

Centre Eau Terre et Environnement (ETE)

**EFFET DE LA RÉOLUTION TOPOGRAPHIQUE DES MODÈLES
HYDROGÉOLOGIQUES SUR L'ESTIMATION DES DÉBITS DE BASE
DES RIVIÈRES ET DES TEMPS DE RÉSIDENCE DE L'EAU
SOUTERRAINE**

Par
Ronan Abhervé

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès Sciences (M.Sc.)
en Sciences de la Terre (INRS)
et en Sciences de l'Eau (Université de Rennes 1)
cheminement bilingue parcours géoingénierie et environnement

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	John Molson Université Laval, Québec
Examineur interne	Laurent Longuevergne Université de Rennes 1, France
Examinatrice externe	Agnès Rivière Mines ParisTech, France
Directeur de recherche	René Lefebvre INRS-ETE, Québec
Directeur de recherche	Olivier Bour Université de Rennes 1, France
Codirecteur de recherche	Daniel Paradis Commission géologique du Canada, Québec
Codirecteur de recherche	André Saint-Hilaire INRS-ETE, Québec

REMERCIEMENTS

Mon année de maîtrise au Québec terminée, c'est le moment de vous remercier, vous tous qui avez contribué, de près ou de loin, à la réalisation ce projet de recherche, ou tout naturellement, à mon épanouissement outre-Atlantique. Quelle belle expérience !

J'ai à cœur de remercier René Lefebvre, pour m'avoir offert l'opportunité de venir étudier à l'INRS et pour l'intérêt que tu portes à mes projets actuels ou futurs. Merci pour ta disponibilité, ta communicative passion en hydrogéologie, et plus généralement pour l'ensemble de ton excellent encadrement. Tu as grandement participé à rendre cette année de maîtrise agréable et captivante.

Je remercie également mes codirecteurs québécois, à commencer par André St-Hilaire, pour avoir favorisé le développement de mon projet initial de maîtrise. Un grand merci à Daniel Paradis, pour ton étroite collaboration et ta précieuse aide en modélisation, ton encadrement était très apprécié.

Une grande partie de ma reconnaissance va à Marc Laurencelle, merci d'avoir partagé ton talent informatique et de m'avoir concocté ces scripts si complexes et fonctionnels à la fois. J'en profite également pour remercier Jean-Sébastien Gosselin pour ces excellentes formations Python.

Je tiens à remercier les évaluateurs de ce mémoire, Agnès Rivière et Laurent Longuevergne, pour le temps consacré à la révision en partageant leur expertise scientifique. Mention particulière à John Molson, pour m'avoir donné le goût de la modélisation grâce à ton cours très formateur.

Du côté de l'Université de Rennes 1, je souhaite remercier mon directeur Olivier Bour, pour les pertinentes discussions sur la modélisation des échanges nappe-rivière. Je pense aussi à Jean-Raynald de Dreuzy et Luc Aquilina qui ont depuis le début soutenu mon départ pour le Canada.

Une grosse pensée pour toute ma famille, pour votre incontestable soutien et ces folles aventures canadiennes, merci d'être toujours là et toujours présent.

Claire, merci à toi, pour ces moments inoubliables, et de m'avoir toujours soutenu et supporté malgré la distance. Pourtant si loin, c'était un vrai bonheur de t'avoir à mes côtés cette année.

Et enfin, merci à tous ceux qui ont participé, de quelconque manière, à mon installation et mon intégration au Québec. Merci aux collègues, aux copains et aux copines, beaucoup de très belles rencontres qui m'ont aidé à supporter l'hiver glacial et l'été tropical avec le sourire. N'oubliez pas, vous êtes les bienvenus au paradis, en Bretagne !

AVANT-PROPOS

En 2017, une formation bilingue est créée entre l'Institut national de la recherche scientifique (INRS, Québec, Canada) et l'Université de Rennes 1 (France). Ce nouveau parcours Géologie et environnement s'inscrit dans le cadre de la maîtrise en Sciences de la Terre à l'INRS et du master Sciences de l'Eau à l'Université de Rennes 1.

Déjà diplômé du master mention Sciences de l'Eau de l'Université de Rennes 1 (2016-2018), mon parcours bilingue est complété par une année de maîtrise à l'INRS, au Centre Eau Terre et Environnement de la ville de Québec.

Ce mémoire intègre les travaux de recherche réalisés de septembre 2018 à août 2019.

Lors de cette maîtrise, une publication sous forme d'affiche a été présentée à une conférence internationale :

Abhervé R., Lefebvre R., Laurencelle M., Paradis D., St-Hilaire A., Bour O. (2019) Impact of topographic resolution on simulated regional groundwater flow and residence time. *GAC-MAC-IAH Conference 2019*, Québec, Canada, 12-15 May 2019, Abstract SS-GH07-P01.

Cette publication est jointe à l'Annexe II de ce mémoire.

RÉSUMÉ

La gestion des ressources en eau souterraine nécessite souvent l'utilisation des modèles numériques gouvernant de grands territoires pour évaluer, entre autres, l'impact du changement climatique. La taille importante de ces modèles régionaux nécessite généralement un certain lissage de la topographie de la surface terrestre afin d'alléger le traitement numérique. L'objectif de cette étude est donc d'évaluer l'influence de la résolution topographique sur les flux entrants dans les aquifères (recharge) et ceux émergents aux cours d'eau, ainsi que le temps de résidence des eaux souterraines. Un modèle hydrogéologique en coupe transversale 2D a été développé où seule la résolution de surface est modifiée entre les simulations réalisées en régime permanent et avec le niveau de la nappe fixé à la surface. Les résultats illustrent bien que les flux diminuent significativement avec une résolution topographique décroissante, autrement dit en fonction du lissage de la topographie, tandis que les temps de résidence sont plus longs. Seule la partie superficielle de l'aquifère est impactée par le lissage topographique qui entraîne une diminution des gradients hydrauliques en surface. Cela implique qu'un modèle régional utilisant une résolution trop faible de la surface terrestre devra être calé avec des conductivités hydrauliques supérieures aux valeurs mesurées afin d'obtenir un débit de base simulé réaliste. Ces résultats donnent une nouvelle perspective à l'effet d'échelle apparent sur les propriétés hydrauliques des aquifères.

Mots-clés : gestion de l'eau ; interactions surface-subsurface ; modélisation hydrogéologique ; résolution topographique ; débit de base ; temps de résidence ; conductivité hydraulique ; calage des modèles ; effet d'échelle.

ABSTRACT

The assessment and management of groundwater resources often require the use of large regional numerical models to assess, for example, the impact of climate change on water supply. Such models typically use large numerical grid cells resulting in smoothed land surface topography. The main objective of our study was to assess the influence of resolution of the land surface topography on groundwater fluxes to rivers (baseflow) and on water residence time in aquifers. For this purpose, a 2D cross-sectional hydrogeological synthetic model was built in which only the surface resolution is modified to evaluate the effect on steady-state groundwater flow and age simulations (for the specific case where groundwater levels are fixed to the topographic surface elevations). Results show that baseflow rate decreases significantly with decreasing land surface resolution due to topographic smoothing. The superficial part of the aquifer is particularly impacted by topographic smoothing, inducing a decrease in hydraulic gradients on the surface. This implies that regional models with poor land surface resolution will need to be calibrated with K values significantly higher than the known field representative values in order to correctly estimate actual baseflow. These results thus add a new perspective on the apparent scale effect on K and on hydraulic properties of the subsurface.

Keywords : water management ; surface-subsurface interactions ; groundwater modelling ; topographic resolution ; baseflow ; residence time ; hydraulic conductivity ; model calibration ; scale effect.

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION	1
1.1	CONTEXTE DU PROJET	1
1.2	ENJEUX SOCIO-ECONOMIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX DE LA ZONE D'ETUDE.....	4
1.3	POURQUOI S'INTERESSER AUX INTERACTIONS EAU SOUTERRAINE-EAU DE SURFACE ?	5
1.4	OBJECTIFS DE LA MAITRISE	7
2	DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE	9
2.1	RÉFÉRENCES DES DONNÉES EXISTANTES	9
2.2	LOCALISATION DE LA RÉGION MONTÉRÉGIE-EST.....	9
2.3	CONDITIONS EN SURFACE	11
2.3.1	<i>Climat</i>	11
2.3.2	<i>Physiographie</i>	11
2.3.3	<i>Hydrographie</i>	11
2.3.4	<i>Occupation du sol</i>	12
2.4	CONDITIONS GEOLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES	12
2.4.1	<i>Pédologie</i>	12
2.4.2	<i>Géologie</i>	13
2.4.3	<i>Hydrogéologie</i>	13
2.5	CONDITIONS A L'INTERFACE EAU SOUTERRAINE-EAU DE SURFACE	16
2.5.1	<i>Recharge et résurgence</i>	16
2.5.2	<i>Liens hydrauliques aquifère-cours d'eau</i>	18
3	MODÉLISATION NUMÉRIQUE 2D DU SYSTÈME AQUIFÈRE	19
3.1	INTRODUCTION ET REVUE DE LITTÉRATURE	19
3.2	OBJECTIFS ET APPROCHE METHODOLOGIQUE	20
3.3	CONSTRUCTION DU MODELE CONCEPTUEL	21
3.3.1	<i>Localisation du site d'étude</i>	21
3.3.2	<i>Conceptualisation de l'aquifère</i>	22
3.4	DEVELOPPEMENT DU MODELE NUMERIQUE	23
3.4.1	<i>Simulateur numérique</i>	23
3.4.2	<i>Limite d'application</i>	24
3.4.3	<i>Discrétisation et conditions limites</i>	24
3.4.4	<i>Propriétés hydrauliques et paramètres d'entrée</i>	26
3.5	AJUSTEMENT DU MODELE	28
3.5.1	<i>Vérification de la discrétisation</i>	28
3.5.2	<i>Calage des paramètres</i>	28

3.6	SIMULATIONS DE L'ÉCOULEMENT ET DE L'ÂGE DES EAUX SOUTERRAINES	29
3.6.1	<i>Systèmes d'écoulement</i>	29
3.6.2	<i>Temps de résidence</i>	32
3.6.3	<i>Flux entrants et flux sortants : recharge et résurgence</i>	34
3.6.4	<i>Interprétation des résultats et conséquences</i>	37
3.7	REFLEXION AUTOUR DU MODELE	44
3.7.1	<i>Philosophie de la modélisation</i>	44
3.7.2	<i>Pistes d'amélioration</i>	45
4	CONCLUSION	47
4.1	ELEMENTS CLEFS	47
4.2	APPORTS SCIENTIFIQUES	47
4.3	PERSPECTIVES	48
5	RÉFÉRENCES	49
6	ANNEXES	57

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1	COUVERTURE TERRITORIALE DES PROJETS REALISES DANS LE CADRE DU PACES.....	1
FIGURE 1.2	DELIMITATION DE LA ZONE D'ETUDE DU PSYRESQ.....	2
FIGURE 1.3	SCHEMA RECAPITULATIF DU POSITIONNEMENT DES TRAVAUX DE RECHERCHE DE LA MAITRISE.....	3
FIGURE 1.4	REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES INTERACTIONS EAU SOUTERRAINE ET EAU DE SURFACE.	6
FIGURE 2.1	PROVINCE DE QUEBEC AU CANADA ET ZOOM DE LA REGION D'ETUDE DU PACES 2013.....	9
FIGURE 2.2	LIMITES DES BASSINS ET SOUS-BASSINS VERSANTS DE LA REGION MONTEREGIE-EST.....	10
FIGURE 2.3	CONTEXTES HYDROGEOLOGIQUES DE LA REGION MONTEREGIE-EST.	14
FIGURE 2.4	MODELE CONCEPTUEL HYDROGEOLOGIQUE ET CONDITIONS D'ECOULEMENTS.	15
FIGURE 2.5	MODELE CONCEPTUEL GEOCHIMIQUE DE LA REGION MONTEREGIE-EST.	16
FIGURE 2.6	LIENS HYDRAULIQUES ENTRE L'AQUIFERE ROCHEUX REGIONAL ET LES COURS D'EAU.....	17
FIGURE 3.1	TOPOGRAPHIE DE LA ZONE D'ETUDE ET TRAIT DE COUPE REPRESENTE EN NOIR.....	22
FIGURE 3.2	COUPE TOPOGRAPHIQUE 2D ET MODELE CONCEPTUEL DU MILIEU SOUTERRAIN.....	23
FIGURE 3.3	MAILLAGE ET CONDITIONS AUX LIMITES DU MODELE D'ECOULEMENT.	25
FIGURE 3.4	DISTRIBUTION DES PROPRIETES HYDRAULIQUES DU MODELE D'ECOULEMENT.	27
FIGURE 3.5	SIMULATIONS 2D DES SYSTEMES D'ECOULEMENT SOUTERRAIN.....	31
FIGURE 3.6	DISTRIBUTION DE L'AGE MOYEN DE L'EAU SOUTERRAINE DES SIMULATIONS.....	33
FIGURE 3.7	FLUX VERTICAUX EN SURFACE LE LONG DES COUPES SELON LA RESOLUTION TOPOGRAPHIQUE. .	35
FIGURE 3.8	VUE EN COUPE TRANSVERSALE DES SEDIMENTS DE SURFACE DANS LA ZONE D'ETUDE.....	37
FIGURE 3.9	FLUX SOUTERRAINS HORIZONTAUX SIMULES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR.....	38
FIGURE 3.10	FLUX HORIZONTAUX SOUTERRAINS CUMULES ET RAPPORTES EN POURCENTAGE.	38
FIGURE 3.11	RECHARGE SIMULEE EN FONCTION DE LA RESOLUTION TOPOGRAPHIQUE.....	40
FIGURE 3.12	A) RECHARGE ET B) FLUX D'EAU SOUTERRAINE ESTIMEE SELON LA RESOLUTION DU DEM.	40
FIGURE 3.13	AJUSTEMENT DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SELON LA RESOLUTION TOPOGRAPHIQUE.	41
FIGURE 4.1	RESUME GRAPHIQUE ILLUSTRANT LA RELATION ENTRE LE K EFFECTIF ET LA RESOLUTION.....	47

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2.1	CONTEXTES HYDROGEOLOGIQUES REPERTORIES PAR LE PACES 2013.	13
TABLEAU 3.1	PROPRIETES HYDRAULIQUES DU MODELE D'ECOULEMENT DE L'EAU SOUTERRAINE.....	27
TABLEAU 3.2	PROPRIETES HYDRAULIQUES DU MODELE D'AGE DE L'EAU SOUTERRAINE.....	28
TABLEAU 3.3	FLUX MOYENS POSITIFS ET NEGATIFS A LA SURFACE DES MODELES.	35
TABLEAU 3.4	COMPARAISON DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE AJUSTEE DES MODELES.	42

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE I.	FIGURES SUPPLEMENTAIRES.....	57
ANNEXE II.	PUBLICATION.	59
ANNEXE III.	FICHIERS ELECTRONIQUES.	61

1 INTRODUCTION

1.1 Contexte du projet

Au Québec, le Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC) souhaite contribuer au développement durable en jouant un rôle clé dans la lutte contre les changements climatiques, la protection de l'environnement et la conservation de la biodiversité au bénéfice des citoyens. Dans ce contexte, le gouvernement du Québec a mis en place un Plan d'action 2013-2020 sur les changements climatiques (PACC), où la gestion de la ressource en eau souterraine constitue un enjeu fondamental (MELCC, 2019a). Plusieurs projets régionaux de caractérisation hydrogéologique ont été réalisés ou sont en cours de réalisation dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) (Fig. 1.1) (Carrier *et al.*, 2013b; MELCC, 2019b). Le but ultime du PACES est de fournir la base de connaissances requise afin de protéger et d'assurer la pérennité de la ressource en eau souterraine. Sur la base des projets PACES antérieurs, un Projet synthèse des ressources en eau souterraine du Québec (PSyRESQ) (Fig.1.2) est mené entre l'INRS, l'UQAM (Université du Québec à Montréal), l'Université Laval et la CGC (Commission géologique du Canada).

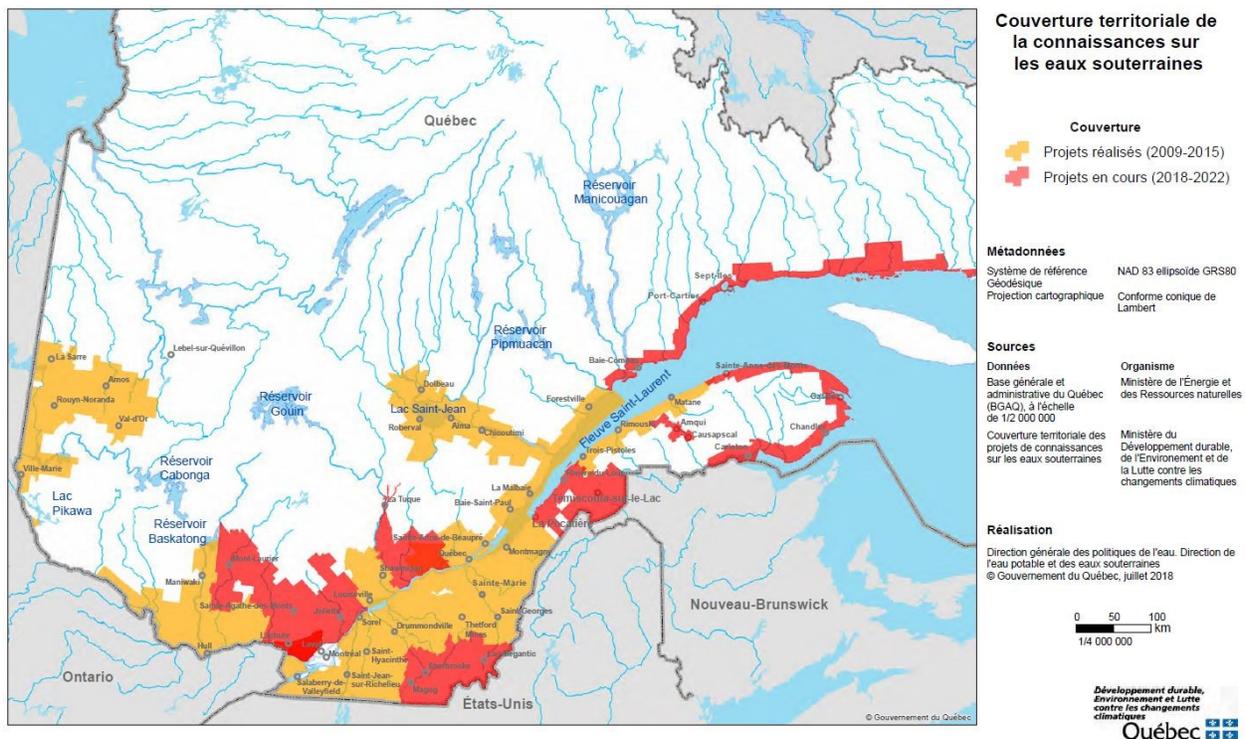


Figure 1.1 Couverture territoriale des projets réalisés dans le cadre du PACES. (MELCC, 2019b).

Un des objectifs du PSyRESQ est de développer un modèle numérique hydrogéologique à l'échelle suprarégionale de la zone d'étude couvrant le sud du Québec, d'une superficie totale d'environ 36 000 km² (projet Université Laval) (Fig. 1.2). Ce modèle 3D intégré de l'écoulement de surface et souterrain sera principalement exploité pour quantifier les débits de base des cours d'eau et prédire leurs évolutions futures sous l'influence des changements climatiques. Basé sur la même méthode, un autre modèle est en cours de développement à l'échelle régionale et se limite au bassin versant de la rivière Yamaska (BV Yamaska) d'environ 9 000 km² (projet CGC) (Fig. 1.2).

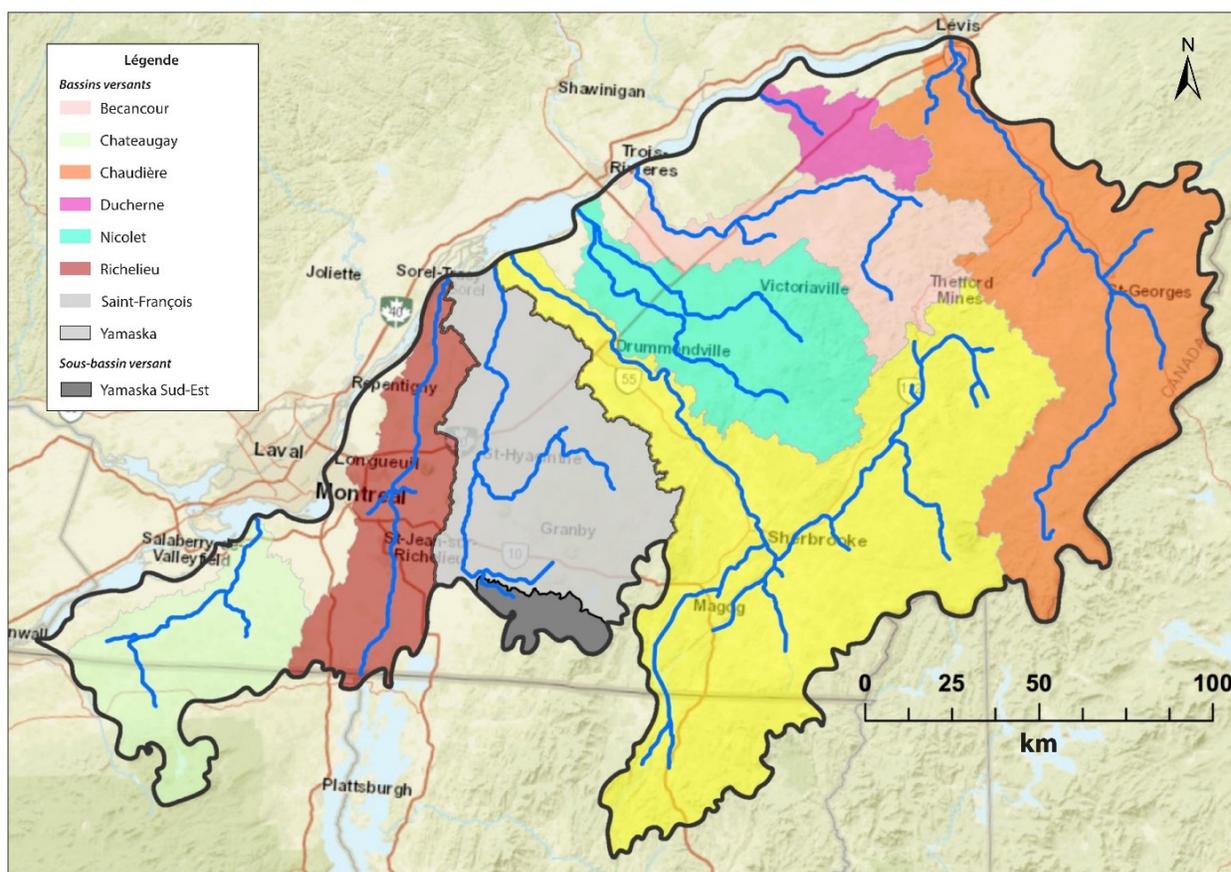


Figure 1.2 Délimitation de la zone d'étude du PsyRESQ. (adapté de Delottier *et al.* (2019)).

Le projet de maîtrise décrit dans ce mémoire a initialement été proposé pour répondre à une problématique locale d'exploitation de la ressource en eau à l'échelle du sous-bassin versant. C'est un projet proposé conjointement par l'Organisme de bassin versant de la Yamaska (OBV Yamaska) et Ouranos, un consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques (Fig. 1.3).

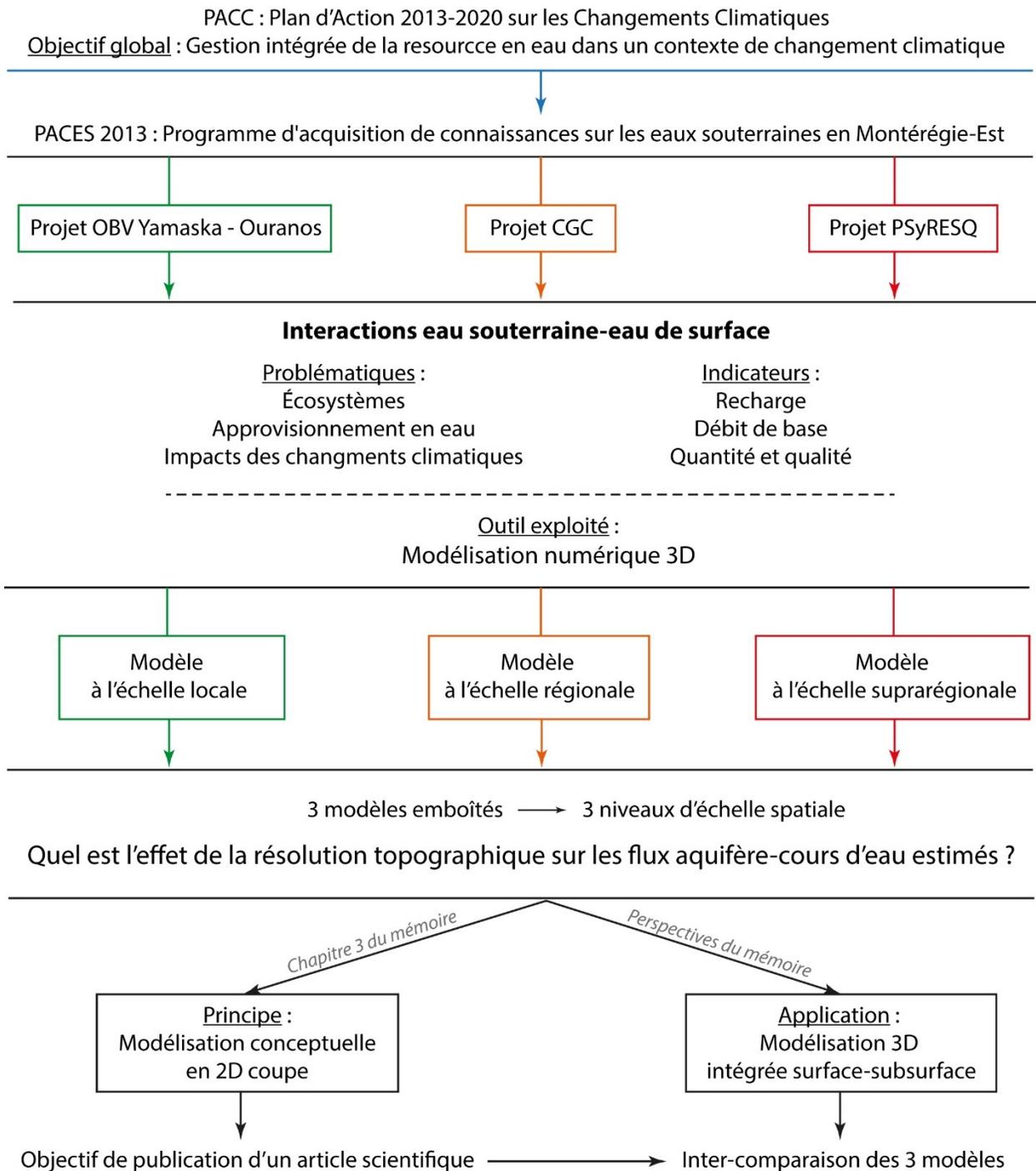


Figure 1.3 Schéma récapitulatif du positionnement des travaux de recherche de la maîtrise.

