_3 et $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) (Anire et al., 2017). Plus de détails sont disponibles à l'annexe E.
- La vitesse du vent était mesurée au moyen d'un anémomètre portatif BT-100 (marque : BTMETER, incertitude : $\pm 5\%$ de la lecture).
- La puissance radiative était mesurée au moyen d'un compteur de puissance radiative portatif SM206 (incertitude : $\pm 10\%$ de la lecture).

Bilan hydrique

- La hauteur d'eau dans le lac de fosse et les réservoirs latéraux était mesurée au moyen de capteurs de pression d'eau TL-136 étalonnés directement sur le modèle de laboratoire (incertitude : $\pm 0,2\%$ de la lecture).
- La variation de la masse d'eau de la cellule mariotte était mesurée au moyen d'une balance à plateau (incertitude : ± 4 g).

Qualité de l'eau

- La température du lac de fosse était mesurée à l'aide d'un capteur DS18B20 (incertitude : $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$).

- La conductivité électrique du lac était mesurée en permanence à l'aide d'une sonde E201WM (incertitude : $\pm 10\%$ de la lecture) et de manière ponctuelle, mais précise avec une sonde HI763100 (incertitude : $\pm 0,01$ mS/cm).

L'ensemble des capteurs (à l'exception de la balance à plateau et de la sonde HI763100) ont été reliés à un microcontrôleur Arduino Due lui-même relié à un ordinateur afin de réaliser automatiquement l'acquisition des données avec un pas de temps de 30 min. Le code numérique et le schéma électrique sont disponibles à l'annexe F et G, respectivement.

3.3 Étude du bilan hydrique dans le modèle de laboratoire

3.3.1 Essais d'évaporation

L'influence de chaque variable climatique (humidité relative, radiation solaire, température de l'air et vitesse du vent) sur l'évaporation a été évaluée au moyen du modèle de laboratoire. Le vent à la surface du lac était contrôlé au moyen de ventilateurs et d'une souffleuse afin de simuler des vitesses de vents jusqu'à 35 km/h. La température de l'air et la radiation solaire étaient contrôlées par une lampe chauffante à incandescence d'une puissance de 250 W qui était placée à différentes hauteurs au-dessus du lac pour générer différentes puissances radiatives. Enfin, une bâche en plastique permettait d'isoler le modèle de laboratoire de l'atmosphère et un brumisateur permettait de maintenir une humidité relative supérieure à 95% à la surface du lac.

Après s'être assuré que le recouvrement en HDPE et en PU isolait efficacement le sable et les réservoirs latéraux de l'atmosphère, ce dernier a été retiré de la surface du lac et des essais d'évaporation de référence ont été menés. Ces essais consistaient à mesurer l'évaporation journalière du lac un jour quelconque avec les conditions climatiques du laboratoire à travers la diminution de la masse d'eau dans la cellule mariotte.

Des paramètres d'influence (une variable climatique ou un ensemble de variables climatiques) ont ensuite été identifiés et des variations sur ces derniers ont été introduites à l'aide des équipements

installés. La réponse du modèle de laboratoire a été évaluée à travers la mesure de l'évaporation journalière.

Les paramètres d'influence étaient :

- La vitesse du vent parallèle à la surface du lac qui a été étudiée pour quatre vitesses : 0 km/h, 5,7 km/h, 25 km/h et 33 km/h. Ces valeurs correspondaient à un vent nul, faible et fort pour l'Abitibi, selon les simulations climatiques utilisés (section 5.1.2), la dernière correspondant à la vitesse maximale atteignable avec les équipements utilisés au laboratoire.
- L'humidité relative qui a été étudiée suivant les conditions climatiques du laboratoire et avec un air saturé à plus de 95% en vapeur d'eau.
- L'effet combiné de la température de l'air et de la radiation solaire qui a été étudié pour trois puissances radiatives perçues à la surface du lac : 0, 180 et 820 W/m². Ce qui correspondait à un ensoleillement nul, à l'ensoleillement journée d'été en Abitibi, selon les simulations climatiques utilisés (section 5.1.2) et à la radiation solaire maximale atteignable avec les équipements utilisés au laboratoire, respectivement.
- La vitesse du vent, la radiation solaire et la température qui ont été étudiées à travers une vitesse de vent de 25 km/h en même temps qu'était appliquée une puissance radiative de 170 W/m².

L'enchaînement des essais d'évaporation est résumé par le schéma à la Figure 3-6 et au Tableau 3-3.

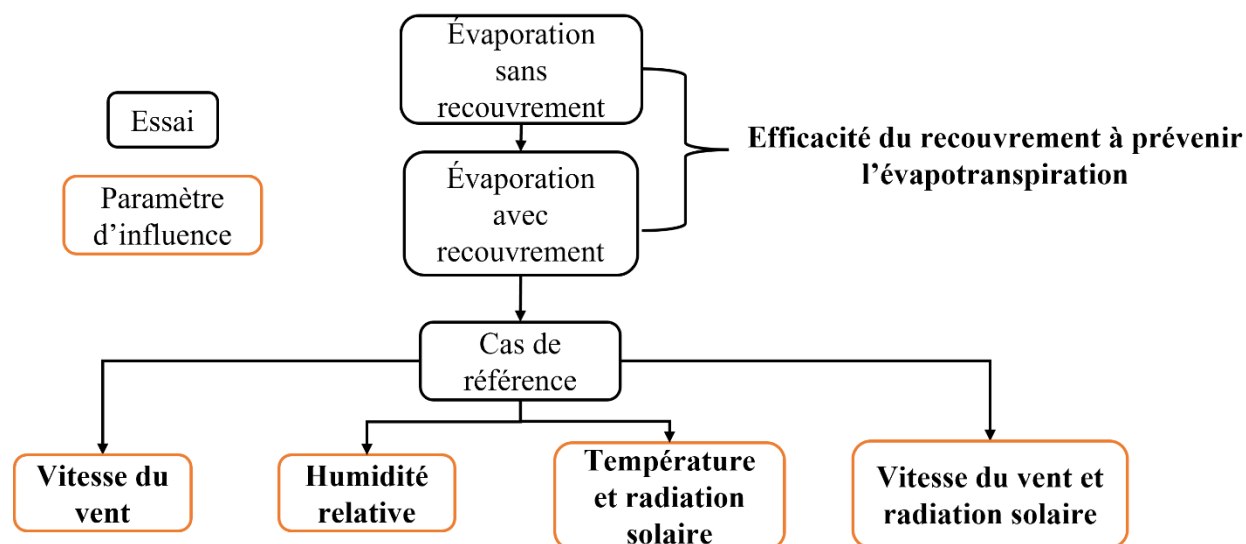


Figure 3-6 : Enchaînement des essais d'évaporation et identification des paramètres d'influence.

Tableau 3-3 : Synthèse des essais d'évaporation menés au laboratoire suivant leur sigle, leur nombre et les variables climatiques contrôlées.

Nom de l'essai	Description	Variable climatique contrôlée	Nombre d'essais
SR	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite sans recouvrement en HDPE et PU.	Aucune	1
AR	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec un recouvrement en HDPE et PU sur la totalité du modèle de laboratoire.	Aucune	1
REF	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec un recouvrement en HDPE et PU sur la totalité du modèle de laboratoire sauf à la surface du lac de fosse.	Aucune	11
V 5,7	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une vitesse du vent à la surface du lac de 5,7 km/h.	Vitesse du vent	1
V25	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une vitesse du vent à la surface du lac de 25 km/h.	Vitesse du vent	11
V33	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une vitesse du vent à la surface du lac de 33 km/h.	Vitesse du vent	1
H100	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une humidité relative à la surface du lac supérieur à 95%.	Humidité relative	11

RAD170	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une puissance radiative perçue à la surface du lac de 170 W/m ² .	Radiation solaire et température	11
RAD820	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF et une puissance radiative perçue à la surface du lac de 820 W/m ² .	Radiation solaire et température	1
CP	Mesure de l'évaporation journalière du lac de fosse à échelle réduite avec les conditions de l'essai REF, une vitesse du vent à la surface du lac de 25 km/h et une puissance radiative perçue à la surface du lac de 170 W/m ² .	Radiation solaire, température et vitesse du vent	6

Les caractéristiques spécifiques des lacs de fosse pouvant avoir une influence sur l'évaporation (murs de fosse et salinité des eaux en particulier) ont été évaluées à l'échelle du laboratoire au moyen d'autres montages expérimentaux.

Ainsi, la diminution de l'évaporation d'un lac de fosse liée à la diminution de la vitesse du vent à la surface du lac générée par les murs de fosse a été simulée avec un baril de 210 L, de diamètre 56,5 cm et remplis à diverses hauteurs d'eau. Un vent de 33 km/h était appliqué au sommet avec de la même souffleuse que décrite précédemment. Huit hauteurs d'eau comprises entre 0 cm et 84 cm ont été testées. L'évaporation hebdomadaire était déterminée à partir de la différence de hauteur d'eau dans le baril entre le début et la fin d'un essai. Les valeurs obtenues ont été normalisées avec l'humidité relative et la température afin d'uniquement prendre en considération l'influence de la hauteur d'eau dans le baril sur l'évaporation.

L'influence de la salinité des eaux sur l'évaporation des lacs de fosse a pour sa part été validée avec six solutions contenant des concentrations en chlorure de sodium entre 0 g/L et 150 g/L dans six béchers identiques avec un diamètre de 7 cm et une hauteur de 8,5 cm. Ces béchers étaient placés dans le même endroit du laboratoire afin de mieux contrôler la variabilité des conditions climatiques. L'évaporation hebdomadaire était mesurée par pesées.

3.3.2 Essais d'écoulement des eaux souterraines

L'écoulement des eaux souterraines a été caractérisé au laboratoire en s'inspirant des essais de point de dilution. (Piccinini et al., 2016). Ces essais consistaient à introduire une quantité de chlorure de sodium pour atteindre une conductivité électrique initiale (environ 20 mS/cm) dans le lac. La diminution de la conductivité électrique, mesurée manuellement avec une sonde HI763100, était observée pour plusieurs gradients hydrauliques constants : 0,08, 0,05 et 0,03, soit les gradients hydrauliques maximal, moyen et minimal (non nul) atteignables avec le modèle de laboratoire. Le niveau en amont du lac de fosse a été fixé à 68 cm par rapport à la base du modèle de laboratoire au moyen de la cellule mariotte. Le débit des eaux souterraines pouvait être caractérisé par la

relation suivante (en supposant que le lac de fosse ne consommait ni ne générait de sel pendant les essais) :

$$GW = -\frac{W}{t} \ln\left(\frac{Ec}{Ec_0}\right) \quad (3.1)$$

Avec,

GW : débit des eaux souterraines [$L^3 \cdot T^{-1}$]

W : volume de dilution [L^3]

t : temps écoulé [T]

Ec : conductivité électrique du lac de fosse à l'instant t [$M \cdot L^{-1}$]

Ec_0 : conductivité électrique initiale du lac de fosse [$M \cdot L^{-1}$]

Des essais d'injection ont aussi été réalisés afin de simuler les conséquences des précipitations extrêmes sur le lac de fosse (section 2.3.3.2). Ces essais consistaient à contrôler au moyen de la cellule mariotte la hauteur d'eau dans le lac de fosse jusqu'à atteindre une hauteur d'environ 4,4 cm puis de remplir le lac de fosse jusqu'à son volume maximal et d'observer le temps que mettait le lac de fosse à retrouver son niveau initial.

3.4 Modèle numérique et mise à l'échelle

3.4.1 Modèle Seep 3D

Le logiciel Seep 3D (Geoslope Int.) a d'abord été utilisé pour reproduire l'écoulement des eaux souterraines dans les essais. Le sable utilisé dans le modèle de laboratoire a été simulé avec les mêmes propriétés présentées précédemment (section 3.1) auxquelles a été ajoutée sa courbe de rétention d'eau (CRE) définie avec le modèle MK (Aubertin et al., 2003) avec une pression d'entrée d'air (AEV) de 8 cm et une pression d'entrée d'eau (WEV) de 173 cm. La fonction de perméabilité du sable était déterminée au moyen du modèle de Van Genuchten (1980). Le vide dans le lac de

fosse a été simulé par un milieu poreux fictif et la détermination de sa CRE et fonction de perméabilité par des méthodes conventionnelles n'était pas possible. La CRE du vide était définie arbitrairement par une porosité maximale de 100%, un AEV de 0,1 cm et un WEV de 0,2 cm. La conductivité hydraulique du vide était supposée constante et égale à 1 m/s. Les débits des eaux souterraines entrant et sortant ont été calculés avec le logiciel Seep 3D et comparés à ceux obtenus au laboratoire afin de s'assurer que le logiciel décrivait bien l'écoulement des eaux souterraines autour du lac de fosse. Les débits simulés étant très proches des débits simulés dans les essais de laboratoire, aucune calibration n'a été jugée nécessaire.

La mise à l'échelle du modèle numérique qui servait à décrire l'écoulement des eaux souterraines au laboratoire a été réalisée afin de caractériser cet écoulement sur un lac de fosse à échelle réelle. Un lac de fosse de référence a été modélisé par un cône tronqué inversé avec un rayon supérieur de 250 m, un rayon inférieur de 125 m et une hauteur de 125 m (Figure 3-7). Les bancs n'étaient pas modélisés et seulement une pente globale de 45° a été considérée. Les dimensions de la fosse de référence représentaient la morphologie moyenne des fosses en Abitibi (section 2.1.2). Le modèle Seep 3D modélisait toujours un demi-lac de fosse en supposant un plan de symétrie parallèle à l'écoulement régional et traversant la fosse en son centre. Le maillage des éléments finis a été augmenté de 5 cm à 10 m pour conserver un temps de calcul raisonnable. Les fractures dans le roc autour du lac avaient une capacité de rétention d'eau supposée proche de celle d'un gravier (Chapuis et al., 2007). Le roc fracturé était simulé avec une porosité de 0,1, une conductivité hydraulique saturée de $5 \cdot 10^{-7}$ m/s, une CRE avec un AEV de 7 cm et un WEV de 30 cm. La fonction de perméabilité était toujours définie à partir du modèle de Van Genuchten.

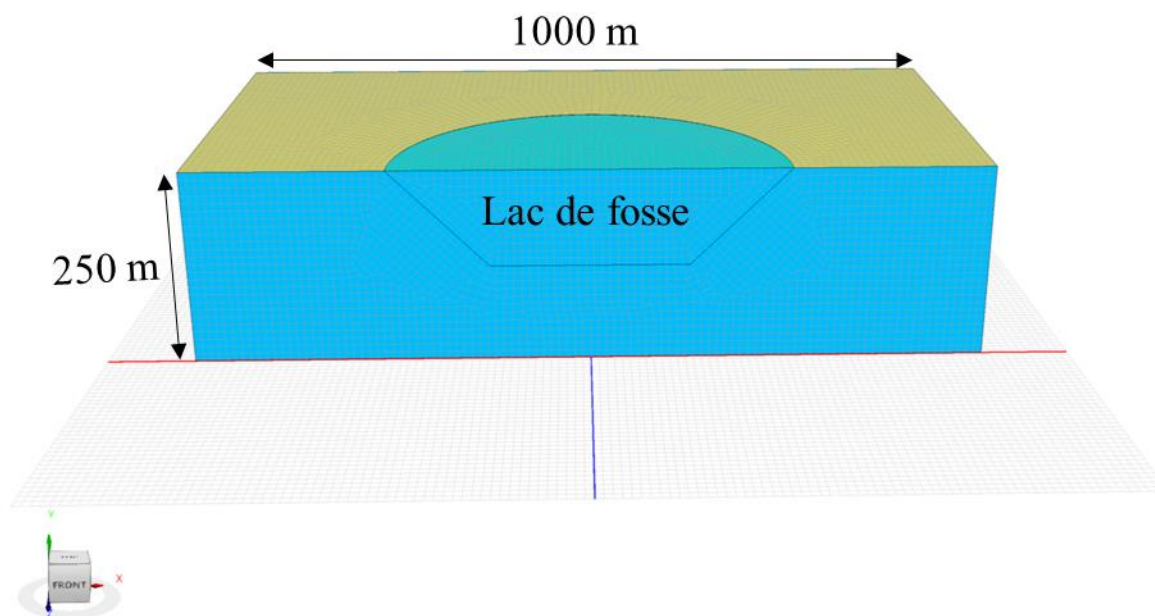


Figure 3-7 : Modèle Seep 3D simulant l'écoulement des eaux souterraines autour du lac de fosse référence.

Le débit d'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse de référence (GW_{in} et GW_{out}) était caractérisé en régime permanent suivant trois configurations :

- Un *terminal sink* dont le niveau phréatique en amont était égal à celui en aval et qui a été étudié sur l'intervalle [105 m ; 115 m] par rapport au fond du lac de fosse. Le niveau du lac de fosse était quant à lui étudié sur l'intervalle [20 m ; 125 m] en raffinant les résultats autour de 110 m.
- Un *terminal sink* remblayé par des résidus miniers sur 100 m et 109 m avec une conductivité hydraulique saturée de 10^{-8} m/s. Le niveau phréatique a été étudié sur l'intervalle [108 m ; 112 m] et le niveau du lac sur l'intervalle [100 m ; 125 m].
- Un *flow-through* pit lake avec un niveau phréatique en amont toujours 10 m au-dessus de celui en aval, ce qui créait un gradient hydraulique de 0,01. Le niveau phréatique amont a

été étudié sur l'intervalle [118 m ; 122 m] et le niveau du lac sur l'intervalle [100 m ; 125 m].

Ces intervalles d'étude ont été fixés en supposant une variation cyclique du niveau phréatique avec une saison humide en automne et une saison sèche au printemps (Boyce et al., 1989; Kummu et al., 2006). La variation du niveau phréatique autour du lac n'était pas affectée par le climat et était définie par la relation :

$$H_{nappe} = 110 - 2 \cdot \sin\left(\frac{2\pi \cdot J}{365}\right) \quad (3.2)$$

Avec,

H_{nappe} : hauteur de la nappe phréatique [L]

J : jour de l'année depuis le début [-]

Les débits des eaux souterraines entrant et sortant du lac fosse de référence ont été placés dans des matrices en deux dimensions avec comme données d'entrée le niveau phréatique amont et celui du lac. Ces matrices ont ensuite été exportées vers le logiciel Goldsim et les lectures de débits intermédiaires des eaux souterraines étaient réalisées au moyen d'une interpolation linéaire.

3.4.2 Intégration des changements climatiques

La plateforme PAVICS (pour *Power Analytics and Visualization for Climate Science*) (Ouranos, 2022) a été utilisée pour définir les simulations climatiques qui répondaient au mieux aux objectifs de cette étude. Le choix s'est porté sur l'ensemble des modèles climatiques régionaux NA-Cordex. Cet ensemble regroupe des modèles climatiques régionaux centrés sur l'Amérique du Nord de l'ensemble CMIP5 sur une période de 1950 à 2100 avec un maillage entre 25 et 50 km. Dans cet ensemble, le modèle climatique CanRCM4 (CCCma, 2020) produit par le CCCma (pour *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*) et mis à l'échelle dynamiquement par le modèle climatique global CanESM2 a été sélectionné afin de recentrer l'étude autour des climats

canadiens. Le maillage de ce modèle climatique était de $0,22^\circ$ soit approximativement 25 km. Les modèles climatiques CRMC5 (Leduc et al., 2019) et HIRHAM5 (Christensen et al., 2007), moins précis, ont aussi été utilisés. Les projections climatiques n'ont pas fait l'objet d'un post-traitement et ont été utilisées telles quelles, car les lacs de fosse simulés étaient purement fictifs et les données climatiques d'observations nécessaires aux simulations n'étaient pas toujours disponibles, en particulier pour le nord du Canada.

Les variables climatiques utilisées étaient :

- La température de l'air à la surface du sol (tas)
- Les précipitations (pr)
- La vitesse du vent à la surface du sol (sfcWind)
- La radiation solaire des courtes longueurs d'onde (rsds)
- L'humidité spécifique à la surface du sol (huss)
- La masse surfacique du manteau neigeux à la surface du sol (snw)

L'humidité spécifique a été convertie en humidité relative avec la relation suivante (Peixoto & Oort, 1996) :

$$Hr = 100 \cdot \frac{q \cdot P_{atm}}{0.622 \cdot e_s} \quad (3.3)$$

Avec,

Hr : humidité relative de l'air à la surface du sol [–]

q : humidité spécifique à la surface du sol [–]

P_{atm} : pression atmosphérique à la surface du sol [$M \cdot L^{-2}$]

e_s : pression de vapeur saturante à la surface du sol [$M \cdot L^{-2}$]

Le Canada est un territoire vaste et soumis à de nombreux climats qui ont été caractérisés suivant différentes localisations. Un cas extrême, représenté par le climat subdésertique de l'Arizona a aussi été étudié. Deux simulations climatiques avec un scénario d'émission RCP 4.5 et RCP 8.5

ont été collectées pour chaque localisation et chaque variable climatique citée précédemment. Les 29 février de chaque année bissextile ont été supprimés de toutes les simulations climatiques afin de faciliter l'intégration des fonctions périodiques. Ces simulations climatiques étaient ensuite utilisées comme données d'entrée pour le logiciel Goldsim et les localisations retenues sont présentées au Tableau 3-4.

Tableau 3-4 : Climats nord-américains simulés et leur localisation.

Lieu du site	Type de climat	Localisation	
		Latitude (°)	Longitude (°)
Abitibi	Climat subarctique	48,1	-77,8
Nord du Québec	Climat arctique	61,4	-73,4
Nord de la Colombie-Britannique	Climat continental montagneux	57,7	-129,5
Sud de la Colombie-Britannique	Climat océanique	49,3	-125,4
Saskatchewan	Climat continental de prairies	55,1	-108,1
Arizona	Climat subdésertique	33,4	-110,9

3.4.3 Modèle Goldsim

3.4.3.1 Bilan hydrique du lac de fosse

Le logiciel Goldsim (GoldSim Technology Group LLC) a été utilisé pour simuler le bilan hydrique du lac de fosse de référence (section 3.4.1). Les volumes d'eau échangés par chaque composante du bilan hydrique (évaporation, précipitations, débordement, ruissellement et écoulements des eaux souterraines) étaient définis à partir des variables climatiques, des propriétés du roc fracturé et du niveau du lac de fosse.

Taux de précipitations

Le taux de précipitations entrant dans le lac de fosse était défini numériquement à partir de l'aire du lac de fosse et des précipitations issues des simulations climatiques produites par le modèle CanRCM4 (section 3.4.2). Le taux de précipitation était décrit par la relation :

$$P_{rain} = p \cdot A_{lac} \quad (3.4)$$

Avec,

P_{rain} : taux de précipitations directes sous forme de pluies [$L^3 \cdot T^{-1}$]

p : précipitations obtenues à partir des simulations climatiques [$L \cdot T^{-1}$]

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2] décrite par la relation :

$$A_{lac} = \pi \cdot (125 + H)^2 \quad (3.5)$$

Avec,

H : hauteur d'eau dans la fosse en mètres [L]

L'apport d'eau généré par la fonte des neiges à la surface du lac de fosse a été défini par la diminution du manteau neigeux et pouvait s'écrire :

$$P_{fonte} = \frac{A_{lac}(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} ; \text{si } \Delta snw < 0 \quad (3.6)$$

Avec,

P_{fonte} : apport en eau généré par la fonte des neiges à la surface du lac [$L^3 \cdot T^{-1}$]

Δsnw : variation de la masse surfacique du manteau neigeux obtenue à partir des simulations climatiques [$M \cdot L^{-2}$]

t : temps écoulé [T]

ρ_{eau} : densité de l'eau supposée constante et égale à 999,98 kg/m³

Le taux global des précipitations entrant dans le lac de fosse de référence pouvait s'écrire :

$$P = \left(p + \frac{(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} \right) A_{lac} ; si \Delta snw < 0 \quad (3.7)$$

Avec,

P : taux de précipitations entrant dans le lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

Taux de ruissellement

Le taux de ruissellement généré par les précipitations a été défini numériquement au moyen de la méthode rationnelle (section 2.3.1) et pouvait s'écrire :

$$RS_{rain} = CR \cdot p \cdot (A_{versant} - A_{lac}) \quad (3.8)$$

Avec,

RS_{rain} : taux de ruissellement généré par les précipitations [$L^3 \cdot T^{-1}$]

CR : coefficient de ruissellement supposé constant et égal à 0,3

p : précipitations obtenues à partir des simulations climatiques [$L \cdot T^{-1}$]

$A_{versant}$: aire du bassin versant supposée constante et égale à 50 hectares

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2]

Le taux de ruissellement généré par la fonte des neiges a été défini par la diminution du manteau neigeux et pouvait s'écrire :

$$RS_{fonte} = CR \cdot \frac{A_{versant}(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} ; si \Delta snw < 0 \quad (3.9)$$

Avec,

RS_{fonte} : taux de ruissellement généré par la fonte des neiges [$L^3 \cdot T^{-1}$]

Δsnw : variation de la masse surfacique du manteau neigeux obtenue à partir des simulations climatiques [$M \cdot L^{-2}$]

t : temps écoulé [T]

ρ_{eau} : masse volumique de l'eau supposée constante et égale à 999,98 kg/m³

Le taux de ruissellement global entrant dans le lac de fosse de référence pouvait s'écrire :

$$RS_{in} = CR \cdot (A_{versant} - A_{lac}) \cdot \left(p + \frac{(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} \right) ; si \Delta snw < 0 \quad (3.10)$$

Avec,

RS_{in} : taux de ruissellement global entrant dans le lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

Débordement

Le débordement du lac de fosse de référence était défini numériquement en comparant le volume d'eau attendu dans le lac de fosse par rapport à son volume maximal sur un intervalle de temps donné. Le débordement était décrit par la relation :

$$RS_{out} = \begin{cases} 0 & si V_{lac} \leq V_{max} \\ \frac{V_{lac} - V_{max}}{t} & si V_{lac} > V_{max} \end{cases} \quad (3.11)$$

Avec,

RS_{out} : débordement du lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

V_{max} : volume maximal du lac de fosse supposé constant et égal à $1.43 \cdot 10^7$ m³

t : temps écoulé [T]

V_{lac} : volume d'eau dans le lac de fosse en m³ [L^3] décrit par la relation :

$$V_{lac} = H \cdot \frac{\pi}{3} \cdot ((125 + H)^2 + 2 \cdot 125^2 + 125 \cdot H) \quad (3.12)$$

Avec,

H : hauteur d'eau dans la fosse en mètres [L]

Débits d'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant

Les débits d'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse de référence ont été définis en régime permanent au moyen du logiciel Seep 3D (section 3.4.1) après avoir été comparés aux résultats expérimentaux (section 3.3.2). Les débits produits par Seep 3D ont été compilés dans des matrices en deux dimensions avec comme données d'entrée le niveau phréatique et celui du lac de fosse. Ces matrices ont ensuite été intégrées au logiciel Goldsim et la lecture des valeurs intermédiaires était réalisée au moyen d'une interpolation linéaire.

Taux d'évaporation

Le taux d'évaporation du lac de fosse de référence était défini au moyen d'une équation de Penman (1956) adaptée aux spécificités morphologiques et géochimiques des lacs de fosse. Cette équation a été calibrée grâce aux résultats expérimentaux (section 3.3.1; voir aussi chapitre 4) et le taux d'évaporation était décrit par la relation :

$$E = A_{lac} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot C_{sh}(R_{ns} - R_{nl}) + \gamma(e_s - e_a) \left(U \left(a + b \cdot \frac{h}{F} \right) + c \right)}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (1 - d \cdot S) \quad (3.13)$$

Avec,

E : taux d'évaporation du lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2]

Les constantes du modèle de Penman (1956), Δ et γ , ont été définies à l'aide des relations suivantes :

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$] décrite par la relation :

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_s}{(T + 237.3)^2} \quad (3.14)$$

Avec,

T : température de l'air à la surface du lac de fosse [$^\circ C$]

e_s : pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] décrite par la relation :

$$e_s = 0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right) \quad (3.15)$$

γ : constante psychométrique [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$] décrite par la relation :

$$\gamma = \frac{C_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda} \quad (3.16)$$

Avec,

C_p : chaleur spécifique à pression constante supposée constante et égale à $1,013 \cdot 10^{-3} \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ \text{C}^{-1}$

ε : rapport de poids moléculaire entre la vapeur d'eau et l'air supposé constant et égal à 0,622

λ : chaleur latente de vaporisation supposée constante et égale à $2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$

P_{atm} : pression atmosphérique à la surface du lac [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] décrite par la relation :

$$P_{atm} = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 \cdot z}{293} \right)^{5.26} \quad (3.17)$$

Avec,

z : élévation du lac par rapport au niveau de la mer supposée constante et égale à 290 m

L'influence des phénomènes de radiation solaire sur l'évaporation du lac de fosse de référence a été définie à l'aide des relations suivantes (Kalogirou, 2013) :

C_{sh} : coefficient d'ombre projetée moyen des murs de fosse sur la surface du lac [-] défini géométriquement à l'équinoxe par la relation :

$$\frac{1}{720} \int_0^{720} 1 - \frac{\text{Min} \left(\frac{h}{\tan \left((90 - \text{lat}) \cdot \sin \left(\frac{\pi \cdot t}{720} \right) \right) - h; 500} \right)}{500} dt \quad (3.18)$$

Avec,

lat : latitude du site en degrés [-]

t : temps écoulé en minutes [T]

h : hauteur des murs de fosse [L] décrite par la relation :

$$h = 125 - H \quad (3.19)$$

Avec,

H : hauteur d'eau dans la fosse en mètres [L]

R_{ns} : radiation solaire nette des courtes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$] décrite par la relation:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) \cdot R_s \quad (3.20)$$

Avec,

R_s : radiation solaire des courtes longueurs d'onde obtenue à partir des simulations climatiques [$M \cdot T^{-3}$]

α : albédo du lac de fosse supposé constant et égal à 0,03

R_{nl} : radiation solaire des grandes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$] décrite par la relation :

$$R_{nl} = \sigma \cdot T \cdot (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (3.21)$$

Avec,

σ : constante de Stefan-Boltzmann égale à $4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ} \cdot \text{K}^{-4} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jour}^{-1}$

e_a : pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$] décrite par la relation :

$$e_a = e_s \cdot Hr \quad (3.22)$$

Avec,

Hr : humidité relative à la surface du lac obtenue à partir des simulations climatiques [-]

R_{s0} : radiation solaire dans le cas d'un ciel dégagé [$M \cdot T^{-3}$]

$$R_{s0} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5}z)R_{sa} \quad (3.23)$$

Avec,

R_{sa} : radiation solaire extraterrestre [$M \cdot T^{-3}$] décrite par la relation :

$$R_{sa} = \left[\frac{24(60)}{\pi} \right] \cdot G_{sc} \cdot d_r (\cos\phi \cdot \cos\delta \cdot \sin\omega_s + \omega_s \cdot \sin\phi \cdot \sin\delta) \quad (3.24)$$

Avec,

G_{sc} : constante solaire égale à $-0.08202 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$

ϕ : latitude du site en radians [-]

δ : déclinaison solaire en radians [-] décrite par la relation :

$$\delta = 0.409 \cdot \sin\left(\frac{2\pi \cdot J}{365} - 1.39\right) \quad (3.25)$$

Avec,

J : jour de l'année [-]

ω_s : angle horaire du coucher du soleil en radians [-] décrit par la relation :

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan\phi \cdot \tan\delta) \quad (3.26)$$

d_r : distance relative terre soleil en radians [-] décrite par la relation :

$$d_r = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2\pi \cdot J}{365}\right) \quad (3.27)$$

Le transfert de masse de vapeur d'eau a été défini à l'aide des paramètres suivants :

U : vitesse du vent au niveau du sol en m/s [$L \cdot T^{-1}$] obtenue à partir des simulations climatiques

a, b, c, d : constantes de calibration caractérisées au chapitre 4 [-]

h : hauteur des murs de fosse [L]

F : fetch en mètres [L] décrit par la relation :

$$F = 250 + 2H \quad (3.28)$$

S : salinité des eaux du lac en mg/L [$M \cdot L^{-3}$]

Une température de gel de du lac a été fixée arbitrairement à 0°C. Par conséquent, lorsque la température à la surface du lac était négative, la couche de glace à sa surface annulait l'évaporation ($E = 0 \text{ m}^3/\text{j}$).

Le volume d'eau lié à l'augmentation du manteau neigeux a été retiré du volume des précipitations journalières afin de garantir la conservation de la masse d'eau (solide ou liquide) tombée au sol. La sublimation du manteau neigeux a été négligée.

La modélisation de chaque composante du bilan hydrique du lac de fosse de référence est résumée dans le Tableau 3-5.

Tableau 3-5 : Modélisation de chaque composante du bilan hydrique du lac de fosse de référence.

Composante du bilan hydrique	Modélisation	
P	$P = \left(p + \frac{(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} \right) A_{lac}$	(3.7)
RS_{in}	$RS_{in} = CR \cdot (A_{versant} - A_{lac}) \cdot \left(p + \frac{(-\Delta snw)}{t \cdot \rho_{eau}} \right)$	(3.10)
RS_{out}	$RS_{out} = \begin{cases} 0 & \text{si } V_{lac} \leq V_{max} \\ \frac{V_{lac} - V_{max}}{\Delta t} & \text{si } V_{lac} > V_{max} \end{cases}$	(3.11)
GW_{in} et GW_{out}	Matrices 2D des débits d'écoulement des eaux souterraines dans le lac de fosse de référence en régime permanent. Ces matrices ont été produites avec le logiciel Seep 3D et avec comme données d'entrée le niveau phréatique et celui du lac de fosse.	
E	$E = A_{lac} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot C_{sh}(R_{ns} - R_{nl}) + \gamma(e_s - e_a) \left(U \left(a + b \cdot \frac{h}{F} \right) + c \right)}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (1 - d \cdot S)$	(3.13)

3.4.3.2 Qualité de l'eau du lac de fosse

Les lacs de fosse sont des systèmes hydrogéochimiques complexes et une approche simplifiée visant à se focaliser sur l'impact des CC sur la génération de contaminants dans un lac fosse a été proposée.

Les réactions chimiques et le transport de contaminants (fer et sulfates) étaient modélisés au moyen du module CT (pour *Contaminant Transport*) du logiciel Goldsim. Seul le fond du lac de fosse contenait des résidus miniers réactifs et était modélisé comme un milieu réactionnel à travers la réaction d'oxydation directe de la pyrite (section 2.2.1). Les murs de fosse étaient supposés non réactifs pour faciliter la modélisation du transport de l'oxygène à travers le lac de fosse et la comparaison entre les différents cas et climats simulés. Le flux d'oxygène servant à l'oxydation de ces résidus provenait de deux sources :

- L'apport advectif d'oxygène dissous dans les eaux souterraines entrant dans le lac de fosse qui pouvait être défini par la relation :

$$Q_{O_2}^{GW} = w \cdot [O_2] \cdot GW_{in} \quad (3.29)$$

Avec,

$Q_{O_2}^{GW}$: apport en oxygène dissous au fond du lac de fosse par l'écoulement des eaux souterraines
 $[M \cdot T^{-1}]$

w : part de l'écoulement des eaux souterraines entrant traversant effectivement la zone réactive du lac de fosse supposée constante et égale à 13,5%

GW_{in} : débit des eaux souterraines entrant $[L^3 \cdot T^{-1}]$

$[O_2]$: concentration en oxygène dissous dans le roc fracturé supposée constante et égale à 2 mg/L

La part de l'écoulement des eaux souterraines entrant traversant effectivement la zone réactive (w) a été calculée avec le logiciel Seep 3D en fixant le niveau phréatique à 110 m par rapport au fond de la fosse et en faisant varier le niveau du lac entre 110 m et 120 m pour les trois configurations du lac de fosse présentées précédemment (section 3.4.1). Le débit des eaux souterraines entrant et sortant au fond du lac de fosse a été comparé à celui dans tout le lac de fosse (Annexe H). L'impact de la variation du niveau du lac était négligeable sur la part de l'écoulement des eaux souterraines entrant traversant effectivement la zone réactive et pouvait être supposée constante et est résumée au Tableau 3-6.

Tableau 3-6 : Part de l'écoulement des eaux souterraines entrant traversant effectivement la zone réactive du lac de fosse (w) en fonction du statut hydrologique des lacs de fosse simulés.

Statut hydrologique	w
<i>Terminal sink</i>	13,5%
<i>Terminal sink remblayé</i>	9,2%
<i>Flow-through pit lake</i>	4,8%

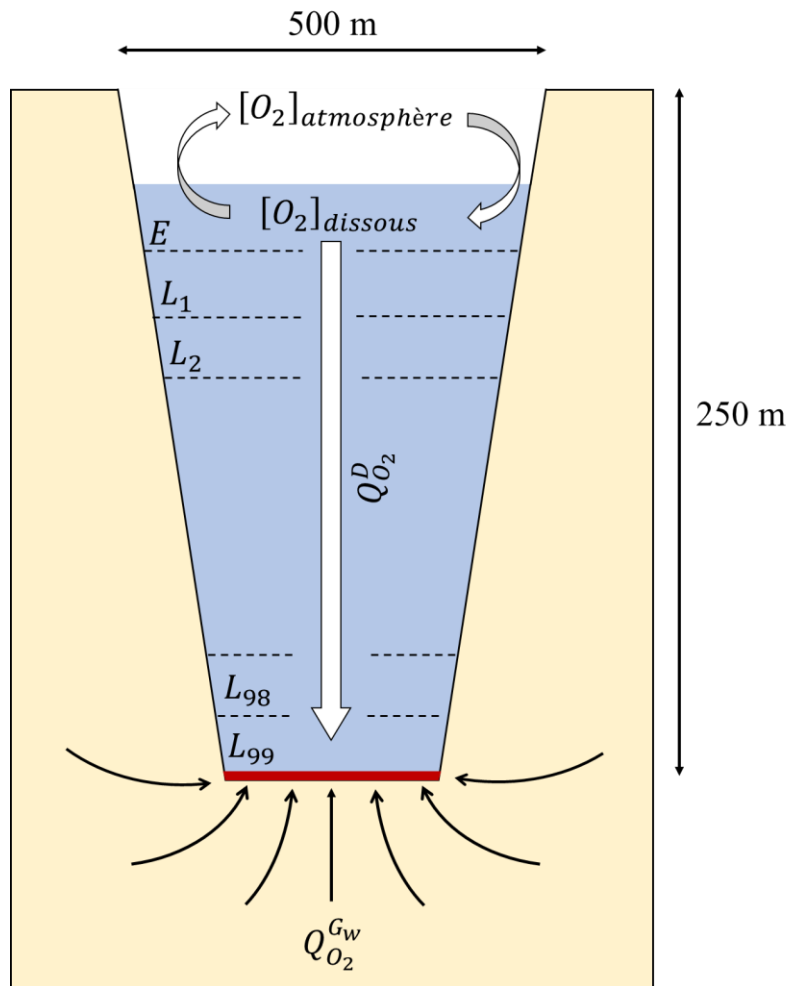
- L'apport diffusif de l'oxygène de l'atmosphère à travers le lac de fosse qui était calculé au moyen du module CT (basé sur la première loi de Fick) en discrétisant le lac de fosse en 100 couches (Figure 3-8). La première couche correspondait à l'épilimnion avec une profondeur de 5 m sous la surface du lac (Hanna, 1990). La température de l'épilimnion était supposée égale à la température de l'air, ce qui permettait de définir sa concentration en oxygène dissous (Tableau 3-7). L'épilimnion était également supposé parfaitement mélangé. En dessous se situait l'hypolimnion qui était défini avec une température constante et égale à 4°C avec initialement une concentration en oxygène dissous nulle. L'eau du lac de fosse était initialement pure (conductivité électrique égale à 0 mS/cm) avec un pH de 7 et le coefficient de diffusion de l'oxygène dans l'eau était supposé constant et égal à $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ (Xing et al., 2014).

La diffusion verticale de l'oxygène pouvait être perturbée par le gel des eaux de surface. Par conséquent, l'atmosphère ne rechargeait plus l'épilimnion en oxygène tant que le lac de fosse simulé était gelé (i.e. température de l'eau négative). Cependant, la diffusion se poursuivait pour l'oxygène dissous restant dans le lac de fosse.

Le transport d'oxygène lié à l'instabilité limnologique du lac de fosse n'a pas été simulé en raison des limitations techniques imposées par le logiciel Goldsim (voir aussi Discussion au chapitre 6).

Tableau 3-7 : Concentration en oxygène dissous dans l'eau en fonction de la température de l'eau (Tromans, 1998).

Température de l'eau (°C)	Concentration en oxygène dissous (mg/L)
0	14,6
5	12,8
10	11,3
15	10,2
20	9,2
25	8,6
100	0



Légende

E : épilimnion

L : couche discrétisée sur Goldsim

■ : zone réactive

$Q_{O_2}^D$: débit d'oxygène par diffusion

$Q_{O_2}^{Gw}$: débit d'oxygène par advection

Figure 3-8 : Coupe transversale (avec exagération verticale) du lac de fosse de référence schématisant le transport de l'oxygène dissous jusqu'à la zone réactive du lac de fosse.

L'oxydation directe de la pyrite était définie comme une réaction d'ordre 1 ayant lieu sur les 5 derniers mm au fond du lac de fosse (Awoh et al., 2013). L'épuisement éventuel de la pyrite au cours du temps n'a pas été considéré. La consommation d'oxygène par la zone réactive était définie par la relation :

$$[O_2] = [O_2]_{ini} \cdot e^{-K_r \cdot t} \quad (3.30)$$

Avec,

$[O_2]$: concentration en oxygène dissous dans la zone réactive à l'instant t [$M \cdot L^{-3}$]

$[O_2]_{ini}$: concentration en oxygène dissous dans la zone réactive à l'état initial [$M \cdot L^{-3}$]

K_r : coefficient de réaction supposé constant et égal à 80 jours⁻¹

t : temps écoulé [T^{-1}]

Les rapports stœchiométriques de la réaction d'oxydation directe de la pyrite étaient ensuite utilisés pour déterminer les quantités de contaminants produites. Ainsi, lorsqu'une mole de pyrite était oxydée, une mole de fer, 2 moles de sulfates (SO_4^{2-}) et 2 moles d'ions H^+ étaient mises à solution (équation 2.2). Le fer était supposé dissous sous forme de fer ferreux (Fe^{2+}), mais était peu soluble dans l'eau contrairement aux sulfates et pouvait précipiter et perdre sa mobilité au sein du système. La limite de solubilité du fer a été prise en considération (Tableau 3-8) en supposant qu'il précipitait sous forme d'hydroxyde de fer.

Tableau 3-8 : Limite de solubilité du fer en fonction du pH en supposant qu'il précipite sous forme d'hydroxyde de fer (adapté de LAWERENCE, 1995).

pH du lac de fosse	Limite de solubilité du fer (mg/L)
6	16806
7	1262
8	94,8
9	7,12
10	0,4

Le rejet de contaminants dans l'environnement était géré par le module CT et s'effectuait par le transport advectif des eaux souterraines sortant du lac, par son débordement ou bien par la diffusion des contaminants à travers les eaux interstitielles du roc fracturé entourant le lac de fosse. Dix couches d'un mètre d'épaisseur chacune ont été modélisées pour suivre le transport diffusif des contaminants à travers le roc fracturé. Les coefficients de diffusion du fer, des sulfates et des ions H^+ étaient de $7,2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$, $1,1 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ et $9,3 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$, respectivement (Cussler & Cussler, 2009).

Enfin, même si l'évaporation est un flux d'eau sortant du lac de fosse, elle n'est pas incluse dans le transport de contaminants afin de prendre en compte le phénomène d'évapoconcentration dans un lac de fosse.

3.5 Analyse paramétrique

Le modèle Goldsim a ensuite permis de caractériser l'influence des paramètres climatiques et hydrogéologiques sur le lac de fosse de référence au moyen d'une analyse paramétrique. Ces paramètres ont chacun leur tour été considérés variables afin d'évaluer leurs impacts respectifs sur

le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse. Le bilan hydrique était caractérisé par l'évolution du niveau du lac de fosse et des volumes d'eau échangés par chaque composante du bilan hydrique avec le lac de fosse (évaporation, précipitations, ruissellement, débordement et écoulements des eaux souterraines) entre 1950 et 2100 pour un climat subarctique typique de l'Abitibi. La qualité de l'eau était quant à elle caractérisée par l'évolution du pH et de la concentration en fer et sulfates dissous dans le lac de fosse, mais aussi par les quantités de fer et sulfates rejetées dans l'environnement sur la même période. Ces paramètres d'influence incluaient :

- Le modèle climatique à travers la comparaison des modèles CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5.
- Le scénario d'émission à travers la comparaison d'un scénario d'émission RCP 4.5 et RCP 8.5.
- La localisation du lac de fosse à travers la comparaison de différents climats (subarctique, arctique, continental montagneux, océanique, continental de prairies et subdésertique).
- Les caractéristiques du bassin versant à travers la modification du coefficient de ruissellement entre 0,05 et 0,6.
- La conductivité hydraulique du roc fracturé à travers sa modification entre 10^{-6} et 10^{-7} m/s.
- La morphologie de la fosse à travers la modification du rayon supérieur de la fosse entre 180 m et 350 m.
- La variabilité du niveau phréatique à travers l'augmentation de la variabilité annuelle du niveau phréatique à plus ou moins 5 m.
- Le remblayage des lacs fosses avec des résidus miniers réactifs à travers une hauteur de remblayage de 100 m et 109 m par rapport au fond de la fosse.
- Le statut hydrologique à travers la comparaison d'un *terminal sink* et d'un *flow-through pit lake*.

CHAPITRE 4 CALIBRATION DES COMPOSANTES DU BILAN HYDRIQUE D'UN LAC DE FOSSE À PARTIR DE RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

L'objectif des essais de laboratoire était de caractériser la réponse de l'évaporation et de l'écoulement des eaux souterraines dans le lac de fosse à échelle réduite faces aux variables climatiques (humidité relative, radiation solaire, température et vitesse du vent). L'influence d'autres paramètres comme la hauteur des murs de fosse, la salinité et le gradient hydraulique a également été caractérisée. La méthodologie de ces essais est détaillée au chapitre 3.

La calibration de l'équation d'évaporation (équation 4.1) a été effectuée en commençant par s'assurer que le recouvrement utilisé était efficace pour prévenir l'évaporation à la surface du sable et dans les réservoirs d'eau latéraux. Les constantes c, a, b et d ont été calibrée dans cet ordre suivant l'influence des conditions climatiques du laboratoire, la vitesse du vent, la hauteur des murs de fosse et la salinité des eaux, respectivement. L'influence de l'humidité relative, de la radiation solaire et de la température a aussi été caractérisée au laboratoire et a permis de valider les autres composantes de cette équation de Penman (1956) modifiée.

$$E = A_{lac} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot C_{sh}(R_{ns} - R_{nl}) + \gamma(e_s - e_a) \left(U \left(a + b \cdot \frac{h}{F} \right) + c \right)}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (1 - d \cdot S) \quad (4.1)$$

Avec,

E : taux d'évaporation du lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2]

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

γ : constante psychométrique [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

R_{ns} : radiation solaire nette des courtes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]

R_{nl} : radiation solaire des grandes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]

C_{sh} : le coefficient de l'ombre projetée moyen des murs de fosse sur la surface du lac [-]

e_s : pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

e_a : pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

U : vitesse du vent au niveau du sol en m/s [$L \cdot T^{-1}$]

a, b, c, d : constantes de calibration [-]

h : hauteur des murs de fosse [L]

F : fetch [L]

L'écoulement des eaux souterraines a été caractérisé à l'aide d'essais de traçage suivant plusieurs gradients hydrauliques dans le modèle de laboratoire. Ces essais ont été reproduits numériquement avec le logiciel Seep 3D afin de s'assurer que ce logiciel pouvait être utilisé pour décrire l'écoulement des eaux souterraines dans un lac de fosse. Des essais d'injection ont aussi été réalisés et reproduits sur le logiciel Seep 3D et sont détaillés à l'annexe I.

4.1 Calibration de l'évaporation

4.1.1 Effet des conditions climatiques du laboratoire

Les essais de laboratoire ont montré que l'évaporation était sensible aux variations des conditions climatiques du laboratoire et que les différents recouvrements permettaient de contrôler localement et efficacement l'évaporation.

Un premier essai, nommé SR (pour sans recouvrement), indiquait qu'en l'absence d'un recouvrement l'évaporation ramenée à la surface du lac était très importante et autour de 40 mm/j (Figure 4-1). Ce résultat n'est cependant pas réaliste puisqu'il intègre l'évaporation depuis la surface du sable (utilisé pour simuler le roc fracturé). Lors d'un second essai, nommé AR

(pour avec recouvrement), une géomembrane en PEHD et des bouchons de PU recouvraient l'ensemble du modèle de laboratoire (sable, fosse et réservoirs d'eau latéraux) et ont permis de réduire l'évaporation à 0 mm/j. Cette membrane a été retirée à la surface du lac (mais elle recouvrait toujours le sable) lors des essais REF (pour référence). Une évaporation moyenne de 4,2 mm/j a été mesurée avec un écart type important de 2,6 mm/j. Ces résultats ont été obtenus à partir des conditions climatiques du laboratoire. Cependant, de nombreux facteurs climatiques ont pu influencer ces résultats et expliquer cet écart type important. L'impact de ces paramètres climatiques d'influence est analysé dans les sections suivantes.

La forte diminution de l'évaporation entre les essais SR et AR a permis de prouver que le recouvrement utilisé était efficace pour isoler le sable et les réservoirs d'eau latéraux de l'atmosphère, ce qui permettait de ne mesurer que l'évaporation de la surface d'eau libre lors des essais REF et subséquents. L'ensemble des résultats présentés par la suite ont été réalisés avec la configuration des essais REF, c'est-à-dire que l'évaporation mesurée était uniquement celle de la fosse (une membrane recouvrait la surface du sable).

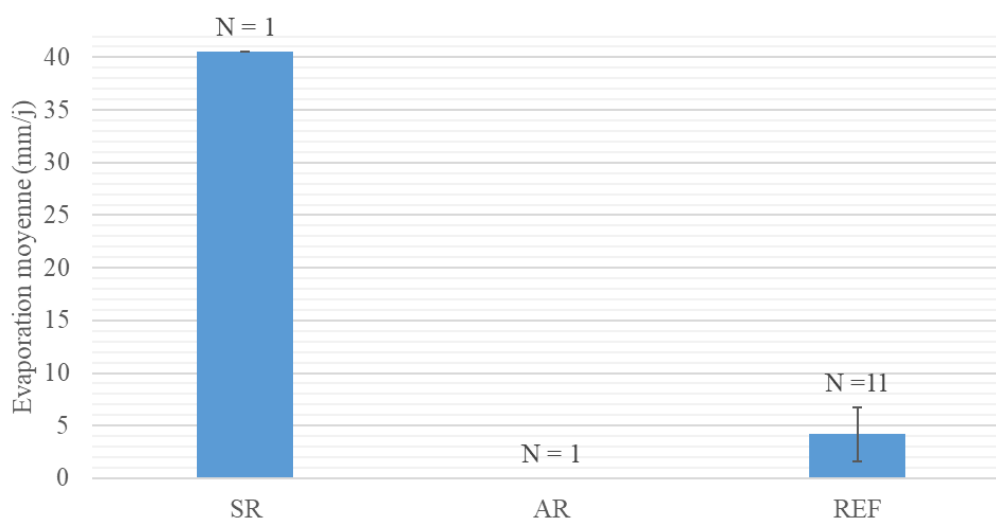


Figure 4-1 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différents recouvrements (SR : essai d'évaporation sans couverture, AR : essai d'évaporation avec couverture et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.

Les essais REF ont été répétés 11 fois sur des périodes d'environ un jour. L'évaporation mesurée lors des essais était très variable et entre moins de 1 mm/j et plus de 8 mm/j. Les conditions climatiques de laboratoire étaient cependant restées relativement stables au cours de ces essais. La température était entre 22°C et 25°C et l'humidité relative entre 45% et 60% (exception faite de l'essai REF1, où l'humidité relative était autour de 25%). L'évaporation mesurée pendant les week-ends et jours fériés était plus faible et plus stable que celle en semaine et ne dépassait jamais 2 mm/j (Figure 4-2).

L'activité au laboratoire semblait donc exercer une influence importante sur l'évaporation du lac. La constante c du modèle prédictif a été calibrée sur les résultats de laboratoire (essais REF1, REF7, REF10 et REF11) en minimisant l'erreur au moyen de la somme des moindres carrés et en considérant une vitesse du vent nulle, ce qui a permis de définir une valeur de $c = 2,25$. La différence entre l'évaporation mesurée et prédite par le modèle était inférieure à 0,2 mm/j avec une marge d'erreur faible de moins de 0,15 mm/j. La différence d'évaporation entre les essais retenus provenait essentiellement de la variation de l'humidité relative à la surface de la fosse, ce qui expliquait pourquoi une évaporation supérieure était observée à l'essai REF1.

Les essais REF semblaient indiquer que les mouvements d'air au laboratoire (du fait des activités de recherche durant la semaine) contribuaient à augmenter significativement l'évaporation. Ces activités auraient pu ainsi contribuer à renouveler la couche d'air à la surface du lac et donc à nuire à la répétabilité des essais. L'anémomètre utilisé ne permettait pas de détecter les déplacements d'air autres que ceux dirigés dans le sens d'installation et dont la vitesse était inférieure à 0,6 m/s. Cette limitation du modèle de laboratoire a été prise en compte pour la calibration et la validation de l'équation d'évaporation proposée (équation 4.1).

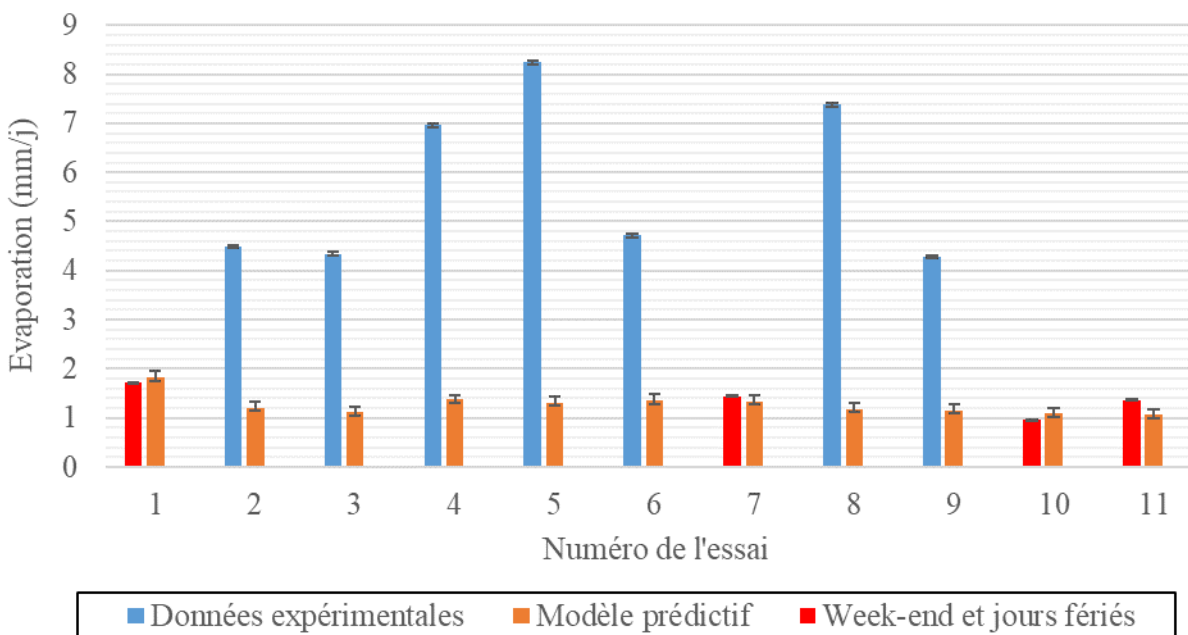


Figure 4-2 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C, l'humidité relative entre 45% et 60% et la vitesse du vent était supposée nulle. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.

4.1.2 Effet de la vitesse du vent

L'impact de la vitesse du vent parallèle à la surface du lac sur l'évaporation a été mesuré en appliquant des vents de 5,7 km/h, 25 km/h et 33 km/h (essais V5,7, V25 et V33, respectivement; Figure 4-3). L'évaporation moyenne mesurée pour chaque vitesse était de 4,4 mm/j, 19,8 mm/j et 27,3 mm/j, respectivement, pour des conditions climatiques autrement similaires (température entre 22°C et 25°C et humidité relative entre 15% et 30%). La vitesse du vent avait comme effet de réduire l'humidité relative à la surface du lac de fosse. Ces essais ont permis d'observer que la vitesse du vent avait une influence linéaire croissante sur l'évaporation, comme attendu par l'équation de Penman (1956). L'évaporation observée lors des essais REF et V5,7 était autour 4,4 mm/j, mais la moyenne des essais REF n'était pas représentative. Ainsi, les conditions de l'essai

V5,7 généraient davantage d'évaporation en tenant compte de la précédente limitation sur la mesure du vent au laboratoire.

