POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Évaluation des impacts du dénoyage des mines sur l'hydrogéochimie des tourbières et des aquifères superficiels

MARWA KRAOUAIA

Département des génies civil, géologique et des mines

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

Génie minéral

Septembre 2020

© Marwa Kraouaia, 2020.

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

et

l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Ce mémoire intitulé:

Évaluation des impacts du dénoyage des mines sur l'hydrogéochimie des tourbières et des aquifères superficiels

présenté par : **Marwa KRAOUAIA**

Pour un mémoire en vue de l'obtention du diplôme de Maîtrise ès sciences appliquées

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

Philippe PASQUIER, président

Éric ROSA, membre et directeur de recherche

Vincent CLOUTIER, membre et codirecteur de recherche

Marie LAROCQUE, membre

DÉDICACE

À mes parents Abdelfatah et Nejia,

À mes sœurs Safé et Mariam,

À toute ma famille et mes ami(e)s

Merci pour votre soutien sans faille

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de recherche Éric Rosa et Vincent Cloutier pour m'avoir accordé votre confiance en me proposant ce sujet, puis pour m'avoir encadré, guidé, conseillé et encouragé tout au long de ma maîtrise. Je suis très reconnaissante aussi de leur humanité, leur enthousiasme, leurs idées ingénieuses et leur observations scientifiques robustes qui ont permis de mener ce projet de recherche très loin.

Mes sincères remerciements vont également aux membres de jury qui ont accepté de considérer ce travail de recherche: l'évaluateur externe Marie Larocque de l'UQAM et Philippe Pasquier de Polytechnique Montréal pour présider le jury.

J'aimerais remercier chaleureusement Daniel Blanchette pour sa contribution importante dans ce travail. La partie expérimentale de ce projet est due à sa participation active tant pour les travaux de terrain que pour les travaux de laboratoire. Mes remerciements vont également à Magalie Roy pour son soutien technique en géomatique.

Je profite de cette page pour remercier l'ensemble des membres de campus d'Amos : Dany, Hélène, Linda, Annie, Olivier, Élizabeth, Susy et Pooneh pour les bons moments qu'on a partagés ensemble: les activités hivernales et estivales, les déjeuners, les pauses café et enfin les fêtes.

Une mention spéciale à tous mes amis et collègues de l'UQAT : Rihem (my partner in crime), Elyasse, Rachid, Brahim, Latifa, Salma, Nada, Marouen, Diary, Ablo, Nathalie, Youssef, Mouna, Yassine, Aboudoulaye, Fatoumata, Aude, Guillaume. Un grand merci particulier pour tout ce que nous avons partagé, au campus et en dehors, et tout ce que nous partagerons encore à Amos et Rouyn. Je remercie aussi tous ceux qui m'ont apporté leur aide au cours de ma maîtrise et qui sont ailleurs qu'à l'UQAT : Thierry, Birame et Flora.

J'adresse enfin mes plus chaleureux remerciements à ma famille et mes amis en Tunisie. Merci pour votre soutien, vos encouragements et votre présence dans les moments difficiles malgré la distance. Je vous témoigne ici toute ma reconnaissance et tout mon amour.

RÉSUMÉ

L'industrie minière représente un élément central de l'économie de l'Abitibi-Témiscamingue. Il s'agit d'une région où plus de 70% de la population dépend de l'eau souterraine pour son approvisionnement en eau potable et où plus de 20% du territoire est couvert par des milieux humides (principalement des tourbières) à grande valeur écologique. Or, à ce jour, les impacts du dénoyage minier sur les aquifères et les tourbières demeurent mal compris. Cela représente une entrave majeure à la protection des aquifères et milieux humides et un enjeu de taille pour une région minière. S'inscrivant dans ce contexte, la présente étude vise à développer des approches permettant d'évaluer l'impact du dénoyage des mines sur l'hydrogéochimie des aquifères et des tourbières, dans le contexte hydrogéologique de l'Abitibi-Témiscamingue. Le site ciblé est celui du projet de mine à ciel ouvert Akasaba Ouest de *Mines Agnico Eagle*, situé dans le bassin versant de la rivière Bourlamaque, au sud-est du de la ville de Val-d'Or. Les travaux de terrain réalisés ont inclus l'installation de six grappes de piézomètres dans une tourbière située à proximité immédiate de la future fosse. Les charges hydrauliques ont été monitorées selon un pas de temps horaire depuis l'installation des piézomètres à l'automne 2018. Des analyses chimiques (paramètres *in situ*, éléments majeurs, éléments traces et ultra-traces, carbone organique et inorganique dissous, nutriments, isotopes stables de la molécule d'eau) ont été menées sur 47 échantillons d'eau prélevés dans les différentes grappes de piézomètres durant l'été et l'automne 2019. Les données recueillies ont été utilisées pour développer un modèle d'écoulement et de transport de masse dans *SEEP/W* et *CTRAN/W*. Les modèles ont d'abord été calibrés pour représenter les conditions actuelles (en régime permanent et transitoire). Ils ont subséquemment été employés pour développer des scénarios visant à prédire les impacts de dénoyage des mines sur l'hydrogéochimie des tourbières. Les données de terrain ont révélé l'existence d'inversions dans les gradients hydrauliques verticaux au sein de la tourbe, vraisemblablement en raison d'un déphasage temporel dans les variations de charge hydraulique dans la tourbe et l'aquifère inorganique sous-jacent. Les données géochimiques associées à des traceurs jugés conservateurs (Cl; δ^2H-δ^{18}O) et à un traceur jugé non conservateur (Mn dissous) ont permis de mettre en lumière l'effet (1) d'un processus de mélange dispersif qui tend à homogénéiser la composition chimique du système tourbeux et (2) de processus d'oxydoréduction qui tendent à impartir une stratification chimique dans le système. Les résultats issus des simulations fournissent des bases théoriques et quantitatives permettant de mieux comprendre l'écoulement des eaux souterraines et les processus de transport de masse dans la

tourbe, pour des conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage des mines. Pour les conditions naturelles, les simulations montrent des charges hydrauliques plus élevées au printemps, vraisemblablement en réponse à la fonte des neiges qui recharge le système d'eau souterraine, et des charges hydrauliques qui diminuent graduellement lors de l'été, en réponse à l'évapotranspiration et à la décharge d'eau aux marges de la tourbière. Toujours pour les conditions naturelles, les simulations de transport de masse suggèrent que le transport vertical de solutés conservateurs depuis la surface de l'acrotelme vers la base du catotelme est plus efficace que le transport en sens inverse (ascendant). Les simulations permettent aussi de documenter la migration différentielle de solutés caractérisés par différentes valeurs de coefficient de distribution (K_d) au sein de la tourbe. Quatre scénarios ont été développés afin de simuler l'impact des phases initiales du dénoyage d'une mine sur les processus d'écoulement et de transport de masse dans un système aquifère-tourbière. Ces simulations ont révélé que l'impact du dénoyage sur le système tourbeux s'accentue significativement lorsque l'aquifère granulaire sous-jacent subit une dépressurisation. Les simulations montrent que les processus de transport de mase sont également significativement affectés dans ce contexte. Ultimement, les connaissances issues de la présente étude permettront de mieux évaluer et contrôler les impacts du dénoyage minier sur les tourbières et les écosystèmes associés.

Mots clés : Tourbières, dénoyage minier, modélisation numérique, hydrogéologie, transport de masse

ABSTRACT

The mining industry is a key component of the economy in Abitibi-Témiscamingue. This is an area where more than 70% of the population relies on groundwater for drinking water supply and where more than 20% of the territory is covered by wetlands (mainly peatlands) of great ecological value. However, to date, the impacts of mine dewatering on aquifers and wetlands remain poorly understood. This represents a major obstacle to the protection of aquifers and wetlands and an important challenge for a mining region. Fitting in this context, this study focuses on the development of approaches to assess the impact of mine dewatering on the hydrogeochemistry of aquifers and peatlands, in the hydrogeological context of the Abitibi-Témiscamingue region. The target site is that of the Akasaba West open pit mine project of *Agnico Eagle Mines*, located in the Bourlamaque River watershed, southeast of the city of Val-d´Or. The fieldwork carried out included the installation of six piezometers clusters in a peatland located in the immediate vicinity of the future mine pit. The hydraulic heads have been monitored according to an hourly time step since the installation of the piezometers in the fall of 2018. Chemical analyzes (*in situ* parameters, major elements, trace and ultra-trace elements, dissolved organic and inorganic carbon, nutrients, stable isotopes of the water molecule) were conducted on 47 water samples collected in the different piezometers clusters during the summer and fall of 2019. The data were used to develop a flow and mass transport model in *SEEP/W* and *CTRAN/W*. The models were first calibrated to represent current conditions (in steady and transient states). They were subsequently used to develop scenarios aimed at predicting the impacts of mine dewatering on the hydrogeochemistry of peatlands. Field data revealed the existence of inversions in the vertical hydraulic gradients within the peat, presumably due to a time lag in the hydraulic heads variations in the peat and in the underlying inorganic aquifer. The geochemical data associated with tracers considered to be conservative (Cl; δ^2H-δ^{18}O) and to a tracer considered to be non-conservative (dissolved Mn) made it possible to highlight the effect (1) of a dispersive mixing process which tends to homogenize the chemical composition of the peat system and (2) of redox processes which tend to impart chemical stratification in the system. The results from the simulations provide theoretical and quantitative bases to better understand groundwater flow and mass transport processes in peat, for natural conditions and under the influence of mine dewatering. For natural conditions, the simulations show higher hydraulic heads in the spring, presumably in response to snowmelt that recharges the groundwater system, and hydraulic heads that gradually decrease in the summer, in response to the

evapotranspiration and water discharge at the margins of the peatland. Under natural conditions, mass transport simulations suggest that vertical transport of conservative solutes from the acrotelm surface to the base of the catotelm is more efficient than upward transport (from the base of the catotelm towards the surface of the acrotelm). The simulations also allow for documenting the differential migration of solutes characterized by different values of distribution coefficient (K_d) within the peat. Four scenarios were developed to simulate the impact of the initial phases of mine dewatering on the flow and mass transport processes in an aquifer-peat system. These simulations revealed that the impact of dewatering on the peat system significantly increases when the underlying granular aquifer undergoes depressurization. The simulations further reveal that mass transport processes are also affected in this context. Ultimately, the knowledge from this study will provide tools to better assess and control the impacts of mine dewatering on peatlands and associated ecosystems.

Keyword: Peatlands, mine dewatering, numerical modeling, hydrogeology, mass transport

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE III

REMERCIEMENTS IV

RÉSUMÉ V

ABSTRACT VII

TABLE DES MATIÈRES IX

LISTE DES TABLEAUX XII

LISTE DES FIGURES XIII

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS XVII

LISTE DES ANNEXES XVIII

CHAPITRE 1 INTRODUCTION 1

1.1 Mise en contexte et problématique 1

1.2 Objectifs du projet de recherche 2

1.3 Hypothèses de recherche 2

1.4 Originalité du projet 3

1.5 Contenu du mémoire et contributions scientifiques du projet 3

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE 5

2.1 Hydrogéologie des tourbières 5

2.1.1 Les propriétés hydrauliques et écoulements au sein des tourbières 6

2.1.2 La géochimie des tourbières 8

2.2 Impact de dénoyage des mines sur les eaux souterraines 10

2.2.1 Impact physique 12

2.2.2 Impact chimique 17

2.3 Notions fondamentales de l'écoulement de l'eau au sein des tourbières 19

2.3.1 Écoulement de l'eau en milieu poreux saturé 19

2.3.2 Écoulement de l'eau en milieu poreux non saturé 19

2.4 Modélisation numérique du comportement hydrogéologique 20

2.4.1 Logiciel *SEEP/W* 22

2.4.2 Propriétés des matériaux saturés/non saturés 24

2.4.3 Conditions limites 25

2.5 Modélisation du transport réactif 26

2.5.1 Processus de transport de masse 26

2.5.2 Processus d'adsorption et de retardement 29

2.5.3 Logiciel *CTRAN/W* 31

2.5.4 Les conditions aux limites 31

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE 32

3.1 Site d'étude 32

3.1.1 Contexte géologique 34

3.1.2 Contexte hydrogéologique 36

3.2 Instrumentation des tourbières 38

3.2.1 Suivi des charges hydrauliques 39

3.2.2 Échantillonnage de l'eau des tourbières 40

3.3 Modélisation hydrogéologique 41

3.3.1 Géométrie du modèle 42

3.3.2 Paramètres de convergence 43

3.3.3 Propriétés physiques et hydrauliques des matériaux 43

3.3.4 Conditions initiales et conditions limites 45

3.4 Simulation de transport de masse 47

3.4.1 Propriétés des matériaux du modèle de transport....47

3.4.2 Conditions aux limites....48

CHAPITRE 4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS....50

4.1 Résultats des suivis de terrain....50

4.1.1 Variations spatiotemporelles des charges hydrauliques....50

4.1.2 Interprétation des données géochimiques....53

4.2 Modélisation des écoulements et du transport de masse....59

4.2.1 Modèle numérique d'écoulement....59

4.2.2 Modélisation du transport de masse....63

4.2.3 Impact de dénoyage de la mine sur les tourbières....69

CHAPITRE 5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS....74

5.1 Sommaire des réalisations et nouvelles connaissances....74

5.2 Limites des démarches réalisées et besoins pour des recherches ultérieures....78

RÉFÉRENCES....80

ANNEXES....94

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Exemples d'impacts associées à différentes classes d'activités minières (d'après Cloutier et al., 2013).....12

Tableau 2.2 Différents codes numériques ayant été utilisés dans le contexte minier 21

Tableau 2.3 Les avantages et les limites de la MEF (d'après Hotton, 2019, Kalonji-Kabambi, 2014 et Marceau, 2007).....24

Tableau 2.4 Les paramètres à introduire dans *SEEP/W* pour des matériaux saturés et/ou non saturés (d'après Geoslope International Ltd., 2017) 25

Tableau 2.5 Les paramètres d'entrés et les méthodes de calcul de l'évapotranspiration (d'après Hotton, 2019) 25

Tableau 2.6 Principaux processus physico-chimique de transport d'un élément dans les eaux souterraines (d'après Besnard, 2004) 26

Tableau 3.1 La conductivité hydraulique pour chaque matériau 44

Tableau 3.2 Résumé des valeurs de k_d utilisées dans la simulation numérique pour chacun des éléments.....48

Tableau 4.1 La conductivité hydraulique calibrée pour chaque matériau 59

Tableau 5.1 Les principaux lacunes associés au présent projet ainsi que les pistes de solutions pour des travaux ultérieurs 78

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 Approche de classification des tourbières selon leur position au sein de l'environnement hydrogéologique (tirée de Rosa et al., 2018) 8

Figure 2.2 Composition isotopique de l'eau sur les sites d'étude de l'Abitibi (DML : droite des eaux météorique locale) (de Ferlatte et al., 2011) 10

Figure 2.3 Le système hydrogéologique en équilibre avant l'exploitation d'une mine (Collon, 2004) 11

Figure 2.4 Impact physique de dénoyage pour une exploitation souterraine et avec une fosse (de Collon, 2004) 13

Figure 2.5 Carte de localisation des Biohermes et les transects des puits installés (de Whittington et Price, 2012) 14

Figure 2.6 Carte de localisations des piézomètres (de Whittington et Price, 2013) 15

Figure 2.7 Interprétations des modifications des conditions hydrogéologiques (de Boutin, 2001) 16

Figure 2.8 Schématisation du contexte hydrodynamique actuel à la mine (de Boutin, 2001) 17

Figure 2.9 Impact chimique de l'exploitation minière (de Collon, 2004) 18

Figure 2.10 Différentes conditions aux limites incluses dans les modèles hydrogéologique (Kessasra, 2017) 23

Figure 2.11 Exemple simplifié de processus physiques de transport (de Cloutier et al., 2013) ... 27

Figure 2.12 L'effet de de la sorption sur le transport des substances dissoutes. Avec Kd : le coefficient de distribution qui dépend de la nature de la substance et le milieu poreux (de Appelo et Postma, 2005) 30

Figure 3.1 Étapes et méthodologie du projet 32

Figure 3.2 Localisation du site minier Akasaba Ouest dans le territoire d'étude des projets du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue PACES-AT 33

Figure 3.3 La géologie du roc de la zone d'étude (de Cloutier et al., 2016) 35

Figure 3.4 La carte des dépôts de surface (de Cloutier et al., 2016) 36

Figure 3.5 Schéma conceptuel de l'environnement hydrogéologique régional (de Nadeau et al., 2015).....37

Figure 3.6 Schéma simplifié d'une grappe de piézomètres ainsi que leur plan de localisation....39

Figure 3.7 Schéma simplifié d'une grappe des piézomètres munis des sondes de mesure de niveau d'eau 40

Figure 3.8 La géométrie du modèle numérique ainsi que la position de chaque grappe 43

Figure 3.9 La CRE de l'acrotelme utilisée dans la simulation numérique (adapté de Rosa, 2007) 44

Figure 3.10 Conditions aux limites appliquées au modèle numérique d'écoulement en régime permanent et transitoire.....46

Figure 3.11 Variation de la température et des précipitations entre janvier et août 2019 issues des observations de la station météorologique de l'aéroport de Val-d'Or 46

Figure 3.12 Conditions aux limites appliquées au modèle numérique de transport de masse 49

Figure 4.1 Charges hydrauliques mesurées au niveau des piézomètres (la couleur rose indique le piézomètre de surface; la couleur orangée indique le piézomètre moyen et la couleur bleu indique le piézomètre profond) 51

Figure 4.2 Variation de la charge hydraulique pour les grappes nord, centre et sud durant la période janvier 2018-mai 2020. 52

Figure 4.3 Variation de la charge hydraulique dans le temps et dans l'espace pour les grappes nord, centre et sud pour la période de juin à août 2019.....53

Figure 4.4 Variation des concentrations de Mn et Cl en août et octobre 2019 55

Figure 4.5 Les variations des paramètres in-situ dans le temps et dans l'espace.....56

Figure 4.6 Composition isotopique des différents types d'échantillons en Abitibi-Témiscamingue (de Rey et al., 2018) 57

Figure 4.7 Composition isotopique des différents échantillons 58

Figure 4.8 Résultat de calibration en régime permanent. Le niveau de la nappe est représenté par la ligne bleue en pointillé tandis que les lignes d'écoulement sont en vert 60

Figure 4.9 Charges hydrauliques simulées et observées à neuf piézomètres d'observation le long du transect N-S pendant la période juin-août 2019. Le coefficient de détermination (R^2) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sont indiqués 61

Figure 4.10 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres moyens nord, centre et sud pendant la période juin-août 2019.....62

Figure 4.11 L'évolution de panache de concentration pour une source qui se situe à l'interface entre la tourbière et l'unité de minéral sous-jacente à différentes valeurs de dispersivité pour une durée de 1000 jours 64

Figure 4.12 L'évolution de panache de concentration pour une source qui se situe à la surface du système à différente valeur de dispersivité pour une durée de 1000 jours.....65

Figure 4.13 Effet de la diffusion sur le transport d'un élément qui se situe à l'interface pour une durée de 1000 jours (la flèche noire vers le haut indique la position du graphique) 66

Figure 4.14 Effet de la diffusion sur le transport d'un traceur conservateur qui se situe à la surface pour une durée de 1000jours (la flèche noire vers le bas indique la position du graphique).67

Figure 4.15 Impact de l'adsorption sur le transport des éléments depuis la surface pour une durée de 1000 jours ($pour\ \alpha L = 1$ m) 68

Figure 4.16 Les quatre scénarios de l'évolution de la fosse ainsi que les conditions aux limites appliquées.....70

Figure 4.17 Impact de dénoyage sur l'hydrogéologie des tourbières.....71

Figure 4.18 Quantité d'eau à la sortie du système pendant le dénoyage.....71

Figure 4.19 Impact de dénoyage sur le transport des éléments qui se situent à la surface de la tourbe 73

Figure 5.1 Schéma récapitulatif de l'environnement géologique de la zone d'étude ainsi que les principaux résultats trouvés pour des conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage minier. Le bloc diagramme des unités géologiques est adapté de Cloutier et al. (2015); modifié avec la permission des Presses de l'Université du Québec 77

Figure 5.2 La sensibilité des simulations à la conductivité hydraulique par un facteur ±2 (1 : K multipliée par 2; 2 : K divisée par 2).....98

Figure 5.3 La sensibilité des simulations à l'anisotropie de conductivité hydraulique par un facteur ±2 (1 : l'anisotropie devisée par 2; 2 : l'anisotropie multiplie par 2).....99

Figure 5.4 La sensibilité des simulations à la recharge par un facteur ±2 (1 : la recharge devisée par 2; 2 : la recharge multiplie par 2).....100

Figure 5.5 La sensibilité des simulations aux conditions aux limites par un facteur ±1 m (1 : la limite droite soustraite de 1; 2 : la limite droite additionnée de 1).....101

Figure 5.6 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres Nord profond et surface, pendant la période juin-août 2019.....102

Figure 5.7 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres sud profond et surface, pendant la période juin-août 2019.....102

Figure 5.8 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres centre profond et surface, pendant la période juin-août 2019.....103

Figure 5.9 Impact de la dispersion (αL) sur le transport d'un élément qui se situe à l'interface 104

Figure 5.10 Impact de la dispersion (αL) sur le transport d'un élément qui se situe à la surface 104

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

AT	Abitibi-Témiscamingue
C	Concentration (mol/m^3)
CID	Carbone inorganique dissous
COD	Carbone organique dissous
CRE	Courbe de rétention d'eau
D	Coefficient de diffusion (L^2T^{-1})
D_x	Coefficient de dispersion (L^2T^{-1})
K	Conductivité hydraulique [$L.T^{-1}$]
K_d	Coefficient de distribution ($l\ kg^{-1}$)
LCI	Land Climate interaction (interaction sol-climat)
LMWL	Local Meteoric water line (droite des eaux météoriques locale)
MDF	Méthode de différence finie
MEF	Méthode des éléments finis
n	Porosité
q	Conditions de flux appliquées dans l'équation de Richards
R^2	Coefficient de détermination [-]
RMSE	Erreur quadratique moyenne (*root-mean-square error*)
T	Température de l'air (°C)
URSTM	Unité de recherche et de service en technologie minérale
α	Dispersion
D^*	Diffusion
Δ_H	Différence entre les charges hydrauliques simulées [L]
Ψ	Succion matricielle [L]

LISTE DES ANNEXES

Annexe A Les résultats des analyses géochimiques 94

Annexe B Courbe de la conductivité en fonction de la pression 97

Annexe C Évolution des données climatiques utilisées dans la modélisation numérique 97

Annexe D Sensibilité des simulations numériques aux variations des différents paramètres d'entrée 98

Annexe E Résultats de calage pour les piézomètres Nord, Sud et Centre 102

Annexe F Le mouvement de l'eau au sein des tourbières.....103

Annexe G Impact de processus physique sur le trnasport.....104

Annexe H Impact de dénoyage sur le transport des éléments pour des valeurs de dispersivité de 0,5 et 3 m.....105

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte et problématique

Le secteur de l'*extraction minière, exploitation en carrière, et extraction de pétrole et de gaz* représente près de 7,5% du produit intérieur brut du Canada, ce qui en fait un élément central de l'économie du pays (Statistiques Canada, 2019). Les enjeux de protection environnementale associés à l'industrie minière s'avèrent toutefois complexes. D'une part, la demande de ressources minérales s'est intensifiée et diversifiée au cours du siècle dernier (Krausmann et al., 2009). D'autre part, les réglementations encadrant le domaine minier sont en constante évolution (Roach et Walker, 2017). À ce jour, de nombreuses études scientifiques ont permis de mieux comprendre et mitiger les effets indésirables de l'exploitation minière sur la qualité de l'air, de l'eau et des écosystèmes (p. ex. : Ricard et al., 1997; Bussière et al., 1998; Aubertin et al., 2002; Pabst et al., 2018; Hotton et al., 2019). Néanmoins, les impacts du dénoyage des mines sur les aquifères et les milieux humides sont encore mal compris. Il en résulte que les études environnementales requises avant le démarrage des projets miniers abordent encore souvent cette question sur des bases spéculatives, ce qui peut entraîner une prédiction inadéquate des impacts environnementaux des projets. La situation s'avère d'intérêt particulier en Abitibi-Témiscamingue, où l'industrie minière est largement développée. Il s'agit d'une région où plus de 70% de la population dépend de l'eau souterraine pour son approvisionnement en eau potable et où les milieux humides, principalement constitués de tourbières, couvrent plus de 20% du territoire (Cloutier et al., 2016). Les principales préoccupations associées au dénoyage des mines concernent notamment le rabattement de la nappe d'eau souterraine au sein des aquifères ainsi que la dégradation à long terme de la qualité de leur eau. Les impacts sur les milieux humides représentent également des préoccupations majeures puisque leur perturbation peut modifier leurs fonctions écosystémiques, géochimiques et hydrologiques (Price et Waddington, 2000; Payette et Rochefort, 2001). À ce jour, les principales études permettant de documenter l'impact du dénoyage des mines sur les tourbières sont associées à la mine Victor (*De Beers Canada*), dans les basses-terres de la baie d'Hudson, en Ontario (Whittington et Price 2012; 2013; Leclair et al., 2015). Il s'agit d'un secteur où un aquifère de roches carbonatées siluriennes comportant des biohermes est soumis à un dénoyage partiel. Les conditions hydrogéologiques prévalant au niveau de cette mine souterraine sont très différentes des conditions observées en Abitibi-Témiscamingue, où le socle rocheux est principalement constitué

de roches volcaniques, métasédimentaires et plutoniques de l'Archéen et du Protérozoïque et où les sédiments fluvioglaciaires grossiers peuvent favoriser des liens hydrauliques entre le roc et les milieux humides. Les observations réalisées à la mine Victor peuvent donc difficilement être transposées au contexte de l'Abitibi-Témiscamingue.

1.2 Objectifs du projet de recherche

S'inscrivant dans le contexte préétabli, le présent projet de maîtrise vise à développer des approches permettant d'évaluer l'impact du dénoyage des mines à ciel ouvert sur l'hydrogéochimie des aquifères et des tourbières, dans le contexte hydrogéologique de l'Abitibi-Témiscamingue. Les objectifs spécifiques du projet sont les suivants :

- Évaluer les écoulements dans une tourbière pour des conditions naturelles et sous l'influence du dénoyage d'une mine à ciel ouvert;
- Évaluer le transport de masse dissoute dans une tourbière pour des conditions naturelles et sous l'influence du dénoyage d'une mine à ciel ouvert.

Les principales approches retenues pour l'atteinte des objectifs incluent le monitoring hydrogéochimique et la simulation numérique. Le site ciblé correspond au projet minier *Akasaba Ouest*, propriété d'*Agnico Eagle Mines*, situé dans le bassin versant de la rivière Bourlamaque, à une quinzaine de kilomètres au sud-est de Val-d'Or (Québec, Canada). L'exploitation minière sur ce site pourrait commencer dans un proche avenir.

1.3 Hypothèses de recherche

En lien avec les objectifs précités, ce projet de recherche s'appuie sur les deux hypothèses suivantes :

1) Le dénoyage de la fosse induira un rabattement graduel de la nappe au sein de l'aquifère granulaire, de l'aquifère de roc fracturé et de la tourbière au cours des premiers mois de l'exploitation et le système d'écoulement local tendra ensuite vers un nouvel équilibre.
2) La baisse des niveaux piézométriques engendrera une modification des conditions d'écoulement et d'oxydoréduction au sein de la tourbière et des aquifères, ce qui résultera en une modification des flux d'éléments dissous (dont les métaux et métalloïdes) en phase dissoute.

Pour valider ces hypothèses, des suivis hydrogéologiques (hypothèse 1) et hydrogéochimiques (hypothèse 2) ainsi que des simulations numériques visant à représenter un système en phase pré et syn-exploitation seront réalisés sur les aquifères et les tourbières à proximité de la future fosse.

1.4 Originalité du projet

Des études récentes ont contribué à l'amélioration des connaissances scientifiques relatives à l'impact du dénoyage des mines souterraines sur l'hydrologie des tourbières (Whittington et Price 2012; 2013; Leclair et al., 2015). Néanmoins, à ce jour, les impacts du dénoyage des mines à ciel ouvert demeurent mal compris. De surcroît, les impacts du dénoyage minier sur le transport de masse dissoute au sein des tourbières demeurent peu documentés. Dans un tel contexte, la présente étude revêt une originalité singulière car les impacts du dénoyage des mines à ciel ouvert sur l'hydrologie et l'hydrogéochimie des tourbières sont évalués conjointement. Ces questions s'avèrent scientifiquement pertinentes notamment en raison des rétroactions entre l'hydrologie, l'hydrogéochimie des tourbières et leur capacité de stockage de carbone et leur biodiversité. En ce sens, les travaux réalisés ici fourniront des informations essentielles afin de mieux comprendre les impacts écosystémiques potentiels du dénoyage minier sur les milieux humides. D'une part, le développement d'un réseau de suivi hydrologique et hydrogéochimique permettra un monitoring en temps réel des impacts du dénoyage en phase pré- et syn-exploitation. De surcroit, puisque le site visé pour la réalisation de l'étude pourrait entrer en opération dans un avenir proche, il pourrait y avoir une opportunité sans précédent de comparer les résultats de simulations à des observations de terrain réalisées en temps réel, selon un monitoring hydrogéochimique détaillé.

1.5 Contenu du mémoire et contributions scientifiques du projet

Le présent mémoire est composé de 5 chapitres. Le chapitre 1 traite du contexte, de la problématique, des objectifs (général et spécifiques), des hypothèses, de l'originalité ainsi que la contribution scientifique du projet. Le chapitre 2 présente une revue de littérature concernant l'hydrologie et la géochimie des tourbières, l'impact de dénoyage des mines sur les eaux souterraines, les principales équations qui caractérisent l'écoulement de l'eau en milieu poreux saturé et non saturé. L'approche numérique utilisée pour simuler l'écoulement et le transport de masse est aussi présentée. Le chapitre 3 présente tout d'abord le site d'étude et la démarche méthodologique adoptée pour atteindre les objectifs du projet. Le chapitre 4 constitue le cœur du

mémoire. Il présente les principaux résultats des suivis de terrain (hydrogéologique et géochimique) ainsi que les résultats de la modélisation hydrogéochimique dans les conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage minier. Enfin, le chapitre 5 présente les conclusions et les recommandations en lien avec les travaux de recherche réalisés dans le cadre de cette étude. Les annexes présentées à la fin du mémoire fournissent également des informations complémentaires.

Ce projet de recherche implique des contributions scientifiques, sociétales et environnementales. Sur le plan scientifique, les travaux réalisés contribuent à améliorer la compréhension de l'écoulement des eaux souterraines et des processus de transport de masse dissoute dans la tourbe, pour des conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage des mines. Ces connaissances sont essentielles pour mieux évaluer les fonctions hydrogéochimiques des tourbières en vue (1) d'assurer leur protection et (2) d'évaluer leur résilience face aux perturbations anthropiques. Sur le plan environnemental et sociétal, les connaissances issues du projet contribueront à améliorer la compréhension et la prédiction des impacts du dénoyage minier sur les tourbières et les écosystèmes associés en vue de mieux encadrer la protection des tourbières dans le contexte de l'exploitation des mines. Il s'agit d'un enjeu critique pour l'Abitibi-Témiscamingue et plus largement pour le nord du Québec et du Canada, où l'activité minière en essor est réalisée au sein d'environnements où les tourbières sont largement répandues. À terme, ce projet permettra de mieux intégrer la protection des aquifères et des écosystèmes dépendant de l'eau souterraine en lien avec le développement minier.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Hydrogéologie des tourbières

Les tourbières sont des milieux humides à drainage variable où les processus d'accumulation de matière organique excèdent les processus de décomposition et d'humification (Payette et Rochefort, 2001). Les dépôts tourbeux sont généralement caractérisés par une architecture comportant deux couches, l'acrotelme et le catotelme. Ces couches se distinguent notamment par leurs propriétés physiques et hydrauliques. L'acrotelme constitue la tranche supérieure des dépôts tourbeux et se compose de matériel organique vivant et partiellement décomposé. C'est au sein de cette couche que s'observent généralement les fluctuations des niveaux piézométriques (Ferlatte et al., 2014; Cloutier et al., 2016; Quillet et al., 2017). L'épaisseur de l'acrotelme au sein des tourbières boréales est généralement d'environ 30 cm (Reeve et al., 2006; Ferlatte et al., 2014). Cette couche est caractérisée par une porosité élevée (40-80%) et une conductivité hydraulique pouvant atteindre 10^0 à 10^{-2} m/s (Rosa et Larocque, 2008). Le catotelme constitue pour sa part la couche inférieure des dépôts tourbeux. Maintenu saturé en permanence à la faveur d'un bilan hydrique excédentaire, il se compose principalement de matière organique plus décomposée que celle de l'acrotelme. Des mesures réalisées en Abitibi-Témiscamingue suggèrent que les tourbières de la région présentent généralement des épaisseurs d'environ 2 m (Ferlatte, 2014; Cloutier et al., 2016). En ce sens, le catotelme des tourbières de l'Abitibi-Témiscamingue est généralement caractérisé par une puissance supérieure à celle de l'acrotelme. Bien que la porosité du catotelme soit élevée (environ 92%), la conductivité hydraulique y est généralement significativement plus faible qu'au sein de l'acrotelme, avec des valeurs de l'ordre de 10^{-5}-10^{-8} m/s (Rosa et Larocque, 2008; Ferlatte, 2014, Cloutier et al., 2016).

Les tourbières boréales sont communément séparées en deux grandes catégories, soit (1) les tourbières minérotrophes (appelées aussi *fen*) et (2) les tourbières ombrotrophes (appelées aussi *bog*). Les tourbières minérotrophes sont en partie alimentées par une eau minéralisée provenant principalement d'un aquifère ou d'un cours d'eau voisin, elles sont caractérisées par une surface plate ou en pente douce et une couverture végétale diversifiée (Payette et Rochefort, 2001). Les tourbières ombrotrophes se caractérisent pour leur part par une morphologie bombée ou convexe et sont essentiellement alimentées par l'eau issue des précipitations. Elles sont caractérisées par un tapis végétal largement constitué de sphaignes (Ferlatte, 2014; Larocque et al., 2016, Munger et

al., 2020). Selon leur position au sein de l'environnement hydrogéologique, ces deux catégories de tourbières sont susceptibles d'influencer l'hydrologie des bassins versants ainsi que les systèmes d'écoulement d'eau souterraine. D'une part, le stockage d'eau au sein de l'acrotelme confère aux tourbières une capacité d'emmagasinement susceptible de tamponner les fluctuations dans des échanges hydriques avec les cours d'eau et aquifères du milieu environnant (Levison et al., 2014). D'autre part, la faible conductivité hydraulique du catotelme peut s'avérer favorable au maintien de conditions saturées en marge d'aquifères granulaires, tel que suggéré par des travaux récents réalisés en Abitibi-Témiscamingue (Rosa et al., 2018).

2.1.1 Les propriétés hydrauliques et écoulements au sein des tourbières

Plusieurs études ont été effectuées dans le but de définir les propriétés hydrauliques et de caractériser les écoulements au sein des dépôts tourbeux. Des travaux de terrain et de laboratoire ainsi que des simulations numériques permettent aujourd'hui d'estimer la conductivité hydraulique et la compressibilité de la tourbe, deux paramètres essentiels à la compréhension de l'hydrogéologie des tourbières (Hugues et al., 1998, Reeve et al., 2001b, 2006; Lafleur et al., 2005; Larocque et al., 2006; Rosa, 2007; Levison et al., 2014). Les études suggèrent généralement que la configuration des écoulements au sein des tourbières est dominée par des écoulements subhorizontaux. Cela s'explique notamment par l'anisotropie des dépôts tourbeux (K_h>K_v) et par la prévalence des écoulements subhorizontaux au sein de l'acrotelme. En effet, la conductivité hydraulique des dépôts organiques varie généralement entre 10^0 m/s à la surface de l'acrotelme et 10^{-5} m/s par endroit dans la couche de catotelme, ce qui favorise les écoulements préférentiels près de la surface (Rosa, 2007, Ferlatte et al., 2014). Avec une augmentation de la profondeur sous la surface, la densité de la tourbe augmente et la connectivité des pores diminue, ce qui cause une réduction de la conductivité hydraulique (Rydin et Jeglum, 2013). En pratique, cela implique que l'eau provenant des précipitations s'écoulera préférentiellement dans la couche superficielle de tourbe, laquelle est généralement subhorizontale.

Des études ont montré le rôle significatif de la compressibilité de la matière organique dans l'hydrogéologie des tourbières (Roulet, 1991; Chow et al., 1992; Price, 2003). La compressibilité, qui est fonction de la structure du matériel poreux, peut exercer un contrôle significatif sur certains paramètres hydrauliques qui régissent les écoulements et le stockage de l'eau dans les tourbières (Spivey et al., 1986). Cela s'explique par le fait que le stockage d'eau dans les tourbières est en

partie fonction des changements de volume du matériel organique en réponse aux fluctuations de la charge hydraulique. Les variations de la position de la nappe entrainent des changements de la contrainte effective, laquelle entraîne à son tour la modification du volume de la tourbe (Roulet, 1991). Ce processus exerce un contrôle sur la conductivité hydraulique (Chow et al., 1992; Price, 2003) et affecte la relation de rétention d'eau (Oleszczuk et al., 2000) et l'humidité du sol (Kennedy et Price, 2005). Du point de vue théorique, les changements de la contrainte effective σ' sont causés par des changements de la contrainte totale σ en réponse à des charges externes ou à une modification de la pression interstitielle ψ (Price et al., 2005). Ce phénomène est décrit par l'équation 2.1 de Terzaghi (1943) dans laquelle les unités sont en kilopascal:

$$\sigma' = \sigma - \psi \qquad (2.1)$$

En plus d'une évaluation des propriétés hydrauliques de la tourbe, la compréhension de la dynamique d'écoulement de l'eau au sein des tourbières requiert une connaissance des liens hydrauliques existant avec les unités géologiques et cours d'eau périphériques. À titre d'exemple, Bleuten et al., (2006) ont identifié 3 principaux types de flux, soit (1) les flux d'écoulement de surface, à la limite supérieure de l'acrotelme, (2) les flux latéraux d'eau souterraine peu profonde aux marges des tourbières et (3) les échanges verticaux plus profonds entre la tourbe basale et le matériel inorganique sous-jacent. La position des tourbières au sein de l'environnement hydrogéologique dictera largement l'ampleur de ces flux. Rosa et al., (2018) ont notamment proposé quatre principaux types d'environnement tourbeux selon les contacts avec les unités géologiques périphériques (sable/gravier, argile, roc) et la position des tourbières par rapport au réseau hydrographique (site amont, intermédiaire ou de bord de lac), tel qu'illustré à la figure 2.1.

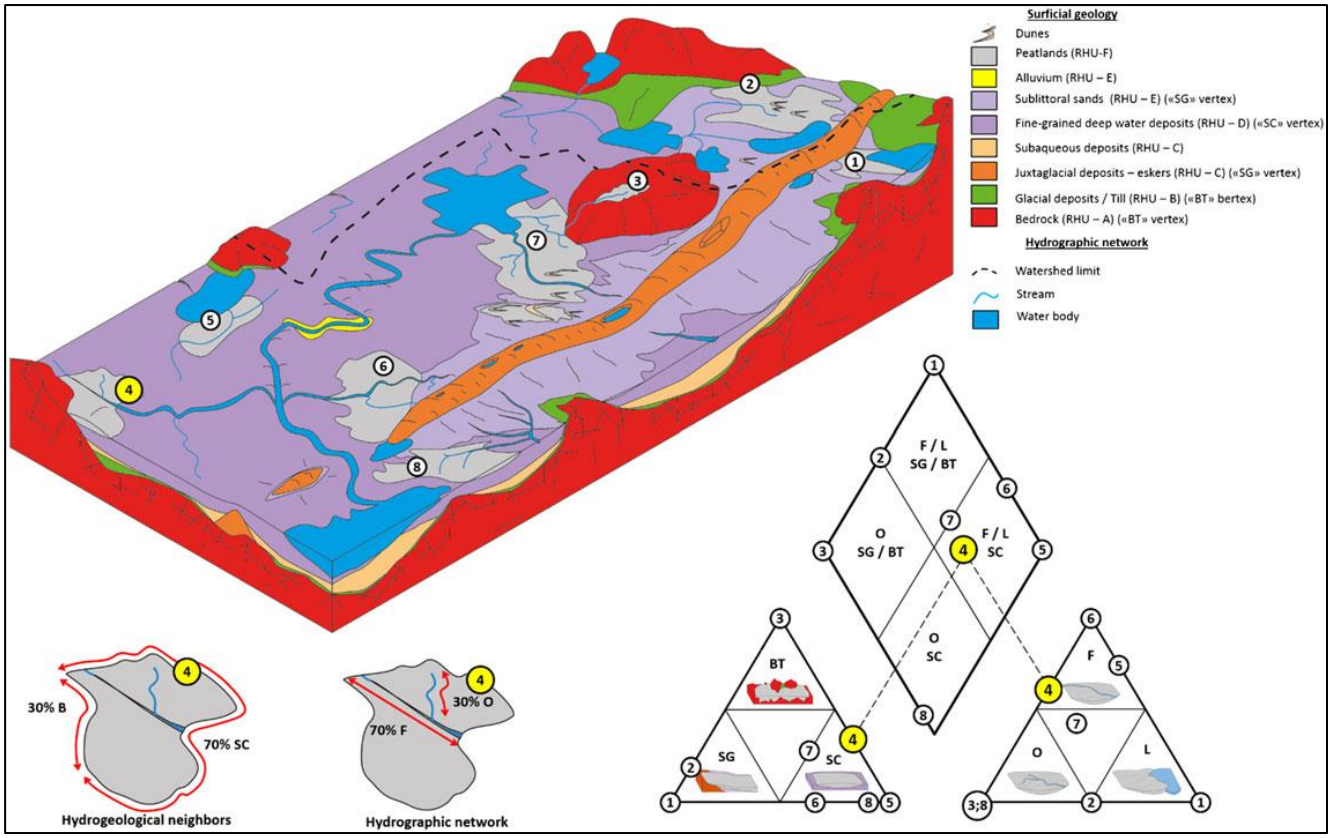


Figure 2.1 Approche de classification des tourbières selon leur position au sein de l'environnement hydrogéologique (tirée de Rosa et al., 2018)

Les flux hydriques au sein des tourbières sont affectés par les variations climatiques et saisonnières, qui engendrent des fluctuations de charge hydraulique, lesquelles peuvent engendrer des inversions périodiques du gradient hydraulique (Reeve et al., 2001b, 2006; Ferlatte et al., 2014). Ces variations peuvent également affecter la dynamique de stockage du carbone et l'hydrogéochimie des tourbières.

2.1.2 La géochimie des tourbières

L'évaluation de la qualité de l'eau des tourbières s'avère essentielle à la compréhension (1) de l'impact des activités anthropiques (Strack et al., 2008), (2) du transport des polluants (Rothwell et al., 2007; Novak et Pacherova, 2008) et (3) des mécanismes chimiques, physiques et biologiques qui gouvernent la géochimie des tourbières (Reeve et al., 1996; Todorova et al., 2005; Whitfield et al., 2010; Larocque et al., 2016). Les processus géochimiques ayant lieu au sein des tourbières sont étroitement liés à l'hydrologie, à l'environnement géologique, à la végétation, au climat et au cycle

du carbone (Anderson et al., 2011). Les apports issus des eaux souterraines et les dépôts atmosphériques influencent également l'hydrogéochimie des tourbières (Bendell-Young, 2003; Blancher et McNicol, 1987). Les différentes sources d'éléments chimiques et les processus dictant leur comportement géochimique peuvent être évalués notamment grâce à un suivi (1) des conditions physicochimiques *in situ* (température, pH, conductivité électrique, potentiel redox, oxygène dissous), (2) de la composition isotopique de la molécule d'eau, (3) des métaux et métalloïdes et (4) des concentrations en carbone organique et inorganique dissous. Les flux de carbone organique dissous (COD) peuvent notamment entrainer l'acidification des eaux de surface, modifier le comportement géochimique de certains éléments traces et réduire la pénétration de la lumière au sein des eaux de surface (Payette et Rochefort, 2001). Généralement, la chimie de l'eau de la tourbe est caractérisée par un pH acide, une concentration élevée en COD et une faible minéralisation en comparaison aux eaux des rivières et aux eaux souterraines (Siegel et al., 2006). Les tourbières ombrotrophes contiennent des eaux généralement caractérisées par des pH plus faibles et une charge en matière inorganique dissoute plus faible par rapport aux tourbières minérotrophes. Les tourbières ombrotrophes étant réalimentées essentiellement par les précipitations, les eaux s'y trouvant présentent généralement une minéralisation similaire à celle des précipitations locales, avec des différences induites par l'activité biologique, les réactions avec la matière organique, la diffusion de substances d'origine géogénique et l'effet de l'évaporation (Shotyk, 1988).