Le but de cette collaboration est d'améliorer les capacités d'adaptation aux changements climatiques dans la région sud-est du bassin versant de la rivière Yamaska, en tenant compte des meilleures connaissances - scientifiques et socio-économiques - à l'égard de

l'approvisionnement en eau potable, et de la conciliation des usages humains et écosystémiques. En effet, l'approvisionnement en eau serait particulièrement sensible au stress anthropique dans cette région (OBV Yamaska, 2018). En collaboration avec l'OBV Yamaska, le début de la maîtrise s'orientait vers la réalisation d'un modèle 3D intégré surface-souterrain de la région sud-est du bassin versant de la rivière Yamaska. Ce modèle avait alors pour objectif d'aider à mieux comprendre la dynamique hydrologique globale de la zone et d'étudier l'évolution des débits d'étiage, ayant un rôle dominant dans l'approvisionnement en eau et les habitats aquatiques (Dugdale *et al.*, 2017) (Annexe I, Fig. I.1). Finalement, la maîtrise s'est focalisée sur une nouvelle problématique émergente. Ce modèle 3D n'a pas pu être développé par manque de temps et il ne sera pas présenté dans ce mémoire.

Néanmoins, le développement des trois modèles 3D décrits précédemment est en voie de réalisation au moment de la rédaction de ce rapport. Ces modèles recourent la même zone d'étude et sont développés parallèlement, avec des outils similaires, à partir du simulateur entièrement intégré HydroGeoSphere (Aquanty, 2019; Brunner & Simmons, 2012). En revanche, ces modèles ont des échelles spatiales différentes : suprarégionale, régionale et locale. Le but ultime de ce travail de modélisation multi-scalaire est l'intercomparaison des résultats entre ces trois modèles emboîtés. L'analyse débutera seulement lorsque tous les modèles seront terminés.

À travers le développement de ces trois projets de modélisation appliquée, une nouvelle question fondamentale a émergé pendant ce projet de maîtrise : Quel est l'effet de la résolution topographique sur les flux d'eau souterraine aux cours d'eau et l'âge des eaux souterraines estimés par les modèles numériques régionaux ? Cette question est alors devenue la principale problématique de la maîtrise et constitue le thème essentiel de ce mémoire. La figure 1.3 permet de schématiser les liens entre le contexte, les problématiques et les objectifs de ce projet de maîtrise.

1.2 Enjeux socio-économiques et environnementaux de la zone d'étude

La rivière Yamaska est affectée par de graves problématiques socio-environnementales et porte le titre peu reluisant d'affluent le plus pollué du Saint-Laurent (OBV Yamaska, 2016). Le bassin versant est réputé pour la qualité médiocre de son eau, dont la principale cause est attribuée à l'agriculture intensive omniprésente. Ainsi, la biodiversité est fortement affectée sur l'ensemble du territoire (MELCC, 1998). À l'échelle du bassin versant, il existe d'importants besoins d'approvisionnement en eau potable, pour une population totale d'environ 266 000 habitants. Les eaux de surface fortement dégradées sont tout de même exploitées, notamment à Saint-

Hyacinthe, Granby, Saint-Pie, Saint-Damase, Acton Vale, Cowansville, Farnham et Bromont. Les municipalités se sont toutefois tournées vers l'exploitation des eaux souterraines pour approvisionner les habitants en eau potable, pour atteindre 32 % des prélèvements en eau, contre 68 % dans les eaux de surface. Cependant, cette exploitation pourrait être à risque, tant d'un point de vue qualitatif, que quantitatif. En effet, les résultats du PACES Montérégie-Est (Carrier *et al.*, 2013b) ont souligné la forte vulnérabilité intrinsèque des aquifères de la région.

La situation pourrait empirer à cause des changements climatiques qui entraînent des perturbations sur les processus régissant le cycle de l'eau, notamment une amplification des événements extrêmes de régime de crue et d'étiage (CEHQ *et al.*, 2015). Dans ce sens, d'autres travaux de recherche ont clairement démontré l'impact du changement climatique sur l'épuisement progressif des ressources en eaux souterraines (Aeschbach-Hertig & Gleeson, 2012; Taylor *et al.*, 2013). Actuellement, il est clairement établi que les changements climatiques auront des impacts négatifs se répercutant sur des enjeux fondamentaux de la Yamaska (Olar *et al.*, 2013), soit : la qualité, la quantité, les écosystèmes et la sécurité d'approvisionnement.

1.3 Pourquoi s'intéresser aux interactions eau souterraine-eau de surface ?

Plusieurs recherches démontrent que les interactions entre l'eau souterraine et l'eau de surface sont complexes (Jones & Holmes, 1996; Sophocleous, 2002; Woessner, 2000). Pour comprendre ces interactions, dépendantes du climat, du sous-sol et de l'activité en surface, une vision multidisciplinaire est indispensable. Selon Castany *et al.* (1977), les eaux souterraines et les eaux de surface sont deux composantes du cycle de l'eau qui présentent des relations et une interdépendance hydrologique si étroite que, finalement, toutes deux constituent une ressource unique. Malgré cela, les masses d'eau souterraine et les masses d'eau de surface ont longtemps été gérées et traitées de manière indépendante (Vernoux *et al.*, 2011).

Les échanges à l'interface eau surface-souterraine sont particulièrement contrôlés par les paramètres géomorphologiques (Dahl *et al.*, 2007). Néanmoins, d'autres paramètres hydrogéologiques et climatiques contrôlent ces interactions (Fig. 1.3). Il faut noter qu'au Québec, les flux s'écoulent généralement de l'aquifère vers la surface, c'est la nappe qui alimente les cours d'eau (Larocque & Broda, 2016). Cette proportion d'eau de surface provenant des eaux souterraines, nommée le débit de base (Smakhtin, 2001), varie selon les paramètres physiographiques et climatiques (Winter, 1999). Ainsi, les flux à l'interface eau souterraine-eau de surface varient considérablement dans l'espace et le temps (Brunke & Gonser, 1997).

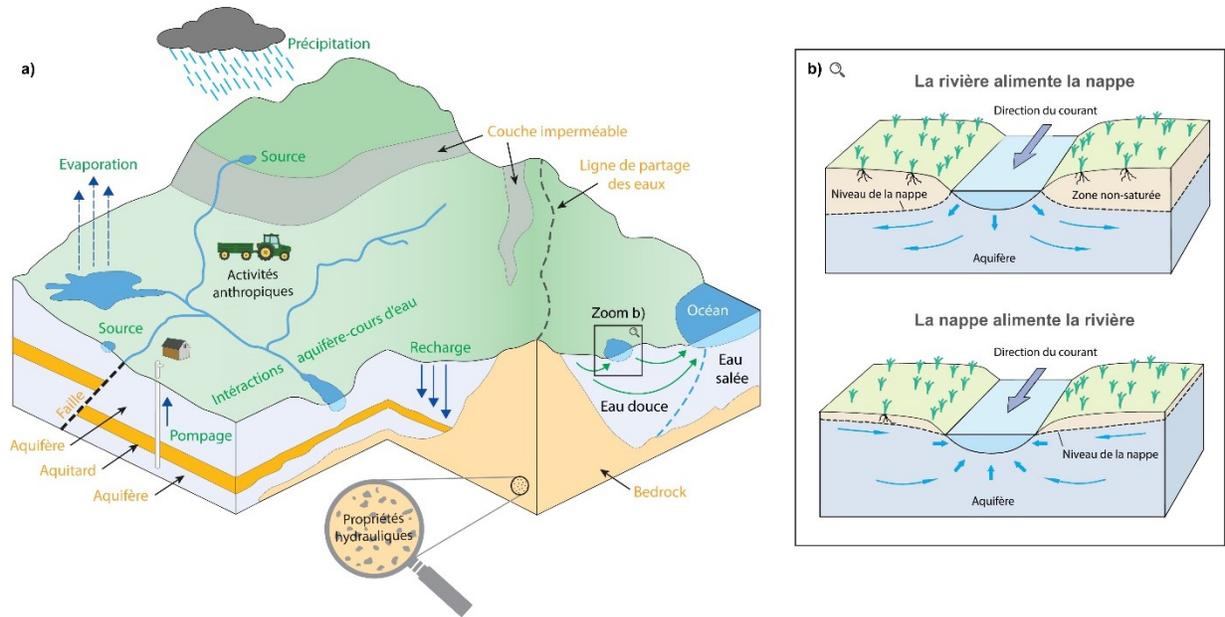


Figure 1.4 Représentation schématique des interactions eau souterraine et eau de surface.
a) Bloc 3D d'un bassin versant représentant la structure physique ou spatiale ainsi que les processus hydrologiques et hydrogéologiques (inspiré d'Enemark *et al.* (2019)).
b) Schéma simplifié des deux principaux types d'échange nappe-rivière (traduit de Winter (1999)).

De nombreux auteurs ont démontré l'impact des interactions eau souterraine-eau de surface sur la gestion de la ressource en eau (Conant *et al.*, 2019). D'une part, la qualité de l'eau est modifiée par les processus biogéochimiques généralement très actifs dans ces zones d'échange à forte réactivité (Kennedy *et al.*, 2009), et d'autre part, la quantité d'eau disponible est susceptible de varier en surface et en profondeur. Cette interface peut constituer une source ou un puits d'éléments vitaux, tel que l'oxygène dissout pour certaines espèces aquatiques (Brunke & Gonser, 1997). Cette quantité de nutriments disponible va dépendre de la quantité d'éléments échangée entre les compartiments, mais aussi de l'activité biogéochimique. La chimie des cours d'eau peut être significativement impactée et contrôlée par ces interactions (Findlay, 1995; Hester *et al.*, 2017). L'importance de cet écotone particulier a été démontrée comme étant vital pour de nombreuses espèces aquatiques.

D'après Hayashi and Rosenberry (2002), l'écologie de surface est dépendante du débit de base, ou plus précisément des débits environnementaux¹ (Arthington *et al.*, 2018; Dyson *et al.*, 2005) contrôlés par les variations de niveau des nappes d'eau souterraine connectées aux compartiments de surface.

¹ Les débits environnementaux décrivent la quantité, le moment et la qualité des débits et des niveaux d'eau douce nécessaires pour soutenir les écosystèmes aquatiques qui, à leur tour, soutiennent les cultures humaines, les économies, les moyens de subsistance durables et le bien-être.

En résumé, cette qualité et quantité d'eau impactent directement les écosystèmes et les services rendus aux gestionnaires de l'eau (Winter, 1999). Néanmoins, de nombreux facteurs, principalement d'origine anthropique (Hancock, 2002; Vitousek *et al.*, 1997), infligent un réel stress aux ressources en eau souterraine ou de surface, se répercutant automatiquement sur les flux d'eau surface-subsurface. À l'échelle planétaire, mais aussi à l'échelle du bassin versant, il a été montré que les variations climatiques impactent le cycle de l'eau et les processus hydrologiques ou hydrogéologiques qui y sont associés, par exemple la recharge ou la résurgence des eaux souterraines (Eckhardt & Ulbrich, 2003). Dans la littérature, la tendance actuelle décrit une augmentation du stress hydrique et hydrologique (Wada *et al.*, 2010) ainsi qu'une augmentation de la température des eaux souterraines dans les régions froides ou tempérées (Kurylyk *et al.*, 2014a). Les flux aquifère-cours d'eau ne sont pas épargnés et seraient particulièrement sensibles à ces changements climatiques (Kurylyk *et al.*, 2014b). Cette interface considérée comme une « entité environnementale » à part entière (Winter, 1999), constitue un réel intérêt scientifique, étroitement lié à de nombreux enjeux socio-économiques significatifs, et ce, à toutes les échelles spatio-temporelles.

Il existe de nombreuses méthodes sur le terrain pour quantifier ces flux entre le milieu souterrain et la surface (Kalbus *et al.*, 2006), notamment l'utilisation de la température de l'eau (Constantz, 2008), que l'on peut mesurer à très haute résolution grâce à l'utilisation de la fibre optique (Selker *et al.*, 2006; Westhoff *et al.*, 2007). Des traceurs environnementaux, ou artificiels, sont aussi fréquemment utilisés (Burnett & Dulaiova, 2003; Cook *et al.*, 2003; Smerdon *et al.*, 2012). Ces travaux de terrains peuvent être très coûteux et nécessitent le déploiement d'instruments scientifiques in situ, dans des zones parfois inaccessibles et difficiles à caractériser. Ces dernières années, la modélisation numérique s'est beaucoup développée dans ce domaine (Paniconi & Putti, 2015; Rivière *et al.*, 2014), mais il existe des limites bien identifiées, comme la difficulté de représenter l'hétérogénéité du milieu dans les modèles et les problèmes liés à l'effet d'échelle (Fleckenstein *et al.*, 2010).

1.4 Objectifs de la maîtrise²

Les travaux de modélisation hydrogéologique dans le domaine de l'environnement ont généralement pour but ultime de contribuer à protéger et d'assurer la pérennité de la ressource en eau. Cet outil numérique est très performant pour comprendre la dynamique hydrologique et hydrogéologique d'une région d'étude.

² Pour plus de détails, se référer à la revue de littérature et à l'introduction du chapitre 3 (section 3.1).

Comme on l'a vu dans la section 1.1, la principale perspective du projet global, dans le cadre de cette maîtrise, consiste à inter-comparer trois modèles intégrés et emboîtés à l'échelle suprarégionale, régionale et locale (en cours de développement). Une nouvelle problématique s'est toutefois posée avant de pouvoir comparer ces modèles en considérant l'hypothèse suivantes : la topographie a une forte influence sur la dynamique hydrogéologique. En effet, il nous semblait intéressant d'illustrer et d'évaluer de façon générale l'impact de la résolution topographique sur les flux estimés en modélisation hydrogéologique, avant que ne soit abordée l'inter-comparaison des modèles intégrés ayant des résolutions différentes. Cette problématique paraissait d'autant plus pertinente étant donné que ce sujet a été peu traité dans la littérature.

Les travaux de maîtrise se sont alors focalisés sur l'influence de la résolution topographique sur l'estimation des flux par les modèles numériques. L'originalité de cette maîtrise vient du fait que l'on apporte des éléments de réponse illustrés sur ce principe grâce un exercice de modélisation conceptuelle en coupe 2D verticale. Ces travaux font ainsi une contribution à la compréhension des problèmes liés à l'effet d'échelle en modélisation hydrogéologique appliquée. Cette question est importante car de nombreux modèles régionaux ou même continentaux ont été développés ces dernières années, notamment pour mieux comprendre l'interaction entre la sous-surface et le climat (Kollet & Maxwell, 2008; Lemieux *et al.*, 2008b; Maxwell & Kollet, 2008) (cf. la revue de la littérature en section 3.1).

Ainsi, les objectifs de ce projet de recherche sont formulés comme suit :

Objectif global :

- Évaluation de l'impact de la résolution topographique sur l'estimation des flux d'une modélisation hydrogéologique régionale.

Objectif spécifique :

- Principe : Modélisation conceptuelle en 2D coupe pour évaluer l'effet de la résolution topographique sur les flux.

Objectif perspective :

- Application : Modélisation 3D intégrée d'un sous-bassin versant spécifique afin de servir de base de comparaison avec deux autres modèles ayant des résolutions plus faibles.

2 DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

2.1 Références des données existantes

Le Projet d'acquisition de connaissances sur l'eau souterraine (PACES) en Montérégie-Est réalisé de 2009 à 2013 a rempli son objectif principal de dresser un portrait réaliste et concret de la ressource en eaux souterraines. Ces travaux de recherche ont couvert le territoire des bassins versants de la baie Missisquoi, de la rivière Richelieu et de la rivière Yamaska. Les données produites pour ce grand territoire avec une précision régionale restent exhaustives et relativement bien détaillées. Un rapport final sur le portrait des ressources en eau (Carrier *et al.*, 2013b) est accompagné d'un atlas hydrogéologique de la Montérégie-Est (Carrier *et al.*, 2013a). Les travaux de Laurencelle *et al.* (2011) peuvent être consultés pour obtenir plus de détails sur la caractérisation des propriétés hydrauliques et ceux de Beaudry *et al.* (2018) à propos du modèle conceptuel de l'écoulement régional basé sur l'hydrogéochimie de l'eau souterraine.

2.2 Localisation de la région Montérégie-Est

La région d'étude est à l'intérieur de la région Montérégie-Est, située au sud de la province de Québec, Canada. La région couvre une superficie d'environ 9 000 km² (Fig. 2.1) et s'étend du fleuve Saint-Laurent, au nord, jusqu'à la frontière avec les États-Unis, au sud.

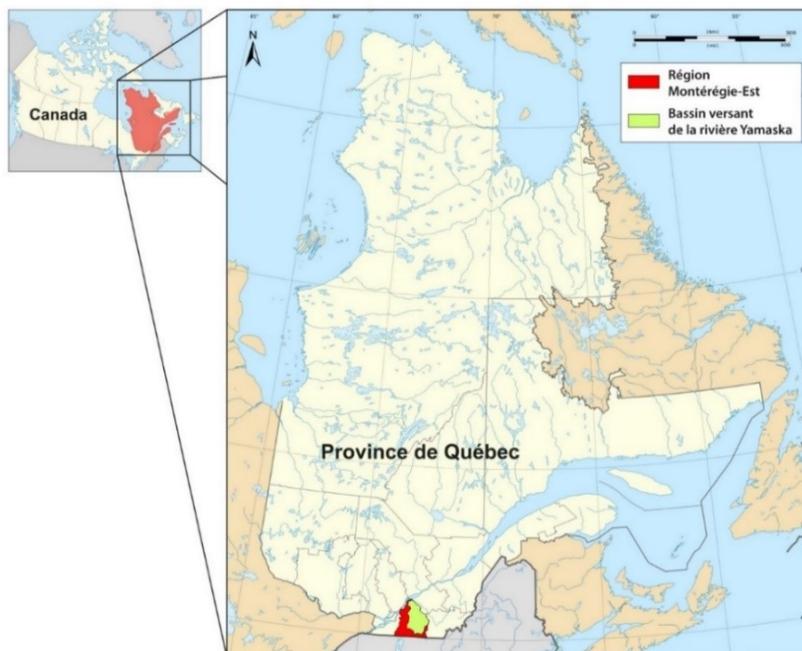


Figure 2.1 Province de Québec au Canada et zoom de la région d'étude du PACES 2013. Région de la Montérégie-Est en rouge intégrant le bassin versant de la rivière Yamaska en vert.

La région Montérégie-Est comprend 3 bassins versants, soit ceux des rivières Richelieu, Yamaska et de la baie Mississquoi (Fig. 2.2). La population totale de la région atteint environ 800 000 habitants alors que la question de l’approvisionnement en eau inquiète les acteurs locaux de la gestion du territoire (section 1.2). Dans la région, environ 20 % des habitants utilisent l’eau souterraine comme source d’approvisionnement (75 puits municipaux exploitent l’eau souterraine, dont un tiers dans les dépôts meubles et le reste dans l’aquifère de roc fracturé).

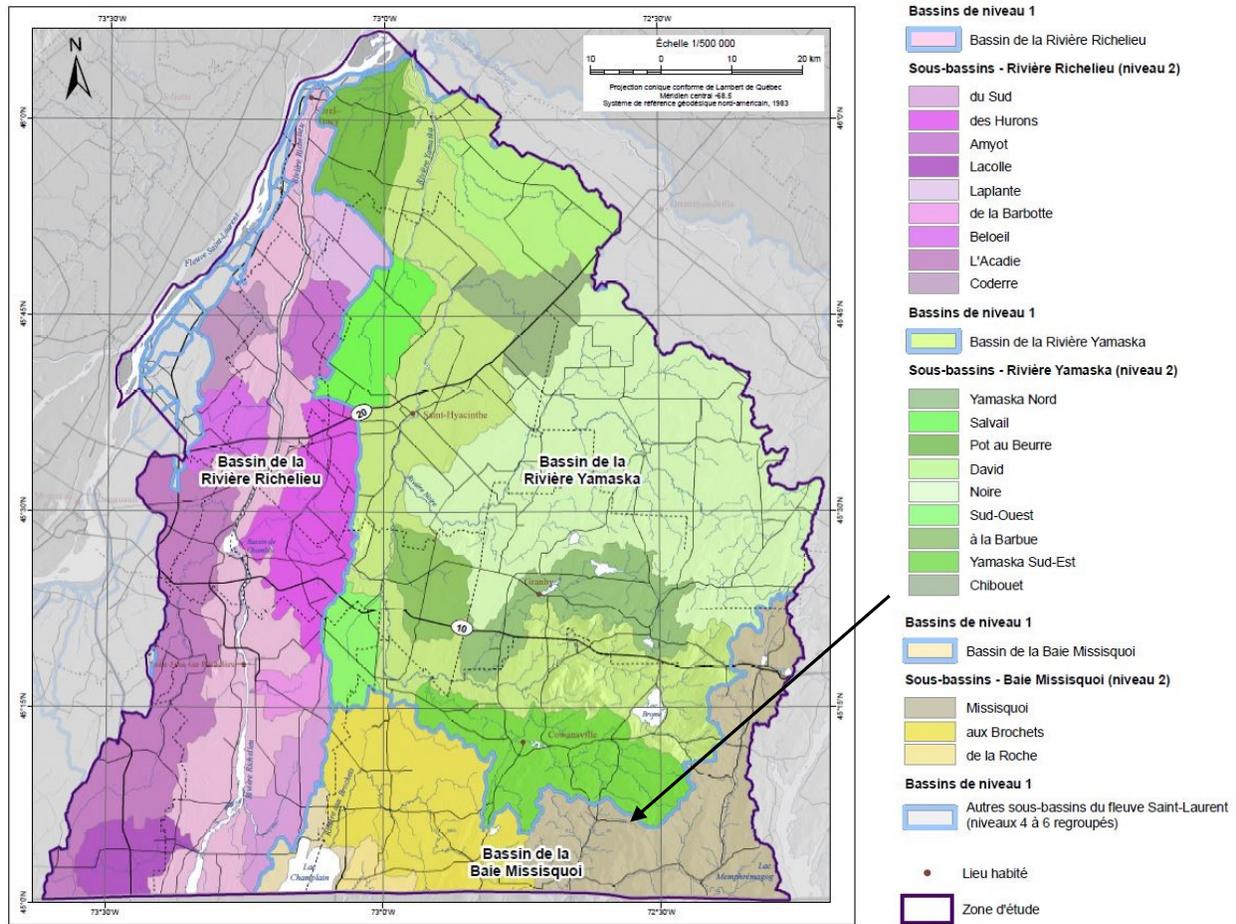


Figure 2.2 Limites des bassins et sous-bassins versants de la région Montérégie-Est. PACES 2013 (Carrier et al., 2013b).

Le bassin versant d’intérêt principal pour notre étude est celui de la rivière Yamaska s’étendant sur une superficie d’environ 4 800 km² (Fig. 2.2). Le sous-bassin versant de la Yamaska Sud-Est que l’on identifie sur la figure 2.2 est le sous-bassin qui sera modélisé en 3D pour l’inter-comparaison entre les modèles emboîtés (section 1.1). La description qui suit de la région d’étude est en grande partie basée sur les travaux et les rapports du PACES Montérégie-Est (Carrier et al., 2013b).

2.3 Conditions en surface

2.3.1 Climat

Le climat est de type continental humide avec une température annuelle moyenne d'environ 6 °C et des précipitations annuelles moyennes de 1 100 mm/an, dont plus de 80% tombent sous forme de pluie.

2.3.2 Physiographie

Trois grandes régions physiographiques sont distinguées dans la région : la Plate-forme du Saint-Laurent, les Appalaches et les collines montérégiennes. Globalement, la topographie de la région augmente du nord-ouest (fleuve du Saint-Laurent) au sud-est (chaîne de montagnes des Appalaches) (Fig. 3.1).

Le relief de la Plate-forme du Saint-Laurent, située à l'ouest de la région d'étude, est relativement plat, compris entre 10 m près du fleuve et 60 m. Les Appalaches sont séparées en une partie ouest (de 60 à 110 m d'altitude) et une partie est (de 110 à 960 m d'altitude) où le relief augmente graduellement vers l'est. Sept collines montérégiennes se dressent entre 200 et 550 m d'altitude environ, et sont réparties linéairement d'ouest en est au centre du territoire étudié.