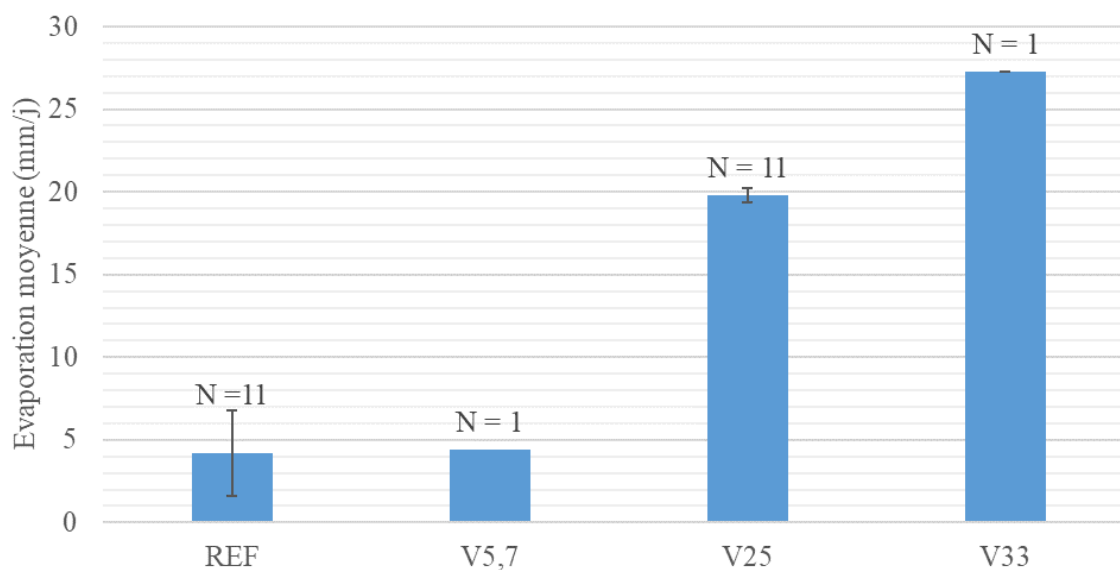


Figure 4-3 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes vitesses de vents parallèles à la surface du lac (V5,7 : vent de 5,7 km/h, V25 : vent de 25 km/h, V33 : vent de 33 km/h et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.

Les essais V25 ont été reproduits 11 fois et ont indiqué que l'influence de l'activité au laboratoire sur l'évaporation était significativement réduite lorsque la vitesse du vent était contrôlée. Ainsi, l'écart type entre les 11 essais était d'environ 0,4 mm/j alors qu'il était de 2,6 mm/j pour les essais REF réalisés sans contrôle des vents. Ces résultats confirmaient ainsi qu'il existait des mouvements d'air non quantifiables au laboratoire capables de renouveler la couche d'air à la surface du lac et d'augmenter l'évaporation.

L'évaporation mesurée au laboratoire pour une vitesse de vent de 25 km/h (essais V25) était relativement stable et était en moyenne de 19,8 mm/j avec un minimum et un maximum de 16,7 mm/j et 22,7 mm/j, respectivement. La constante a de l'équation d'évaporation proposée (équation 4.1) a été calibrée à partir de tous les essais V25 en minimisant l'erreur au moyen de la somme des moindres carrés permettant ainsi de définir une valeur de $a = 3,19$.

L'évaporation prédite au moyen du modèle était généralement proche des valeurs mesurées et entre 18,9 mm/j et 21,3 mm/j (Figure 4-4). Dans 73% des cas, les valeurs mesurées étaient à l'intérieur de la marge d'erreur du modèle et le reste restait relativement proche de la valeur observée avec un écart maximal de 3,2 mm/j. La marge d'erreur induite par l'incertitude des instruments de mesure était ici plus importante que pour les essais REF, car l'évaporation est très sensible à la vitesse du vent. Par exemple, une variation de la vitesse du vent de 0,2 m/s pouvait entraîner une variation de l'évaporation de près de 2,5 mm/j.

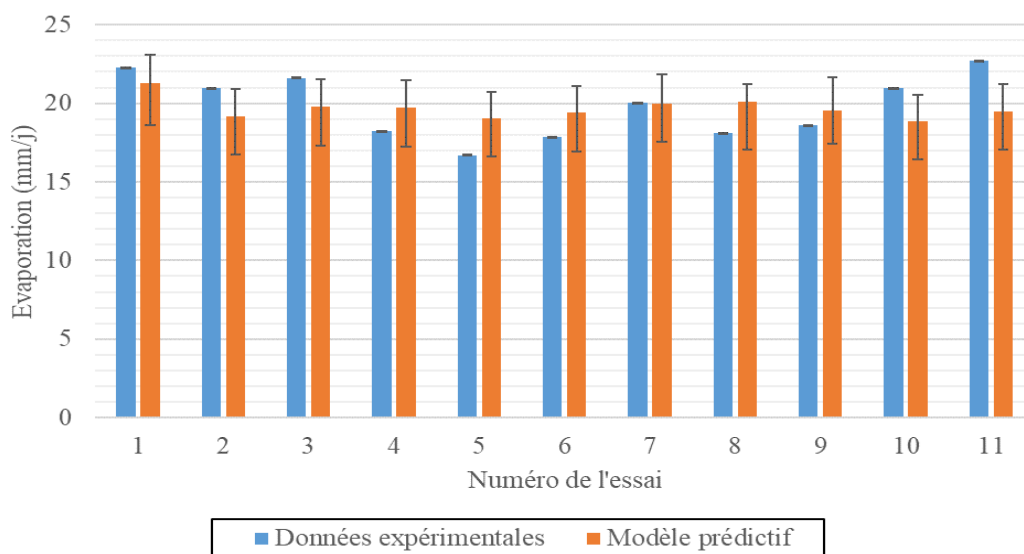


Figure 4-4 Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C, l'humidité relative entre 20% et 30% et la vitesse du vent était 25 km/h. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.

4.1.3 Effet de la radiation solaire

L'effet de différentes puissances radiatives appliquées à la surface du lac sur l'évaporation a été évalué au laboratoire. L'évaporation moyenne mesurée pour une puissance radiative de 170 W/m^2 et 820 W/m^2 (RAD170 et RAD820, respectivement) était de $9,7 \text{ mm/j}$ et $20,1 \text{ mm/j}$, respectivement (Figure 4-5). Les conditions climatiques étaient similaires avec une température entre 28°C et 31°C et une humidité relative entre 20% et 40%. L'évaporation augmentait donc avec la puissance radiative comme prédit par l'équation de Penman (1956). Cependant, la réémission à grande longueur d'onde (R_{nl} ; section 3.4.3.1) était nulle car elle ne peut se faire que vers un système de plus basse énergie. Or, la lampe à incandescence au-dessus du lac restait active tout au long des essais et ne simulait pas d'alternance entre le jour et la nuit. Ainsi, l'évaporation observée devrait être proportionnelle à la puissance radiative appliquée à la surface du lac. Or, si la puissance radiative était presque multipliée par 5, l'évaporation elle n'était multipliée que par 2.

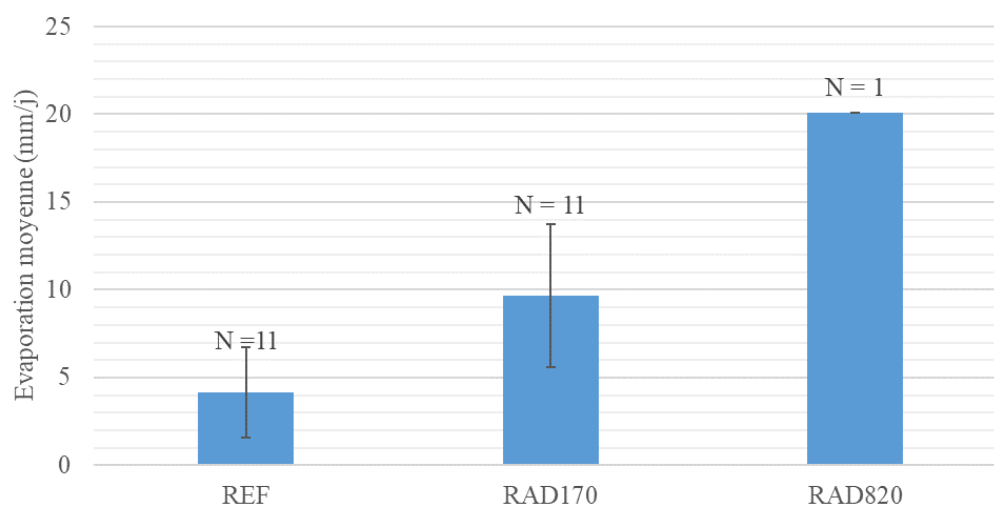


Figure 4-5 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes puissances radiatives appliquées à la surface du lac (RAD170 : puissance radiative appliquée de 170 W/m^2 , RAD820 : puissance radiative appliquée de 820 W/m^2 et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.

Les essais RAD170 ont été reproduits 11 fois sur des périodes d'environ un jour. L'évaporation mesurée lors des essais était très variable et comprise entre 5 mm/j et 17 mm/j avec un écart type important de 4,1 mm/j (Figure 4-6). L'évaporation mesurée pendant les week-ends et jours fériés était plus faible et plus stable qu'en semaine et ne dépassait jamais 6 mm/j. L'activité au laboratoire avait donc ici encore une influence sur l'évaporation du lac.

Seuls les essais réalisés les week-ends et jours fériés ont été retenus ici pour vérifier l'équation d'évaporation (équation 4.1) en raison de l'effet des activités de recherche au laboratoire sur les résultats les autres jours de la semaine. Dans ces conditions, le modèle prédictif donnait des résultats très proches aux données expérimentales avec un écart maximal de 1,1 mm/j et une marge d'erreur faible de 0,5 mm/j. En prenant en considération l'activité au laboratoire, l'évaporation devenait proportionnelle à la puissance radiative comme attendu par l'équation de Penman (1956), car l'essai RAD820 a aussi été réalisé lors d'un week-end.

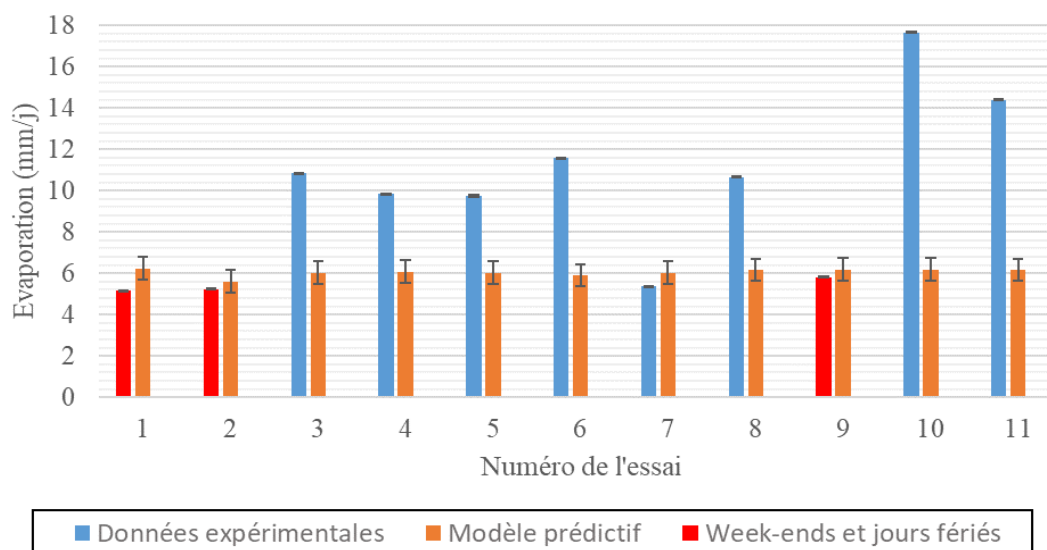


Figure 4-6 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 28°C et 31°C, l'humidité relative entre 20% et 40% et la puissance radiative de 170 W/m². Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.

4.1.4 Effet de l'humidité relative

L'effet de l'humidité relative sur l'évaporation a été évalué en comparant les résultats des essais REF avec le cas d'une atmosphère fermée où l'humidité relative était maintenue proche de 100% (H100). Au total, 11 essais ont été répétés dans ces conditions. L'évaporation moyenne mesurée était faible autour de 0,2 mm/j, avec un maximum de 1,1 mm/j et un minimum de 0 mm/j pour une température comprise entre 22°C et 25°C. L'écart type était relativement important et d'environ 0,35 mm/j, soit plus élevé que la valeur moyenne mesurée. Ces essais montraient ainsi que lorsque l'air était saturé en vapeur d'eau, l'évaporation était négligeable, ce qui confirmait la prédiction de l'équation d'évaporation proposée (équation 4.1).

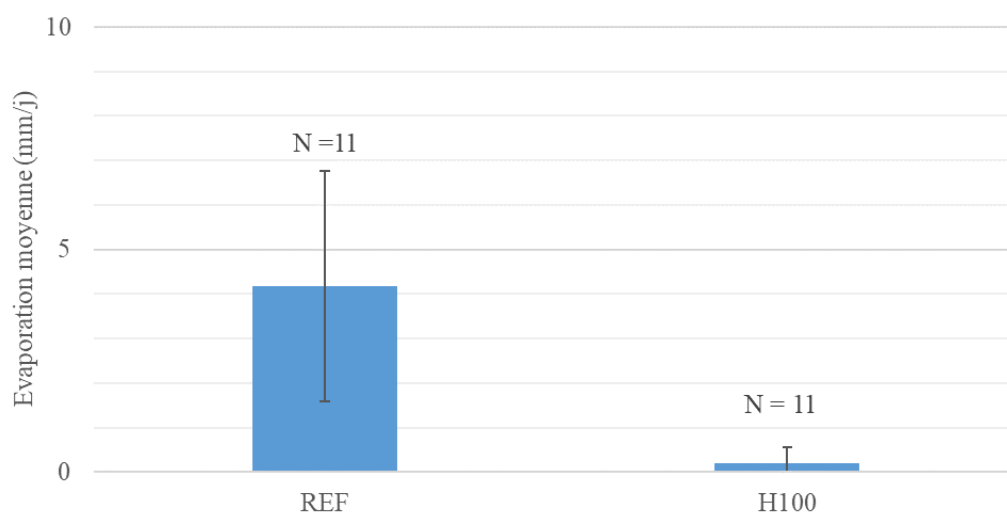


Figure 4-7 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et en atmosphère fermée avec une humidité relative supérieur à 95% (N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.

Les essais H100 ont été reproduits 11 fois sur des périodes d'environ un jour. Durant le troisième essai, une évaporation importante de 1,1 mm/j a été mesurée et était responsable en grande partie

de l'écart type important observé. Cette valeur s'expliquait par un arrêt du brumisateur qui a entraîné une diminution de l'humidité relative pour atteindre une valeur moyenne de 83,9% (contre plus de 95% pour les autres essais). De plus, les faibles variations de masses d'eau dans la cellule mariotte (entre 0 g et 35 g) pendant les essais rendaient difficile la mesure de l'évaporation, car l'incertitude de la balance à plateau utilisée était de ± 4 g, soit une incertitude minimale de 11%. Cependant, même si les marges d'erreur étaient importantes (jusqu'à 0,1 mm/j), les valeurs d'évaporation mesurées au laboratoire n'étaient que dans 45% comprises dans la marge d'erreur du modèle prédictif. Le reste était relativement proche de la valeur observée avec un écart maximal de 0,7 mm/j.

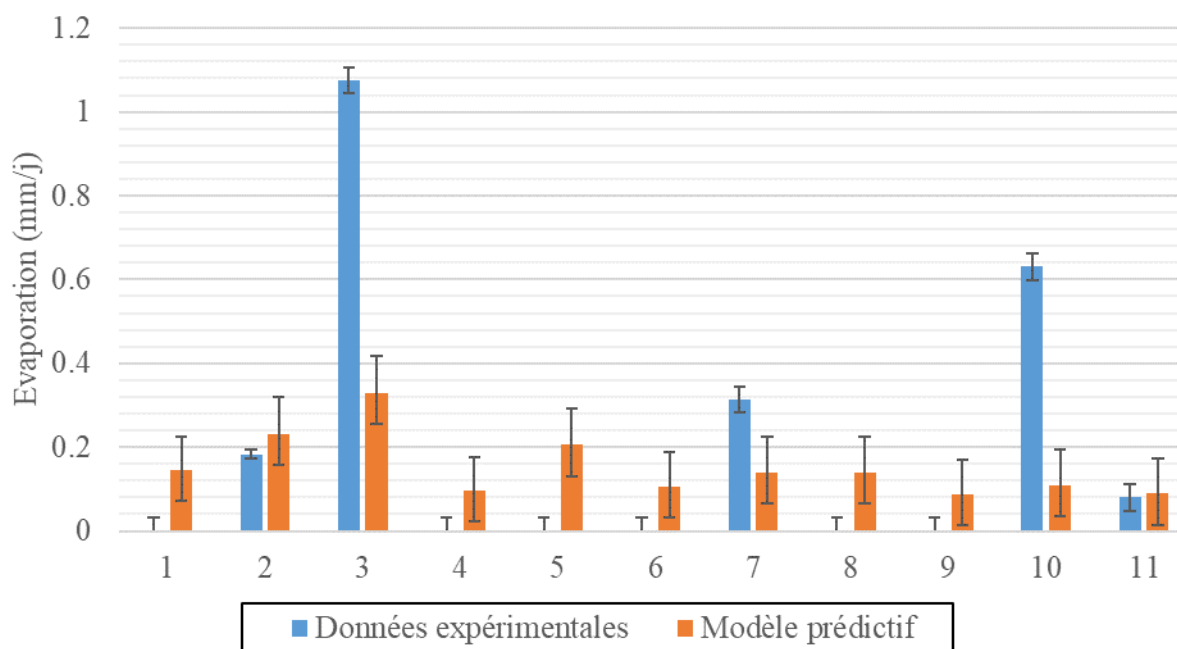


Figure 4-8 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 22°C et 25°C et une humidité relative supérieure à 95% (sauf essai numéro 3 à 83,9%). Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.

4.1.5 Effet cumulatif du transfert de masse de vapeur d'eau et de la radiation solaire

Les résultats précédents ont été obtenus en modifiant un paramètre climatique à la fois, mais en pratique, le vent, l'humidité relative et la radiation solaire influencent tous l'évaporation en même temps. L'influence relative du vent et de la puissance radiative a ainsi été évaluée en comparant les cas de base RAD170 et V25 avec le cas où une vitesse de vent de 25 km/h était appliquée en même temps qu'une puissance radiative de 170 W/m^2 (Figure 4-9). Les résultats indiquaient qu'en cumulant des facteurs favorisant l'évaporation, cette dernière augmentait, mais elle restait plus faible que la somme de l'évaporation moyenne de chaque effet pris séparément. En effet, la somme de l'évaporation moyenne des essais RAD170 (seulement les week-ends) et V25 était de 25,1 mm/j contre 22,2 mm/j dans le cas des essais combinés CP. Ce résultat illustre le phénomène de moyenne pondérée entre l'évaporation provoquée par la radiation solaire et par le transfert de masse de vapeur d'eau, comme décrit par l'équation d'évaporation (équation 4.1) avec le terme de gauche et de droite dans la parenthèse, respectivement.

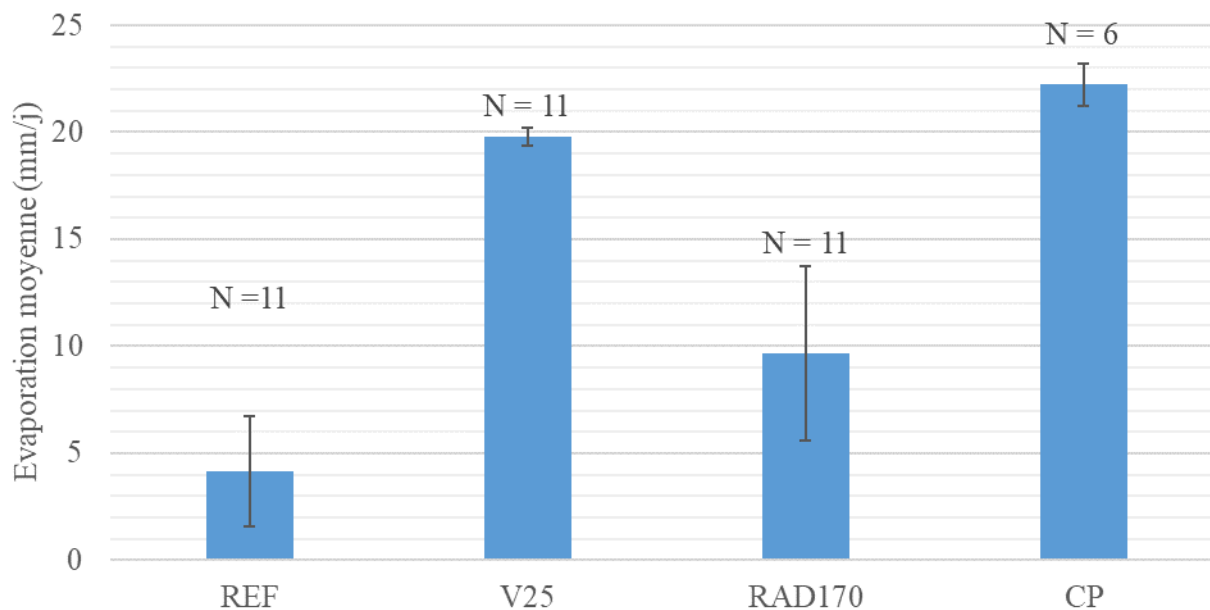


Figure 4-9 : Comparaison de l'évaporation moyenne du lac avec les conditions climatiques du laboratoire (REF) et différentes puissances radiatives et vitesses du vent appliquées à la surface du lac (V25 : vent de 25 km/h, RAD170 : puissance radiative appliquée de 170 W/m², CP : vent de 25 km/h avec une puissance radiative appliquée de 170 W/m² et N : nombre d'essais réalisés). Les barres d'erreur représentent l'écart type observé.

Les essais CP ont été reproduits 6 fois sur des périodes d'environ un jour. L'évaporation mesurée au laboratoire lors des essais combinés était relativement stable et comprise entre 21,4 mm/j et 23,7 mm/j avec un écart type limité de 1 mm/j (Figure 4-10). La température était comprise entre 23°C et 26°C avec une humidité relative entre 15% et 30%.

Les résultats du modèle prédictif ont été obtenus en prenant en considération la réémission à grande longueur (R_{nl}). Le modèle avait une tendance à surestimer légèrement l'évaporation, mais les valeurs mesurées et prédites étaient très proches avec un écart maximal de 1,8 mm/j.

Le modèle de laboratoire décrit au chapitre 3 (section 3.2) a permis de calibrer les constantes a et c de l'équation d'évaporation proposée (équation 4.1) et de valider l'impact de chaque variable climatique (humidité relative, radiation solaire, température et vitesse du vent) sur l'évaporation dans un lac de fosse, comme décrit par (Penman, 1956). D'autres montages expérimentaux ont été réalisés afin d'inclure l'impact des murs de fosse et de la salinité des eaux sur l'évaporation. Ces montages ont permis de calibrer les constantes b et d et sont détaillés dans les sections suivantes.

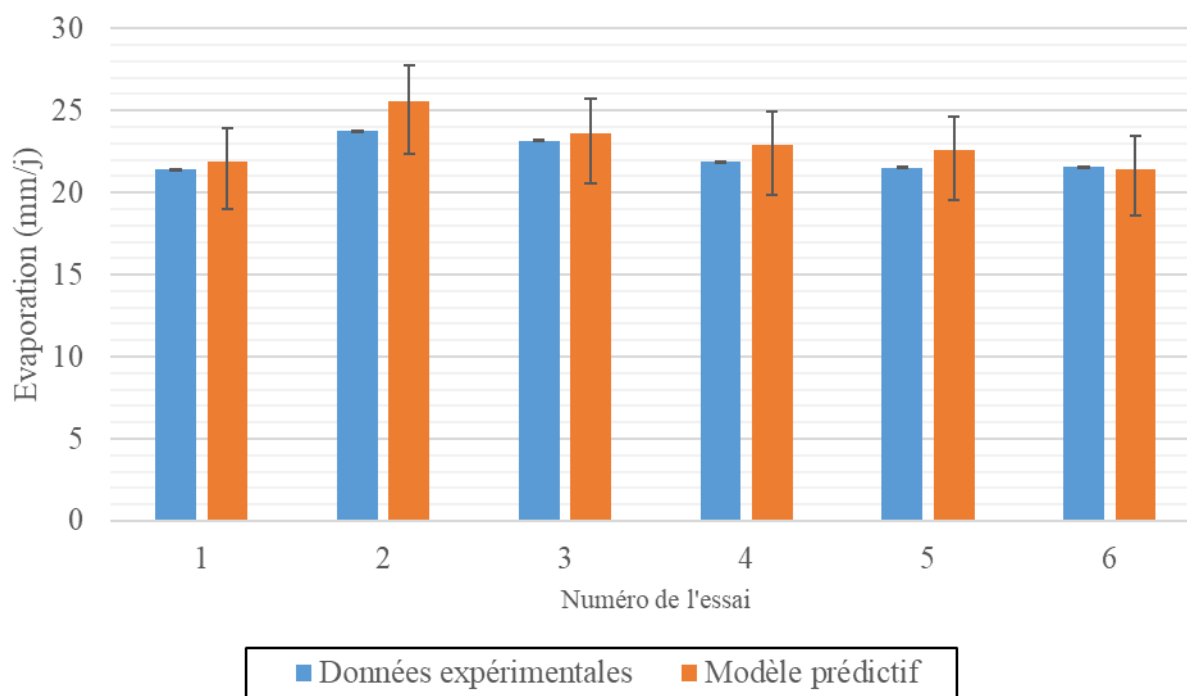


Figure 4-10 : Mesures d'évaporation suivant les conditions climatiques du laboratoire et leur comparaison au modèle prédictif avec $a = 3,19$ et $c = 2,25$. La température était généralement entre 23°C et 26°C , l'humidité relative entre 15% et 30%, la puissance radiative de 170 W/m^2 et la vitesse du vent de 25 km/h. Les barres d'erreur représentent l'incertitude des instruments de mesure.

4.1.6 Effet de la hauteur des murs de fosse

L'effet de la hauteur des murs de fosse sur l'évaporation a été évalué au moyen d'un baril rempli d'eau à diverses hauteurs avec un vent en son sommet de 33 km/h (section 3.3.1). L'évaporation était mesurée chaque semaine en normalisant la différence de hauteur d'eau dans le baril en fonction de la température (en incluant la pression de vapeur d'eau) et de l'humidité relative afin de ne prendre en considération que l'impact des murs de fosse sur l'évaporation.

Les conditions climatiques lors de ces essais étaient relativement stables avec une température comprise entre 22°C et 25°C et une humidité relative entre 45% et 70%, soient des conditions sensiblement similaires aux essais dans le modèle physique de fosse. Chaque test a été réalisé une fois pour 8 profondeurs d'eau différentes comprises entre 0 cm et 84 cm. L'évaporation mesurée et normalisée diminuait linéairement avec l'augmentation de la profondeur, en passant de 10,5 mm/j/kPa pour une profondeur de 0 cm à 4,6 mm/j/kPa pour une profondeur de 84 cm. Les murs de fosse devraient donc contribuer à réduire l'évaporation dans un lac de fosse, ce qui confirme ce qui a pu être observé sur le terrain (McJannet et al., 2017).

Une régression linéaire entre l'évaporation normalisée et la profondeur du niveau d'eau dans le baril a permis d'obtenir l'équation d'une droite. Cette équation a été comparée à l'équation d'évaporation en supposant que l'influence de la radiation solaire était négligeable afin d'obtenir une valeur de $b = 1,39$. Cette valeur était comparable à celle des constantes a et c , ce qui indique que les murs de fosse peuvent avoir un impact significatif sur l'évaporation d'un lac de fosse, selon ses conditions morphologiques et hydrologiques. Il n'existe cependant pas de base de comparaison permettant de comparer cette valeur avec la littérature.

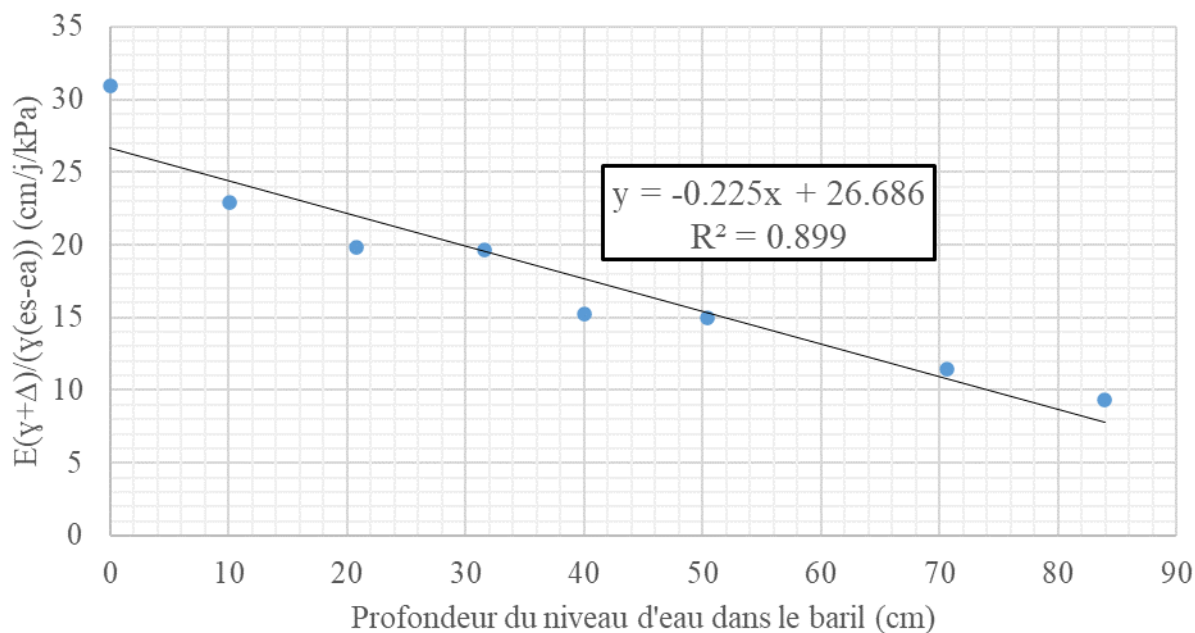


Figure 4-11 Évaporation normalisée en fonction la température et humidité relative pour différentes élévations du niveau d'eau dans un baril de 56,5 cm de diamètre.

4.1.7 L'effet de la salinité

L'effet de la salinité des eaux sur l'évaporation a été caractérisé au moyen de 6 béciers identiques avec chacun des concentrations en chlorure de sodium différentes. Ces béciers étaient placés au même endroit du laboratoire afin de contrôler la variabilité des conditions climatiques.

Durant les essais la température était comprise entre 22°C et 25°C et l'humidité relative entre 45% et 60%, soient des conditions sensiblement similaires aux essais dans le modèle physique de fosse. Cet essai a été répété 4 fois et sur une semaine complète. Les résultats similaires indiquent que l'évaporation diminuait linéairement avec l'augmentation de la salinité avec un bon coefficient de détermination (R^2) compris entre 0,736 et 0,881 (Figure 4-12). La constante d de l'équation d'évaporation proposée (équation 4.1) a été déterminée comme la moyenne des coefficients directeurs de chaque courbe de tendance avec ainsi $d = 0,002$.

À partir de ces résultats, et sachant que les lacs de fosse les plus contaminés présentent une salinité d'environ 6 g/L (Geller et al., 2012) on en déduit que l'influence de la salinité est négligeable sur l'évaporation et ne représente qu'une diminution maximale de 1%. Ces résultats confirment ainsi les conclusions d'une étude récente sur le terrain (McJannet et al., 2019).

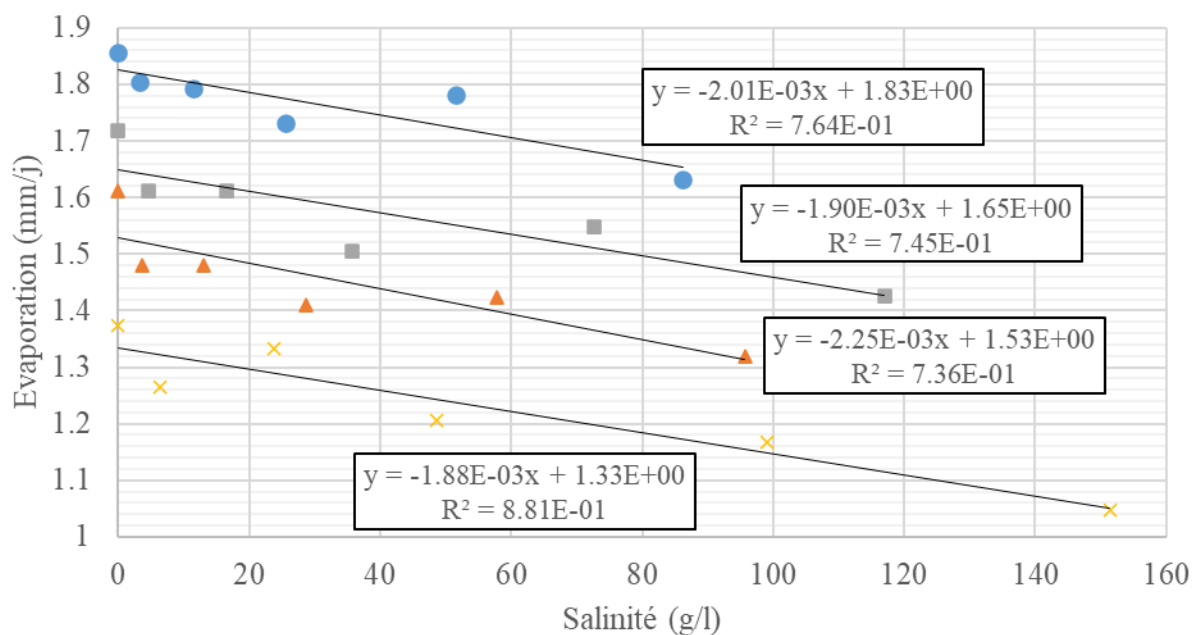


Figure 4-12 : Évaporation dans des béciers 7 cm de diamètre et 8,5 cm de hauteur en fonction de la salinité de l'eau.

4.1.8 Validation de l'équation d'évaporation

Les résultats de laboratoire ont permis de calibrer une équation d'évaporation valable (théoriquement; voir aussi Discussion au chapitre 6) pour n'importe quel lac de fosse à échelle réelle (équation 4.2) et peut s'écrire :

$$E = A_{lac} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot C_{sh}(R_{ns} - R_{nl}) + \gamma(e_s - e_a) \left(U \left(3,19 + 1,39 \cdot \frac{h}{F} \right) + 2,25 \right)}{\Delta + \gamma} \right) \cdot (1 - 0,002 \cdot S) \quad (4.2)$$

Avec,

E : taux d'évaporation du lac de fosse [$L^3 \cdot T^{-1}$]

A_{lac} : aire du lac de fosse [L^2]

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

γ : constante psychométrique [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2} \cdot ^\circ C$]

R_{ns} : radiation solaire nette des courtes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]

R_{nl} : radiation solaire des grandes longueurs d'onde [$M \cdot T^{-3}$]

C_{sh} : le coefficient de l'ombre projetée moyen des murs de fosse sur la surface du lac [-]

e_s : pression de vapeur saturante [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

e_a : pression de vapeur réelle [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$]

U : vitesse du vent au niveau du sol en m/s [$L \cdot T^{-1}$]

h : hauteur des murs de fosse [L]

F : fetch [L]

Cette équation a été utilisée sur les données d'observation d'une étude portant sur l'évaporation du lac de fosse de la mine Mt Goldsworthy en Australie (McJannet et al., 2017). Le site était à une latitude de $-20,35^\circ$ avec un lac de fosse de 900 m (L) x 300 m (l) x 70 (h). Le coefficient d'ombre projetée (section 3.4.1.3) était supposé constant et égal à 0,857. Les variables climatiques ont été évaluées au premier de chaque mois entre juin 2015 et mai 2016. La température moyenne sur le site était de $28,8^\circ C$ avec un maximum et un minimum enregistré de $48,5^\circ C$ et $12,8^\circ C$. L'humidité relative variait généralement entre 30% et 70%. La vitesse moyenne du vent était de 2,8 m/s avec

un maximum enregistré à 24,9 m/s. La radiation solaire était supérieure à 260 W/m^2 lorsque le ciel était dégagé. Ainsi, les valeurs moyennes étaient proches de celles utilisées dans le modèle de laboratoire, mais l'amplitude de variation des variables climatiques était bien plus élevée sur le terrain.

L'évaporation sur le site variait de 1,8 mm/jour à 13 mm/jour et les valeurs produites par l'équation d'évaporation étaient en moyenne 33,2% supérieure à celles observées avec un maximum de 82,1% en août 2015 (Figure 4-13). L'équation d'évaporation (équation 4.2) aurait tendance à surestimer l'évaporation à échelle réelle tout en conservant un bon suivi comportemental, c'est-à-dire que lorsque les conditions climatiques favorisent l'évaporation, l'équation d'évaporation suivait l'augmentation observée sur le terrain à un décalage près. Par conséquent, un facteur d'échelle pourrait être appliqué afin de corriger l'écart observé et ainsi prédire précisément l'évaporation de ce lac de fosse, ce facteur n'a pas été considéré dans la suite de cette étude.

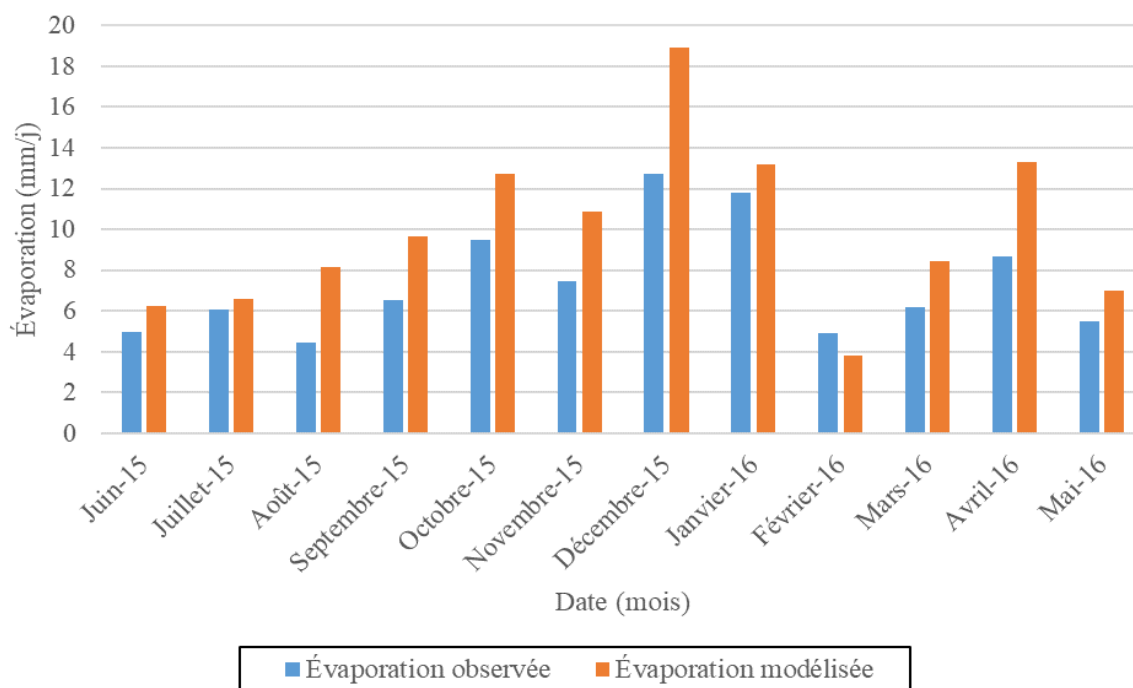


Figure 4-13 : Comparaison entre l'évaporation observée sur le lac de fosse de la mine Mt Goldsworthy (McJanet et al., 2017) et l'évaporation modélisée par l'équation proposée dans cette étude (équation 4.2) entre juin 2015 et mai 2016.

4.2 Caractérisation de l'écoulement des eaux souterraines

4.2.1 Essais de dilution

L'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse du modèle laboratoire a été caractérisé au moyen d'essais de traçage (section 3.2). La diminution de la conductivité électrique du lac au cours du temps était observée à travers trois gradients hydrauliques constants (0,03, 0,05 et 0,08).

La conductivité électrique diminuait avec le temps selon une exponentielle décroissante, comme attendu (section 3.3.2) (Figure 4-14). Cette décroissance était d'autant plus rapide que le gradient hydraulique était élevé. Par exemple durant les 6 premières heures de ces essais, la conductivité électrique avait diminué de 19,4 mS/cm à 6,6 mS/cm avec gradient de 0,08 contre une diminution de 24,5 mS/cm à 19,4 mS/cm avec un gradient de 0,03. Une régression exponentielle a été utilisée sur les résultats de chaque essai pour déterminer les équations des courbes de diminution de la conductivité électrique en fonction du temps. Le coefficient de détermination (R^2) était généralement très élevé et toujours supérieur à 0,985 pour les trois essais, mais semblait diminuer à mesure que le gradient hydraulique était plus faible. Le débit des eaux souterraines entrant et sortant du lac a été déterminé en comparant les précédentes équations à la diminution théorique de la conductivité électrique suivant une équation de dilution (équation 3.1) en connaissant le volume du lac.

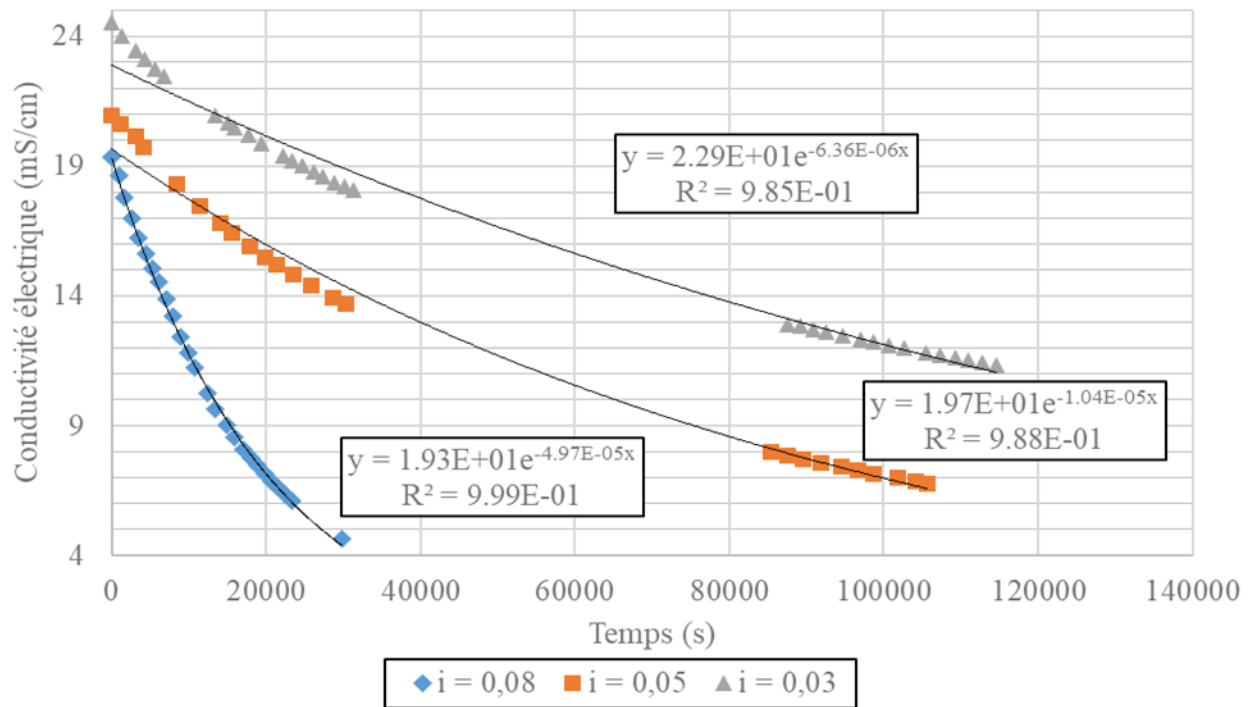


Figure 4-14 Évolution de la conductivité électrique du lac à l'échelle du laboratoire au cours du temps lors d'un essai de traçage suivant trois gradients hydrauliques constants (i) et une hauteur d'eau en amont du lac de 68 cm par rapport à la base du modèle de laboratoire.

Ces essais ont ensuite été reproduits sur le logiciel Seep 3D afin de déterminer cette fois-ci numériquement l'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse. La géométrie (section 3.2), les propriétés des matériaux (section 3.1) et niveaux d'eau (section 3.3.2) simulés étaient identiques à celui du modèle de laboratoire. Les débits calculés par Seep 3D en régime permanent ont été comparés avec ceux déterminés au moyen du modèle de laboratoire. Les débits mesurés et simulés étaient de l'ordre de 10^{-8} m³/s et 10^{-7} m³/s (Tableau 4-1). La corrélation entre les résultats expérimentaux et numériques était très bonne, car l'écart entre ces deux était bien inférieur à un demi-ordre de grandeur, ce qui permettait de valider l'utilisation de Seep 3D pour décrire l'écoulement des eaux souterraines dans un lac de fosse en régime permanent.

Tableau 4-1 Comparaison du débit des eaux souterraines mesuré indirectement à l'échelle du laboratoire et le débit simulé sur Seep 3D suivant plusieurs gradients hydrauliques.

Gradient hydraulique	Débit expérimental (m^3/s)	Débit Seep3D (m^3/s)
0,08	2,44 E-07	1,74 E-07
0,05	9,89 E-08	1,13 E-07
0,03	6,67 E-08	6,71 E-08

4.2.2 Validation de la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines

La méthodologie précédemment utilisée pour décrire l'écoulement des eaux souterraines dans un lac de fosse a été appliquée aux données d'observation d'une étude portant sur le bilan hydrique du lac (de fosse) Stockton en Australie (Carlino & McCullough, 2019). D'après l'étude, le lac de fosse pouvait être simulé par un cylindre de rayon 214 m et d'une profondeur moyenne comprise entre 5 et 15 m (Figure 4-15). Le roc fracturé pouvait quant à lui être modélisé par un premier matériau d'une profondeur de 30 m avec une conductivité hydraulique horizontale et verticale de 0,6 m/j et 0,01 m/j, respectivement. Un second matériau, en dessous, était modélisé avec une conductivité hydraulique horizontale et verticale de 2 m/j et 0,001 m/j, respectivement. Cette modélisation a été reproduite sur SEEP 3D afin de comparer les débits des eaux souterraines simulés avec le logiciel à ceux obtenus par cette étude. Le débit des eaux souterraines entrant et sortant simulés avec SEEP 3D était entre 66,8 et 120,9 m^3/j alors que l'étude donnait une valeur entre 20 et 100 m^3/j pour au final retenir une valeur de 65 m^3/j . Les ordres de grandeur obtenus étaient similaires, ce qui renforce le choix de la méthodologie visant à utiliser SEEP 3D pour décrire l'écoulement des eaux souterraines dans un lac de fosse à échelle réelle.

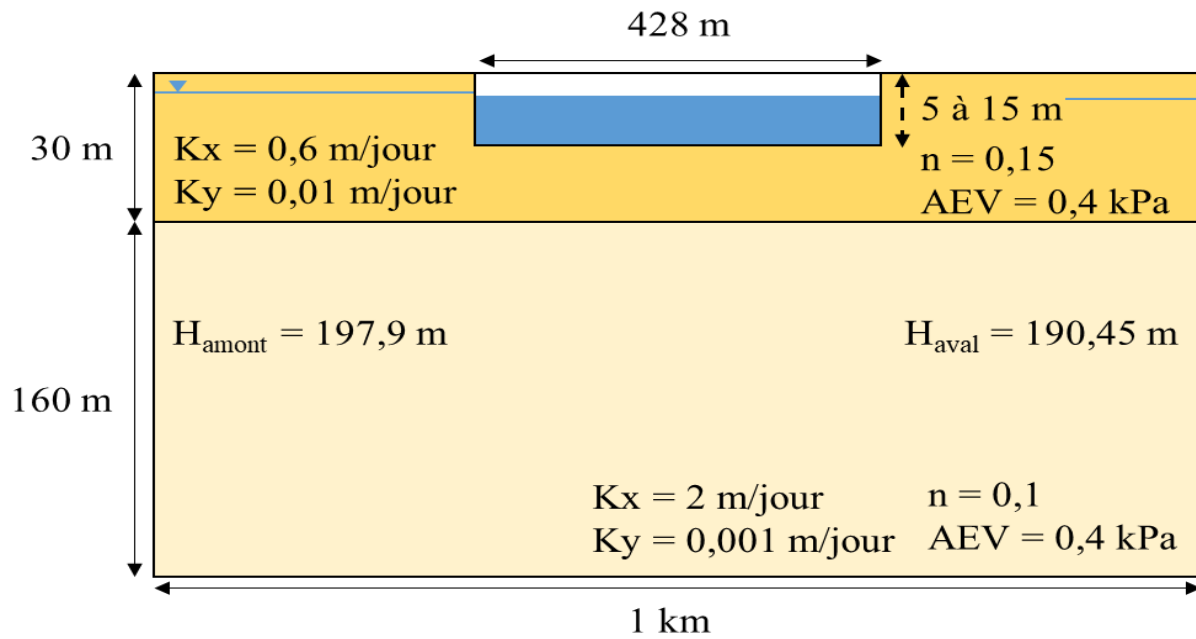


Figure 4-15 : Coupe transversale schématisant la modélisation du lac Stockton décrit dans l'étude de (Carlino & McCullough, 2019).

CHAPITRE 5 SIMULATIONS NUMÉRIQUES DE L'IMPACT DES CC SUR LE BILAN HYDRIQUE ET LA QUALITÉ DE L'EAU D'UN LAC DE FOSSE ET PARAMÈTRES D'INFLUENCE

Des simulations numériques ont été réalisées au moyen des logiciels Goldsim (GoldSim Technology Group LLC) et Seep 3D (Geoslope Int.) afin d'étudier les effets des conditions climatiques sur l'évolution du bilan hydrique et de la qualité de l'eau dans un lac de fosse à grande échelle. Ces simulations ont été calibrées au moyen des résultats expérimentaux présentés au chapitre 4. L'approche méthodologique pour la mise à l'échelle a été décrite au chapitre 3 (section 3.4).

5.1 Cas de référence

5.1.1 Caractéristiques de la fosse simulée

Le cas de référence était constitué d'un lac de fosse se présentant sous la forme d'un cône tronqué inversé dont le rayon inférieur était de 125 m, le rayon supérieur de 250 m et la hauteur de 125 m (Figure 5-1). Les bancs n'ont pas été simulés, mais étaient représentés par une pente globale de 45 degrés. Le bassin versant autour du lac de fosse avait une surface de 50 hectares et un coefficient de ruissellement de 0,3. Cette fosse de référence était supposée être située en Abitibi au Québec à une altitude de 290 m et construite dans un roc fracturé dont la conductivité hydraulique saturée équivalente était estimée à $5 \cdot 10^{-7}$ m/s et la porosité à 0,1 (valeurs typiques pour la géologie de la région, BAPE, 2014). Le roc fracturé a été simplifié par rapport aux conditions réelles de terrain et a été supposé homogène, isotrope et l'effet de la zone endommagée (section 2.3.3) a été négligé. La profondeur relative de la fosse était de 25%, ce qui correspondait à la morphologie moyenne des fosses de cette région (section 2.1.2). L'exploitation de la fosse était supposée terminée depuis 1950 et le niveau de la nappe phréatique revenu à son niveau avant exploitation, soit 110 m au-

dessus du fond de la fosse. Cette situation ne correspondait pas à un état d'équilibre et le niveau du lac était donc amené à évoluer rapidement après le début des simulations. La nappe phréatique régionale était supposée sans gradient hydraulique significatif avec une variabilité annuelle entre 108 m en avril (avant la fonte des neiges) et 112 m en octobre (section 3.4.3.1). La fosse était uniquement remblayée avec une fine couche de résidus miniers réactifs et seul le fond du lac de fosse était supposé générateur de DMA (oxydation directe uniquement; section 2.2.1) avec un coefficient de réactivité $K_r = 80 \text{ jours}^{-1}$ (zone rouge dans la Figure 5-1). La réactivité des murs de fosse (Gammons & Duaine, 2006) n'a pas été simulée. En effet, la limnologie du lac de fosse n'a pas pu être précisément modélisée à cause des limitations numériques, ce qui a mené à certaines simplifications dans la modélisation du transport de l'oxygène (section 3.4.3.2., voir aussi Discussion au chapitre 6). Le lac de fosse était ainsi divisé en deux strates : l'épilimnion et l'hypolimnion. L'épilimnion était défini par des relations statistiques (Hanna, 1990) avec une profondeur constante de 5 m sous la surface du lac et une température égale à celle de l'air. L'eau de cette strate avait une température de gel de 0°C et un albédo de 0,03. La concentration en oxygène dissous dans cette strate était fonction de la température et établie à partir de la littérature (Tableau 3-7). L'hypolimnion, situé en dessous de l'épilimnion, avait une température supposée constante de 4°C. L'eau du lac de fosse était initialement pure (conductivité électrique égale à 0 mS/cm) avec un pH de 7 et une concentration en oxygène dissous nulle. La concentration en oxygène dissous dans l'eau souterraine était inférieure à celle en surface et a été supposée constante et égale 2 mg/L (Bonte et al., 2017; Luoma et al., 2015). De plus, la part de l'écoulement des eaux souterraines qui traversait effectivement la zone réactive a été définie avec le logiciel Seep 3D et supposée constante et égale à 13,5%. La diffusivité du fer, de l'hydrogène, de l'oxygène et des sulfates et la limite de solubilité du fer ont été établies à partir de la littérature (section 3.4.3.2).

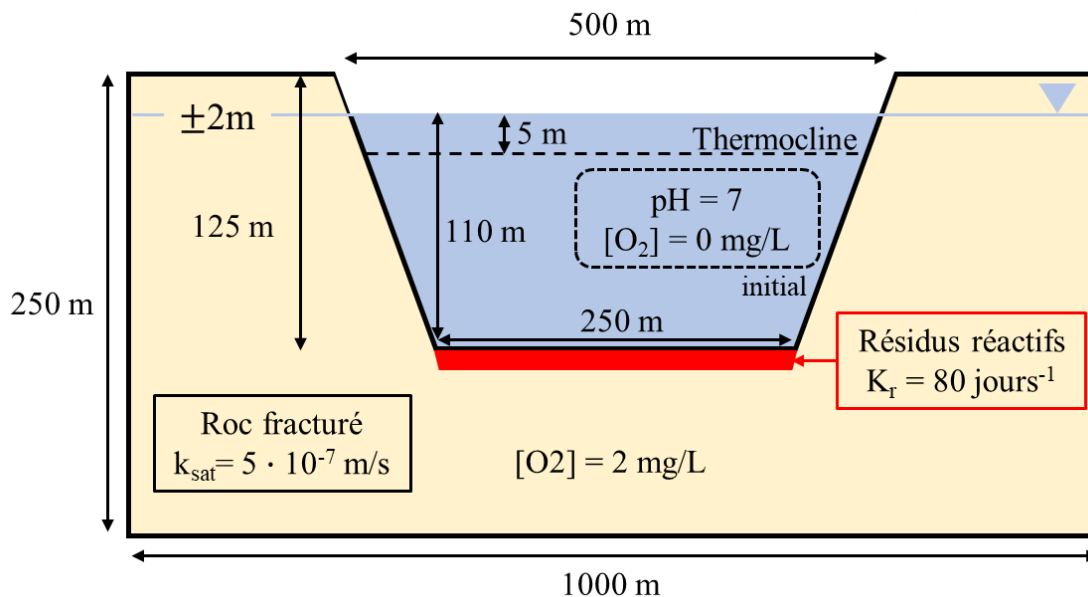


Figure 5-1 : Coupe 2D du cas de référence simulé.

5.1.2 Contexte climatique du cas de référence

Les variables climatiques simulées étaient fournies par le CCCma pour le modèle climatique CanRCM4 et inscrivait le cas de référence dans un climat continental humide et subarctique. La simulation climatique choisie était basée sur le scénario d'émission RCP 4.5. Les données climatiques extraites étaient les valeurs journalières moyennes des précipitations, température, vitesse du vent au sol, humidité relative, radiation solaire et masse du manteau neigeux entre le 1^{er} janvier 1950 et le 31 décembre 2100.

Historiquement, entre 1950 et 2010, les précipitations annuelles moyennes étaient autour de 770 mm/an, la température de l'air autour de 4°C, la vitesse du vent au sol de 3,7 m/s, la radiation solaire au sol de 154 W/m², et la masse surfacique du manteau neigeux de 33 kg/m². L'humidité relative journalière supérieure à 85% s'expliquait par la faible température de l'air et la fréquence des pluies qui était d'environ 213 jours/an. Les précipitations et températures maximales enregistrées lors de cette période étaient respectivement de 134,8 mm/j et 33°C. Les précipitations

annuelles moyennes (+2,5%) et les températures (+0,8°C) ont augmenté progressivement pour la période 1950-2010. Cette augmentation des températures a notamment entraîné une réduction du manteau neigeux dont la masse surfacique a diminué de 10% sur cette même période, passant de 34,6 kg/m² à 31,4 kg/m². Les autres variables climatiques quant à elles (humidité relative, vitesse du vent et radiation solaire) ne présentaient pas de changements significatifs pour la période 1950-2010.