Les variations géochimiques s'observent aussi à l'échelle locale, au niveau de l'acrotelme et du catotelme. L'acrotelme se trouve généralement en conditions aérobie avec un pH acide (de l'ordre de 4). Ces conditions permettent la présence de nitrate (NO_3) et de sulfate (SO_4) et sont favorables à la dégradation de la matière organique. Le catotelme est pour sa part généralement caractérisé par un pH plus élevé et des conditions plus réductrices (milieu anaérobie). Ces conditions sont peu propices à la dégradation de la matière organique et engendrent la réduction des sulfates et du fer ainsi que les processus de dénitrification (Morris et al., 2011; Shotyk et al., 1991). Shotyk et al., (1991) ont réalisé des analyses géochimiques sur 35 échantillons (solides) issus de tourbières du Canada. Les auteurs ont constaté que la couche de surface des tourbières ombrotrophes est enrichie en Zn et en Pb en raison des apports atmosphériques anthropiques alors que le Cu et l'U sont surtout enrichis au sein des couches basales des tourbières minérotrophes en raison de la fixation de ces éléments d'origine géogénique sous l'effet des conditions réductrices. Les mêmes

auteurs ont également montré que la solubilité de ces métaux et métalloïdes est étroitement liée aux conditions Eh-pH régissant la stabilité des espèces solides et aqueuses.

Ferlatte et al., (2011) ont pour leur part élucidé les processus dictant la composition isotopique d'un système aquifère-tourbière d'Abitibi. L'étude a révélé que la composition isotopique de l'eau de la tourbière et de l'aquifère est appauvrie en isotopes lourds par rapport à la moyenne des précipitations locales. Les auteurs ont identifié l'existence d'un mélange entre l'eau de la tourbe et celle de l'aquifère sous-jacent sur la base de la similitude dans la composition isotopique des deux entités (figure 2.2). De façon plus générale, l'étude révèle que l'évaluation de la composition isotopique de l'eau contribue à améliorer les connaissances relatives aux échanges hydriques entre les tourbières et l'environnement périphérique.

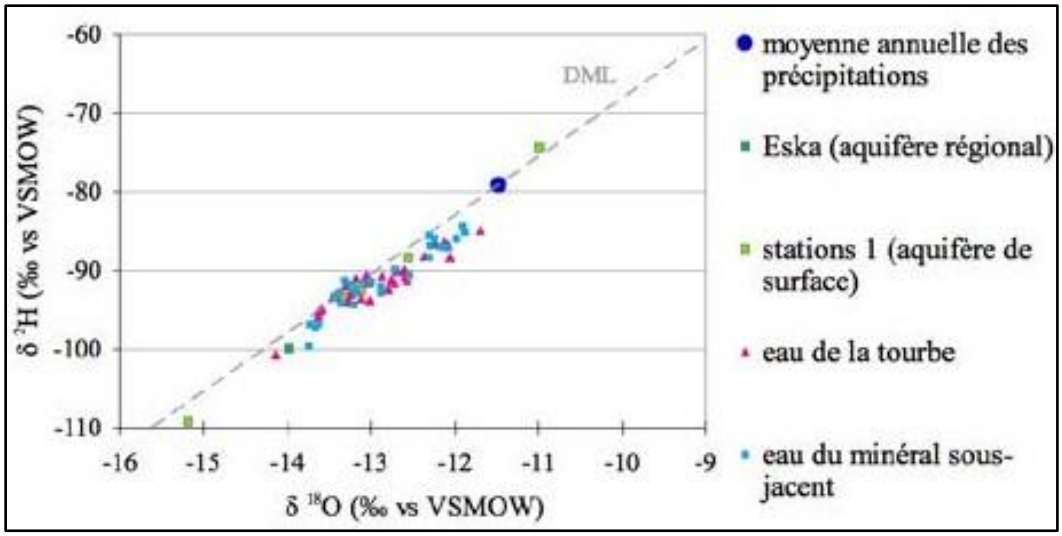


Figure 2.2 Composition isotopique de l'eau sur les sites d'étude de l'Abitibi (DML : droite des eaux météorique locale) (de Ferlatte et al., 2011)

2.2 Impact de dénoyage des mines sur les eaux souterraines

L'eau souterraine représente une ressource essentielle et stratégique dans le cadre des opérations minières. Elle doit être considérée à divers stades de vie d'une mine, depuis l'exploration minérale, jusqu'à l'exploitation et la restauration (Collon, 2004). À titre d'exemple, le tableau 2.1 présente un sommaire de différents impacts susceptibles de résulter des activités minières, pour différents stades du cycle de vie d'un site. Lors de la phase d'exploitation, le dénoyage d'ouvertures minières engendre le rabattement de la nappe au sein des aquifères périphériques, ce qui peut de surcroît

entraîner une modification du débit des eaux de surface et perturber l'équilibre des systèmes hydrogéochimiques souterrain et de surface (figure 2.3) (Collon, 2004; He et al., 2006). Les impacts potentiels sur les milieux humides sont également des sources de préoccupation puisque ces derniers hébergent des écosystèmes à grande valeur écologique (Richelieu hydrogéologie, 2015). L'impact de dénoyage d'une fosse peut être subdivisé en deux composantes, soit (1) l'impact physique qui concerne le rabattement induit dans les aquifères en réponse au dénoyage de la mine et (2) l'impact chimique, qui concerne les changements géochimiques induits dans les aquifères en réponse au dénoyage. Ces deux aspects sont discutés séparément dans les sous-sections qui suivent.

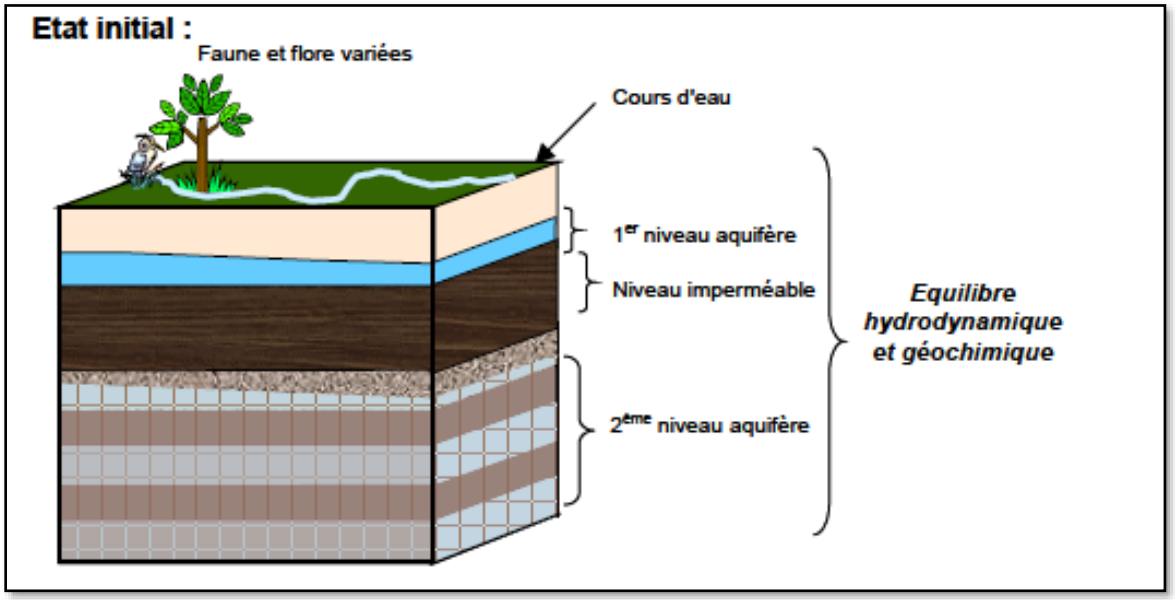


Figure 2.3 Le système hydrogéologique en équilibre avant l'exploitation d'une mine (Collon, 2004)

Tableau 2.1 Exemples d'impacts associées à différentes classes d'activités minières (d'après Cloutier et al., 2013)

Classes d'activités	**Exemples d'incidences environnementales potentielles**
1. Extraction du minerai	- Perturbation du régime d'écoulement des eaux souterraine - Interférences avec d'autres utilisateurs de la ressource - Drainage de zones humides - Rejets d'eaux chargées en matières particulaires et dissoutes - Contamination associée à une utilisation inadéquate de produits lors des travaux de sautage (p.ex. ammoniac et/ ou résidus d'huile issus des explosifs)
2. Traitement du minerai	- Contamination par des produits utilisés dans le cadre du traitement du minerai (p.ex. sulfosels, cyanures, sulfures, mercure, agents collecteurs) - Émission de contaminants atmosphériques
3. Accumulation des résidus	- Rejet d'eaux chargées en matières particulaires et dissoutes - Modification locale des conditions d'écoulement

2.2.1 Impact physique

Le processus de dénoyage des mines induit des modifications des conditions hydrogéologiques, généralement en raison d'une réduction des charges hydrauliques (Bochenska, 2012). Lorsque la surface piézométrique se situe au-dessus des niveaux minéralisés, il est généralement nécessaire de rabattre la nappe par dénoyage, jusqu'à l'atteinte du niveau d'exploitation. Le pompage en permanence de l'eau de la nappe, appelée l'eau d'exhaure (figure 2.4), induit la diminution du niveau piézométrique, ce qui entraîne « *un déficit de l'alimentation en eau des exutoires naturels ou artificiels voisins* » (Collon, 2004). Le rejet en surface des eaux d'exhaure peut pour sa part engendrer des répercussions environnementales non négligeables, que ce soit en raison de la modification des charges hydrauliques, des débits ou de la qualité de l'eau (Rouleau et al., 1999).

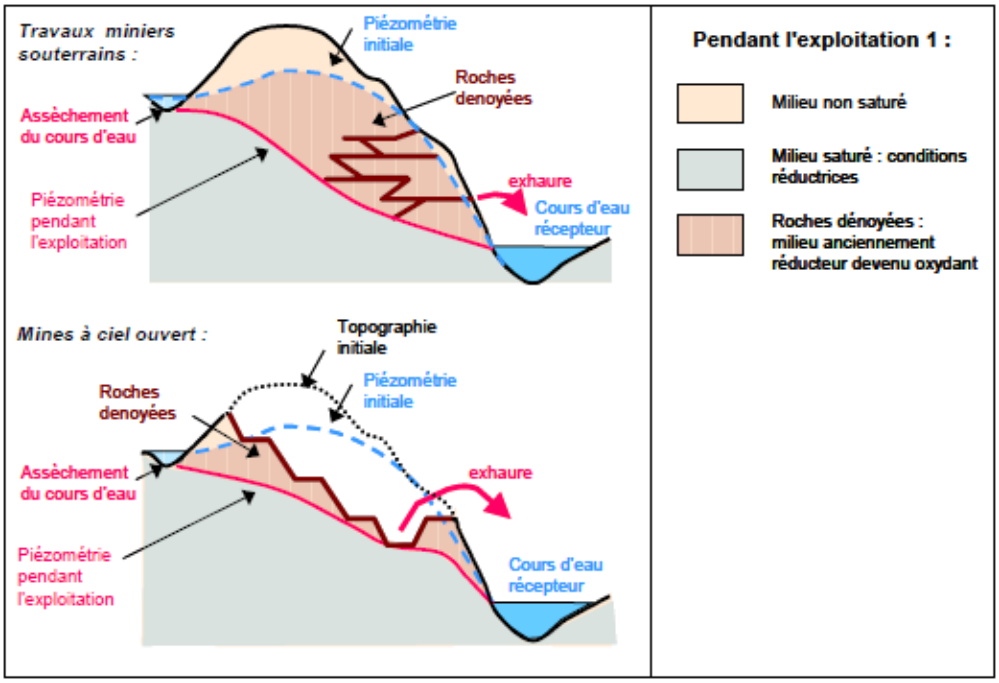


Figure 2.4 Impact physique de dénoyage pour une exploitation souterraine et avec une fosse (de Collon, 2004)

Les travaux réalisés dans le cadre de la présente étude révèlent que l'utilisation de la modélisation hydrogéologique pour quantifier l'impact physique du dénoyage des mines sur l'environnement demeure peu documentée dans la littérature scientifique. Les consultants privés responsables de la rédaction de rapports techniques semblent représenter les principaux utilisateurs de la modélisation pour l'étude de ces problématiques, alors que les publications scientifiques demeurent plus rares (Gagné, 2014). Les connaissances relatives à l'impact du dénoyage des mines sur les milieux humides sont également très fragmentaires, bien que certaines études aient documenté la question. Les travaux réalisés par Whittington et Price (2012) ont notamment permis de caractériser l'effet de dénoyage d'une mine sur les tourbières dans un secteur situé à environ 500 km au nord de Timmins, en Ontario. À cet endroit, le dénoyage d'une mine souterraine a pour effet de dépressuriser le substrat rocheux (aquifère régional) d'âge Silurien sous-jacent à des sédiments marins de faible perméabilité. Cette dépressurisation est susceptible d'affecter de manière significative les tourbières faisant partie de l'un des plus grands complexes de zones humides dans le monde. Ces tourbières sont saillies par le substrat rocheux qui est formé d'affleurements de calcaires fracturés (biohermes) qui permettent un lien hydraulique entre les aquifères associés aux tourbières et les aquifères régionaux du substrat rocheux (associés aux affleurements de calcaire).

Dans leur étude, Whittington et Price (2012) ont installé des puits et des grappes de piézomètres en périphérie de sept biohermes, dans la zone dépressurisée (zone affectée) et dans une zone non affectée (témoin) afin de suivre le niveau de la nappe phréatique et les changements de gradients hydrauliques (figure 2.5). Selon les résultats du suivi, les charges hydrauliques dans les biohermes affectés ont diminué de 2 m à 4 m au cours des quatre premières années de dénoyage. Pendant la période sèche, l'abaissement du niveau de nappe dans les biohermes a provoqué un abaissement de la nappe phréatique dans la tourbe sur une distance d'environ 30 m en périphérie du bioherme. Pendant les périodes humides, les impacts sont plus limités, comme en témoigne la comparaison des niveaux d'eau mesurés près des biohermes à ceux mesurés à un site témoin. Les gradients hydrauliques dans la tourbe (qui sont généralement très faibles) ont augmenté au cours de la saison sèche et ont même dépassé la valeur de 1 sur quelques sites. Ces gradients, sur les sites qui sont près du bioherme, représentent des pertes importantes d'eau. D'après les résultats de l'étude, le dénoyage de la mine affecte les aquifères régionaux, ce qui engendre un impact sur les tourbières en raison de la connexion hydraulique (Whittington et Price, 2012).

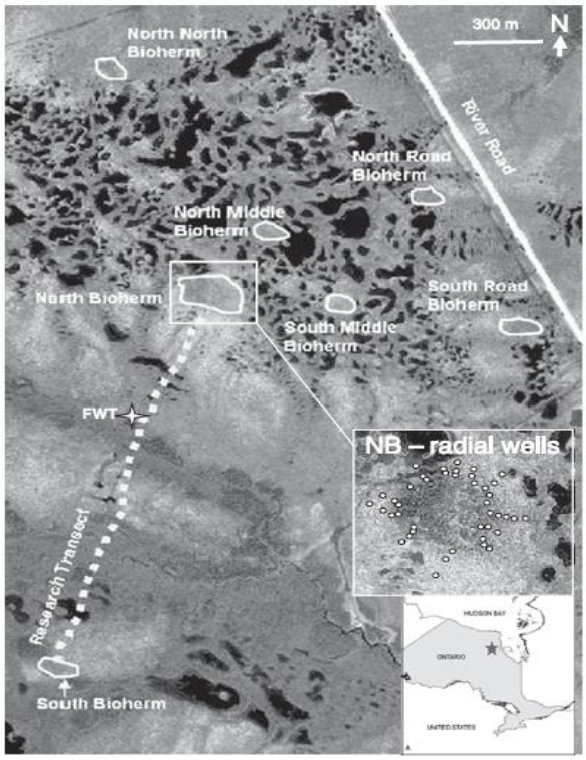


Figure 2.5 Carte de localisation des Biohermes et les transects des puits installés (de Whittington et Price, 2012)

Whittington et Price (2013) ont suivi une méthodologie similaire pour caractériser le rôle des sédiments marins dans la réponse hydrique des tourbières face aux impacts de l'activité de dénoyage de la mine précitée (figure 2.6). Selon toute vraisemblance, les sédiments marins peu perméables trouvés au site d'étude isolaient en grande partie les tourbières de l'aquifère régional rocheux dépressurisé. Les résultats des suivis visant à évaluer le rôle des dépôts marins ont permis de différencier deux zones : une zone dépourvue des sédiments marins (près des biohermes) et une zone sous-jacente aux sédiments marins. Entre 2007 et 2010, le niveau de la nappe phréatique dans la tourbe a diminué de 71 et de 31 cm, respectivement dans les emplacements biohermiques et non biohermiques. La charge hydraulique a quant à elle diminué de 66 cm dans les zones biohermiques et de 32 cm dans les zones non biohermiques. Les gradients hydrauliques étaient initialement très faibles (près de -0,001) et ont atteint -0,03 dans les zones non biohermiques et de -0,20 à -0,45 dans les zones proches de biohermes, après 5 ans de dénoyage. Les zones vulnérables ont été évaluées aussi par rapport à la conductivité hydraulique des sédiments marins en se basant sur le calcul de débit spécifique tel qu'estimé par de la loi de Darcy. Selon les auteurs, les sédiments marins à grains fins de ce secteur sont soumis à des perturbations et ne constituent pas un aquitard suffisant pour protéger les tourbières sus-jacentes.

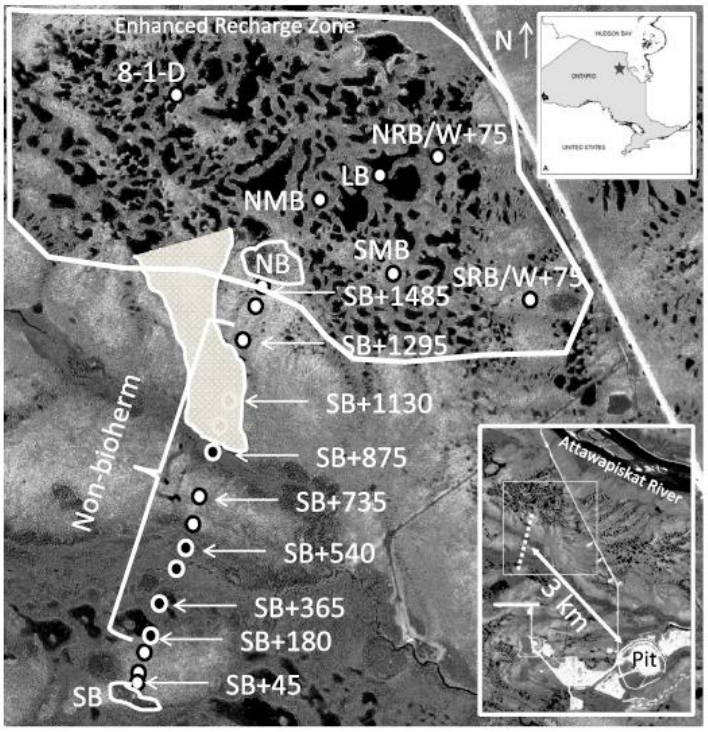


Figure 2.6 Carte de localisations des piézomètres (de Whittington et Price, 2013)

Boutin (2001) a évalué l'impact de l'activité de pompage de la mine Joe Mann, située à environ 65 km au sud de la ville de Chibougamau, sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines salines associées aux roches archéennes. Par le biais d'interprétations hydrogéochimiques, l'auteur a documenté l'impact de l'opération minière sur l'hydrogéologie locale. Avant l'ouverture de la mine Joe Mann, la voie de décharge pour les eaux souterraines salines était constituée par la faille présentée à la figure 2.7. Lors du dénoyage de la mine, les résultats ont montré une zone de faible pression hydraulique favorisant la remontée des eaux salines ainsi que l'infiltration de l'eau du lac de Norhart le long de la faille (Boutin, 2001). Néanmoins, les résultats de l'échantillonnage de l'eau souterraine ont montré que le niveau du lac de Norhart (lequel constitue un point de recharge pour les eaux souterraines) est demeuré constant malgré la perturbation causée par l'activité de pompage. Cette observation suggère la formation d'un cône de rabattement restreint qui n'a pas affecté significativement le bilan hydrique du lac (figure 2.8) (Boutin, 2001).

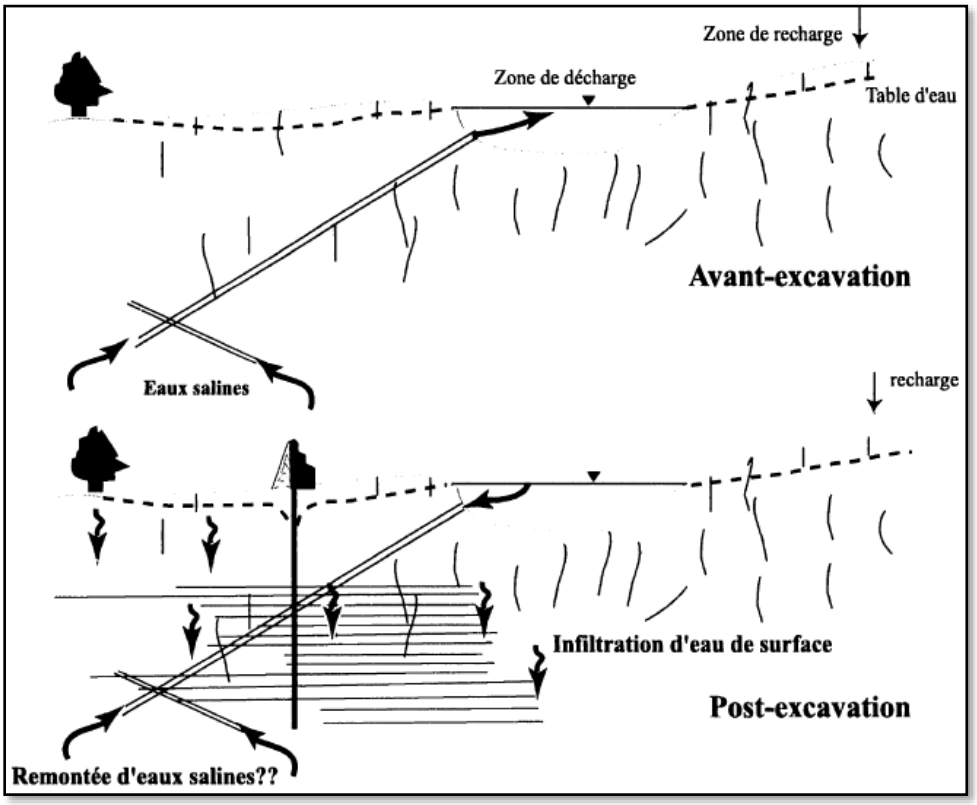


Figure 2.7 Interprétations des modifications des conditions hydrogéologiques (de Boutin, 2001)

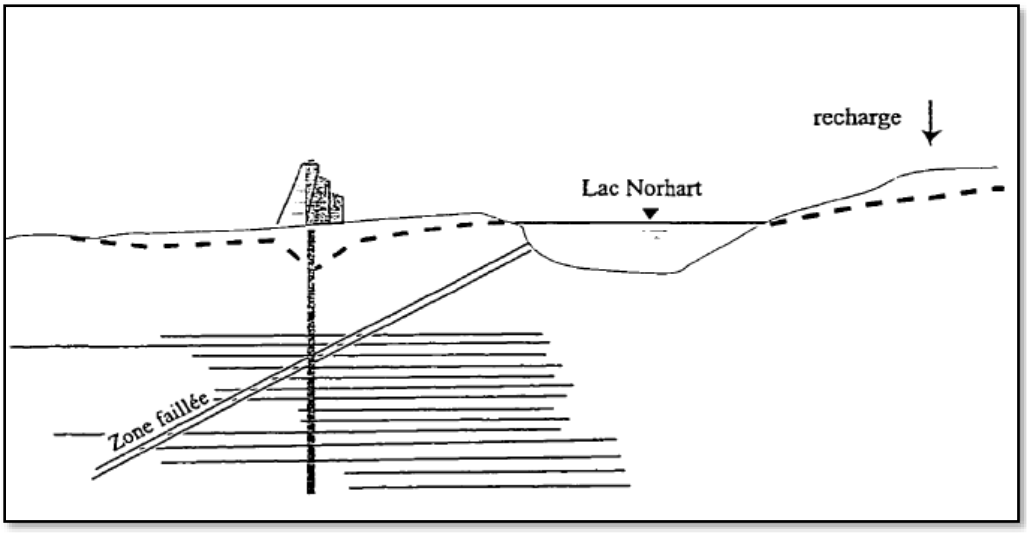


Figure 2.8 Schématisation du contexte hydrodynamique actuel à la mine (de Boutin, 2001)

2.2.2 Impact chimique

En conditions naturelles, l'eau de surface des régions de bouclier (comme c'est le cas pour la région minière de l'Abitibi) est généralement caractérisée par un pH inférieur à 7, de faibles concentrations en ion dissous et des conditions oxydantes (p.ex. : Rosa et al., 2012; Rey et al., 2020). L'eau souterraine de l'Abitibi-Témiscamingue est quant à elle en général plus évoluée du point de vue géochimique, avec des pH supérieurs à 7, des conditions moins oxydantes et une minéralisation plus élevée (p. ex. : Rey et al., 2020). Lors de son parcours au sein des systèmes d'écoulement, l'eau souterraine représente un agent géologique qui interagit avec le milieu géologique et participe à des réactions chimiques pouvant engendrer la mobilisation et/ou l'immobilisation des éléments (Tòth, 2003). Ceci se traduit par une évolution de la composition chimique de l'eau, qui dépend notamment des conditions physicochimiques *in situ*, de la nature des roches et du temps de contact eau/roche (Toulhoat, 1996).

Le dénoyage minier a pour effet d'engendrer la modification des équilibres chimiques naturels, tant pour le milieu souterrain que pour les écoulements superficiels. Ces changements s'opèrent suite à la formation d'une zone de dépressurisation hydraulique qui se manifeste par la formation d'un cône de rabattement au sein duquel les conditions physicochimiques *in situ* sont susceptibles d'être grandement modifiées (Vaute et al., 2003b). Cette situation engendre l'établissement de nouvelles conditions physicochimiques au sein des aquifères, lesquelles conduisent à la

modification de la chimie des eaux souterraines et donc de la qualité des eaux d'exhaure de la mine (Collon, 2004). Le pompage requis pour le dénoyage peut de surcroît engendrer des mélanges entre des eaux issues d'aquifères de différentes profondeurs. À titre d'exemple, les résultats hydrogéochimiques obtenus par Boutin (2001) ont suggéré une dilution d'eaux salines par les eaux de surface suite à leur infiltration dans le massif rocheux en réponse au drainage de la mine Joe Mann (Figure 2.7). Pour ce qui est des ouvertures minières, l'effet du dénoyage peut engendrer l'exposition à l'oxygène de minéraux susceptibles de s'altérer. Si le minerai est sulfuré, l'interaction entre la roche et l'eau oxydante est susceptible d'entrainer son oxydation et la génération d'un niveau élevé d'acidité (figure 2.9).

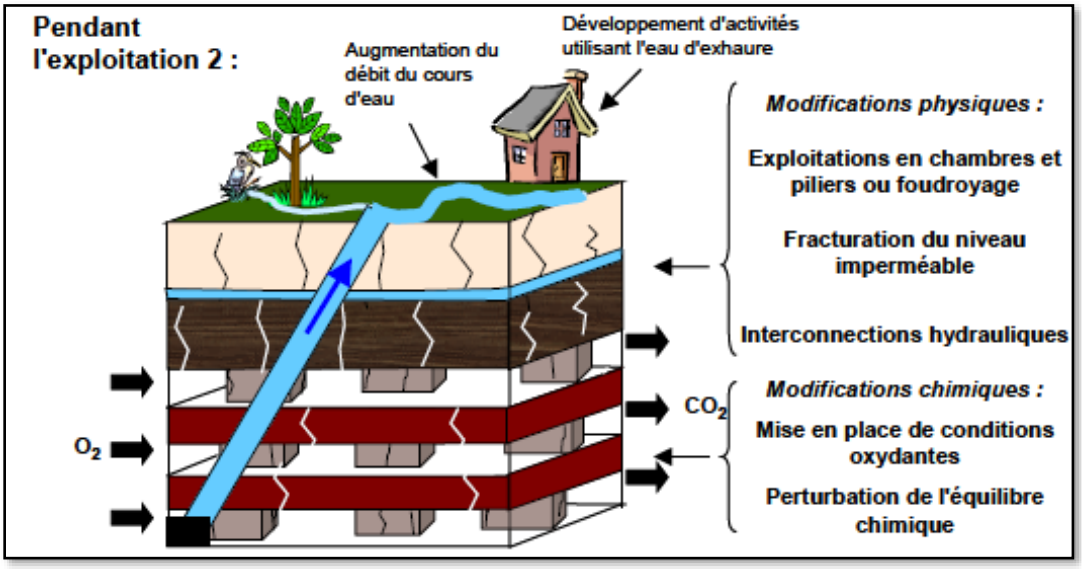


Figure 2.9 Impact chimique de l'exploitation minière (de Collon, 2004)

Une étude réalisée dans ce contexte a révélé la migration d'eaux acides le long des discontinuités d'un massif granitique à la centrale souterraine LG-2A, dans le secteur de la Baie James (Aziz et al., 1995). L'origine de cette acidité est expliquée par l'oxydation des minéraux sulfureux contenus dans les discontinuités qui a été accentuée par le drainage d'une mine proximale.

En plus d'engendrer un impact résultant du dénoyage, l'activité minière génère des rejets miniers (stériles, résidus, rejets de traitement). Ces rejets miniers, lorsqu'ils sont placés en conditions oxydantes, en présence d'eau, peuvent engendrer la formation de drainage minier acide et de drainage neutre contaminé, selon la nature des minéraux exposés. L'impact potentiel du drainage minier sur la qualité de l'eau a été étudié pour le contexte prévalant au site Akasaba Ouest.

L'évaluation a été réalisée par l'utilisation des simulations numériques. Les simulations ont suggéré qu'advenant la détection d'une contamination, la migration de l'eau souterraine potentiellement contaminée peut s'effectuer en direction des exutoires naturels de l'aquifère, soit vers le lac qui sera formé suite à l'ennoiement de la fosse en phase de fermeture. Ceci peut constituer une solution pour protéger la qualité de l'eau souterraine au cours et après l'exploitation minière (Richelieu hydrogéologie, 2015).

2.3 Notions fondamentales de l'écoulement de l'eau au sein des tourbières

2.3.1 Écoulement de l'eau en milieu poreux saturé

L'écoulement d'eau au sein des dépôts tourbeux saturés peut être décrit par la loi de Darcy (équation 2.2) (Darcy, 1857):

$$Q = -K_{sat} \times A \times \frac{\Delta H}{L} \tag{2.2}$$

où Q représente le débit [L^3T^{-1}], K_{sat}, représente la conductivité hydraulique saturée [$L.T^{-1}$], A représente l'aire de la section traversée par l'écoulement [L^2] et $\frac{\Delta H}{L}$ représente le gradient hydraulique i [ ] dont ΔH représente la différence des charges hydrauliques [L] et L représente la longueur de la section traversée [L]. Il est à noter toutefois que les processus associés à la compressibilité de la tourbe peuvent engendrer une modification de la conductivité hydraulique (Price et al., 2005).

2.3.2 Écoulement de l'eau en milieu poreux non saturé

L'écoulement s'effectuant au sein de l'acrotelme (et parfois même au sein du catotelme) ont lieu dans un milieu poreux partiellement saturé. Dans ce cas, la description mathématique des écoulements est représentée par loi de Darcy telle que reformulée pour un milieu non saturé selon la loi de Richards (1931), qui prend en compte la variation de la conductivité hydraulique en fonction du degré de saturation du milieu. L'équation de Richards (2.3) généralise l'équation de Darcy à un milieu partiellement saturé:

$$q = -K(\psi) \cdot \mathrm{i} \tag{2.3}$$

Où ψ représente la composante de pression (succion) de la charge hydraulique. L'équation de Richards (1931) (2.4) s'exprime dans une espace tridimensionnel cartésien (expression vectorielle) selon:

$$q = -K(\psi) \cdot \nabla \mathrm{h} \tag{2.4}$$

La relation liant la teneur en eau et la succion est décrite par la courbe de rétention d'eau (CRE), qui représente la capacité d'un matériau à stocker l'eau à des pressions négatives. Une augmentation de la teneur en eau tend généralement à engendrer une augmentation de la conductivité hydraulique.

2.4 Modélisation numérique du comportement hydrogéologique

Un modèle hydrogéologique consiste en une représentation simplifiée de la réalité d'un système aquifère permettant de simuler son comportement. Les systèmes réels étant généralement complexes, les simplifications appuyées sur les hypothèses robustes permettent la construction de modèles réalistes en y intégrant, de façon organisée, les données recueillies afin de réaliser une analyse plus rapide et moins complexe des résultats (Anderson et al., 2015). La simplification du système réel est introduite par un ensemble d'hypothèses portant généralement sur :

- La configuration géométrique du système et les conditions prévalant à ses limites;
- La stratigraphie et le type des formations géologiques constituant l'aquifère;
- Le régime d'écoulement dans les différentes formations;
- La nature du fluide et ses caractéristiques physico-chimiques.

Au sens large, les modèles hydrogéologiques peuvent être considérés comme une sommation de plusieurs composantes, à la fois physiques et mathématiques, chacune contribuant à la compréhension générale des processus en cours dans un système aquifère (Wels et al., 2012). De ce fait, le choix des logiciels ou des codes numériques pour traiter les problèmes hydrogéologiques est primordial. En effet, un grand nombre de codes numériques existent, dont certains ayant été utilisé dans le contexte minier pour traiter des problèmes hydrogéologiques (tableau 2.2).

Tableau 2.2 Différents codes numériques ayant été utilisés dans le contexte minier

Logiciels	**Références sélectionnées**	**Caractéristiques d'intérêt**
POLLUTE	Rowe et al., 1998; Mbonimpa et al., 2002, 2003; Aachib et al., 2004; Martin et al., 2006, tel que proposé par Pabst, 2011	- Analyse de la migration des contaminants -Solution unidimensionnelle de l'équation d'advection-dispersion - Ne nécessite pas de procédure chronologique
FEFLOW	Trefry et Muffels, 2007; Anderson et al., 2015, tel que proposé par Hotton, 2019	- Basé sur la méthode des éléments finis -Géométries complexes (topographie, géologie, aquifère multicouches) -Processus complexes (milieu non saturé, transferts de masse et de chaleur)
MODFLOW	Todd et Mays, 2005; Twarakavi et al., 2008; Furman, 2008; Poirier, 2008, tel que proposé par Pabst, 2011	- Code de calcul développé par l'USGS en 1984 - Code de calcul libre/non interfacé - Utilise la méthode des différences finies
SEEP/W *VADOSE/W*	Dagenais, 2005; Aubertin et al., 2009; Pabst 2011; Kalonji-Kabambi et al., 2017, Hotton, 2019	- Simulation de l'écoulement et des flux de vapeur au sein de matériaux saturés et non saturés par la méthode des éléments finis
TOUGH	Pruess, 1991, 2004; Doughty, 2007; Liu et Illangasakere, 2008; Jung et al., 2017, tel que propose par Hotton 2019	- Permet de simuler le transport couplé d'eau, de vapeur et de gaz dans des milieux poreux fracturés - Basé sur le module d'équation d'état (EOS)
HYDRUS	Simunek et al., 1999, 2005, 2008a, b; Fala, 2002 et 2008; Furman, 2008, Dahwood et Aubertin., 2009, Whitman, 2016, tel que proposé par Pabst, 2011 et Hotton, 2019	- Permet de simuler l'écoulement de l'eau, le transport de chaleur et le mouvement du soluté en 2D et 3D dans des milieux poreux saturés. - Basé sur la méthode des éléments finis - Basé sur une interface graphique
UNSAT-H	Fayer, 2000; Dwyer, 2003; Scanlon et al., 2005; Adu-Wusu et al., 2007 tel que proposé par Pabst, 2011	- Utilisé pour comprendre le mouvement de l'eau, de la chaleur et de la vapeur dans les sols.
HydroGeoSphere	Therrien et al., 2010 tel que proposé par, Hotton, 2019	- Basé sur la méthode des éléments finis. Utilise l'équation 2D de diffusivité et 3D de l'équation de Richards

La décision d'utiliser une méthode par différences finies ou éléments finis pour résoudre des problèmes contraint les utilisateurs à certains logiciels. Le choix du code est également dépendant du besoin de simuler un milieu saturé ou un milieu non-saturé, un milieu poreux ou fracturé, avec ou sans prise en compte du transport de masse ou de chaleur. Le type d'ordinateur disponible limite également le type de logiciel à utiliser.

2.4.1 Logiciel *SEEP/W*

Dans le cadre du présent projet, le logiciel *SEEP/W* (version 2018) de la suite *GeoStudio* (GEOSLOPE International Ltd., 2017) a été utilisé pour répondre à la problématique étudiée. Il permet de simuler l'écoulement de l'eau en zone saturée et non saturée, en régime permanent et transitoire. Il est basé sur la méthode des éléments finis (MEF). Dans cette méthode, le domaine est divisé par des nœuds et la solution mathématique définie pour une variable donnée est continue au sein des éléments. La méthode des éléments finis MEF est bien adaptée pour la simulation de transport réactif puisqu'elle permet de stabiliser la dispersion numérique plus efficacement que la méthode de différences finies, ce qui fait que MEF est mathématiquement plus appropriée pour les besoins de la présente étude (Fredj, 1999). L'utilisation de la MEF en contexte minier peut être appliquée en suivant quatre principales étapes, telles que présentées dans les travaux de Hotton (2019) et Kalonji-Kabambi (2014), elles-mêmes appuyées sur les travaux antérieurs de Bathe, (2001), Dhatt, (2005) et Marceau, (2007) :

L'étape numéro 1 correspond à la définition du problème, qui est basé sur la conversion de l'équation de Richards en une ou plusieurs équations aux dérivées partielles (EDP). Cette dernière (EDP) doit fournir une solution pour tous les nœuds du modèle en prenant en considération les conditions aux limites suivantes (figure 2.10): (1) Conditions à potentiels imposés (de type Dirichlet, par exemple charge hydraulique ou charge potentielle); (2) Conditions à débits imposés (de type Neumann, par exemple un flux connu) et (3) Condition de Fourrier qui est une combinaison des deux conditions précitées.

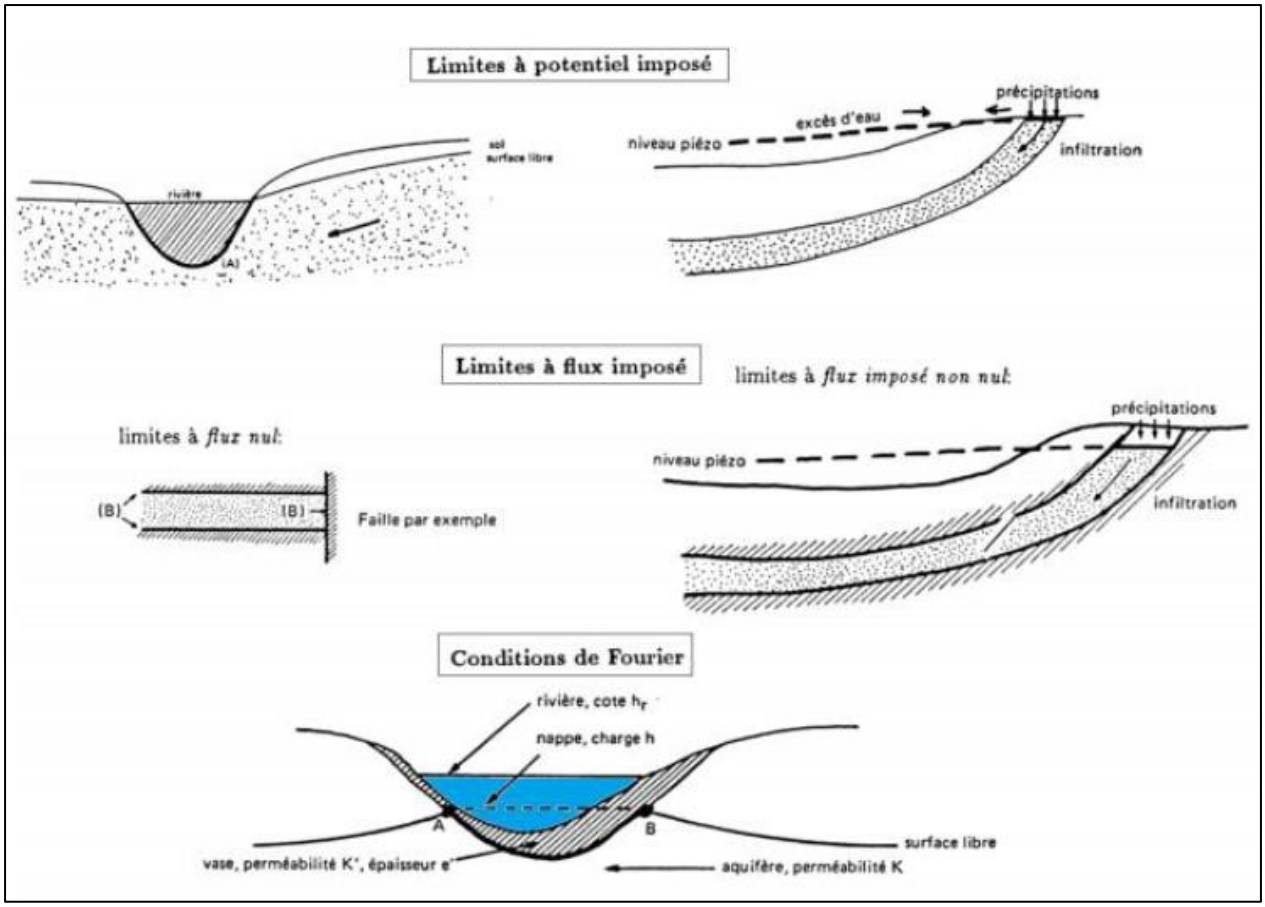


Figure 2.10 Différentes conditions aux limites incluses dans les modèles hydrogéologique (Kessasra, 2017)

L'étape numéro 2 consiste à la reformulation de l'EDP sous forme d'identité intégrale en intervenant des dérivées d'ordre inférieur dans la nouvelle formule.

L'étape numéro 3 correspond à la discrétisation du domaine géométrique selon un maillage sélectionné, des nœuds et des fonctions d'interpolations. En premier lieu, il faut assurer la continuité d'une solution, par la division de domaine géométrique en sous domaines appelés « mailles » qui sont eux même délimités par des nœuds. Un élément est défini par la suite, en appliquant une fonction d'interpolation pour chaque maille. Les éléments des problèmes 1D peuvent être des lignes, ceux des problèmes 2D des polygones et ceux des problèmes 3D des prismes.

Dans un cas d'analyse d'écoulement de l'eau, l'étape numéro 4 correspond à la résolution du problème mathématique exprimé selon :

$$[K]\{X\} = \{A\}$$

Où la $[K]$ est la matrice de conductivité hydraulique, les vecteurs $\{X\}$ correspondent à la charge hydraulique totale aux nœuds, et les vecteurs $\{A\}$ correspondent au flux d'eau aux nœuds (Kalonji-Kabambi, 2014). La MEF présente des avantages et des limites qui sont résumées dans le tableau2.3.