Dans le nord-ouest de la région, les pentes du sol sont faibles, voire nulles, ne dépassant pas les 2%. Au niveau des collines montérégiennes et du relief ondulé des Appalaches, la pente du sol est forte, dépassant à certains endroits les 18%. Les berges des cours d'eau de la rivière Yamaska présentent aussi généralement de fortes pentes.

2.3.3 Hydrographie

La rivière Richelieu (129 km de long) et la rivière Yamaska (168 km de long) s'écoulent principalement du sud vers le nord et constituent les principaux cours d'eau des deux grands bassins versants de la région Montérégie-Est. Le réseau hydrographique est plus dense à l'est, dans la région des Appalaches, où le relief est plus marqué. Les milieux humides couvrent environ 4,4 % du territoire et se retrouvent dispersés dans toute la région. Certains types de milieux humides peuvent être associés à des zones de résurgence (tourbières minérotrophes) ou des zones de recharge potentielles (tourbières ombrotrophes).

La rivière Yamaska prend sa source dans le lac de Brome, et se jette au nord, à 160 km en aval, dans le fleuve du Saint-Laurent. Le débit moyen de la rivière Yamaska est d'environ 87 m³/s. Ce bassin est drainé par trois principaux tributaires : la Rivière Noire, la Yamaska Nord et la Yamaska

Sud-Est. Ce réseau hydrographique est décomposé en 8 principaux sous-bassins versants dont celui de la Yamaska Sud-Est (Fig. 2.2). Le réseau du bassin est caractérisé par la présence de drains agricoles, susceptibles d'influencer de façon significative le régime hydrologique de la zone.

2.3.4 Occupation du sol

À l'échelle du bassin versant de la Yamaska, environ 50% du territoire est consacré aux activités agricoles (principalement des cultures de maïs et de soja). Les zones forestières (principalement des feuillus) occupent 40% du territoire, contre 6% de zones urbanisées ou récréatives et 4 % de milieux aquatiques ([OBV Yamaska, 2012](#)).

2.4 Conditions géologiques et hydrogéologiques

2.4.1 Pédologie

Les dépôts meubles de la région ont principalement été formés pendant et suite à la dernière glaciation de la période géologique du Quaternaire. Ainsi, la pédologie de la région est principalement constituée de dépôts marins (paléo-mer de Champlain) et de dépôts d'origine glaciaire (périodes de glaciation). La pédologie de la région a été caractérisée selon 7 catégories de texture : till (32%, aquitard), argileux ou silteux (20%, aquitard), sableux (19%), loameux (5%), graveleux (6%, perméable), organique (4%) et divers (13%).

La Plate-forme du Saint-Laurent est caractérisée par des sédiments argileux dominants, disposés en strates horizontales. La zone ouest des Appalaches est constituée de sédiments sablo-graveleux et du till, avec quelques affleurements de roc. La zone est des Appalaches présente des formations de till plus minces et discontinues, des sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres, ainsi qu'un affleurement du socle rocheux plus fréquent. Les vallées appalachiennes sont comblées de sédiments et le pourtour des collines montérégiennes est caractérisé par sols plus graveleux.

L'épaisseur des formations géologiques superficielles varie généralement de 2 à 34 m, pouvant atteindre 80 m à certains endroits. Les sédiments argileux, considérés peu perméables, peuvent atteindre une épaisseur supérieure à 35 m, notamment dans la partie nord-ouest du territoire. Au-dessus de ces argiles, les sédiments ont une épaisseur moyenne inférieure à 1 m.

La localisation, l'épaisseur et les propriétés des dépôts meubles qui recouvrent le roc ont été répertoriées sur des cartes, où les types de dépôts meubles ont été classés selon leur capacité de drainage (Carrier *et al.*, 2013a).

2.4.2 Géologie

La géologie quaternaire des formations superficielles est décrite selon l'origine des sédiments qui recouvrent le socle rocheux. Dans la zone d'étude, on retrouve plusieurs types de sédiments post-glaciaire (dépôts de versant et éoliens, sédiments organiques, alluviaux, lacustres, marins) ou issus de la dernière glaciation (sédiments glaciolacustres, fluvioglaciaires, glaciaires).

La géologie du roc pré-quaternaire permet de distinguer trois principaux contextes géologiques dans la région : la Plate-forme du Saint-Laurent, les Appalaches et les intrusions montérégiennes. Ces contextes occupent respectivement 53 %, 45 % et 2 % du territoire. La faille de Logan sépare les Appalaches et la Plate-forme du Saint-Laurent. Le roc de la région est globalement d'origine sédimentaire ayant subi un métamorphisme important, principalement retrouvé dans les Appalaches. Les principales lithologies des provinces géologiques retrouvées sont des schistes, des dolomites, des calcaires, des grès et des volcanites. Les collines montérégiennes sont des intrusions tardives et constituent aujourd'hui des roches ignées métamorphisées accompagnées de dykes.

2.4.3 Hydrogéologie

Les contextes hydrogéologiques régionaux ont été définis sur la base des contextes géologiques du socle rocheux et des épaisseurs de sédiments argileux. À partir de ces observations, cinq contextes hydrogéologiques différents ont été définis pour la région Montérégie-Est (Tableau 2.1). Ces différents contextes hydrogéologiques sont identifiés sur la figure 2.3.

Tableau 2.1 Contextes hydrogéologiques répertoriés par le PACES 2013.

Noms des contextes (complet et court)	Plate-forme du St-Laurent (partie nord)	Plate-forme du St-Laurent (partie sud)	Intrusions montérégiennes	Zone externe des Appalaches	Zone interne des Appalaches
		Plate-forme nord	Plate-forme sud	Montérégiennes	Appalaches externes
Région physiographique	Basses-terres nord	Basses-terres sud	Collines montérégiennes	Piedmont appalachien	Hauts-terres appalachiennes

Le rapport du PACES 2013 (Carrier et al., 2013b) propose pour chaque contexte une synthèse détaillée des conditions hydrogéologiques. Seules les conditions nécessaires à la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines sont brièvement décrites dans cette section.

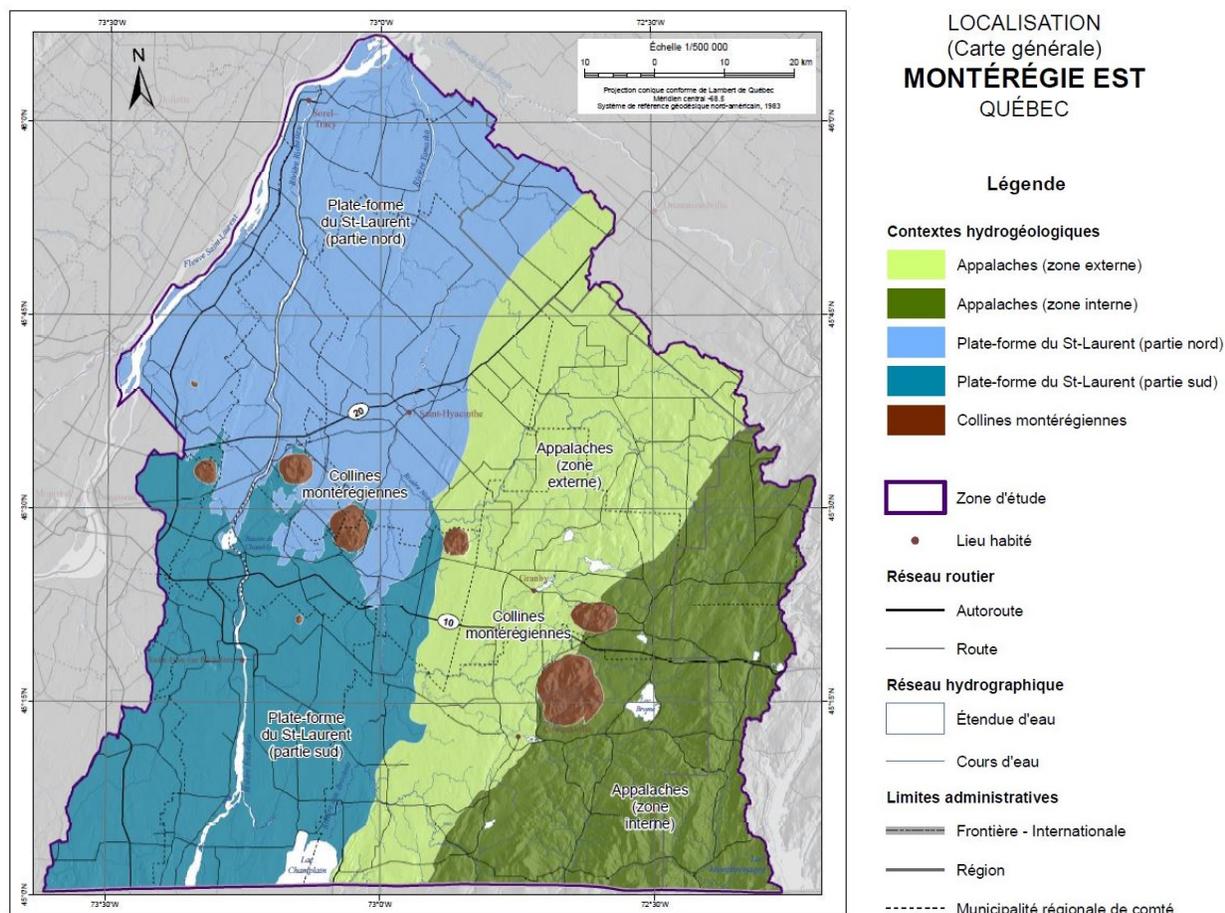


Figure 2.3 Contextes hydrogéologiques de la région Montérégie-Est. PACES 2013 (Carrier et al., 2013b).

Dans la partie nord-ouest du territoire (Plate-forme du Saint-Laurent) et sous les vallées des rivières, la nappe est considérée captive (35% de la zone d'étude) à cause d'une épaisseur de sédiments argileux supérieure à 5 m. La partie sud du territoire, la zone externe des Appalaches et une partie de la zone interne, sont définies comme semi-captives (49%), en raison de la présence de till. La nappe est dite libre dans la zone interne des Appalaches et pour les collines montréalaises, grâce à l'aquifère granulaire perméable et une épaisseur de sédiments argileux inférieure à 1 m.

L'élévation par rapport au niveau de la mer de la piézométrie régionale de roc fracturé varie d'environ 12 m à plus de 600 m (Fig. 2.6). La plage de conductivité hydraulique (K) de l'aquifère de roc fracturé est comprise entre 2×10^{-6} à 4×10^{-4} m/s. Les 13 000 puits creusés dans la région

d'étude ont permis de déduire la conductivité hydraulique des différentes formations géologiques grâce à des essais hydrauliques. C'est l'analyse des données de capacité spécifique transformée en transmissivité qui a permis des estimations indirectes de la conductivité hydraulique. Ces travaux de caractérisation ont aussi démontré que la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur en raison d'un roc de moins en moins fracturé (Laurencelle, 2018).

Finalement, l'ensemble de ces travaux a permis de répertorier 6 séquences hydrostratigraphiques des dépôts meubles dans la région Montérégie-Est : 1) roc affleurant, 2) sédiments fins sur roc, 3) sédiments fins sur sédiments indifférenciés sur roc, 4) sédiments indifférenciés sur roc, 5) sédiments indifférenciés sur sédiments fins sur roc et 6) sédiments indifférenciés sur sédiments fins sur sédiments indifférenciés sur roc.

Grâce aux travaux du PACES 2013, un modèle conceptuel hydrogéologique (Carrier et al., 2013a) et hydrogéochimique (Beaudry et al., 2018) de la région Montérégie-Est ont été proposés. Sur ces deux modèles, les flèches représentées sur la figure 2.4 et la figure 2.5 indiquent bien la présence d'écoulements profonds mais aussi un emboîtement d'écoulements régionaux, intermédiaires et locaux de type thotien (Laurencelle et al., 2013; Tóth, 1963).

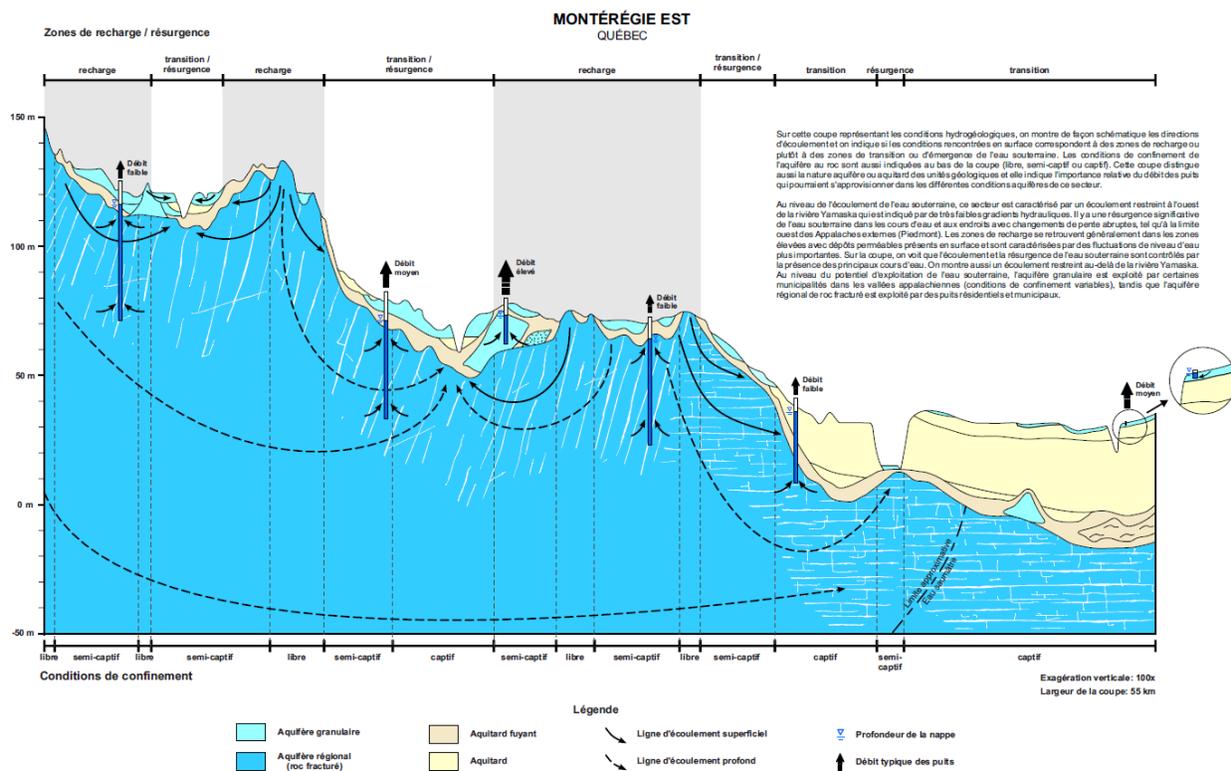


Figure 2.4 Modèle conceptuel hydrogéologique et conditions d'écoulements. PACES 2013 (Carrier et al., 2013).

Secteur des Appalaches externes (Piedmont) en amont de la coupe et de la partie nord de la Plate-forme du Saint-Laurent (Basses-terres) en aval.

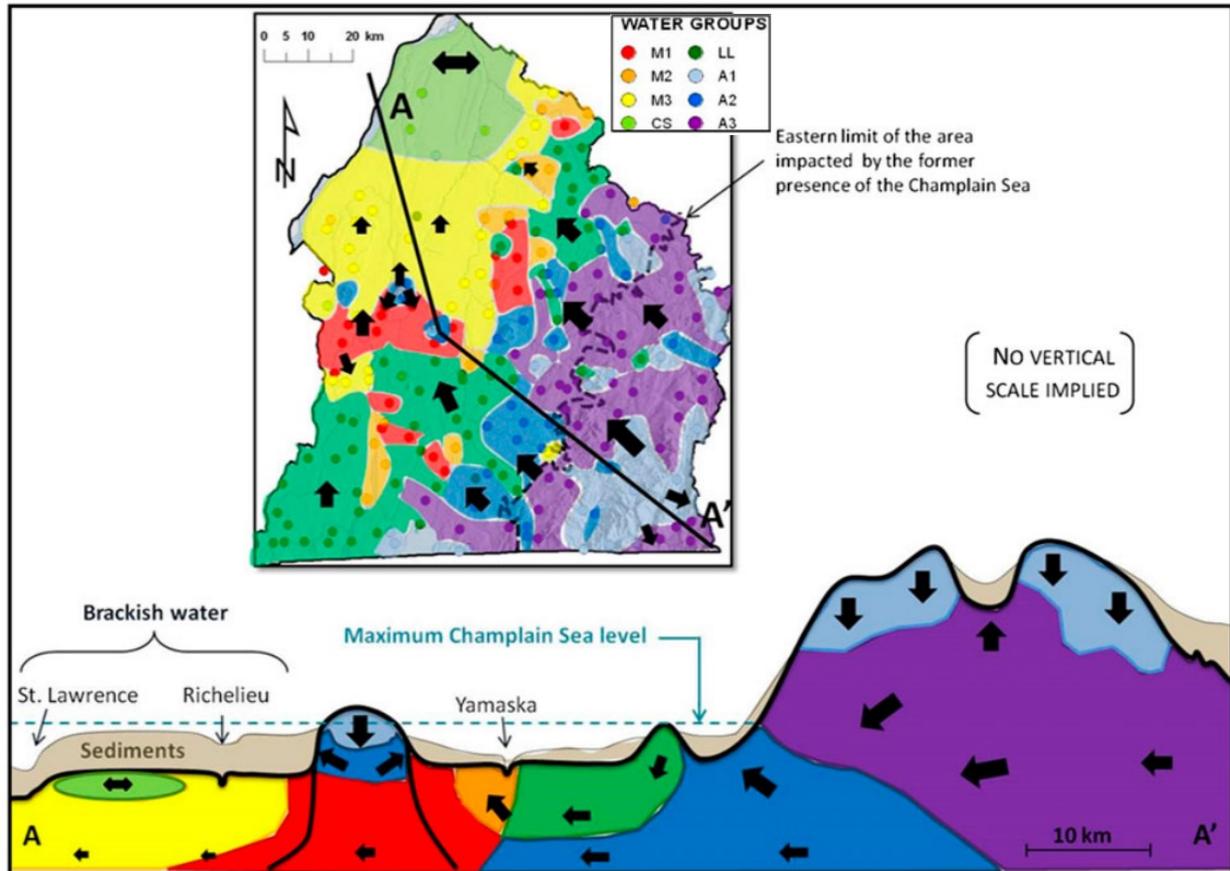


Figure 2.5 Modèle conceptuel géochimique de la région Montérégie-Est. (Beaudry *et al.*, 2018).

La coupe transversale schématique est extraite du fleuve Saint-Laurent jusqu'aux Appalaches internes. Les emplacements des groupes d'eau sont illustrés avec les couleurs associées et les directions d'écoulement sont représentées par des flèches.

Les noms des groupes d'eau ont été attribués en fonction de leur distribution spatiale et de leurs caractéristiques géochimiques : trois groupes "Appalaches", A1, A2 et A3 ; un groupe "Lowland", LL ; un groupe "Champlain Sea", CS ; et trois groupes "Mixed" ou "Monteregian", M1, M2 et M3.

2.5 Conditions à l'interface eau souterraine-eau de surface

2.5.1 Recharge et résurgence

L'évaluation de la recharge est nécessaire pour gérer durablement l'exploitation d'eau souterraine. Les zones de recharge et de résurgence préférentielles ont été localisées à partir de critères spécifiques (Fig. 2.6). Les cours d'eau constituent eux-mêmes des zones de résurgences potentielles puisqu'au Québec les échanges d'eau entre aquifères et cours d'eau s'opèrent généralement du compartiment souterrain vers la surface (voir section 3.2). Certains milieux humides peuvent aussi être considérés comme des zones de résurgence d'eau souterraine. Ces zones peuvent être naturelles ou artificielles.

Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine d'une potentielle résurgence sur le territoire :

- Lien direct avec l'aquifère rocheux, notamment dans les cours d'eau
- Dépression piézométrique, vallée et fossé de drainage
- Changement important du gradient hydraulique horizontal et de la topographie
- Faille et contact géologique (rôle majeur sur l'anisotropie de K)

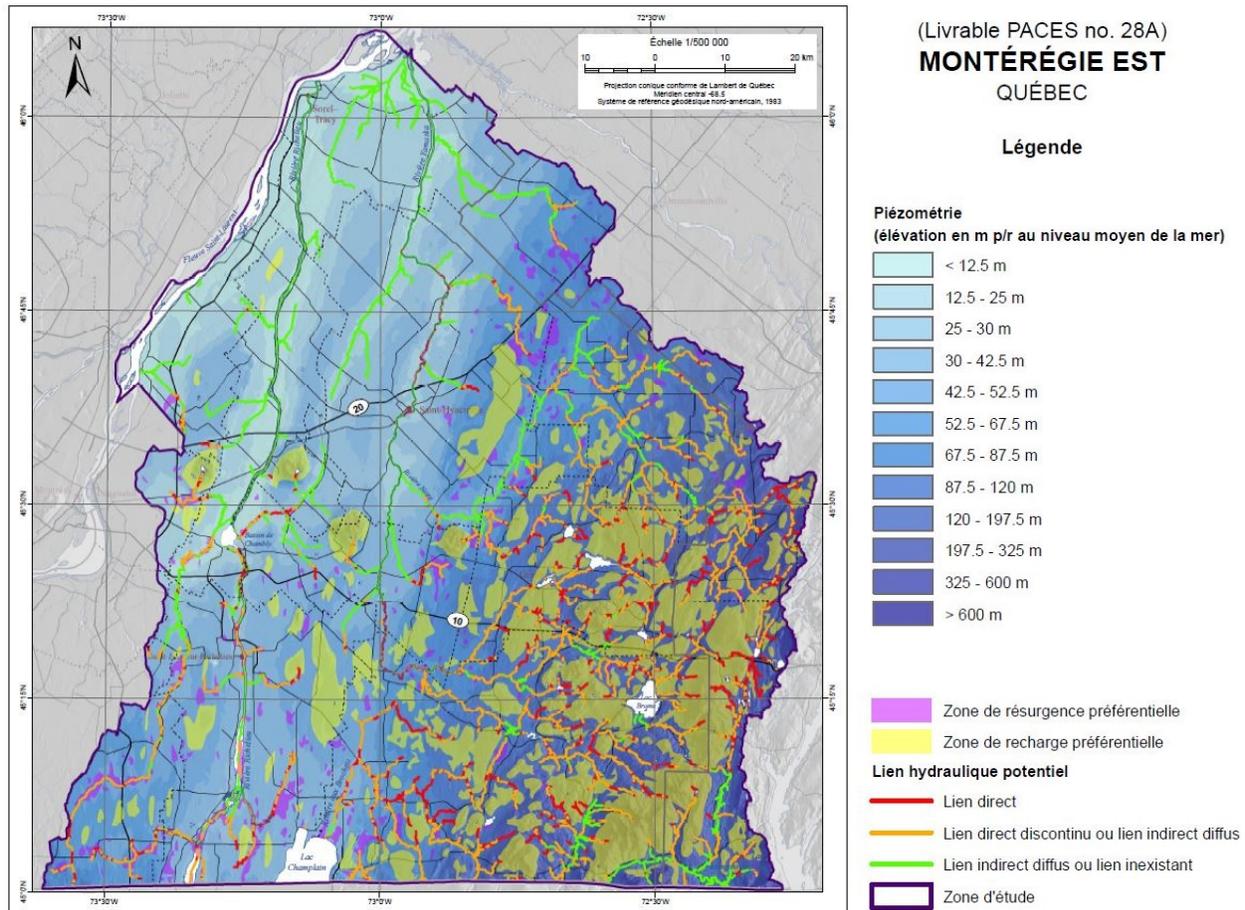


Figure 2.6 Liens hydrauliques entre l'aquifère rocheux régional et les cours d'eau.

Localisation des zones préférentielles de recharge et de résurgence de l'aquifère régional de roc fracturé. PACES 2013 (Carrier et al., 2013).

Les zones de recharge préférentielles ont été localisées selon un seuil de recharge importante estimée (> 250 mm/an) et la présence d'un dôme piézométriques (> 1km²) hors des zones captives. Les zones de résurgence préférentielles sont identifiées par des dépressions piézométriques et des zones de nappe affleurante en surface (< 1 m de profondeur) hors des zones captives ou de recharge significative (< 50 mm/an).

La recharge moyenne pour l'ensemble du territoire est d'environ 100 mm/an (9% des pluies totales) avec une répartition spatiale variable. La région montagneuse des Appalaches et les collines montérégiennes constituent des zones préférentielles de recharge. C'est le simulateur à base physique Hydrological Evaluation of Landfill Performance (HELP) (Schroeder *et al.*, 1994) qui a permis d'estimer la recharge à partir des propriétés physiques des matériaux et de données

climatiques réelles disponibles de 1970-2010 (Croteau et al., 2010) : précipitation, température, évapotranspiration, rayonnement solaire, caractéristiques de la surface et des sols.

2.5.2 Liens hydrauliques aquifère-cours d'eau

Les propriétés hydrauliques des formations géologiques et pédologiques de la zone influencent les conditions de confinement de l'eau souterraine et la nature du lien hydraulique aquifère-cours d'eau. Des critères basés sur les conditions de confinement de la nappe et l'épaisseur des sédiments argileux ont été appliqués pour définir différents types de lien hydraulique (Fig. 2.6) :

- Lien direct : nappe libre ou semi-captive (< 1 m d'argile et > 3 m de dépôts meubles)
- Lien direct discontinu ou lien indirect diffus : nappe semi-captive
- Lien indirect diffus ou inexistant : nappe captive
- Lien non déterminé : cours d'eau mineurs (ordre de Strahler > 2)

À noter que la présence d'affleurements du roc dans le lit des cours d'eau n'a pas été explicitement considérée pour définir la nature de liens potentiels entre les cours d'eau et l'aquifère rocheux.