Cette tendance à la hausse des précipitations annuelles moyennes et des températures devrait se poursuivre jusqu'en 2100, d'après les projections climatiques. Entre 2070 et 2100, les précipitations annuelles devraient être de 986,2 mm/an, soit une augmentation de près de 27% sur 100 ans et une augmentation de 39 jours de pluie par an. La température moyenne de l'air devrait être de 8,4°C sur cette même période, soit une augmentation de 4°C en 100 ans ce qui devrait entraîner une forte diminution de la masse surfacique du manteau neigeux de 31,4 kg/m² en 1980-2010 à 13,3 kg/m² en 2070-2100. Le temps d'enneigement devrait également diminuer de 168 à 120 jours par an. La vitesse du vent (+1,9%), l'humidité relative (+0,9%) et la radiation solaire (+1,2%) devraient montrer des tendances légèrement croissantes sur 100 ans. L'écart type, et donc la variabilité, des précipitations (+24,1%), de la radiation solaire (+3,5%) et de la vitesse du vent (+0,6%) devraient également augmenter d'ici 2070-2100 alors que la masse du manteau neigeux (-47,5%), la température (-6,6%) et l'humidité relative (-6,3%) devraient diminuer sur cette même période.

La fréquence et l'intensité des événements extrêmes se sont accrues depuis 1950 et devraient continuer à augmenter dans les années à venir. L'intensité et le nombre de jours de fortes précipitations (≥ 40 mm/j) sur une période de 30 ans devraient augmenter de 134,8 mm/j à 174,1 mm/j et de 56 à 80 jours entre 1980-2010 et 2070-2100. De même, le nombre de jours par année où la température de l'air dépasse 30°C devrait augmenter de 8 à 68 jours sur 100 ans. La température maximale en Abitibi devrait, toujours selon la simulation climatique choisie, décrire une croissance plus modérée avec une augmentation d'un peu plus de 1°C sur 100 ans. L'humidité relative minimale devrait augmenter pour atteindre un maximum de 45,4% durant 2040-2070 contre 35,8% pour la période 1980-2010. La vitesse du vent, la radiation solaire et la masse surfacique du manteau neigeux ne devraient pas montrer de tendance particulière dans le cas

d'évènements extrêmes (mesures passées et projections comprises). Cependant, le caractère rare et probabiliste de ce type d'évènement pourrait masquer certaines tendances quant à l'évolution de leur intensité. Par exemple, l'apparition d'un évènement centennal (p.ex. précipitations extrêmes, tempêtes, vagues de chaleur ou de froid) pourrait augmenter significativement la valeur moyenne des évènements extrêmes sur la période considérée et la tendance observée pourrait alors être biaisée à cause du faible échantillon.

Les conditions climatiques du cas de référence sont résumées dans le Tableau 5-1 et l'évolution de chaque variable climatique est détaillée à l'annexe J.

Le cas de référence a donc évolué d'un climat subarctique (1950-2010) vers un climat continental (2070-2100) de plus en plus humide et chaud avec des précipitations de plus en plus fortes. Les données climatiques utilisées pour le cas de référence montraient des tendances et des ordres de grandeur similaires à celles décrites par Bussière et al., (2017) avec quelques différences du fait de l'ensemble de simulations climatiques choisies. Par exemple, l'augmentation de la température était ici de 4°C entre les périodes 1980-2010 et 2070-2100, contre 3,6°C pour Bussière et al., (2017). L'augmentation des précipitations annuelles moyennes simulées dans la présente étude était de 27% entre les mêmes périodes, contre 10,7% dans le rapport. Ces différences restaient néanmoins comprises dans l'intervalle d'incertitude énoncé par le rapport.

Tableau 5-1 : Évolution de la moyenne et de l'écart type des variables climatiques du cas de référence et des précipitations (≥ 40 mm/j), température ($\geq 30^\circ\text{C}$) et vitesse du vent (≥ 8 m/s) extrêmes (fréquences et maximums). Ces variables climatiques ont été obtenues au moyen du modèle climatique CanRCM4 mis à l'échelle avec le modèle climatique global CanESM2 et basé sur un scénario d'émission RCP 4.5.

	Période	Moyenne	Écart type	Évènements extrêmes		
				Fréquence		Extremum ¹
Précipitations	1950 à 1980	758,6 mm/an (56,7% du temps)	5,9 mm/j	Seuil ² 40 mm/j	42 jours	125,7 mm/j
	1980 à 2010	777,2 mm/an (60.1% du temps)	6,2 mm/j		56 jours	134,8 mm/j
	2010 à 2040	820,8 mm/an (63,4% du temps)	6,1 mm/j		47 jours	121,6 mm/j
	2040 à 2070	892,1 mm/an (67,7% du temps)	6,6 mm/j		58 jours	167,1 mm/j

	Période	Moyenne	Écart type	Évènements extrêmes		
				Fréquence		Extremum ¹
Précipitations	2070 à 2100	986,2 mm/an (69,1% du temps)	7,7 mm/j	Seuil ² 40 mm/j	80 jours	174,1 mm/j
Température de l'air	1950 à 1980	3,65°C	12,3°C	Seuil ² 30°C	2 jours	30,57°C
	1980 à 2010	4,40°C	12,1°C		8 jours	33,01°C
	2010 à 2040	5,85°C	11,9°C		23 jours	34,36°C
	2040 à 2070	7,65°C	11,2°C		46 jours	34,25°C
	2070 à 2100	8,35°C	11,3°C		68 jours	34,16°C
Vitesse du vent au sol	1950 à 1980	3,72 m/s	1,55 m/s	Seuil ² 8 m/s	66 jours	10,09 m/s
	1980 à 2010	3,76 m/s	1,59 m/s		101 jours	11,45 m/s
	2010 à 2040	3,75 m/s	1,56 m/s		72 jours	11,70 m/s

				Évènements extrêmes		
	Période	Moyenne	Écart type	Fréquence		Extremum¹
Vitesse du vent au sol	2040 à 2070	3,83 m/s	1,59 m/s	Seuil ² 8 m/s	95 jours	11,03 m/s
	2070 à 2100	3,83 m/s	1,6 m/s		109 jours	10,35 m/s
Humidité relative	1950 à 1980	85,20%	11,3%			34,49%
	1980 à 2010	85,34%	11,2%			35,78%
	2010 à 2040	85,39%	11,0%			36,60%
	2040 à 2070	86,04%	10,6%			45,38%
	2070 à 2100	86,21%	10,5%			41,37%
Radiation solaire à la surface du sol	1950 à 1980	153,6 W/m ²	100,8 W/m ²			378,5 W/m ²
	1980 à 2010	153,6 W/m ²	100,6 W/m ²			377,2 W/m ²
	2010 à 2040	155,4 W/m ²	103,2 W/m ²			377,0 W/m ²

	Période	Moyenne	Écart type	Évènements extrêmes	
				Fréquence	Extremum ¹
Radiation solaire à la surface du sol	2040 à 2070	155,5 W/m ²	105,2 W/m ²		379,5 W/m ²
	2070 à 2100	155,5 W/m ²	104,1 W/m ²		375,1 W/m ²
Masse du manteau neigeux	1950 à 1980	34,58 kg/m ² (175 jours/an)	52,3 kg/m ²		214 kg/m ²
	1980 à 2010	31,4 kg/m ² (168 jours/an)	50,3 kg/m ²		278,6 kg/m ²
	2010 à 2040	24,6 kg/m ² (148 jours/an)	42,1 kg/m ²		207,1 kg/m ²
	2040 à 2070	14,0 kg/m ² (129 jours/an)	27,9 kg/m ²		211,7 kg/m ²
	2070 à 2100	13,3 kg/m ² (120 jours par an)	26,4 kg/m ²		139,8 kg/m ²

- 1- Maximum de la variable climatique à l'exception de l'humidité relative où le minimum a été considéré.
- 2- Le seuil de 30°C pour la température correspond à une vague de chaleur extrême pour le Québec. Celui de 40 mm/j correspond à des précipitations « intense », mais devrait aussi tenir compte la morphologie et la topographie du bassin versant qui n'ont pas été simulées dans cette étude. Le seuil de 11 m/s, pour un vent « fort » à 2 m d'altitude, a été abaissé arbitrairement à 8 m/s pour la vitesse du vent au sol afin de tenir compte du cisaillement vertical du vent (Eve Christian, 2002; Météo France, 2021; Poitras, 2019).

5.1.3 Évolution du bilan hydrique du lac de fosse

L'évolution simulée de la hauteur du lac de fosse entre 1950 et 2100 pouvait se décomposer en trois phases (Figure 5-2). La première phase (1950-1970) correspondait à une augmentation du niveau d'eau dans la fosse de 110 m à presque 116 m (au-dessus du fond de la fosse). En effet, la hauteur initiale du lac était fixée arbitrairement au même niveau que la nappe phréatique (i.e. 110 m depuis le fond de la fosse; section 3.4.1). Or, ce niveau d'eau ne correspondait pas nécessairement à l'équilibre hydrique dans le lac de fosse qui était contrôlé par le bilan hydrique. Une fois cet état d'équilibre atteint, le niveau du lac de fosse devrait être relativement stable et osciller entre 115 m et 117 m (phase 2, 1970-2035). Enfin, la troisième phase (2035-2100) correspondait à une augmentation de la variabilité du niveau du lac où le niveau moyen restait relativement similaire à la précédente phase avec une légère augmentation. Malgré une tendance générale à l'augmentation, le niveau du lac de fosse pouvait, à certains moments (comme en 2070-2080) être plus bas que durant la phase 2. Cette diminution, ponctuelle du niveau du lac, pouvait s'expliquer par une augmentation de la variabilité des précipitations à moyen terme (20-30 ans) (Tableau 5-1). En effet, le taux moyen des précipitations directes devrait être de 536 m³/j pour la période 2035-2050, puis diminuer à 501 m³/j en 2050-2080 et augmenter à nouveau jusqu'à 576 m³/j en 2080-2100, ce qui explique que le niveau du lac de fosse devrait varier entre 114,5 m (2050-2080) et 118 m (2080-2100).

Le bilan hydrique dans le cas de référence devrait être globalement positif sur l'ensemble de la période simulée, ce qui indique que les CC devraient entraîner une augmentation du niveau du lac entre 1950 et 2100. Il est cependant recommandé de caractériser l'évolution du bilan hydrique au-delà de 2100 afin de confirmer si cette tendance se poursuivra.

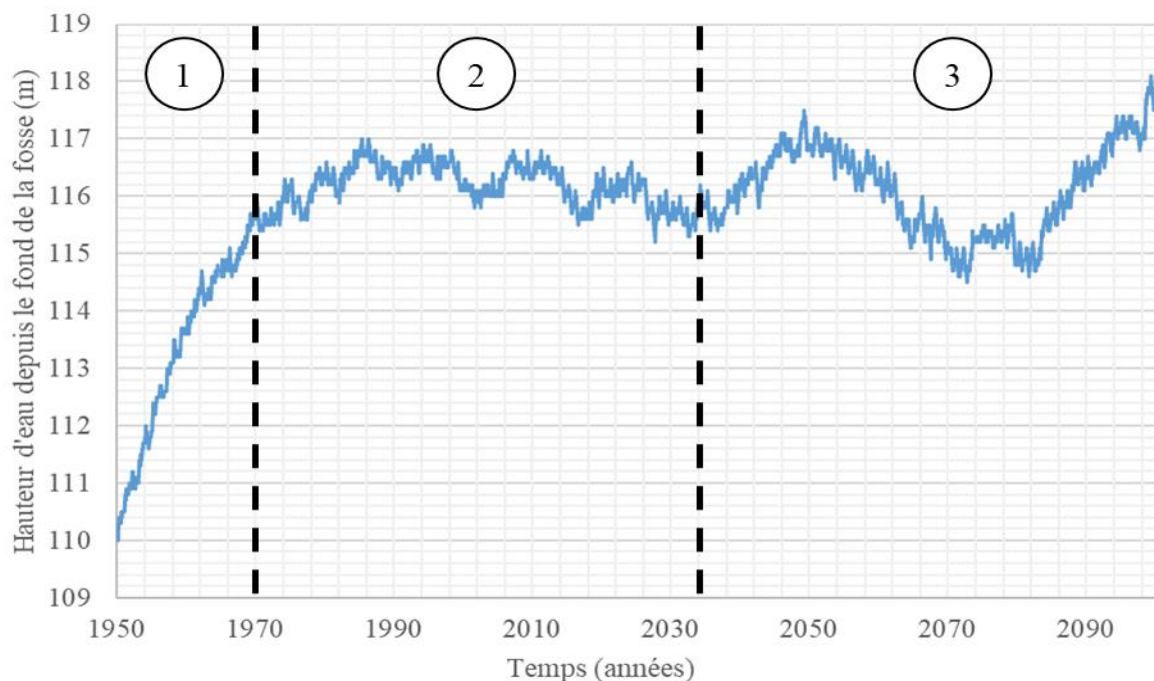


Figure 5-2 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour le cas de référence à travers trois périodes 1 : 1950-1970, 2 : 1970-2035 et 3 : 2035-2100. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

Les précipitations et l'évaporation étaient les composantes majeures du bilan hydrique et représentaient chacune près d'un tiers des volumes d'eau échangés sur l'ensemble des périodes simulées (Figure 5-3). L'écoulement des eaux souterraines et le ruissellement constituaient l'autre tiers du bilan hydrique. L'évolution de chaque composante du bilan hydrique est détaillée à l'annexe K.

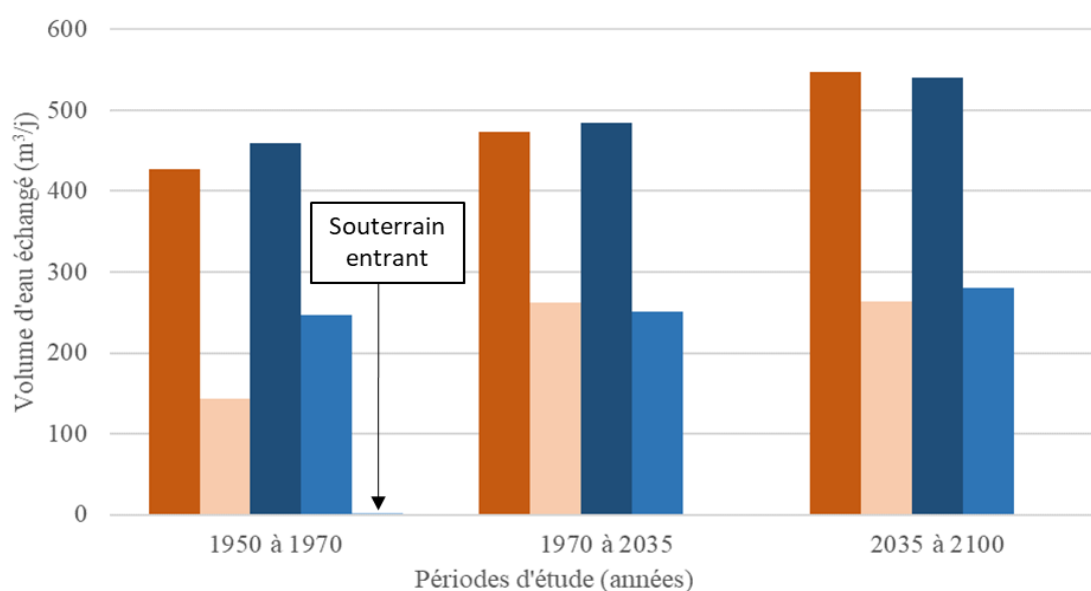
Entre 1950 et 1970 (phase 1), les composantes entrantes du bilan hydrique (précipitations, ruissellement et écoulement des eaux souterraines entrant) représentaient 55,4% des volumes d'eau échangés avec le lac de fosse, ce qui expliquait l'augmentation rapide du niveau du lac pendant cette période (Figure 5-2). L'écoulement des eaux souterraines entrant ne représentait cependant que 0,2% du bilan hydrique soit un débit moyen de $2,3 \text{ m}^3/\text{j}$. Au contraire, les précipitations et le ruissellement représentaient 35,9% et 19,3% du bilan hydrique soit un taux moyen de $458 \text{ m}^3/\text{j}$ et

247,1 m³/j (Figure 5-3) en 1950-1970. Les composantes sortantes du bilan hydrique, c'est-à-dire l'évaporation et l'écoulement des eaux souterraines sortant représentaient 33,4% et 11,2% du bilan hydrique à cette période soit un apport moyen de 427,1 m³/j et 143,2 m³/j. Durant cette période, la fonte des neiges représentait 19,6% des précipitations, soit 10,8% des apports en eau dans la fosse, ce qui la rendait non négligeable dans le bilan hydrique.

Entre 1970 et 2035 (phase 2), le bilan hydrique devrait être proche de l'équilibre et les composantes entrantes ne devraient plus représenter que 50,1% des volumes d'eau échangés, ce qui explique la stabilisation du niveau du lac entre 115 m et 117 m (Figure 5-2). L'écoulement des eaux souterraines entrantes devrait devenir négligeable suite à l'augmentation du niveau d'eau lors de la première phase (1950-1970). Ces résultats indiquent ainsi que le lac de fosse devrait progressivement devenir un *terminal sink* uniquement de type source (section 2.3.4). La part des précipitations (33,0%) et du ruissellement (17,1%) dans le bilan hydrique devrait diminuer au profit de l'évaporation (32,1%) et surtout de l'écoulement des eaux souterraines sortant (17,8%). Cependant, la moyenne des apports en eau échangés par chaque composante du bilan hydrique devrait augmenter par rapport à la précédente phase et être de 485,1 m³/j (précipitations), 251,7 m³/j (ruissellement), 473 m³/j (évaporation) et 262 m³/j (écoulement des eaux souterraines sortant) en 1970-2035 (Figure 5-3). Durant cette période, la fonte des neiges ne devrait plus représenter que 18,5% des précipitations en raison de l'augmentation des températures (Tableau 5-1). Le niveau du lac devrait cependant rester relativement stable jusqu'en 2035, ce qui indique que les CC ne devraient pas entraîner de changements significatifs sur le bilan hydrique du lac de fosse à court terme.

Entre 2035 et 2100 (phase 3), l'ensemble des composantes du bilan hydrique tendaient à augmenter et représentaient de nouveau, 50,3% des volumes d'eau échangés, ce qui expliquait l'augmentation lente du niveau moyen du lac de fosse. La part occupée par l'écoulement des eaux souterraines (16,1%) dans le bilan hydrique devrait diminuer au profit de l'évaporation (33,5%), des précipitations (33,1%) et du ruissellement (17,2%). La moyenne des apports en eau des composantes du bilan hydrique devrait continuer de croître. L'évaporation devrait augmenter de 15,8% par rapport à la précédente phase (1970-2035) pour atteindre un taux moyen de 547,7 m³/j en 2035-2100 et devenir la composante dominante du bilan hydrique (Figure 5-3). À l'inverse, les

précipitations, qui étaient la composante dominante de la seconde phase (1970-2035) devraient voir leur taux moyen augmenter seulement de 11,5% pour atteindre 540,8 m³/j. Ces résultats indiquent que les CC devraient impacter davantage l'évaporation que les précipitations en 2035-2100. Cependant, l'augmentation du taux moyen de ruissellement de 251,7 m³/j à 280,8 m³/j (+11,6%) et la stagnation du débit des eaux souterraines sortant autour de 263,2 m³/j (+0,5%) permettaient d'expliquer que le bilan hydrique était globalement positif, ce qui devrait entraîner l'augmentation du niveau du lac. Durant cette période, la contribution de la neige devrait fortement diminuer jusqu'à ne plus représenter que 12,1% des précipitations, conséquence directe de l'augmentation des températures de 4°C sur 100 ans.



Écart type (m ³ /j)					
	Évaporation	Précipitations	Ruissellement	Souterrain entrant	Souterrain sortant
1950 à 1970	484,6	1118,1	601,5	9,3	83,9
1970 à 2035	537,5	1196,9	621,2	0,0	63,2
2035 à 2100	579,0	1339,4	696,2	0,0	70,8

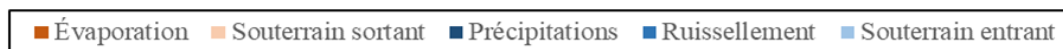


Figure 5-3 : Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé et écart type pour chaque composante du bilan hydrique à travers trois périodes 1950-1970, 1970-2035 et 2035-2100.

5.1.4 Évolution de la qualité de l'eau

Le fond du lac de fosse était recouvert de résidus miniers réactifs dont l'oxydation était régie par la réaction d'oxydation directe de la pyrite (section 2.2.1). Le pH, les concentrations en fer et sulfates dissous étaient alors calculés selon la stœchiométrie de l'équation d'oxydation directe. Les apports en oxygène provenaient de la diffusion de l'oxygène de l'atmosphère à travers le recouvrement en eau dont la concentration en oxygène était initialement nulle. Le transport de l'oxygène s'effectuait aussi par advection de l'oxygène dissous dans l'eau souterraine. La méthodologie employée pour la modélisation de la qualité de l'eau est détaillée à la section 3.4.3.2.

De manière générale, la qualité de l'eau ne variait pas de manière significative au cours du temps, et ce malgré les CC. Une diminution du pH (de 7 à 6,97) et une augmentation de la concentration de fer (de 0 à 0,18 µg/L) et de sulfates (de 0 à 0,61 µg/L) dissous ont bien été observées entre 1950 et 1955, suivis d'une réaugmentation progressive et asymptotique de la qualité de l'eau au cours des années suivantes. Ces variations étaient cependant très faibles et satisfaisaient la réglementation locale en vigueur ($\text{pH} > 6$, $[\text{Fe}] < 3 \text{ mg/L}$; Directive 019 (MDDELCC, 2012)). Ces variations étaient aussi décorrélées des trois précédentes périodes d'étude (1950-1970, 1970-2035 et 2035-2100), ce qui implique que l'évolution du niveau du lac de fosse simulé n'avait pas d'impact direct sur la qualité de l'eau. En pratique, ces variations s'expliquaient par la variation de la contribution de l'eau souterraine entrante au bilan hydrique du lac de fosse (Figure 5-4 et 5-5). En effet, les résultats indiquaient que l'apport en oxygène dissous au fond de la fosse (où se trouvaient les résidus réactifs) provenait quasi exclusivement de l'écoulement des eaux souterraines et représentait au total 5003 g d'oxygène, soit un flux de 1 mol/an pour la période 1950-2100. La diffusion d'oxygène depuis la surface du lac était quant à elle négligeable ($< 1 \text{ g}$ sur la même période). Ainsi, à partir de 1955, l'oxydation des résidus miniers au fond du lac de fosse cessait suite à l'augmentation du niveau du lac et à la diminution significative de l'écoulement des eaux souterraines entrant (section 5.1.3). Ces résultats indiquaient donc que l'eau des précipitations et du ruissellement devrait participer à la dilution lente des contaminants et permettre à la qualité de l'eau du lac de fosse de tendre progressivement vers celle de l'eau d'entrée. Les CC ne devraient donc pas avoir d'influence significative sur l'évolution de la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence.

La concentration des contaminants dans le lac de fosse n'est pas le seul indicateur de performance compte tenu des volumes d'eau importants traversant la fosse, et la charge mensuelle rejetée de chaque contaminant devait être surveillée. Les quantités de fer et de sulfates rejetées devraient tendre à diminuer avec le temps sans être corrélées aux trois précédentes périodes d'étude (1950-1970, 1970-2035 et 2035-2100) (Figure 5-6). Cette charge était de 1,2 g/mois de fer et 2,1 g/mois de sulfates en 1974 et satisfaisaient les exigences de la directive 019 qui impose une charge mensuelle maximale de fer de 23,2 kg. De plus, les charges mensuelles devaient être de 0,6 g/mois de fer et 1 g/mois de sulfates à l'horizon 2100, soit bien plus faibles que la charge mensuelle maximale de fer de 28,8 kg. Cette diminution de la charge était principalement causée par la réduction des concentrations des contaminants dans le lac de fosse malgré un écoulement sortant qui devrait augmenter. L'augmentation de la charge maximale était, quant à elle, due à l'augmentation du débit moyen des eaux souterraines sortant de 257,5 m³/j (1974) à 319,5 m³/j (2100) à cause de l'augmentation du niveau moyen du lac fosse provoquée par les CC. La diffusion des contaminants à travers le roc fracturé autour du lac de fosse était négligeable et représentait moins de 0,4 g de fer et 1,9 g de sulfates sur 150 ans.

La qualité de l'eau et les charges mensuelles de contaminants rejetées devraient donc satisfaire en tout temps les exigences de la directive 019, ce qui montre l'efficacité du lac de fosse simulé à limiter l'oxydation des résidus miniers (dans les conditions simulées) et donc à prévenir la génération de DMA.

Pour les sections suivantes et afin d'alléger les discussions, seule l'évolution de la concentration de fer dissous est présentée et analysée. Les concentrations de fer restaient, en effet, très en deçà de sa limite de solubilité (section 2.2.4), et suivaient les mêmes tendances que les concentrations en sulfates. De plus, contrairement aux sulfates, le fer est un élément fréquemment réglementé dans les normes environnementales qui s'appliquent à l'industrie minière (Gas, 2017; MDDELCC, 2012).

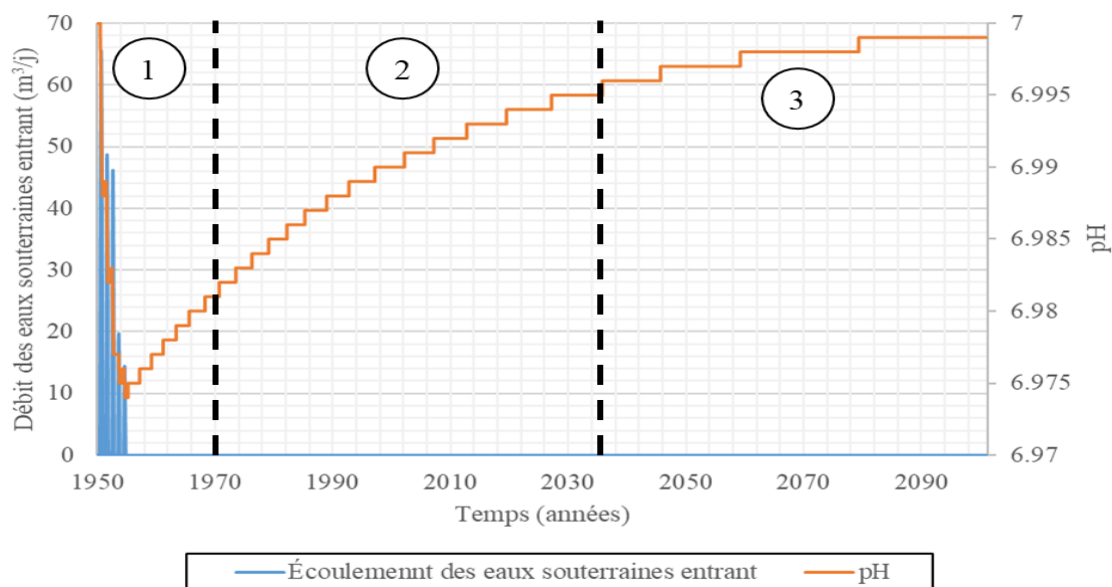


Figure 5-4 : Évolution du pH (orange) et du débit journalier des eaux souterraines entrant dans le lac de fosse (bleu) entre 1950 et 2100. Les périodes 1,2 et 3 correspondent aux changements de comportements dans l'évolution de la hauteur d'eau du lac de fosse simulé (voir plus haut, section 5.1.3).

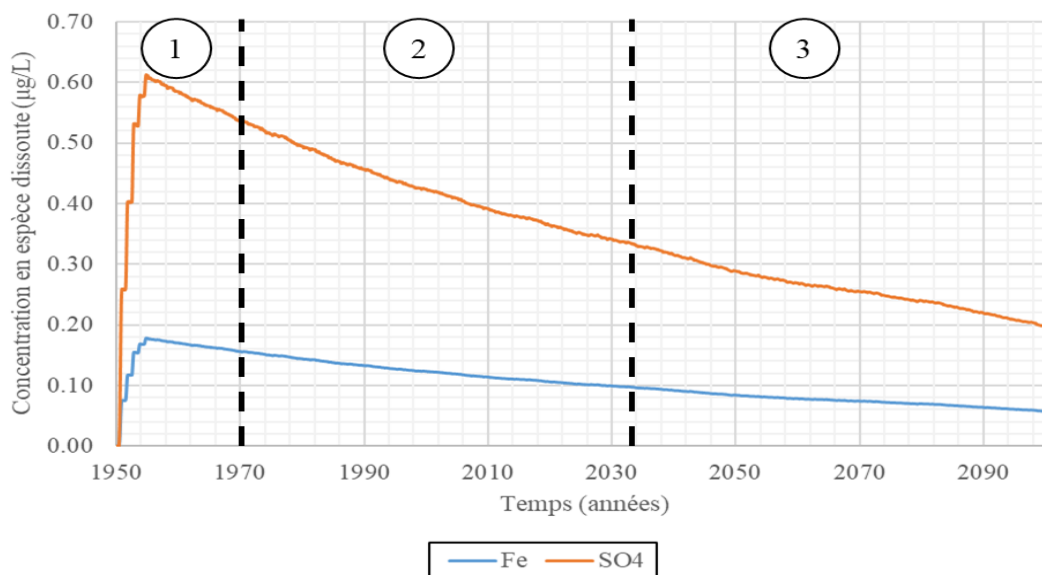


Figure 5-5 : Concentrations journalières de fer (bleu) et de sulfates (orange) dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100.

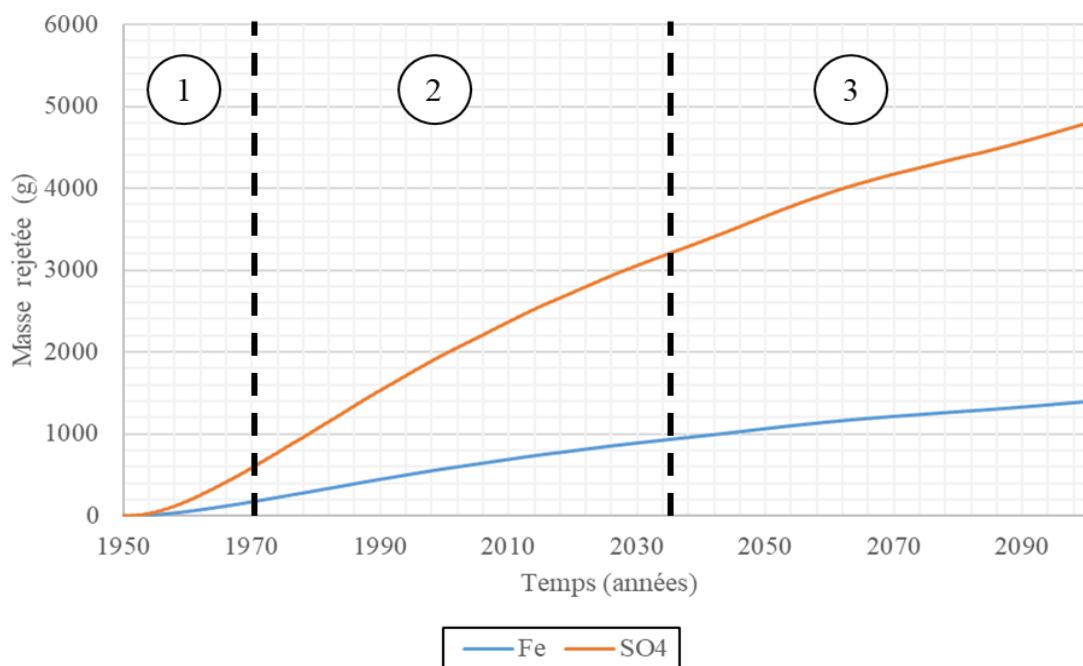


Figure 5-6 : Cumul des charges journalières de fer et de sulfates transportées par advection depuis le lac de fosse simulé vers l'environnement (eau souterraine) entre 1950 et 2100.

La bonne performance du recouvrement en eau pouvait également être vérifiée en observant le profil d'oxygène dissous. Ainsi, la concentration en oxygène dissous était très faible sur toute l'épaisseur d'eau et dépassait 1 mg/L seulement sur les dix mètres supérieurs (Figure 5-7) en 2100, date à laquelle la concentration en oxygène dissous était maximale. Le flux d'oxygène à travers le recouvrement en eau par diffusion devrait être d'environ $1,3 \cdot 10^6$ g en 150 ans. Ce flux a été modélisé avec le module CT (pour *Contaminant Transport*) du logiciel Goldsim (section 3.4.3.2) en régime transitoire avec une concentration initiale en oxygène nulle dans l'hypolimnion. Par conséquent, l'oxygène remplissait progressivement les couches d'eau supérieures du lac au lieu d'oxyder les résidus miniers au fond du lac.

La modélisation du transport de l'oxygène dissous par diffusion dans cette étude a été comparée à celle fournie par la 1^{ère} loi de Fick (section 2.2.3) qui permet d'estimer le flux d'oxygène dissous dans un recouvrement en eau stagnante en régime permanent. Le flux d'oxygène estimé avec cette

méthode indiquait un apport maximum de 1625 g d'oxygène au fond du lac en 150 ans en supposant un gradient d'oxygène dissous constant avec une concentration en oxygène à la surface de 14 mg/L en raison de la faible température du lac (Tromans, 1998) et une concentration à la surface des résidus miniers nulle. Ces résultats indiquaient un transport d'oxygène dissous plus important que dans les modèles, et non négligeable par rapport à celui des eaux souterraines, mais cet apport restait faible et ne devrait pas causer une diminution significative de la qualité de l'eau.

La limnologie du lac de fosse (section 2.2.5) devrait cependant empêcher l'établissement d'un gradient d'oxygène dissous constant (Boehrer & Schultze, 2008; Geller et al., 2012). L'allure du profil d'oxygène dissous décrit dans la présente étude était donc plus représentative que l'hypothèse d'un gradient constant généralement posée dans l'étude de l'efficacité des recouvrements en eau (Awoh et al., 2013; Elberling & Damgaard, 2001). La limnologie était simplifiée dans cette étude (section 3.4.3.2) et le profil d'oxygène dissous obtenu était transitoire et devrait également tendre (à très long terme) vers un gradient d'oxygène dissous constant.

L'impact des CC sur l'instabilité limnologique du lac de fosse pouvait cependant être évalué. Ainsi, seule la température devrait avoir un impact significatif dans l'homogénéisation des eaux du lac, puisque les concentrations en espèces dissoutes étaient très faibles. Un seuil arbitraire de plus ou moins 4°C par rapport à la température de l'hypolimnion (4°C) a été fixé ici comme critère d'homogénéisation. Dans ces conditions, les résultats ont montré en moyenne 81 jours/an (2070-2100) où le lac de fosse devenait instable, contre 77 jours/an (1950-2006) pour le climat actuel. Cette augmentation devrait favoriser le transport de l'oxygène à travers le lac de fosse et impacter négativement sa qualité. Cependant, cette augmentation n'est pas quantifiable avec les outils développés ici et cette problématique nécessiterait d'être approfondie dans de futures études.

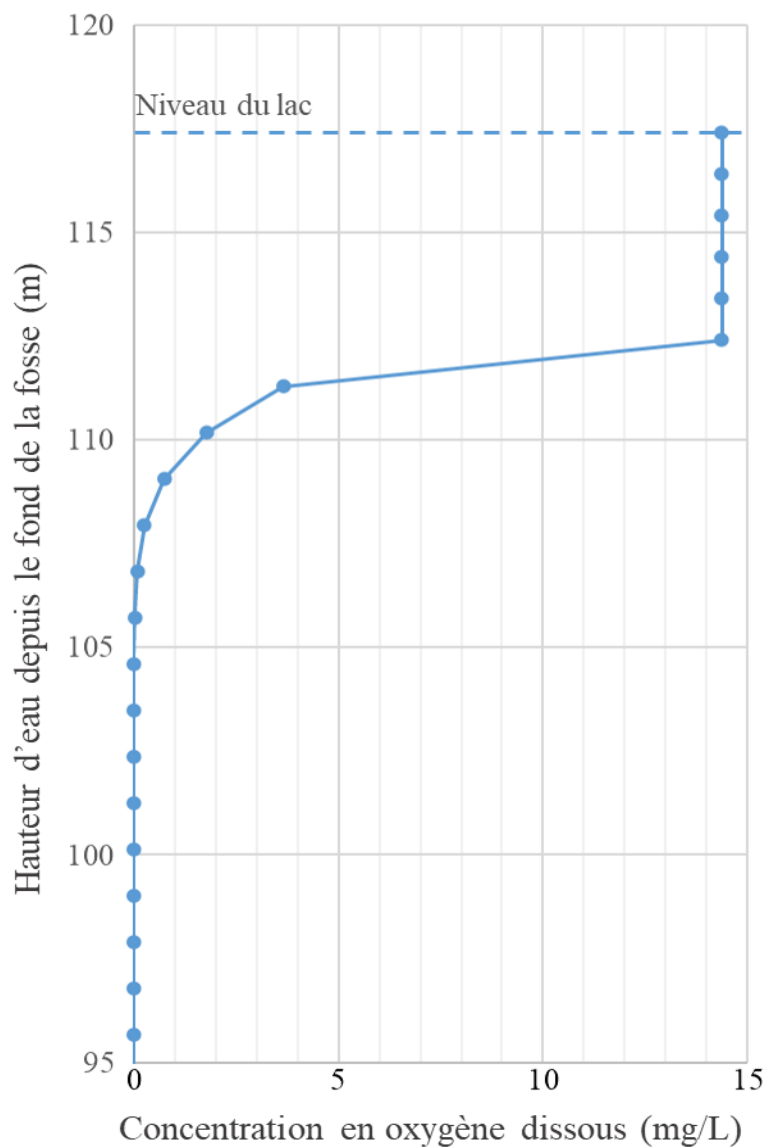


Figure 5-7 : Concentration simulée en oxygène dissous dans la partie supérieure du lac de fosse (25 m supérieurs) en 2100 et en fonction de la profondeur. La surface du lac est située à 117,4 m et les élévations sont indiquées par rapport au fond de la fosse (situé à 0 m).

5.1.5 Validation des composantes du bilan hydrique

Une analyse de sensibilité de l'équation d'évaporation (équation 4.2) a été réalisée et consistait à fixer chaque variable climatique (humidité relative, radiation solaire, température de l'air et vitesse du vent) selon sa valeur moyenne observée pour toute la période 1950-2100 pour le cas de référence. Ainsi, l'évaporation de base était de 2,06 mm/j et cette valeur, faible, s'expliquait par le climat froid et humide de l'Abitibi. L'humidité relative (de 36,6 à 100%), la radiation solaire (de 3,5 à 379 W/m²), la température de l'air (de -36,7 à 34,4°C) et la vitesse du vent (de 0,14 à 11,7 m/s) ont également été tour à tour considérées variables sur la base des extremums observés et prédits pour la période 1950-2100 (Tableau 5-2). La température de l'air était la variable climatique avec la plus grande amplitude de variation et était le facteur d'influence le plus important sur l'évaporation qui pouvait jusqu'à tripler par rapport à la valeur de l'évaporation de base (5,95 mm/j) (Figure 5-8). L'influence des autres variables climatiques (humidité relative, radiation solaire et vitesse du vent) était plus faible, mais significative et était par ordre d'importance décroissante : l'humidité relative (0,98 à 5,67 mm/jour), la radiation solaire (1,17 à 4,74 mm/jour) et la vitesse du vent (1,15 à 4,04 mm/jour). Ces résultats indiquent que le facteur dominant l'évaporation (i.e. la température) était aussi le plus affecté par les CC, ce qui implique que les CC devraient avoir un impact significatif sur l'évolution du taux d'évaporation.

Tableau 5-2 : Valeur moyenne, minimale et maximale des variables climatiques avec une influence sur l'évaporation du cas de référence en 1950-2100.

	Minimum	Moyenne	Maximum
Humidité relative (%)	36,6	85,5	100
Radiation solaire (W/m²)	3,5	155	379
Température de l'air (°C)	-36,7	5,97	34,4
Vitesse du vent (m/s)	0,14	3,78	11,7

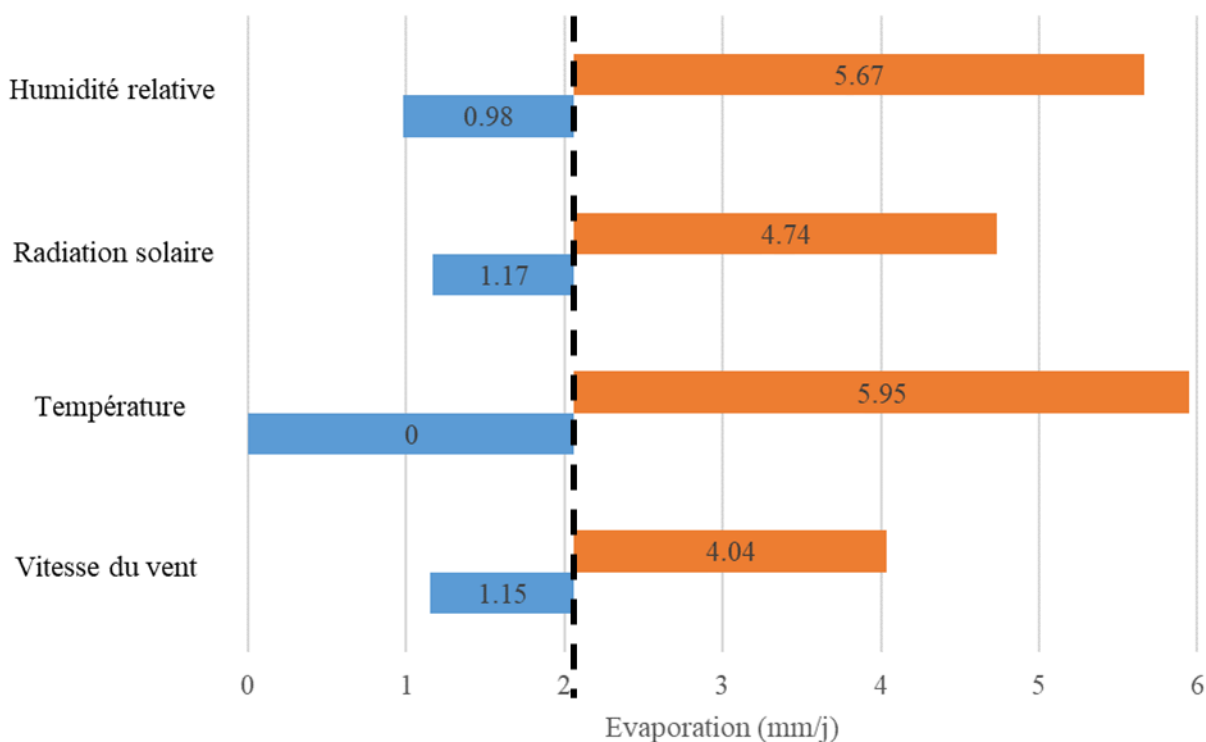


Figure 5-8 : Évaporation minimale (bleue) et maximale (orange) en fonction de la variation maximale de chaque variable climatique simulée par rapport au cas de référence entre 1950 et 2100. La valeur moyenne de l'évaporation pour le cas de référence était de 2,06 mm/j (ligne verticale en pointillés).

La matrice d'écoulement des eaux souterraines simulée avec le logiciel Seep 3D (Annexe R) a permis de caractériser l'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant dans le cas de référence en fonction de la différence du niveau du lac et du niveau phréatique. Les simulations indiquent que le débit des eaux souterraines entrant était entre 0 m³/j et 2381 m³/j pour une différence de hauteur d'eau entre le niveau du lac et phréatique de 20 m à 90 m (Figure 5-9). Cette matrice a été comparée à l'équation analytique de Marinelli & Niccoli (2000) (section 2.3.3.3) qui est parfois utilisée pour prédire l'écoulement des eaux souterraines entrant dans un lac de fosse. Cette équation a été simplifiée en considérant des précipitations nulles (afin de ne considérer que les eaux souterraines) et un roc fracturé isotrope. Les débits calculés étaient compris entre 0 m³/j et

1944 m³/j (pour le bas de la fosse, rayon = 125 m) à 3888 m³/j (pour le haut de la fosse, rayon = 250 m). Ces valeurs étaient relativement proches des débits simulés, indiquant ainsi que, l'approche numérique employée (section 3.4.1) pour simuler l'écoulement des eaux souterraines au moyen du code Seep3D semble adaptée et réaliste.

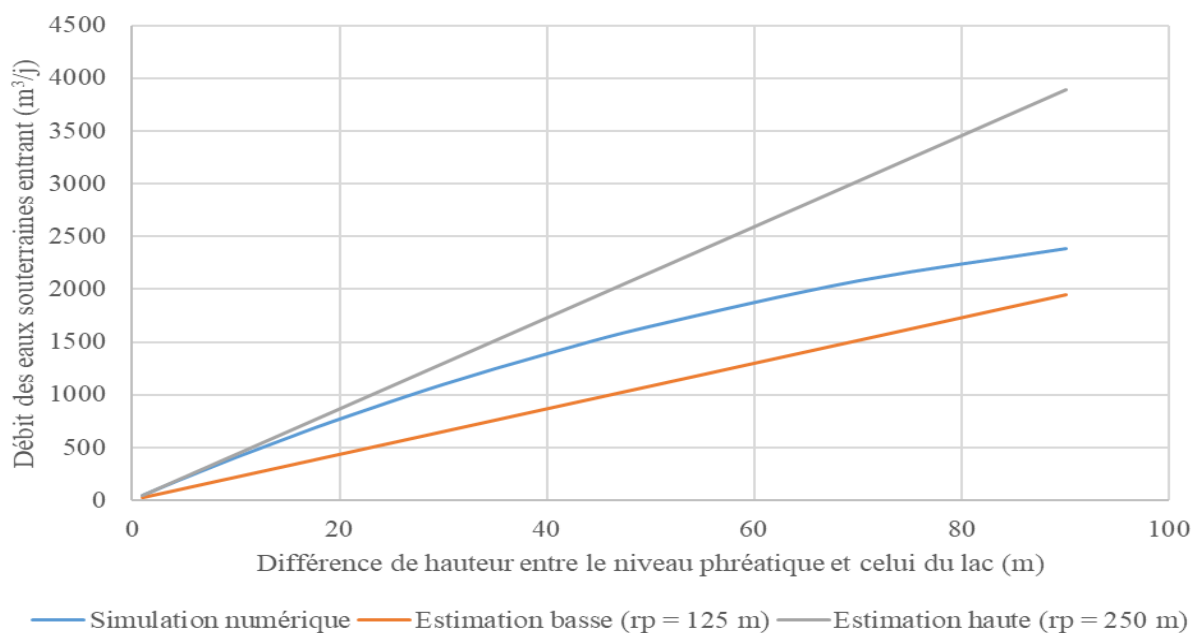


Figure 5-9 : Débit d'écoulement des eaux souterraines entrant dans la fosse simulée avec Seep 3D (bleu) et estimé avec l'équation analytique de Marinelli & Niccoli (2000) pour le bas (orange) et le haut de la fosse (grise) pour plusieurs différences de hauteur d'eau entre le niveau phréatique et celui de du lac.

5.1.6 Conclusion intermédiaire

Le lac de fosse simulé dans le cas de référence a évolué d'un climat subarctique vers un climat continental en devenant de plus en plus chaud et humide en raison des CC. Les simulations ont indiqué que le bilan hydrique devrait être principalement contrôlé par l'évaporation et les précipitations. Les quantités d'eau entrantes (précipitations et ruissellement) dans le lac de fosse de référence devraient croître davantage que les quantités d'eau sortantes (évaporation et écoulement des eaux souterraines sortant). Ainsi, les CC devraient permettre au bilan hydrique d'être globalement positif sur l'ensemble des simulations (1950-2100), ce qui implique une augmentation relativement linéaire et lente du niveau du lac. Un accroissement de la variabilité du niveau du lac devrait aussi être observé à partir de 2035 en raison de l'augmentation de la variabilité des précipitations suite aux CC. À titre individuel, l'évaporation devrait croître davantage que les précipitations en raison des CC, ce qui explique que l'évaporation devrait devenir la composante dominante du bilan hydrique devant les précipitations dès 2035.

La qualité de l'eau du lac dans le cas de référence était principalement contrôlée par l'apport en oxygène dissous de l'eau souterraine qui entraînait l'oxydation des résidus miniers présents au fond du lac. Le flux diffusif d'oxygène à travers le lac de fosse était négligeable. Le faible apport d'oxygène ne suffisait pas à dégrader significativement la qualité de l'eau du lac qui restait à un pH proche de la neutralité. Par ailleurs, l'apport advectif d'oxygène dissous devenait négligeable après 1955 en raison de l'augmentation du niveau du lac. La limnologie du lac de fosse n'était pas prise compte dans les simulations, mais les CC devraient contribuer à accroître son instabilité, ce qui devrait entraîner une augmentation du flux d'oxygène dissous depuis la surface du lac de fosse.

Ces simulations dépendaient cependant d'un certain nombre d'hypothèses et, en pratique, d'autres paramètres climatiques (comme les scénarios d'émissions, le choix du modèle climatique et la localisation du site) et hydrogéologiques (comme les caractéristiques du bassin versant, la conductivité hydraulique du roc fracturé, la morphologie du lac de fosse, la variabilité du niveau phréatique, le remblayage des fosses et le statut hydrologique) qui pourraient également influencer le bilan hydrique du lac de fosse et la qualité de l'eau.

Les sections suivantes avaient donc pour objectif d'évaluer leur impact respectif sur les résultats.

5.2 Modélisation des changements climatiques

5.2.1 Effet du scénario d'émission

L'évolution du climat à l'horizon 2100 dépend des choix politiques, économiques et sociaux qui résultent dans diverses trajectoires d'émissions de GES (section 2.4.6). Le cas de référence décrit plus haut se basait sur le scénario d'émission RCP 4.5 (CCCma, 2020) qui s'inscrivait dans une trajectoire socio-économique SSP2 qui correspond à des progrès significatifs, mais insuffisants en matière de réduction des émissions des GES (IPCC, 2021). Ce scénario étant optimiste au vu des tendances actuelles, des simulations basées sur le scénario d'émission RCP 8.5 (trajectoire SSP5, c'est-à-dire un développement basé sur l'utilisation toujours plus importante d'énergies fossiles) ont également été considérées.

Le scénario d'émission RCP 8.5 se traduisait sur le site (en Abitibi) par un climat encore plus chaud et humide que celui du cas de référence. L'augmentation de la température devrait être de 6,3°C (contre 4°C pour le cas de référence) sur 100 ans. De même, les précipitations moyennes devraient être de 1190,6 mm/an (contre 986,2 mm/an) sur la période 2070-2100 alors que la masse moyenne du manteau neigeux devrait être de 6,6 kg/m² (contre 13,3 kg/m²) à cette même période. La vitesse du vent, la radiation solaire et l'humidité relative ne devraient pas montrer de différences significatives avec le cas de référence.

L'évolution du niveau du lac de fosse pour le scénario d'émission RCP 8.5 décrivait les mêmes tendances que celle du cas de référence (Figure 5-10). À partir de 2006, date à laquelle les projections climatiques étaient prises en compte, la courbe d'évolution du niveau du lac divergeait de celle du cas de référence, car l'ensemble des variables climatiques étaient différent. Cependant, le niveau du lac de fosse devrait rester relativement stable jusqu'en 2035 et osciller entre 115 m et 117 m par rapport au fond de la fosse. Ainsi, les CC ne devraient pas provoquer de changements significatifs du bilan hydrique du lac de fosse de référence à court terme et ce peu importe le

scénario d'émission considéré. À partir de 2062, une forte augmentation de la variabilité du niveau du lac entre 115 m (2054) et 118 m (2085) devrait être observée pour un niveau moyen relativement similaire à la précédente période. Ce changement, qui était dû à l'augmentation de la variabilité des précipitations (Tableau 5-3), était observé dès 2035 pour le cas de référence.

L'évolution des précipitations et de l'évaporation pour le scénario d'émission RCP 8.5 devrait augmenter davantage que pour le cas de référence (RCP 4.5). Ainsi, le taux moyen de précipitations devrait rester relativement stable autour de 480 m³/j en 1950-2035 puis fortement augmenter à 547 m³/j en 2035-2100. À l'inverse, le taux moyen d'évaporation devrait augmenter de 447 m³/j (1950-2006) à 498 m³/j (2006-2035) puis 573 m³/j (2035-2100). De plus, l'évaporation devrait devenir la composante dominante du bilan hydrique après 2035 tout comme le cas de référence. Ces changements de taux ne représentaient qu'une variation de volume de +1% (précipitations) et +3,2% (évaporation) entre le scénario d'émission RCP 8.5 et 4.5. Ainsi, le choix du scénario d'émission ne devrait pas avoir d'influence significative sur l'évolution du bilan hydrique du lac de fosse de référence.

L'évolution du pH et de la concentration en fer dissous dans le lac de fosse après 2006 ne présentait pas de différence significative avec celle du cas de référence puisque le bilan hydrique était relativement similaire et globalement positif. Ainsi, les volumes de dilution étaient comparables au cas de référence (RCP 4.5) et une variation similaire de la quantité de contaminants était observée pour le scénario RCP 8.5. Les variations de qualité d'eau dans le lac de fosse pour le scénario d'émission RCP 8.5 sont présentées à l'annexe L.

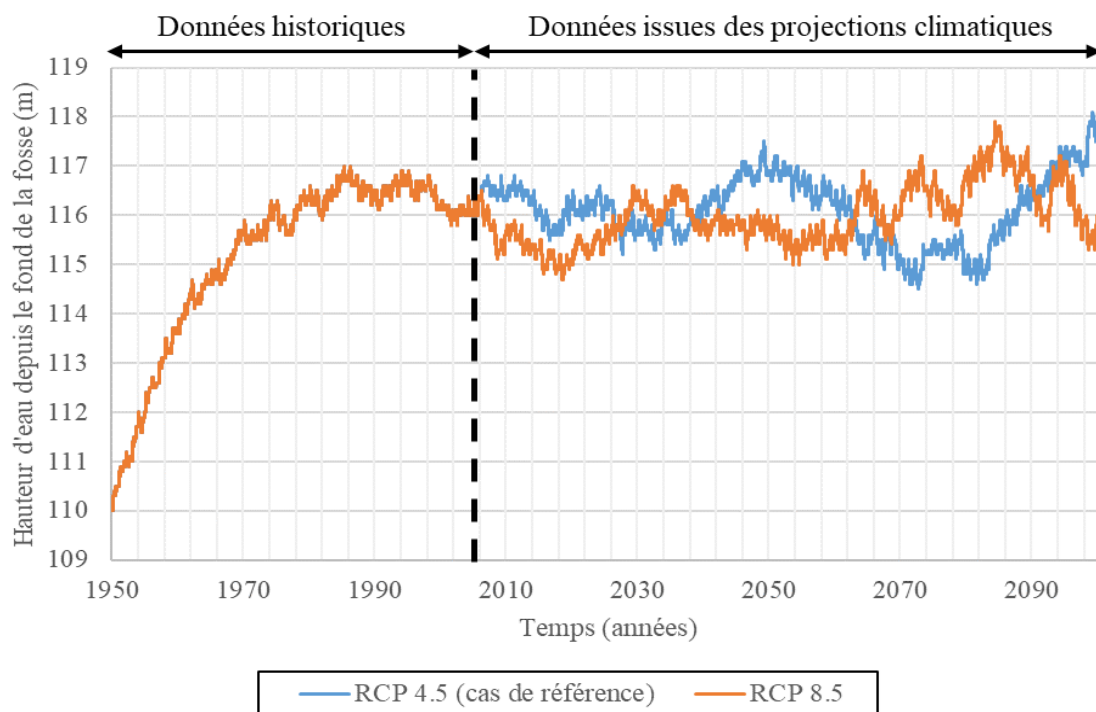


Figure 5-10 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour les scénarios d'émission RCP 4.5 et 8.5 (modèle climatique CanRCM4).

Tableau 5-3 : Comparaison de l'évolution du taux moyen d'évaporation et des précipitations directes dans le lac de fosse simulé à travers 3 périodes 1950-2006, 2006-2035 et 2035-2100.

	RCP 4.5 (cas de référence)				RCP 8.5			
	Évaporation		Précipitations		Évaporation		Précipitations	
	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type	Moyenne	Écart type
1950 à 2006	447 m ³ /j	512 m ³ /j	474 m ³ /j	1175 m ³ /j	447 m ³ /j	512 m ³ /j	474 m ³ /j	1175 m ³ /j
2006 à 2035	492 m ³ /j	550 m ³ /j	488 m ³ /j	1187 m ³ /j	498 m ³ /j	554 m ³ /j	482 m ³ /j	1157 m ³ /j
2035 à 2100	539 m ³ /j	579 m ³ /j	533 m ³ /j	1339 m ³ /j	573 m ³ /j	610 m ³ /j	547 m ³ /j	1432 m ³ /j

5.2.2 Effet du modèle climatique

Les variables climatiques projetées à l'horizon 2100 dépendent des modèles climatiques choisis. Des simulations climatiques basées sur les modèles climatiques CanRCM4-44, CRCM5, HIRHAM5 (section 3.4.2) ont été simulés et comparés aux cas de référence (modèle CanRCM4-22). Ces modèles faisaient partie de l'initiative NA-Cordex et de l'ensemble CMIP5 avec un scénario d'émission RCP 4.5 et avec une taille de maille de 0,44° contrairement au cas de référence qui utilisait une maille de 0,22°.

