





Centre Eau Terre et Environnement (ETE)

# ÉVALUATION DU POTENTIEL DES ANOMALIES GÉOTHERMIQUES DU BASSIN SÉDIMENTAIRE DES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT (QUÉBEC, CANADA)

Par

Madeline Chapelet

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 bidiplômant parcours géoingénierie et environnement

## Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne

Examinateur interne

Examinateur externe

Directeur de recherche

Codirectrice de recherche

Michel Malo INRS-ETE, Québec

**Olivier Bour** Université de Rennes 1, France

**Benoît Valley** Université de Neuchâtel, Suisse

Jasmin Raymond INRS-ETE, Québec

**Chrystel Dezayes BRGM**, France

© Droits réservés de « Madeline Chapelet », avril 2022

## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, il me tient à cœur de remercier mon directeur de recherche Jasmin Raymond, pour m'avoir offert l'opportunité de travailler sur ce projet et m'avoir accordé ta confiance. Un grand merci pour tes encouragements qui furent d'un grand soutien tout au long de cette maîtrise. Tu as grandement participé à l'aboutissement de ce travail grâce à ton excellent encadrement malgré le défi qu'ont pu représenter les deux années particulières qui viennent de s'écouler. Merci pour ta disponibilité malgré la distance et le décalage horaire, merci pour ta bienveillance, pour ton enseignement et tes précieux conseils.

Je remercie ma codirectrice Chrystel Dezayes de m'avoir orientée vers l'INRS pour la poursuite de mes études. Merci pour l'intérêt que tu portes à mes projets actuels et futurs. Merci aussi pour ton temps, ton aide et tes conseils lors de la réalisation de ce mémoire. Pour toutes nos agréables discussions et pour ton soutien moral, je te dis un grand merci. Tu restes la rencontre la plus marquante de ma vie d'étudiante.

Une grande partie de ma reconnaissance va à Félix-Antoine Comeau pour son indispensable contribution à ce projet de recherche. Merci pour ton accueil à mon arrivée à l'INRS, pour ton accompagnement très apprécié et ces moments de convivialité. Un grand merci pour toutes les précieuses informations et connaissances que tu as sues me transmettre durant cette maîtrise.

Je tiens à remercier les examinateurs, Michel Malo, Olivier Bour et Benoît Valley, pour avoir accepté de consacrer de leur temps à la révision de ce mémoire.

J'exprime également ma gratitude envers ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail et notamment Karine Bédard et Mafalda Miranda ainsi que tous les membres de l'équipe de recherche géothermie pour leur accueil chaleureux.

Un merci tout spécial à ma famille, pour votre présence et votre soutien dans tous les projets que j'entreprends. Nous avons une virée canadienne à reprogrammer.

Kilian, merci à toi, merci pour tous tes encouragements et ta joie de vivre au quotidien. Merci de m'avoir supportée jusqu'au bout dans mon travail. Ta présence et nos discussions ont été d'un grand soutien.

Enfin, merci à toutes les personnes rencontrées à mon arrivée à Québec qui ont fait de mon court séjour québécois une très belle aventure remplie de neige, de rires et de découvertes fantastiques. Merci à Chloé, Lisa et Judith et aux autres copains bretons pour les merveilleux moments passés ensembles durant ces deux dernières années.

## RÉSUMÉ

L'énergie géothermique est une alternative à développer dans le cadre d'un futur mix énergétique décarboné au Québec. Les ressources géothermiques du bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) ont fait l'objet d'études visant à déterminer le potentiel de génération d'électricité à partir de systèmes géothermiques stimulés. Malgré que de tels projets ne soient pas pour le moment rentables, ces études ont déterminé l'existence de quatre potentiels sites d'anomalies thermiques positives au sein des BTSL. L'objectif de ce travail consiste à apporter une évaluation fiable du potentiel géothermique de ces anomalies en quantifiant les incertitudes liées à l'évaluation du flux de chaleur et des ressources géothermiques de profondeurs dites intermédiaires dans une optique de production de chaleur.

À l'aide des données de forages profonds, les gammes de valeurs du gradient géothermique, du flux de chaleur en surface, et des ressources géothermiques ont été estimées en tenant compte de la variabilité des propriétés thermiques des roches à l'échelle du site. Les résultats ont montré que deux sites en particulier présentent un flux de chaleur supérieur aux moyennes attendues dans le bassin. Il s'agit des sites d'Arthabaska et de Brossard dont les valeurs moyennes atteignent 74,2 mW m<sup>-2</sup> et 108,8 mW m<sup>-2</sup>, respectivement. Situé sur la Rive-Sud de Montréal où les besoins énergétiques sont importants, le site de Brossard suscite un grand intérêt pour l'implémentation de futures opérations géothermiques de moyenne profondeur. Cette zone a donc été étudiée plus en détail à partir de données superficielles issues de tests de réponse thermique et l'existence d'une anomalie thermique importante à Brossard a été confirmée.

Dans la perspective d'implémenter une exploitation géothermique à Brossard, un nouveau puits devra être foré en ciblant des profondeurs différentes selon le type de ressources recherchées. Par exemple, pour du chauffage de bâtiments et autres applications agricoles, des températures de l'ordre de 30 à 50 °C sont atteintes dans la Formation du Beauharnois (de 600 à 950 m).

**Mots-clés** : Géothermie; Basses-Terres du Saint-Laurent; anomalie géothermique; Brossard; production de chaleur; flux de chaleur; gradient géothermique; conductivité thermique; test de réponse thermique; paléoclimat.

## ABSTRACT

Geothermal energy is an alternative to be developed as part of a future carbon-free energy mix in Quebec. The geothermal resources of the St. Lawrence Lowlands (SLL) sedimentary basin have been studied to determine the potential for electricity generation from enhanced geothermal systems. Such projects were found to currently be unprofitable but these studies determined the existence of four potential sites of positive thermal anomalies within the SLL basin. The objective of this work is to provide a reliable assessment of the geothermal potential of these anomalies for the purposes of heat production. This was done by assessing heat flow and medium-depth geothermal resources as well as their inherent uncertainties.

Deep wells data were used to estimate the ranges of values of geothermal gradient, surface heat flow, and geothermal resources, taking into account the variability of rocks' thermal properties at the site scale. The results revealed that two sites in particular have a greater heat flow than the expected averages in the basin. These are the Arthabaska and Brossard sites whose average values reach 74.2 mW m<sup>-2</sup> and 108.8 mW m<sup>-2</sup>, respectively. Located on Montreal's south shore where energy needs are significant, the Brossard site is of great interest in implementing medium-depth geothermal systems. Therefore, further study was conducted in this zone using surface data from thermal response tests and the existence of a major thermal anomaly in Brossard was confirmed.

Toward the exploitation of geothermal energy in Brossard, a new well will have to be drilled targeting different depths depending on the type of resources sought. For example, for the purpose of heating buildings and other agricultural applications, temperatures of around 30 to 50 °C are reached in the Beauharnois Formation (600 to 950m).

**Key words**: Geothermal energy; St. Lawrence Lowlands; geothermal anomaly; Brossard; geothermal gradient; heat production; heat flow; thermal conductivity; thermal response test; paleoclimate.

# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS ii									
RÉSUMÉv									
ABS	ABSTRACT vii								
TAB	TABLE DES MATIÈRESix								
LIST	LISTE DES FIGURES xi								
LIST	E DE	S TAB	LEAUXxii	i					
LIST	E DE	S ABR	ÉVIATIONSxv	,					
1.	1. INTRODUCTION								
1	.2.	PRO	BLEMATIQUE	3					
1	.3.	OBJE	ECTIFS	6					
	1.3.	1.	Objectifs généraux	6					
	1.3.	2.	Sous-objectifs	6					
2.	CAD	ORE G	ÉOLOGIQUE	•					
3.	CAD	ORE G	ÉOTHERMIQUE 13	3					
3	.1.	CLAS	SIFICATIONS DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES 1	3					
3	.2.	PRO	PRIETES THERMIQUES DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL1	6					
3	.3.	PRO	PRIETES HYDRAULIQUES DES UNITES RESERVOIRS 1	9					
4.	MÉ	THOD	OLOGIE	L					
4	.1.	SOU	RCE DES DONNEES 2	3					
4	.2.	COR	RECTIONS DES DONNEES	5					
	4.2.	1.	Correction des températures de fond de puits 2	5					
	4.2.	2.	Correction de la profondeur de mesure (TRT) 2	7					
	4.2.	3.	Correction paléoclimatique 2	7					
4	.3.	EVA	LUATION DES CARACTERISTIQUES THERMIQUES	2					
	4.3.	1.	Gradient géothermique	2					
	4.3.	2.	Conductivité thermique 3	4					
	4.3.	3.	Génération de chaleur interne	6					
	4.3.	4.	Flux de chaleur	8					
4	.4.	ESTI	MATION DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES	9					
	4.4.	1.	Température en profondeur 4	0					
	4.4.	2.	Energie géothermique	0					

	4.4.3.		Puissance thermique	. 42
	4.5.	APP	ROCHE STATISTIQUE ET ANALYSE DE SENSIBILITE	. 42
5.	RÉS	ULTA	тѕ	45
	5.1. NIVEA	ÉVA U DE	LUATION DU POTENTIEL GEOTHERMIQUE ET QUANTIFICATION DES INCERTITUDES AU S QUATRE SITES D'ANOMALIE DU BASSIN DES BTSL A PARTIR DES DONNEES DE FORAGE	. 45
	5.1.	1.	Données de températures corrigées	. 45
	5.1.2	2.	Propriétés thermiques effectives, gradient géothermique et flux de chaleur	. 46
	5.1.	3.	Ressources géothermiques	. 53
	5.1.4	4.	Analyse de sensibilité	. 59
	5.2. DONN	ÉVA EES D	LUATION DU POTENTIEL GEOTHERMIQUE DE L'ANOMALIE DE BROSSARD A PARTIR DES DE TRT	. 62
	5.2.	1.	Données de température corrigées	. 62
	5.2.2	2.	Gradient géothermique et flux de chaleur	. 63
6.	DISC	cuss	ION	67
	6.1.	ΙΝΤΙ	ERPRETATION DES RESULTATS	. 67
	6.1.	1.	Les anomalies du bassin sédimentaire des BTSL	. 67
	6.1.2	2.	L'anomalie de Brossard	. 68
	6.1.	3.	Les zones et profondeurs les plus prometteuses	. 69
	6.2. GEOT⊦	FAC IERN	TEURS INFLUANT L'ESTIMATION DES PARAMETRES THERMIQUES ET DES RESSOURCES IIQUES	. 72
	6.2.3	1.	Les unités géologiques et leurs variables	. 72
	6.2.2	2.	Paramètres influant l'estimation du potentiel géothermique	. 73
	6.3.	UTII	LISATION DES DONNEES DE TRT DANS L'EVALUATION DU GRADIENT GEOTHERMIQUE	. 74
	6.3.	1.	Avantages	. 74
	6.3.	2.	Inconvénients	. 75
	6.4.	DISC	CUSSION DE L'ORIGINE GEOLOGIQUE DES ANOMALIES THERMIQUES	. 77
	6.5.	LIM	ITES ET PISTES D'AMELIORATION	. 83
7.	CON	ICLU	SIONS	87
	7.1.	ÉLEI	MENTS CLEFS	. 87
	7.2.	REC	OMMANDATIONS ET PERSPECTIVES	. 89
8.	RÉF	ÉREN	ICES	91
9.			S 1	103

# LISTE DES FIGURES

FIGURE 1.1: LOCALISATION DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT AU SEIN DE LA PROVINCE DE QUEBEC, AU CANADA
FIGURE 1.2: LOCALISATION DES SITES PROPICES A L'IMPLEMENTATION DE SYSTEMES GEOTHERMIQUES STIMULES POUR LA PRODUCTION D'ELECTRICITE IDENTIFIES PAR RICHARD ET AL. (2016) ET DES ANOMALIES THERMIQUES DETERMINEES PAR BEDARD ET AL. (2016)
FIGURE 1.3: LOCALISATION DES DONNEES DISPONIBLES DANS LE BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL
FIGURE 1.4: EXEMPLES DE SYSTEMES D'EXPLOITATION DE LA RESSOURCE GEOTHERMIQUE ENVISAGEABLES ET DE LEURS APPLICATIONS AU SEIN DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL (COUPE SIMPLIFIEE)
FIGURE 2.1: CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL
FIGURE 2.2: COUPE GEOLOGIQUE DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL
FIGURE 2.3: COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL
FIGURE 3.1: UTILISATION DE SYSTEME GEOTHERMIQUE OUVRAGES (EGS) SELON LES PROPRIETES RESERVOIRS DE LA ROCHE POUR L'OPTIMISATION DE L'EXPLOITATION DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES
FIGURE 3.2: FLUX DE CHALEUR EN SURFACE DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL SELON LE SCENARIO « PESSIMISTE » DES TRAVAUX DE BEDARD ET AL. (2016)
FIGURE 4.1: METHODOLOGIE SUIVIE POUR L'ESTIMATION DES PARAMETRES ET RESSOURCES GEOTHERMIQUES DES DIFFERENTES ANOMALIES DU BASSIN SEDIMENTAIRE DES BTSL
FIGURE 4.2: CORRECTION PALEOCLIMATIQUE A APPLIQUER AUX DONNEES DE TEMPERATURES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. À ECHELLE D'UN FORAGE PETROLIER
FIGURE 4.3: CORRECTION PALEOCLIMATIQUE A APPLIQUER AUX DONNEES DE TEMPERATURES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. À ECHELLE D'UN TRT
FIGURE 4.4: PALIERS DE RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE DEFINIS POUR LE SECTEUR DE BROSSARD
FIGURE 4.5: DISTRIBUTION DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE DES UNITES GEOLOGIQUES DU BASSIN DES BTSL. 34
FIGURE 4.6: PRINCIPE DE LA FONCTION D'AJUSTEMENT DE DISTRIBUTION DE @RISK
FIGURE 4.7: DISTRIBUTIONS DE LA CONSTANTE DE GENERATION DE CHALEUR DES UNITES GEOLOGIQUES DU BASSIN DES BTSL
FIGURE 4.8: SCHEMA ILLUSTRANT LE VOLUME DE ROCHE CONSIDERE DANS LES CALCULS DE RESSOURCES GEOTHERMIQUES

FIGURE 5.1: GAMME DE VALEURS DES PARAMETRES THERMIQUES OBTENUS PAR APPROCHE STATISTIQUE POUR L'ANOMALIE DE BROSSARD (PUITS A157)
FIGURE 5.2: COMPARAISON DES GAMMES DE VALEURS OBTENUES POUR LE GRADIENT GEOTHERMIQUE DE CHAQUE SITE
FIGURE 5.3: COMPARAISON DES GAMMES DE VALEURS OBTENUES POUR LE FLUX DE CHALEUR DE CHAQUE SITE. 51
FIGURE 5.4: VALEURS MOYENNES DU FLUX DE CHALEUR EN SURFACE ET DU GRADIENT GEOTHERMIQUE POUR CHACUN DES SITES D'ETUDE SELON LEUR LOCALISATION AU SEIN DU BASSIN DES BTSL
FIGURE 5.5: GAMME DE VALEURS DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES DISPONIBLES AU NIVEAU DE L'ANOMALIE DE LOTBINIERE (1) DETERMINEE PAR APPROCHE STATISTIQUE A PARTIR DES DONNEES DU PUITS A267
FIGURE 5.6: GAMME DE VALEURS DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES DISPONIBLES AU NIVEAU DE L'ANOMALIE D'ARTHABASKA (2) DETERMINEE PAR APPROCHE STATISTIQUE A PARTIR DES DONNEES DU PUITS A195
FIGURE 5.7: GAMME DE VALEURS DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES DISPONIBLES AU NIVEAU DE L'ANOMALIE DE MASKOUTAINS (3) DETERMINEE PAR APPROCHE STATISTIQUE A PARTIR DES DONNEES DU PUITS A179
FIGURE 5.8: GAMME DE VALEURS DES RESSOURCES GEOTHERMIQUES DISPONIBLES AU NIVEAU DE L'ANOMALIE DE BROSSARD (4) DETERMINEE PAR APPROCHE STATISTIQUE A PARTIR DES DONNEES DU PUITS A157
FIGURE 5.9: GRAPHIQUE EN TORNADE DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE EFFECTIVE CALCULEE AU PUITS A15759
FIGURE 5.10: GRAPHIQUE EN TORNADE DU FLUX DE CHALEUR EN SURFACE CALCULE AU PUITS A157 60
FIGURE 5.11: GRAPHIQUE EN TORNADE DE L'ENERGIE THERMIQUE RECUPERABLE CALCULEE AU PUITS A157 A 1 KM DE PROFONDEUR
FIGURE 5.12: PROFIL DE TEMPERATURE MESURE DANS LE SOUS-SOL DE BROSSARD (TRT N°11)63
FIGURE 5.13: FLUX DE CHALEUR EN SURFACE DANS LE SUD-OUEST DU BASSIN DES BTSL A PARTIR DES DONNEES DES TRT
FIGURE 5.14: FLUX DE CHALEUR EN SURFACE ET GRADIENT GEOTHERMIQUE DANS LE SECTEUR DE LA MONTEREGIE A PARTIR DES DONNEES DES TRT ET DES FORAGES PROFONDS
FIGURE 6.1: COUPE SCHEMATIQUE ILLUSTRANT LES DIFFERENTS SCENARIOS ENVISAGES POUR EXPLIQUER L'ORIGINE GEOLOGIQUE DES ANOMALIES THERMIQUES DES BTSL
FIGURE 6.2: DERIVEE PREMIERE VERTICALE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER DES BASSES-TERRES DU SAINT-
LAURENT

# LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 4.1: DONNEES DES PUITS ASSOCIES A CHAQUE SITE D'ANOMALIE ETUDIE AU SEIN DU BASSIN DES BTSL.
TABLEAU 4.2 : RESULTATS DES DEUX DIFFERENTES METHODES DE CORRECTION DES EFFETS DE FORAGE SUR LESMESURES DE BHT DES DIFFERENTS PUITS ETUDIES.26
TABLEAU 4.3: DONNEES DES EVENEMENTS CLIMATIQUES PASSES CONSIDERES POUR LA REGION SUD DU QUEBEC.
TABLEAU 4.4 : DONNEES DE TEMPERATURE EN SURFACE ET SUBSURFACE POUR CHAQUE SITE D'ANOMALIE ETUDIE      DANS LE BASSIN DES BTSL.      33
TABLEAU 4.5 : VALEURS DE CONDUCTIVITE THERMIQUE ET DISTRIBUTION DE PROBABILITE UTILISEES POUR LA SUITEDE L'ETUDE SELON LES UNITES GEOLOGIQUES DU BASSIN DES BTSL.35
TABLEAU 4.6 : VALEURS DE LA CONSTANTE DE GENERATION DE CHALEUR ET DISTRIBUTION DE PROBABILITE      UTILISEES POUR LA SUITE DE L'ETUDE SELON LES UNITES GEOLOGIQUES DU BASSIN DES BTSL.      37
TABLEAU 4.7 : DISTRIBUTION DES PARAMETRES D'ENTREE CONSIDERES LORS DES SIMULATIONS DE MONTE-CARLO.
TABLEAU 5.1: DONNEES DE TEMPERATURES DE FOND DE PUITS CORRIGEES SELON LA METHODE DE HARRISON ET      LA CORRECTION PALEOCLIMATIQUE POUR CHAQUE SITE.      45
TABLEAU 5.2 : STATISTIQUES DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE EFFECTIVE DE CHAQUE PUITS OBTENUES A PARTIRDES DISTRIBUTIONS AJUSTEES AUX SIMULATIONS DE MONTE CARLO.47
TABLEAU 5.3 : STATISTIQUES DE LA GENERATION DE CHALEUR INTERNE EFFECTIVE DE CHAQUE PUITS OBTENUES APARTIR DES DISTRIBUTIONS AJUSTEES AUX SIMULATIONS DE MONTE CARLO.48
TABLEAU5.4 : STATISTIQUES DU GRADIENT GEOTHERMIQUE DE CHAQUE PUITS OBTENUES A PARTIR DESDISTRIBUTIONS AJUSTEES AUX SIMULATIONS DE MONTE CARLO.49
TABLEAU 5.5 : STATISTIQUES DU FLUX DE CHALEUR EN SURFACE DE CHAQUE PUITS OBTENUES A PARTIR DESDISTRIBUTIONS AJUSTEES AUX SIMULATIONS DE MONTE CARLO.50
TABLEAU 5.6 : VALEURS DU GRADIENT GEOTHERMIQUE ET DU FLUX DE CHALEUR OBTENUS POUR CHAQUE TRT DU

## Nomenclature

- c : capacité thermique massique (J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)
- $C_v$ : capacité thermique volumique (J m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup>)
- A : constante de génération de chaleur interne (W m<sup>-3</sup>)
- ΔT : correction de température (°C)
- E : énergie thermique (J)
- e : épaisseur (m)
- f : facteur de correction
- F : facteur de récupération (%)
- Q : flux de chaleur (W m<sup>-2</sup>)
- $\left[\frac{\Delta T}{\Delta z}\right]$  : gradient géothermique (°C m<sup>-1</sup>)
- T<sub>v</sub>: pas de température (°C)
- z : profondeur (m)
- P<sub>th</sub> : puissance thermique (Wth)
- r : rayon (m)
- T : température (°C)
- t:temps(s)
- V: volume (m<sup>3</sup>)

## Symboles grecs

- $\lambda$  : conductivité thermique (W m^{-1} K^{-1})
- $\alpha$  : diffusivité thermique (m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)
- $\rho$  : masse volumique (kg m<sup>-3</sup>)
- $\phi$  : proportion d'épaisseur

## Indices

- s : atmosphérique moyenne
- BHT : bottom-hole temperature (mesure en fond de puit)
- C : corrigé

f : depuis la fin du forage

- e : effective
- 0 : en surface
- i : initiale
- m : mesuré
- rec : récupérable
- r : roche
- g : sous-sol non perturbé
- tot : totale

## 1. INTRODUCTION

#### 1.1. Mise en contexte

Face à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre et à la demande énergétique mondiale, le développement de ressources énergétiques renouvelables est un enjeu environnemental et sociétal majeur (GIEC, 2018). Avec l'éolien, le solaire et la biomasse, l'énergie géothermique constitue l'un des axes à développer dans le processus de transition énergétique (Glassley, 2015). Contrairement aux autres énergies renouvelables qui dépendent souvent de flux naturels variables (conditions atmosphériques) et qui en font des sources d'énergie intermittentes, les ressources géothermiques permettent une production continue d'énergie. Pour exploiter de telles ressources géothermiques, des puits doivent être forés suffisamment profondément dans la croûte terrestre pour en extraire la chaleur nécessaire au chauffage de bâtiments, voire même à la création d'électricité, généralement grâce aux fluides extraient à partir de puits pour en récupérer l'énergie.

En 2016, le gouvernement du Québec a déposé une nouvelle politique énergétique ayant pour ambition de « faire du Québec, à l'horizon 2030, un chef de file nord-américain dans les domaines de l'énergie renouvelable et de l'efficacité énergétique » (MERN, 2016). C'est dans ce contexte que le bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL), situé dans le sud-est du Québec (Figure 1.1), a fait l'objet d'études visant à définir le potentiel de production des ressources géothermiques profondes (ex : Saull *et al.*, 1962; Raymond *et al.*, 2012; Majorowicz et Minea, 2012; Bédard *et al.*, 2016). Étendu sur près de 20 000 km<sup>2</sup> le long du fleuve Saint-Laurent, c'est au cœur de ce grand bassin sédimentaire que la majorité de la population québécoise est implantée (plus de 4 millions d'habitants). D'un point de vue énergétique, écologique et économique, la forte concentration de population et le développement des zones urbaines associées constituent les raisons d'un intérêt pour l'exploration des ressources géothermiques profondes au sein de ce bassin sédimentaire.



Figure 1.1: Localisation du bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent au sein de la province de Québec, au Canada. Une étude menée par Bédard *et al.* (2016), qui a consisté en une évaluation du flux de chaleur en surface et des températures en profondeur dans le bassin, a permis d'identifier l'existence de trois principales anomalies de température au sein du bassin des BTSL. La localisation de ces anomalies est représentée à la Figure 1.2 qui synthétise les résultats des travaux de Bédard *et al.* (2016) et de Richard *et al.* (2016). Les travaux de Richard *et al.* (2016) se sont quant à eux focalisés sur l'identification de sites favorables à l'implémentation de systèmes géothermiques stimulés de type « Enhanced Geothermal System » (EGS) pour la production d'électricité au sein du bassin des BTSL selon des critères reposant sur la qualité de la ressource, ainsi que sur des aspects techniques, économiques puis sociétaux. Il en résulte l'identification de quatre sites se situant au sein ou à proximité des anomalies thermiques précédemment mentionnées (Figure 1.2). La démarche et les résultats des travaux de Bédard *et al.* (2016) et de Richard *et al.* (2016) sont abordés plus en détails à la section 3.2.



Figure 1.2: Localisation des sites propices à l'implémentation de systèmes géothermiques stimulés pour la production d'électricité identifiés par Richard *et al.* (2016) et des anomalies thermiques déterminées par Bédard *et al.* (2016).

Le fond de carte est tiré des données de Bédard *et al*. (2016), il représente les valeurs potentielles de la température située à 4 km de profondeur dans la région du bassin des BTSL.

#### 1.2. Problématique

Malgré que les travaux antérieurs aient permis de mettre en évidence la présence d'anomalies thermiques au sein du bassin des BTSL, d'importantes incertitudes demeurent à l'issue de ces études concernant la prédiction des températures et l'estimation du gradient géothermique et des ressources géothermiques disponibles. En effet, ces études ne s'appuient que sur une unique source de donnée (les températures de fond de puits, en anglais *bottomhole temperature*, *BHT*) dont la fiabilité et la représentativité peuvent être questionnées. La Figure 1.3 illustre bien le caractère épars et irrégulier de la distribution des forages profonds fournissant des données de BHT au sein du bassin des BTSL. La plupart d'entre eux sont concentrés au centre et au nord-est du bassin. Contrairement à d'autres bassins sédimentaires à travers le monde où le potentiel géothermique du sous-sol est étudié, les BTSL ne disposent que de très peu de données de forage au sein du bassin et de nombreuses zones lacunaires sont présentes (Figure 1.3). Par comparaison, le bassin de l'Ouest Canadien, principal bassin pétrolifère du Canada, est parcouru de plusieurs centaines à plusieurs milliers de puits gaziers et pétroliers. Dans le cas particulier de la zone de Brossard (Figure 1.2), la présence de cette anomalie a été déterminée à partir d'une seule et unique donnée de BHT et qui, par ailleurs, pourrait être erronée. En effet, les données de BHT n'ont pas été acquises à des fins d'études géothermiques mais lors d'un travail de routine d'enregistrement de diagraphies géophysiques. La qualité et l'exactitude des mesures de BHT et de leurs retranscriptions peuvent donc être discutables. D'autre part, il existe des données de température superficielles issues de tests de réponse thermique (TRT) qui n'ont, jusqu'à présent, jamais été exploitées dans l'évaluation du potentiel géothermique de la zone. Encore une fois, ces données n'offrent qu'une couverture partielle du bassin des BTSL, étant principalement concentrées dans le sud du bassin à proximité de l'anomalie de Brossard (Figure 1.3). De plus, Bédard et al. (2016) ont choisi d'utiliser un modèle 3D simplifié du bassin sédimentaire des BTSL en ne considérant qu'une valeur unique de conductivité thermique pour chacune des unités géologiques. Or, il est démontré que la conductivité thermique varie au sein d'une même unité, et ce, de manière verticale et latérale (Jorand et al., 2013; Raymond et al., 2019). Les données de conductivité thermique utilisées par Bédard et al. (2016) proviennent principalement d'échantillons très ponctuels prélevés dans les unités géologiques, ce qui n'est pas idéal d'un point de vue de la représentativité de ces unités. Tout cela induit une forte incertitude liée à l'estimation du gradient géothermique, du flux de chaleur en surface et des ressources géothermiques disponibles au niveau des anomalies.

Au-delà du fait que le potentiel des anomalies géothermiques au sein du bassin sédimentaire des BTSL présente de multiples incertitudes, la provenance de ces anomalies est toute aussi inconnue. Dans le cas où les résultats d'un projet de démonstration dans ces zones se montreraient convaincants, connaître l'origine géologique de ces anomalies thermiques permettrait de trouver d'autres sites ou bassins sédimentaires ayant un contexte géologique analogue afin d'y appliquer les résultats d'un tel projet.

Jusqu'ici, les travaux menés sur le potentiel géothermique du bassin sédimentaire des BTSL consistaient en des études généralisées sur l'ensemble du bassin, considérant un potentiel réservoir uniforme pour chaque unité géologique. Cependant, les propriétés réservoirs et thermiques des unités géologiques du bassin sédimentaire des BTSL peuvent varier latéralement. Aucune étude de cas des différentes anomalies n'a été réalisée, ce qui signifie que la variabilité de ces propriétés réservoirs n'a encore jamais été prise compte. Prendre en compte la complexité du système naturel étudié est indispensable au regard de l'utilisation de systèmes géothermiques à boucle ouverte, étant donné leur dépendance aux conditions hydrogéologiques du réservoir ciblé.

4



Figure 1.3: Localisation des données disponibles dans le bassin sédimentaire des BTSL.

Fond de carte tiré de Bédard *et al*. (2016). Cette carte situe les données de BHT provenant de puits profonds et les données de TRT qui ont été compilées par Bédard *et al*. (2016; 2018b). Les sites cibles définis par Richard *et al*. (2016) sont représentés.

Les études antérieures menées sur le potentiel géothermique du bassin sédimentaire des BTSL ont, jusqu'à présent, porté sur le potentiel de génération d'électricité à partir de systèmes géothermiques stimulés. Or, ces travaux démontrent que les réservoirs potentiellement producteurs d'électricité sont situés à grande profondeur (de quatre à cinq kilomètres au minimum), en plus de nécessiter une stimulation du réservoir afin d'en améliorer ces propriétés hydrauliques. Au regard du prix compétitif de l'hydroélectricité du Québec, l'exploitation de ces ressources profondes se montrerait peu rentable (Richard *et al.*, 2017). En revanche, peu de travaux ont été entrepris concernant l'utilisation directe de la chaleur à partir de ressources situées à des profondeurs dites intermédiaires (de un à trois kilomètres).

#### 1.3. Objectifs

Ce travail a pour but d'améliorer l'état des connaissances du potentiel géothermique du bassin sédimentaire des BTSL, plus spécifiquement à l'échelle du site qu'à l'échelle du bassin comme il a été réalisé auparavant, afin d'y identifier les possibilités de projets pilotes d'exploration des ressources géothermiques. L'utilisation directe de la chaleur à partir de ressources géothermiques de profondeur intermédiaire est particulièrement visée. Ces travaux portent ainsi sur des ressources situées entre un et trois kilomètres de profondeur, dont la température excède généralement 30 °C. De plus, ce travail se focalise sur la quantification des incertitudes liées à l'évaluation du flux de chaleur et des ressources géothermiques au niveau des anomalies. Ce sont les quatre sites définis par Richard et al. (2016) situés à proximité des anomalies thermiques déterminées par Bédard et al. (2016) qui sont étudiés (Figure 1.2). La couverture de données dans le bassin des BTSL étant partielle, chaque anomalie est alors traitée différemment selon les données disponibles (Figure 1.3). Les trois sites d'anomalie de Lotbinière, Arthabaska et Maskoutains sont uniquement analysés à partir de données thermiques et géologiques provenant d'anciens puits gaziers et pétroliers (ANNEXE I), tandis que dans le cas de l'anomalie de Brossard, des données de TRT sont en plus disponibles (Figure 1.3). Cela permet d'étudier cette anomalie à deux échelles différentes avec des données de sources différentes. Ce projet a ainsi deux objectifs principaux qui sont énoncés ici puis développés dans les sections suivantes. Tout d'abord, il consistera à évaluer le flux de chaleur et les ressources géothermiques de profondeur intermédiaire au niveau de chaque anomalie du bassin sédimentaire des BTSL et surtout à en quantifier les incertitudes. Pour cela, les données sont réévaluées en utilisant des méthodes de correction de la température et en tenant compte de la variabilité des propriétés thermiques des roches. Ensuite, ce travail se focalise sur une caractérisation plus ciblée, à l'échelle de l'anomalie de Brossard, en y évaluant le potentiel géothermique grâce aux nouvelles données superficielles apportées par les TRT.