3 MODÉLISATION NUMÉRIQUE 2D DU SYSTÈME AQUIFÈRE

3.1 Introduction et revue de littérature

La modélisation numérique des systèmes aquifères régionaux est très utile pour avoir une bonne compréhension de la dynamique des eaux souterraines (Anderson *et al.*, 2015). Les échanges eau souterraine-eau de surface peuvent aussi être mieux compris grâce à la modélisation (Brunner *et al.*, 2017; Flipo *et al.*, 2014). La gestion de la ressource en eau souterraine nécessite fréquemment le développement de larges modèles numériques régionaux pour prédire les effets du changement de climat (Goderniaux *et al.*, 2009) ou d'utilisation des sols (Paradis *et al.*, 2016) sur l'approvisionnement en eau (Lavigne *et al.*, 2010; Nastev *et al.*, 2006) et les écosystèmes. Certains modèles s'étendent à une échelle suprarégionale (Delottier *et al.*, 2019) ou même continentale (Lemieux *et al.*, 2008a; Lemieux *et al.*, 2008c).

Cependant, la modélisation du milieu souterrain, des processus hydrologiques, ou encore des interactions entre la surface et la sous-surface, dépendent de la résolution choisie et de l'échelle spatiale topographique observée. Cette problématique est le principal défi actuel à résoudre pour développer la modélisation à l'échelle continentale (Krakauer *et al.*, 2014; Wood *et al.*, 2011). D'autres défis sont liés à la représentation des sols et des processus superficiels à petite échelle et ajoute une impasse à la modélisation hydrologique (Or, 2019).

Dans ce sens, pour les études hydrogéologiques qui couvrent de grandes surfaces (quelques milliers de km²), les modèles numériques sont généralement simplifiés étant donné la lourde charge de calcul informatique. Le compromis entre efficacité des calculs et précision des résultats dans les modèles est rarement évalué. De plus, l'échelle des modèles doit aussi tenir compte du nombre de données disponibles permettant de construire le modèle ou de valider les processus simulés. À cause de leur large superficie, de tels modèles utilisent généralement de grandes cellules pour leur grille numérique de faible résolution spatiale, ce qui provoque un lissage de la topographie en surface. Pourtant, il est clairement établi que dans la plupart des cas la topographie contrôle et influence l'écoulement souterrain (Cardenas & Jiang, 2010; Carlier *et al.*, 2018; Wang *et al.*, 2018). D'importants travaux décrivent les effets de la topographie sur les écoulements souterrains (Cardenas, 2007; Tóth, 1962; Tóth & Hayashi, 2010).

Même si ces études sont de plus en plus présentes (Guillaumot, 2018), il existe peu de travaux qui illustrent l'effet de la résolution topographique sur les flux estimés en modélisation hydrogéologique. Seules quelques études, comme les travaux de thèse de Marklund (2009), ont

montré cette relation entre résolution et estimation des flux (Marklund & Wörman, 2011). En revanche, l'interprétation des résultats de ces travaux ne montre pas les potentielles conséquences ou impacts sur la modélisation hydrogéologique régionale.

Ainsi, pour ces travaux de maîtrise, la question suivante a été posée : est-ce que les modèles numériques régionaux à faible résolution spatiale et topographique, basés sur une recharge et des propriétés hydrauliques représentatives de la réalité, peuvent prédire adéquatement les flux d'eau souterraine vers les rivières ?

3.2 Objectifs et approche méthodologique

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer l'influence du lissage de la topographie de surface du sol (ou du niveau de la nappe dans ce cas d'étude) sur le débit de base dans les rivières et le temps de résidence de l'eau souterraine estimés par des modèles numériques régionaux. Pour répondre à cette problématique, un modèle hydrogéologique simplifié et synthétique en coupe 2D a été développé. Même si cette étude se base sur une vraie région et utilise une topographie et des conditions hydrauliques représentatives, ce travail de modélisation demeure tout de même « conceptuel ».

Dans ce modèle, il est important de prendre en compte que le niveau de la nappe a été fixé à la surface topographique. Cette hypothèse peut être appliquée dans un contexte hydrogéologique global de cette zone sud du Québec de grande échelle où la piézométrie mesurée est le reflet de la topographie (Carrier *et al.*, 2013b; Larocque & Broda, 2016). Par ailleurs, Haitjema and Mitchell-Bruker (2005) montrent que le niveau de la nappe à l'échelle régionale est contrôlé par la topographie (Gleeson *et al.*, 2011) ou par la recharge (Goderniaux *et al.*, 2013). D'une part, ces mêmes auteurs proposent un critère de décision simple sans dimension pour évaluer si les nappes phréatiques sont contrôlées par la topographie ou par la recharge, et d'autre part, ils résument les conditions nécessaires pour que la topographie contrôle le niveau de la nappe. Dans notre cas d'étude, où les précipitations sont abondantes (forte recharge), avec une relativement faible conductivité hydraulique, une haute anisotropie verticale et un écoulement souterrain profond, c'est bien la topographie qui contrôle le niveau de la nappe (Anderson *et al.*, 2015).

Une fois le modèle hydrogéologique conceptuel développé et la grille numérique générée, plusieurs simulations ont été réalisées en ne faisant varier qu'une seule composante au modèle : la résolution topographique de la surface. Pour cela, c'est la résolution du modèle numérique de terrain (MNT) de la surface qui est modifiée entre les simulations et ce sont les MNT issues du

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) ([CGIAR CSI, 2018](#); [USGS, 2018](#)) qui ont été exploités. En ne faisant varier que la résolution du SRTM et en partant du même modèle hydrogéologique pour chacune des simulations, il est possible d'observer l'effet de la résolution topographique de la nappe sur l'écoulement souterrain modélisé.

L'Annexe III contient la liste des fichiers électroniques reliés au développement du modèle.

3.3 Construction du modèle conceptuel

3.3.1 Localisation du site d'étude

La section en coupe transversale exploitée pour le modèle (Fig. 3.1) a été extraite dans la région Montérégie-Est et traverse principalement le bassin versant de la rivière Yamaska situé au sud du Québec (Fig. 2.2). Trois grands contextes géologiques et physiographiques caractérisent la région Montérégie-Est (Fig. 3.1) : la plateforme du Saint-Laurent (0-60 m au-dessus du niveau de la mer), les Appalaches externes (60-200 m) et les Appalaches internes (> 200 m) (cf. la description de la zone d'étude en section 2). Ces zones physiographiques correspondent aux différents contextes hydrogéologiques définis par le PACES Montérégie-Est (Fig. 2.3) ([Carrier et al., 2013a](#)). Les propriétés hydrauliques du roc sous-jacent ont été définies en s'appuyant sur l'analyse de nombreux essais de puits ([Laurencelle, 2018](#)).

La coupe topographique de 95 km de long étudiée (Fig. 3.1) s'étend des Appalaches internes, avec une altitude maximale de 307 m, jusqu'au fleuve du Saint-Laurent, avec une altitude minimale de 4 m au-dessus du niveau de la mer. Sur le Système d'Information Géographique ArcGIS, plusieurs profils de cette même coupe ont été générés à partir de quatre SRTM (MNT) aux résolutions topographiques différentes. Le SRTM 30 m et 90 m sont respectivement disponibles sur la plate-forme de données du Consortium for Spatial Information ([CGIAR CSI, 2018](#)) et de l'United States Geological Survey ([USGS, 2018](#)), tandis que les SRTM aux résolutions plus grossières (p. ex. SRTM 500 m et SRTM 1000 m) proviennent de la dégradation du SRTM 90 m à partir de l'outil d'interpolation "Resample" (méthode de rééchantillonnage par affectation du voisin le plus proche) sur ArcGIS.

Finalement, quatre cas simulés avec des coupes transversales aux niveaux différents de lissage topographique sont comparés dans cette étude :

- SRTM 30 m : haute résolution
- SRTM 90 m : moyenne résolution
- SRTM 500 m : basse résolution
- SRTM 1000 m : très basse résolution

au roc régional (Carrier *et al.*, 2013a) ne sont pas considérés. Seul l'aquifère régional de roc fracturé est pris en compte et le toit du roc représente la surface terrestre du modèle.

Plusieurs travaux de caractérisation hydrogéologique dans cette zone d'étude (Fig. 3.1) ont permis de montrer que la partie superficielle du roc est fracturée (Carrier *et al.*, 2013b). D'autres travaux ont révélé que le nombre et l'ouverture des fractures dans le roc diminuent avec la profondeur dans cette zone d'étude (Laurencelle, 2018).

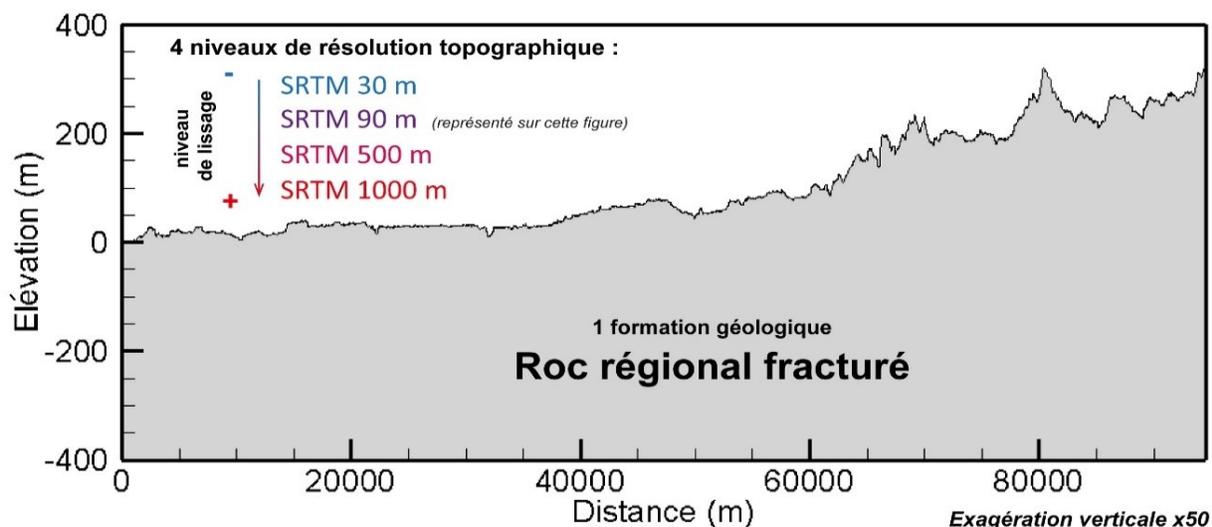


Figure 3.2 Coupe topographique 2D et modèle conceptuel du milieu souterrain.

Le modèle conceptuel en figure 3.2 est composé d'une seule couche géologique de roc fracturé. Ce même modèle est appliqué et reste identique pour toutes les simulations, seule la résolution topographique est modifiée. L'intensité du lissage de la topographie est liée à la résolution appliquée, plus la résolution est faible, plus le lissage augmente.

3.4 Développement du modèle numérique

3.4.1 Simulateur numérique

La modélisation a été réalisée avec le simulateur numérique à éléments finis FLONET/TR2 développé par Molson and Frind (2019). Ce programme permet de simuler l'écoulement souterrain, l'âge moyen de l'eau et le transport advectif-dispersif de masse dans un milieu poreux. Seules les conditions en régime permanent et dans un milieu saturé peuvent être simulées pour modéliser l'écoulement souterrain. Cet outil permet d'obtenir les lignes équipotentiels et les lignes de courant du domaine bidimensionnel. De plus, il renseigne sur les flux entrants et sortants

en surface, c'est-à-dire la recharge et la résurgence de l'eau souterraine. Le simulateur TR2 simule l'âge moyen des eaux souterraines à partir du modèle de transport développé par [Goode \(1996\)](#) où les concentrations sont remplacées par l'âge des eaux. Grâce à cette méthode, les processus d'advection et de dispersion sont pris en compte, ce qui permet de représenter de manière réaliste les temps de résidence des eaux souterraines ([Molson & Frind, 2005](#)) et le mélange des eaux ([Sanford, 2011](#)).

3.4.2 Limite d'application

Même s'il est préférable, selon la littérature, de développer un modèle 3D plutôt qu'un modèle 2D pour représenter au mieux les échanges à l'interface eau souterraine-eau de surface ([Sophocleous, 2002](#)), il est recommandé de commencer par un modèle bidimensionnel simplifié pour avoir une meilleure compréhension du système ([Hill, 2006](#)). Cette démarche permet de réaliser des tests de sensibilité des paramètres ou même d'identifier des processus dominants au sein du système. Néanmoins, il faut bien considérer que ce type de travail en coupe 2D ne permet pas de représenter l'écoulement transversal.

Les conditions appliquées pour les simulations (régime permanent et milieu poreux saturé) ne sont pas contraignantes étant donné les objectifs de cette étude. En effet, le but est de comparer qualitativement des scénarios en ne faisant varier que la résolution topographique, le régime permanent en milieu saturé convient très bien pour le type de simulation où l'on impose le niveau de la nappe correspondant à la topographie.

3.4.3 Discrétisation et conditions limites

La grille numérique du modèle a été générée avec l'extension GRID du logiciel FLONET. Ce programme auxiliaire permet de générer une grille composée d'éléments rectangulaires déformables (à noter que dans le modèle, chaque rectangle est divisé en 2 triangles). La longueur de la coupe étant de 94 550 m et la résolution topographique minimale étudiée de 30 m (SRTM 30 m), l'axe horizontal a été discrétisé de manière constante avec un Δx de 25 m. La profondeur du domaine atteint 1000 m en tout point par rapport à la surface (Fig. 3.3) ([Laurencelle et al., 2013](#)). Le roc est numérisé en une suite de couches numériques parallèles et d'épaisseur croissante avec la profondeur. Le maillage vertical est raffiné, proche de la surface par rapport au maillage en profondeur, dans le but de mieux représenter les écoulements locaux dans le roc fracturé.

En surface, la première couche de roc numérisée a une épaisseur minimale de 1 m. Ensuite, l'épaisseur des couches augmentent avec la profondeur. À 150 m de profondeur, l'épaisseur des couches atteint une valeur maximale et constante de 25 m.

Finalement, la grille a été discrétisée en 3 782 éléments horizontaux et 51 éléments verticaux pour un total de 192 882 éléments. Cette même grille numérique fixée est la même pour l'ensemble des cas simulés.

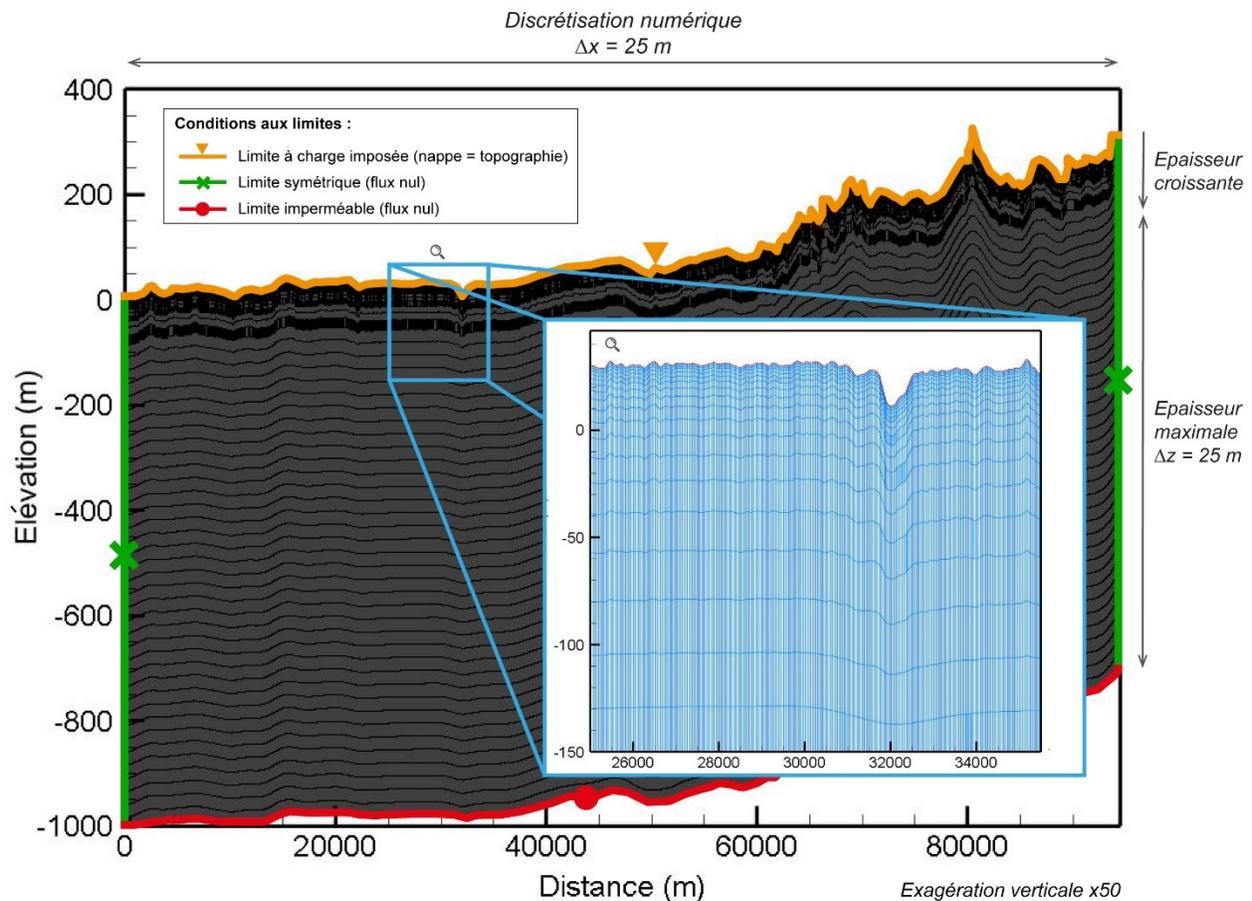


Figure 3.3 Maillage et conditions aux limites du modèle d'écoulement.

Représentation zoomée du maillage dans le cadre bleu, la discrétisation très fine du système ne permettant une visualisation optimale des éléments.

Les conditions aux limites du modèle d'écoulement et d'âge de l'eau souterraine ont été définies en fonction des objectifs de l'étude et du système hydrogéologique (Fig. 3.3). La limite latérale amont du modèle correspond à une ligne de crête définissant une ligne de partage des eaux souterraines. Le point le plus en aval en surface correspond théoriquement au fleuve Saint-Laurent, au niveau d'un bas topographique, vers lequel les écoulements régionaux devraient converger. Les limites latérales ont été définies comme étant des limites symétriques, similaires

à une limite physique imperméable avec une condition de type « flux nul ». À la base du modèle, un flux nul (limite imperméable) est imposé puisque l'on considère qu'aucun flux significatif n'intervient dans ces conditions à une telle profondeur. En surface, le niveau de nappe constant est fixé équivalent à la surface topographique terrestre du modèle. C'est une limite de charge imposée, où les cours d'eau sont alors naturellement représentés. Cette approximation simplifie le travail de modélisation et permet de mieux comparer les simulations entre elles.

Le fonctionnement du modèle d'âge de l'eau souterraine peut-être expliqué simplement : les nouvelles molécules d'eau qui entrent en continu depuis la surface terrestre, vieillissent en s'écoulant dans le système aquifère. C'est le champ de vitesses du modèle d'écoulement qui est exploité, incluant la dispersion hydrodynamique, pour déterminer l'âge moyen des eaux souterraines. En surface, une condition fixe d'âge nul est imposée au niveau des zones de recharge tandis qu'un gradient d'âge nul est imposé aux zones de résurgence, ainsi qu'à la base et aux limites latérales du modèle.

3.4.4 Propriétés hydrauliques et paramètres d'entrée

Les propriétés hydrauliques du roc considérées dans le modèle d'écoulement et d'âge (Tableau 3.1) ont été définies à partir de données acquises sur le terrain (Carrier *et al.*, 2013a) et des travaux de caractérisation hydrogéologique : des milliers de tests de capacité spécifique (Laurencelle, 2018; Laurencelle *et al.*, 2013; Laurencelle *et al.*, 2011). Selon ces études, le roc fracturé entraîne une décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique (K) avec la profondeur, cette condition est respectée dans nos modèles (voir l'équation sur la figure 3.4b). Toujours selon ces mêmes études, un taux d'anisotropie de K verticale important dans cette zone d'étude est appliqué à l'aquifère et une faible porosité est considérée constante sur l'ensemble de l'aquifère (Janos *et al.*, 2018).

Le modèle synthétique développé ne contraint pas une utilisation précise des paramètres et des propriétés hydrauliques retrouvées dans la littérature, mais les ordres de grandeurs représentatifs réels sont tout de même appliqués. Les paramètres d'entrée ont été ajustés manuellement dans le but de représenter des patrons d'écoulements souterrains plausibles. Ainsi, plusieurs tests de simulations de l'écoulement souterrain, représentés sur le logiciel de visualisation graphique TECPLOT 360 (Tecplot Inc., 2018), ont permis de fixer une paramétrisation finale pour le modèle d'écoulement. Cette démarche pourrait être considérée comme une première étape de calage (voir section 3.5.2).

Tableau 3.1 Propriétés hydrauliques du modèle d'écoulement de l'eau souterraine.

Les paramètres λ et d_0 concernent la décroissance exponentielle de la conductivité hydraulique (K) avec la profondeur du roc fracturé.

	Paramètre	Unité	Valeur
Modèle d'écoulement	Conductivité hydraulique minimale	K_{min} (m/s)	1×10^{-8}
	Conductivité hydraulique maximale	K_{max} (m/s)	2×10^{-5}
	Taux de décroissance exponentielle de K	λ	0,01
	Profondeur de décroissance de départ	d_0 (m)	10
	Ratio d'anisotropie verticale	K_h / K_v	1000
	Porosité	\emptyset	0,05

La figure 3.4b indique qu'aux 10 premiers mètres de profondeur, la conductivité hydraulique maximale (K_{max}) est appliquée. À partir de 10 m de profondeur (paramètre d_0), la conductivité hydraulique diminue exponentiellement pour atteindre la conductivité minimale (K_{min}) à environ 400 m de profondeur, pour ensuite demeurer constante (Fig. 3.4).

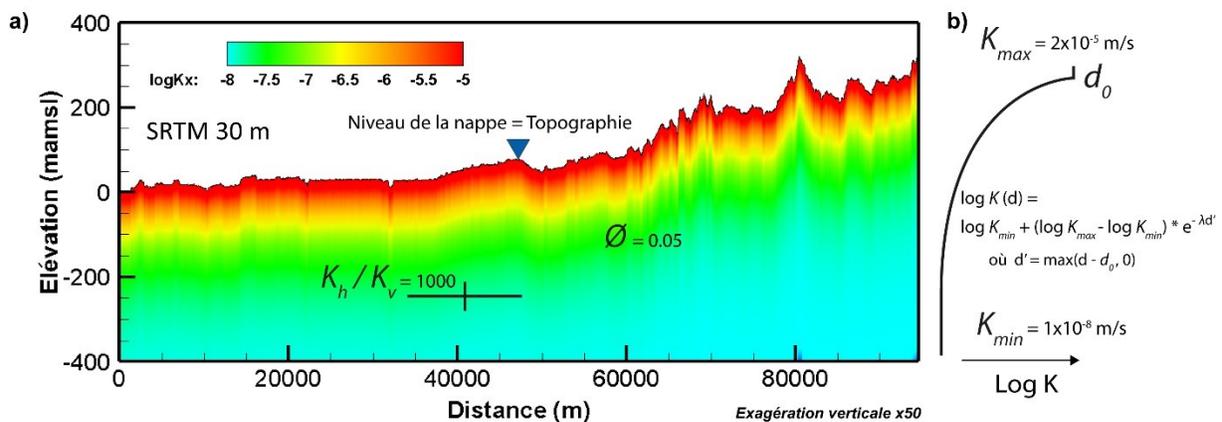


Figure 3.4 Distribution des propriétés hydrauliques du modèle d'écoulement.

a) Conductivité hydrauliques du système et résumé des principaux paramètres d'entrée du modèle.

b) Graphique représentant la décroissance exponentielle de la conductivité en fonction de la profondeur.

En partant du modèle d'écoulement décrit précédemment, les paramètres du modèle d'âge de l'eau souterraine concernant les processus d'advection-dispersion (Tableau 3.2) ont été fixés d'une part en fonction des précédents travaux de modélisation hydrogéologique réalisés par Laurencelle *et al.* (2013) sur la même section transversale 2D et à partir du même simulateur numérique. D'autre part, les valeurs de dispersivités ont été définies en fonction de l'échelle d'observation (Neuman, 2006; Schulze-Makuch, 2005). La formulation standard de dispersion Burnett-Frind, avec seulement 2 composantes α_L et α_T en 2D (Tableau 3.2), a été préférée à la formulation de dispersion de Lichtner avec 4 composantes (Molson & Frind, 2019).

Tableau 3.2 Propriétés hydrauliques du modèle d'âge de l'eau souterraine.

	Paramètre	Unité	Valeur
Modèle d'âge	Dispersivité longitudinale	$\alpha_L (m)$	250
	Dispersivité transversale	$\alpha_T (m)$	0,5
	Coefficient de diffusion	$D (m^2/s)$	1×10^{-10}

Ce programme de simulation cohérent a ensuite été soumis à une vérification (voir section 3.5.1).