Tableau 2.3 Les avantages et les limites de la MEF (d'après Hotton, 2019, Kalonji-Kabambi, 2014 et Marceau, 2007)

Avantages	**Limites**
- Court temps de convergence du model et la possibilité de visualiser les graphiques des résultats - La discrétisation du domaine peut s'effectuer selon plusieurs types de maillages -Des conditions complexes (problème physique ou mathématique) peuvent être appliquées	- La dépendance des résultats aux données d'entrées (propriétés des matériaux, conditions aux limites) - Une connaissance précise de la géométrie du modèle et des conditions aux limites est requise pour le traitement du problème par la MEF - La simulation repose sur l'hypothèse voulant que l'EDP décrit correctement la réalité physique du problème, c.à.d. est-ce que la solution représente vraiment le phénomène modélisé?

Malgré les limites relatives à la MEF, plusieurs travaux antérieurs réalisés en contexte minier ont démontré la capacité de *SEEP/W* à simuler des problèmes avec des résultats cohérents avec les observations terrain (p. ex. : Bussière et al., 2003; Godbout et al., 2004; Dagenais, 2005; Aubertin et al., 2009; Pabst, 2011; Kalonji-Kabambi et al., 2017, Hotton et al., 2019).

2.4.2 Propriétés des matériaux saturés/non saturés

L'utilisation de *SEEP/W* requiert la définition de certaines données d'entrées alors que certaines propriétés des matériaux peuvent être calculées automatiquement par le logiciel (Hotton, 2019). La liste des principaux paramètres à introduire pour les modèles similaires à ceux utilisés ici (saturé / non-saturé) est présentée dans le tableau 2.4.

Tableau 2.4 Les paramètres à introduire dans *SEEP/W* pour des matériaux saturés et/ou non saturés (d'après GEOSLOPE International Ltd., 2017)

Paramètre	**Symbole**	**Unité**
Fonction de teneur en eau volumique	θ	-
Fonction de conductivité hydraulique	K	$m.s^{-1}$
Compressibilité du sol	β	KPa^{-1}
Ratio d'anisotropie	Ky'/Kx'	-
Angle de rotation	α	Degrés

2.4.3 Conditions limites

Du point de vue théorique, les conditions limites sont de trois types, tel que présenté à la section 2.4.1. Les conditions limites peuvent s'avérer complexes, notamment dans le cas de l'interaction sol-climat. La condition limite d'interaction sol-climat peut être définie dans *SEEP/W* grâce à un couplage des processus de *VADOSE/W* et *SEEP/W*. L'approche consiste à simuler l'interaction entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Cette condition permet de calculer le bilan hydrique et la percolation nette à travers le système (GEOSLOPE International Ltd., 2017). Pour le calcul de l'évapotranspiration, le logiciel *SEEP/W* propose trois méthodes (tableau 2.5).

Tableau 2.5 Les paramètres d'entrés et les méthodes de calcul de l'évapotranspiration (d'après Hotton, 2019)

Méthode de calcul de l'évapotranspiration	**Données d'entrée**
Les données d'entrées requises par toutes les méthodes	- Température et précipitation en fonction du temps - Humidité relative
1) Penman-Wilson et Penman-Monteith	- Vitesse du vent en fonction du temps - Radiation nette en fonction du temps
2) Penman-Monteith	- Hauteur de végétation en fonction du temps
3) Définie par l'utilisateur	- Évaporation potentielle en fonction du temps

2.5 Modélisation du transport réactif

Les principaux processus qui affectent le transport des éléments en solution sont abordés ci-dessous. La modélisation du transport réactif par le logiciel *CTRAN/W*, qui permet de modéliser le transport de soluté ou de gaz à travers des systèmes d'écoulement des eaux souterraines régionaux ou locaux, ou le transport d'oxygène à travers l'air et l'eau dans les résidus miniers non saturés est aussi abordé (GEOSLOPE International Ltd., 2020).

2.5.1 Processus de transport de masse

Un élément conservateur (inerte ou non réactif) se défini comme un élément en solution qui ne subit aucune modification significative et qui n'interagit pas avec une phase solide en traversant un milieu poreux. Il est caractérisé par sa concentration dans une phase principale qui est considérée comme la variable principale. Le transport des éléments en solution est le résultat de l'interaction de plusieurs processus physiques, chimiques et biologiques (Besnard, 2004). Le tableau 2.6 résume les principaux processus de transport d'un élément non réactif qui peuvent se faire dans l'eau souterraine.

Tableau 2.6 Principaux processus physico-chimique de transport d'un élément dans les eaux souterraines (d'après Besnard, 2004)

Processus physiques	**Processus (bio)chimiques**
Advection	Décroissance radioactive
Dispersion	Dissolution/Précipitation
Diffusion moléculaire	Coprécipitation
Filtration	Oxydo-réduction
Volatilisation	Complexation
Transport en phase gazeuse	Sorption
Décomposition physique	Biodégradation
Conduction thermique, électrique	Décomposition chimique
Transport facilité	Biotransformation

Dans la présente étude, les processus physiques liés aux phénomènes d'advection, dispersion et diffusion sont spécifiquement ciblés. L'advection représente le transport d'un élément par le mouvement du fluide. La diffusion représente le transport d'un élément en fonction d'un gradient chimique. La dispersion est un mécanisme impliquant des différences dans les chemins d'écoulement et entraînant une dilution du soluté. Elle peut se faire dans deux sens, soit l'étalement d'un panache de concentration d'un élément dans le sens d'écoulement (dispersion longitudinale) ou dans le sens perpendiculaire à l'écoulement (dispersion transversale) (figure 2.11).

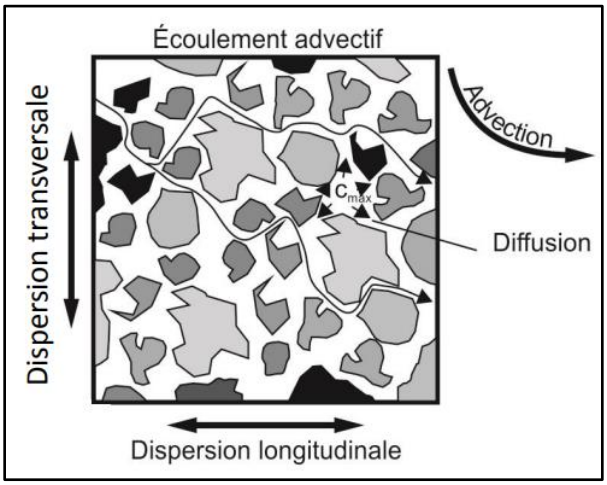


Figure 2.11 Exemple simplifié de processus physiques de transport (de Cloutier et al., 2013)

Le transport de soluté est décrit par le calcul, au sein d'un volume élémentaire, des flux entrants et sortants et de l'emmagasinement de façon à respecter la loi de la conservation de la masse (Freeze et Cherry, 1979):

$$\begin{bmatrix} Flux\ net \\ d'échange\ de\ masse \\ de\ soluté\ dans \\ l'élément \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Flux\ de\ soluté \\ sortant \\ de\ l'élément \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} Flux\ de\ soluté \\ entrant \\ de\ l'élément \end{bmatrix} \pm \begin{bmatrix} Perte\ ou\ gain\ de \\ masse\ de\ soluté \\ due\ aux\ réactions \end{bmatrix}$$

Les flux entrant et sortant sont contrôlés par les processus d'advection et de dispersion hydrodynamique et le gain et la perte de masse dans le volume considéré constituent le résultat des processus chimiques et biochimiques ou de la décroissance radioactive. Les processus de dispersion et de l'advection s'observent systématiquement dans les systèmes d'écoulement (Besnard, 2004). Le flux de la masse dissoute qui a subi ces deux mécanismes de transport selon un axe x, peut s'exprimer selon l'équation 2.5 (de même pour les axes y et z) :

$$F_x = \bar{V}_x nC - nD_x \frac{\partial C}{\partial x} \tag{2.5}$$

Où F_x est le flux de masse dissoute ($MT^{-1}L^{-2}$), V_x est la vitesse linéaire moyenne (LT^{-1}), n est la porosité, C est la concentration (mol/m^3) et D_x est le coefficient de dispersion (L^2T^{-1}). La première partie de l'équation représente le transport par advection et la deuxième partie représente le transport par dispersion. Le signe négatif est requis pour exprimer le flux vers une zone de concentration moindre.

Le transport de soluté par diffusion peut se faire indépendamment de l'advection. La diffusion résulte des gradients de concentration des espèces en phase dissoute. Le processus est décrit par la première loi de Fick (équation 2.6):

$$F = -D * \frac{\partial C}{\partial x} \tag{2.6}$$

Où F est le flux diffusif (mol/s/m^2), D est le coefficient de diffusion (m^2/s) et C est la concentration (mol/m^3). Le transport des solutés est un processus fondamental qui régit plusieurs fonctions géochimiques et écosystémiques des tourbières. Le transport de solutés inorganiques à partir de sources minérales détermine à la fois l'abondance et la répartition de la végétation dans les grandes tourbières (Glaser et al., 1981). Le transport des solutés complète également l'apport de nutriments et de carbone vers les couches profondes de la tourbe. L'advection et la diffusion sont généralement considérées comme les mécanismes dominants du transport des solutés dans la tourbe. Cependant, les dépôts de tourbe contiennent généralement des unités complexes qui ont des propriétés physiques et hydrauliques très variables (Chason et Siegel, 1986). Ce haut degré d'hétérogénéité spatiale est favorable à la dispersion mécanique (Hemond et al., 1987). La dispersion mécanique est produite lors de l'advection des fluides en raison des hétérogénéités qui génèrent des variations des vitesses des eaux souterraines (Domenico et Schwartz, 1990). En général, la dispersion a tendance à augmenter avec des vitesses d'écoulement élevées, des distances de transport plus longues et une plus grande hétérogénéité de milieu. La dispersion est également plus forte dans l'axe parallèle à la direction de l'écoulement (dispersion longitudinale) que dans les orientations perpendiculaires (dispersion transversale).

Dans les tourbières, Reeve et al., (2006) et Goode et Konikow (1990) ont montré que les variations verticales des flux en réponses aux variations climatiques engendrent le mélange dispersif vertical. Ce processus de mélange a été invoqué comme un mécanisme qui peut fournir des solutés de l'unité

minérale sous-jacente vers la surface de la tourbe, tout en déplaçant du carbone qui a été produit à la surface de la tourbe vers les parties les plus profondes de la tourbe. Waddington et Roulet (1997) ont aussi montré que le transport advectif des solutés par l'écoulement des eaux souterraines contrôle la chimie de l'eau interstitielle de la tourbe. Un tel transport peut fournir du carbone et d'autres solutés à la tourbe profonde, créant un environnement favorable aux méthanogènes et autres bactéries (Chanton et al., 1995).

Romanowicz et al., (1993) ont observé des variations dans la chimie de l'eau interstitielle des tourbières entre des conditions humides normales et des conditions de sécheresse. Selon ces auteurs, l'augmentation des concentrations de soluté dans l'eau interstitielle des tourbières observée pendant la période de sécheresse est attribuable à un processus de transport advectif vers le haut des solutés entraînées par un système d'écoulement régional des eaux souterraines qui se décharge des unités sous-jacentes vers les tourbières. Cependant, en conditions plus humides, des systèmes d'écoulements locaux se forment dans les bogs et ces derniers contribuent à évacuer les solutés de la surface vers la profondeur par un transport advectif vers le bas.

2.5.2 Processus d'adsorption et de retardement

En plus des mécanismes préalablement décrits, une vaste gamme de processus peut affecter le transport d'une substance dissoute, dont notamment (1) les processus de sorption : adsorption, absorption, échange ionique, (2) les réactions acides-bases, (3) les réactions d'oxydoréduction et (4) les réactions biologiques. Dans le cadre de la présente étude, l'emphase sera sur les processus de sorption (et plus précisément le processus d'adsorption) car ce processus est susceptible d'engendrer un retard dans la migration de certaines substances dissoutes (Appelo et Postma, 2005). En général, le processus d'adsorption d'un élément ou d'un contaminant dans un sol est représenté par une fonction de S vs C, où S est la masse de contaminant adsorbé par unité de masse de particules de sol et C est la concentration du contaminant dans le milieu poreux. Cette relation peut être décrite selon un isotherme de Freundlich (l'équation 2.7):

$$S = K_d C^b \tag{2.7}$$

Dans le cas d'une fonction linéaire, la pente (K_d) est appelée aussi coefficient de distribution. Ce coefficient dépend notamment du pH, de la nature de la substance dissoute et du milieu poreux. Le

K_d représente le partage de la masse du contaminant entre les phases solides (particules de sol) et liquide du milieu poreux pour des réactions chimiques instantanées et réversibles.

La figure 2.12, tiré de Appelo et Postma (2005), montre que l'adsorption a un effet sur la vitesse de transport des solutés. Dans le cas (A), le soluté n'a pas subi de sorption avec la matrice solide. Par conséquent, ce soluté est transporté avec la vitesse de l'eau (advection). Dans le cas (B), une molécule de soluté sur deux a été adsorbée et par conséquent, le soluté est retardé par rapport à la migration de l'eau. La vitesse de son transport correspond alors à la moitié de la vitesse de l'eau. Généralement, La capacité d'adsorption d'un milieu poreux est liée à la teneur en argile (fraction < 2 μm), aux minéraux argileux, à la matière organique (% C) et à la teneur en oxydes ou hydroxydes.

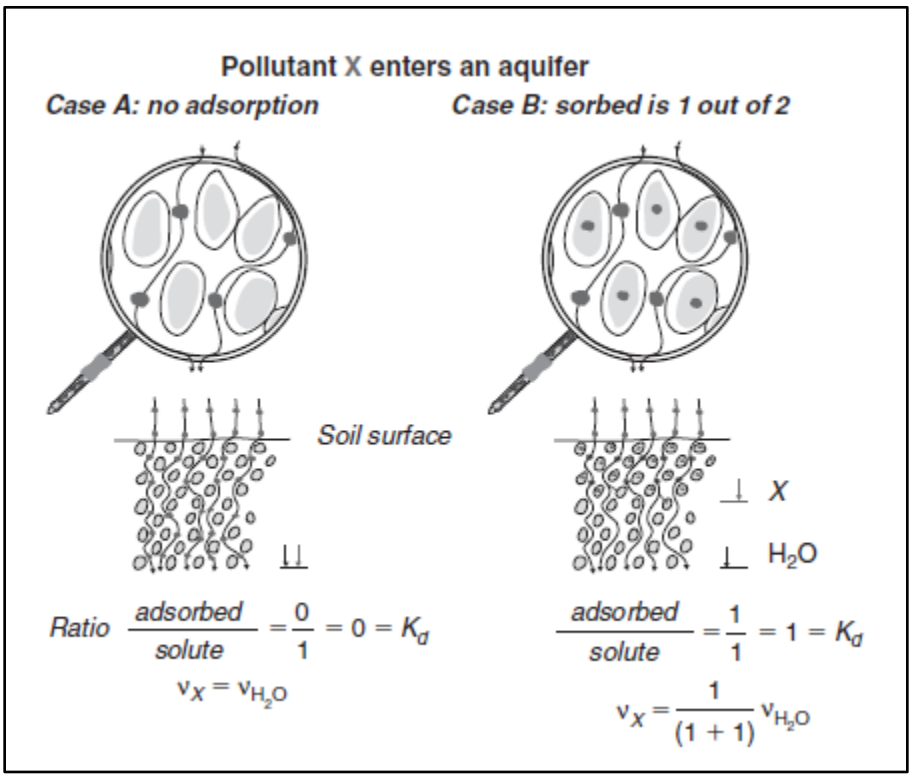


Figure 2.12 L'effet de de la sorption sur le transport des substances dissoutes. Le coefficient de distribution (K_d) dépend de la nature de la substance et du milieu poreux (tiré de Appelo et Postma, 2005)

2.5.3 Logiciel *CTRAN/W*

Le module *CTRAN/W* de la suite *GeoStudio* (GEOSLOPE International Ltd., 2017) est le logiciel qui a été utilisé dans ce projet afin de simuler le transport de masse. *CTRAN/W* utilise la MEF et permet la modélisation du transfert de soluté et de gaz au sein des milieux poreux. Il peut être utilisé pour simuler des systèmes simples dominés par la diffusion jusqu'à des systèmes complexes dominés par les processus d'advection-dispersion avec des réactions de premier ordre, mais il ne tient pas compte du contraste de la masse volumique et de la viscosité. L'une des principales composantes des analyses de transport de soluté et de gaz est la vitesse d'écoulement de l'eau, qui peut être simulée dans *SEEP/W*. C'est pour cela que *CTRAN/W* doit être couplé avec *SEEP/W* pour une meilleure évaluation du transport de soluté et de gaz dans les milieux poreux. Les applications potentielles de *CTRAN/W* incluent le transport de soluté dissous ou de gaz à travers des systèmes d'écoulement des eaux souterraines ou le transport d'oxygène à travers l'air et l'eau dans les résidus miniers non saturés (GEOSLOPE International Ltd., 2017).

2.5.4 Les conditions aux limites

La modélisation de transport de soluté dépend de l'écoulement de l'eau et des flux de masse dissoute au niveau de limites connues. On trouve deux types de conditions aux limites pour le modèle d'écoulement dans *SEEP/W*, celle de Dirichlet et celle de Neuman (présentées dans la section 2.4.1) (Fredj, 1999; GEOSLOPE International Ltd., 2017). Pour le modèle de *CTRAN/W*, les conditions aux limites utilisées consistaient en des lignes de concentrations constantes de soluté et en des lignes permettant la sortie libre de soluté hors du domaine modélisé. Une concentration d'activation de soluté doit être aussi définie dans chaque unité, ce qui permet d'attribuer à chaque nœud d'une région une concentration initiale.

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE

L'objectif principal de ce projet de recherche consiste à évaluer l'impact du dénoyage minier sur l'hydrogéochimie d'une tourbière située à proximité immédiate d'un futur projet de fosse à ciel ouvert. La méthodologie employée pour atteindre cet objectif se divise en deux volets. Le premier volet consiste en l'acquisition de données terrain et le second volet consiste en la réalisation de simulations numériques (figure 3.1). La démarche se résume en trois principales étapes :

- L'instrumentation des tourbières par l'installation des piézomètres;
- Le suivi des charges hydrauliques et de la composition chimique de l'eau;
- La modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines et des processus de transport de masse dans la tourbe, dans des conditions naturelles et sous l'influence du dénoyage de la future fosse.

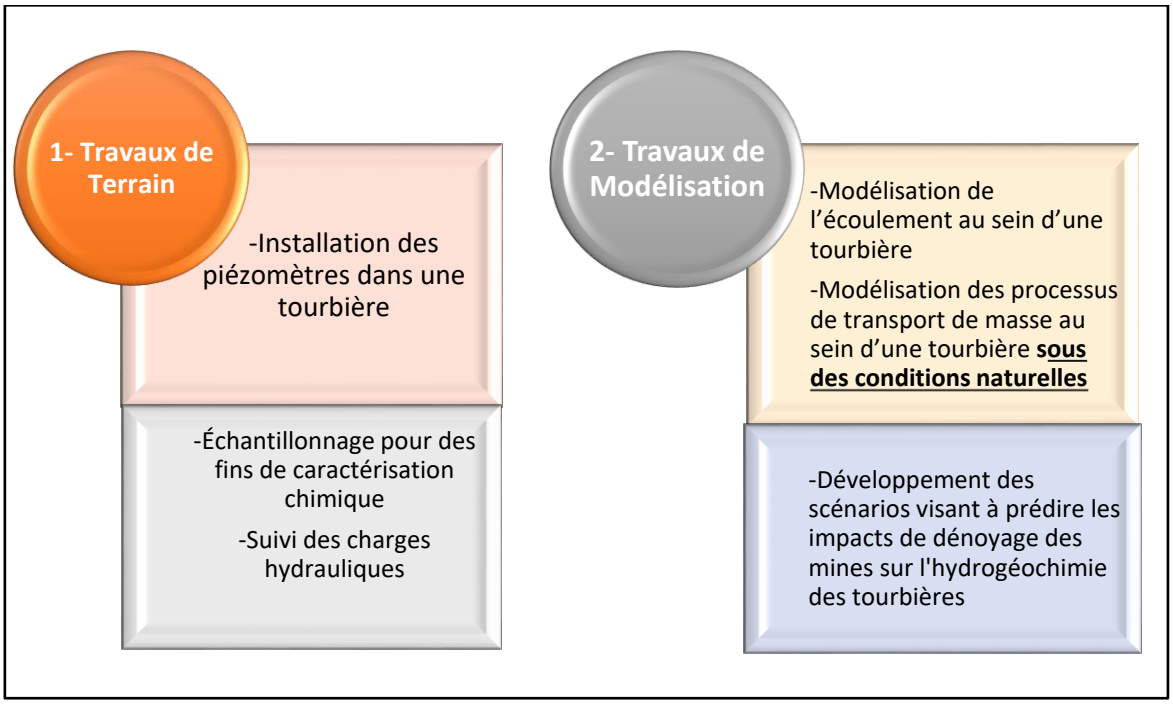


Figure 3.1 Étapes et méthodologie du projet

3.1 Site d'étude

Le site ciblé est celui du projet de mine à ciel ouvert Akasaba Ouest de Mines *Agnico Eagle* qui est située dans le bassin versant de la rivière Bourlamaque, à une quinzaine de kilomètres au Sud-Est du de la ville de Val-d'Or (figure 3.2). Elle vise à exploiter un gisement d'or et de cuivre en creusant une mine à ciel ouvert. Le projet consiste à creuser une fosse d'environ 470 m x 385 m au

sein de laquelle le dénoyage anticipé atteindra des niveaux nettement inférieurs aux charges hydrauliques prévalant actuellement au sein des aquifères périphériques.

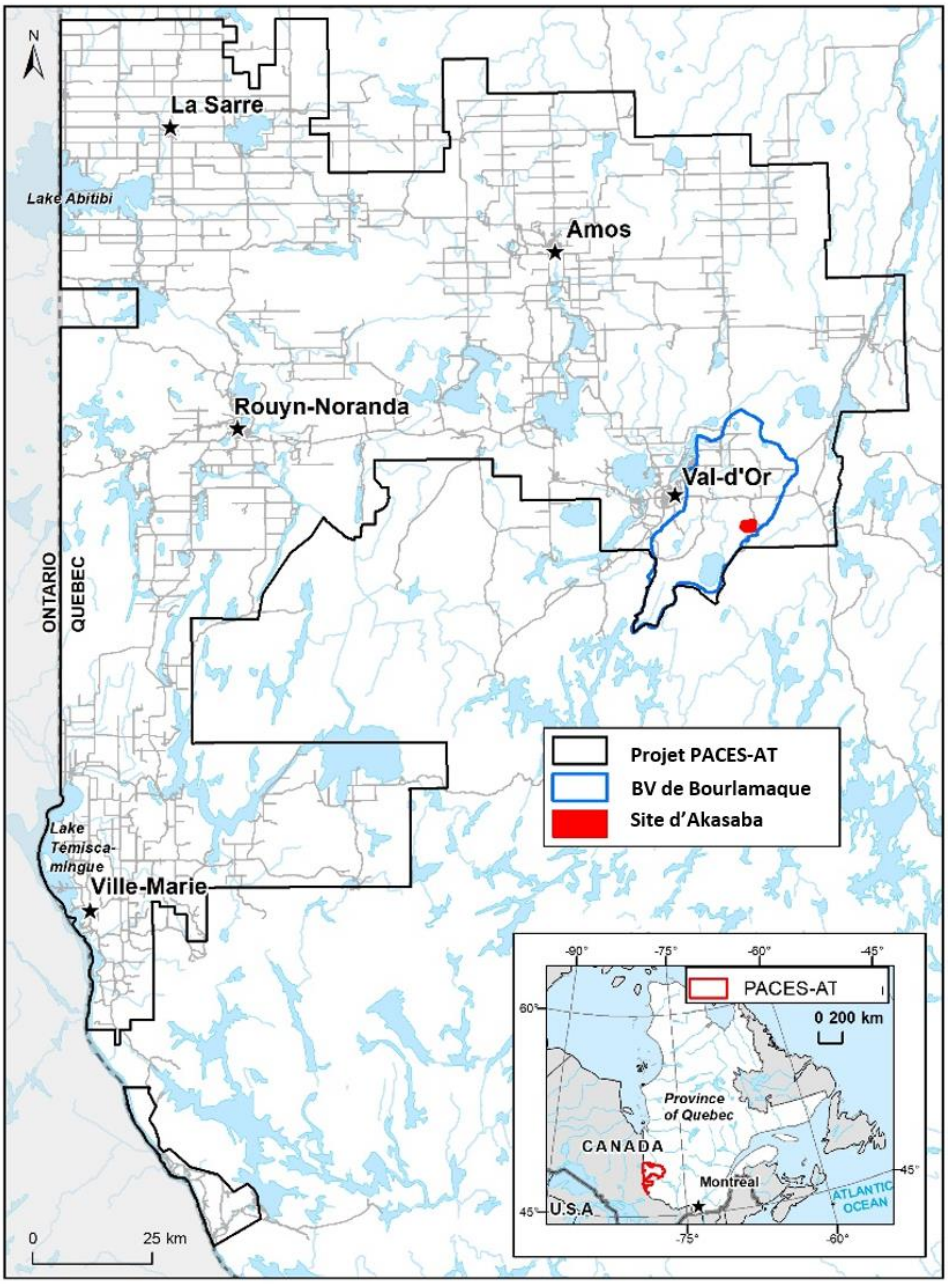


Figure 3.2 Localisation du site minier Akasaba Ouest dans le territoire d'étude des projets du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue PACES-AT

3.1.1 Contexte géologique

La région de l'Abitibi-Témiscamingue (AT) est caractérisée par une géologie variée qui résulte d'une évolution amorcée à l'Archéen, il y a environ 2,7 milliards d'années. La figure 3.3 présente les différentes lithologies de la région. L'AT est caractérisée par deux sous-provinces géologiques, soit (1) la sous-province de l'Abitibi qui couvre la partie nord de la région et (2) la sous-province du Pontiac, qui couvre le sud de la région, principalement au Témiscamingue. La province du Pontiac est séparée de celle de l'Abitibi par la faille de Cadillac-Larder Lake, qui s'étend d'ouest en est sur une distance en AT de plus de 100 km, reliant les villes de Rouyn-Noranda, Malartic et Val-d'Or. Ces deux sous-provinces sont des composantes de la Province du Supérieur du Bouclier canadien. Le secteur de Val-d'Or est situé dans la province géologique du Supérieur. La zone spécifiquement ciblée par la présente étude est traversée par la faille de Cadillac-Larder Lake. Cette faille constitue la principale caractéristique structurelle de la zone d'étude et elle sépare deux unités stratigraphiques du socle rocheux (Lemarchand et al., 2010). La portion sud regroupe des roches métasédimentaires (paragneiss, shiste, formation de fer et marbre; quantité mineure de diatexite) du groupe de Pontiac, d'âge Néoarchéen, alors que la portion nord regroupe des roches volcaniques mafiques et intermédiaire (basalte, andésite et roches volcanoclastiques) de la formation d'Héva, aussi d'âge Néoarchéen (Cloutier et al., 2016).

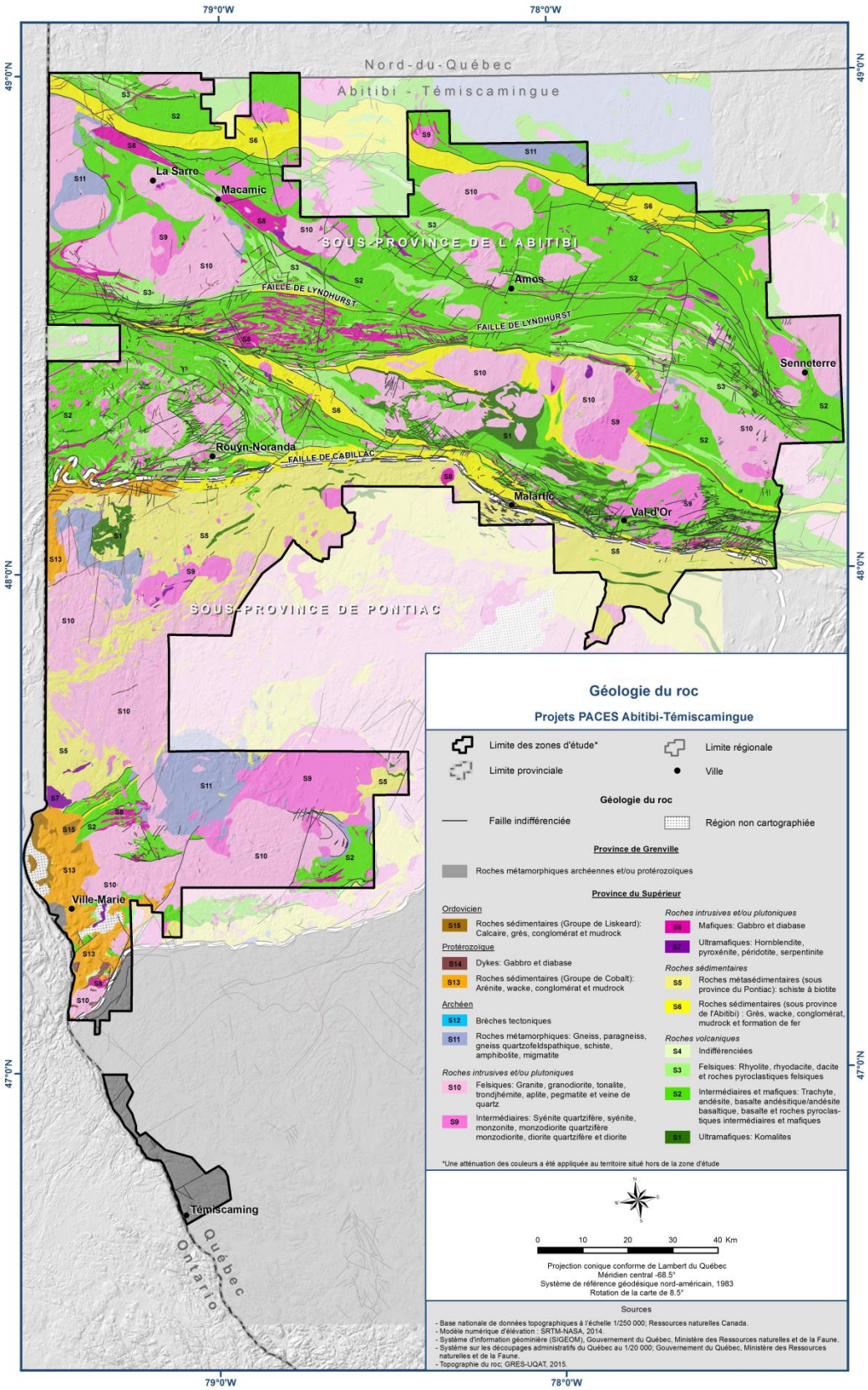


Figure 3.3 La géologie du roc de la zone d'étude (de Cloutier et al., 2016)

Les dépôts meubles qui recouvrent le socle rocheux en discordance (figure 3.4) sont constitués d'une séquence composée, du bas vers le haut, par (1) le till à matrice de sable et de silt, qui recouvre partiellement le socle rocheux, (2) les sédiments fluvioglaciaires grossiers (sables et graviers), (3) les sédiments glaciolacustres d'eau profonde (formé par des argiles et silts), (4) les sédiments sublittoraux, (5) les sédiments organiques (tourbières) et (6) les alluvions récentes au pourtour des cours d'eau. L'esker du lac Sabourin, un important dépôt d'origine fluvio-glaciaire, se trouve à environ deux kilomètres au sud-est du site à l'étude. L'épaisseur des dépôts meubles est généralement comprise entre 0 et 25 m dans la zone d'étude (Richelieu hydrogéologie, 2015).

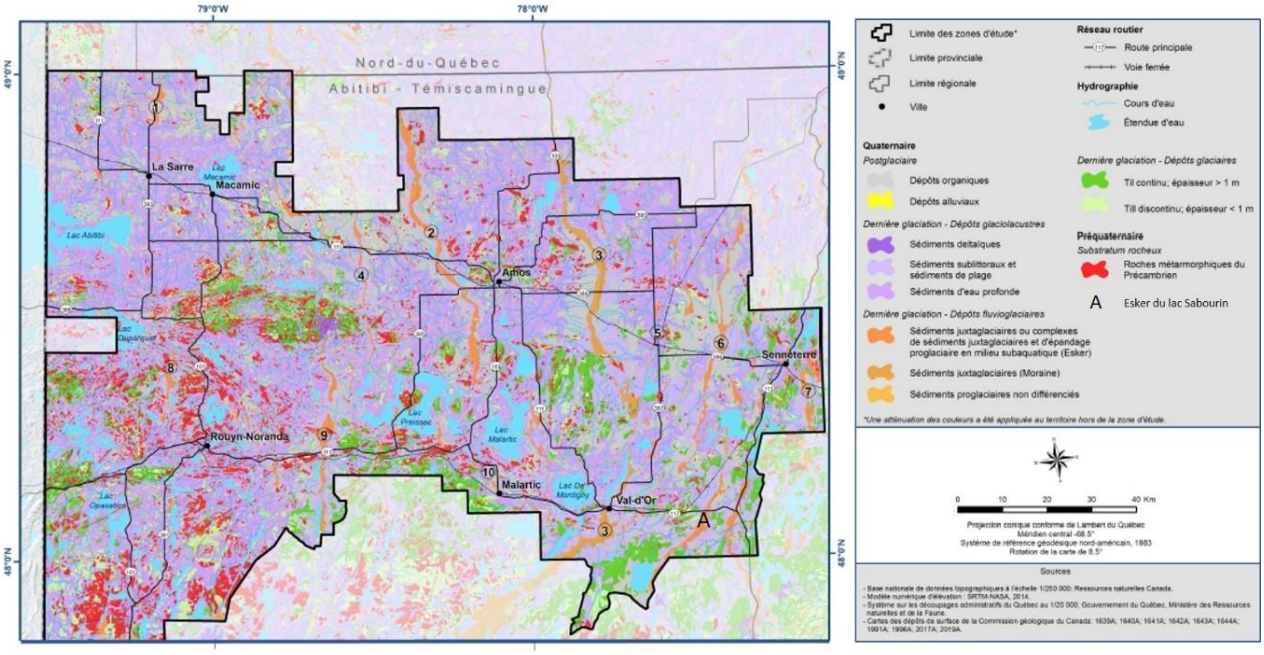


Figure 3.4 La carte des dépôts de surface (de Cloutier et al., 2016)

3.1.2 Contexte hydrogéologique

Les données régionales issues des Projets d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (PACES-AT1 et PACES-AT2; Cloutier et al., 2013; 2015; 2016) ainsi que les données locales associées aux travaux de Richelieu Hydrogéologie (2015) constituent les principales sources d'informations permettant de décrire l'hydrogéologie du secteur. Le bloc diagramme de la figure 3.5 illustre, de façon conceptuelle, l'environnement hydrogéologique du secteur. Cet environnement hydrogéologique est généralement subdivisé en quatre composantes principales, soit (1) l'aquifère de roc fracturé à nappe captive, (2) l'aquifère

granulaire (till et sédiments fluvioglaciaires) à nappe captive, (3) l'aquifère de roc fracturé à nappe libre et (4) l'aquifère granulaire (sédiments fluvioglaciaires) à nappe libre.

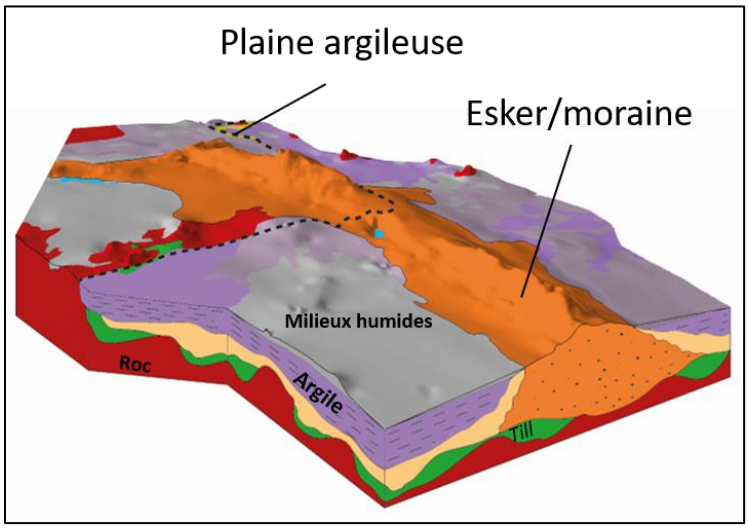


Figure 3.5 Schéma conceptuel de l'environnement hydrogéologique régional (de Nadeau et al., 2015)

La conductivité hydraulique du socle rocheux est variable dans la région, selon la configuration géométrique des discontinuités structurales. Il est généralement assumé que les fractures subhorizontales sont interconnectées jusqu'à une profondeur d'environ 75 m (Rouleau et al., 1999). Cette tranche supérieure constitue la zone plus active de l'aquifère de roc fracturé. Les propriétés hydrauliques du till de la région sont peu documentées, notamment car cette unité est rarement exploitée pour l'approvisionnement en eau souterraine. Néanmoins, en assumant une matrice compacte de silt et de sable, Cloutier et al., (2013; 2015) proposent des conductivités hydrauliques de l'ordre de 5.10^{-6} à 2.10^{-2} m/s. Les sédiments fluvioglaciaires représentent l'unité aquifère la plus productive en région, avec des conductivités hydrauliques de l'ordre de $3{,}3.10^{-6}$ à $3{,}2.10^{-1}$ m/s (Nadeau et al., 2015; Cloutier et al., 2016). L'esker du lac Sabourin, situé à environ deux kilomètres au sud-est de la propriété minière Akasaba Ouest, représente le principal aquifère à nappe libre du secteur. Cet aquifère est exploité par certains résidents occupant le pourtour du lac Bayeul. Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde sont considérés comme un aquitard régional, bien que les varves puissent par endroit favoriser des écoulements subhorizontaux.

3.2 Instrumentation des tourbières

Le site d'étude a été sélectionné à l'aide de la carte de milieux humides élaborée dans le cadre des projets du PACES-AT (Cloutier et al., 2016). Le site retenu consiste en une tourbière d'une superficie plus de 213 km^2 située au nord-ouest de la future fosse qui a été instrumentée par 18 piézomètres installés en grappes, le long de deux profils perpendiculaires (figure 3.6). Le profil d'orientation NS comporte trois grappes de piézomètres et le profil d'orientation EO en compte quatre, une des grappes faisant simultanément partie des deux profils (grappe centrale). Le profil NS est orienté selon un axe perpendiculaire à la limite de la fosse et traverse entièrement la tourbière. Une grappe de piézomètres est installée à proximité immédiate de la future fosse (grappe sud), une à la position la plus éloignée par rapport à la limite de la fosse (grappe nord) et une autre à mi-chemin entre les deux positions précitées (grappe centre). Le profil EO couvre aussi toute la tourbière, selon un axe perpendiculaire au profil NS. Les deux profils se croisent au point central du profil NS. Les grappes de piézomètres sont configurées de façon à permettre la collecte de données près des marges de la tourbière (grappe est) ainsi qu'en son centre (grappe ouest). La quatrième grappe du profil EO consiste en un site témoin (grappe témoin) qui permettra de monitorer l'évolution du rayon d'influence de la fosse au cours de l'exploitation minière. Chaque grappe comporte trois piézomètres installés de façon à mesurer la charge hydraulique à différentes profondeurs au sein du dépôt tourbeux (figure 3.7). Ces piézomètres permettent le suivi des charges hydrauliques et l'échantillonnage de l'eau. Les piézomètres sont constitués par des tubes en PVC de 2,54 cm de diamètre intérieur équipés avec des crépines de 30 cm de long (modèle 601 de *Solinst*).

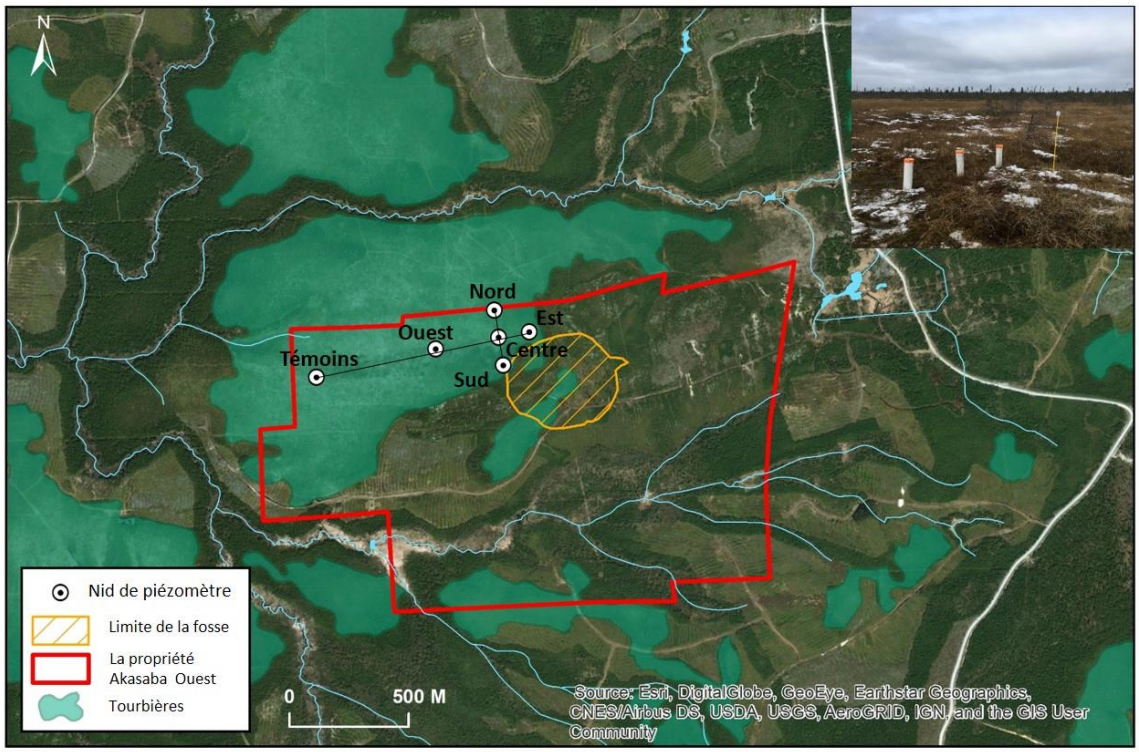


Figure 3.6 Schéma simplifié d'une grappe de piézomètres ainsi que leur plan de localisation

3.2.1 Suivi des charges hydrauliques

Tous les piézomètres ont été instrumentés avec des sondes automatisées de type *3001 LT Levelogger Edge - M5* de *Solinst* afin de permettre le suivi des niveaux d'eau avec un pas de temps horaire. Les données précitées ont été corrigées avec des variations de pression atmosphérique en utilisant les mesures réalisées à l'aide d'une sonde barométrique de type *3001 LT Barologger Edge - M1.5* installée à la grappe centrale (figure 3.7). Les sondes ont été programmées pour la collecte de données horaires pour les deux premières années du suivi. Les élévations des piézomètres ont été mesurées à l'aide d'un GPS différentiel (*Trimble GNSS R8*) avec une erreur verticale ≤ 0,008 m. Les niveaux d'eau mesurés sont reportés en termes d'élévation, en mètres au-dessus du niveau moyen de la mer.

