

# MB 2023-04

Carte glaciaire du Québec et synthèses régionales

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*Licence*

Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## **Carte glaciaire du Québec et synthèses régionales**

Étienne Brouard, Martin Roy et Hugo Dubé-Loubert

MB 2023-04



**Avertissement**

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

# CARTE GLACIAIRE DU QUÉBEC ET SYNTHÈSES RÉGIONALES

**Brouard, E.<sup>1\*</sup>, Roy, M.<sup>1</sup>, Dubé-Loubert, H.<sup>2</sup>, Hébert, S.<sup>2</sup>, Lamarche, O.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Département des sciences de la Terre & Centre de recherche GEOTOP, Université du Québec à Montréal, QC H3C 3P8, Canada

<sup>2</sup>Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, Val-d'Or, QC J9P 3L4, Canada

\*Maintenant à la Commission Géologique du Québec, Ottawa, ON, K1A 0E8, Canada

## 1. Introduction

La distribution spatiale des dépôts et formes de terrain quaternaires et leurs processus de mise en place représentent des connaissances fondamentales pour plusieurs secteurs d'activité scientifique et économique sur le territoire Québécois. Par exemple, le secteur minier a besoin d'informations concrètes sur la nature des sédiments de surface et les phases et directions d'écoulement glaciaires ou l'organisation des systèmes fluvioglaciaires (eskers) pour pouvoir orienter les travaux de prospection glaciocédimentaire — une approche d'exploration commune dans les environnements englacés — et ainsi augmenter les chances de succès dans la recherche de gisements. Ce genre d'information nécessite la mise sur pied de cartes géomorphologiques présentant les principaux ensembles morfo-sédimentaires associées aux grands mouvements glaciaires et leurs directions d'écoulement. Lors de la dernière période glaciaire, le Québec était l'hôte d'un immense dôme de glace de la calotte glaciaire laurentidienne – le Dôme du Labrador (DL). L'évolution de cette masse de glace a été très dynamiques dans le temps et dans l'espace, rendant complexe l'analyse des séquences d'écoulements pour les géologues et non spécialistes. De plus, le caractère érosif et fragmentaire des enregistrements sédimentaires et géomorphologiques quaternaires complexifie davantage l'analyse des environnements de surface du territoire du Québec.

Ces obstacles peuvent cependant être contournés par des analyses géospatiales à l'échelle de la province. En effet, une grande quantité de données et de connaissances sur la géomorphologie glaciaire du Québec a été générée au cours des dernières décennies, à travers de nombreuses campagnes de cartographie et divers travaux de recherche scientifique. Cependant, la plupart de ces données ont été produites à diverses échelles (locales, régionales), ce qui complique l'acquisition des connaissances permettant une vision globale des processus glaciaires ayant façonnés le Québec, en plus de rendre complexe la production d'une synthèse cartographique à l'échelle du Québec. La réalisation d'une carte de la géomorphologie glaciaire à l'échelle provinciale qui respecte l'état des connaissances actuelles permettrait donc de pallier ce problème. De plus, elle fournirait un portrait général sur la dynamique glaciaire pour les acteurs des secteurs économiques, universitaires et gouvernementaux.

Ce rapport présente les travaux ayant mené à la production de la Carte glaciaire du Québec. Cette carte est issue d'une compilation des travaux de cartographie de la géologie quaternaire disponibles, lesquels sont complétés par une nouvelle cartographie effectuée à partir des plus récentes sources d'imagerie issues de données LiDAR et d'imagerie satellitaire. Elle est également accompagnée d'une synthèse régionale sur les écoulements glaciaires et leur évolution dans le temps, qui servira de guide à l'exploration dans les secteurs visés.

## 2. Méthodes

### 2.1 Compilation des données

Les données géomorphologiques disponibles au Québec sont issues de cartes de dépôts de surface, d'articles scientifiques et de bases de données publiques disponibles en formats matriciel ou vectoriel. La majorité des données géomorphologiques en format vectoriel sont issues des cartes de dépôts de surface réalisées dans les cadres des projets d'acquisition de Connaissances sur les eaux souterraines (PACES) et sont comprises dans la compilation de la géologie du Quaternaire disponible sur le site web du Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM ; SIGÉOM à la carte ; Janvier 2021). D'autres cartes de géologie de surface (n=13) réalisées par la Commission géologique du Canada comprennent aussi des données géomorphologiques en format vectoriel. Diverses données au format matriciel ont aussi été compilées et ont, en général, servi de guide pour l'interprétation des écoulements glaciaires. Certaines cartes présentant des stries glaciaires et leurs chronologies relatives ont été géoréférencées, vectorisées et ajoutées à la base de données (p. ex., Veillette et al., 1999).

## 2.2 Uniformisation des données

La première étape d'uniformisation des données fut la reprojection de tous les fichiers de forme (shapefile) dans une projection commune afin d'éviter toutes formes d'erreur topologiques. Les données ont donc toutes été projetées dans le système de coordonnées NAD 1983 Québec Lambert. La transformation géographique nécessaire pour la reprojection des données peut parfois créer des erreurs topologiques. Celles-ci furent corrigées en utilisant les outils Corriger les erreurs topologiques, Vérifier les géométries et Réparer les Géométries; en utilisant l'outil Union du logiciel ESRI ArcGIS pour identifier les micropolygones; et par une vérification et correction manuelle. La seconde étape d'uniformisation des données a consisté en la traduction des différentes légendes utilisées dans les fichiers de formes vers une légende commune. La légende utilisée représente une version simplifiée de la légende utilisée par la Commission géologique du Canada-Québec pour la géomorphologie (Parent et al., 2010). Les formes suivantes ont donc été conservées et/ou cartographiées : les eskers, les moraines, les moraines de De Geer, les formes orientées (comprend les trainées morainiques derrière abris, les drumlins, les drumlinoïdes, les linéations glaciaires, les mégacannelures), les marques d'érosions (comprennent les stries, les broutures, les cannelures, les dos de baleines, les roches moutonnées, les formes en s), les plages marines, les étendues de moraine de Rogen et finalement les dépôts d'altération (Qa) et les zones de felsenmeers (Qf).

## 2.3 Cartographie

La cartographie a été réalisée pour compléter la compilation de données vectorielles. Bien que redessiner les données matricielles issues de la littérature auraient pu former une avenue valable, une nouvelle cartographie géomorphologique a été réalisée en raison de la richesse des informations fournies par les récentes données LiDAR et les données d'imagerie satellitaire existantes; cette approche représente donc une mise à jour importante et une plus-value au projet. Les formes cartographiées sur l'imagerie issue des données LiDAR et les images Google Earth sont les moraines de De Geer, les moraines, les eskers et les formes orientées (trainées morainiques derrière abris, drumlins, drumlinoïdes, linéations). La cartographie fut réalisée suivant une échelle d'environ 1 : 20 000 pour s'assurer d'identifier les principales formes sur le territoire et assurer un niveau de détails adéquat pour l'échelle du projet, tout en respectant les contraintes de temps. Conséquemment, la cartographie ne capture pas les formes plus petites et autres détails pouvant être identifiés sur l'imagerie de type LiDAR.

## 2.4 Modélisation

Pour délimiter la limite marine et la présence d'anciens lacs glaciaires de manière objective, il fut décidé de modéliser la paléogéographie du Québec en utilisant une méthode développée dans ArcGIS à partir de données d'élévations modernes (Yamazaki et al., 2017), des données issues de modèles glacio-isostatiques (Peltier et al., 2015), ainsi que des isochrones issus de récents travaux de chronologie (Brouard & Roy, en prep). Cette méthode permet de recréer la paléogéographie ainsi que la paléohydrologie du territoire, tout en tenant compte de l'étendue des calottes de glaces et de l'enfoncement isostatique à des intervalles temporels spécifiques de la déglaciation— c.-à-d., à chaque tranche de 250 ans, entre 17 000 ans et 5 000 ans. Cette méthode a permis de délimiter l'étendue de l'invasion marine pour tout le Québec, ainsi que délimiter les dépressions ayant été occupées par des étendues glaciolacustres. La modélisation a été effectuée à une résolution d'un kilomètre carré par pixel. Les résultats de la modélisation ont ensuite été vérifiés en les comparant les secteurs identifiés et à ceux comprenant différentes formes glaciolacustres et glaciomarines rapportées dans la littérature. Lorsque les résultats ne concordaient pas, des corrections manuelles ont été effectuées.

## 2.5 Généralisations

La mise en carte des données nécessite différentes généralisations qui varient selon le type de forme de terrain. Pour les eskers, l'utilisation de l'outil Créer un réseau géométrique du logiciel ESRI ArcMap 10.7 (en permettant une tolérance de 2 km) a permis de joindre les tronçons d'eskers orphelins de manière à créer des tronçons continus, donc plus facilement repérables lorsque mis en carte. Les moraines (polylignes) ont été converties en un fichier raster (au 4 km<sup>2</sup>; 2 km x 2 km) de manière à créer des étendues morainiques qui ont été ensuite combinées aux étendues morainiques déjà répertoriées dans la carte des dépôts de surface du Québec (Brouard et al., 2020). Les étendues combinées ont ensuite été simplifiées à l'aide de l'outil Simplifier les polygones d'ArcMap pour former les complexes morainiques sur la carte principale. Des marges glaciaires reconnues, mais mal délimitées à partir des données compilées (p. ex., la moraine de la Côte-Nord et la limite de la réavancée de Cochrane) ont été recartographiées à partir des données cartographiques issues de la littérature. L'orientation de chaque crête de moraine de De Geer a été déterminée à l'aide des outils de calculs géométriques d'ArcMap. Les orientations ont ensuite été groupées en 36 quadrants de 10° (p. ex., 355-05; 05-15; 15-25; etc.) pour filtrer les données et permettre des généralisations. Les crêtes ont ensuite été converties en points à l'aide de l'outil Entités vers points d'ArcMap. Les moraines de De Geer en points ont ensuite été converties en étendue de moraine de De Geer pour chaque 100 km<sup>2</sup> (10 km x 10 km) en utilisant l'outil Point vers raster d'ArcMap et en utilisant la valeur d'orientation

la plus fréquente comme valeur du pixel de sortie. Le raster de moraine de De Geer a ensuite été retransformé en un point pour chaque 10 x 10 km en attribuant la valeur de pixel (orientation la plus fréquente) à chaque point.

Les formes orientées et les marques d'érosion ont été généralisées exactement de la même manière que pour les moraines de De Geer. Les orientations moins fréquentes ont été déterminées par la différence entre l'orientation de la forme et l'orientation la plus fréquente où se trouve ladite forme: si l'orientation se situait à plus d'un quadrant (plus de 10°), l'orientation moins fréquente était retenue et ajoutée à la carte. Enfin, les étendues de moraines de Rogen, de felsenmeer et de dépôts altérés ont été généralisées et simplifiées en utilisant l'outil Simplifier les polygones d'ArcMap avec une tolérance de 2 km.

## 2.6 Mise en carte

La réalisation de la carte a été effectuée à l'aide des logiciels ESRI ArcMap 10.7 pour ensuite être transférée dans le logiciel Adobe Illustrator CC pour la production de la carte en format PDF vectoriel.

## 3. Carte glaciaire du Québec

La collecte, l'uniformisation et le traitement des entités géomorphologiques ont permis de construire une base de données géomorphologique contenant 328 198 entités. La base de données finale contient donc 25 748 tronçons d'eskers, 82 452 tronçons morainiques, 46 744 moraines de De Geer, 137 857 formes orientées, 20 132 marques d'érosion, 13 668 plages marines, 319 étendues de moraine de Rogen et 1 278 étendues de dépôts d'altération ou de felsenmeers. Les métadonnées des différents fichiers compris dans la base de données (dB\_geo.gdb) sont détaillées dans le tableau 1. Une base de données comprenant les données généralisées et les différents fichiers utilisés pour la mise en carte est aussi fournie (dB\_carte.gdb).

Shapefile	Champ	Signification
<b>Geomorphologie_ligne</b>		
	OBJECTID	Identifiant unique pour chaque entité de ligne.
	FORME	Type de géomorphologie cartographiée.
	CODE	Identifiant unique pour le type de géomorphologie.
	SOURCE	Référence originale à partir de laquelle les données ont été extraites.
	AZIMUT	Azimut de la forme, calculé à partir des outils de calculs géométriques d'ArcMap.
	CADRANT	Groupe de 10 ° d'azimut.
	SHAPE_LENGTH	Champ généré automatiquement par ArcGIS représentant la longueur de l'entité.
<b>Geomorphologie_point</b>		
	OBJECTID	Identifiant unique pour chaque entité de point.
	FORME	Type de géomorphologie cartographiée.
	CODE	Identifiant unique pour le type de géomorphologie.
	SOURCE	Référence originale à partir de laquelle les données ont été extraites.
	AZIMUT	Azimut de la forme, calculé à partir des outils de calculs géométriques d'ArcMap.
	CADRANT	Groupe de 10 ° d'azimut.
	AGE_RELA	Âge relatif de la forme dans son groupe d'entités (défini dans le champ groupe).
	GROUPE	Groupe d'entités ayant une relation géographique et chronologique.
<b>Geomorphologie_polygone</b>		
	OBJECTID	Identifiant unique pour chaque entité de point.
	FORME	Type de géomorphologie cartographiée.

	CODE	Identifiant unique pour le type de géomorphologie.
	SOURCE	Référence originale à partir de laquelle les données ont été extraites.
	SHAPE_LENGTH	Champ généré automatiquement par ArcGIS représentant la longueur de l'entité.
	SHAPE_AREA	Champ généré automatiquement par ArcGIS représentant la superficie de l'entité.

Tableau 1 | Métadonnées associées aux différents fichiers de formes compris dans la base de données dB\_geo.gdb.

## 4. Synthèses régionales

Ce rapport présente un résumé simplifié des principaux éléments de la géologie Quaternaire nécessaires à la compréhension des événements paléogéographiques s'étant déroulés dans 6 régions géographiques du Québec. Ces fiches synthèses présentent les grands traits du cadre physiographique et stratigraphique de ces régions, en plus de donner un aperçu de la couverture des dépôts de surface et des principales caractéristiques de la géomorphologie, ainsi qu'un historique des écoulements glaciaires. Le territoire est ici divisé en 6 régions : les Appalaches-Anticosti-Iles de la Madeleine; les Laurentides; la Côte-Nord; la Baie James; la Baie d'Hudson; et la Baie d'Ungava. Ces résumés découlent autant des données des travaux antérieurs et que des nouvelles données générées lors de la cartographie – ces deux sources d'information montrant généralement une grande cohérence. Néanmoins, la cartographie apporte des nuances régionales et une densité d'information plus constante à l'échelle de la province.

Spécifiquement, ces fiches sont accompagnées d'un texte explicatif pour aider à la compréhension des différents écoulements glaciaires et leur âge relatif, lesquels sont synthétisés à l'intérieur de cartes schématiques. Les unités composant le cadre stratigraphique régional sont également regroupé à l'intérieur de tableaux synthèses. Les références géochronologiques sont tirées de la littérature et synthétisé par l'entremise des stades isotopiques marins qui regroupe les principaux épisodes froids et chauds de la période Quaternaire (Lisiecki & Raymo, 2005). L'étendue totale des zones inondées par des lacs glaciaires ainsi que celles affectées par l'incursion des eaux marines suivant la dernière glaciation sont présentées à l'intérieur de cartes.

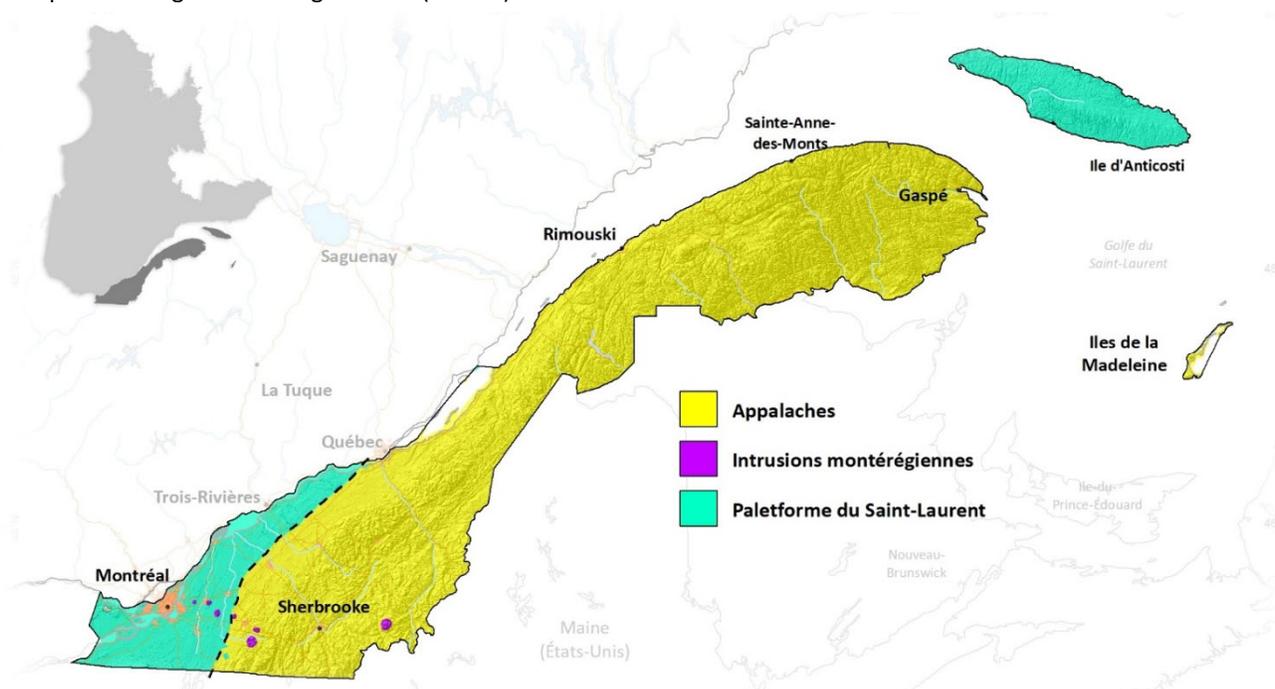
Dans certains cas, les données disponibles ont nécessité de nouvelles interprétations afin d'arrimer ces informations avec les nouvelles données obtenue de la cartographie qui a été réalisée pour générer la Carte Glaciaire du Québec. Il est à noter que certaines des données locales peuvent diverger des données présentées dans les fiches synthèse puisque ces dernières sont généralisées pour faciliter les représentations. Le lecteur donc est invité à consulter la base de données accompagnant la Carte Glaciaire du Québec ainsi que les références aux travaux originaux qui sont cités au travers les fiches synthèses. Le lecteur est aussi invité à consulter le lexique stratigraphique du Québec, disponible sur le SIGÉOM (<https://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique>) pour toutes références et informations relatives au substratum rocheux.

## 5. Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine

### 5.1 Contexte physiographique et cadre stratigraphique

La région des Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine comprend les roches appalachiennes et celles de la plateforme du Saint-Laurent; on y retrouve aussi, dans le sud-ouest, les intrusions montérégiennes qui s'étendent de Montréal au Mont Mégantic (**Figs. 1-2**). La limite entre la plateforme du Saint-Laurent et la zone externe des Appalaches est formée par la ligne de Logan. Les roches de la plateforme du Saint-Laurent forment des strates subhorizontales d'origine sédimentaire qui peuvent avoir été légèrement déformées par endroits. Les roches appalachiennes sont aussi majoritairement d'origine sédimentaire et ont subi beaucoup plus d'épisodes de déformation et/ou de métamorphisme en lien avec les différents épisodes orogéniques ayant menés à la formation de cette province géologique. Les roches appalachiennes forment une chaîne de monts et vallées orientées du sud-ouest au nord-est, et culminent en Gaspésie, à 1 270 m, au sommet du Mont Jacques-Cartier (**Fig. 2**). De façon générale, la région peut être divisée en 3 régions physiographiques — les Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL), les Appalaches du sud-est du Québec et la Gaspésie (**Fig. 2**). Bien que la Gaspésie fasse partie des Appalaches à proprement parlé, sa position septentrionale ainsi que le fait qu'elle forme un haut plateau légèrement plus surélevé que le reste des Appalaches, fait en sorte que l'histoire et les dynamiques glaciaires entre les deux régions diffèrent. Les BTSL occupent la partie ouest de la région et à l'est sont restreintes à une mince bande longeant le Fleuve Saint-Laurent à partir de la ville de la ville de Montmagny (**Fig. 2**). Cette région physiographique prend la forme d'une plaine assez homogène située sous 200 m d'élévation qui correspond environ aux territoires envahis par les mers postglaciaires de Goldthwait et de Champlain (section 5.7). Les Appalaches forment, quant à elles, un plateau montagneux entre les BTSL et la frontière étatsunienne au sud où de hauts sommets (>1 000 m) délimitent la limite de partage des eaux entre le bassin versant du Saint-Laurent et celui du Golfe du Maine. Les vallées principales sont donc généralement orientées S-N et perpendiculaires à l'axe général des Appalaches.

Le cadre stratigraphique des dépôts quaternaires de ces régions témoignant d'événements datant bien souvent au-delà du Dernier Maximum Glaciaire (DMG; 24 ka ; les années sont ici présentées en milliers d'années avant 1950). Les premières synthèses datent des années 1950 (Gadd, 1955; Terasmae, 1960; McDonald & Shilts, 1971) et les connaissances ont subséquemment évoluées au gré de la découverte des nouvelles unités (p. ex., Gadd, 1971; Veillette & Nixon, 1984; Brodeur & Allard, 1985; Lamothe, 1989; Ferland & Occhietti, 1990; Lamothe, 1992; Occhietti et al., 1995; Clet & Occhietti, 1996). Les 100 dernières années de recherches sur la stratigraphie de la vallée du Saint-Laurent ont donc permis de développer un cadre stratigraphique composite (**Tabl. 2**). Le cadre stratigraphique des basses terres est complexe et comprend plusieurs unités glaciaires et nonglaciaires (interstadias, interglaciaires) qui témoignent de la croissance et de la fonte des glaciers dans la région. L'étendue de ces diverses unités n'est pas toujours bien définie puisque l'épais manteau de sédiments liés à la Mer de Champlain rend difficile l'accès à ces unités. Cependant, les récents travaux de recherche effectués dans le cadre des différents projets d'Acquisition sur les Eaux souterraines du Gouvernement du Québec (PACES) dans la région ont permis de développer des modèles 3D de répartition des unités stratigraphiques (p. ex., Tremblay, 2008; Godbout, 2013). Dans les Appalaches, une séquence stratigraphique presque aussi exhaustive que celle des BTSL a été reconnue et présente même des unités supplémentaires qui précéderaient l'arrivée des glaciations dans la région (**Tabl. 3** ; Shilts, 1981; Balescu et al., 2001; Shilts & Caron, 2019). En Gaspésie, les dépôts quaternaires sont généralement de faibles épaisseurs — particulièrement au-dessus de 300 m d'élévation — et enregistrent essentiellement la dernière période de glaciation-déglaciation (**Tabl. 4**).



**Figure 1** | Géologie sommaire de la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. La ligne pointillé représente la position approximative de la ligne de Logan. Source des données géologiques : SIGÉOM.

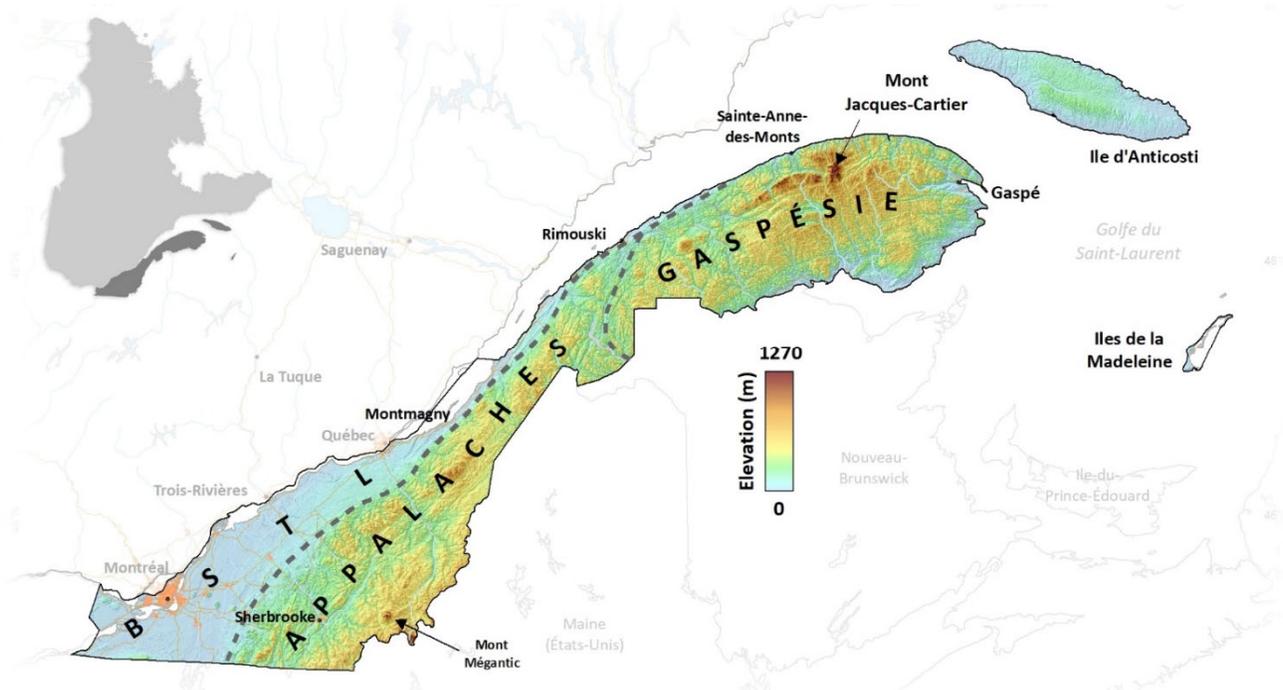


Figure 2 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	< 13	Dépôts marins/lacustres	Mer de Champlain/Lac Lampsilis	
2	13-29	Till de Gentilly	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	Gadd, 1971; Brodeur & Allard, 1985
3	47 ± 7	Sables des Vieilles-Forges	Englaciation	Occhietti, 1982; Godbout, 2013
3/4	71 ± 7	Sédiments de Saint-Pierre	Fluviatile	Gadd, 1971; Brodeur & Allard, 1985; Balescu & Lamothe, 1994
4-5b ?		Till de Lévrard	Glaciation Wisconsinienne supérieure	Lamothe, 1989
5 b		Varves de Deschaillons	Englaciation	Brodeur & Allard, 1985; Lamothe, 1989; Bernier & Occhietti, 1991
5 c	79 ± 4 ?	Sables de Lotbinière	Fluviatile	Lamothe, 1989; Clet & Occhietti, 1996; Godbout, 2013
5 d		Formation de Pointe-Fortune/Formation de L'île-aux-Coudres		Anderson et al., 1990; Occhietti et al., 1995
6	>130	Till de Bécancour	Glaciation Illinoienne	Lamothe, 1989; Anderson et al., 1990; Occhietti et al., 1995

Tableau 2 | Cadre stratigraphique et hypothèse de corrélation des unités du Pléistocène de la vallée du Saint-Laurent au sud du Fleuve Saint-Laurent. Modifié d'Occhietti et al. (1996). Les âges en ka sont définis par le stade isotope associé aux unités (Lisiecki & Raymo, 2005). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1/2	13-15	Dépôts glaciolacustres	Lacs glaciaires Memphrémagog, Chaudière, Candona et Madawaska	Shilts, 1970, 1981; Clément & Parent, 1977; LaRocque et al., 1983a; Parent, 1987; Parent & Occhietti, 1988; Blais & Shilts, 1989; Parent & Occhietti, 1999; Normandeau, 2010

2	13-29	Till de Lennoxville	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	McDonald & Shilts, 1971
3	56 ± 7	Varves de Gayhurst		Shilts, 1981; Caron et al., 2010
4		Till de Chaudière	Glaciation Wisconsinienne supérieure	McDonald & Shilts, 1971; Parent, 1987; Shilts & Caron, 2019
5 ?	>55 (80-130)	Formation de Massawippi	Sédiments interglaciaires	McDonald & Shilts, 1971; Shilts, 1981; Matthews Jr et al., 1987; Shilts & Caron, 2019
6	130-190?	Till de Johnville	Glaciation Illinoienne	Shilts, 1970, 1973, 1981; Shilts & Caron, 2019)
		Sédiments proglaciaires pré-Johnville	Englaciacion/Lac Pré-Johnville	Shilts, 1970, 1973, 1981; Shilts & Caron, 2019
7	188 ± 28	Saprolite préglaciaire; placers aurifères		Balescu et al., 2001; Shilts & Caron, 2019

**Tableau 3** | Cadre stratigraphique et hypothèse de corrélation des unités du Pléistocène dans les Appalaches. Les âges en ka sont définis par le stade isotope associé aux unités (Lisiecki & Raymo, 2005). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1/2	< 13	Dépôts marins/Dépôts d'altération	Mer de Champlain	
2	13-29	Till de Petite-Matane/Till de Grand-Volume/Till indifférencié	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	
?	>13	Till de Langis		Lebuis & David, 1977
?	>13	Sédiments glaciolacustres 2	Lac proglaciaire	Lebuis & David, 1977
?	>13	Till de Tamagodis		Lebuis & David, 1977
?	>13	Sédiments glaciolacustres 2	Lac proglaciaire	Lebuis & David, 1977

**Tableau 4** | Cadre stratigraphique de la Gaspésie. Modifié de Lebuis & David (1977). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 5.2 Écoulements glaciaires précédant le Dernier Maximum Glaciaire

La dernière glaciation, dite Tardi-Wisconsinienne, a atteint son apogée au DMG il y a environ 24 ka (Pléniglaciaire). Les connaissances sur les différentes phases d'écoulements glaciaires précédant cette période demeurent éparées puisque les traces d'écoulement ont très souvent été érodées par les glaciers lors de la dernière glaciation. Néanmoins, dans la région des Appalaches, on distingue 3 épisodes de déposition de tills qui sont associés à 3 glaciations distinctes pour lesquelles on distingue trois phases d'écoulements (**Fig. 3**). Le plus vieux mouvement rapporté dans la littérature est celui associé au Till de Johnville qui date probablement de la glaciation Illinoienne qui s'est déroulée au stade isotopique marin 6 (MIS-6 ; 191-123 ka ; McDonald, 1967; Shilts, 1970; McDonald & Shilts, 1971; Shilts, 1973). Bien qu'aucune forme de terrain ou strie ne soit associée à ce mouvement, la ressemblance dans la composition de ce till (présence de clastes ignées et métamorphiques de la province géologique de Grenville) avec le Till de Lennoxville (dernière glaciation), suggère un écoulement semblable à celui du DMG, donc en général vers le sud, sud-est. Le deuxième plus vieux mouvement rapporté dans la région des Appalaches est un mouvement vers le ouest, sud-ouest associé au Till de Chaudière; un événement possiblement corrélatif au Till de Lévrard (Shilts, 1973; Lortie, 1976; Shilts & Smith, 1986; Elson, 1987; Lamothe, 1992; Shilts et al., 2007; Shilts & Caron, 2019). Sur l'île d'Anticosti, des formes associées à l'englaciation pré-DMG vers le sud surmontent des dépôts marins datés à environ 30 ka (Gratton et al., 1984). L'englaciation ayant mené au DMG en Gaspésie aurait probablement débuté par une phase de glaciers alpins avec un écoulement radial à partir des monts Notre-Dame, mais dont les écoulements auraient été restreints à quelques cirques glaciaires (Hétu & Gray, 1985; Charbonneau & David, 1993).