Tous les modèles climatiques décrivaient la même tendance que le cas de référence, c'est-à-dire qu'après que le lac de fosse ait atteint son équilibre hydrique (vers 1975), une augmentation du niveau du lac sur le long terme était observée. Cependant, les hauteurs d'eau maximale et moyenne atteintes par chaque simulation après avoir atteint cet équilibre devaient être différentes (Figure 5-11). Par exemple pour le modèle climatique CanRCM4-44, le niveau moyen était de 117,1 m et le niveau maximum de 119,1 m (2095). Le niveau moyen était de 118,7 m et 122,9 m pour les modèles CRMC5 et HIRHAM5 et que leur niveau maximum respectif était de 120,4 m (2023) et 124,4 m (2094). Seules les simulations issues du modèle climatique CanRCM4 décrivaient une période de stabilisation du niveau du lac jusqu'en 2035 puis une augmentation de sa variabilité jusqu'en 2100. Les autres modèles décrivaient soit une augmentation du niveau du lac relativement lente et linéaire (HIRHAM5), soit une augmentation rapide du niveau du lac avant d'atteindre un maximum puis de diminuer (CRMC5). Une évaporation plus faible et des précipitations plus fortes devaient être observées par rapport au cas de référence (CanRCM4-22). La diminution de l'évaporation devrait être de 5,2% (CanRCM4-44), 15% (CRMC5) et 34,4% (HIRHAM5) tandis que l'augmentation des précipitations devrait être de 1,9% (CanRCM4-44), 5,4% (CRMC5) et 16% (HIRHAM5) (Figure 5-12).

L'évolution de la qualité de l'eau du lac était, comme pour le cas de référence, directement reliée au bilan hydrique dans la fosse. Ainsi, l'oxydation des résidus miniers au fond du lac était toujours proportionnelle au volume des eaux souterraines entrant et décrivait la même allure que le cas de référence, c'est-à-dire une dégradation très limitée durant la période de stabilisation, puis une amélioration progressive du fait de la dilution des contaminants. Par exemple, l'oxydation des résidus miniers s'interrompait en 1952 pour le modèle HIRHAM5, en 1954 pour le modèle CRMC5 et en 1955 pour le modèle CanRCM4-44 (Figure 5-13). Les différences entre les modèles restaient cependant très limitées et tous les modèles climatiques simulés ont montré une diminution de la qualité de l'eau négligeable avec une diminution du pH qui n'excédait jamais 0,03.

En conclusion, les deux scénarios d'émission (RCP 4.5 et 8.5) et les modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) simulés indiquaient un comportement similaire sur long terme, c'est-à-dire une augmentation faible du niveau du lac et une variation de la qualité de l'eau négligeable. L'influence du choix du scénario d'émission (RCP 4.5 ou RCP 8.5) sur le bilan

hydrique était négligeable, mais le choix du modèle climatique pouvait cependant avoir un impact significatif sur les résultats. Ainsi, la modélisation de l'impact des GES sur l'évolution des variables climatiques avait plus d'influence dans les simulations que l'évolution de la trajectoire de l'émission des GES.

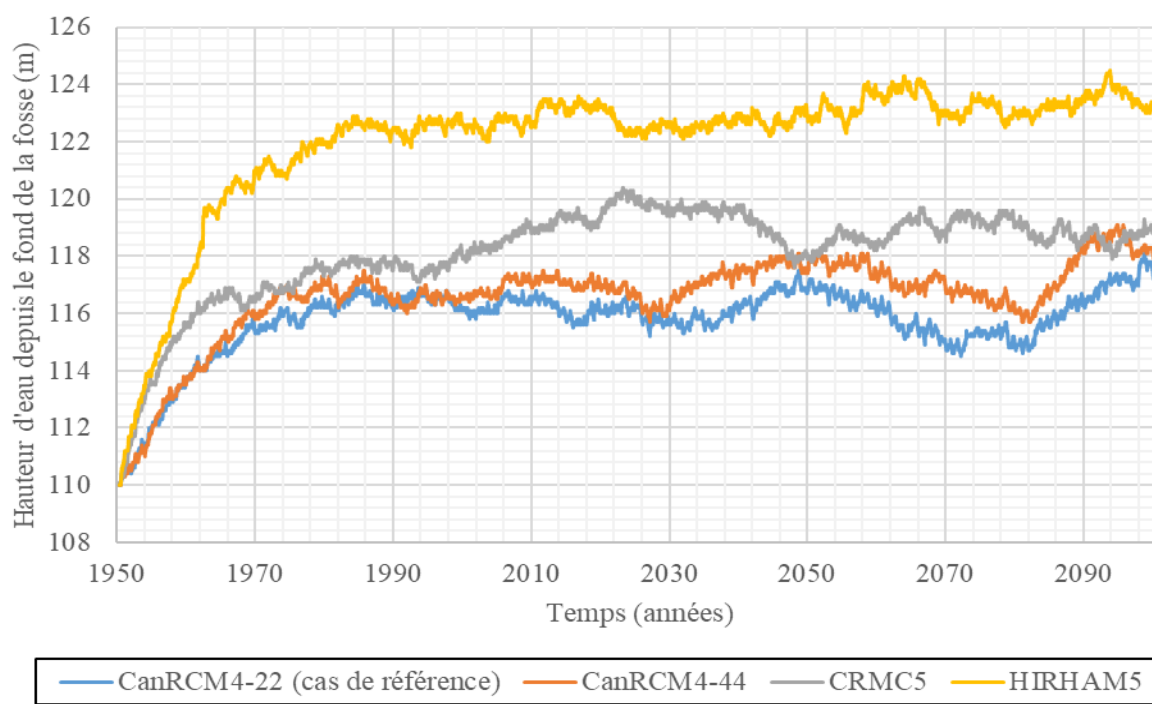


Figure 5-11 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse de référence en Abitibi entre 1950 et 2100 pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5.

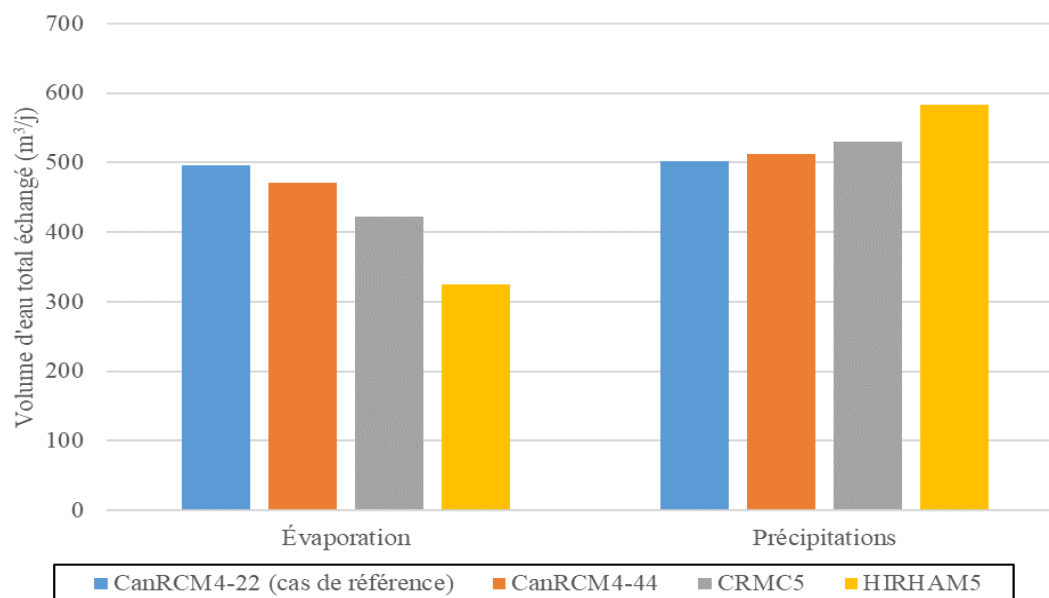


Figure 5-12 : Volumes d'eau moyens évaporés et issus des précipitations directes simulés entre 1950 et 2100 dans le lac de fosse de référence pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5.

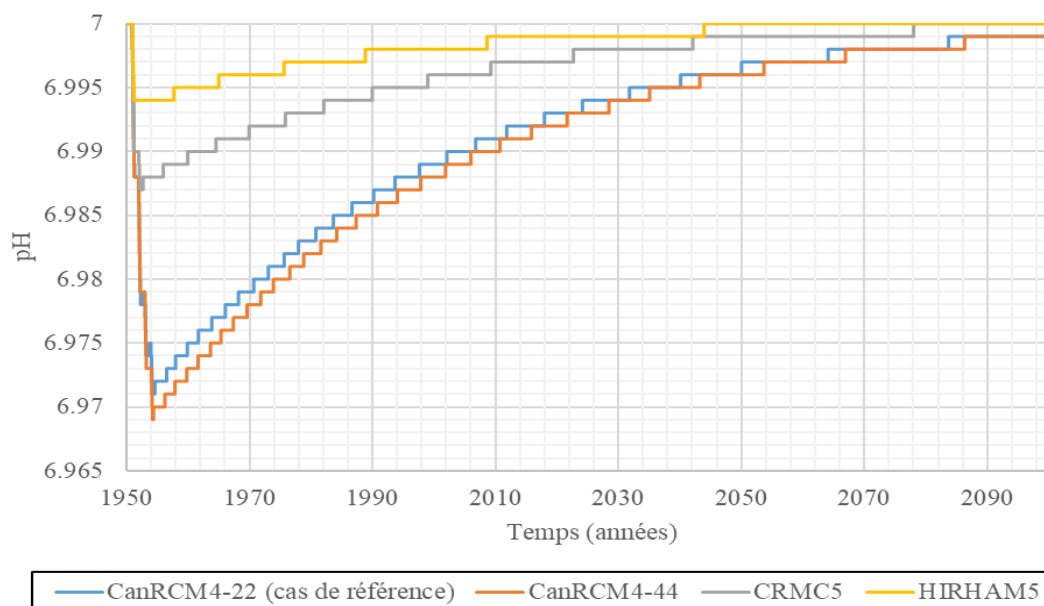


Figure 5-13 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) avec un scénario d'émission RCP 4.5.

5.3 Effet du climat

Les simulations précédentes visaient à simuler le comportement hydrogéochimique d'un lac de fosse typique pour le climat de l'Abitibi, or il existe une multitude de climats à l'échelle mondiale avec chacun leurs spécificités. L'influence de cinq autres climats a donc été simulée afin d'évaluer les risques de débordements et de diminution de la qualité de l'eau face aux CC ailleurs en Amérique du Nord (Figure 5-14). Les simulations ont été réalisées au moyen du logiciel Goldsim à partir de la même fosse que celle du cas de référence, c'est-à-dire avec un rayon inférieur de 125 m, un rayon supérieur de 250 m et une hauteur de 125 m. Les résidus miniers simulés au fond étaient également identiques avec un coefficient de réactivité $K_r = 80 \text{ jours}^{-1}$. Le niveau phréatique initial autour du lac de fosse était toujours de 110 m (au-dessus du fond de la fosse) avec une variabilité annuelle entre 108 m et 112 m (section 3.4.3). Un climat subdésertique (Arizona), arctique (nord du Québec), continental montagneux (nord de la Colombie-Britannique), océanique (sud de la Colombie-Britannique) et continental de prairies (sud de la Saskatchewan) ont été simulés et comparés au cas de référence (climat subarctique représentatif de l'Abitibi). L'évolution des variables climatiques a été définie avec le même modèle climatique que celui du cas de référence (CanRCM4) et avec un scénario d'émission RCP 4.5. Ces données ont été obtenues à partir de la plateforme PAVICS (Ouranos, 2022).

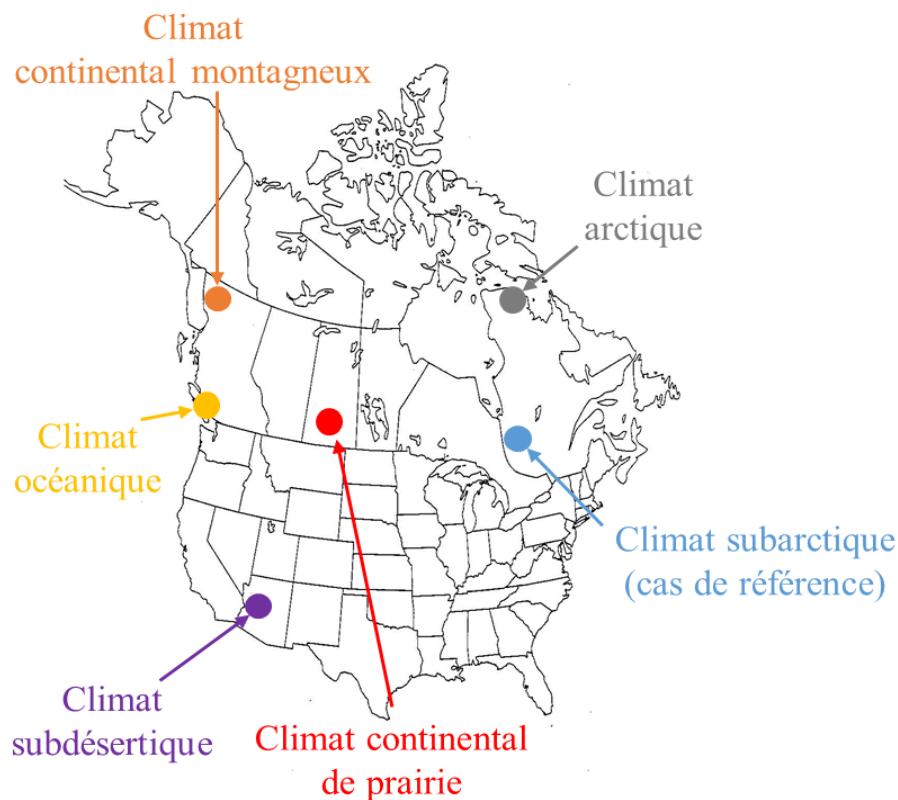


Figure 5-14 : Localisation des sites simulés et leur climat respectif.

Les climats du nord du Canada (climats arctique et continental montagneux) étaient les plus froids et venteux en 1950-2006, avec une humidité relative moyenne supérieure à 90% et de très faibles températures moyennes autour de $-4,9^{\circ}\text{C}$ (climat continental montagneux) et -10°C (climat arctique) (Tableau 5-4) contre $3,9^{\circ}\text{C}$ pour le cas de référence. La masse du manteau neigeux était de $118,7 \text{ kg/m}^2$ (climat continental montagneux) et $72,2 \text{ kg/m}^2$ (climat arctique) contre 33 kg/m^2 pour le cas de référence. La vitesse moyenne du vent au sol était de $4,9 \text{ m/s}$ (climat continental montagneux) et $7,2 \text{ m/s}$ (climat arctique) contre $3,2 \text{ m/s}$ pour le cas de l'Abitibi. Les précipitations (à l'exception du climat océanique) et la radiation solaire moyennes pour l'ensemble des climats canadiens simulés étaient similaires et respectivement entre $1,2 \text{ mm/j}$ et $2,1 \text{ mm/j}$ et entre $153,6 \text{ W/m}^2$ et $116,6 \text{ W/m}^2$. Le climat continental de prairies était relativement proche de celui de l'Abitibi avec comme particularité d'être légèrement plus sec avec des précipitations moyennes de

1,4 mm/j (contre 2,1 mm/j) et une humidité relative de 81,2% (contre 85,2%) en 1950-2006. À l'inverse, le climat océanique était beaucoup plus humide que celui de l'Abitibi, mais leur radiation solaire, vitesse du vent, masse du manteau neigeux et température étaient similaires. Par conséquent, les précipitations moyennes étaient de 8,9 mm/j et l'humidité relative moyenne de 93,2% en 1950-2006. Le climat subdésertique a été choisi comme un cas extrême caractérisé par des conditions plus chaudes et sèches que les autres climats. La température et la radiation solaire moyennes étaient de 18,9°C et 251,6 W/m² respectivement et les précipitations et l'humidité relative moyennes ne dépassaient pas 0,5 mm/j et 66,6%, respectivement, en 1950-2006.

Les CC sur ces climats devraient avoir les mêmes conséquences que pour le cas de référence, c'est-à-dire une augmentation de la température et des précipitations moyennes avec une diminution de la masse du manteau neigeux. Entre 2070 et 2100, l'augmentation de la température moyenne devrait être entre 3,3°C (climat subdésertique) et 5,6°C (climat arctique) par rapport à la période précédente. L'augmentation des précipitations moyennes devrait être entre 7,9% (climat océanique) et 29,3% (climat arctique). Ces résultats indiquent donc que les CC devraient impacter davantage les climats du nord de l'Amérique du Nord que ceux du sud (Bussière et al., 2017). La diminution de la masse du manteau neigeux devrait être entre 96,2% (climat océanique) et 10,0% (climat arctique) entre 1950-2006 et 2070-2100. L'humidité relative, la radiation solaire et la vitesse du vent ne devraient pas montrer de variations significatives suite aux CC.

Les climats arctique, continental montagneux et océanique devraient permettre au lac de fosse d'avoir un bilan hydrique positif et être contrôlé principalement par les précipitations sur l'ensemble des simulations (1950-2100), ce qui implique une augmentation du niveau du lac par rapport aux conditions initiales (Figure 5-15). À l'inverse, les climats continental de prairies et subdésertique devraient permettre au lac de fosse d'avoir un bilan hydrique négatif et être contrôlé principalement par l'évaporation, ce qui implique une diminution du niveau du lac au cours du temps. Les bilans hydriques dans les climats océanique et subdésertique devraient être fortement déséquilibrés, c'est-à-dire que soit les précipitations soit l'évaporation devraient fortement prédominer par rapport à l'autre. Ainsi, le taux moyen des précipitations devrait être de 1794 m³/j pour le climat océanique contre un taux moyen d'évaporation de 339 m³/j en 1950-2100, ce qui devrait impliquer un débordement rapide du lac de fosse simulé. À l'inverse, le taux moyen

d'évaporation devrait être de 1103 m³/j pour le climat subdésertique contre un taux moyen des précipitations de 64 m³/j en 1950-2100, ce qui devrait impliquer une forte diminution du niveau du lac. En revanche, le taux moyen de l'évaporation devrait être entre 339 m³/j et 488 m³/j pour les climats du sud du Canada (climats continental de prairies et subarctique) et entre 98 m³/j et 124 m³/j pour le nord du Canada (climats arctique et continental montagneux). Le taux moyen des précipitations devrait être entre 233 m³/j et 495 m³/j pour les climats arctique, subarctique et continental de prairies et montagneux, ce qui implique que pour ces climats le niveau du lac de fosse devrait peu varier par rapport au niveau initial (i.e. 110 m par rapport au fond de la fosse).

Les CC devraient entraîner une augmentation des volumes d'eau associés à chaque composante du bilan hydrique (évaporation, débordement, précipitations, ruissellement, écoulement des eaux souterraines entrant et sortant) pour tous les climats (y compris celui de l'Abitibi) (Figure 5-16). Une exception devrait cependant être observée pour l'écoulement des eaux souterraines entrant pour le climat continental de prairies qui devrait diminuer en raison des CC. Les CC devraient aussi augmenter davantage le taux d'évaporation par rapport à celui des précipitations pour les climats où le bilan hydrique est positif (climats arctique, continental montagneux et océanique). Par exemple, le taux d'évaporation devrait augmenter de 45% pour le climat arctique entre 1950-2006 et 2070-2100, mais seulement de 19% pour le climat océanique. De même, le taux des précipitations devrait augmenter de 35% pour le climat arctique et seulement de 13% pour le climat océanique. La tendance inverse devrait être observée pour les climats où le bilan hydrique est négatif (climats continental de prairies et subdésertique). Par exemple, le taux d'évaporation devrait augmenter de 13% pour le climat continental de prairies entre 1950-2006 et 2070-2100 et de 2% pour le climat subdésertique. De même, le taux des précipitations devrait augmenter de 21% pour le climat continental de prairies et de 17% pour le climat subdésertique. Ces résultats indiquent qu'il n'est pas possible de généraliser l'impact des CC sur l'importance relative de l'évaporation et des précipitations.

Tableau 5-4 Valeurs moyennes, maximales et minimales des variables climatiques journalières simulées pour six climats différents à partir du modèle climatique CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5 entre 1950-2006 et 2070-2100.

	Humidité relative (%)	Précipitations (mm/jour)	Radiation solaire (W/m²)	Vitesse du vent (m/s)	Masse du manteau neigeux (kg/m²)	Température (°C)
Climat subarctique (cas de référence)	85,2 (1950-2006) 86,2 (2070-2100) [34,5 ; 100]	2,1 (1950-2006) 2,7 (2070-2100) [0 ; 174,1]	153,6 (1950-2006) 155,5 (2070-2100) [3,5 ; 379,5]	3,7 (1950-2006) 3,8 (2070-2100) [0,1 ; 11,7]	33,1 (1950-2006) 13,3 (2070-2100) [0 ; 278,6]	3,9 (1950-2006) 8,4 (2070-2100) [-36,8 ; 34,4]
Climat arctique	92,7 (1950-2006) 95,5 (2070-2100) [38,1 ; 100]	1,2 (1950-2006) 1,5 (2070-2100) [0 ; 75,8]	116,6 (1950-2006) 107,0 (2070-2100) [1,2 ; 385,9]	7,1 (1950-2006) 7,3 (2070-2100) [0,1 ; 26,2]	72,2 (1950-2006) 64,9 (2070-2100) [0 ; 323]	-10,0 (1950-2006) -4,4 (2070-2100) [-48,8 ; 23,4]
Climat continental montagneux	98,5 (1950-2006) 98,7 (2070-2100) [32,2 ; 100]	1,9 (1950-2006) 2,4 (2070-2100) [0 ; 120,3]	125,8 (1950-2006) 122,5 (2070-2100) [4,5 ; 390,8]	5,0 (1950-2006) 4,9 (2070-2100) [0,1 ; 21,1]	118,7 (1950-2006) 104,2 (2070-2100) [0 ; 454,4]	-4,9 (1950-2006) -1,1 (2070-2100) [-49,3 ; 26]
Climat océanique	93,2 (1950-2006) 94,2 (2006-2100) [29,6 ; 100]	8,9 (1950-2006) 9,6 (2006-2100) [0 ; 194,3]	122,2 (1950-2006) 121,6 (2006-2100) [2,3 ; 382,7]	3,5 (1950-2006) 3,6 (2006-2100) [0,3 ; 12,4]	56,5 (1950-2006) 2,1 (2006-2100) [0 ; 841,8]	5,1 (1950-2006) 8,4 (2006-2100) [-27,6 ; 31,2]
Climat subdésertique	66,7 (1950-2006) 67,0 (2070-2100) [41,1 ; 100]	0,4 (1950-2006) 0,5 (2070-2100) [0 ; 69,4]	252,9 (1950-2006) 249,9 (2070-2100) [8,8 ; 400,6]	3,9 (1950-2006) 3,8 (2070-2100) [0,4 ; 16,8]	0 (1950-2006) 0 (2070-2100) [0 ; 17,2]	17,3 (1950-2006) 20,6 (2070-2100) [-8 ; 41,9]
Climat continental de prairies	81,2 (1950-2006) 83,7 (2070-2100) [38,8 ; 100]	1,4 (1950-2006) 1,7 (2070-2100) [0 ; 172,0]	145,7 (1950-2006) 143,5 (2070-2100) [4,5 ; 370,1]	3,2 (1950-2006) 3,1 (2070-2100) [0,2 ; 10]	19,2 (1950-2006) 15,6 (2070-2100) [0 ; 125,4]	2,3 (1950-2006) 6,0 (2070-2100) [-41,9 ; 35,6]

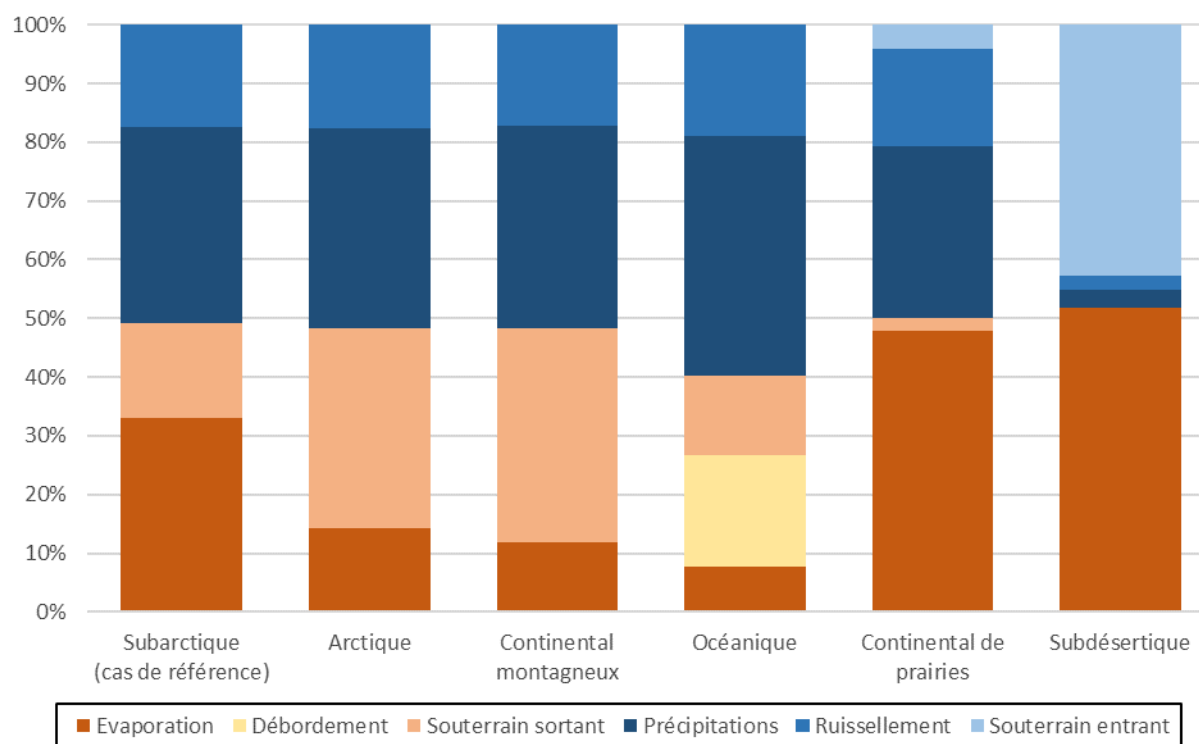


Figure 5-15 Répartition des composantes du bilan hydrique entre 1950-2100 pour le lac de fosse simulé et pour six climats nord-américains.

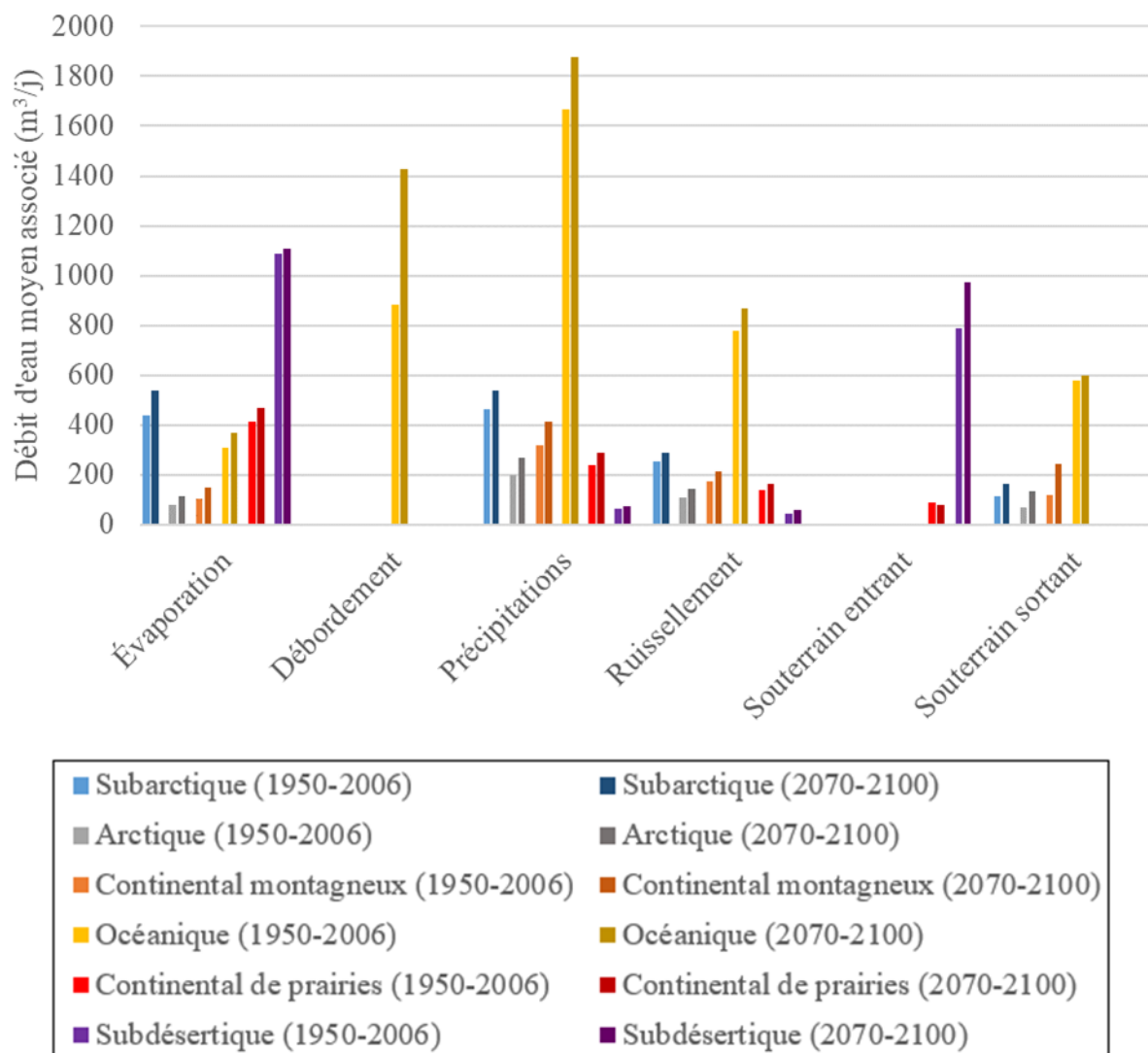


Figure 5-16 : Volumes d'eau moyens échangés avec le lac de fosse simulé pour chaque composante du bilan hydrique à travers six climats nord-américains entre 1950-2006 et 2070-2100.

5.3.1 Comportement hydrogéochimique du lac de fosse en climat froid et humide

Les climats arctique, subarctique (cas de référence), continental montagneux et océanique étaient les plus froids et humides parmi les climats simulés et devraient contribuer au développement d'un bilan hydrique positif à l'échelle du lac de fosse ce qui devrait entraîner une augmentation du niveau du lac entre 1950 et 2100 (Figure 5-17).

Une rapide augmentation du niveau moyen du lac jusqu'à l'équilibre hydrique était observée pour les climats arctique et continental montagneux jusqu'environ 1965, et ce niveau devrait continuer d'augmenter pour atteindre 113,7 m (climat arctique) et 116,3 m (climat continental montagneux) par rapport au fond de la fosse d'ici 2035. Par conséquent, aucune période de stabilisation du niveau du lac n'a été observée en 1970-2035 contrairement au climat en Abitibi. À partir de 2035, le niveau du lac devrait augmenter davantage par rapport à la période précédente, avec une augmentation annuelle nette de l'évaporation qui devrait être de 0,4 m³/an (climat continental montagneux) et 0,34 m³/an (climat arctique) entre 1950-2006 et 2006-2035 contre 0,48 m³/an et 0,41 m³/an entre 2006-2035 et 2035-2100. De même, l'augmentation annuelle nette des précipitations devrait être de 0,80 m³/an (climat continental montagneux) et 0,50 m³/an (climat arctique) entre 1950-2006 et 2006-2035 contre 0,96 m³/an et 0,88 m³/an entre 2006-2035 et 2035-2100. Ces résultats indiquent que le taux net des précipitations devrait augmenter davantage que celui de l'évaporation, contrairement au cas de référence. Ces résultats expliquent que le niveau moyen du lac devrait augmenter jusqu'à atteindre 117,3 m (climat arctique) et 121,4 m (climat continental montagneux) en 2035-2100 et passer respectivement par un maximum de 117,5 m (2079) et 122,7 m (2084). Cependant, l'augmentation relative de l'évaporation devrait rester supérieure aux précipitations ce qui implique que sur un horizon supérieur à 2100, le niveau du lac devrait diminuer si la tendance se poursuit. Dans les deux cas, les CC devraient contribuer à augmenter le niveau moyen du lac de fosse à l'horizon 2100. En effet, le niveau moyen du lac devrait être de 116,9 m (climat arctique) et 121,9 m (climat continental montagneux) en 2070-2100 en prenant en considération les CC contre 115,4 m et 119,2 m en les négligeant. Cependant, ces augmentations ne permettaient pas au

lac de fosse de déborder, ce qui impliquait que les CC avaient un impact relativement limité sur les risques de débordement dans les climats arctique et continental montagneux.

Le comportement du lac de fosse pour le climat océanique était très différent puisqu'il débordait dès 1955 en raison du bilan hydrique fortement positif.

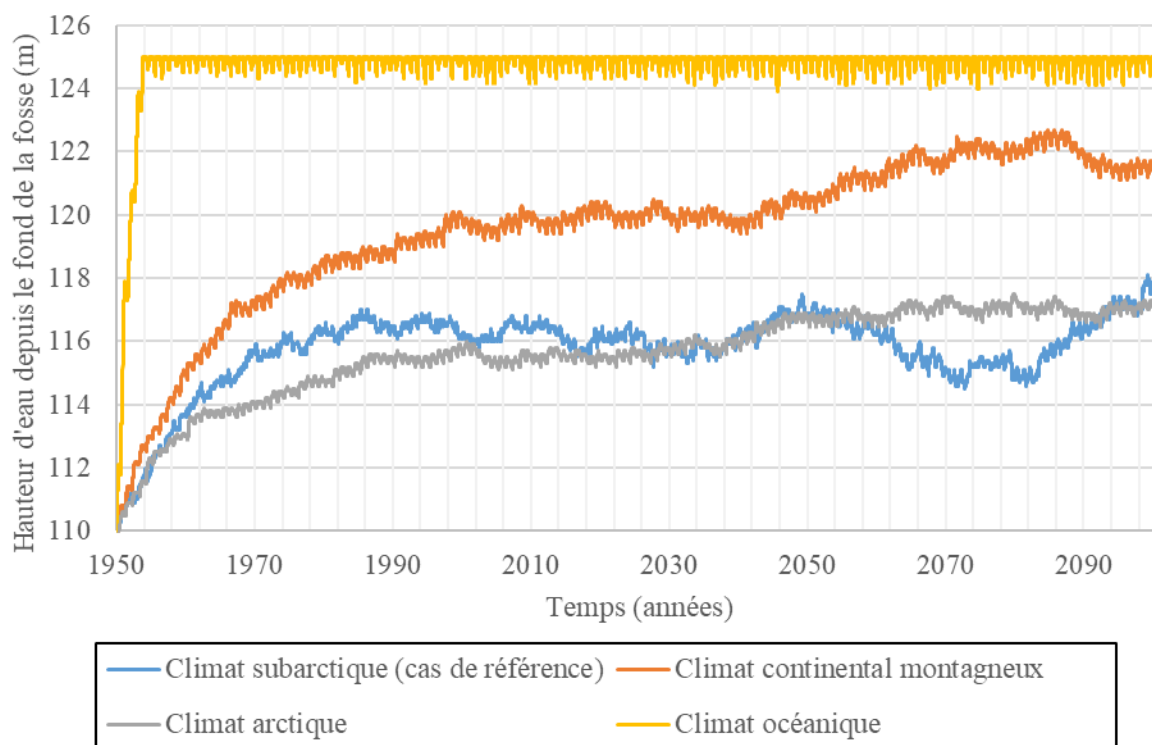


Figure 5-17 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique était positif. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

L'évolution de la qualité de l'eau pour les climats arctique, continental montagneux et océanique devrait être similaire à celui du cas de référence, c'est-à-dire une diminution négligeable du pH et une très faible augmentation de la concentration en fer dissous, avant un retour lent et progressif à la qualité d'eau initiale. La diminution de la qualité de l'eau était liée à l'apport en oxygène dissous par l'écoulement des eaux souterraines entrant qui tendait à diminuer et à devenir négligeable suite

à la stabilisation du niveau du lac. Le point d'inflexion était donc atteint dans les simulations à des moments différents, selon le bilan hydrique local, soit plus tôt que le cas de référence pour le climat océanique (1951) soit plus tard pour le climat arctique (1955) (Figure 5-18 et 5-19). L'apport diffusif d'oxygène dissous à travers le recouvrement en eau était négligeable dans tous les cas simulés. De même, les quantités de fer rejetées par le lac de fosse vers l'environnement devraient aussi être négligeables avec 0,1 kg (climat océanique), 2,1 kg (climat continental montagneux) et 4,9 kg (climat arctique) de fer rejeté sur l'ensemble des simulations (1950-2100). Ces résultats indiquent donc qu'un bilan hydrique positif contribuerait à maintenir la performance d'un lac de fosse à limiter l'oxydation des résidus miniers et donc la génération de DMA. Les CC devraient même légèrement améliorer leur performance grâce à l'augmentation du niveau du lac qui devrait entraîner une diminution des eaux souterraines entrantes dans le lac de fosse.

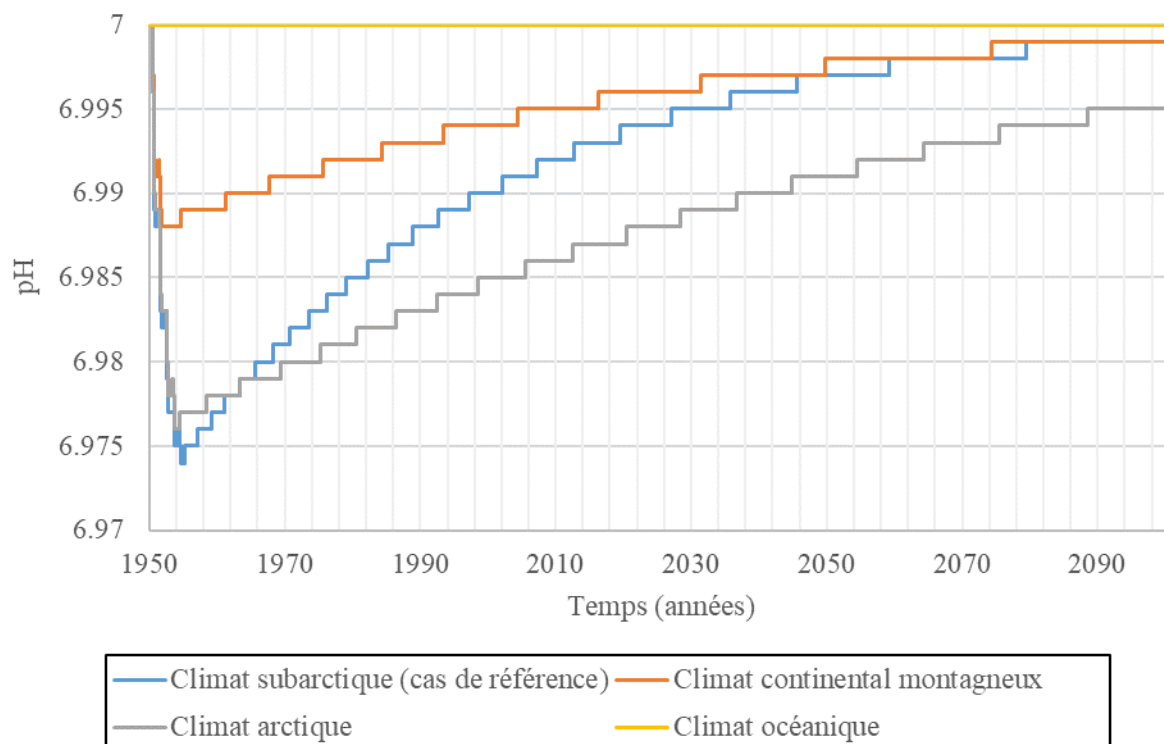


Figure 5-18 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est positif.

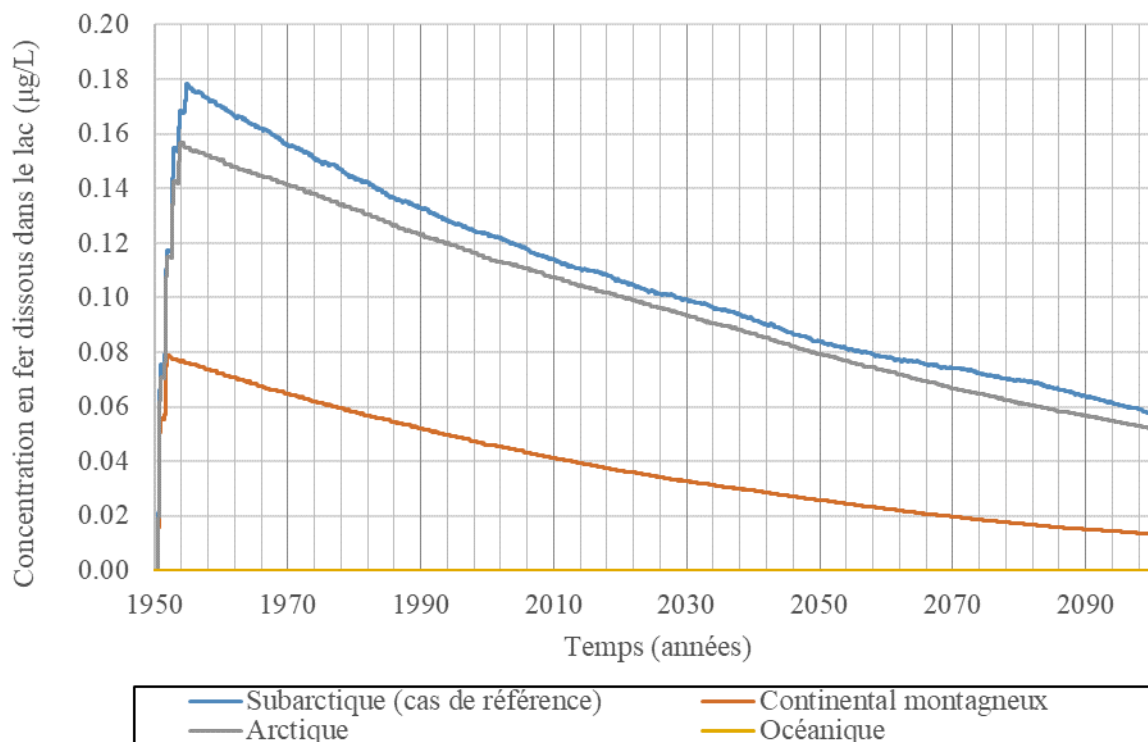


Figure 5-19 : Évolution de la concentration en fer dissous journalière dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est positif.

5.3.2 Comportement hydrogéochimique du lac de fosse en climat chaud et sec

Le climat continental de prairies et le climat subdésertique étaient les plus chauds et secs parmi les climats simulés et devraient contribuer au développement d'un bilan hydrique négatif à l'échelle du lac de fosse, ce qui devrait entraîner une diminution du niveau du lac entre 1950 et 2100 (Figure 5-20). L'évolution du niveau du lac devrait être très différente de celle du cas de référence. En effet, le niveau du lac devrait commencer par diminuer faiblement avec le climat continental de prairies et fortement avec le climat subdésertique, à cause de la différence importante entre l'évaporation et les précipitations, en particulier dans le second cas. Le niveau du lac devrait ensuite se stabiliser à partir de 1952 pour climat continental de prairies et 2002 pour climat subdésertique et atteindre un niveau moyen de 109,6 m avec un minimum de 108,4 m (climat continental de

prairies) et 83,6 m avec un minimum de 82,2 m (climat subdésertique). Dans ces deux cas, les CC pourraient avoir un effet important (mais inverse) sur le comportement du lac de fosse. En climat continental de prairies, les CC devraient contribuer à augmenter légèrement (+0,8 m) le niveau du lac par rapport à la période avant 2006. À l'inverse, en climat subdésertique, les CC devraient contribuer à diminuer légèrement (-1 m) le niveau du lac. Ces résultats indiquent que le taux net des précipitations devrait augmenter davantage que celui de l'évaporation (contrairement au cas de référence) dans le premier cas (climat continental de prairies). Le phénomène devrait être inverse pour le second cas (climat subdésertique). Ainsi, l'augmentation annuelle nette du taux d'évaporation devrait être de 0,49 m³/an (climat continental de prairies) et 0,20 m³/an (climat subdésertique) entre 1950-2006 et 2070-2100 contre 0,46 m³/an et 0,10 m³/an pour celui des précipitations. Ces estimations pourraient cependant être sensiblement surestimées puisque l'équation d'évaporation utilisée avait tendance à surestimer l'évaporation dans les climats chauds et secs (section 4.1.8). L'augmentation relative des précipitations devrait cependant rester supérieure à l'évaporation dans ces deux cas, ce qui implique que dans les deux cas le niveau du lac devrait augmenter après 2100, si la tendance se poursuit.

Ces résultats indiquaient qu'il n'existait donc pas de tendance générale quant à l'évolution du niveau du lac de fosse simulé à l'horizon 2100, ce qui implique une étude au cas par cas de l'impact des CC sur l'évolution du bilan hydrique de chaque lac de fosse.

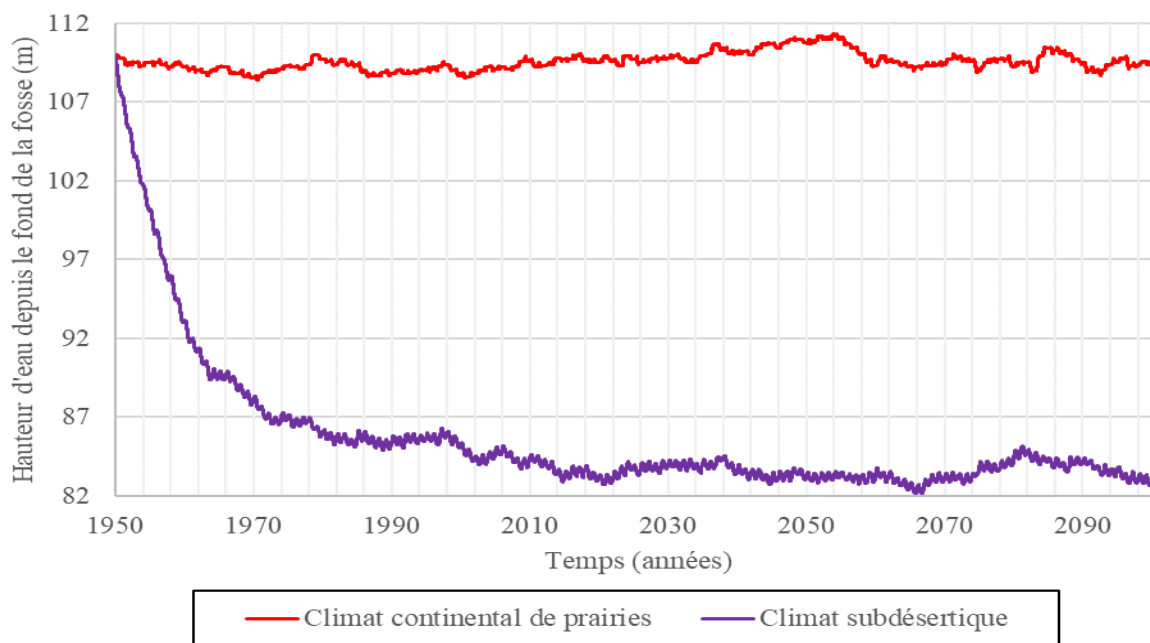


Figure 5-20 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

La diminution de la hauteur du lac de fosse pour le climat continental de prairies et le climat subdésertique devrait entraîner une diminution significative de la qualité de l'eau. Ainsi, le pH devrait diminuer rapidement et significativement avant de se stabiliser autour de 6,4 (climat continental de prairies) et 5,4 (climat subdésertique) à partir de 2002 (Figure 5-21). La concentration en fer dissous dans le lac augmentait quasi linéairement dans les deux cas pour atteindre 0,02 mg/L (climat continental de prairies) et 0,84 mg/L (climat subdésertique) en 2100 (Figure 5-22). La différence de comportement entre le pH et la concentration en fer s'expliquait, dans les deux cas, par le fait que ces *terminal sinks* étaient de type puits et que le seul flux d'eau sortant du lac de fosse était l'évaporation, entraînant un phénomène d'évapoconcentration. Par conséquent, tous les contaminants une fois générés se retrouvaient piégés dans le lac (Figure 5-23), entraînant nécessairement une augmentation de la concentration en fer dissous au cours du temps (Gammons & Duaiame, 2006). Dans ce cas, seule la diffusion à travers le roc fracturé entourant le

lac de fosse pouvait entraîner le rejet de fer dans l'environnement. Les quantités de fer totales rejetées par diffusion s'élevaient à 35,8 g pour le climat continental de prairies et 888,1 g pour le climat subdésertique à l'horizon 2100.

L'apport en oxygène dissous au fond du lac de fosse où se trouvaient les résidus réactifs provenait, comme pour le cas de référence, des eaux souterraines entrantes. Or, dans les deux cas simulés (climats continental de prairies et subdésertique) le volume d'eau souterraine entrant continuait d'augmenter avec le temps pour compenser les pertes par évaporation, ce qui générait un flux permanent d'oxygène disponible pour les réactions d'oxydation. Au total, le volume des eaux souterraines entrant dans la fosse depuis la nappe souterraine entre 1950 et 2100 représentait 2,1 millions m³ pour le climat continental de prairies et 50 millions de m³ pour le climat subdésertique, contre 41 380 m³ pour le cas de référence. L'apport en oxygène dissous par diffusion à travers le recouvrement en eau restait, pour sa part, négligeable, même dans le cas subdésertique où le niveau d'eau baissait d'environ 26 m. L'épaisseur de la couverture en eau restait, dans tous les cas, suffisante pour assurer une bonne performance comme barrière à l'oxygène.

L'impact des CC sur la qualité de l'eau devrait dépendre du type de climat. Ainsi, l'augmentation du niveau du lac en climat continental de prairies par rapport à la tendance historique (avant 2006; voir plus haut) devrait contribuer à réduire l'entrée d'eau souterraine dans la fosse et donc limiter les apports en oxygène dissous. Cette augmentation devrait rendre temporairement le lac de fosse de type source, entraînant une augmentation du pH de 0,1 autour de 2050. À l'inverse, la diminution du niveau du lac par rapport à la tendance historique (avant 2006) en climat désertique devrait augmenter le volume des eaux souterraines entrant (+3,2%). Néanmoins, cet apport d'oxygène plus important ne devrait pas entraîner de diminution significative de la qualité de l'eau.

Les lacs de fosse ne sont donc pas une solution de restauration performante pour contrôler la génération de DMA lorsque le climat est trop chaud et sec d'après les simulations effectuées. Cette perte de performance n'était pas liée à la diminution de l'épaisseur de la couverture en eau, mais à l'augmentation du volume de l'eau souterraine entrante. Le bilan hydrique était donc le facteur déterminant quant à la performance des lacs de fosse à prévenir la génération de DMA pour les conditions climatiques et hydrogéologiques considérées. Les CC pourraient avoir un effet

(bénéfique ou négatif, selon les situations) sur la qualité de l'eau dans un lac de fosse sans pour autant l'altérer significativement.

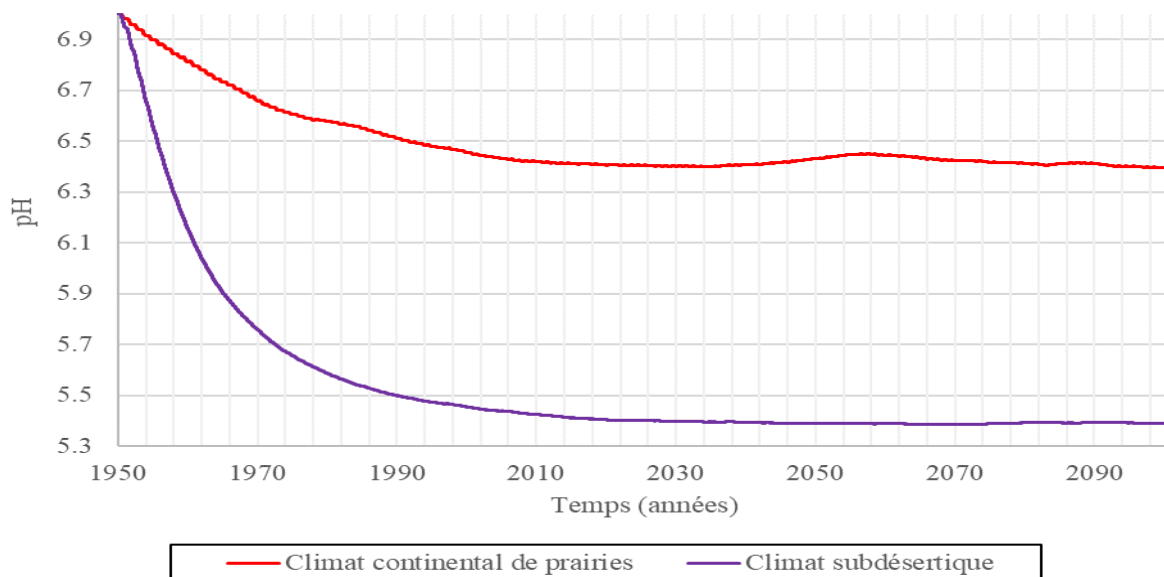


Figure 5-21 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif.

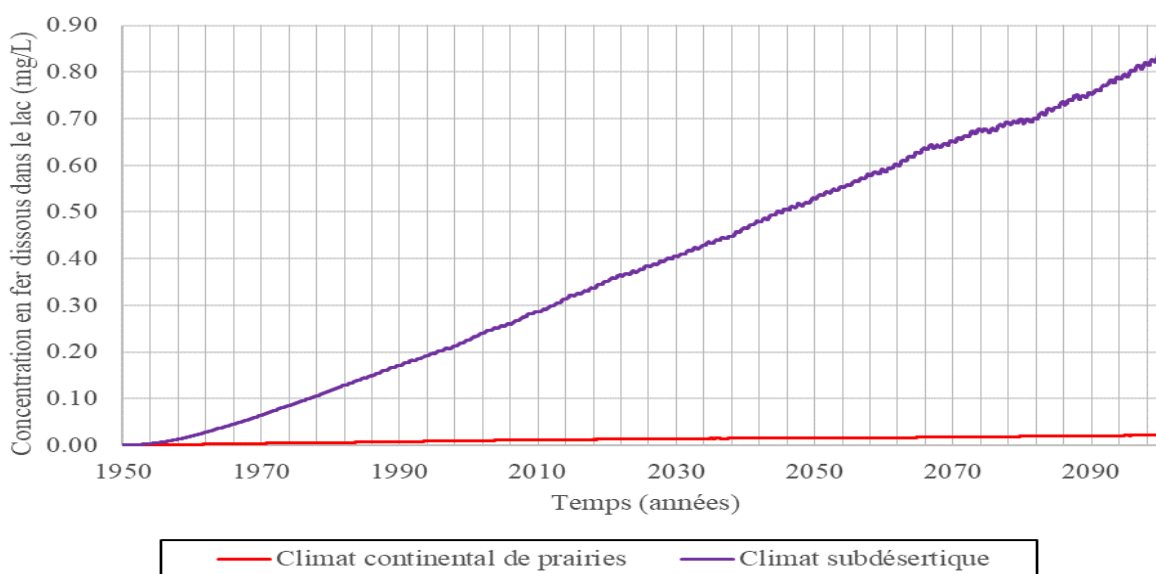


Figure 5-22 : Évolution de la concentration en fer dissous journalière dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif.