#### 1.3.1. Objectifs généraux

- Quantifier l'incertitude lors de l'évaluation du flux de chaleur et des ressources géothermiques de profondeur intermédiaire au niveau de quatre anomalies des BTSL.
- Vérifier l'existence de l'anomalie géothermique de Brossard à partir de nouvelles données superficielles (TRT) et identifier de possibles origines.

#### 1.3.2. Sous-objectifs

 Réévaluer le gradient géothermique et le flux de chaleur des quatre sites d'anomalie du bassin des BTSL en termes d'incertitudes.

6

- Déterminer les gammes de ressources géothermiques envisageables entre un et trois kilomètres de profondeur pour chacun des sites.
- Evaluer le gradient géothermique et le flux de chaleur de la zone de Brossard à partir de nouvelles données (données superficielles issues des TRT et données profondes issues des forages A157 et A263).
- Emettre des hypothèses quant à l'origine géologique des anomalies.
- Suggérer des méthodes d'exploitation par systèmes géothermiques adaptées au contexte géologique de chacune des anomalies (Figure 1.4).



Figure 1.4: Exemples de systèmes d'exploitation de la ressource géothermique envisageables et de leurs applications au sein du bassin sédimentaire des BTSL (coupe simplifiée).

Modifiée de Castonguay et al. (2010) et Bédard et al. (2018a).

# 2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin sédimentaire des BTSL est limité au nord-ouest par les roches précambriennes de la province du Grenville et au sud-est par les roches cambro-ordoviciennes des Appalaches (Figure 2.1 et Figure 2.2). Les roches des BTSL reposent en discordance sur le Grenville tandis que les Appalaches recouvrent le bassin via une grande faille chevauchante appelée la Ligne Logan (Figure 2.1 et Figure 2.2). Des failles normales d'orientation NE-SO découpent la séquence sédimentaire et les roches du Grenville sous-jacentes en blocs basculés de plus en plus profonds en direction du sud-est (Konstantinovskaya *et al.,* 2009; Castonguay *et al.,* 2010; Figure 2.2). Vers le sud-est, le bassin des BTSL peut dépasser les 5 000 mètres d'épaisseur.



Figure 2.1: Carte géologique simplifiée du bassin sédimentaire des BTSL.

Les intrusions indiquées sont pour la plupart crétacées et sont composées de syénite, diorites et gabbros. Les deux principales intrusions situées à l'ouest de Montréal sont d'âge protérozoïque tandis que celles situées tout à l'est de la carte sont âgées du Dévonien. L'unité appelée Couverture regroupe les groupes Queenston, Lorraine et Sainte-Rosalie. C-O : cambro-ordovicien. L'interprétation de la ligne de coupe (en rouge) se trouve à la Figure 2.2. Modifiée de Bédard *et al.* (2016).

À partir de la colonne stratigraphique du bassin proposée par Comeau et al. (2013; Figure 2.3), Bédard et al. (2018a) ont défini huit unités thermostratigraphiques selon les propriétés physiques des roches. En effet, principalement composées de siltstones, de grès et de shales, les roches des groupes Queenston, Lorraine, et Sainte-Rosalie ont été regroupées en une unité appelée Couverture (Figure 2.3). Les roches de cette unité et celle du Shale d'Utica ont des valeurs de conductivité thermique et hydraulique faibles, ce qui fait de ces unités une couverture thermique potentielle. Les roches carbonatées des groupes Trenton, Black River et Chazy sont regroupées en une unité appelée Tr-BR-Ch. Les groupes de Beekmantown et de Potsdam sont quant à eux divisés en deux unités selon les formations qui les composent : Beauharnois et Theresa pour l'un, Cairnside et Covey Hill pour l'autre. Les groupes Tr-BR-Ch, Beekmantown et Potsdam sont principalement composés de roches calcaires, de roches dolomitiques et de grès (Figure 2.3) dont la perméabilité est plus élevée que celle des roches couvertures (Lavoie 2009; Tran Ngoc et al., 2014). Compte tenu de leur nature lithologique, les roches des groupes Tr-BR-Ch, Beekmantown et Potsdam sont donc considérées comme étant des unités réservoirs potentielles (Dietrich et al., 2011; Konstantinovskaya et al., 2014; Tran Ngoc et al., 2014; Bédard et al., 2018a). En effet, les unités dolomitiques du Groupe de Beekmantown ont agi comme réservoirs d'hydrocarbures liquides et de gaz naturels pendant leur enfouissement (Chi et al., 2000) et un gisement de gaz y a été exploité de 1980 à 1994 (Figure 2.2). Par ailleurs, la faible conductivité hydraulique du Groupe de Potsdam et du socle grenvillien fait de ces roches profondes des cibles potentielles pour des systèmes géothermiques stimulés (Gauchat, 2017).



Figure 2.2: Coupe géologique du bassin sédimentaire des BTSL.

Modifiée de Castonguay *et al.* (2010) et Bédard *et al.* (2018a). Correspond à la ligne de coupe (en rouge) illustrée à la Figure 2.1.



Figure 2.3: Colonne stratigraphique du bassin sédimentaire des BTSL.

Modifiée de Comeau et al. (2013) et Bédard et al. (2018a).

# 3. CADRE GÉOTHERMIQUE

#### 3.1. Classifications des ressources géothermiques

L'énergie géothermique est globalement définie comme étant la chaleur stockée dans le sous-sol. Selon la température et la profondeur atteintes par les puits de production, différents types de ressources géothermiques sont envisageables et leurs limites sont souvent discutées. Ainsi, il existe différentes méthodes de classification des ressources géothermiques selon les facteurs mis en avant (Muffler, 1979; Benderitter et Cormy, 1990; Sanyal, 2005; Falcone *et al.*, 2011; etc.). Par exemple, Muffler (1979) définit trois types de ressources de la façon suivante :

- La basse énergie : température inférieure à 90 °C (et très basse énergie pour une température inférieure à 30 °C).
- La moyenne énergie : température de 90 °C à 150 °C.
- La haute énergie : température supérieure à 150 °C.

Les systèmes géothermiques superficiels exploitant des ressources de très basse énergie (T < 30 °C), souvent situés dans les premières centaines de mètres du sous-sol, sont utilisés pour le chauffage et la climatisation de bâtiments individuels par l'utilisation de pompes à chaleur. Des usages agricoles et/ou industriels sont également envisageables selon la ressource disponible, tels que le chauffage et la climatisation de piscines, de serres ou de bassins de pisciculture. Les systèmes géothermiques profonds peuvent être séparés en deux catégories. 1) Les ressources géothermiques de profondeur intermédiaire souvent situées entre un et trois kilomètres de profondeur pour une gamme de température d'environ 40 à 90 °C dans un contexte de plate-forme continentale stable caractérisé par un gradient dit normal d'environ 30 °C km<sup>-1</sup>. Elles permettent l'utilisation directe du fluide chaud afin d'alimenter des réseaux de chaleur pour le chauffage urbain collectif et autres usages industriels. 2) Les systèmes géothermiques profonds, dont l'opération repose sur les ressources de moyenne à haute température (T > 90 °C), sont généralement situés, dans un contexte de bassins sédimentaires, entre trois et sept kilomètres de profondeur. Ici aussi, une utilisation directe est permise pour la production de chaleur, mais également pour la production d'électricité dans le cas où la température atteint 150 °C ou plus.

Il existe différents systèmes géothermiques pour capter la chaleur du sous-sol. Très utilisés, les systèmes à boucle fermée sont composés d'un ou plusieurs circuits de tuyaux scellés installés en profondeur dans lesquels on fait circuler un fluide caloporteur. Les systèmes à boucle ouverte, quant à eux, utilisent directement l'eau souterraine comme fluide caloporteur. En règle générale, ce système se compose de

deux puits, un puits de production pompant l'eau de l'aquifère ciblé et un puits d'injection rejetant l'eau usée en profondeur (Omer, 2008; Self et al., 2013; Figure 1.4). Contrairement aux systèmes à boucle fermée, les systèmes à boucle ouverte sont dépendants des conditions hydrogéologiques du sous-sol, des réglementations sur le captage d'eau souterraine, et nécessitent un entretien régulier (Hanova et Dowlatabadi, 2007; Omer, 2008; Self et al., 2013). Par exemple, les unités réservoirs ciblées pourraient présenter des valeurs de conductivité hydraulique insuffisantes (perméabilité naturelle initiale faible) pour une exploitation économique de la ressource. Afin de remédier à cela, le développement d'un système géothermique employant des techniques de stimulation pourrait être envisagé. En effet, ces méthodes ont pour but d'augmenter la conductivité hydraulique d'un réservoir dit « non-conventionnel » dont la porosité et la perméabilité initiales sont trop faibles pour en récupérer l'énergie géothermique (Figure 3.1). Cette approche, appelée EGS, consiste à améliorer la connexion du ou des puits selon le chemin naturel du fluide (Olasolo et al., 2016). Pour cela, il est possible de travailler sur la conception des puits grâce à la mise en place de puits multibranches dont les extensions secondaires peuvent être déployées dans des directions latérales. Une autre méthode consiste à stimuler le réservoir de différentes manières. 1) La stimulation hydraulique consiste à injecter du liquide sous pression (supérieure à 100 MPa) dans les fractures et/ou zones de failles rencontrées. 2) La stimulation chimique consiste en un traitement de la matrice et/ou des fractures à partir d'acides ou d'autres produits comme les chelatans (Portier et al., 2009). L'acidification a pour application principale de nettoyer les puits géothermiques pour augmenter leur productivité suite à des problèmes d'entartrage (Portier et al., 2007). Ce type de stimulation est particulièrement efficace pour les roches carbonatées dont les minéraux présentent une forte solubilité dans les acides (fluorhydrique et chlorhydrique par exemple; Portier et al., 2007). 3) La stimulation thermique qui consiste en un changement thermo-élastique des contraintes ou un choc thermique lié à la différence de température significative entre le fluide d'injection froid et la roche réservoir chaude (Covell, 2016). Cette approche peut améliorer la perméabilité du réservoir mais la majorité de son influence se limite à proximité immédiate du puits (Hédinsdóttir, 2014). Les mécanismes mis en jeu lors de ces stimulations entraînent une modification locale des contraintes du sous-sol pouvant être à l'origine d'un risque inhérent aux techniques EGS : la microsismicité induite (Cuenot *et al.*, 2008a). Cependant, les systèmes à boucle ouverte ont l'avantage d'offrir une meilleure efficacité thermique que celles à boucle fermée (Hanova et Dowlatabadi, 2007; Lo Russo et al., 2012). En effet, les systèmes hydrothermaux bénéficient d'une importante surface active d'échange de chaleur qui est caractérisée par l'espace poreux exploité au sein de la zone de production. Les échangeurs de chaleur à boucle fermée ont pour inconvénient d'avoir une surface d'échange de chaleur limitée par la surface du trou de forage (Schulz, 2008). Les échangeurs de chaleur superficiels couramment utilisés sont ainsi conçus de manière à compenser ce déficit grâce à l'augmentation du nombre de sondes ou à l'installation de boucles enterrées horizontalement dans le sous-sol (échangeurs horizontaux). Cependant, dans le cas d'un échangeur de chaleur à boucle fermée profond, un seul forage vertical est généralement impliqué. Récemment, l'Université Technique de Berlin a proposé une nouvelle approche appelée Closed Loop Geothermal System (CLGS) dont le but est d'exploiter l'énergie géothermique du sous-sol profond. Le CLGS est un puits





profond en forme de U qui se compose de deux sections verticales reliées entre elles par une section horizontale, augmentant ainsi la surface d'échange de chaleur (Schulz, 2008; Song *et al.*, 2018).

#### Modifié de Gentier (2013).

Plus on progresse en profondeur dans la croûte terrestre et plus la température de la roche et des eaux souterraines augmente. Ce phénomène décrivant l'augmentation de la température avec la profondeur est appelé gradient géothermique. Exprimé en degré Celsius par mètre (°C m<sup>-1</sup>) ou plus usuellement en degré Celsius par kilomètre (°C km<sup>-1</sup>), le gradient géothermique dépend des conditions géologiques locales et varie généralement de 10 à 40 °C km<sup>-1</sup> au Canada (Grasby *et al.*, 2012). Les zones tectoniquement actives, telles que les limites de plaques tectoniques ou les zones volcaniques, sont des régions où le gradient géothermique est assez élevé pour pouvoir atteindre des gammes de température favorable à l'exploitation des ressources géothermiques en particulier pour la production d'électricité (États-Unis, Nouvelle-Zélande, Islande, Italie, etc.). Bien qu'en général les bassins sédimentaires se situent dans des

zones peu actives, à gradient géothermique théoriquement faible, ils constituent tout de même une cible privilégiée pour l'exploration des ressources géothermiques de basse et moyenne température. Nous pouvons citer comme exemple le Bassin parisien en France (Jeanson, 1995; Lopez *et al.*, 2010), le Bassin Pannonien en Hongrie (Horváth *et al.*, 2015) et le bassin de la Chine du nord (Xiao *et al.*, 1995; Hou *et al.*, 2018). Ils peuvent même être propices à la production d'électricité à grande profondeur grâce à l'implémentation de systèmes géothermiques ouvragés (EGS) comme c'est le cas à Soultz-sous-Forêts en France, à cinq kilomètres de profondeur (Cuenot *et al.*, 2008b; Koelbel et Genter, 2017). Leur potentiel s'explique par la présence d'eau souterraine en grande quantité, mais aussi par le rôle de piège thermique que peuvent jouer les roches couvertures des bassins sédimentaires. En effet, ces roches sédimentaires à grains fins ont généralement une conductivité thermique faible qui diminue la diffusion de la chaleur vers la surface et ainsi provoque des gradients géothermiques élevés.

# **3.2.** Propriétés thermiques du bassin sédimentaire des BTSL et anomalies géothermiques

Un aspect primordial dans l'évaluation des ressources géothermiques profondes est la détermination des propriétés thermiques du sous-sol. En effet, pour être en mesure de pouvoir évaluer les ressources géothermiques profondes et cibler les zones pour d'éventuels projets d'exploitation, il faut tout d'abord estimer et extrapoler la température du sous-sol en profondeur en fonction des informations disponibles. C'est dans cette optique que des études récentes ont été conduites pour le bassin sédimentaire des BTSL (Minea et Majorowicz, 2011; Majorowicz et Minea, 2012; Bédard *et al.*, 2016; Bédard *et al.*, 2018a; Nasr *et al.*, 2018).

Les travaux de Bédard *et al.* (2016) ont permis la construction d'un modèle 3D de la température du bassin sédimentaire des BTSL et l'estimation de ses ressources géothermiques. Pour ce faire, les données de températures enregistrées en fond de puits (bottom-hole temperature ; BHT) d'anciens forages pétroliers et gaziers dans le bassin sédimentaire (Figure 1.3) ont été compilées, puis corrigées de l'effet des opérations de forage et des variations paléoclimatiques. Le modèle consiste en sept unités thermiques différentes (Figure 2.3) comportant une conductivité thermique et une constante de génération de chaleur interne effective propre (Bédard *et al.* 2016; 2018a), ce qui a permis d'interpoler le flux de chaleur en surface du bassin (Figure 3.2) et d'ainsi extrapoler la température en profondeur en tout point. Bédard *et al.* (2016) ont identifié trois principales anomalies thermiques positives au sein du bassin sédimentaire : 1) Rive-Sud de Montréal, 2) Sud du Lac St-Pierre et 3) Sud-Est de Bécancour (Figure 3.2). Selon le scénario « pessimiste » des travaux de Bédard *et al.* (2016), ces anomalies positives auraient des valeurs de flux de chaleur estimées comprises entre 65 et 80 mW m<sup>-2</sup> (Figure 3.2). D'après le modèle 3D de température

proposé par Bédard *et al*. (2016), les températures de plus de 120 °C y sont atteintes à environ 4 000 mètres de profondeur. Une plus forte anomalie semble se démarquer des deux autres; celle de la Rive-Sud de Montréal.



Figure 3.2: Flux de chaleur en surface du bassin sédimentaire des BTSL selon le scénario « pessimiste » des travaux de Bédard *et al.* (2016).

Les points blancs désignent les données utilisées pour la simulation du flux de chaleur en surface. Les ellipses rouges indiquent les anomalies positives de flux de chaleur en surface. 1 : Rive-Sud de Montréal; 2 : Sud du lac St-Pierre; 3 : Sud-est de Bécancour. (Bédard *et al.,* 2016).

Une grille de sélection de sites géothermiques a également été conçue par Richard *et al.* (2016) qui met en évidence les secteurs les plus propices à la production d'électricité géothermique au Québec. Au sein du bassin sédimentaire des BTSL, quatre sites ont été identifiés et analysés (Figure 1.2) selon différents critères séparés en deux catégories : 1) les critères sur la qualité de la ressource, c'est-à-dire la lithologie, la température et la profondeur du réservoir, ainsi que les incertitudes liés à ces aspects thermiques et géologiques; 2) les critères techniques à incidence économique ou sociale tels que la représentativité du site au sein du bassin, les risques de sismicité induite en cas de stimulation du réservoir, la disponibilité de ressources en eau, la présence d'infrastructures, les besoins en énergie géothermique et les conflits d'usage du territoire ou enjeux environnementaux. Parmi ces quatre sites :

- Arthabaska (2) correspond à l'anomalie Sud-Est de Bécancour mise en évidence par Bédard *et al*.
  (2016) ;
- Maskoutains (3) est à proximité de l'anomalie Sud du lac St-Pierre (Figure 1.3) ;
- Brossard (4) correspond à l'anomalie appelée Rive-Sud de Montréal.

Au regard de cette grille de sélection réalisée par Richard *et al.* (2016), les sites Arthabaska (2) et Brossard (4) se démarquent par leurs valeurs de température élevées, leurs caractéristiques lithologiques favorables, la disponibilité de ressources en eau, ainsi que la présence d'infrastructures facilitant la mise en place d'un éventuel projet d'exploitation au niveau du site. Le site de Brossard (4) apparaît comme un site particulièrement prometteur au regard du marché pour l'utilisation de la chaleur en raison de sa proximité avec la région métropolitaine de Montréal, la plus densément peuplée de la province du Québec. L'anomalie de Brossard fait donc l'objet d'un grand intérêt dans l'exploration et l'implémentation de projets pilotes pour l'exploitation des systèmes géothermiques profonds.

#### 3.3. Propriétés hydrauliques des unités réservoirs

Un des aspects majeurs pour l'évaluation du potentiel d'un système géothermique à boucle ouverte est l'estimation des propriétés hydrauliques des unités réservoirs, ce qui consiste à en estimer la perméabilité, la porosité et la fracturation présentes dans les roches qui les composent. De nombreuses études ont ainsi été conduites sur les différentes unités du bassin des BTSL. Les travaux de Tran Ngoc *et al.* (2014) indiquent que les unités thermostratigraphiques (Figure 2.3) du bassin des BTSL à plus forte porosité sont celles de Tr-BR-Ch, Cairnside et Covey Hill avec des valeurs de porosité médiane allant de 3 à 6 %. Toujours selon Tran Ngoc *et al.* (2014), la perméabilité au sein de ces unités est plus élevée que pour les autres unités thermostratigraphiques avec des valeurs comprises entre 0.10 mD et 0.24 mD. Les deux formations du Groupe de Beekmantown (Figure 2.3) présentent, en apparence, des propriétés hydrauliques moins prometteuses, en particulier dans le cas de l'unité de Theresa. En effet, leur porosité médiane est d'environ 1 % et les valeurs de perméabilité médiane se situent entre 0.06 mD et 0.09 mD (Tran Ngoc *et al.*, 2014).

Antérieurement aux travaux de Tran Ngoc *et al.* (2014), les propriétés réservoir du Groupe de Potsdam (Figure 2.3) avait été étudiées par Héroux *et al.* (1975) dans une perspective pétrolière et gazière. Plus récemment, la perméabilité et la porosité de cette unité ont été étudiées plus en détails à l'aide d'observations sur affleurements, carottes de forage et lames minces (Grenier, 2014; Gauchat, 2017). Gauchat (2017) suggère que le taux de fracturation dans le Potsdam est faible dans la partie profonde du bassin et que les pores et les fractures de la roche sont remplies par des ciments et de la matrice. D'après ces constations, une exploitation économique des grès de base de l'unité Covey Hill nécessiterait le développement d'un système géothermique ouvragé par stimulation hydraulique, thermique et/ou chimique du réservoir (Figure 3.1).

Selon Chi *et al.* (2000), une grande partie de la porosité matricielle présente dans les unités dolomitiques du Groupe de Beekmantown (Figure 2.3) a été colmatée par un ciment de quartz et de calcite. Par ailleurs, ces faciès dolomitiques de l'Ordovicien inférieur à médian abritent le premier gisement de gaz naturel du bassin des BTSL exploité de 1980 à 1994 : c'est le cas du réservoir de Saint-Flavien (Bertrand *et al.*, 2003; Lavoie, 2009; Hu et Lavoie, 2008; Figure 2.2). Ce faciès réservoir, identifié comme des dolomies hydrothermales situées au sein du Beauharnois, présente une porosité secondaire contrôlée par les fractures suite à une dissolution tardive de la calcite le long de ces dernières (Bertrand *et al.*, 2003). Ainsi, selon Béland et Morin (2000), le niveau réservoir est caractérisé par une porosité intercristalline et vacuolaire allant de 3 à 15 % et par une perméabilité moyenne de 2 à 6 mD avec des valeurs atteignant 70 mD. La présence d'un réseau de fractures complexe et d'une circulation tardive de fluides

19

hydrothermaux a favorisé l'augmentation de la porosité et de la perméabilité de cet horizon à travers des phénomènes de dissolution (Béland et Morin, 2000). Les propriétés réservoirs locales de ces dolomies font du Groupe de Beekmantown une cible potentielle pour le développement d'un système géothermique à boucle ouverte.

Les études mentionnées ont souvent pour méthode de caractériser les propriétés hydrauliques des unités géologiques selon des moyennes généralisées sur la totalité de ces unités. Or, les intervalles de confiance calculés démontrent bien une grande variabilité spatiale de ces paramètres au sein du bassin sédimentaire des BTSL (Béland et Morin, 2000; Tran Ngoc *et al.*, 2014; etc.).

En complément de ces unités réservoirs potentielles, il est possible d'envisager la présence d'une zone réservoir supplémentaire dans le socle au niveau de son interface avec le bassin sédimentaire. Impactée par l'héritage structural de la formation du bassin et des autres paléo-contraintes exercées dans la région, la zone de transition socle-bassin est souvent criblée de failles et de fractures. Celles-ci permettent la présence d'un horizon plus perméable au toit du socle qui favorise la circulation de fluide. C'est le cas en Europe, dans le Graben du Rhin (Dezayes *et al.*, 2018; Dezayes *et al.*, 2019) où des sites d'exploitation de l'énergie géothermique ont ciblé le socle paléozoïque (Soultz-sous-Forêts, France) et l'interface soclebassin (Rittershoffen, France; Insheim et Landau, Allemagne). Les travaux de Kushnir *et al.* (2018) mettent en avant les avantages économiques qu'impliquent l'exploitation d'un réservoir géothermique situé à l'interface socle-bassin plutôt qu'au cœur du socle grâce à des coûts de forage amoindris. Cependant, l'exploitation d'une telle zone nécessite une caractérisation lithologique spécifique au site ciblé afin d'évaluer la viabilité du projet (Kushnir *et al.*, 2018) et de définir les besoins en termes de stimulation hydraulique, thermique et/ou chimique. Or, nos connaissances à propos de la zone de transition socle-couverture au sein du bassin sédimentaire des BTSL sont limités en raison d'un manque de données (peu de puits ont été forés jusqu'au socle).
# 4. MÉTHODOLOGIE

L'approche employée pour répondre à ces objectifs a été définie selon les données disponibles au sein du bassin des BTSL. Comme le présente la Figure 1.3, les données de forages profonds sont réparties de façon plus ou moins uniforme au sein des BTSL avec des zones de lacune dont la principale est la partie sud du bassin. Malgré cela, les données de forages profonds constituent les données de prédilection pour les études antérieures du potentiel géothermique du bassin des BTSL (ex : Majorowicz et Minea, 2012; Raymond *et al.*, 2012; Bédard *et al.*, 2016). Cependant, les TRTs pour lesquels un profil de température a été mesuré sont inégalement répartis au sein du bassin au regard de la carte présentée en Figure 1.3. En effet, on constate leur concentration dans la région sud du bassin, et plus précisément aux alentours de l'agglomération de Montréal. La couverture de données dans le bassin des BTSL étant partielle, chaque anomalie sera alors traitée différemment selon les données disponibles. Ainsi, chaque site d'anomalie étudié (Arthabaska, Lotbinière, Maskoutains et Brossard) s'est vu attribuer le puits le plus proche ou celui aux données les plus complètes situé dans un rayon de 20 km afin d'en analyser les données de température et d'épaisseur des unités (ANNEXE I). Dans le cas de l'anomalie de Brossard, des données de puits et des données de TRT sont disponibles (Figure 1.3), cela permet d'en faire une étude à deux échelles différentes avec des données de sources différentes.

Afin de répondre aux objectifs énoncés, la méthodologie illustrée en Figure 4.1 a été suivie pour chaque site d'anomalie étudié. Elle consiste dans un premier temps à apporter diverses corrections aux données de température selon leur provenance (puits ou TRT) afin d'en déduire les gradients géothermiques non perturbés. À partir de cela, les flux de chaleur en profondeur et en surface sont déterminés selon la conductivité thermique et la génération de chaleur interne effectives. Des calculs supplémentaires sont réalisés dans le cas des quatre sites d'anomalies du bassin des BTSL lorsque des données de forage sont disponibles. En effet, les ressources géothermiques disponibles à l'échelle du site sont estimées grâce à l'évaluation de la température en profondeur. Enfin, une approche statistique basée sur la méthode Monte Carlo a été utilisée à l'aide du logiciel @RISK afin de quantifier les incertitudes des caractéristiques thermiques et des ressources géothermiques. Cette démarche permet également de mettre en évidence la sensibilité des différents paramètres dans nos calculs.

Chaque étape de la méthodologie employée est détaillée dans les sections suivantes.



Figure 4.1: Méthodologie suivie pour l'estimation des paramètres et ressources géothermiques des différentes anomalies du bassin sédimentaire des BTSL.

## 4.1. Source des données

Les anciens puits pétroliers et gaziers forés dans le bassin des BTSL sont inventoriés sur le site Internet du Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec (MERN, 2020). Les données de forages profonds utilisés dans ce travail sont les mesures de température en fond de puits et l'épaisseur des unités géologiques en profondeur déjà compilés et utilisés dans les travaux de Bédard *et al.* (2016). Les principales données des puits attribués à chaque site d'anomalie sont répertoriées dans le Tableau 4.1 et des données supplémentaires sont disponibles en ANNEXE I (ex : épaisseur des unités géologiques). Retenant particulièrement l'attention et ne disposant que d'un unique forage profond, le site de Brossard s'est vu attribuer un puits supplémentaire de profondeur intermédiaire. Le puits en question, appelé A263, se situe à St-Jean-sur-Richelieu à une quinzaine de kilomètres au sud-est de Brossard et atteint une profondeur de 414 m. Les données de ce puits n'avaient pas été utilisées dans l'évaluation des ressources géothermiques effectuées par Bédard *et al.* (2016).

N° du site	Nom du site	N° du puits	Nom du puits	Année	Profondeur du puits TVD* (m)	Profondeur de mesure de BHT TVD* (m)	BHT brutes (°C)
1	Lotbinière	A267	Talisman Energy, Saint-Édouard No 1	2009	2585.00	2077.35	50.00
2	Arthabaska	A195	SOQUIP Pétrofina, Saint- Louis-de- Blandford No 1	1980	1754.00	1709.93	53.00
3	Maskoutains	A179	SOQUIP et al., Saint-Hugues No 1	1976	3036.72	2979.68	54.44
		A157	Canac B.P. Sisque, Brossard No 1	1971	1449.02	1445.68	56.67
4	Brossard	A263	Questerre <i>et al.,</i> Saint-Jean-sur- Richelieu No 1	2008	422.00	413.98	20.00

Tableau 4.1: Données des puits associés à chaque site d'anomalie étudié au sein du bassin des BTSL.

Voir l'ANNEXE I pour les données détaillées des puits. \*True vertical depth.

Les tests de réponse thermique (TRT) sont des essais d'injection de chaleur réalisés dans des puits forés de 100 à 200 m de profondeur pour évaluer les paramètres thermiques du sous-sol avant la conception d'un système géothermique. Ces essais géothermiques permettent de mesurer de façon in situ la

conductivité thermique effective grâce à l'équation de la source-linéique infinie (Carslaw et Jaeger, 1959; Morgensen, 1983; Mattsson *et al.*, 2007) considérant le principe de superposition temporelle suggéré par Raymond *et al.* (2011). Avant l'injection du fluide caloporteur, un profil vertical de température est parfois mesuré dans l'échangeur de chaleur. Malgré leur caractère superficiel, les informations recueillies à partir de ces TRT peuvent être utilisées pour l'évaluation du flux de chaleur en surface (Sanner *et al.*, 2013; Raymond *et al.*, 2016; Márquez *et al.*, 2019) et notamment dans les zones urbaines en l'absence de forage profond. La récolte de données est difficile en ville car les forages profonds d'exploration minière ou pétrolière y sont très rares. Le TRT permet ainsi un accès inédit à la donnée au sein des agglomérations où la demande énergétique est importante. Dans cette étude, les données de TRT utilisées sont les données de température initiale et de conductivité thermique du sous-sol provenant de TRT réalisés dans le bassin des BTSL et qui ont été compilés dans les travaux de Bédard *et al.* (2018b; Figure 1.3). Le traitement des données de TRT sont disponibles en ANNEXE II.

Les données utilisées pour la conductivité thermique des unités géologiques du bassin des BTSL proviennent des données compilées par Raymond *et al.* (2019). Les valeurs de conductivité thermique issues des 79 TRT réalisés au sein du bassin des BTSL sont considérées comme assez représentatives des conditions in situ. Toutefois, les données de conductivité thermique déterminées à partir de diagraphies sont plus nombreuses avec 498 intervalles de données pour 72 puits (Nasr *et al.*, 2018; Raymond *et al.*, 2019). Ainsi, la répartition des valeurs de conductivité thermique issues de diagraphies est considérée plus juste que celle issue des TRT. Pour cette étude, il a donc été choisi d'ajuster la moyenne de conductivité thermique issue des diagraphies à la moyenne de conductivité thermique déterminée par TRT afin d'utiliser des valeurs correctes tout en préservant une distribution la plus fidèle possible. Les histogrammes des valeurs est donnée nANNEXE III. Les valeurs de constante de génération de chaleur interne ont été obtenues à partir de données diagraphiques du rayonnement gamma naturel réalisés dans les anciens forages pétroliers et gaziers du bassin des BTSL. Les histogrammes des valeurs de génération de chaleur interne sont présentés à la section 4.3.3 et l'ensemble des valeurs de génération

Les valeurs de masse volumique et de capacité thermique massique des unités géologiques du bassin des BTSL proviennent respectivement des travaux de Tran Ngoc *et al.* (2014) et Nasr (2016). Les valeurs de masse volumique proviennent d'analyses de carottes de forage tandis que les valeurs de capacité thermique massique ont été déterminées à l'aide d'observations minéralogiques en lames minces. Les données sont présentées en ANNEXE V.