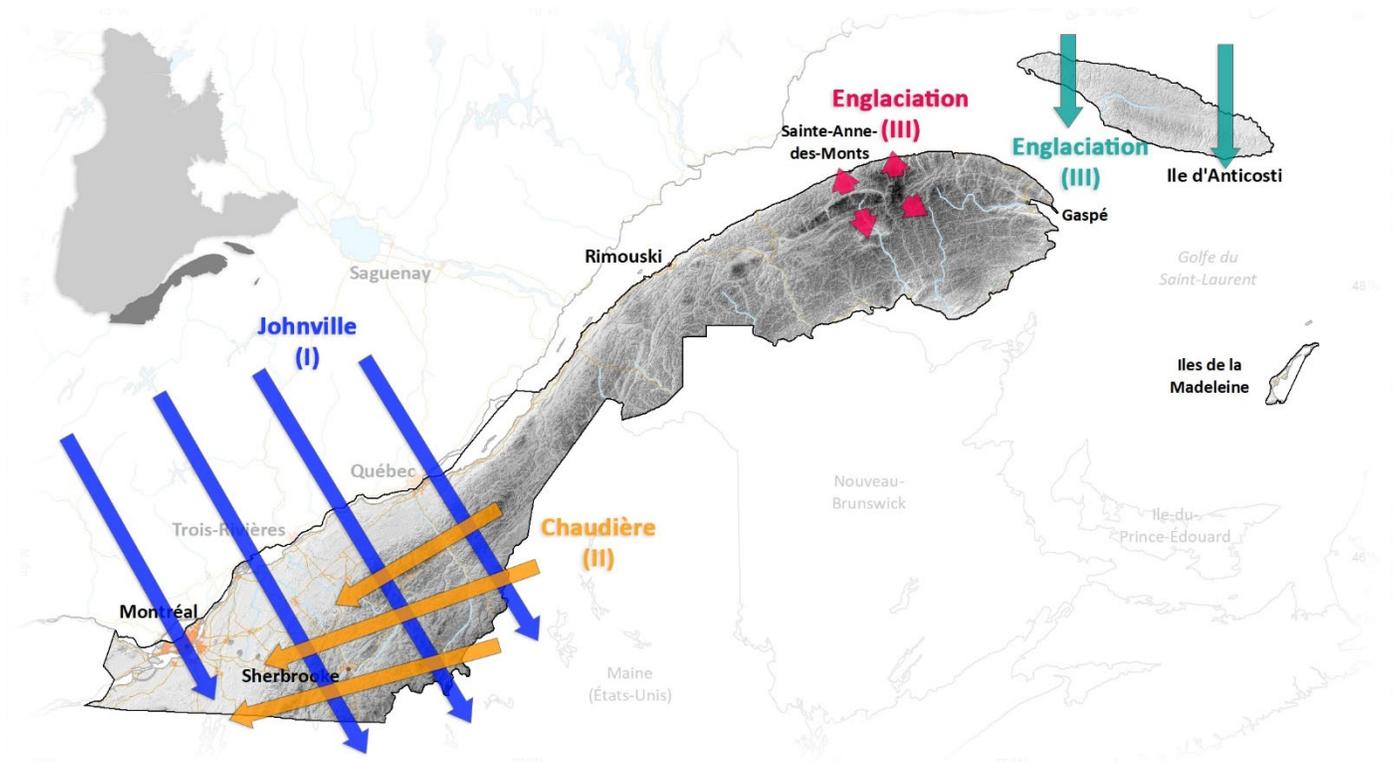


Figure 3 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

### 5.3 Écoulements glaciaires lors du DMG

Au DMG, l'Inlandsis laurentidien recouvrait entièrement le Québec, alors qu'un dôme de glace était centré dans la partie nord de la province (Dôme du Labrador; DL) et que la marge glaciaire se trouvait aux alentours d'où se situe la ville de New York aujourd'hui (Dyke & Prest, 1987a; Dyke et al., 2002). Ce glacier épais de plus de 2 km a fortement modelé le relief du Bouclier canadien, des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Appalaches, érodant et laissant derrière lui des traces de son passage, telles que des roches moutonnées, des stries glaciaires, des vallées glaciaires et autres surcreusements. Dans la partie ouest de la province, l'écoulement de l'Inlandsis Laurentidien lors du DMG était globalement orienté vers le sud-est (Fig. 4; Lamarche, 1974; Lebus & David, 1977; Prichonnet, 1977; Dionne, 1986; Lortie & Martineau, 1987; Occhietti, 2001; Occhietti et al., 2001b) et vers le sud dans le secteur de l'Ile d'Anticosti (Shaw et al., 2006). En Gaspésie, la présence de quelques erratiques de gneiss au-dessus de la limite marine, entre Cap-Chat et Sainte-Anne-des-Monts, et des trainées d'erratiques granitiques vers le sud-est tendent à suggérer que l'Inlandsis laurentidien a fort probablement recouvert les sommets de la péninsule, du moins en partie (Héту & Gray, 1985; Chauvin & David, 1987; Charbonneau & David, 1993; Hénault-Tessier, 2006; Olejczyk & Gray, 2007). L'arrangement géographique des trainées d'erratiques granitiques dans la portion nord de la Gaspésie semble aussi montrer qu'au DMG un écoulement vers l'est et le sud-est était déjà présent dans la région. Cet écoulement était probablement associé au développement du Courant glaciaire du Saint-Laurent, qui devait à ce moment prendre sa source en amont du Chenal laurentien, nourrit autant par la glace appalachienne (Rappol, 1989; Shaw et al., 2006) que par la glace laurentidienne (Fig. 4). Une direction d'écoulement semblable à celui du Courant du Saint-Laurent, vers le sud-est au DMG, a aussi été rapportée aux Iles de la Madeleine (Rémillard et al., 2012).

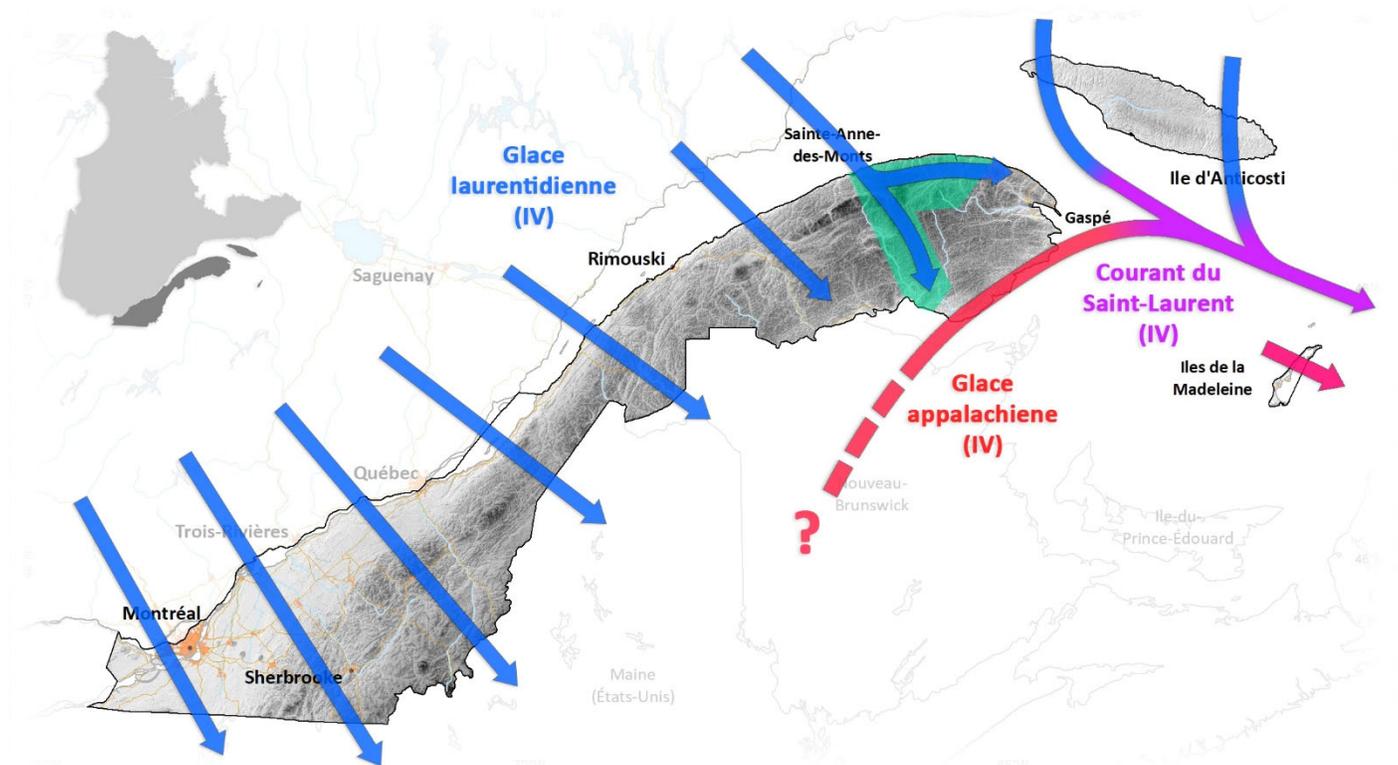


Figure 4 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. La zone verte représente les trains de dispersion des erratiques granitiques en Gaspésie (Veillette & Cloutier, 1993). Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

#### 5.4 Réorganisations des écoulements glaciaires suivant le DMG

La période de réchauffement de l'Hémisphère Nord qui a suivi le DMG (24 – 13 ka) a eu pour effet de provoquer l'amincissement des différentes calottes glaciaires et engendré des réorganisations des écoulements glaciaires, notamment dans les régions montagneuses où les hauts sommets ont formé des obstacles à l'écoulement. Dans la région des Appalaches vers 15-16 ka, la glace en provenance du DL semble n'avoir pas été assez épaisse et dynamique pour s'écouler au-dessus des Appalaches et un inversement de l'écoulement s'est alors produit au sud du Fleuve Saint-Laurent : le patron d'écoulement glaciaire va se faire dans l'axe de la vallée du Fleuve Saint-Laurent, que ce soit vers l'est, c.-à-d., vers le Golfe du Saint-Laurent, sous l'effet du Courant du Saint-Laurent (Lamarche, 1974; Lortie, 1976; Lebus & David, 1977; Lortie & Martineau, 1987; Blais, 1989; Blais & Shilts, 1989; Parent & Occhietti, 1999; Occhietti, 2001; Occhietti et al., 2001b; Dionne, 2002; Shaw et al., 2006), ou vers l'ouest, sous l'effet du Courant de glace du Lac Ontario (Fig. 5 ; Lamarche, 1974; Lortie, 1976; Gadd, 1980; Lortie & Martineau, 1987; Turcotte et al., 1989; Ross et al., 2006). Ces deux courants de glace ont probablement opéré durant la même période et le chevauchement des stries montre que dans la zone de partage des deux courants, le courant de l'Ontario était le dernier à être actif (Lamarche, 1974). Durant cette période de la déglaciation, une nouvelle zone de partage de glace s'est donc développée sur les Appalaches (Rappol, 1989) et sur un axe nord-ouest sud-est entre le Mont Mégantic et Trois-Rivières (Fig. 5 ; Lamarche, 1974).

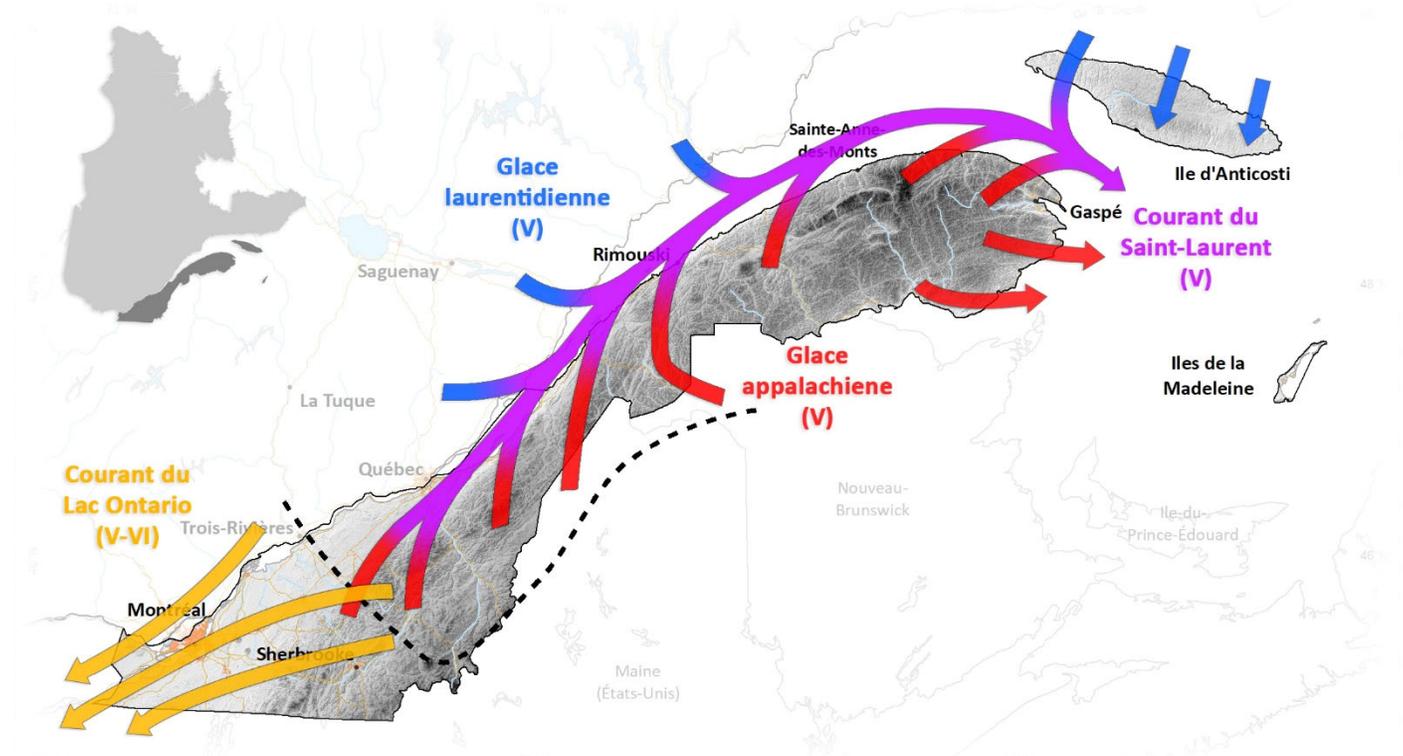


Figure 5 | Représentation des écoulements majeurs vers 15-16 ka dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. La ligne pointillée représente la ligne de partage des Appalaches (Rappol, 1989). Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

### 5.5 Déglaciation finale au sud du Saint-Laurent et réavancées pré-Mer de Champlain

La déglaciation finale au sud du Fleuve Saint-Laurent sera marquée par des réavancées glaciaires, probablement associées à une recrudescence des températures froides vers 14 et 13 ka. Ces événements de refroidissement ont été rapportés à la grandeur de l'Hémisphère Nord et ont été nommés Dryas ancien et Dryas récent. En effet, des traces de réavancées glaciaires associées à ces événements sont interprétés dans les basses terres à plusieurs sites par la présence de coquillages dans des tills stratigraphiquement plus jeunes que le Till de Gentilly : sites de Pointe Saint-Nicolas (Lowdon & Blake Jr, 1979; Occhietti et al., 2001a); de Saint-Édouard-de-Lotbinière (LaSalle & Shilts, 1993); d'Issoudun (LaSalle & Shilts, 1993); du Ruisseau Bourret (Lotbinière, LaSalle & Shilts, 1993); et de la Rivière du Chêne (LaSalle & Shilts, 1993). Ces coquillages ont été mis en place dans la Mer de Goldthwait-Champlain et ont été incorporés au till lors des épisodes de réavancées glaciaires, p. ex., la réavancée de Saint-Nicolas (Occhietti et al., 2001a) et l'Événement de Beauce (Fig. 6; Blais, 1989; Blais & Shilts, 1989; Occhietti et al., 2001b). D'autres études rapportent aussi une réavancée semblable dans la vallée de la Rivière Chaudière, au sud de la ville de Québec (LaSalle & Chapdelaine, 1990; LaSalle & Shilts, 1993; Occhietti, 2001; Occhietti et al., 2001b). Plus à l'est, la moraine de Saint-Antonin représenterait la limite Est des réavancées laurentidiennes puisque l'architecture de ce dépôt serait associée à une glace appalachienne et non laurentidienne (Martineau & Corbeil, 1983). Un épisode de réavancée des marges vers le nord a aussi été rapporté le long de la rive sud du Fleuve Saint-Laurent près de Rimouski (Réavancée de Neigette; Héту, 1998) et sur la pointe gaspésienne (Héту & Gray, 2000). En général, les écoulements associés aux réavancées pré-Mer de Champlain vont exploiter les dépressions le long du Fleuve Saint-Laurent et même remonter sur les plateaux de la Beauce et du Bas-Saint-Laurent (Fig. 6). Dans le sud de la province, la déglaciation de la région de l'Estrie (Sherbrooke) a été caractérisée par un réajustement mineur des écoulements qui se faisaient majoritairement vers le sud ou le sud-est, fortement contrôlée par la topographie locale (Clément & Parent, 1977).

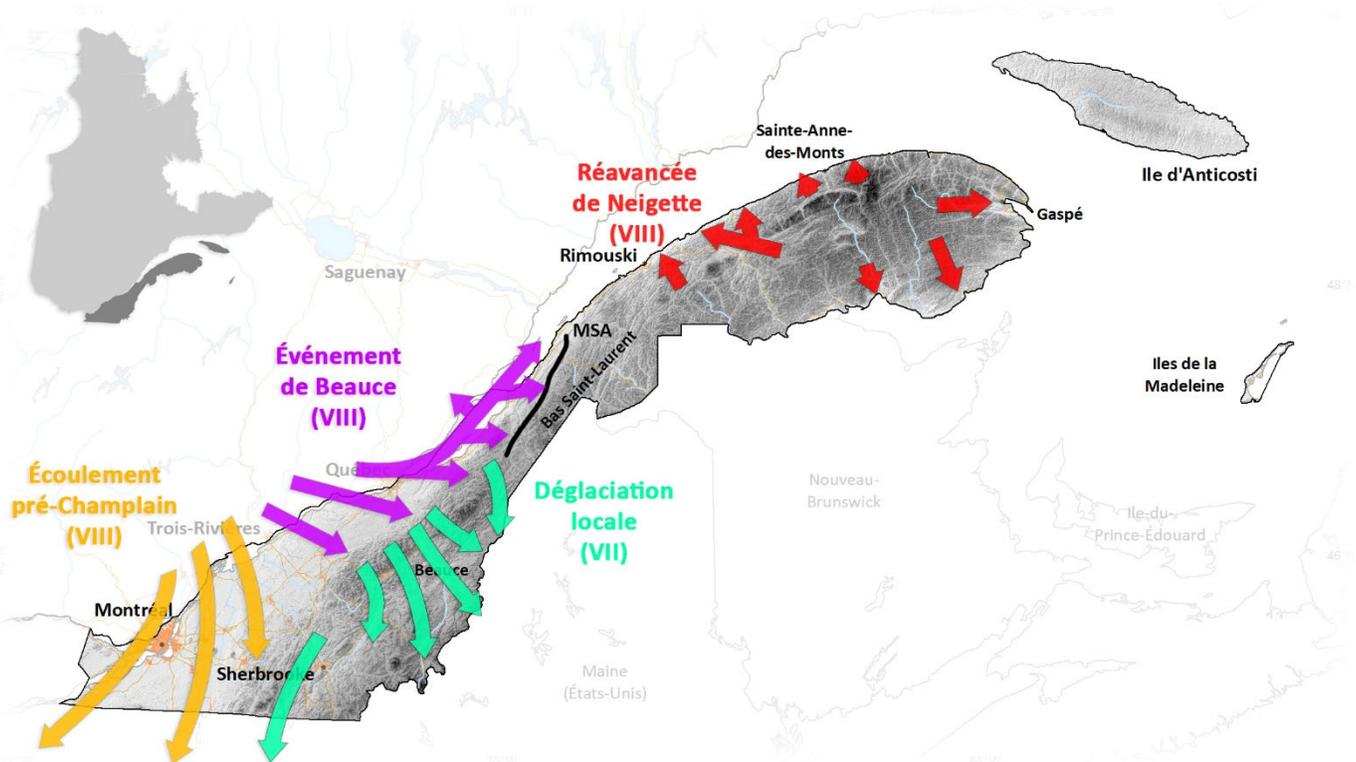


Figure 6 | Représentation des écoulements vers 14 ka (déglaçiation locale) et 13 ka (Pré-Champlain, événement de Beauce, réavancée de Neigette) dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux). MSA : Moraine de Saint-Antoine.

## 5.6 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

Le retrait de la glace sur le versant nord des Appalaches lors de la déglaciation a provoqué un blocage de l'écoulement naturel de l'eau de fonte vers le nord, ce qui a causé l'accumulation des eaux de fonte et le développement de grands lacs glaciaires coincés entre la marge glaciaire en retrait vers le nord et les hauts topographiques nouvellement déglacés au sud. Les principaux lacs glaciaires ont occupé les vallées du Fleuve Saint-Laurent, du Lac Champlain, du Lac Memphrémagog, de la Rivière Chaudière et du Lac Témiscouata (Fig. 7). Dans la vallée du Fleuve Saint-Laurent, le retrait de la marge glaciaire au nord de Covey Hill a permis la coalescence des lacs glaciaires Iroquois (vallée du lac Ontario) et Vermont (vallée du Lac Champlain ; (Chapman, 1937; Stewart & MacClintock, 1969; Clark & Karrow, 1984), formant un des lacs les plus étendus de la déglaciation, soit le Lac Candona (Fig. 7 ; Diemer & Franzi, 1988; Parent & Occhietti, 1988, 1999; Ross et al., 2006; Franzi et al., 2007). Le stade le mieux défini du Lac Candona est celui de Frontenac avec une élévation à environ 310 m (Rayburn, 2004) et qui s'étendait alors probablement jusqu'au secteur de Warwick-Plessisville (Fig. 7). Le Lac Candona a probablement aussi incorporé une série de lacs plus petits compris entre les montagnes frontalières et les BTSL, dont le Lac glaciaire Memphrémagog (McDonald, 1968a; Stewart & MacClintock, 1969; Gadd et al., 1972; Boissonnault et al., 1981; Boissonnault & Gwyn, 1983; LaRocque et al., 1983a; LaRocque et al., 1983b; Parent & Occhietti, 1988). La vallée de la Rivière Chaudière fut aussi inondée par une série de lacs plus ou moins éphémères avec des niveaux compris entre 430 et 305 m et qui se seraient éventuellement combiné pour former un lac unique nommé Lac glaciaire Chaudière (LaRocque et al., 1983a; Normandeau, 2010). Plus à l'est, les eaux de fonte du Lac glaciaire Madawaska ont occupés la vallée du Lac Témiscouata, qui était probablement fortement affecté par l'enfoncement glacio-isostatique (Morissette et al., 2020).

D'autres lacs glaciaires se seraient formés dans les Appalaches et dans la vallée du Fleuve Saint-Laurent avant la dernière déglaciation. La présence de séquences varvaires sous-jacentes au Till de Gentilly (ou de Lennoxville) a été rapportée à plusieurs endroits (Tabl. 2-3). L'étendue varvaire ancienne la mieux définie est celle du Lac glaciaire Gayhurst qui se serait formé lors du retrait partiel de la glace laurentidienne jusqu'au flanc nord des Appalaches au milieu de la dernière glaciation (MIS 3;  $56 \pm 7$  ka ; Caron et al., 2010). Ce lac avait probablement une étendue à tout le moins comparable aux lacs Memphrémagog et Chaudière combinés (Shilts et al., 2007; Caron et al., 2010). Le bas niveau Gayhurst serait situé à environ 370 m d'élévation et les niveaux supérieurs auraient probablement atteint près de 430 m puisqu'on trouve plusieurs deltas enfouis sous le Till de Lennoxville à des élévations d'environ 400 m (Caron et al., 2010). En revanche, les données relatives au Lac glaciaire Gayhurst restent très éparpillées et leurs relations aux autres dépôts glaciolacustres antérieurs au DMG répertoriés dans la vallée du Fleuve Saint-Laurent (Varves de Deschailions — Varves de L'Île-aux-Coudres) demeurent encore mal connues.

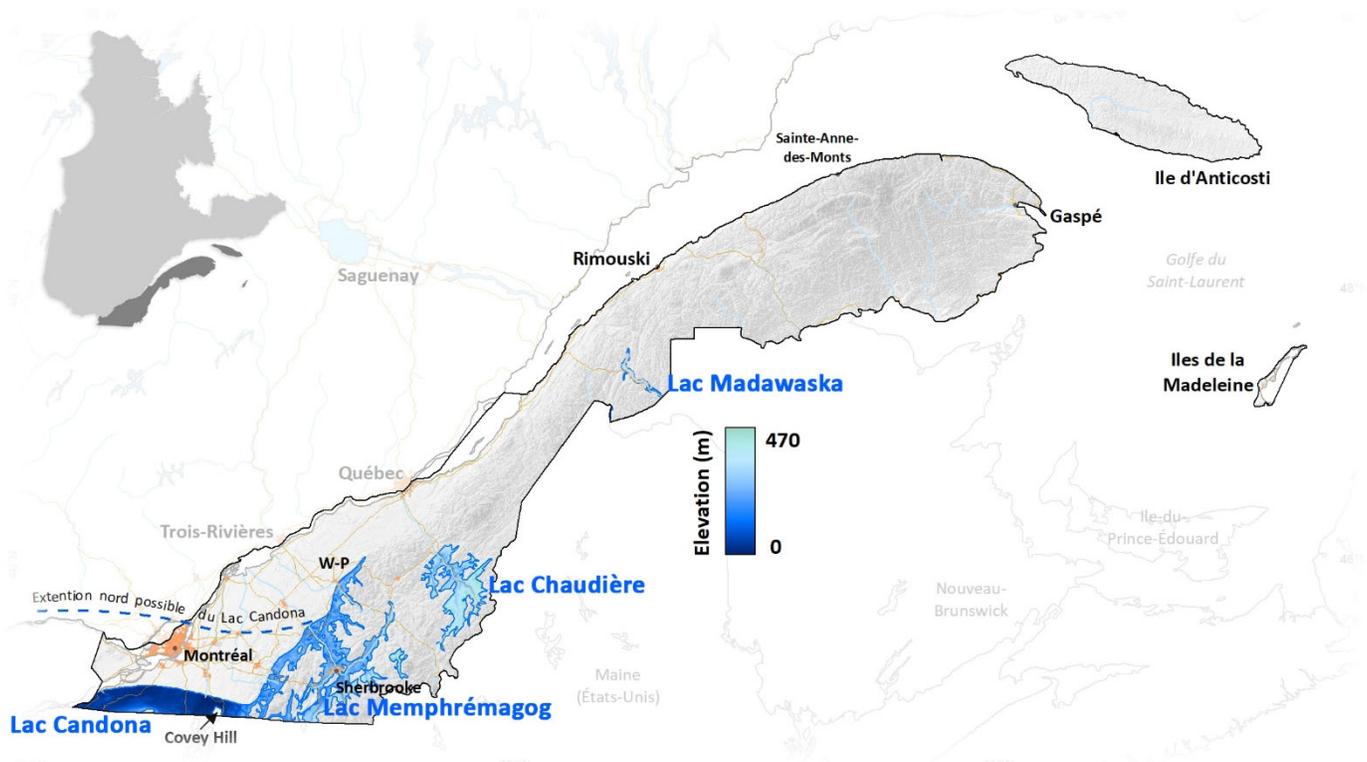


Figure 7 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine. WP : Warwick-Plessisville.

## 5.7 Limite marine

La limite marine dans la région des Appalaches va fortement varier d'est en ouest, majoritairement en raison d'un relèvement glacio-isostatique différentiel, en plus d'une déglaciation asynchrone de l'axe du Saint-Laurent qui va se faire sur plus de 2 000 ans. À l'est de la ville de Québec, les eaux marines de la Mer de Goldthwait (Dionne, 1972, 1977) vont commencer à envahir les faibles élévations de l'Ile d'Anticosti vers 16 ka et quelques siècles plus tard celles des côtes de la Gaspésie. Sur l'Ile d'Anticosti, on rapporte généralement des dépôts marins allant jusqu'à une élévation d'environ 75 m (Fig. 8 ; Gratton et al., 1984; Painchaud et al., 1984). Cependant, à Port-Meunier, des dépôts marins auraient été identifiés à 180 m (Dubois, 1977). En Gaspésie et au Bas-Saint-Laurent, la limite marine s'accroît d'est en ouest, à partir d'environ 80 m dans la région de la ville de Gaspé (Allard & Tremblay, 1979, 1981), pour atteindre, 110 à la ville de Matane (Dionne & Coll, 1995), 160 m à Trois-Pistoles (Locat, 1977), plus de 160 dans Bellechasse (Dionne, 1985), et 180 m à Lévis (Dionne, 2001). Cette incursion marine va se dérouler sur plus de 2 000 ans, au rythme du recul de la marge glaciaire. Au-delà (en amont) de la région de Québec, la Mer de Goldthwait devient la Mer de Champlain (Hitchcock et al., 1861; Elson, 1969; Dionne, 1972). La nomenclature différenciant ces deux masses d'eau marine est due au fait que la Mer de Goldthwait précède, est concomitante et succède à la Mer de Champlain. La Mer de Champlain peut donc être considérée comme une phase de la Mer de Goldthwait à l'ouest de la ville de Québec. La Mer de Champlain va pénétrer le sud de la province vers environ (13,1-12,9 ka ; Prichonnet, 1977; Richard & Occhietti, 2005; Rayburn et al., 2007) pour s'étendre jusqu'à couvrir l'actuel Lac Champlain au Vermont et au New Hampshire (Fig. 8). L'élévation de la limite marine associée à la Mer de Champlain semble en général assez constante dans la région, soit autour de 175-180 m (Parent & Occhietti, 1988).