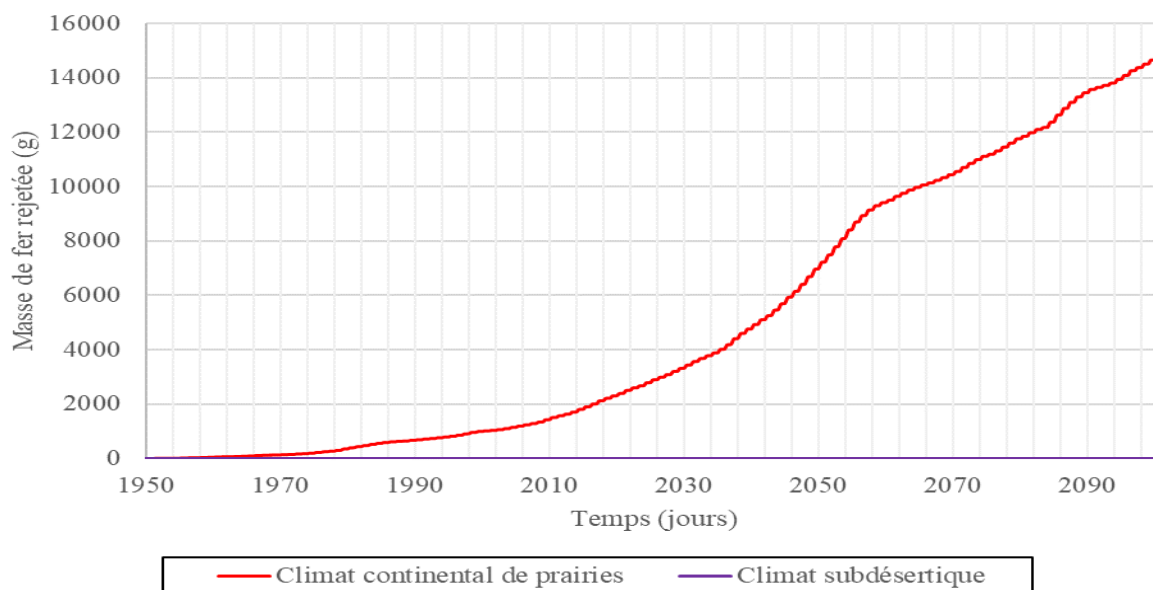


Figure 5-23 : Cumul de la charge journalière de fer transportée par advection depuis le lac de fosse simulé vers l'environnement (eau souterraine) entre 1950 et 2100 pour différents climats où le bilan hydrique est négatif.

5.4 Autres facteurs d'influence

Les résultats précédents ont montré que l'écoulement des eaux souterraines entrant avait un impact significatif sur la qualité de l'eau du lac de fosse. Or, la quantité d'eau souterraine entrante pourrait varier selon plusieurs paramètres hydrogéologiques et notamment les caractéristiques du bassin versant, la conductivité hydraulique du roc fracturé, la morphologie de la fosse ou la variabilité du niveau phréatique.

L'objectif de cette section, et des sections suivantes était de caractériser l'effet des paramètres hydrogéologiques sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse. Par conséquent, la simulation climatique, basée sur le modèle CanRCM4 avec un scénario d'émission RCP 4.5 pour le climat de l'Abitibi, était identique pour chaque lac de fosse simulé. Les bilans hydriques ont donc été présentés globalement entre 1950 et 2100 afin d'alléger les discussions.

5.4.1 Bassin versant

Les caractéristiques du bassin versant sont un facteur d'influence majeur sur le ruissellement des eaux jusqu'au lac de fosse avec par conséquent un impact direct sur une éventuelle augmentation du niveau du lac et de l'écoulement des eaux souterraines.

Trois coefficients de ruissellement ont été simulés : 0,05, 0,3 (cas de référence) et 0,6 avec les mêmes paramètres que celui du lac de fosse de référence (rayon supérieur = 250 m, rayon inférieur = 125 m, hauteur = 125 m, niveau phréatique alentour entre 108 m et 112 m, aire du bassin versant = 50 hectares) et les mêmes simulations climatiques (modèle CanRCM4 avec un scénario d'émission RCP 4.5). L'augmentation du coefficient de ruissellement augmentait l'apport en eau dans le lac de fosse et par conséquent le niveau moyen du lac. Ainsi, le niveau du lac devrait être de 111,1 m avec un maximum de 112,2 m (1986) pour un coefficient de ruissellement de 0,05 contre un niveau moyen de 123,7 m avec un débordement en 2098 pour un coefficient de ruissellement de 0,6. Ces résultats indiquaient également que le débit d'écoulement des eaux souterraines moyen entrant devrait être de 11,2 m³/j (CR = 0,05) contre 0,01 m³/j (CR = 0,6) en 1950-2100. Les autres composantes du bilan hydrique (évaporation, précipitations et ruissellement) ne devraient pas être significativement impactées par la taille du bassin versant et/ou le coefficient de ruissellement. La diminution de la qualité de l'eau devrait être significative avec un pH minimal de 6,44 et une concentration en fer dissous maximale de 0,015 mg/L pour un coefficient de 0,05 tandis que la qualité d'eau devrait demeurer sensiblement constante pour un coefficient 0,6. Plus de détails sont disponibles à l'annexe M.

L'évolution des caractéristiques du bassin versant pourrait modifier dans certains cas le signe du bilan hydrique et diminuer fortement la performance du lac de fosse à prévenir la génération de DMA. Une telle évolution pourrait, par exemple, être liée à une artificialisation des sols liée aux activités humaines qui modifient durablement la surface du bassin versant (Mahmoud & Alazba, 2015), mais aussi aux CC qui devraient modifier le couvert végétal et forestier (Botula et al., 2021; Reidmiller et al., 2019).

L'évolution des caractéristiques du bassin versant est donc un paramètre d'influence majeur quant aux risques de débordement des lacs de fosse et leur performance à contrôler la génération de DMA.

5.4.2 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique du roc fracturé entourant le lac de fosse a un impact direct sur l'écoulement des eaux souterraines, mais peut être complexe à déterminer (section 2.3.3).

L'effet de l'incertitude quant à sa détermination a été estimé en simulant trois conductivités hydrauliques saturées différentes du roc fracturé : $1 \cdot 10^{-6}$ m/s, $5 \cdot 10^{-7}$ m/s (cas de référence) et $1 \cdot 10^{-7}$ m/s, toutes les autres conditions restantes étaient identiques au lac de fosse de référence y compris la simulation climatique. Une augmentation de la conductivité hydraulique contribuait à augmenter les débits maximaux des écoulements des eaux souterraines. Ainsi, les simulations indiquaient que le niveau moyen du lac devrait être de 113,1 m avec un maximum de 114,6 m (2098) pour une conductivité hydraulique de 10^{-6} m/s contre un niveau moyen de 123,3 m avec un débordement dès 1984 pour une conductivité hydraulique de 10^{-7} m/s. Ces résultats indiquent que le débit d'écoulement des eaux souterraines entrant moyen devrait être de $0,77 \text{ m}^3/\text{j}$ ($k_{\text{sat}} = 10^{-6}$ m/s) contre $0,05 \text{ m}^3/\text{j}$ ($k_{\text{sat}} = 10^{-7}$ m/s) en 1950-2100. Les autres composantes du bilan hydrique (évaporation, précipitations et ruissellement) ne devraient pas varier significativement. Dans tous les cas, la variation de la qualité d'eau dans le lac de fosse devrait être négligeable avec un pH minimal de 6,94 et une concentration maximale en fer dissous de $0,43 \text{ } \mu\text{g/L}$. Plus de détails sont disponibles à l'annexe N.

La modification de la conductivité hydraulique du roc fracturé ne permettait pas de modifier le signe du bilan hydrique (dans l'intervalle d'incertitude considéré) et avait donc une influence mineure sur la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA.

5.4.3 Morphologie de la fosse

Les exploitations minières à ciel ouvert ont tendance à devenir de plus en plus grandes (Parra et al., 2018), ce qui impacte directement l'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse.

Trois morphologies ont été considérées avec trois rayons supérieurs différents : 180 m, 250 m (cas de référence) et 350 m, toutes les autres conditions restantes étaient identiques au lac de fosse de référence y compris la simulation climatique. Leur profondeur relative était de 17,9%, 25% et 34,7% ce qui permettait d'inclure les trois fosses dans des morphologies réalistes (section 2.1.2). Une augmentation du rayon supérieur de la fosse contribuait à augmenter le débit moyen des eaux souterraines entrant avec 3,62 m³/j et 0,06 m³/j pour un rayon supérieur de 350 m et 180 m, respectivement, et pour la période 1950-2100. Le taux moyen d'évaporation et des précipitations devaient également augmenter avec le rayon de la fosse, avec par exemple 916,2 m³/j et 928,4 m³/j respectivement pour un rayon supérieur de 350 m et 268,5 m³/j et 271,9 m³/j pour un rayon supérieur de 180 m. L'aire du bassin versant (50 hectares) était cependant fixe, ce qui impliquait que la surface disponible pour le ruissellement diminuait avec l'augmentation de la taille de fosse. Ainsi, le taux de ruissellement moyen devrait être de 134,1 m³/j et 331,1 m³/j pour un rayon supérieur de 350 m et 180 m, respectivement, sur la période 1950-2100. Le niveau moyen du lac devrait ainsi diminuer autour de 112,2 m avec un maximum de 113,5 m (2099) pour rayon supérieur de 350 m, contre un niveau moyen de 118,8 m avec un maximum de 121,9 m (2099) dans le cas d'un rayon de 180 m. Cependant, dans les deux cas la variation de la qualité dans le lac de fosse devrait être négligeable (et très similaire au cas de référence; section 5.1.4) avec un pH minimal de 6,92 et une concentration maximale en fer dissous de 1,1 µg/L. Plus de détails sont disponibles à l'annexe O.

L'augmentation de la taille de la fosse ne devrait pas entraîner de modification du signe du bilan hydrique et devrait donc avoir une influence mineure sur la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA.

5.4.4 Variabilité du niveau phréatique

La différence de hauteur d'eau entre le lac de fosse et la nappe phréatique, et plus particulièrement la variabilité du niveau phréatique, impactent directement l'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant du lac de fosse. Or, cette variabilité devrait augmenter à cause de l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des sécheresses et fortes pluies en raison des CC (Douville et al., 2021).

L'impact d'une variation annuelle (arbitraire) du niveau phréatique entre 105 m et 115 m (contre 108 m et 112 m pour le cas de référence) par rapport au fond du lac a été étudié, toutes les autres conditions restantes étaient identiques au lac de fosse de référence y compris la simulation climatique. Cette modification, bien qu'augmentant et favorisant l'alternance des débits d'eaux souterraines entrant ($2,4 \text{ m}^3/\text{j}$) et sortant ($247,0 \text{ m}^3/\text{j}$), n'entraînait qu'une diminution négligeable de la qualité de l'eau avec un pH minimal de 6,86 et une concentration maximale en fer dissous de $1,2 \mu\text{g}/\text{L}$. L'augmentation de la variabilité du niveau phréatique n'avait pas non plus d'influence notable sur l'évolution du niveau d'eau dans le lac de fosse. En effet, le niveau moyen de la nappe phréatique autour du lac de fosse était toujours de 110 m et la matrice d'écoulement des eaux souterraines était antisymétrique, ce qui impliquait que l'apport supplémentaire d'eau souterraine entrante était exactement compensé par les pertes de l'eau souterraine sortante. Plus de détails sont disponibles à l'annexe P.

L'augmentation de la variabilité du niveau phréatique ne devrait pas non plus avoir d'influence sur les risques de débordements ni modifier le signe du bilan hydrique et son influence sur la performance à contrôler la génération de DMA devrait donc rester mineure.

En conclusion, les simulations numériques réalisées dans le cadre de cette étude ont montré que les caractéristiques du bassin versant, la conductivité hydraulique du roc fracturé et la morphologie du lac de fosse devraient être des paramètres d'influences majeures quant aux risques de débordements. Cependant, seule l'évolution des caractéristiques du bassin versant (aire et coefficient de ruissellement) devrait avoir influence significative sur la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA en modifiant le signe du bilan hydrique du lac.

5.5 Effet du remblayage des fosses

Le remblayage des fosses est une solution de restauration minière avec de nombreux avantages (section 2.1.4) et qui permet notamment de réduire l’emprise des parcs à résidus et haldes à stériles tout en réduisant l’apport d’oxygène vers les rejets miniers réactifs envoyés au fond du lac (Castendyk & Eary, 2009). Cependant, cette solution réduit l’épaisseur du recouvrement en eau, ce qui diminue la performance du lac de fosse à contrôler la génération de DMA. Par conséquent, un équilibre entre la hauteur de remblayage et la capacité du lac de fosse à prévenir la génération de DMA doit être déterminé.

L’effet du remblayage a été étudié en simulant deux cas. Le cas d’un remblayage partiel jusqu’à 100 m au-dessus du fond de la fosse et un autre cas cherchant à maximiser le remblayage sans assécher le lac jusqu’à 109 m. Les résidus miniers remblayés étaient considérés réactifs ($K_r = 80 \text{ jours}^{-1}$) avec une conductivité hydraulique saturée de 10^{-8} m/s (Aubertin et al., 1996; Awoh et al., 2013; Smith, 2021). La simulation climatique était la même que celle du cas de référence (modèle CanRCM4 avec un scénario d’émission RCP 4.5). La part de l’écoulement des eaux souterraines qui traversait effectivement la zone réactive a été simulée avec le logiciel Seep 3D (section 3.4.3.2) et était d’environ 4,8%. De même, les débits d’écoulements des eaux souterraines ont aussi été simulés avec Seep 3D et sont disponibles à l’annexe R.

Le remblayage de la fosse entraînait une diminution des débits d’écoulements des eaux souterraines (entrant et sortant) de 29,6% pour un remblayage de 100 m et de 38,5% pour un remblayage de 109 m. Le niveau d’équilibre dans le lac devrait augmenter de 2,3 m et 3,6 m pour un remblayage de 100 m et 109 m, respectivement (Figure 5-24). Le remblayage des fosses pourrait donc augmenter le risque de débordements sans toutefois modifier significativement le comportement hydrologique du lac. Cependant, l’augmentation du niveau du lac à cause de remblayage restait faible dans les cas simulés ($\leq 3,6 \text{ m}$).

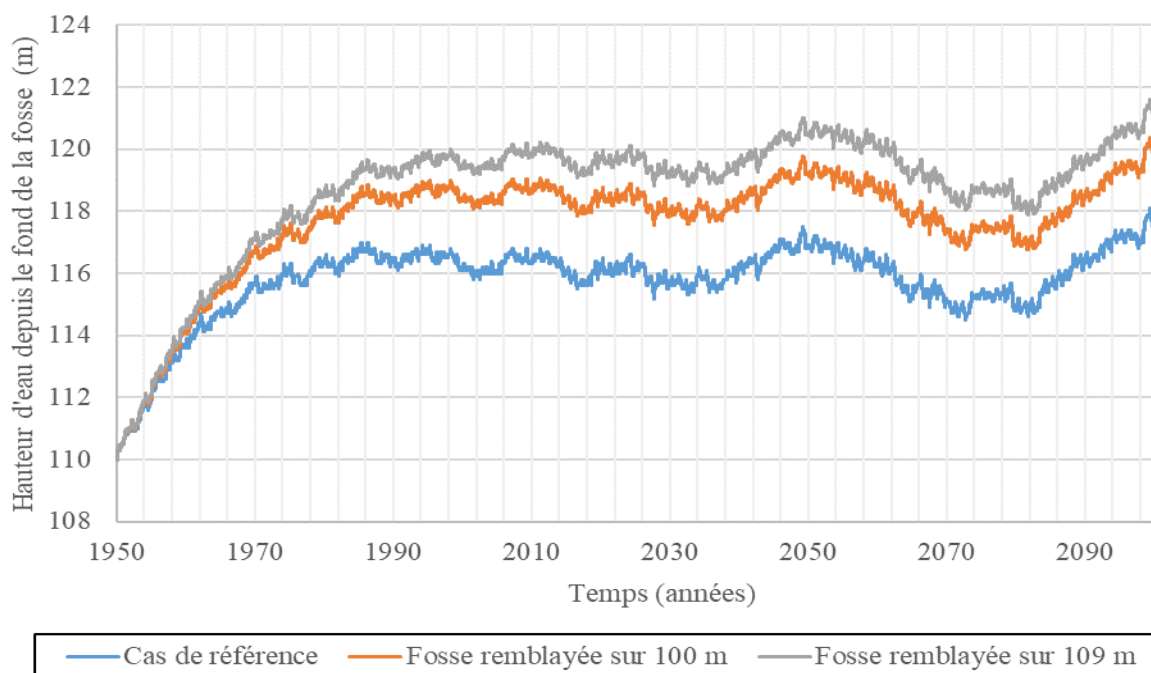


Figure 5-24 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs de remblayage avec des résidus miniers. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

Le remblayage de la fosse sur 100 m avait un effet limité sur la qualité de l'eau dans le lac de fosse. L'apport d'oxygène dépendait essentiellement de l'entrée des eaux souterraines (comme dans le cas de référence) et la couverture en eau (8,4 m d'épaisseur en moyenne, +/- 1,6 m) qui restait efficace pour contrôler la diffusion de l'oxygène depuis la surface. Ainsi, le pH minimal était de 6,97 (Figure 5-25) et la concentration maximale en fer dissous de 0,2 µg/L (Figure 5-26). À l'inverse, un remblayage sur 109 m entraînait une détérioration non négligeable de la qualité de l'eau dans le lac de fosse. Dans un premier temps, la qualité de l'eau diminuait fortement pour atteindre un pH minimal de 5,5 et une concentration maximale en fer dissous de 0,15 mg/L en 1953. Le pH du lac devrait ensuite augmenter puis se stabiliser autour de 6,3 à partir de 1998 et jusqu'en 2100. De même, la concentration en fer devrait diminuer puis se stabiliser autour de 0,03 mg/L aux mêmes périodes. Dans le cas d'une fosse remblayée sur 109 m, la diminution de la qualité de l'eau

n'était plus entièrement corrélée à l'entrée d'eau souterraine et le transport de l'oxygène dissous par convection dans l'épilimnion devenait une source importante de génération de DMA. En effet, les résidus miniers dépassaient la thermocline (i.e. 5 m en dessous de la surface du lac), mais le bilan hydrique positif contribuait à augmenter le niveau du lac de fosse jusqu'à replacer les résidus miniers sous la thermocline à partir de 1962. La diffusion devenait à cette date le processus de transport dominant de l'oxygène (environ 18 g/j), ce qui réduisait significativement l'oxydation des résidus miniers et permettait d'expliquer l'amélioration de la qualité de l'eau et sa stabilisation.

Les lacs de fosse remblayée par des rejets miniers réactifs pourraient être une solution de restauration minière efficace afin de prévenir la génération de DMA. Cependant, les cas étudiés ont montré que le remblayage des fosses augmentait faiblement le niveau du lac ($\leq 3,6$ m). De plus à partir d'une certaine hauteur de remblayage (au-delà de la thermocline) les processus de convection générés par le vent à la surface du lac devenaient le processus de transport dominant de l'oxygène dissous, ce qui dégradait fortement la qualité de l'eau. Heureusement, le bilan hydrique positif du lac de fosse simulé a permis d'annuler progressivement ce processus et contribuait à une amélioration de la qualité de l'eau jusqu'à respecter la réglementation locale en vigueur ($[\text{Fe}] < 3$ mg/L; $\text{pH} > 6$; Directive 019; MDDELCC, 2012). D'autres études sont cependant recommandées afin d'évaluer les risques du remblayage des fosses sur la génération de DMA dans un contexte climatique moins favorable.

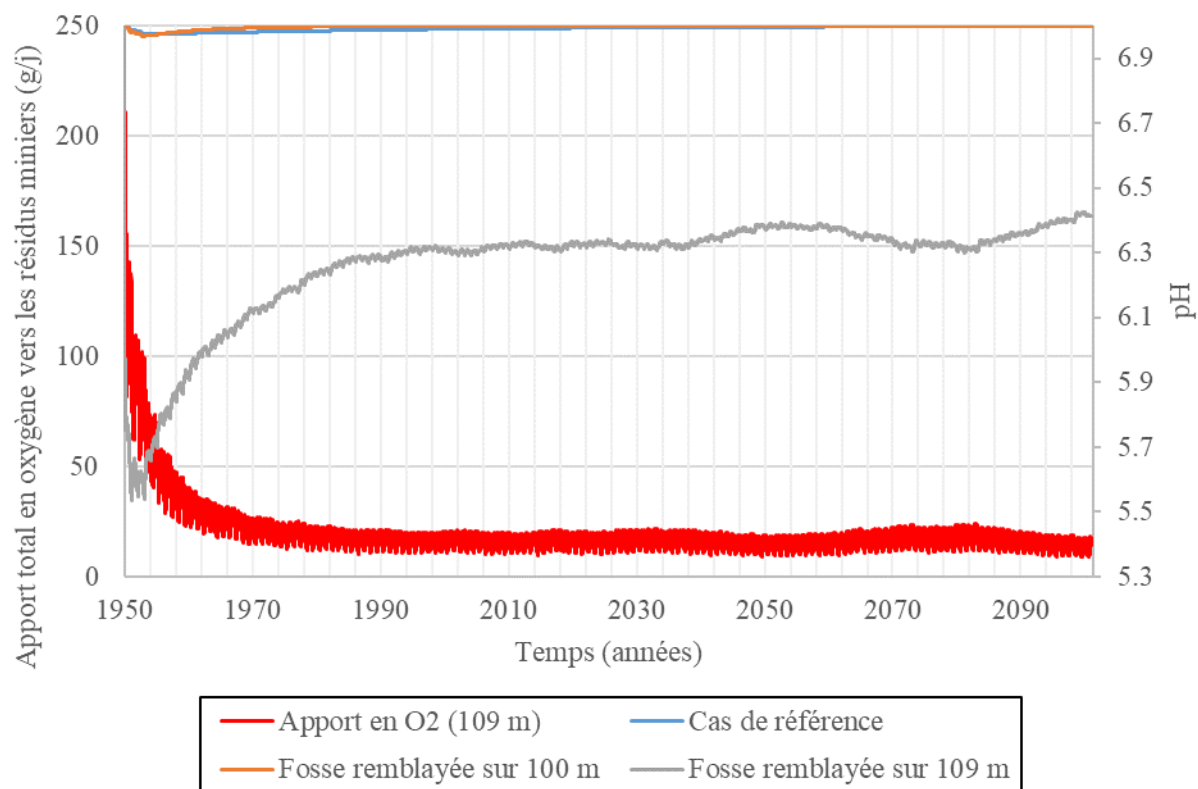


Figure 5-25 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs des remblayages avec des résidus miniers et évolution de l'apport total en oxygène (par advection et diffusion) aux résidus miniers lorsque la fosse était remblayée à 109 m par rapport à son fond.

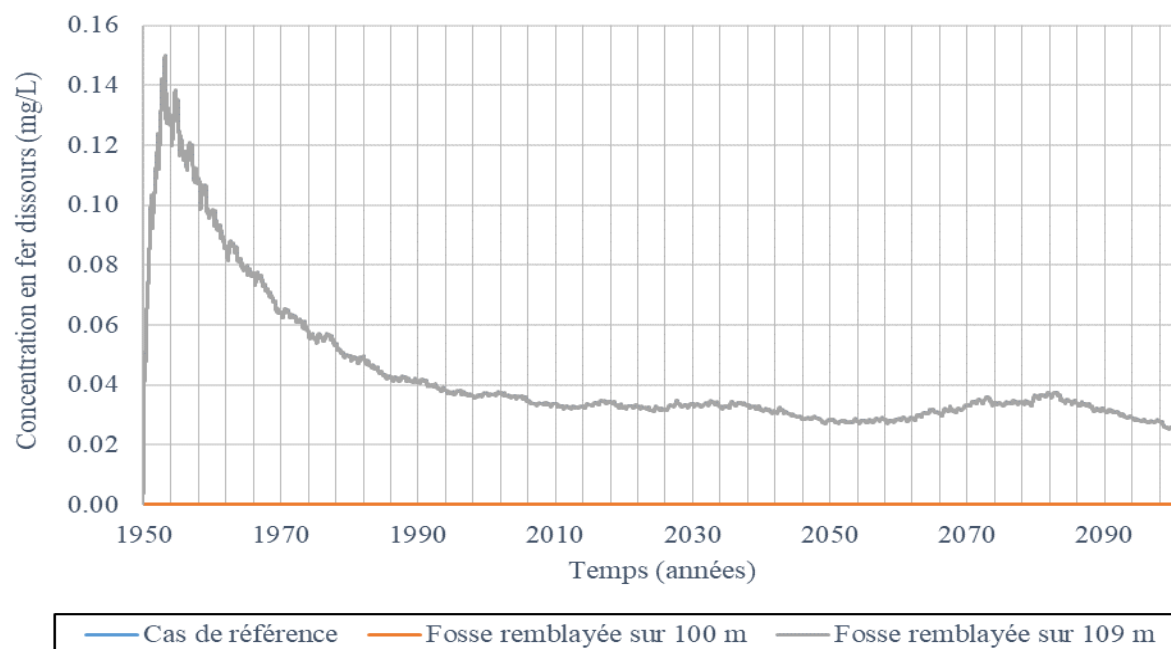


Figure 5-26 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes hauteurs de remblayage de la fosse avec des résidus miniers réactifs.

5.6 Effet du statut hydrologique (terminal sinks vs. flow-through pit lakes)

Les lacs de fosse simulés jusqu'ici étaient tous du type *terminal sinks*, c'est-à-dire que le gradient hydraulique autour du lac était supposé nul. Cependant, il existe d'autres types de lacs de fosse comme les *flow-through pit lakes* qui présentent comme particularité d'être soumis constamment à un gradient hydraulique (section 2.3.4). Dans ce cas, les débits d'eaux souterraines entrants pourraient être plus importants. Or, les résultats précédents ont montré que l'oxygène dissous dans les eaux souterraines entrant était la principale source de génération de DMA.

Cet autre type de lac de fosse a donc été simulé en suivant la même approche que dans les cas précédents. Ainsi, un gradient hydraulique de 0,01, soit un niveau phréatique initial en amont de

115 m et aval de 105 m par rapport au fond de la fosse, a été considéré afin que le niveau phréatique moyen autour du lac de fosse soit toujours de 110 m. La part de l'écoulement des eaux souterraines qui traversait effectivement le fond du lac de fosse a été définie avec le logiciel Seep 3D et représentait environ 9,2% (section 3.4.3.2). De même, les débits d'écoulements des eaux souterraines ont aussi été simulés avec Seep 3D et sont disponibles à l'annexe R. La fosse simulée était identique à celle du cas de référence (rayon supérieur = 250 m, rayon inférieur = 125 m, hauteur = 125 m, aire du bassin versant = 50 hectares) ainsi que la simulation climatique (modèle CanRCM4 avec un scénario d'émission RCP 4.5 pour l'Abitibi).

Les résultats (annexe Q) montraient que l'évolution du niveau du lac de fosse ne devrait pas présenter de différences significatives avec le cas de référence, car le niveau moyen phréatique autour du lac était toujours de 110 m. De plus, l'apport supplémentaire d'eau souterraine entrante était exactement compensé par la perte de l'eau souterraine sortante.

Les *flow-through pit lakes* permettaient donc que l'écoulement des eaux souterraines entrant et sortant coexistent durant une même période (ce qui n'était pas possible dans le cas de référence et les terminal sinks). Ainsi, le débit moyen des eaux souterraines entrant était de 6,7 m³/j et représentait 0,4% du bilan hydrique en 1950-2100 contre moins de 0,1% pour le cas de référence (Figure 5-27). L'écoulement des eaux souterraines entrant existait tant que le niveau du lac de fosse était inférieur au niveau phréatique amont (i.e 115 m voire 117 m en avec la variabilité du niveau phréatique). Ainsi, cet écoulement devrait diminuer au cours du temps à cause de l'augmentation du niveau du lac en raison des CC et s'annuler par moments à cause de l'augmentation de la variabilité du niveau du lac, notamment après 2094 où le niveau du lac devrait dépasser 117 m. Les autres composantes du bilan hydrique (évaporation, précipitations et ruissellement) ne variaient pas significativement.

L'augmentation du débit des eaux souterraines entrant par rapport au cas de référence entraînait l'oxydation des résidus miniers au fond du lac, ce qui impliquait une diminution de la qualité de l'eau. Cette dégradation de la qualité de l'eau restait cependant limitée avec un pH minimal de 6,88 (Figure 5-28) et une concentration maximale en fer dissous de 1,3 µg/L (Figure 5-29). Contrairement au cas de référence, les plus faibles pH et les plus fortes concentrations de fer

n'étaient pas nécessairement atteints pendant la période de retour à l'équilibre du niveau du lac. En effet, les écoulements des eaux souterraines entrant et sortant avaient lieu quasiment pendant toute la simulation, ce qui créait un état d'équilibre entre les contaminants produits dans le lac et rejetés dans l'environnement. Le pH devrait se stabiliser autour de 6,92 à partir de 2046 avec une tendance légèrement croissante en raison de la diminution du débit des eaux souterraines entrant. À l'inverse, la concentration en fer dissous devrait se stabiliser autour de 1,1 µg/L dès 1970 avec tendance légèrement croissante en raison de l'augmentation de l'évaporation, ce qui générerait davantage d'évapoconcentration.

La charge maximale de fer rejetée dans l'environnement par le *flow-through pit lake* devrait être de 12,8 g/mois soit plus de 10 fois celle du cas de référence pour une charge maximale mensuelle de 29,5 kg (Figure 5-30). La diffusion des contaminants à travers le roc fracturé autour du lac de fosse était négligeable et représentait moins de 3,5 g de fer sur 150 ans. Ce *flow-through pit lake* était ainsi moins performant que le *terminal sink* du cas de référence, mais satisfaisait toujours la réglementation locale en vigueur ($[Fe] < 3 \text{ mg/L}$; $pH > 6$; Directive 019; MDDELCC, 2012).

En conclusion, les résultats semblaient indiquer que les *terminal sinks* devraient être privilégiés par rapport aux *flow-through pit lakes* afin de mieux contrôler la génération de DMA. D'autres études sont cependant recommandées afin de mieux caractériser les différences entre ces deux types de lacs de fosse, notamment lors du remblayage avec des résidus miniers ainsi que d'autres contextes climatiques moins favorables.

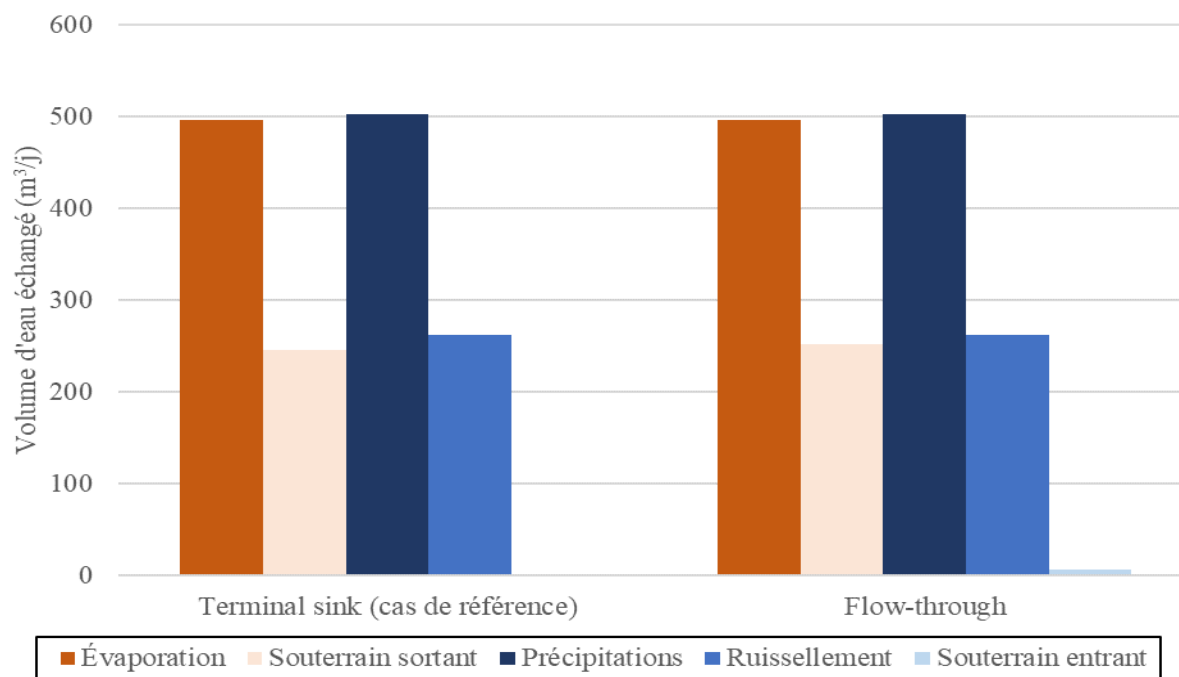


Figure 5-27 : Volumes d'eau moyens échangés par chaque composante du bilan hydrique pour un *terminal sink* (cas de référence) et un *flow-through pit lake* entre 1950 et 2100. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

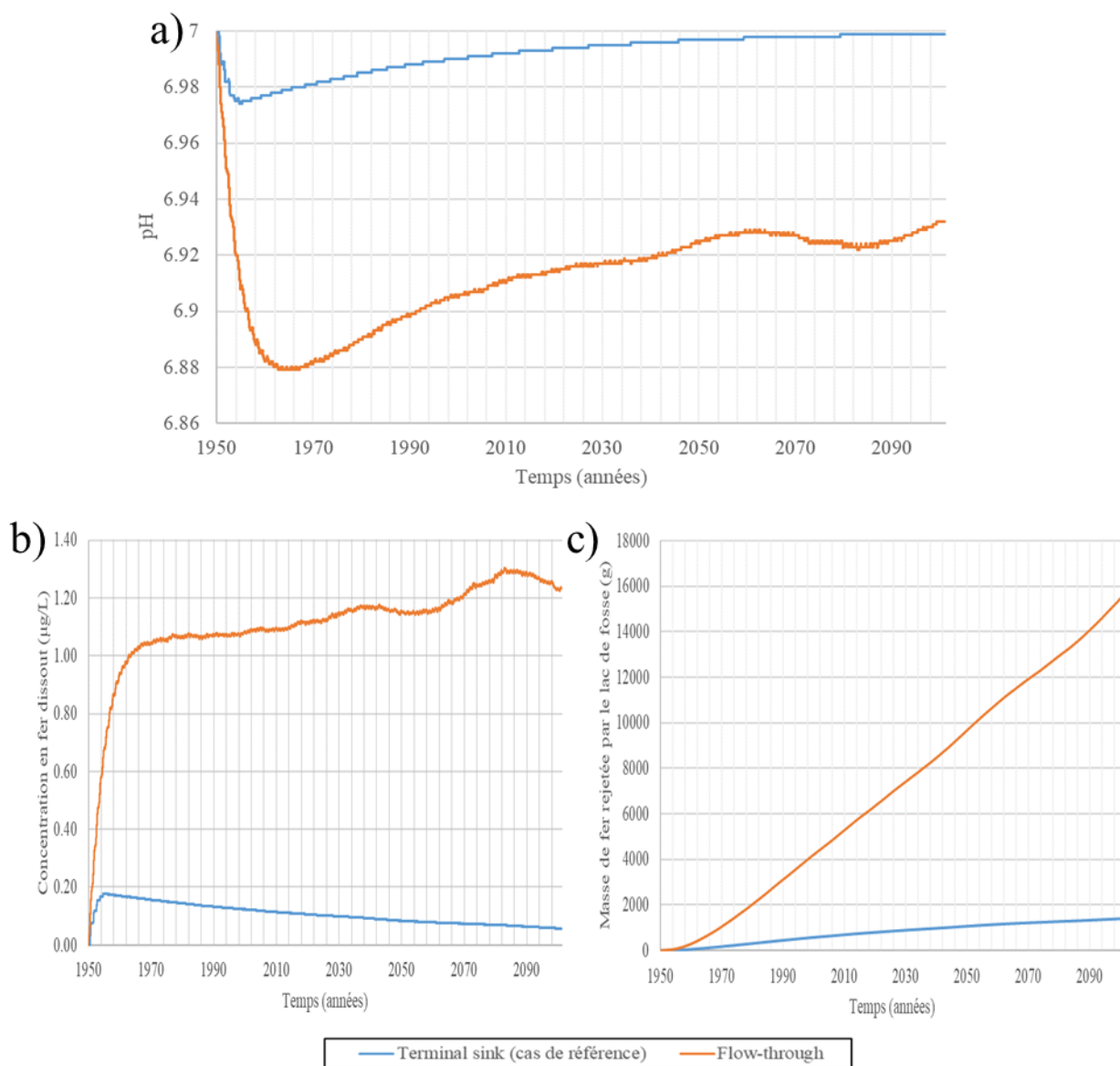


Figure 5-28 : Évolution du pH journalier (a), de la concentration en fer dissout journalière (b) et du cumul des charges journalières de fer rejetées entre 1950 et 2100 pour un *terminal sink* (cas de référence) et un *flow-through pit lake*.

5.7 Retombées concrètes pour l'industrie minière

Les simulations numériques ont permis de montrer que l'écoulement des eaux souterraines entrant constituait la principale source d'oxygène pour les résidus miniers placés au fond du lac de fosse. Ainsi, un lac de fosse avec un niveau d'eau suffisant pourrait réduire significativement le transport diffusif d'oxygène jusqu'aux résidus, mais l'apport d'oxygène dissous dans les eaux souterraines pourrait malgré tout contribuer à la génération de DMA. Cependant, les quantités de contaminants générées étaient faibles, pour les hypothèses utilisées et les conditions climatiques et hydrogéologiques étudiées ici, et la qualité des eaux du lac restait supérieure aux exigences réglementaires, à l'exception du climat subdésertique de l'Arizona.

L'apport d'oxygène dissous dans l'eau souterraine peut cependant devenir significatif lorsque le bilan hydrique du lac de fosse est négatif, ou lorsque l'évaporation prédomine fortement sur les précipitations et le ruissellement. Dans ces conditions, les pertes d'eaux liées à l'évaporation sont compensées par un apport en eau souterraine, et les quantités de contaminants (i.e. fer et sulfates ici, mais également d'autres métaux en pratique) générées et relarguées dans l'environnement peuvent devenir problématiques. Cette contamination pourrait être encore accrue par le phénomène d'évapoconcentration qui piège les contaminants dans le lac de fosse. Par conséquent, les lacs de fosse ne semblent pas adaptés comme solution de restauration minière pour contrôler la génération DMA lorsque le climat est trop chaud et sec. À l'inverse, les lacs de fosse avec un bilan hydrique positif permettent de contrôler efficacement la génération de DMA, mais les risques de débordements peuvent, dans certaines conditions, limiter leur application, en particulier à cause des incertitudes liées aux CC.

Les caractéristiques du bassin versant (aire et coefficient de ruissellement), la conductivité hydraulique du roc fracturé et la morphologie de la fosse ont une influence significative sur les risques de débordements du lac de fosse. Cependant, seules les caractéristiques du bassin versant étaient capables de modifier le signe du bilan hydrique (en plus des paramètres climatiques) et constituaient un paramètre d'influence majeure sur l'évolution de la qualité de l'eau dans un lac de fosse. L'augmentation de la variabilité du niveau phréatique et du gradient hydraulique régional en lien avec les CC devraient avoir une influence négligeable sur le niveau du lac de fosse, mais

pourrait augmenter le débit des eaux souterraines entrant, et donc les apports en oxygène dissous. Par conséquent, les lacs de fosse de type *terminal sinks* sont à préférer aux *flow-through pit lakes* pour contrôler la génération DMA.

Le remblayage des fosses avec des résidus miniers réactifs constitue une solution de restauration efficace pour limiter leur oxydation et donc la génération de DMA. Cependant, une hauteur limite de remblayage (ici la thermocline) ne devrait pas être dépassée, au risque d'augmenter le transport de l'oxygène dissous dans le lac par convection, entraînant une diminution de l'efficacité du recouvrement à contrôler la génération DMA.

Les simulations climatiques utilisées ont permis de montrer que les CC devraient contribuer à augmenter la température de l'air et les précipitations partout en Amérique du Nord et en particulier pour le climat arctique. Le réchauffement climatique devrait aussi se traduire par une diminution de la masse du manteau neigeux. L'humidité relative, la radiation solaire et la vitesse du vent ne devraient pas montrer de variations significatives en raison des CC. Le taux d'évaporation (contrôlé par la température) et le taux des précipitations devraient augmenter sur le long terme dans tous les lacs de fosse simulés. Dans la majorité des cas simulés, les CC devraient contribuer à augmenter le niveau du lac de fosse sans faire varier significativement la qualité d'eau. Cependant, les exceptions observées, comme la diminution du niveau du lac de fosse dans le climat subdésertique de l'Arizona ou l'amélioration de la qualité de l'eau dans le climat continental de prairies de la Saskatchewan, impliquent qu'une étude au cas par cas est nécessaire pour caractériser l'impact des CC sur chaque lac de fosse.

L'influence du choix du scénario d'émission (RCP 4.5 ou RCP 8.5) sur le bilan hydrique était négligeable, mais le choix du modèle climatique (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) pouvait avoir un impact significatif sur les résultats. En d'autres termes, la modélisation de l'impact des GES sur l'évolution des variables climatiques avait plus d'influence sur les résultats de cette étude que l'évolution de la trajectoire de l'émission des GES.

CHAPITRE 6 DISCUSSION GÉNÉRALE

Cette étude a donc permis de révéler que l'écoulement des eaux souterraines pouvait être dans certaines conditions le facteur critique quant à la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA et que les CC devraient avoir un impact relativement limité sur leur performance générale. Cependant, un certain nombre de simplifications et d'hypothèses, autant au laboratoire que dans les modèles numériques, ont été posées et pourraient avoir plusieurs conséquences sur les résultats présentés.

Ainsi, le modèle climatique utilisé (CanRCM4) produit par le CCCma faisait partie de l'ensemble CMIP5. Les modèles climatiques régionaux de l'ensemble CMIP6 devraient être prochainement disponibles sur la plateforme PAVICS (Ouranos, 2022). De plus, les variables climatiques simulées entre 2006 et 2022 n'ont pas été débiaisées puisque cette étude se voulait assez générale et non une étude de cas précise. Des réanalyses comme ERA5 (ECMWF, 2019) pourraient être utilisées pour les débiaiser dans le cas où l'approche proposée serait appliquée à un cas réel. L'utilisation de modèles climatiques de dernière génération (Bourdeau-Goulet & Hassanzadeh, 2021; Hamed et al., 2022; Kamruzzaman et al., 2021; Zamani et al., 2020) et du débiaisage (Cannon et al., 2015) devraient permettre d'améliorer la fiabilité des simulations climatiques utilisées et de réaliser des analyses quantitatives plus précises pour appliquer l'approche développée à des cas réels. Les simulations climatiques décrites par les modèles de l'ensemble CMIP6 restent cependant similaires à ceux de l'ensemble CMIP5 (IPCC, 2021), et les tendances observées dans cette étude ne devraient donc pas changer significativement.

Divers équipements ont permis de caractériser l'influence de l'humidité relative, de la vitesse du vent, de la radiation solaire et de la température sur l'évaporation à l'échelle du laboratoire. Ces équipements ont été utilisés afin de simuler une large variété de climats sans être restreints par un cycle saisonnier (nécessairement lent) à l'échelle du terrain. Cependant, les valeurs d'humidité relative, de radiation solaire et de vitesse du vent générées étaient constantes et parfois un peu plus élevées que les conditions usuelles, ce qui introduisait un certain biais de représentativité dans la calibration (équation 4.2). L'équation d'évaporation proposée pourrait donc avoir tendance à surestimer l'évaporation à échelle réelle comme cela a pu être observé en particulier pour les

climats arides (section 4.1.8). Néanmoins, une calibration sur la base d'observations de terrain permettrait de corriger ce biais.

Dans l'ensemble des simulations, l'aire du bassin versant et le coefficient de ruissellement ont été supposés constants. Or, l'analyse paramétrique a montré que ces deux paramètres hydrologiques avaient un impact majeur sur l'évolution de la qualité de l'eau dans un lac de fosse (section 5.4.1). L'aménagement du territoire et la modification du couvert végétal et forestier sous l'action des CC pourraient aussi modifier la nature et les propriétés des sols au cours du temps. Cependant, aucune tendance générale quant à l'augmentation ou à la diminution du coefficient de ruissellement sur le long terme, n'est disponible à l'heure actuelle, ce qui explique que les caractéristiques du bassin versant étaient supposées constantes, comme elles le sont généralement aussi dans la plupart des études actuelles (Fox et al., 2012; Guzha et al., 2018; Sajikumar & Remya, 2015). Dans le cadre d'une forte artificialisation des sols, le taux de ruissellement pourrait presque tripler et ainsi modifier significativement les bilans hydriques présentés dans cette étude. (Botula et al., 2021; Mahmoud & Alazba, 2015). Dans ce cas, les ouvrages mis en place pour contrôler le ruissellement entrant dans le lac de fosse deviendraient inefficaces. L'installation d'équipements de mesure sur le bassin versant permettrait de suivre l'évolution des caractéristiques du bassin versant et d'ajuster les modèles prédictifs.

Une autre hypothèse simplificatrice utilisée dans cette étude était l'utilisation d'un sable pour simuler un roc fracturé. Cependant, dans le cadre d'une étude de terrain, la détermination des propriétés équivalentes du milieu fracturé pourrait être complexe à cause de la zone endommagée par les activités de forage et sautage le long des murs des fosses. En effet, la densité des fractures décroît en s'éloignant du lac et les fractures contribuent généralement à rendre le roc fracturé anisotrope, ce qui rend difficile la détermination de la perméabilité équivalente du roc fracturé (De Dreuzy et al., 2012; Ishibashi et al., 2015; Maillot et al., 2016; Méheust & Schmittbuhl, 2000; Rousseau & Pabst, 2020). Ainsi, l'utilisation d'un milieu poreux équivalent pour décrire l'écoulement des eaux souterraines est certes facile à mettre en œuvre, mais les propriétés hydrogéologiques qui le définissent sont complexes à déterminer. Généralement, l'utilisation d'un milieu poreux équivalent tend à surestimer la conductivité hydraulique du roc fracturé, car la connectivité des fractures est supposée infinie, ce qui est rarement le cas en pratique. Une erreur

sur l'estimation de la conductivité hydraulique équivalente du roc fracturé pourrait avoir un impact significatif sur l'estimation du bilan hydrique du lac de fosse, mais les conséquences sur la qualité de l'eau devraient rester relativement négligeables (section 5.4.2).

Le comportement géochimique des parois de la fosse et des rejets remblayés a été fortement simplifié dans les modèles puisque l'objectif était avant tout de caractériser l'impact des CC sur la génération de contaminant dans un lac de fosse.

L'évolution de la qualité de l'eau aurait été plus représentative des conditions de terrain avec une modélisation précise de la géochimie du lac de fosse en considérant :

- Les contaminants dissous dans les eaux entrantes dans le lac de fosse (p.ex. Fe, Al, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, As, SO₄), ce qui aurait permis de mieux mettre en évidence l'augmentation des concentrations de contaminants liées à l'évapoconcentration, en particulier lorsque le bilan hydrique est négatif (Eary, 1998; Espana et al., 2008; McCullough et al., 2013). Cependant, l'augmentation de la concentration en fer dissous liée à l'oxydation des rejets miniers au fond du lac de fosse aurait été plus difficile à distinguer à cause des différents apports de contaminants dans le lac de fosse.
- Les réactions chimiques, comme l'oxydation indirecte de la pyrite ou d'autres minéraux sulfureux, l'épuisement et la passivation de surface de certains minéraux, la dissolution de minéraux neutralisants (p.ex. calcite et dolomite) qui tamponne le pH et les phénomènes de sorptions à la surface des murs de fosse qui retiennent les contaminants dans le lac (Besnard, 2003; Castendyk & Webster-Brown, 2007b). Le rôle et le développement des bactéries ferro-oxydantes et sulfato-réductrices devraient aussi être pris en considération (Aubertin, 2002; Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012; McCullough, 2011).

Le logiciel PHREEQC (ou un autre comme Visual MINTEQ (Pillard et al., 1996) ou EQ3/6 (Tempel et al., 2000)) pourrait être couplé au logiciel Goldsim pour modéliser précisément la géochimie d'un lac de fosse (Usher et al., 2010), à l'exception des processus biologiques.

L'évolution de la qualité de l'eau aurait aussi été plus représentative avec une modélisation précise du transport de l'oxygène dans un lac de fosse en considérant :

- L'oxydation des minéraux sulfureux contenus dans les murs de fosse qui devrait contribuer à la génération de DMA (Eary, 1999; Pellicori et al., 2005; Ramstedt et al., 2003).
- L'instabilité limnologique du lac de fosse qui devrait augmenter en raison des CC et favoriser le transport advectif d'oxygène dissous de manière saisonnière (section 2.2.5) à travers le recouvrement en eau (Espana et al., 2008; Gammons & Duaine, 2006; Schultze, 2013).
- Une concentration en oxygène dissous dans la nappe phréatique décroissante avec la profondeur et variable au cours du temps (Malard & Hervant, 1999) au lieu d'une concentration constante fixée à 2 mg/L. Ce profil d'oxygène dissous aurait permis de mieux caractériser l'apport d'oxygène par les eaux souterraines pour différentes profondeurs du lac de fosse.

Le logiciel DYRESM pourrait être couplé au logiciel Goldsim pour modéliser précisément la stratification des eaux du lac de fosse et notamment la détermination de la profondeur de la thermocline et de la chemocline et leur évolution dans le temps (Balistrieri et al., 2006; Castendyk & Webster-Brown, 2007a). Cependant, ce logiciel seul ne permet pas de modéliser précisément le transport d'oxygène dissous dans un lac de fosse.

CHAPITRE 7 CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

7.1 Synthèse

Les lacs de fosse constituent une solution de restauration fréquemment utilisée par l'industrie minière afin de limiter l'oxydation des minéraux sulfureux contenus dans les murs de fosse et les rejets miniers envoyés permettant de limiter les risques de génération de drainage minier acide (DMA) (Awoh et al., 2013; Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012). L'épaisseur de la couverture en eau est généralement considérée comme le facteur critique d'efficacité de cette méthode de restauration. Or, le niveau d'un lac de fosse varie au cours du temps et selon les conditions climatiques. Les CC sont donc susceptibles d'affecter durablement l'épaisseur du recouvrement en eau et constituent une source d'incertitude quant aux risques de relargage de contaminants et d'inondations liés au débordement, mais aussi quant à la performance des lacs de fosse à contrôler la génération de DMA à long terme.

L'objectif principal de cette étude était de caractériser l'impact des CC sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse. Pour y répondre, les objectifs spécifiques de cette étude étaient de :

- Proposer une méthodologie basée sur une approche de mise à l'échelle pour construire un modèle numérique simulant le bilan hydrique et la qualité de l'eau d'un lac de fosse à échelle réelle.
- Déterminer et calibrer les équations des composantes du bilan hydrique d'un lac de fosse à partir de résultats expérimentaux.
- Réaliser une analyse paramétrique sur les conditions climatiques et hydrogéologiques qui ont une influence sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse.

Un modèle physique représentant un lac de fosse à échelle réduite a été réalisé au laboratoire. Ce modèle se présentait sous la forme d'une cuve de sable de 1,5 m (L) x 1 m (l) x 1 m (h) dans laquelle

était placée une fosse demi-cylindrique de 20 cm de rayon par 15 cm de profondeur. Les équipements installés permettaient de contrôler le niveau phréatique, la vitesse du vent, l'humidité relative, la température de l'air et la radiation solaire. Le niveau du lac, la conductivité électrique et les apports et pertes en eau dans le modèle ont été mesurés au cours des essais et utilisés pour calibrer une équation globale d'estimation du bilan hydrique.

Le modèle de laboratoire a permis de caractériser l'influence de chaque variable climatique (humidité relative, radiation solaire, température et vitesse vent) sur l'évaporation dans le lac de fosse à échelle réduite. L'influence des murs de fosse et de la salinité des eaux sur l'évaporation ont aussi été caractérisées au laboratoire. Des essais de traçage ont été utilisés pour caractériser l'écoulement des eaux souterraines dans le modèle de laboratoire. Ces essais ont été reproduits numériquement avec le logiciel Seep 3D (Geoslope Int.) et les débits simulés ont été comparés aux résultats expérimentaux. Le modèle numérique a ensuite été extrapolé pour prédire l'écoulement des eaux souterraines pour un lac de fosse à échelle réelle.

Les composantes du bilan hydrique ont été intégrées à un modèle numérique réalisé avec le logiciel Goldsim (GoldSim Technology Group LLC) afin de simuler le bilan hydrique et la qualité de l'eau d'un lac de fosse typique de l'Abitibi se présentant sous la forme d'un cône tronqué inversé avec un rayon inférieur de 125 m, un rayon supérieur de 250 m et une hauteur de 125 m. Le ruissellement des eaux entrant dans le lac de fosse était défini avec de la méthode rationnelle pour un bassin versant de 50 hectares et un coefficient de ruissellement de 0,3. L'effet des conditions climatiques (localisation du site, modèle climatique, scénario d'émission) et hydrogéologiques (caractéristiques du bassin versant, conductivité hydraulique du roc fracturé, morphologie de la fosse, variabilité du niveau phréatique et son gradient hydraulique) a été évalué au moyen d'une analyse paramétrique. L'évolution du niveau du lac, des volumes d'eau échangés et de la qualité de l'eau ont été étudiés pour des climats nord-américains actuels et futurs au moyen de divers modèles climatiques (CanRCM4, CRMC5 et HIRHAM5) et scénarios d'émission (RCP 4.5 et RCP 8.5).

Les résultats ont révélé que la couverture en eau contrôlait effectivement efficacement la diffusion de l'oxygène depuis la surface. L'écoulement des eaux souterraines entrant devrait être, pour les conditions de cette étude, la principale source en oxygène dissous, entraînant ainsi l'oxydation des

rejets miniers situés au fond de la fosse. La qualité de l'eau restait cependant acceptable selon la réglementation locale en vigueur (MDDELCC, 2012).

Dans tous les cas simulés, les CC devraient contribuer à augmenter la température de l'air et les précipitations surtout pour les climats nord-américains et en particulier le climat arctique. Le réchauffement climatique devrait aussi provoquer une diminution de l'enneigement. Cependant, les CC devraient avoir un impact négligeable sur l'humidité relative, la radiation solaire et la vitesse du vent pour les climats étudiés. Le taux d'évaporation et des précipitations devraient donc augmenter pour tous les lacs de fosse simulés. Dans la majorité des cas, dont celui de l'Abitibi, les CC devraient contribuer à augmenter faiblement le niveau du lac de fosse sans faire varier significativement la qualité de l'eau. De plus, l'influence du choix du scénario d'émission sur le bilan hydrique était négligeable, mais le choix du modèle climatique pouvait cependant avoir un impact significatif sur les résultats.

Les climats chauds et secs simulés (p.ex. climat continental de prairies et subdésertique) contribuaient à développer un bilan hydrique négatif dans la fosse où l'évaporation prédominait sur les précipitations et le ruissellement. Un apport d'eau souterraine important compensait les pertes liées à l'évaporation, ce qui entraînait l'oxydation des résidus miniers et une diminution significative de la qualité de l'eau. De plus, les lacs de fosse avec un bilan hydrique négatif étaient soumis à l'évapoconcentration, augmentant encore la contamination du lac de fosse. À l'inverse, les climats froids et humides simulés (climats arctique, continental de prairies et montagneux, océanique, subarctique et subdésertique) contribuaient à développer un bilan hydrique positif qui réduisait l'écoulement des eaux souterraines entrant, ce qui entraînait une amélioration de la qualité de l'eau, mais les risques de débordements pouvaient, dans certaines conditions (p.ex. climat océanique), augmenter.

Seuls les caractéristiques du bassin versant (aire et coefficient de ruissellement), la morphologie de la fosse, la conductivité hydraulique du roc fracturé et le remblayage des fosses étaient des paramètres hydrogéologiques d'influence majeure sur les risques de débordements dans les lacs de fosse simulés. Cependant, seule la modification des caractéristiques du bassin versant (en plus des variables climatiques) était capable de changer le signe du bilan hydrique devenant ainsi un

paramètre d'influence majeure sur la performance des lacs de fosse à prévenir la génération de DMA.

Le remblayage des fosses avec des rejets miniers réactifs permettait en général de limiter leur oxydation et ainsi de prévenir efficacement la génération de DMA. Cette efficacité pouvait cependant être réduite lorsque la hauteur des rejets dépassait la thermocline, auquel cas la convection devenait le processus de transport dominant de l'oxygène à travers le lac de fosse.

7.2 Conclusion

Cette étude visait à caractériser l'impact des CC sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans un lac de fosse. Les principales conclusions sont les suivantes :

- L'utilisation d'une approche de mise à l'échelle a permis d'établir une équation globale du bilan hydrique d'un lac de fosse à grande échelle de manière plus flexible et plus rapide qu'à partir d'une étude de terrain. Le contrôle des variables climatiques à l'échelle du laboratoire permet de générer une large variété de climats et caractériser précisément l'impact de chaque variable climatique sur les composantes du bilan hydrique. Cette approche permet aussi d'anticiper le bilan hydrique d'un lac de fosse avant même sa création, ce qui permet d'inclure cette approche dans les pratiques de *design for closure* (ou « conception pour la fermeture »). Cependant, cette approche a comme inconvénient d'introduire un biais de représentativité par rapport aux conditions climatiques réelles autour d'un lac de fosse. De plus, les essais à l'échelle du laboratoire ne permettent pas de prendre en considération l'aspect limnologique des lacs de fosse.
- Un lac de fosse peut effectivement être une solution efficace pour limiter la diffusion de l'oxygène depuis la surface. Cependant, l'écoulement des eaux souterraines entrant dans un lac de fosse constitue aussi une source en oxygène dissous, pouvant entraîner l'oxydation des rejets miniers situés au fond de la fosse. Par conséquent, un lac de fosse devrait donc être conçu avec comme critère un niveau du lac de fosse supérieur à celui de la nappe phréatique régionale afin de limiter cet écoulement et maximiser la performance du lac de

fosse à contrôler la génération de DMA. Cependant, l'industrie minière doit accorder autant d'importance à la protection des eaux souterraines et des eaux de surfaces (Bussière et al., 2022; MDDELCC, 2012; MERN, 2022a). Ainsi, dans certains cas, les lacs de fosse qui agissent comme un piège hydraulique pourraient être une solution de restauration minière plus adaptée.