24

## 4.2. Corrections des données

#### 4.2.1. Correction des températures de fond de puits

La circulation de boue lors des opérations de forage perturbe l'équilibre thermique de la roche encaissante en la refroidissant temporairement (Jessop, 1990). La mesure de température, réalisée lors d'enregistrements diagraphiques, se fait généralement peu de temps après la fin du forage, ne laissant pas le temps à la roche encaissante de revenir à sa température d'équilibre. La mesure réalisée en fond de puits est alors sous-estimée (Harrison *et al.*, 1983; Jessop, 1990). Afin de retrouver la température du soussol non perturbée, plusieurs méthodes empiriques de correction des températures peuvent être utilisées : la correction de Horner, la correction de Harrison et la correction de Waples et Ramly par exemple.

La correction de Horner (Horner, 1951) est une méthode difficile à appliquer car elle nécessite beaucoup d'informations et qu'elle sous-évalue les températures à l'équilibre (Hermanrud *et al.*, 1990; Beardsmore et Cull, 2001). Cette correction n'a donc pas été utilisée dans ce travail.

La correction de Harrison est une méthode empirique développée dans l'État de l'Oklahoma aux États-Unis et qui est utilisée pour des profondeurs entre 600 et 3932 mètres. Elle met en relation la profondeur de la mesure et la température selon l'équation suivante (Harrison *et al.*, 1983) :

$$T_C = T_{BHT} + \Delta T \tag{1}$$

où  $T_{\rm C}$  : température corrigée (°C)

 $T_{BHT}$ : température mesurée en fond de puits (°C)

Δ*T* : correction de température (°C)

$$\Delta T = -16.51 + (1.827 \times 10^{-2}z) - (2.345 \times 10^{-6}z^2)$$
<sup>(2)</sup>

οù ΔT : correction de température à ajouter à la température mesurée (°C)
 z : profondeur (m)

La correction de Waples et Ramly (2001) est une méthode empirique considérant un paramètre supplémentaire. En effet, elle prend en compte le temps écoulé entre la fin des opérations de forage et le moment de la mesure de température. Cette approche a été testée et appliquée pour différents types de bassins sédimentaires à travers le monde en termes d'âge, de contexte tectonique et de profondeur.

$$T_{\rm C} = T_0 + f(T_{\rm BHT} - T_0) \tag{3}$$

où  $T_{\rm C}$ : température corrigée (°C)

T<sub>0</sub> : température de surface non perturbée (°C)

*f* : facteur de correction

$$f = \frac{-0.1462 \times \ln(t_{\rm f}) + 1.699}{0.572 \times z^{0.075}} \tag{4}$$

où *f* : facteur de correction

## $t_{\rm f}$ : temps depuis la fin du forage (h)

L'incertitude liée à la méthode de Waples et Ramly peut être considérée comme deux fois plus élevée que pour celle de Harrison car elle prend en compte un paramètre supplémentaire. En effet, l'implication de plusieurs paramètres pourrait augmenter l'incertitude sur les résultats car les erreurs de lecture et/ou de retranscription dans les mesures peuvent être facilement commises. De plus, lorsque le temps écoulé depuis la fin du forage est court, l'incertitude liée à l'application de la méthode de Waples et Ramly est élevée (Waples et Ramly, 2001). Par ailleurs, en ne prenant en compte qu'un unique paramètre, la correction de Harrison peut également être considérée trop simpliste. Ainsi, chaque méthode de correction présente des avantages et des inconvénients dont il faut être conscient au moment de leur utilisation. Dans le cas du puits A157 associé à Brossard, les températures corrigées à l'aide de la méthode de Waples et Ramly présentent des valeurs plus élevées que celles corrigées par la méthode de Harrison (Tableau 4.2). La température corrigée selon Waples et Ramly semble surestimée par rapport à celle corrigée selon Harrison avec des valeurs respectives de 61,67 °C et 78,50 °C. L'aspect surévalué de ces valeurs vient corroborer les doutes émis sur l'utilisation de la correction de Waples et Ramly. Ce sont donc les données de température corrigée à l'aide de la méthode de Harrison qui ont été utilisées pour le reste de l'étude. Toutefois, cette correction n'est pas applicable dans le cas du puits A263 du fait de sa faible profondeur. Une exception a donc été faite pour ce puits en privilégiant la correction de Waples et Ramly.

Site	Puits	Profondeur de mesure (m)	ВНТ (°С)	Temps depuis la fin du forage (h)	<i>T</i> ° corrigée selon Harrison (°C)	<i>T</i> ° corrigée selon Waples et Ramly (°C)
Lotbinière	A267	2077.35	50.00	69.00	61.32	52.64
Arthabaska	A195	1709.93	53.00	7.00	60.87	71.00
Maskoutains	A179	2979.68	54.44	13.00	71.55	66.32
Dueseeud	A157	1445.68	56.67	5.00	61.67	78.50
Brossard	A263*	413.98	20.00	21.50	Х	23.35

Tableau 4.2: Résultats des deux différentes méthodes de correction des effets de forage sur les mesures de BHT des différents puits étudiés.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu associé à l'anomalie de Brossard.

## 4.2.2. Correction de la profondeur de mesure (TRT)

Afin de mesurer le profil de température du sous-sol avant la réalisation du TRT, une sonde de température est introduite dans le tuyau de l'échangeur de chaleur à boucle fermée généralement constitué d'un tube en U. Le profil de température mesuré dans l'eau de l'échangeur est considéré non perturbé par l'action du forage car il est enregistré après l'installation de l'échangeur et la dissipation des effets exothermiques de la cimentation. Au fur et à mesure que la sonde de température descend dans le tuyau, le niveau d'eau augmente. Cette montée du niveau de l'eau peut affecter l'évaluation de la température en fonction de la profondeur et ainsi affecter le calcul du gradient géothermique. La profondeur réelle peut être évaluée en soustrayant à la profondeur mesurée, la montée de la colonne d'eau causée par le volume de la sonde et de son câble (Raymond *et al.*, 2016). Cette correction a été appliquée à chaque profondeur mesurée dans les profils de température (obtenus lors de TRT) selon l'équation suivante (ex : Raymond *et al.*, 2016; Pambou *et al.*, 2019) :

$$z = z_{\rm m} - \left(\frac{V_{\rm sonde} + V_{\rm côble}(z_{\rm m})}{2 * \pi * r_{\rm tuyau}^2}\right)$$
(5)

où z : profondeur corrigée (m)

*z*<sub>m</sub> : profondeur mesurée (m)

 $V_{\text{sonde}}$ : volume de la sonde (8,06\*10<sup>-5</sup> m<sup>3</sup>)

 $V_{cable}(z_m)$ : volume du câble à la profondeur  $z_m$  (m<sup>3</sup>, varie à chaque profondeur selon la longueur de câble descendue dans le tuyau)

 $r_{tuyau}$ : rayon interne du tuyau (1,71\*10<sup>-2</sup> m, tuyau 1<sup>1/4</sup> SDR 11)

#### 4.2.3. Correction paléoclimatique

Les profils de température mesurés dans les échangeurs de chaleur lors de TRT sont de très faible profondeur en comparaison des anomalies de température mesurées dans des forages à plus d'un kilomètre de profondeur. Le gradient géothermique déduit de ces valeurs de température superficielle doit donc être extrapolé en profondeur afin d'obtenir les valeurs de températures profondes. Cependant, dans cette partie supérieure du sous-sol (150 m), le gradient géothermique n'est pas à l'équilibre. En effet, les changements climatiques en surface tels que les glaciations ou le réchauffement climatique actuel ont induit une baisse (ou une hausse) de température se propageant aujourd'hui encore dans le sous-sol. Afin d'éviter une sous-estimation (ou surestimation) des températures en profondeur après extrapolation du gradient, il est nécessaire de corriger celui-ci afin d'obtenir un gradient géothermique à l'équilibre. Pour cela, les températures mesurées dans le sous-sol doivent être corrigées des effets des différents

évènements climatiques passés et actuels afin de pouvoir correctement extrapoler la température à des profondeurs kilométriques, aux niveaux des anomalies positives (ex : Birch, 1948; Jessop, 1990; Jaupart et Mareschal, 2011; etc.). Les effets de ces différentes variations climatiques s'additionnent afin d'obtenir l'effet cumulatif global de la correction à apporter aux données (Jessop, 1971; Beck, 1977; Westaway et Younger, 2013). Il faut calculer la température à l'équilibre en apportant une correction aux températures mesurées. Cette correction dite « paléoclimatique » se calcule via l'équation suivante (ex : Beck, 1977; Jessop, 1990; Jaupart et Mareschal, 2011; Bédard *et al.*, 2016) :

$$\Delta T = \sum_{i} (T_{v}) \times \left( erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\alpha t_{i_{1}}}}\right) - erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\alpha t_{i_{2}}}}\right) \right)$$
(6)

où ΔT : correction de température à additionner à la température mesurée (°C)

*T*<sub>v</sub> : variation moyenne de température entre l'évènement climatique et aujourd'hui (°C)

erf : fonction d'erreur

z: profondeur (m)

- $\alpha$  : diffusivité thermique (m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)
- $t_{i_1}$  : fin de l'évènement climatique (s)
- $t_{i_2}$ : début de l'évènement climatique (s)

Lorsque la correction paléoclimatique est appliquée à des données de température de forages profonds, la valeur considérée pour la diffusivité thermique des roches  $\alpha$  a été arrondie à 1,2×10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>. Quant à l'utilisation de cette correction sur des données de température provenant de TRT, une valeur de diffusivité thermique propre à chacun des sites de TRT a été déterminée. Celle-ci a été calculée à partir des données récoltées lors des TRT via l'utilisation de l'équation suivante :

$$\alpha = \frac{\lambda_{\rm e}}{C_{\rm v}} \tag{7}$$

où  $\alpha$  : diffusivité thermique (m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)

 $\lambda_{e}$  : conductivité thermique effective du milieu géologique (W m^{-1} K^{-1}) calculée grâce au TRT

 $C_v$ : capacité thermique volumique moyenne (J m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup>) considérée selon la nature du roc intercepté lors du forage où a été réalisé le TRT

Les évènements paléoclimatiques passés ayant eu un impact significatif dans la région sud du Québec et qui ont été considérés dans cette étude sont les quatre dernières grandes glaciations, les optimums climatiques holocène, romain et médiéval, ainsi que le Petit Âge Glaciaire. Chaque évènement est listé au sein du Tableau 4.3 selon leur chronologie et la variation de température estimée entre la température moyenne actuelle à la surface du sol et la température moyenne lors de la période en question (Birch, 1948; Jessop, 1971; Allis, 1978; Beltrami, 2003; Kaufman *et al.*, 2004; Mann *et al.*, 2009; Renssen *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2012).

Evénement climatique	Pas de température <i>T</i> v (°C)	Période t <sub>i1</sub> et t <sub>i2</sub> (années A.P.)
Glaciation Nébraskienne	- 5	300 000 - 265 000
Glaciation Kansienne	- 5	200 000 - 175 000
Glaciation Illinoienne	- 5	125 000 - 100 000
Glaciation Wisconsinienne	- 5	65 000 - 12 000
Optimum Climatique Holocène	+ 2	7 000 – 5 800
Optimums climatiques Romain et	+ 1	3 200 - 1 000
Petit Âge Glaciaire	- 1	500 – 270

Tableau 4.3: Données des évènements climatiques passés considérés pour la région sud du Québec.

Les variations climatiques ont un impact plus ou moins important selon la profondeur et les paramètres de temps et température exprimés dans ce tableau. Les Figure 4.2 et Figure 4.3 représentent l'importance de cet impact en fonction de la profondeur. Chaque évènement climatique passé est représenté par une courbe traduisant la correction paléoclimatique (en °C) à appliquer aux températures selon leur profondeur de mesure. Cela permet de mettre en évidence les évènements climatiques à prendre en compte ou non selon la profondeur des mesures de températures. La Figure 4.2 se veut à l'échelle des forages pour des profondeurs de mesure de l'ordre du kilomètre, tandis que la Figure 4.3 est à une échelle adaptée aux TRT, dont la profondeur n'excède pas les 200 m. Etant donné l'impact quasi-nul des évènements les plus récents à grande profondeur, les corrections paléoclimatiques à appliquer aux données de forage sont définies comme étant celles des quatre grandes glaciations uniquement (Nébraskien, Kansien, Illinoien, Wisconsinien). Dans le cas des données de TRT, les températures ont été corrigées des effets des optimums climatiques (Holocène, Romain, Médiéval), du Petit-Âge Glaciaire, ainsi que de la glaciation wisconsinienne. Les trois autres glaciations, trop anciennes, ont un impact quasi-nul sur les cent premiers mètres de profondeur du sous-sol (Figure 4.3).





Basé sur les évènements climatiques décrits dans le Tableau 4.3. La valeur de la diffusivité thermique utilisée est de  $1,2 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>.



Figure 4.3: Correction paléoclimatique à appliquer aux données de températures en fonction de la profondeur. À échelle d'un TRT.

Zoom sur la partie superficielle du sous-sol (300 m). Basé sur les évènements climatiques décrits dans le Tableau 4.3. La valeur de la diffusivité thermique utilisée est de 1,2×10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>.

Comme mentionné précédemment, les premières centaines de mètre du sous-sol sont également perturbées par des variations de température plus récentes : le réchauffement climatique actuel. Phénomène connu à échelle mondiale, le réchauffement climatique a un impact local différent selon les régions. Chaque donnée de TRT a donc été corrigée de ces effets selon les données locales de température. A partir des données historiques de stations météorologiques disponibles sur le site climat.meteo.gc.ca, une compilation des variations de températures moyennes annuelles en surface a été réalisée pour chaque site de TRT. La moyenne des températures mesurées entre 1920 et 1940 a servi de température de référence, cette période étant considérée comme l'avant réchauffement climatique. Le réchauffement climatique récent (1940 à 2019) a été subdivisé en différents « paliers » de plusieurs dizaines d'années selon leur augmentation moyenne de température par rapport à la température de référence. La Figure 4.4 illustre ce découpage en paliers dans le cas du secteur de Brossard (TRT n°11). Les températures mesurées par TRT ont alors été corrigées des effets du réchauffement climatique récent à partir de ces paliers et de leurs caractéristiques (période et pas de température).



Figure 4.4: Paliers de réchauffement climatique définis pour le secteur de Brossard. Données climatiques historiques issues du site du gouvernement canadien (Ressources naturelles Canada, 2020).

## 4.3. Evaluation des caractéristiques thermiques

## 4.3.1. Gradient géothermique

Le gradient géothermique est la variable permettant l'évaluation du flux de chaleur et des températures en profondeur. Mesuré en degré Celsius par mètre (°C m<sup>-1</sup>) ou degré Celsius par kilomètre (°C km<sup>-1</sup>), le gradient géothermique est la variation de température en fonction de la profondeur dans le sous-sol. Malgré le fait que cette variation ne soit pas un phénomène linéaire, elle peut tout de même être approximée par la pente moyenne du profil de température corrigé du sous-sol (dans le cas des TRT) ou par l'équation suivante (dans le cas des forages profonds) :

$$\left[\frac{\Delta T}{\Delta z}\right] = \frac{T_{\rm BHTc} - T_0}{z} \tag{8}$$

où

 $\left|\frac{\Delta T}{\Delta r}\right|$  : gradient géothermique (°C m<sup>-1</sup>)

T<sub>BHTc</sub> : température en fond de puits corrigée (°C)

- T<sub>0</sub>: température en surface (°C)
- z: profondeur (m)

La température en fond de puits  $T_{BHTc}$  utilisée est la température non perturbée, c'est-à-dire la température obtenue après application des corrections de Harrison et paléoclimatique. La valeur de température  $T_0$  considérée dans cette étude est soit la température moyenne annuelle en surface  $T_s$ , soit la température du sous-sol non perturbée  $T_g$  selon le scénario simulé (voir section 4.5). Cette dernière est définie comme étant la température de la partie du sous-sol qui n'est pas touchée par les effets des variations saisonnières en surface, située à environ 10 m de profondeur. À partir de données météorologiques et de données de TRT provenant de différents endroits du monde, Ouzzane *et al.* (2015) ont développé une approche empirique afin d'évaluer la température du sous-sol non perturbée (ou undisturbed ground temperature)  $T_g$ . Celle-ci se calcule donc selon la température atmosphérique moyenne en appliquant l'équation suivante (ex : Comeau *et al.*, 2017; Gascuel *et al.*, 2020) :

$$T_{\rm g} = 17,898 + 0,951 \times T_{\rm s} \tag{9}$$

où  $T_g$ : température du sous-sol non perturbée (K)

*T*<sub>s</sub> : température atmosphérique moyenne (K)

Pour chaque site d'anomalie, la température atmosphérique moyenne est considérée comme étant la moyenne des températures annuelles de ces 15 dernières années. Le Tableau 4.4 récapitule les données utilisées en tant que température moyenne en surface et température de sous-sol non perturbée pour chaque site.

N° du site de l'anomalie	Nom du site	Station météorologique consultée	Température atmosphérique moyenne <i>T</i> s (°C)	Température du sous-sol non perturbée Tg (°C)
1	Lotbinière	St-Flavien	4.95	9.22
2	Arthabaska	Fortierville	5.36	9.61
3	Maskoutains	St-Nazaire	6.30	10.50
4	Brossard	Laprairie	7.28	11.43

Tableau 4.4: Données de température en surface et subsurface pour chaque site d'anomalie étudié dans le bassin des BTSL.

Les données climatiques historiques issues des stations météorologiques sont issues du site climat.meteo.gc.ca.

## 4.3.2. Conductivité thermique

La conductivité thermique  $\lambda$  est la grandeur physique caractérisant la capacité d'un matériau à transmettre la chaleur, elle s'exprime en Watt par mètre par Kelvin (W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>). Plus la conductivité thermique d'un matériau est élevée, plus il conduit la chaleur et inversement.

L'étendue des valeurs de conductivité thermique de chaque unité géologique du bassin des BTSL est présentée dans la Figure 4.5 (voir section 4.1 pour la source des données de la conductivité thermique). L'ensemble des données de conductivité thermique est présenté dans l'ANNEXE III. Le Tableau 4.5 présente les valeurs statistiques de chaque distribution ainsi que la loi de probabilité considérée pour chaque unité géologique du bassin. Attribuer une distribution de probabilité propre à chaque unité géologique permet de tenir compte de l'hétérogénéité de ces unités en termes de valeurs de conductivité thermique et d'évaluer la sensibilité de ce paramètre lors du calcul de la conductivité thermique effective par exemple. Ces distributions de probabilités ont été définies à partir des données disponibles présentées à la Figure 4.5, grâce à la fonction d'ajustement de distributions intégrée au logiciel @RISK. Cette fonction a pour rôle d'identifier la distribution la mieux adaptée aux données sélectionnées (Figure 4.6).



Figure 4.5: Distribution de la conductivité thermique des unités géologiques du bassin des BTSL.

Les milieux géologiques les plus conducteurs sont les roches des unités du Beauharnois, de Theresa, de Cairnside et de Covey Hill. Les roches des unités sédimentaires sus-jacentes (Appalaches, couverture, Utica et Tr-BR-Ch) ont quant à elles un rôle inverse d'isolant thermique considérant leurs plus faibles valeurs de conductivité thermique (Tableau 4.5).

	Conductivité thermique $\lambda$ (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )					
Unité géologique _	Moyenne	Ecart-type	Nombre de données	Distribution considérée		
Appalaches	2.67	0.90	13	Loi des valeurs extrêmes		
Couverture	2.35	0.54	250	Loi log-logistique		
Utica	2.42	0.38	77	Loi logistique		
Tr-BR-Ch	2.64	0.51	80	Loi de Weibull		
Beauharnois	4.24	0.47	24	Loi de Laplace		
Theresa	3.62	0.54	16	Loi de Laplace		
Cairnside	5.02	0.50	23	Loi des plus petites valeurs extrêmes		
Covey Hill	3.41	0.70	27	Loi des plus petites valeurs extrêmes		

Tableau 4.5: Valeurs de conductivité thermique et distribution de probabilité utilisées pour la suite de l'étude selon les unités géologiques du bassin des BTSL.



Figure 4.6: Principe de la fonction d'ajustement de distribution de @RISK.

Cas de la distribution des valeurs de conductivité thermique de l'unité du Cairnside.

Une valeur de conductivité thermique effective  $\lambda_e$  est utilisée pour les calculs subséquents. Elle est calculée pour chaque site étudié selon l'équation suivante basée sur la moyenne harmonique (Beardsmore et Cull, 2001; Jaupart et Mareschal, 2011) :

$$\frac{1}{\lambda_{\rm e}} = \sum \frac{\Phi}{\lambda} \tag{10}$$

où  $\lambda_{e}$  : conductivité thermique effective (W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)

 $\phi$  : proportion d'épaisseur de l'unité géologique par rapport à l'épaisseur de sédiments jusqu'à la surface

 $\lambda$  : conductivité thermique de l'unité géologique (W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)

Les calculs de conductivité thermique effective associés à des mesures de température de fond de puits ont été réalisés par approche statistique à l'aide de @RISK (voir section 4.5) et des distributions des unités présentées dans le Tableau 4.5. La conductivité thermique effective associée à des mesures de TRT est quant à elle directement déterminée lors de l'essai géothermique (voir section 4.1).

## 4.3.3. Génération de chaleur interne

La génération de chaleur interne *A* est la chaleur provenant de la désintégration des éléments radioactifs contenus dans les roches, elle s'exprime en micro-Watt par mètre cube (µW m<sup>-3</sup>). Les principaux éléments radioactifs concernés sont l'uranium <sup>235</sup>U et <sup>238</sup>U, le thorium <sup>232</sup>Th et le potassium <sup>40</sup>K (Hamza, 1973). Malgré la faible concentration en éléments radioactifs des roches sédimentaires par rapport aux roches ignées, la génération de chaleur interne des unités géologiques du bassin des BTSL peut avoir un impact significatif sur l'estimation du flux de chaleur en surface lorsque l'on considère une épaisseur de roche d'ordre kilométrique. Ainsi, la génération de chaleur interne liée à la désintégration des éléments radioactifs est considérée dans nos calculs de flux de chaleur en surface lorsque celui-ci est déterminé à partir de mesures de températures en fond de puits.

L'étendue des valeurs de la constante de génération de chaleur interne pour chacune des unités géologiques des BTSL est présentée à la Figure 4.7 (voir section 4.1 pour la source des données de génération de chaleur). L'ensemble des données de la constante de génération de chaleur interne est présenté en ANNEXE IV. Le Tableau 4.6 présente les valeurs statistiques de chaque distribution ainsi que la loi de probabilité considérée pour chaque unité géologique du bassin.



Figure 4.7: Distributions de la constante de génération de chaleur des unités géologiques du bassin des BTSL.

	de chaleur Α (μ	W m⁻³)		
Unité géologique	Moyenne	Ecart-type	Nombre de données	Distribution considérée
Couverture/Appalaches	1.61	0.24	196	Loi logistique
Utica	0.93	0.36	40	Loi de Weibull
Tr-BR-Ch	0.39	0.20	36	Loi log-normale
Beauharnois	0.70	0.14	19	Loi normale
Theresa	0.91	0.17	9	Loi des plus petites valeurs extrêmes
Cairnside	0.22	0.13	11	Loi exponentielle
Covey Hill	0.75	0.18	11	Loi inverse-gaussienne

Tableau 4.6: Valeurs de la constante de génération de chaleur et distribution de probabilité utilisées pour la suite de l'étude selon les unités géologiques du bassin des BTSL.

La constante de génération de chaleur interne effective A<sub>e</sub> est utilisée pour les calculs de flux de chaleur en surface. Basée sur la formule d'une moyenne pondérée, l'équation suivante permet le calcul de la génération de chaleur interne effective :

$$A_{\rm e} = \frac{\sum (A \cdot e_{\rm A})}{\sum e_{\rm A}} \tag{11}$$

où  $A_e$ : constante de génération de chaleur interne effective ( $\mu$ W m<sup>-3</sup>)

- A : constante de génération de chaleur interne de l'unité géologique (µW m<sup>-3</sup>)
- $e_A$ : épaisseur de roche de l'unité géologique (m)

Les calculs de la constante de génération de chaleur effective associés à des mesures de température de fond de puits ont été réalisés par approche statistique à l'aide de @RISK (voir section 4.5) et des distributions des unités présentées dans le Tableau 4.6. Les calculs de flux de chaleur réalisés à partir des données de TRT ne nécessitent pas la prise en compte de la constante de génération de chaleur interne à cause de la faible épaisseur de roche considérée (~150 m).

## 4.3.4. Flux de chaleur

Le flux de chaleur terrestre *Q*, mesuré en watt par mètre carré (W m<sup>-2</sup>), est la quantité de chaleur transmise à travers une unité de surface pendant une unité de temps. Lorsque peut être émise l'hypothèse selon laquelle le transfert de chaleur prend place uniquement par conduction dans le sous-sol, le flux de chaleur en fond de puits est déterminé en utilisant la loi de Fourier via l'équation suivante :

$$Q_{\rm z} = \lambda_{\rm e} \left[ \frac{\Delta T}{\Delta z} \right] * 1000 \tag{12}$$

où  $Q_z$ : flux de chaleur dans le puits (mW m<sup>-2</sup>)

La conductivité thermique effective est calculée entre la profondeur de mesure de température en fond de puits et la surface. Le gradient géothermique utilisé est le gradient non perturbé. Dans le cas de calculs réalisés à partir de données de température de fond de puits, le gradient géothermique non perturbé est le gradient obtenu après application des corrections de Harrison et paléoclimatique. Tandis que pour calculer le flux de chaleur à partir de données de TRT, le gradient géothermique non perturbé est le gradient obtenu après application des corrections de la profondeur et paléoclimatique. La multiplication par un facteur 1000 s'explique car le flux de chaleur s'exprime généralement en milli-Watt par mètre carré (mW m<sup>-2</sup>).

Le flux de chaleur en surface  $Q_0$  est calculé afin de prendre en compte la génération de chaleur par désintégration des éléments radioactifs. Il est calculé en utilisant la relation suivante (ex : Roy *et al.*, 1968; Jessop, 1990; Jaupart et Mareschal, 2011; Bédard *et al.*, 2016) :

$$Q_0 = Q_z + \left(\frac{A_e * z}{2 * 1000}\right)$$
(13)

où  $Q_0$ : flux de chaleur en surface (mW m<sup>-2</sup>)

*z* : épaisseur des roches sédimentaires entre la surface et la mesure de fond de puits La constante de génération de chaleur interne effective est calculée entre la profondeur de mesure de température en fond de puits et la surface. La multiplication par un facteur 1000 est liée à l'unité de mesure de la constante de génération de chaleur interne effective qui s'exprime en micro-Watt par mètre cube (μW m<sup>-3</sup>). Lors de calculs réalisés à partir de données superficielles issues des TRT, l'équation 12 est toujours utilisée pour le calcul du flux de chaleur en surface car la constante de génération de chaleur est négligée. Les calculs de flux de chaleur en surface associés à des mesures de température de fond de puits ont été réalisés par simulation de Monte-Carlo à l'aide de @RISK et des distributions de valeurs attribuées aux paramètres de température, de conductivité thermique effective et de la constante de génération de chaleur interne (voir section 4.5). Les résultats obtenus seront donc présentés sous forme de valeurs statistiques et de distributions de probabilités.

## 4.4. Estimation des ressources géothermiques

À partir du flux de chaleur en surface, il est possible d'estimer la température et les ressources géothermiques en profondeur. Porté sur le développement des ressources géothermiques de profondeur intermédiaire, ce travail s'est focalisé sur les ressources situées entre un et trois kilomètres de profondeur pour les calculs subséquents. Ces calculs ont été réalisés uniquement à partir des données de températures mesurées en fond de puits car les données de température superficielles mesurées par TRT sont jugées peu fiables pour de telles estimations en profondeur. La totalité des températures et ressources géothermiques profondes a été estimé par simulations de Monte-Carlo à l'aide de @RISK en faisant varier différents paramètres d'entrée utiles à leurs calculs (voir section 4.5).

## 4.4.1. Température en profondeur

Dans le but de déterminer les différentes gammes de température pouvant être atteintes en profondeur, le flux de chaleur en surface et la conductivité thermique effective sont mis en relation selon (ex : Jessop, 1990; Furlong et Chapman, 2013; Bédard *et al.*, 2016) :

$$T_{\rm z} = T_0 + \left(\frac{Q_0 \cdot z}{\lambda_{\rm e}}\right) - \left(\frac{A_{\rm e} \cdot z^2}{2\lambda_{\rm e}}\right) \tag{14}$$

où  $T_z$ : température à la profondeur z (°C)

*T*<sub>0</sub> : température en surface (°C)

La profondeur, la conductivité thermique et la constante de génération de chaleur effectives sont des paramètres à valeur fixe lors des simulations de Monte-Carlo tandis que la température et le flux de chaleur en surface sont des paramètres à valeur variable qui dépendent des distributions de probabilités précédemment déterminées.

Cette équation est ainsi utilisée dans le but de calculer la température de la roche située entre un et trois kilomètres de profondeur à raison d'une valeur tous les 100 m.

## 4.4.2. Energie géothermique

Les ressources géothermiques sont estimées par le calcul du volume de chaleur en place, c'est-à-dire la quantité d'énergie thermique emmagasinée dans un volume de roche. La quantité totale d'énergie thermique en place  $E_{tot}$  est une fonction de la température et du volume de roche considéré. Elle est calculée de la manière suivante (Muffler et Cataldi, 1978; MIT, 2006; Williams *et al.*, 2008):

$$E_{\text{tot}} = \rho_{\rm r} c_{\rm r} \cdot V_{\rm r} (T_{\rm i} - T_0) \tag{15}$$

où *E*<sub>tot</sub> : énergie thermique totale emmagasinée (J)

 $\rho_r$ : masse volumique de la roche (kg m<sup>-3</sup>)

- $c_r$ : capacité thermique massique de la roche (J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)
- $V_r$  : volume de roche considéré (m<sup>3</sup>)
- *T*<sub>i</sub> : température initiale de la roche (°C)
- *T*<sub>0</sub> : température en surface (°C)

Les valeurs de masse volumique et de capacité thermique massique utilisées sont présentées en ANNEXE V (voir section 4.1 pour la source des données). La température initiale de la roche  $T_i$  équivaut à la température  $T_z$  à la profondeur du volume de roche considéré. Une surface unitaire facilement multipliable de 100 m de côté avec une épaisseur de roche de 100 m résultant en un volume de roche cubique d'un million de mètre cube a été choisi pour les calculs de ressources (Figure 4.8). La température initiale de la roche et la température en surface sont des paramètres à valeur variable dépendants d'une distribution spécifique (obtenue précédemment) lors des simulations de Monte-Carlo.



Figure 4.8: Schéma illustrant le volume de roche considéré dans les calculs de ressources géothermiques.