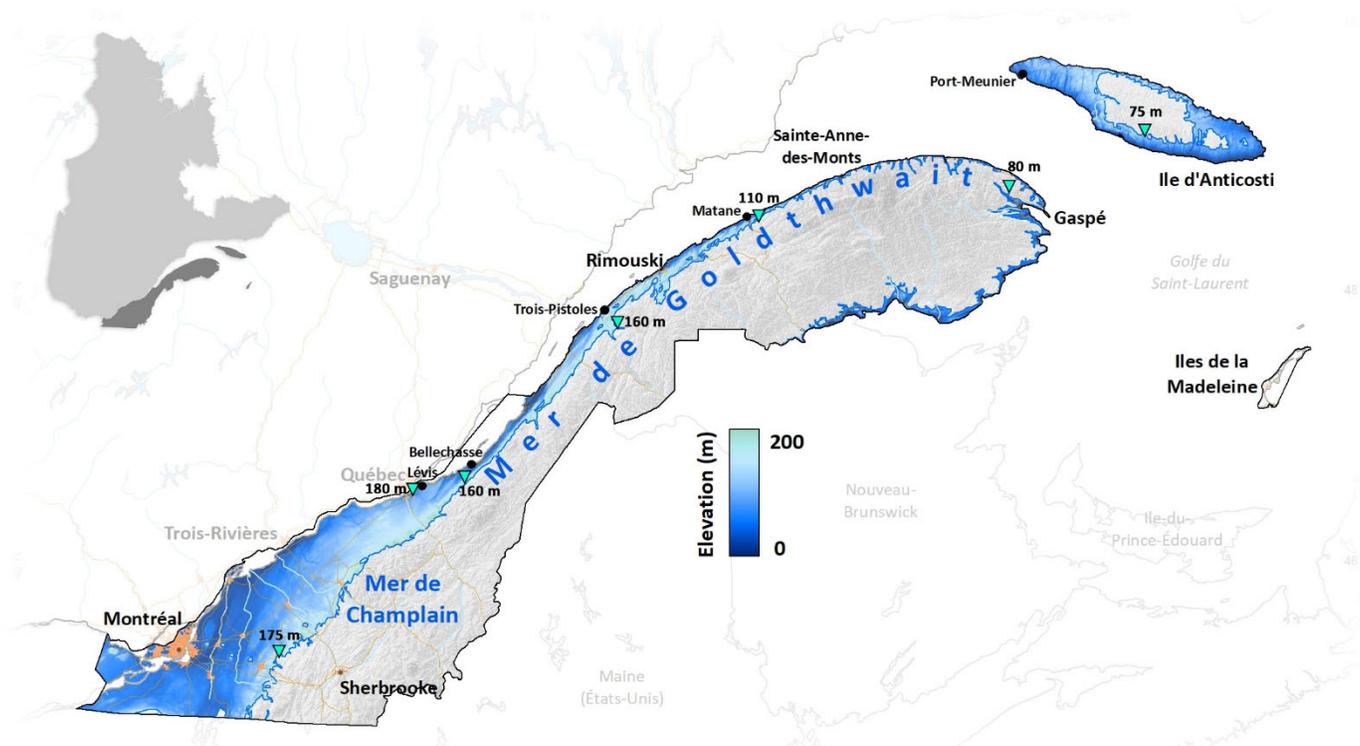


Figure 8 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région Appalaches-Anticosti-Iles-de-la-Madeleine.

## 6. Laurentides

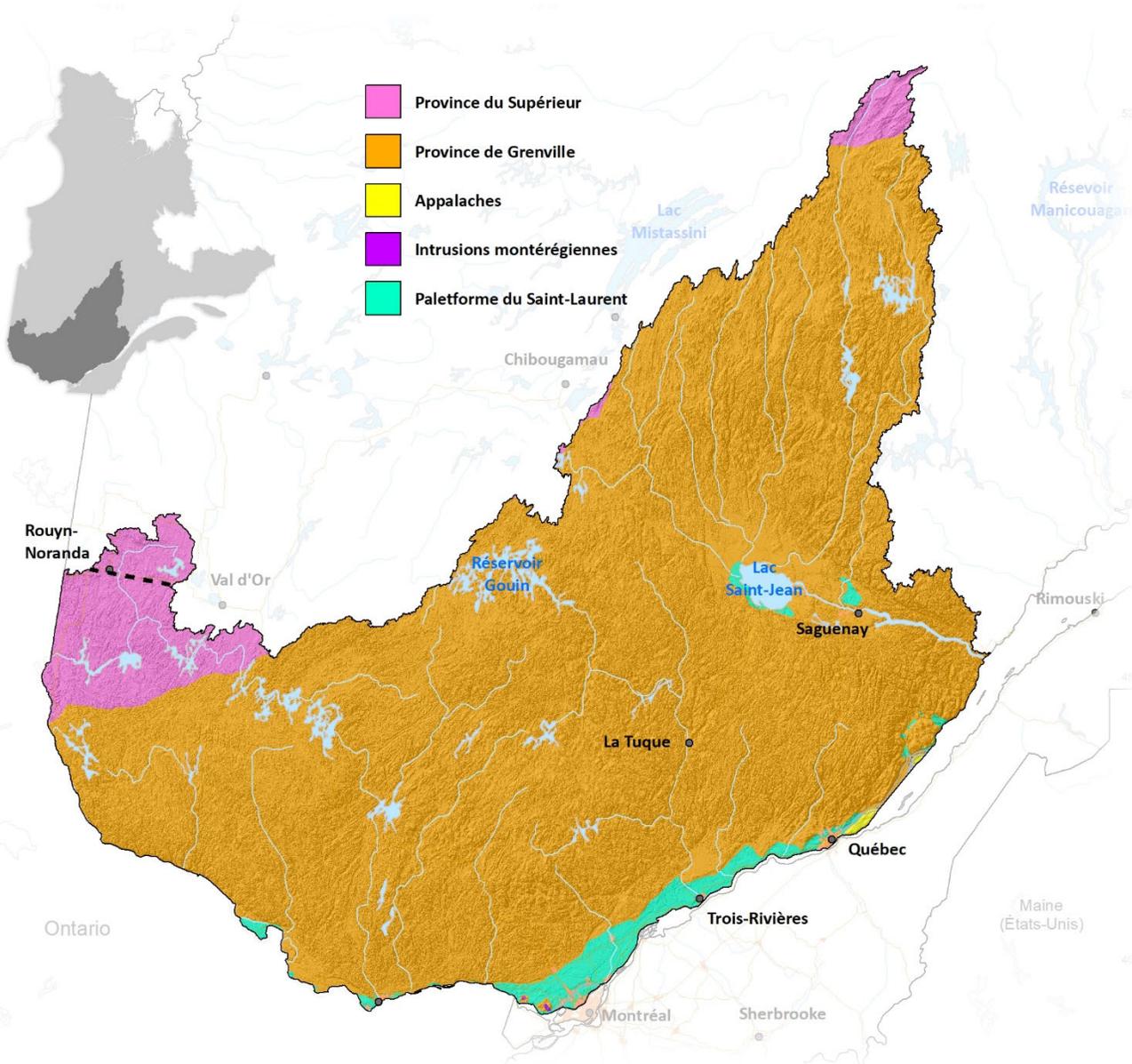
### 6.1 Contexte physiographique et cadre stratigraphique

La région des Laurentides repose majoritairement sur des roches de la province géologique de Grenville, en plus des roches de la province géologique du Supérieur au nord et des roches de la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent au sud (Fig. 9). La province de Grenville est en grande partie constituée de complexes gneissiques de hauts grades métamorphiques et forme la chaîne de montagnes des Laurentides qui s'étend d'ouest en est au nord du Fleuve Saint-Laurent (Fig. 10). La province du Supérieur forme fait partie des plus vastes cratons archéens de la planète; elle la comprend les sous-provinces de Pontiac et de l'Abitibi, séparées par la faille Cadillac, connues pour ces nombreux dépôts aurifères. Les roches sédimentaires de la plateforme du Saint-Laurent sont peu ou pas déformées et on les retrouve au nord du Fleuve Saint-Laurent et sporadiquement dans le Témiscamingue, le long de la rivière des Outaouais et dans la dépression du graben du Saguenay.

La région des Laurentides peut être divisée en 5 régions physiographiques distinctes (Fig. 10) : i) les Laurentides, qui forme une pénéplaine issue de l'érosion de la chaîne de montagnes laurentiennes (Grenville) ; ii) le graben du Saguenay qui forme un fossé d'effondrement (graben) lié à un système de failles normales dans la partie Est de la région ; iii) les hautes terres de Charlevoix qui forment une série de hauts sommets et de vallées encaissées situées entre le graben du Saguenay et les BTSL. On y trouve les plus hauts sommets de la région qui dépassent les 1 000 m d'élévation pour culminer à 1181 m au Mont Raoul-Blanchard ; iv) l'Astroblème de Charlevoix forme une dépression circulaire d'environ 54 km de diamètre avec en son centre une remontée topographique caractéristique d'un cratère météoritique (Mont des Éboulements); et v) les BTSL forment une plaine entre le plateau des Laurentides et le Fleuve Saint-Laurent et la rivière des Outaouais.

Des séquences stratigraphiques quaternaire montrant des similarités avec celles qui ont été décrites sur la rive sud du Fleuve Saint-Laurent (Tabl. 2) ont été rapportées dans la région de Québec-Charlevoix (Sainte-Anne-de-Beaupré, LaSalle, 1974; LaSalle et al., 1977; LaSalle, 1985, 1987; Fournier, 1998; Occhietti, 2001; Laliberté, 2006; Petite-Rivière, Clet-Pellerin & Occhietti, 2000; Occhietti, 2001; Saint-Placide, Govare & Gangloff, 1991; Govare, 1995; Cousineau et al., 2014) et en Mauricie-Portneuf (Sainte-Anne-de-la-Pérade, Ferland & Occhietti, 1990; Bernier & Occhietti, 1991). Le cadre stratigraphique renferme de nombreuses unités anciennes et ressemble à celui des BTSL et de la région des Appalaches, avec cependant quelques unités interglaciaires supplémentaires (Mer de Guettard et Rythmites du Saint-Maurice ; Tabl. 5). Dans la région du graben du Saguenay, aucune unité sédimentaire associée à une période précédant le DMG n'a été formellement identifiée (Leduc, 2016) et le cadre stratigraphique régional est principalement constitué du Till de Gentilly et de dépôts de déglaciation. En Abitibi, dans le secteur

couvert par la région des Laurentides, le cadre stratigraphique se limite à la dernière glaciation et à la déglaciation (**Tabl. 6**). Le Till de Matheson, qui est associé à la dernière glaciation est divisé en deux sous unités puisque la partie supérieure du till est associée à un écoulement glaciaire distinct de l'unité inférieure, comme en témoigne la présence de clastes carbonatés en provenance de la plateforme sédimentaire de la Baie d'Hudson au nord-nord-ouest.



**Figure 9** | Géologie sommaire de la région des Laurentides. La ligne pointillée montre la position approximative de la faille Cadillac. Source des données géologiques: SIGÉOM.

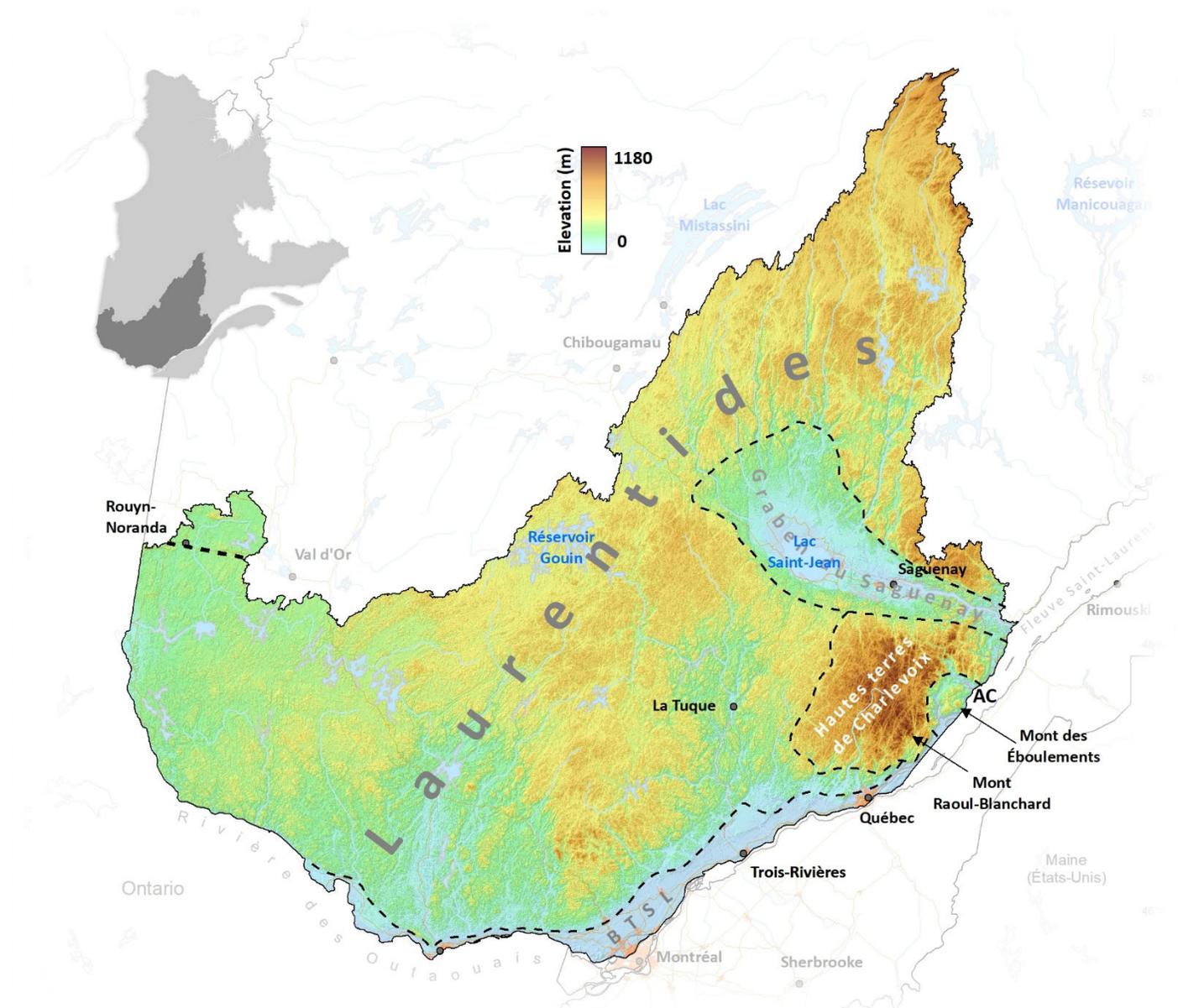


Figure 10 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région des Laurentides. BSL : Basses-Terres du Saint-Laurent. AC : Astroblème de Charlevoix.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	< 13	Dépôts marins	Mer de Champlain	
2	13-29	Till de Gentilly	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	Gadd, 1971; Brodeur & Allard, 1985
3	47 ± 7	Sables des Vieilles-Forges	Englaciation	Occhietti, 1982; Godbout, 2013
3		Rythmites du Saint-Maurice / Varves de L'Île-aux-Coudres / Varves de Saint-Placide	Englaciation/Lac de La Vérendrye	Brodeur & Allard, 1985; Besré & Occhietti, 1990; Govare & Gangloff, 1991
3/4	71 ± 7	Sédiments de Saint-Pierre	Fluviatile	Gadd, 1971; Brodeur & Allard, 1985; Balescu & Lamothe, 1994
5a	98 ± 9	Argiles de La Pérade	Mer de Cartier	Ferland & Occhietti, 1990; Occhietti et al., 1996

5 b		Till de Lévrard	Glaciation Wisconsinienne supérieure	Lamothe, 1989
5 b		Varves de Deschaillons	Englaciation	Brodeur & Allard, 1985; Lamothe, 1989; Bernier & Occhietti, 1991
5c	79 ± 4 ?	Sables de Lotbinière	Fluviatile	Lamothe, 1989; Clet & Occhietti, 1996; Godbout, 2013
5d		Formation de Pointe-Fortune/Formation de L'Île-aux-Coudres		Anderson et al., 1990; Occhietti et al., 1995
5e	125-130	Sédiments stratifiés	Mer de Guettard	Occhietti et al., 1995
6	>130	Till de Rigaud/Till de Bécancour	Glaciation Illinoienne	Lamothe, 1989; Anderson et al., 1990; Occhietti et al., 1995

**Tableau 5** | Cadre stratigraphique et hypothèse de corrélation des unités du Pléistocène de la vallée du Saint-Laurent. Modifié d'Occhietti et al. (1996). Les âges en ka sont définis par le stade isotope associé aux unités (Lisiecki & Raymo, 2005). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	10,4 - 8,2 ka	Dépôts glaciolacustres/fluviiaux	Lac glaciaire Barlow-Ojibway/Zone non inondée par le lac	Hughes, 1965; Vincent & Hardy, 1977; Veillette, 1983a; Daigneault & Prichonnet, 1988; Veillette, 1988, 1994
1/2	29-11	Till de Matheson Supérieur	Glaciation/écoulement vers le sud-est à l'ouest de la Moraine d'Harricana et vers le sud-ouest à l'est.	Veillette & McClenaghan, 1996; Veillette et al., 2005
< 5 c		Dépôts glaciolacustres	Lac d'englaciation suivant la période chaude associée à la formation de Missinaibi	Veillette & McClenaghan, 1996; Veillette et al., 2005
5e -5 c	130-71 (119-99)	Sédiments fluviiaux avec matière organique/Formation de Missinaibi	Interglaciaire avec conditions climatiques comparables à aujourd'hui	Terasmae & Hughes, 1960; McDonald, 1968b; Thorleifson et al., 1992; Allard et al., 2012; Dubé-Loubert et al., 2013
6 ?		Till calcaireux avec orientation vers le sud et le sud-est	Glaciation Illinoienne ?	Veillette, 1989; Veillette et al., 2005

**Tableau 6** | Cadre stratigraphique de la région de l'Abitibi. Modifié de Veillette et al. (2005). Noté que seules les unités des stades marins isotopiques 1 et 2 sont présentes dans la région des Laurentides comme elle est ici délimitée. Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 6.2 Écoulements glaciaires précédant le DMG

La localisation des Laurentides par rapport au DL et l'historique des écoulements glaciaires dans la région rendent l'identification de mouvements glaciaires anciens difficiles. Cependant, la présence d'un till ancien dans les Appalaches avec des clastes d'origine grenvillien (Till de Johnville) témoigne d'un mouvement glaciaire provenant des Laurentides et dirigé vers le sud, sud-est durant le MIS 6 (190-130 ka; voir section 6.1). Aucune forme d'écoulement associée à ce mouvement n'a cependant pu être reconnue dans les Laurentides, probablement en raison du fait que cette direction d'écoulement est similaire aux mouvements glaciaires répertoriés pour le DMG et lors la déglaciation (voir prochaines sections), rendant la distinction entre ces formes (stries) difficiles. Néanmoins, des écoulements glaciaires pré-DMG ont été documentés dans la région au nord des Laurentides – la Baie James – et les personnes travaillant dans les secteurs limitrophes à la partie sud de la Jamésie devraient consulter la section 8.2 de ce rapport afin de connaître ces mouvements glaciaires.

Dans le secteur du Saguenay et du Lac-Saint-Jean, un écoulement vers le sud (**Fig. 11**) est représenté par une série de stries orientées vers le sud et étant généralement superposé par des stries orientées vers le sud-est, qui elles, sont associées au DMG et au mouvement vers le sud-est en provenance de Chibougamau (Prichonnet et al., 1984; Bouchard & Martineau, 1985; Veillette, 2004; Veillette et al., 2005), lui aussi associé au DMG (Veillette, 2004). Ce mouvement vers le sud pourrait donc être associé à la phase d'englaciation qui a mené au DMG.

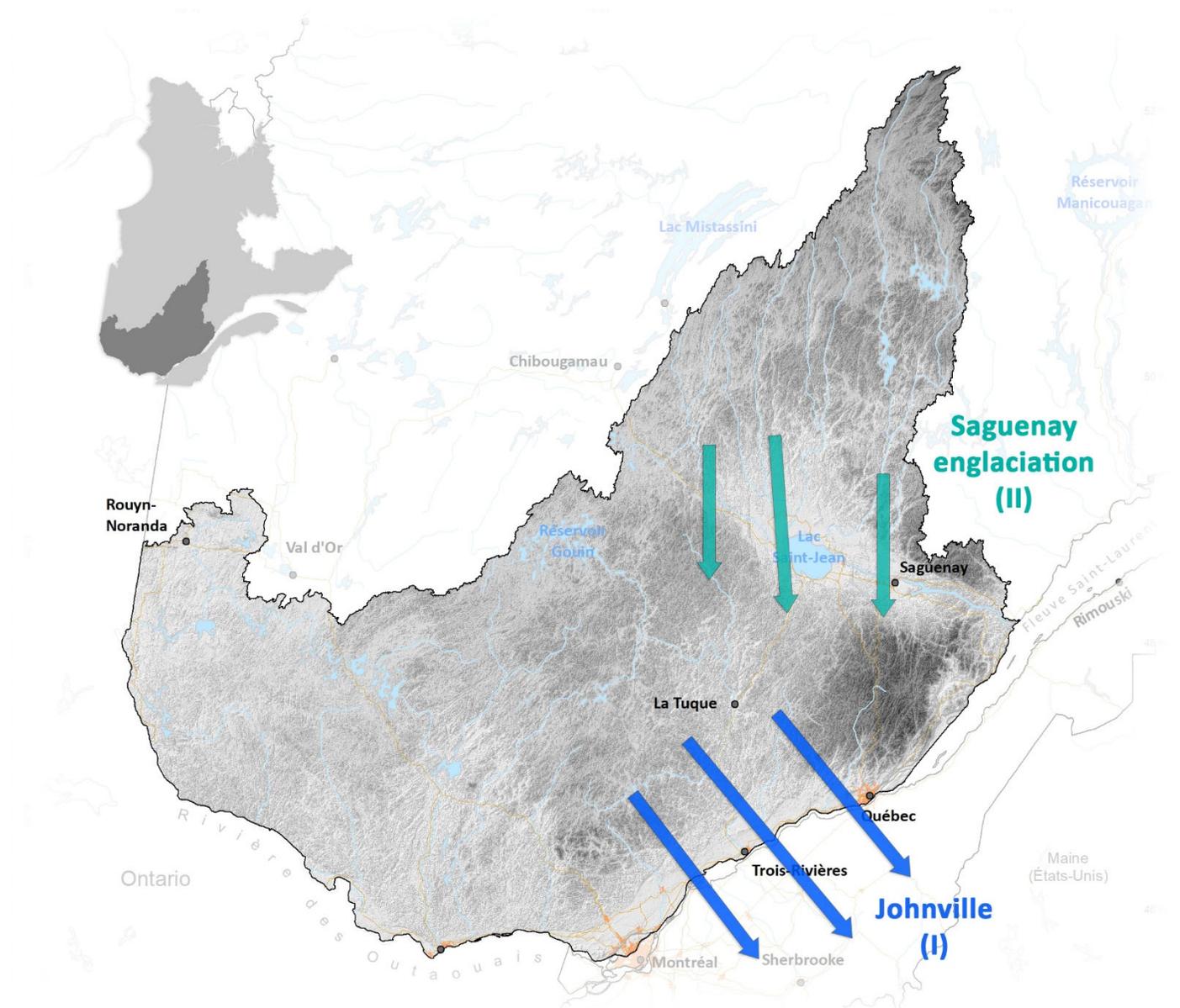


Figure 11 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région des Laurentides. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

### 6.3 Écoulements glaciaires lors du DMG

Lors du DMG, la région des Laurentides était sous l'influence d'un écoulement glaciaire radial en provenance d'une ligne de partage de glace située au nord du Lac Mistassini (Fig. 12 ; Prichonnet et al., 1984; Bouchard & Martineau, 1985; Dionne, 1986; Veillette, 2004; Veillette et al., 2005). L'extension de l'écoulement radial au Québec fut principalement déduite par l'analyse de la distribution géographique d'erratiques de dolomies de formations géologiques propres à la région de Chibougamau (Dionne, 1986, 1994; Veillette, 1994). L'analyse de la dispersion des erratiques de la région de Chibougamau montre que l'écoulement était vers le sud-est à l'est de Montréal, vers le sud en Outaouais (Bolduc & Liard, 2001; Fleury, 2008; Dubois-Verret, 2015) et vers l'ouest et vers le sud-ouest en Abitibi (Veillette et al., 1999; Veillette, 2004).

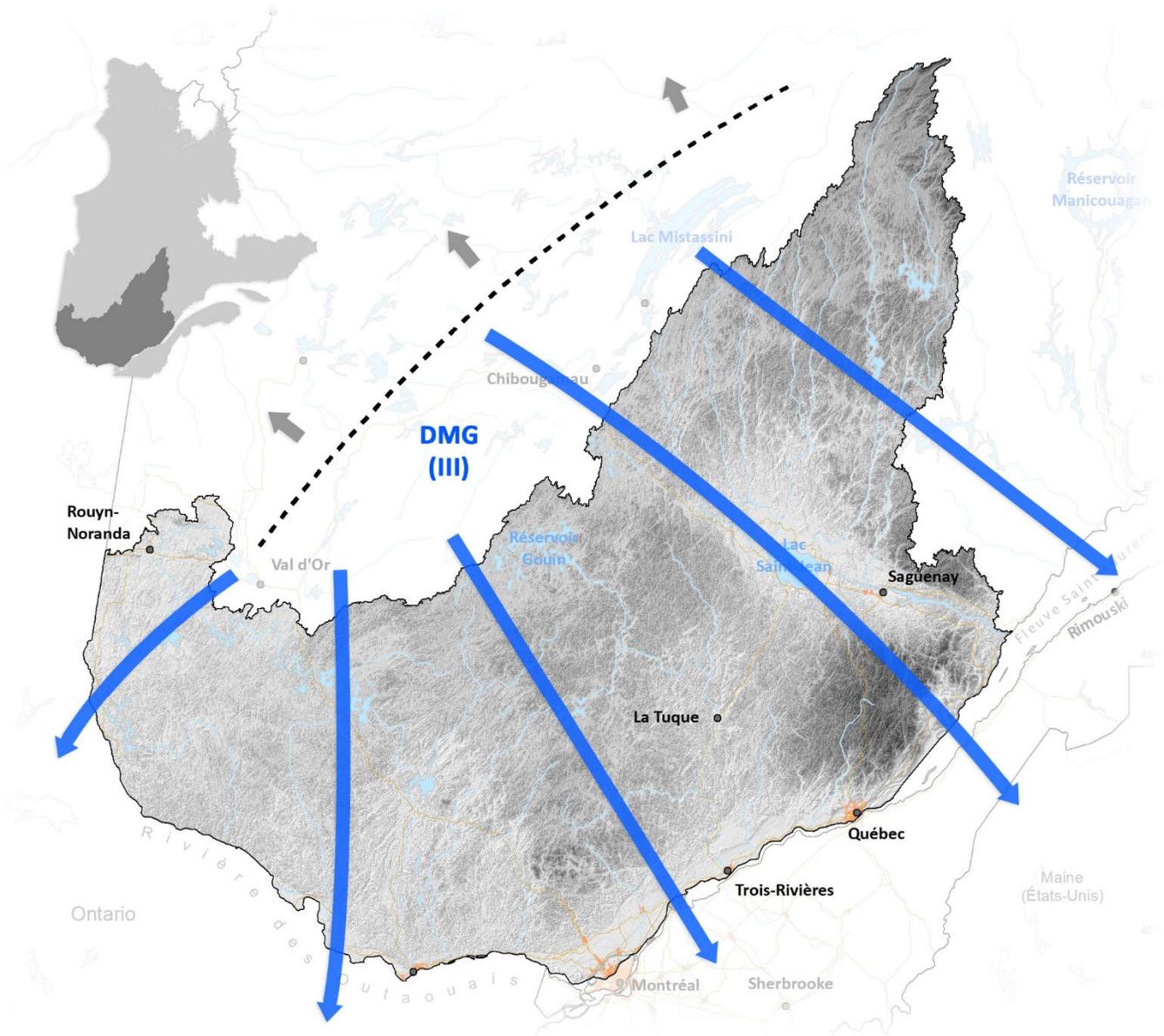
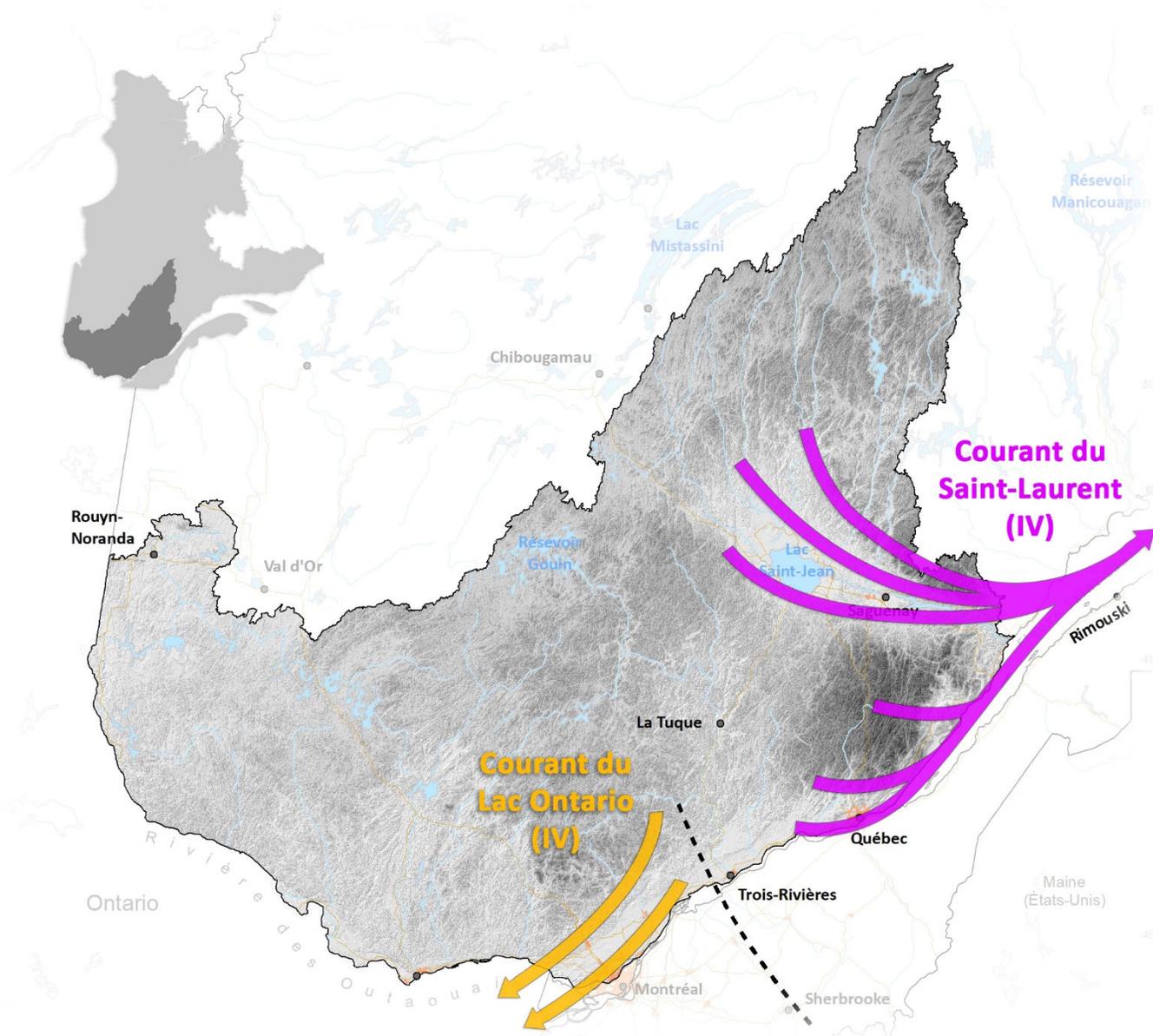


Figure 12 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région des Laurentides. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

#### 6.4 Réorganisations post-DMG des écoulements glaciaires et développement des courants de glaces

Le réchauffement global de l'Hémisphère Nord suivant le DMG (24 – 13 ka) a eu pour effet d'engendrer un recul et un amincissement considérable des calottes glaciaires, lesquels ont provoqué des réorganisations des écoulements glaciaires, notamment dans les régions avec des reliefs topographiques importants qui ont formés des obstacles à l'écoulement. Vers 15-16 ka, la glace s'écoulant depuis le DL et recouvrant la région des Laurentides n'était plus assez épaisse et dynamique pour traverser les Appalaches situés au sud du Fleuve Saint-Laurent, entraînant ainsi un changement important dans le régime d'écoulement régional. L'écoulement glaciaire s'est alors principalement fait dans l'axe de la vallée du Fleuve Saint-Laurent où il s'est scindé vers l'est, c.-à-d., vers le golfe du Saint-Laurent, probablement sous l'appel créé par le Courant du Saint-Laurent (Lamarche, 1974; Lortie, 1976; Lebus & David, 1977; Lortie & Martineau, 1987; Blais, 1989; Blais & Shilts, 1989; Parent & Occhietti, 1999; Occhietti, 2001; Occhietti et al., 2001b; Dionne, 2002; Shaw et al., 2006), ainsi que vers l'ouest, sous l'effet du Courant de glace du Lac Ontario (Fig. 13 ; Lamarche, 1974; Lortie, 1976; Gadd, 1980; Lortie & Martineau, 1987; Turcotte et al., 1989; Ross et al., 2006). C'est deux courants de glace ont probablement été actifs durant la même période et le chevauchement des stries au sud du Saint-Laurent (Fig. 13) montrent que dans la zone d'intersection de ces deux courants, le courant de l'Ontario fut le dernier à être actif (Lamarche, 1974). Durant cette période de la déglaciation, une nouvelle zone de partage de glace s'est développée dans un axe nord-ouest

sud-est entre Trois-Rivières dans les Laurentides et le Mont Mégantic, dans les Appalaches (Fig. 13 ; Lamarche, 1974; Rappol, 1989) Lamarche, 1974; Rappol, 1989). L'appel de glace associé au courant de glace du Saint-Laurent s'étendait alors jusque sur les hauts sommets de Charlevoix (Brouard et al., 2016), ainsi que dans la dépression du graben du Saguenay.