- Les CC devraient contribuer à augmenter la température de l'air et les précipitations dans tous les climats nord-américains simulés, en particulier le climat arctique. Le réchauffement climatique devrait aussi provoquer une diminution de l'enneigement. Cependant, les CC devraient avoir un impact négligeable sur l'humidité relative, la radiation solaire et la vitesse du vent. Par conséquent, les CC devraient contribuer à augmenter le taux d'évaporation, des précipitations et du ruissellement dans les lacs de fosse. Dans la majorité d'entre eux, le niveau du lac pourrait augmenter faiblement sans faire varier significativement la qualité de l'eau. Cependant, les exceptions observées impliquent qu'il est nécessaire de réaliser une étude au cas par cas pour caractériser l'impact des CC sur chaque lac de fosse. L'influence du choix du scénario d'émission sur les résultats devrait être négligeable comparativement à celle du choix du modèle climatique.
- Les caractéristiques du bassin versant sont les seuls paramètres hydrologiques (en plus de paramètres climatiques) capables de modifier ce critère et doivent donc être déterminées précisément et faire l'objet d'un suivi en raison des CC et des activités humaines.
- Le remblayage des lacs de fosse avec rejets miniers réactifs pourrait être une solution de restauration efficace pour prévenir la génération de DMA. Cependant, l'efficacité de cette solution est réduite lorsque la hauteur des rejets miniers dépasse celle de la thermocline. De plus, les méthodes de remblayage devraient être optimisées afin de réduire l'écoulement des eaux souterraines entrant au contact des rejets miniers. Des méthodes de remblayage comme la création d'une enveloppe perméable pourraient être utilisées dans ce but (Rousseau, 2021).

Cette étude aura permis de proposer plusieurs recommandations afin de concevoir les lacs de fosse comme une solution de restauration minière efficace pour contrôler la génération de DMA et assurer leur résilience face au CC.

7.3 Recommandations

Les résultats de cette étude étaient principalement basés sur des observations à l'échelle du laboratoire qui pouvaient introduire un certain biais de représentativité, en particulier pour la caractérisation de l'évaporation. L'étude sur le terrain d'un lac de fosse réel permettrait d'effectuer un suivi des variables climatiques (p.ex. vitesse du vent, radiation solaire, humidité relative, précipitations, enneigement et température de l'air) (McJannet et al., 2019), des composantes du bilan hydrique (évaporation, ruissellement, débordement, précipitations et écoulements des eaux souterraines) et de la qualité de l'eau (p.ex. concentration en espèces dissoutes, pH et conductivité électrique) (Castendyk, Eary, et al., 2015; Gammons et al., 2013) et donc de calibrer de manière plus représentative les composantes du bilan hydrique.

De plus, les caractéristiques du bassin versant et en particulier le coefficient de ruissellement ont un impact majeur sur le bilan hydrique d'un lac de fosse et sa capacité à prévenir la génération de DMA. L'impact des activités anthropiques et des CC sur l'évolution du recouvrement du bassin versant et en particulier à travers l'évolution du couvert végétal et forestier devrait donc être étudié plus en détail. (Reidmiller et al., 2019). Ces travaux futurs devraient proposer une méthodologie pour quantifier la variation du coefficient de ruissellement du bassin versant à long terme, ce qui permettrait d'inclure l'impact des CC sur le design des ouvrages contrôlant le ruissellement jusqu'au lac de fosse.

La caractérisation de l'écoulement des eaux souterraines selon cette étude était basée sur l'utilisation d'un milieu poreux équivalent. Or cette approche est basée sur certaines hypothèses simplificatrices (p.ex. milieu homogène, isotrope et une connectivité des fractures infinie) qui rendent la détermination des propriétés équivalente du roc fracturé complexe et mènent généralement à une surestimation des apports d'eau souterraine (De Dreuzy et al., 2012; Ishibashi

et al., 2015; Maillot et al., 2016; Méheust & Schmittbuhl, 2000; Rousseau & Pabst, 2020). Modéliser l'écoulement des eaux souterraines à travers les fractures du roc entourant le lac de fosse de façon explicite permettrait d'être plus représentatif des conditions de terrain. Cependant, un milieu poreux équivalent correctement calibré, permet souvent de décrire de manière satisfaisante l'écoulement des eaux souterraines dans un roc fracturé (Rousseau & Pabst, 2022).

La réalisation des trois précédentes recommandations permettrait de déterminer avec confiance, dès la phase d'élaboration d'une exploitation minière à ciel ouvert, le bilan hydrique du lac de fosse et son évolution face aux CC.

La modélisation de la qualité de l'eau dans cette étude faisait également appel à un certain nombre d'hypothèses simplificatrices. Cette modélisation devrait être améliorée afin de prédire précisément et de manière représentative l'évolution de la qualité de l'eau dans un lac de fosse réel (Castendyk & Eary, 2009; Geller et al., 2012). Ces améliorations devraient inclure :

- La modélisation de l'ensemble des espèces dissoutes présentes et entrantes dans le lac de fosse (p.ex. Fe, Al, Mn, Zn, Cu, Pb, Co, As, SO₄) ainsi que l'ensemble des réactions avec un impact significatif sur la qualité de l'eau (p.ex. dissolution d'autres minéraux sulfureux, des minéraux neutralisants et les processus biologiques).
- La modélisation du transport de l'oxygène dans le lac de fosse liée à son instabilité limnologique et l'apport en oxygène dissous par les eaux souterraines pour chaque zone du lac de fosse. Cette amélioration permettrait également de modéliser l'oxydation des murs de fosse.

La réalisation de l'ensemble de ces recommandations permettrait de concevoir avec confiance, dès la phase conception des opérations, un lac de fosse comme solution de restauration minière efficace et résiliente aux CC pour prévenir la génération de DMA et les risques de débordement.

Ainsi, ces travaux futurs permettraient d'établir des méthodologies, équations et valeurs seuils claires afin de mieux intégrer l'impact des CC sur les lacs de fosse et de faciliter l'intégration des CC aux cadres réglementaires liés au domaine minier (Vandenberg et al., 2022).

BIBLIOGRAPHIE

- Adem, A. A., Melesse, A. M., Tilahun, S. A., Setegn, S. G., Ayana, E. K., Wale, A., & Assefa, T. T. (2014). Climate change projections in the upper Gilgel Abay River catchment, Blue Nile basin Ethiopia. In *Nile river basin* (pp. 363-388). Springer.
- Ahmad, F. (2018). Effect Of Climate Change on a Monolithic Desulphurized Tailings Cover.
- Anire, R. B., Cruz, F. R. G., & Agulto, I. C. (2017). Environmental wireless sensor network using raspberry Pi 3 for greenhouse monitoring system. 2017 IEEE 9th International Conference on Humanoid, Nanotechnology, Information Technology, Communication and Control, Environment and Management (HNICEM).
- Arnoux, M., Barbecot, F., Gibert-Brunet, E., Gibson, J., & Noret, A. (2017). Impacts of changes in groundwater recharge on the isotopic composition and geochemistry of seasonally ice-covered lakes: insights for sustainable management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(11), 5875-5889.
- Aryafar, A., Ardejani, F. D., Singh, R., & Shokri, B. J. (2007). Prediction of groundwater inflow and height of the seepage face in a deep open pit mine using numerical finite element model and analytical solutions. IMWA Symposium.
- Aubertin, M., Bussiere, B., & Chapuis, R. P. (1996). Hydraulic conductivity of homogenized tailings from hard rock mines. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 470-482.
- Aubertin, M., Bussière, B., Monzon, M., Joanes, A., Gagnon, D., Barbera, J., Aachib, M., Bédard, C., Chapuis, R., & Bernier, L. (1999). Étude sur les barrières sèches construites à partir de résidus miniers Phase II–Essais en place.[A study of dry covers constructed from mine tailings, Phase II: In situ test.]. *Mine Environment Neutral Drainage Report (NEDEM/MEND)*, 2.

- Aubertin, M., Bussière, B., Pabst, T., James, M., & Mbonimpa, M. (2016). Review of the reclamation techniques for acid-generating mine wastes upon closure of disposal sites.
- Aubertin, M., Cifuentes, E., Apithy, S., Bussière, B., Molson, J., & Chapuis, R. (2009). Analyses of water diversion along inclined covers with capillary barrier effects. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(10), 1146-1164.
- Aubertin, M., Mbonimpa, M., Bussière, B., & Chapuis, R. (2003). A model to predict the water retention curve from basic geotechnical properties. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(6), 1104-1122.
- Aubertin, M., Pabst, T., Bussière, B., James, M., Mbonimpa, M., Benzaazoua, M., & Maqsoud, A. (2015). Revue des meilleures pratiques de restauration des sites d'entreposage de rejets miniers générateurs de DMA. Symposium 2015 sur l'environnement et les mines.
- Aubertin, M. B. B. B., L. (2002). *Environnement et gestion des résidus miniers* (L. P. I. P. d. Montréal, Ed.).
- Awoh, A. S., Mbonimpa, M., & Bussière, B. (2013). Field study of the chemical and physical stability of highly sulphide-rich tailings stored under a shallow water cover. *Mine Water and the Environment*, 32(1), 42-55.
- Ayora, C., Caraballo, M. A., Macias, F., Rötting, T. S., Carrera, J., & Nieto, J.-M. (2013). Acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt: 2. Lessons learned from recent passive remediation experiences. *Environmental Science and Pollution Research*, 20(11), 7837-7853.
- Bahrami, S., Ardejani, F. D., & Baafi, E. (2016). Application of artificial neural network coupled with genetic algorithm and simulated annealing to solve groundwater inflow problem to an advancing open pit mine. *Journal of Hydrology*, 536, 471-484.
- Bahrami, S., Doulati Ardejani, F., Aslani, S., & Baafi, E. (2014). Numerical modelling of the groundwater inflow to an advancing open pit mine: Kolahdarvazeh pit, Central Iran. *Environmental monitoring and assessment*, 186(12), 8573-8585.

- Balistrieri, L. S., Tempel, R. N., Stillings, L. L., & Shevenell, L. A. (2006). Modeling spatial and temporal variations in temperature and salinity during stratification and overturn in Dexter Pit Lake, Tuscarora, Nevada, USA. *Applied Geochemistry*, 21(7), 1184-1203.
- BAPE. (2014). *Études de modélisation hydrogéologique des impacts potentiels sur la qualité de l'eau souterraine du prolongement de la halde à stériles et du parc à résidus, Mine Canadian Malartic, Québec.*
- BAPE, B. d. a. p. s. l. e. (2021). *Projet d'augmentation de la capacité d'entreposage des résidus miniers et des stériles à la mine de fer du lac Bloom.*
- Becker, M. W., & Shapiro, A. M. (2000). Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research*, 36(7), 1677-1686.
- Benson, C., & Scaliar, J. (2008). Field performance of GCLs used as hydraulic barriers in caps. Proc. Symp. Mines and Environnement.
- Berkowitz, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25(8-12), 861-884.
- Besnard, K. (2003). *Modélisation du transport réactif dans les milieux poreux hétérogènes. Application aux processus d'adsorption cinétique non linéaire* Université Rennes 1.
- Bird, D., & Mahoney, J. (1994). Estimating Post-Mining Pit Lake Geochemistry Utilizing Geochemical and Numerical Modeling. *Preprints-society of mining engineers of aime.*
- Blaney, H., & Cridole, W. (1950). Determining water requirements in irrigated area from climatological and irrigation data: USD A. *Soil Conservation Service, Technical paper, 96.*
- Boehrer, B., & Schultze, M. (2008). Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, 46(2).
- Bonte, M., Wols, B., Maas, K., & Stuyfzand, P. (2017). Sources of dissolved oxygen in monitoring and pumping wells. *Hydrogeology journal*, 25(1), 55-66.

- Bossé, B. (2014). *Évaluation du comportement hydrogéologique d'un recouvrement alternatif constitué de rejets calcaires phosphatés en climat semi-aride à aride*. Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Botula, Y.-D., Bussière, B., Guittonny, M., & Bresson, É. (2021). *Approche méthodologique pour intégrer des scénarios de végétation forestière tenant compte des changements climatiques dans la prédiction de la performance des méthodes de restauration minière sous climat humide au Québec*. Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Boughton, W. (1989). A review of the USDA SCS curve number method. *Soil Research*, 27(3), 511-523.
- Bourdeau-Goulet, S. C., & Hassanzadeh, E. (2021). Comparisons between CMIP5 and CMIP6 models: Simulations of climate indices influencing food security, infrastructure resilience, and human health in Canada. *Earth's Future*, 9(5), e2021EF001995.
- Bouwer, H., & Rice, R. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3), 423-428.
- Bouzahzah, H., Benzaazoua, M., Bussière, B., & Plante, B. (2014). Revue de littérature détaillée sur les tests statiques et les essais cinétiques comme outils de prédiction du drainage minier acide. *Déchets Sciences et Techniques*, 66, 14-31.
- Boyce, F., Donelan, M. A., Hamblin, P., Murthy, C., & Simons, T. J. (1989). Thermal structure and circulation in the Great Lakes. *Atmosphere-ocean*, 27(4), 607-642.
- Bredehoeft, J. D., & Papadopoulos, S. S. (1980). A method for determining the hydraulic properties of tight formations. *Water Resources Research*, 16(1), 233-238.
- Bredehoeft, J. D., & Papaopoulos, I. (1965). Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research*, 1(2), 325-328.

- Brunner, P., & Simmons, C. T. (2012). HydroGeoSphere: a fully integrated, physically based hydrological model. *Groundwater*, 50(2), 170-176.
- Bussière, B., Aubertin, M., Mbonimpa, M., Molson, J. W., & Chapuis, R. P. (2007). Field experimental cells to evaluate the hydrogeological behaviour of oxygen barriers made of silty materials. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(3), 245-265.
- Bussière, B., Aubertin, M., Zagury, G. J., Potvin, R., & Benzaazoua, M. (2005). Principaux défis et pistes de solution pour la restauration des aires d'entreposage de rejets miniers abandonnées. Proceedings of the Symposium 2005 sur l'environnement et les Mines.
- Bussière, B., Benzaazoua, M., Aubertin, M., & Mbonimpa, M. (2004). A laboratory study of covers made of low-sulphide tailings to prevent acid mine drainage. *Environmental geology*, 45(5), 609-622.
- Bussière, B., Demers, I., Charron, P., & Bruno, B. (2017). *Analyse de risques et de vulnérabilités liés aux changements climatiques pour le secteur minier québécois*. URSTM.
- Bussière, B., Pabst, T., Boulanger-Martel, V., Guittonny, M., Plante, B., Neculita, C. M., Awoh, S., Mbonimpa, M., Demers, I., & Maqsoud, A. (2021). 10 Monitoring the Performance of Mine Site Reclamation.
- Butler Jr, J. J., & Zhan, X. (2004). Hydraulic tests in highly permeable aquifers. *Water Resources Research*, 40(12).
- Cabral, A., Lefebvre, G., Proulx, M., Audet, C., & Labbe, M. (1997). Use of deinking residues as cover material in the prevention of AMD generation at an abandoned mine site. Tailings and Mine Waste'97,
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, 28(17), 6938-6959.
- Carlino, A., & McCullough, C. (2019). Modelling the long-term water balance of a pit lake with recreational end uses. Proceedings of the 13th International Conference on Mine Closure.

- Carslaw, H. S., & Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*.
- Castendyk, D., Balistrieri, L. S., Gammons, C., & Tucci, N. (2015). Modeling and management of pit lake water chemistry 2: Case studies. *Applied Geochemistry*, 57, 289-307.
- Castendyk, D., Eary, L., & Balistrieri, L. S. (2015). Modeling and management of pit lake water chemistry 1: Theory. *Applied Geochemistry*, 57, 267-288.
- Castendyk, D. N., & Eary, L. E. (2009). *Mine pit lakes: characteristics, predictive modeling, and sustainability* (Vol. 3). SME.
- Castendyk, D. N., & Webster-Brown, J. G. (2007a). Sensitivity analyses in pit lake prediction, Martha Mine, New Zealand 1: Relationship between turnover and input water density. *Chemical Geology*, 244(1-2), 42-55.
- Castendyk, D. N., & Webster-Brown, J. G. (2007b). Sensitivity analyses in pit lake prediction, Martha mine, New Zealand 2: geochemistry, water–rock reactions, and surface adsorption. *Chemical Geology*, 244(1-2), 56-73.
- Catalan, L. (1998). Prédiction à long terme de la qualité de l'eau dans l'ancienne carrière Don Rouyn. *Rapport préparé pour Stéphane Robert, Fonderie Horne*, 76.
- CCCma. (2020). *Sortie du modèle CanRCM4*. https://climate-modelling.canada.ca/french/data/canrcm/CanRCM4/index_cordex.shtml
- Chapuis, R. P. (2009). Numerical modeling of reservoirs or pipes in groundwater seepage. *Computers and Geotechnics*, 36(5), 895-901.
- Chapuis, R. P. (2012). Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review. *Bulletin of engineering geology and the environment*, 71(3), 401-434.
- Chapuis, R. P., & Aubertin, M. (2003). Predicting the coefficient of permeability of soils using the Kozeny-Carman equation.
- Chapuis, R. P., Masse, I., Madinier, B., & Aubertin, M. (2007). A drainage column test for determining unsaturated properties of coarse materials. *Geotechnical testing journal*, 30(2), 83-89.

- Charron. (2016). *Guide sur les scénarios climatiques: utilisation de l'information climatique pour guider la recherche et la prise de décision en matière d'adaptation*. Ouranos.
- Christensen, O. B., Drews, M., Christensen, J. H., Dethloff, K., Ketelsen, K., Hebestadt, I., & Rinke, A. (2007). The HIRHAM regional climate model. Version 5 (beta).
- Christophersen, N., & Hooper, R. P. (1992). Multivariate analysis of stream water chemical data: The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1), 99-107.
- Conway, M. K. (2013). *Matching Surface Water and Groundwater Elevations in Mud Lake using HydroGeoSphere*.
- Cooper, C., Grobler, J., & Reyes, M. P. (2018). 3D Deposition and Water Balance Modelling with Muk3D and GoldSim.
- Cooper Jr, H. H., Bredehoeft, J. D., & Papadopoulos, I. S. (1967). Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, 3(1), 263-269.
- Cussler, E. L., & Cussler, E. L. (2009). *Diffusion: mass transfer in fluid systems*. Cambridge university press.
- Davis, A., & Ashenberg, D. (1989). The aqueous geochemistry of the Berkeley pit, Butte, Montana, USA. *Applied Geochemistry*, 4(1), 23-36.
- De Dreuzy, J.-R. (2000). Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures. *Université de Rennes, Rennes*.
- De Dreuzy, J. R., Méheust, Y., & Pichot, G. (2012). Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11).
- Dehghan, M. (2004). Numerical solution of the three-dimensional advection–diffusion equation. *Applied Mathematics and Computation*, 150(1), 5-19.
- Demers, I. (2008). *Performance d'une barrière à l'oxygène constituée de résidus miniers faiblement sulfureux pour contrôler la production de drainage minier acide* Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.

- Demers, I., Bussière, B., Benzaazoua, M., Mbonimpa, M., & Blier, A. (2008). Column test investigation on the performance of monolayer covers made of desulphurized tailings to prevent acid mine drainage. *Minerals Engineering*, 21(4), 317-329.
- Devlin, J. F. (2015). HydrogeoSieveXL: an Excel-based tool to estimate hydraulic conductivity from grain-size analysis. *Hydrogeology journal*, 23(4), 837-844.
- Dewaide, L., Collon, P., Poulain, A., Rochez, G., & Hallet, V. (2018). Double-peaked breakthrough curves as a consequence of solute transport through underground lakes: a case study of the Furfooz karst system, Belgium. *Hydrogeology journal*, 26(2), 641-650.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology* (Vol. 506). Wiley New York.
- Douville, H., Raghavan, K., Renwick, J., Allan, R. P., Arias, P. A., Barlow, M., Cerezo-Mota, R., Cherchi, A., Gan, T., & Gergis, J. (2021). Water cycle changes.
- Dowling, J., Atkin, S., Beale, G., & Alexander, G. (2004). Development of the sleeper pit lake. *Mine Water and the Environment*, 23(1), 2-11.
- Doyle, F., & Davies, S. (1999). Creation of a wetland ecosystem from a sand mining site: a multidisciplinary approach. *Wetlands for the future*, 761-772.
- Earle, S. (2015). Physical geology.
- Eary, L. E. (1998). Predicting the effects of evapoconcentration on water quality in mine pit lakes. *Journal of Geochemical Exploration*, 64(1-3), 223-236.
- Eary, L. E. (1999). Geochemical and equilibrium trends in mine pit lakes. *Applied Geochemistry*, 14(8), 963-987.
- Ebigbo, A., Lang, P. S., Paluszny, A., & Zimmerman, R. W. (2016). Inclusion-based effective medium models for the permeability of a 3D fractured rock mass. *Transport in Porous Media*, 113(1), 137-158.
- ECMWF, C. e. p. l. p. m. à. m. t. (2019). ERA5. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>

- El-Zehairy, A., Lubczynski, M., & Gurwin, J. (2018). Interactions of artificial lakes with groundwater applying an integrated MODFLOW solution. *Hydrogeology journal*, 26(1), 109-132.
- Elberling, B., & Damgaard, L. R. (2001). Microscale measurements of oxygen diffusion and consumption in subaqueous sulfide tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(12), 1897-1905.
- Emerman, S. H. (2020). Éviter la destruction de lacs pour y déverser des résidus miniers.
- Engineering ToolBox. (2010). *Minerals and other Materials - Specific Gravities*. https://www.engineeringtoolbox.com/minerals-specific-gravity-d_1644.html
- Espana, J. S., Pamo, E. L., Pastor, E. S., & Ercilla, M. D. (2008). The acidic mine pit lakes of the Iberian Pyrite Belt: An approach to their physical limnology and hydrogeochemistry. *Applied Geochemistry*, 23(5), 1260-1287.
- Espana, J. S., Pamo, E. L., Santofimia, E., Aduvire, O., Reyes, J., & Baretino, D. (2005). Acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (Odiel river watershed, Huelva, SW Spain): geochemistry, mineralogy and environmental implications. *Applied Geochemistry*, 20(7), 1320-1356.
- Ethier, M.-P. (2018). *Évaluation de la performance d'un système de recouvrement monocouche avec nappe surélevée pour la restauration d'un parc à résidus miniers abandonné* Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Ethier, M.-P., Bussière, B., Broda, S., & Aubertin, M. (2018). Three-dimensional hydrogeological modeling to assess the elevated-water-table technique for controlling acid generation from an abandoned tailings site in Quebec, Canada. *Hydrogeology journal*, 26(4), 1201-1219.
- Eve Christian. (2002). *Les vents*.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937-1958.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology* (P. Hall, Ed. 4th Edition ed.).

- Fox, D. M., Witz, E., Blanc, V., Soulié, C., Penalver-Navarro, M., & Dervieux, A. (2012). A case study of land cover change (1950–2003) and runoff in a Mediterranean catchment. *Applied Geography*, 32(2), 810-821.
- Freeze, R., & Cherry, J. (1979). *Groundwater*. Prentice-hall.
- Gammons, C. H., & Duaine, T. E. (2006). Long term changes in the limnology and geochemistry of the Berkeley pit lake, Butte, Montana. *Mine Water and the Environment*, 25(2), 76-85.
- Gammons, C. H., Harris, L. N., Castro, J. M., Cott, P. A., & Hanna, B. W. (2009). Creating lakes from open pit mines: processes and considerations, emphasis on northern environments.
- Gammons, C. H., Pape, B. L., Parker, S. R., Poulson, S. R., & Blank, C. E. (2013). Geochemistry, water balance, and stable isotopes of a “clean” pit lake at an abandoned tungsten mine, Montana, USA. *Applied Geochemistry*, 36, 57-69.
- Gas, N. (2017). National pollutant discharge elimination system (NPDES).
- Geller, W., Schultze, M., Kleinmann, B., & Wolkersdorfer, C. (2012). *Acidic pit lakes: the legacy of coal and metal surface mines*. Springer Science & Business Media.
- George, P. (1970). *Dictionnaire de la Géographie*.
- GEOSLOPE International, L. (2021). Heat and mass transfer modeling with Geostudio.
- Gibson, J., Yi, Y., & Birks, S. (2019). Isotopic tracing of hydrologic drivers including permafrost thaw status for lakes across Northeastern Alberta, Canada: a 16-year, 50-lake assessment. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 26, 100643.
- Go, S., Mathias, D., Mattenberger, C., Lawrence, S., & Gee, K. (2014). An integrated reliability and physics-based risk modeling approach for assessing human spaceflight systems.
- Goharian, E., Burian, S. J., Lillywhite, J., & Hile, R. (2017). Vulnerability assessment to support integrated water resources management of metropolitan

- water supply systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 143(3), 04016080.
- Gosselin, M. (2007). *Étude de l'influence des caractéristiques hydrogéochimiques des résidus miniers réactifs sur la diffusion et la consommation de l'oxygène*. École Polytechnique de Montréal.
- Guzha, A., Rufino, M. C., Okoth, S., Jacobs, S., & Nóbrega, R. (2018). Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15, 49-67.
- Haerter, J., Hagemann, S., Moseley, C., & Piani, C. (2011). Climate model bias correction and the role of timescales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 1065-1079.
- Hamed, M. M., Nashwan, M. S., Shahid, S., bin Ismail, T., Wang, X.-j., Dewan, A., & Asaduzzaman, M. (2022). Inconsistency in historical simulations and future projections of temperature and rainfall: A comparison of CMIP5 and CMIP6 models over Southeast Asia. *Atmospheric research*, 265, 105927.
- Hammond, G., Lichtner, P., Lu, C., & Mills, R. T. (2012). PFLOTRAN: Reactive flow & transport code for use on laptops to leadership-class supercomputers. *Groundwater reactive transport models*, 141-159.
- Hanna, M. (1990). Evaluation of models predicting mixing depth. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 47(5), 940-947.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the irrigation and Drainage Division*, 108(3), 225-230.
- Hausfather, Z. (2020). CMIP6: the next generation of climate models explained. *Carbon Brief*. <https://www.carbonbrief.org/cmip6-the-next-generation-of-climate-models-explained>. Accessed, 8.
- Havis, R., & Worthington, S. (1997). A simple model for the management of mine pit-lake filling and dewatering. *Tailings and Mine Waste'97*,
- Hazen, A. (1911). Dams on sand formations: discussion. *Trans ASCE*, 73, 199-203.

- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*. Elsevier.
- Holder, A. W. (1996). *Testing and validation of FLOTRAN: A ground water flow and contaminant transport model* Rice University.
- Holder, A. W., Bedient, P. B., & Dawson, C. N. (2000). FLOTRAN, a three-dimensional ground water model, with comparisons to analytical solutions and other models. *Advances in Water Resources*, 23(5), 517-530.
- Holmes, P. R., & Crundwell, F. K. (2000). The kinetics of the oxidation of pyrite by ferric ions and dissolved oxygen: an electrochemical study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(2), 263-274.
- Hotton, G. (2019). *Influence des changements climatiques sur la performance de couverture à effets de barrière capillaire: étude du cas Lorraine*. École Polytechnique de Montréal (Canada).
- Hundsdoerfer, W., & Verwer, J. G. (2007). *Numerical solution of time-dependent advection-diffusion-reaction equations* (Vol. 33). Springer Science & Business Media.
- Hunt, R. (2003). Ground Water-Lake interaction modeling using the LAK3 package for MODFLOW 2000. *Ground Water*, 41(2), 114.
- Hvorslev, M. J. (1951). *Time lag and soil permeability in ground-water observations*. Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, US Army.
- ICMM. (2013). *Adapting to a changing climate: Implications for the mining and metals industry*.
- IPCC. (2021). *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Ishibashi, T., Watanabe, N., Hirano, N., Okamoto, A., & Tsuchiya, N. (2015). Beyond-laboratory-scale prediction for channeling flows through subsurface rock fractures with heterogeneous aperture distributions revealed by laboratory evaluation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(1), 106-124.

- James, M., Aubertin, M., & Bussière, B. (2013). On the use of waste rock inclusions to improve the performance of tailings impoundments. Proceedings of the 18th International Conference Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Paris, France.
- Jeong, J., Lee, Y.-M., Kim, J.-W., Cho, D.-K., Ko, N. Y., & Baik, M. H. (2016). Progress of the long-term safety assessment of a reference disposal system for high level wastes in Korea. *Progress in Nuclear Energy*, 90, 37-45.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., & Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6), 873-887.
- Kalogirou, S. A. (2013). *Solar energy engineering: processes and systems*. Academic Press.
- Kamruzzaman, M., Shahid, S., Islam, A., Hwang, S., Cho, J., Zaman, M., Uz, A., Ahmed, M., Rahman, M., & Hossain, M. (2021). Comparison of CMIP6 and CMIP5 model performance in simulating historical precipitation and temperature in Bangladesh: a preliminary study. *Theoretical and Applied Climatology*, 145(3), 1385-1406.
- Kempton, J., Locke, W., Atkins, D., Nicholson, A., Bennett, M., Bliss, L., & Maley, P. (1997). Probabilistic prediction of water quality in the Twin Creeks Mine pit lake, Golconda, Nevada, USA. Proc, 4th International Conf on Acid Rock Drainage,
- Khan, M. S., Coulibaly, P., & Dibike, Y. (2006). Uncertainty analysis of statistical downscaling methods using Canadian Global Climate Model predictors. *Hydrological Processes: An International Journal*, 20(14), 3085-3104.
- Kiiskila, J. D., Sarkar, D., Panja, S., Sahi, S. V., & Datta, R. (2019). Remediation of acid mine drainage-impacted water by vetiver grass (*Chrysopogon zizanioides*): A multiscale long-term study. *Ecological Engineering*, 129, 97-108.
- Kirk, L., Schafer, W., Volberding, J., & Kranz, S. (1996). Mine lake geochemical prediction for the SPJV MacDonald Project. Billings Symposium, Billings, Montana.

- Kleinmann, R. L. P. (1979). *The biogeochemistry of acid mine drainage and a method to control acid formation*. Princeton University.
- Knight Piésold, C. (2012). *Open pit geotechnical design*.
- Kummu, M., Sarkkula, J., Koponen, J., & Nikula, J. (2006). Ecosystem management of the Tonle Sap Lake: an integrated modelling approach. *International Journal of Water Resources Development*, 22(3), 497-519.
- Laflamme, E. M., Linder, E., & Pan, Y. (2016). Statistical downscaling of regional climate model output to achieve projections of precipitation extremes. *Weather and Climate Extremes*, 12, 15-23.
- Lange, K., & Van Geel, P. (2011). Physical and numerical modelling of a dual-porosity fractured rock surrounding an in-pit uranium tailings management facility. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(3), 365-374.
- Lanoix, M.-L. B., Pabst, T., & Aubertin, M. (2017). Characterization of the Hydrogeological Properties of a Sand Layer Placed on an Experimental Waste Rock Pile. GeoOttawa 2017-70th Canadian Geotechnical Conference.
- LAWERENCE, R. (1995). Prediction of Acid Rock Drainage—Fundamentals and Tools. MEND Prediction Workshop, Montreal.
- Leduc, M., Mailhot, A., Frigon, A., Martel, J.-L., Ludwig, R., Brietzke, G. B., Giguère, M., Brissette, F., Turcotte, R., & Braun, M. (2019). The ClimEx project: a 50-member ensemble of climate change projections at 12-km resolution over Europe and northeastern north America with the Canadian regional climate model (CRCM5). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 58(4), 663-693.
- Levy, D., Custis, K., Casey, W., & Rock, P. (1997). *The aqueous geochemistry of the abandoned Spenceville copper pit, Nevada County, California* (0047-2425).
- Li, Y., Šimůnek, J., Wang, S., Zhang, W., & Yuan, J. (2017). Simulating the effects of lake wind waves on water and solute exchange across the lakeshore using Hydrus-2D. *Water*, 9(8), 566.

- Lieber, E., Demers, I., Pabst, T., & Bresson, É. (2022). Simulating the effect of climate change on performance of a monolayer cover combined with an elevated water table placed on acid-generating mine tailings. *Canadian Geotechnical Journal*, 59(4), 558-568.
- Lillywhite. (2019). *Mono Lake Water Balance*.
- Luoma, S., Okkonen, J., Korkka-Niemi, K., Hendriksson, N., & Backman, B. (2015). Confronting the vicinity of the surface water and sea shore in a shallow glaciogenic aquifer in southern Finland. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1353-1370.
- Lynch, P. (2004). Richardson's forecast: What went wrong. Symposium on the 50th anniversary of Operational Numerical Weather Prediction.
- Maest, A., Prucha, R., & Wobus, C. (2020). Hydrologic and Water Quality Modeling of the Pebble Mine Project Pit Lake and Downstream Environment after Mine Closure. *Minerals*, 10(8), 727.
- Mahmoud, S. H., & Alazba, A. (2015). Hydrological response to land cover changes and human activities in arid regions using a geographic information system and remote sensing. *PloS one*, 10(4), e0125805.
- Maillot, J., Davy, P., Le Goc, R., Darcel, C., & De Dreuzy, J.-R. (2016). Connectivity, permeability, and channeling in randomly distributed and kinematically defined discrete fracture network models. *Water Resources Research*, 52(11), 8526-8545.
- Makkink, G. F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 11, 277-288.
- Malard, F., & Hervant, F. (1999). Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater. *Freshwater Biology*, 41(1), 1-30.
- Maraun, D. (2016). Bias correcting climate change simulations-a critical review. *Current Climate Change Reports*, 2(4), 211-220.
- Maraun, D., & Widmann, M. (2018). *Statistical downscaling and bias correction for climate research*. Cambridge University Press.

- Marinelli, F., & Niccoli, W. L. (2000). Simple analytical equations for estimating ground water inflow to a mine pit. *Groundwater*, 38(2), 311-314.
- Martin, N., & Gabora, M. (2018). Modelling Complex Mine Water Closure Challenges using a Coupled FEFLOW-GoldSim™ Model.
- Matheron, G., & De Marsily, G. (1980). Is transport in porous media always diffusive? A counterexample. *Water Resources Research*, 16(5), 901-917.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Aachib, M., & Bussière, B. (2003). Diffusion and consumption of oxygen in unsaturated cover materials. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(5), 916-932.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R., & Bussière, B. (2002). Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical & Geological Engineering*, 20(3), 235-259.
- McCuen, R. H. (2005). *Hydrologic analysis and design* (Vol. 3). Pearson prentice hall Upper Saddle River, NJ.
- McCullough, C. D. (2011). Mine pit lakes: closure and management. *Australian Centre for Geomechanics (ACG), Perth*.
- McCullough, C. D., Marchand, G., & Unseld, J. (2013). Mine closure of pit lakes as terminal sinks: best available practice when options are limited ? *Mine Water and the Environment*, 32(4), 302-313.
- McCullough, C. D., Schultze, M., & Vandenberg, J. (2020). Realizing beneficial end uses from abandoned pit lakes. *Minerals*, 10(2), 133.
- McJannet, D., Hawdon, A., Baker, B., Ahwang, K., Gallant, J., Henderson, S., & Hocking, A. (2019). Evaporation from coal mine pit lakes: measurements and modelling. Proceedings of the 13th International Conference on Mine Closure,
- McJannet, D., Hawdon, A., Van Niel, T., Boadle, D., Baker, B., Trefry, M., & Rea, I. (2017). Measurements of evaporation from a mine void lake and testing of modelling approaches. *Journal of Hydrology*, 555, 631-647.
- McKibben, M. A., & Barnes, H. L. (1986). Oxidation of pyrite in low temperature acidic solutions: Rate laws and surface textures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(7), 1509-1520.

- Directive 019 sur l'industrie minière, (2012).
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., & Stouffer, R. J. (2000). The coupled model intercomparison project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(2), 313-318.
- Méheust, Y., & Schmittbuhl, J. (2000). Flow enhancement of a rough fracture. *Geophysical research letters*, 27(18), 2989-2992.
- Meiers, G., O’Kane, M., & Mayich, D. (2012). Field Performance Monitoring of a Cover System with Geosynthetic Layers, Case Study—Franklin Waste Rock Pile, Sydney NS.
- MELCC. (2020). *Bâtiments et infrastructures publiques de base résistants aux changements climatiques Évaluation des effets des changements climatiques sur les données de conception climatique au Canada*.
- MEND. (2015). *In-Pit Disposal of Reactive Mine Wastes: Approaches, Update and Case Study Results*.
- MEND, & Aubertin, M. (1995). *Évaluation en laboratoire de barrières sèches construites à partir de résidus miniers*. École Polytechnique de Montréal.
- Guide de préparation du plan de réaménagement et de restauration des sites miniers au Québec, (2022a).
- Loi sur les mines, (2022b).
- Merritt, M. L., & Konikow, L. F. (2000). *Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Météo France. (2021). *Les pluies intenses*.
- Monismith, S. G. (1985). Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. *Limnology and Oceanography*, 30(4), 771-783.
- Moore, I. (1992). SRAD: direct, diffuse, reflected short wave radiation, and the effects of topographic shading. Terrain Analysis Programs for Environmental Sciences (TAPES) Radiation Program Documentation. *Center for Resource*

and Environmental Studies, Australia National University, Canberra, Australia.

- Moses, C. O., Nordstrom, D. K., Herman, J. S., & Mills, A. L. (1987). Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and by ferric iron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(6), 1561-1571.
- Mourzenko, V., Thovert, J.-F., & Adler, P. (2012). Percolation and permeability of fracture networks in excavated damaged zones. *Physical Review E*, 86(2), 026312.
- Neculita, C. M., Zagury, G. J., & Bussière, B. (2007). Passive treatment of acid mine drainage in bioreactors using sulfate-reducing bacteria: Critical review and research needs. *Journal of Environmental Quality*, 36(1), 1-16.
- Nelson, J., & Schuchard, R. (2011). Adapting to climate change: A guide for the mining industry. *Business for Social Responsibility*, 1.
- Nordstrom, D., & Alpers, C. (1999). Geochemistry of Acid Mine Waters in The Environmental Geochemistry of mineral deposits Part B. *Reviews in Economic geology–Society of economic geologists, Inc.*
- Nordstrom, D. K., Blowes, D. W., & Ptacek, C. J. (2015). Hydrogeochemistry and microbiology of mine drainage: an update. *Applied Geochemistry*, 57, 3-16.
- Novakowski, K., Bickerton, G., Lapcevic, P., Voralek, J., & Ross, N. (2006). Measurements of groundwater velocity in discrete rock fractures. *Journal of contaminant hydrology*, 82(1-2), 44-60.
- Osei, D., Jin, Y., Chan, T., & Fuller, G. (1997). Modeling groundwater flow and solute transport in the Twin Lake tracer test. *Canadian Water Resources Journal*, 22(1), 13-23.
- Ouangrawa, M., Aubertin, M., Molson, J., Zagury, G., & Bussière, B. (2005). An evaluation of the elevated water table concept using laboratory columns with sulphidic tailings. Proceedings of Geosask (2005), 58th Canadian Geotechnical conference and 6th Joint IAHCNC,(2005), Saskatoon, SK,
- Ouranos. (2022). *PAVICS : Power Analytics and Visualization for Climate Science.*
<https://pavics.ouranos.ca/>

- Pabst, T. (2011). *Étude expérimentale et numérique du comportement hydro-géochimique de recouvrements placés sur des résidus sulfureux partiellement oxydés*. École Polytechnique de Montréal (Canada).
- Panin, G., & Brezgunov, V. (2007). Influence of the salinity of water on its evaporation. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 43(5), 663-665.
- Parra, A., Morales, N., Vallejos, J., & Nguyen, P. M. V. (2018). Open pit mine planning considering geomechanical fundamentals. *International Journal of Mining, Reclamation and Environment*, 32(4), 221-238.
- Parsons, W. (2013). North Star Mine pit lake assessment, water and solute modelling. *Water Solutions, Perth*.
- Patterson, B., Robertson, B., Woodbury, R., Talbot, B., & Davis, G. (2006). Long-term evaluation of a composite cover overlaying a sulfidic tailings facility. *Mine Water and the Environment*, 25(3), 137-145.
- Pearce, T. D., Ford, J. D., Prno, J., Duerden, F., Pittman, J., Beaumier, M., Berrang-Ford, L., & Smit, B. (2011). Climate change and mining in Canada. *Mitigation and adaptation strategies for global change*, 16(3), 347-368.
- Peixoto, J., & Oort, A. H. (1996). The climatology of relative humidity in the atmosphere. *Journal of Climate*, 9(12), 3443-3463.
- Pellicori, D. A., Gammons, C. H., & Poulson, S. R. (2005). Geochemistry and stable isotope composition of the Berkeley pit lake and surrounding mine waters, Butte, Montana. *Applied Geochemistry*, 20(11), 2116-2137.
- Penman, H. (1956). Evaporation: an introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4(1), 9-29.
- Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120-145.
- Peregoedova, A. (2012). *Étude expérimentale des propriétés hydrogéologiques des roches stériles à une échelle intermédiaire de laboratoire* École Polytechnique de Montréal.

- Piccinini, L., Fabbri, P., & Pola, M. (2016). Point dilution tests to calculate groundwater velocity: an example in a porous aquifer in northeast Italy. *Hydrological Sciences Journal*, 61(8), 1512-1523.
- Pierce, W., Belzile, N., Wiseman, M., & Winterhalder, K. (1994). Composted organic wastes as anaerobic reducing covers for long term abandonment of acid-generating tailings. International Land and Mine Drainage Conference.
- Pillard, D. A., Doyle, T. A., Runnells, D. D., & Young, J. (1996). Post-mining pit lakes: Predicting lake chemistry and assessing ecological risks. In *Tailings and Mine Waste'96* (pp. 469-478). CRC Press.
- Pinder, G. F., & Jones, J. F. (1969). Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2), 438-445.
- Plante, B. (2010). *Évaluation des principaux facteurs d'influence sur la prédiction du drainage neutre contaminé* Université du Québec à en Abitibi-Témiscamingue.
- Postras, A. (2019). *Les vagues de chaleur extrême au Québec*. <https://donneesclimatiques.ca/etude-de-cas/les-vagues-de-chaleur-extreme-au-quebec/>
- Potvin, R. (2009). *Évaluation à différentes échelles de la performance de systèmes de traitement passif pour des effluents fortement contaminés par le drainage minier acide*. Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (Canada).
- Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2), 81-92.
- Puhlovich, A., & Coghill, M. (2011). Management of mine wastes using pit void backfilling methods—current issues and approaches. *Mine Pit Lakes Closure and Management*. Perth.
- Punkkinen, H., Räsänen, L., Mroueh, U.-M., Korkealaakso, J., Luoma, S., Kaipainen, T., Backnäs, S., Turunen, K., Hentinen, K., & Pasanen, A. (2016). Guidelines for mine water management. *VTT Technical Research Centre of Finland Ltd.: Espoo, Finland*.

- Radhakrishnan, N., Mccullough, C., & Lund, M. (2011). Bacterial sulfate reduction based ecotechnology for remediation of acidic pit lakes.
- Rakotonimaro, T. V., Neculita, C. M., Bussière, B., Benzaazoua, M., & Zagury, G. J. (2017). Recovery and reuse of sludge from active and passive treatment of mine drainage-impacted waters: a review. *Environmental Science and Pollution Research*, 24(1), 73-91.
- Rambabu, K., Banat, F., Pham, Q. M., Ho, S.-H., Ren, N.-Q., & Show, P. L. (2020). Biological remediation of acid mine drainage: Review of past trends and current outlook. *Environmental Science and Ecotechnology*, 2, 100024.
- Ramstedt, M., Carlsson, E., & L vgren, L. (2003). Aqueous geochemistry in the Udden pit lake, northern Sweden. *Applied Geochemistry*, 18(1), 97-108.
- Reidmiller, D., Avery, C., Easterling, D., Kunkel, K., Lewis, K., Maycock, T., & Stewart, B. (2019). Fourth national climate assessment. *Volume II: Impacts, Risks, and Adaptation in the United States, Report-in-Brief*.
- Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., & Fricko, O. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global environmental change*, 42, 153-168.
- Richard, L. (1931). Capillary conduction of liquids in porous mediums: Physics, v. 1.
- RNCa, R. n. C. (2022). *Les minéraux et l' conomie*. <https://www.rncan.gc.ca/nos-ressources-naturelles/mines-materiaux/faits-mineraux-metiaux/les-mineraux-et-leconomie/20604>
- Robertson, D. M., & Imberger, J. (1994). Lake number, a quantitative indicator of mixing used to estimate changes in dissolved oxygen. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 79(2), 159-176.
- Rohwer, C. (1931). *Evaporation from free water surfaces*. US Department of Agriculture.

- Rönicke, H., Schultze, M., Neumann, V., Nitsche, C., & Tittel, J. (2010). Changes of the plankton community composition during chemical neutralisation of the Bockwitz pit lake. *Limnologica*, 40(2), 191-198.
- Rousseau, M. (2021). *Étude numérique de la réduction du transport advectif de contaminants entre les fosses remblayées et l'environnement par l'utilisation de chemins d'écoulements préférentiels* École Polytechnique de Montréal (Canada).
- Rousseau, M., & Pabst, T. (2020). Blast damaged zone influence on water and solute exchange between backfilled open-pit and the environment. *Geo Virtual, Resilience and Innovation*, 14-16.
- Rousseau, M., & Pabst, T. (2022). Topology optimization of in-pit codisposal of waste rocks and tailings to reduce advective contaminant transport to the environment. *Structural and Multidisciplinary Optimization*, 65(6), 1-18.
- Roy, P. (2017). *Guide de normalisation pour les données météorologiques, l'information climatique et les prévisions relatives aux changements climatiques*.
- RoyChowdhury, A., Sarkar, D., & Datta, R. (2015). Remediation of acid mine drainage-impacted water. *Current Pollution Reports*, 1(3), 131-141.
- Sajikumar, N., & Remya, R. (2015). Impact of land cover and land use change on runoff characteristics. *Journal of environmental management*, 161, 460-468.
- Salmon, S. U., Hipsey, M. R., Wake, G. W., Ivey, G. N., & Oldham, C. E. (2017). Quantifying lake water quality evolution: Coupled geochemistry, hydrodynamics, and aquatic ecology in an acidic pit lake. *Environmental science & technology*, 51(17), 9864-9875.
- Sánchez-España, J., Ercilla, M. D., Cerdán, F. P., Yusta, I., & Boyce, A. J. (2014). Hydrological investigation of a multi-stratified pit lake using radioactive and stable isotopes combined with hydrometric monitoring. *Journal of Hydrology*, 511, 494-508.
- Sanguinito, S., Goodman, A. L., & Sams III, J. I. (2018). CO₂-SCREEN tool: Application to the oriskany sandstone to estimate prospective CO₂ storage resource. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 75, 180-188.

- Schafer, W. M., Logsdon, M., Zhan, G., & Espell, R. (2006). Post-Betze pit lake water quality prediction, Nevada. Proceedings of the 7th International Conference on Acid Rock Drainage. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Littleton, Colorado.
- Schultze, M. (2013). Limnology of pit lakes. In *Acidic Pit Lakes* (pp. 23-224). Springer.
- Schultze, M., Vandenberg, J., McCullough, C. D., & Castendyk, D. (2022). The future direction of pit lakes: part 1, Research needs. *Mine Water and the Environment*, 1-11.
- SCS. (1972). National engineering handbook. *US Soil Conservation Service: Washington, DC, USA, 4*.
- Shafer, W., & Eary, L. (2009). Approaches for developing predictive models of pit lake geochemistry and water quality. *Mine Pit Lakes: Characteristics, Predictive Modeling, and Sustainability. Soc. Min. Metall. Expl., Littleton, Colorado*, 115-126.
- Silliman, S. E., Ramirez, J., & McCabe, R. L. (1995). Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: one-dimensional solution incorporating measured surface temperature. *Journal of Hydrology*, 167(1-4), 99-119.
- Singer, P. C., & Stumm, W. (1970). Acidic mine drainage: the rate-determining step. *Science*, 167(3921), 1121-1123.
- Sivapalan, M. (2005). *Modelling the Evolution of Mount Goldsworthy Pit Lake* honours thesis. University of Western Australia, Perth.
- Sjöberg, J. (1996). Large scale slope stability in open pit mining: a review.
- Smith, L. (2021). 3.3 Representative Hydraulic Properties of Mine Wastes. *Hydrogeology and Mineral Resource Development*.
- Soni, A., Mishra, B., & Singh, S. (2014). Pit lakes as an end use of mining: A review. *Journal of Mining and Environment*, 5(2), 99-111.

- SSP. (2018). Global Carbon Project 2018 - Guide sur les scénarios climatiques: utilisation de l'information climatique pour guider la recherche et la prise de décision en matière d'adaptation.
- Stallman, R. (1965). Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70(12), 2821-2827.
- Suzuki, S. (1960). Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. *Journal of Geophysical Research*, 65(9), 2883-2885.
- Tapiador, F. J., Navarro, A., Moreno, R., Sánchez, J. L., & García-Ortega, E. (2020). Regional climate models: 30 years of dynamical downscaling. *Atmospheric research*, 235, 104785.
- Tempel, R. N., Shevenell, L. A., Lechler, P., & Price, J. (2000). Geochemical modeling approach to predicting arsenic concentrations in a mine pit lake. *Applied Geochemistry*, 15(4), 475-492.
- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456, 12-29.
- Thomas, I., Bleau, N., AbasoloP, S., Desjardins-Dutil, G., Fuamba, M., & Kadi, S. (2012). Analyser la vulnérabilité sociétale et territoriale aux inondations en milieu urbain dans le contexte des changements climatiques, en prenant comme cas d'étude la ville de Montréal. *Rapport final pour Ouranos*, 137.
- Triantafyllidis, S., & Skarpelis, N. (2006). Mineral formation in an acid pit lake from a high-sulfidation ore deposit: Kirki, NE Greece. *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1-3), 68-71.
- Tromans, D. (1998). Temperature and pressure dependent solubility of oxygen in water: a thermodynamic analysis. *Hydrometallurgy*, 48(3), 327-342.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge university press.
- Uffink, G. (1984). Theory of the oscillating slug test. *Unpublished Research Report. Bilthoven: National Institute for Public Health and Environmental Hygiene*.

- Van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., & Lamarque, J.-F. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic change*, 109(1), 5-31.
- Vandenberg, J., Schultze, M., McCullough, C. D., & Castendyk, D. (2022). The Future Direction of Pit Lakes: Part 2, Corporate and Regulatory Closure Needs to Improve Management. *Mine Water and the Environment*, 1-13.
- Vandersluis, G., Straskraba, V., & Effner, S. (1995). Hydrogeological and geochemical aspects of lakes forming in abandoned open pit mines. *Water Resources at Risk*, 162, 177.
- Villain, L., Alakangas, L., & Öhlander, B. (2013). The effects of backfilling and sealing the waste rock on water quality at the Kimheden open-pit mine, northern Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*, 134, 99-110.
- Vu, M. N., Pouya, A., & Seyedi, D. M. (2013). Modelling of steady-state fluid flow in 3D fractured isotropic porous media: application to effective permeability calculation. *International Journal for numerical and analytical methods in geomechanics*, 37(14), 2257-2277.
- Werner, F., Müller, M., & Graupner, B. (2006). Predicted and observed water quality data from the coal mine pit lake Bärwalde, Laustz, Germany. Proceedings of the 7th International Conference on Acid Rock Drainage, Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Littleton, Colorado.
- Wetzel, R. G. (2001). *Limnology: lake and river ecosystems*. Gulf professional publishing.
- Williamson, M. A., & Rimstidt, J. D. (1994). The kinetics and electrochemical rate-determining step of aqueous pyrite oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(24), 5443-5454.
- Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (2000). *Terrain analysis: principles and applications*. John Wiley & Sons.

- Wingle, W. L., & Sinton, P. (2015). A Pit-Lake Module for FEFLOW. FEFLOW 2015 Conference, Modelling the World of Groundwater with Mike by DHI, Poster Presentation.
- Wolkersdorfer, C. (2008). *Water management at abandoned flooded underground mines: fundamentals, tracer tests, modelling, water treatment*. Springer Science & Business Media.
- WSP. (2016). *Extension de la mine aurifère Canadian Malartic et déviation de la route 117 à l'entrée est de la ville de Malartic*.
- Xing, W., Yin, M., Lv, Q., Hu, Y., Liu, C., & Zhang, J. (2014). Oxygen solubility, diffusion coefficient, and solution viscosity. In *Rotating electrode methods and oxygen reduction electrocatalysts* (pp. 1-31). Elsevier.
- Xue, Y., Janjic, Z., Dudhia, J., Vasic, R., & De Sales, F. (2014). A review on regional dynamical downscaling in intraseasonal to seasonal simulation/prediction and major factors that affect downscaling ability. *Atmospheric research*, 147, 68-85.
- Yanful, E. K., Riley, M. D., Woyshner, M. R., & Duncan, J. (1993). Construction and monitoring of a composite soil cover on an experimental waste-rock pile near Newcastle, New Brunswick, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 30(4), 588-599.
- Yi. (2008). A coupled isotope tracer method to characterize input water to lakes. *J. Hydrol*, 1-13.
- Zamani, Y., Hashemi Monfared, S. A., & Hamidianpour, M. (2020). A comparison of CMIP6 and CMIP5 projections for precipitation to observational data: the case of Northeastern Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 142(3), 1613-1623.
- Zhai, Y., Cao, X., Jiang, Y., Sun, K., Hu, L., Teng, Y., Wang, J., & Li, J. (2021). Further discussion on the influence radius of a pumping well: A parameter with little scientific and practical significance that can easily be misleading. *Water*, 13(15), 2050.
- Zhan, J. (2006). Kalgoorlie Consolidated Gold Mines Fimiston Pit Lake Water Balance Model. *unpublished report, Barrick Gold Corporation, Perth*.