La quantité d'énergie thermique emmagasinée dans la roche n'est pas entièrement récupérable à cause de plusieurs contraintes techniques qui interviennent lors de leur exploitation. La méthode du MIT (2006) permet de calculer l'énergie récupérable  $E_{rec}$  selon :

$$E_{\rm rec} = E_{\rm tot} \frac{(T_{\rm i} - T_{\rm f})}{(T_{\rm i} - T_{\rm 0})} F$$
 (16)

où *E*<sub>rec</sub> : énergie thermique récupérable (J)

*T*<sub>i</sub>-*T*<sub>f</sub>: abaissement de température de la roche lors de son exploitation (°C)

F : facteur de récupération (%)

Afin d'obtenir une meilleure lecture des résultats, l'énergie thermique récupérable peut s'exprimer en mégajoule (MJ) avec 1 MJ = 10<sup>6</sup> J, ou en Mégawatt-heure (MWh) avec 1 MWh = 3600 MJ. La valeur utilisée pour la baisse de température globale de la roche au cours de la durée de vie du projet est 10 °C afin de conserver des conditions d'exploitation renouvelables et durables (Bédard *et al.*, 2016). Le facteur de récupération correspond à la fraction d'énergie pouvant être extraite de tout le volume de roche considéré. Lors des simulations de Monte-Carlo, les températures en surface et initiale de la roche, ainsi que l'énergie totale emmagasinée sont des paramètres à valeur variable dépendants d'une distribution spécifique (obtenue précédemment). Dans un premier temps, le facteur de récupération est défini selon

une plage de valeurs théorique communément utilisée et qui se caractérise par une distribution uniforme de valeurs allant de 2 à 20 % (Beardsmore *et al.*, 2010; Miranda *et al.*, 2021). Initialement fixée à 40 %, cette valeur a été abaissée afin de prendre en compte les incertitudes et les limites associées à la technologie EGS (Tester *et al.*, 2007). Dans un second temps, le facteur de récupération est défini selon une valeur moyenne unique fixée à 10 % afin de mieux appréhender les calculs subséquents.

### 4.4.3. Puissance thermique

La quantité d'énergie thermique récupérable peut être convertie en une énergie concrète et utilisable : la chaleur. L'extraction de cette chaleur sur une période de temps est la puissance thermique. Communément exprimée en Mégawatt thermique (MWth), la puissance thermique récupérable est calculée selon l'équation suivante (MIT, 2006) :

$$P_{\rm th} = \frac{E_{\rm rec}}{t_{\rm v}} \tag{17}$$

où *P*<sub>th</sub> : puissance thermique (MWth)

t<sub>v</sub> : durée de vie (sec)

La durée de vie du volume de roche en tant que « réservoir » est considérée comme variant de 20 à 50 ans lors des simulations de Monte-Carlo (voir section 4.5). La distribution de valeurs de l'énergie thermique récupérable déterminée à l'étape précédente est utilisée lors de ces calculs.

## 4.5. Approche statistique et analyse de sensibilité

Dans le but d'étudier les ressources géothermiques des 4 sites d'anomalie du bassin des BTSL et d'en déduire les incertitudes, une analyse de risques a été réalisée à chaque étape de calcul menant à l'estimation des ressources géothermiques. Cette approche statistique permet d'obtenir des distributions de probabilité des résultats possibles et donc une analyse quantitative des incertitudes. De plus, une analyse globale de sensibilité a été menée afin d'identifier les variables qui ont plus d'influence sur les résultats de calcul.

Les analyses d'incertitude et de sensibilité ont été réalisées par le biais de simulations se basant sur la méthode de Monte-Carlo (Metropolis et Ulam, 1949). La méthode de Monte-Carlo consiste à simuler les différents scénarios possibles en échantillonnant au hasard les variables d'entrée dans l'intervalle défini des fonctions de distribution de probabilité. Ces simulations ont été exécutées avec le logiciel @RISK de la série *Decision Tools Suite* développée par Palisade en utilisant l'échantillonnage par hypercube latin, considéré plus fiable que l'échantillonnage par Monte Carlo (Vose, 2000). Réputé pour sa qualité, l'algorithme Mersenne Twister a été utilisé comme générateur de nombre pseudo-aléatoires (Matsumoto

42

et Nishimura, 1998). La valeur initiale, appelée graine, a été fixée à 1 et un grand nombre d'itération a été utilisé (1000 itérations) pour chaque simulation.

Le Tableau 4.7 présente les variables d'entrée qui ont été utilisés lors des simulations de Monte-Carlo ainsi que leur incertitude. La distribution de la conductivité thermique et de la constante de génération de chaleur interne effectives est définie au cas par cas, c'est-à-dire qu'elle est spécifique à chaque mesure de fond de puits elle-même associée à un site d'anomalie spécifique. En effet, les valeurs de conductivité thermique et de génération de chaleur interne effectives ne seront pas les mêmes selon les sites étudiés car l'épaisseur des unités géologiques est variable au sein du bassin des BTSL. Les paramètres de température  $T_{BHT}$  et  $T_0$  sont définis selon une distribution uniforme. Cela implique que toutes les solutions comprises entre les valeurs minimums et maximums de ces paramètres, ont la même probabilité d'exister. Le facteur de récupération a été considéré, dans un premier temps, comme variant entre 2 et 20 % afin de réaliser l'analyse de sensibilité des paramètres et identifier l'effet de celui-ci sur le calcul d'énergie thermique récupérable. Dans un second temps, une valeur moyenne fixe de 10 % lui a été attribuée dans le but de calculer les ressources géothermiques indépendamment de la variabilité du facteur de récupération qui demeure arbitraire pour le moment. La durée de vie du projet  $t_v$  a été définie selon une distribution triangulaire. Selon les conditions techniques et économiques, cette étude admet que la durée de vie d'un projet varie globalement entre 20 et 50 ans, considérant 30 ans comme étant la durée la plus probable (Williams et al., 2008; Beardsmore et al., 2010; Miranda et al., 2020).

Les résultats sont récupérés sous forme de données statistiques (moyenne, mode, écart-type) et d'histogrammes affichant la distribution des résultats, c'est-à-dire qu'il représente les différents résultats possibles et leur chance de se produire. Pour l'analyse de sensibilité, les résultats sont représentés sous forme de graphiques « Tornado » qui permettent une meilleure identification des facteurs critiques et de leurs effets sur les résultats. Ce type de graphique est déterminé en faisant varier chaque paramètre selon son intervalle de valeur prédéfini (valeurs ou paramètres attribués dans le Tableau 4.7), tout en fixant le reste des paramètres à leur valeur moyenne. Les barres horizontales illustrent l'impact de chaque variable sur le résultat moyen qui est représenté par la ligne verticale du diagramme, notée « Base ». La longueur des barres est proportionnelle à l'importance de la sensibilité du paramètre, les paramètres les plus influents étant situés en haut du graphique en Tornade et inversement.

Paramètre	Symbole	Type de variable	Distribution considérée	Valeurs ou paramètres attribués
Conductivité thermique effective	$\lambda_{ m e}$	Continue	Définies au cas par cas propres à chaque	s selon les distributions e unité géologique
Constante de génération de chaleur interne effective	Ae	Continue	Définies au cas par cas selon les distributions propres à chaque unité géologique	
Température en fond de puits	Твнт	Continue	Uniforme (min, max)	$\min = T_{BHT}; \max = T_{BHTc}$
Température en surface	To	Continue	Uniforme (min, max)	min = $T_s$ ; max = $T_g$
Facteur de	F	Continue	Uniforme (min, max)*	min = 2 % ; max = 20 %*
récupération	,	continue	Valeur fixe	10 %
Durée de vie	t <sub>v</sub>	Continue	Triangulaire (min, med, max)	min = 20 ans ; med = 30 ans ; max = 50 ans

Tableau 4.7: Distribution des paramètres d'entrée considérés lors des simulations de Monte-Carlo.

min, med et max : valeurs minimums, médianes et maximums, respectivement.  $T_{BHT}$  : température brute mesurée en fond de puits.  $T_{BHTc}$  : température en fond de puits corrigée des effets de circulation de boue et du paléoclimat.  $T_s$  : température moyenne en surface.  $T_g$  : température du sous-sol non perturbée. \*Valeurs uniquement utilisées pour l'analyse de sensibilité.

## 5. RÉSULTATS

Ce chapitre, qui présente les résultats de l'étude, se divise en deux principales parties définies selon les objectifs généraux de ce travail.

# 5.1. Évaluation du potentiel géothermique et quantification des incertitudes au niveau des quatre sites d'anomalie du bassin des BTSL à partir des données de forage

## 5.1.1. Données de températures corrigées

Les forages situés sur chaque site d'étude (Tableau 4.1; Tableau 5.1) ont été utilisés pour leurs données de température mesurées en fond de puits. Pour chacun des puits, le Tableau 5.1 présente tout d'abord la température mesurée, puis la température corrigée des effets de forage selon la méthode de Harrison (Équations 1 et 2), et enfin, la température corrigée des effets de forage et des effets des variations paléoclimatiques (Équation 6). Le puits A263 a été corrigé par la méthode de Waples et Ramly (Équations 3 et 4) à cause de sa faible profondeur, ce qui fait de lui un cas particulier à ne pas comparer aux autres. Les résultats du Tableau 5.1 témoignent de la prévalence des effets de forage sur la température en profondeur par rapport aux effets des variations paléoclimatiques qui surviennent en surface. Ici, la correction de Harrison a fait augmenter la température de 5 à 17 °C selon la profondeur du puits, tandis que la correction paléoclimatique apporte une augmentation moyenne de 1,7 °C qui diminue avec la profondeur. En accord avec l'équation de Harrison, c'est le puits le plus profond (A179) qui présente la correction cumulée la plus importante avec une majoration de 18 °C.

Site	Puits	TVD (m)	<i>T</i> ° mesurée (°C)	<i>T</i> ° corrigée des effets de forage (°C)	<i>T</i> ° corrigée des effets paléoclimatiques (°C)
Lotbinière	A267	2077.4	50.00	61.32	63.40
Arthabaska	A195	1709.9	53.00	60.87	63.13
Maskoutains	A179	2979.7	54.44	71.55	72.99
Brossard	A157	1445.7	56.67	61.67	63.96
DIUSSAIU	A263*	414.0	20.00	23.35	24.40

Tableau 5.1: Données de températures de fond de puits corrigées selon la méthode de Harrison et la correction paléoclimatique pour chaque site.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu corrigé selon la méthode de Waples et Ramly. Le détail des données de puits est disponible en ANNEXE I.

## 5.1.2. Propriétés thermiques effectives, gradient géothermique et flux de chaleur

Les données d'épaisseur, de conductivité thermique et de génération de chaleur interne des unités géologiques présentées en ANNEXE I, ANNEXE III, ANNEXE IV et aux sections 4.3.2 et 4.3.3 ont permis le calcul de la conductivité thermique et de la génération de chaleur interne effectives au niveau de chaque puits d'étude (Équations 10 et 11). Le gradient géothermique a quant à lui été déterminé à partir des données de températures corrigées (Équation 8). Enfin, le flux de chaleur en surface a été calculé en faisant intervenir chacun de ces paramètres thermiques (Équation 13). Les gammes de valeurs obtenues pour chacun des puits étudiés sont données en ANNEXE VI. Associé à l'anomalie de Brossard, le puits A157 sert ici d'exemple afin d'illustrer les résultats obtenus par les simulations de Monte Carlo réalisées avec @RISK (Figure 5.1). Les résultats de la génération de chaleur effective et du gradient géothermique se présentent selon une distribution quasi-symétrique tandis que la conductivité thermique effective et le flux de chaleur en surface ont une distribution asymétrique étalée à droite de la médiane.



Figure 5.1: Gamme de valeurs des paramètres thermiques obtenus par approche statistique pour l'anomalie de Brossard (puits A157).

A : conductivité thermique effective. B : constante de génération de chaleur interne effective. C : gradient géothermique. D : flux de chaleur en surface.

Le Tableau 5.2 présente les résultats statistiques de la conductivité thermique effective calculée pour chaque puits. Il met en évidence des valeurs de conductivité thermique effective élevées dans le cas du puits A157 associé à l'anomalie de Brossard. En effet, ce puits à une valeur moyenne de 3,1 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> tandis que les autres puits montrent une conductivité thermique effective moyenne d'environ 2,4 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>. Le puits A157 présente une valeur d'écart-type faible en comparaison aux autres puits. Cela signifie que la dispersion des valeurs de conductivité thermique autour de la moyenne y est moins importante. Celui présentant la plus forte dispersion des données est le puits A195 avec un écart-type de 0,56 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> (Tableau 5.2).

Du côté de la génération de chaleur interne effective, la plus petite valeur (0,77  $\mu$ W m<sup>-3</sup>) concerne le puits de Brossard A157 où l'écart-type est également faible (Tableau 5.3). Pour les autres sites, la génération de chaleur interne effective varie entre 1 et 2  $\mu$ W m<sup>-3</sup> environ.

λ <sub>e</sub> (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )						
Lotbinière (1)	Arthabaska (2)	Maskoutains (3)	Brossa	ard (4)		
A267	A195	A179	A157	A263*		
2.34	2.46	2.35	3.09	2.34		
1.79	1.78	1.83	2.58	1.84		
3.13	3.51	3.07	3.44	3.04		
2.17	2.17	2.22	3.21	2.20		
2.26	2.35	2.29	3.13	2.27		
0.46	0.56	0.41	0.27	0.40		
	Lotbinière (1) A267 2.34 1.79 3.13 2.17 2.26 0.46	Lotbinière (1)         Arthabaska (2)           A267         A195           2.34         2.46           1.79         1.78           3.13         3.51           2.17         2.17           2.26         2.35           0.46         0.56	λe (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )           Lotbinière (1)         Arthabaska (2)         Maskoutains (3)           A267         A195         A179           2.34         2.46         2.35           1.79         1.78         1.83           3.13         3.51         3.07           2.26         2.35         2.29           0.46         0.56         0.41	λe (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )           Lotbinière (1)         Arthabaska (2)         Maskoutains (3)         Brossa           A267         A195         A179         A157           2.34         2.46         2.35         3.09           1.79         1.78         1.83         2.58           3.13         3.51         3.07         3.44           2.17         2.17         2.22         3.21           2.26         2.35         2.29         3.13           0.46         0.56         0.41         0.27		

Tableau 5.2: Statistiques de la conductivité thermique effective de chaque puits obtenues à partir des distributions ajustées aux simulations de Monte Carlo.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu associé à l'anomalie de Brossard.

	<i>Α</i> <sub>e</sub> (μW m <sup>-3</sup> )						
	Lotbinière (1) Arthabaska (2) Maskoutains (3)			Brossa	ard (4)		
	A267	A195	A179	A157	A263*		
Moyenne	1.53	1.61	1.44	0.77	1.44		
5 <sup>e</sup> percentile	1.18	1.22	1.12	0.65	1.11		
95 <sup>e</sup> percentile	1.89	1.99	1.76	0.91	1.77		
Mode	1.53	1.61	1.44	0.75	1.44		
Médiane	1.53	1.61	1.44	0.76	1.44		
Écart-type	0.22	0.24	0.20	0.08	0.20		

Tableau 5.3: Statistiques de la génération de chaleur interne effective de chaque puits obtenues à partir des distributions ajustées aux simulations de Monte Carlo.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu associé à l'anomalie de Brossard.

Les résultats statistiques du gradient géothermique de chaque site d'anomalie sont présentés au sein du Tableau 5.4 et de la Figure 5.2. Les résultats du flux de chaleur sont présentés dans le Tableau 5.5 et la Figure 5.3. Une représentation différente des résultats est proposée à la Figure 5.4 sous forme de carte resituant la position des anomalies ciblées.

Le gradient géothermique moyen est globalement plus élevé au niveau de l'anomalie de Brossard et de l'anomalie d'Arthabaska dont les valeurs moyennes se situent entre 30 et 35 °C km<sup>-1</sup> environ, avec un maximum de 38 °C km<sup>-1</sup> atteint à Brossard (Tableau 5.4; Figure 5.2). Avec une valeur moyenne de 23,8 °C km<sup>-1</sup>, le gradient géothermique calculé à Lotbinière coïncide avec le gradient géothermique moyen du bassin des BTSL déterminé par Bédard *et al.* (2016) dont la valeur est d'environ 24 °C km<sup>-1</sup>. Le site de Maskoutains présente quant à lui un gradient géothermique faible de 18,5 °C km<sup>-1</sup> (Figure 5.4; Tableau 5.4). L'écart-type est globalement identique pour chaque puits (1,6 à 1,9 °C km<sup>-1</sup>) à l'exception du puits A263 qui a une valeur deux fois plus élevée (4,2 °C km<sup>-1</sup>). Cela s'explique par la faible profondeur du puits A263 où la température mesurée a subi une correction différente des autres avec la méthode de Waples et Ramly.

	$\left[\frac{\Delta T}{\Delta z}\right]$ (°C km <sup>-1</sup> )						
	Lotbinière (1)	Arthabaska (2)	abaska (2) Maskoutains (3)	Brossard (4)			
	A267	A195	A179	A157	A263*		
Moyenne	23.8	29.6	18.5	35.1	31.0		
5 <sup>e</sup> percentile	20.8	26.6	15.7	32.5	23.8		
95 <sup>e</sup> percentile	26.8	32.5	21.2	37.8	38.2		
Mode	25.0	28.7	20.1	35.1	30.5		
Médiane	23.7	29.5	18.5	35.1	31.0		
Écart-type	1.9	1.9	1.8	1.6	4.2		

Tableau 5.4: Statistiques du gradient géothermique de chaque puits obtenues à partir des distributions ajustées aux simulations de Monte Carlo.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu associé à l'anomalie de Brossard.



Figure 5.2: Comparaison des gammes de valeurs obtenues pour le gradient géothermique de chaque site.

Le puits A263 situé à St-Jean-Sur-Richelieu est associé à l'anomalie de Brossard. Pour chaque site, le carré représente le mode et les deux extrémités représentent les 5<sup>e</sup> et le 95<sup>e</sup> percentiles délimitant les gammes de valeurs.

Par analogie avec le gradient géothermique, le flux de chaleur en surface est le plus élevé au niveau des anomalies de Brossard et d'Arthabaska avec des valeurs moyennes supérieures à 70 mW m<sup>-2</sup> (Tableau 5.5). Le site de Brossard a les résultats les plus élevés avec le puits A157 qui présente une gamme de flux de chaleur allant de 89 à 124 mW m<sup>-2</sup> et une valeur moyenne de 108,8 mW m<sup>-2</sup> (Tableau 5.5; Figure 5.3). Les sites de Maskoutains et Lotbinière ont un flux de chaleur moyen inférieur à 60 mW m<sup>-2</sup> (Figure 5.4; Tableau 5.5). Ces deux sites présentent des valeurs proches du flux de chaleur en surface moyen du bassin des BTSL déterminé par Bédard *et al.* (2016) selon le scénario pessimiste (53 mW m<sup>-2</sup>). Concernant la distribution des résultats, une grande variabilité de l'écart-type est observée d'un site à l'autre avec des valeurs allant de 9 à 18 mW m<sup>-2</sup> environ. Il est fortement élevé dans le cas du puits A195 pour le site d'Arthabaska (Tableau 5.5).

	<i>Q</i> <sub>0</sub> (mW m <sup>-2</sup> )					
	Lotbinière (1) Arthabaska (2) Maskoutains (3)				ard (4)	
	A267	A195	A179	A157	A263*	
Moyenne	57.2	74.2	45.6	108.8	72.8	
5 <sup>e</sup> percentile	42.4	52.5	33.9	89.0	50.7	
95 <sup>e</sup> percentile	78.2	107.2	61.7	124.1	102.2	
Mode	53.1	65.3	42.0	112.8	66.7	
Médiane	55.3	70.9	44.3	110.2	70.6	
Écart-type	12.1	17.7	8.7	10.8	16.1	

Tableau 5.5: Statistiques du flux de chaleur en surface de chaque puits obtenues à partir des distributions ajustées aux simulations de Monte Carlo.

\*Puits de St-Jean-sur-Richelieu associé à l'anomalie de Brossard.



Figure 5.3: Comparaison des gammes de valeurs obtenues pour le flux de chaleur de chaque site.

Le puits A263 situé à St-Jean-Sur-Richelieu est associé à l'anomalie de Brossard. Pour chaque site, le carré représente le mode et les deux extrémités représentent les 5<sup>e</sup> et le 95<sup>e</sup> percentiles délimitant les gammes de valeurs.



Figure 5.4: Valeurs moyennes du flux de chaleur en surface et du gradient géothermique pour chacun des sites d'étude selon leur localisation au sein du bassin des BTSL.

Légende du fond de carte géologique disponible à la Figure 2.1.

Finalement, la caractérisation thermique des sites d'anomalie fait apparaître le caractère prédominant du site de Brossard avec des valeurs de gradient géothermique et de flux de chaleur en surface bien supérieures à la moyenne. C'est particulièrement le cas au niveau du puits A157 où le gradient géothermique atteint en moyenne 35 °C km<sup>-1</sup> et où le flux de chaleur moyen est de 109 mW m<sup>-2</sup>. À une quinzaine de kilomètres au sud-ouest de ce puits se trouve le puits A263 qui, malgré sa faible profondeur et son caractère incertain, nous indique un gradient géothermique et un flux de chaleur en surface

supérieurs aux moyennes estimées dans le bassin des BTSL par Bédard *et al.* (2016) (Figure 5.4). En effet, les statistiques indiquent que dans 95 % des cas, le gradient géothermique est supérieur à 23,8 °C km<sup>-1</sup> et le flux de chaleur en surface est supérieur à 50,7 mW m<sup>-2</sup> au niveau de ce puits (Tableau 5.4 et Tableau 5.5). L'anomalie de Brossard est suivie de près par l'anomalie d'Arthabaska où les valeurs du puits A195 avoisinent celles du puits A263 (Tableau 5.4 et Tableau 5.5). Les deux autres sites d'étude, situés au niveau de la ceinture plissée chevauchée de l'unité Couverture, présentent des caractéristiques thermiques plutôt habituelles au sein du bassin des BTSL (Figure 5.4). Le site de Maskoutains montre les valeurs les plus faibles avec un flux de chaleur en surface moyen de 45,6 mW m<sup>-2</sup> au niveau du puits A179.

## 5.1.3. Ressources géothermiques

Les paramètres thermiques précédemment déterminés à partir des données de forages ont permis l'estimation des ressources géothermiques de profondeur intermédiaire au niveau des quatre sites d'étude du bassin des BTSL. L'ensemble des résultats des ressources géothermiques est présenté en Annexe VII. Les résultats concernant la température en profondeur, l'énergie thermique récupérable et la puissance thermique au niveau des quatre sites ont été représentés sous forme de graphiques selon la profondeur et la lithologie rencontrée dans le puits associé (Figure 5.5; Figure 5.6; Figure 5.7; Figure 5.8). Seul le puits A157 a été considéré pour les estimations des ressources au niveau de l'anomalie de Brossard car le puits A263 n'est pas assez long pour fournir des données thermiques et lithologiques à une profondeur d'intérêt pour l'évaluation des ressources géothermiques.

Chaque figure présente la gamme de ressources géothermiques disponible d'un à trois kilomètres de profondeur au niveau du puits associé à son site d'étude, le tout pour un volume de roche cubique de 100 mètres de côté. Les résultats sont représentés sous forme de graphiques dont la courbe principale est la valeur la plus probable (le mode) et où l'intervalle de valeurs possibles est défini par les 5<sup>e</sup> et 95<sup>e</sup> percentiles. La température augmente avec la profondeur pour chaque site tout comme pour la dispersion des valeurs. En effet, plus la profondeur augmente et plus l'incertitude sur les valeurs de température estimée est importante. Les graphiques des différents sites sont à une échelle identique car les résultats des ressources géothermiques varient globalement au sein d'un même grand intervalle. L'énergie thermique récupérable varie entre 300 et 1200 MWh, tandis que la puissance thermique varie entre 1000 et 4500 W. Ces deux solutions de quantification des ressources géothermiques forment des courbes relativement identiques car elles dépendent des mêmes variables, à l'exception de la durée de vie  $t_v$  impliquée uniquement dans le calcul de la puissance thermique.

Les résultats trouvés pour le site de Lotbinière (puits A267) sont représentés en Figure 5.5. Entre un et trois kilomètres de profondeur, la température varie globalement de 30 °C à 70 °C, jusqu'à potentiellement atteindre des valeurs proches de 100 °C. L'énergie thermique récupérable est d'environ 600 MWh au niveau des unités Couverture, Tr-BR-Ch et Beekmantown tandis qu'elle diminue aux alentours de 500 MWh au sein des unités Utica, Potsdam et du Précambrien (Figure 5.5). Cette même variation se distingue dans les résultats de la puissance thermique, avec des valeurs aux alentours de 2000 W pour les unités Couverture, Tr-BR-Ch et Beekmantown et des valeurs aux alentours de pour les unités Couverture, Tr-BR-Ch et Beekmantown et des valeurs aux alentours de 2000 W pour les unités Couverture, Tr-BR-Ch et Beekmantown et des valeurs plus faibles d'environ 1700 W pour les unités Utica, Potsdam et du Précambrien.



Figure 5.5: Gamme de valeurs des ressources géothermiques disponibles au niveau de l'anomalie de Lotbinière (1) déterminée par approche statistique à partir des données du puits A267.

La Figure 5.6 présente les résultats du puits A195 associé à l'anomalie d'Arthabaska. À cet endroit, la température de la roche située entre un et trois kilomètres de profondeur varie de 35 à 90 °C selon les valeurs les plus fréquentes. Cependant, la distribution de la température indique qu'il est possible d'atteindre 100 °C à deux kilomètres de profondeur seulement, voire 140 °C à partir de trois kilomètres. Sur les 3000 premiers mètres de profondeur, le puits A195 intercepte uniquement les roches des unités Couvertures et des Appalaches dont les lithologies ont ici été considérées comme similaires. Cela se traduit par une certaine constance des quantités de ressources géothermiques disponibles en profondeur. En effet, l'énergie thermique récupérable stagne à une valeur d'environ 600 MWh et la puissance thermique à 2000 W. De plus, on remarque que les résultats associés à ce puits sont ceux dont la distribution des valeurs est la plus étalée et la plus élevée (Figure 5.6). Par exemple, la gamme de valeurs de la puissance thermique disponible va de 1250 à 4300 W.





Légende lithologique disponible à la Figure 5.5.

Le site de Maskoutains, représenté par le puits A179 sur la Figure 5.7, présente les plus faibles valeurs de température avec un mode allant de 25 à 60 °C selon la profondeur. La gamme de températures possibles est également mince avec des valeurs maximums de 80 °C pour trois kilomètres de profondeur. Les résultats de l'énergie thermique récupérable et de la puissance thermique sont en proie aux mêmes variations que celles observées dans le puits A267 selon les unités géologiques rencontrées (Figure 5.5). La zone du sous-sol ayant la plus faible quantité de ressources géothermiques disponible est l'unité du Shale d'Utica (Figure 5.7).





Légende lithologique disponible à la Figure 5.5.
Entre un et trois kilomètres de profondeur, le puits A157 situé à Brossard intersecte principalement les roches du précambrien ainsi que celles de la partie inférieure du bassin des BTSL (Groupes de Potsdam et de Beekmantown; Figure 5.8). Selon le scénario le plus probable, la température varie de 50 à 120 °C à ces profondeurs. Au niveau des roches précambriennes, les valeurs dominantes (le mode) de l'énergie thermique récupérable et de la puissance thermique sont de 540 MWh et de 1800 W, respectivement. Ces résultats montrent que le site de Brossard a moins de quantité énergétique disponible que les autres puits après 1400 mètres de profondeur. Cependant, les roches des unités de Cairnside, Theresa et Beauharnois situées avant 1200 mètres de profondeur, présentent des valeurs similaires aux autres puits (Figure 5.5; Figure 5.7; Figure 5.8). Les résultats du puits A157 montrent les distributions de valeurs les plus étroites qui aient été calculées parmi les autres sites. En effet, l'énergie récupérable ne varie que de 400 à 820 MWh et la puissance thermique seulement de 1200 à 3300 W (Figure 5.8).





Légende lithologique disponible à la Figure 5.5.

En résumé, les sites dont les températures en profondeur sont les plus élevées sont ceux ayant les plus fortes valeurs de gradient géothermique et flux de chaleur en surface, et inversement (Figure 5.4; Figure 5.5; Figure 5.6; Figure 5.7; Figure 5.8). De la même manière, ce sont les sites dont les résultats des paramètres thermiques présentent un faible écart-type qui ont une gamme de valeurs des ressources géothermiques disponibles étroite. C'est le cas de l'anomalie de Brossard où une faible dispersion des valeurs des ressources géothermiques est observée (Tableau 5.2; Tableau 5.3; Tableau 5.4; Tableau 5.5; Figure 5.8). Pour décrire le potentiel géothermique de chaque site, il est important de savoir différencier la quantité de ressources géothermiques disponible de la température de cette ressource. Par exemple, à une profondeur de 1800 mètres, la quantité de ressources disponible est plus importante à Maskoutains qu'à Brossard mais le type de la ressource et son usage potentiel ne seront pas les mêmes. À Maskoutains, la température avoisine les 40 °C, tandis qu'à Brossard elle dépasse les 70 °C (Figure 5.7; Figure 5.8). Dans le premier cas, l'utilisation de pompes à chaleur serait nécessaire alors que pour le second, un usage direct du fluide chaud serait envisageable. Pour finir, les résultats discutés ici permettent de mettre en évidence l'importance de la nature des roches sur la quantité de ressources géothermiques disponibles. Au niveau des unités géologiques telles que le Shale d'Utica, le Potsdam, ou encore le Précambrien, la quantité des ressources est plus faible (Figure 5.5; Figure 5.7). Cela s'explique par la variation des valeurs de capacité thermique volumique entre chaque unité. En effet, le calcul des ressources géothermiques est dépendant de ce paramètre tel qu'exprimé à l'équation 15. Les valeurs de capacité thermique volumique sont disponibles en ANNEXE V.

### 5.1.4. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité a été réalisée sur les résultats du puits A157 de l'anomalie de Brossard.

Pour le calcul de la conductivité thermique effective associée à la mesure de fond de puits A157, la distribution de la conductivité thermique de chaque unité géologique a été considérée en plus de l'épaisseur comme énoncé dans l'équation 10. Les unités géologiques ayant le plus gros impact sur les résultats du calcul de la conductivité thermique effective sont les unités de Covey Hill et de Tr-BR-Ch (Figure 5.9). Représentant à elles seules 34,5 % de l'épaisseur de la colonne de roche du puits A157 (voir ANNEXE I), ces unités voient leur distribution de la conductivité thermique grandement influencer les résultats qui varient alors de 2,70 à 3,25 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> (Figure 5.9). A l'inverse, l'unité du Cairnside qui est l'unité la moins épaisse (7,7 %), a un moindre effet sur le calcul de la conductivité thermique effective avec une variation de 2,99 à 3,15 W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> seulement. Cependant, on remarque que selon le graphique dit « en tornade », l'unité du Beauharnois est la deuxième unité la moins influente alors qu'elle est la plus épaisse de la colonne de roche (23,2 %). Cela s'explique par la distribution de la conductivité thermique de cette unité, représentée par la loi Laplace et dont la dispersion des données est faible (Figure 4.5; Tableau 4.5).



Figure 5.9: Graphique en tornade de la conductivité thermique effective calculée au puits A157.

Les paramètres considérés pour le calcul sont les distributions de conductivité thermique propres à chaque unité géologique.

D'après la Figure 5.10, le principal facteur d'influence du flux de chaleur en surface serait la conductivité thermique effective. Dans le cas du puits de Brossard, ce paramètre fait varier le flux de chaleur en surface de 89 à 122 mW m<sup>-2</sup> à lui seul. La variable ayant ensuite le plus gros impact est la température en fond de puits avec une gamme de valeurs de 7 °C (Tableau 5.1), suivie de près par la température en surface dont la gamme de valeur est d'environ 4 °C (Tableau 4.4). Étant donné que ces variables de températures constituent les paramètres du gradient géothermique, on peut dire qu'après la conductivité thermique effective, le deuxième paramètre critique pour l'évaluation du flux de chaleur en surface est le gradient géothermique. La constante de génération de chaleur interne effective est le paramètre le moins influent dans le calcul du flux de chaleur en surface qui ne varierait que de 106 à 111 mW m<sup>-2</sup> (Figure 5.10).



Figure 5.10: Graphique en tornade du flux de chaleur en surface calculé au puits A157.

 $\lambda_e$ : conductivité thermique effective.  $T_{BHT}$ : température en fond de puits.  $T_0$ : température en surface.  $A_e$ : constante de génération de chaleur interne effective.