**Figure 13** | Représentation des écoulements majeurs associés aux réorganisations dues à la topographie (épaisseur de glace) et à la propagation des courants de glaces dans la région des Laurentides. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux). La ligne pointillée montre la ligne de partage de glace entre les courants de glace du Saint-Laurent et du Lac Ontario.

### 6.5 Phases de déglaciation et réavancées du Dryas récent

La déglaciation finale de la région bordant le Fleuve Saint-Laurent a été marquée par des réavancées glaciaires, probablement en lien avec une baisse abrupte et marquée des températures dans l'Hémisphère Nord entre 14 et 12 ka, laquelle est caractérisée par deux événements : le Dryas ancien et le Dryas récent. Des évidences de réavancées glaciaires sont présentes dans les BTSL où des coquilles marines ont été retrouvés dans des tills plus jeunes stratigraphiquement que le Till de Gentilly, notamment au site Chevalier à Beauport (Lowdon & Blake Jr, 1976) et au site Lapointe à Sainte-Anne-de-Beaupré (Lowdon & Blake Jr, 1976). Ces coquilles proviennent de la Mer de Goldthwait-Champlain et ont été incorporées au till lors de réavancées glaciaires, p. ex., la réavancée de Saint-Nicolas (Occhietti et al., 2001a) et l'événement de Beauce (Blais, 1989; Blais & Shilts, 1989; Occhietti, 2001; Occhietti et al., 2001b). Dans les régions de la ville de Québec et de Charlevoix, l'Événement de Beauce représente une réavancée glaciaire qui aurait exploité les dépressions le long du Fleuve Saint-Laurent et qui aurait même remonté sur les hauts plateaux

adjacents, tel qu'indiqué par différentes formes de terrain et microformes d'érosion orientées vers le nord et le nord-est (jusqu'à 800 m d'élévation), jusqu'au bord des moraines terminales de Brulée et de Rochette (**Fig. 14** ; Govare, 1995; Fournier, 1998; Brouard et al., 2016). Dans la vallée des Outaouais, des stries montrent une orientation vers l'est-nord-est qui suggère une faible épaisseur de glace exploitant les dépressions ou encore à une réavancée glaciaire qui pourrait être corrélative à l'Événement de Beauce (Bolduc & Liard, 2001).

La deuxième phase de récurrence glaciaire représente une des réavancées glaciaires les mieux marquées du Québec. Cet épisode de réavancée glaciaire s'est produit vers 12,3 ka et a culminé par la mise en place d'un imposant système morainique qui s'étend au travers des Laurentides, de la Rivière des Outaouais au Fjord du Saguenay : la moraine de Saint-Narcisse (**Fig. 14** ; Osborne, 1951; Elson, 1962; Gadd et al., 1972; LaSalle et al., 1972; Lasalle & Elson, 1975; Govare, 1995; Occhietti et al., 2001b; Occhietti, 2007; Brouard et al., 2016). Les différentes formes orientées montrent que l'écoulement glaciaire durant cet épisode était globalement orienté vers le sud-est.

Une troisième phase de réavancée glaciaire est rapportée entre la Rivière Saint-Maurice et le Fjord du Saguenay et est associées à la mise en place du complexe morainique Mars-Batiscan au cours de la phase finale de refroidissement du Dryas récent (**Fig. 14** ; Govare, 1995; Simard et al., 2003; Brouard et al., 2016, 2021a; Trottier et al., 2021). Les différentes formes orientées associées à cet épisode montrent une influence grandissante de la topographie sur les directions d'écoulement, ce qui suggère une forte diminution de l'épaisseur de glace. La manifestation la plus marquée de cette influence topographique sur l'écoulement se trouve dans le graben du Saguenay où l'écoulement fut canalisé dans l'axe de cette dépression, vers le Saint-Laurent; un système qui a perduré jusqu'à la déglaciation complète du fjord et durant une partie de l'incursion marine de la Mer de Laflamme (Tremblay, 1971; Leduc, 2016).

Dans le secteur nord-ouest des Laurentides et de la partie limitrophe de l'Abitibi, un changement majeur de la direction d'écoulement de la glace s'est produit suite à la mise en place de la moraine de Saint-Narcisse (**Fig. 14**). Ce changement consiste au développement d'un mouvement glaciaire vers le sud, sud-est, lequel fait suite au mouvement glaciaire qui était jusqu'à là orienté vers le sud-ouest. Cet écoulement glaciaire se reflète par une légère augmentation du taux de carbonate dans le till de Matheson (le till de surface régional), ce qui indique l'érosion des roches carbonatées de la plateforme sédimentaire d'Hudson localisées sur le pourtour de la baie James et d'Hudson, au nord, nord-ouest de cette région (Veillette, 1982, 1983b; Daigneault & Prichonnet, 1988; Veillette et al., 2005). Cette réorganisation du patron d'écoulement glaciaire traduit un amincissement majeur du front glaciaire lors de la déglaciation (Veillette, 1982, 1983b). La limite entre les écoulements provenant de la Baie d'Hudson et ceux du DL est définie par des cordons de dépôts de sables et graviers grossiers qui forment les moraines McConnell et Harricana, communément appelé la moraine interlobaire d'Harricana.

Finalement, au cours de la déglaciation de la région, la glace du DL s'est retirée vers le centre du Québec (réservoir Caniapiscou), suivant un écoulement vers le sud-ouest. La glace du secteur de la baie d'Hudson s'est quant à elle retiré vers le nord-ouest suivant un écoulement vers le sud-sud-est qui est relié à la moraine de Roulier.

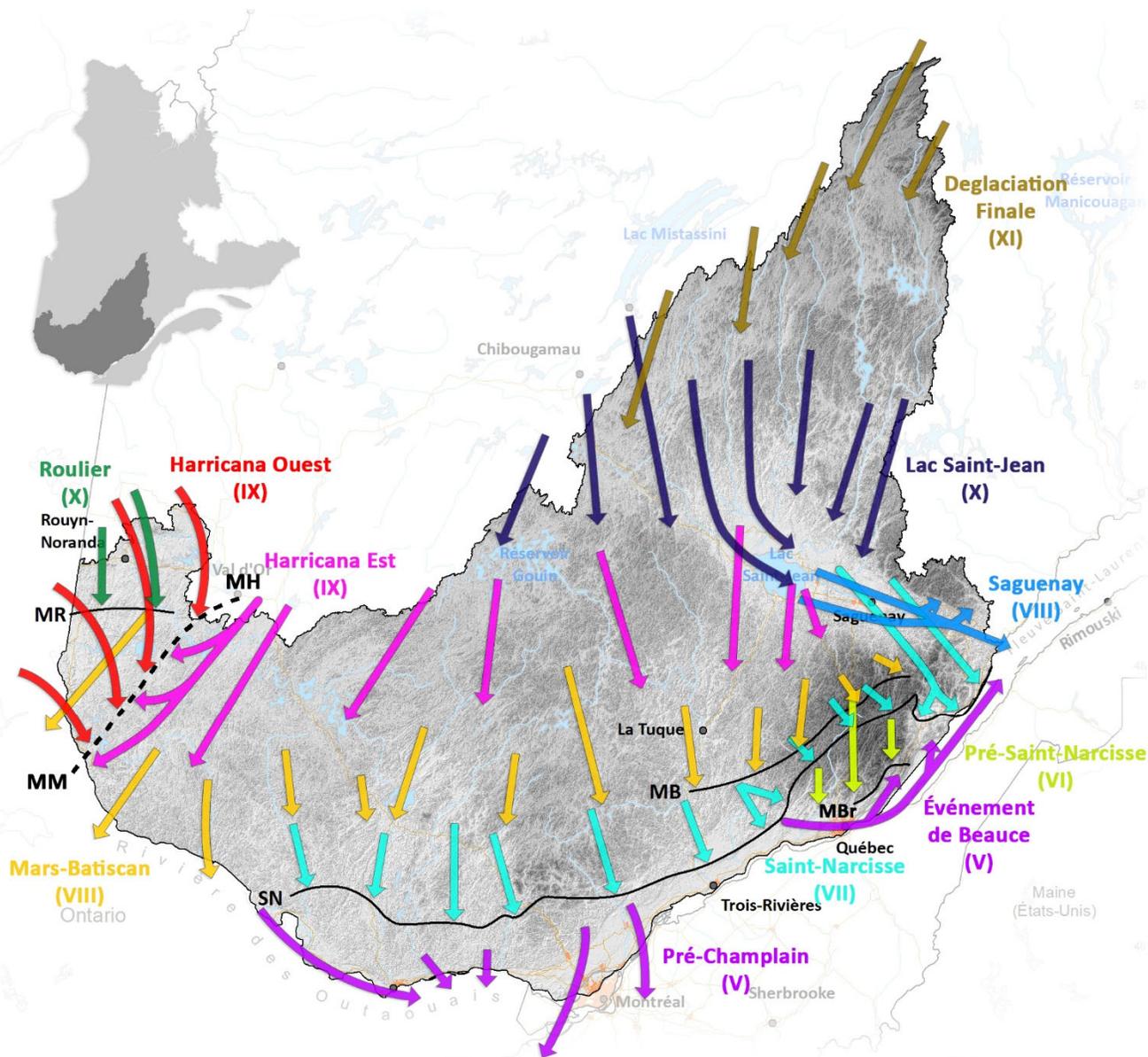


Figure 14 | Représentation des écoulements majeurs associés aux phases de déglaciation et réavancées du Dryas récent dans la région des Laurentides. MBr : Moraine de Brûlée. SN : Moraine de Saint-Narcisse. MB : Mars-Batiscan. MM : Moraine de McConnell. MH : Moraine d'Harricana. MR : Moraine de Roulier. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

## 6.6 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

Lors de la déglaciation de la partie ouest des Laurentides, les eaux de fontes se sont accumulées dans des bassins naturels et dépressions topographiques adjacentes pour former des lacs glaciaires d'envergures considérables, dont les plus importants ont occupés la vallée de la Rivière Outaouais et la région adjacente à North Bay (Ontario) (Fig. 15 ; Lac Algonquin, Veillette, 1988; Dubois-Verret, 2015), ainsi que la dépression ceinturant le Lac Témiscamingue (Lac Barlow, Wilson, 1918; Antevs, 1925; Hughes, 1965; Vincent & Hardy, 1977; Veillette, 1983a, 1988, 1994; Daigneault & Prichonnet, 1988). L'accumulation des eaux de fonte s'est faite en raison du blocage des voies naturelles de drainage vers l'est – vers le Fleuve Saint-Laurent alors occupé par la Mer de Champlain – par la marge glaciaire à certains moments et plus généralement par la présence d'obstacles topographiques formés par la physiographie du roc et la présence de dépôts morainiques.

Le retrait de la glace sur le versant nord des Laurentides lors de la déglaciation a aussi mené à la formation de lacs glaciaires, via l'accumulation des eaux de fonte entre la marge glaciaire au nord et des seuils topographiques situés plus au sud, lesquels étaient fort probablement influencé par le rebond postglaciaire. Les lacs glaciaires les plus importants étaient situés autour du Réservoir Gouin (Lac Obedjiwan ; Milette, 2013; Milette et al., 2019), dans la vallée du Lac Taureau (Lac Glaciaire Taureau,

Fleury, 2008), dans les vallées à l'est de la Rivière Saint-Maurice (Brouard et al., 2021a), dans les hautes-terres de Charlevoix (Govare, 1995; Brouard et al., 2016) et dans les monts Valin (Leduc, 2016).

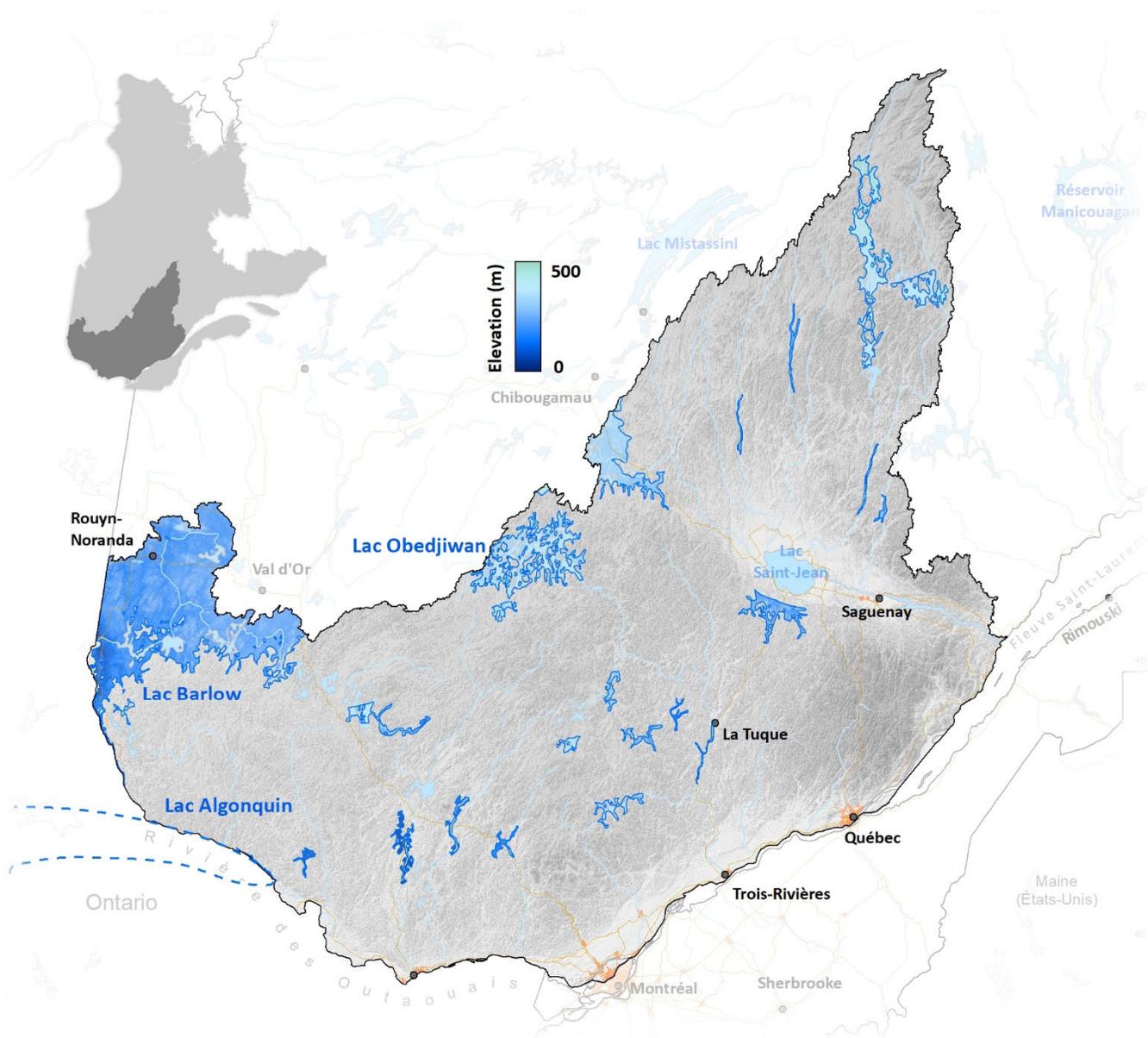


Figure 15 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région des Laurentides.

### 6.7 Limite marine

La limite maximale de l'incursion des eaux marines dans la région des Laurentides varie fortement du sud au nord, principalement en raison de l'enfoncement glacio-isostatique qui est fortement incliné vers le centre du DL (vers Chibougamau), ainsi parce que le retrait glaciaire des différentes vallées au nord du Fleuve Saint-Laurent s'est fait progressivement de l'est vers l'ouest sur une période d'environ 3 000 ans. On distingue 3 étendues marines postglaciaires dans la région des Laurentides, soit la Mer de Laflamme (Laverdière & Mailloux, 1956; Laverdière, 1967; Tremblay, 1971; Dionne, 1972) qui a submergé la dépression du graben du Saguenay ; la Mer de Goldthwait (Dionne, 1972, 1977) qui recouvrait les faibles élévations au nord du Fleuve Saint-Laurent entre la ville de Québec et le Fjord du Saguenay ; et la Mer de Champlain qui a submergé les Basses-Terres du Saint-Laurent et de la Rivière des Outaouais (Hitchcock et al., 1861; Elson, 1969; Dionne, 1972). La limite marine associée à la Mer de Laflamme va augmenter d'est en ouest de l'embouchure du Fjord du Saguenay (145-155 m ; Dionne & Occhietti, 1996; Leduc, 2016) pour atteindre environ 210 m au nord-ouest du Lac-Saint-Jean (Fig. 16 ; Leduc, 2016). Dans la région de Charlevoix, la Mer de Goldthwait a submergé les vallées de la Rivière Malbaie et de la Rivière du Gouffre jusqu'à une élévation d'environ 210 m (Fig. 16 ; Brouard et al., 2016). Plus à l'ouest, la Mer de Champlain a envahi les vallées et les basses terres le long des rivières Gatineau, du Lièvre et

Saint-Maurice (Fig. 16) pour former des étendues saumâtres jusqu’au Réservoir Bastakong (265 m) et jusqu’au nord de la ville de La Tuque. En Mauricie, la limite marine passe d’environ 170 m dans le secteur de la ville de Mont-Carmel, à 240 m au nord de la ville de La Tuque (Brouard et al., 2021a).

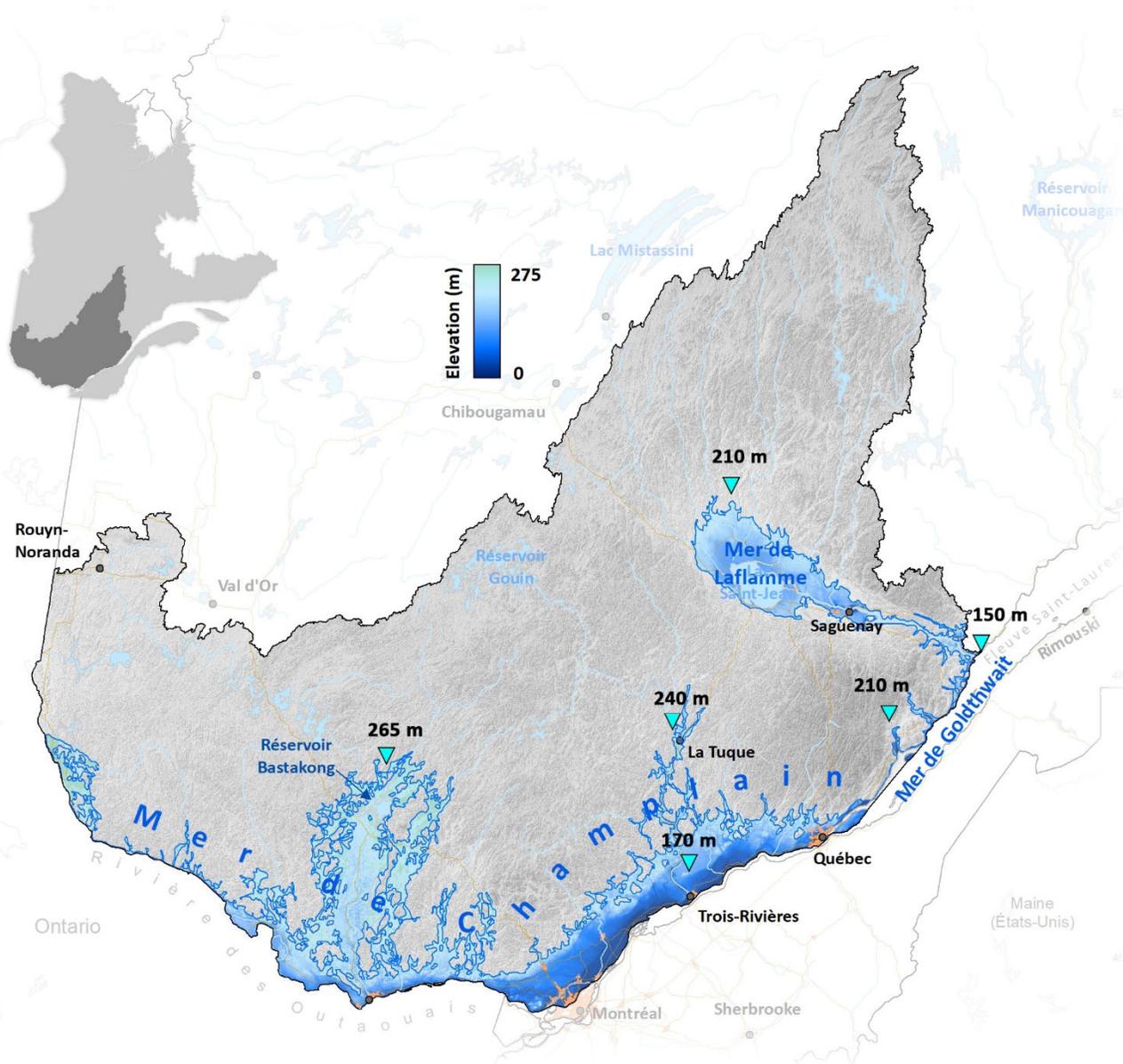


Figure 16 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région des Laurentides.

## 7. Côte-Nord

### 7.1 Contexte physiographique et cadre stratigraphique

Le soubassement rocheux de région de la Côte-Nord est majoritairement formée par les roches de la province géologique de Grenville, en plus de comprendre des roches de la province géologique du Supérieur dans sa partie nord (Fig. 17). La province de Grenville est en grande partie constituée de complexes de gneissiques qui s’étendent d’ouest en est sur la majeure partie de la région au nord du Fleuve Saint-Laurent. La province du Supérieur forme un vaste craton archéen qui comprend dans la région la sous-province d’Ashuanipi qui renferme des roches métasédimentaires de hauts grades métamorphiques, des roches métavolcaniques, et d’intrusions tonalitiques et granodioritiques.

La région de la Côte-Nord peut être divisée en 3 régions physiographiques distinctes qui sont du nord vers le sud : le plateau du Supérieur, le plateau laurentien et la frange côtière (Fig. 18). En Côte-Nord, le plateau laurentien forme une pénélaine,

avec des vallées encaissées, issue de l'érosion de la chaîne de montagnes laurentiennes (Grenville) qui peuvent atteindre des élévations supérieures à 1 100 m dans les Monts Groulx (**Fig. 18**). Le Plateau du Supérieur présente une physiographie moins marquée que celle du plateau laurentien au sud, avec notamment des vallées moins encaissées, probablement signe d'une érosion glaciaire et fluviale moins importante. Au sud, la frange côtière est située le long du Fleuve Saint-Laurent et forme une plaine côtière caractérisée par des dépôts superficiels importants comme de grands deltas glaciomarins par endroits (Dietrich et al., 2017; Dietrich et al., 2020).

Le cadre stratigraphique régional de la Côte-Nord est relativement simple étant formé que des dépôts (tills) associé à la dernière glaciation et déglaciation; aucune unité sédimentaire associée à une période précédant le DMG n'a été formellement identifiée (**Tabl. 7** ; Cousineau et al., 2014; Leduc, 2016).

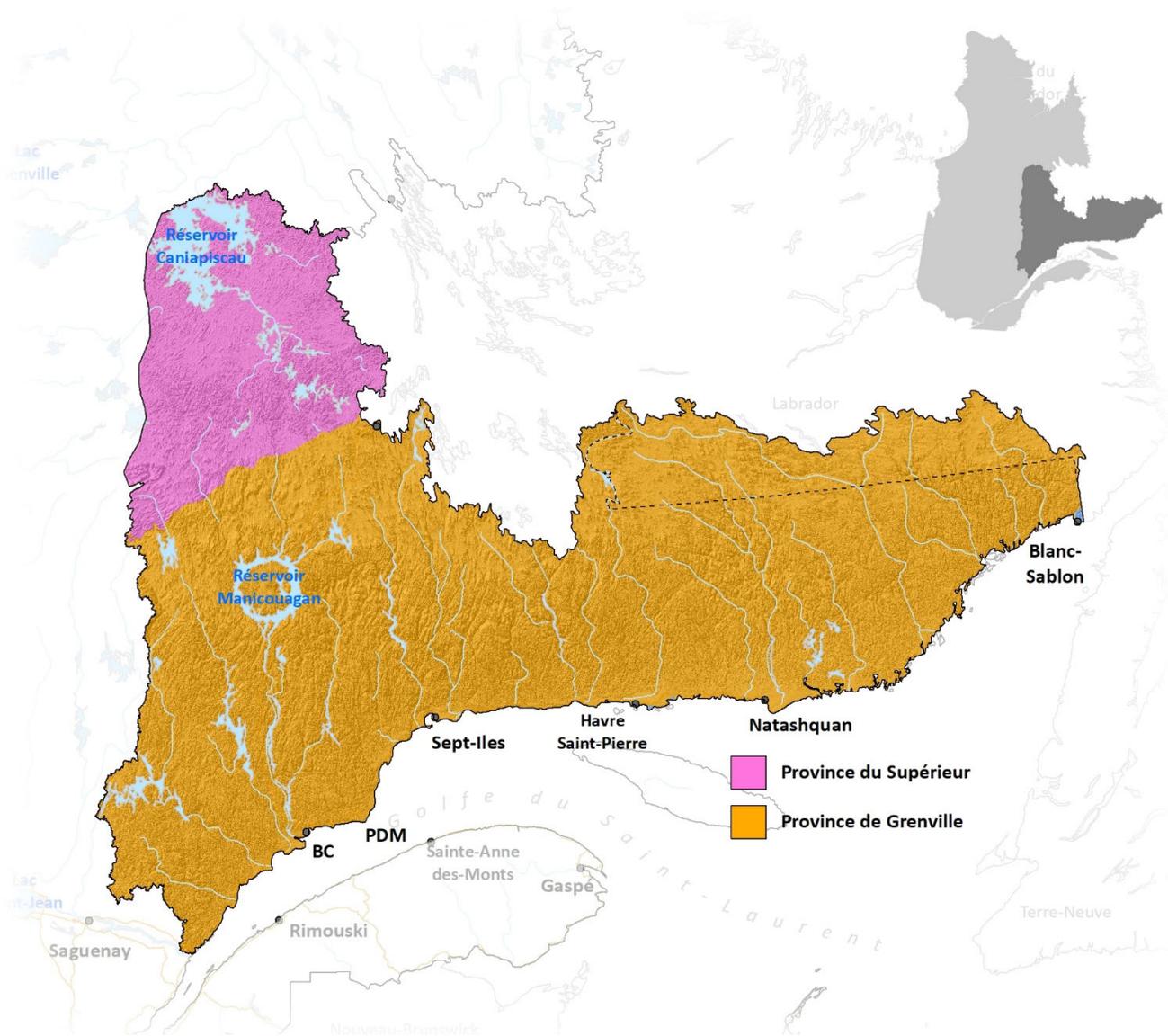


Figure 17 | Géologie sommaire de la région de la Côte-Nord. Source des données géologiques: SIGÉOM. PDM : Pointe-des-Monts. BC : Baie-Comeau.