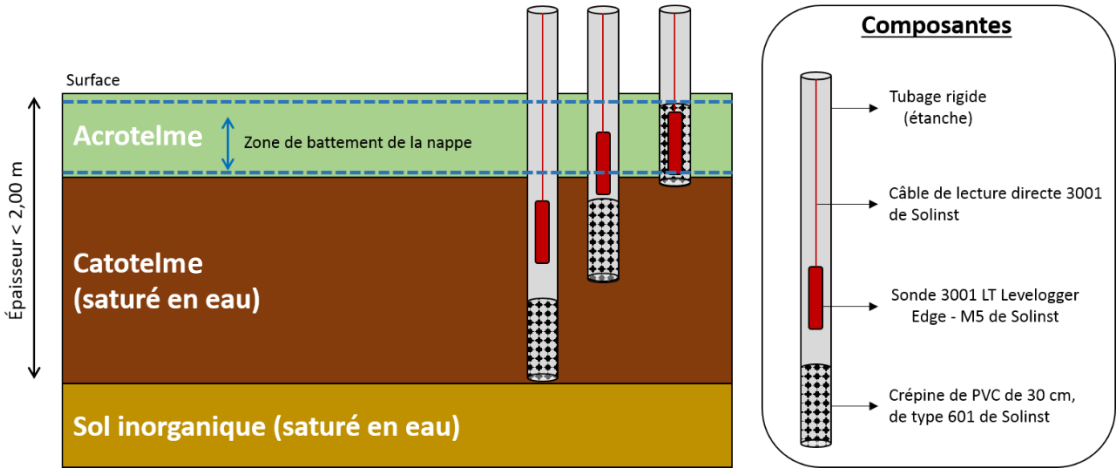


Figure 3.7 Schéma simplifié d'une grappe des piézomètres munis des sondes de mesure de niveau d'eau

3.2.2 Échantillonnage de l'eau des tourbières

Les piézomètres installés dans la tourbière ont fait l'objet d'un suivi géochimique, avec une emphase sur les isotopes de la molécule d'eau, le Cl (à titre de traceur conservatif) et les métaux et métalloïdes sensibles aux conditions d'oxydo-réduction. Ces choix ont été retenus afin de contribuer à la compréhension (1) des mécanismes d'écoulement de l'eau et (2) des processus hydrogéochimiques prévalant au sein des dépôts tourbeux. Des analyses chimiques ont été menées sur 47 échantillons d'eau prélevés durant l'été et l'automne 2019. Ces échantillons d'eau ont été analysés pour les ions majeurs (Ca, Mg, Na, K, Cl, SO_4, NO_3), les éléments traces et ultra-traces (Al, Sb, Ag, As, Ba, Be, B, Cd, Cr, Co, Cu, Sn, Fe, Hg, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Rb, Se, Si, Sr, Ti, U, V, Zn), le carbone organique dissous (COD) et le carbone inorganique dissous (CID) (l'annexe A présente les principaux résultats d'analyse). Les isotopes stables de la molécule d'eau (δ^2H-$\delta^{18}O$) ont également été analysés. Les paramètres physicochimiques *in situ* (pH, température, oxygène dissous, conductivité électrique et potentiel d'oxydoréduction) ont été mesurés sur le terrain à l'aide d'une sonde multiparamétrique *YSI professional plus*.

Les piézomètres ont été purgés un à sept jours avant l'échantillonnage. La purge a été réalisée avec ce délai en raison des quantités d'eau limitées et de la lente remontée des niveaux d'eau dans les piézomètres. L'eau a subséquemment été prélevée dans les piézomètres au moyen d'un clapet à bille ou d'une pompe péristaltique, selon le volume d'eau disponible. Les bouteilles sans agents de conservation ont été rincées trois fois avec l'eau d'échantillonnage pour tous les éléments analysés,

à l'exception des bouteilles destinées aux analyses des métaux ultra-traces qui ont été rincées quatre fois. Une bouteille de 120 ml a été utilisées pour le stockage des échantillons destinés aux analyses de l'alcalinité et des anions, une bouteille de 250 ml sans agent de conservation a été utilisée pour le CID, une bouteille de 250 ml avec un agent de conservation (acide sulfurique) a été utilisée pour le COD, une bouteille de 120 ml avec un agent de conservation (acide sulfurique) pour les nutriments et une bouteille de 50 ml pour les métaux ultra-traces et les blancs de terrain qui ont été faits pour le COD et le filtre FHT45. Les échantillons prélevés pour les métaux ont été filtrés à 0,45 µm sur le terrain lorsqu'ils présentaient une faible turbidité. Les échantillons présentant une trop forte turbidité pour permettre une filtration sur le terrain ont été transportés au laboratoire et centrifugés avant la filtration, dans un délai inférieur à 16 heures suivant le prélèvement.

Suivant les procédures de prélèvement et de stockage, les échantillons ont été maintenus à l'obscurité à une température avoisinant 4 ºC. Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire *Bureau Veritas* de Montréal (anciennement *Maxxam*), un laboratoire accrédité par le gouvernement du Québec. Les délais de conservation et les modes de transport des échantillons ont respecté les normes prescrites par le CEAEQ (2014). Les analyses des isotopes stables de la molécule d'eau ont été réalisées au Laboratoire de géochimie des isotopes stables légers du Geotop à l'UQAM. Les échantillons ont été analysés à l'aide d'un spectroscope de masse de type « *Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS)* » de marque LGR (*Los Gatos Research*) modèle *T-LWIA-45-EP*. Trois eaux de références internes ($\delta^{18}O$ = 0,23 ± 0.06‰, -13,74 ± 0.07‰ & -20,35 ± 0.10‰; $\delta^{2}H$ = 1,28 ± 0.27‰, -98,89 ± 1,12‰ & -155,66 ± 0.69‰; $\delta^{17}O$ = 0,03 ± 0.04‰, -7,32 ± 0.06‰ & -10,80 ± 0.06‰) ont été utilisés pour normaliser les résultats sur l'échelle VSMOW-SLAP. Une 4^{ieme} eau de référence ($\delta^{18}O$ = -4,31 ± 0.08‰; $\delta^{2}H$ = -25,19 ± 0.83‰; $\delta^{17}O$ = -2.31 ± 0.04‰) est mesurée comme inconnu pour chaque séquence analytique pour s'assurer de la précision de la normalisation. Les déviations standards (1 sigma) données dans le rapport d'analyse correspondent à la déviation standard des huit réplicas d'analyse. Les résultats sont exprimés en unité delta (δ) en ‰ vs VSMOW.

3.3 Modélisation hydrogéologique

Les travaux de modélisation hydrogéologique ont été réalisés avec les modules *SEEP/W* et *CTRAN/W* de la suite *GeoStudio* afin d'évaluer l'impact de dénoyage minier sur l'hydrogéochimie des tourbières. Tel que préalablement présenté, *SEEP/W* est un code numérique basé sur la méthode

des éléments finis permettant de simuler le mouvement de l'eau (liquide et vapeur) au sein des milieux poreux saturés et non saturés, en tenant compte des caractéristiques hydrogéologiques des matériaux et de l'effet des conditions limites. La modélisation peut être réalisée en régime permanent et en régime transitoire.

3.3.1 Géométrie du modèle

Un modèle numérique bidimensionnel représentatif du profil NS de la tourbière a été construit. Ce profil a été retenu en raison de son orientation perpendiculaire à la fosse anticipée et de sa configuration facilitant l'attribution de conditions limites jugées fiables. Le profil EO demeure utile et pertinent à l'étude, notamment parce qu'il offre des points de comparaison complémentaires pour le suivi des charges hydrauliques et de la qualité de l'eau. Le modèle 2D ainsi défini fait 700 m de longueur (dont 235 m représentant la longueur du profil NS) (figure 3.8). La base du modèle à son extrémité sud se situe à une élévation de 316,05 m tandis que la surface se trouve à une élévation de 327,36 m, pour une épaisseur totale de 11,31 m (l'élévation de la surface a été estimée en se basant sur les mesures terrain réalisées avec le GPS différentiel). Le modèle est composé de 5 couches. Les trois couches supérieures représentent le milieu tourbeux : la première couche représente l'acrotelme (30 cm), la seconde représente une mince couche de transition entre l'acrotelme et le catotelme (10 cm) et la troisième couche (à épaisseur variable, basée sur des mesures de terrain) représente le catotelme. Les deux couches sous-jacentes aux dépôts tourbeux représentent les dépôts granulaires (inorganiques : couche minérale sur la figure 3.8) et le socle rocheux. Les épaisseurs des dépôts granulaires inorganiques sont estimées selon les données issues des travaux de Richelieu Hydrogéologie (2015). L'épaisseur du socle rocheux est limitée à 2 m afin de mettre l'emphase sur les processus s'opérant près de la surface, lors des phases initiales du dénoyage de la fosse. Le maillage du modèle est constitué de 2461 éléments quadrilatéraux et triangulaires dont la densité est accrue dans les couches supérieures de la tourbe afin d'améliorer la précision des simulations dans cette zone jugée critique. Afin de simplifier les modélisations, l'hétérogénéité de l'environnement géologique est représentée uniquement par l'utilisation des différentes couches du modèle. L'hétérogénéité intrinsèque de chaque couche n'est pas considérée, ces dernières étant considérées comme des milieux poreux équivalents homogènes.

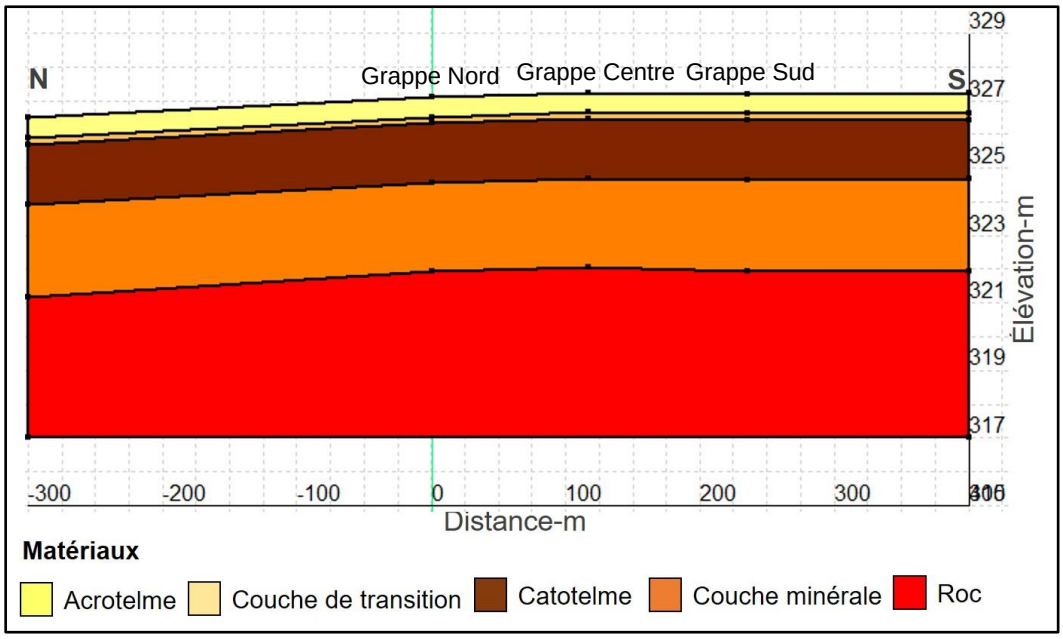


Figure 3.8 La géométrie du modèle numérique ainsi que la position de chaque grappe

3.3.2 Paramètres de convergence

La convergence du modèle au niveau de *SEEP/W* est atteinte lorsque deux solutions successives respectent l'intervalle de tolérance (Hotton et al., 2019). Le nombre d'itérations maximum a été fixé à 400, avec un incrément du temps égal à 0,1825 jours, les résultats étant sauvegardés pour chaque tranche de 24 heures durant la convergence du modèle.

3.3.3 Propriétés physiques et hydrauliques des matériaux

3.3.3.1 Conductivité hydraulique K

La conductivité hydraulique initiale des unités incluses au modèle a été attribuée en fonction de valeurs publiées dans des travaux antérieurs, pour des matériaux similaires (Freeze et Cherry, 1979; Rosa, 2007; Rosa et Larocque, 2008; Ferlatte, 2014; Richelieu hydrogéologie, 2015; Cloutier et al., 2016) et ces valeurs ont été ajustées lors de la calibration du modèle (tableau 3.1).

Tableau 3.1 La conductivité hydraulique pour chaque matériau

Matériau	K (m/s)
Acrotelme[1]	$1{,}5.10^{-2}$ -1.10^{-0}
Zone de transition [1]	2.10^{-4}-1.10^{-2}
Catotelme [2]	$6{,}9.10^{-7}$-1.10^{-5}
Sédiments inorganiques[3]	$2{,}89\ .10^{-5}$-2.10^{-4}
Socle rocheux [3]	$5{,}23\ .10^{-4}$-7.10^{-4}

[1] Rosa (2007); [2] Ferlatte (2014); [3] Richelieu Hydrogéologie (2015)

Pour les besoins de l'étude, il a été jugé que la fonction de la teneur en eau de l'acrotelme représentait un paramètre clé puisque les écoulements ayant lieu au sein de cette couche dépendent du degré de saturation et dictent largement la dynamique hydrogéologique des tourbières (Chow et al., 1992; Kellner et Halldin, 2002; Price, 2003; Kennedy et Price, 2005). La teneur en eau au sein de l'acrotelme influence de surcroît les conditions d'oxydoréduction, le stockage de carbone et les fonctions biologiques des tourbières (Strack et al., 2004). Ici, la variation de conductivité hydraulique de la tourbe en fonction de la teneur en eau (annexe B) est représentée par l'utilisation d'une courbe de rétention (CRE) adaptée des travaux de Rosa (2007) (figure 3.9). Cette approche est employée car les deux sites d'étude sont des tourbières ombrotrophes présentant des épaisseurs d'acrotelme et catotelme similaires. De surcroît, les simulations proposées par Rosa (2007) sont développées dans *SEEP/W* selon une approche similaire à celle développée ici.

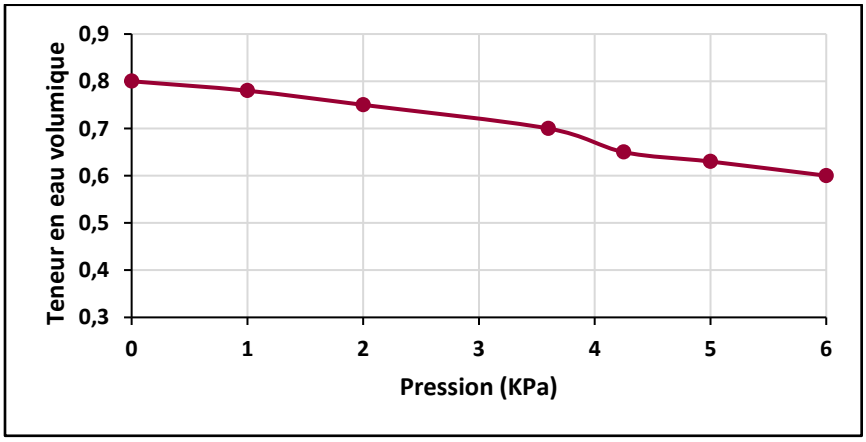


Figure 3.9 CRE de l'acrotelme utilisée dans la simulation numérique (adapté de Rosa, 2007)

Des études ont également montré que les variations de la charge hydraulique dans les dépôts tourbeux affectent leur volume en raison de la compressibilité de la tourbe (Price et al., 2005; Waddington et al., 2010). Un facteur de compressibilité de 0,028 et 0,015 kPa^{-1} et un rapport d'anisotropie Kh/Kv de 1,5, ont été retenus ici, valeurs cohérentes avec celles proposées par Rosa (2007) et Reeve et al. (2001; 2006). La majorité des matériaux poreux, y compris ceux des zones humides, ont des rapports d'anisotropie supérieurs à l'unité (Chason et Siegel, 1986; Freeze et Cherry, 1979, Rosa, 2007).

3.3.4 Conditions initiales et conditions limites

Les conditions aux limites du modèle ont été attribuées en fonction des observations de terrain (figure 3.10). Des conditions de charge constante ont été attribuées à un cours d'eau situé immédiatement au nord de la tourbière et à un fossé de drainage situé immédiatement au sud de la tourbière, à des élévations respectives de 326,25 m et 326,69 m. Le substrat rocheux à la base du modèle a été défini comme une limite imperméable. Un taux de précipitation constant, égal à $2{,}6.10^{-8}$ m/s a été appliqué au modèle comme une condition de surface afin de représenter la recharge. Cette valeur est cohérente avec les données hydrologiques proposées par Cloutier et al., (2016) pour le secteur d'étude. Les solutions des simulations en régime permanent ont été utilisées afin de représenter les conditions initiales requises pour la simulation en régime transitoire. La condition limite de surface a été modifiée pour le régime transitoire. Une limite de type « *land-climate interaction* » (LCI) a été utilisée car cette dernière permet de représenter les variations dans les flux hydriques alimentant la tourbière à partir de conditions météorologiques connues. Les données météorologiques utilisées pour la définition de la LCI incluent le taux de précipitation quotidien, les moyennes journalières des températures, la vitesse du vent, l'humidité relative ainsi que les variations du rayonnement solaire et de l'albédo (annexe C). Les données issues de la station météorologique de l'aéroport de Val-d'Or ont été utilisées. Les données de précipitations et de température sont présentées dans la figure 3.11. Les données du rayonnement solaire ont été estimées dans *SEEP/W* à partir d'une fonction prédéfinie basée sur la latitude du site modélisé. L'albédo associé à la surface de la tourbe a été estimé à 0,2 (Musy, 2005). La figure 3.10 présente le modèle numérique élaboré ainsi que les conditions aux frontières appliquées en régime permanent et en régime transitoire.

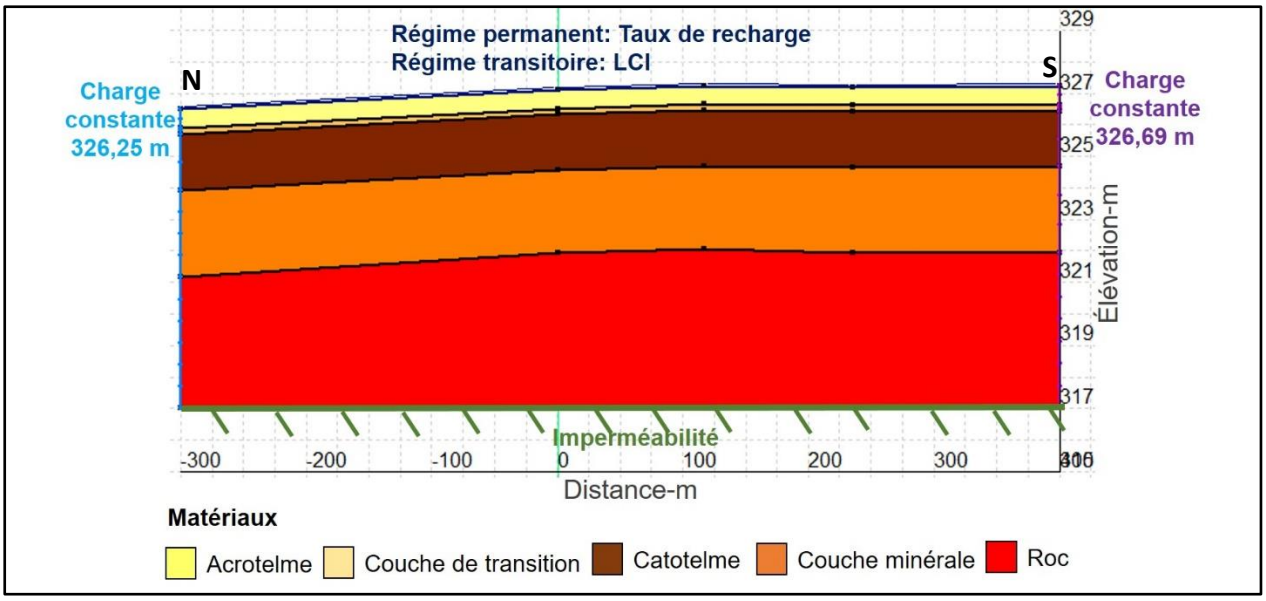


Figure 3.10 Conditions aux limites appliquées au modèle numérique d'écoulement en régime permanent et transitoire

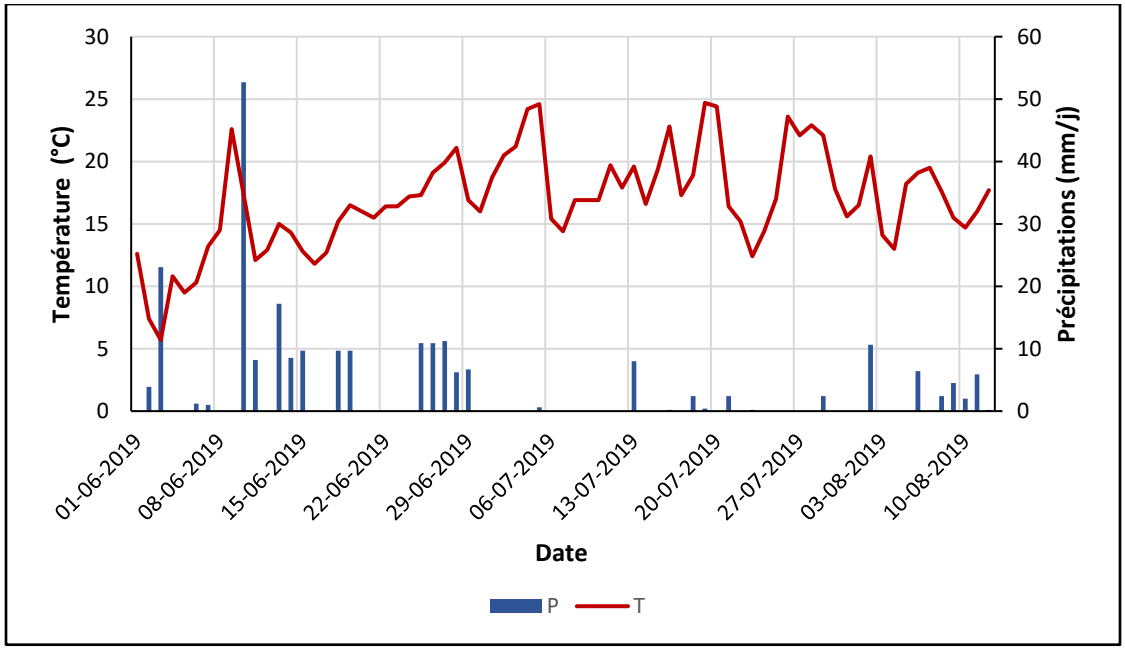


Figure 3.11 Variation de la température et des précipitations entre janvier et août 2019 issues des observations de la station météorologique de l'aéroport de Val-d'Or

3.4 Simulation de transport de masse

Le modèle numérique de transport de masse a été développé avec le module *CTRAN/W* afin d'évaluer les mécanismes de transport des solutés dans les tourbières en intégrant la dispersion (longitudinale et transversale), la diffusion et l'advection. Les simulations *CTRAN/W* ont été élaborées en s'appuyant sur les écoulements simulés avec *SEEP/W*. De ce fait, le modèle de transport a été développé en se basant sur la même géométrie et les conditions initiales définies pour le modèle d'écoulement en régime permanent dans *SEEP/W*.

3.4.1 Propriétés des matériaux du modèle de transport

Un coefficient de diffusion verticale de 10^{-9} m^2/s (Freeze et Cherry, 1979; Reeve et al., 2001a), une porosité effective de 0,25 et une dispersivité longitudinale de 0,25 m à 8 m, ont été utilisés comme valeurs initiales pour les simulations. Ces valeurs sont cohérentes avec des études antérieures portant sur des sols tourbeux similaires (Hoag et Price, 1997, Reeve et al., 2001a). Le coefficient de distribution K_d a été attribué aux dépôts tourbeux à partir de données issues de la littérature afin de tester l'effet de l'adsorption sur le transport. Baes et al., (1984) ont utilisé l'indicateur sol-plante de la biodisponibilité d'un élément appelé CR comme un moyen pour prédire la valeur de K_d selon l'équation (3.1) :

$$\ln K_d = a + stex + b(lnCR) \tag{3.1}$$

Où les valeurs des coefficients a et b prennent des valeurs de 4,62 et 0,56, respectivement, et $stex$ est considéré égal à 0 pour les sols organiques. Okkenhaug et al., (2017) ont pour leur part utilisé une autre méthode pour déterminer la valeur de K_d à partir de l'équation suivante (3.2):

$$K_d(l\ kg^{-1}) = \frac{C_{sol}\ (mg\ kg^{-1})}{C_{eau\ interstitielle}\ (mg\ l^{-1})} \tag{3.2}$$

Où C_{sol} est la concentration totale de l'élément dans le sol tourbeux (mg/kg), et $C_{eau\ interstitielle}$ est la concentration mesurée de l'élément dans l'eau interstitielle du sol tourbeux (mg/l). Le tableau 3.2 résume les valeurs de K_d retenues pour les éléments Pb, Cu, Sb et Cl comme des exemples étudiés pour tester l'effet de l'adsorption sur le transport.

Tableau 3.2 Résumé des valeurs de K_d utilisées dans la simulation numérique

Élément	Log K_d (l/kg) selon Okkenhaug et al., (2017)	Moyenne géométrique (MG) de K_d (l/kg) selon Thibault et al., (1990) et Steve et al., (2009)
Pb	5,1	17000
Cu	4,2	2100
Sb	3,5	550
Cl	-	K_d mesuré=2 (l/kg) MG de K_d=150 (l/kg)

3.4.2 Conditions aux limites

Afin de simuler le transport de masse, une condition limite de concentration constante ($C = 100\ g/m^3$) a été fixée pour deux scénarios différents. Pour le premier scénario, la condition de concentration constante a été attribuée à l'interface entre le sol minéral et le catotelme. Ce scénario permet de simuler le transport d'un élément issu de l'aquifère inorganique sous-jacent à la tourbière et vise à représenter l'évolution du panache de concentration de l'élément au sein de la tourbière étudiée. Puisque la condition limite se trouve à l'intérieur du domaine modélisé, les résultats des simulations seront considérés uniquement pour interpréter le transport de masse au sein de la tourbe. L'hypothèse sous-jacente à cette démarche est que la condition limite précitée représente l'effet potentiel d'une eau souterraine à concentration constante. Pour le second scénario, la limite à concentration constante a été attribuée à la surface du modèle, afin de simuler le transport de substances issues de l'atmosphère. Les concentrations initiales dans l'eau porale de la tourbe étaient fixées à zéro. Deux limites de type sortie libre de flux massique de soluté « *solute free exit mass flux* » ont été appliquée dans les limites gauche et droite du modèle afin de simuler l'export de la substance chimique au-delà des limites du modèle, sans restriction (figure 3.12).

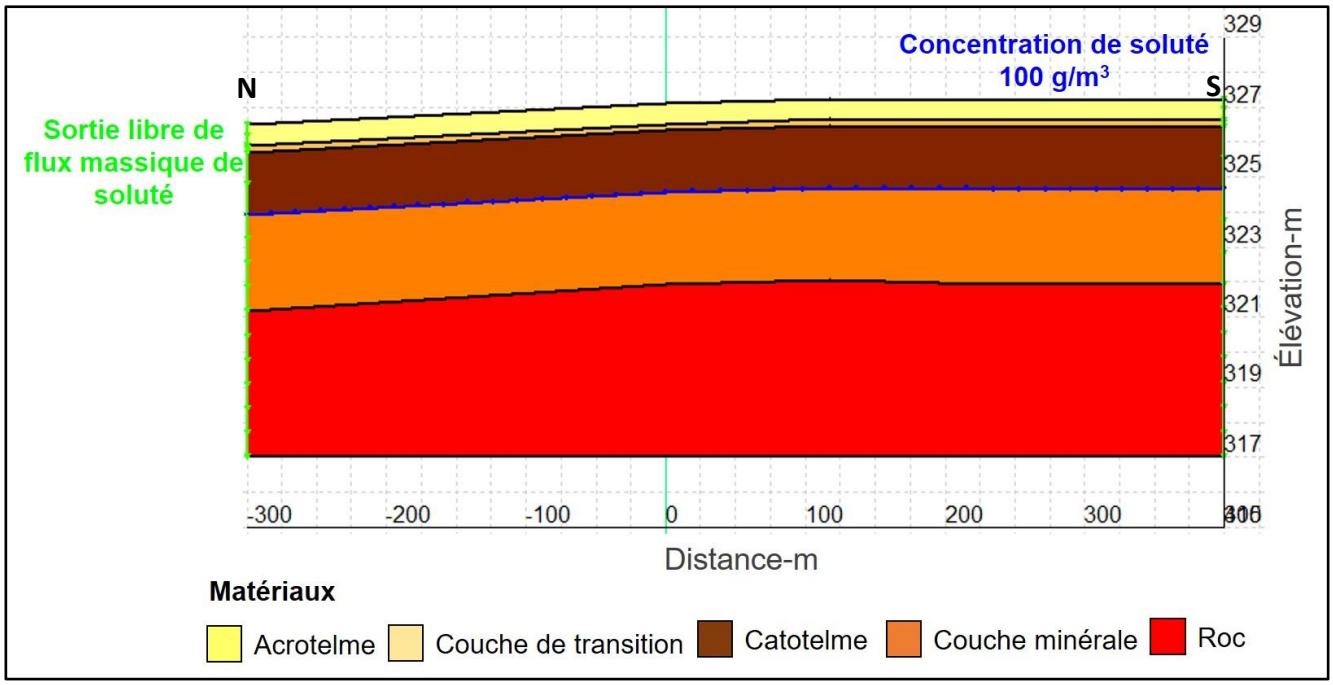


Figure 3.12 Conditions aux limites appliquées au modèle numérique de transport de masse

CHAPITRE 4 RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

4.1 Résultats des suivis de terrain

4.1.1 Variations spatiotemporelles des charges hydrauliques

Deux échelles temporelles distinctes sont retenues ici afin de discuter les variations de charge hydrauliques en fonction du temps. Les données disponibles entre la période janvier 2019– mai 2020 sont d'abord traitées afin de présenter l'évolution générale des niveaux piézométriques sur l'ensemble de la plage de données disponibles (figure 4.2). Les données issues de la période allant de juin à août 2019 sont subséquemment traitées de façon distincte (figure 4.3) afin de proposer une interprétation de la variation des charges hydrauliques entre les grappes et à différentes profondeurs. Les variations des charges hydrauliques sont synchrones pour les différents points de mesure, donc seuls les résultats des grappes de piézomètres du profil NS sont présentés dans les figures 4.2 et 4.3.

Les résultats de suivi des charges hydrauliques entre la période de janvier 2019 et mai 2020 révèlent que les charges hydrauliques mesurées selon l'axe EO varient entre ~ 326,99 m dans la partie est de la tourbière et ~ 324,56 m dans la partie ouest de la tourbière. Selon l'axe NS, les charges hydrauliques mesurées varient de ~ 326,59 m dans la partie nord à ~326,72 m dans la partie sud (figure 4.1). L'écoulement au sein de la tourbière est principalement orienté vers l'ouest sous un gradient hydraulique horizontal faible (de l'ordre de 0,0047), ce qui est cohérent avec les résultats trouvés par Richelieu hydrogéologie (2015).

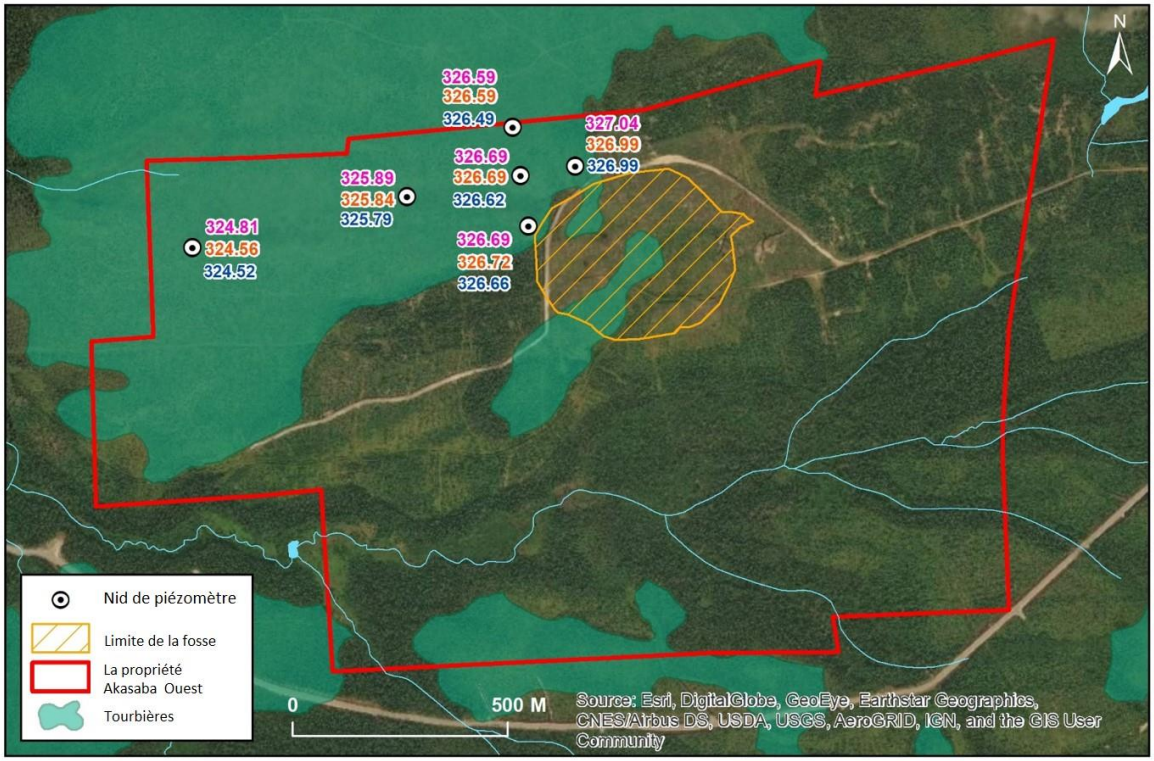


Figure 4.1 Charges hydrauliques mesurées au niveau des piézomètres (la couleur rose indique le piézomètre de surface; la couleur orangée indique le piézomètre moyen et la couleur bleu indique le piézomètre profond)

Malgré les travaux d'échantillonnage qui ont pour effet d'induire des artéfacts dans les chroniques de données (figure 4.2), les charges hydrauliques mesurées permettent d'illustrer des fluctuations saisonnières cohérentes avec les conditions hydro-climatiques locales. Pour toutes les grappes, les charges hydrauliques les plus élevées sont enregistrées durant les intervalles de recharge du printemps (fonte des neiges) et de l'automne (période de précipitation), tandis que les charges hydrauliques les plus faibles correspondent aux périodes d'hiver et d'été en réponse à l'évapotranspiration (été seulement) et à la décharge d'eau aux marges de la tourbière (été et hiver).

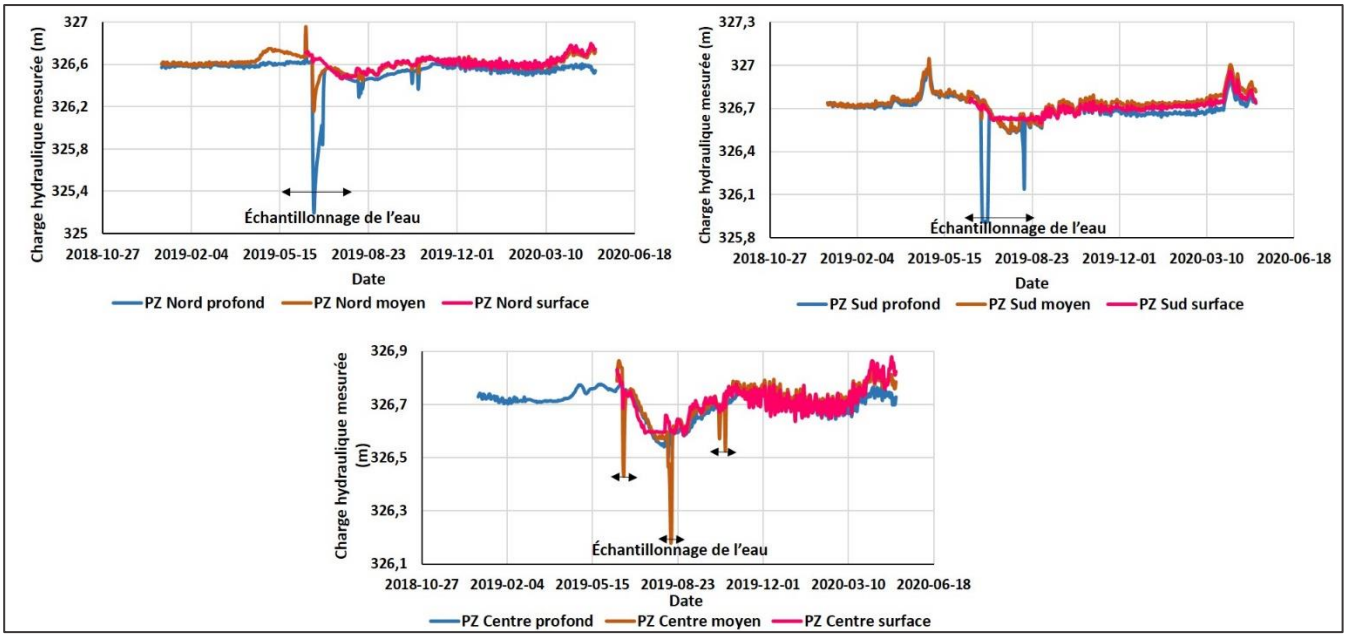


Figure 4.2 Variation de la charge hydraulique pour les grappes nord, centre et sud durant la période janvier 2018-mai 2020.

Les charges hydrauliques mesurées entre juin et août 2019 sont analysées plus en détail, notamment parce qu'il s'agit de la période d'échantillonnage. Les données révèlent que les travaux d'échantillonnage ont pour effet d'induire des diminutions de charges hydrauliques qui peuvent perdurer sur plusieurs jours au sein du catotelme (figure 4.3D). Pour la grappe de piézomètres centrale, les données mesurées à trois profondeurs différentes montrent des charges hydrauliques comprises entre ~ 326,85 m à la mi-juin (figure 4.3A) et ~ 326,53 m au début août (figure 4.3B), avec des valeurs généralement décroissantes tout au long de l'été (figure 4.3C) (sachant qu'il y a des moments où la sonde de piézomètre de surface était à sec (figure 4.3H)). Cela suggère un changement négatif d'emmagasinement d'eau dans la tourbière en raison de l'effet combiné des flux d'eau (hors de la tourbière) et de l'évapotranspiration. La composante verticale du gradient hydraulique est orientée vers le haut lors du mois de juillet (figure 4.3E), puis vers le bas au début de mois d'août (figure 4.3F). Cela suggère qu'une inversion se produit dans les échanges hydrauliques entre la tourbe et l'unité inorganique sous-jacente (Reeve et al., 2006). Ces inversions ont été attribuées à l'interaction des systèmes d'écoulement à l'échelle régionale et locale et elles peuvent être le produit de la grande capacité de stockage d'eau au sein de la tourbe qui conserve des charges hydrauliques plus élevées lors de l'étiage estival. L'apport d'eau souterraine vers la

tourbière demeure néanmoins important pour sa dynamique hydrologique et la biodiversité qu'elle héberge (Pellerin et al., 2009). Néanmoins, cet apport semble intermittent.

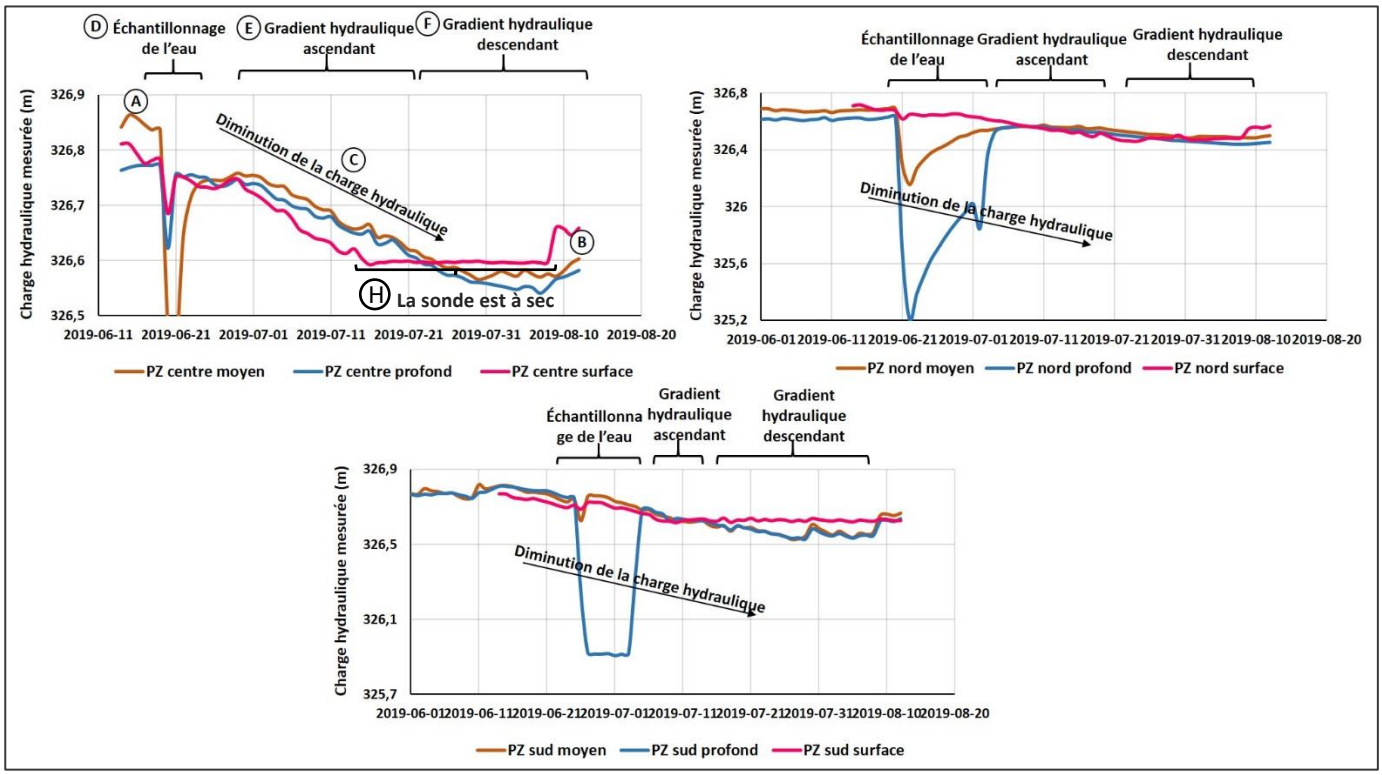


Figure 4.3 Variation de la charge hydraulique dans le temps et dans l'espace pour les grappes nord, centre et sud pour la période de juin à août 2019

4.1.2 Interprétation des données géochimiques

Les analyses chimiques réalisées dans le cadre de la présente étude révèlent une variabilité spatio-temporelle marquée de la composition de l'eau de la tourbe. À titre d'exemple, la figure 4.4 montre les concentrations de manganèse dissous (Mn) (élément non conservateur, dont le comportement géochimique est fortement dépendant des conditions Eh-pH) et du chlore (Cl) (élément conservateur) mesurées dans des échantillons prélevés en août et octobre 2019. Les données révèlent des concentrations de Mn plus faibles près de la surface (figure 4.4A) et des concentrations de Mn généralement plus élevées vers la profondeur (Figure 4.4B) pour les deux périodes d'échantillonnage. Cette observation tend à indiquer (1) l'influence d'une source de Mn provenant du l'unité inorganique sous-jacente et (2) la plus grande propension du Mn à rester en solution dans les conditions plus réductrices mesurées en profondeur. Cette interprétation s'appuie sur le fait que

les teneurs en Mn dans les précipitations sont généralement faibles < 0,05 mg/l (Rey, 2020) et sur le fait que l'espèce soluble du Mn (Mn^{2+}) est stable en conditions réductrices, alors que les conditions oxydantes tendent à favoriser la précipitation d'oxyhydroxydes de Mn.