La dernière analyse de sensibilité concerne le calcul de l'énergie thermique récupérable qui a été réalisé, pour l'exemple, au niveau du puits A157 à une profondeur de 1 km. La variable ayant le plus d'influence est de loin le facteur de récupération lorsqu'un intervalle de valeur allant de 2 à 20 % lui est attribué (Figure 5.11). La valeur du facteur de récupération dépend grandement des paramètres hydrauliques du réservoir dont nous n'avons que très peu d'information à ce jour. Les effets de cette variable sont tellement importants sur les résultats de l'énergie thermique récupérable qu'il est difficile de distinguer les variations associées aux autres paramètres ou de faire une comparaison entre les résultats de différents sites ou de différentes profondeurs. C'est pour cela que les résultats présentés à la section précédente ont été calculés avec un facteur de récupération fixe d'une valeur de 10 %. La Figure 5.11 permet tout de même d'affirmer que le second facteur d'influence principal est la température initiale de la roche à la profondeur





*F* : facteur de récupération.  $T_i$  : Température initiale de la roche à 1 km de profondeur.  $E_{tot}$  : Énergie thermique totale emmagasinée à 1 km de profondeur.  $T_0$  : Température en surface.

# 5.2. Évaluation du potentiel géothermique de l'anomalie de Brossard à partir des données de TRT

# 5.2.1. Données de température corrigées

Chaque profil de température issu des données de TRT a fait l'objet de corrections selon la méthodologie décrite à la section 4.2.2 et 4.2.3. Les résultats obtenus sont donnés en ANNEXE II. Dans le but d'illustrer l'effet des corrections appliquées à un profil de température mesuré dans un échangeur de chaleur, le TRT n°11 situé à Brossard fait office d'exemple en Figure 5.12. Le graphique de la Figure 5.12 représente la température mesurée dans le tuyau de l'échangeur de chaleur entre 20 et 150 mètres de profondeur avant la réalisation du TRT.

Le profil de température non-corrigé montre un gradient géothermique inverse près de la surface. Plus affectée par le réchauffement climatique en surface, la partie superficielle du profil (de 20 à 50 mètres de profondeur) a une pente quasi-nulle (Figure 5.12). Après avoir appliqué la correction de la profondeur de mesure qui diminue la profondeur réelle, le gradient géothermique mesuré au fond du puits augmente légèrement. Plus la mesure de température dans l'échangeur de chaleur en forme de U est profonde, plus la remontée du niveau d'eau vers la surface est importante et plus la correction de profondeur est importante. Ensuite, le profil de température a été « redressé » en appliquant la correction paléoclimatique. En effet, les données de température corrigées des effets des variations climatiques redressent le profil de température de manière à aplanir la pente de la courbe. La partie supérieure du profil a vu sa température diminuer afin de contrer les effets de réchauffement climatique actuel en surface, tandis que la température a été augmentée dans la partie inférieure du profil dans le but de neutraliser les effets de la glaciation wisconsinienne et du Petit-Âge Glaciaire (Figure 5.12). Suite aux corrections, un redressement ou inversement des profils de température est observé de manière récurrente (voir ANNEXE II). Cela est lié à la forte influence exercée par le réchauffement climatique en proche surface (Figure 5.12; ANNEXE II). Ainsi, le gradient géothermique déterminé à partir du profil de température corrigé sera plus élevé, et surtout plus représentatifs des conditions à considérer pour le calcul du gradient géothermique et du flux de chaleur.



Figure 5.12: Profil de température mesuré dans le sous-sol de Brossard (TRT n°11).

Données non-corrigées (en noir) et données corrigées selon la profondeur et les variations paléoclimatiques en surface (en orange).

#### 5.2.2. Gradient géothermique et flux de chaleur

Suite à la correction des données de température, le gradient géothermique et le flux chaleur en surface ont été calculés au niveau des 13 TRT disponibles dans la région du sud-ouest du bassin des BTSL. Les résultats obtenus sont présentés dans le Tableau 5.6. La Figure 5.13 présente les résultats du flux de chaleur en surface sur fond de carte géologique où les différents TRT sont localisés.

Les valeurs de gradient géothermique obtenus à partir des données de TRT dans le sud-ouest du bassin des BTSL sont globalement faibles avec une valeur moyenne de 14 °C km<sup>-1</sup>. Ces résultats étaient prévisibles considérant le caractère subvertical des profils de température malgré les corrections apportées (ANNEXE II). Seul le TRT n°11 situé à Brossard propose un gradient géothermique plutôt élevé avec une valeur de 34,7 °C km<sup>-1</sup> (Tableau 5.6). De plus, seulement quatre TRT ont un gradient géothermique supérieur à 20 °C km<sup>-1</sup> (n° 2, 6, 11 et 13). Ces TRT étant tous localisés au sein des unités Couverture et Utica, le gradient géothermique semble plus élevé à l'est et plus précisément sur la Rive-Sud de Montréal (Tableau 5.6; Figure 5.13). A l'inverse, les quatre TRT aux plus faibles valeurs de gradient géothermique (n°4, 7, 8 et 9) se situent au sein du groupe de Beekmantown, à l'ouest de Montréal (Tableau 5.6; Figure 5.13).

ID TRT	Unité géologique	Conductivité thermique (W m <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	Gradient géothermique (°C km <sup>-1</sup> )	Flux de chaleur (mW m <sup>-2</sup> )
1	Socle précambrien	2.61	12.4	32.3
2	Couverture	1.98	22.6	44.7
3	Tr-BR-Ch	2.40	12.1	29.1
4	Theresa	4.9	4.8	23.8
5	Tr-BR-Ch	2.76	13.9	38.2
6	Couverture	2.37	21.5	50.9
7	Beauharnois	3.68	6.5	23.8
8	Beauharnois	3.61	4.7	16.9
9	Beauharnois	3.45	6.1	20.9
10	Tr-BR-Ch	1.86	9.4	17.5
11	Couverture	2.27	34.7	78.7
12	Beauharnois	3.42	9.8	33.6
13	Utica	2.23	26.3	58.6

Tableau 5.6: Valeurs du gradient géothermique et du flux de chaleur obtenus pour chaque TRT du sud-ouest du bassin des BTSL.

La localisation des TRT est disponible à la Figure 5.13.

De la même manière que le gradient géothermique, le flux de chaleur estimé à partir des données de TRT dans la région sud-ouest du bassin des BTSL est globalement faible. La valeur moyenne est de 36 mW m<sup>-2</sup> et la plus haute valeur est atteinte à Brossard avec 78,7 mW m<sup>-2</sup> (Tableau 5.6). Les TRT n° 2, 6, 11 et 13 sont encore une fois ceux dont les valeurs sont les plus élevées, allant de 44 à 79 mW m<sup>-2</sup> (Tableau 5.6; Figure 5.13). Malgré une conductivité thermique élevée, les unités de Theresa et du Beauharnois présentent les sites de TRT ayant les plus faibles valeurs de flux de chaleur. Ainsi, le flux de chaleur est plus élevé sur la Rive-Sud de Montréal que sur la Rive-Nord et ce, tout particulièrement aux alentours de la ville de Brossard.



Figure 5.13: Flux de chaleur en surface dans le sud-ouest du bassin des BTSL à partir des données des TRT.

Résultats détaillés au Tableau 5.6.

Au regard des résultats obtenus à partir des données de TRT, la région de la Montérégie apparaît bénéficier d'un gradient géothermique et d'un flux de chaleur en surface relativement élevés avec des valeurs avoisinant les 35 °C km<sup>-1</sup> et 80 mW m<sup>-2</sup> dans le secteur de Brossard (Figure 5.13). Ces résultats sont proches de ceux obtenus à partir des données de puits profonds (Tableau 5.4; Tableau 5.5). Combinant les deux sources de données disponibles du secteur (TRT et forages profonds), la Figure 5.14 illustre bien le caractère anormal de la zone de Brossard. En effet, les valeurs de gradient géothermique aux alentours de la ville sont égales ou supérieures à 30 °C km<sup>-1</sup> et le flux de chaleur en surface excède les 70 mW m<sup>-2</sup> (points A, B et 11 de la Figure 5.14). A contrario, la région située à l'ouest de Montréal présente des plus faibles valeurs avec un gradient géothermique inférieur à 10 °C km<sup>-1</sup> (points 9, 10 et 12 de la Figure 5.14).



Figure 5.14: Flux de chaleur en surface et gradient géothermique dans le secteur de la Montérégie à partir des données des TRT et des forages profonds.

Numérotation des TRT issue du Tableau 5.6 et de la Figure 5.13. Légende du fond de carte à la Figure 5.13.

# 6. DISCUSSION

Ce chapitre aborde les différents éléments de discussions relevés suite aux résultats de cette étude et aux réflexions qui les entourent.

### 6.1. Interprétation des résultats

#### 6.1.1. Les anomalies du bassin sédimentaire des BTSL

En comparant les résultats obtenus pour les quatre sites d'étude, deux sites en particulier se distinguent par leurs valeurs de gradient géothermique et de flux de chaleur en surface (Figure 5.4). En effet, les sites d'Arthabaska et de Brossard présentent des valeurs supérieures aux moyennes estimées dans le bassin des BTSL par Bédard et al. (2016), tandis que les sites de Lotbinière et Maskoutains ont des résultats avoisinant les valeurs moyennes (Figure 5.4). Ainsi, les sites d'Arthabaska et de Brossard constituent des anomalies thermiques positives qui peuvent être considérées comme les plus intéressantes au regard du développement de systèmes géothermiques dans le bassin des BTSL. Dans les travaux de Richard et al. (2016), les sites de Maskoutains et Lotbinière avaient été sélectionnés principalement pour leur faible incertitude liée à la température du site. En effet, la température estimée pour ces sites est appuyée par un plus grand nombre de données que pour celle de Brossard et d'Arthabaska, et plus précisément par des données de température mesurées à une profondeur de plus de 2000 mètres dans un rayon de 10 km autour du site. D'un autre côté, leur niveau de température est nettement inférieur à celui des sites d'Arthabaska et de Brossard. Or, ce paramètre est un facteur critique dans la détermination du potentiel géothermique de la zone. Cela fait des sites de Lotbinière et de Maskoutains des zones de potentiel modéré ayant peu d'incertitude face au développement de systèmes géothermiques de profondeurs intermédiaires dans le bassin des BTSL.

Pour aller plus loin, les résultats du gradient géothermique et du flux de chaleur en surface, obtenus à partir des données du puits A157, nous permettent d'identifier la région de Brossard comme étant l'anomalie thermique la plus forte du bassin des BTSL (Figure 5.4). En observant les plages de valeurs obtenues par analyse statistique pour chacun des sites (définies par le 5<sup>e</sup> et le 95<sup>e</sup> percentile), il est noté que peu ou aucune d'entre elles ne viennent chevaucher la gamme de valeurs estimée pour le puits A157 à Brossard (Tableau 5.4; Tableau 5.5; Figure 5.2; Figure 5.3). En effet, pour ce qui est du gradient géothermique, la gamme de valeurs déterminée au puits A157 varie entre 32,5 et 37,8 °C km<sup>-1</sup> tandis que pour les autres sites, les valeurs ne dépassent pas les 32,5 °C km<sup>-1</sup> (Tableau 5.4; Figure 5.2). Étant associé

à la zone d'anomalie de Brossard au sens large, le puit A263 fait exception à la règle avec un intervalle de valeur proche de celui du puits A157. De plus, il est à noter que dans le cas du flux de chaleur, la gamme de valeurs obtenue pour le site d'Arthabaska est la seule à venir chevaucher celle du site de Brossard. Ses résultats varient entre 52,5 à 107,2 mW m<sup>-2</sup> pendant que ceux du puits A157 à Brossard varient de 89 à 124,1 mW m<sup>-2</sup> (Tableau 5.5; Figure 5.3). Le site d'Arthabaska présente des valeurs de flux de chaleur en moyenne inférieures à celles de Brossard mais reste le seul site à pouvoir le concurrencer. Cela témoigne du potentiel qu'a le site d'Arthabaska en tant qu'anomalie géothermique positive au sein du bassin des BTSL.

Enfin, toutes ces nouvelles observations soulevées dans ce mémoire viennent appuyer l'hypothèse selon laquelle une anomalie thermique positive importante est présente à Brossard sans que cela ne soit forcément dû à un problème d'exactitude des données comme celles de la conductivité thermique ou de la température. Dans les travaux de Richard *et al.* (2016) portant sur la sélection des sites géothermiques potentiels des BTSL, le site de Brossard n'a pas un classement favorable concernant le niveau de température du sous-sol. Cela s'explique par le caractère incertain de cette anomalie causé par un manque de données de température disponibles aux alentours du site. Les travaux présentés dans ce mémoire permettent de réduire le risque lié aux données de température et d'élever le site de Brossard dans le classement de Richard *et al.* (2016) pour en faire un site à fort potentiel.

#### 6.1.2. L'anomalie de Brossard

Jusqu'ici, l'existence et le potentiel géothermique de l'anomalie de Brossard s'appuyaient uniquement sur une donnée de forage : la température de fond du puits A157. Afin de mieux cerner cette anomalie, de nouvelles données ont été utilisées telles que les données du puits A263 situé à St-Jean-sur-Richelieu à environ 15 km du site de Brossard, et les données des différents TRT situés dans le sud-ouest du bassin des BTSL (Figure 5.14). Bien qu'assez éloigné en direction du sud-est, et descendant à une faible profondeur (414 m), le puits A263 montre des résultats prometteurs avec des valeurs de gradient géothermique et de flux de chaleur en surface au-dessus des moyennes estimées dans la littérature (Bédard *et al.*, 2016; Figure 5.14). Concernant les résultats obtenus à partir des données de TRT, il est clair que les TRT révélant les plus fortes valeurs sont ceux situés sur la Rive-Sud de Montréal. C'est particulièrement le cas du TRT n°11 situé au plus proche du puits A157 dans la ville de Brossard (Figure 5.14), où le flux de chaleur en surface a été estimé à environ 78,7 mW m<sup>-2</sup>. Au contraire, les TRT situés à l'ouest de Montréal présentent des résultats particulièrement faibles. Étant récoltées dans les couches superficielles du sous-sol (< 150 m), les données issues de TRT sont particulièrement influencées par divers phénomènes affectant la surface de manière locale (circulation d'eau souterraine, changement de climat). En effet, certains paramètres tels que l'urbanisation et la biodiversité locale entrainent des variations climatiques locales plus ou moins importantes d'un endroit à l'autre. De plus, le relief environnant et la nature lithologique du sous-sol peuvent plus ou moins favoriser la circulation d'eau souterraine et ainsi influencer la température du sous-sol. Contrairement aux roches couvertures composées de shales et autres roches faiblement poreuses, les roches de type calcaire présentant une fracturation ou karstification importante favorisent la circulation de l'eau dans le sous-sol. Cela peut avoir pour effet de perturber le gradient géothermique et de le diminuer considérablement (Saar *et al.*, 2011; Anderson 2005). Ce phénomène peut être une des raisons pour lesquelles les TRT situés au nord-ouest de Montréal au sein de roches calcaires et dolomitiques des groupes de Beekmantown et de Tr-BR-Ch, présentent un gradient géothermique faible en comparaison avec les autres TRT (Figure 5.14). Cette hypothèse est discutable, d'autant plus que très peu de relief pouvant causer d'importantes circulations d'eau souterraine n'est constaté dans la région. Ces variables montrent que les résultats absolus obtenus à partir des TRT comportent des incertitudes malgré les corrections apportées.

Cependant, il est possible de comparer les résultats entre eux de façon relative, en négligeant les valeurs absolues. Cela permet, entre autres, la récolte d'informations menant à une localisation plus précise des anomalies étudiées. Malgré le manque de données de TRT au nord et à l'est de Brossard, le comparatif des données disponibles (TRT et forages profonds) permet de mieux situer l'anomalie au sein de la Montérégie. Elle semble se concentrer sur la Rive-Sud de Montréal, dans les environs de Brossard avec une tendance vers l'est (Figure 5.14). Pour conclure, ce sont les données de TRT cumulées aux données de puits profonds qui permettent de confirmer l'existence de l'anomalie de Brossard et de donner des premières indications sur sa délimitation géographique.

#### 6.1.3. Les zones et profondeurs les plus prometteuses

Le site d'Arthabaska présente une anomalie thermique positive intéressante au sein du bassin des BTSL (Figure 5.4). Au niveau des profondeurs intermédiaires ciblées dans le cadre de cette étude (1000 à 3000 m), les formations rencontrées sont les roches constituant la couverture du bassin des BTSL et des Appalaches dont la nature lithologique varie entre grès, siltstones, mudstones et shales (Hubert, 1967; Figure 5.6). La Figure 5.6 met en évidence une certaine constance des gammes d'énergie thermique récupérable et de puissance thermique disponible en fonction de la profondeur. Cela s'explique par la considération d'une même nature lithologique pour toute la colonne de roche dû à un manque

d'informations sur la lithologie de détail au sein du puits A195. De plus amples investigations sont donc nécessaires avant de suggérer des zones favorables à l'implémentation de systèmes géothermiques à Arthabaska. Si l'on considère une lithologie identique en toute profondeur, alors le choix de la zone à cibler pour la mise en place d'un système géothermique dépendra de la température et du type de ressource recherchés. Par exemple, à seulement 1500 m de profondeur, une gamme de températures de 40 à 75 °C est atteinte permettant une utilisation directe de la chaleur pour des usages agricoles et du chauffage d'habitation, jusqu'à l'alimentation de réseaux de chaleur. Étant donné la nature plutôt imperméable des couches couvertures traversées dans cette zone, un système à boucle fermée est logiquement plus envisageable car indépendant des conditions hydrogéologiques du sous-sol. Sinon, il est possible de mettre en place un système de captage d'eau souterraine en boucle ouverte grâce à l'installation de deux forages (doublet) qui permettent une meilleure valorisation de l'énergie. Pour cela, les cibles à atteindre devront être déterminées à l'avance telles que les zones faillées et/ou altérées en profondeur. Cependant, une telle exploitation nécessiterait le déploiement d'un système EGS en stimulant le réservoir via des procédés hydrauliques, chimiques ou encore thermiques.

Parmi les quatre sites étudiés dans le bassin des BTSL, celui de Brossard est le plus prometteur en termes de gradient géothermique et de flux de chaleur en surface malgré une gamme de valeurs d'énergie thermique récupérable plus étroite que pour les autres puits. L'avantage de cette zone est que l'on a accès à une ressource géothermique de forte température à moindre profondeur et donc à moindre coût de forage. La gamme de température déterminée entre 1 et 3 km de profondeur à Brossard, n'excède pas les 130 °C (Figure 5.8). Cela permet de conforter les résultats des études antérieures selon lesquels un système géothermique à haute énergie pour la production d'électricité est envisageable à condition de puiser des ressources bien au-delà de 3 km de profondeur pour atteindre des températures égales ou supérieures à 150 °C. Accéder à ces ressources nécessiterait donc des forages profonds et coûteux, avec la mise en place d'un système géothermique ouvragé pour stimuler le réservoir situé au sein du socle précambrien. Un tel projet semble difficilement rentable au regard des connaissances et technologies actuelles comme présenté dans les travaux de Richard *et al.* (2017) concernant l'évaluation technico-économique des modes de production d'électricité géothermique au Québec.

Cependant, d'autres zones du sous-sol de Brossard semblent prometteuses. Tout d'abord, les graphiques de la Figure 5.8 montrent une diminution des ressources géothermiques disponibles en fonction de la profondeur. Cela s'explique par les faibles valeurs de capacité thermique volumique des formations du Cairnside et de Covey Hill et des roches du socle. Les unités géologiques sus-jacentes présentent une gamme plus élevée de valeurs d'énergie thermique récupérable et de puissance thermique avec des

valeurs moyennes d'environ 650 MWh et 2150 W, respectivement. C'est au niveau des formations de Beekmantown et de Tr-BR-Ch que ces valeurs sont atteintes. Comme mentionné à la section 3.3, certains horizons de la Formation de Beauharnois sont composés de dolomies hydrothermales constituant des roches réservoirs exploitées notamment à Saint-Flavien pour des gisements de gaz naturel (Bertrand et al., 2003; Lavoie, 2009; Hu et Lavoie, 2008). Ainsi, cette formation est une cible à privilégier pour le développement d'un système géothermique à boucle ouverte dans la région de Brossard. Selon les résultats de la Figure 5.8, les températures atteintes dans la Formation de Beauharnois varient de 30 à 50 °C pour des profondeurs allant de 600 à 950 m environ. Cette gamme de température permet un usage direct de la chaleur pour le chauffage de bâtiments et autres applications agricoles et de loisirs (chauffage de piscines, serres, bassins de pisciculture, aquaculture, etc.). Si l'objectif est d'alimenter des réseaux de chaleur urbains, il est possible de cibler des ressources plus chaudes, situées plus profondément dans le sous-sol. En effet, entre 1400 m et 1800 m de profondeur, les températures varient entre 50 et 80 °C au sein du Groupe de Potsdam et du socle Précambrien. Malgré des conditions hydrogéologiques défavorables, un système géothermique à boucle ouverte est envisageable dans les grès de Covey Hill ou à l'interface socle-couverture grâce à la mise en place de systèmes géothermiques ouvragés afin d'améliorer la connexion des puits selon le chemin naturel du fluide souterrain. Pour le moment, la rentabilité d'un tel système demeure questionnable considérant les technologies et connaissances actuelles. Au Canada, la recherche pour le développement du système EGS est en cours, notamment pour les régions de l'Ouest et du Nord canadien. Par exemple, la société DEEP a pour projet d'installer une centrale géothermique ciblant les unités profondes du Bassin Williston afin de produire de l'énergie à partir d'eau chaude à environ 125°C (Deep Earth Energy Production Corp., 2021). D'autre part, d'importantes avancées ont été observées grâce au site pilote de Soultz-Sous-Forêts, en France, qui a fait l'objet d'un programme de recherche européen entre 1987 et 2010. Malgré cela, il faut noter que cibler les unités profondes du bassin des BTSL présente des coûts d'exploitation élevés (forages, maintenance, etc.) et des incertitudes géologiques importantes (besoin de stimulations hydrauliques, etc.). Enfin, si la mise en place d'un système géothermique à boucle ouverte à Brossard n'est pas concevable ou trop complexe, il est à noter qu'un système à boucle fermée est également envisageable. Malgré une récupération énergétique plus faible que dans le cas d'un doublet géothermique, le système à boucle fermée comporte moins de risque et fonctionne indépendamment des conditions hydrauliques du soussol. Cela fait de lui un dispositif fiable mais difficilement viable. Cependant, les technologies géothermiques en boucle fermée sont en voie de développement comme le montre GreenFire Energy avec sa nouvelle technologie d'extraction en boucle fermée appelée GreenLoop<sup>™</sup> (GreenFire Energy Inc., 2021).

# 6.2. Facteurs influant l'estimation des paramètres thermiques et des ressources géothermiques

#### 6.2.1. Les unités géologiques et leurs variables

Les résultats statistiques des conductivités thermiques effectives et des constantes de génération de chaleur effectives obtenus pour chacun des forages permettent d'observer l'impact des différents paramètres sur leurs calculs. En effet, le graphique en tornade de la Figure 5.9 présenté à la section résultats, illustre l'importance de l'épaisseur des unités géologiques dans le calcul de la conductivité thermique effective. Il montre également l'impact que peut engendrer la dispersion des données au sein d'une distribution de valeurs de conductivité thermique d'une unité. De la même manière, les résultats statistiques de la conductivité thermique effective de chacun des puits (Tableau 5.2) illustrent bien l'effet de l'écart-type de la conductivité thermique des différentes unités géologiques (Tableau 4.5). Par exemple, l'écart-type de la conductivité thermique effective au sein du puits A195 à Arthabaska est élevé en comparaison avec ceux des autres puits. Or, ce puits traverse uniquement les unités des Appalaches et des roches couverture dont l'écart-type de la conductivité thermique est le plus élevé parmi les autres unités géologiques. Ainsi, la distribution de la conductivité thermique effective au sein du puits A195 est uniquement influencée par celle des unités couvertures et Appalaches, ce qui explique son important écart-type. Par ailleurs, le puits A157 présente la plus faible valeur d'écart-type. La colonne de roche la plus épaisse du puits A157 est la formation de Beauharnois dont la dispersion des données est très faible (représentée par la loi Laplace). Les autres unités les plus épaisses sont les unités d'Utica et de Tr-BR-Ch qui ont un écart-type tout aussi faibles. Ainsi, ce sont principalement ces unités qui affectent le résultat de la distribution de la conductivité thermique effective au puits A157, expliquant la faible valeur d'écarttype. Cela est également le cas pour les calculs de la constance de génération de chaleur effective.

Ainsi, lors du calcul de la conductivité thermique ou de la constante de génération de chaleur effective, les deux paramètres influençant les résultats et leur gamme de valeurs sont l'épaisseur et la distribution des données du paramètre thermique en question de chaque unité géologique. Afin d'obtenir une valeur représentative de la conductivité thermique effective d'un site, il est donc primordial de récolter les données les plus exactes et les plus précises possibles concernant la lithologie et les paramètres thermique du sous-sol de ce site. En effet, l'épaisseur des unités géologiques et la conductivité thermique des roches varient spatialement dans le bassin, parfois de façon localisée. L'implémentation d'un ou plusieurs nouveaux forages d'exploration au niveau de la zone ciblée apparaît alors indispensable afin de récolter les échantillons et données utiles aux calculs de la température et de la conductivité thermique effective notamment.

# 6.2.2. Paramètres influant l'estimation du potentiel géothermique

L'analyse de sensibilité du calcul du flux de chaleur en surface a montré que la conductivité thermique effective est le paramètre ayant le plus d'influence sur le résultat. En effet, la Figure 5.10 illustre l'impact conséquent de cette variable par rapport à celle des autres. Le second paramètre le plus influent dans le calcul du flux de chaleur est la température mesurée en profondeur, qui aide à déterminer le gradient géothermique. Ces résultats mettent en valeur l'importance des paramètres dont les données sont acquises sur le terrain. Sur la Figure 5.11, le facteur de récupération est présenté comme l'élément le plus influent sur le calcul de l'énergie thermique récupérable avec un intervalle de valeur allant de 2 à 20 %. Ce taux de récupération dépend grandement de la géométrie du réservoir, et plus précisément, de la structuration de la perméabilité de la roche en profondeur. Au sein du bassin des BTSL, il existe peu d'informations sur les paramètres hydrauliques des roches profondes (Gauchat, 2017). Cela rend difficile l'estimation du facteur de récupération au niveau de nos sites d'étude. Afin de distinguer les variations associées aux autres paramètres, le facteur de récupération a été fixé à une valeur de 10 % pour les calculs des différents sites d'étude. Grâce à cela, le rôle de la capacité thermique volumique des différentes unités géologiques a été mis en évidence (Figure 5.5). En effet, plus la roche à une valeur de capacité thermique volumique élevée et plus l'énergie thermique récupérable au sein de cette roche sera importante.

Au regard de l'impact de ces variables sur l'évaluation du potentiel géothermique d'un site, une caractérisation rigoureuse des paramètres physico-chimiques et thermiques des roches paraît essentielle. Pour cela, le sous-sol du site doit faire l'objet d'études exploratoires visant à déterminer sa lithologie, sa température, sa capacité thermique volumique et sa conductivité thermique notamment. D'autre part, l'observation d'une forte influence de la part du facteur de récupération sur l'évaluation des ressources géothermiques profondes nous incite à devoir améliorer nos connaissances sur les techniques de récupération et à déterminer avec précisions le taux de rendement d'une exploitation selon sa profondeur. Ainsi, l'implémentation de forages d'exploration au niveau des sites d'intérêt ne suffit pas à déterminer le potentiel et la rentabilité d'une exploitation géothermique. Différents axes de recherche devront être poursuivis tels que les technologies de récupération de l'énergie notamment.

### 6.3. Utilisation des données de TRT dans l'évaluation du gradient géothermique

Cette section aborde les points positifs et négatifs de l'utilisation des données de TRT pour l'estimation du gradient géothermique et du flux de chaleur en surface.

#### 6.3.1. Avantages

L'atout principal d'un TRT est qu'il peut facilement être réalisé en zone urbaine contrairement aux forages profonds dont l'implémentation nécessite un certain espace et une certaine accessibilité. La réalisation d'un TRT est, elle, sans contrainte d'espace et avec moins de règlementations à respecter du fait de sa moindre profondeur. Or, les zones à couvrir par les données se concentrent la plupart du temps dans les zones urbaines où les besoins en chaleur sont les plus importants. L'usage de TRT permet donc la récolte d'un plus grand nombre de données au sein de ces zones et offre ainsi une certaine complétude au regard de l'estimation du gradient géothermique d'un site. De plus, la mise en œuvre d'un TRT requiert des forages d'une profondeur relativement faible, ce qui fait de lui un ouvrage moins coûteux que l'implémentation de forages profonds.

D'autre part, la réalisation d'un TRT permet de déterminer de façon in situ la conductivité thermique effective de la colonne de roche forée. En effet, grâce aux essais d'injection de chaleur réalisés dans les puits, les mesures sont directement effectuées sur la totalité de l'intervalle étudié, soit sur environ 150 m d'épaisseur. Les valeurs de conductivité thermique effective ainsi obtenues sont considérées comme plus représentatives des conditions in situ du sol que celles obtenues avec les échantillons et les diagraphies. Les échantillons de roche et les diagraphies réalisées au sein des forages sont des données collectées ponctuellement le long de la colonne de roche afin d'être par la suite assemblées pour estimer la conductivité thermique effective. Le caractère ponctuel de ces méthodes n'offre pas une aussi bonne représentativité que la mesure réalisée lors d'un TRT. Dans le même ordre d'idée, le calcul du gradient géothermique d'un site ne devrait pas s'appuyer sur une unique mesure de température réalisée en fond de puits comme c'est le cas lorsque les données utilisées proviennent de forages profonds. Ainsi, les profils de température issus des TRT, et dont les mesures sont effectuées à intervalles réguliers dans l'échangeur de chaleur, apparaissent comme étant une méthode alternative pour l'interprétation du gradient géothermique.

À l'essai dans les travaux de Sanner *et al.* (2013), Raymond *et al.* (2016) et Márquez *et al.* (2019), l'estimation du gradient géothermique et du flux de chaleur en surface basée sur de nouvelles données issues de TRT reste une méthode innovante. En effet, l'évaluation du potentiel géothermique d'une région ou d'un site est généralement réalisée à partir des données de forages profonds. C'est une approche

connue et utilisée de tous tandis que l'utilisation de données de TRT est une méthode qui reste à raffiner notamment concernant les limites d'utilisation, la correction des données, etc. Le développement de cette nouvelle approche pourra alors être fortement utile aux prochaines études à venir. En effet, le besoin de réduire les émissions de GES entraîne le développement des énergies renouvelables, les zones d'agglomérations continuent de s'agrandir et la demande énergétique devient de plus en plus importante. Pour faire face à ces besoins énergétiques croissants, l'implémentation de systèmes géothermiques en zone urbaine est une alternative de choix. Pour développer ces ressources, une phase d'exploration est nécessaire afin de définir le potentiel géologique des zones d'intérêts. Dans un cas de ce genre, l'utilisation de données de TRT semble être une méthode préalable à l'usage de forages profonds dont l'implémentation est plus complexe. Au vu des retombées que cela peut avoir, il est important de considérer et de faire progresser cette méthode pour de futures recherches.