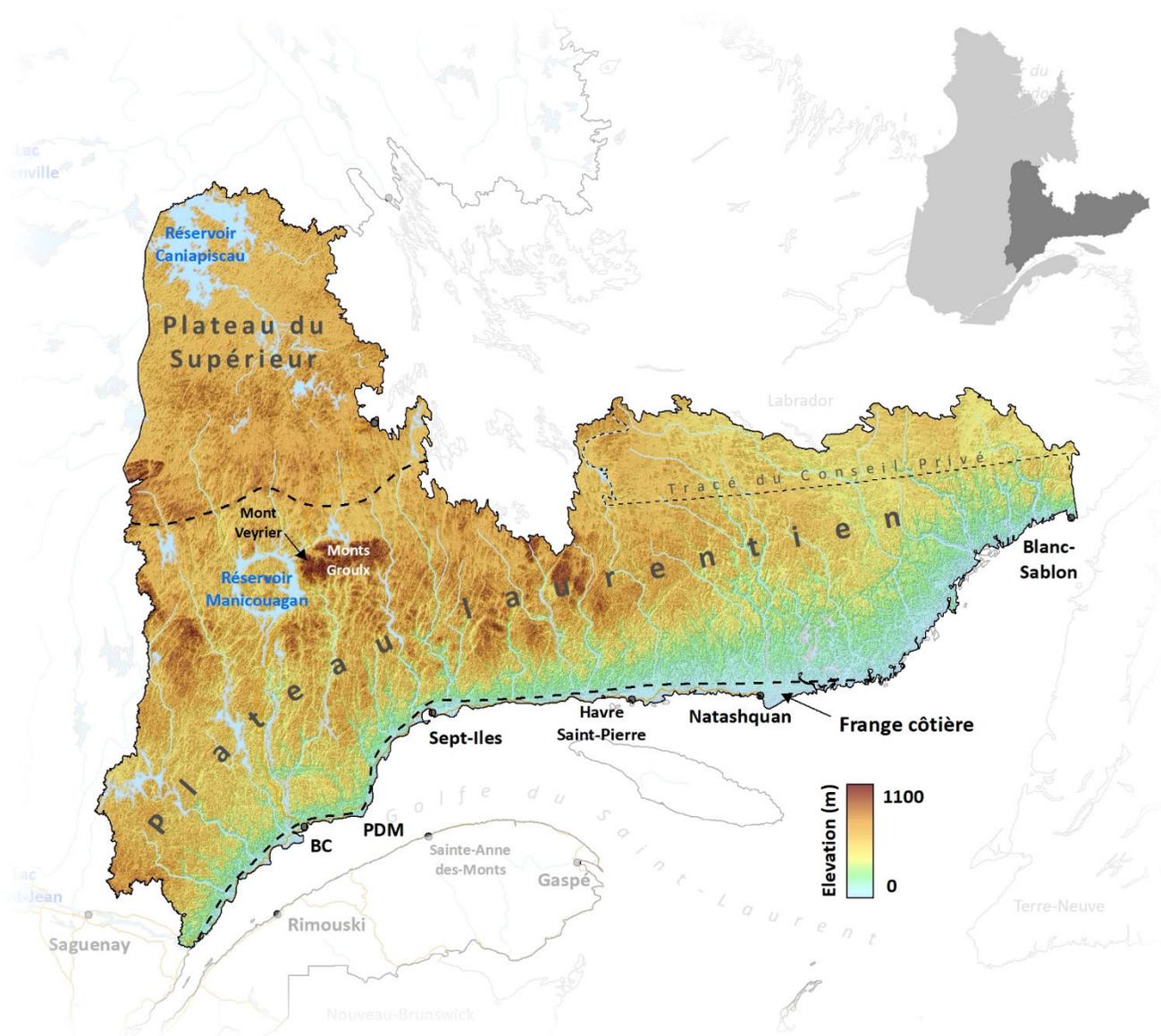


Figure 18 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région de la Côte-Nord. PDM : Pointe-des-Monts. BC : Baie-Comeau.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	< 13 ?	Dépôts marins/lacustres	Mer de Goldthwait/lacs glaciaires	
2	13-29	Till de Gentilly	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	Gadd, 1971; Brodeur & Allard, 1985

Tableau 7 | Cadre stratigraphique et hypothèse de corrélation des unités de la région de la Côte-Nord. Les âges en ka sont définis par le stade isotope associé aux unités (Lisiecki & Raymo, 2005). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 7.2 Écoulements précédant le DMG

Le plus vieil écoulement rapporté dans la région de la Côte-Nord est celui du Lac Bienville qui daterait d'avant le DMG (Fig. 19 ; Veillette et al., 1999). Cet écoulement orienté vers le nord-est est associé aux plus vieilles stries présentes dans le secteur du Lac Bienville-Réservoir Caniapiscou (Veillette et al., 1999; Parent et al., 2002). On retrouve aussi des stries orientées vers le nord-est au nord-est du Réservoir Manicouagan et ces dernières représenteraient aussi le plus vieil écoulement de ce secteur (Veillette, 2004). Leur relation avec l'écoulement de Bienville n'a cependant pas encore été précisé, mais elles pourraient bien avoir été formée au cours du même épisode glaciaire.

On retrouve sur le plateau du Supérieur les traces d'un autre écoulement ancien, mais plus jeune que celui du Lac Bienville, orienté vers le nord-ouest (Baie d'Hudson) et qui témoignerait d'une ligne de partage des glaces localisé plus au sud, aux alentours de la limite physiographique entre la province géologique du Supérieur et celle de Grenville. Cette ligne de partage s'est déplacée durant la glaciation pour atteindre une zone au nord du lac Mistassini aux alentours du DMG (section 7.3; Veillette, 2004).

Dans la partie ouest de la région de la Côte-Nord, près du secteur du Saguenay-Lac Saint-Jean, on retrouve un écoulement vers le sud (Fig. 19) qui est représenté par une série de stries orientées vers le sud et qui sont généralement superposées par des stries orientées vers le sud-est associées au DMG et à un mouvement vers le sud-est en provenance de Chibougamau (Prichonnet et al., 1984; Bouchard & Martineau, 1985; Veillette, 2004; Veillette et al., 2005), lui aussi associé au DMG (Veillette, 2004). Les marques d'érosion anciennes vers le sud pourraient être associées à la phase d'englaciation ayant mené au DMG.

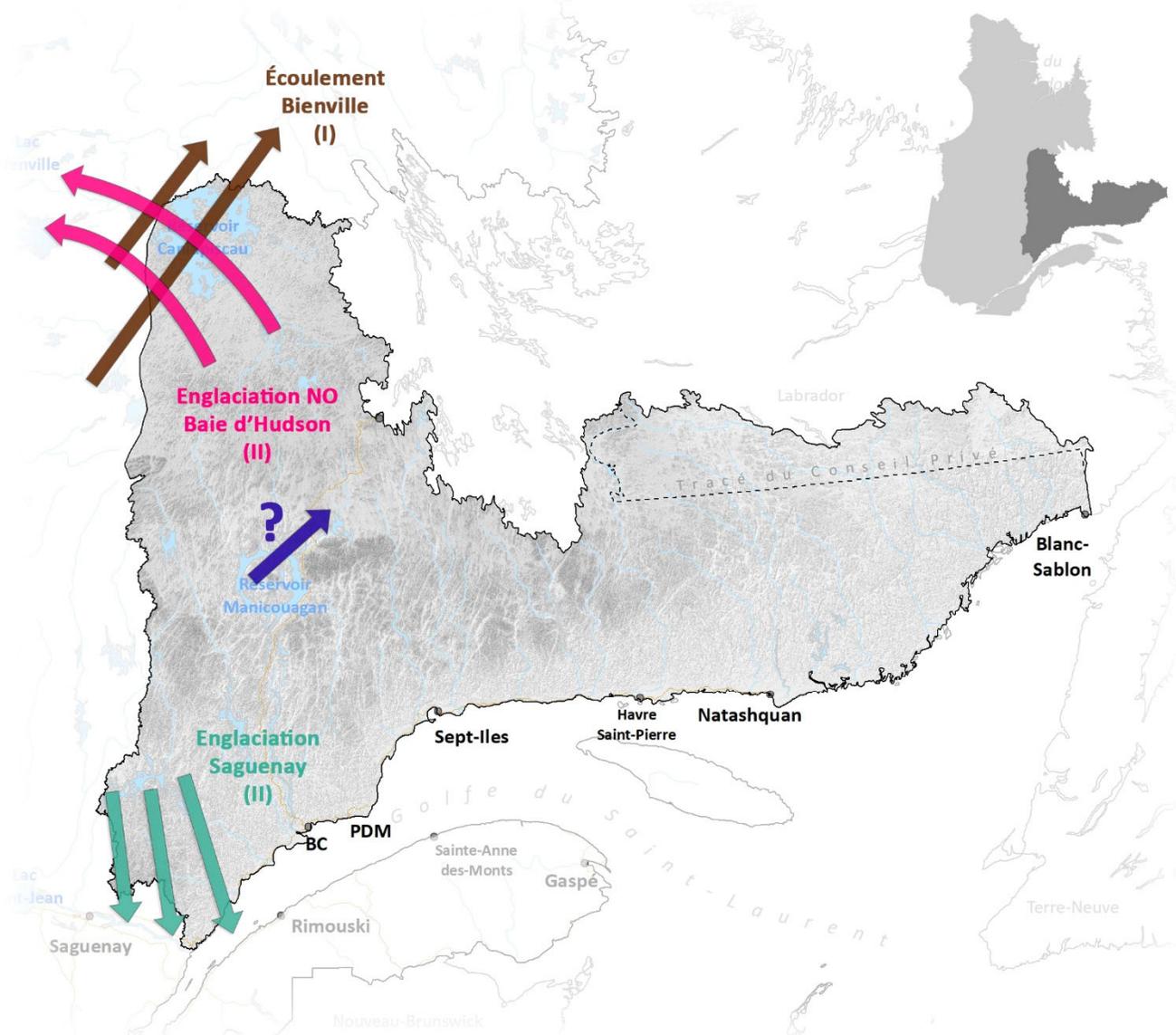


Figure 19 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région de la Côte-Nord. BC : Baie-Comeau. PDM : Pointe-des-Monts. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

### 7.3 Écoulements lors du DMG

Lors du DMG, la région de la Côte-Nord fut sous l'influence d'un vaste écoulement glaciaire radial en provenance du DL. Spécifiquement, ce patron d'écoulement est associé à d'une ligne de partage de glace située au nord du Lac Mistassini (Prichonnet et al., 1984; Bouchard & Martineau, 1985; Dionne, 1986, 1994; Dyke & Prest, 1987b; Veillette, 2004; Veillette et al., 2005) et cet écoulement radial se traduit par un mouvement vers le sud-est à l'ouest de la ville de Sept-Îles (Fig. 20). Cet écoulement vers le sud-est fut d'ailleurs identifié par la présence de dolomies à stromatolites (dont la source est située près du Lac Mistassini) à

l'embouchure du Saguenay et le long de l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1986, 1994; Veillette, 2004). La continuité et l'arrangement spatiale des formes (en relation avec les interprétations en Gaspésie ; section 5. 3) tendent à montrer que lors du DMG, l'écoulement vers le sud-est nourrissait le Courant de glace du Saint-Laurent à partir de Pointe-des-Monts (Shaw et al., 2006). L'orientation des formes et stries dans le secteur de la ville de Blanc-Sablon montre que le Courant du Saint-Laurent incorporait probablement aussi la glace en provenance du Déroit de Belle Isle (Dionne & Richard, 2006; Putt et al., 2010). On remarque donc un fléchissement vers le sud pour cette phase d'écoulement dans la partie est de la Côte-Nord.

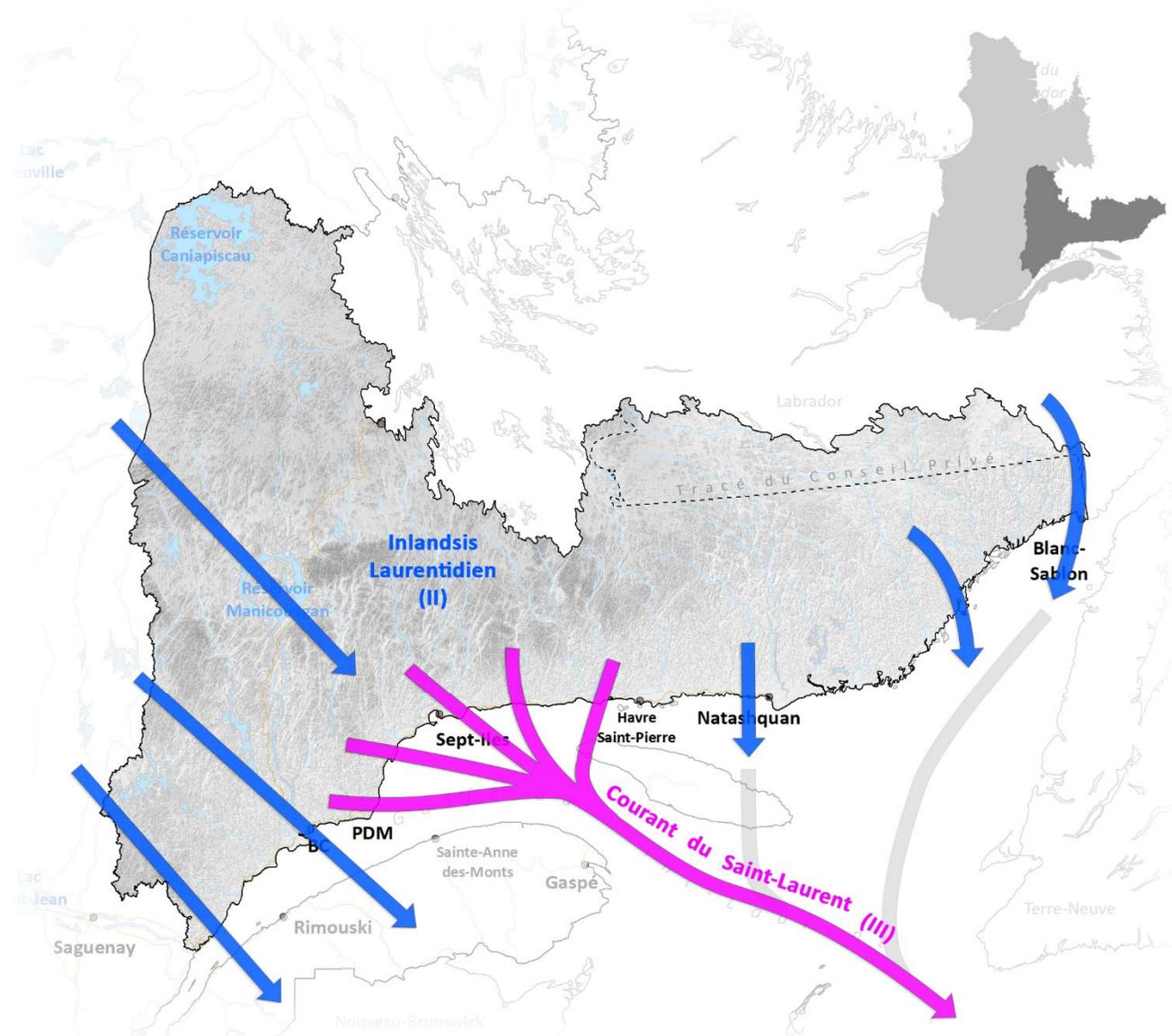


Figure 20 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région de la Côte-Nord. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux).

#### 7.4 Écoulements associés à l'ouverture du Golfe du Saint-Laurent

Suivant le DMG, le premier événement d'importance qui implique un changement dans l'écoulement glaciaire est la déglaciation du Golfe du Saint-Laurent et la formation d'une baie de vêlage. Cette ouverture du Saint-Laurent et le vêlage d'icebergs à fort probablement créé un appel de glace et favorisé une propagation du courant de glace dans l'axe du Fleuve Saint-Laurent, jusqu'au Fjord du Saguenay où une réorganisation de l'écoulement s'est organisée autour du graben du Saguenay (Fig. 21). À l'ouest de l'île d'Anticosti, l'écoulement est orienté perpendiculairement au chenal laurentien et à l'est de l'île d'Anticosti l'écoulement était perpendiculaire à la côte. Ces écoulements sont délimités par des lignes d'ancrage sous-marines sur les rebords du chenal laurentien (Lajeunesse et al., 2019). Ces changements dans l'écoulement au sud suggèrent l'existence d'une calotte de glace plus mince et de plus en plus influencée par la topographie. Ainsi dans le nord-ouest de la région, l'écoulement régional va se réorienter

en deux phases principales, avec un déplacement des écoulements dans le sens horaire, allant du sud au sud-ouest vers la Baie James et la dépression du Lac-Saint-Jean (Veillette et al., 1999).

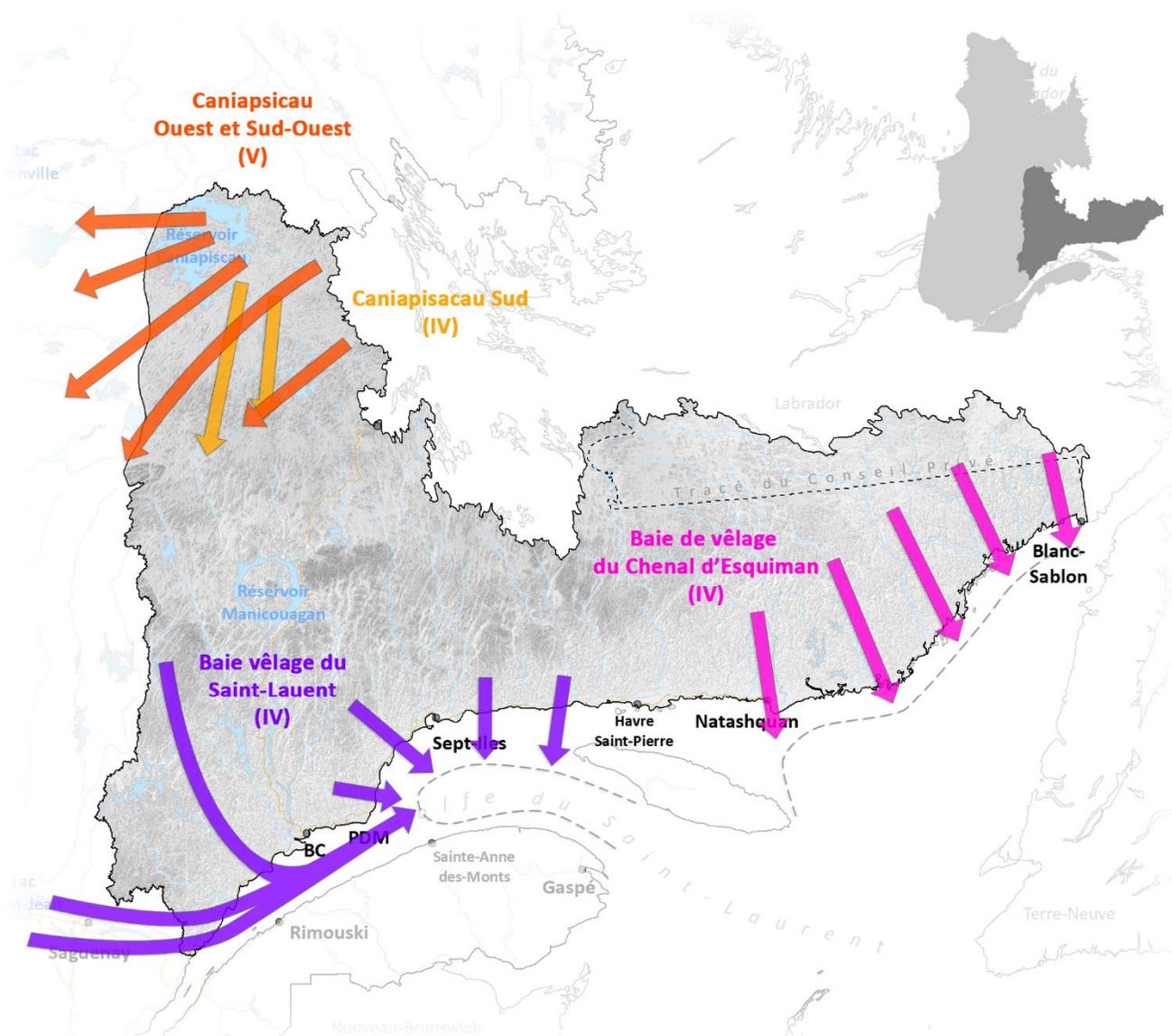


Figure 21 | Représentation des écoulements majeurs associés à l'ouverture du Golfe du Saint-Laurent dans la région de la Côte-Nord. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux). Les lignes pointillées montrent la position des lignes d'ancrage qui délimitent les baies de vèlage du Golfe du Saint-Laurent.

### 7.5 Écoulements durant la déglaciation

L'événement glaciaire le plus important durant la déglaciation de la Côte-Nord est la mise en place des moraines de la Côte-Nord et de Little Drunken (Fig. 22 ; Sauvé & LaSalle, 1968; Dubois, 1977, 1979, 1980; Dubois & Dionne, 1985). Les formes d'écoulement associées à cet épisode de stabilisation de la marge glaciaire (au NO de la moraine) montrent un écoulement orienté vers l'est-sud-est et vers le sud-est, ce qui diffère légèrement de l'écoulement sud-est qui prévalait durant la phase d'ouverture du Golfe Saint-Laurent (Fig. 22). Ce léger changement marque fort probablement la fin de l'influence du milieu marin sur les écoulements et/ou un épisode de rééquilibrage de la marge glaciaire (Dubois & Dionne, 1985).

Suivant l'épisode de la moraine de la Côte-Nord, le retrait radial des glaces vers le Réservoir Caniapiscau s'est fait via un écoulement radial, mais majoritairement vers le sud-sud-est et le sud-est, avec certaines variations locales reflétant un certain contrôle par la topographie (Clark et al., 2000). Dans la partie nord de la région, des formes orientées vers le nord sont interprétées comme un reflet de l'influence distale de la dynamique de la déglaciation de l'Ungava au nord de la province, soit l'Événement de Gold Cove qui correspond à effrontement du flanc nord du DL et dont le drainage massif de glace vers la baie d'Ungava aurait causé un appel de glace profondément à l'intérieur de la masse de glace (Veillette et al., 1999; Clark et al., 2000).

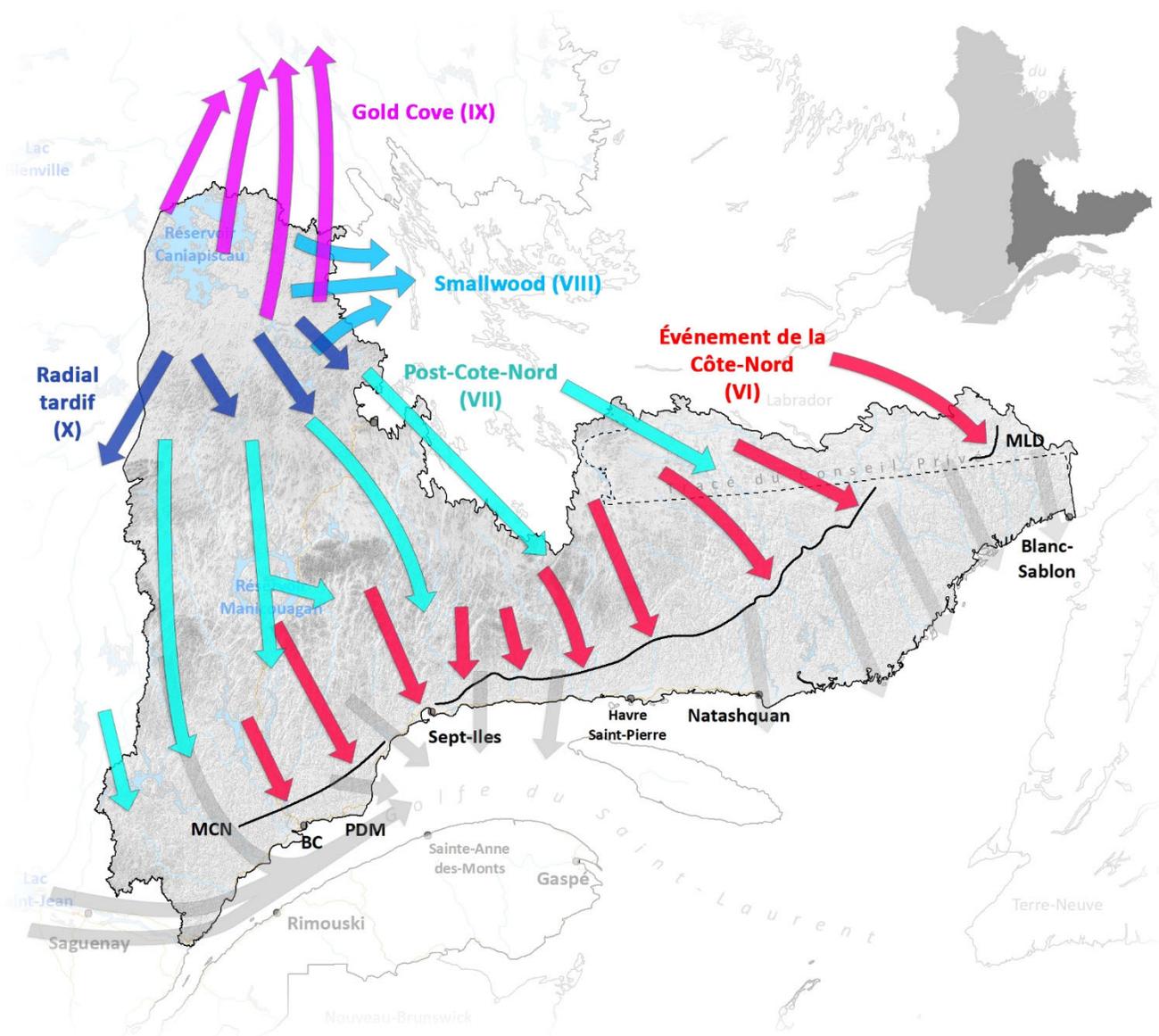


Figure 22 | Représentation des écoulements majeurs associés à la déglaciation de la région de la Côte-Nord. Les chiffres romains montrent l'âge relatif des écoulements dans la région (I étant le plus vieux). PDM : Pointe-des-Monts. BC : Baie-Comeau. MLD : Moraine de Little Drunken.

### 7.6 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

À ce jour, peu de lacs proglaciaires ont été rapportés dans la région de la Côte-Nord. Les seuls secteurs identifiés comme ayant été submergés par des plans d'eau glaciolacustres, les vallées des lacs Pentecôte et Walker, étaient à peine plus étendus que leur extension moderne (Fig. 23 ; Gagnon-Poiré et al., 2018). Cela dit, la modélisation ainsi que l'analyse de l'imagerie issue des données LiDAR a permis d'identifier des secteurs potentiellement ennoyés par les eaux de fontes, notamment dans les vallées des rivières aux Outardes et Manicouagan. La validation de l'existence de ces étendues glaciolacustres nécessiterait donc de nouvelles études et travaux de terrain.

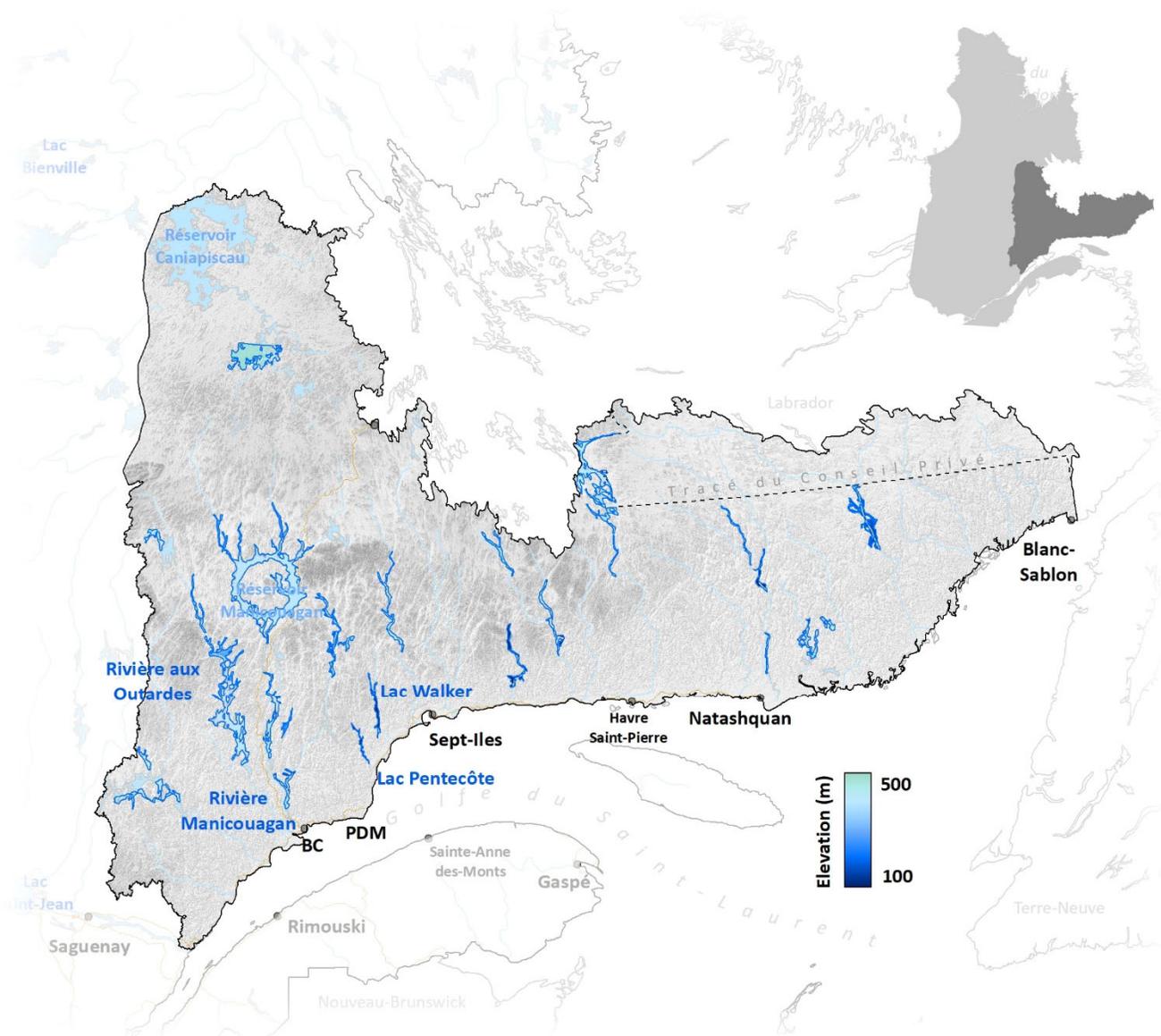


Figure 23 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région de la Côte-Nord. PDM : Pointe-des-Monts. BC : Baie-Comeau.