Les concentrations de Cl dissous présentent une variation différente selon la profondeur. Pour les deux périodes d'échantillonnage, les concentrations de Cl sont d'environ 0,1 à 1,4 mg/l près de la surface (figure 4.4C). Les profils verticaux de concentration de Cl montrent une variabilité spatiale et temporelle. Les données du mois d'août 2019 suggèrent une augmentation de la concentration en Cl avec la profondeur pour les grappes « sud », « témoins » et « ouest ». Un tel profil suggère des apports de Cl significatifs provenant des eaux souterraines percolant au sein des unités inorganiques sous-jacentes. Cette interprétation est cohérente avec les observations réalisées en région par Cloutier et al., (2016), lesquels suggèrent des concentrations en Cl allant de 0,11 à 190 mg/l dans les aquifères granulaires de la région. En contrepartie, les profils mesurés pour ces mêmes grappes (« sud », « témoins » et « ouest ») en octobre 2019 suggèrent des concentrations en Cl plus élevées à la surface qu'aux profondeurs moyennes, ce qui révèle selon toute vraisemblance l'influence d'un apport atmosphérique de Cl. À titre comparatif, Rey (2020) rapporte des concentrations en Cl avoisinant 0,44 mg/l dans les précipitations de la région. Les autres grappes montrent des variations des teneurs en Cl qui sont moins systématiques, ce qui pourrait indiquer la migration de Cl depuis la surface et le fond de la tourbière, selon l'orientation du gradient hydraulique.

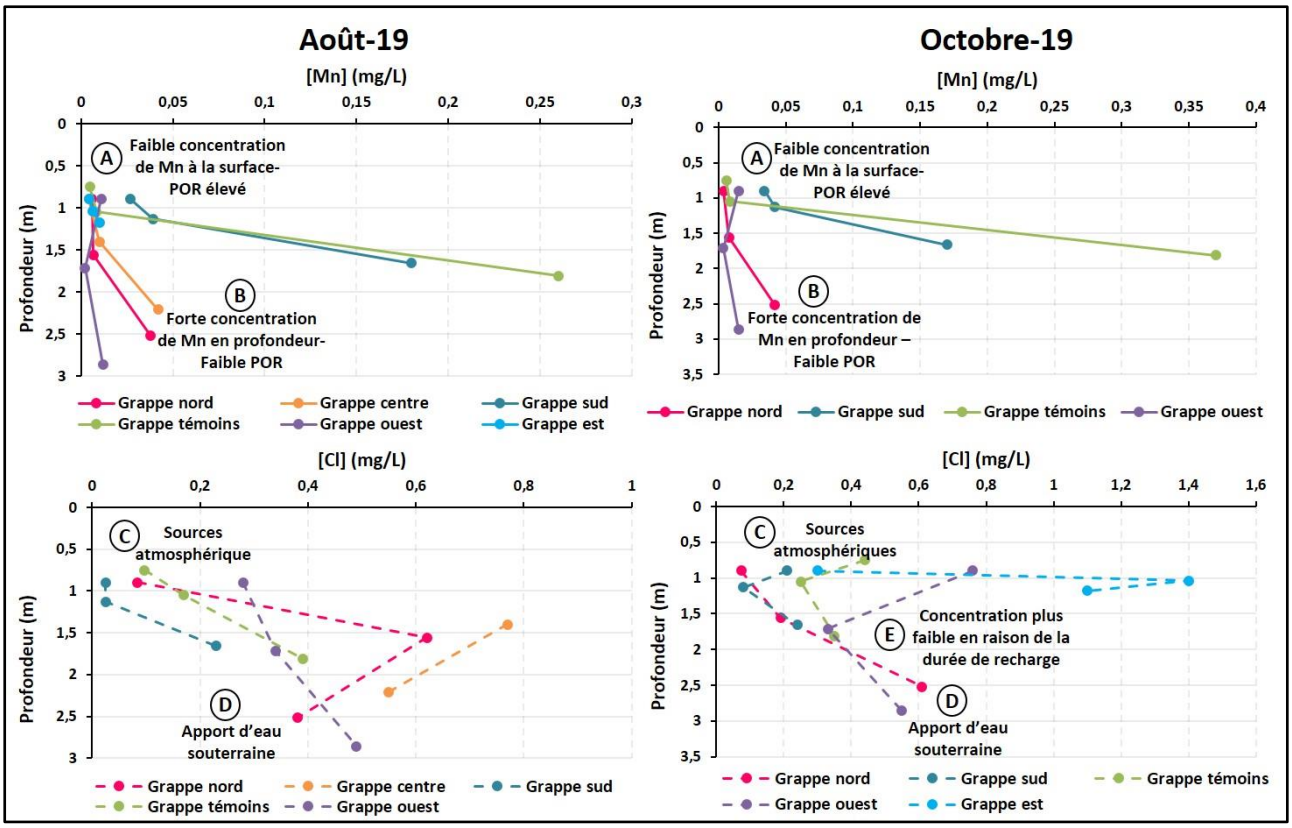


Figure 4.4 Variation des concentrations de Mn et Cl en août et octobre 2019

Les analyses des paramètres *in situ* (figure 4.5) montrent des variations systématiques pour le pH et le POR. Les données montrent une diminution générale du POR, de la température, de l'oxygène dissous (O_2) et une augmentation générale du pH avec la profondeur. Les données suggèrent aussi une augmentation du pH et du POR et une diminution de la température et de l'oxygène dissous en octobre par rapport au mois d'août et ce, pour la majorité des grappes. Les observations relatives aux conditions physicochimiques *in situ* et aux concentrations de Cl (élément conservateur) et Mn (élément non conservateur) sont cohérentes avec le modèle conceptuel de géochimie des tourbières présenté par Mitsch et Gosselink (2000). Le modèle conceptuel précité suggère une série de réactions d'oxydoréduction impliquant l'oxygène, les sulfates, les nitrates, le fer et le manganèse entre la surface (conditions plus oxydantes) et la base (conditions plus réductrices) de la tourbe. Ici, les teneurs en Cl (élément peu affecté par les conditions d'oxydoréduction) reflètent le transport de masse par advection, dispersion et diffusion au sein de la tourbe, alors que les teneurs en Mn (sensible aux conditions d'oxydoréduction) semblent plutôt refléter sa propension à demeurer en solution au sein du catotelme et sa propension à être immobilisé au sein de l'acrotelme.

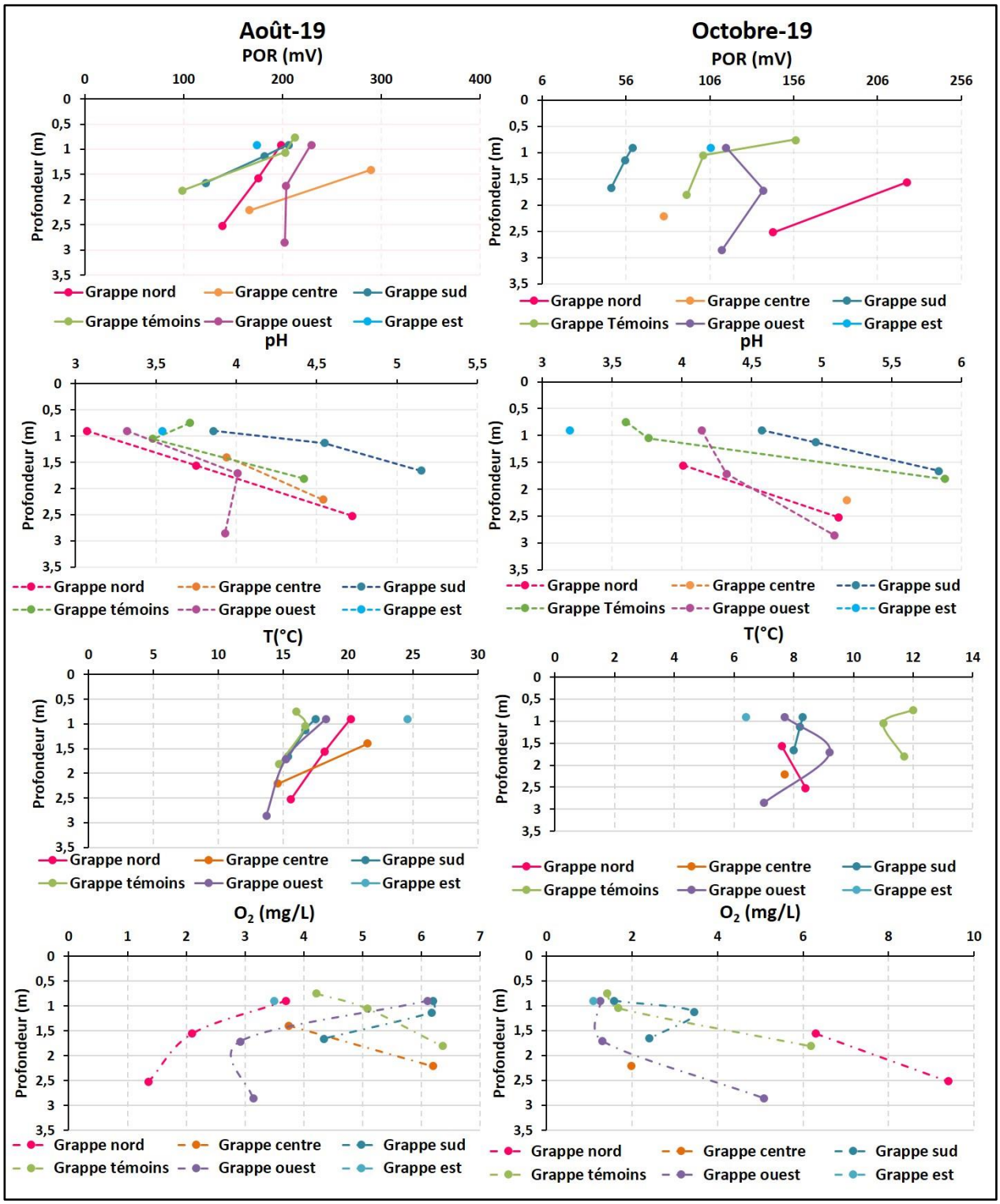


Figure 4.5 Les variations des paramètres in-situ dans le temps et dans l'espace

Les données δ^2H-$\delta^{18}O$ obtenues dans le cadre de la présente étude révèlent des compositions isotopiques distribuées le long de la droite des eaux météoriques locale (*Local Meteoric Water Line*; LMWL) (figure 4.7). Les données disponibles ne permettent pas de mettre en évidence des variations spatiales systématiques des compositions isotopiques de l'eau. Cette observation tend à suggérer que les processus de mélange sont efficaces au sein de la tourbière étudiée. Le mécanisme de mélange dispersif ou « *dispersive mixing* », qui constitue selon Reeve et al., (2001a) le mécanisme de transport dominant dans les tourbières, pourrait expliquer les compositions isotopiques observées. Les données pourraient vraisemblablement indiquer des apports issus de l'aquifère périphérique se mélangeant avec des précipitations dont la composition isotopique montre une forte variabilité temporelle (figure 4.6) (p. ex. : voir Rey et al., 2018; Ferlatte et al., 2011). Le mélange de ces eaux a été également observé par Isokangas et al., (2017) pour une tourbière située dans la région du *Aapa mire* dans le sud de la Finlande. Ces auteurs ont utilisé une méthode de bilan isotopique (δ^2H-$\delta^{18}O$) pour estimer la contribution relative de l'eau souterraine et des précipitations au sein de l'eau porale de la tourbe. Les auteurs ont de surcroît souligné l'importance de ce mélange entre différents types d'eau (précipitation, ruisselement et eau souterraine) car ce dernier influence la biodiversité au sein des tourbières.

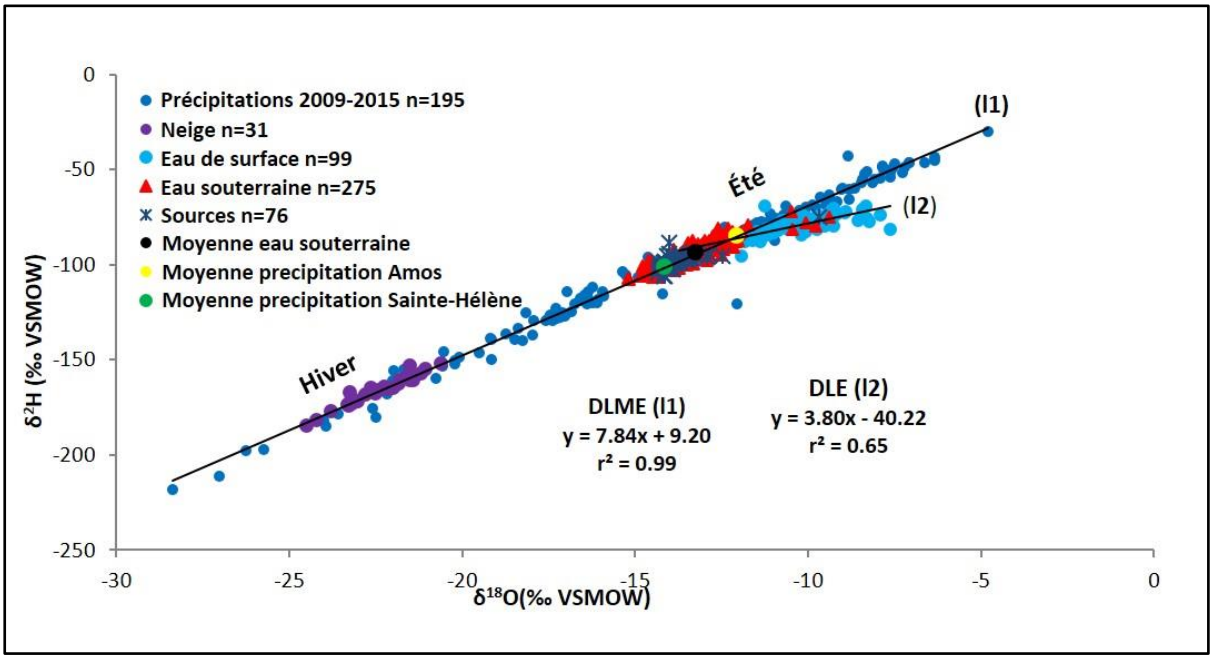


Figure 4.6 Composition isotopique des différents types d'échantillons en Abitibi-Témiscamingue (de Rey et al., 2018)

Les données isotopiques montrent également l'absence d'un enrichissement en isotopes lourds le long d'une droite évaporatoire locale, ce qui tend à indiquer que l'évaporation serait de faible ampleur dans le système étudié, lequel est vraisemblablement dominé par la transpiration.

Lorsque considérées conjointement, les données physicochimiques, chimiques et isotopiques permettent de proposer une interprétation conceptuelle du fonctionnement hydrogéochimique de la tourbière. D'une part, les compositions isotopiques suggèrent un système mélangé de façon dynamique, alors qu'il n'existe pas de variations systématiques entre la surface et le fond de la tourbière. D'autre part, les données de POR, pH et les concentrations de Mn tendent à indiquer que certains processus géochimiques, dont les réactions d'oxydoréduction, sont suffisamment efficaces pour engendrer des variations systématiques en fonction de la profondeur, nonobstant les processus de mélange dispersif. Dans un tel contexte, les processus physiques et chimiques semblent être en compétition pour l'établissement de la composition chimique de l'eau dans les dépôts tourbeux.

Le couplage entre les modèles de *SEEP/W* et *CTRAN/W* présentés ci-après permettent de simuler les mécanismes responsables de la variabilité des concentrations d'éléments conservateurs (par exemple: Cl) et non conservateurs (par exemple: Mn) dans la tourbière. À terme, ces simulations vont permettre de quantifier l'influence de l'advection, de la dispersion, de la diffusion et de la sorption sur la composition chimique des eaux interstitielles de la tourbe et les impacts potentiels de dénoyage des mines sur la qualité de l'eau.

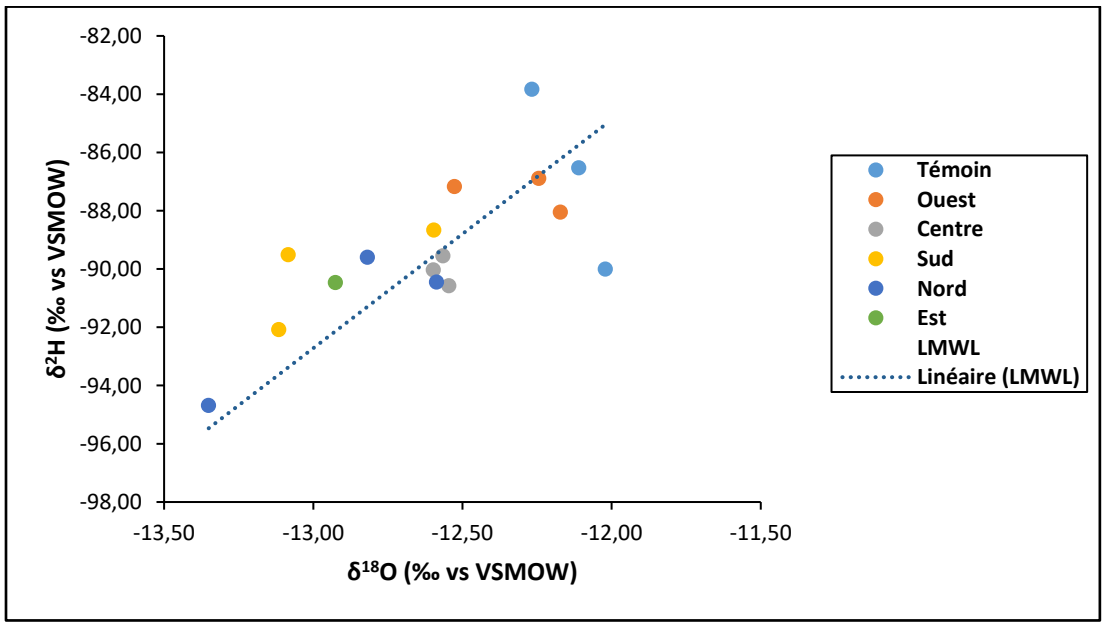


Figure 4.7 Composition isotopique des différents échantillons

4.2 Modélisation des écoulements et du transport de masse

4.2.1 Modèle numérique d'écoulement

4.2.1.1 Calibration en régime permanent

Le modèle numérique en régime permanent a été calibré en comparant les charges hydrauliques simulées et mesurées entre juin et août 2019. La meilleure calibration a été obtenu par l'ajustement des valeurs (1) de conductivités hydrauliques (tableau 4.1) et de (2) charges hydrauliques constantes aux limites du modèle. Les valeurs de la conductivité hydraulique calibrées se rapprochent des valeurs rapportées par Cloutier et al., (2016) pour la région ainsi que des valeurs calibrées par Rosa (2007) dans ses simulations appliquées à une tourbière de Lanoraie. La calibration a permis l'obtention d'un coefficient de détermination (R^2) de 0,85 entre les charges simulées et observées et d'une erreur quadratique moyenne (RMSE) égale à 0,026 m (figure 4.9). Ces valeurs sont jugées adéquates au sens de la norme ASTM relative à la calibration des charges hydrauliques (ASTM, 2008). Les résultats des simulations en régime permanent, y compris la position de la nappe et les lignes d'écoulement, sont présentés à la figure 4.8. Les simulations suggèrent des écoulements préférentiels au sein de l'acrotelme, avec un gradient hydraulique orienté du sud vers le nord. Le modèle suggère la prévalence de flux hydriques depuis la tourbière, en direction des couches inorganiques sous-jacentes, en réponse aux gradients hydrauliques descendants. En ce sens, les tourbières semblent jouer un rôle sur le maintien des charges hydrauliques au sein de l'aquifère inorganique.

Tableau 4.1 La conductivité hydraulique calibrée pour chaque matériau

Matériau	K calibrée (m/s)
Acrotelme	2.10^{-2}
Zone de transition	3.10^{-4}
Catotelme	2.10^{-8}
Sédiments inorganiques	$5,25 .10^{-4}$
Socle rocheux	$6,23 .10^{-4}$

L’erreur observée sur les niveaux d’eaux simulées s’explique vraisemblablement en grande partie par l'hétérogénéité des conductivités hydrauliques horizontales dans la tourbe, une condition qui n'est pas prise en compte dans le modèle. L'erreur pourrait également s’expliquer par l'inexactitude de l’élévation du modèle et de la topographie de référence qui ont été estimées à partir des mesures de GNSS pour chaque piézomètre. Finalement, l’erreur associée au taux de recharge peut avoir une influence sur le modèle. Afin de tester la sensibilité des simulations par rapport à ces paramètres, différents tests ont été réalisés en faisant varier la conductivité hydraulique (par un facteur ±2), l’anisotropie de conductivité hydraulique (par un facteur ±2), la recharge (par un facteur ±2) et la charge hydraulique au droit des limites du modèle (changements de ±1 m). Les principaux résultats de ces tests ont été illustrés aux figures 5.1 à 5.4 de l’annexe D. Les résultats suggèrent que les simulations sont sensibles aux changements de tous les paramètres testés et que la conductivité hydraulique et les conditions aux limites représentent les principaux facteurs d’influence.

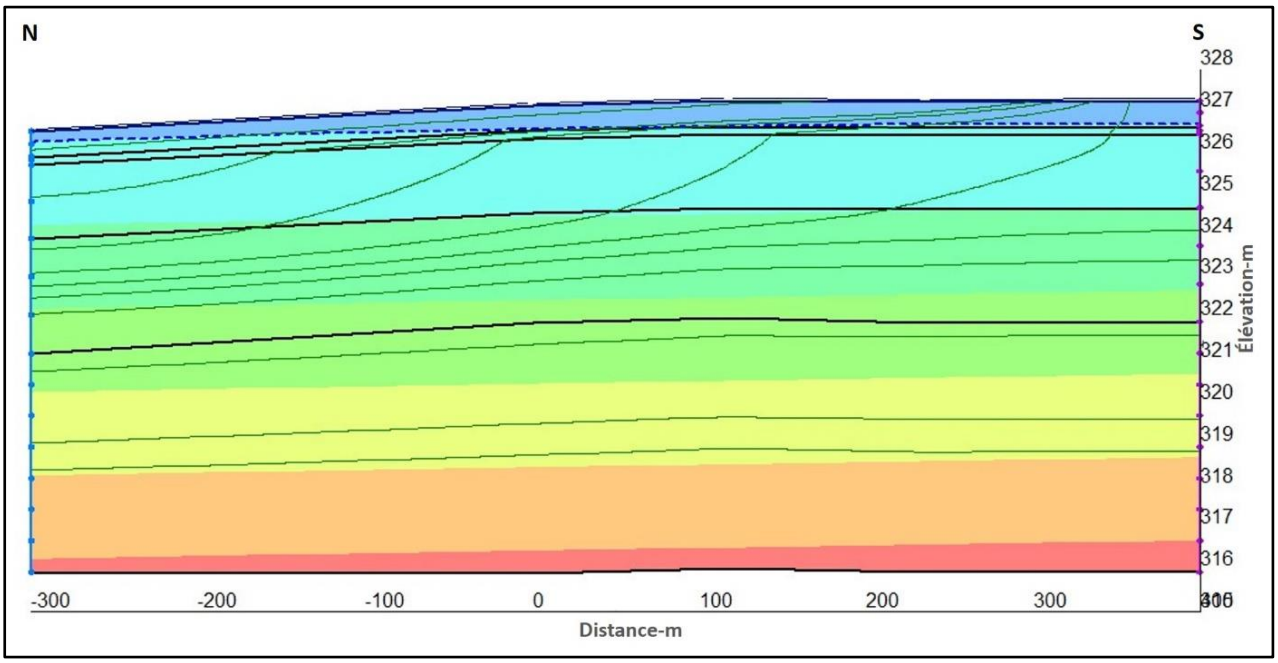


Figure 4.8 Résultat de calibration en régime permanent. Le niveau de la nappe est représenté par la ligne bleue en pointillé tandis que les lignes d’écoulement sont en vert

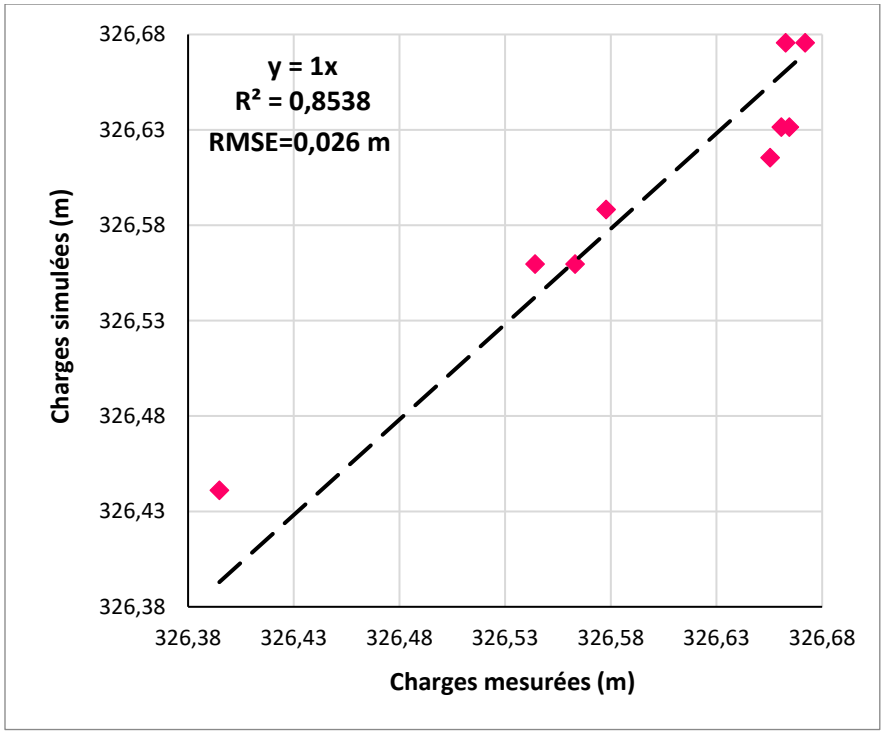


Figure 4.9 Charges hydrauliques simulées et observées à neuf piézomètres d'observation le long du transect N-S pendant la période juin-août 2019. Le coefficient de détermination (R^2) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sont indiqués

4.2.1.2 Calibration en régime transitoire

Le modèle numérique en régime transitoire a été calibré en comparant les données issues du suivi des charges hydrauliques de terrain avec les données issues des simulations numériques. Les effets induits par les échantillonnages sont simulés en induisant un pompage ponctuel. Par mesure de simplification, les piézomètres situés à profondeur moyenne ont été utilisés pour la calibration du modèle. Ces derniers sont jugés comme étant les plus représentatifs des conditions prévalant dans les dépôts tourbeux car les piézomètres de surface sont secs une partie de l'été, alors que les piézomètres profonds pourraient être influencés de façon plus marquée par les variations de charges hydrauliques ayant lieu dans les dépôts inorganiques sous la tourbière (les résultats des simulations pour les piézomètres de surface et profond sont illustrés dans l'annexe E). Les charges hydrauliques simulées (et observées) sont plus élevées au printemps, en raison de la fonte des neiges qui recharge le système d'eau souterraine, et plus faibles vers la fin de l'été, en réponse à la transpiration et à l'export d'eau aux limites latérales et inférieures de la tourbière (figure 4.10).

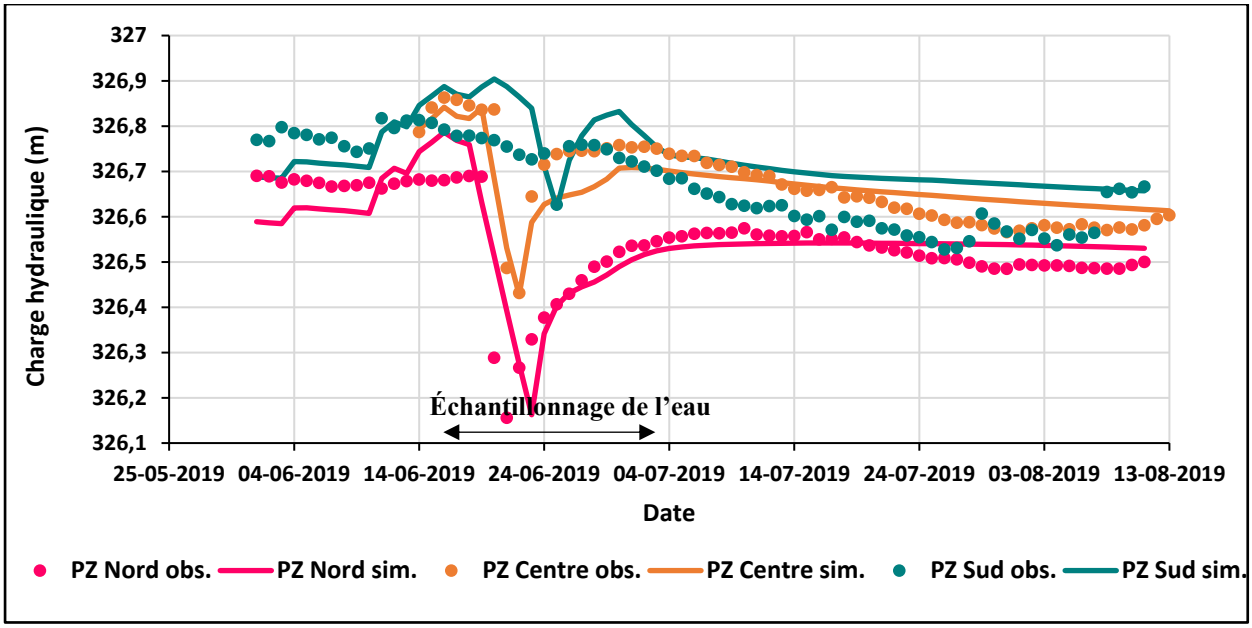


Figure 4.10 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres moyens nord, centre et sud pendant la période juin-août 2019

La comparaison des charges hydrauliques simulées vs observées montre une correspondance significative pour la grappe nord. En contrepartie, pour les grappes centre et sud, les valeurs simulées sont parfois sous-estimées par rapport à celles observées, notamment lors de l'étiage estival. Cette différence est vraisemblablement causée en partie par une hétérogénéité spatiale dans la conductivité hydraulique ou la CRE de l'acrotelme. En raison des conductivités hydrauliques significativement plus élevées dans les couches supérieures de tourbe (l'acrotelme et la couche de transition), le modèle simule le mouvement des eaux souterraines à travers la tourbière principalement dans les premiers 0,4 m de la colonne de la tourbe. Ceci peut se voir par l'utilisation de l'option « *show vectors* » dans *SEEP/W*, alors que la taille des flèches représentées par le logiciel reflète l'ampleur du débit qui transite le système (annexe F). La dominance de ces flux superficiels a également été suggérée dans d'autres études (p.ex :, Devito et al., 1996; Levison et al., 2014). Le modèle numérique développé ici simule uniquement des gradients hydrauliques vers le bas, ce qui suggère des flux d'eau depuis la tourbe vers l'unité inorganique sous-jacente. Le modèle calibré ne permet pas de représenter l'inversion des gradients hydrauliques observé dans la figure 4.3. Ces inversions ont été attribuées à l'interaction des systèmes d'écoulement à l'échelle régionale et locale (Devito et al., 1997). Des observations réalisées dans des études antérieures suggèrent que la prise en compte de l'hétérogénéité de la tourbe peut améliorer la simulation des flux verticaux (Reeve et

al., 2000). Généralement, les systèmes d'écoulement verticaux dans les dépôts tourbeux sont favorisés par les interactions avec (1) les dépôts minéraux relativement perméables sous-jacents à la tourbe qui sont reliés hydrauliquement à des zones de recharge distantes et (2) l'aquifère rocheux (Reeve et al., 2001a). Il semble que le modèle développé dans le cadre de la présente étude ne permet pas de représenter ces mécanismes, possiblement en raison du fait que les conditions limites sont des charges constantes et que ces dernières ne permettent pas de représenter les variations de charge dans l'aquifère régional. Romanowicz et al., (1993) ont de surcroît montré que la libération rapide de méthane observée pendant les périodes de sécheresse peut entrainer une variation rapide de la charge hydraulique dans la tourbe, et ainsi causer des inversions des gradients hydrauliques verticaux. Un tel mécanisme n'a pas été considéré ici. Pour les besoins de la présente étude, la calibration obtenue (Figure 4.9) a été jugée satisfaisante, malgré les limites précitées.

4.2.2 Modélisation du transport de masse

4.2.2.1 Impact des processus physiques du transport

Pour une source de soluté conservateur de concentration constante se situant à l'interface entre la tourbe et le matériel granulaire inorganique sous-jacent, seuls les processus de transport au sein de la tourbe sont interprétés. Les résultats des simulations montrent que l'augmentation de la dispersivité entraine une distribution de concentration verticale plus cohérente avec les observations issues des échantillonnages géochimiques associés aux paramètres conservateurs (isotopes stables de l'eau et Cl), lesquelles tendent à révéler un système où le mélange dispersif est efficace au sein de la tourbe (figure 4.11). Les concentrations maximales à la surface de la tourbe (dans l'acrotelme) ont été atteintes avec l'augmentation de la dispersivité à une valeur de 2 m après 766 jours. Pour ce scénario, le mécanisme de dispersion a permis le transport des éléments vers la surface de la tourbe malgré l'absence de gradients hydrauliques verticaux orientés vers le haut. Les simulations suggèrent des concentrations en soluté qui décroissent depuis la base du profil de tourbe jusqu'à la surface (figure 4.11). Cela reflète la conservation de masse et l'effet de la dispersion. Plus le panache de soluté est étalé (dispersé), plus la concentration devient faible. Des trois modes possibles de transport vers le haut pour les solutés identifiés par Reeve et al., (2000; 2001a) pour les tourbières (diffusion, advection ascendante et dispersion transversale entraînée par un écoulement horizontal), il semble que la dispersion transversale soit le mécanisme prépondérant (Reeve et al., 2000; 2001a).

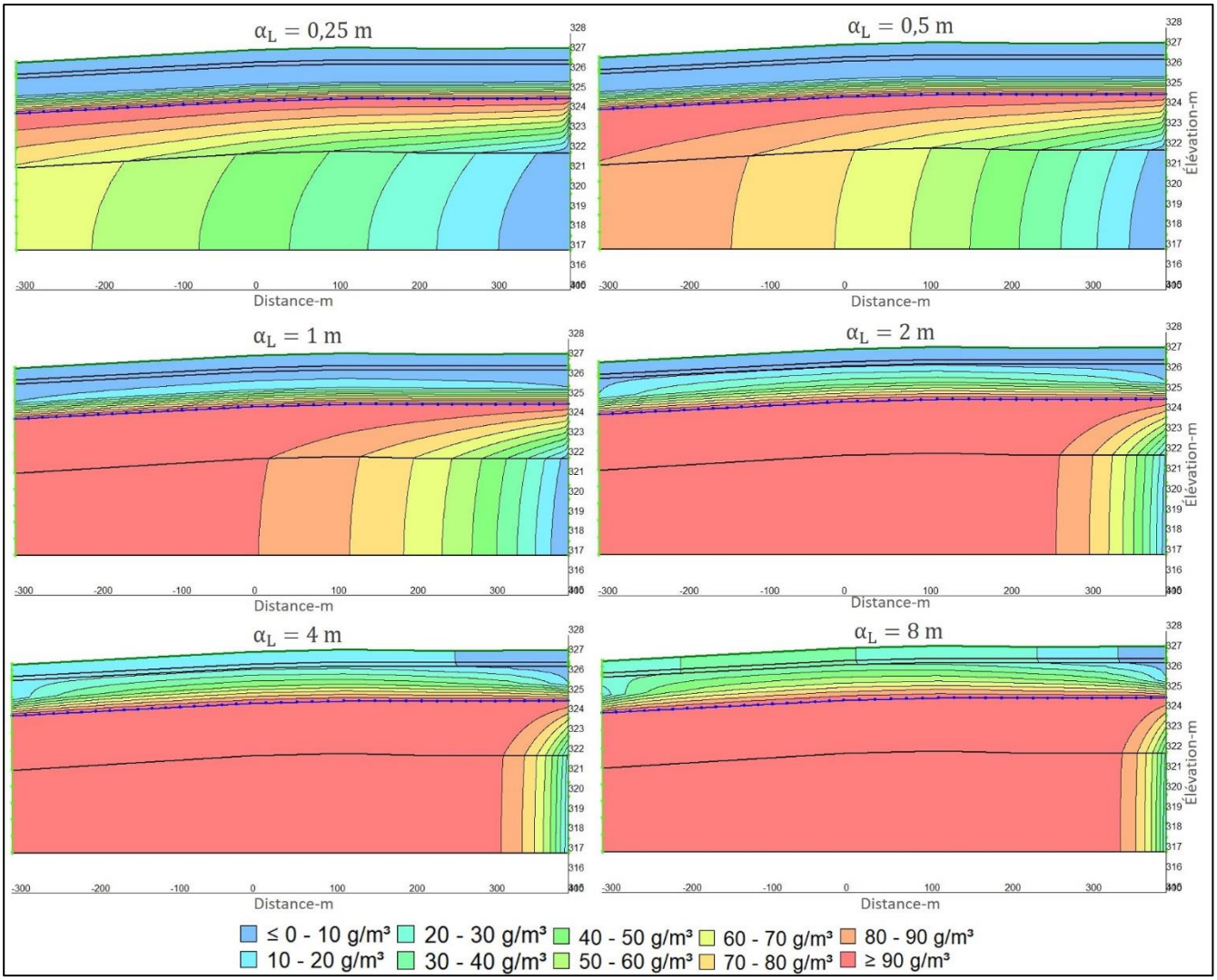


Figure 4.11 L'évolution de panache de concentration pour une source qui se situe à l'interface entre la tourbière et l'unité de minéral sous-jacente à différentes valeurs de dispersivité pour une durée de 1000 jours

Pour une source de soluté conservateur qui se situe à la surface de l'acrotelme, les résultats des simulations suggèrent que le transport de masse s'effectue préférentiellement dans la couche supérieure du modèle (les concentrations sont plus élevées ≥90 g/m^3). Cela est cohérent avec la forte conductivité hydraulique de l'acrotelme. Le panache de soluté migre néanmoins jusque dans le catotelme en raison de l'advection descendante et de la dispersion, même pour de faibles valeurs de dispersivité (figure 4.12). Les simulations suggèrent qu'un soluté conservateur injecté à la surface de l'acrotelme mettrait environ 200 jours pour atteindre l'aquifère du socle rocheux sous-jacent pour une valeur de α_L = 4 m. De façon générale, les simulations ainsi réalisées tendent à

indiquer que la dispersion d'un soluté conservateur issu de la surface serait plus rapide que la dispersion d'un soluté conservateur issu de l'interface tourbe-minéral. Les résultats sous forme de graphique se trouvent dans l'annexe G.

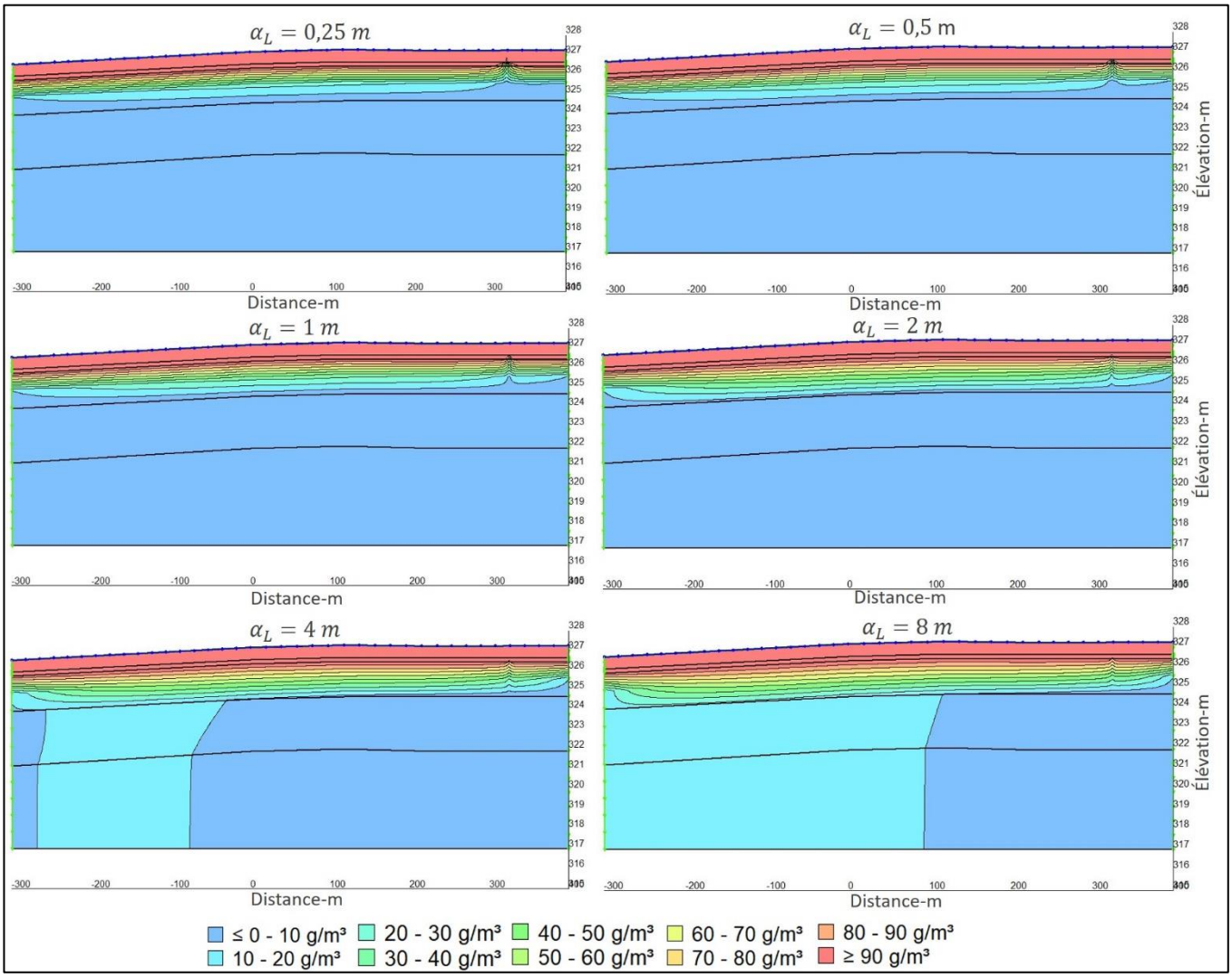


Figure 4.12 L'évolution de panache de concentration pour une source qui se situe à la surface du système à différente valeur de dispersivité pour une durée de 1000 jours

Des tests additionnels ont été effectués afin d'évaluer l'influence de la diffusion sur le transport de masse dans le système étudié. L'approche retenue a consisté à augmenter graduellement le coefficient de diffusion pour chaque valeur de dispersivité afin d'identifier le seuil à partir de lequel la diffusion commence à influencer significativement le transport de masse (figures 4.13 et 4.14). Les résultats obtenus suggèrent qu'un coefficient de diffusion de l'ordre de $3x10^{-8}$ m^2/s serait requis pour influencer significativement le transport de masse ascendant dans la tourbière étudiée, pour

des valeurs de α_L comprises entre 0,5 m et 2 m. À ce jour, le coefficient de diffusion de la tourbe au site d'étude demeure inconnu, la présente analyse demeure donc uniquement théorique.