3.5 Ajustement du modèle

3.5.1 Vérification de la discrétisation

Pour minimiser les erreurs numériques, il est nécessaire de s'assurer que le maillage fixé permet de représenter correctement les processus de transport. La taille des cellules choisie est vérifiée en calculant le nombre de Peclet (Pe), tandis que le pas de temps défini est vérifié par le nombre de Courant (Molson & Frind, 2019). Avec les paramètres choisis et un Δx de 25 m, le nombre de Peclet doit rester inférieur à 2 sur l'ensemble du maillage. Dans notre cas, la condition est respectée et la discrétisation dans l'espace est conforme. Avec un pas de temps Δt de 250 jours, le critère de Courant ($\leq Pe/2$) est en majeure partie respecté pour l'ensemble du système. Le pas de temps utilisé est conforme et le temps maximal atteint par les simulations est de 3.65×10^8 jours, c'est-à-dire 1 000 000 d'années.

3.5.2 Calage des paramètres

Avant d'arriver à ce programme de simulation finale décrit à la section 3.4.4, plusieurs tests ont permis de vérifier si notre modèle d'écoulement était représentatif de la réalité. Dans un premier temps, tout en respectant l'ordre de grandeur des propriétés hydrauliques de la zone d'étude définies par la littérature, le but était d'obtenir des patrons d'écoulements plausibles reproduisant le modèle conceptuel hydrogéologique et géochimique du PACES 2013 présentés à la section 2.4.3. Ces modèles indiquent la présence d'écoulements, en partie, profonds et un emboîtement d'écoulements locaux et régionaux.

Dans un second temps, le processus de vérification s'est appuyé sur des estimations indépendantes de la recharge des eaux souterraines, effectuées avec le modèle d'infiltration HELP (Hydrologic Evaluation of Landfill Performance) (Schroeder *et al.*, 1994). Dans le cadre du PACES 2013, ce modèle hydrologique à base physique 1D, utilisant des données climatiques

réelles et des propriétés physiques des matériaux, a été calé avec des données de stations hydrométriques de bassins versants jaugées de la région Montérégie-Est (Croteau *et al.*, 2010).

Pour cette étape de vérification de la recharge estimée, seul le cas simulé avec le SRTM 90 m était notre référence, étant donné que c'est un MNT de base non modifié. L'objectif était de se rapprocher au maximum de la recharge moyenne du roc estimée par HELP d'environ 100 mm/an le long de la section observée (Annexe I, Fig. I.2). Cependant, dans la réalité, la section de coupe transversale située entre 0 et 40 000 m, est caractérisée par une épaisse couche d'argile quasi-imperméable (Fig. 3.8), jouant un rôle d'aquitard et déposée il y a quelques milliers d'années par la mer de Champlain (Parent & Occhietti, 1999). Or cette couche géologique, ainsi que l'ensemble des dépôts meubles, ne sont pas représentés dans notre modèle (voir section 3.3.2).

Il est assumé et évident que cette étape de calibration comparée à la recharge HELP n'est qu'approximative puisque notre modèle est synthétique. Cette approximation devrait être discutée et prise en compte si l'objectif était de réaliser une analyse quantitative. Même si le modèle développé est synthétique, notre étude de comparaison qualitative des simulations se base sur des valeurs aux ordres de grandeur représentatives de la réalité.

3.6 Simulations de l'écoulement et de l'âge des eaux souterraines

La conceptualisation du système synthétique et simplifié a permis de développer un modèle numérique 2D, permettant de comparer les flux aquifère-cours d'eau et la distribution d'âge de l'eau souterraine, selon la résolution topographique appliquée.

3.6.1 Systèmes d'écoulement

Les 4 systèmes d'écoulement obtenus avec des résolutions topographiques différentes sont rassemblés dans la figure 3.5, illustrant les patrons d'écoulement simulés en régime permanent. Les résultats à l'échelle régionale sont accompagnés d'un zoom à l'échelle intermédiaire et un autre à l'échelle locale sur des zones spécifiques. Les modèles à l'échelle régionale ont été divisés en fonction de la topographie en trois zones différentes :

- Zone aval : Plate-forme du St-Laurent : 0 à 40 000 m de distance.
- Zone intermédiaire : Appalaches externes : 40 000 à 75 000 m de distance.
- Zone amont : Appalaches internes : 75 000 à 95 000 m de distance.

Les flux entrants et sortants de ces trois zones distinctes sont indiqués au-dessus des profils sur les figures 3.5a1-d1 et sont exploités à la section 3.6.3.

La première observation sur la figure 3.5 concerne l'intensité du lissage topographique selon le SRTM appliqué au modèle. Les observations montrent bien que le lissage de la topographie de surface est plus important lorsque la résolution diminue. Le niveau de détail de la surface est largement dégradé avec le SRTM 1000 m par rapport au SRTM 30 m. De plus, les zooms sur la rivière Yamaska (Fig. 3.5a2-d3) indiquent un décalage de la rivière vers la droite lorsque la résolution topographique diminue. Cela est dû à la réduction de la résolution à partir de la méthode de rééchantillonnage du voisin le plus proche (outil "Resample" sur ArcGIS). C'est le grossissement des pixels et l'attribution de la valeur d'élévation à ces derniers qui entraînent ce déplacement de la rivière vers la droite. Ce constat est pris en compte et ne constitue pas une limite significative dans cette étude.

La figure 3.5 apporte plusieurs informations à lire et à décomposer comme suit :

- Les quatre niveaux de résolution topographique simulés : axe des ordonnées
- Zooms sur une zone à fortes variations de la topographie : au centre de l'axe des abscisses
- Zoom sur la rivière Yamaska : à droite de l'axe des abscisses
- Valeurs de la conductivité hydraulique (K) : teinte de couleur bleue, verte, jaune, orange, rouge
- Réseau d'écoulement avec isopièzes et lignes de courant : les pointillés et les lignes noires
- Flux entrants et sortants pour les 3 zones distinctes : au-dessus des profils à l'échelle régionale
- Recharge au roc estimée par HELP pour ces 3 zones : indiquée en noire sous les profils
- Débit de base de la rivière Yamaska : calculé entre les flèches noires des figures a3 à d3
- Flux horizontaux (section 3.6.4) calculés le long d'une ligne verticale : trait noir de la figure d3

À l'échelle régionale

À cette échelle, les systèmes d'écoulement semblent relativement similaires. Le nombre et la structure des lignes de courant observées distinctement sous les 50 m de profondeur, semblent les mêmes entre les simulations. Par exemple, pour les 4 cas simulés, la même longue ligne de courant est représentée, partant du point le plus en amont du modèle et s'écoulant en profondeur avant de se jeter dans la rivière Yamaska. La résolution topographique ne semble pas impacter l'écoulement régional profond. Toutefois, proche de la surface, une forte densité de lignes de courant est observable pour les 4 simulations. La majorité des écoulements sont concentrés dans la partie superficielle de l'aquifère. Pour examiner de plus près ces écoulements, proches de la surface, un premier zoom à l'échelle intermédiaire est effectué.

Résolution topographique

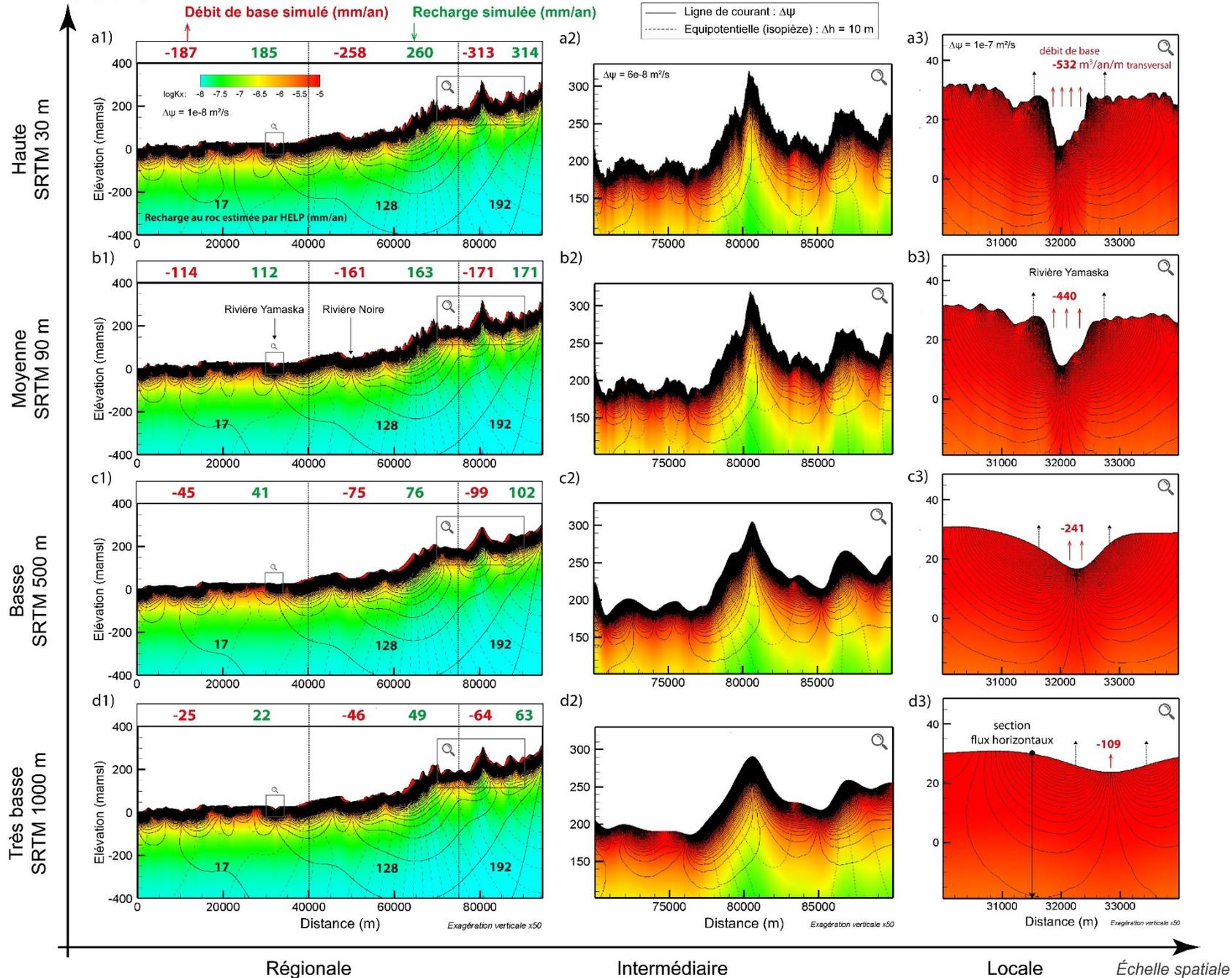


Figure 3.5 Simulations 2D des systèmes d'écoulement souterrain. Les résultats sont présentés à différentes résolutions topographiques et différentes échelles spatiales d'observation.

À l'échelle intermédiaire

L'observation plus détaillée des écoulements superficiels, jusqu'à environ 200 m de profondeur, montre des variations plus importantes du système d'écoulement entre les simulations. En comparant le cas SRTM 30 m (Fig. 3.5a2) et le cas SRTM 1000 m (Fig. 3.5d2), on note une diminution du nombre de lignes de courants et de systèmes d'écoulements locaux. Le lissage de la topographie fait disparaître certaines zones de recharge potentielles, comme des collines et montagnes, ou des zones de résurgence, comme des vallées et des cours d'eau. En ce sens, une étude de [Caruso et al. \(2016\)](#) a déjà montré que la structure topographique complexe est la cause directe d'une variabilité spatiale substantielle des échanges aquifère-rivière. Déjà repéré à l'échelle régionale, les systèmes d'écoulement plus profonds semblent peu impactés par la variation de la résolution topographique.

À l'échelle locale

Ce zoom sur les systèmes d'écoulement locaux autour de la rivière Yamaska permet de bien percevoir l'impact de la résolution du MNT sur le détail de la topographie en surface. Les observations précédentes sont confirmées, puisque le nombre de boucles de circulations simulées diminuent à mesure que le lissage topographique augmente. Par exemple, il serait envisageable de compter, à l'œil nu, le nombre de lignes de courant de la figure 3.5d3, contrairement à la figure 3.5a3, où la densité des lignes de courant est bien trop élevée. La baisse de la résolution topographique fait diminuer la densité des écoulements superficiels de l'aquifère.

En résumé, la figure 3.5 illustre que les systèmes d'écoulement régionaux (profonds) ne sont pas significativement impactés par la résolution topographique qui agit surtout sur la part des circulations de surface où les systèmes d'écoulements locaux sont considérablement modifiés.

3.6.2 Temps de résidence

La figure 3.6 permet de comparer l'âge de l'eau souterraine entre les 4 simulations à l'échelle régionale (plus un zoom à l'échelle locale) aux résolutions topographiques différentes. L'âge simulé pour l'ensemble des modèles atteint un temps maximum fixé à 1 000 000 d'années. Le régime permanent pour ces modèles d'âge n'est pas atteint, mais on considère que les âges du système ne changent plus significativement au bout d'un temps aussi long.

À l'échelle régionale

À première vue, les figures 3.6a1-d1 ne présentent pas de différences significatives à l'échelle régionale, on repère globalement les mêmes zones principales de résurgence d'eaux vieilles et

profondes situées au niveau des vallées et des rivières. L'impact de la résolution topographique sur la structure de la distribution de l'âge moyen de l'eau souterraine est moins important en profondeur. Cette structure équivalente en profondeur entre les 4 cas simulés reflète également le fait que la structure du système d'écoulement de la figure 3.5 est aussi très similaire en profondeur.

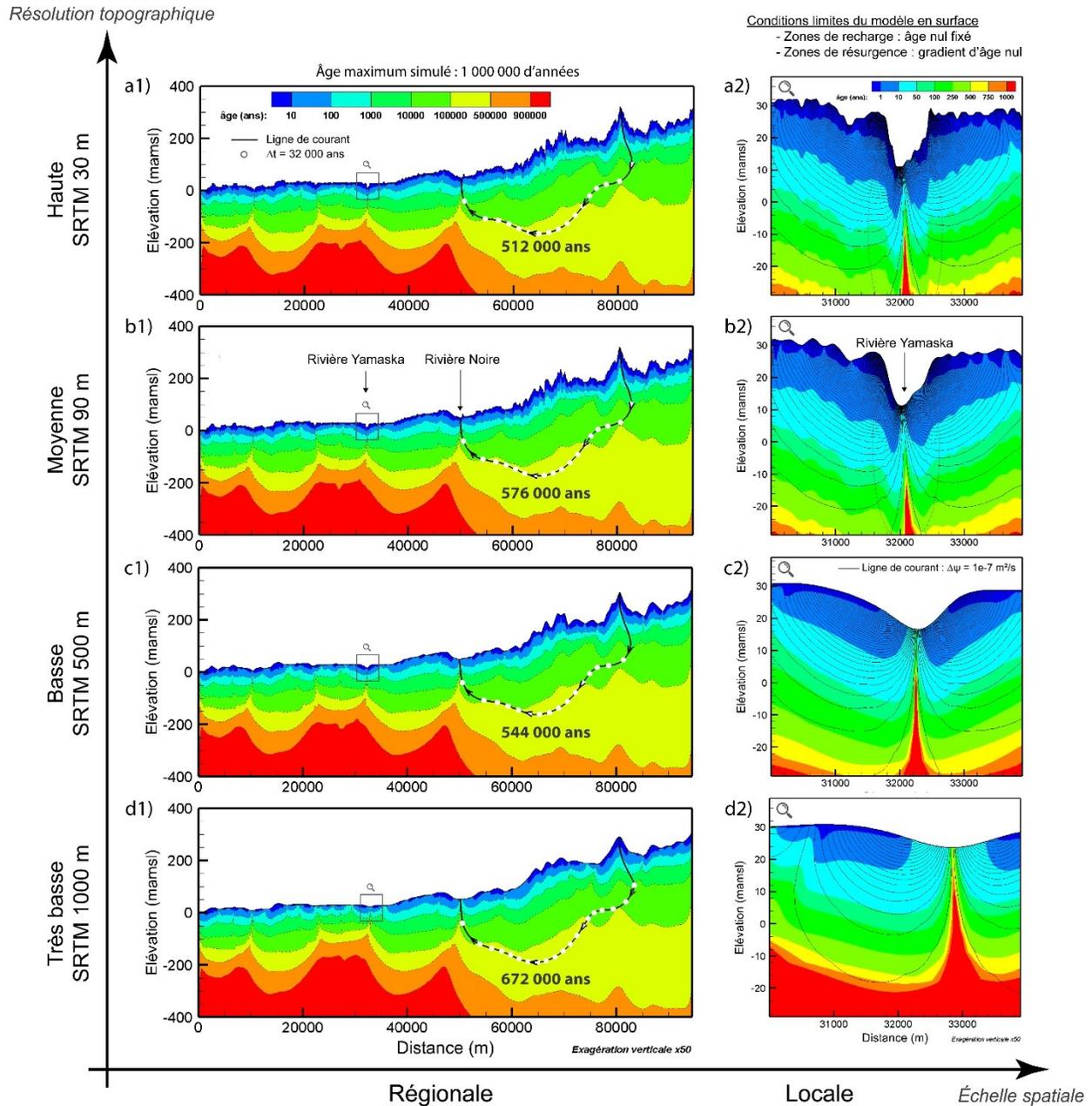


Figure 3.6 Distribution de l'âge moyen de l'eau souterraine des simulations. Les résultats sont présentés à différentes résolutions topographiques et différentes échelles spatiales d'observation.

On note tout de même un vieillissement des eaux lorsque la résolution diminue. En effet, les eaux jeunes identifiées, en bleu, sont bien plus représentées sur la figure 3.6a1 à haute résolution, que sur la figure 3.6d1 à basse résolution, où des eaux plus âgées atteignent la surface. En ce sens, les chemins de circulation régionaux sont légèrement plus longs avec une résolution plus grossière, étant donné que certaines circulations locales disparaissent. Pour chaque cas simulé, le temps de migration de l'eau souterraine a été calculé le long d'une même ligne de courant, générée par la méthode de traçage de particules en régime permanent. Même si ces résultats sont basés sur un calcul approximatif, ils permettent de mettre en avant des différences significatives du temps de migration pour une même ligne de courant. Avec un âge calculé de 512 000 ans pour le cas SRTM 30 m et de 672 000 ans pour le SRTM 1000 m, le temps de migration de l'eau souterraine est augmenté d'environ 25% avec la faible résolution.

À l'échelle locale

Les figures à l'échelle locale montrent bien que les temps de résidence de l'eau souterraine sont beaucoup plus affectés, par la résolution topographique, dans la partie superficielle de l'aquifère par rapport à la partie profonde. Cette échelle d'observation permet aussi de bien distinguer le vieillissement de l'eau souterraine avec la diminution de la résolution topographique. Avec une haute résolution topographique (Fig. 3.6a2), les jeunes eaux souterraines atteignent de plus grandes profondeurs qu'avec une faible résolution topographique (Fig. 3.6d2). Par exemple, à -20 m de profondeur et à la distance $x = 31\ 000$ m, l'âge de l'eau souterraine pour le SRTM 30 m est compris entre 250 et 500 ans, alors que l'âge estimé est supérieur à 1000 ans pour le SRTM 1000 m à la même position.

3.6.3 Flux entrants et flux sortants : recharge et résurgence

Les flux verticaux extraits à la surface des simulations renseignent sur la quantité des échanges aquifère-cours d'eau le long du profil topographique (Fig. 3.7). Les flux positifs correspondent à une entrée d'eau dans le système, c'est la recharge, tandis que les flux négatifs indiquent une sortie d'eau du système dans des zones de résurgence.

La figure 3.7 informe d'une première corrélation positive entre la résolution topographique et la quantité de flux verticaux. En effet, la fréquence et l'intensité des pics de flux positifs ou négatifs diminuent lorsque la résolution topographique est abaissée. Pour la simulation au SRTM 30 m, les pics de flux positif et négatif sont respectivement de 5 m/an et de -12 m/an, tandis que pour le SRTM 1000 m la totalité des flux sont compris entre 0,5 m/an et -0,5 m/an.

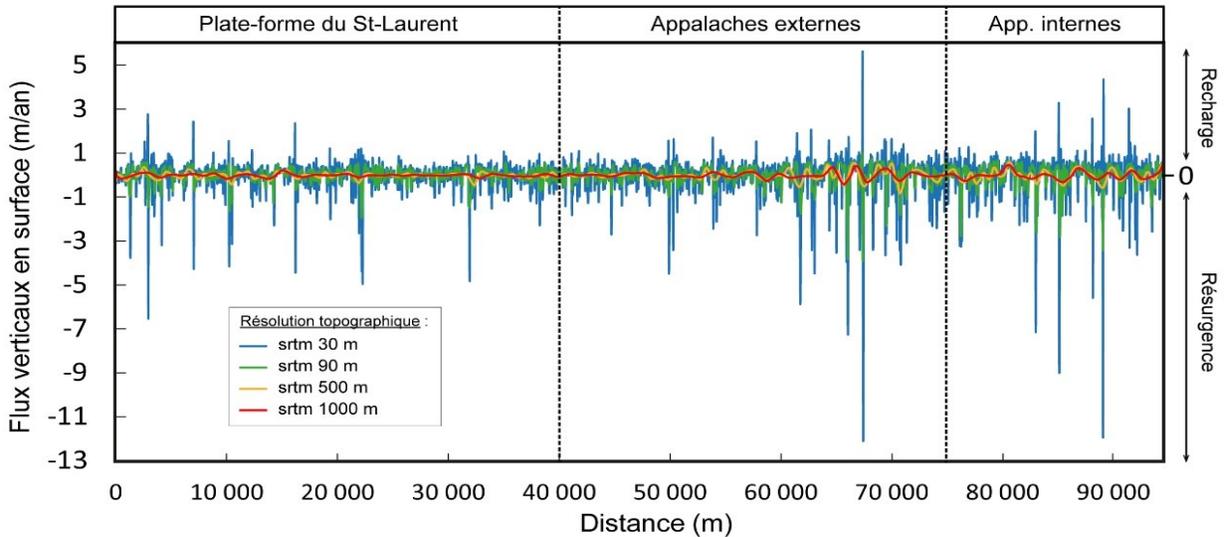


Figure 3.7 Flux verticaux en surface le long des coupes selon la résolution topographique.

Les flux entrants (positifs : +) et sortants (négatifs : -) moyens sont extraits pour les trois zones distinctes représentant les trois contextes hydrogéologiques proposés par le PACES 2013 (Figs. 2.3 et 3.7). Ces résultats sont compilés dans le tableau 3.3, mais aussi au-dessus des systèmes d'écoulement régionaux de la figure 3.5. La recharge au roc estimée par le modèle hydrologique HELP le long de cette même coupe est aussi indiquée (Annexe I, Fig. I.2).

Tableau 3.3 Flux moyens positifs et négatifs à la surface des modèles.

Comparaison des flux entre les simulations et avec la recharge au roc estimée par le modèle hydrologique d'infiltration HELP (PACES 2013).

	Flux moyens par zone (mm/an)								
	de 0 à 40 000 m			de 40 000 à 75 000 m			de 75 000 à 95 000 m		
	-	+	=	-	+	=	-	+	=
srtn 30 m	-186,7	184,7	-2,0	-258,0	260,2	2,2	-313,0	314,1	1,0
srtn 90 m	-113,8	111,8	-2,0	-161,0	163,2	2,2	-170,6	171,4	0,9
srtn 500 m	-44,7	42,4	-2,2	-75,5	76,2	0,7	-99,0	102,5	3,5
srtn 1000 m	-24,7	22,1	-2,5	-45,9	49,0	3,2	-63,8	63,3	-0,5
Recharge au roc (HELP)		17			128			192	

Comme observé sur la figure 3.7, le tableau 3.3 confirme la diminution du flux moyen positif (recharge) ou négatif (débit de base) dans chacune des zones étudiées lorsque la résolution topographique est décroissante. Les erreurs du bilan total de flux net entrant et sortant pour chaque cas sont de $-0,38 \times 10^{-9}$ % (SRTM 30 m), $-0,48 \times 10^{-8}$ % (SRTM 90 m), $-0,39 \times 10^{-10}$ % (SRTM 500 m) et $-0,14 \times 10^{-7}$ % (SRTM 1000). En régime permanent, le bilan de flux reste assez précis pour les différentes simulations.

En comparant les flux dans la zone la plus en amont « de 75 000 à 95 000 m », on constate que la recharge est 5 fois plus élevée pour le SRTM 30 m (314 mm/an) par rapport au SRTM 1000 m (63 mm/an). Cette observation est la même pour les flux sortants représentant le débit de base. Ainsi, pour chacune des zones étudiées, la recharge et le débit de base sont considérablement sous-estimés avec le modèle basse résolution par rapport au modèle haute résolution.

La résolution topographique semble également impacter le partitionnement entre circulations locales et régionales. Les écoulements latéraux (i.e. résurgence-recharge) représentent plus de 10% des écoulements verticaux à faible résolution, mais moins de 1% à haute résolution (Annexe I, Fig. I.3). La résolution a donc un impact équivalent à la recharge sur le partitionnement des écoulements proche surface/profonds (Goderniaux *et al.*, 2013).

À une plus petite échelle d'observation, le débit de base de la rivière Yamaska a été calculé pour chacune des simulations. Ces résultats sont aussi reportés sur les représentations à l'échelle locale de la figure 3.5 :

- SRTM 30 m : 532 m³/an/m
- SRTM 90 m : 440 m³/an/m
- SRTM 500 m : 241 m³/an/m
- SRTM 1000 m : 109 m³/an/m

Le débit de base de la rivière Yamaska simulé par le modèle au SRTM 1000 m est 5 fois moins important que le débit de base estimé par le modèle au SRTM 30 m. Cette analyse permet d'appuyer les observations précédentes réalisées à plus grande échelle d'observation. L'important impact sur le baseflow, tandis qu'il reste limité sur l'âge de l'eau souterraine, peut servir de validation sur le couple conductivité hydraulique/résolution. Il faut noter que s'appuyer sur la recharge est une manière indirecte d'utiliser le baseflow, mais porte un sens différent.