### 7.7 Limite marine

Dans la région de la Côte-Nord, la Mer de Goldthwait (Dionne, 1972, 1977) a inondé principalement les régions côtières et le long de la partie aval des grandes rivières (Fig. 24). La limite marine dans la région varie peu à l'échelle régionale, probablement à cause d'une déglaciation assez synchrone de la franche côtière. Cette limite atteint environ 150 m autour de la ville de Tadoussac (Dionne, 1977; Dionne & Occhietti, 1996), 170 m dans la région de la ville de Baie-Comeau (Dionne, 1977), 140 m dans la région de la ville de Sept-Îles (Tremblay, 1975), 140 au niveau de la Rivière de la Romaine (Havre-Saint-Pierre, Retty, 1944) et environ 152 m complètement à l'est dans la région de la ville de Blanc-Sablon (de Boutray & Hillaire-Marcel, 1977; Dubois, 1977).

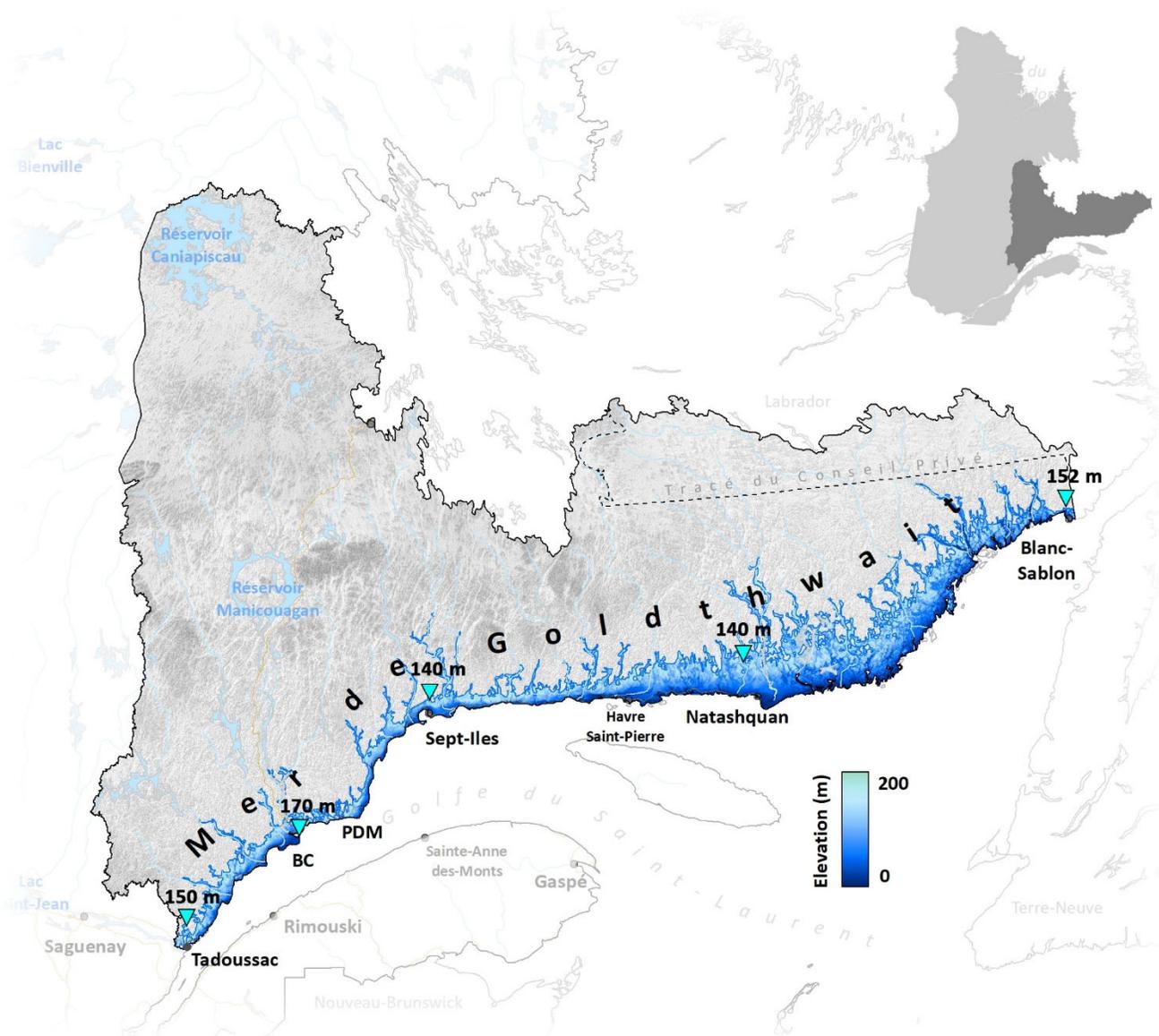


Figure 24 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région de la Côte-Nord. PDM : Pointe-des-Monts. BC : Baie-Comeau.

## 8. Baie James

### 8.1 Contexte physiographique

La région de la Baie James repose majoritairement sur les roches de la province du Supérieur, en plus de faibles étendues de roches de la province de Grenville au sud et celles de la plateforme sédimentaire de la Baie d’Hudson à l’ouest (Fig. 25). La province du Supérieur forme le plus vaste craton archéen terrestre et dans la région comprend les roches ignées et métamorphique des sous-provinces de Minto, La Grande, Opinaca, Nemiscau, Opatica, Abitibi et Pontiac. La portion grenvillienne comprend essentiellement des complexes de gneissiques et autres roches très métamorphisées. La plateforme sédimentaire d’Hudson est quant à elle, constituée de roches sédimentaires carbonatées d’âge Paléozoïque.

La région de la Baie d’Ungava peut être divisée en 3 régions physiographiques distinctes : le plateau du Supérieur, les Basses-Terres de la Baie James et la plaine Ojibway (Fig. 26). Le plateau du Supérieur, qui forme la grande majorité de la région, correspond à la province géologique du Supérieur. Il forme un plateau vallonné avec des élévations moyennes entre 400 et 700 m. L’élévation la plus importante de la région (~1 000 m) est atteinte au sommet des Monts Otish au sud-est de la région (Fig. 26). La région physiographique des Basses-Terres de la Baie James (BTBJ) prend la forme d’une plaine assez uniforme située sous 250 m d’élévation, qui correspond environ à la zone inondée par la Mer de Tyrrell lors de la dernière déglaciation. Entre le plateau du

Supérieur et les basses terres de la Baie d’Hudson, on retrouve une plaine ondulante (plaine Ojibway) avec des élévations oscillants alentours de 300-400 m; cette zone correspond au territoire inondé par le Lac glaciaire Ojibway (voir section 8.7).

Dans la région de la Baie James, le cadre stratigraphique des dépôts quaternaires a été développé à partir des années 1970, suivant les travaux effectués par Skinner (1973) de l’autre côté de la frontière ontarienne (**Tabl. 8**). La grande majorité des connaissances sur les unités précédant la dernière glaciation vient de travaux d’exploration effectués durant les années 1980 à l’aide de forages (p. ex., DiLabio, 1982; Bouchard et al., 1986; Dilabio et al., 1988; Veillette, 1989). Le cadre stratigraphique de la Baie James est complexe et remonte à ~200 ka, comprenant notamment au moins deux unités interglaciaires, de nombreux tills qui enregistrent des changements d’écoulements glaciaires importants, ainsi que des dépôts nonglaciaires et de déglaciation qui témoignent de retraits partiels des glaces laurentidiennes, ainsi que de la déglaciation finale (Roy et al., 2011; Allard et al., 2012; Dubé-Loubert et al., 2013). Il est à noter que Veillette & McClenaghan (1996) remettent en question l’interprétation de la succession des unités de Till de Matheson inférieur et de dépôts glaciolacustres/fluviaux présentés par Bouchard et al. (1986) comme étant d’une glaciation antérieure à la dernière et suggèrent plutôt qu’il s’agirait plutôt du Till de Matheson surmonté d’un dépôt fluvioglaciaire relié à un événement sous-glaciaire.

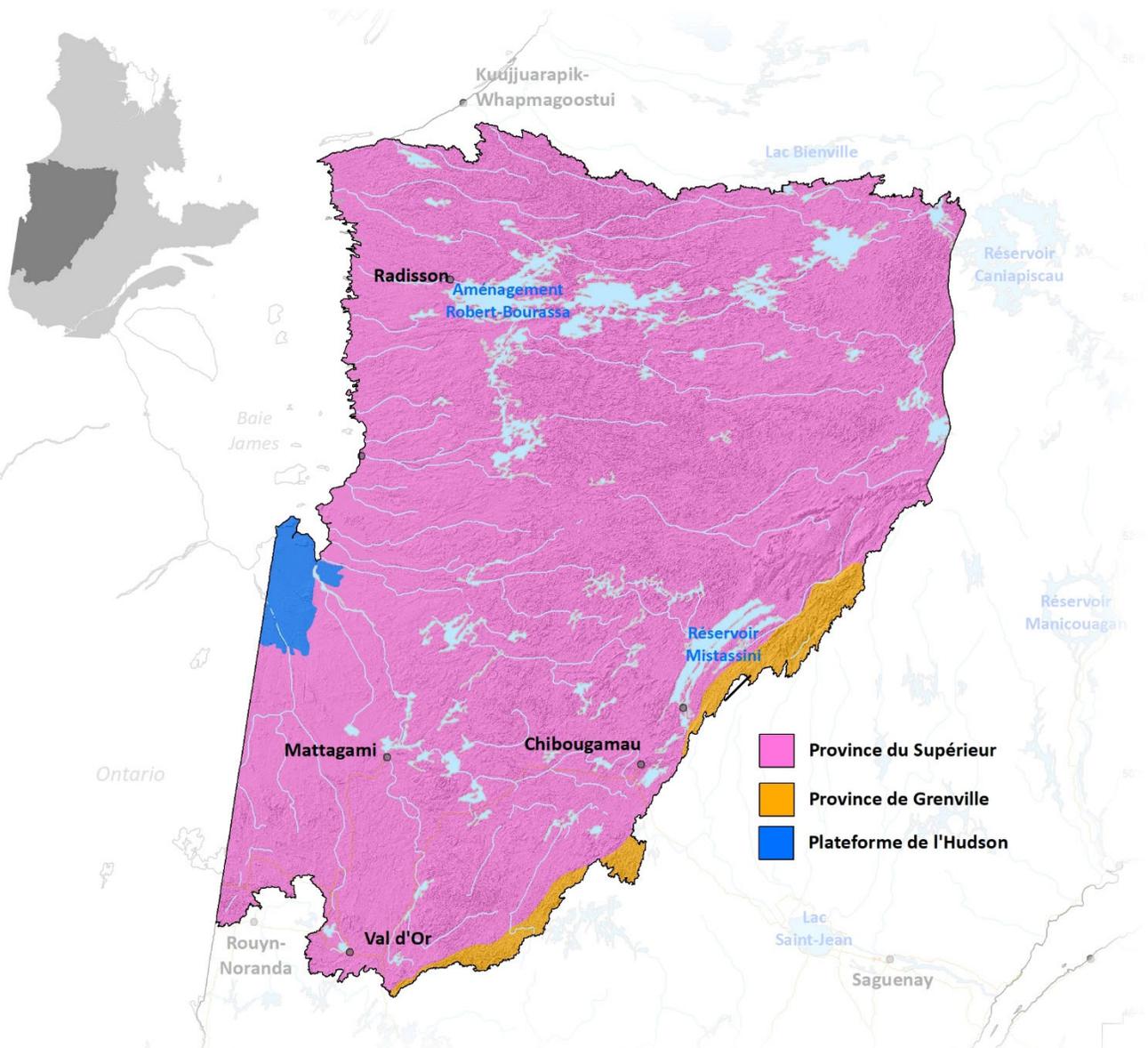


Figure 25 | Géologie sommaire de la région de la Baie James. Source des données géologiques: SIGÉOM.

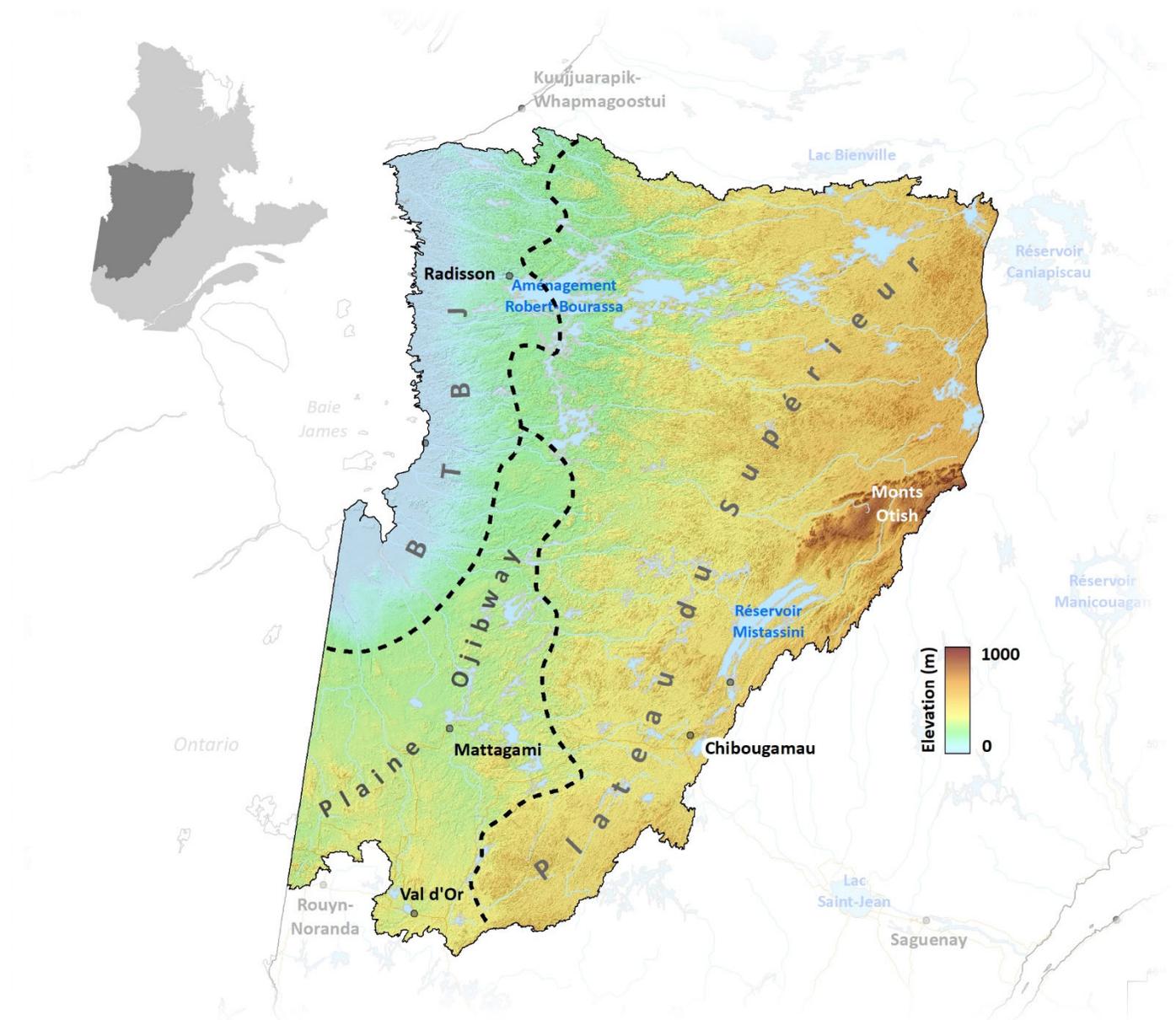


Figure 26 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région de la Baie James. BTBJ : Basses-Terres de la Baie James.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	8,5 ka	Dépôts glaciaires	Réavancée glaciaire dans le Lac glaciaire Ojibway	Boissonneau, 1966; Veillette, 1997; Godbout et al., 2019
1	8,2 – 10,4 ka	Dépôts glaciolacustres/fluviaux	Lac glaciaire Barlow-Ojibway/Zone non inondée par le lac	Antevs, 1925; Hughes, 1965; Vincent & Hardy, 1977; Veillette, 1983a; Daigneault & Prichonnet, 1988; Veillette, 1988, 1994; Roy et al., 2011
1/2	11-29	Till de Matheson Supérieur	Glaciation/Écoulement vers le sud-est à l'ouest de la Moraine d'Harricana et vers le sud-ouest à l'est de la Moraine.	Veillette & McClenaghan, 1996; Veillette et al., 2005
?		Dépôts glaciolacustres/fluviaux		Bouchard et al., 1986
?		Till de Matheson inférieur	Glaciaire	(=Bouchard et al., 1986

< 5 c		Dépôts glaciolacustres	Lac d'englaciation suivant la période chaude associée à la formation de Missinaibi	Veillette & McClenaghan, 1996; Veillette et al., 2005
5e -5 c	71-130 95 ±7 99-119	Sédiments fluviaux avec matière organique/Formation de Missinaibi	Interglaciaire avec conditions climatiques comparables à aujourd'hui	Terasmae & Hughes, 1960; McDonald, 1968b; Thorleifson et al., 1992; Allard et al., 2012; Dubé-Loubert et al., 2013
6 ?		Till calcaireux avec orientation vers le sud et le sud-est	Glaciation Illinoienne ?	Veillette, 1989; Veillette et al., 2005
7	211 ±16	Sables non glaciaires d'Harricana	Interglaciaire	Dubé-Loubert et al., 2013

Tableau 8 | Cadre stratigraphique de la région de la Baie James. Modifié de Veillette et al. (2005). Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 8.2 Écoulements glaciaires précédant le DMG

L'écoulement glaciaire le plus ancien rapporté dans la région de la Baie James consiste en un mouvement vers le nord-est qui a été identifié à partir de vieilles formes (stries) dans le secteur Lac Bienville-Caniapiscau (**Fig. 27** ; Veillette et al., 1999; Parent et al., 2002). On retrouve aussi, à la grandeur de la région, des traces d'un autre écoulement pré-DMG, plus jeune que celui du Lac Bienville, orienté vers le nord-ouest et vers l'ouest (**Fig. 27** ; Veillette & Pomares, 1991; Veillette, 1995; Veillette & Roy, 1995; Veillette et al., 1999). Cet écoulement résulterait d'une ligne de partage des glaces situé au sud de la région, sur les hautes terres de la province de Grenville. Cette ligne de partage s'est déplacée durant l'englaciation qui a mené au DMG pour atteindre une zone au nord du Lac Mistassini (Veillette, 2004).

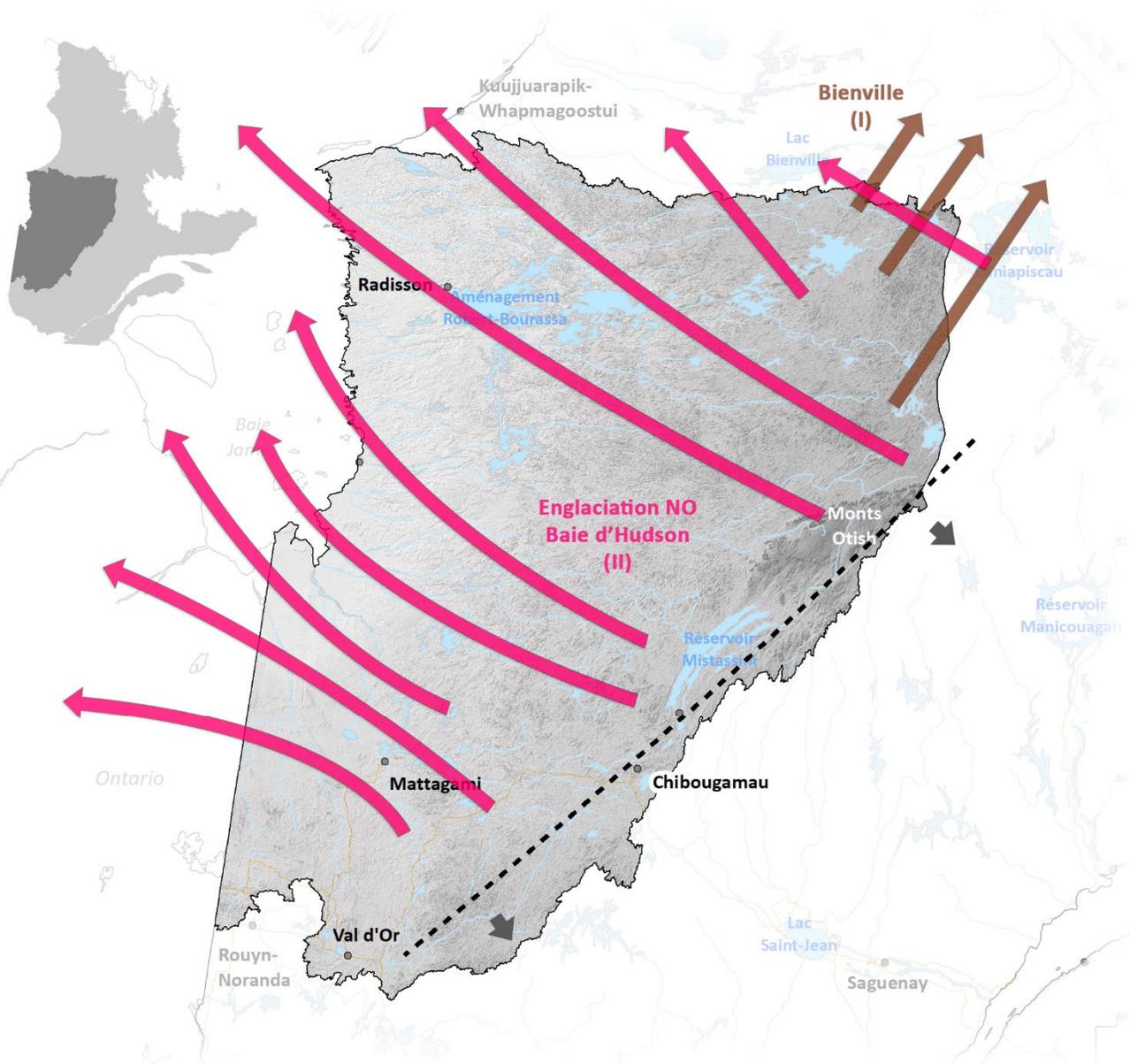


Figure 27 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région de la Baie James. La ligne pointillée montre la ligne de partage des glaces entre celles s'écoulant vers le nord-ouest et celles s'écoulant vers le sud-est.

### 8.3 Écoulements lors du DMG

La séquence de mouvements glaciaires documentés à partir des enregistrements de stries dans la grande région de la Baie James indique que l'écoulement vers le nord-ouest pré-DMG s'est graduellement réorienté vers l'ouest et puis le sud-ouest, pour former un écoulement majeur vers le sud-ouest lors du DMG qui semble avoir irradié d'une ligne de partage des glaces en provenance du secteur du Lac Mistassini (Fig. 28 ; Veillette et al., 1999; Veillette, 2004; Veillette et al., 2005). Au sud-est de cette ligne de partage et entre les Monts Otish et l'Abitibi, on retrouve les traces d'un écoulement bien marqué vers le sud-est (Prichonnet et al., 1984; Bouchard & Martineau, 1985; Prichonnet & Beaudry, 1990; Veillette, 2004) qui est similaire aux autres formes orientées vers le sud-est rapportées dans les régions des Laurentides et des Appalaches (sections 5.3 et 6.3).

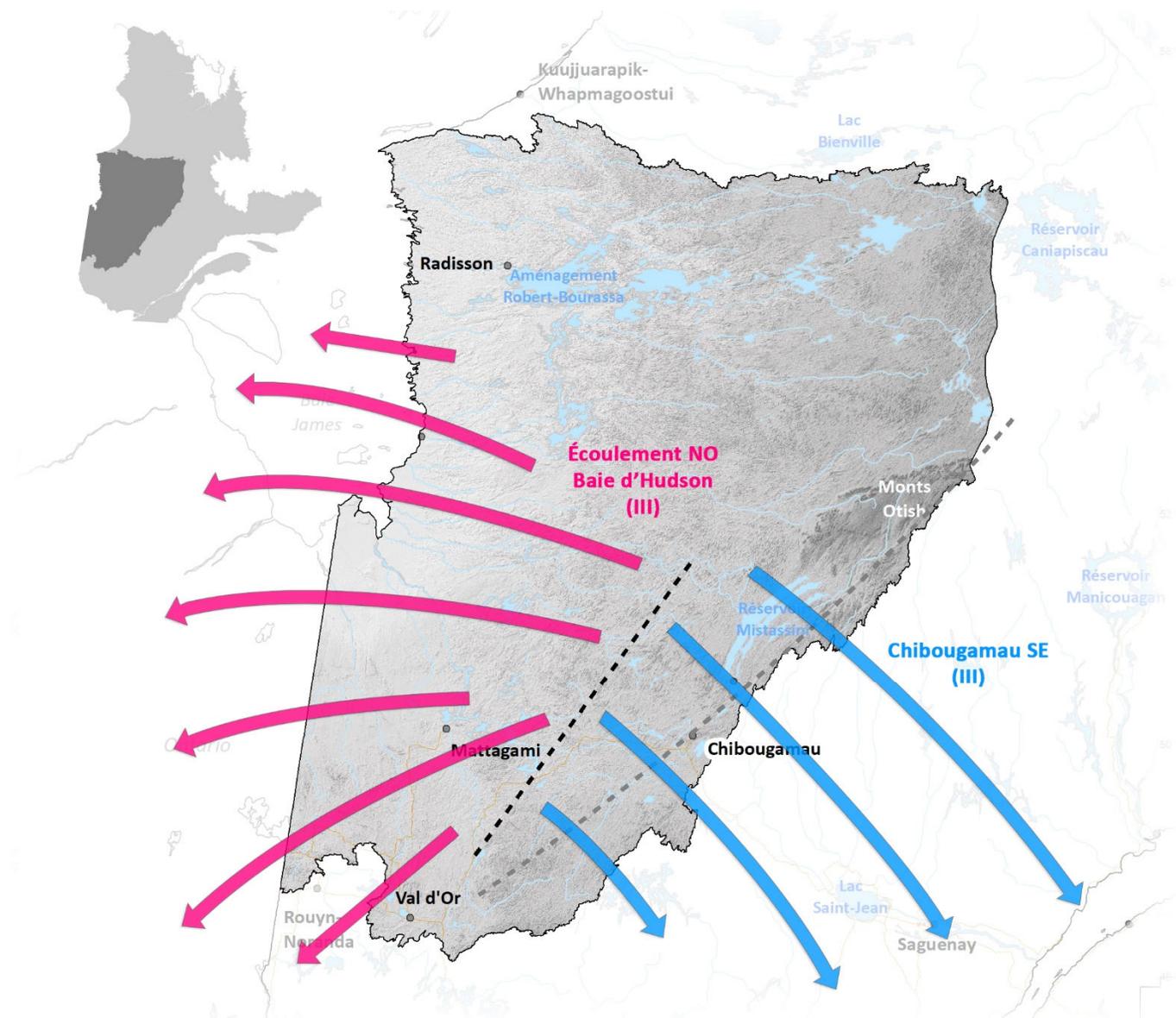


Figure 28 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région de la Baie James.

#### 8.4 Écoulements post-DMG

Des traces d'un écoulement vers le sud ont été répertoriées à partir de stries postdatant l'écoulement du DMG (Fig. 29 ; Lamarche & Hébert, 2019). Ces écoulements représentent la phase transitoire entre les écoulements du DMG et ceux de la déglaciation. Ils indiquent une réorientation des écoulements sud-est (section 8.3), vers le sud, et éventuellement vers le sud-ouest. Cette réorganisation montre probablement un déplacement de la ligne de partage des glaces vers le nord, jusqu'à la position de la « zone d'intersection en fer à cheval » (ang., Horseshoe intersection zone; Dyke & Prest, 1987a; Veillette et al., 1999; Dubé-Loubert et al., 2021) qui sépare l'écoulement radial de la déglaciation qu'on retrouve au sud de cette zone étroite de ceux présents au nord et qui convergent vers la Baie d'Ungava (voir section 10.6).