#### 6.3.2. Inconvénients

Le principal inconvénient dans les données de TRT pour l'estimation du gradient géothermique est le caractère superficiel de celles-ci. N'atteignant en moyenne que 100 à 200 m de profondeur, les TRT fournissent des données de température plus ou moins fiables car elles sont perturbées par des évènements en surface. En effet, proche de la surface, le sous-sol subit de nombreuses interactions avec son environnement. Premièrement, les variations climatiques en surface influencent la température du sous-sol en permanence. Par exemple, les glaciations passées ont provoqué une baisse de température dans le sous-sol. De manière opposée, le réchauffement climatique actuel induit une hausse de température provenant de la surface et se propageant en profondeur. Le profil de température mesuré dans l'échangeur de chaleur est donc perturbé. Pour obtenir un gradient géothermique à l'équilibre, il est nécessaire d'appliquer des corrections afin de contrer les effets des différents évènements climatiques dont la méthode est détaillée à la section 4.2.3. L'application de ces corrections demande un certain travail en amont afin de déterminer les caractéristiques des différents événements climatiques passés et actuels (température et période). Le réchauffement climatique actuel est l'évènement qui nécessite le plus de recherche et de réflexion car il faut compiler les données météorologiques historiques au niveau de chaque TRT étudié afin d'estimer la variation de température moyenne annuelle en surface (Figure 4.4). L'accès à ces données historiques peut être difficile selon les pays ou régions ciblées. Malgré les précautions prises, la méthode de correction paléoclimatique n'est pas parfaite et les résultats obtenus sont approximatifs. Par conséquent, il est important de garder à l'esprit que les valeurs de température absolues mesurées avant un TRT sont à considérer avec précaution pour l'évaluation du gradient géothermique.

D'autre part, l'eau souterraine a également un rôle à jouer sur le régime thermique du sous-sol. Certaines roches sont susceptibles de favoriser la circulation d'eau souterraine, ce qui a pour effet d'influencer la température du sous-sol. En effet, au niveau des zones d'infiltration d'eau froide (recharge), la température du sous-sol a tendance à diminuer, tandis que les zones de remontée d'eaux souterraines chaudes augmentent la température (Saar *et al.*, 2011; Anderson 2005). Le gradient géothermique peut être perturbé dans le cas où les conditions favorables à la circulation de l'eau sont remplies. Parmi elles : une roche poreuse et perméable, un relief important, une arrivée d'eau, etc.

L'utilisation des TRT pour l'évaluation du potentiel géothermique requiert une certaine prudence car l'aspect superficiel des données récoltées engendre une sous-estimation du flux de chaleur. Ainsi, dans le cas où l'analyse d'un TRT identifie une anomalie thermique, cette anomalie doit forcément être plus importante que ce qu'indique les résultats obtenus à partir du TRT. Le TRT permet donc une caractérisation préliminaire de la zone d'étude.

Pour finir, il est à noter que les données de TRT utilisées dans ce travail ne sont pas consignées de manière publique et proviennent d'informations privées. L'accès à ces informations peut être difficile, ce qui constitue une barrière pour l'usage des TRT dans l'étude du potentiel géothermique des espaces urbains et qui entrave le développement de cette nouvelle méthode.

En conclusion, l'utilisation de TRT pour l'estimation du gradient géothermique et du flux de chaleur en surface permet d'avoir un plus grand nombre de données dont l'origine diffère des données utilisées jusqu'à présent. De ce fait, le TRT permet de détecter des anomalies en milieu urbain avant de justifier un forage profond. Malgré le caractère incertain des données de TRT, cette nouvelle approche permet d'atteindre une certaine complétude pour l'évaluation du potentiel géothermique d'une région en associant les différentes données entre elles (données de TRT et données de forages profonds). C'est une méthode peu développée qui offre de nouvelles perspectives pour la recherche à venir.

### 6.4. Discussion de l'origine géologique des anomalies thermiques

Si l'existence d'anomalies thermiques positives au sein des BTSL a été appuyée par les résultats de ce travail, leur origine géologique reste inconnue. Or, connaître l'origine de ces anomalies aiderait à réaliser les études de sites analogues et à cibler de futures opérations géothermiques. Ainsi, cette section porte sur les différents axes de réflexion quant à l'origine géologique des principales anomalies du bassin, à savoir celles de Brossard et d'Arthabaska.

En général, on distingue deux types de contexte géologique propices au développement de systèmes géothermiques : les régions tectoniques et volcaniques actives émergées d'un côté, et les bassins sédimentaires de l'autre.

Dans le premier cas, les régions concernées sont situées à proximité des limites de plaques lithosphériques comme la ceinture de feu du Pacifique (ex : le Japon; Nakamura, 1981), le grand rift africain, l'arc méditerranéen, etc. et au niveau des points chauds tels que l'Îles d'Hawaî, l'Islande (Ragnarsson, 2008), les îles Galapagos, les Açores, etc. Dans ces zones tectoniquement actives, la production de chaleur provient généralement des remontées magmatiques où le transfert thermique se fait par conduction et convection selon le contexte.

Dans le cas des bassins sédimentaires, leurs localisations sont mieux réparties à la surface du globe : il y a le Bassin Pannonien en Hongrie (Horvath et al., 2015), le grand bassin artésien en Australie, le Bassin Parisien et le Fossé Rhénan en France (Jeanson, 1995), le bassin du Mississipi-Missouri aux États-Unis, le bassin sédimentaire de l'Ouest au Canada (Jessop, 1998), etc. La source de chaleur et les transferts thermiques qui ont lieu au sein de ces bassins diffèrent selon l'environnement et la géologie en place. Les anomalies thermiques positives au sein des bassins sédimentaires peuvent provenir de l'amincissement de la lithosphère lors de son extension comme c'est le cas du Bassin Pannonien en Hongrie (Royden et al., 1983; Dövényi et Horváth, 1988) et du Rift Ouest Européen Cénozoïque avec le Fossé Rhénan situé le long de la frontière franco-allemande (Villemin et al., 1986). En effet, l'amincissement crustal engendre une remontée du manteau chaud sous le bassin ainsi qu'une fracturation importante des roches qui favorise la circulation de fluides chauds (Mc Kenzie, 1978; Genter et al., 2003). L'infiltration et la circulation d'eau souterraine ont une influence sur la distribution spatiale de la température dans le sous-sol en raison d'un transfert de chaleur par convection comme c'est le cas dans le Bassin Pannonien en Hongrie (Nador, 2020). La convection peut être induite naturellement lorsqu'un gradient de température (ou de concentration) induit des différences de masses volumiques au sein du fluide ce qui engendre alors des mouvements de convection si la perméabilité du roc est suffisamment élevée. Il existe également la convection forcée qui

est une circulation dite « artificielle » du fluide provoquée par un gradient de pression externe tel que le gradient hydraulique régional. Le soulèvement de la limite croûte-manteau peut également faciliter la mise en place d'intrusions magmatiques en profondeur, constituant la principale source de chaleur du bassin grâce à la désintégration des éléments radioactifs. Par exemple, des intrusions magmatiques sont présentes dans le Fossé Rhénan à des profondeurs situées entre 80 et 100 km (Pribnow et Schellschmidt, 2000) et des intrusions granitiques sont aussi observées dans les Cornouailles en Angleterre où le projet UDDGP (United Downs Deep Geothermal Project) est actuellement en cours (Curtis *et al.*, 2019; Comeau *et al.*, 2020). De plus, les roches de couverture au sein d'un bassin sédimentaire jouent un rôle de piège thermique grâce à leur faible conductivité thermique.

Les anomalies thermiques des BTSL, et en particulier celle de Brossard, peuvent être comparées aux cas précédemment mentionnés afin de déterminer leur origine.

Tout d'abord, la présence d'un phénomène de convection naturelle en profondeur est une hypothèse peu probable, mais tout de même possible. En effet, le caractère très peu perméable des roches sédimentaires du bassin des BTSL mis en évidence par Gauchat (2017) nous contraint à exclure la présence de convection naturelle au sein de la matrice. Cependant, certaines zones du sous-sol pourraient présenter une bonne perméabilité permettant la circulation de fluide telles que l'interface socle-couverture ou autres zones de failles (ex : la ligne Logan; Figure 2.1; Figure 2.2) ou d'altérations à définir. La zone de la ligne Logan peut potentiellement présenter les conditions favorables à l'écoulement d'eau chaude en profondeur et ainsi être à l'origine de l'anomalie thermique d'Arthabaska (Figure 6.1a). Pour le moment, la convection naturelle est une hypothèse incertaine et peu étayée car ces zones faillées sont difficilement caractérisables à de grandes profondeurs. Pour obtenir les informations manquantes, l'utilisation de méthodes géophysiques telles que les mesures magnétiques, gravimétriques ou magnétotelluriques peut être une solution.



Figure 6.1: Coupe schématique illustrant les différents scénarios envisagés pour expliquer l'origine géologique des anomalies thermiques des BTSL.

a : convection naturelle à l'interface socle-bassin ou zones faillées/altérées. b : remontée mantellique liée à un amincissement crustal. c : concentration en éléments radioactifs. La figure n'est pas à l'échelle. La légende de la lithologie du bassin est montrée à la Figure 1.4.

Ensuite, il est à noter que le bassin sédimentaire des BTSL et ses environs ne montrent pas de dénivelé significatif. En effet, le bassin est bordé par la province géologique de Grenville d'un côté et par les Appalaches de l'autre présentant une altitude faible et une topographie aplanie. Ainsi, le relief de quelques centaines de mètres au plus n'est pas assez important pour engendrer un fort gradient hydraulique qui permettrait la remontée de fluide d'origine profonde. Un processus de convection forcée est donc peu envisagé. Le principal mode de transfert de chaleur dans le cas de l'anomalie de Brossard serait donc la conduction thermique.

De plus, les anomalies étudiées sont situées au sein d'un bassin sédimentaire constitué de blocs basculés en profondeur, témoignant d'une ancienne phase tectonique extensive. Le phénomène d'amincissement de la croûte terrestre associé à la remontée du manteau en profondeur est souvent responsable de l'apparition d'une anomalie thermique positive régionale (Figure 6.1b). Cependant, les anomalies observées ne sont pas généralisées sur l'ensemble du bassin des BTSL et la principale anomalie reste concentrée dans la région de Brossard. Une autre explication doit donc être fournie afin d'expliquer le caractère local de l'anomalie de Brossard.

Selon Richard et al. (2017), la source géologique responsable de l'augmentation locale de la température au sein des BTSL pourrait être la présence d'intrusions magmatiques radiogéniques dans le socle (Figure 6.1c). Leurs travaux font allusion aux intrusions alcalines crétacées appelées les collines montérégiennes qui se situent à l'est de Montréal (Figure 2.1). Une de ces collines, appelée Mont Saint-Bruno, se situe au nord-est de Brossard, proche de la zone d'anomalie principale du bassin des BTSL (Figure 6.2). Les roches montérégiennes ont été les objets des travaux de Feininger et Goodacre (1995) dont le but fut de caractériser leur configuration en profondeur et leur mécanisme d'intrusion. Leurs résultats s'appuient sur des méthodes gravimétriques et notamment sur l'observation des formes et des amplitudes des anomalies de Bouguer. Il est mis en évidence que les roches ignées denses qui composent les collines montérégiennes s'étendent avec la profondeur et que chaque intrusion possède une base horizontale plus ou moins plate. Les bases plates des collines occidentales (dont Saint-Bruno) résulteraient d'une propagation latérale des magmas montérégiens le long de la discordance précambrienne située au sommet du socle. De plus, la détection par gravimétrie ne permet pas d'identifier la présence de réservoirs verticaux sous les intrusions, probablement à cause de leur forme étroite et de leur densité relativement faible. Ainsi, les modèles gravimétriques de Feninger et Goodacre (1995) ont documenté environ 200 km<sup>3</sup> de roches montérégiennes en profondeur auxquelles viennent s'ajouter les roches ignées supplémentaires nondétectées, pour finalement atteindre un volume total de plus de 500 km<sup>3</sup>. Il est donc admis que les collines montérégiennes ne sont que de petites manifestations de ce qui a dû être un évènement intrusif majeur dans le socle précambrien. L'étalement de ces roches intrusives en profondeur est également visible sur la carte de la dérivée première verticale de l'anomalie de Bouger des BTSL tiré de Jobin et al. (2017; Figure 6.2). En effet, un excès de masse (zones en rouge/violet) est observé autour et surtout au sud-ouest du Mont Saint-Bruno, à l'endroit où se situe globalement la zone d'anomalie de Brossard. Ainsi, l'idée d'un pluton riche en éléments radioactifs à l'origine de l'augmentation locale de la température dans la zone de Brossard est une hypothèse plausible et intéressante (Figure 6.1c). En outre, la désintégration d'isotopes radioactifs serait responsable jusqu'à 83% du flux de chaleur actuel selon Beardsmore et Cull (2001). Les roches à forte teneur en isotopes radioactifs présentes en profondeur peuvent être dissimulées par les roches couvertures sus-jacentes. Le bassin Cooper situé en Australie en est un parfait exemple : les roches sédimentaires isolantes recouvrent les granites radioactifs « chauds » (Meixner et Holgate, 2009).



Figure 6.2: Dérivée première verticale de l'anomalie de Bouguer des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Modifiée de Jobin et al. (2017).

Par ailleurs, Richard *et al.* (2017) ont réalisé des travaux consistant à étudier la production radiogénique de chaleur dans l'Est canadien du point de vue géothermique. Pour déterminer le potentiel radiogénique du Québec, trois indicateurs radiogéochimiques ont été utilisés : 1) les relevés radiométriques aéroportés, 2) les relevés géochimiques d'uranium dans les sédiments et 3) les formations rocheuses propices à la présence d'uranium. Au sein des zones couvertes par les relevés radiométriques aéroportés, les régions où la concentration en équivalent uranium éU est supérieure à 1,25 ppm sont considérées comme ayant un potentiel radiogénique le plus élevé. Les résultats de Richard *et al.* (2017) décrivent l'existence d'une seule zone dans le bassin des BTSL où la concentration en éU est supérieure à 1,25 ppm : la Rive-Sud de Montréal. Concernant les relevés géochimiques d'uranium dans les sédiments, aucune donnée n'est disponible le long du fleuve Saint-Laurent dans le bassin des BTSL. Enfin, les unités géologiques propices à

la présence d'uranium dans le bassin des BTSL sont les roches riches en matières organiques telles que les shales de l'Utica présents sur la Rive-Sud de Montréal et les roches ignées et métamorphiques riches en silice probablement présentes dans le socle précambrien. En combinant les trois indicateurs radiogéochimiques tel qu'illustré sur la Figure 6.3, il est possible de distinguer plusieurs zones du Québec où tous les indicateurs sont propices. Au sein du bassin des BTSL, la seule région concernée par ce fort potentiel radiogénique correspond à la zone d'anomalie thermique positive de Brossard, située sur la Rive-Sud de Montréal. De plus, les travaux de Liu et Nasr (2019) mettent en évidence l'existence d'une forte hétérogénéité de la concentration en éléments radioactifs des unités géologiques du bassin des BTSL et en particulier du socle profondément enfoui. Cela témoigne de l'importance de la production de chaleur par désintégration des éléments radioactifs dans la recherche des sources géologiques responsables du potentiel géothermique du bassin des BTSL, notamment dans la zone de Brossard.

En conclusion, l'hypothèse la plus probable pour expliquer l'origine de l'anomalie thermique de Brossard reste la présence, en grande quantité, d'éléments radioactifs concentrés au sein du socle précambrien ou d'intrusions magmatiques en profondeur. La recherche à ce sujet doit être développée notamment par l'acquisition de nouvelles données géophysiques et géochimiques locales ainsi que de données structurales profondes. En comparaison, le bassin de Perth en Australie est également un site d'intérêt pour l'énergie géothermique dont la source de chaleur reste inconnue. Toutefois, ici aussi, les hypothèses énoncées impliqueraient le socle de roches cristallines présent sous le bassin (Larking et Meyer, 2010).



Figure 6.3: Potentiel radiogénique déterminé à partir des indicateurs radiogéochimiques au Québec. (Richard *et al.*, 2017).

# 6.5. Limites et pistes d'amélioration

La principale limite de ce projet est qu'il se base sur l'utilisation de données préexistantes au sein du bassin sédimentaire des BTSL tandis que celles-ci sont en quantité limitée. En effet, le nombre de forages profonds est restreint avec moins de 300 anciens puits pétroliers et gaziers répartis au sein des BTSL et dont les profondeurs dépassent rarement 3 km. C'est particulièrement le cas de la zone de Brossard qui n'est couverte que par un seul forage profond (A157) et par un autre moins profond (414 m) situé à presque 15 km au sud-est de Brossard (A263). En outre, les températures mesurées dans les forages préexistants ne sont pas à l'équilibre. À titre de comparaison, le projet DEEP, qui cherche à implémenter une centrale géothermique au sud-est de la Saskatchewan, s'est appuyé sur des données publiques provenant de plusieurs milliers de forages. Cela leur a permis de mettre en évidence la présence d'une anomalie thermique positive associée à un vaste aquifère sédimentaire dans le bassin de Williston (Deep Earth Energy Production Corp., 2021; Somma *et al.*, 2021). De plus, d'autres régions du monde telles que la France ont investi dans le développement des ressources géothermiques grâce à l'implémentation ou la réhabilitation de 112 puits d'exploration profonds dans le cas du Bassin Parisien et du Bassin Aquitain

(Laplaige *et al.*, 2005). Ces exemples montrent qu'une certaine quantité et une certaine qualité des données sont indispensables au développement de projets géothermiques concrets. Ainsi, acquérir de nouvelles données de température à l'équilibre au sein d'anciens forages pétroliers ou à partir de nouveaux puits forés en profondeur permettrait de réduire l'incertitude face à l'évaluation de la température et du potentiel géothermique du bassin des BTSL.

Par ailleurs, ce travail s'appuie sur l'utilisation de nouvelles données de TRT qui sont réparties de manière hétérogène dans le bassin et qui proviennent de données privées, donc difficiles à obtenir. En effet, cette étude présente plusieurs zones qui ne sont pas couvertes par les données de TRT, telles que les zones situées à l'est et au nord de Brossard. Pourtant, de nombreux TRT ont été réalisés au cours des dernières années dans le bassin des BTSL dont les données restent inexploitées. Il serait alors judicieux de trouver des solutions avec les entreprises privées impliquées dans la réalisation des TRT afin de partager leurs informations. Malgré une quantité limitée des données de TRT impliquées dans cette étude, celles-ci ont été utilisées de façon innovante. Ce caractère novateur vient du fait que le profil de température mesuré dans l'échangeur de chaleur avant la réalisation du TRT a été utilisé pour déterminer le gradient géothermique et le flux de chaleur. À cela vient s'ajouter le fait que cette nouvelle approche s'inscrit dans le cadre du développement des ressources géothermiques profondes. Certains travaux portent déjà sur l'évaluation du flux de chaleur à partir des données de TRT comme les travaux de Sanner et al. (2013), de Raymond et al. (2016) et de Márquez et al. (2019). Márquez et al. (2019) ont mis en œuvre une approche originale utilisant le profil de température mesuré avant le TRT pour servir des objectifs exploratoires concernant le potentiel géothermique d'un site. En effet, leur méthode se base sur l'optimisation de la condition aux limites d'un modèle cherchant à reproduire le profil de température non perturbé mesuré dans les échangeurs afin d'estimer le flux de chaleur du site. Ce qui, d'une certaine manière, se rapproche de la méthode employée dans ce mémoire. Cependant, les principaux travaux rencontrés dans la littérature n'utilisent pas les données de TRT pour estimer le flux de chaleur, mais pour d'autres usages. En effet, la principale application des données de TRT consiste en une estimation des propriétés thermiques du sous-sol telles que : la conductivité thermique (Bozzoli et al., 2010; Raymond et al., 2011) et sa variabilité à l'échelle du site (Sakata et al., 2021), la capacité thermique (Giordano et al., 2021), ou encore la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine (Chae et al., 2020). De surcroît, l'application de ces travaux est, dans la majorité des cas, uniquement destinée au développement de systèmes géothermiques superficiels exploitant une ressource de basse énergie. Ainsi, notre étude présente une méthode d'utilisation novatrice des données de TRT pour l'évaluation du flux de chaleur et du potentiel géothermique profond d'un site ou d'une région. La principale limite de cette nouvelle approche est liée à l'incertitude sur la correction paléoclimatique des mesures de température qui vient affecter l'estimation du gradient géothermique. Néanmoins, ce point peut être amélioré par la poursuite des recherches au sujet des corrections de température.

Il est à noter également que cette étude cherche à évaluer les ressources géothermiques du bassin des BTSL en se basant sur les données disponibles au sein de ce bassin, c'est-à-dire les données thermiques. Ainsi, un des aspects majeurs dans la caractérisation du potentiel géothermique d'un site est peu abordée dans ce travail, il s'agit des propriétés hydrauliques des réservoirs. En effet, les informations hydrodynamiques du bassin des BTSL sont peu nombreuses (Gauchat, 2017). Des travaux supplémentaires portant sur la caractérisation des paramètres hydrauliques sont donc indispensables dans la perspective d'une exploitation géothermique à boucle ouverte dans le bassin des BTSL.

Pour finir, il est à noter que, dans le but de concrétiser l'implémentation de forages ou de systèmes géothermiques dans le bassin des BTSL, de nombreux aspects ne sont pas abordés dans ce mémoire tels que notamment les aspects techniques, environnementaux, économiques et sociétaux.

# 7. CONCLUSIONS

# 7.1. Éléments clefs

Le travail décrit dans ce mémoire participe à l'évaluation du potentiel géothermique du bassin sédimentaire des BTSL et plus spécifiquement à l'échelle du site qu'à l'échelle du bassin. Le gradient géothermique, le flux de chaleur en surface et les ressources géothermiques de profondeur intermédiaire (jusqu'à 3 km) ont été estimés pour les quatre différents sites d'étude sous forme de gammes de valeurs. Les analyses de sensibilité effectuées lors des calculs statistiques ont mis en évidence le principal facteur d'influence comme étant les valeurs de conductivité thermique des unités géologiques et leur variation locale. Les résultats obtenus à partir des données de forages profonds ont montré que deux sites en particulier présentent des valeurs de gradient géothermique et de flux de chaleur supérieures aux moyennes attendues dans le bassin : (1) l'anomalie de Brossard avec un gradient géothermique moyen de 35,1 °C km<sup>-1</sup> et un flux de chaleur moyen atteignant 108,8 mW m<sup>-2</sup>; (2) l'anomalie d'Arthabaska avec des valeurs moyennes de gradient géothermique et de flux de 29,6 °C km<sup>-1</sup> et 74,2 mW m<sup>-2</sup> respectivement.

Plusieurs critères font de l'anomalie de Brossard, le site au plus haut potentiel de production de chaleur géothermique dans le bassin sédimentaire des BTSL. D'abord, son niveau de température en profondeur est le plus élevé, ce qui peut permettre l'exploitation de ressources géothermiques à moindre profondeur et donc à moindre coût de forage en comparaison à d'autres sites. Ensuite, le site de Brossard se situe dans une région où le bassin sédimentaire est peu épais et peu profond (< 2 km), permettant une meilleure accessibilité aux différentes unités géologiques dont les propriétés hydrauliques diffèrent. Pour finir, l'anomalie de Brossard se situe au niveau d'une zone urbaine où la demande énergétique est importante.

Au cours de cette étude, l'existence de cette anomalie a également été appuyée par de nouvelles données issues de TRT situés dans le sud du bassin des BTSL. En effet, une méthode innovante a été employée consistant à utiliser les profils de température et les valeurs de conductivité thermique fournis lors de la réalisation des TRT afin d'évaluer le gradient géothermique et le flux de chaleur pour chaque TRT. Cette approche a permis une comparaison relative des résultats et a mis en évidence la présence d'une zone d'anomalie thermique positive sur la Rive-Sud de Montréal, au niveau de Brossard. Ce sont donc les données de TRT cumulées aux données de forages profonds qui permettent de confirmer l'existence d'une anomalie thermique importante à Brossard.

Parmi les premières études visant l'évaluation du potentiel géothermique du Québec, nous pouvons citer les travaux de Lefebvre (1980) dont les résultats faisaient apparaître la présence d'une potentielle anomalie à Brossard. S'appuyant sur des données brutes (sans corrections) et dont la quantité était très limitée, Lefebvre (1980) concluait que la présence d'une anomalie thermique dans le sous-sol de Brossard était fortement improbable. Trente années plus tard, les informations fournies dans ce présent travail aident à faire la lumière sur l'anomalie de Brossard et permettent d'en affirmer l'existence.

En perspective d'implémenter une opération géothermique de profondeur intermédiaire au niveau du site de Brossard, différentes alternatives semblent envisageables : (1) Un doublet géothermique (système à boucle ouverte) ciblant la formation du Beauharnois (de -600 à -950 m) qui constitue des roches réservoirs potentiels. La température atteinte à ces profondeurs varie entre 30 et 50 °C et permettrait un usage direct de la chaleur pour le chauffage de bâtiments et autres applications agricoles et de loisirs (chauffage de piscines, serres, bassins de pisciculture, aquaculture, etc.). (2) Un doublet géothermique ciblant les grès du Covey Hill ou l'interface socle-couverture (de - 1400 à - 1800 m) avec la mise en place d'un système géothermique ouvragé (système EGS). La température atteinte à ces profondeurs varie entre 50 et 80 °C et permettrait, entre autres, l'alimentation de réseaux de chaleur urbains. (3) Un système à boucle fermée ciblant des profondeurs adaptées au type de ressource recherché.

Par ailleurs, le système à boucle fermée est celui qui semble être le moins risqué dans le cas du site d'Arthabaska car les formations géologiques rencontrées en profondeur sont des roches couvertures aux propriétés hydrauliques défavorables. Un système de doublet géothermique peut tout de même y être envisagé car le site se situe à proximité d'une zone de faille appelée ligne Logan, où des phénomènes de convection naturelle pourraient se produire. Toutefois, la perméabilité serait difficile à anticiper et une stimulation hydraulique, thermique et/ou chimique serait probablement nécessaire. Entre 1 et 3 km de profondeur, la température moyenne varie de 30 à 90 °C. Ainsi, selon le type de système privilégié, la température et le type de ressources recherchés, diverses applications de l'énergie géothermique sont envisageables au niveau d'Arthabaska telles que les usages agricoles, le chauffage d'habitation, et l'alimentation de réseaux de chaleur.

Pour terminer, ce travail s'est penché sur la question de l'origine géologique de l'anomalie de Brossard. La principale explication suggérée est la présence, en grande quantité, d'éléments radioactifs au sein du socle précambrien ou d'intrusions magmatiques localisées en profondeur au niveau de Brossard. La chaleur serait alors produite par désintégration des éléments radioactifs et serait transférée par conduction thermique dans le sous-sol.

### 7.2. Recommandations et perspectives

Dans le but de concrétiser le projet de la réalisation d'une opération géothermique de profondeur intermédiaire dans le bassin des BTSL, la prochaine étape à envisager serait la réalisation de nouveaux puits profonds. En effet, l'implémentation de nouveaux forages exploratoires au sein du bassin des BTSL, et plus particulièrement au niveau des zones d'intérêt comme Brossard et Arthabaska, permettrait l'acquisition de données indispensables à la caractérisation d'un réservoir géothermique. Cela fournirait, localement, une caractérisation lithologique, structurale, chimique, hydraulique, physique et thermique détaillée des roches traversées. Par exemple, la conductivité thermique effective serait connue à l'échelle du site, ce qui réduirait l'incertitude sur les calculs de ressources géothermiques profondes. Les coûts de forages profonds étant conséquents, les techniques d'exploration basées sur des méthodes géophysiques pourraient, dans un premier temps, aider à caractériser la structure du sous-sol. Par le passé, des travaux de prospections géophysiques ont été réalisés au sein du bassin des BTSL à l'échelle régionale. Réalisée à l'échelle locale, l'acquisition de données géophysiques) permettrait de mieux identifier la zone à cibler pour l'implémentation de forages exploratoires ou le développement de systèmes géothermiques pour la zone de Brossard notamment.

Une fois que les caractéristiques du sous-sol sont connues localement, il sera indispensable de concevoir un modèle numérique du réservoir géologique en y intégrant les données collectées telles que le contexte géologique et structural de la zone, ainsi que ses paramètres hydrauliques, thermiques et géomécaniques. À partir de ce modèle numérique, la modélisation thermo-hydro-mécanique du réservoir pourra être réalisée afin de prédire les modalités de circulations des fluides et des transferts thermiques, ainsi que le comportement mécanique lors de l'exploitation du réservoir. En plus d'optimiser la ressource, de telles simulations permettent d'évaluer la durée de vie du réservoir et de tester différentes configurations de fractures artificielles obtenues par stimulation du réservoir.

À défaut de pouvoir, à court terme, implémenter un système géothermique profond pour la production de chaleur dans le bassin des BTSL, des travaux dans différents axes de recherche aideront à avancer le stade de maturité des technologies de forages de puits profonds, de récupération de l'énergie, et de stimulations des systèmes EGS, etc. De plus, il serait judicieux d'évaluer le potentiel économique et les impacts environnementaux et sociétaux que de tels systèmes géothermiques engendreraient dans la région.

# 8. RÉFÉRENCES

- Allis, R.G. (1978). The effect of Pleistocene climatic variations on the geothermal regime in Ontario: a reassessment. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *15*(11), 1875–1879. doi:10.1139/e79-137.
- Anderson, M.P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, *43*(6), 951–968. doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x.
- Auclair, S., et Jacques, L. (2013). Rapport d'essai de réponse géothermique Construction d'une nouvelle école à Contrecoeur, Commission scolaire des Patriotes (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 24 p.
- Beardsmore, G.R. et Cull, J.P. (2001). *Crustal Heat Flow A guide to measurement and modeling*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Beardsmore, G.R., Rybach, L., Blackwell, D., et Baron, C. (2010). A protocol for estimating and mapping global EGS potential. *Geothermal Resources Council Transactions*, *34*, 301–312.
- Beck, A.E. (1977). Climatically perturbed temperature gradients and their effect on regional and continental heat-flow means. *Tectonophysics*, *41*(1–3), 17–39. doi:10.1016/0040-1951(77)90178-0.
- Bédard, K., Comeau, F.-A., et Malo, M. (2013). Modélisation géologique 3D du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Rapport de recherche R1439. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, 30 p.
- Bédard, K., Comeau, F.-A., Millet, E., Raymond, J., Malo, M., et Gloaguen, E. (2016). Évaluation des ressources géothermiques du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Rapport de recherche R1659. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, 100 p. http://espace.inrs.ca/4845/
- Bédard, K., Comeau, F.-A., Raymond, J., Malo, M., et Nasr, M. (2018a). Geothermal characterization of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin, Québec, Canada. *Natural Resources Research*, 27(4), 479– 502. doi:10.1007/s11053-017-9363-2.
- Bédard, K., Comeau, F.-A., Raymond, J., Gloaguen, E., Comeau, G., Millet, E., et Foy, S. (2018b). Cartographie de la conductivité thermique des Basses-Terres du Saint-Laurent. Rapport de recherche R1789. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, 31 p. http://espace.inrs.ca/7329/
- Béland, P., et Morin, C. (2000). *Le gisement de gaz naturel de Saint-Flavien, Québec*. Rapport interne. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Direction du gaz et du pétrole, Charlesbourg, Québec, 19 p.
- Beltrami, H., Gosselin, C., et Mareschal, J.C. (2003). Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability. *Geophysical Research Letters*, *30*(10), 1499. doi:10.1029/2003gl017144.