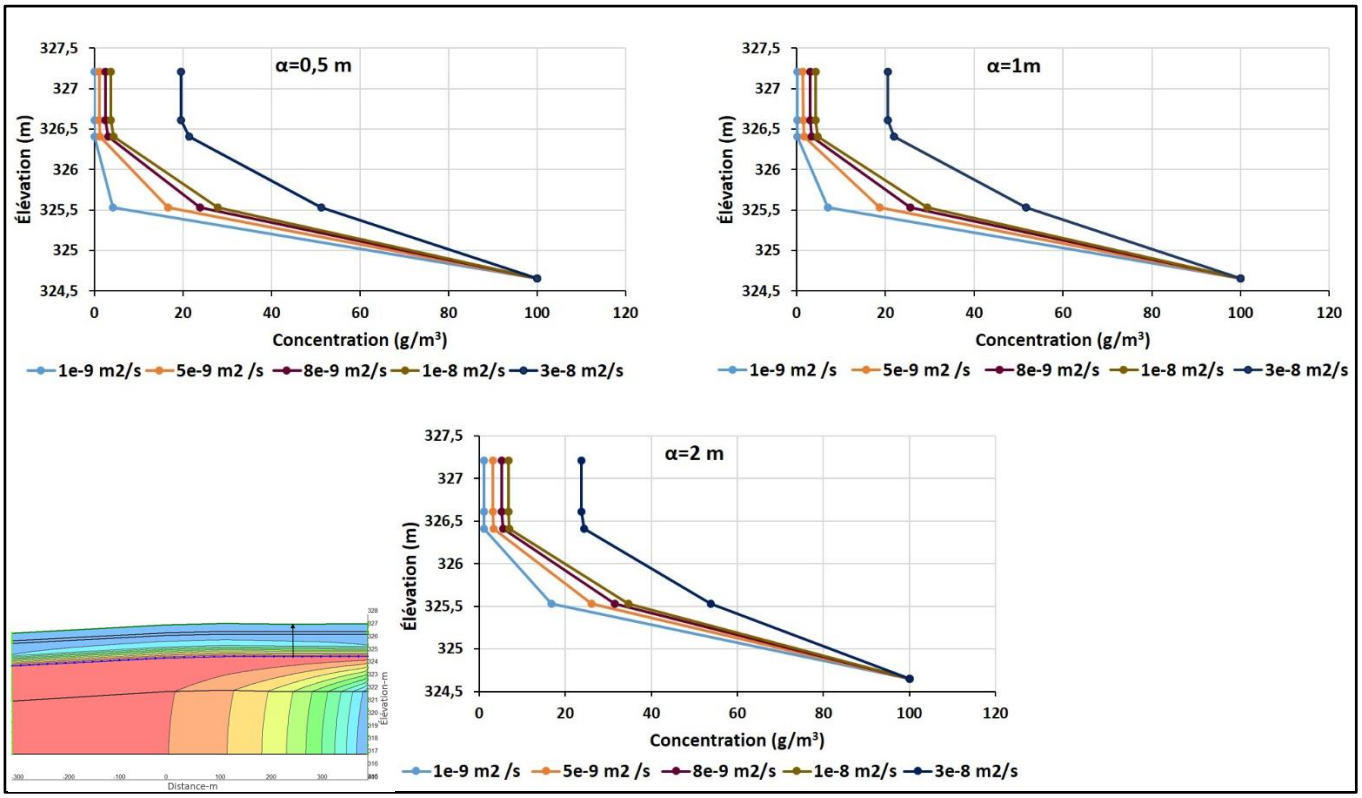


Figure 4.13 Effet de la diffusion sur le transport d'un élément qui se situe à l'interface pour une durée de 1000 jours (la flèche noire vers le haut indique la position du graphique)

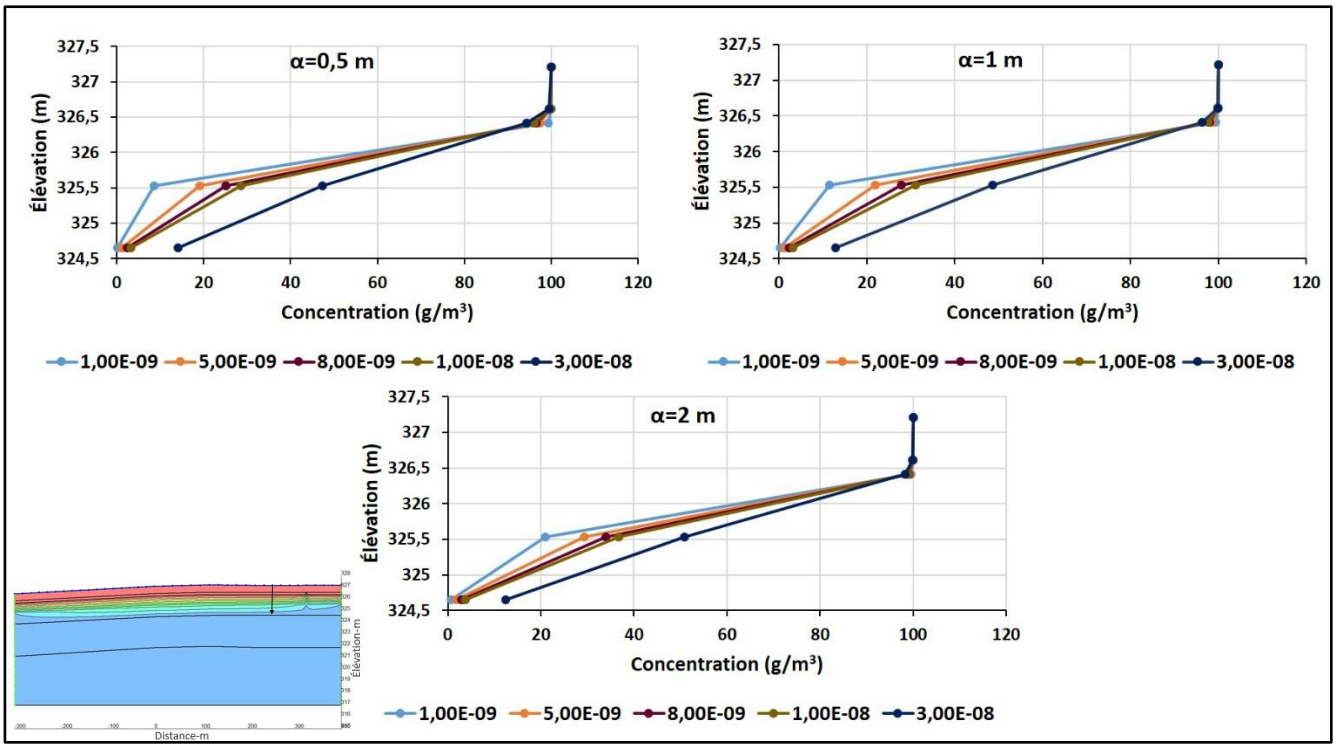


Figure 4.14 Effet de la diffusion sur le transport d'un traceur conservateur qui se situe à la surface pour une durée de 1000jours (la flèche noire vers le bas indique la position du graphique)

De façon générale, les résultats des simulations suggèrent que la dispersion et l'advection ont un effet important sur le transport des solutés dans les tourbières à des échelles de temps similaires à la durée de vie d'une mine (années), alors que la diffusion peut intervenir à des échelles temporelles plus longues. De surcroît, selon Reeve et al., (2000; 2001a), les oscillations induites par les inversions de gradients hydrauliques tendent à accroître le mélange dispersif au sein de la tourbe.

4.2.2.2 Impact de la l'adsorption sur le transport de masse

Les résultats des simulations suggèrent que l'efficacité de rétention des éléments par la matrice poreuse des tourbières peut différer. Les éléments caractérisés par un K_d faible (proche de zéro; p.ex. Sb, Cl) sont plus mobiles que les éléments caractérisés par un K_d plus élevé (p.ex. Cu et Pb) (figure 4.15 : la position du profil correspond à celle illustrée aux figures 4.13 et 4.14). Cette observation est cohérente avec les résultats obtenus par Okkenhaug et al., (2017). Ces auteurs ont de surcroît montré que le transport du Pb et du Cu est favorisé par le COD, tandis que le transport du Sb se fait à la fois sous forme de $Sb(OH)_6^-$ dissous et de Sb complexé, ce qui explique la différence de leur comportement vis-à-vis des processus d'adsorption dans les tourbières.

Les mécanismes d'adsorption associés aux tourbières ont été largement étudiés par d'autres auteurs, certains ayant montré que les tourbières constituent des systèmes de traitement efficace pour les effluents miniers. Par exemple Palmer et al., (2015) ont montré que les tourbières constituent un système de purification efficace pour la rétention de contaminants tels As, Sb et Ni et qu'elles ont une longue durée de vie pour assurer un traitement efficace. Selon ces auteurs, l'immobilisation des contaminants résulte principalement de processus d'adsorption, lesquels dépendent essentiellement de la quantité de sites de sorption actifs. La capacité d'adsorption des sols tourbeux diffère d'un élément à un autre, probablement en raison (1) des différences dans les mécanismes de rétention, (2) de la mobilité différente des contaminants, (3) de la composition chimique des effluents, (4) de la teneur en matière organique et (5) des conditions Eh-pH (Nieminen et al., 2002; Rakotonimaro et al., 2019). À titre d'exemple, Palmer et al. (2015) ont montré que l'adsorption de Ni est plus importante que celle d'As et Sb. En revanche, la lixiviation des contaminants peut se produire lorsqu'il y a percolation accrue d'eau au sein des systèmes de traitement tourbeux, par exemple lors d'apports issus des eaux de la fonte des neiges.

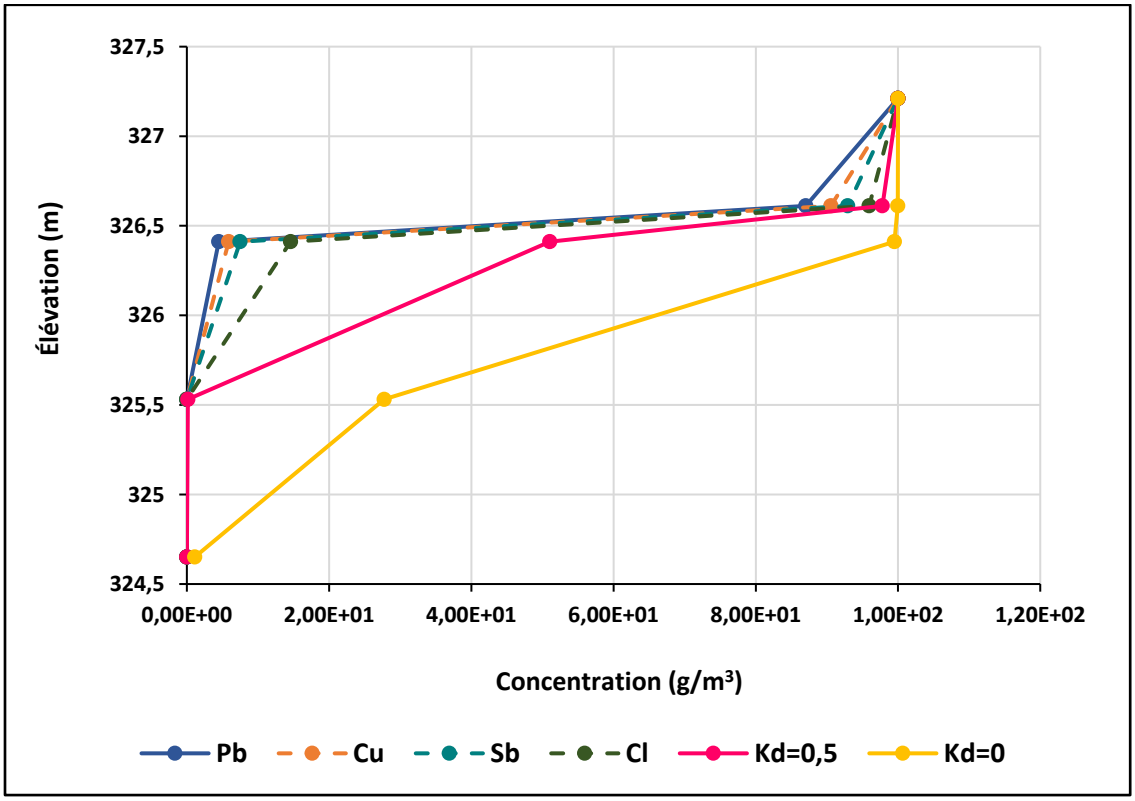


Figure 4.15 Impact de l'adsorption sur le transport des éléments depuis la surface pour une durée de 1000 jours ($pour\ \alpha_L = 1$ m)

4.2.3 Impact de dénoyage de la mine sur les tourbières

La modélisation hydrogéologique peut être utilisée à différentes étapes du cycle de développement d'une mine. Il s'agit d'un outil utilisé pour évaluer les écoulements d'eau souterraine de façon prédictive et rétrospective (Domingue, 2017) et pour le suivi des effets environnementaux en lien avec les plans de gestion des eaux souterraines (Wels et al., 2012). Dans le cas de la présente étude, seule des simulations prédictives peuvent être réalisées, car la mine Akasaba Ouest n'est pas encore active. Des simulations ont donc été effectuées afin de quantifier l'impact initial du dénoyage de la future mine Akasaba Ouest sur les niveaux d'eaux ainsi que le transport de masse au sein de la tourbière étudiée. La compréhension de ces mécanismes s'avère essentielle pour mieux anticiper les impacts du dénoyage, car ce dernier est susceptible d'affecter la décharge de l'eau dans le réseau hydrographique, le transport des nutriments et des contaminants (Kirk et St. Louis, 2009), le climat régional (Rouse et al., 1992) et le cycle du carbone (Gorham, 1991; Roulet, 2000). En effet, l'objectif du dénoyage est d'abaisser le niveau de la nappe (en utilisant une combinaison de méthodes, telles que des puits profonds, des puits à vide, des puits horizontaux et le dénoyage au sein même de la fosse) pour assécher les ouvertures minières. La présente section traite surtout des impacts du dénoyage des fosses minières sur l'environnement, et plus particulièrement sur les tourbières puisque ces dernières hébergent des écosystèmes à grande valeur écologique. L'impact du dénoyage d'une fosse peut être subdivisé en deux composantes : 1) l'impact physique concerne le rabattement induit dans les aquifères en réponse au dénoyage de la mine et 2) l'impact chimique concerne les changements géochimiques, dont la modification des processus de transport de masse (sujet abordé spécifiquement ici).

4.2.3.1 Impact sur les écoulements

Le système de dénoyage à utiliser pour une mine dépendra des conditions hydrogéologiques locales et des exigences de construction spécifiques à l'exploitation envisagée. Pour les besoins des simulations associées à la présente étude, des conditions limites ont été attribuées sur les faces d'excavation afin de représenter l'effet du dénoyage. Les conditions aux limites retenues consistent en (1) une condition de suintement potentiel (*potential seepage boundary*) pour la paroi oblique (latérale) de l'ouverture minière (ligne bleu) et (2) une condition de pression nulle pour le fond de la fosse (ligne rouge) (figure 4.16). Ces conditions ont été appliquées pour quatre scénarios jugés représentatifs du stade initial des travaux d'excavation de la fosse anticipée, depuis la désaturation

de l'acrotelme jusqu'à la dépressurisation de l'aquifère de socle rocheux (figure 4.16). Les simulations ont été réalisées en régime permanent afin d'illustrer l'impact hydrologique qui pourrait être atteint pour un système à l'équilibre.

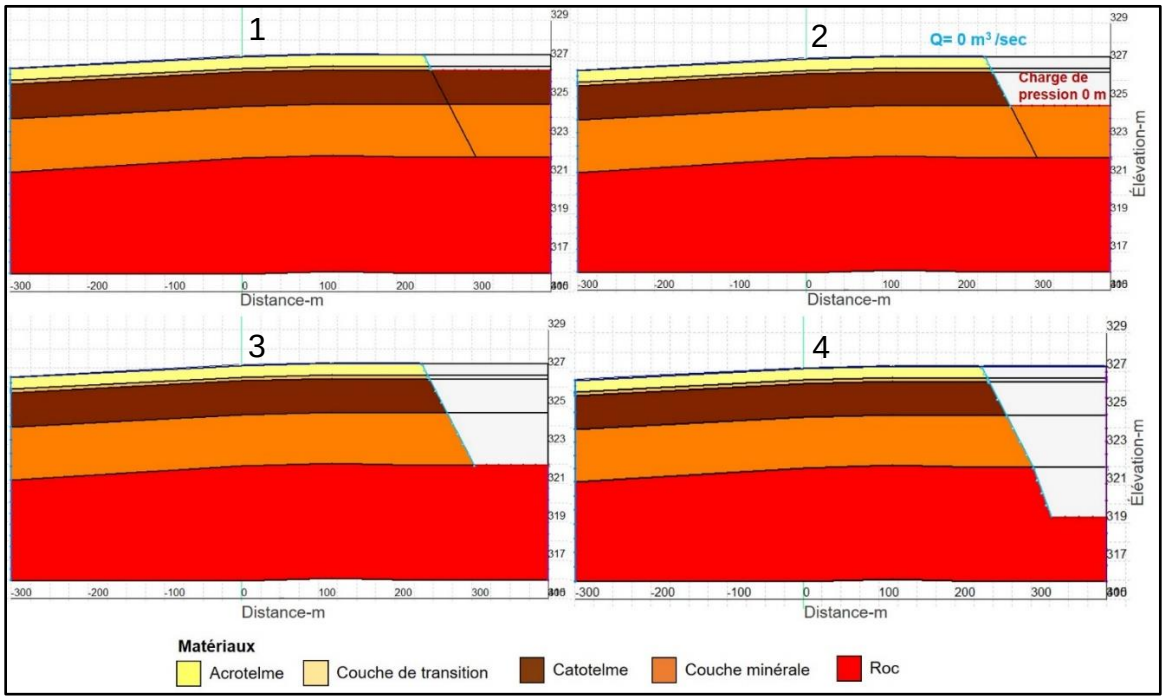


Figure 4.16 Les quatre scénarios de l'évolution de la fosse ainsi que les conditions aux limites appliquées

Les simulations réalisées suggèrent que le dénoyage de la fosse engendre la création d'un cône de rabattement (représenté par la ligne en pointillé bleu) dont la géométrie évolue significativement pour les quatre scénarios modélisés (figure 4.17). À l'initiation du dénoyage (scénarios 1 et 2), le dénoyage engendre un rabattement selon un cône évasé au sein de l'acrotelme, alors que le cône rabattement est abrupte au sein du catotelme en raison de sa faible conductivité hydraulique. Pour ces deux scénarios, les impacts du dénoyage semblent demeurer relativement modestes. Néanmoins, pour les scénarios 3 et 4, qui impliquent un dénoyage partiel de la couche de matériel inorganique sous-jacent à la tourbe et celle du roc, le rabattement au sein de la tourbe se propage jusqu'à des distances atteignant plus de 400 m. Cette observation s'explique par la conductivité hydraulique plus élevée de l'unité inorganique sous-jacente par rapport à la conductivité hydraulique du catotelme. Cette affirmation est cohérente avec les résultats observés par Whittington et Price (2012 et 2013) pour un site minier situé en Ontario, malgré la différence de l'environnement hydrogéologique des deux sites. En effet, les auteurs de l'étude précitée ont

constaté que le dénoyage minier a engendré une diminution du niveau de la nappe au sein des tourbières et une augmentation des gradients hydrauliques en périphérie de biohermes créant des liens hydrauliques entre le roc fracturé et les dépôts tourbeux. Dans ce contexte, la dépressurisation de l'aquifère granulaire représente la principale voie d'assèchement des dépôts tourbeux. Cela tend à suggérer que le seuil critique à partir duquel le dénoyage de la mine affectera la tourbière correspond au stade de dénoyage de l'aquifère granulaire (figure 4.18).

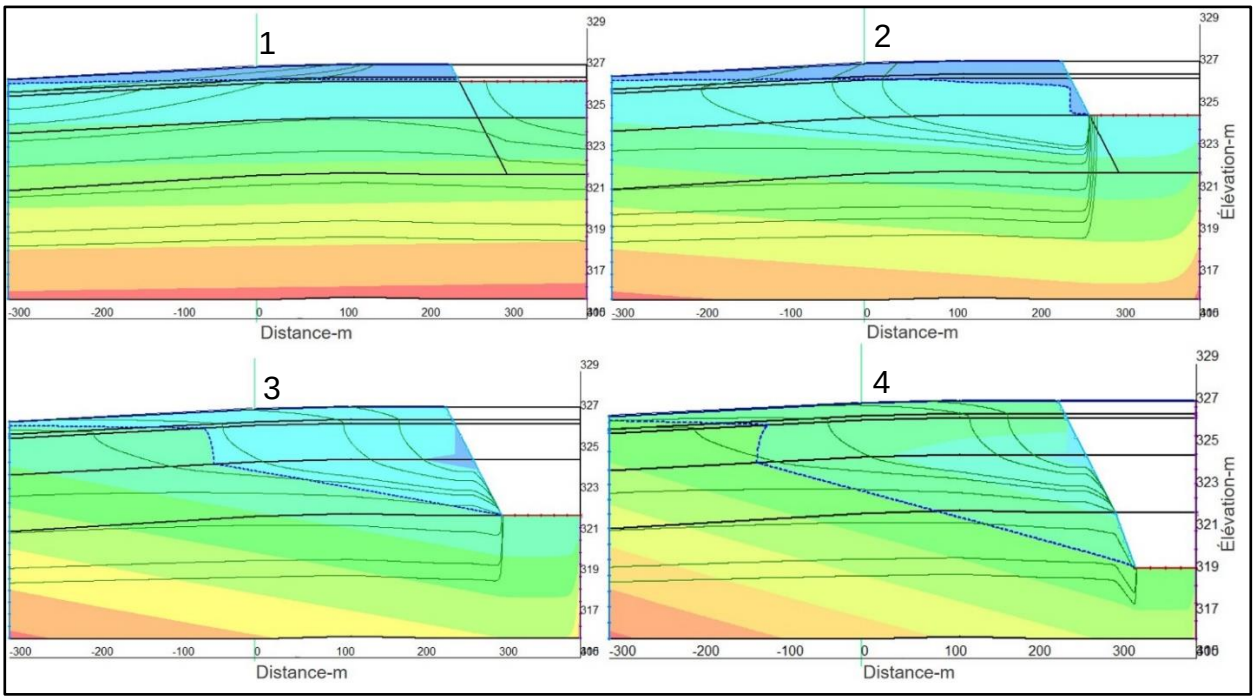


Figure 4.17 Impact de dénoyage sur l'hydrogéologie des tourbières

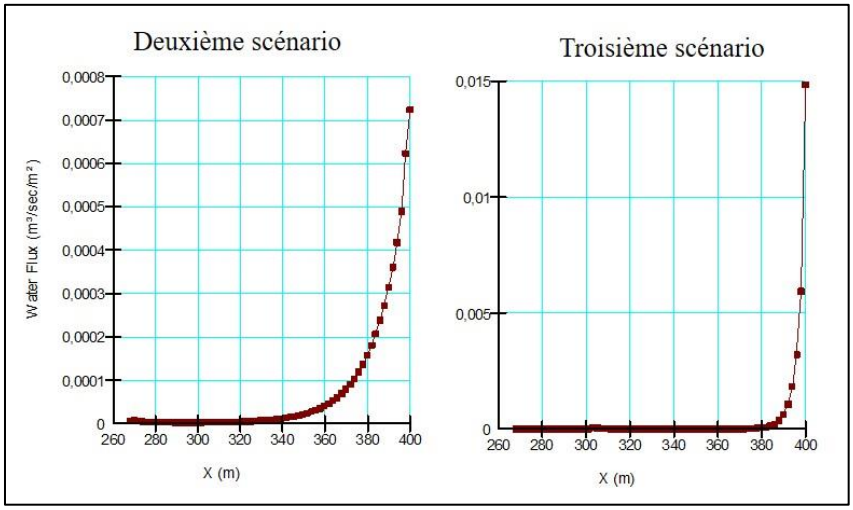


Figure 4.18 Quantité d'eau à la sortie du système pendant le dénoyage

4.2.3.2 Impact sur le transport de masse

Les simulations réalisées avec *SEEP/W* ont révélé que le dénoyage de la fosse anticipée serait susceptible de créer un piège hydraulique ayant un impact significatif sur la configuration des écoulements au sein de la tourbière. La modification ainsi créée aura un impact sur le transport de masse dissoute au sein de la tourbière. Des simulations ont été effectuées avec le module *CTRAN/W* (couplé avec le modèle de dénoyage réalisé par *SEEP/W*) afin d'évaluer quantitativement les effets potentiels du dénoyage sur le transport de masse dissoute. Les mêmes conditions limites que celle discutées à la section 4.2.2 ont été utilisées pour ces simulations en régime transitoire. Les simulations ainsi réalisées mettent en évidence l'importance des liens hydrauliques entre les tourbières et les dépôts sous-jacents. La figure 4.19 montre les courbes de concentrations simulées pour un traceur conservateur qui se situe à la surface pour différents pas de temps et différentes valeurs de dispersivité. Les résultats obtenus pour les cas 1 et 2, qui correspondent à des faibles valeurs de dispersivité, montrent que le soluté conservateur se propage dans toute la colonne de tourbe (selon l'axe z) lors du dénoyage de l'aquifère granulaire sous-jacent à la tourbe, avec une plus grande pénétration plus près du fossé, où les gradients hydrauliques sont plus élevés (annexe H). En contrepartie, la concentration du soluté a diminué par rapport l'état initial pour les deux premières phases de dénoyage (figure 4.19). Les cas 3 et 4, qui correspondent à des valeurs de dispersivité de 1 et 3 m respectivement, ne montrent pas une différence significative entre les conditions de dénoyage et l'état initial de système en ce qui a trait à la concentration du soluté au niveau de l'axe de référence (figure 4.19 : la position du profil correspond à celle illustrée aux figures 4.13 et 4.14).

Dans l'ensemble, les résultats issus des modélisations suggèrent que l'impact du dénoyage sur le transport de masse s'accentue lorsque le dénoyage engendre une désaturation de l'aquifère inorganique sous-jacent à la tourbe. Un tel impact sur le transport des éléments serait susceptible d'affecter la géochimie des eaux de la tourbière, ce qui pourrait engendrer des changements dans la biodiversité et le stockage de carbone au sein de la tourbière (Reeve et al., 1996, Strack et al., 2008, Anderson et al., 2011). Ces aspects devront être évalués advenant le dénoyage de la fosse.

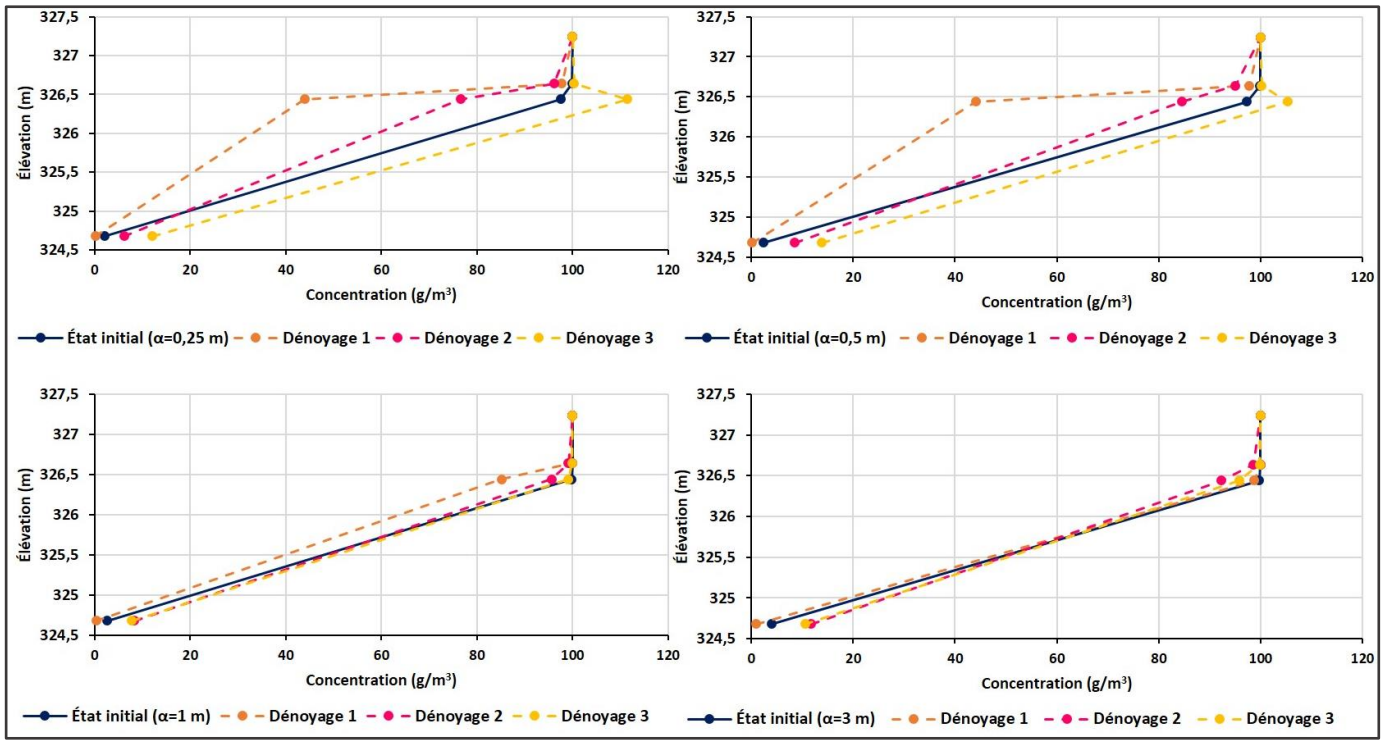


Figure 4.19 Impact de dénoyage sur le transport des éléments qui se situent à la surface de la tourbe

CHAPITRE 5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

5.1 Sommaire des réalisations et nouvelles connaissances

La documentation des impacts anthropiques sur les aquifères et les milieux humides représente un enjeu critique tant sur le plan sociétal que scientifique. Pour la région de l'Abitibi-Témiscamingue, la question de l'impact du dénoyage des mines sur les aquifères est essentielle, considérant (1) l'intensité de l'activité minière, (2) la forte dépendance de la population envers les eaux souterraines et (3) l'abondance des milieux humides largement constitués de tourbières. La présente étude s'insère dans ce contexte et vise à développer des approches permettant d'évaluer l'impact du dénoyage des mines à ciel ouvert sur l'hydrogéochimie des aquifères et des tourbières. Le site de référence est celui du projet de mine à ciel ouvert Akasaba Ouest, où l'exploitation pourrait débuter dans un avenir rapproché. L'étude revêt une originalité singulière car les questions relatives aux impacts du dénoyage des mines sur les aquifères et les milieux humides demeurent à ce jour très peu documentées dans la littérature scientifique. Cela représente une entrave majeure à la protection des milieux humides en périphérie des sites miniers. De surcroit, puisque le site visé pour la réalisation de l'étude pourrait entrer en opération dans un avenir proche, il pourrait y avoir une opportunité sans précédent de comparer les résultats de simulations à des observations de terrain réalisées en temps réel, selon un monitoring hydrogéochimique détaillé. En revanche, la configuration du réseau de suivi devra évoluer en fonction de l'évolution du cône de rabattement engendré par l'activité minière.

Le travail réalisé dans le cadre de ce projet de recherche a comporté deux principaux volets. Le premier volet a consisté en l'acquisition de données de terrain en lien avec les variations spatiotemporelles des charges hydrauliques et de la composition chimique de l'eau au sein d'une tourbière. Le second volet a consisté en la réalisation de simulations numériques visant à fournir une compréhension quantitative des écoulements et du transport de masse dans la tourbière étudiée. Dans les deux cas, il s'agissait de développer des connaissances permettant de mieux comprendre l'écoulement des eaux souterraines et les processus de transport de masse dans la tourbe, tant pour des conditions naturelles que pour des scénarios visant à représenter l'influence du dénoyage minier.

Les travaux de terrain réalisés dans le cadre du projet ont inclus l'installation de 18 piézomètres au sein de la tourbière qui se situe à la proximité immédiate de la potentielle future fosse Akasaba Ouest. Les résultats de suivi hydrogéologique montrent que les charges hydrauliques sont comprises entre ~ 326,85 m à la mi-juin et ~ 326,5 m au début août, avec des valeurs généralement décroissantes tout au long de l'été. Cela suggère qu'il y a un changement négatif d'emmagasinement d'eau dans la tourbière tout au long de l'été en raison de l'effet combiné des flux d'eau (hors de la tourbière) et de l'évapotranspiration. D'autre part, les données révèlent que le gradient hydraulique vertical est ascendant durant le mois de juillet, puis devient descendant lors du mois d'août. Cette inversion de gradient est vraisemblablement engendrée par un déphasage entre les variations temporelles des charges hydrauliques dans la tourbe et l'unité inorganique sous-jacente. Les résultats des analyses géochimiques du Cl et des isotopes stables de la molécule d'eau tendent à indiquer que les solutés conservateurs sont homogénéisés au sein du système tourbeux en raison d'un mélange dispersif. Ce phénomène avait été identifié pour d'autres sites, mais demeurait à ce jour peu documenté (Reeve et al., 2001a). Les analyses de Mn (élément chimique non conservateur, sensible aux conditions Eh-pH) révèlent une augmentation des teneurs en Mn avec la profondeur, vraisemblablement en réponses aux conditions plus réductrices prévalant au sein du catotelme, favorisant le maintien de Mn^{2+} en solution. La différence observée dans le comportement des traceurs conservateurs vs non conservateurs tendent à indiquer que les processus hydrogéochimiques (telles les réactions d'oxydoréduction) qui tendent à engendrer une stratification chimique dans le système tourbeux sont en compétition avec le processus de mélange dispersif qui tendent à homogénéiser le système. Selon toute vraisemblance, le dénoyage d'une ouverture minière aura pour effet de perturber les conditions Eh-pH régulant la spéciation de plusieurs éléments traces au sein de la tourbière. En ce sens, le dénoyage risque de modifier l'équilibre établi entre les processus hydrogéochimiques et le mélange dispersif. En plus des données déjà disponibles, le réseau de suivi implanté offrira les infrastructures requises afin de réaliser un monitoring sans précédent de la réponse hydrogéochimique d'une tourbière advenant le dénoyage de la fosse Akasaba Ouest. Les mécanismes précités pourront alors être évalués en temps réel.

En complément aux mesures de terrain, le modèle numérique permettant la simulation de l'écoulement et du transport de masse dans la tourbe (dans des conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage de la mine) fournit des bases quantitatives pour la compréhension du

fonctionnement hydrogéochimique du système tourbeux. Le modèle numérique d'écoulement a été construit à l'aide de logiciel *SEEP/W*. Une première simulation a permis de modéliser le comportement hydrogéologique de système en tenant compte 1) des propriétés des matériaux estimés à partir de données de la littérature scientifique, 2) de conditions aux limites jugées représentatives des conditions observées sur le terrain. Les niveaux piézométriques ont été comparés aux niveaux mesurés sur le terrain pour la période de l'été 2019 et ont permis de calibrer le modèle en régime permanent et transitoire, permettant ainsi de simuler les écoulements dans le système tourbeux pour les conditions actuelles. Le modèle en régime permanent a subséquemment été utilisé afin de proposer quatre scénarios permettant de simuler les effets des premières étapes du dénoyage d'une ouverture minière. Selon les résultats de ces simulations, le dénoyage de la fosse engendrerait un impact majeur sur la tourbière à partir d'un seuil impliquant le dénoyage des sédiments granulaires (inorganiques) sous-jacents à la tourbe. Les simulations révèlent que le rabattement induit sous ces conditions pourrait s'étaler sur plus de 400 m au sein de la tourbière. Le modèle d'écoulement en régime permanent a de surcroît été utilisé en appui au développement d'un modèle *CTRAN/W* permettant de simuler le transport de masse en régime transitoire. Ce dernier vise à fournir un outil théorique en support à la compréhension des processus de transport de masse dissoute au sein de la tourbe. Des simulations ont été développées afin de documenter le transport de solutés par advection-dispersion depuis la surface de la tourbe et depuis l'interface entre la tourbe et le matériel inorganique sous-jacent, pour différentes valeurs de dispersivité. Pour un soluté injecté à la surface, les résultats des simulations suggèrent que le transport de masse vers la base de la tourbe est rapide, le soluté atteignant le catotelme après moins de trois jours pour chaque valeur de α_L. Bien que favorisée par le processus de mélange dispersif, la migration de soluté de la base vers la surface de la tourbe s'avère moins rapide, vraisemblablement en raison du gradient hydraulique simulé qui est orienté vers le bas. L'effet du processus d'adsorption a été aussi testé afin de simuler les effets du retardement sur le transport de masse. Les résultats ainsi obtenus fournissent les bases théoriques pour prédire la migration d'éventuels contaminants dans la tourbe, pour différentes valeurs de K_d. Les données issues de la littérature révèlent que l'efficacité de rétention des éléments par les tourbières diffère d'un élément à un autre, vraisemblablement en raison des différences dans les mécanismes de sorption. Considérant la propension du matériel tourbeux à immobiliser certains métaux et métalloïdes, les modèles développés ici fournissent une base théorique utile à la prédiction de la migration différentielle des éléments advenant une

perturbation du régime hydrique de la tourbière en réponse au dénoyage. À cet effet, les simulations de transport de masse réalisées pour différents scénarios de dénoyage suggèrent que l'impact sur le transport des éléments s'accentue significativement lorsque l'aquifère inorganique sous-jacent à la tourbe subit une dépressurisation. La figure 5.1 résume les principaux résultats trouvés pour évaluer l'impact du dénoyage des mines sur l'hydrogéochimie des aquifères et des tourbières, dans le contexte hydrogéologique de l'Abitibi-Témiscamingue.

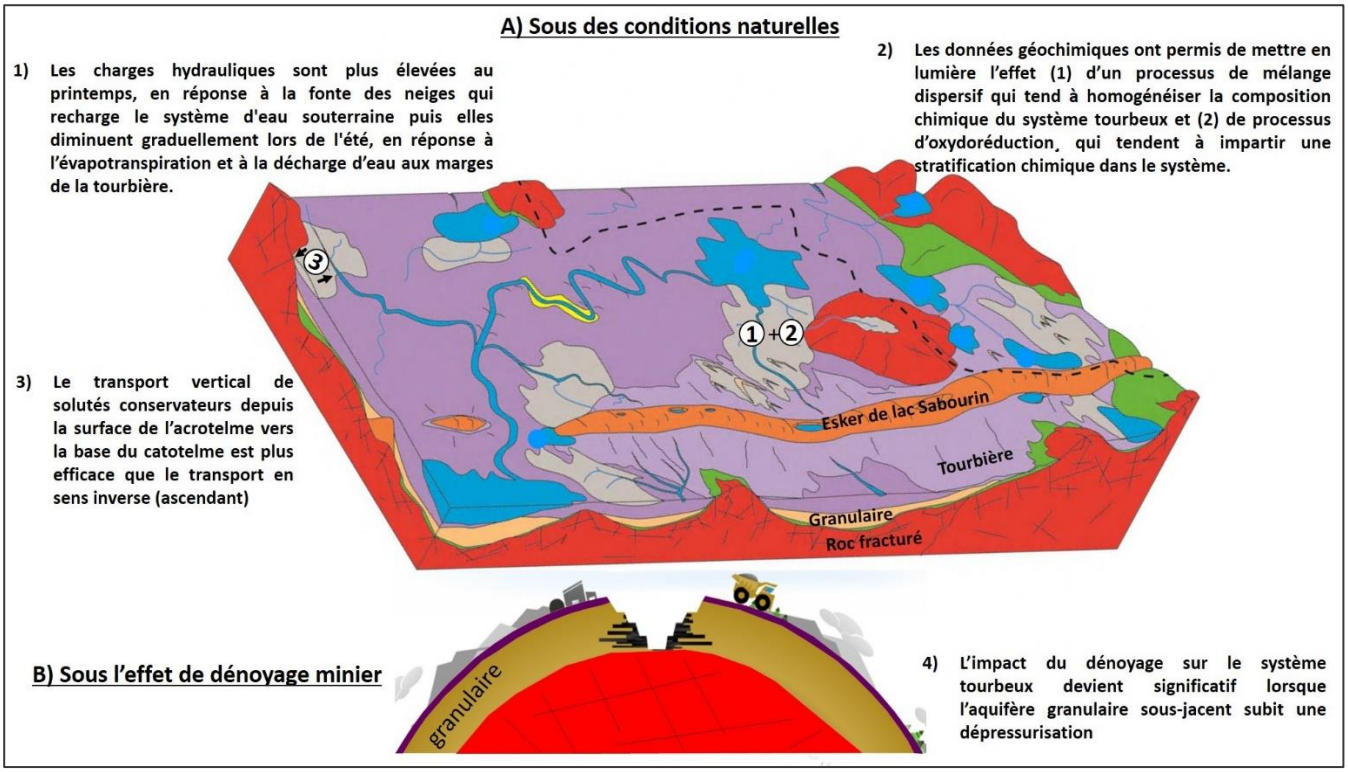


Figure 5.1 Schéma récapitulatif de l'environnement géologique de la zone d'étude ainsi que les principaux résultats trouvés pour des conditions naturelles et sous l'influence de dénoyage minier. Le bloc diagramme des unités géologiques est adapté de Cloutier et al. (2015); modifié avec la permission des Presses de l'Université du Québec

5.2 Limites des démarches réalisées et besoins pour des recherches ultérieures

Nonobstant les connaissances générées dans le cadre du présent projet de recherche, des travaux ultérieurs seront requis afin de pallier les limites associées aux données et interprétations présentées ici. À cet effet, le tableau 5.1 présente certaines lacunes associées au présent projet ainsi que des pistes de recherche susceptibles de remédier aux problèmes identifiés.

Tableau 5.1 Les principaux lacunes associés au présent projet ainsi que les pistes de solutions pour des travaux ultérieurs

Lacunes associées à la présente étude	Pistes de solutions proposées (pour recherches ultérieures)	Littérature scientifique pertinente
Une meilleure évaluation des propriétés des matériaux permettrait de mieux comprendre le comportement hydrogéochimique du système tourbeux La conductivité hydraulique de la tourbe est relativement bien documentée dans la littérature scientifique. Néanmoins, les informations relatives à la compressibilité et à la dispersivité de la tourbe demeurent fragmentaires	Réaliser des mesures de terrain visant à mesurer de façon régulière et systématique l'élévation de la surface de la tourbe par rapport à un repère fixe afin de documenter les changements de volume de la tourbe dans le temps. Réaliser des essais en laboratoire sur des échantillons de différentes tailles afin d'établir une relation entre la dispersivité de la tourbe et la distance de transport.	Rosa (2007)
La présente étude traite du transport de masse sans aborder les aspects relatifs aux équilibres thermodynamiques et à la cinétique des réactions régulant la spéciation des espèces dissoutes dans la tourbe	Utiliser la base de données géochimiques produite dans le cadre de la présente étude afin d'évaluer la spéciation des espèces dissoutes et les indices de saturation à l'aide d'un code de simulation géochimique tel que PHREEQC. Fournir une discussion intégrée des processus de transport de masse, des équilibres thermodynamiques et le la cinétique des réactions chimiques dans la tourbe	Dasgupta et al., (2015)
Les simulations réalisées s'appuient sur une représentation bidimensionnelle simplifiée d'un système tourbeux. En ce sens, les évaluations proposées impliquent un niveau d'incertitude qui pourrait être réduit en employant des modèles plus sophistiqués	Développer une modélisation tridimensionnelle du système tourbeux à l'aide du module 3D de *SEEP/W* et intégrer des hétérogénéités au sein des différentes couches du modèle afin de documenter leurs effets sur les écoulements. Reprendre des coupes 2D dans CTRAN\W pour des lignes d'écoulement spécifiques identifiables dans le modèle 3D	Domingue (2017) *GEOSLOPE International Ltd*., (2017)
Le suivi réalisé dans le cadre de la présente étude est de trop courte durée pour émettre des prédictions fiables sur le comportement hydrogéochimique à long terme du système tourbeux étudié.	-Maintenir le suivi hydrogéochimique de la tourbière étudiée et mettre à jour les simulations de façon régulière en vue de les bonifier sur la base de nouvelles données. -La méthode d'échantillonnage à faible débit et l'échantillonnage passif en complément sera une alternative pertinente pour le suivi géochimique	Rakotonimaro et al., (2019)

Tableau 5.1 (Suite)

Lacunes associées à la présente étude	Pistes de solutions proposées (pour recherches ultérieures)	Littérature scientifique pertinente
La présente étude se concentre spécifiquement sur les phases initiales du dénoyage. Cela est pertinent car il s'agit vraisemblablement de la phase au cours de laquelle l'intensité des modifications imposées sur le système tourbeux sera la plus marquée. Néanmoins, l'évolution à long terme du système, à la fois pour des dénoyages plus profonds et pour la phase de ré-ennoiement devra être documentée	Développer des modèles dont l'architecture permet de simuler les écoulements dans les couches plus profonde du socle rocheux afin de simuler les impacts du dénoyage plus profond et du ré-ennoiement (en phase post-exploitation)	Richélieu hydrogéologie (2015) Domingue (2017)
Les simulations réalisées ici se concentrent sur la période allant de juin à août 2019. Il s'agit d'une période lors de laquelle les charges hydrauliques et les gradients hydrauliques varient significativement. Néanmoins, il sera nécessaire d'étudier le système en hiver, période lors de laquelle le catotelme pourrait se comporter tel un aquifère à nappe captive sous l'acrotelme gelé.	Développer un modèle en régime transitoire couvrant 4 saisons	Aaron (2013)
La géométrie du modèle employée pourrait être améliorée significativement	Réaliser des travaux de caractérisation géologique comportant notamment des analyses minéralogiques et géochimiques d'échantillons solides et des mesures visant une meilleure évaluation de la géométrie des dépôts tourbeux (p. ex. : profils géophysiques; caractérisation de la matrice).	Rosa (2007; 2018)

RÉFÉRENCES

Aachib, M., Mbonimpa, M., & Aubertin, M. (2004). Measurement and prediction of the oxygen diffusion coefficient in the unsaturated media, with applications to soil covers. Water, Air and soil Pollution, 156, 163-193.