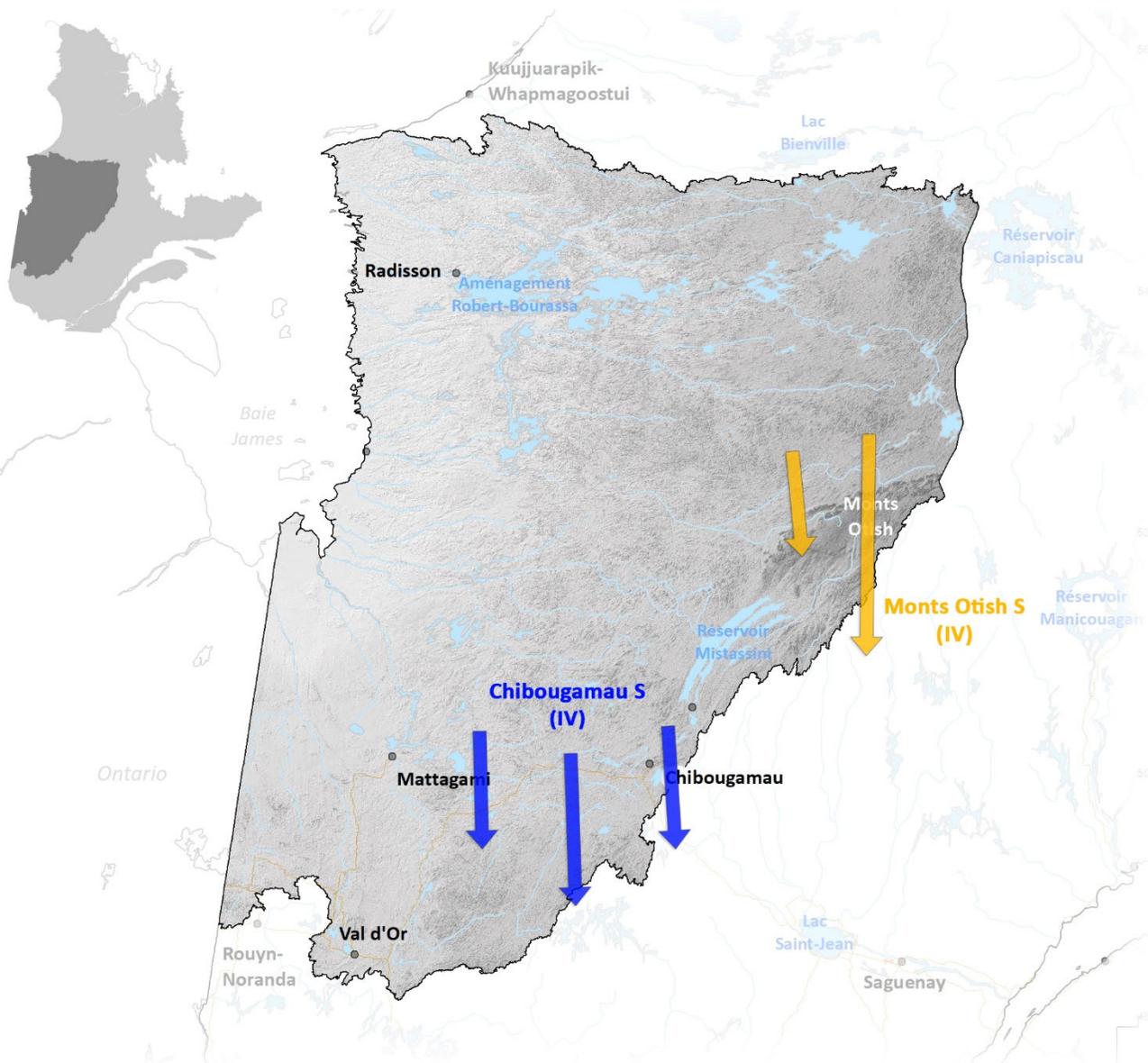


Figure 29 | Représentation des écoulements majeurs post-DMG dans la région de la Baie James.

### 8.5 Changements d'écoulements glaciaires durant la déglaciation

Le déplacement de la zone de partage depuis le DMG et la rotation dans le sens horaire des écoulements glaciaires à partir du réservoir Caniapiscau reflète fort probablement une diminution importante de l'épaisseur de glace du DL en lien avec le réchauffement de la dernière déglaciation. Ces changements de configuration du DL ont engendré des réorientations importantes des patrons d'écoulements dans la région de la Baie James (**Fig. 30**). L'amincissement et le recul progressif de la marge glaciaire semble avoir provoqué une réorganisation majeure du centre de masse de ce secteur de l'Inlandsis laurentidien, lequel se serait divisé en deux entités reconnues comme le Dôme d'Hudson au nord-ouest de la baie James et le DL à l'est, aussi appelé Dôme du Nouveau-Québec dans certaines reconstructions (Hardy, 1977). Ces changements sont déduits à partir des formes de terrain et marque d'érosion glaciaires vers le sud-est qu'on retrouve dans l'ouest de la région, près de la frontière avec l'Ontario (Tremblay, 1974; Hardy, 1977), ainsi que par l'augmentation de la teneur en carbonate dans le till de surface (Till de Matheson) qui indique une mise en place par une glace ayant érodé les roches carbonatées de la plateforme sédimentaire d'Hudson située au nord-ouest (Veillette, 1982, 1983b; Daigneault & Prichonnet, 1988; Veillette et al., 2005). La limite entre les écoulements provenant de la Baie d'Hudson et ceux du DL est définie par une suite de dépôts morainiques et accumulation fluvioglaciaires qui forment la moraine de McConnell au sud (Témiscamingue) et la moraine d'Harricana qui traverse l'Abitibi et la Jamésie dans un axe nord-sud. Le regroupement du système morainique McConnell-Harricana est souvent considéré comme une moraine interlobaire. Ces changements dans l'écoulement indiquent l'existence d'un DL de plus en plus influencé par la topographie régionale, avec des

mouvements glaciaires importants vers le bassin de la Baie James et la moraine d'Harricana, ainsi que vers la dépression du Lac-Saint-Jean (Veillette et al., 1999). Ces écoulements précèdent ou sont synchrones à l'inondation du territoire par le Lac glaciaire Ojibway.

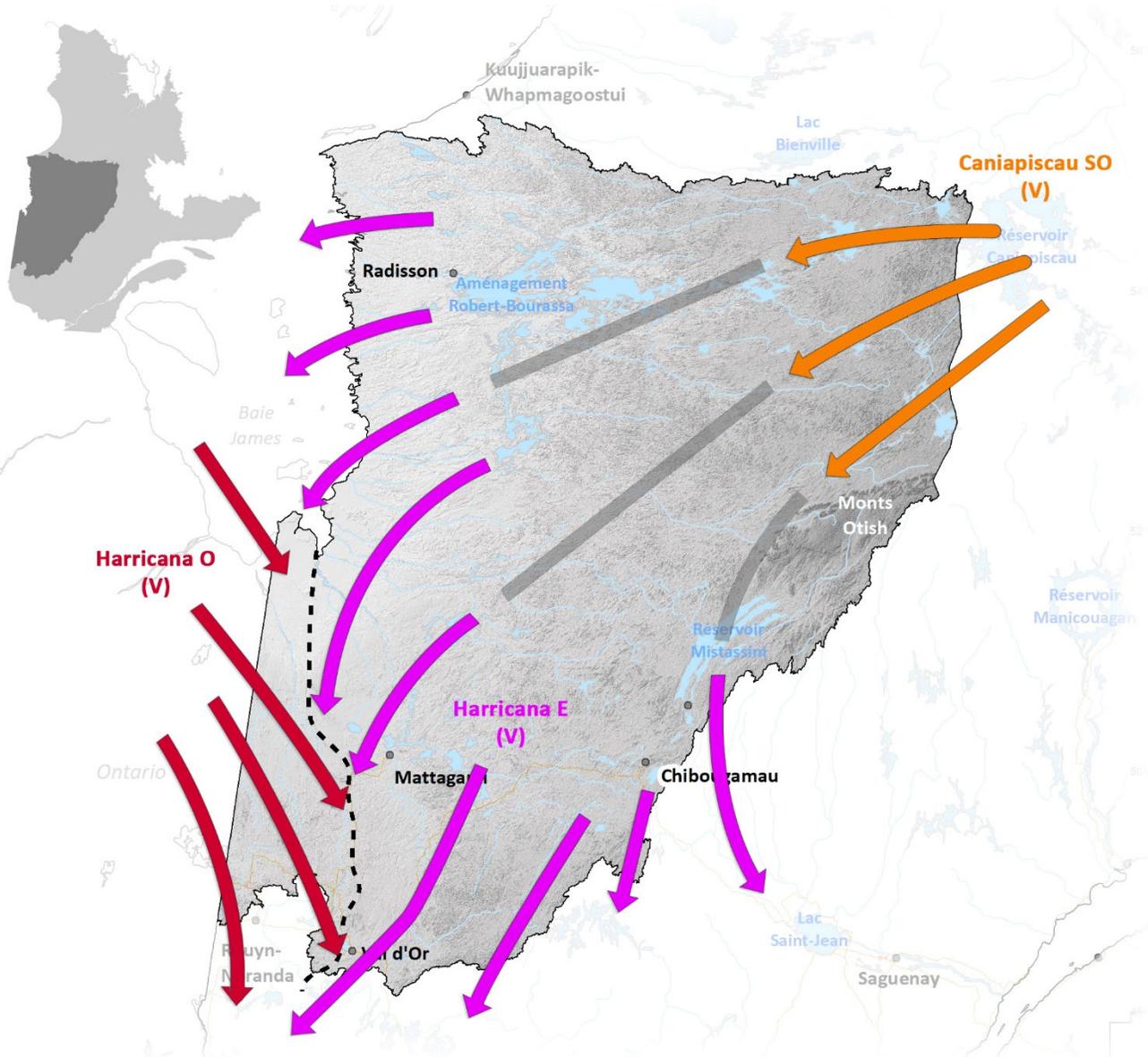


Figure 30 | Représentation des écoulements majeurs associés aux changements liés à la glace de l'Hudson-Keewatin dans la région de la Baie James. La ligne pointillée montre la position approximative des dépôts associés à la moraine interlobaire d'Harricana.

### 8.6 Réavancées de Cochrane-Rupert et la déglaciation tardive

Lors des phases tardives de la déglaciation, la masse de glace du secteur de la Baie d'Hudson s'est réavancée deux à trois fois vers l'est et le sud-est, lors d'épisodes de récurrences glaciaires connues sous le nom des événements de Cochrane (Fig. 31 ; Boissonneau, 1966; Prest, 1970; Hardy, 1976; Veillette, 1997). Ces réavancées de la marge glaciaire dans le Lac Ojibway ont laissé de nombreuses formes de terrain profilées et un till très argileux dans le bassin de la Baie James et dans la partie nord de l'Abitibi. Le nombre exacte et l'étendue des réavancées de Cochrane-Rupert demeure un sujet de discussion, en raison des disparités entre les interprétations des enregistrements géomorphologiques de part et d'autre de la frontière provinciale Ontario-Québec et de la difficulté de bien contraindre ces événements dans les séquences varvaires du Lac Ojibway (Breckenridge et al., 2012; Godbout et al., 2019). À l'est, pour le DL, les formes de terrain et marques d'érosion indiquent un écoulement glaciaire radial à partir du secteur du Lac Bienville et du Réservoir Caniapiscou. La configuration du front glaciaire en lien avec ce patron d'écoulement est bien illustrée par la moraine de Sakami qui forme un arc de cercle qui s'étend sur plus de 500 km. Cette moraine

a été mise en place à la suite du drainage du Lac Ojibway vers 8 160 ans avant aujourd'hui (Hillaire-Marcel et al., 1981; Roy et al., 2011; Brouard et al., 2021b).

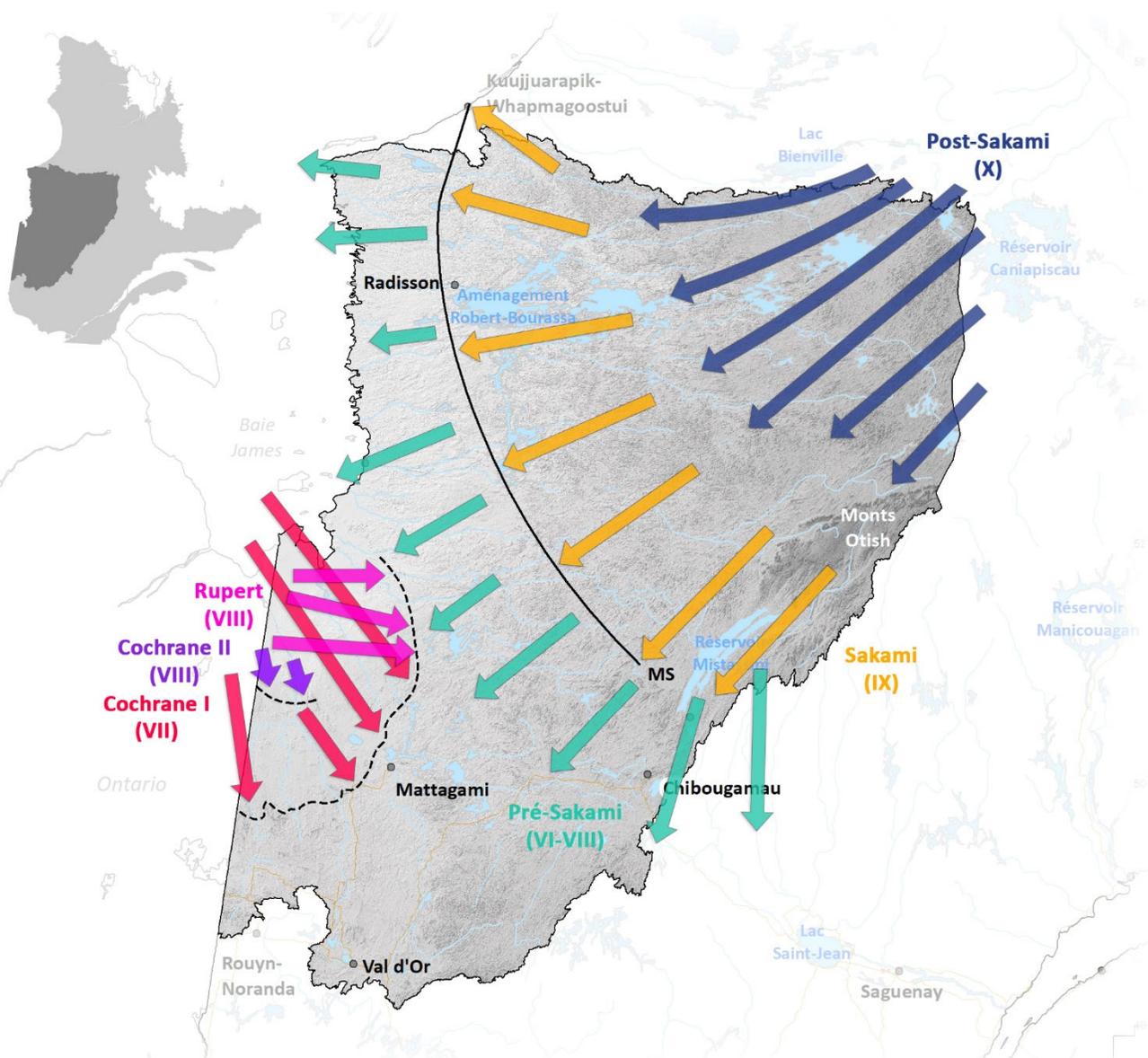


Figure 31 | Représentation des écoulements majeurs associés aux réavancées de Cochrane-Rupert et à la déglaciation de la région de la Baie-James.

### 8.7 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

Lors de la déglaciation, le retrait du front glaciaire vers le nord a provoqué un blocage du drainage naturel des eaux qui se fait vers la Baie James et la Baie d'Hudson. Ce blocage des voies de drainage vers le nord a causé l'accumulation des eaux de fonte entre la marge glaciaire au nord et la crête topographique délimitant le bassin de drainage au sud, entraînant de ce fait la formation d'un des plus grands et importants lacs glaciaires de la dernière déglaciation : le Lac Ojibway (Fig. 32; Antevs, 1925; Hughes, 1965; Vincent & Hardy, 1977; Veillette, 1983a, 1988, 1994; Roy et al., 2011; Roy et al., 2015; Godbout et al., 2017; Brouard et al., 2021b). Ce lac s'étendait sur toute la partie sud de la Baie James et jusqu'à la ville de Kuujuarapik-Whapmagoostui (sous les élévations de ~460-400 m, (Bilodeau, 1990; Gonthier et al., 1993; Lajeunesse, 2008). La limite Est du lac est définie par la moraine de Sakami qui fut mise en place à la suite du drainage final du lac (Fig. 32 ; Hillaire-Marcel et al., 1981; Roy et al., 2011; Brouard et al., 2021b).

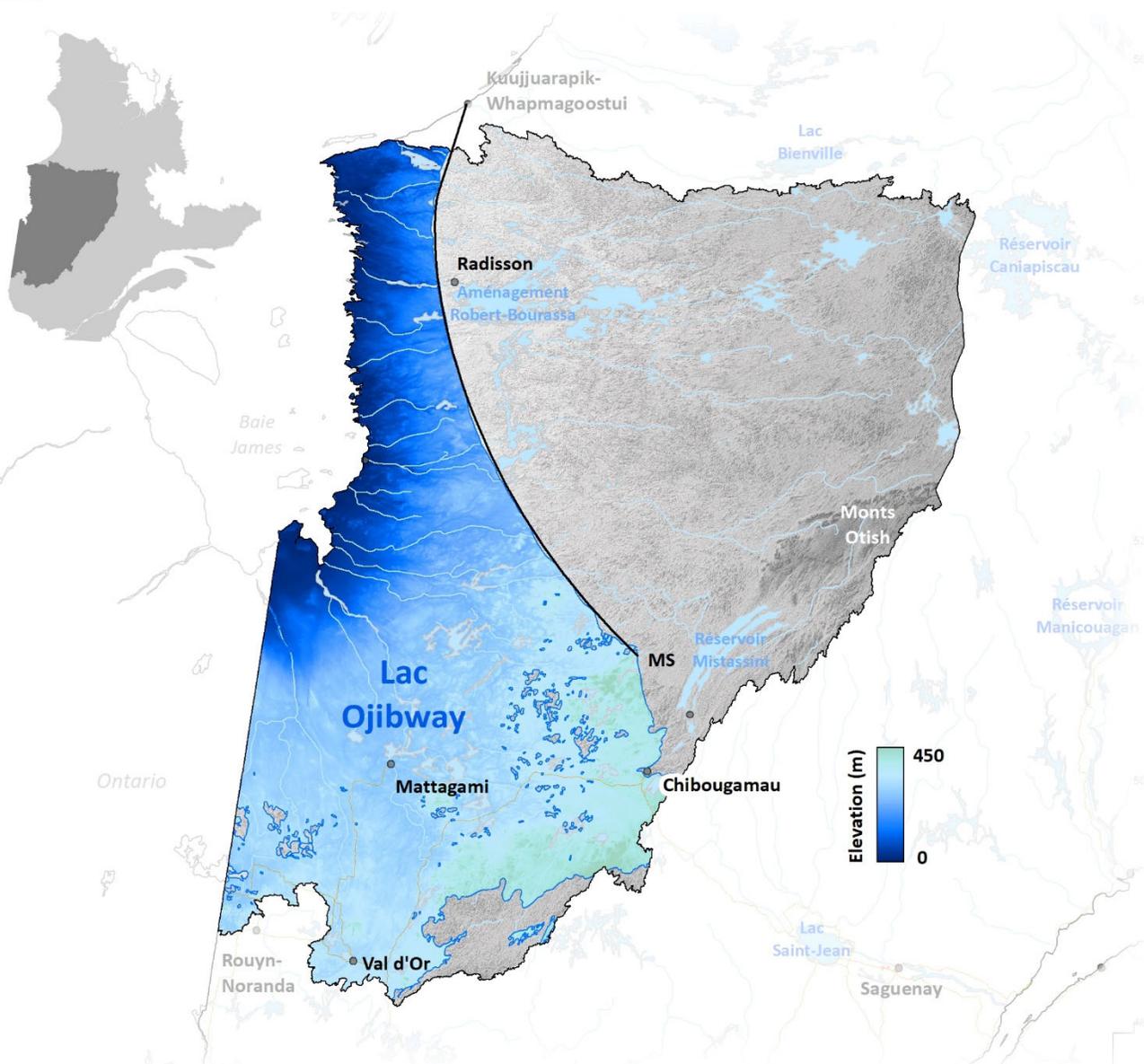


Figure 32 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région de la Baie James.

### 8.8 Limite marine

Dans la région, la Mer de Tyrrell (Lee, 1960; Dionne, 1972) a submergé les basses-terres de la Baie James (**Fig. 33**). L'élévation de la limite marine maximale varie d'est en ouest à l'échelle de la région, probablement en raison d'une combinaison d'un retrait glaciaire graduel qui s'est fait sur ~1 000 ans, ainsi qu'en raison du rebond glaciaire différentiel associé avec un important centre de masse de glace associé au secteur du Labrador à l'est. Dans la région de La Grande (Aménagement Robert Bourassa), la limite marine atteint au moins 270 m. À l'ouest de la moraine de Sakami, la submersion des terres fut synchrone pour toute la région, avec des variations d'ouest en est du niveau maximal (200-250 m), en lien avec les déformations glacio-isostatiques.

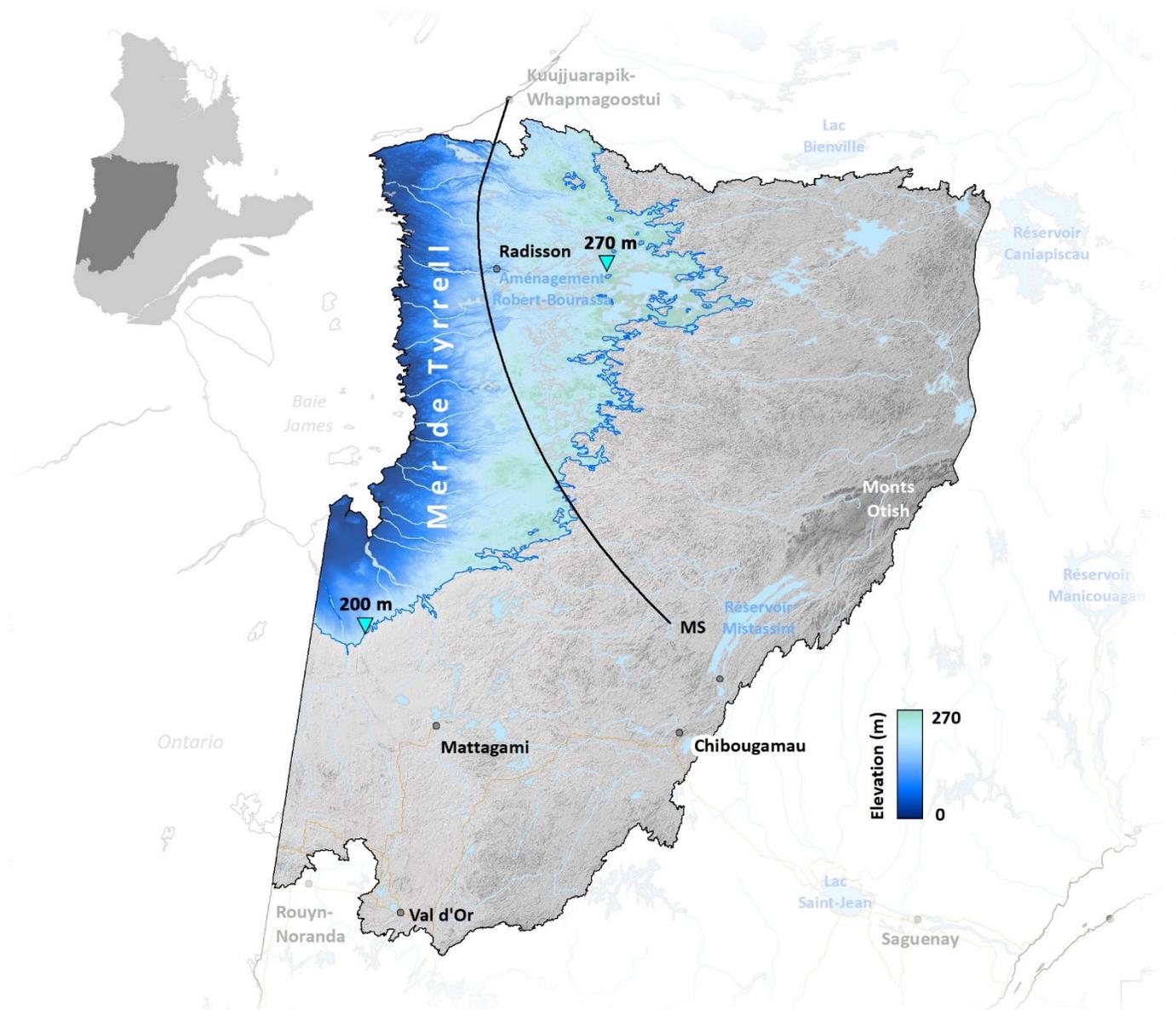


Figure 33 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région de la Baie James.

## 9. Baie d’Hudson

### 9.1 Contexte physiographique

La région de la Baie d’Hudson est principalement constituée des roches de la province du Supérieur, avec des roches de la province de Churchill dans sa partie nord (Fig. 34). Le craton archéen de la province du Supérieur de cette région comprend les sous-provinces de Minto et de La Grande. La province géologique de Churchill comprend les roches gneissiques, intrusives, métavolcaniques et métasédimentaires de la Ceinture du Cap Smith qui ont été formées et assemblées lors de l’Orogène de l’Ungava.

La région de la Baie d’Hudson peut être divisée en 3 régions physiographiques distinctes : le Plateau du Supérieur au centre-sud, les Basses-Terres de la Baie d’Hudson à l’ouest et le Plateau de la Péninsule d’Ungava au nord-est (Fig. 35). Le plateau du Supérieur, qui forme la grande majorité de la région, correspond à la province géologique du Supérieur. Il forme un plateau vallonné avec des élévations qui augmentent généralement d’ouest en est, de 400 à 685 m. La région physiographique des Basses-Terres de l’Hudson prend la forme d’une plaine assez uniforme située sous 250 m d’élévation, qui correspond environ à la zone inondée par la Mer de Tyrrell lors de la dernière déglaciation. Le plateau de la Péninsule d’Ungava est caractérisé par un plateau s’élevant autour de 400 m, entrecoupé de vallées curvilinéaires et parallèles orientées dans un axe est-ouest, comparable à la

structure géologique du roc du Cap Smith. Comme pour le plateau du Supérieur, l'élévation augmente généralement d'ouest en est.

Le cadre stratigraphique de la région de la Baie d'Hudson est composé que du till de surface associé à la dernière glaciation, en plus des dépôts de la dernière déglaciation; aucune unité sédimentaire associée à une période précédant le DMG n'ayant été formellement identifiée (**Tabl. 9**; Parent & Paradis, 1994; Daigneault, 2008; Lajeunesse, 2008). Un cadre stratigraphique plus détaillé pour les unités de déglaciation a été élaboré pour la partie nord de la Péninsule d'Ungava (Daigneault, 2008).

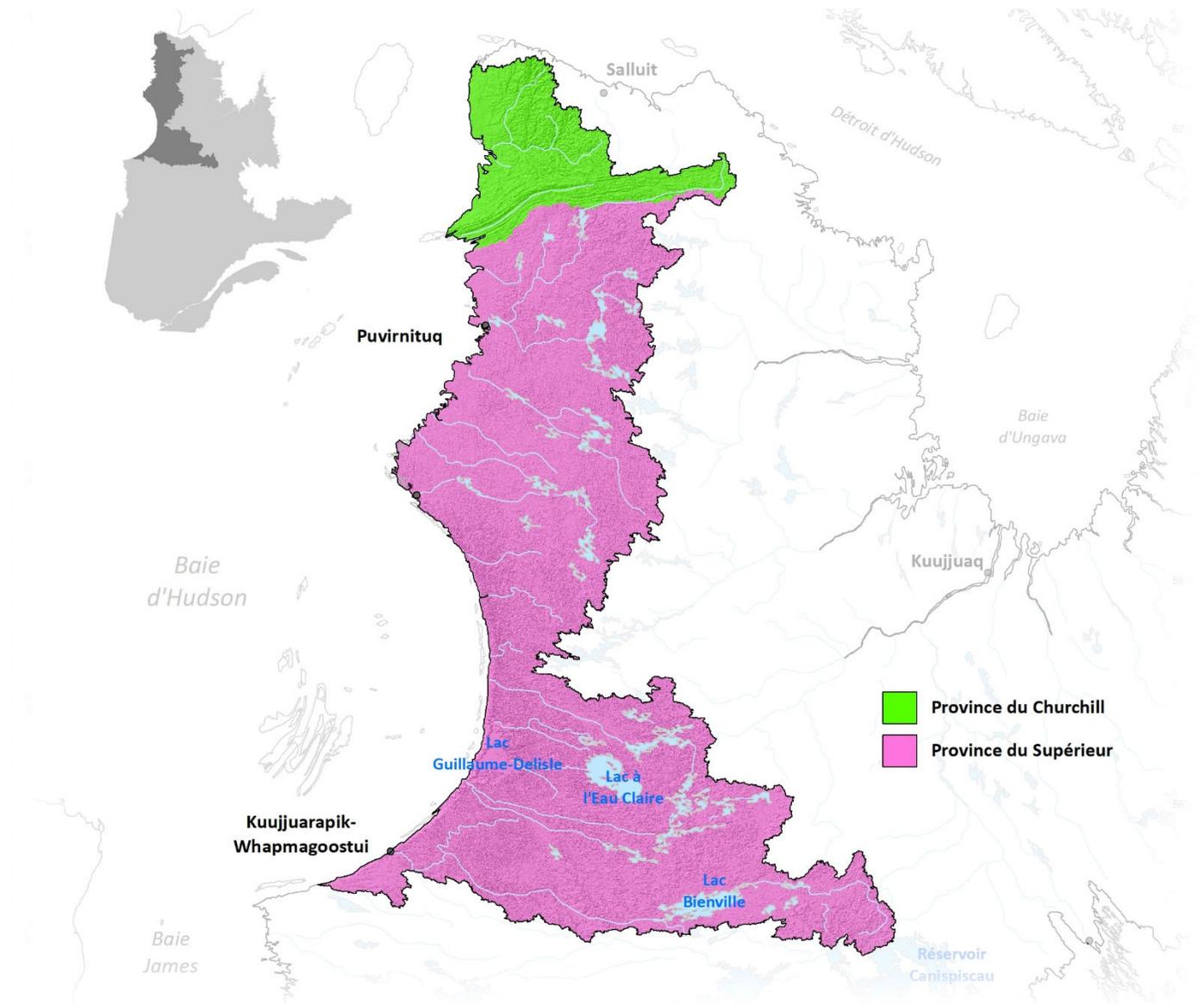


Figure 34 | Géologie sommaire de la région de la Baie d'Hudson. Source des données géologiques: SIGÉOM.