Concernant les données de recharge au roc estimée par HELP du tableau 3.3 et de la figure 3.5, on rappelle qu'elles sont issues d'un modèle d'infiltration réaliste calé hydrologiquement (voir section 3.5.2). Dans notre modèle, les couches de dépôts ne sont pas représentées, dont la couche d'argile quasi-imperméable située le long du profil entre « 0 et 40 000 m », au niveau de la Plate-forme du St-Laurent (Laurencelle *et al.*, 2013). C'est en partie pour cette raison que dans cette zone la recharge estimée par notre modèle de base SRTM 90 m est environ 7 fois plus forte (112 mm/an) que la recharge au roc estimée par HELP (17 mm/an). Les résultats obtenus dans cette zone ne peuvent donc pas être comparés au modèle HELP. Dans les deux autres zones étudiées, en amont de la rivière Yamaska, il y a relativement moins de dépôts meubles en surface (Fig. 3.8), il est alors envisageable de confronter nos résultats à la recharge au roc estimée par HELP.

Par exemple, pour la zone des Appalaches internes (entre « 75 000 et 90 000 m ») où les dépôts meubles en surface sont quasiment absents, la recharge simulée de 171 mm/an pour le modèle SRTM 90 m est très proche de la recharge au roc 192 mm/an estimée par HELP.

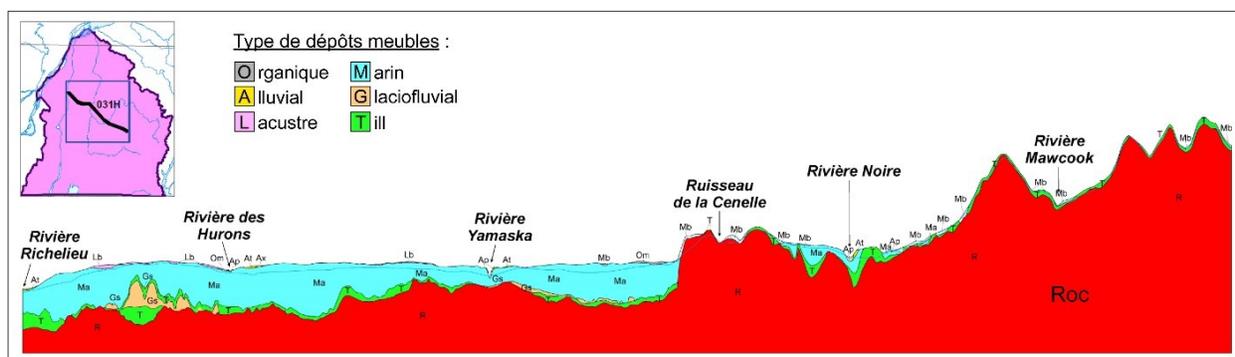


Figure 3.8 Vue en coupe transversale des sédiments de surface dans la zone d'étude. (adapté de Carrier *et al.* (2013a) et Laurencelle *et al.* (2013)).

Les dépôts meubles en surface ont logiquement une très forte influence sur la recharge mais ne sont pas pris en compte dans nos modèles. Par exemple, les dépôts marins et le till réellement présents ont une conductivité hydraulique plus faible que le roc fracturé atteignant la surface dans nos modèles. Ainsi, on ne peut pas réellement caler nos résultats sur les données issues du modèle HELP, mais cela nous permet tout de même de s'assurer d'une bonne cohérence des valeurs de flux. Pour effectuer une étude plus quantitative et calibrée avec le modèle HELP, il faudrait entre autres prendre en compte les données de la recharge hypodermique.

3.6.4 Interprétation des résultats et conséquences

- Impact de la résolution topographique sur la partie superficielle de l'aquifère

La figure 3.9a représente les flux horizontaux (à partir du flux de Darcy horizontal (m/s) dans chaque élément) en fonction de la profondeur le long d'une section verticale située à la distance $x = 31\,500$ m (Plate-forme du St-Laurent) (Fig. 3.5d3). Cette figure confirme bien que l'augmentation de la résolution topographique entraîne des flux plus importants dans la partie superficielle de l'aquifère et renseigne sur la profondeur de séparation entre les boucles locales-intermédiaires et les circulations régionales (environ 150 m de profondeur). En effet, à 20 m de profondeur et à haute résolution topographique (SRTM 30 m), les flux souterrains horizontaux sont d'environ $25\text{ m}^3/\text{an}/\text{m}$ transversal contre seulement $1\text{ m}^3/\text{an}/\text{m}$ à très basse résolution (SRTM 3000 m). Ces flux proches de la surface diffèrent selon la résolution topographique. En revanche, les flux profonds convergent vers une valeur similaire quasiment nulle à partir d'environ 150 m de

profondeur. En profondeur, les flux semblent moins impactés par la résolution topographique. Ces observations sont cohérentes avec les résultats présentés à la section 3.6.1 (Figs. 3.5 et 3.6). En appliquant une échelle logarithmique aux flux, la figure 3.9b appuie les observations précédentes. Les flux diminuent progressivement jusqu'à environ 150 m profondeur pour l'ensemble des cas simulés, avant de converger vers une valeur quasi-nulle.

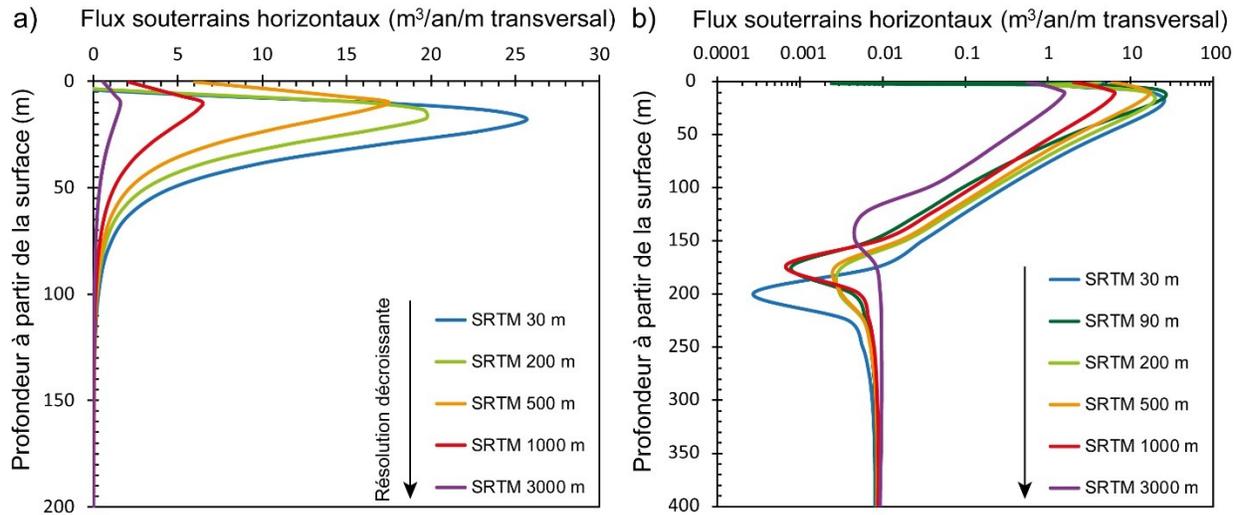


Figure 3.9 Flux souterrains horizontaux simulés en fonction de la profondeur.
a) Représentation normale et b) représentation avec les flux à l'échelle logarithmique.
La section verticale observée est située à la distance 31 500 m.

Deux autres sections verticales du modèle ont été analysées, à une distance $x = 53\,300$ m (App. externes) et $x = 78\,250$ m (App. externes). La figure 3.10 présente le pourcentage des flux cumulés obtenus pour chacune des 3 sections verticales observées. Ce type de représentation pour les 3 sections illustre bien qu'au moins 90 % du flux total se concentre dans les 50 premiers mètres de profondeur, tandis qu'au-delà, la quantité de flux est quasiment nulle.

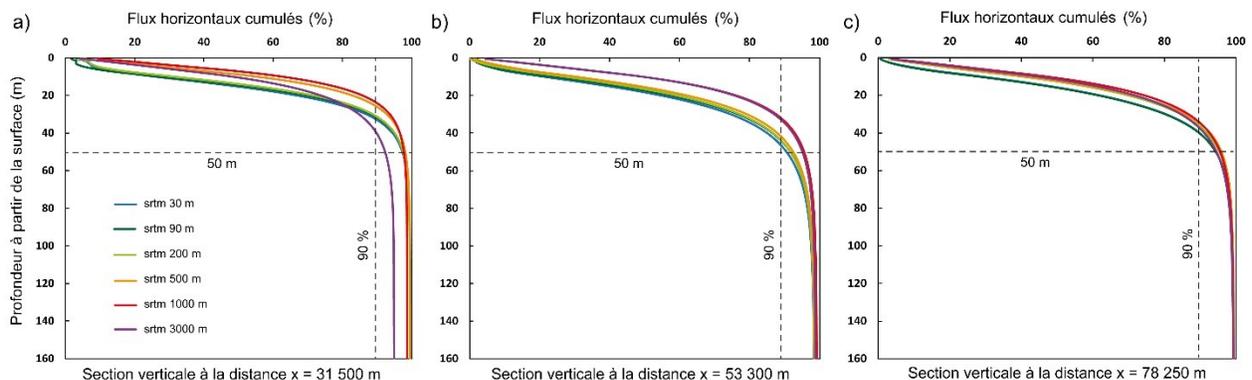


Figure 3.10 Flux horizontaux souterrains cumulés et rapportés en pourcentage.
Les sections verticales observées sont respectivement a) 31 500 m, b) 53 300 m et c) 78 250 m.

Cette analyse est cohérente avec les modèles d'âge, où les eaux sont globalement plus jeunes avec une haute résolution topographique (Fig. 3.5). Selon la résolution topographique, l'âge des eaux souterraines est très variable dans la partie superficielle de l'aquifère mais converge en profondeur.

Les phénomènes observés dans la partie superficielle de l'aquifère sont principalement dus à la modification des gradients hydrauliques induits par les variations topographiques à petite échelle. Ces variations de gradients hydrauliques (ici la topographie) deviennent moins intenses et moins nombreuses lorsque le niveau de lissage augmente. Il faut tout de même noter que dans la réalité, l'ondulation superficielle du niveau de nappe des eaux souterraines est plus lisse que la topographie réelle (Wolock & Price, 1994). Néanmoins, dans les modèles où le niveau de nappe n'est pas fixé à la topographie de surface, il existe tout de même un fort lien entre la résolution topographique du MNT et le niveau de la nappe estimée (Condon & Maxwell, 2015; Krakauer *et al.*, 2014; Marklund, 2009; Wang *et al.*, 2018). Ainsi, même si la nappe ne suivait pas exactement la topographie, les phénomènes décrits dans cette étude seraient tout de même observés.

D'autres problématiques pourraient être abordées comme le raffinement des conditions aux limites. Par exemple, il aurait été intéressant d'appliquer une condition de Neumann en surface avec une valeur de recharge constante sur tout le modèle, comme dans les travaux de Goderniaux *et al.* (2013), tout en modifiant la résolution de la topographie.

Il faut aussi noter que les niveaux des cours d'eau à leur minima local n'ont pas été fixés lors de la réduction de la résolution. L'opération de lissage a modifié ces élévations minimales, qui n'ont pas été maintenues constantes alors qu'il s'agit d'élévations connues du niveau d'eau. Pour l'approche simplifiée de cette étude, un lissage non biaisé a été appliqué. C'est pourquoi il est assumé qu'avec une mauvaise résolution numérique, ces niveaux minimaux exacts de la rivière sont également perdus et augmentent quand la résolution est plus faible (Fig. 3.5).

Selon la résolution, l'aire disponible en surface pourrait aussi avoir un rôle sur la quantification des flux. Dans notre cas, son rôle est négligeable puisque le maillage horizontal très fin ne permet pas de variations significatives d'aire disponible, pour l'entrée ou la sortie des flux de surface, entre les différents cas simulés.

- *Impact de la résolution topographique sur les flux entrants (recharge) et sortants (résurgence)*

Le flux entrant moyen en surface, que l'on définit comme étant la recharge à l'échelle du système, a été calculé pour 8 simulations aux résolutions topographiques différentes.

La figure 3.11 résume bien et confirme l'observation précédente : la recharge diminue de manière significative avec la résolution topographique décroissante.

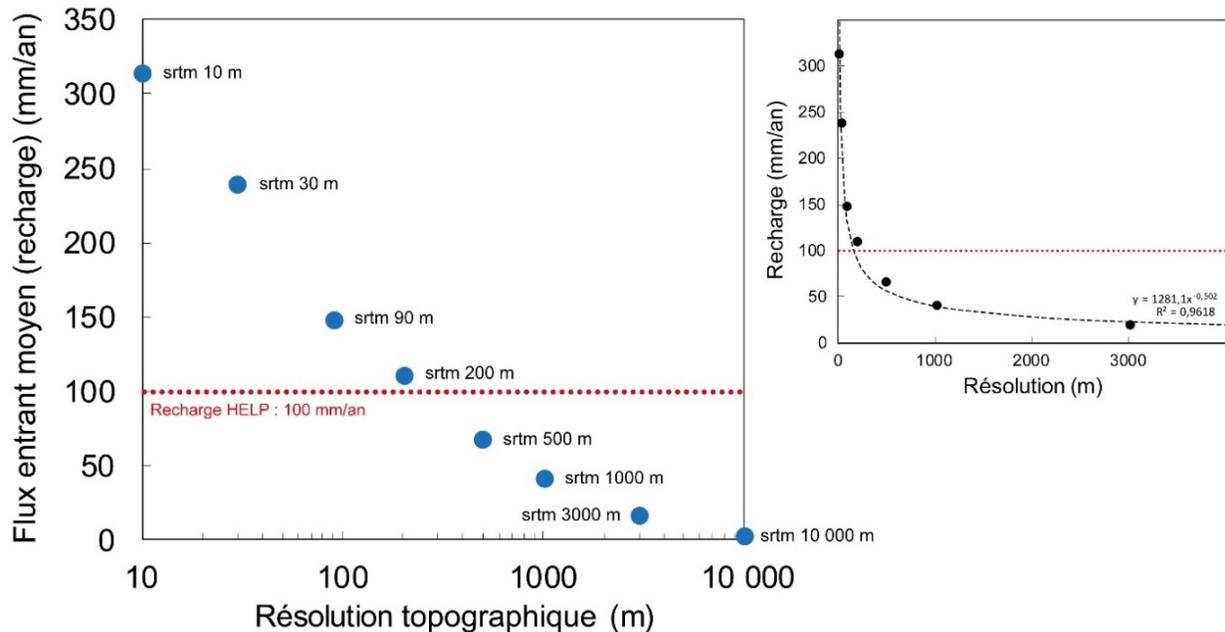


Figure 3.11 Recharge simulée en fonction de la résolution topographique. Comparaison avec la recharge estimée par HELP.

Le SRTM 10 m est obtenu grâce à l'outil d'interpolation « Resample » d'ArcGIS à partir du SRTM 90 m (voir section 3.3.1).

La valeur de recharge simulée varie de 80% entre la résolution SRTM 1000 m et SRTM 30 m. Pour le cas « extrême » de faible résolution spatiale de la topographie (SRTM 10 000 m), le flux d'environ 2 mm/an estimé n'est plus du tout représentatif. Lorsque la qualité de la résolution numérique est dégradée en augmentant la valeur de la résolution topographique d'un facteur 10, la quantité de flux entrant diminue d'environ 70%.

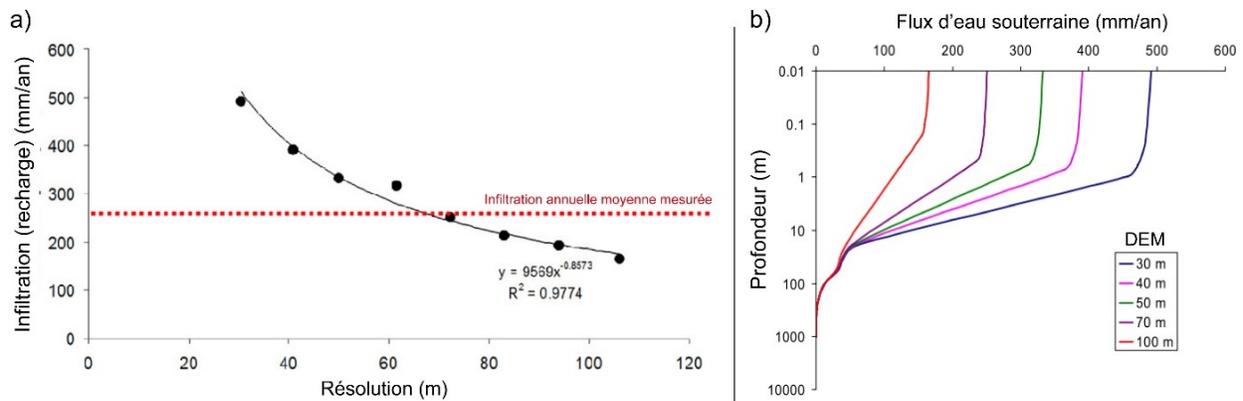


Figure 3.12 a) Recharge et b) flux d'eau souterraine estimée selon la résolution du DEM.

Ces résultats proviennent des travaux de (Marklund & Wörman, 2011) utilisant une analyse spectrale dans le but de caractériser l'impact de la topographie sur les flux souterrains (domaine d'étude d'environ 25 km²).

Grâce à une analyse spectrale de l'écoulement souterrain 3D à partir d'une solution analytique, [Marklund and Wörman \(2011\)](#) ont déjà observé l'influence de la résolution de MNT sur les flux verticaux en surface (Fig. 3.12a). Ils ont montré qu'une résolution plus élevée entraîne des flux plus importants et l'expliquent par la présence de petites ondulations à la surface de la nappe, qui créent des vitesses élevées pour les eaux souterraines peu profondes. Ces mêmes auteurs ont aussi identifié de fortes variations de flux en fonction de la profondeur, où les plus significatives différences sont localisées proches de la surface du sol (Fig. 3.12b).

- Impact de la résolution topographique sur la conductivité hydraulique à appliquer aux modèles

Puisque la résolution topographique influence le flux entrant moyen, quelle est la conductivité hydraulique à appliquer aux modèles ayant différentes résolutions pour atteindre la même recharge représentative ? Pour répondre à cette problématique, plusieurs simulations ont été réalisées en ajustant manuellement la conductivité hydraulique (Kx) des modèles. Ainsi, la figure 3.13 présente la recharge en fonction de la moyenne géométrique Kx appliquée aux modèles avec des résolutions topographiques différentes. Les résultats ont été obtenus grâce à un ajustement manuel de Kx .

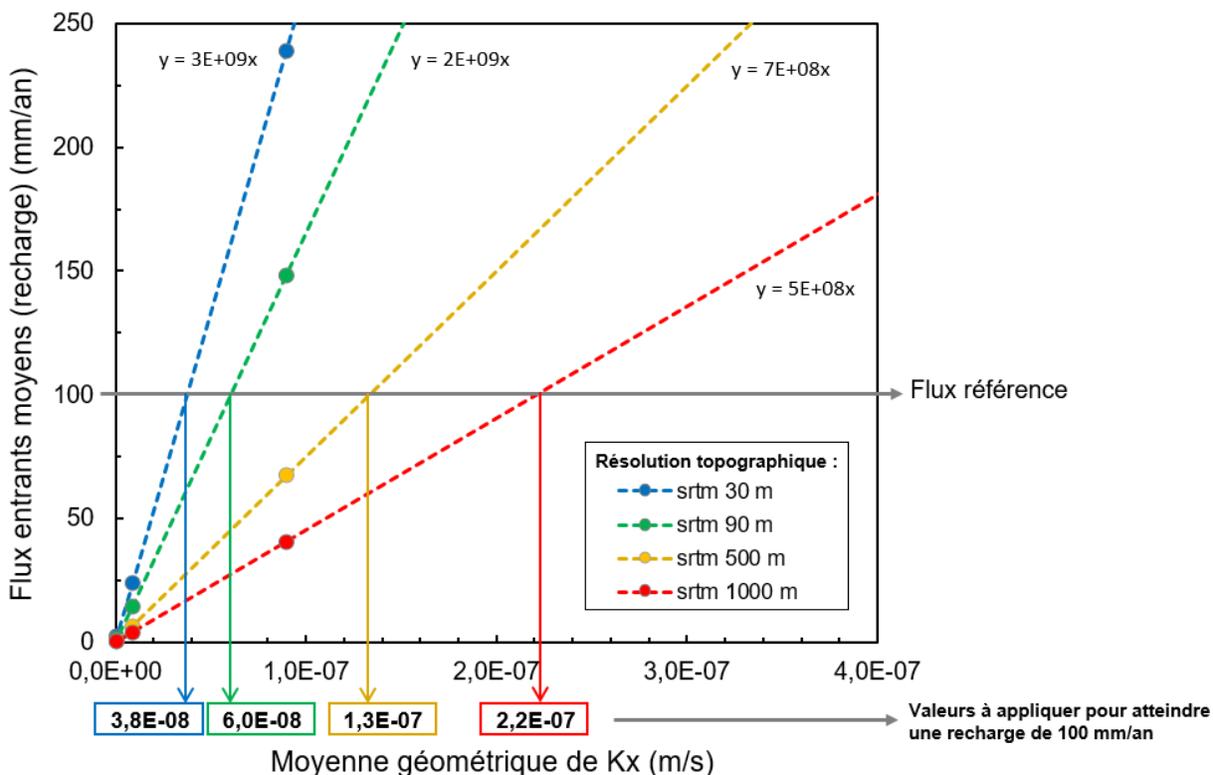


Figure 3.13 Ajustement de la conductivité hydraulique selon la résolution topographique.

Les valeurs dans les cadres de couleur représentent la conductivité hydraulique (ici moyenne géométrique de Kx) à appliquer selon la résolution topographique du modèle pour atteindre le flux référence de 100 mm/an correspondant à la recharge.

Cette analyse permet d'illustrer que pour simuler le flux référence fixé à 100 mm/an (recharge HELP), la conductivité hydraulique K_x doit être significativement augmentée lorsque la résolution topographique du modèle est basse.

Pour chaque modèle, la conductivité hydraulique K_x à appliquer afin d'atteindre le flux référence de 100 mm/an été estimée (Fig. 3.13). L'anisotropie reste inchangée entre les modèles. Le tableau 3.4 compare des résultats obtenus pour les différents modèles. Le modèle SRTM 200 m est notre « référence » pour l'exercice de comparaison. Ce choix s'est basé sur les résultats de la figure 3.11, où la recharge moyenne du modèle SRTM 200 m (111 mm/an) se rapproche le plus de la recharge simulée par HELP de 100 mm/an.

Tableau 3.4 Comparaison de la conductivité hydraulique ajustée des modèles.

Le modèle SRTM 200 m avec une recharge estimée de 111 mm/an est considéré comme la « référence » étant donné qu'il se rapproche le plus de la recharge « réelle » de 100 mm/an estimée par HELP.

Le K_x ajusté correspond à la conductivité hydraulique à appliquer au modèle pour simuler une recharge de 100 mm/an. Pour chaque cas, un ratio est calculé entre le K_x ajusté « référence » et le K_x ajusté « testé ».

Recharge HELP à atteindre (mm/an)	Cas	SRTM (m)	K_x ajusté (m/s)	K_x « référence » / K_x « testé »
100	« référence »	200	8,1 E-08	1
	« testés »	30	3,8 E-08	0,5
		90	6,0 E-08	0,7
		500	1,3 E-07	1,6
		1000	2,2 E-07	2,7

Avec l'objectif d'atteindre une recharge de 100 mm/an, la conductivité hydraulique du modèle SRTM 30 m et SRTM 90 m doit être abaissée de 50% et 30% respectivement par rapport au modèle SRTM 200 « référence ». À l'inverse, la conductivité hydraulique du modèle SRTM 500 m et du SRTM 1000 m devrait être multipliée par 1,6 et 2,7 respectivement.

Pour tenter de répondre à la question des propriétés hydrauliques optimales pour représenter le comportement d'un système de manière réaliste, il est intéressant de regarder la valeur de la conductivité hydraulique appropriée pour modéliser la recharge HELP en fonction de la résolution (Annexe I, Fig. I.4). Cette relation semble exponentielle. Pour aller plus loin, il serait intéressant de superposer la conductivité « modèle » et l'ensemble des conductivités déterminées sur le terrain, en y ajoutant les incertitudes et en traduisant la durée du test en domaine représentatif. Ces observations et cette partie perspective restent à approfondir (voir section 4.3).

- Conséquences de l'effet de la résolution topographique sur le calage des modèles

Les résultats précédents abordent la problématique des relations données-modèles qui sont au cœur des questionnements actuels. Les modèles numériques régionaux avec une résolution spatiale grossière devraient être calés avec des valeurs de conductivité hydraulique (K) nettement supérieures aux valeurs réelles représentatives des mesures sur le terrain. En effet, le calage des modèles avec une résolution topographique différente ne peut pas être effectué avec les mêmes valeurs de conductivité hydraulique. Un modèle à résolution grossière doit être contraint par des valeurs adéquates de recharge des eaux souterraines dans le but d'estimer des débits de base aux rivières plausibles. Ainsi, ce « calage ajusté » doit varier entre les modèles afin d'obtenir une estimation de la recharge d'eau souterraine, des débits de base représentatifs dans les rivières et des temps de résidence de l'eau souterraine cohérents.

Pour un grand modèle numérique contraint par une topographie de surface lissée, un choix doit être fait entre une bonne représentation des flux (ou des âges) utilisant des valeurs non représentatives de conductivité hydraulique ($K_{ajustée}$), ou la sous-estimation des flux (ou des âges) utilisant des valeurs réelles mesurées de conductivité hydraulique ($K_{réelle}$) (Fig. 4.1). Cette étude démontre aussi que seul l'écoulement de base de la rivière peut apporter une indication de la validité des flux dans un modèle, par rapport à un autre avec une résolution différente.