Aaron, M. A. (2013). Mitigating permafrost degradation due to linear disturbances in sub-arctic peatlands. Electronic Thesis and Dissertation Repository. 1758. https://ir.lib.uwo.ca/etd/1758.

Adu-Wusu, C., Yanful, E.K., Lanteigne, L., & O'Kane, M. (2007). Prediction of the water balance of two soil cover systems. Geotechnical and Geological Engineering, 25(2), 215-237.

Anderson, R., Rochefort, L. et Landry, J. (2011). La chimie des tourbières du Québec: une synthèse de 30 années de données. *Le Naturaliste Canadien*, vol. 135, no 1, p. 5-14.

Anderson, M.P., Woessner, W.W., Hunt J.R., (2015). Applied groundwater modeling: Simulation of flow and advective transport: second edition. Elsevier

Appelo, C.A.J., Postma, D. (2005). Geochemistry, groudwater and pollution, 2nd edition, A.A. Balkeman Publishers. 649p.

ASTM. (2008). Standard guide for calibrating a groundwater flow model application D5981 96(2008). American Society of Testing Materials, West Conshohocken, PA, 6 pp

Aubertin, M., Bussière, B. et Bernier, L. (2002). Environnement et gestion des résidus miniers [CDROM]. Les Presses Internationales Polytechnique de Montréal, QC, Canada.

Aubertin, M., Cifuentes, E., Apithy, S., Bussière, B., Molson, J. et Chapuis, R. P. (2009). Analyses of water diversion along inclined covers with capillary barrier effects. Canadian Geotechnical Journal, 46(10), 1146-1164.

Aziz, Z., Boisjoly, C., Zumaran, C. (1995). Corrosive water: A case history of two underground powerhouses. Canadian Tunnelling Canadien, 139-151.

Baes, C.F., Sharp, R.D., Sjoreen, A.L., and Shor, R.J. (1984). A review and analysis of parameters for assessing transport of environmentally released radionuclides through agriculture. Oak Ridge National Laboratory Report, ORNL-578, Oak Ridge, TN.

Bathe, K. J. (2001). Finite Element Procedure, Prentice Hall of lndia, New Delhi

Bendell-Young, L. (2003). Peatland Interstitial Water Chemistry in Relation to that of Surface Pools along a Peatland Mineral Gradient. Water, Air, and Sail Pollution, vol. 143, no 1, p. 363-375.

Besnard, K. (2004). Modélisation du transport réactif dans le milieu poreux hétérogènes. Application aux processus d'adsorption cinétique non linéaire. Thèse de doctorat, Université de Rennes, p 29.

Blancher, P. J., Donald, K. et Nicol, M.C. (1987). Peatland water chemistry in Central Ontario in relation to acid deposition. Water, Air, and Soif Pollution, vol. 35, no 3, p. 217-232

Bleuten, W., Borren, W., Glaser, P. H., Tsuchihara, T., Lapshina, E. D., Makila, M., Siegel, D. I., Joosten, H., et Wassen, M. J. (2006). «Hydrological Processes, Nutrient Flows and Patterns of Fens and Bogs». In Wetlands and natural resource management, chap.9. Ecological Studies. Ed: J. T. A. Verhoeven, Springer Berlin Heidelberg, Germany, 183-204 p.

Bochenska, T. (2012). Impact of deep mine dewatering on groundwater intake located in cap rock of Ore deposit. International Mine Water Association

Boutin, P. (2001). Étude géochimique des eaux souterraines à la mine Joe Mann, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire en science de la terre pp 41

Bussière, B., Benzaazoua, M., Aubertin, M., Lelièvre, J., Bois, D. et Servant, S. (1998). Valorisation des résidus miniers. Une approche intégrée. Phase II. Rapport final URSTM-UQAT. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 194p.

Bussière, B., Aubertin, M., Chapuis, R.P. (2003). The behavior of inclined covers used as oxygen barriers. Can. Geotech. J. 40(3): 512-535, doi: 10.1139/T03-001

CEAEQ. (2014). Modes de conservation pour l'échantillonnage des eaux souterraines (DR-09-09)

Chanton, J., Bauer, J., Glaser, P., Siegel, D., Kelly, C., Tyler, S., Romanowicz, E., Lazrus, A. (1995). Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 3663–3668.

Chason, D., Siegel, D. (1986). Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, northern Minnesota. Soil Science 142, 91–99.

Chow, T.L., Rees, H.W., Ghanem, I., Cormier, R. (1992). Compactibility of cultivated Sphagnum peat material and its influence on hydrologic characteristics. Soil Science 153: 300–306.

Cloutier, V., Pitre, O., Blanchette, D., Dallaire, P.L., Gourde-Bureau, C., Nadeau, S., Rosa, E. (2013). Recherche sur les impacts de l'exploitation des ressources naturelles et des dépôts en tranchée sur l'eau souterraine des eskers et moraines de l'Abitibi-Témiscamingue. Rapport de recherche n° : P004.R2

Cloutier, V., Rosa, E., Nadeau, S., Dallaire, P.L., Blanchette, D., and Roy, M. (2015). Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2). Rapport de recherche P002.R3. Groupe de recherche sur l'eau souterraine, Institut de recherche en mines et en environnement, Université du Québec en Abitibi - Témiscamingue, 313 p., 15 annexes, 24 cartes thématiques (1:100 000).

Cloutier, V., Rosa, E., Blanchette, D., Dallaire, P.L., Nadeau, S., Derrien, G., Roy, M. (2016). Atlas hydrogéologique, Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (PACES-AT) (parties 1 et 2).

Collon, P. (2004). Évolution de la qualité de l'eau dans les mines abandonnées du bassin ferrifère lorrain. De l'expérimentation en laboratoire à la modélisation in situ. École Nationale Supérieure de Géologie de Nancy Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages. Thèse doctorat P 48 et 73.

Dagenais, A.M. (2005). Techniques de contrôle du drainage minier acide basées sur les effets capillaires. Thèse de Doctorat, Département CGM, Ecole Polytechnique de Montréal.

Dahwood, I. & Aubertin, M. (2009). A numerical investigation of the influence of internal structure on the unsaturated flow in a large waste rock pile. In Proceedings of the 62st Canadian Geotechnical Conference & 10th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference, Halifax, NS.

Darcy, H. (1857). Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application... Victor Dalmont.

Dasgupta, S., Siegel, D.I., Zhu, C., Chanton, P., Glaser, P.H. (2015). Geochemical Mixing in Peatland Waters: The Role of Organic Acids. *Wetlands* **35,** 567–575. https://doi.org/10.1007/s13157-015-0646-2

Devito, K.J, Hill, A.R, Roulet, N. (1996). Groundwater–surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield. Journal of Hydrology 181: 127–147.

Devito, K.J, Waddington, M.J., Branfireun, B.A. (1997). Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. Hydrological Processes 11: 103–110.

Dhatt G., Touzot, G. et Lefrancois, E. (2005). Méthode des éléments finis. Hermes - Lavoisier.

Domenico, P., Schwartz, F. (1990). Physical and Chemical Hydrogeology. Wiley, New York.

Domingue, C. (2017). Modélisation 3D de l'écoulement de l'eau souterraine et évaluation de l'efficacité de différentes méthodes de cimentation pour la réduction d'infiltrations d'eau à la mine Éléonore. Université de Laval. Mémoire de maitrise.

Doughty, C. (2007). Modeling geologic storage of carbon dioxide, Comparison of non-hysteretic and hysteretic characteristic curves. Energy Convers. Manage. 48, 1768–1781.

Dwyer, S.F. (2003). Water balance measurements and computer simulations of landfill covers. Ph.D. Thesis, University of New Mexico, NM.

Fala, O. (2002). Étude des écoulements non saturés dans les haldes à stériles à l'aide de simulations numériques. Mémoire de maîtrise (M.Sc.A), Génie Minéral, Dépt. CGM, École Polytechnique de Montréal, 295p.

Fala, O. (2008). Analyses des conditions d'écoulement non saturés dans les haldes à stériles. Doctoral Thesis, Département de Génie Civil Géologique et des Mines, Ecole Polytechnique de Montréal, QC.

Fayer, M.J. (2000). UNSAT-H version 3.0, unsaturated soil water and heat flow model, Pacific Northwest Laboratory, Richland, USA.

Ferlatte, M., Larocque, M., Cloutier, V. (2011). Identification des processus d'échanges aquifère tourbière dans le bassin de la rivière Bécancour (centre-du-Québec) et dans la région d'Amos (Abitibi)-Une approche géochimique. Geohydro201, p 5.

Ferlatte, M. (2014). Hydrogéochimie des systèmes aquifère-tourbière et traceurs des processus d'échanges dans deux contextes géo-climatiques du Québec méridional. Université du Québec à Montréal. Mémoire, 85 p.

Ferlatte, M., Quillet,A., Larocque,M., Cloutier, V., Pellerin, S., Paniconi, C. (2014). Aquifer-peatlands connectivity in southern Quebec (Canada). HYDROLOGICAL PROCESSES. DOI: 10.1002/hyp.10390.

Fredj, A. (1999). Modélisation de la propagation de polluant dans un milieu poreux saturé et non saturé. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal, p70.

Freeze, R.A., Cherry, J.A. (1979). Groundwater. Prentice Hall, NJ. 604 p.

Furman, A. (2008). Modeling coupled sufrace-subsurface flow processes, a review. Vadose Zone Journal, 7(2), 741-756.

Gagné, E. (2014). Caractérisation d'aquifères régionaux en socle rocheux à partir de mines souterraines. Université du Québec à Chicoutimi. Mémoire de maîtrise.

GEOSLOPE International Ltd. (2017). Heat and mass transfer modeling with GeoStudio 2018. Calgary, AB, Canada.

GEOSLOPE International Ltd. (2020). Heat and mass transfer modeling with GeoStudio 2020 (First Edition). Calgary, Alberta, Canada.

Glaser, P., Wheeler, G., Gorham, E., Wright, H. (1981). The patterned mires of the Red Lake Peatalnds, northern Minnesota: vegetation, water chemistry, and landforms. Journal of Ecology 69, 575–599.

Goode, D., Konikow, L. (1990). Apparent dispersion in transient groundwater flow. Water Resources Research 26, 2339–2351.

Gorham, E. (1991). Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. Ecological Applications 1(2): 182–195.

Haverkamp, R., Debionne, S., Viallet, P., Angulo-Jaramillo, R. & De Condappa, D. (2007). Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. Dans J.W. Delleur (édit.), The Handbook of Groundwater Engineering. Chapitre 6, 2e Édition, États-Unis: CRC Press LLC.

He, K., Guo, D., Wang, X. (2006). Mechanism of the water invasion of Gaoyang Iron Mine, China and its impacts on the mine groundwater environment. Environ Geol 49:1163–1172

Hemond, H., Army, T., Nuttle, W., Chen, D. (1987). Elemental cycling in wetlands: interactions with physical mass transport. In: Source and Fates of Aquatic Pollutants, Advances in Chemistry Series, vol. 216. American Chemical Society, Washington, DC, pp. 519–537.

Hillel, D. (1980). Applications of Soil Physics. USA: Academic Press Inc.

Hoag, R., Price, J. (1997). The effects of matrix diffusion on solute transport and retardation in undisturbed peat in laboratory columns. Journal of Contaminant Hydrology, 193–205.

Hotton, G., Bussière, B., Pabst, T., Bresson, É., Roy, P. (2019). Influence of climate change on the ability of a cover with capillary barrier effects to control acid generation. Hydrogeology Journal pp2.

Hotton, G. (2019). Influence des changements climatiques sur la performance de couverture à effet de barrière capillaire : étude du cas Lorraine. Université du Québec en Abitbi-Témiscamingue. Mémoire de maîtrise pp70.

Hugues, C.E., Binning, P., Willgoose, G.R. (1998). Characterisation of the hydrology of an estuarine wetland, journal of hydrology 211:34-49.

Isokangas, E., Rossi, P. M., Ronkanen, A.K., Marttila, H., Rozanski, K., and Kløve, B. (2017). Quantifying spatial groundwater dependence in peatlands through a distributed isotope mass balance approach, Water Resour. Res., 53, 2524–2541, doi:10.1002/ 2016WR019661.

Jung, Y., Pau, G. S. H., Finsterle, S. et Pollyea, R. M. (2017). TOUGH3: A new efficient version of the TOUGH suite of multiphase flow and transport simulators. Computers & Geosciences, 108, 2-7.

Kalonji-Kabambi, A. K. (2014). Étude du comportement hydrogéologique de couvertures avec effet de barrière capillaire faites entièrement de matériaux miniers. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Rouyn-Noranda, QC, Canada

Kalonji-Kabambi, A. K., Bussière, B. et Demers, I. (2017). Hydrogeological Behaviour of Covers with Capillary Barrier Effects Made of Mining Materials. Geotechnical and Geological Engineering, 35(3), 1199-1220.

Kellner, E., Halldin, S. (2002). Water budget and surface-layer water storage in a *Sphagnum* bog in central Sweden. *Hydrological Processes* 16: 87–103.

Kennedy, G.W., Price, J.S. (2005). A conceptual model of volumechange controls on the hydrology of cutover peats. Journal of Hydrology 302: 13–27.

Kessasra, F. (2017). Cours de modélisation en hydrologie et hydrogéologie. Cours de master en eau et environnement, Université de Jijel.

Kirk, J.L., St Louis, V.L. (2009). Multiyear total and methyl mercury exports from two major subArctic rivers draining into Hudson Bay, Canada. Environmental Science & Technology 43(7): 2254–2261.

Krausmann, F., Gingrich, S., Eisenmenger, N., Erb, K., Haberl, H., Fisher-Koalski, M. (2009). Growth in global materials use, GDP and population during the 20th century. Ecological Economics. DO - 10.1016/j.ecolecon.2009.05.007.

Lafleur, P.M., Hember, R.A., Admiral, S.W., Roulet, N.T. (2005). Annual and seasonal variability in evapotranspiration and water table at a shrub-covered bog in southern Ontarion, Canada. Hydrological Processes 19: 3533-3550.

Larocque, M., Leroux, G., Madramootoo, C., Lapointe, J.F., Pellerin, S., Bonin, J. (2006). Mise en place d'un Laboratoire Naturel sur la colline de Covey (Montérégie, Canada). Vertigo 7(1) : 1 11.

Larocque, M., Ferlatte, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Munger, J.L., Paniconi, C., Quillet, A., (2016). Chemical and botanical indicators of groundwater inflow to Sphagnum-dominated peatlands. Ecological Indicators 64 (2016) 142–151.

Leclair, M., Whittington, P., Price, J. (2015). Hydrological functions of a mine-impacted and natural peatland-dominated watershed, James Bay Lowland. Journal of Hydrology: Regional Studies. DOl: 10.1016/j.ejrh.2015.10.006

Lemarchand, J., Tremblay, A., Ruffet G., Gobeil, C. (2010). Caractérisation et datation 40Ar/39Ar des structures aurifères de la région de Val d'Or, Abitibi. Divex, Rapport final du sous-projet SC34. 12p

Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S., Ouellet, M.A. (2014). Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. HYDROLOGICAL PROCESS. 28, 4808-4822. DOI : 10.1002/hyp.9978.

Liu, H.H., & Illangasekare, T.H. (2008). Preface, Recent advances in modeling multiphase flow and transport with the Tough family of codes. Vadose Zone Journal, 7(1), 284-286.

Marceau, D. (2007). « 6MIG905, Méthode des éléments finis » Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada.

Martin, V., Aubertin, M., Bussière, B., Mbonimpa, M., Dagenais, A.M., & Gosselin, M. (2006). Measurement of oxygen consumption and diffusion in exposed and covered reactive mine tailings. In Proceedings of the 7th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD), 1156-1169, March (2006), St Louis, MI.

Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R.P., & Bussière, B. (2002). Pratical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. Geotechnical and Geological Engineering, 20(3), 235-259.

Mbonimpa, M., Aubertin, M., Aachib, M. et Bussière, B. (2003). Diffusion and consumption of oxygen in unsaturated cover materials. Canadian Geotechnical Journal, 40(5), 916-932.

Mckenzie, J.M., Siegel, D.I., Shotyk, W., Steinmann, P., Pfunder, G. (2002). Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland. Hydrological Processes 16: 1047-1064.

Mitsch, W.J, Gosselink, J.G. (2000). *Wetlands*, 3rd ed., John Wiley & Sons Inc: New York; 920.

Mitsch, W.J., Gosselink, J.G. (2007). Wetlands. Book Fourth Edition.

Morris, P.J., Waddington, J.M., Benscoter, B.W. et Turetsky, M.R. (2011). Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model. Ecohydrology, vol. 4, no 1, p. 1-11.

Munger, J.L., Pellerin, S., Larocque, M., Ferlatte, M. (2020). Espèce végétales indicatrices des échanges d'eau entre tourbière et aquifère. Le Naturaliste canadien. DOI : https://doi.org/10.7202/1021038ar.

Musy, A. (2005). Cours Hydrologie générale - Chapitre 4 : Évaporation et interception. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), Laboratoire d'écohydrologie ECHO. Disponible sur http://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre4/chapitre4.html. Vérifié le 27 février 2019.

Nadeau, S., Rosa, E., Cloutier, V., Daigneault, R.A. and Veillette, J. (2015). A GIS-based approach for supporting groundwater protection in eskers: Application to sand and gravel extraction activities in Abitibi-Témiscamingue, Quebec, Canada: Journal of Hydrology: Regional Studies, v. 4, Part B, p. 535-549.

Nieminen, T.M., Ukonmaanaho, L., Shotyk,W. (2002). Enrichment of Cu Ni, Zn, Pb and As in an ombrotrophic peat bog near a Cu–Ni smelter in southwest Finland. Sci. Total Environ. 292, 81–89.

Novak, M., et Pacherova, P. (2008). Mobility of trace metals in pore waters of two Central European peat bogs. Science of The Total Environment, vol. 394, no 2- 3, p. 331 -337.

Okkenhaug, G., Smebye, A.B., Pabst, T., Amundsen, C.E., Saevarsson, H., Breeddveld, G.D. (2017). Shooting range contamination: mobility and transport of lead (Pb), copper (Cu), and antimony (Sb) in contaminated peatland. Springer, J Soils Sediments, DOI 10.1007/s11368-017-1739-8.

Oleszczuk, R., Szatylowicz, J., Brandyk, T., Gnatowski, T. (2000). An analysis of the influence of shrinkage on water retention characteristics of fen peat-moorsh soil. *Suo* **51**:139–147.

Pabst, T. (2011). Étude expérimentale et numérique du comportement hydrogéochimique de recouvrements placés sur des résidus sulfureux partiellement oxydés. Thèse de Doctorat, Montréal, QC, Canada, Département des génies civil, géologique et des mines, École Polytechnique de Montréal, QC, Canada, 582p.

Pabst, T., Bussière, B., Aubertin, M., Molson, J. (2018). Comparative performance of cover systems to prevent acid mine drainage from pre-oxidized tailings: A numerical hydro-

geochemical assessment. J. Contam. Hydrol. 214:39-53, doi.org/10.1016/j.j conhyd. 2018.05.006

Payette, S., et Rochefort, L. (2001). Écologie des tourbières du Québec-Labrador. Les Presses de l'Université Laval, Ste-Foy, Québec, 621 p.

Palmer, K., Ronkanen, A.K., Klove, B. (2015). Efficient removal of arsenic, antimony and nickel from mine wastewaters in Noethern treatment peatlands and potential risks in their long-term use. Ecological Engineering, Elsevier journal, 75 (2015) 350–364.

Pellerin, S., Lagneau, L. A., Lavoie, M. & Larocque, M. (2009). Environmental factors explaining the vegetation patterns in a temperate peatland. Comptes rendus biologies, 332: 720-731.

Poirier, C. (2008). Étude paramétrique de l'écoulement de l'eau dans un drain de pierre calcaire par analyses numériques selon des variables granulométriques, géométriques et hydrauliques. Mémoire de maîtrise, Département CGM, École Polytechnique de Montréal.

Price, J.S., et Waddington, J.M. (2000). «Advances in Canadian wetland hydrology an biogeochemistry». Hydrological Processes, vol. 14, no 9, p. 1579-1589.

Price, J.S. (2003). The role and character of seasonal peat soil deformation on the hydrology of undisturbed and cutover peatlands. Water Resource Research 39(9): 1241. DOI: 10Đ1029/2002WR001302.

Price, J.C., Cagampan, J., Kellner, E. (2005). Assessment of peat compressibility: is there an easy way? HYDROGICAL PROCESSES. DOI: 10.1002/hyp.6068.

Pruess, K. (1991). TOUGH2 , A general-purpose numerical simulator for multiphase fluid and heat transfer. Lawrence Berkeley Laboratory, 102p.

Pruess, K. (2004). The TOUGH codes, A family of simulation tools for multiphase flow and transport processes in permeable media. Vadose Zone J., 3, 738–746

Quillet, A., Larocque, M., Pellerin, S., Cloutier, V., Ferlatte, M., Paniconi, C., & Bourgault, M.A. (2017). The role of hydrogeological setting in two Canadian peatlands investigated through 2D steady-state groundwater flow modelling. Hydrological Sciences Journal, 62(15), 2541–2557. doi:10.1080/02626667.2017.1391387

Rakotonimaro, T.V., Guittonny, M., Neculita, C.M., Trépanier, F., Pépin, G. (2019). Evaluation of Arsenic Leaching Potential in Gold Mine Tailings Amended with Peat and Mine Drainage Treatments Sludge. Journal of Environmental Quality. 48:735–745.

Reeve, A. S., Siegel, D.I. et Glaser, P. H. (1996). Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach. Journal of Hydrology, vol. 181, no 1-4, p. 285 -304.

Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H. (2000). Simulating vertical flow in large peatlands, Journal of Hydrology 227: 207-217

Reeve, A.S., Siegel, D.I., Glaser, P.H. (2001a). Simulating dispersive mixing in large peat-lands. Journal of Hydrology 242, 103–114.

Reeve, A.S., Warzocha, J., Glaser, P.H., Siegel, D.I. (2001b). Regional groundwater flow modelling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota, Journal of hydrology 243: 91-100.

Reeve, A.S., Evensen, R., Glaser, P.H., Siegel, D.I., Rosenberry, D. (2006). Flow path oscillations in transient groundwater simulations of large peatland systems, journal of hydrology 316: 313-324

Rey, N., Rosa, E., Cloutier, V. and Lefebvre, R. (2018). Using water stable isotopes for tracing surface and groundwater flow systems in the Barlow-Ojibway Clay Belt, Quebec, Canada: Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques, v. 43, no. 2, p. 173-194. DOI: 10.1080/07011784.2017.1403960

Rey, N. (2020). Traçage hydrogéochimique des systèmes aquifères-aquitards de la ceinture argileuse Barlow-Ojibway. Université du Québec en Abitbi-Témiscamingue. Thèse du doctorat en science de l'environnement.

Rey, N., Cloutier, V., Rosa, E., Blanchette, D., & Lefebvre, R. (2020). Mapping groundwater geochemistry in flow systems of the Barlow-Ojibway Clay Belt in Abitibi-Temiscamingue, Quebec, Canada. En préparation.

Ricard, J.F., Aubertin, M., Firlotte, F.W., Knapp, R. et McMullen, J. (1997). Design and construction of a dry cover made of tailings for the closure of Les Terrains Aurifères site, Malartic, Qc. In Proceedings of the 4th International Conference on Acid Rock Drainage, Vancouver, B.C., 31 May- 6 June 1997, 31, 1515- 1530.

Richards, L. (1931). Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums. J. Physics, Issue 1, 318-333.

Richelieu hydrogéologie. (2015). Étude hydrogéologique sur l'impact du projet. Mines Agnico-Eagle. Propriété Akasaba. Projet d'exploitation d'une mine à ciel ouvert. Rapport 1203-REP-05. 47p et ann.

Roach, B., Walker, T.R. (2017). Aquatic monitoring programs conducted during environmental impact assessments in Canada: preliminary assessment *before* and *after* weakened environmental regulation. *Environ Monit Assess* 189**,** 109. https://doi.org/10.1007/s10661-017-5823-8

Romanowicz, E., Siegel, D., Glaser, P. (1993). Hydraulic reversals and episodic methane emissions during drought cycles in mires. Geology 21, 231–234.

Rosa, E. (2007). Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux de Lanoraie, Québec, Canada. Université du Québec à Montréal. Mémoire, 64 p.

Rosa, E., Larocque, M. (2008). Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods: Application to the Lanoraie peatland complex (southern Quebec, Canada). Hydrological Process, 22, 1866-1875.

Rosa, E., Hillaire Marcel, C., Ghaleb, B., Dick, T. (2012). Environmental and seasonal controls on riverine dissoled uranium in th Hudson, James and Ungava bay region, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences. 49: 758–771. doi:10.1139/E2012-025

Rosa, E., Dallaire, P.L., Nadeau, S., Cloutier, V., Veillette, J., Van Bellen, S. and Larocque., M. (2018). A graphical approach for documenting peatland hydrodiversity and orienting land management strategies: Hydrological Processes, v. 32, no. 7, p. 873-890.

Rouleau, A., Guha, J., Archambault, G., Benlahcen, A. (1999). Aperçu de l'hydrogéologie en socle précabbrien au Québec et des problématiques minières. Hydrogéologie no. 4, pp. 23-32.

Roulet, N.T. (1991). Surface level and water table fluctuations in a subarctic fen. *Arctic and Alpine Research* **23**: 303–310.

Roulet, N.T. (2000). Peatlands, carbon storage, greenhouse gases, and the Kyoto Protocol: Prospects and significance for Canada. Wetlands 20(4): 605–615.

Rouse, W.R., Woo, M., Price, J.S. (1992). Damming James Bay: I. Potential impacts on coastal climate and the water balance. The Canadian Geographer 36(1): 2–7.

Rothwell, J. J., Evans, M. G., Daniels, S. M. et Allott, T. E. H. (2007). « Baseflow and stormflow metal concentrations in streams draining contaminated peat moorlands in the Peak District National Park (UK) ». Journal ofHydrology, vol. 341, no 1- 2, p. 90-104.

Rowe, R.K., Brooker, J.R., & Fraser, M.J. (1998). POLLUTE v6 and POLLUTE-GUI user's guide. GAEA Environnemental Engineering Ltd. London, ON.

Rydin, H., Jeglum, J. (2013). The biology of peatlands, second edition. Book, 978-0-19-9603008.

Scanlon, B.R., Reedy, R.C., Keese, K.E., & Dwyer, S.F. (2005). Evaluation of evapotranspirative covers for waste containment in arid and semiarid regions in the Southwestern USA. Vadose Zone Journal, 4(1), 55-71.

Shackelford, C.D., & Benson, C.H. (2006). Selected factors affecting water-balance predictions for alternative covers using unsaturated flow models. In Proceedings of GeoCongress (2006), Geotechnical Engineering in the Information Technology Age, (2006).

Shotyk, W. (1988). Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. Earth Science Reviews, vol. 25, no 2, p. 95-1 76.

Shotyk, W., Nesbitt, H.W. and Fyfe, W.F. (1991). Natural and anthropogenic enrichments of trace metals in peat profiles. International Journal of Coal Geology. P 72.

Siegel, D.I., Glaser, P. H., So, J. and Janecky, D. R. (2006). The dynamic balance between organic acids and circumneutral groundwater in a large boreal peat basin. Journal of Hydrology, vol. 320, no 3-4, p. 421 -431.

Simunek, J., Van Genuchten, M.Th., Sejna, M., Toride, N., & Leij, F.J. (1999). The STANMOD computer software for evaluating solute transport in porous media using analytical solutions of convection–dispersion equation. Versions 1.0 and 2.0. IGWMC-TPS-71. Int. Ground Water Modeling Ctr., Colorado School of Mines, Golden.

Simunek, J., Van Genuchten, M.Th., & Sejna, M. (2005). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, & multiple solutes in variablysaturated media. Version 3.0. HYDRUS Software Ser. 1. Dep. of Environmental Sciences, Univ. of California, Riverside.

Simunek, J., Van Genuchten, M.T., & Sejna, M. (2008a). Development and applications of the Hydrus and Stanmod software packages and related codes. Vadose Zone Journal, 7(2), 587-600.

Simunek, J., & Van Genuchten, M.T. (2008b). Modeling nonequilibrium flow and transport processes using Hydrus. Vadose Zone Journal, 7(2), 782-797.

Spivey, J.L.D., Busscher, W.J., Campbell, R.B. (1986). The effect of texture on strength of southeastern coastal plain soils. Soil and Tillage Research 6: 351–353.

Statistiques Canada (2019). Indicateurs des ressources naturelles, premier trimestre de 2019. https://www150.statcan.gc.ca/n1/daily-quotidien/190626/dq190626a-fra.htm

Strack, M., Waddington, J.M., Tuittila, E.S. (2004). Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: implications for climate change. Global Biogeochemical Cycles 18: GB4003. DOI: 10Ð1029/2003GB002209.

Steve, S., Jeff, L., Barb, S., Gustav, S. (2009). Solid/liquid partition coefficients (Kd) for selected soils and sediments at Forsmark and Laxemar-Simpevarp. SKB Rapport R-09-27

Strack, M., Waddington, J. M., Bourbonniere, R. A., Buckton, E. L., Shaw, K., Whittington P. et Price, J. S. (2008). «Effect of water table drawdown on peatland dissolved organic carbon export and dynamics». Hydrological Processes, vol. 22, no 17, p. 3373 3385.

Terzaghi, K. (1943). Theoretical Soil Mechanics. Wiley: New York

Therrien, R., McLaren, R.G., Sudicky, E.A., & Panday, S.M. (2007). Hydrosphere: A three dimensional numerical model describing fully integrated subsurface and surface flow and solute transport: user manual. University Laval and University of Waterloo, Canada, 379 p.

Thibault, D.H., Sheppard, M.I, Smith, P.A. (1990). A critical compilation and review of default soil solid/liquid partition coefficients, Kd, for use in environmental assessments. Atomic Energy of Canada Limited, AECL-10125.

Todd, D. K. et Mays, L. W. (2005). Groundwater hydrology (3rde éd.). Hoboken, N.J.: Wiley.

Todorova, S.G., Siegel, D.L. et Castello, A.M. (2005). Microbial Fe(III) reduction in a minerotrophic wetland - geochemical controls and involvement in organic matter decomposition. Applied Geochemistry, vol. 20, no 6, p. 1120-1130.

Toulhoat, P., (1996). Évolution chimique des eaux profondes et de surface, Les Techniques Vol. 96 – Numéro spécial "Mines & Carrières", p. 26-29.

Toth, J. (2003). Fluid-potential patterns and hydrocarbon deposits in groundwater flow-fields induced by gravity and tectonic compression, Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. Journal of Geochemical Exploration 78- 79 (2003) 427-431.

Trefry, M. G. et Muffels, C. (2007). FEFLOW: A Finite-Element Ground Water Flow and Transport Modeling Tool. Groundwater, 45(5), 525-528.

Twarakavi, N.K.C., Simunek, J., & SEO, S. (2008). Evaluating interactions between groundwater and vadose zone using the Hydrus-based flow package for Modflow. Vadose Zone Journal, 7(2), 757-768.

Vaute, L., Goubot, M., Jozefiak, M. (2003 b) - Surveillance des eaux souterraines du basin ferrifère lorrain en 2002. Rapport BRGM/RP-52294-FR, 108 p.

Waddington, J.M., Roulet, N.T. (1997). Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. Journal of Hydrology 191, 122–138.

Waddington, J.M., Kellner, E., Strack, M., Price, J.S. (2010). Differential peat deformation, compressibility, and water storage between peatland microforms: Implications for ecosystem function and development. WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 46, W07538, doi:10.1029/2009WR008802, 2010.

Wels, C., Mackie, D., Scibek, J. (2012). Guidelines for Groundwater Modelling to Assess Impacts of Proposed Natural Resource Development Activities. Robertson GeoConsultants Inc. & SRK Consulting (Canada) Inc. REPORT NO. 194001

Whitfield, C. J., Aheme, J., Gibson, J. J., Seabert, T. A. et Watmough, S. A. (2010). The controls on boreal peatland surface water chemistry in Northem Alberta, Canada. Hydrological Processes, vol. 24, no 15, p. 2143-2155.

Whittington, P., Price, J.S. (2012). Effect of mine dewatering on peatlands of the James Bay Lawland: the role of bioherms. HYDROLOGICAL PROCESS. DOI: 10.1002/hyp. 9266.

Whittington, P., Price, J.S. (2013). Effect of mine dewatering on the peatlands of the James Bay Lowland: the role of marine sediments on mitigating peatlands drainage. HYDROLOGICAL PROCESSES. DOI: 10.1002/hyp.9858.

Whitman, S.K. (2016). Inter-code Comparison of Variably Saturated Fuid Flow and Prediction of Percolation through a Tailings Impoundment in Southeast Nevada, USA. Thèse de Doctorat, University of Nevada, Reno, NV, USA.

ANNEXE A LES RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES

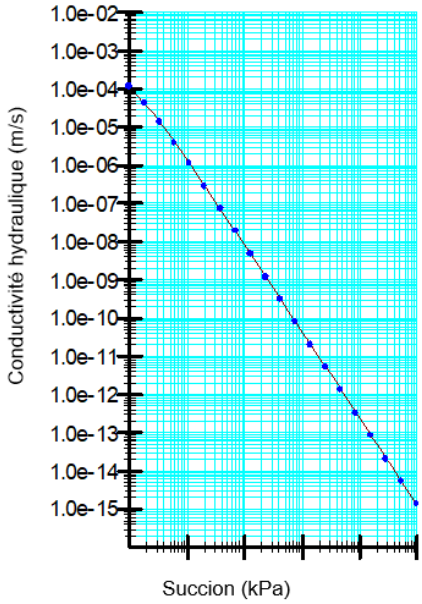
Campagne Juin 2019	unités	Témoins P	Ouest S	Ouest P	Sud S	Sud P	Centre S	Centre P	Nord S	Nord P	Est S	Est P
Al	mg/L	0,57	0,15	0,43	0,23	0,24	0,14	0,43	0,086	0,45	0,072	0,4
As	mg/L	0,0045	0,0013	0,00039	0,0039	0,003	0,0017	0,00082	0,0012	0,00053	0,00099	0,0011
Ba	mg/L	0,01	0,0046	0,0092	0,0069	0,028	0,0049	0,0079	0,0023	0,0075	0,0011	0,0045
Be	mg/L		0,000005	0,000018	0,000005	0,000011		0,00003				<LD
B	mg/L	0,0025	0,0015	0,00073	0,0014	0,0031	0,0011	0,0007	0,0013	0,0015	0,001	0,014
Cd	mg/L	0,000019	0,00033	0,000031	0,00013	0,000011	0,00021	0,000017	0,000046	0,000049	0,000022	0,0094
Ca	mg/L	6,9	1	3,9	2	11	2,2	4,4	0,73	3,4	0,47	1,5
Cr	mg/L	0,0026	0,00028	0,00046	0,00053	0,001	0,00035	0,0043	0,00018	0,00057	0,0002	0,00092
Co	mg/L	0,00029	0,00021	0,00053	0,00022	0,0016	0,00032	0,0014	0,00011	0,00097	0,000051	0,00013
Cu	mg/L	0,0055	0,0012	0,0018	0,0018	0,00029	0,00046	0,00043	0,00023	0,0022	0,00017	0,00091
Sn	mg/L		0,00016	0,00034	0,00015	0,0017	0,00042	0,00011	0,00022	0,0005		0,00048
Fe	mg/L	0,23	0,54	0,75	0,79	11	0,89	4	0,3	1,8	0,13	0,32
Mg	mg/L	0,75	0,23	0,3	0,33	1,1	0,17	0,69	0,11	0,46	0,072	0,23
Mn	mg/L	0,07	0,011	0,014	0,029	0,2	0,0038	0,058	0,0026	0,042	0,00083	0,006
Hg	mg/L	0,002	0,000001	0,000001	0,000001	0,000001					0,000006	
Mo	mg/L	0,000071	0,000051	0,000075	0,0001	0,000068	0,000073	0,000021		0,000037	0,000052	0,000087
Ni	mg/L	0,0014	0,00062	0,001	0,00064	0,0017	0,00074	0,0023	0,0004	0,0018	0,00035	0,0014
Pb	mg/L	0,000084	0,0023	0,000057	0,001	0,00018	0,0015	0,000051	0,0007	0,00025	0,0018	0,071
K	mg/L	0,15	0,34	0,38	0,19	0,3	0,049	0,12		0,15	<LD	0,078
Rb	mg/L	0,00067	0,0018	0,0015	0,00098	0,0008	0,00036	0,00082		0,00089	0,000082	0,00025
Se	mg/L		0,00015	0,000025	0,00013	0,000025	0,00015				0,00008	
Na	mg/L	2,1	0,51	2	0,91	1,6	1,2	1,5	2,7	1,2	1,1	1,6
Sr	mg/L	0,03	0,0074	0,019	0,012	0,043	0,0081	0,02	0,0027	0,013	0,0024	0,0083
Ti	mg/L	0,018	0,0021	0,0041	0,0047	0,0082	0,0025	0,012	0,00089	0,004	0,0017	0,014
U	mg/L	0,000029	0,0000046	0,000032	0,000012	0,00001	0,00001	0,000026		0,000026	0,000004	0,000009
Zn	mg/L	0,016	0,023	0,046	0,015	0,0058	0,024	0,003	0,012	0,028	0,007	0,031
Si	mg/L	14	3,4	10	5,2	12	3,9	17	2,7	13	0,76	8,5

LD : Limite de détection; P : profond; S : surface, M : moyen

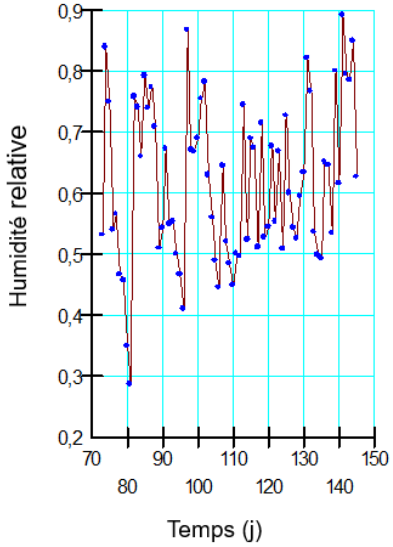
Août 2019	unités	Témoins S	Témoins M	Témoins P	Ouest S	Ouest M	Ouest P	Sud S	Sud M	Sud P	Centre S	Centre M	Centre P	Nord S	Nord M	Nord P	Est S
Al	mg/L	0,053	0,13	0,28	0,12	0,23	0,37	0,19	0,21	0,18	0,15	0,2	0,33	0,1	0,18	0,47	0,13
Ag	mg/L	<LD	<LD	<LD	5,7E-06	3,7E-06	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000022	<LD	<LD	0,00001	<LD	<LD	1,2E-05
As	mg/L	0,00078	0,001	0,0014	0,0014	0,00098	0,00085	0,0019	0,001	0,0021	0,0022	0,001	0,00097	0,0017	0,0012	0,00073	0,012
Ba	mg/L	0,0022	0,0061	0,013	0,0048	0,0033	0,0083	0,0001	0,016	0,024	0,0049	0,0085	0,0076	0,0041	0,0051	0,0091	0,0051
Be	mg/L	<LD	<LD	0,000021	<LD	<LD	0,000021	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,00002	<LD	<LD	<LD	<LD
Bi	mg/L	<LD	0,000014	<LD	3,7E-05	-9E-06	<LD	0,00002	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000025	<LD	<LD	<LD
Cd	mg/L	0,000075	0,000058	0,000026	0,00019	0,000018	0,000022	5,8E-05	0,000031	<LD	0,00034	0,00011	0,000018	0,000068	0,000046	2,4E-05	0,00011
Ca	mg/L	0,68	1,4	13	1,2	1,3	2,6	1,9	3,1	8,3	1,7	2,2	3,8	2,6	3	3	1,7
Cr	mg/L	<LD	0,00027	0,0037	0,00012	0,00015	0,00017	0,00023	0,0005	0,0006	0,00042	0,00043	0,0032	0,00031	0,00039	0,00068	9,7E-05
Co	mg/L	0,00011	0,00018	0,0016	0,00023	0,00017	0,00053	0,00024	0,00039	0,0014	0,00029	0,00044	0,00067	0,00018	0,00028	0,00081	0,00017
Cu	mg/L	0,00031	0,00043	0,0013	0,00098	0,00023	0,0016	0,002	0,0014	0,0006	0,002	0,0013	0,0029	0,0016	0,0021	0,0047	0,0026
Sn	mg/L	0,00019	0,00018	0,00047	0,00032	0,00031	0,00012	0,00018	0,00051	0,0013	0,00085	0,00072	0,00022	0,0014	0,00075	0,00033	0,00041
Fe	mg/L	0,57	0,53	4,9	0,73	0,31	0,84	0,82	1,5	5,2	0,51	1	0,58	0,19	0,28	1,1	0,23
Li	mg/L	0,00023	0,00026	0,00084	0,00021	0,00035	0,00035	0,0003	0,00043	0,0012	0,00045	0,0003	0,00024	0,00026	0,0006	0,00038	0,00065
Mg	mg/L	0,18	0,2	1,6	0,23	0,12	0,23	0,29	0,43	0,95	0,19	0,3	0,66	0,2	0,23	0,46	0,31
Mn	mg/L	0,0048	0,0084	0,26	0,011	0,0021	0,012	0,027	0,039	0,18	0,0042	0,01	0,042	0,0059	0,0067	0,038	0,0044
Hg	mg/L	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
Mo	mg/L	0,00001	0,00003	0,000024	5,4E-05	0,000051	0,000062	7,8E-05	0,00011	7E-05	0,0001	0,000039	0,000046	0,000085	0,000064	5,2E-05	0,00011
Ni	mg/L	0,00046	0,00056	0,0021	0,00067	0,00054	0,00087	0,00064	0,0012	0,0014	0,00099	0,0016	0,0013	0,00081	0,0027	0,0015	0,00063
Pb	mg/L	0,00081	0,00057	0,000034	0,002	0,000075	0,000029	0,00082	0,00023	0,0001	0,0018	0,00039	0,000028	0,00096	0,00031	0,00012	0,0019
K	mg/L	0,022	0,035	0,066	0,41	0,19	0,13	0,052	0,16	0,32	0,32	0,21	0,37	0,13	0,39	0,15	0,039
Rb	mg/L	0,000051	0,00014	0,00041	0,0023	0,0011	0,0012	0,00045	0,00093	0,0009	0,0026	0,00063	0,0012	0,00019	0,00072	0,00093	0,00013
Se	mg/L	0,00013	0,00016	<LD	0,00018	0,00017	<LD	0,00013	0,000093	5E-05	0,00026	<LD	0,000051	0,00018	<LD	<LD	0,00022
Na	mg/L	0,16	0,34	2,2	0,41	0,75	1,4	0,8	0,87	1,4	1,4	0,9	1,7	0,26	0,64	1,2	2,8
U	mg/L	1,5E-06	0,0000021	0,000021	6,1E-06	<LD	0,000021	6,5E-06	0,000007	1E-05	5,6E-06	2,5E-06	0,00002	3,2E-06	7,6E-06	2,8E-05	6,1E-06
Zn	mg/L	0,026	0,021	0,018	0,026	0,0031	0,0055	0,014	0,019	0,019	0,046	0,045	0,021	0,1	0,1	0,012	0,023
Si	mg/L	0,5	2	13	3,6	9,2	8	4,6	6,5	10	3,2	9	16	2,2	5,3	12	1,2