- Zheng, C., & Wang, P. P. (1999). A modular three-dimensional multi-species transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide. *US Army Engineer Research and Development Center Contract Report SERDP-99-1, Vicksburg, Mississippi, USA, 6.*
- Zoppou, C., & Knight, J. (1997). Analytical solutions for advection and advection-diffusion equations with spatially variable coefficients. *Journal of Hydraulic Engineering, 123(2), 144-148.*

ANNEXES

Annexe A : Analyses granulométriques du sable du modèle de laboratoire

	Échantillon 1	Échantillon 2	Échantillon 3	Échantillon 4
D (mm)	% passant	% passant	% passant	% passant
10,00	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
5,00	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%
2,50	99,99%	99,99%	99,98%	99,99%
1,25	98,27%	97,70%	97,73%	97,32%
0,63	87,00%	83,76%	83,06%	82,89%
0,315	45,29%	43,60%	41,35%	42,79%
0,16	11,47%	11,69%	11,03%	8,69%
0,08	2,25%	2,50%	2,19%	1,99%
D10	0,147	0,145	0,151	0,166
D30	0,426	0,444	0,456	0,450
D60	0,245	0,249	0,257	0,257
Cu (-)	2,894	3,053	3,026	2,713
Cc (-)	0,956	0,961	0,962	0,883

Annexe B : Densité relative des grains solides du sable du modèle de laboratoire

Numéro pycnomètre	1	2	7	8	9
Masse pycnomètre + eau + sol (g)	744,86	737,2	744,48	742,76	750,78
Température (°C)	24,6	25,8	25	24,6	26,2
Masse pycnomètre + eau (g)	681,43	673,33	681,77	679,88	687,36
Masse de la tare + sol sec (g)	415,79	416,46	420,21	420,44	418,62
Masse de la tare (g)	315,32	315,32	321,10	321,10	318,05
Masse du sol sec (g)	100,47	101,14	99,11	99,34	100,57
Coefficient de température	0,9989	0,9986	0,9988	0,9989	0,9985
Masse volumique de l'eau	0,9972	0,9968	0,9971	0,9972	0,9967
Masse volumique de l'eau à 20°C	0,9982	0,9982	0,9982	0,9982	0,9982
Densité relative	2,713	2,714	2,723	2,724	2,707
Densité relative corrigée à 20°C	2,710	2,710	2,720	2,722	2,703
Densité relative moyenne corrigée	2,7128				

Annexe C : Essais de perméabilité à paroi rigide sur le sable du modèle de laboratoire

	Échantillon 1	Échantillon 2	
Porosité (-)	0,37	0,36	
Degrés de saturation (%)	99	96	
Température (°C)	23,0	23,0	
Diamètre de l'échantillon (cm)	7,69	7,68	
Hauteur de l'échantillon (cm)	12,1	11,9	
Différence de charge (cm)	16,4	12,8	
Temps (s)	Volume sorti cumulé (mL)	Temps (s)	Volume sorti cumulé (mL)
8,59	1	9,75	1
16,95	2	21,03	2
25,12	3	32,23	3
33,72	4	42,52	4
41,92	5	53,27	5
51,00	6	64,31	6
59,52	7	74,4	7
68,53	8	84,25	8
76,77	9	95,6	9
86,03	10	106,72	10
Ksat (cm/s)	$1,87 \cdot 10^{-3}$	$1,90 \cdot 10^{-3}$	
Ksat à 20°C (cm/s)	$1,74 \cdot 10^{-3}$	$1,77 \cdot 10^{-3}$	

Annexe D : Essai de compactage (Proctor standard) sur le sable du modèle de laboratoire

Teneur en eau	7%	10%	13%	15%	17%	20%
Masse du moule + sol compacté (g)	6071,8	6121,2	6185,8	6232,9	6241,3	6285,8
Masse du moule (g)	4322,5	4319,1	4321,7	4346,2	4326,5	4329,8
Masse sol compacté (g)	1749,3	1802,1	1864,1	1886,7	1914,8	1956,0
Masse vol. humide (kg/m^3)	1854,8	1910,8	1976,5	2000,5	2030,3	2073,9
Masse vol. sec (kg/m^3)	1733,4	1737,1	1749,1	1739,5	1735,3	1728,3

Annexe E : Calibration des capteurs d'humidité relative (DHT22) du modèle de laboratoire

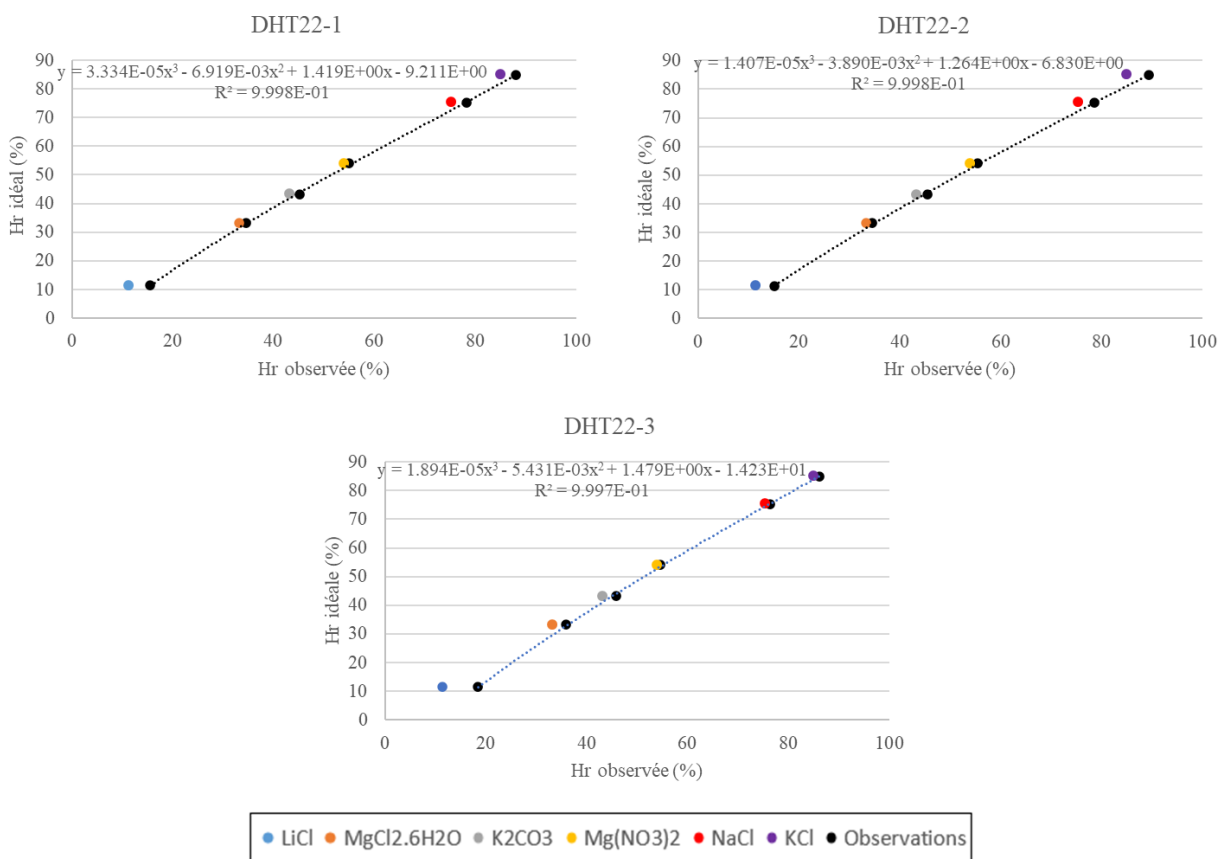


Figure D-1 : Humidité relative attendue et mesurée par trois capteurs DHT22 avec six solutions saturées en sel (NaCl, KCl, LiCl, Mg(NO₃)₂, K₂CO₃ et MgCl₂·6H₂O).

Annexe F : Script Arduino permettant l'acquisition des données climatiques et hydrogéochimiques du modèle de laboratoire

```
//Importation des bibliothèques utiles
```

```
#include <Adafruit_Sensor.h>
```

```
#include <DHT.h>
```

```
#include <OneWire.h>
```

```
//Fonction de température
```

```
float a1 = -3.983035;
```

```
float a2 = 301.797;
```

```
float a3 = 522528.9;
```

```
float a4 = 69.34881;
```

```
float a5 = 999.974950;
```

```
float rho4 = 0;
```

```
float rho6 = 0;
```

```
float rho8 = 0;
```

```
float rho25 = a5*(1-((pow((25+a1),2))*(25+a2))/(a3*(25+a4)));
```

```
//déclaration des variables
```

```
int ventilo = 0;
```

```
int chrono = 0;
```

```
unsigned long timer;
```

```
int relais1 = 6;
```

```
int relais2 = 7;
```

```
int relais3 = 8;
```

```
int relais4 = 9;
```

```
float plage = 3.3;
```

```
float bits = 4095.0;
```

```
float conv = plage/bits;
```

```
int analogPin0 = A0;
```

```
int analogPin1 = A1;
```

```
int analogPin2 = A2;
```

```
int analogPin3 = A3;
```

```
int analogPin4 = A4;
```

```
int analogPin5 = A5;
```

```
int analogPin6 = A6;
```

```
int analogPin7 = A7;
```

```
int analogPin8 = A8;
```

```
int analogPin9 = A9;
```

```
int analogPin10 = A10;
```

```
int analogPin11 = A11;
```

```
int val0 = 0;
```

```
int val1 = 0;
```

```
int val2 = 0;
```

```
int val3 = 0;
```

```
int val4 = 0;
```

```
int val5 = 0;
```

```
int val6 = 0;
```

```
int val7 = 0;
```

```
int val8 = 0;
```

```
int val9 = 0;
```

```
int val10 = 0;
```

```
int val11 = 0;
```

```
int moyval0 = 0;
```

```
int moyval1 = 0;
```

```
int moyval2 = 0;
```

```
int moyval3 = 0;
```

```
int moyval4 = 0;
```

```
int moyval5 = 0;
```

```
int moyval6 = 0;
```

```
int moyval7 = 0;
```

```
int moyval8 = 0;
```

```
int moyval9 = 0;
```

```
int moyval10 = 0;
```

```
int moyval11 = 0;
```

```
float tension0 = 0;
```

```
float tension1 = 0;
```

```
float tension2 = 0;
```

```
float tension3 = 0;
```

```
float tension4 = 0;
```

```
float tension5 = 0;
```

```
float tension6 = 0;
```

```
float tension7 = 0;
```

```
float tension8 = 0;
```

float tension9 = 0;

float tension10 = 0;

float tension11 = 0;

float moy0 = 0;

float moy1 = 0;

float moy2 = 0;

float moy3 = 0;

float moy4 = 0;

float moy5 = 0;

float moy6 = 0;

float moy7 = 0;

float moy8 = 0;

float moy9 = 0;

float moy10 = 0;

float moy11 = 0;

float cA4 = 0;

float cA6 = 0;

float cA8 = 0;


```
float cB4 = 0;
```

```
float cB6 = 0;
```

```
float cB8 = 0;
```

```
//Configuration des pins pour les capteurs DHT22
```

```
#define DHTPIN2 2
```

```
#define DHTPIN3 3
```

```
#define DHTPIN4 4
```

```
#define DHTTYPE DHT22
```

```
//Création de listes pour les données
```

```
DHT dht[] = {
```

```
    {DHTPIN2, DHT22},
```

```
    {DHTPIN3, DHT22}volet
```

```
,
```

```
    {DHTPIN4, DHT22},
```

```
};
```

```
float humidite[3];
```

```
float temperature[3];
```

```
float humiditecor = 0;
```

```
float moyhum = 0;

float moytemp = 0;

int DS18S20_Pin = 5;

OneWire ds(DS18S20_Pin);

void setup() {

  analogReadResolution(12);

  Serial.begin(9600);

  //Set up des relais

  pinMode(relais1, OUTPUT);

  pinMode(relais2, OUTPUT);

  pinMode(relais3, OUTPUT);

  pinMode(relais4, OUTPUT);

  //Allumage des capteurs DHT22

  for(int i=0; i < 3; i++){

    dht[i].begin();

  }

}
```

```
void loop() {  
  
  //Boucle de 1 semaine qui crée 7 fichiers excels  
  
  for (int j =0; j < 7; j++){  
  
    //Boucle qui actualise toute les 15 min et qui prend un point toute les heures  
  
    for (int k = 0; k < 96; k++){  
  
      //Acquisition du temps  
  
      timer = millis();  
  
      if(chrono == 4){  
  
        Serial.print(timer);  
  
        Serial.print(« , »);  
  
      }  
  
      //Acquisition de la température et de l'humidité relative de l'air (DHT22).  
  
      for (int i = 0; i < 3; i++){  
  
        humidite[i]=dht[i].readHumidity();  
  
        temperature[i]=dht[i].readTemperature();  
  
        if (i == 0){
```

```
        humiditecor = 3.334*pow(10,-5)*pow(humidite[i],3)-6.919*pow(10,-
3)*pow(humidite[i],2)+1.419*humidite[i]-9.211;

    }

    else if (i == 1){

        humiditecor = 1.407*pow(10,-5)*pow(humidite[i],3)-3.890*pow(10,-
3)*pow(humidite[i],2)+1.264*humidite[i]-6.830;

    }

    else if (i == 2){

        humiditecor = 1.894*pow(10,-5)*pow(humidite[i],3)-5.431*pow(10,-
3)*pow(humidite[i],2)+1.479*humidite[i]-14.23;

    }

    moyhum = moyhum + humiditecor;

    moytemp = moytemp + temperature[i];

    if(chrono == 4){

        Serial.print(humidite[i]);

        Serial.print(",");

        Serial.print(humiditecor);

        Serial.print(",");

        Serial.print(temperature[i]);

        Serial.print("<< , >>");

    }
```

```
}  
  
moyhum = moyhum/3;  
  
moytemp = moytemp/3;  
  
//Acquisition de la température de l'eau, de la conductivité et de la hauteur d'eau  
  
for (int i =0; i <= 99; i++){  
  
    //Température de l'eau  
  
    val4 = analogRead(analogPin4);  
  
    moyval4 = moyval4 + val4;  
  
    tension4 = val4*conv;  
  
    moy4 = moy4 + tension4;  
  
  
    val6 = analogRead(analogPin6);  
  
    moyval6 = moyval6 + val6;  
  
    tension6 = val6*conv;  
  
    moy6 = moy6 + tension6;  
  
  
    val8 = analogRead(analogPin8);  
  
    moyval8 = moyval8 + val8;  
  
    tension8 = val8*conv;
```

```
moy8 = moy8 + tension8;
```

```
//Conductivité électrique
```

```
val3 = analogRead(analogPin3);
```

```
moyval3 = moyval3 + val3;
```

```
tension3 = val3*conv;
```

```
moy3 = moy3 + tension3;
```

```
val5 = analogRead(analogPin5);
```

```
moyval5 = moyval5 + val5;
```

```
tension5 = val5*conv;
```

```
moy5 = moy5 + tension5;
```

```
val7 = analogRead(analogPin7);
```

```
moyval7 = moyval7 + val7;
```

```
tension7 = val7*conv;
```

```
moy7 = moy7 + tension7;
```

```
//Hauteur d'eau
```

```
val0 = analogRead(analogPin0);
```

```
moyval0 = moyval0 + val0;
```

```
tension0 = val0*conv;
```

```
moy0 = moy0 + tension0;
```

```
val1 = analogRead(analogPin1);
```

```
moyval1 = moyval1 + val1;
```

```
tension1 = val1*conv;
```

```
moy1 = moy1 + tension1;
```

```
val2 = analogRead(analogPin2);
```

```
moyval2 = moyval2 + val2;
```

```
tension2 = val2*conv;
```

```
moy2 = moy2 + tension2;
```

```
//EC DFRobot
```

```
val9 = analogRead(analogPin9);
```

```
moyval9 = moyval9 + val9;
```

```
tension9 = val9*conv;
```

```
moy9 = moy9 + tension9;
```

```
delay(200);

}

//Température

moy4 = (moy4/100);

moyval4 = (moyval4/100);

moy4 = 48.844* moy4-68.874;

rho4 = a5*(1-((pow((moy4+a1),2))*(moy4+a2))/(a3*(moy4+a4)));

cA4 = 1.37023*(moy4-20)+8.36*pow(10,-4)*pow((moy4-20),2);

cB4 = 109+moy4;

moy6 = (moy6/100);

moy6 = 51.730* moy6-73.875;

moyval6 = (moyval6/100);

rho6 = a5*(1-((pow((moy6+a1),2))*(moy6+a2))/(a3*(moy6+a4)));

cA6 = 1.37023*(moy6-20)+8.36*pow(10,-4)*pow((moy6-20),2);

cB6 = 109 + moy6;

moy8 = (moy8/100);

moyval8 = (moyval8/100);
```



```
moy8 = 57.952*moy8-84.696;

rho8 = a5*(1-((pow((moy8+a1),2))*(moy8+a2))/(a3*(moy8+a4)));

cA8 = 1.37023*(moy8-20)+8.36*pow(10,-4)*pow((moy8-20),2);

cB8 = 109 + moy8;

if(chrono == 4){

    Serial.print(moyval4);

    Serial.print(",");

    Serial.print(moy4);

    Serial.print(",");

    Serial.print(moyval6);

    Serial.print(« , »);

    Serial.print(moy6);

    Serial.print(« , »);

    Serial.print(moyval8);

    Serial.print(« , »);

    Serial.print(moy8);

    Serial.print(« , »);

}
```

```
//Conductivité électrique
```

```
moy3 = (moy3/100);
```

```
moyval3 = (moyval3/100);
```

```
moy3 = -0.431*pow(moy3,3)+0.4039*pow(moy3,2)+11.827*moy3-7.1812;
```

```
moy3 = moy3/(0.889*pow(10,(cA4/cB4)));
```

```
moy5 = (moy5/100);
```

```
moyval5 = (moyval5/100);
```

```
moy5 = -0.5988*pow(moy5,3)-4.5655*pow(moy5,2)+16.46*moy5-8.4353;
```

```
moy5 = moy5/(0.889*pow(10,(cA6/cB6)));
```

```
moy7 = (moy7/100);
```

```
moyval7 = (moyval7/100);
```

```
moy7 = -0.5419*pow(moy7,3)-4.1281*pow(moy7,2)+15.156*moy7-8.0155;
```

```
moy7 = moy7/(0.889*pow(10,(cA8/cB8)));
```

```
if(chrono == 4){
```

```
    Serial.print(moyval3);
```

```
    Serial.print(",");
```

```
    Serial.print(moy3);
```

```
Serial.print(",");

Serial.print(moyval5);

Serial.print(« , »);

Serial.print(moy5);

Serial.print(« , »);

Serial.print(moyval7);

Serial.print(« , »);

Serial.print(moy7);

Serial.print(« , »);

}

//Hauteur d'eau

moy0 = (moy0/100);

moyval0 = (moyval0/100);

moy0 = 28.4261* moy0-24.2820;

moy0 = moy0*(rho25/rho4);

Serial.print(moy0);

Serial.print(« , »);

moy1 = (moy1/100);
```

```
moyval1 = (moyval1/100);  
  
moy1 = 28.7501* moy1-24.7966;  
  
moy1 = moy1*(rho25/rho6);  
  
Serial.print(moy1);  
  
Serial.print(« , »);  
  
  
moy2 = (moy2/100);  
  
moyval2 = (moyval2/100);  
  
moy2 = 28.4261*moy2-24.2820;  
  
moy2 = moy2*(rho25/rho8);  
  
Serial.print(moy2);  
  
Serial.print(",");  
  
  
if(chrono == 4){  
  
    Serial.print(moyval0);  
  
    Serial.print(",");  
  
    Serial.print(moy0);  
  
    Serial.print(",");  
  
    Serial.print(moyval1);  
  
    Serial.print(« , »);
```

```
Serial.print(moy1);

Serial.print(« , »);

Serial.print(moyval2);

Serial.print(",");

Serial.print(moy2);

Serial.print(",");

}

//Température DFRobot

float temperature9 = getTemp();

if(chrono == 4){

    Serial.println(temperature9);

    Serial.print(« , »);

}

//Compensation de température + lecture de EC

moy9 = (moy9/100);

moyval9 = (moyval9/100);

float FacteurT = 1.0+0.0185*(temperature9-25);

float ECcor = (float)moy9/FacteurT;
```

```
if(chrono == 4){  
  
  Serial.print(ECcor);  
  
  Serial.print(« , »);  
  
  Serial.print(moyval9);  
  
  Serial.print(« , »);  
  
}  
  
//Controle du climat À VÉRIFIER LE NUMERO DES RELAIS  
  
//Brumisateur  
  
if(moyhum < 30){  
  
  digitalWrite(relais1, HIGH);  
  
}  
  
else {  
  
  digitalWrite(relais1, LOW);  
  
}  
  
//Lampe  
  
if(moytemp < 25){  
  
  digitalWrite(relais2, HIGH);
```

```
}  
  
else {  
  
    digitalWrite(relais2, LOW);  
  
}
```

```
//Ventilateurs
```

```
if(ventilo < 48){  
  
    digitalWrite(relais3, HIGH);  
  
}  
  
else {  
  
    digitalWrite(relais3, LOW);  
  
}
```

```
//Reset des variables
```

```
moy0 = 0;  
  
moy1 = 0;  
  
moy2 = 0;  
  
moy3 = 0;  
  
moy4 = 0;  
  
moy5 = 0;
```

moy6 = 0;

moy7 = 0;

moy8 = 0;

moy9 = 0;

moy10 = 0;

moy11 = 0;

moyval0 = 0;

moyval1 = 0;

moyval2 = 0;

moyval3 = 0;

moyval4 = 0;

moyval5 = 0;

moyval6 = 0;

moyval7 = 0;

moyval8 = 0;

moyval9 = 0;

moyval10 = 0;

moyval11 = 0;

moyhum = 0;

moytemp = 0;


```
//Saut de ligne pour l'excel

Serial.print(« \n' );

//Incrément des variables

chrono++;

ventilo++;

if(chrono == 5){

    chrono =0;

}

delay(880000);

}

chrono = 0;

ventilo = 0;

}

}

//Fonction pour acquérir la température sur le capteur DS18S20

float getTemp(){
```

```
//returns the temperature from one DS18S20 in DEG Celsius
```

```
byte data[12];
```

```
byte addr[8];
```

```
if ( !ds.search(addr) ) {
```

```
    //no more sensors on chain, reset search
```

```
    ds.reset_search();
```

```
    return -1000;
```

```
}
```

```
if ( OneWire::crc8( addr, 7) != addr[7] ) {
```

```
    Serial.println("CRC is not valid!");
```

```
    return -1000;
```

```
}
```

```
if ( addr[0] != 0x10 && addr[0] != 0x28) {
```

```
    Serial.print("Device is not recognized");
```

```
    return -1000;
```

```
}
```

```
ds.reset();

ds.select(addr);

ds.write(0x44,1); // start conversion, with parasite power on at the end

byte present = ds.reset();

ds.select(addr);

ds.write(0xBE); // Read Scratchpad

for (int i = 0; i < 9; i++ ) { // we need 9 bytes

  data[i] = ds.read();

}

ds.reset_search();

byte MSB = data[1];

byte LSB = data[0];

float tempRead = ((MSB << 8) | LSB); //using two's compliment

float TemperatureSum = tempRead / 16;
```

```
return TemperatureSum;
```

```
}
```

Annexe G : Schéma électrique simplifié du système d'acquisition du modèle laboratoire

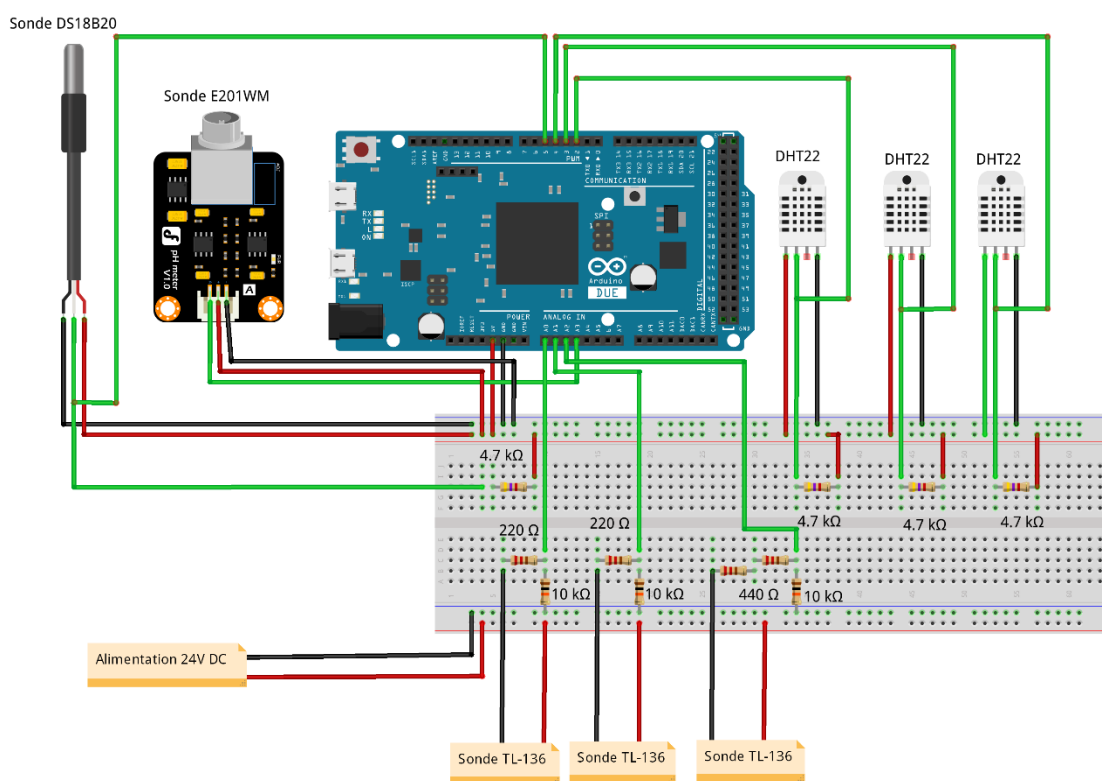


Figure G-1 : Schéma électrique simplifié du système d'acquisition du modèle laboratoire.

Annexe H : Part de l'écoulement des eaux souterraines entrant transversant effectivement la zone réactive en fonction du statut hydrologique du lac avec un niveau phréatique alentour fixé à 110 m par rapport au fond de la fosse

Niveau du lac	<i>Terminal sink</i>			<i>Flow-through pit lake</i>			<i>Terminal sink remblayé sur 100 m</i>		
	Débit sortant total (m ³ /j)	Débit sortant au fond du lac (m ³ /j)	w	Débit sortant total (m ³ /j)	Débit sortant au fond du lac (m ³ /j)	w	Débit sortant total (m ³ /j)	Débit sortant au fond du lac (m ³ /j)	w
109	41,97	5,78	13,76%	18,41	1,31	7,13%	29,55	1,47	4,96%
108	83,88	11,44	13,64%	23,21	1,86	8,02%	58,19	2,93	5,04%
107	125,33	16,97	13,54%	28,39	2,52	8,86%	85,39	4,13	4,84%
106	166,25	22,38	13,46%	34,34	3,31	9,63%	112,59	5,25	4,66%
105	206,55	27,82	13,47%	41,69	4,14	9,93%	138,81	6,34	4,57%
104	251,96	33,99	13,49%	46,52	4,60	9,90%	162,45	7,62	4,69%
103	294,6	39,56	13,43%	52,28	5,17	9,88%	186,08	8,62	4,63%
102	337,44	45,08	13,36%	58,05	5,69	9,80%	214,94	10,66	4,96%
101	380,92	50,51	13,26%	63,82	6,18	9,69%	241,07	11,72	4,86%
Moyenne			13,5%			9,2%			4,8%

Annexe I : Essais d'injection dans le modèle de laboratoire

Des essais d'injection ont été réalisés au moyen du modèle de laboratoire en fixant le niveau du lac de fosse à 4,4 cm par rapport au fond de la fosse à l'aide de la cellule mariotte. Le lac de fosse était rempli rapidement jusqu'à son volume maximal et le temps que mettait le lac de fosse à revenir à son état initial était mesuré. Ces essais avaient pour but de simuler la réponse d'un lac de fosse à des précipitations extrêmes. Le logiciel Seep 3D a été utilisé afin de reproduire numériquement ces essais en régime transitoire avec un pas de temps de 25 secondes et les mêmes propriétés que celle du modèle de laboratoire (section 3.1).

Les données expérimentales et celles simulées décrivaient une diminution du niveau du lac pour atteindre le niveau phréatique (Figure H-1). Cependant, cette diminution était beaucoup plus rapide dans les simulations numériques qui prédisaient un retour à la hauteur d'eau initiale du lac en 25 minutes contre presque 100 minutes lors des essais de laboratoire. Un duplicata a été réalisé pour s'assurer d'aucune erreur de manipulation, mais un résultat similaire a été observé. Le débit des eaux souterraines sortant lors des premières minutes de la simulation dépassait 1 L/s alors que le lac de fosse lui n'a qu'une capacité de 9 L. Un tel débit n'a jamais pu être observé sur le modèle de laboratoire. Les parois perforées du corps de fosse en PVC n'ont pas été simulées sur le logiciel Seep 3D, ce qui pourrait expliquer la diminution de la perméabilité du milieu entourant le lac de fosse lors de ces essais.

L'utilisation du logiciel Seep 3D pour décrire l'écoulement des eaux souterraines en régime transitoire à l'échelle du laboratoire n'a pas été validée. Seul l'écoulement des eaux souterraines en régime permanent a été utilisé pour déterminer les matrices d'écoulements (section 3.3.2).

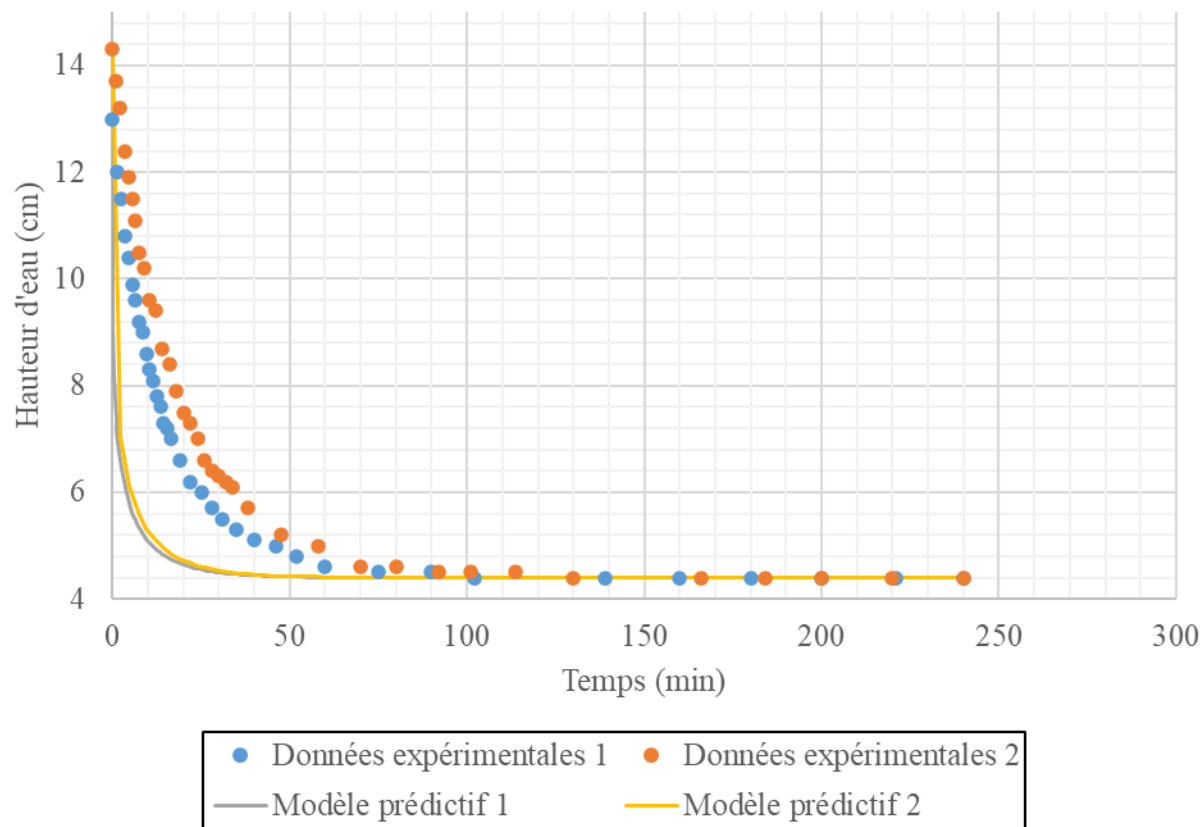


Figure I-1 : Évolution de la hauteur d'eau depuis le fond de la fosse du modèle de laboratoire lors d'essais d'injection avec un niveau phréatique alentour fixé à 4,4 cm.

Annexe J : Ensemble des variables climatiques pour le cas de référence

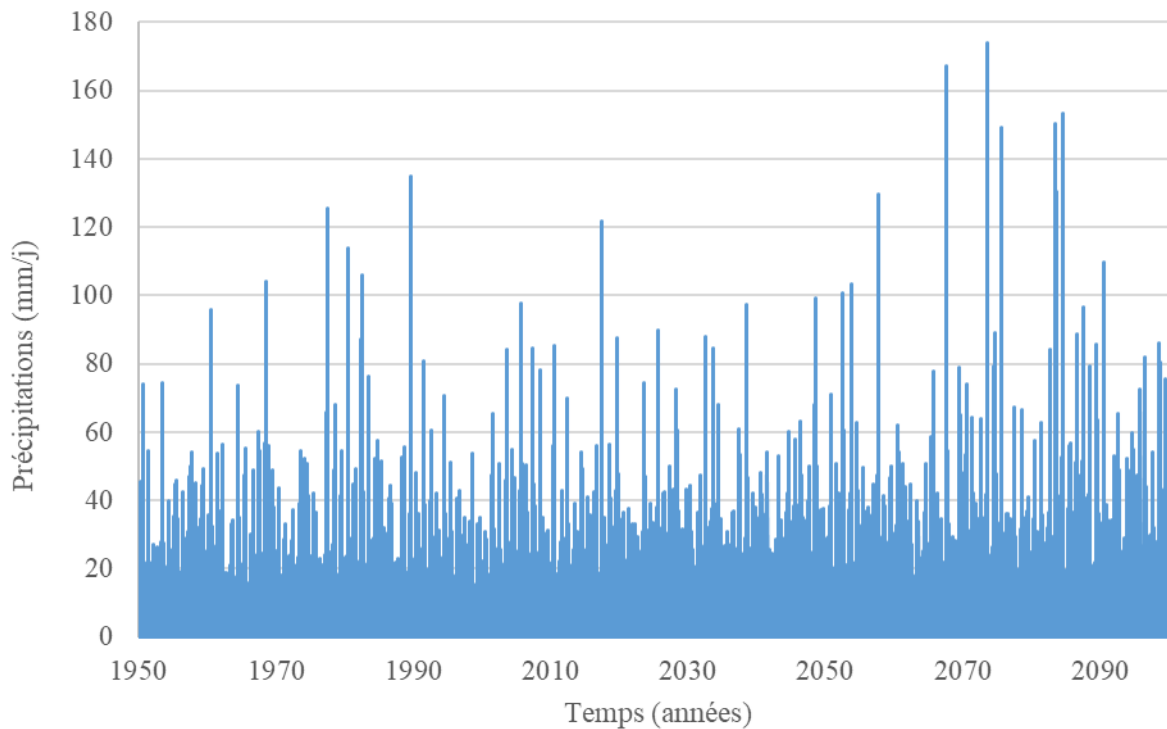


Figure J-1 : Évolution des précipitations journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

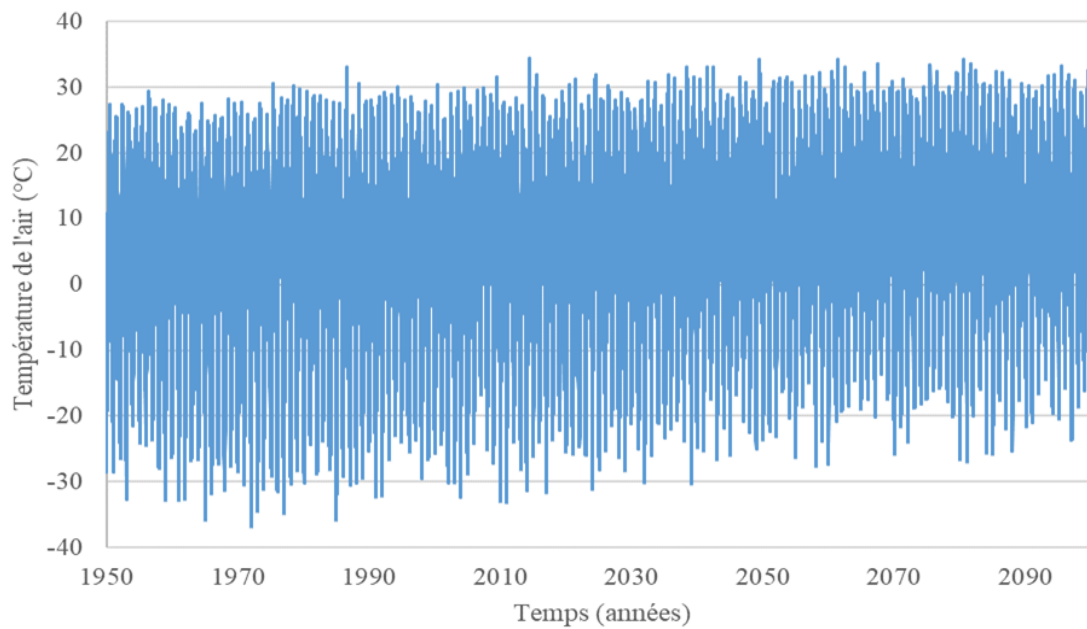


Figure J-2 : Évolution de la température de l'air journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

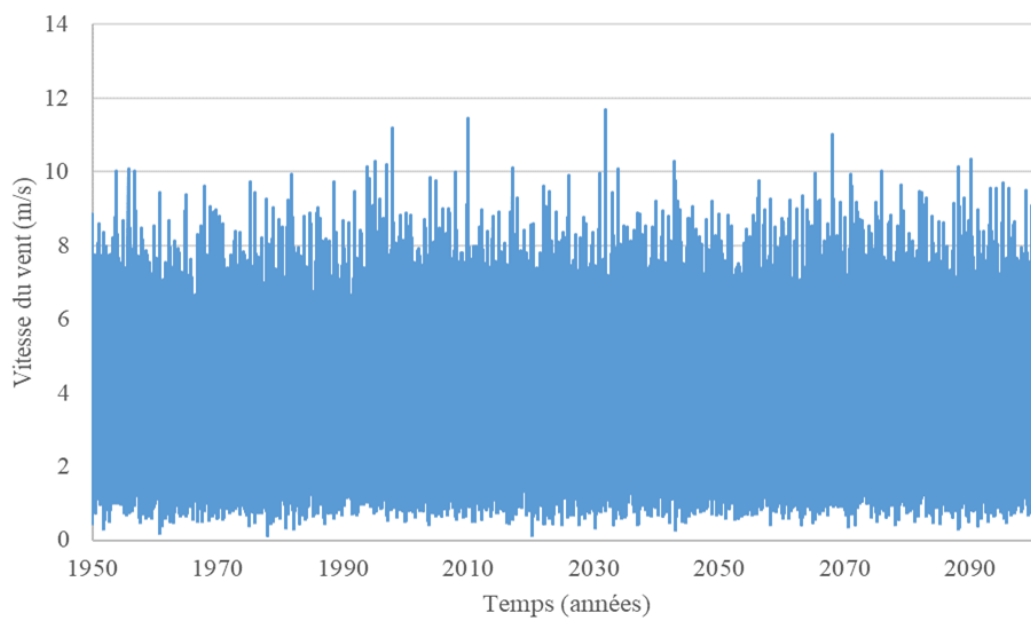


Figure J-3 : Évolution de la vitesse du vent au sol journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

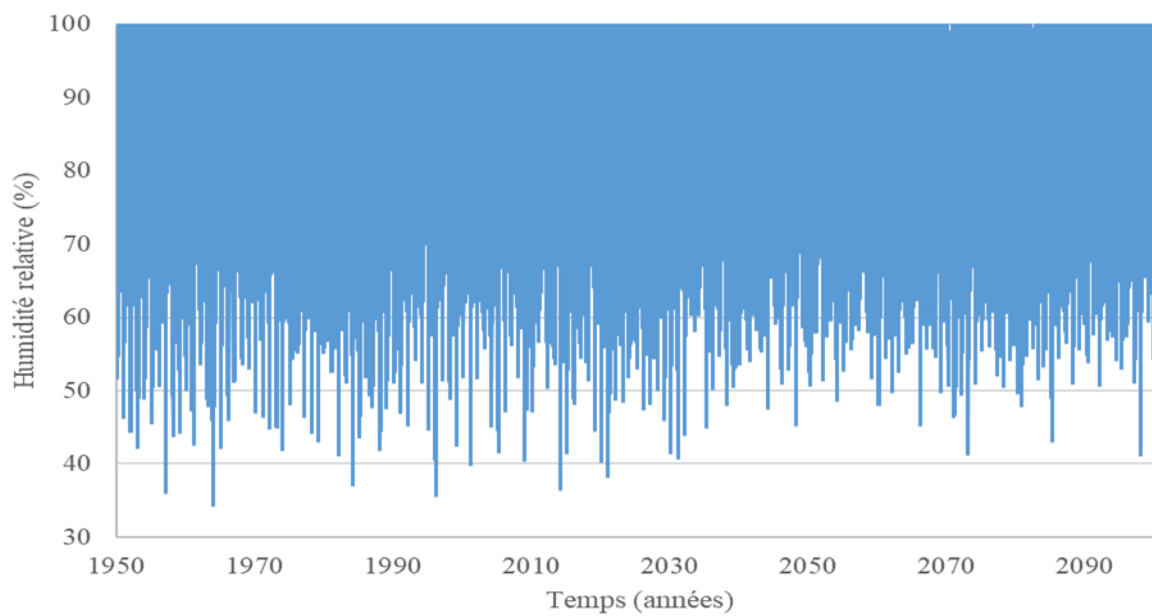


Figure J-4 : Évolution de l'humidité relative journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

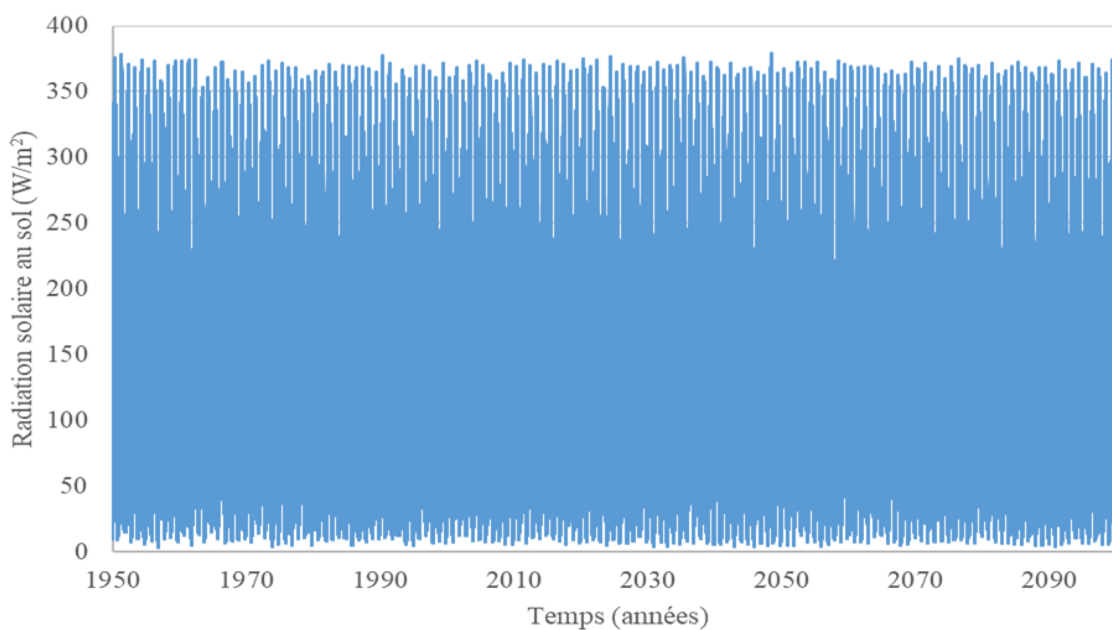


Figure J-5 : Évolution de radiation solaire au sol journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

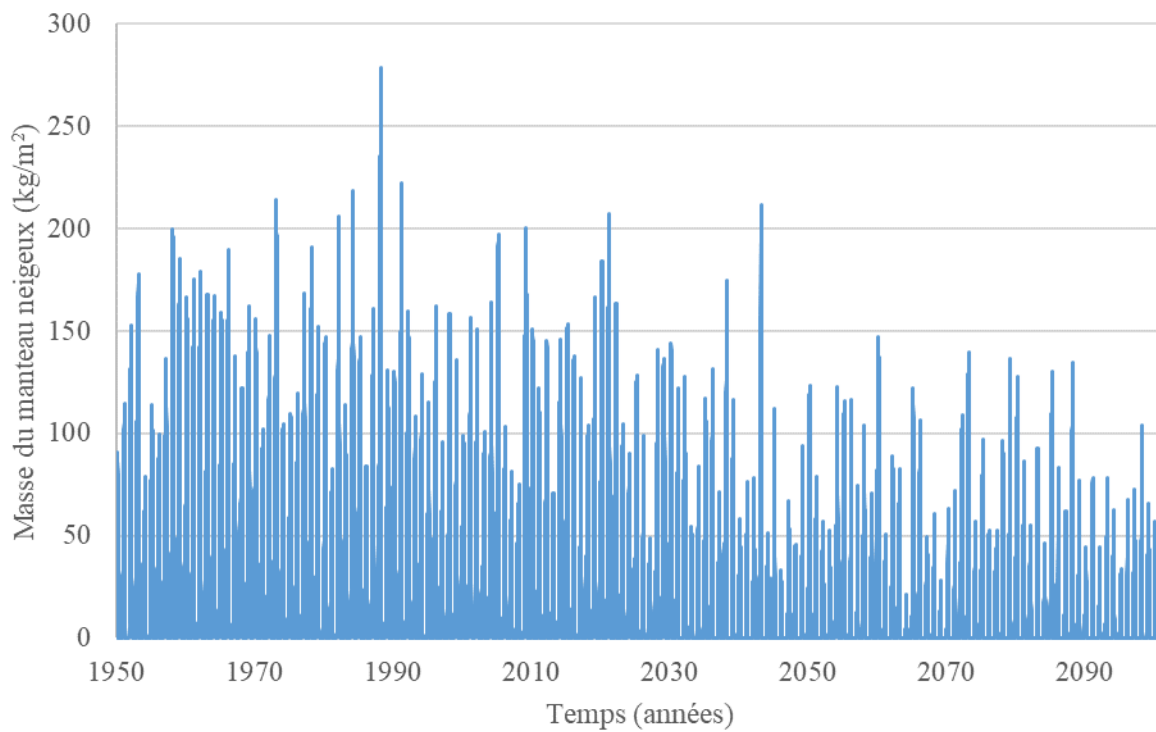


Figure J-6 : Évolution de la masse du manteau neigeux journalière entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

Annexe K : Ensemble des composantes du bilan hydrique pour le cas de référence

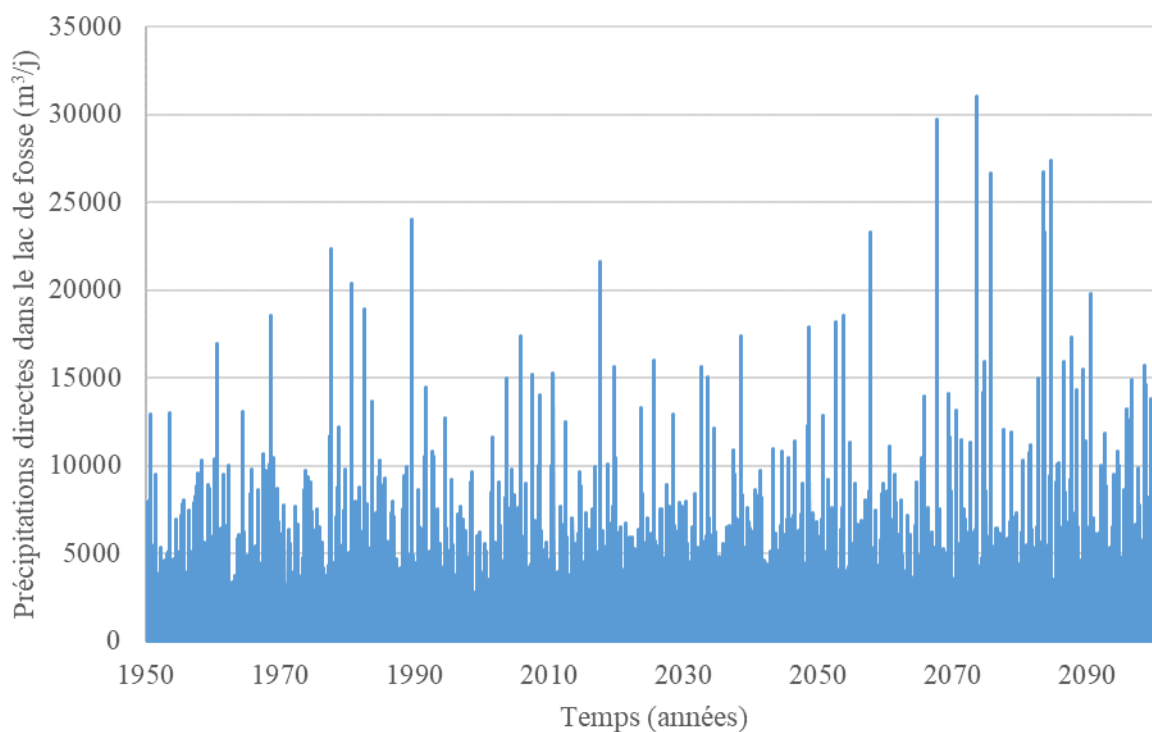


Figure K-1 : Évolution du taux journalier des précipitations directes dans le lac de fosse entre 1950 et 2100 pour le cas de référence. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

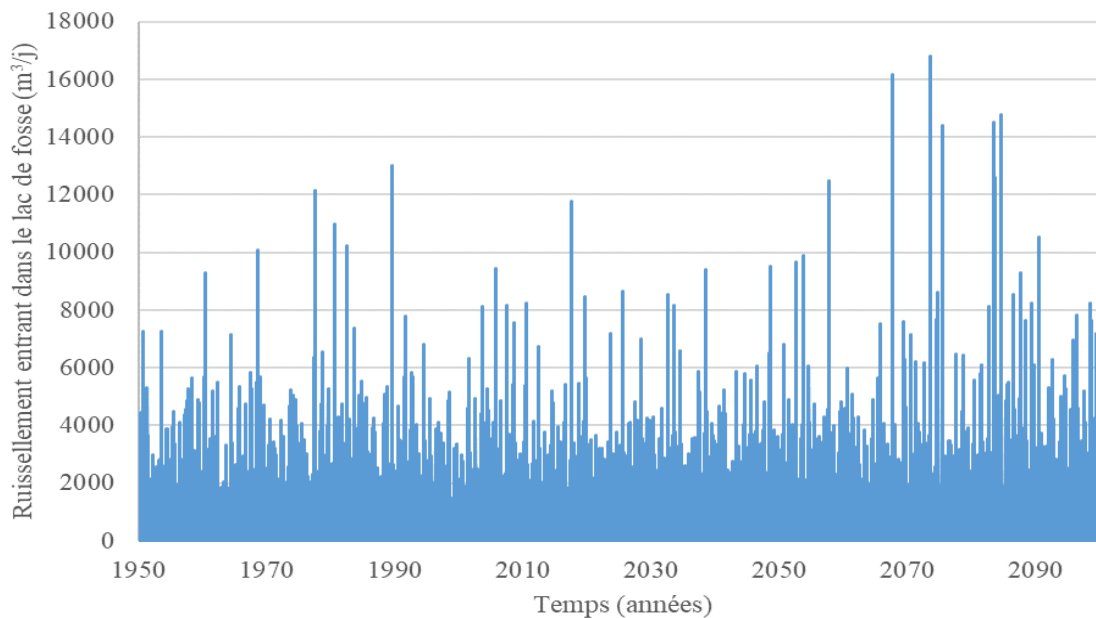


Figure K-2 : Évolution du taux journalier de ruissellement dans le lac de fosse entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

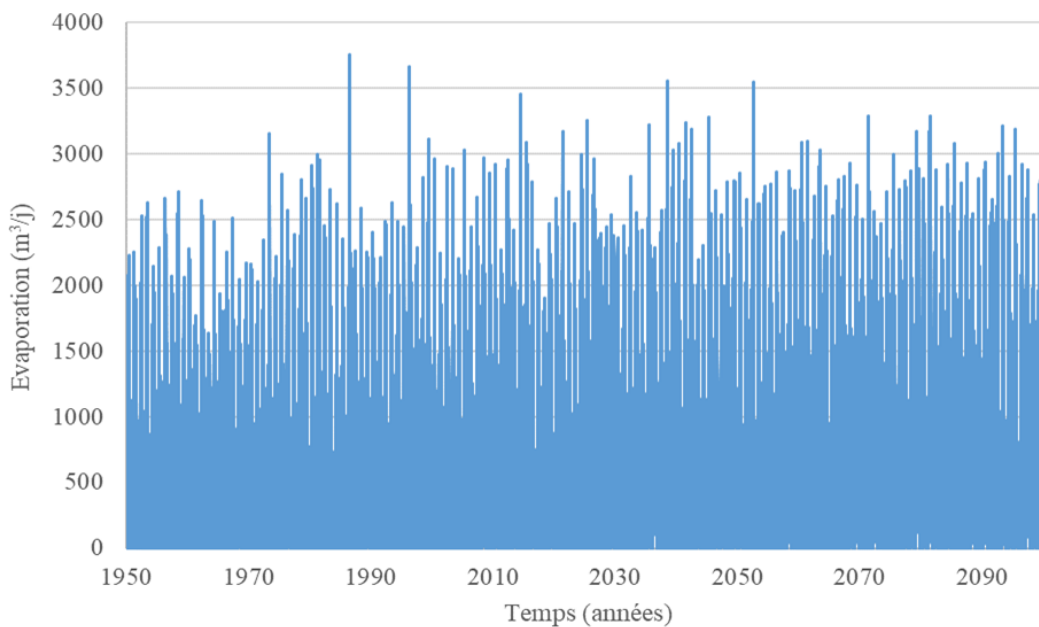


Figure K-3 : Évolution taux journalier d'évaporation dans le lac entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

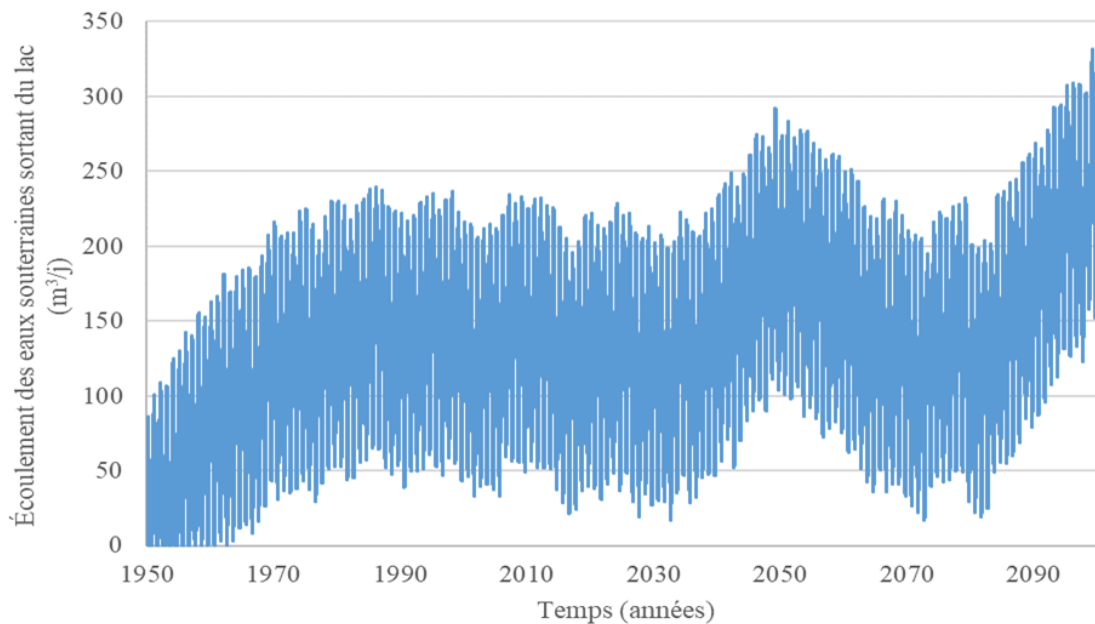


Figure K-4 : Évolution du débit d'eau journalier de l'écoulement des eaux souterraines sortant dans le lac de fosse entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

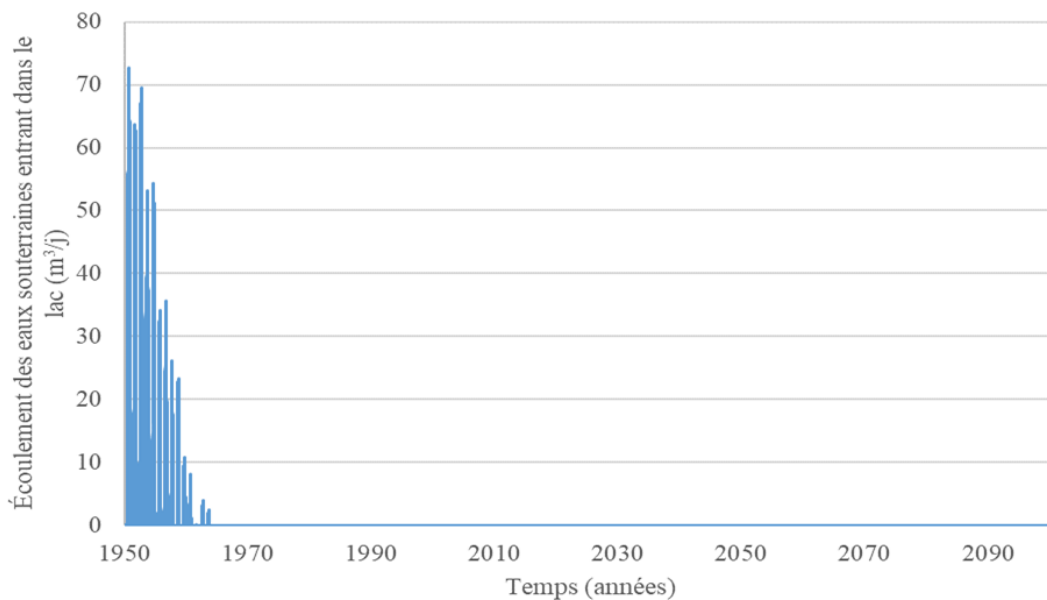


Figure K-5 : Évolution du débit d'eau journalier de l'écoulement des eaux souterraines entrant dans le lac de fosse entre 1950 et 2100 pour le cas de référence.

Annexe L : Évolution de la qualité de l'eau pour le lac de référence suivant un scénario d'émission RCP 8.5

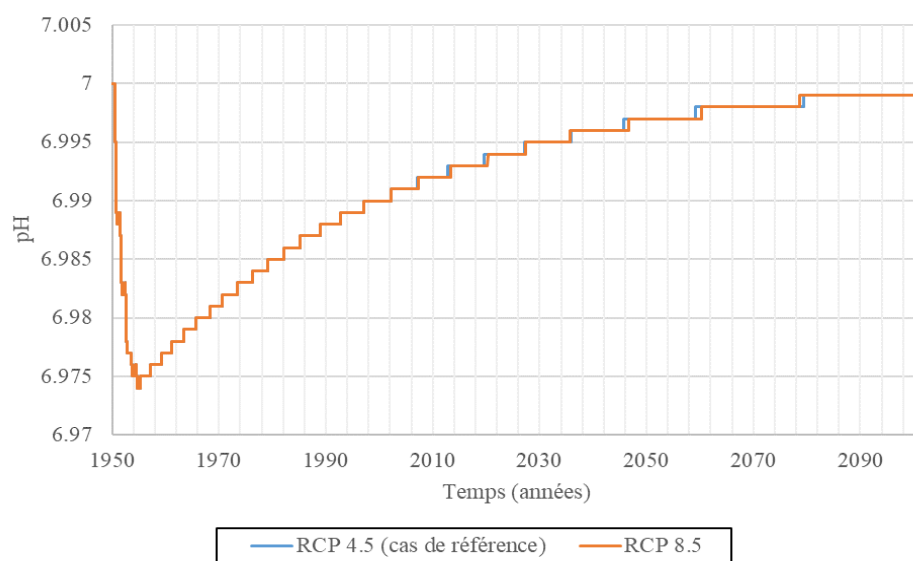


Figure L-1 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour un scénario d'émission RCP 4.5 et 8.5 (modèle climatique CanRCM4).