- Conséquences de l'effet de la résolution topographique sur l'effet d'échelle de K

L'effet d'échelle sur la mesure de la conductivité hydraulique est une problématique importante en hydrogéologie. Avec pour objectif de comprendre le comportement de l'aquifère à différentes échelles spatiales, [Nastev et al. \(2004\)](#) ont menés des investigations hydrauliques de l'aquifère en considérant plusieurs types d'essais hydrauliques sur le terrain. Ces auteurs ont montré que les mesures de conductivité hydrauliques sont corrélées à l'échelle des tests réalisés, qui sont exprimés en termes de volume d'aquifère. Ainsi, l'article souligne qu'il existe une relation directe entre la valeur de conductivité hydraulique et l'échelle de l'essai hydraulique. Les travaux de [\(Jiménez-Martínez et al., 2013\)](#) ont quant à eux montré que la variabilité de la transmissivité et du coefficient de stockage tend à diminuer avec l'échelle, et les estimations moyennes convergent vers les valeurs des plus élevées à grande échelle.

Il a aussi été remarqué que les valeurs de conductivité hydraulique K des modèles numériques d'écoulement régionaux, permettant de caler les modèles aux charges observées sont plus élevées que les mesures provenant des essais hydrauliques. Par analogie, il est généralement supposé que le même phénomène, contribuant à de plus fortes valeurs de K mesurées avec les

essais hydrauliques considérant de plus grands volumes d'aquifère, contribuait à l'usage de fortes valeurs de K dans les modèles régionaux. Toutefois, les résultats de nos travaux donnent une nouvelle perspective à l'effet présumé de l'échelle des modèles régionaux. Cet effet d'échelle pourrait ainsi résulter en partie de la faible résolution topographique des modèles plutôt que sur des K réellement supérieures à l'échelle régionale par rapport à l'échelle locale.

3.7 Réflexion autour du modèle

3.7.1 Philosophie de la modélisation

Il est bien établi que la modélisation en hydrogéologie ne peut pas fournir de solution exacte puisqu'il est indispensable de réaliser des simplifications lors de la construction d'un modèle (Bredehoeft, 2005; Konikow, 2011; Oreskes *et al.*, 1994). Ainsi, « tous les modèles sont faux, certains sont utiles » (Clement, 2011; Nordstrom, 2012; Refsgaard & Henriksen, 2004). Certains auteurs comme de Marsily *et al.* (1992) insistent sur le fait que les modèles en hydrogéologie doivent tendre vers des produits finis et la simplicité « élégante » (Schwartz *et al.*, 2017) pour que les modélisateurs puissent fournir des interprétations pertinentes, sans se perdre dans la recherche de la complexité (Hill, 2006; Voss, 2011).

Notre choix de réaliser un modèle synthétique et simplifié n'est donc pas considéré comme une limitation. Notre but initial n'est pas de représenter la réalité du système. Par exemple, les dépôts meubles et le milieu non-saturé ne sont pas représentés dans le modèle, alors qu'ils jouent certainement un rôle important sur la dynamique hydrogéologique. En revanche, il est indispensable de tenir compte de toutes les simplifications ou approximations réalisées pour une l'interprétation quantitative des résultats. L'étude réalisée est principalement qualitative, et son objectif principal est de confronter plusieurs simulations en ne faisant varier qu'une seule composante bien ciblée. Les incertitudes, associées aux données brutes exploitées et aux paramètres d'entrée du modèle, ne sont pas contraignantes pour notre étude. En effet, ces dernières sont similairement appliquées à l'ensemble des cas simulés et comparés. Ainsi, on considère que l'ensemble des limitations et approximations du modèle numérique développé ne constituent pas de limites significativement contraignantes étant donné l'objectif de cette étude.

Finalement, même s'ils restent représentatifs, on admet que nos résultats ne représentent qu'une vision approximative de la réalité. Néanmoins, ils permettent de confirmer certaines hypothèses ou principes et même de faire émerger de nouvelles interprétations dans le domaine de la modélisation hydrogéologique régionale.

3.7.2 Pistes d'amélioration

Dans le but de compléter l'analyse et d'optimiser ce travail de modélisation 2D, d'autres tâches pourraient être envisagées :

1) L'analyse sur le calage des modèles aux différentes résolutions n'est que manuel dans cette étude. Cette partie pourrait être complétée en exploitant le logiciel PEST (Model-Independent Parameter Estimation & Uncertainty Analysis). Cette analyse plus exhaustive et détaillée permettrait de mieux représenter la relation entre la conductivité hydraulique appliquée et les flux d'eau pour les différents modèles. Le travail présenté montre la nécessité de travailler sur les échelles spatiales représentées dans les modèles.

2) Le modèle 2D développé dans cette étude n'est que synthétique. Il serait intéressant de réaliser ce même travail en coupe à partir d'un modèle conceptuel non-synthétique, plus détaillé et réaliste. Le modèle serait alors calé hydrologiquement sans imposer la charge au niveau de la nappe. Ainsi, les variations de niveau de nappe à petite échelle pourraient être observées. Les flux d'eau souterraine émergents aux rivières pourraient être comparés au débit de base de la rivière Yamaska. De plus, les points minimaux d'élévations représentant les cours d'eau principaux pourraient être conservés et fixés dans les modèles.

3) Il serait aussi pertinent d'effectuer les mêmes observations sur un modèle 3D. Cela permettrait de vérifier les conclusions issues des travaux de modélisation 2D. Les écoulements nord-est sud-ouest seraient représentés et les flux de recharge et les écoulements souterraines dans la proche surface ne seraient peut-être pas autant dépendants de la résolution de la topographie. C'est un point à éclaircir, d'autant plus que le réseau de drainage ne semble pas du tout organisé de la même manière à l'est du site d'étude, dans les Appalaches, et dans la partie ouest du modèle, près du Saint-Laurent. Cette analyse fera partie de l'intercomparaison entre les 3 modèles emboîtés décrite dans la section 1.1.

4 CONCLUSION

4.1 Éléments clefs

Ces simulations numériques ont permis de démontrer que la résolution topographique a un réel impact sur les simulations numériques en hydrogéologie lorsque la nappe représente la surface.

1) Cet effet de la résolution topographique est limité à la magnitude des flux dans la partie la plus superficielle de l'aquifère. 2) La recharge et le débit de base diminuent significativement avec une résolution numérique décroissante. 3) Les temps de résidence de l'eau souterraine sont aussi sensibles à la résolution topographique proche de la surface. C'est la réduction des gradients hydrauliques causé par le lissage de la topographie qui sont à l'origine de ces observations.

4.2 Apports scientifiques

Ces résultats ont d'importantes implications sur le calage des modèles. Ainsi, ni les charges hydrauliques ou l'âge de l'eau ne pourraient donner d'indication sur la validité relative des modèles utilisant des résolutions topographiques différentes. Seul le débit au cours d'eau ou d'autres mesures de flux complémentaires dans l'aquifère peut donner une indication de la validité d'un modèle par rapport à un autre.

Dans le cas des modèles régionaux à faible résolution topographique (Fig. 4.1b), il est nécessaire de faire un choix, entre obtenir une bonne représentation des flux (ou du temps de résidence) et l'application de propriétés hydrauliques réalistes. Cet effet d'échelle doit absolument être pris en compte pour la modélisation hydrogéologique régionale.

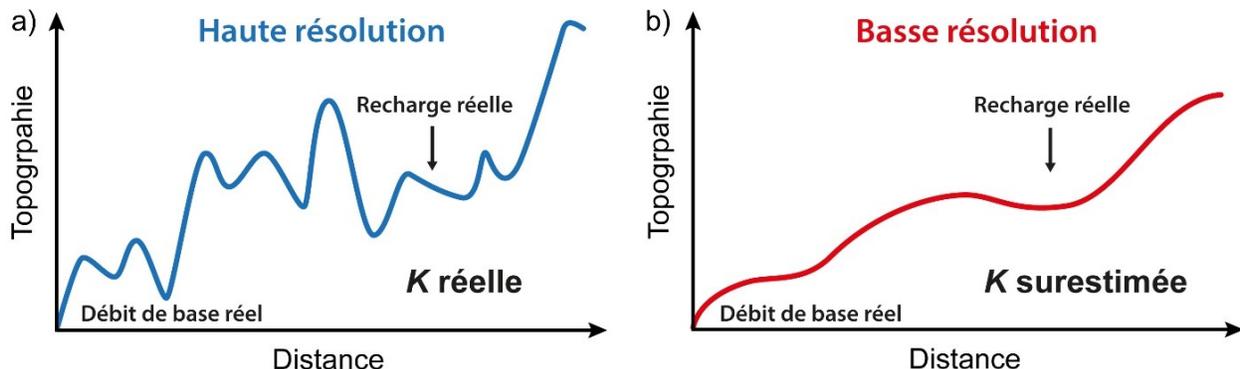


Figure 4.1 Résumé graphique illustrant la relation entre le K effectif et la résolution.

a) Cas d'un modèle à haute résolution topographique et b) cas d'un modèle à basse résolution topographique. Ce schéma illustre que dans le cas de larges modèles, un choix doit être fait entre une bonne représentation des flux utilisant des valeurs de K surestimées et une sous-estimation des flux utilisant des valeurs de K réelles.

Ces conclusions ajoutent une nouvelle perspective à la problématique de l'effet d'échelle sur les propriétés hydrauliques des aquifères, qui peut être en partie liée à l'utilisation de basses résolutions topographiques dans les modèles hydrogéologiques régionaux.

4.3 Perspectives

Il serait important de développer des approches permettant d'évaluer si un modèle est sensible à la résolution topographique, tout comme on fait des tests pour vérifier si un modèle est sensible à la résolution du maillage numérique. D'ailleurs, il faut noter que la discrétisation et la taille des mailles des modèles régionaux définit en partie la résolution du MNT.

Pour aller plus loin, les résultats obtenus amènent à la question : quelle est la résolution nécessaire (ou discrétisation) à appliquer aux modèles afin d'être certain de simuler correctement le débit de base en fonction du contexte hydrogéologique et des caractéristiques du réseau hydrographique ? Dans ce sens, il faudrait investiguer s'il est possible de trouver une approche permettant de définir la valeur équivalente de K à utiliser dans un modèle en fonction de la simplification de la topographie et de l'échelle d'observation, afin de minimiser les erreurs.

La question d'échelle et du « scaling » des paramètres hydrodynamiques va devoir être résolue afin de pouvoir à la fois prendre en compte les mesures locales de terrain, les images satellitaires et être capables de répondre aux gestionnaires des ressources en eaux.

5 RÉFÉRENCES

- Aeschbach-Hertig W & Gleeson T (2012) Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience* 5(12):853-861.
- Anderson MP, Woessner WW, Hunt RJ (2015) *Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport*. Elsevier, AP Academic press is an imprint of Elsevier, Amsterdam, Second Edition. xix, 564 p
- Aquanty (2019) *HydroGeoSphere (HGS)*. Aquanty Inc. A hydrological science and research spin-off company from the University of Waterloo, Disponible sur : <https://www.aquanty.com/hydrogeosphere> (Consulté le 28 Jul 2019)
- Arthington AH, Bhaduri A, Bunn SE, Jackson SE, Tharme RE, Tickner D, Young B, Acreman M, Baker N, Capon S, Horne AC, Kendy E, McClain ME, Poff NL, Richter BD, Ward S (2018) The Brisbane Declaration and Global Action Agenda on Environmental Flows (2018). *Frontiers in Environmental Science* 6.
- Beaudry C, Lefebvre R, Rivard C, Cloutier V (2018) Conceptual model of regional groundwater flow based on hydrogeochemistry (Montérégie Est, Québec, Canada). *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 43(2):152-172.
- Bredehoeft J (2005) The conceptualization model problem-surprise. *Hydrogeology Journal* 13(1):37-46.
- Brunke M & Gonser T (1997) The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37(1):1-33.
- Brunner P & Simmons CT (2012) HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. *Ground Water* 50(2):170-176.
- Brunner P, Therrien R, Renard P, Simmons CT, Franssen H-JH (2017) Advances in understanding river-groundwater interactions. *Reviews of Geophysics* 55(3):818-854.
- Burnett WC & Dulaiova H (2003) Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal of Environmental Radioactivity* 69(1-2):21-35.
- Cardenas MB (2007) Potential contribution of topography-driven regional groundwater flow to fractal stream chemistry: Residence time distribution analysis of Tóth flow. *Geophysical Research Letters* 34(5).
- Cardenas MB & Jiang X-W (2010) Groundwater flow, transport, and residence times through topography-driven basins with exponentially decreasing permeability and porosity. *Water Resources Research* 46(11).
- Carlier C, Wirth SB, Cochand F, Hunkeler D, Brunner P (2018) Exploring Geological and Topographical Controls on Low Flows with Hydrogeological Models. *Ground Water* 10.1111/gwat.12845.
- Carrier M-A, Lefebvre R, Rivard C, Parent M, Ballard JM, Vigneault H, Gloaguen E, INRS-ETE, Commission géologique du Canada., Institut de recherche et de développement en agroenvironnement., Organisme de bassin versant de la Yamaska., Québec (Province). Ministère du développement durable de l'environnement de la faune et des parcs., Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES)

- (2013a) *Atlas hydrogéologique de la Montérégie Est, Québec, Canada*. INRS-ETE, Québec, (9782891467636). viii,75 pages p
- Carrier M-A, Lefebvre R, Rivard C, Parent M, Ballard JM, Vigneault H, Gloaguen E, INRS-ETE, Commission géologique du Canada., Institut de recherche et de développement en agroenvironnement., Organisme de bassin versant de la Yamaska., Québec (Province). Ministère du développement durable de l'environnement de la faune et des parcs.,Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) (2013b) *Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada*. INRS-ETE, Québec, (9782891467643). xvii, 299 pages p
- Caruso A, Ridolfi L,Boano F (2016) Impact of watershed topography on hyporheic exchange. *Advances in Water Resources* 94:400-411.
- Castany G, Margat JF,France. Bureau de recherches géologiques et minières (1977) *Dictionnaire français d'hydrogéologie*. Éditions du BRGM, Orléans. 249 p
- CEHQ, Lachance-Cloutier S, Noël P, Ricard S,Turcotte R (2015) *Atlas hydroclimatique du Québec méridional : impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*. Centre d'expertise hydrique du Québec. 1 ressource en ligne, viii, 81 p
- CGIAR CSI (2018) *SRTM 90m DEM Digital Elevation Database*. Consultative Group on International Agricultural Research - Consortium for Spatial Information, <http://srtm.csi.cgiar.org/> (Consulté le 24 Oct 2018)
- Clement TP (2011) Complexities in hindcasting models--when should we say enough is enough? *Ground Water* 49(5):620-629.
- Conant B, Robinson CE, Hinton MJ,Russell HAJ (2019) A framework for conceptualizing groundwater-surface water interactions and identifying potential impacts on water quality, water quantity, and ecosystems. *Journal of Hydrology* 574:609-627.
- Condon LE & Maxwell RM (2015) Evaluating the relationship between topography and groundwater using outputs from a continental-scale integrated hydrology model. *Water Resources Research* 51(8):6602-6621.
- Constantz J (2008) Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* 44.
- Cook PG, Favreau G, Dighton JC,Tickell S (2003) Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology* 277(1-2):74-88.
- Croteau A, Nastev M,Lefebvre R (2010) Groundwater Recharge Assessment in the Chateaugay River Watershed. *Canadian Water Resources Journal* 35(4):451-468.
- Dahl M, Nilsson B, Langhoff JH,Refsgaard JC (2007) Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology* 344(1-2):1-16.
- de Marsily G, Combes P,Goblet P (1992) Comment on 'Ground-water models cannot be validated', by L.F. Konikow & J.D. Bredehoeft. *Advances in Water Resources* 15:367-369.
- Delottier H, Paradis D, Abhervé R, Lefebvre R,Therrien R (2019) Vallée du Saint Laurent : Approche intégrée (surface – subsurface) dans un contexte de changement climatique. *Présentation des travaux des équipes lors de la réunion annuelle du PACC*, Québec, Canada.

- Dugdale SJ, Hannah DM, Malcolm IA (2017) River temperature modelling: A review of process-based approaches and future directions. *Earth-Science Reviews* 175:97-113.
- Dyson M, Bergkamp G, Scanlon J (2005) Les débits environnementaux: ce qu'il faut savoir. *UICN (Union internationale pour la conservation de la nature et de ses ressources)*, Gland (Suisse) et Cambridge (Royaume-Uni) :152.
- Eckhardt K & Ulbrich U (2003) Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology* 284(1-4):244-252.
- Enemark T, Peeters LJM, Mallants D, Batelaan O (2019) Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology* 569:310-329.
- Findlay S (1995) Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems - the hyporheic zone. *Limnology and Oceanography* 40(1):159-164.
- Fleckenstein JH, Krause S, Hannah DM, Boano F (2010) Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources* 33(11):1291-1295.
- Flipo N, Mouhri A, Labarthe B, Biancamaria S, Rivière A, Weill P (2014) Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(8):3121-3149.
- Gleeson T, Marklund L, Smith L, Manning AH (2011) Classifying the water table at regional to continental scales. *Geophysical Research Letters* 38(5).
- Goderniaux P, Brouyere S, Fowler HJ, Blenkinsop S, Therrien R, Orban P, Dassargues A (2009) Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology* 373(1-2):122-138.
- Goderniaux P, Davy P, Bresciani E, de Dreuzy JR, Le Borgne T (2013) Partitioning a regional groundwater flow system into shallow local and deep regional flow compartments. *Water Resources Research* 49:2274-2286.
- Goode DJ (1996) Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Research* 32(2):289-296.
- Guillaumot L (2018) Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique ? *Thèse doctorale, Université de Rennes 1*, Décembre 2018.
- Haitjema HM & Mitchell-Bruker S (2005) Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water* 43(6):781-786.
- Hancock PJ (2002) Human impacts on the stream-groundwater exchange zone. *Environmental Management* 29(6):763-781.
- Hayashi M & Rosenberry DO (2002) Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water* 40(3):309-316.
- Hester ET, Cardenas MB, Haggerty R, Apte SV (2017) The importance and challenge of hyporheic mixing. *Water Resources Research* 53(5):3565-3575.
- Hill MC (2006) The practical use of simplicity in developing ground water models. *Ground Water* 44(6):775-781.
- Janos D, Molson J, Lefebvre R (2018) Regional groundwater flow dynamics and residence times in Chaudière-Appalaches, Québec, Canada: Insights from numerical simulations.

- Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 43(2):214-239.
- Jiménez-Martínez J, Longuevergne L, Le Borgne T, Davy P, Russian A, Bour O (2013) Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research* 49(5):3007-3023.
- Jones JB & Holmes RM (1996) Surface-subsurface interactions in stream ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution* 11(6):239-242.
- Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M (2006) Measuring methods for groundwater - Surface water interactions: A review. *Hydrology and Earth System Sciences* 10(6):873-887.
- Kennedy CD, Genereux DP, Corbett DR, Mitasova H (2009) Relationships among groundwater age, denitrification, and the coupled groundwater and nitrogen fluxes through a streambed. *Water Resources Research* 45(9).
- Kollet SJ & Maxwell RM (2008) Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research* 44(2).
- Konikow LF (2011) The secret to successful solute-transport modeling. *Ground Water* 49(2):144-159.
- Krakauer NY, Haibin L, Fan Y (2014) Groundwater flow across spatial scales: importance for climate modeling. *Environmental Research Letters* (9).
- Kurylyk BL, MacQuarrie KTB, McKenzie JM (2014a) Climate change impacts on groundwater and soil temperatures in cold and temperate regions: Implications, mathematical theory, and emerging simulation tools. *Earth-Science Reviews* 138:313-334.
- Kurylyk BL, MacQuarrie KTB, Voss CI (2014b) Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers. *Water Resources Research* 50(4):3253-3274.
- Larocque M & Broda S (2016) Groundwater-surface water interactions in Canada. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 41(4):451-454.
- Laurencelle M (2018) Propriétés hydrauliques et processus d'invasion par la Mer de Champlain du système aquifère rocheux fracturé régional de la Montérégie Est, Québec, Canada. *Thèse doctorale, INRS, Centre Eau Terre Environnement, Mai 2018 (Accès : <http://espace.inrs.ca/7618/>)*.
- Laurencelle M, Lefebvre R, Rivard C, Parent M, Ladevèze P, Beaudry C, Carrier MA, Benoît N (2013) Modeling the evolution of a regional fractured rock aquifer system in southern Quebec following the last deglaciation. *GeoMontréal 2013*, Montréal, Canada.
- Laurencelle M, Morin R, Lefebvre R, Rivard C, Paradis D, Lavoie D, Benoît N, Carrier MA, Beaudry C (2011) Initial characterization of fractures and hydraulic properties of a rock aquifer system, Montérégie Est, Québec, Canada. *GeoHydro 2011. Water and Earth : The junction of Quaternary Geoscience and Hydrogeology*, Québec, Canada.
- Lavigne MA, Nastev M, Lefebvre R, Croteau A (2010) Regional Sustainability of the Chateaugay River Aquifers. *Canadian Water Resources Journal* 35(4):487-502.
- Lemieux JM, Sudicky EA, Peltier WR, Tarasov L (2008a) Dynamics of groundwater recharge and seepage over the Canadian landscape during the Wisconsinian glaciation. *Journal of Geophysical Research* 113(F1).

- Lemieux JM, Sudicky EA, Peltier WR, Tarasov L (2008b) Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 1. Relevant processes and model formulation. *Journal of Geophysical Research* 113(F3).
- Lemieux JM, Sudicky EA, Peltier WR, Tarasov L (2008c) Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 2. Model application to the Wisconsinian glaciation over the Canadian landscape. *Journal of Geophysical Research* 113(F3).
- Marklund L (2009) Topographical Control of Groundwater Flow. KTH. TRITA-LWR PhD Thesis 1052.
- Marklund L & Wörman A (2011) The use of spectral analysis-based exact solutions to characterize topography-controlled groundwater flow. *Hydrogeology Journal* 19(8):1531-1543.
- Maxwell RM & Kollet SJ (2008) Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geoscience* 1(10):665-669.
- MELCC (1998) *État de l'écosystème aquatique du bassin versant de la rivière Yamaska*. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, Disponible sur : http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/eco_aqua/yamaska/index.htm (Consulté le 24 Oct 2018)
- MELCC (2019a) *Plan d'action 2013-2020 sur les Changements Climatiques*. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, <http://www.environnement.gouv.qc.ca/changementsclimatiques/plan-action-fonds-vert.asp> (Consulté le 31 Jul 2019)
- MELCC (2019b) *Projets d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines*. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques, <http://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm> (Consulté le 31 Jul 2019)
- Molson J & Frind E (2005) How old is the water? Simulating groundwater age at the watershed scale. *4th International Conference of Groundwater Quality: Bringing Groundwater Quality Research to the Watershed Scale* (Waterloo, ON, July 19-22, 2004):482-488.
- Molson J & Frind E (2019) FLONET/TR2. A Two-Dimensional Simulator for Groundwater Flownets, Contaminant Transport and Residence Time. *User Guide Version 5.0 January 2019* (Université Laval, University of Waterloo).
- Nastev M, Lefebvre R, Rivera A, Martel R (2006) Quantitative Assessment of Regional Rock Aquifers, South-Western Quebec, Canada. *Water Resources Management* 20(1):1-18.
- Nastev M, Savard MM, Lapcevic P, Lefebvre R, Martel R (2004) Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal* 12(3).
- Neuman SP (2006) Comment on 'Longitudinal Dispersivity Data and Implications for Scaling Behavior', by Dirk Schulze-Makuch. *Ground Water* 44(2):139-141.
- Nordstrom DK (2012) Models, validation, and applied geochemistry: Issues in science, communication, and philosophy. *Applied Geochemistry* 27(10):1899-1919.
- OBV Yamaska (2012) *Portrait du bassin versant*. Organisme de Bassin Versant de la Yamaska, Disponible sur : <http://www.obv-yamaska.qc.ca/portrait-du-bassin-versant> (Consulté le 24 Oct 2018)

- OBV Yamaska (2016) *Résumé du Plan Directeur de l'Eau 2016 de la Yamaska*. Organisme de Bassin Versant de la Yamaska. 23 p
- OBV Yamaska (2018) Ateliers participatifs sur les prélèvements et les usages de l'eau dans un climat futur. *Point d'eau 2019*, Granby, Québec, Canada.
- Olar M, Catherine L, Claude S (2013) *Analyse économique des impacts des changements climatiques sur les étiages et leurs conséquences sur divers usages de l'eau dans le bassin versant de la rivière Yamaska*. ÉcoRessources. 103 p
- Or D (2019) The tyranny of small scales - on representing soil processes in global land surface models. *Water Resources Research* 10.1029/2019wr024846.
- Oreskes N, Shrader-Frechette K, Belitz K (1994) Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science* 263(5147):641-646.
- Paniconi C & Putti M (2015) Physically based modeling in catchment hydrology at 50: Survey and outlook. *Water Resources Research* 51(9):7090-7129.
- Paradis D, Vigneault H, Lefebvre R, Savard MM, Ballard JM, Qian BD (2016) Groundwater nitrate concentration evolution under climate change and agricultural adaptation scenarios: Prince Edward Island, Canada. *Earth System Dynamics* 7(1):183-202.
- Parent M & Occhietti S (1999) Late Quaternary History of the White Mountains, New Hampshire and Adjacent Southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 53(1):117-135.
- Refsgaard JC & Henriksen HJ (2004) Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources* 27(1):71-82.
- Rivière A, Goncalves J, Jost A, Font M (2014) Experimental and numerical assessment of transient stream-aquifer exchange during disconnection. *Journal of Hydrology* 517:574-583.
- Sanford W (2011) Calibration of models using groundwater age. *Hydrogeology Journal* 19(1):13-16.
- Schroeder PR, Dozier TS, Zappi PA, McEnroe BM, Sjoström JW, Peyton RL (1994) The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) model. *Engineering documentation for version 3* (U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH).
- Schulze-Makuch D (2005) Longitudinal dispersivity data and implications for scaling behavior. *Ground Water* 43(3):443-456.
- Schwartz FW, Liu G, Aggarwal P, Schwartz CM (2017) Naive Simplicity: The Overlooked Piece of the Complexity-Simplicity Paradigm. *Ground Water* 55(5):703-711.
- Selker JS, Thevenaz L, Huwald H, Mallet A, Luxemburg W, de Giesen NV, Stejskal M, Zeman J, Westhoff M, Parlange MB (2006) Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research* 42(12).
- Smakhtin VU (2001) Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology* 240(3-4):147-186.
- Smerdon BD, Payton Gardner W, Harrington GA, Tickell SJ (2012) Identifying the contribution of regional groundwater to the baseflow of a tropical river (Daly River, Australia). *Journal of Hydrology* 464-465:107-115.
- Sophocleous M (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10(1):52-67.