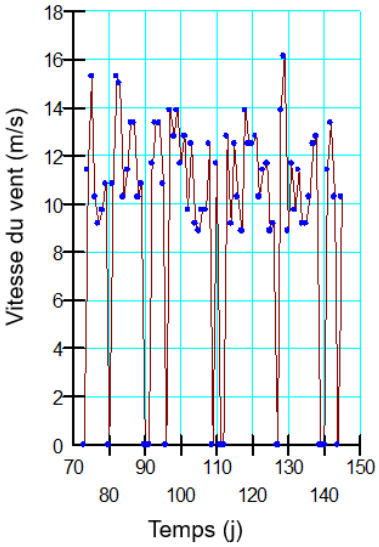
Octobre 2019	unités	Témoins S	Témoins M	Témoins P	Ouest S	Ouest M	Ouest P	Sud S	Sud M	Sud P	Centre P	Nord S	Nord M	Nord P	Est S
Al	mg/L	0,062	0,11	0,33	0,17	0,3	0,46	0,21	0,23	0,14	0,49	0,11	0,16	0,63	0,15
Ag	mg/L	<LD	<LD	<LD	0,000009	7,4E-06	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3,7E-06	<LD
As	mg/L	0,00077	0,001	0,0025	0,0017	0,00099	0,00043	0,00095	0,00089	0,0014	0,00094	0,0015	0,00083	0,00059	0,0034
Ba	mg/L	0,0024	0,0065	0,017	0,0054	0,0062	0,0099	0,0072	0,014	0,022	0,0077	0,0051	0,0064	0,01	0,0028
Be	mg/L	<LD	<LD	0,000037	<LD	<LD	0,000025	<LD	<LD	0,00001	0,00003	<LD	<LD	0,000031	<LD
B	mg/L	0,00022	0,00043	0,0012	0,00093	0,0011	0,0012	0,00062	0,0018	0,0033	0,00082	0,0031	0,0039	0,0013	0,00056
Cd	mg/L	0,000067	0,000074	0,000034	0,00019	0,000031	0,000043	0,00003	0,000029	<LD	0,000024	0,000045	0,00008	0,000035	0,000053
Ca	mg/L	0,56	1,1	17	1,2	1,6	3,1	2,1	3,2	7,6	3,7	1	1,7	3	0,92
Cr	mg/L	0,00027	0,00031	0,0058	0,00051	0,00045	0,00051	0,00055	0,00052	0,00068	0,0043	0,00023	0,00036	0,0011	0,00043
Co	mg/L	0,00012	0,00022	0,0024	0,00032	0,00028	0,00068	0,00033	0,00045	0,0012	0,0017	0,00016	0,00035	0,0011	0,00013
Cu	mg/L	0,00016	0,00022	0,0009	0,001	0,0013	0,0025	0,00059	0,0016	0,00044	0,0012	0,0012	0,004	0,0028	0,00053
Fe	mg/L	0,75	1,1	10	1,6	0,92	2	2,2	2,8	5,5	4,6	0,35	0,83	2,3	0,36
Li	mg/L	0,00031	0,0003	0,0014	0,00023	0,00031	0,00037	0,00028	0,00031	0,0013	0,00032	0,00026	0,00053	0,00046	0,00067
Mg	mg/L	0,22	0,23	2,2	0,26	0,16	0,27	0,34	0,51	0,93	0,78	0,19	0,19	0,51	0,2
Mn	mg/L	0,0058	0,0084	0,37	0,015	0,0035	0,015	0,034	0,042	0,17	0,063	0,0038	0,0076	0,042	0,0013
Hg	mg/L	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000005
Mo	mg/L	<LD	<LD	0,000016	0,000046	0,000052	0,000055	0,000039	0,000062	0,00006	<LD	0,000045	0,000055	0,00006	0,00011
Ni	mg/L	0,00074	0,00079	0,002	0,00098	0,00083	0,0014	0,00084	0,0015	0,00088	0,0018	0,00086	0,0018	0,0018	0,00071
Pb	mg/L	0,00096	0,0015	0,000017	0,0042	0,00024	0,00018	0,00063	0,0002	0,000044	0,000027	0,00091	0,00075	0,00018	0,0029
K	mg/L	<LD	<LD	0,054	1,7	0,18	0,2	0,037	0,28	0,28	0,24	0,095	0,25	0,2	0,4
Rb	mg/L	<LD	<LD	0,0007	0,0092	0,0011	0,0013	0,0003	0,0011	0,00084	0,00085	0,000092	0,00041	0,0011	0,0022
Se	mg/L	<LD	0,00019	0,000063	0,00027	<LD	<LD	0,00013	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,00028
Na	mg/L	0,3	0,41	2,9	0,72	0,74	1,5	1,3	1,1	1,4	1,7	0,2	0,62	1,4	2,5
Sr	mg/L	0,004	0,0071	0,072	0,0084	0,0085	0,018	0,013	0,019	0,035	0,019	0,0037	0,0074	0,015	0,0058
U	mg/L	<LD	0,0000014	0,000029	6,1E-06	2,8E-06	0,000019	0,000005	0,000005	0,000011	0,00002	2,5E-06	0,0000048	0,000037	0,0000047
Zn	mg/L	0,018	0,02	0,00055	0,029	0,023	0,025	0,018	0,023	0,0037	0,0076	0,034	0,043	0,018	0,015
Si	mg/L	0,59	1,3	18	6,5	10	9,2	5,9	7,6	12	18	1,8	5,7	0	2,2

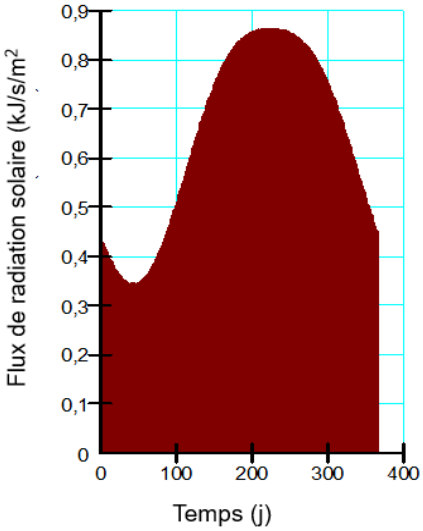
ANNEXE B COURBE DE LA CONDUCTIVITÉ EN FONCTION DE LA PRESSION



ANNEXE C ÉVOLUTION DES DONNÉES CLIMATIQUES UTILISÉES DANS LA MODÉLISATION NUMÉRIQUE







ANNEXE D SENSIBILITÉ DES SIMULATIONS NUMÉRIQUES AUX VARIATIONS DES DIFFÉRENTS PARAMÈTRES D'ENTRÉE

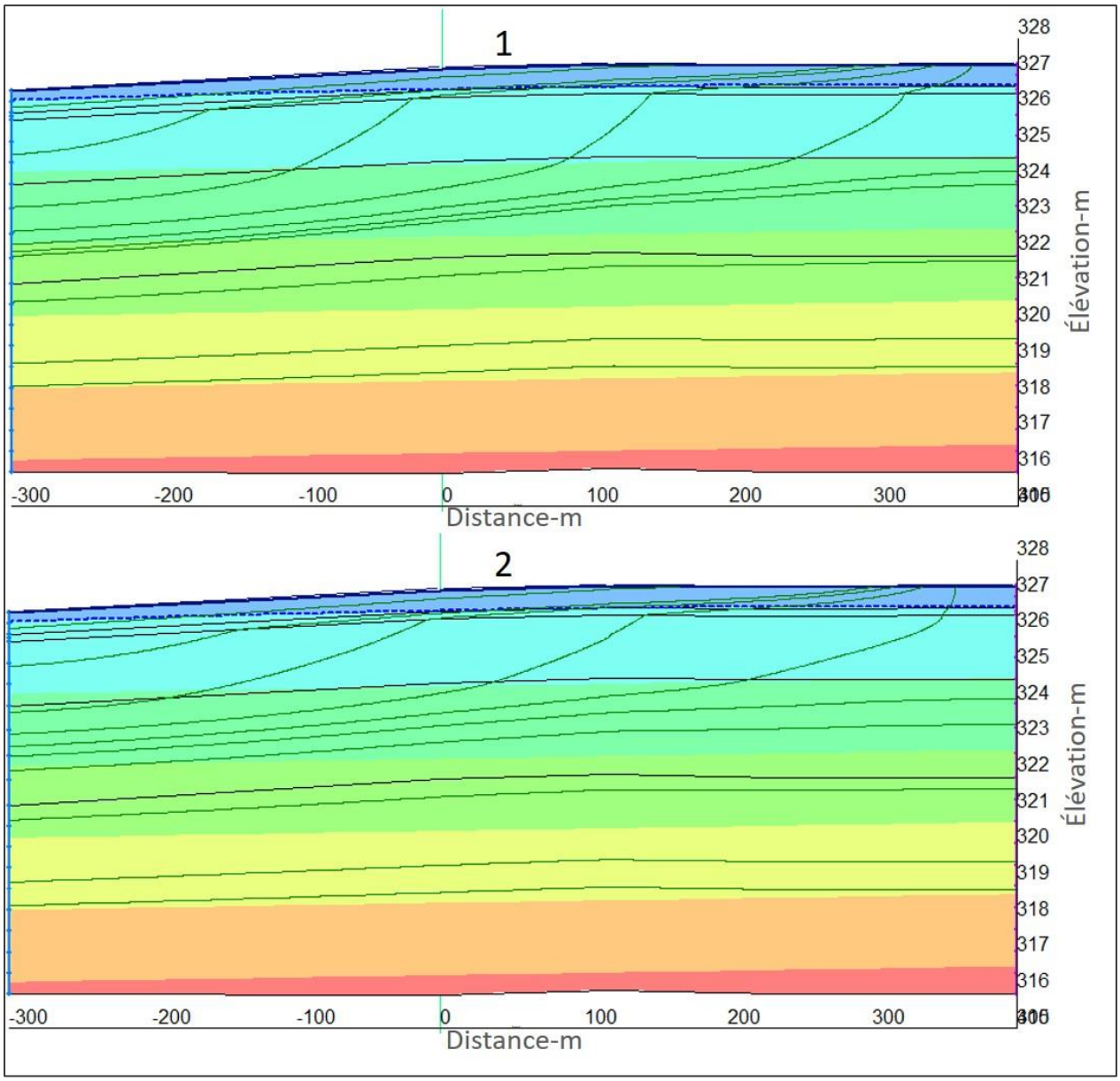


Figure 5.2 La sensibilité des simulations à la conductivité hydraulique par un facteur ±2 (1 : K multipliée par 2; 2 : K divisée par 2)

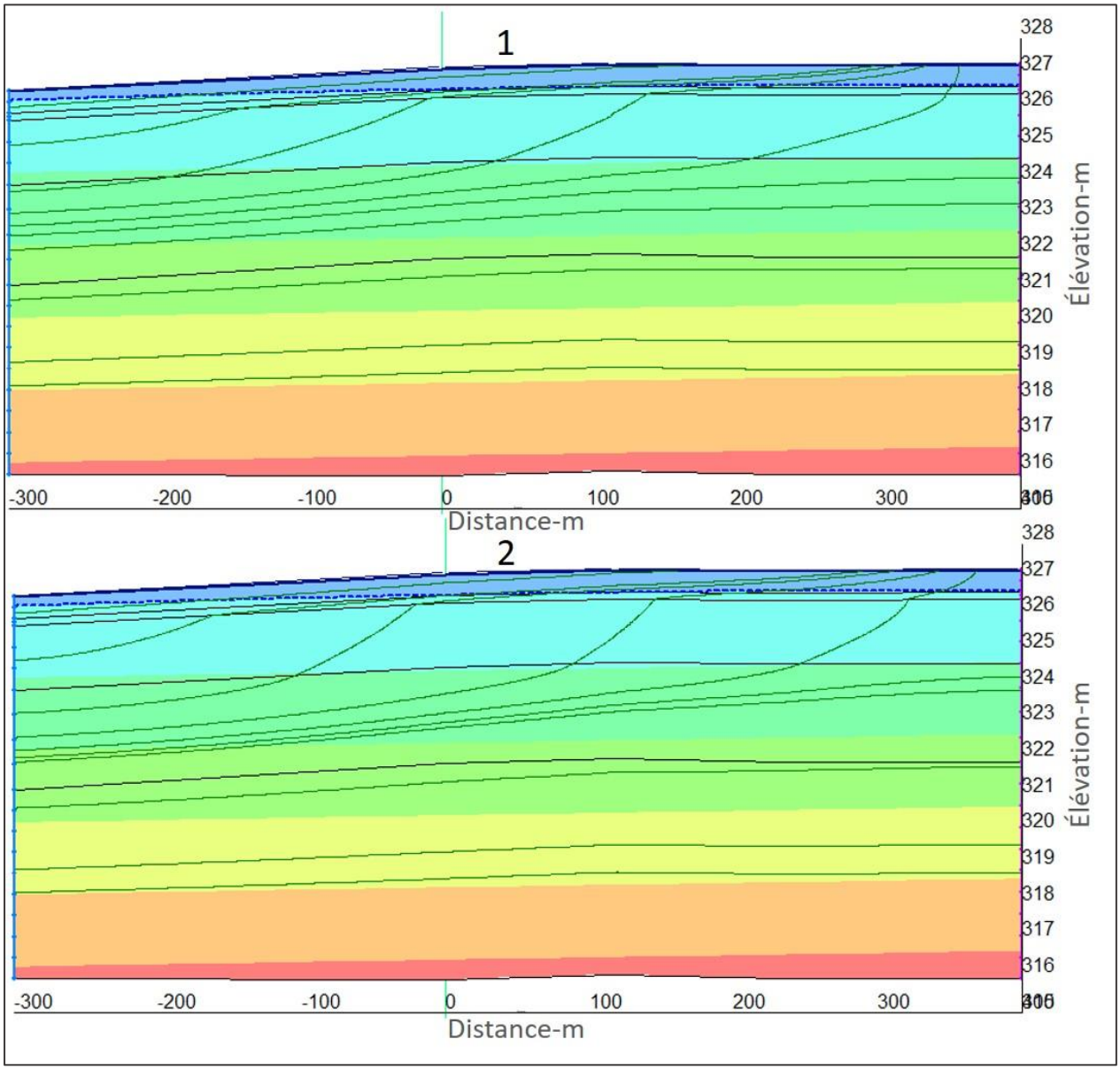


Figure 5.3 La sensibilité des simulations à l'anisotropie de conductivité hydraulique par un facteur ±2 (1 : l'anisotropie devisée par 2; 2 : l'anisotropie multiplie par 2)

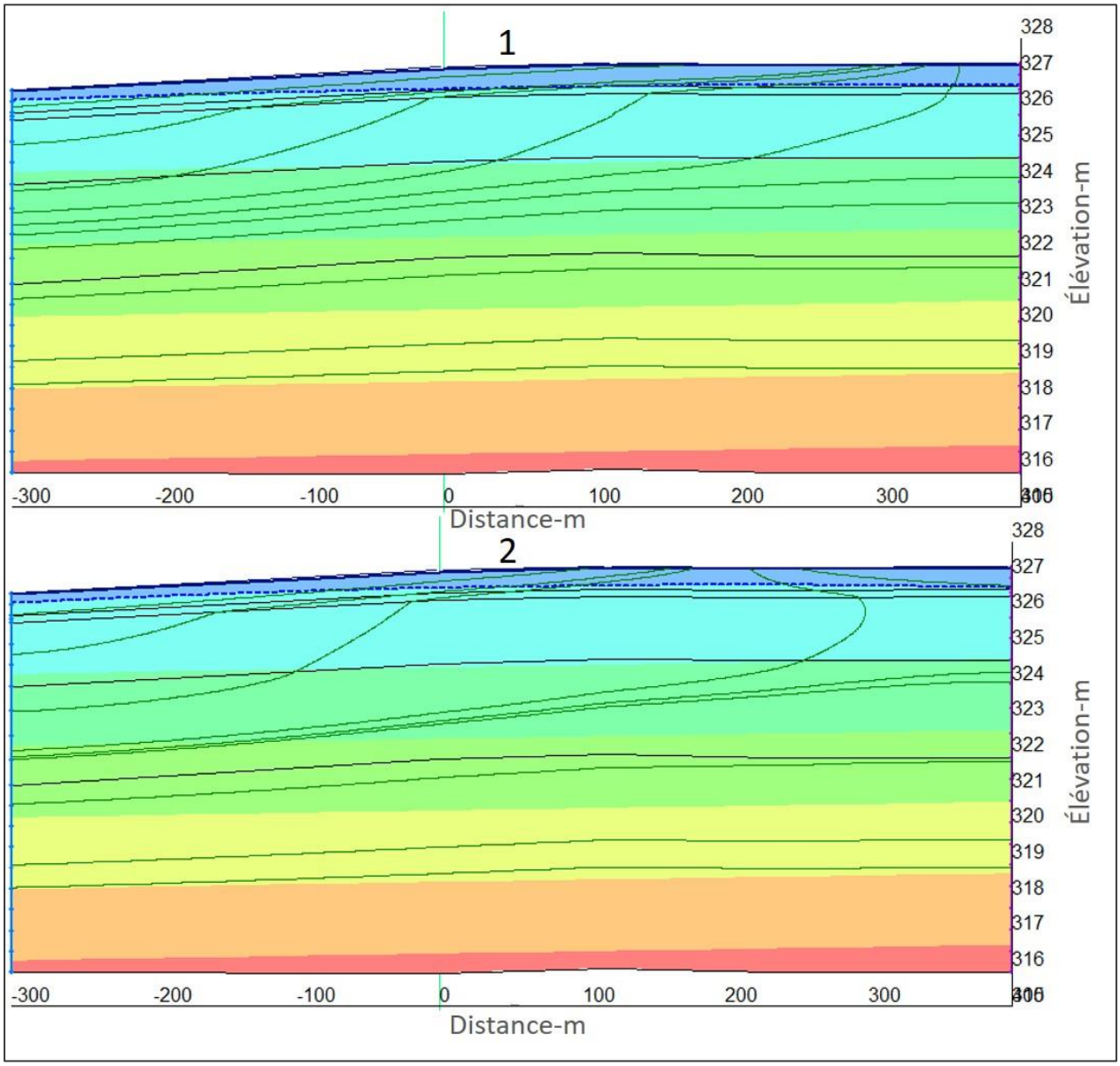


Figure 5.4 La sensibilité des simulations à la recharge par un facteur ±2 (1 : la recharge devisée par 2; 2 : la recharge multiplie par 2)

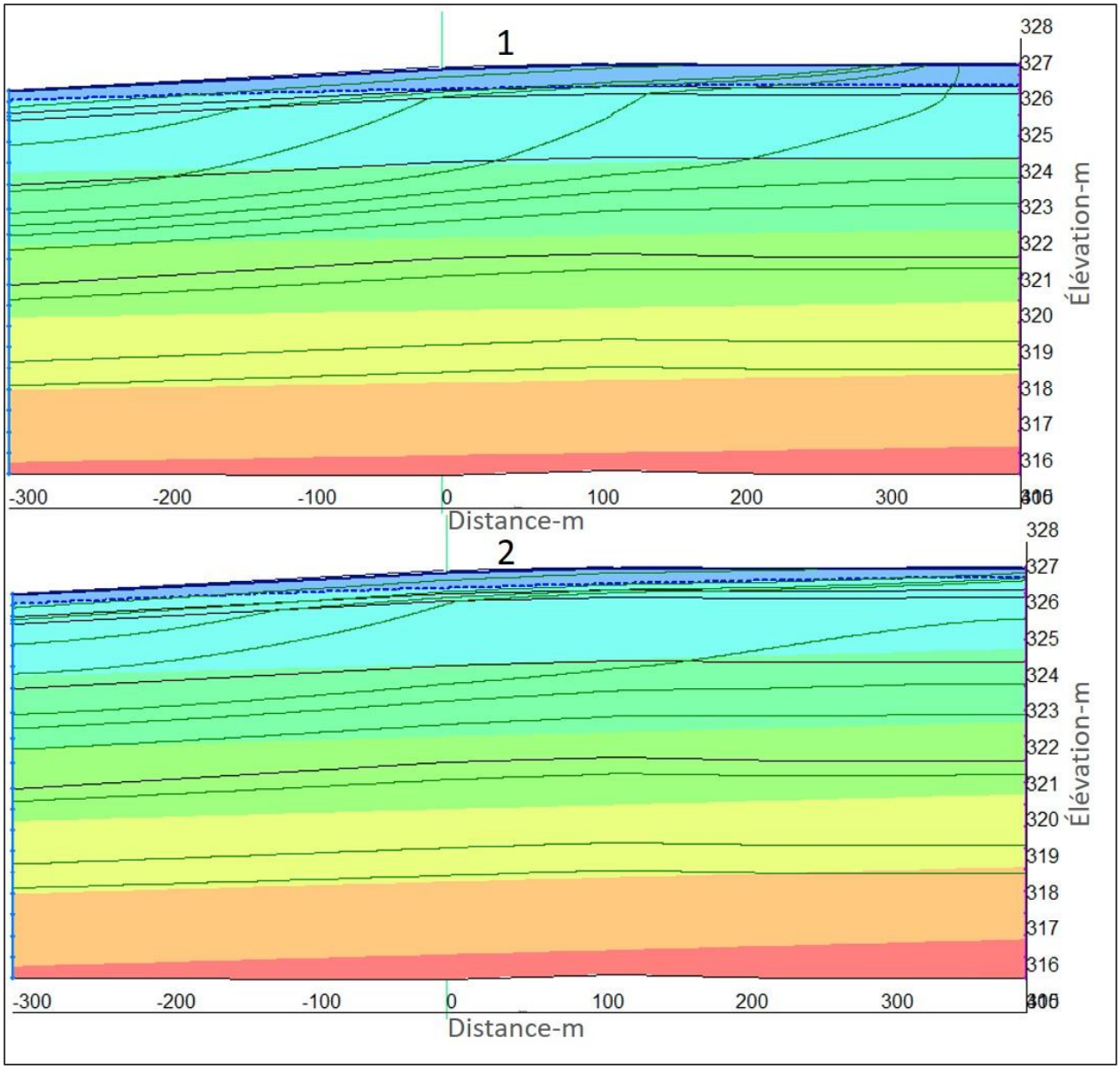


Figure 5.5 La sensibilité des simulations aux conditions aux limites par un facteur ±1 m (1 : la limite droite soustraite de 1; 2 : la limite droite additionnée de 1)

ANNEXE E RÉSULTATS DE CALAGE POUR LES PIÉZOMÈTRES NORD, SUD ET CENTRE

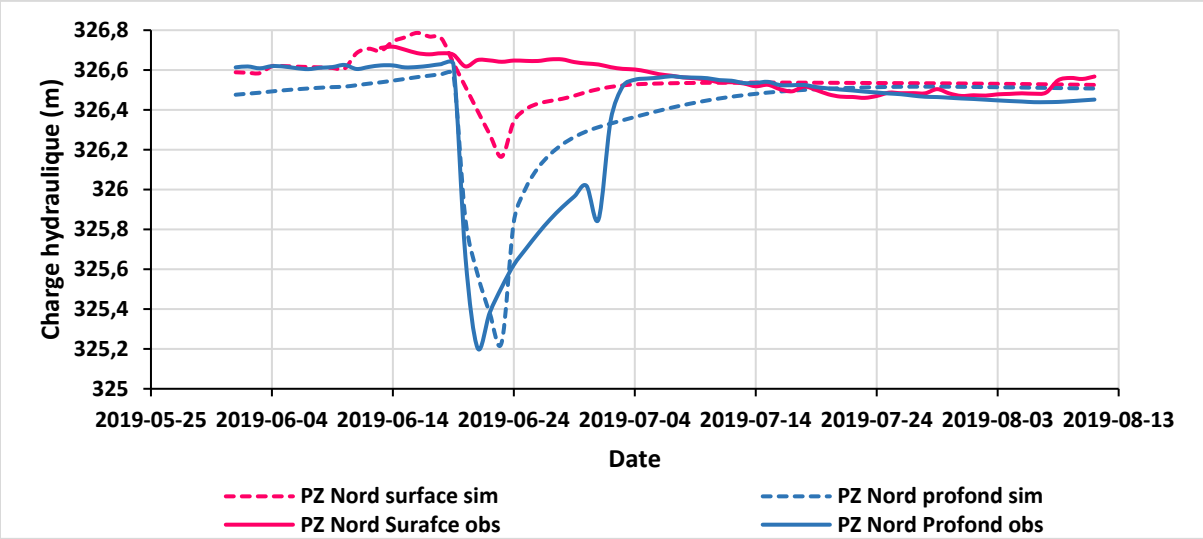


Figure 5.6 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres Nord profond et surface, pendant la période juin-août 2019

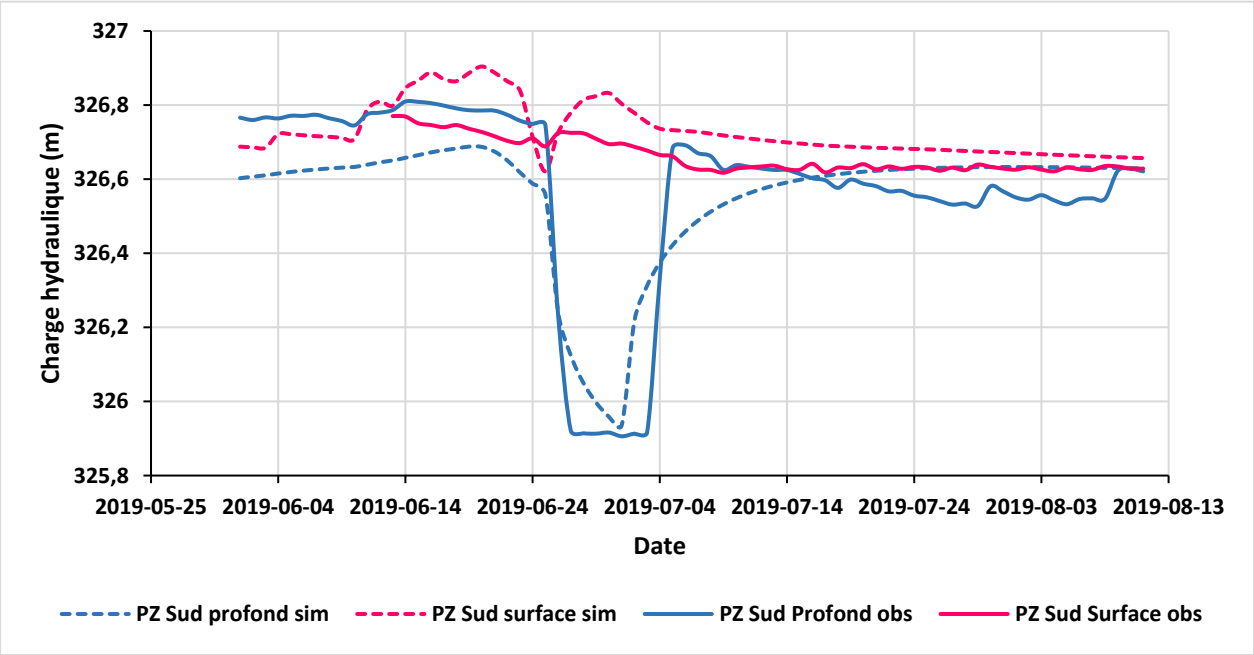


Figure 5.7 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres sud profond et surface, pendant la période juin-août 2019

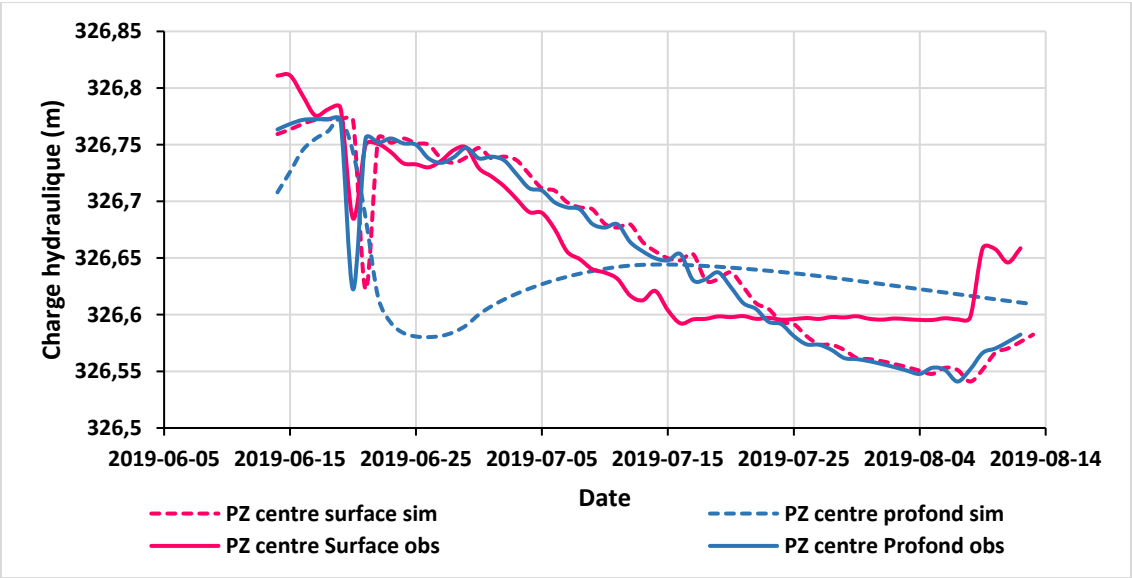
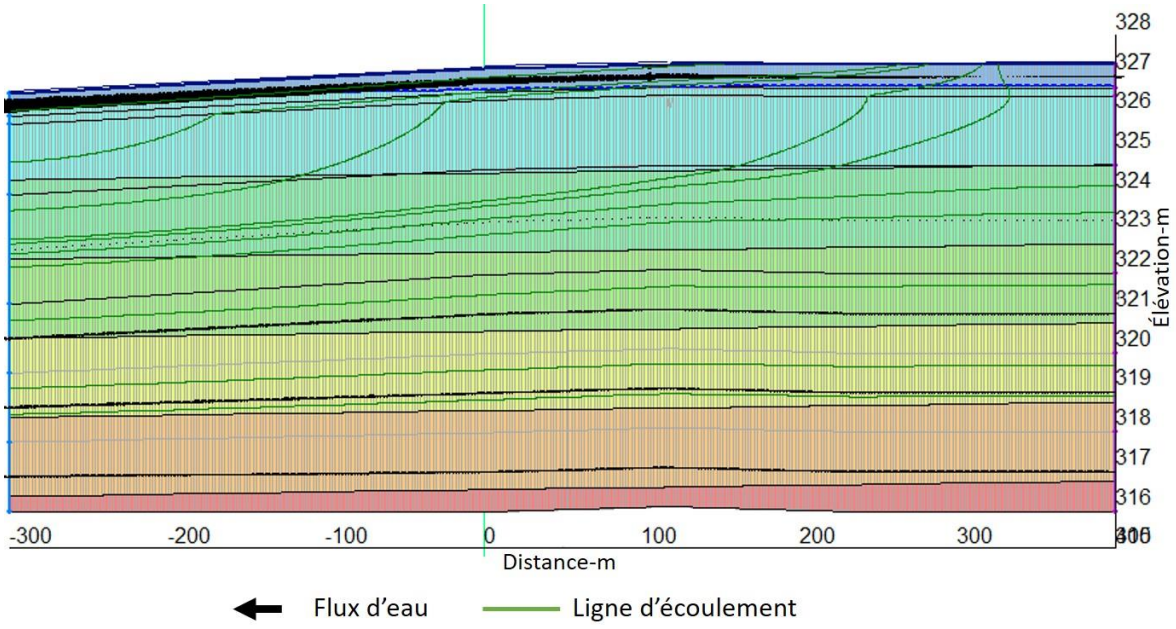


Figure 5.8 Les charges hydrauliques simulés (sim) vs observées (obs) pour les piézomètres centre profond et surface, pendant la période juin-août 2019

ANNEXE F LE MOUVEMENT DE L'EAU AU SEIN DES TOURBIÈRES



ANNEXE G IMPACT DE PROCESSUS PHYSIQUE SUR LE TRNASPORT

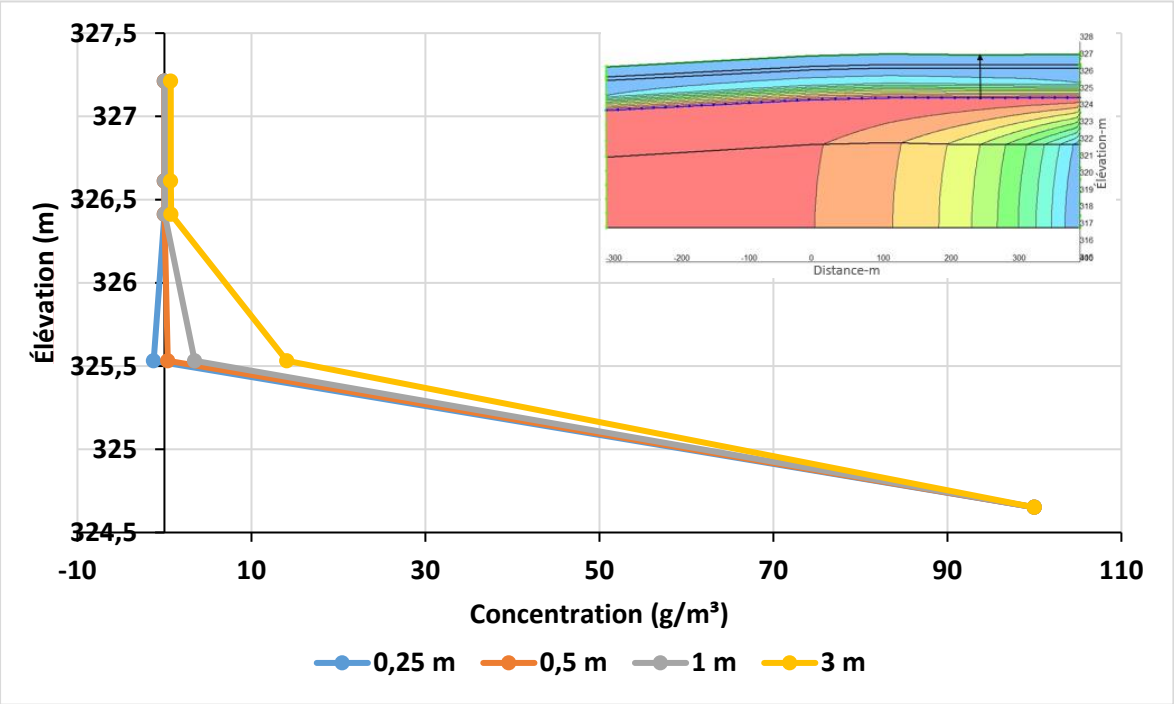


Figure 5.9 Impact de la dispersion (α_L) sur le transport d'un élément qui se situe à l'interface

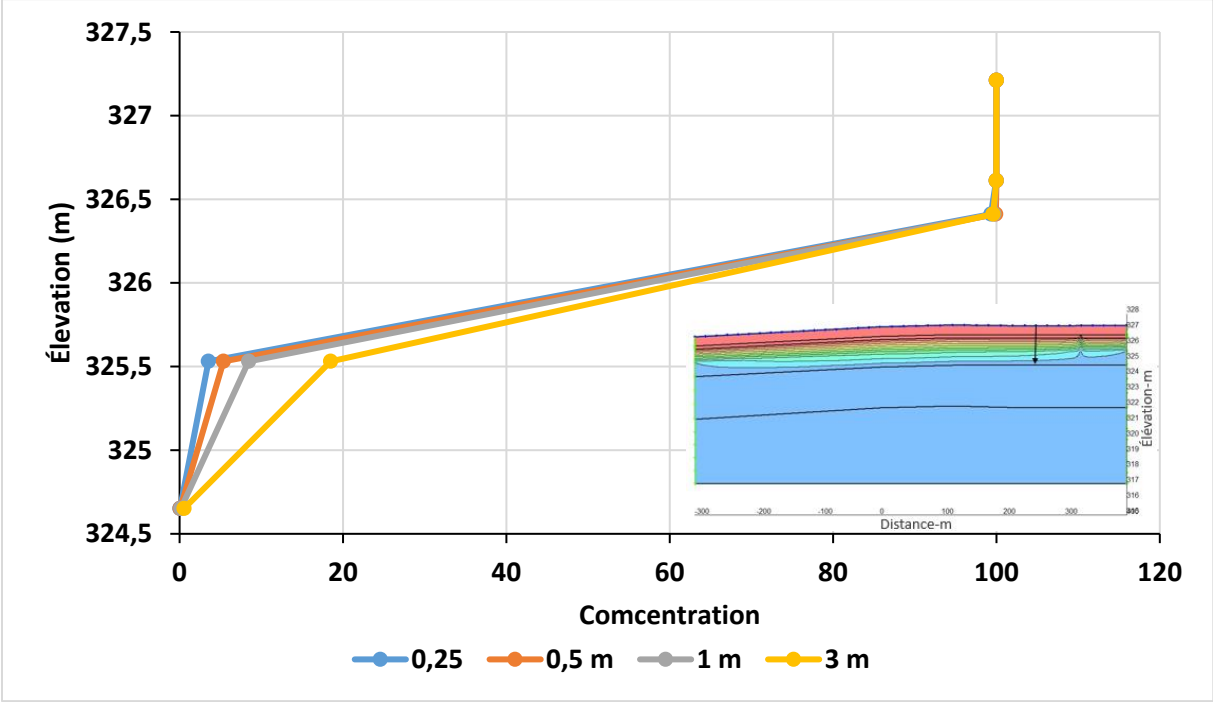
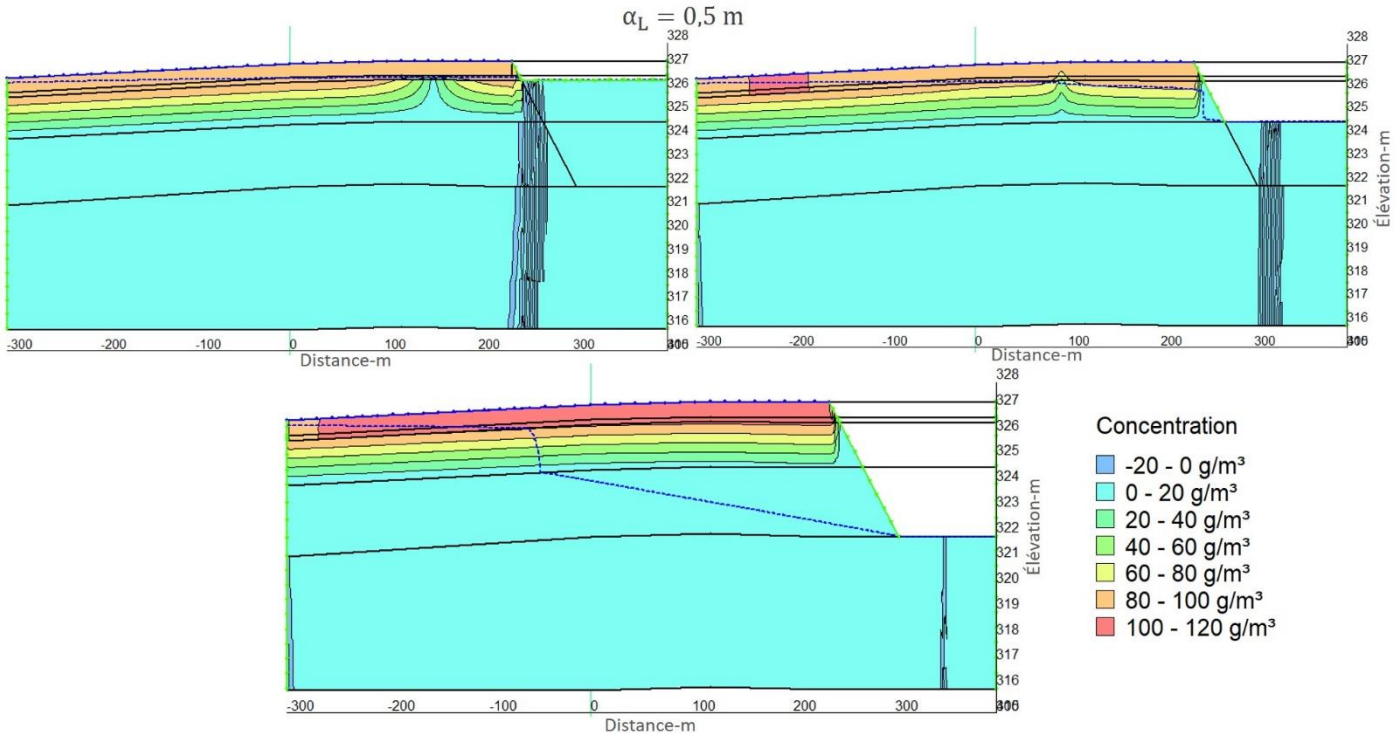
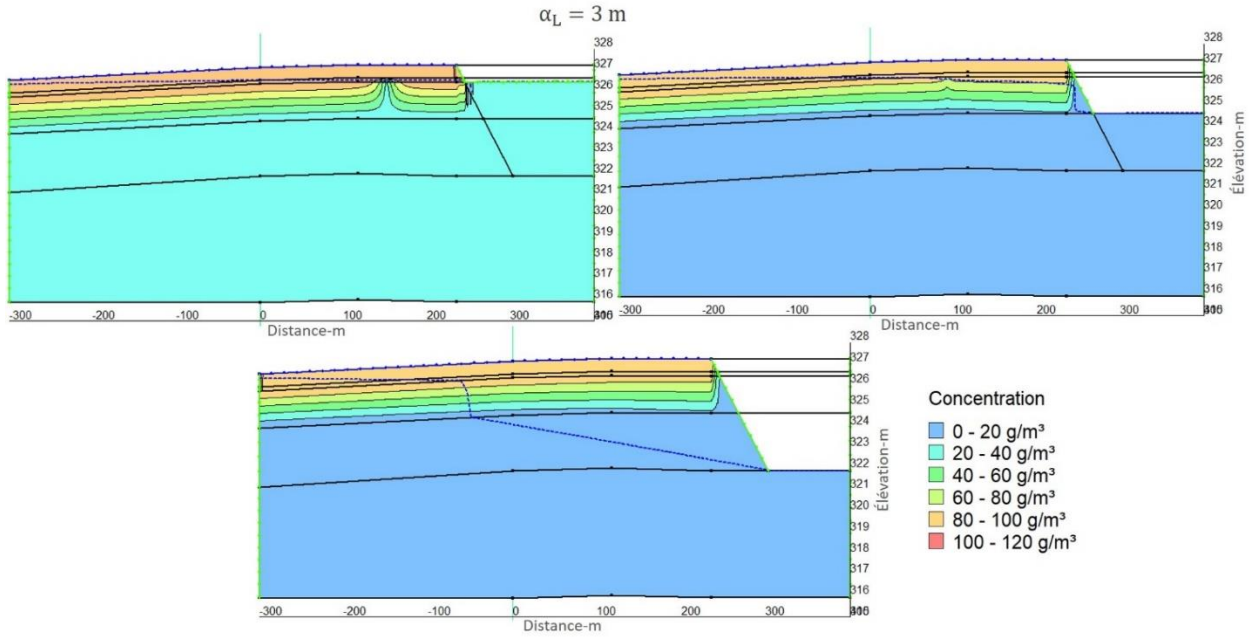


Figure 5.10 Impact de la dispersion (α_L) sur le transport d'un élément qui se situe à la surface

ANNEXE H IMPACT DE DÉNOYAGE SUR LE TRANSPORT DES ÉLÉMENTS POUR DES VALEURS DE DISPERSIVITÉ DE 0,5 ET 3M