- Benderitter, Y., et Cormy, G. (1990). Possible approach to geothermal research and relative costs. Dans: *Dickson, MH., et Fanelli, M. (Eds.), Small geothermal resources: a guide to development and utilization*. UNITAR, New York, (pp. 59–69).
- Bertrand, R., Chagnon, A., Malo, M., Duchaine, Y., Lavoie, D., et Savard, M.M. (2003). Sedimentologic, diagenetic and tectonic evolution of the Saint-Flavien gas reservoir at the structural front of the Quebec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *51*(2), 126–154. doi:10.2113/51.2.126.
- Birch, A.F. (1948). The effects of Pleistocene climatic variations upon geothermal gradients. *American Journal of Science*, 246(12), 729–760.
- Blais, M.-A. (2011). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école primaire, Commission scolaire Des Grandes Seigneuries, Mercier (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 19 p.
- Blais, M.-A. (2011). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école primaire, Commission scolaire de la Rivière-Du-Nord, Prévost (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 20 p.
- Blais, M.-A. (2012). Rapport d'essai de réponse géothermique Complexe sportif, Arrondissement de Saint-Laurent, Montréal (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 26 p.
- Blais, M.-A., et Beaudoin, A. (2012). Rapport d'essai de réponse géothermique Quartier Chambéry, Blainville (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 53 p.
- Blais, M.-A. (2014). Rapport d'essai de réponse géothermique C.S. de la Seigneurie Des-Milles-Îles, Nouvelle école de Mirabel, (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Laval, 24 p.
- Blais, M.-A. (2014). Rapport d'essai de réponse géothermique École Twin Oaks, Laval (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Laval, 23 p.
- Bozzoli, F., Pagliarini, G., Rainieri, S., et Schiavi, L. (2011). Estimation of soil and grout thermal properties through a TSPEP (two-step parameter estimation procedure) applied to TRT (thermal response test) data. *Energy*, *36*(2), 839–846. doi:10.1016/j.energy.2010.12.031.

Carslaw, H.S., et Jaeger, J.C. (1959). Conduction of Heat in Solids. Oxford University Press, Oxford.

- Castonguay, S., Lavoie, D., Dietrich, J., et Laliberté, J.-Y. (2010). Structure and petroleum plays of the St. Lawrence Platform and Appalachians in southern Quebec: Insights from interpretation of MRNQ seismic reflection data. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *58*(3), 219–234. doi:10.2113/gscpgbull.58.3.219.
- Chae, H., Nagano, K., Sakata, Y., Katsura, T., Serageldin, A.A., et Kondo, T. (2020). Analysis of relaxation time of temperature in thermal response test for design of borehole size. *Energies*, *13*, 3297. doi:10.3390/en13133297.
- Chi, G., Lavoie, D., et Salad Hersi, O. (2000). *Dolostone units of the Beekmantown Group in the Montreal area, Quebec : diagenesis and constraints on timing of hydrocarbon activities*. Rapport technique. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-D1, 8 p.
- Comeau, F.-A., Bédard, K., et Malo, M. (2013). *Lithostratigraphie standardisée du bassin des Basses-Terres du Saint- Laurent basée sur l'étude des diagraphies*. Rapport de recherche R1442. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, 201 p. http://espace.inrs.ca/1645/
- Comeau, F.-A., Raymond, J., Malo, M., Dezayes, C., et Carreau, M. (2017). Geothermal potential of Northern Québec: A regional assessment. *Geothermal Resources Council Transactions*, *41*, 1076–1094.
- Comeau, F.-A., Séjourné, S., et Raymond, J. (2020). *Assessment of geothermal resources in onshore Nova Scotia*. Rapport de recherche R2002. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, 214 p. http://espace.inrs.ca/11227/
- Covell, C. (2016). *Hydraulic well stimulation in low-temperature geothermal areas for direct use*. Mémoire de maîtrise. Reykjavík University, Iceland School of Energy, Science in Energy Engineering. M.Sc. 140 p.
- Cuenot, N., Dorbath, C., et Dorbath, L. (2008a). Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): Implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. *Pure and Applied Geophysics*, *165*(5), 797–828. doi:10.1007/s00024-008-0335-7.
- Cuenot, N., Faucher, J.P., Fritsch, D., Genter, A., et Szablinski, D. (2008b). The European EGS project at Soultz-sous-forêts: From extensive exploration to power production. Dans: *IEEE Power and Energy Society General Meeting 2008.* Pittsburg, 20-24 July 2008. PES, paper 4596680. doi:10.1109/PES.2008.4596680.
- Curtis, R., Busby, J., Law, R., et Adams, C. (2019). Geothermal Energy Use, Country Update for United Kingdom. Dans: *European Geothermal Congress 2019.* The Hague, 11-14 June 2019, 7 p.

Deep Earth Energy Production Corp., (2021). <u>https://deepcorp.ca</u>. (Consulté le 27 octobre 2021).

- Dezayes, C., Lerouge, C., Kushnir, A., Heap, M., Baud, P., Girard, J.-F., Darnet, M., Porte, J., Chabaux, F., Ackerer, J., Genter, A., et Maurer, V. (2018). Is the basement-sediment transition zone in the Rhine graben a good geothermal reservoir? An analogue approach in the CANTARE-Alsace project. Dans: *EGW 2018 6th European Geothermal Workshop*. Strasbourg, 10-11 October 2018, 2 p. doi:10.1186/s40517-018-0103-6.
- Dezayes, C., Lerouge, C., Kushnir, A., Heap, M., Baud, P., Girard, J., Darnet, M., Porte, J., Neeb, S., Chabaux, F., Ackerer, J., et Genter, A. (2019). An analogue approach to characterize the basement-sediment transition zone as a geothermal reservoir. Dans: *World Geothermal Congress 2020*. Reykjavik, April 26-May 2, 2020, 11 p.

- Dietrich, J., Lavoie, D., Hannigan, P., Pinet, N., Castonguay, S., Giles, P., et Hamblin, A. (2011). Geological setting and resource potential of conventional petroleum plays in paleozoic basins in Eastern Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *59*(1), 54–84. doi:10.2113/gscpgbull.59.1.54.
- Dövényi, P., et Horváth, F. (1988). A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data from the Pannonian Basin. Dans: *Royden, LH., et Horvath, F. (Eds.), The Pannonian Basin, a study in basin evolution.* American Association of Petroleum Geologists Memoirs, (pp. 195–233).
- Falcone, G., De Witt, G.J., et Teodoriu, C. (2011). Worldwide classification and reporting requirements for geothermal resources. *Society of Petroleum Engineers*, 16 p. doi:10.2118/146435-ms.
- Feininger, T., et Goodacre, A.K. (1995). The eight classical Monteregian Hills at depth and the mechanism of their intrusion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *32*(9), 1350–1364. doi:10.1139/e95-109.
- Furlong, K.P., et Chapman, D.S. (2013). Heat flow, heat generation, and the thermal state of the lithosphere. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 41, 385–410. doi:10.1146/annurev.earth.031208.100051.
- Gascuel, V., Bédard, K., Comeau, F.-A., Raymond, J., et Malo, M. (2020). Geothermal resource assessment of remote sedimentary basins with sparse data: lessons learned from Anticosti Island, Canada. *Geothermal Energy*, *8*(1), 1–32. doi:10.1186/s40517-020-0156-1.
- Gauchat, L. (2017). Analyse de la fracturation et de la perméabilité des grès du Groupe de Potsdam face aux ressources géothermiques profondes. Mémoire de maîtrise. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Sciences de la Terre. Québec. M.Sc. 139 p.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybesse, J.L., Nicol, N., Dezayes, C., et Schwartz, S. (2003). Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. *Geothermics*, *32*(4), 701–710. doi:10.1016/S0375-6505(03)00065-8.
- Gentier, S. (2013). Les EGS : une méthode d'exploitation géothermique généralisée pour les températures de 130 à 180 °C. Article de la revue *Géosciences*, BRGM, pp. 54–63. hal-010611
- GIEC. (2018). Résumé à l'intention des décideurs, Réchauffement planétaire de 1,5°C. Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre, dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté [Publié sous la direction de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor et T. Waterfield]. Organisation météorologique mondiale, Genève, Suisse, 32 p. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/09/IPCC-Special-Report-1.5-SPM fr.pdf
- Giordano, N., Lamarche, L., et Raymond, J. (2021). Evaluation of subsurface heat capacity through oscillatory thermal response tests. *Energies*, *14*, 26 p. doi:10.3390/en14185791.

- Glassley, W.E. (2015). *Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment,* (2nd ed.). CRC Press, Boca Raton, 423 p. doi:10.1201/b17521.
- Grasby, S.E., Allen, D.M., Bell, S., Chen, Z., Ferguson, G., Jessop, A.M., Kelman, M., Ko, M., Majorowicz, J.A., Moore, M., Raymond, J., et Therrien, R. (2012). *Geothermal energy resource potential of Canada*. Geological Survey of Canada, Open File 6914 (Revised), 322 p. doi:10.4095/291488.

GreenFire Energy. (2021). https://www.greenfireenergy.com/. (Consulté le 27 octobre 2021).

- Grenier, J.-F. (2014). *Caractérisation pétrographique et pétrophysique du groupe de postdam dans le forage A203, Basses-Terres du Saint Laurent*. Mémoire de maîtrise. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Sciences de la Terre. Québec. M.Sc. 162 p.
- Hamza, V.M. (1973). *Vertical distribution of radioactive heat production in the Grenville geological province and the sedimentary sections overlying it*. Thèse de doctorat. University of Western Ontario, Geophysics. London, Canada. Ph.D. 265 p.
- Hanova, J., et Dowlatabadi, H. (2007). Strategic GHG reduction through the use of ground source heat pump technology. *Environmental Research Letters*, 2(4), 8 pp. doi:10.1088/1748-9326/2/4/044001.
- Harrison, W.E., Luza, K.V., Prater, M.L., et Reddr, R.J. (1983). *Geothermal resource assessment in Oklahoma*. Oklahoma Geological Survey, Special Paper 83-1, 42 p.
- Hédinsdóttir, H. (2014). *Mechanisms of injectivity enhancement in the thermal stimulation of geothermal wells*. Mémoire de maîtrise. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Department of Earth Sciences. M.Sc.
- Hermanrud, C., Cao, S., et Lerche, I. (1990). Estimates of virgin rock temperature derived from BHT measurements: Bias and error. *Geophysics*, *55*(7), 924–931.
- Héroux, Y., Lapalme, R., et Chagnon, A. (1975). Étude conclusive des grès de base du Groupe de Potsdam des Basses-Terres du Saint-Laurent. Rapport INRS-Pétrole, Québec, 9 p.

Horner, D.R. (1951). Pressure Build-up in Wells. Dans: *3rd World Petroleum Congress*. The Hague.

- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T., et Wórum, G. (2015). Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. *Geothermics*, *53*, 328–352. doi:10.1016/j.geothermics.2014.07.009.
- Hou, J., Cao, M., et Liu, P. (2018). Development and utilization of geothermal energy in China: Current practices and future strategies. *Renewable Energy*, *125*, 401–412. doi:10.1016/j.renene.2018.02.115.
- Hu, K., et Lavoie, D. (2008). Porosity and permeability evaluation and geological interpretations from core data and geophysical well logs for 18 wells in the Paleozoic successions of Eastern Canada and implications for hydrocarbon exploration. Geological Survey of Canada, Open File 5485, 106 p.

- Hubert, C. (1967). Tectonics of part of the Sillery Formation in the Chaudiere-Matapedia segment of the Québec Appalachians. Dans: *Appalachian tectonics.* Royal Society of Canada, Special Publication 10, (pp. 33–41).
- Jacques, L. (2014). Rapport d'essai de réponse géothermique École du Boisé, Terrebonne (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 23 p.
- Jacques, L. (2015). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école primaire Secteur C, Chemin du Golf, Brossard (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 26 p.
- Jacques, L. (2015). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école à Terrebonne (Lachenaie), Terrebonne (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 26 p.
- Jacques, L. (2015). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école primaire à Saint-Eustache, 99 rue Grignon, Saint-Eustache (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Laval, 32 p.
- Jacques, L. (2015). Rapport d'essai de réponse géothermique Nouvelle école à Saint-Philippe, Au coin des rues Perron et Vézina, Saint-Philippe (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Boucherville, 31 p.
- Jaupart, C., et Mareschal, J.C. (2011). *Heat Generation and Transport in the Earth*. Cambridge University Press, Cambridge, 464 p.
- Jeanson, E. (1995). Le bassin parisien, berceau de la geothermie. Systemes Solaires, 108, 19–25.
- Jessop, A.M. (1971). The distribution of glacial perturbation of heat flow in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(1), 162–166. doi:10.1139/e71-012.
- Jessop, A.M. (1990). *Thermal Geophysics*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 306 p.
- Jessop, A.M. (1998). Geothermal energy in Canada. *Geoscience Canada*, 25(1), 33–41.
- Jobin, D.M., Véronneau, M., et Miles, W. (2017). *Gravity anomaly map, Canada / Carte des anomalies gravimétriques, Canada*. Geological Survey of Canada, Open File 8081; scale 1:7 500 000. doi:10.4095/299561.
- Jorand, R., Vogt, C., Marquart, G., et Clauser, C. (2013). Effective thermal conductivity of heterogeneous rocks from laboratory experiments and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(10), 5225–5235. doi:10.1002/jgrb.50373.
- Kaufman, D.S., Ager, T.A., Anderson, N.J., Anderson, P.M., Andrews, J.T., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Coats, L.L., Cwynar, L.C., Duvall, M.L., Dyke, A.S., Edwards, M.E., Eisner, W.R., Gajewski, K., Geirsdóttir, A., Hu, F.S., Jennings, A.E., Kaplan, M.R., Kerwin, M.W., Lozhkin, A.V., MacDonald, G.M., Miller, G.H., Mock, C.J., Oswald, W.W., Otto-Bliesner, B.L., Porinchu, D.F., Rühland, K., Smol, J.P., Steig, E.J., et Wolfe, B.B. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W). *Quaternary Science Reviews*, 23(5–6), 529–560. doi:10.1016/j.quascirev.2003.09.007.

- Koelbel, T., et Genter, A. (2017). Enhanced Geothermal Systems : The Soultz-sous-Forêts Project. Dans: Uyar, TS. (Ed.), Towards 100% Renewable Energy. Springer Proceedings in Energy, (pp. 243–248). doi:10.1007/978-3-319-45659-1.
- Konstantinovskaya, E.A., Rodriguez, D., Kirkwood, D., Harris, L.B., et Thériault, R. (2009). Effects of basement structure, sedimentation and erosion on thrust wedge geometry: An example from the Quebec appalachians and analogue models. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, *57*(1), 34–62. doi:10.2113/gscpgbull.57.1.34.
- Konstantinovskaya, E., Rutqvist, J., et Malo, M. (2014). CO2 storage and potential fault instability in the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin (Quebec, Canada): Insights from coupled reservoirgeomechanical modeling. *International Journal of Greenhouse Gas Control, 22,* 88–110. doi:10.1016/j.ijggc.2013.12.008.
- Kushnir, A.R.L., Heap, M.J., Baud, P., Gilg, H.A., Reuschlé, T., Lerouge, C., Dezayes, C., et Duringer, P. (2018). Characterizing the physical properties of rocks from the Paleozoic to Permo-Triassic transition in the Upper Rhine Graben. *Geothermal Energy*, *6*, 32. doi:10.1186/s40517-018-0103-6.
- Laplaige, P., Lemale, J., Decottegnie, S., Desplan, A., Goyeneche, O., et Delobelle, G. (2005). Geothermal Resources in France - Current Situation and Prospects. Dans: *World Geothermal Congress 2005*. Antalya, 24-29 April 2005, 13 p.
- Larking, A., et Meyer, G. (2010). Geothermal Energy in the Perth Basin. Dans: *World Geothermal Congress* 2010. Bali, 25-29 April 2010, 6 p.
- Lavoie, D. (2009). *Porosity and permeability measurements for selected Paleozoic samples in Quebec.* Geological Survey of Canada, Open File 6084, 21 p. doi:10.4095/226437.
- Lefebvre, P. (1980). *Gradient géothermique dans les Basses-Terres*. Rapport N°9206. Dossier N°: 1980TA000-01. Sigpeg-MRNF.
- Liu, H., et Nasr, M. (2019). Construction of deep thermal models based on integrated thermal properties used for geothermal risk management. *Mathematical Geosciences*, *51*(3), 295–317. doi:10.1007/s11004-019-09790-z.
- Lo Russo, S., Taddia, G., et Verda, V. (2012). Development of the thermally affected zone (TAZ) around a groundwater heat pump (GWHP) system: A sensitivity analysis. *Geothermics*, *43*, 66–74. doi:10.1016/j.geothermics.2012.02.001.
- Lopez, S., Hamm, V., Le Brun, M., Schaper, L., Boissier, F., Cotiche, C., et Giuglaris, E. (2010). 40 years of Dogger aquifer management in Ile-de-France, Paris Basin, France. *Geothermics*, *39*(4), 339–356. doi:10.1016/j.geothermics.2010.09.005.
- Majorowicz, J., et Minea, V. (2012). Geothermal energy potential in the St-Lawrence River area, Québec. *Geothermics*, 43, 25–36. doi:10.1016/j.geothermics.2012.03.002.

- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., et Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, *326*, 1256–1260. doi:10.1126/science.1177303.
- Márquez, M.I.V., Raymond, J., Blessent, D., et Philippe, M. (2019). Terrestrial heat flow evaluation from thermal response tests combined with temperature profiling. *Physics and Chemistry of the Earth*, *113*, 22–30. doi:10.1016/j.pce.2019.07.002.
- Matsumoto, M., et Nishimura, T. (1998). Mersenne Twister: A 623-dimensionally equidistributed uniform pseudo-random number generator. *ACM Transactions on Modeling and Computer Simulation*, *8*(1), 3–30. doi:10.1145/272991.272995.
- Mattsson, N., Steinmann, G., et Laloui, L. (2007). In-Situ Thermal Response Testing–New Developments. Dans: *Proceedings European Geothermal Congress 2007*. Unterhaching, Germany, 30 May – 1 June 2007, 5 p.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25–32. doi:10.1016/0012-821X(78)90071-7.
- Meixner, T., et Holgate, F. (2009). In search of hot buried granites: a 3D map of sub-sediment granitic bodies in the Cooper Basin region of Australia, generated from inversions of gravity data. *ASEG Extended Abstracts*, 2009(1), 1–11. doi:10.1071/aseg2009ab115.
- MERN. (2016). *Politique énergétique 2030*. Gouvernement Du Québec. <u>https://mern.gouv.qc.ca/2016-04-07-politique-energetique/</u>. (Consulté le 13 janvier 2021).
- MERN. (2020). *Système d'information géoscientifique pétrolier et gazier*. Gouvernement Du Québec. https://sigpeg.mrn.gouv.qc.ca/gpg/classes/igpg. (Consulté le 21 mai 2020).
- Metropolis, N., et Ulam, S. (1949). The Monte Carlo method. *Journal of the American Statistical Association*, 44(247), 335–341.
- Minea, V., et Majorowicz, J. (2011). Assessment of Enhanced Geothermal Systems potential in Québec, Canada. Dans: AAPG/SPE/SEG HEDBERG Research Conference "Enhanced Geothermal Systems". Napa, California, 14-18 March 2011, 5 p.
- Miranda, M.M., Raymond, J., et Dezayes, C. (2020). Uncertainty and risk evaluation of deep geothermal energy source for heat production and electricity generation in remote northern regions. *Energies*, *13*, 4221. doi:10.3390/en13164221.
- Miranda, M.M, Raymond, J., Willis-Richards, J., et Dezayes, C. (2021). Are engineered geothermal energy systems a viable solution for Arctic off-grid communities ? A techno-economic study. *Water*, *13*, 3526. https://doi.org/10.3390/w13243526
- MIT. (2006). The future of geothermal energy. Impact of enhanced geothermal systems (EGS) on the United States in the 21st century. Massachusetts Institute of Technology, Idaho National Laboratory, INL/EXT-06-11746, 372 p.

- Morgensen, P. (1983). Fluid to Duct Wall Heat Transfer in Duct System Heat Storages. Dans: *Proceedings* of the International Conference on Subsurface Heat Storage in Theory and Practive. Swedish Council for Building Research, June 6 8.
- Muffler, L.P.J., et Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment resources of geothermal. *Geothermics*, 7, 53–89. doi:10.1016/0375-6505(78)90002-0.
- Muffler, L.P.J. (1979). Assessment of geothermal resources of the United States 1978. USGS Circular, 790, 163.
- Nádor, A., Sebess-Zilahi, L., Rotár-Szalkai, Á., Gulyás, Á., et Markovic, T. (2019). New methods of geothermal potential assessment in the Pannonian basin. *Netherlands Journal of Geosciences*, *98*, 9 p. doi:10.1017/njg.2019.7.
- Nakamura, H. (1981). Development and utilization of geothermal energy in Japan. Dans: *Geothermal Resources Council*. Davis, 33–35.
- Nasr, M. (2016). Évaluation des propriétés thermiques de la plate-forme du Saint-Laurent : Mesures au laboratoire et approche diagraphique. Mémoire de maîtrise. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Sciences de la Terre. Québec. M.Sc. 242 p.
- Nasr, M., Raymond, J., Malo, M., et Gloaguen, E. (2018). Geothermal potential of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin from well log analysis. *Geothermics*, 75, 68–80. doi:10.1016/j.geothermics.2018.04.004.
- Olasolo, P., Juárez, M.C., Morales, M.P., Damico, S., et Liarte, I.A. (2016). Enhanced geothermal systems (EGS): A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *56*, 133–144. doi:10.1016/j.rser.2015.11.031.
- Omer, A.M. (2008). Ground-source heat pumps systems and applications. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, *12*(2), 344–371. doi:10.1016/j.rser.2006.10.003.
- Ouzzane, M., Eslami-Nejad, P., Badache, M., et Aidoun, Z. (2015). New correlations for the prediction of the undisturbed ground temperature. *Geothermics*, *53*, 379–384. doi:10.1016/j.geothermics.2014.08.001.
- Pambou, C.H.K., Raymond, J., et Lamarche, L. (2019). Improving thermal response tests with wireline temperature logs to evaluate ground thermal conductivity profiles and groundwater fluxes. *Heat and Mass Transfer*, 55(6), 1829–1843. doi:10.1007/s00231-018-2532-y.
- Portier, S., André, L., et Vuataz, F.-D. (2007). *Review on chemical stimulation techniques in oil industry and applications to geothermal systems*. Rapport technique in Enhanced Geothermal Innovative Network for Europe (ENGINE). CREGE Centre for Geothermal Research, Neuchâtel, 32 p.
- Portier, S., Vuataz, F.D., Nami, P., Sanjuan, B., et Gérard, A. (2009). Chemical stimulation techniques for geothermal wells: experiments on the three-well EGS system at Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, *38*(4), 349–359. doi:10.1016/j.geothermics.2009.07.001.

- Pribnow, D., et Schellschmidt, R. (2000). Thermal tracking of upper crustal fluid flow in the Rhine graben. *Geophysical Research Letters*, 27(13), 1957–1960. doi:10.1029/2000GL008494.
- Ragnarsson, Á. (2008). Utilization of goethermal energy in Iceland. Dans: 14th Building Services, Mechanical and Building Industry Days, International Conference. Debrecen, 30-31 October 2008, 9 p.
- Raymond, J., Bédard, K., Comeau, F.-A., Gloaguen, E., Comeau, G., Millet, E., et Foy, S. (2019). A workflow for bedrock thermal conductivity map to help designing geothermal heat pump systems in the St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Science and Technology for the Built Environment*, *25*(8), 963–979. doi:10.1080/23744731.2019.1642077.
- Raymond, J., Lamarche, L., et Malo, M. (2016). Extending thermal response test assessments with inverse numerical modeling of temperature profiles measured in ground heat exchangers. *Renewable Energy*, *99*, 614–621. doi:10.1016/j.renene.2016.07.005.
- Raymond, J., Malo, M., Comeau, F.-A., Bédard, K., Lefebvre, R., et Therrien, R. (2012). Assessing the geothermal potential of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin in Québec, Canada. Dans: *39th IAH Congress*. Niagara Falls.
- Raymond, J., Therrien, R., Gosselin, L., et Lefebvre, R. (2011). Numerical analysis of thermal response tests with a groundwater flow and heat transfer model. *Renewable Energy*, *36*(1), 315–324. doi:10.1016/j.renene.2010.06.044.
- Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., et Fichefet, T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, *2*(6), 411–414. doi:10.1038/ngeo513.
- Ressources naturelles Canada (2012). *Géologie urbaine et environnementale de la vallée du Saint-Laurent*. https://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geography/topographic-information/download-directorydocumentation/17215.
- Ressources naturelles Canada. (2020). *Données climatiques historiques*. <u>https://climat.meteo.gc.ca/</u>. (Consulté le 25 juin 2020).
- Richard, M.A., Comeau, F.-A., Bédard, K., et Malo, M. (2016). *Géothermie profonde : grille de sélection de sites géothermiques*. Rapport IREQ-2016-0023, IREQ-Hydro-Québec, Laboratoire des technologies de l'énergie (LTE), 66 p.
- Richard, M.A., Giroux, B., Gosselin, L., Kendall, J., Malo, M., Mathieu-Potvin, F., Minea, V., et Raymond, J. (2017). Intégration de la géothermie profonde dans le portefeuille énergétique canadien. Rapport IREQ-2017-0032, IREQ-Hydro-Québec, Laboratoire des technologies de l'énergie (LTE), 163 p. http://espace.inrs.ca/7688/
- Roy, R.F., Blackwell, D.D., et Birch, F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, *5*, 1–12. doi:10.1016/s0012-821x(68)80002-0.

- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A., et Stegena, L. (1983). Evolution of the Pannonian Basin System: 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics*, *2*(1), 91–137. doi:10.1029/TC002i001p00091.
- Saar, M. O. (2011). Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeology Journal*, *19*(1), 31–52. doi:10.1007/s10040-010-0657-2.
- Sakata, Y., Katsura, T., Serageldin, A.A., Nagano, K., et Ooe, M. (2021). Evaluating variability of ground thermal conductivity within a steep site by history matching underground distributed temperatures from thermal response tests. *Energies*, *14*, 17 p. doi:10.3390/en14071872.
- Sanner, B., Hellström, G., Spitler, J.D., et Gehlin, S. (2013). More than 15 years of mobile Thermal Response Test – a summary of experiences and prospects. Dans: *European Geothermal Congress 2013*. Pisa, 2013, 9 p.
- Sanyal, S.K. (2005). Classification of geothermal systems a possible scheme. Dans: *Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California, January 31-February 2, 2005, 8 p.
- Saull, V.A., Clark, T.H., Doig, R.P., et Butler, R.B. (1962). Terrestrial heat flow in the St. Lawrence lowland of Quebec. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, *65*, 63–66.
- Schulz, S.-U. (2008). *Investigations on the improvement of the energy output of a closed loop geothermal system (CLGS)*. Thèse de doctorat. Technische Universität Berlin, Berlin. Ph.D. 245 p.
- Self, S.J., Reddy, B.V., et Rosen, M.A. (2013). Geothermal heat pump systems: Status review and comparison with other heating options. *Applied Energy*, *101*, 341–348. doi:10.1016/j.apenergy.2012.01.048.
- Somma, R., Blessent, D., Raymond, J., Constance, M., Cotton, L., De Natale, G., Fedele, A., Jurado, M. J., Marcia, K., Miranda, M.M., Troise, C., et Wiersberg, T. (2021). Review of recent drilling projects in unconventional geothermal resources at Campi Flegrei caldera, Cornubian batholith and Williston sedimentary basin. *Energies*, *14*, 3306. doi:10.3390/en14113306.
- Song, X., Shi, Y., Li, G., Shen, Z., Hu, X., Lyu, Z., Zheng, R., et Wang, G. (2018). Numerical analysis of the heat production performance of a closed loop geothermal system. *Renewable Energy*, *120*, 365–378. doi:10.1016/j.renene.2017.12.065.
- Tester, J. W., Anderson, B. J., Batchelor, A. S., Blackwell, D. D., Dipippo, R., Drake, E. M., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M. C., Nichols, K., Petty, S., Nafi Toksoz, M., Veatch, R. W., Baria, R., Augustine, C., Murphy, E., Negraru, P., et Richards, M. (2007). Impact of enhanced geothermal systems on US energy supply in the twenty-first century. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1853), 1057–1094. https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1964.
- Thibault, D. (2014). Rapport d'essai de réponse géothermique Centre commun de formation professionnelle, Terrain vacant à l'extrémité ouest de la rue Poirier, Saint-Eustache (Québec). Rapport interne. EnGlobe Corp., LVM, Laval, 33 p.

- Tran Ngoc, T.D., Lefebvre, R., Konstantinovskaya, E., et Malo, M. (2014). Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: Implications for CO2 geological storage. *Environmental Earth Sciences*, 72(1), 119–146. doi:10.1007/s12665-013-2941-7.
- Villemin, T., Alvarez, F., et Angelier, J. (1986). The Rhinegraben: Extension, subsidence and shoulder uplift. *Tectonophysics*, *128*(1–2), 47–59. doi:10.1016/0040-1951(86)90307-0.
- Vose, D. (2000). Risk Analysis A quantitative guide, (2nd ed.). John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 735 p.
- Wang, T., Surge, D., et Mithen, S. (2012). Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300-2500BP) and Roman Warm Period (2500-1600BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (Patella vulgata), Northwest Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 317–318*, 104–113. doi:10.1016/j.palaeo.2011.12.016.
- Waples, D.W., et Ramly, M. (2001). A statistical method for correcting log-derived temperatures. *Petroleum Geoscience*, 7(3), 231–240. doi:10.1144/petgeo.7.3.231.
- Westaway, R., et Younger, P.L. (2013). Accounting for palaeoclimate and topography: A rigorous approach to correction of the British geothermal dataset. *Geothermics*, *48*, 31–51. doi:10.1016/j.geothermics.2013.03.009.
- Williams, C.F., Reed, M.J., et Mariner, R.H. (2008). *A review of methods applied by the U.S. Geological Survey in the assessment of identified geothermal resources*. U.S. Geological Survey, Open File Report 2008–1296, 27 p.
- Xiao, D., Moxing, C., Liangping, X., et Juming, Z. (1995). Geotemperature pattern and geothermal resources in North China Basin. Dans: *Gupta, ML., et Yamano, M. (Eds.), Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*. Oxford & IBH Publishing Co., New Delhi, (pp. 407–434).

# 9. ANNEXES

N°	Nom du site	N° du	Nom du puits	Année	Profondeur	Coordo	onnées	Profondeur	BHT
du site		puits			du puits (m)	Longitude	Latitude	de mesure de BHT (m)	(°C)
1	Lotbinière	A267	Talisman Energy, Saint- Édouard No 1	2009	2585.00	-71.778	46.526	2077.35	50.00
2	Arthabaska	A195	SOQUIP Pétrofina, Saint-Louis-de- Blandford No 1	1980	1754.00	-72.037	46.277	1709.9	53.00
3	Maskoutains	A179	SOQUIP <i>et al.,</i> Saint-Hugues No 1 Canac B.P.	1976	3036.72	-72.803	45.76	2979.7	54.44
		A157	Sisque, Brossard No 1	1971	1449.02	-73.491	45.444	1445.7	56.67
4	Brossard	A263*	Questerre <i>et</i> <i>al.,</i> Saint-Jean- sur-Richelieu No 1	2008	422.00	-73.339	45.371	414.0	20.00

# **ANNEXE I. DONNÉES DES PUITS PROFONDS**

Tiré de Bédard et al. (2016) et MERN (2020).

Les tableaux suivants présentent l'épaisseur des unités géologiques au niveau de chaque puits étudié jusqu'à 3000 m de profondeur environ. Ils s'appuient principalement sur les données de puits compilées par Bédard *et al.* (2016) à partir des données du MERN (2020). L'épaisseur des dépôts meubles proviennent d'une carte présentée dans Bédard *et al.* (2018b) réalisée à partir des données de Ressources naturelles Canada (2019). Lorsque les données d'épaisseur n'étaient pas disponibles pour certains puits, celles-ci ont été récoltées à partir du modèle géologique 3D du bassin des BTSL réalisé par Bédard *et al.* (2013). La colonne « proportion » présentée dans les tableaux ci-dessous correspond à la proportion d'épaisseur de l'unité géologique par rapport à l'épaisseur de la colonne de roche allant de la surface à la profondeur de mesure de BHT.