- Taylor RG, Scanlon B, Doll P, Rodell M, van Beek R, Wada Y, Longuevergne L, Leblanc M, Famiglietti JS, Edmunds M, Konikow L, Green TR, Chen JY, Taniguchi M, Bierkens MFP, MacDonald A, Fan Y, Maxwell RM, Yecheili Y, Gurdak JJ, Allen DM, Shamsudduha M, Hiscock K, Yeh PJF, Holman I, Treidel H (2013) Ground water and climate change. *Nature Climate Change* 3(4):322-329.
- Tecplot Inc. (2018) *Tecplot 360 Release 2*. <https://www.tecplot.com/products/tecplot-360/> (Consulté le 17 Oct 2018)
- Tóth J (1962) A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67(11):4375-4388.
- Tóth J (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68(16):4795–4812.
- Tóth J & Hayashi M (2010) The theory of basinal gravity flow of groundwater and its impacts on hydrology in Japan. *Journal of Groundwater Hydrology* 52(4):335-354.
- USGS (2018) *EarthExplorer*. United States Geological Survey, <https://earthexplorer.usgs.gov/> (Consulté le 24 Oct 2018)
- Vernoux JF, Lions J, Petelet-Giraud E, Seguin JJ, Stollsteiner P, Lalot E (2011) Contribution à la caractérisation des relations entre eau souterraine, eau de surface et écosystèmes terrestres associés en lien avec la DCE. Rapport BRGM/RP-57044-FR:207 p.
- Vitousek PM, Mooney HA, Lubchenco J, Melillo JM (1997) Human domination of Earth's ecosystems. *Science* 277(5325):494-499.
- Voss CI (2011) Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 2, down to earth. *Hydrogeology Journal* 19(8):1455-1458.
- Wada Y, van Beek LPH, van Kempen CM, Reckman J, Vasak S, Bierkens MFP (2010) Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters* 37.
- Wang C, Gomez-Velez JD, Wilson JL (2018) The Importance of Capturing Topographic Features for Modeling Groundwater Flow and Transport in Mountainous Watersheds. *Water Resources Research* 10.1029/2018wr023863.
- Westhoff MC, Savenije HHG, Luxemburg WMJ, Stelling GS, van de Giesen NC, Selker JS, Pfister L, Uhlenbrook S (2007) A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(4):1469-1480.
- Winter TC (1999) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7(1):28-45.
- Woessner WW (2000) Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38(3):423-429.
- Wolock DM & Price CV (1994) Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research* 30(11):3041-3052.
- Wood EF, Roundy JK, Troy TJ, van Beek LPH, Bierkens MFP, Blyth E, de Roo A, Doll P, Ek M, Famiglietti J, Gochis D, van de Giesen N, Houser P, Jaffe PR, Kollet S, Lehner B, Lettenmaier DP, Peters-Lidard C, Sivapalan M, Sheffield J, Wade A, Whitehead P (2011) Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. *Water Resources Research* 47.

6 ANNEXES

ANNEXE I. FIGURES SUPPLÉMENTAIRES

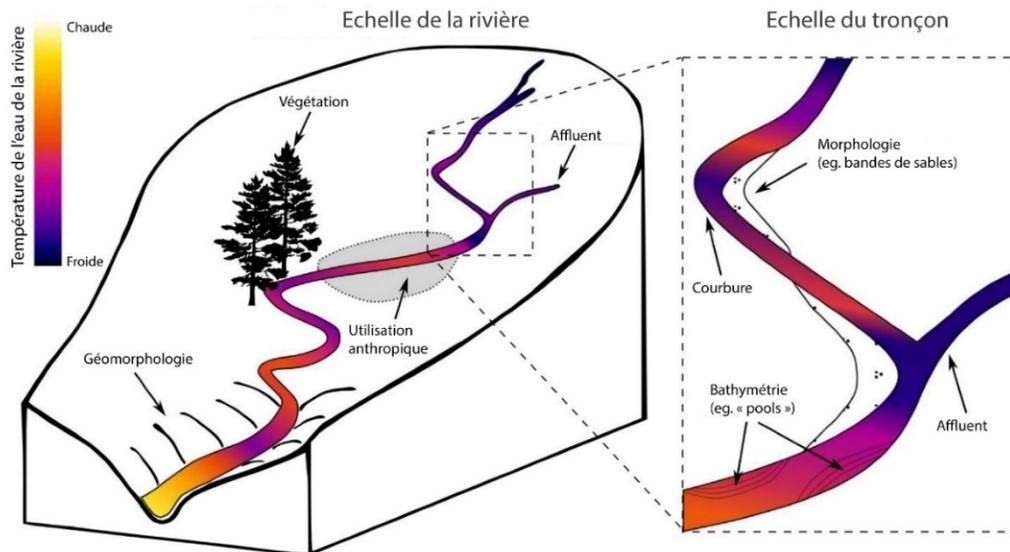


Figure I.1 Représentation schématique des zones de refuges thermiques dans les rivières. Représentation à l'échelle de la rivière et du tronçon des paramètres contrôlant l'hétérogénéité de la température de l'eau des cours d'eau (traduit de Dugdale *et al.* (2017)).

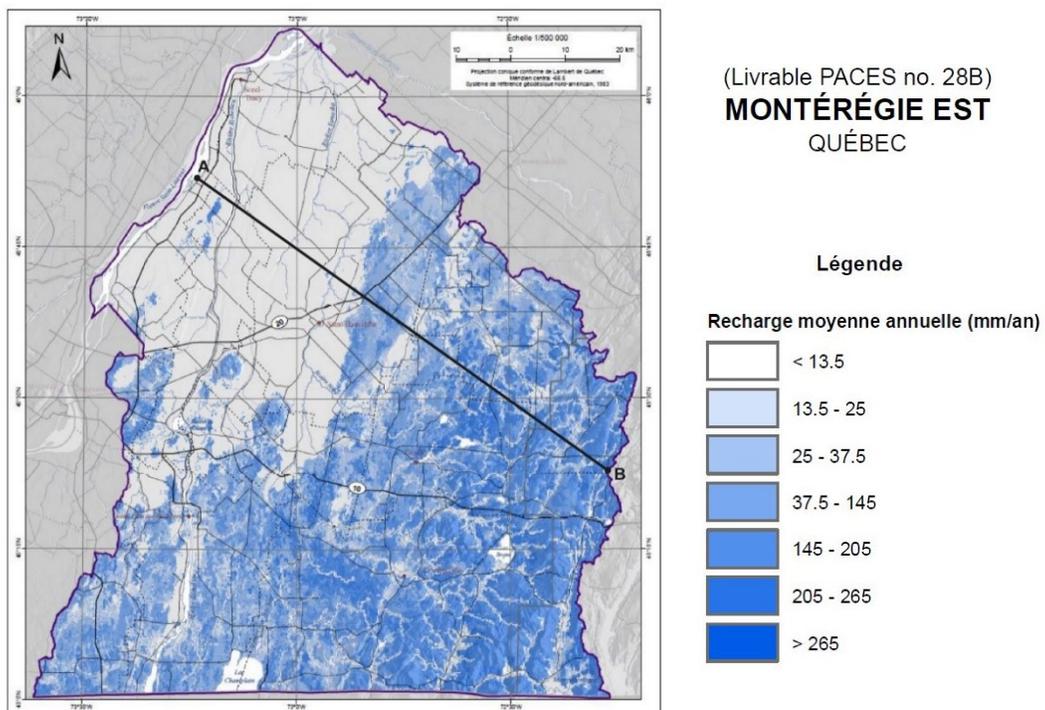


Figure I.2 Recharge distribuée pour l'aquifère régional de roc fracturé estimé par HELP. Les résultats de la recharge estimée par le modèle d'infiltration HELP ont été extraits le long de la coupe représentée par le trait noir (adapté de Carrier *et al.* (2013a)).

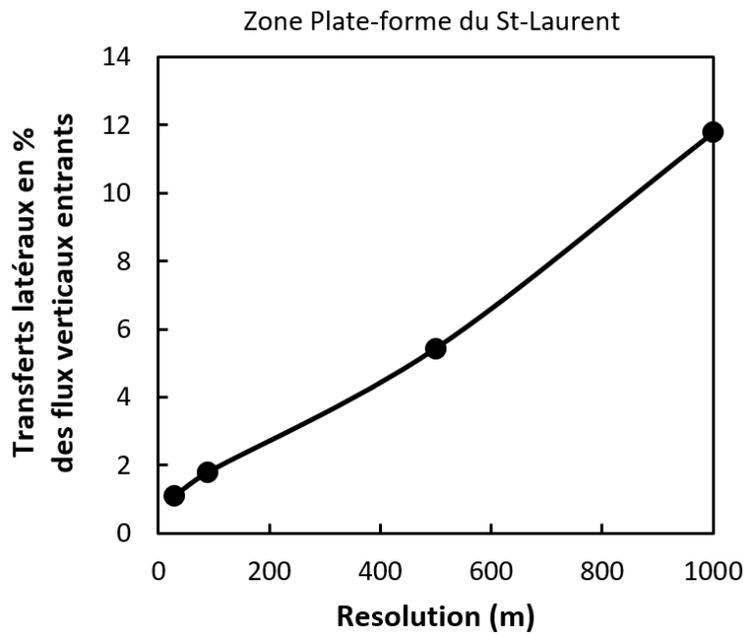


Figure I.3 Part des transferts latéraux (i.e. résurgence-recharge) par rapport au flux vertical (recharge) en pourcent pour la zone Plate-forme du St-Laurent (données issues du tableau 3.3).

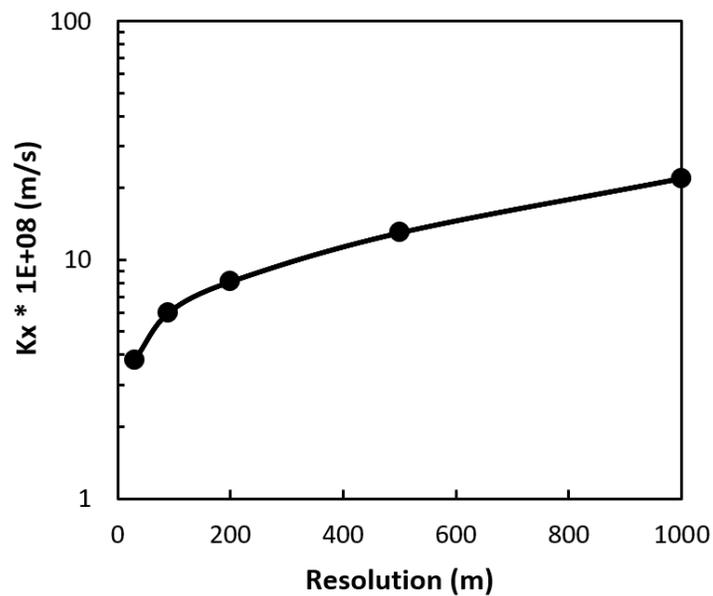


Figure I.4 Conductivité hydraulique la plus réaliste pour modéliser la recharge référence HELP de 100 mm/an en fonction de la résolution appliquée (données issues de la figure 3.13).

ANNEXE II. PUBLICATION

Abstract for GAC-MAC-IAH Conference 2019, May 12 to 15, 2019, Quebec, Canada

This poster has been presented in session: Geosystems and Hydrogeosystems

Impact of topographic resolution on simulated regional groundwater flow and residence time

Ronan Abhervé^{1,2}, René Lefebvre¹, Marc Laurencelle¹, Daniel Paradis³, André St-Hilaire¹, Olivier Bour²

¹ Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), Québec, Canada

² Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes (OSUR), Université de Rennes 1, Rennes, France

³ Geological Survey of Canada (GSC), Québec, Canada

Large regional numerical models are often used for the prediction of groundwater fluxes to surface water or to assess the impacts of changes in either climate, land use or groundwater exploitation. Such models typically use a large grid size and a low-resolution land surface topography. The objective of our study was to assess if such large models can provide accurate predictions of fluxes to rivers based on representative recharge and hydraulic properties. For this purpose, a simplified 95 km-long 2D cross-section hydrogeological model was developed using the topography of an area from the Appalachian Highlands to the St. Lawrence Lowlands in southwestern Quebec (Canada). Numerical simulations were completed with a fixed numerical grid but with four levels of topographic resolution using data points at intervals of 30, 90, 500 and 1000 m. The regional rock aquifer models all used the same depth-decreasing hydraulic conductivity (K) profile based on field conditions. Steady-state groundwater flow and age simulations were done by imposing heads corresponding to the topography in order to obtain flowpaths and surface fluxes (inflow and outflow). Simulated inflows were compared to recharge values independently estimated with the HELP infiltration model calibrated with total flow and baseflow in gauged watersheds. Results show that topographic resolution has a major impact on surface fluxes, both entering and exiting the aquifer. In order for smooth-topography models to represent fluxes to streams, it is necessary to use "equivalent" K values that are significantly higher than estimates based on thousands of specific capacity tests. For simulations using large regional groundwater flow models with smoothed topography, a choice has to be made between the proper representation of surface fluxes using unrealistic K values and the underestimation of surface fluxes using representative K profiles.

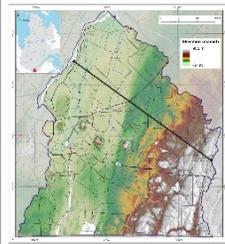


IMPACT OF TOPOGRAPHIC RESOLUTION ON SIMULATED REGIONAL GROUNDWATER FLOW AND RESIDENCE TIME

Ronan Abherve^{1,2}, René Lefebvre¹, Marc Laurencelle¹, Daniel Paradis³, André St-Hilaire¹, Olivier Bour²

1. OBJECTIVE

The assessment and management of water resources often require the use of large regional numerical models to predict river-aquifer interactions and assess the impacts of climate change or land use on water supply and ecosystems.



For the hydrogeological studies covering large areas, the numerical models are typically simplified given the computational burden involved. However, the trade-off between computational efficiency and accuracy in the model results is rarely assessed.

The main objective of this study is thus to assess the influence of the resolutions of land surface (or water table in this case) topography on baseflow estimates in rivers and groundwater residence time in aquifers for numerical models with different spatial resolution.

2. METHODOLOGY

- The 95 km-long cross-sectional models are representative of an area extending from the Appalachian Highlands (topographic heights up to 350 m) to the St. Lawrence Lowlands near sea level, in southwestern Quebec, Canada (Fig. 1).
- Several 2D cross-sectional hydrogeological models were built using different land surface topography resolutions. The surface topography was considered to represent the shallow water table topography. All models used the same high-resolution numerical grids.
- Water table topographic resolution of 30, 90, 500 and 1000 m were considered. To simulate groundwater recharge, constant head boundary conditions were imposed at the model surface.
- The simplified regional bedrock aquifer models (Fig. 2) all used the same depth-decreasing hydraulic conductivity (K) profile based on representative field conditions derived from thousands of specific capacity tests (Table 1).

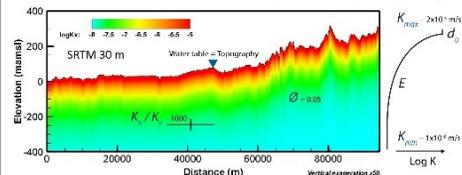


Fig. 2: Hydraulic conductivity distribution and summary of model input parameters.

Parameter	Unit	Value
Minimal hydraulic conductivity	$K_{min} (m/s)$	1×10^{-5}
Maximal hydraulic conductivity	$K_{max} (m/s)$	2×10^{-2}
Exponential decay rate of K	E	0.01
Depth of beginning of decay	$d_b (m)$	10
Vertical anisotropy ratio	K_v / K_h	1000
Porosity	ϕ	0.05
Longitudinal dispersivity	$ALH, ALV (m)$	250
Transversal dispersivity	$ATH, ATV (m)$	0.5
Diffusion coefficient	$DD (m^2/s)$	1×10^{-10}
Delay factor	R	1

Tab 1: Main input parameters for the groundwater flow and age models.

References: Carrier et al. (2013), Laurencelle et al. (2011)

Inflow zones: Fixed zero age
 Outflow zones: Zero-concentration gradient

3. RESULTS

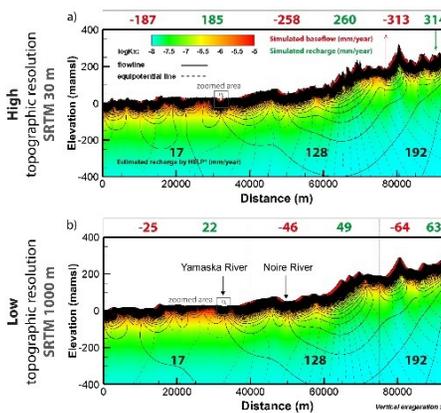


Fig. 3: 2D groundwater flow systems simulated with (a) 30m and (b) 1000m topographic resolution.

3. RESULTS

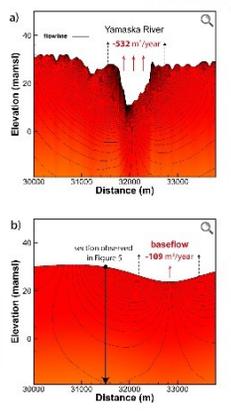


Fig. 4: Zoomed areas of the groundwater flow system.

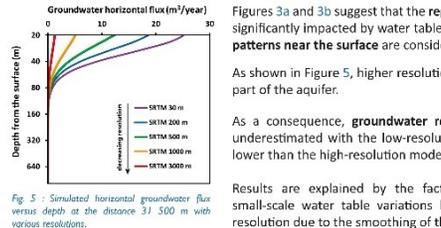


Fig. 5: Simulated horizontal groundwater flux versus depth at the distance 31 500 m with various resolutions.

4. CONCLUSION

The topographic resolution has a major impact on the groundwater flow and residence time simulated by numerical models (Fig. 8).
 The topographic resolution does not impact significantly deep groundwater flow and residence time patterns, but rather the surficial part of the aquifer.
 The large models with smoother resolution will need to be calibrated with K values significantly higher than actual field values, up to one order of magnitude, in order to obtain accurate groundwater recharge baseflow estimates in rivers and groundwater residence times (Fig. 9).

- The topographic resolution has a major impact on the groundwater flow and residence time simulated by numerical models (Fig. 8).
- The topographic resolution does not impact significantly deep groundwater flow and residence time patterns, but rather the surficial part of the aquifer.
- The large models with smoother resolution will need to be calibrated with K values significantly higher than actual field values, up to one order of magnitude, in order to obtain accurate groundwater recharge baseflow estimates in rivers and groundwater residence times (Fig. 9).

3. RESULTS

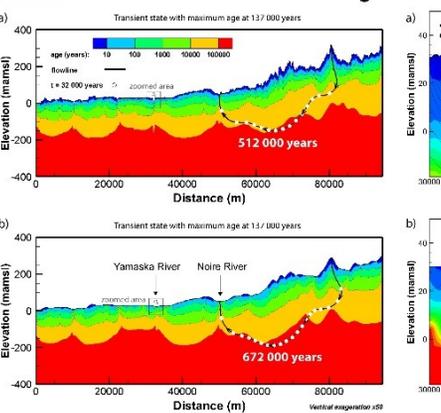


Fig. 6: Mean groundwater age simulated with (a) 30m and (b) 1000m topographic resolution.

The Figures 6a and 6b show that the impact of topographic resolution on the regional groundwater age patterns is similar than for groundwater flow.
 While there is a trend of groundwater aging with decreasing resolution, regional groundwater travel paths are only slightly longer with coarser resolution (a 30% increase in Fig. 6a and 6b).

However, the shallow residence times are much more affected by the resolution with young groundwater reaching deeper aquifer for high-resolution topography (2-3x times younger for the same depth in Fig. 7a and 7b).
 These results are coherent with the larger fluxes obtained for high-resolution topography in Figure 5, where shallow fluxes are different according to the surface topographic resolution, but they reach a similar value at about 100 m depth.

CONSEQUENCES

- As a consequence, calibration of models with difference topographic resolutions cannot be achieved using the same K fields.
- Only river discharge can give an indication of the validity of a model compared to another model with a different topographic resolution.

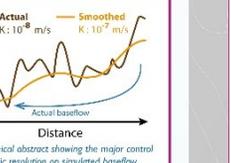


Fig. 9: Graphical abstract showing the major control of topographic resolution on simulated baseflow.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of a larger effort of the Québec Environment Ministry (Département de l'Environnement, Climat et Météo) to acquire the required knowledge and tools needed to ensure sustainable water management, notably in a context of climate change.

6. REFERENCES

Carrier, M., Paradis, D., Lefebvre, R., Abherve, R., Laurencelle, M., 2013. Impact of topographic resolution on groundwater flow and residence time estimates in a regional-scale model. *Journal of Hydrology*, 461, 1-15.

CONSEQUENCES

As a consequence, calibration of models with difference topographic resolutions cannot be achieved using the same K fields.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is part of a larger effort of the Québec Environment Ministry (Département de l'Environnement, Climat et Météo) to acquire the required knowledge and tools needed to ensure sustainable water management, notably in a context of climate change.

ANNEXE III. FICHIERS ÉLECTRONIQUES

Cette annexe inclut les fichiers de travail qui ont été générés durant cette maîtrise (Tableau III.1). Tous ces fichiers sont joints à l'annexe électronique de ce mémoire et le lecteur pourra ainsi retrouver l'ensemble du contenu présenté dans chacun des dossiers cités.

Remarques et commentaires :

- Signification des symboles dans les sous-dossiers suivants :
 - TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-4.7-8.0_EXPdecr0.01_dz10m :
« *** » : valeurs de SRTM appliquées
 - TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-°°°-°°°_EXPdecr0.01_dz10m :
« °°° » : valeurs de conductivité hydraulique appliquées
- La colonne « Nom du fichier résultats » indique le nom du fichier output exploité pour représenter, calculer ou estimer les titres de la colonne « Dossier ».
- Les modèles génèrent des fichiers de résultats exploités et visualisés sur le logiciel Tecplot360. Le format d'extension de fichier « .plt » rassemble et contient les résultats bruts et reconnus par le logiciel. Tandis que le format « .lay » permet de représenter, de visualiser et enregistrer l'apparence d'un travail.

Tableau III.1 : Contenu de l'annexe électronique contenant les fichiers liés aux travaux de modélisation du mémoire.

Dossier	Sous-dossier	Contenu	Nom du fichier "résultats"	Format								
				Image	Adobe	Excel	Texte	Tecplot	Autres			
Données issues du PACES 2013		- Atlas hydrogéologique de la Montérégie Est - Portrait des ressources en eau souterraine de la Montérégie Est - Piézométrie le long de la coupe topographique			.pdf							
Profil topographique de la coupe 2D modélisée		- Profils topographiques extraits à partir de différentes résolutions (SRTM)							.txt			
Guide d'utilisation des simulateurs exploités		- Manuel d'utilisation de FLONET-TR2 et Tecplot 360								.pdf		
Scripts R utilisés pour lancer les simulateurs	- Paramètres d'entrée - Ne pas modifier	- Scripts permettant de préparer les input et de modifier les paramètres d'entrée des modèles - Scripts permettant de générer les output et de faire tourner les modèles										.R .R
Exécutables des simulateurs utilisés		- Simulateur de l'écoulement des eaux souterraines (FLONET) et d'âge des eaux souterraines (TR2)										.exe
Simulation de l'écoulement des eaux souterraines	TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-4.7-8.0_EXPdecr0.01_dz10m	- Intégralité des fichiers utilisés ou générés par FLONET afin de simuler l'écoulement des eaux souterraines	flow.plt									.plt .lay
Simulation d'âge des eaux souterraines	TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-4.7-8.0_EXPdecr0.01_dz10m	- Intégralité des fichiers utilisés ou générés par TR2 afin de simuler l'âge moyen des eaux souterraines	tr2.plt									.plt .lay
Estimation des flux verticaux entrants et sortants		- Fichier récapitulatif des calculs de flux verticaux le long de la coupe topographique - Code numérique Python permettant d'extraire le flux entrant moyen le long de la coupe topographique	flow_wtflx.plt				.xlsx					.plt .py
Estimation des flux souterrains horizontaux	TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-4.7-8.0_EXPdecr0.01_dz10m	- Fichiers des flux souterrains horizontaux le long des sections verticales	flux_profile_z.plt									.plt
Tests d'estimation de la K à appliquer aux modèles	TOPOsrtm***m_KxKz1000_logK-***.***_EXPdecr0.01_dz10m	- Fichiers des flux verticaux entrants	flow_wtflx.plt									.plt
Affiche présentée à la conférence GAC-MAC-IAH 2019		- Poster en version numérique					.jpeg			.pdf		