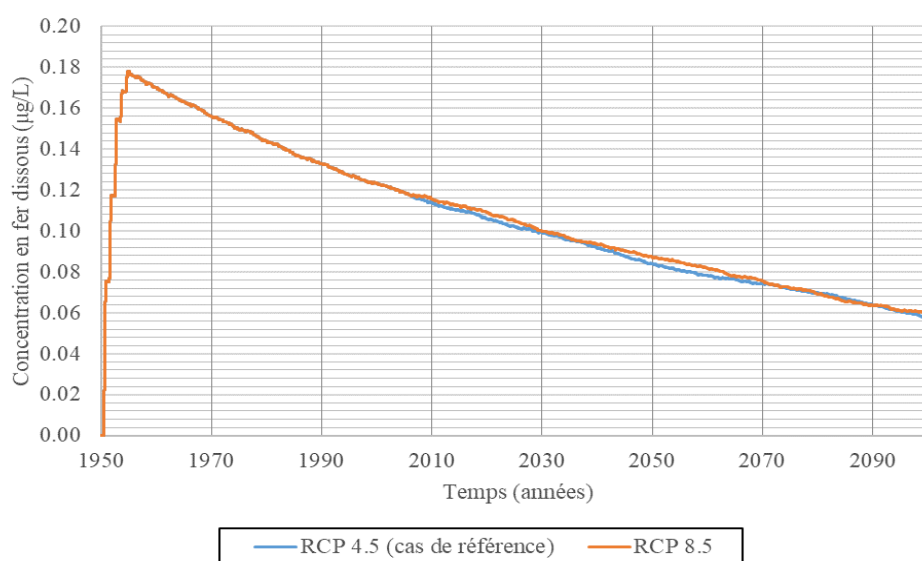


Figure L-2 : Évolution de la concentration en fer dissous journalière dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour un scénario d'émission RCP 4.5 et 8.5 (modèle climatique CanRCM4).

Annexe M : Effet des caractéristiques du bassin versant sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence

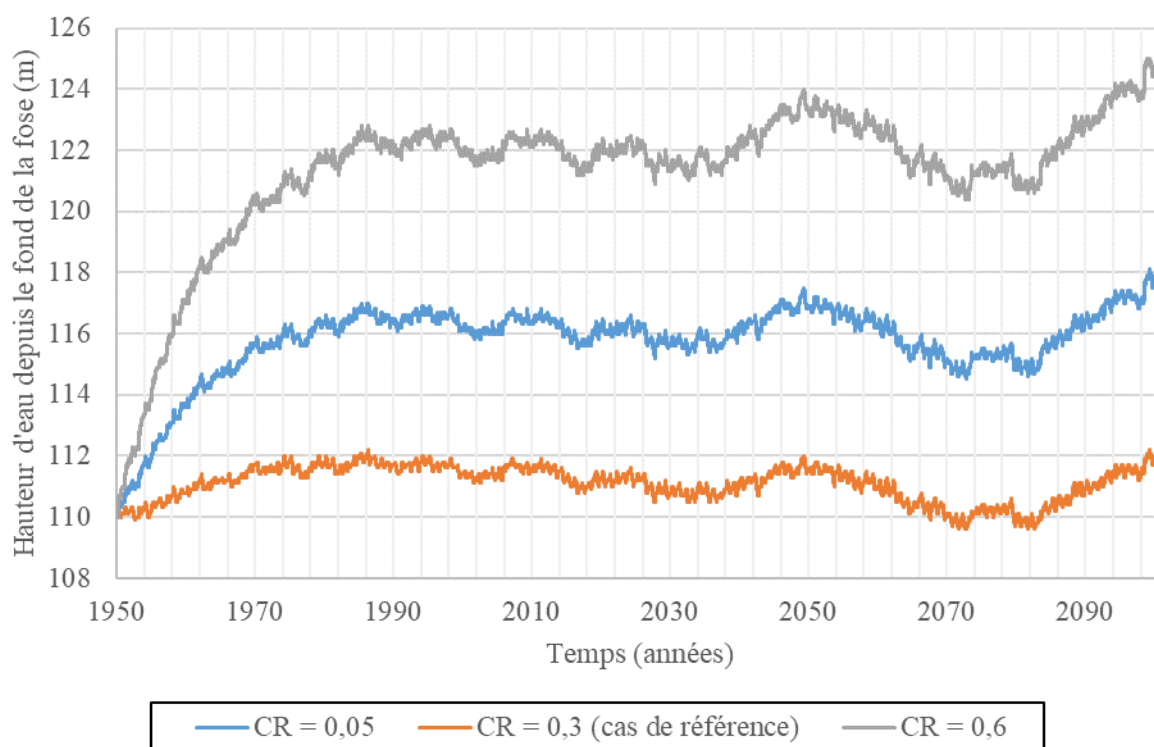


Figure M-1 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents coefficients de ruissellement (CR). Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

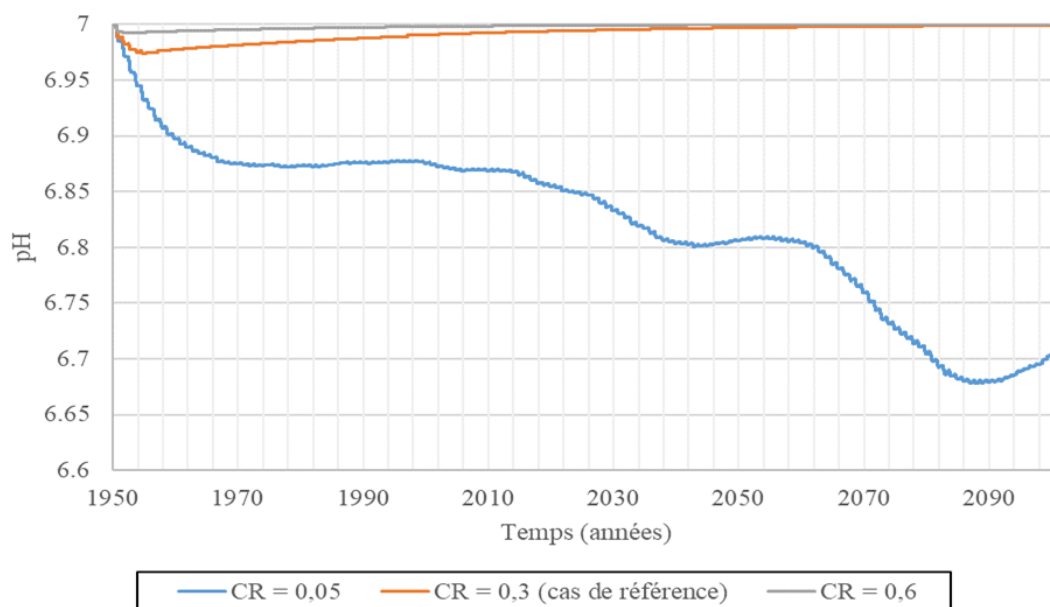


Figure M-2 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents coefficients de ruissellement.

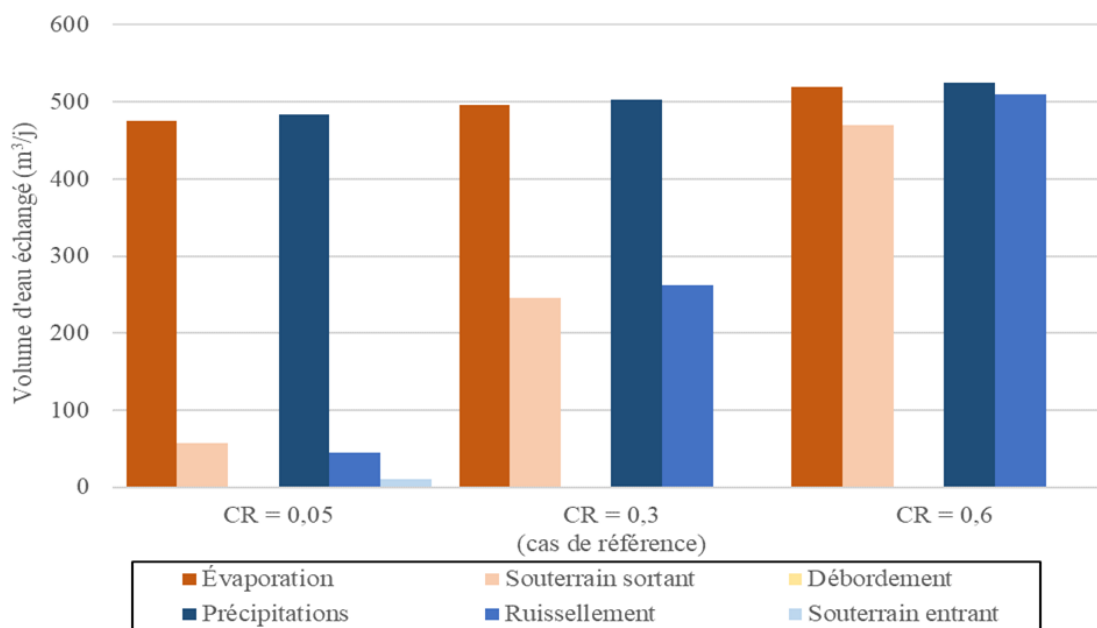


Figure M-3 Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour chaque composante du bilan hydrique et différents coefficients de ruissellement.

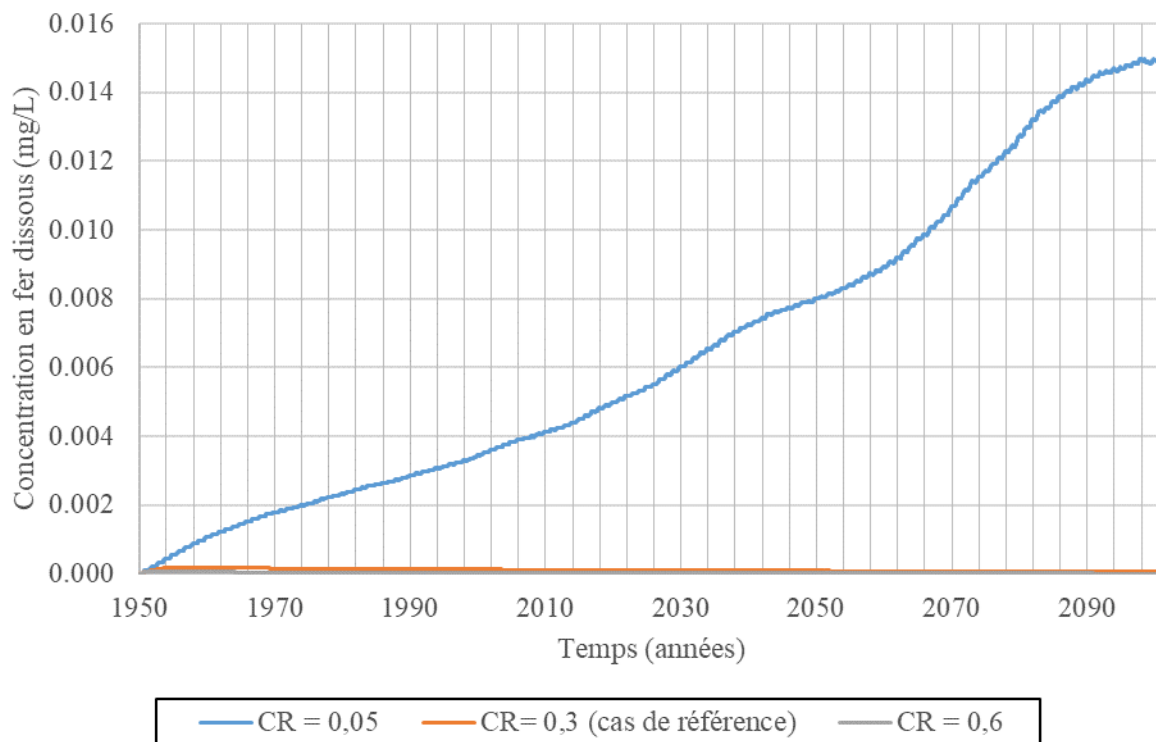


Figure M-4 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents coefficients de ruissellement.

Annexe N : Effet de la conductivité hydraulique du roc fracturé sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence

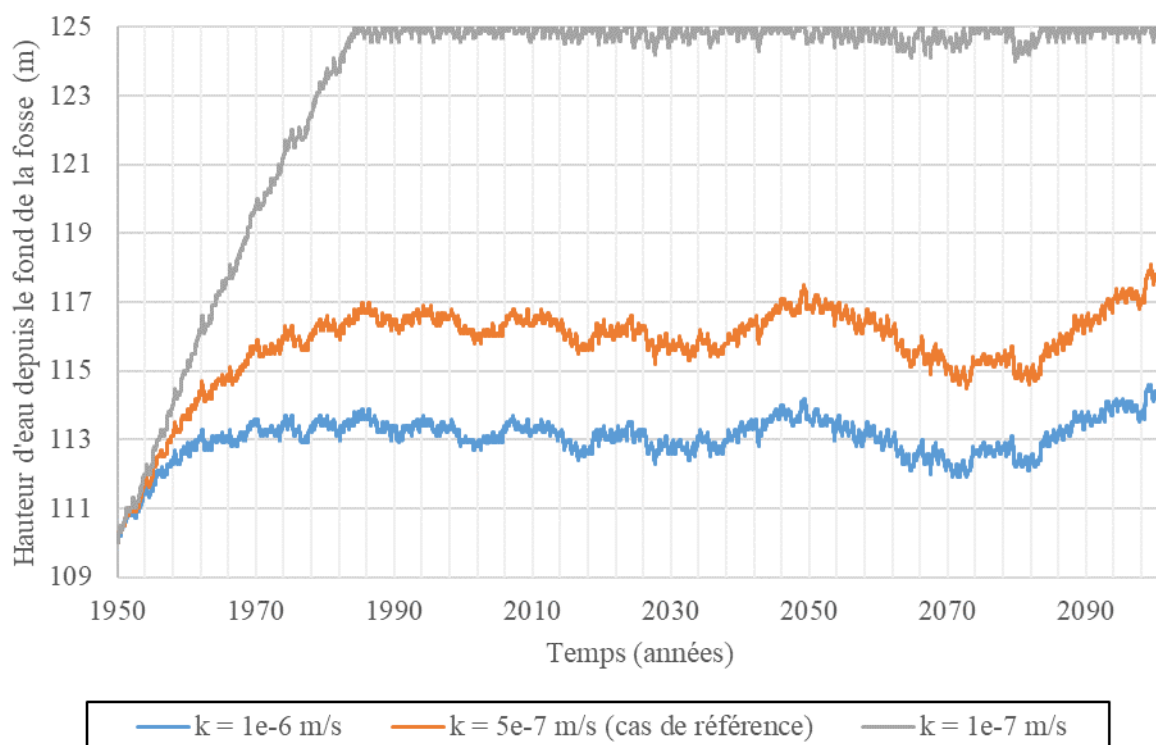


Figure N-1 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes conductivités hydrauliques saturées du roc fracturé. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

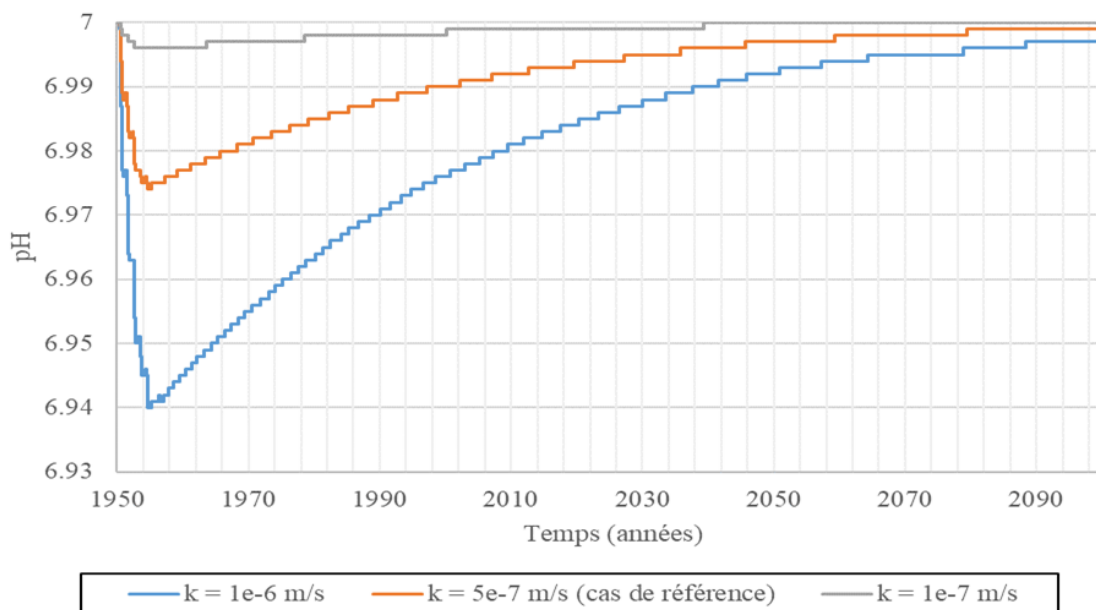


Figure N-2 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes conductivités hydrauliques saturées du roc fracturé.

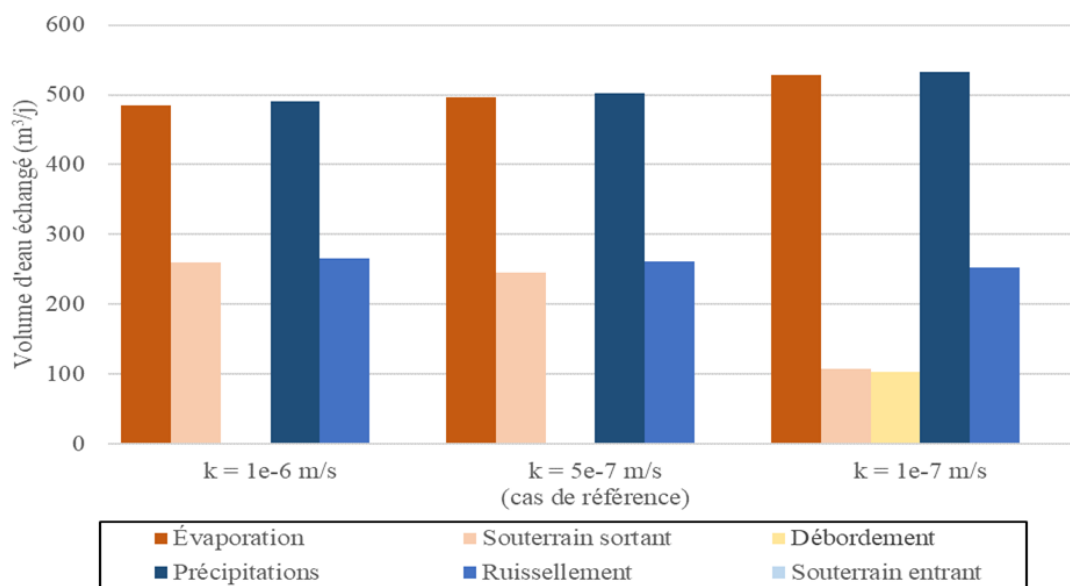


Figure N-3 : Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour chaque composante du bilan hydrique et différentes conductivités hydrauliques saturées du roc fracturé.

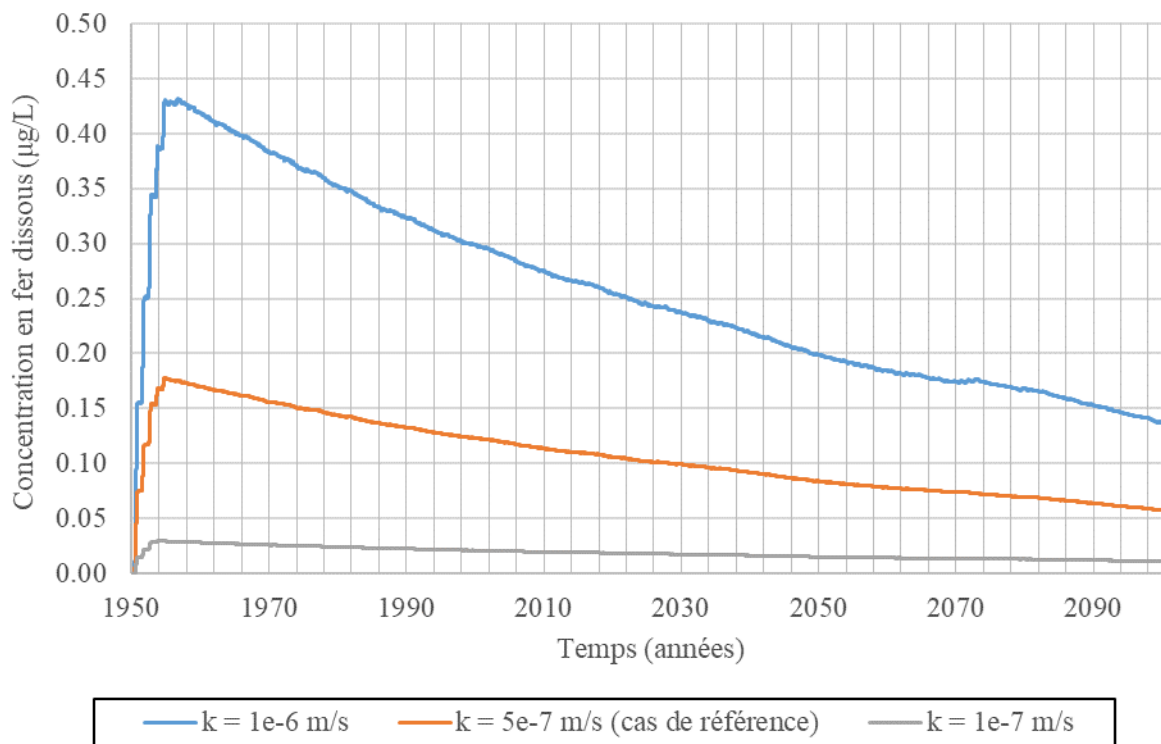


Figure N-4 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différentes conductivités hydrauliques saturées du roc fracturé.

Annexe O : Effet de la morphologie de la fosse sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence

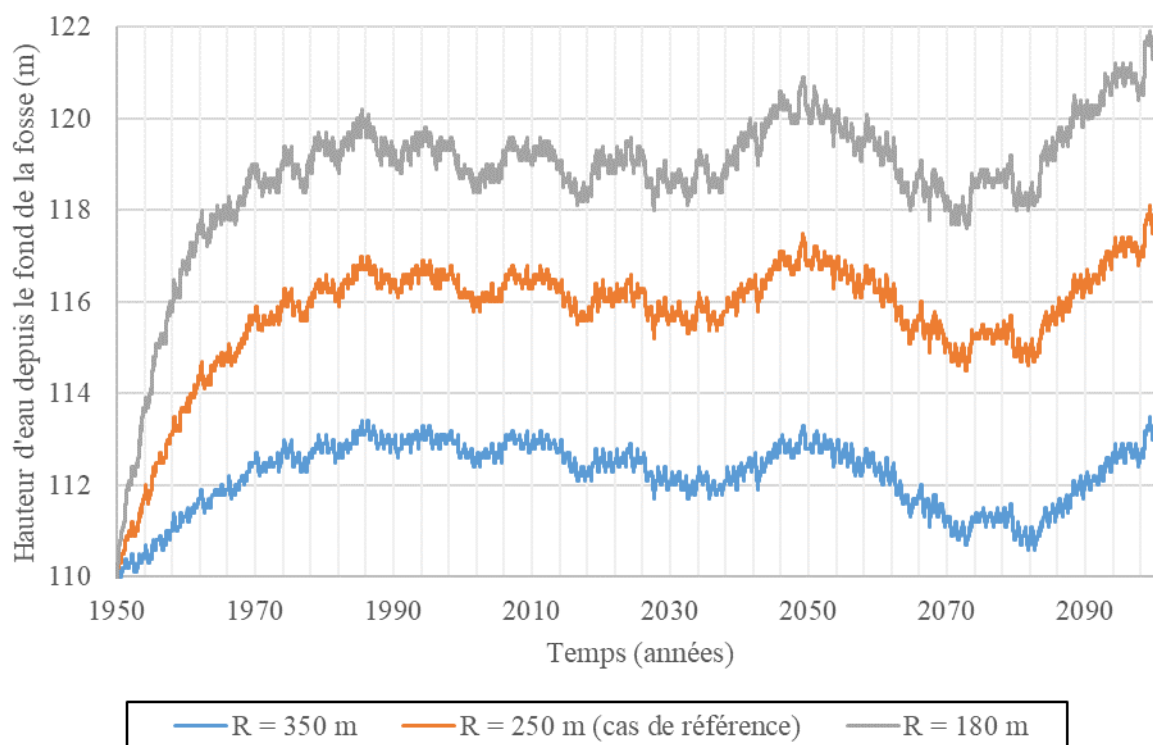


Figure O-1 : Évolution du niveau journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents rayons supérieurs de fosse. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

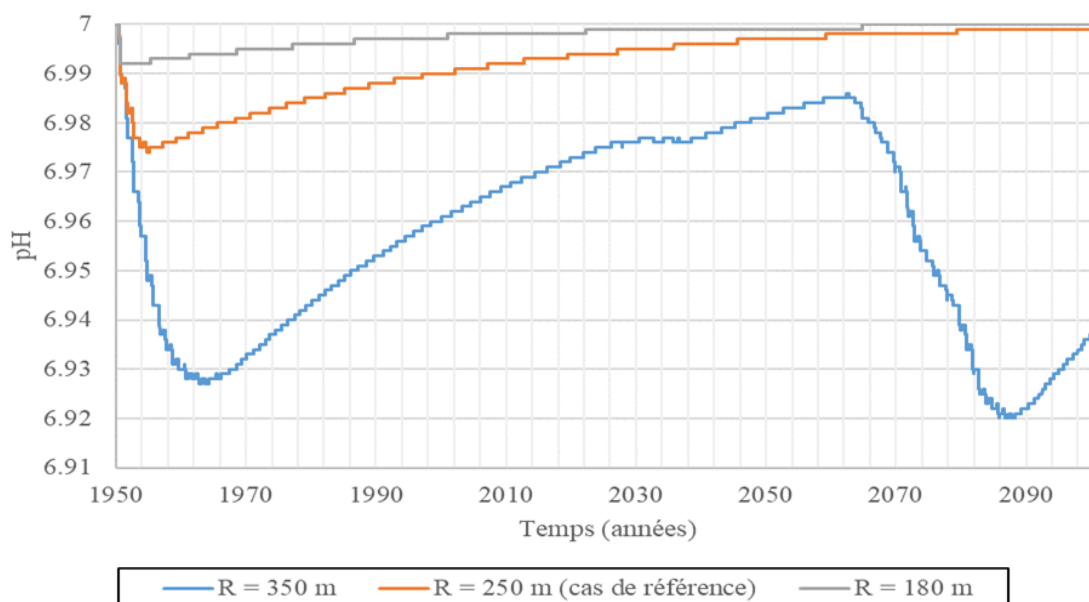


Figure O-2 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents rayons supérieurs de fosse.

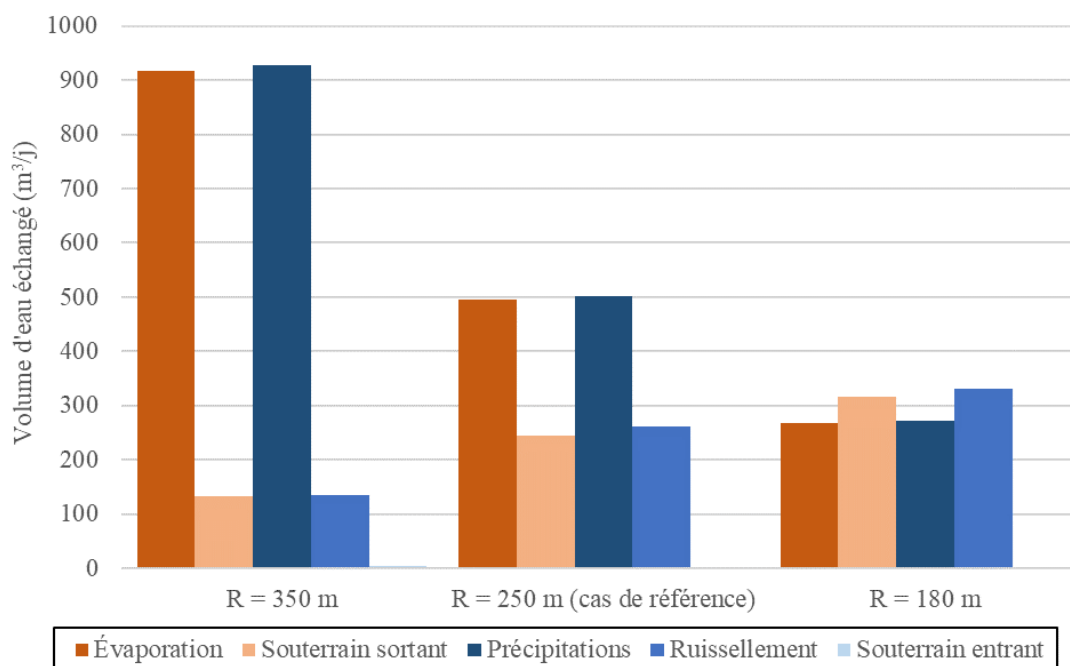


Figure O-3 : Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour chaque composante du bilan hydrique et différents rayons supérieurs de fosse.

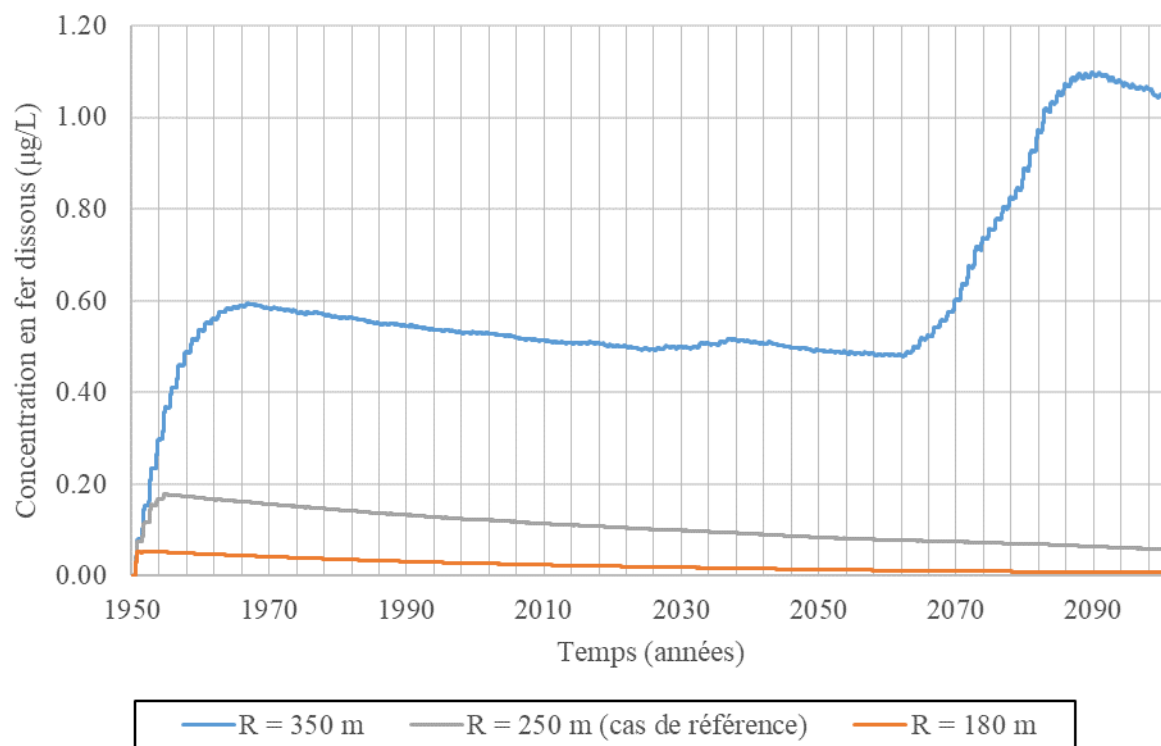


Figure O-4 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour différents rayons supérieurs de fosse.

Annexe P : Effet de la variabilité de la nappe phréatique sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence

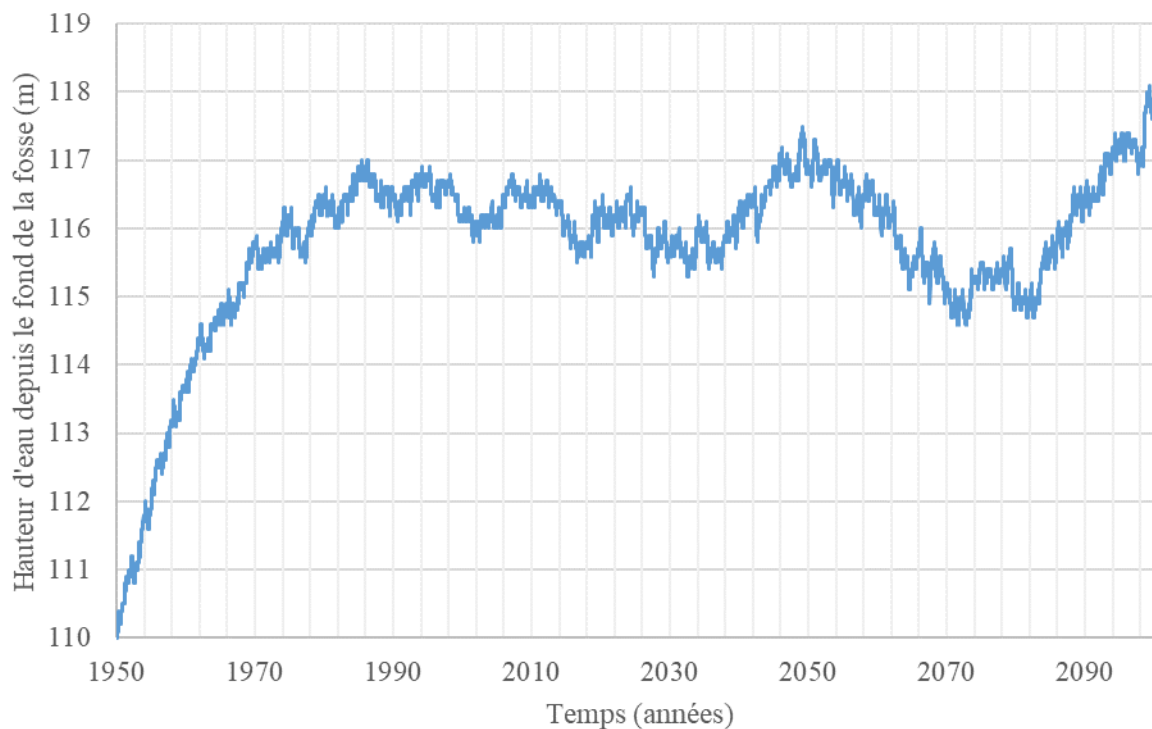


Figure P-1 : Évolution du niveau d'eau journalier dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour une variation annuelle du niveau phréatique entre 105 m et 115 m par rapport au fond de la fosse. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

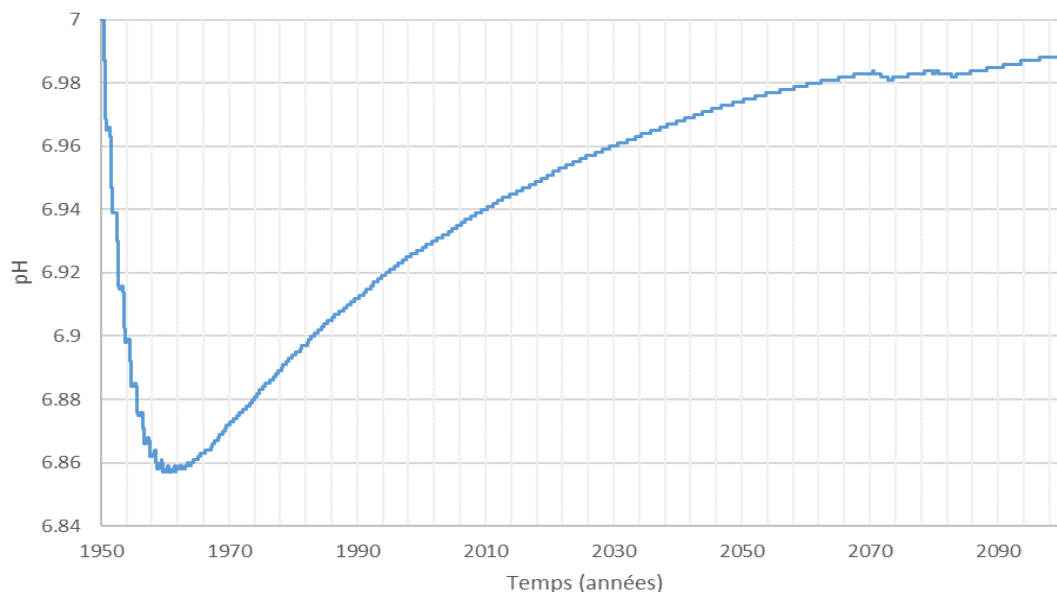


Figure P-2 : Évolution du pH journalier du lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour une variation annuelle du niveau phréatique entre 105 m et 115 m par rapport au fond de la fosse.

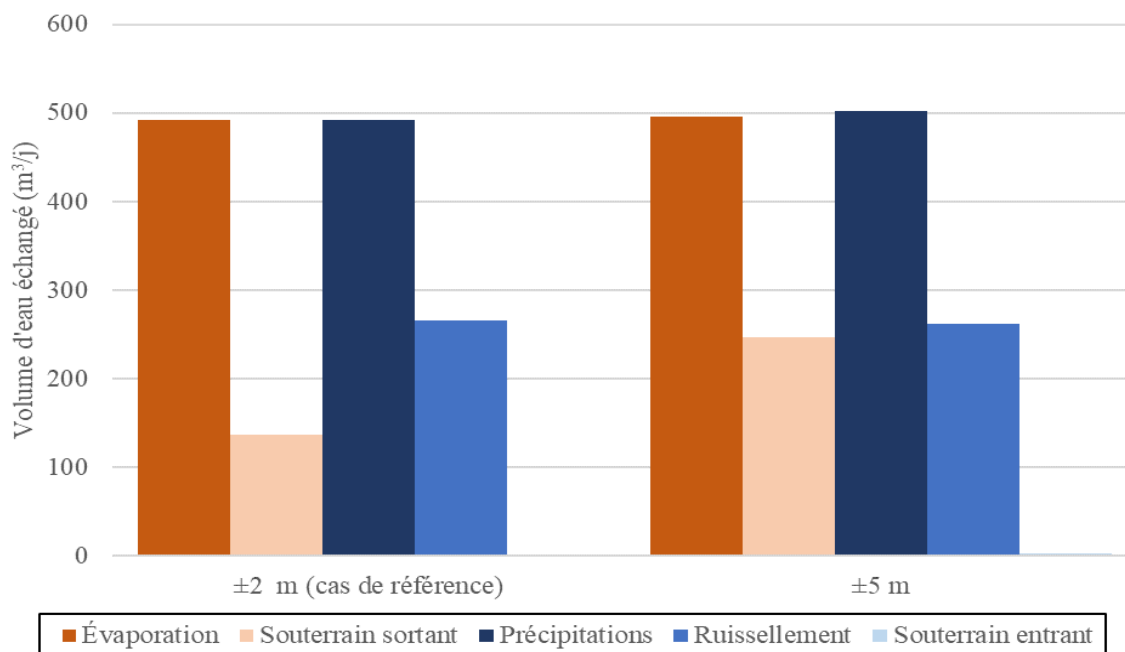


Figure P-3 Volumes d'eau moyens échangés dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour chaque composante du bilan hydrique et différentes variabilités du niveau phréatique.

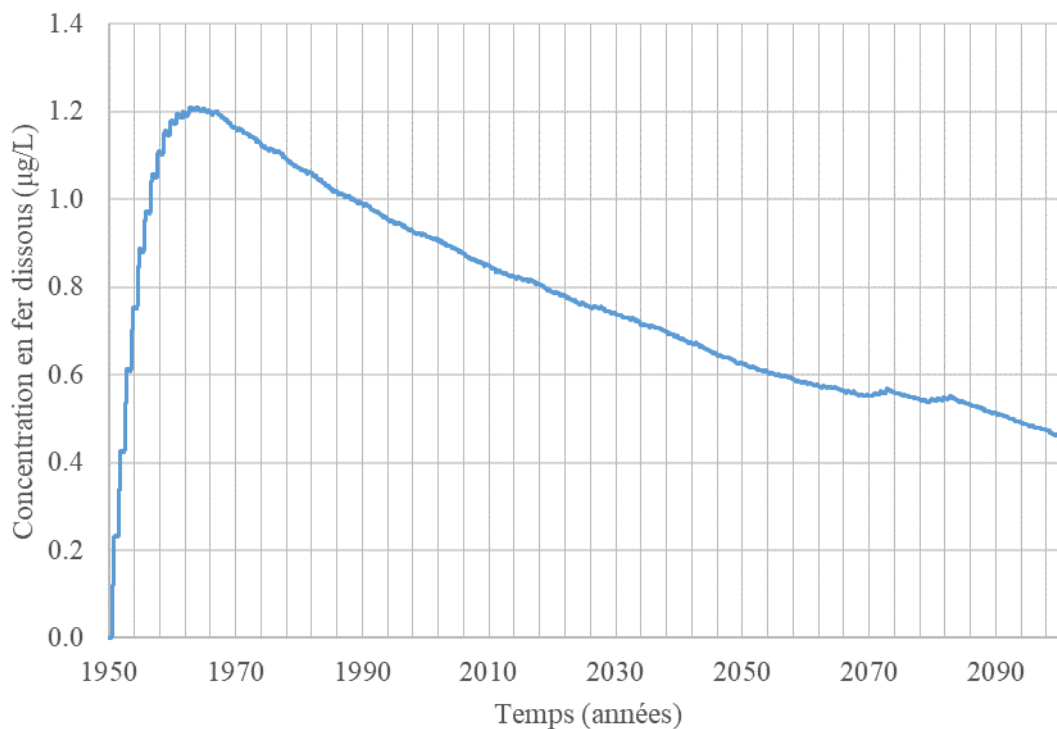


Figure P-4 : Évolution de la concentration journalière en fer dissous dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour une variation annuelle du niveau phréatique entre 105 m et 115 m par rapport au fond de la fosse.

Annexe Q : Effet du statut hydrologique sur le bilan hydrique et la qualité de l'eau dans le lac de fosse de référence

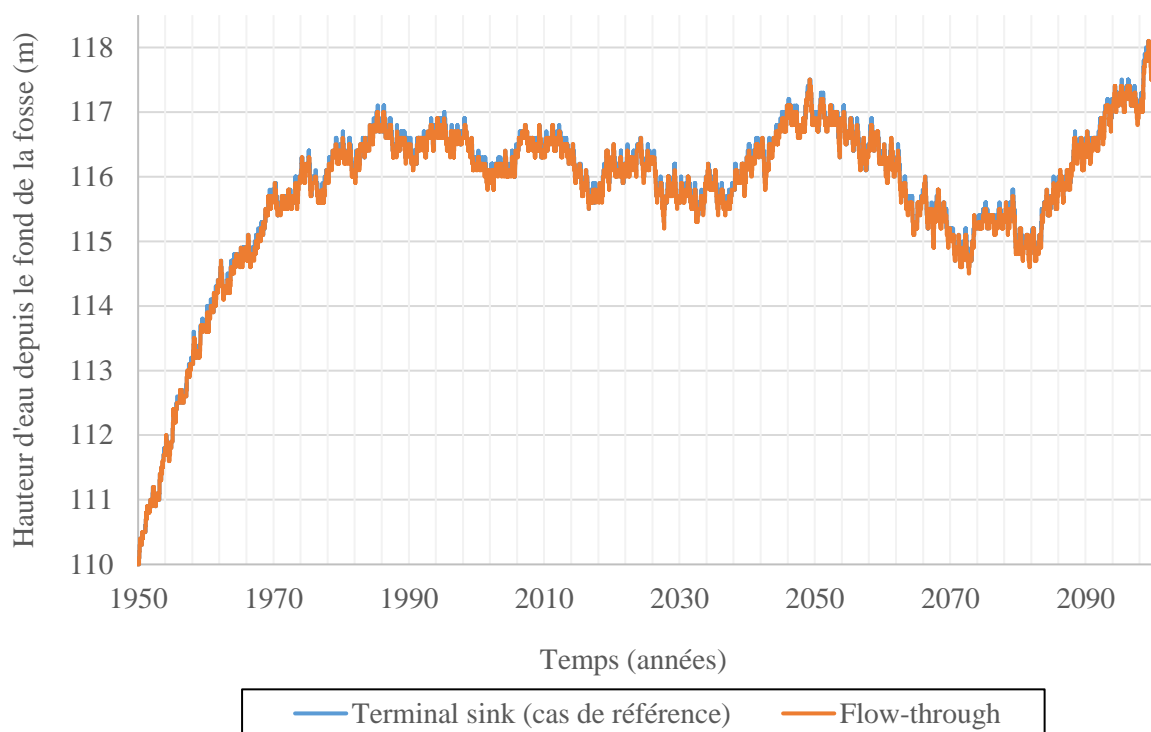


Figure Q-1 : Évolution du niveau d'eau journalier dans le lac de fosse simulé entre 1950 et 2100 pour un *terminal sink* (cas de référence) et un *flow-through pit lake*. Les données climatiques étaient issues du modèle CanRCM4 pour un scénario d'émission RCP 4.5.

Annexe R : Matrices d'écoulements des eaux souterraines

Tableau R-1 : Débits des eaux souterraines (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)										
		20	40	60	70	80	90	95	100	105	106	107
Niveau phréatique (m)	105	2218,24	1891,80	1459,72	1194,10	898,28	566,88	386,38	198,08	0,00	-40,67	-81,78
	106	2242,03	1927,11	1497,07	1231,34	937,23	606,17	425,97	238,45	40,65	0,00	-40,99
	107	2273,42	1962,63	1533,74	1268,83	976,17	645,53	465,62	278,92	81,31	40,71	0,00
	108	2314,73	1983,07	1570,86	1307,02	1015,88	685,78	506,28	320,11	122,90	82,49	41,75
	109	2336,41	2035,80	1608,33	1345,65	1055,56	726,01	547,05	361,43	164,63	124,41	83,54
	110	2381,38	2076,33	1645,96	1384,93	1095,17	766,42	587,91	402,68	206,55	166,25	125,33
	111	2435,62	2107,57	1683,73	1424,02	1134,83	806,87	628,99	443,85	248,34	207,95	167,15
	112	2474,08	2143,37	1721,11	1463,16	1174,27	847,51	670,14	485,02	290,13	249,74	208,98
	113	2478,42	2183,52	1758,88	1502,61	1213,69	888,18	711,49	526,17	332,00	291,77	250,96
	114	2529,17	2223,32	1797,50	1542,54	1253,90	929,63	753,73	568,07	374,49	334,65	293,69
	115	2560,17	2257,51	1836,71	1582,60	1294,38	971,35	795,89	610,01	416,90	377,52	336,50

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)									
		108	109	110	111	112	113	114	115	120	125
Niveau phréatique (m)	105	-123,94	-165,96	-207,99	-250,86	-294,34	-337,57	-380,63	-421,50	-629,78	-799,88
	106	-82,89	-124,92	-166,94	-209,80	-253,04	-296,20	-339,26	-379,86	-589,14	-761,10
	107	-41,89	-83,87	-125,89	-168,64	-211,74	-254,74	-297,85	-338,53	-548,57	-722,52
	108	0,00	-41,97	-83,97	-126,56	-169,48	-212,41	-255,55	-296,20	-507,24	-683,14
	109	41,93	0,00	-41,99	-84,41	-127,16	-170,01	-213,27	-253,88	-465,83	-643,78
	110	83,88	41,97	0,00	-42,24	-84,83	-127,69	-170,90	-211,72	-424,68	-605,51
	111	125,83	83,95	41,99	0,00	-42,45	-85,28	-128,43	-169,50	-383,21	-566,07
	112	167,79	125,93	83,99	42,29	0,00	-42,71	-85,94	-127,56	-341,65	-526,76
	113	209,93	168,07	126,15	84,81	42,79	0,00	-43,35	-85,40	-299,73	-486,42
	114	252,84	210,99	169,17	128,26	86,44	43,35	0,00	-42,66	-257,28	-446,40
	115	295,79	254,03	212,33	171,91	129,99	86,70	43,15	0,00	-214,83	-406,45

Tableau R-2 : Débits des eaux souterraines (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac avec un rayon supérieur de la fosse de 350 m.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)									
		100	105	106	107	108	109	110	111	112	113
Niveau phréatique (m)	108	270,70	103,37	0,00	-35,18	-70,37	-105,57	-140,78	-249,30	-428,58	-589,37
	109	305,48	138,35	35,10	0,00	-35,19	-70,38	-105,59	-213,99	-393,45	-555,58
	110	340,32	173,42	70,21	35,19	0,00	-35,19	-70,40	-178,70	-358,37	-521,76
	111	375,27	208,53	105,32	70,37	35,19	0,00	-35,20	-143,34	-323,33	-487,98
	112	410,21	243,61	140,46	105,56	70,38	35,19	0,00	-107,93	-288,33	-454,24

Tableau R-3 : Débits des eaux souterraines (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac avec un rayon supérieur de la fosse de 180 m.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)									
		100	105	106	107	108	109	110	111	112	113
Niveau phréatique (m)	108	270,70	103,37	0,00	-35,18	-70,37	-105,57	-140,78	-249,30	-428,58	-589,37
	109	305,48	138,35	35,10	0,00	-35,19	-70,38	-105,59	-213,99	-393,45	-555,58
	110	340,32	173,42	70,21	35,19	0,00	-35,19	-70,40	-178,70	-358,37	-521,76
	111	375,27	208,53	105,32	70,37	35,19	0,00	-35,20	-143,34	-323,33	-487,98
	112	410,21	243,61	140,46	105,56	70,38	35,19	0,00	-107,93	-288,33	-454,24

Tableau R-4 : Débits des eaux souterraines (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac lorsqu'il est remblayé par des résidus miniers sur 100 m depuis le fond de la fosse.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)							
		100	103	105	106	107	108	109	110
Niveau phréatique (m)	108	200,07	131,33	82,16	55,82	28,26	0,00	-29,46	-59,56
	109	226,83	158,67	110,40	84,13	56,77	28,95	0,00	-29,82
	110	253,85	186,08	138,81	112,59	85,39	58,19	29,55	0,00
	111	280,74	213,88	167,45	141,08	114,23	87,82	59,26	29,87
	112	307,95	241,92	195,83	169,71	143,15	117,58	89,04	59,76

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)						
		111	112	113	114	115	120	125
Niveau phréatique (m)	108	-89,73	-120,89	-153,66	-184,67	-216,21	-364,95	-478,31
	109	-59,87	-90,87	-122,97	-153,93	-185,67	-334,19	-449,58
	110	-29,95	-60,80	-92,24	-123,19	-155,28	-302,91	-422,79
	111	0,00	-30,45	-61,51	-92,55	-125,38	-393,75	-393,75
	112	30,06	0,00	-30,78	-62,22	-94,86	-243,57	-366,25

Tableau R-5 : Débits des eaux souterraines (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac lorsqu'il est remblayé par des résidus miniers sur 109 m depuis le fond de la fosse.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)							
		109	110	111	112	113	114	119	125
Niveau phréatique (m)	108	-22,31	-50,91	-77,14	-103,20	-129,94	-162,17	-296,15	-410,64
	109	0,00	-25,59	-51,57	-77,41	-136,64	-136,64	-266,40	-387,55
	110	24,50	0,00	-25,80	-51,61	-78,54	-109,60	-239,49	-360,89
	111	50,46	25,78	0,00	-25,80	-52,81	-82,37	-212,84	-338,91
	112	76,83	51,60	25,80	0,00	-26,56	-55,53	-186,74	-315,28

Tableau R-6 : Débits des eaux souterraines entrants (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac soumis à un gradient hydraulique de 0,01.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)									
		20	40	60	70	80	90	95	100	105	106
Niveau phréatique amont (m)	110	464,09	379,05	292,68	239,46	180,25	113,98	77,94	40,23	13,14	9,68
	111	451,12	386,94	299,87	246,99	187,98	121,84	85,90	48,26	17,86	13,24
	112	457,66	392,77	307,32	254,50	195,70	129,71	93,85	56,30	22,64	17,96
	113	464,06	400,25	314,65	262,08	203,48	137,65	101,83	64,37	27,93	22,76
	114	472,62	407,46	322,12	270,57	211,37	145,72	109,96	72,58	34,05	28,17
	115	475,22	414,71	329,60	277,49	219,34	153,81	118,11	80,83	41,69	34,34
	116	483,99	421,94	337,17	285,27	227,26	161,94	126,27	89,10	50,02	42,02
	117	492,89	434,45	344,71	293,04	235,17	170,07	134,46	97,35	58,34	50,40
	118	497,54	439,03	352,42	300,96	243,24	178,34	142,83	105,78	66,85	59,00
	119	504,55	444,72	360,46	308,99	251,30	186,62	151,21	114,20	75,39	67,56
	120	517,20	451,51	368,27	317,00	259,38	194,91	159,60	122,61	83,97	76,12

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)										
		107	108	109	110	111	112	113	114	115	120	125
Niveau phréatique amont (m)	110	6,29	3,35	1,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	111	9,82	6,37	3,36	1,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	112	13,38	9,90	6,38	3,35	1,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	113	18,13	13,54	9,92	6,38	3,44	1,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	114	23,00	18,32	13,63	10,00	6,57	3,62	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00
	115	28,39	23,21	18,41	13,71	10,23	6,78	3,69	1,32	0,00	0,00	0,00
	116	34,53	28,61	23,29	18,51	13,87	10,46	6,82	3,69	1,37	0,00	0,00
	117	42,22	34,75	28,69	23,39	18,84	14,07	10,47	6,83	3,71	0,00	0,00
	118	50,77	42,57	34,95	28,90	23,90	19,12	14,17	10,53	6,85	0,00	0,00
	119	59,33	51,16	42,79	35,21	29,49	24,14	19,21	14,25	10,48	0,00	0,00
	120	67,90	59,74	51,40	43,12	35,83	29,68	24,22	19,19	14,53	0,00	0,00

Tableau R-7 : Débits des eaux souterraines sortant (en m³/j) entrant et sortant du lac de fosse simulés pour différents niveaux de la nappe phréatique et niveaux du lac soumis à un gradient hydraulique de 0,01.

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)										
		20	40	60	70	80	90	95	100	105	106	
Niveau phréatique amont (m)	110	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-13,14	-17,19
	111	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-9,21	-13,24
	112	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-5,89	-9,30
	113	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-3,06	-5,96
	114	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,91	-3,08
	115	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,95
	116	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	117	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	118	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	119	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	120	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

		Hauteur d'eau depuis le fond de la fosse (m)										
		107	108	109	110	111	112	113	114	115	120	125
Niveau phréatique amont (m)	110	-21,95	-27,34	-33,42	-41,04	-49,60	-58,32	-66,97	-75,58	-83,95	-125,49	-159,82
	111	-17,39	-22,24	-27,57	-33,62	-41,38	-50,04	-58,68	-67,32	-75,60	-117,37	-151,82
	112	-13,38	-17,65	-22,46	-27,77	-33,94	-41,76	-50,38	-59,03	-67,24	-109,50	-144,35
	113	-9,46	-13,54	-17,85	-22,63	-28,05	-34,27	-42,06	-42,06	-58,94	-101,10	-136,36
	114	-6,04	-9,62	-13,63	-17,91	-22,83	-28,29	-34,44	-42,22	-50,41	-92,80	-128,48
	115	-3,15	-6,18	-9,69	-13,71	-18,14	-23,06	-28,46	-34,62	-41,99	-84,49	-120,82
	116	-0,99	-3,25	-6,24	-9,77	-13,87	-18,36	-23,22	-28,62	-34,43	-76,18	-112,73
	117	0,00	-1,07	-3,31	-6,32	-10,01	-14,07	-18,50	-23,39	-28,48	-67,88	-105,08
	118	0,00	0,00	-1,07	-3,32	-6,50	-10,10	-14,17	-18,58	-23,20	-59,42	-96,88
	119	0,00	0,00	0,00	-1,08	-3,50	-6,56	-10,14	-14,25	-18,44	-50,95	-88,88
	120	0,00	0,00	0,00	0,00	-1,27	-3,54	-6,60	-10,21	-14,53	-42,47	-80,88