Puits A267 - Lotbinière												
Unité géologique	Sommet (m)	Base (m)	Épaisseur (m)	Proportion (%)								
Dépôts meubles	0	278	278	13,4								
Couverture	278	1879	1601	77,1								
Utica	1879	2252	373	9,5								
Tr-BR-Ch	2252	2518	266									
Beauharnois	2518	2586	68									
Theresa	2586	2640	54									
Cairnside	2640	2691	51									
Covey Hill	2691	2894	203									

Puits A195 - Arthabaska													
Unité géologique	Sommet (m)	Base (m)	Épaisseur (m)	Proportion (%)									
Dépôts meubles	0	30	30	2									
Couverture	30	3089	3059	98									

Puits A179 - Maskoutains													
Unité géologique Sommet (m) Base (m) Épaisseur (m) Proportion (%													
Dépôts meubles	0	8	8	0,3									
Couverture	8	2403	2395	80,4									
Utica	2403	2752	349	11,7									
Tr-BR-Ch	2752	2944	192	6,4									
Beauharnois	2944	3088	144	1,2									

Puits A157 - Brossard												
Unité géologique	Sommet (m)	Base (m)	Épaisseur (m)	Proportion (%)								
Dépôts meubles	0	6,1	6,1	0,4								
Couverture	6,1	176	169,9	11,8								
Utica	176	328	152	10,5								
Tr-BR-Ch	328	595	267	18,5								
Beauharnois	595	930	335	23,2								
Theresa	930	1103	173	12								
Cairnside	1103	1215	112	7,7								
Covey Hill	1215	1572	357	16								
Précambrien	1572	2000	428									

Puits A263 - St-Jean-sur-Richelieu													
Unité géologique Sommet (m) Base (m) Épaisseur (m) Proportion (%													
Dépôts meubles	0	29	29	7									
Couverture	29	333	304	73,4									
Utica	333	398	65	15,7									
Tr-BR-Ch	398	421	23	3,9									

# ANNEXE II. PROFILS DE TEMPÉRATURES BRUTS ET CORRIGÉS ISSUS DES DONNÉES DE TRT

Les données de TRT ont été compilées par Bédard *et al.* (2018b) à partir des travaux de Blais (2011a; 2011b; 2012; 2014a; 2014b), Blais et Beaudoin (2012), Auclair et Jacques (2013), Thibault (2014), Jacques (2014; 2015a; 2015b; 2015c; 2015d). Il s'agit de données confidentielles dont les valeurs numériques ne peuvent être présentées sous forme de tableau, mais dont les graphiques sont présentés à titre indicatif pour bien comprendre les corrections apportées aux profils de température.























	Covey Hill	1,87 1.90	2,48	2,72	2,79	18,2	05'2 7 97	3,00	3,21	3,47	3,58	3,58	3,60	3,65	2//5	3.74	3,77	3,78	3,86	3,92	3,94	4,01	4,09	4,46	4,52																					
	Cairnside	3,08 3.73	4,23	4,39	4,84	4,00	4,40 5,01	5,02	5,02	5,03	5,04	5,12	5,17	5,29	00'0	5.42	5,43	5,51	5,54	5,54	5,73																									
ues des TRT	Theresa	2,10 2.97	3,36	3,42	3,43	0C,5	10'c	3,63	3,66	3,68	3,69	4,08	4,14	4,30	<b>t</b> c' <b>t</b>																															
ées à celles iss	Beauharnois	3,30 3,33	3,48	3,71	3,98	66'9	4.07	4,10	4,14	4,21	4,23	4,24	4,24	4,26	1,500 1 2 1	4.34	4,36	4,37	4,84	4,86	4,86	5,52																								
rs ont été ajust 2019)	R-Ch	2,91 2,91	2,92	2,92	2,92	2,94	46'7 7 94	2,94	2,96	2,96	2,97	2,98	2,99	3,00	T0'6	3.03	3,04	3,05	3,06	3,07	3,08	3,11	3,13	3,13	3,22	3,22	3,23	3,83	3,91																	
lont les valeur mond <i>et al.</i> , 2	Tr-B	1,29 1.36	1,50	1,57	1,73	1,/4 1 75	C//T	1,90	1,96	1,97	1,99	2,05	2,08	2,09	0T'7	2.21	2,24	2,30	2,30	2,37	2,39	2,41	2,43	2,45	2,46	2,46	2,49	2,51	2,65	2,69	2,71	2,14	2.76	2,79	2,81	2,81	2,82	2,83	2,83	2,84	2,85	2,86	2,87	2,88	2,89	2,90
e diagraphies d 1.,  2018 et Ray	ca	2,56	2,59	2,60	2,60	2,60	7 61 2	2,62	2,63	2,67	2,68	2,69	2,71	2,75	01'7 LL C	2.78	2,79	2,82	2,87	2,89	3,08	3,12	3,16	3,27	3,66																					
les données de s par Nasr et a	3	1,34 1.45	1,80	1,84	1,85	1 02	1 93	1,94	1,95	1,99	2,00	2,00	2,07	2,09	21,2	2.15	2,19	2,20	2,21	2,22	2,22	2,23	2,23	2,23	2,24	2,27	2,29	2,30	2,34	25,2	2,35	2,40	2.46	2,47	2,47	2,47	2,48	2,48	2,49	2,49	2,50	2,50	2,51	2,51	2,53	2,53 2,53
n <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ) issues d nées compilées		2,78 2.82	2,85	2,87	2,89	2,03	70 CE'7	2,94	2,96	2,98	3,00	3,01	3,01	3,02	20/5	3.04	3,06	3,06	3,08	3,10	3,13	3,14	3,16	3,23	3,25	3,28	3,30	3,35	3,36	3,38	3,39	3,41	3.42	3,58	3,58	3,59	3,60	3,70	3,74	3,75	3,75	3,76	3,81	3,92	4,03	4,09 4,15
rmique λ (W r (donr		2,30	2,31	2,32	2,32	2,32	0.34	2,34	2,35	2,35	2,36	2,37	2,38	2,38	00,2	2,39	2,40	2,41	2,41	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,42	2,44	2,44	2,46	2,46	2,41	2,47	2,48	2.50	2,50	2,50	2,51	2,53	2,56	2,57	2,63	2,64	2,65	2,69	2,73	2,74 2.75	c1,2 TT,2
nductivité the	Couverture	2,11	2,11	2,12	2,12	2,14	2,15 2,15	2,15	2,15	2,16	2,16	2,16	2,17	2,17	01'7	2.19	2,19	2,20	2,20	2,20	2,20	2,21	2,21	2,21	2,22	2,22	2,22	2,22	2,23	2,23	2,23	2,24	2.24	2,24	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25	2,25	2,26	2,26	2,28	2,28	2,29	2,29
Valeurs de co		1,98 1.98	1,99	1,99	1,99	66'T	1 qq	2,00	2,00	2,01	2,01	2,01	2,02	2,02	20,2	2.03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,04	2,04	2,04	2,04	2,05	5,05	2,05	c0,2	2.07	2,07	2,07	2,07	2,08	2,08	2,08	2,08	2,09	2,09	2,09	2,10	2,10	2,11 2,11
		1,31 1.72	1,72	1,73	1,74	c, t	1 77	1,77	1,79	1,80	1,81	1,81	1,86	1,86	1 01	1.91	1,91	1,91	1,92	1,92	1,92	1,93	1,93	1,93	1,94	1,94	1,95	1,95	1,95	C6,I	1,95	1,96 1 06	1.96	1,96	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,97	1,98 1,98
	Appalaches	1,27 1.94	1,95	2,00	2,35	2,44	2,4/ 2,50	2,78	2,80	3,72	3,78	4,43																																		

ANNEXE III. DONNÉES DE CONDUCTIVITÉ THERMIQUE DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

BTSL	Covey Hill	0,53	0,59	0,60	0,63	0,69	0,71	0,76	0,76	0,87	0,91	1,16																												
du bassin des l	Cairnside	0,10	0,11	0,13	0,14	0,17	0,21	0,21	0,22	0,35	0,37	0,51																												
ges profonds	Theresa	0,67	0,78	0,84	0,84	0,84	0,92	0,93	1,04	1,40																														
s dans les fora	Beauharnois	0,46	0,52	0,55	0,58	0,58	0,62	0,64	0,65	0,66	0,72	0,74	0,76	0,76	0,77	0,79	0,83	0,84	0,84	1,01																				
aphies réalisée	Tr-BR-Ch	0,17	0,20	0,21	0,21	0,22	0,22	0,25	0,26	0,26	0,26	0,26	0,27	0,28	0,30	0,31	0,32	0,33	0,35	0,35	0,36	0,36	0,39	0,40	0,41	0,42	0,43	0,43	0,44	0,49	0,50	0,53	0,53	0,54	0,73	0,99	1,13			
ssues de diagra	Utica	0,43	0,46	0,52	0,53	0,53	0,63	0,63	0,63	0,67	0,68	0,69	0,70	0,71	0,74	0,74	0,75	0,75	0,77	0,79	0,80	0,85	0,87	0,92	0,97	0,98	66'0	1,01	1,05	1,08	1,10	1,11	1,17	1,26	1,33	1,34	1,34	1,35	1,45	
r A (µW m-3) is		1,77	1,78	1,78	1,79	1,79	1,80	1,80	1,80	1,80	1,82	1,83	1,84	1,84	1,85	1,87	1,88	1,88	1,89	1,90	1,91	1,91	1,92	1,92	1,93	1,96	1,97	1,97	1,98	2,02	2,03	2,04	2,05	2,15	2,21	2,27	2,53			
tion de chaleu	aches	1,69	1,69	1,69	1,70	1,70	1,70	1,70	1,70	1,70	1,70	1,70	1,70	1,71	1,71	1,71	1,71	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,72	1,73	1,73	1,73	1,73	1,74	1,74	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,76	1,76	1,76	1,77	-
nte de générat	/erture/Appala	1,53	1,54	1,54	1,54	1,55	1,56	1,56	1,58	1,58	1,58	1,58	1,59	1,59	1,61	1,61	1,64	1,64	1,64	1,65	1,65	1,65	1,65	1,66	1,66	1,66	1,66	1,67	1,67	1,67	1,67	1,67	1,68	1,68	1,68	1,69	1,69	1,69	1,69	
surs de consta	Cour	1,44	1,44	1,44	1,44	1,45	1,45	1,45	1,45	1,46	1,47	1,47	1,47	1,48	1,48	1,48	1,48	1,48	1,48	1,48	1,48	1,49	1,49	1,49	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,50	1,51	1,51	1,51	1,51	1,52	1,53	
Vale		0,67	0,95	66'0	1,01	1,07	1,14	1,15	1,16	1,18	1,18	1,20	1,22	1,22	1,27	1,28	1,28	1,28	1,29	1,30	1,32	1,32	1,33	1,33	1,33	1,34	1,34	1,37	1,38	1,38	1,38	1,38	1,41	1,41	1,41	1,42	1,43	1,43	1,44	

ANNEXE IV. DONNÉES DE CONSTANTE DE GÉNÉRATION DE CHALEUR INTERNE DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

# ANNEXE V. DONNÉES DE MASSE VOLUMIQUE ET DE CAPACITÉ THERMIQUE MASSIQUE DES UNITÉS GÉOLOGIQUES

Les valeurs de masse volumique proviennent de Tran Ngoc *et al.* (2014). Les valeurs de capacité thermique massique des unités et la valeur de masse volumique pour le socle précambrien proviennent de Nasr (2016). Ces données ont été compilées par Bédard *et al.* (2016).

Unité géologique	Masse volumique <i>p</i> (kg/m³)	Capacité thermique massique <i>c</i> (J/kg·°C)
Couverture	2700	890
Utica	2450	835
Tr-Br-Ch	2700	852
Beauharnois	2740	862
Theresa	2705	847
Cairnside	2650	827
Covey Hill	2630	796
Précambrien	2598	762

# ANNEXE VI. GAMME DE VALEURS DES PROPRIÉTES THERMIQUES EFFECTIVE ET DU FLUX DE CHALEUR OBTENUS POUR CHAQUE SITE D'ÉTUDE.



# GAMMES DE VALEURS DES PARAMÈTRES THERMIQUES OBTENUS PAR APPROCHE STATISTIQUE POUR L'ANOMALIE D'ARTHABASKA (PUITS A195)



Dans le cas du site d'Arthabaska, ce sont seulement les roches des unités Couvertures et Appalaches qui sont traversées par le puits (A195). De ce fait, la valeur de la constante de génération de chaleur interne effective du puits correspond à la valeur moyenne associée à l'unité Couverture/Appalaches. L'histogramme des valeurs de constante de génération de chaleur interne effective du puits A195 est donc similaire à celui présenté en Figure 4.7.



### GAMMES DE VALEURS DES PARAMÈTRES THERMIQUES OBTENUS PAR APPROCHE STATISTIQUE POUR L'ANOMALIE DE MASKOUTAINS (PUITS A179)

#### GAMMES DE VALEURS DES PARAMÈTRES THERMIQUES OBTENUS PAR APPROCHE STATISTIQUE POUR L'ANOMALIE DE BROSSARD AU NIVEAU DE ST-JEAN-SUR-RICHELIEU (PUITS A263)



LOTBINIÈRE (PUITS A267)												
	Tempéra	ature en profo	ndeur T <sub>z</sub> (°	C)								
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile							
(m)												
1000	Couverture	34,5	32,6	26,9	45,0							
1100	Couverture	36,8	34,7	28,6	48,2							
1200	Couverture	39,2	36,7	30,4	51,5							
1300	Couverture	41,4	39,0	32,0	54,5							
1400	Couverture	43,7	41,2	33,8	57,3							
1500	Couverture	46,0	43,2	35,5	60,6							
1600	Couverture	48,3	45,2	37,4	63,8							
1700	Couverture	50,5	47,3	38,8	67,0							
1800	Couverture	52,8	49,4	40,5	70,2							
1900	Utica	55,0	51,7	42,0	73,1							
2000	Utica	57,4	53,7	43,7	76,4							
2100	Utica	59,6	55,7	45,4	79 <i>,</i> 5							
2200	Utica	61,9	57,7	47,2	82,9							
2300	Tr-BR-Ch	64,1	59 <i>,</i> 8	48,7	85,8							
2400	Tr-BR-Ch	66,2	61,9	50,1	88,6							
2500	Tr-BR-Ch	68,3	63,7	51,8	91,7							
2600	Beauharnois/Theresa	69,8	65,1	52,8	93,7							
2700	Cairnside/Covey Hill	71,0	66,4	53,8	95,1							
2800	Covey Hill	72,6	67,8	54,9	97,6							
2900	Covey Hill/Précambrien	74,3	69,1	56,1	100,1							
3000	Précambrien	75,9	70,9	57,2	102,1							

# Annexe VII. TABLEAU DE VALEURS DES RESSOURCES GÉOTHERMIQUES ESTIMÉES POUR CHAQUE SITE.

LOTBINIÈRE (PUITS A267)												
Énergie thermique récupérable <i>E</i> <sub>rec</sub> (MWh)												
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>°</sup> percentile							
1000	Couverture	696,5	618,7	408,0	1078,0							
1100	Couverture	696,7	620,4	412,0	1071,0							
1200	Couverture	698,5	603,3	422,0	1093,0							
1300	Couverture	695,1	616,0	417,0	1068,0							
1400	Couverture	694,2	625,1	418,0	1053,0							
1500	Couverture	695,3	635,3	413,0	1048,0							
1600	Couverture	693,9	623,6	424,0	1047,0							
1700	Couverture	695,6	626,1	416,0	1056,0							
1800	Couverture	695,2	628,7	417,0	1052,0							
1900	Utica	592,4	531,3	355,0	902,0							
2000	Utica	592,7	513,0	362,0	923,0							
2100	Utica	592,1	532,7	357,0	898,0							
2200	Utica	591,6	532,5	355,0	898,0							
2300	Tr-BR-Ch	663,6	605,1	404,0	993,0							
2400	Tr-BR-Ch	666,9	592,9	399,0	1024,0							
2500	Tr-BR-Ch	665,0	603,2	401,0	1002,0							
2600	Beauharnois/Theresa	672,7	614,7	403,0	1011,0							
2700	Cairnside/Covey Hill	620,3	553,4	372,0	947,0							
2800	Covey Hill	605,9	544,0	362,0	922,0							
2900	Covey Hill/Précambrien	589,0	530,4	353,0	894,0							
3000	Précambrien	573,0	516,8	342,0	870,0							

LOTBINIÈRE (PUITS A267)												
Puissance thermique P <sub>th</sub> (W)												
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile							
(m)												
1000	Couverture	2464,8	2070,6	1321,0	4099,0							
1100	Couverture	2469,6	2071,8	1316,0	4119,0							
1200	Couverture	2474,2	2077,2	1322,0	4120,0							
1300	Couverture	2457,3	2076,5	1353,0	4036,0							
1400	Couverture	2461,8	2075,6	1342,0	4063,0							
1500	Couverture	2466,6	2093,8	1310,0	4042,0							
1600	Couverture	2462,1	2077,2	1346,0	4058,0							
1700	Couverture	2476,2	2073,5	1308,0	4146,0							
1800	Couverture	2464,2	2098,6	1316,0	4023,0							
1900	Utica	2097,8	1771,3	1151,0	3451,0							
2000	Utica	2101,7	1716,4	1137,0	3520,0							
2100	Utica	2102,2	1767,4	1131,0	3490,0							
2200	Utica	2095,8	1785,9	1121,0	3419,0							
2300	Tr-BR-Ch	2351,7	2007,4	1278,0	3813,0							
2400	Tr-BR-Ch	2364,6	1988,1	1272,0	3926,0							
2500	Tr-BR-Ch	2367,3	1986,7	1263,0	3945,0							
2600	Beauharnois/Theresa	2387,2	2055,8	1270,0	3890,0							
2700	Cairnside/Covey Hill	2199,1	1803,5	1201,0	3663,0							
2800	Covey Hill	2154,1	1801,6	1127,0	3578,0							
2900	Covey Hill/Précambrien	2084,6	1764,1	1132,0	3410,0							
3000	Précambrien	2037,8	1701,0	1086,0	3405,0							

ARTHABASKA (PUITS A195)							
Température en profondeur <i>T</i> <sub>z</sub> (°C)							
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile		
1000	Couverture	38,6	34,9	29,1	52,8		
1100	Couverture	41,6	37,6	31,3	57,0		
1200	Couverture	44,7	40,1	33,5	61,5		
1300	Couverture	47,7	42,8	35,5	65,9		
1400	Couverture	50,7	45,5	37,7	70,2		
1500	Couverture	53,7	48,2	39,6	74,5		
1600	Couverture	56,7	50,6	41,9	79,0		
1700	Couverture	59,6	53,5	43,9	83,1		
1800	Couverture	62,6	56,1	46,0	87,4		
1900	Couverture	65,6	58,4	48,1	92,2		
2000	Couverture	68,5	61,2	50,1	96,2		
2100	Couverture	71,5	63,8	52,1	100,5		
2200	Couverture	74,4	65,8	54,3	105,1		
2300	Couverture	77,4	68,8	56,3	109,3		
2400	Couverture	80,3	71,3	58,4	113,8		
2500	Couverture	83,2	74,3	60,2	117,4		
2600	Couverture	86,2	76,5	62,4	122,1		
2700	Couverture	89,1	79,1	64,4	126,4		
2800	Couverture	92,0	81,6	66,5	130,6		
2900	Couverture	94,9	83,7	68,6	134,9		
3000	Couverture	97,8	86,9	70,2	139,1		

ARTHABASKA (PUITS A195)							
Énergie thermique récupérable <i>E</i> <sub>rec</sub> (MWh)							
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile		
1000	Couverture	704,2	597,0	393,0	1149,0		
1100	Couverture	705,4	597,0	391,0	1155,0		
1200	Couverture	703,2	614,2	386,0	1127,0		
1300	Couverture	705,0	597,1	392,0	1152,0		
1400	Couverture	701,7	617,5	392,0	1112,0		
1500	Couverture	701,0	613,4	394,0	1114,0		
1600	Couverture	703,9	598,2	397,0	1142,0		
1700	Couverture	701,7	614,3	393,0	1115,0		
1800	Couverture	704,2	597,5	395,0	1146,0		
1900	Couverture	703,5	597,4	396,0	1143,0		
2000	Couverture	703,9	597,6	395,0	1145,0		
2100	Couverture	702,0	617,2	389,0	1115,0		
2200	Couverture	702,0	598,7	402,0	1130,0		
2300	Couverture	703,0	597,7	397,0	1140,0		
2400	Couverture	702,1	598,4	401,0	1132,0		
2500	Couverture	702,2	598,2	401,0	1133,0		
2600	Couverture	703,1	598,2	399,0	1138,0		
2700	Couverture	704,4	598,4	397,0	1144,0		
2800	Couverture	704,8	596,5	391,0	1154,0		
2900	Couverture	702,3	598,4	401,0	1133,0		
3000	Couverture	705,8	596,8	390,0	1157,0		

ARTHABASKA (PUITS A195)							
Puissance thermique P <sub>th</sub> (W)							
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile		
1000	Couverture	2500,6	1968,8	1260,0	4390,0		
1100	Couverture	2502,9	1971,5	1250,0	4390,0		
1200	Couverture	2491,6	2059,8	1239,0	4282,0		
1300	Couverture	2498,6	2060,0	1226,0	4317,0		
1400	Couverture	2487,2	2021,8	1270,0	4250,0		
1500	Couverture	2488,1	2061,6	1251,0	4256,0		
1600	Couverture	2500,4	2015,1	1260,0	4350,0		
1700	Couverture	2480,7	2066,5	1279,0	4198,0		
1800	Couverture	2493,3	2062,1	1242,0	4281,0		
1900	Couverture	2500,8	1997,6	1260,0	4380,0		
2000	Couverture	2494,5	2041,0	1260,0	4290,0		
2100	Couverture	2488,9	2064,3	1257,0	4250,0		
2200	Couverture	2484,2	2065,7	1270,0	4219,0		
2300	Couverture	2497,3	2019,9	1240,0	4320,0		
2400	Couverture	2482,0	2064,4	1271,0	4213,0		
2500	Couverture	2474,2	2066,6	1292,0	4164,0		
2600	Couverture	2496,4	1959,6	1270,0	4360,0		
2700	Couverture	2495,9	2064,3	1244,0	4285,0		
2800	Couverture	2489,3	2012,4	1270,0	4290,0		
2900	Couverture	2494,1	2061,4	1239,0	4288,0		
3000	Couverture	2502,7	1971,9	1260,0	4400,0		

MASKOUTAINS (PUITS A179)						
Température en profondeur <i>T</i> <sub>z</sub> (°C)						
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile	
(m)						
1000	Couverture	27,1	25,7	21,7	34,0	
1100	Couverture	28,9	27,2	23,3	36,5	
1200	Couverture	30,7	29,1	24,4	38,9	
1300	Couverture	32,5	30,7	25,9	41,4	
1400	Couverture	34,3	32,4	27,1	44,0	
1500	Couverture	36,1	34,1	28,4	46,3	
1600	Couverture	37,9	35,8	29,8	48,7	
1700	Couverture	39,7	37,2	31,2	51,3	
1800	Couverture	41,5	38,8	32,5	53,8	
1900	Couverture	43,3	40,5	33,8	56,1	
2000	Couverture	45,1	42,1	35,0	58,6	
2100	Couverture	46,8	43,6	36,3	61,2	
2200	Couverture	48,6	44,9	37,7	64,2	
2300	Couverture	50,3	46,9	38,8	65,9	
2400	Couverture	52,1	48,5	40,2	68,3	
2500	Utica	53 <i>,</i> 9	50,3	41,3	70,8	
2600	Utica	55,7	51,3	42,8	74,1	
2700	Utica	57,4	53,4	44,0	75,6	
2800	Tr-BR-Ch	59,1	54,9	45,2	78,0	
2900	Tr-BR-Ch	60,8	55 <i>,</i> 9	46,7	81,0	
3000	Beauharnois	62,0	57,4	47,3	82,2	

MASKOUTAINS (PUITS A179)						
Énergie thermique récupérable <i>E</i> <sub>rec</sub> (MWh)						
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile	
1000	Couverture	696,8	617,7	409,0	1079,0	
1100	Couverture	698,0	600,3	415,0	1103,0	
1200	Couverture	695,6	608,9	412,0	1077,0	
1300	Couverture	694,2	623,9	418,0	1054,0	
1400	Couverture	694,6	616,0	418,0	1064,0	
1500	Couverture	694,8	625,8	415,0	1053,0	
1600	Couverture	693,4	616,5	425,0	1055,0	
1700	Couverture	694,5	619,8	420,0	1056,0	
1800	Couverture	694,1	617,3	421,0	1054,0	
1900	Couverture	693,7	620,4	422,0	1053,0	
2000	Couverture	694,2	603,8	424,0	1066,0	
2100	Couverture	693,5	619,5	421,0	1053,0	
2200	Couverture	697,4	602,3	422,0	1092,0	
2300	Couverture	692,2	626,7	426,0	1036,0	
2400	Couverture	696,3	602,8	425,0	1084,0	
2500	Utica	591,6	531,9	358,0	895,0	
2600	Utica	592 <i>,</i> 8	534,5	355,0	898,0	
2700	Utica	592,7	526,7	358,0	906,0	
2800	Tr-BR-Ch	664,5	593,5	401,0	1010,0	
2900	Tr-BR-Ch	666,3	577,2	408,0	1036,0	
3000	Beauharnois	681,6	609,2	412,0	1035,0	

MASKOUTAINS (PUITS A179)						
Puissance thermique P <sub>th</sub> (W)						
Profondeur (m)	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile	
1000	Couverture	2470,3	2069,7	1308,0	4131,0	
1100	Couverture	2479,7	1988,2	1330,0	4260,0	
1200	Couverture	2467,9	2062,5	1288,0	4103,0	
1300	Couverture	2459,6	2073,6	1340,0	4060,0	
1400	Couverture	2460,3	2072,9	1336,0	4067,0	
1500	Couverture	2464,1	2081,9	1315,0	4042,0	
1600	Couverture	2459,4	2061,5	1330,0	4050,0	
1700	Couverture	2461,8	2075,6	1323,0	4034,0	
1800	Couverture	2461,1	2077,1	1347,0	4053,0	
1900	Couverture	2455,4	2148,8	1320,0	3950,0	
2000	Couverture	2458,2	2015,4	1350,0	4061,0	
2100	Couverture	2456,5	2065,7	1340,0	4030,0	
2200	Couverture	2477,6	2021,2	1330,0	4200,0	
2300	Couverture	2447,3	2080,0	1382,0	3970,0	
2400	Couverture	2474,0	2000,1	1340,0	4190,0	
2500	Utica	2104,5	1767,4	1126,0	3502,0	
2600	Utica	2103,2	1794,6	1117,0	3447,0	
2700	Utica	2100,7	1717,6	1155,0	3497,0	
2800	Tr-BR-Ch	2362,8	1963,3	1251,0	3923,0	
2900	Tr-BR-Ch	2358,2	1937,4	1295,0	3916,0	
3000	Beauharnois	2424,1	2013,5	1310,0	4050,0	

	Température en profondeur <i>T</i> <sub>z</sub> (°C)						
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile		
(m)							
1000	Theresa	46,2	47,6	39,1	51,8		
1100	Cairnside	49,2	50,7	41,6	55,2		
1200	Covey Hill	51,4	52,8	43,6	57,7		
1300	Covey Hill	54,4	55,9	46,0	61,1		
1400	Covey Hill	57,6	59,4	48,4	64,7		
1500	Covey Hill/Précambrien	60,7	62,5	50,9	68,5		
1600	Précambrien	64,0	66,2	53,6	72,0		
1700	Précambrien	67,6	69,7	56,7	76,2		
1800	Précambrien	71,2	73,4	59 <i>,</i> 5	80,2		
1900	Précambrien	74,8	77,0	62,7	84,3		
2000	Précambrien	78,3	80,8	65 <i>,</i> 5	88,3		
2100	Précambrien	81,8	85,3	66,9	92,1		
2200	Précambrien	85,3	89,0	69,7	96,2		
2300	Précambrien	89,0	92,0	74,1	100,5		
2400	Précambrien	92,4	96,5	75,3	104,3		
2500	Précambrien	96,1	99,2	80,0	108,5		
2600	Précambrien	99,6	103,1	82,7	112,5		
2700	Précambrien	103,2	106,5	85,8	116,7		
2800	Précambrien	106,5	111,3	86,6	120,5		
2900	Précambrien	110,2	113,9	91,4	124,8		
3000	Précambrien	113,6	118,7	92,1	128,6		

BROSSARD (PUITS A157)

Énergie thermique récupérable <i>E</i> <sub>rec</sub> (MWh)						
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile	
(m)						
1000	Theresa	644,3	624,2	490,0	821,0	
1100	Cairnside	612,9	612,9	447,0	779,0	
1200	Covey Hill	588,8	568,7	448,0	752,0	
1300	Covey Hill	588,8	571,4	448,0	749,0	
1400	Covey Hill	585,8	585,8	430,4	741,3	
1500	Covey Hill/Précambrien	572,9	549,0	438,0	736,0	
1600	Précambrien	556,6	537,0	426,0	710,0	
1700	Précambrien	556,8	534,7	427,0	712,0	
1800	Précambrien	556,6	535,2	428,0	710,0	
1900	Précambrien	553,3	553 <i>,</i> 3	415,8	690,8	
2000	Précambrien	553,4	553 <i>,</i> 4	413,3	693,5	
2100	Précambrien	548,7	548,7	391,0	706,0	
2200	Précambrien	548,4	548,5	386,0	711,0	
2300	Précambrien	557,0	531,7	429,0	715,0	
2400	Précambrien	547,9	547,9	385,0	711,0	
2500	Précambrien	556,1	535,2	432,0	705,0	
2600	Précambrien	552,6	552,6	413,7	691,4	
2700	Précambrien	556,0	540,6	428,0	701,0	
2800	Précambrien	555,3	555,3	393,0	717,0	
2900	Précambrien	552,8	552,8	417,3	688,4	
3000	Précambrien	551,4	551,4	391,0	711,0	

BROSSARD (PUITS A157)

Puissance thermique P <sub>th</sub> (W)							
Profondeur	Unité géologique	Moyenne	Mode	5 <sup>e</sup> percentile	95 <sup>e</sup> percentile		
(m)							
1000	Theresa	2284,7	2094,0	1472,0	3313,0		
1100	Cairnside	2172,2	2052,8	1350,0	3130,0		
1200	Covey Hill	2088,8	1900,7	1346,0	3048,0		
1300	Covey Hill	2088,4	1908,8	1346,0	3034,0		
1400	Covey Hill	2078,2	1924,4	1306,0	3030,0		
1500	Covey Hill/Précambrien	2033,5	1806,3	1324,0	3007,0		
1600	Précambrien	1971,1	1814,2	1280,0	2830,0		
1700	Précambrien	1973,3	1788,0	1290,0	2866,0		
1800	Précambrien	1972,0	1771,0	1303,0	2867,0		
1900	Précambrien	1963,9	1822,2	1247,0	2843,0		
2000	Précambrien	1961,6	1856,0	1240,0	2805,0		
2100	Précambrien	1945,8	1844,6	1192,0	2850,0		
2200	Précambrien	1941,0	1848,3	1192,0	2827,0		
2300	Précambrien	1973,6	1781,1	1298,0	2871,0		
2400	Précambrien	1946,1	1836,9	1171,0	2883,0		
2500	Précambrien	1970,3	1806,7	1296,0	2833,0		
2600	Précambrien	1959,8	1821,9	1250,0	2830,0		
2700	Précambrien	1969,1	1799,4	1300,0	2830,0		
2800	Précambrien	1975,9	1876,8	1170,0	2928,0		
2900	Précambrien	1958,4	1846,0	1258,0	2786,0		
3000	Précambrien	1954,1	1867,5	1170,0	2860,0		

### BROSSARD (PUITS A157)