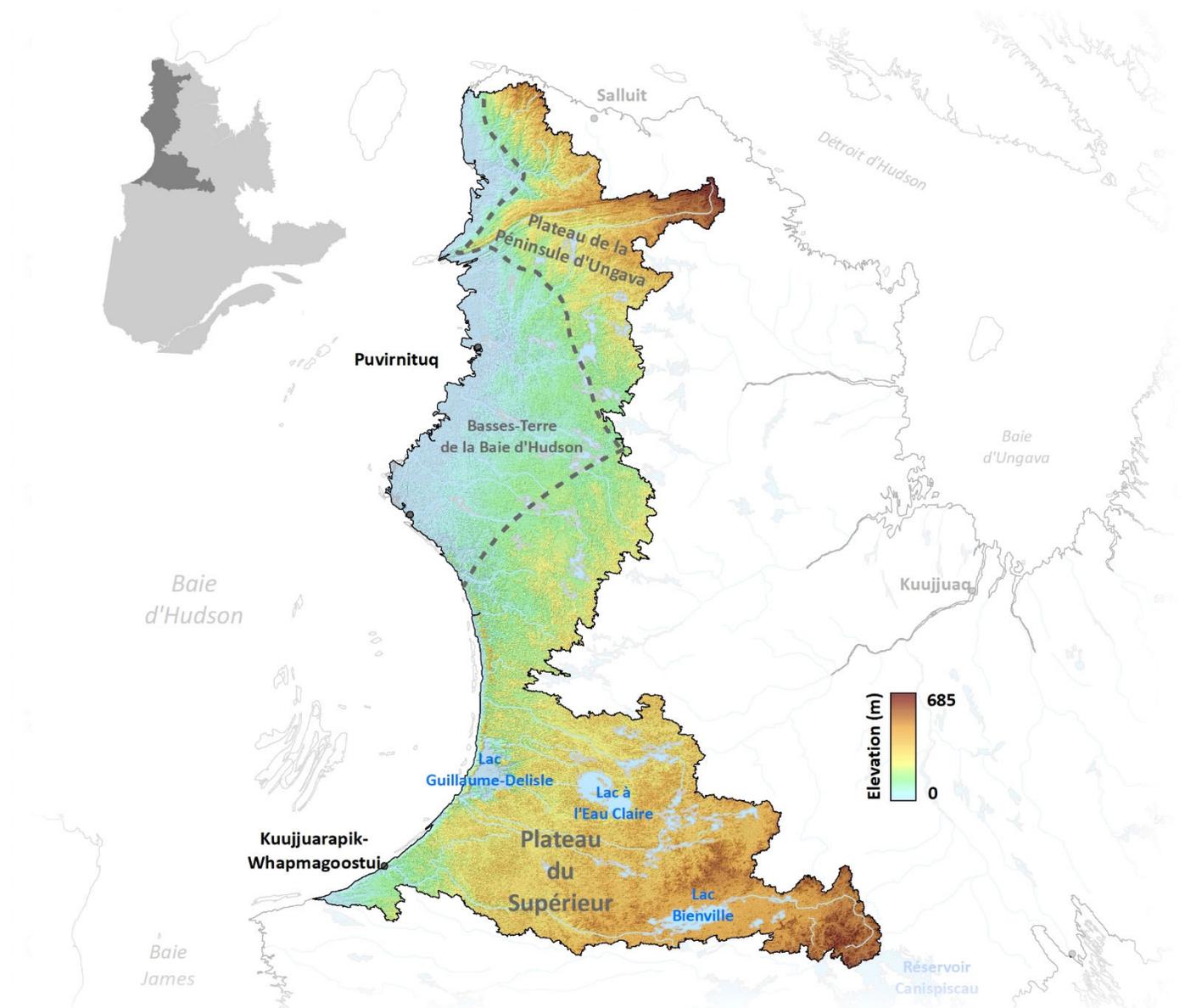


Figure 35 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région de la Baie d’Hudson.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	< 8,2 ?	Dépôts marins/lacustres	Mer de Tyrrell/Lacs glaciaires	Parent & Paradis, 1994; Parent et al., 1995; Lajeunesse, 2000; Lajeunesse & Allard, 2003, 2005; Daigneault, 2008; Lajeunesse, 2008
2	29 — 8,2	Till/Till de Nastapoka	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	Parent & Paradis, 1994; Parent et al., 1995; Lajeunesse, 2000; Lajeunesse & Allard, 2003, 2005; Daigneault, 2008; Lajeunesse, 2008

Tableau 9 | Cadre stratigraphique de la région de la Baie d’Hudson. Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 9.2 Écoulements glaciaires précédant le DMG

Le plus vieux mouvement glaciaire qui daterait d'avant le DMG dans la région de la Baie d'Hudson a été documenté à partir de vieilles stries dans le secteur du Lac Bienville- Caniapiscau (Fig. 36 ; Veillette et al., 1999) et consiste en un écoulement orienté vers le nord-est dans la région (Veillette et al., 1999; Parent et al., 2002).

Dans le nord de la Péninsule d'Ungava, un écoulement vers le sud-est précéderait les écoulements vers le nord qui ont caractérisé le DMG (Fig. 36 ; Daigneault, 2008). Cet écoulement serait associé à une phase d'englaciation qui aurait débuté par une calotte de glace indépendante située sur les hautes terres de Péninsule d'Ungava et qui présentait un régime d'écoulement radial.

On retrouve aussi, à la grandeur de la région, des traces d'un autre écoulement pré-DMG, plus jeune que celui du Lac Bienville, qui était orienté vers le nord-ouest (Fig. 36). Cet écoulement résulterait d'une ligne de partage des glaces localisée aux environs de la limite physiographique formée par la rencontre de la province du Supérieur et celle de Grenville. Cette ligne de partage s'est déplacée durant l'englaciation, pour atteindre une zone au nord du Lac Mistassini au DMG (Veillette, 2004).

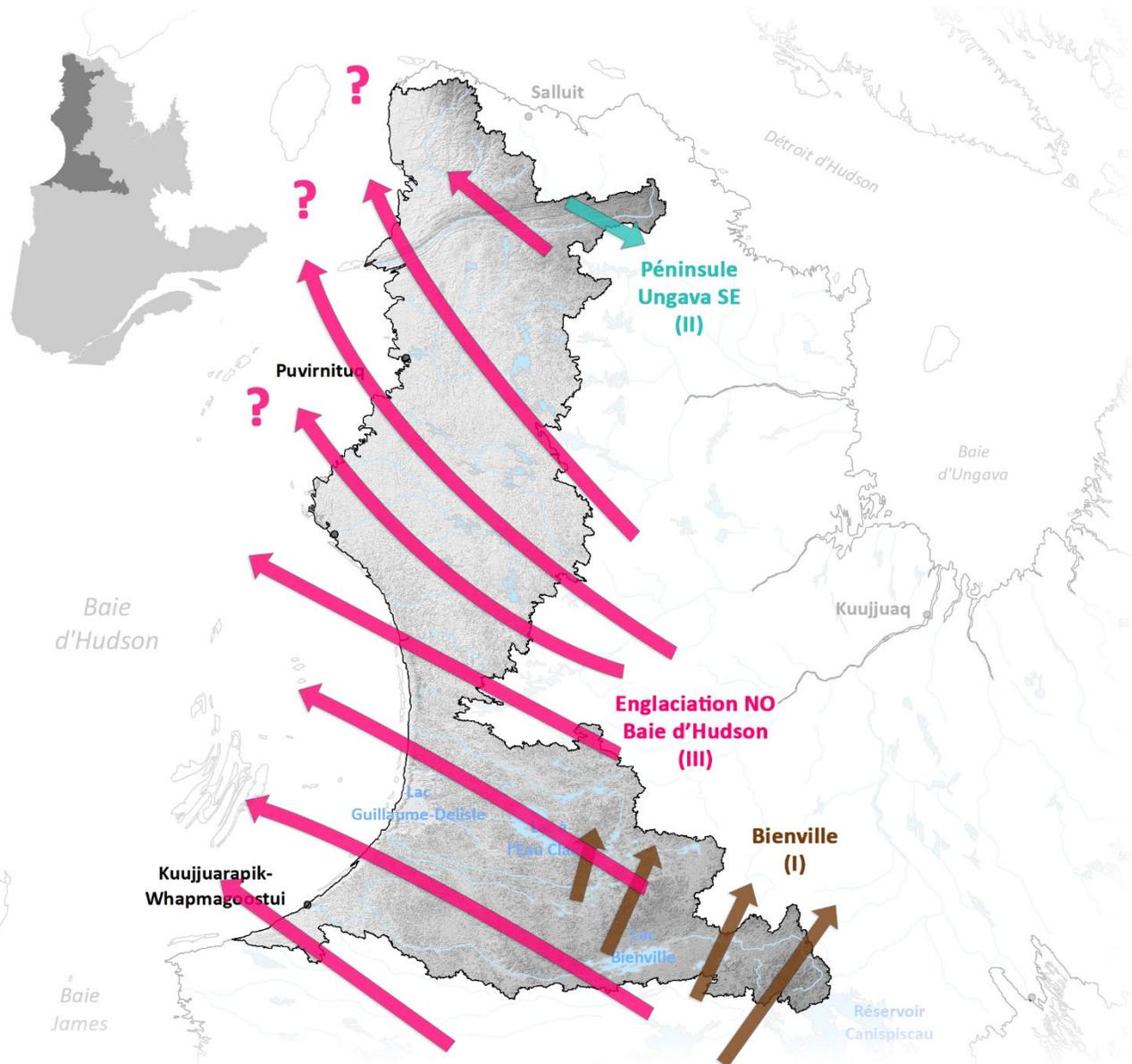


Figure 36 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région de la Baie d'Hudson.

## 9.3 Écoulements glaciaires lors du DMG

Lors du DMG, le patron d'écoulements glaciaires de la partie nord de la région de la Baie d'Hudson fut sous l'influence du Courant de glace du Déroit d'Hudson qui drainait un large volume de glace dans le bassin de la Baie d'Hudson via le Déroit d'Hudson (Fig. 37 ; Daigneault, 2008). Cet important courant de glace a formé un vecteur majeur d'évacuation de glace du cœur de l'Inlandsis

laurentidien, avec des décharges répétées vers la Mer du Labrador au cours de la dernière glaciation (Hemming, 2004). Les écoulements dans le nord de la région se sont développés de part et d'autre d'une ligne de partage des glaces axée nord-ouest sud-est, avec des écoulements vers le nord-ouest dans le secteur de la Baie d'Hudson et vers le nord-nord-est dans le secteur du Déroit d'Hudson. La ligne de partage de Payne a perduré pratiquement jusqu'à la déglaciation finale de la péninsule (Prest et al., 1968; Bouchard & Marcotte, 1986; Parent et al., 1995; Daigneault, 2008). Au sud, l'écoulement des glaces vers le nord-ouest à partir du secteur Bienville-Caniapiscau fut probablement encore actif lors du DMG (Veillette et al., 1999).

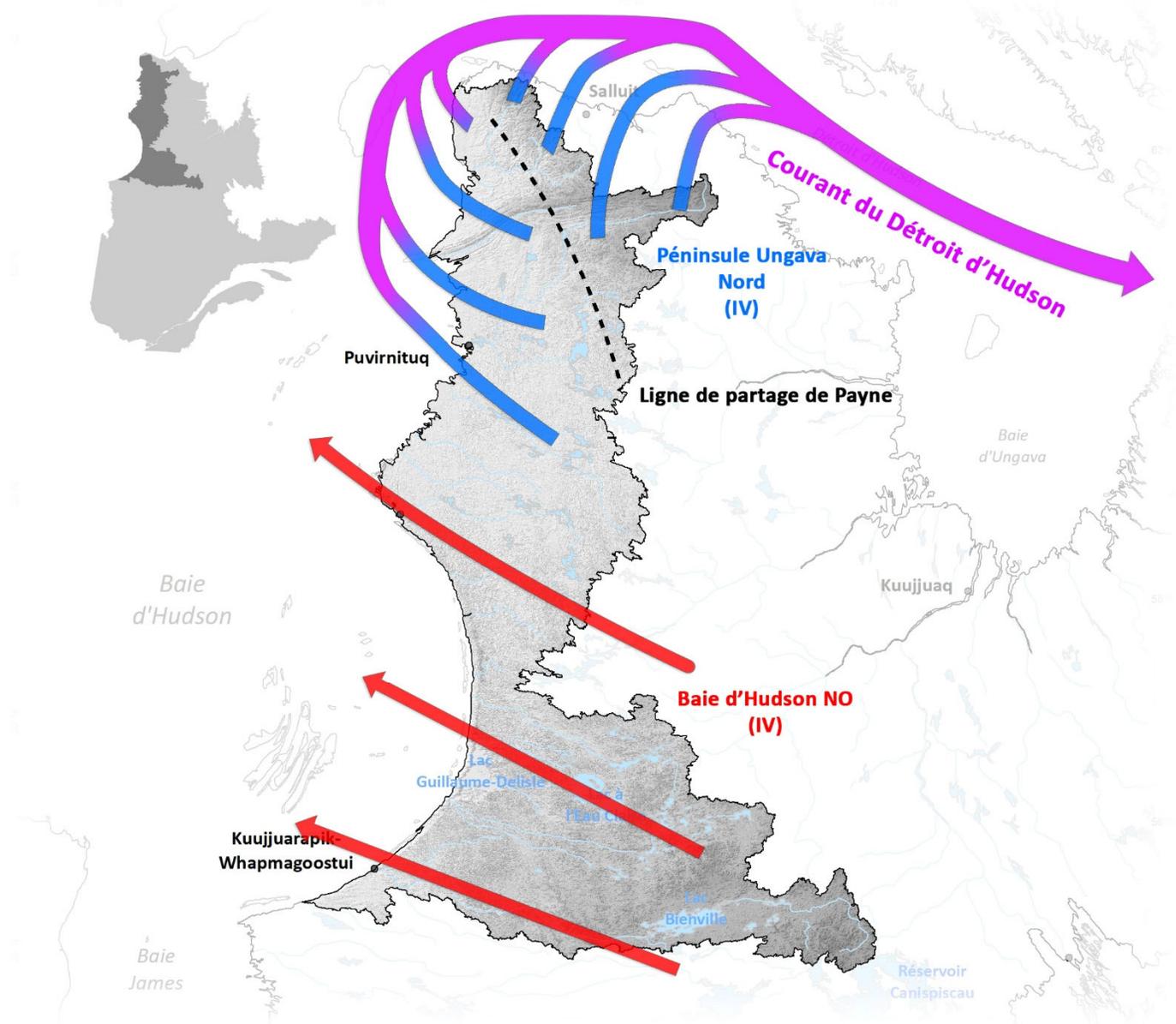


Figure 37 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région de la Baie d'Hudson.

#### 9.4 Réorganisation durant le tardiglaciaire et la déglaciation

Dans la partie centre-nord de la région de la Baie d'Hudson, des séries de stries et de formes orientées vers le sud-ouest montrent un mouvement post-DMG qui était dirigé vers la Baie James (Fig. 38 ; Prest et al., 1968; Bouchard & Marcotte, 1986; Parent & Paradis, 1994; Parent et al., 1995). De récentes données bathymétriques à haute résolution montrent aussi des linéations glaciaires bien développées, typiques de courant de glace, orientées vers la Baie James (<http://www.omg.unb.ca/projects/Arctic/google/>). Cette réorientation de l'écoulement glaciaire a probablement été causée par le développement d'un courant glaciaire ou une crue glaciaire (ang., *surge*) vers le Lac glaciaire Ojibway et probablement renforcée par un vêlage accru dans le lac (p. ex., Veillette & Pomares, 1991; Parent et al., 1995; Veillette, 1995). Dans la partie sud de la région, les formes orientées vers le nord-ouest entre

Kuujuarapik-Whapmagoostui et le Lac Guillaume Delisle suggèrent que cet écoulement a pu être incorporé au Courant de glace de la Baie James.

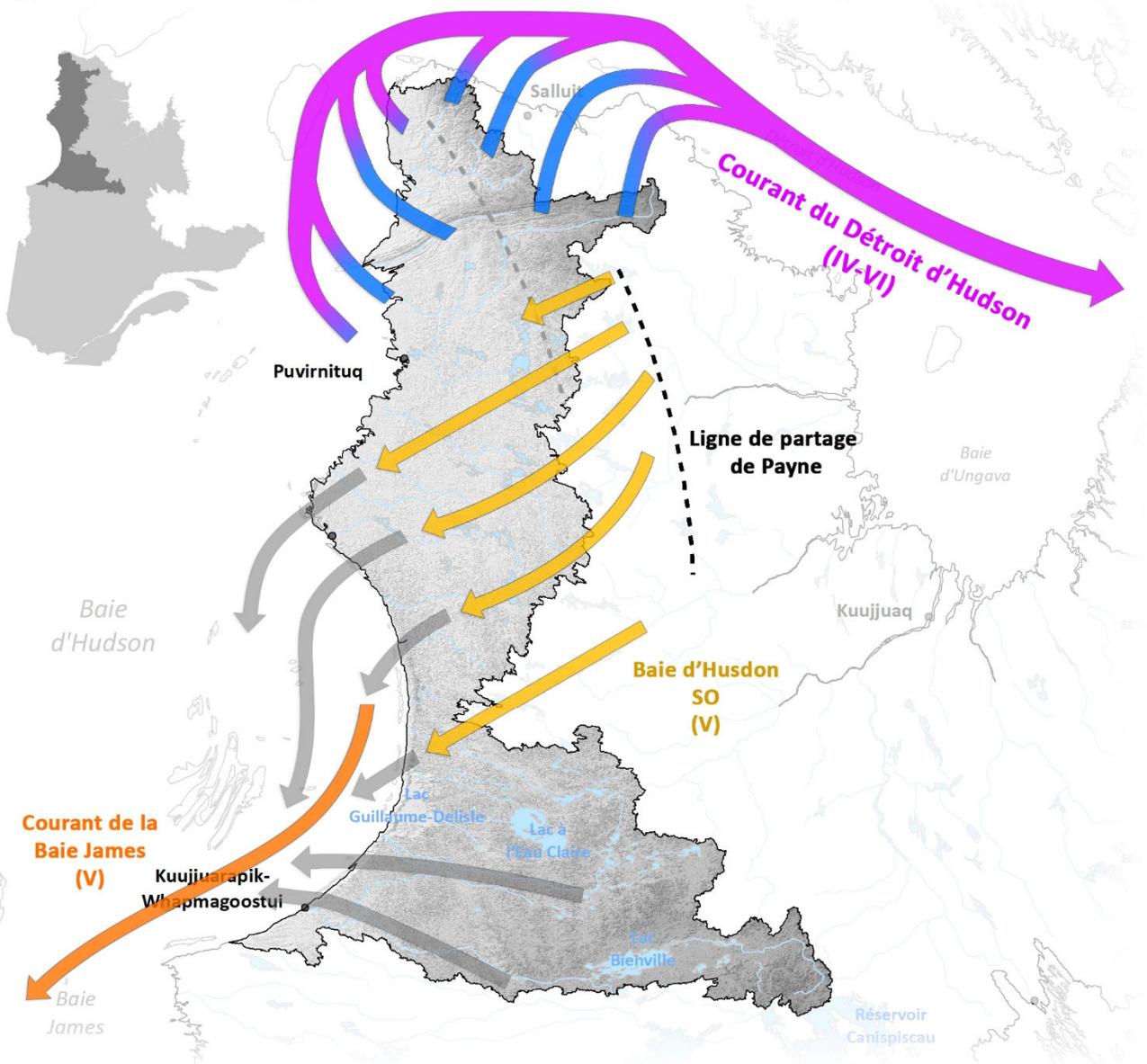


Figure 38 | Représentation des écoulements majeurs associés à la réorganisation due à l'influence du courant de la Baie James dans la région de la Baie d'Hudson.

### 9.5 Écoulements glaciaires de la déglaciation tardive

L'ouverture (déglaciation) de la Baie d'Hudson et le drainage du Lac Ojibway marquent la fin des écoulements glaciaires concentrés vers les courants de glace de la Baie James et du Déroit d'Hudson. La glace laurentidienne se trouvait alors limitée au nord du Québec et l'écoulement était partagé, jusqu'à la déglaciation finale, entre les bassins de la Baie d'Hudson et de la Baie d'Ungava (Fig. 39). Cet écoulement émanait d'une ligne de partage qui est semblable à délimitation des bassins versants hydrographiques modernes et qui marque à peu près la position des dernières masses de glace laurentidienne à avoir perduré à la fin de la déglaciation (Dubé-Loubert et al., 2021). On retrouve deux principales directions d'écoulements : i) vers l'ouest, associé au retrait de la marge glaciaire en contact avec la Mer de Tyrrell (Allard & Seguin, 1985; Parent & Paradis, 1994; Parent et al., 1995; Veillette, 1995; Lajeunesse, 2008) ; ii) vers la Baie d'Ungava et le Déroit d'Hudson (Daigneault, 2008; Roy et al., 2009). Finalement, dans la partie sud-est de la région, l'écoulement associée à la déglaciation finale était dirigé vers le sud-ouest, de manière perpendiculaire au patron de retrait des glaces (Prest et al., 1968; Clark et al., 2000).

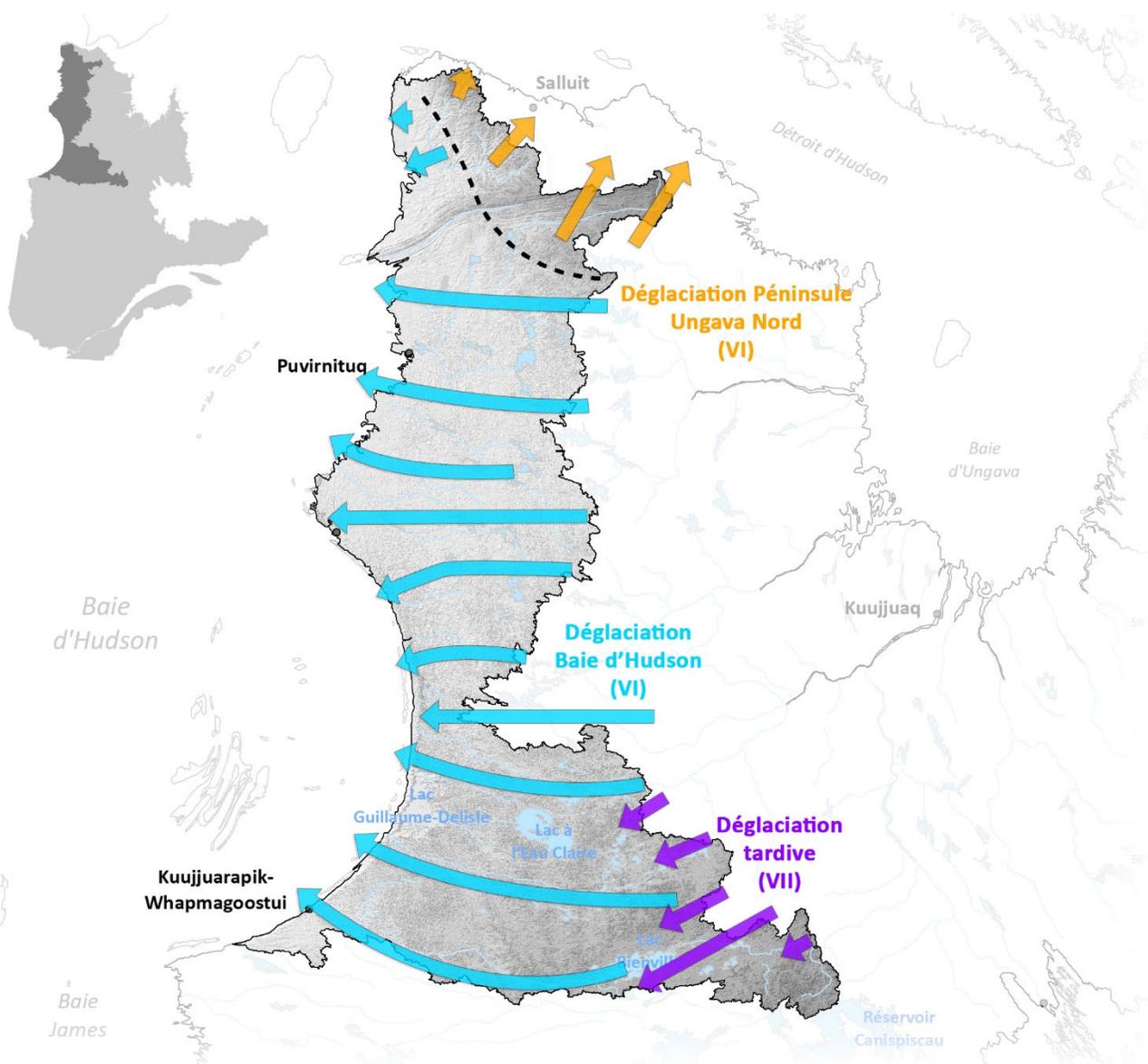


Figure 39 | Représentation des écoulements majeurs associés à la déglaciation de la région de la Baie d'Hudson. La ligne pointillée montre la position de la ligne de partage de Payne.

### 9.6 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

La position géographique de la moraine de Sakami dont la mise en place est corrélative au drainage du Lac Ojibway (Hillaire-Marcel et al., 1981; Hardy, 1982), ainsi que les dépôts de contact (marge) glaciaire de Nastapoka (Lajeunesse & Allard, 2003) ont été utilisés pour délimiter l'extension maximale du Lac Ojibway vers le nord et vers l'est (Fig. 40). Des carottes de sédiments prélevées dans l'est de la Baie d'Hudson rapportent des rythmites argileuses en dessous d'argiles marines de la Mer de Tyrrell et ont été interprété comme étant des sédiments glaciolacustres Ojibway en raison de leur position stratigraphie et sur la base de leur contenu en microfossiles (Bilodeau, 1990; Gonthier et al., 1993). Ces dépôts indiquent donc que le lac s'étendait bien dans la Baie d'Hudson.

Sur la Péninsule d'Ungava, la déglaciation de différentes vallées vers l'ouest et le sud, comme les rivières Vachon et Povungnituk, a causé un blocage de l'écoulement naturel de l'eau de fonte vers le sud et vers l'ouest. Cette obstruction du drainage a provoqué l'accumulation des eaux de fonte entre la marge glaciaire et la topographie, et a entraîné la formation de plusieurs lacs ayant eux de nombreuses stades (niveaux) éphémères (Fig. 40). Les plus importantes étendues glaciolacustres de la Péninsule d'Ungava sont le Lac Nantais (Lauriol & Gray, 1987; Gray et al., 1993; Daigneault, 2008), le Lac Povungnituk (niveau variant entre 450 et 565 m ; Daigneault, 2008) et le Lac glaciaire à l'Eau Claire (Allard & Seguin, 1985). La succession des formes marines (deltas et plages) et la modélisation de la paléotopographie suggère que les niveaux glaciolacustres associés au Lac glaciaire à l'Eau Claire pourraient en fait être d'origine marine.

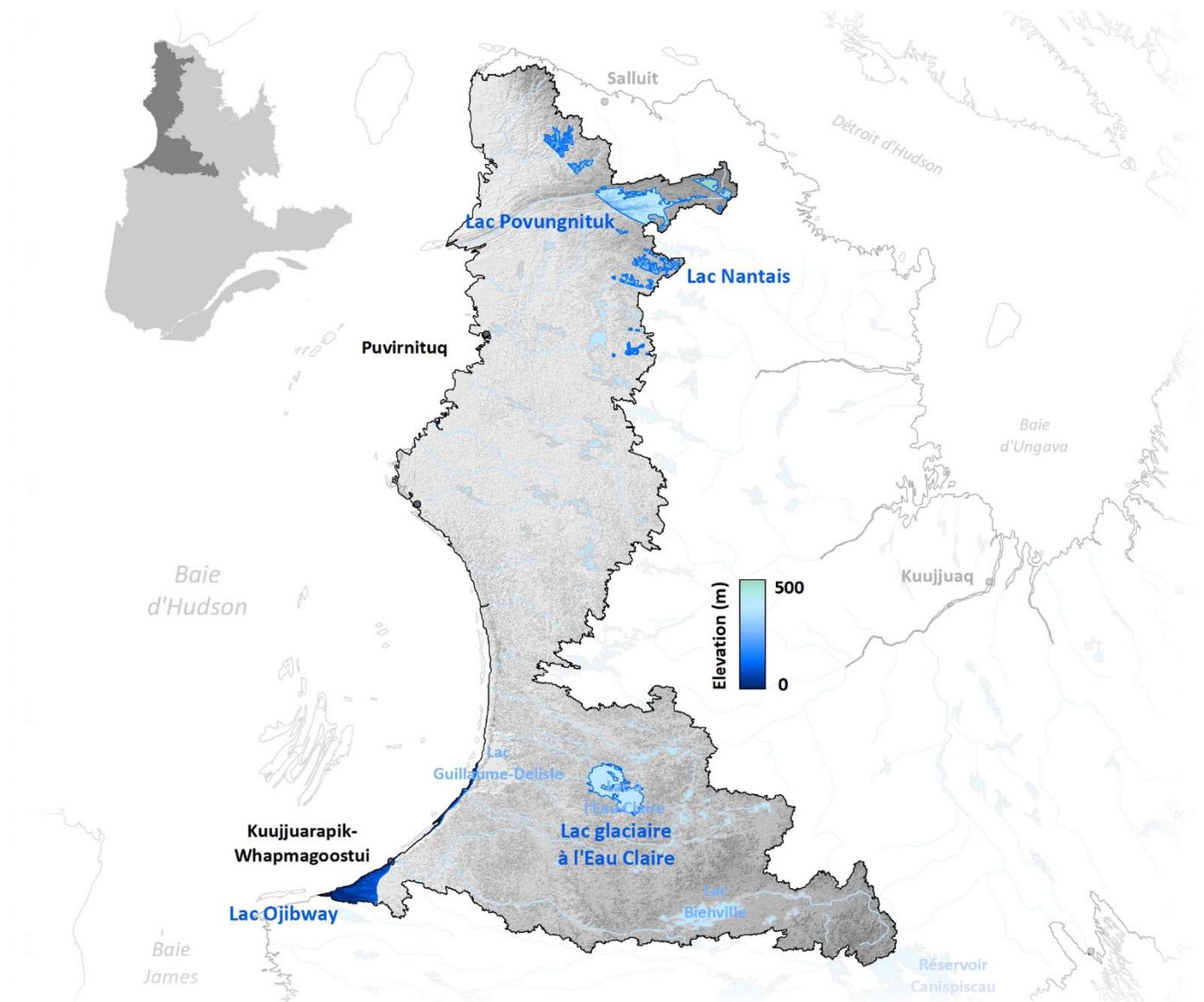


Figure 40 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région de la Baie d'Hudson.

### 9.7 Limite marine

La Mer de Tyrrell (Lee, 1960; Dionne, 1972) a submergé les basses terres de la Baie d'Hudson (Fig. 41). L'élévation maximale de la limite marine varie du nord au sud dans la région, principalement en raison d'un enfoncement glacio-isostatique plus important vers le Lac Bienville à l'est. La limite marine maximale est d'environ 110 m au nord de la Ceinture du Cap Smith (Daigneault, 2008) et atteint ~105 m dans le secteur de la communauté de Puvirnituk (Gray & Lauriol, 1985; Gray et al., 1993), ~150 m dans le secteur du village d'Inukjuaq (Lajeunesse, 2008), 248 m au niveau du Lac Guillaume-Delisle (Lajeunesse & Allard, 2003) et culmine à ~300 m dans la région du Lac à l'Eau Claire (Stanley, 1939; Andrews & Falconer, 1969; Haselton, 1970; Hillaire-Marcel, 1976; Hillaire-Marcel & Vincent, 1980; Allard & Seguin, 1985; Parent & Paradis, 1994; Lajeunesse, 2008).

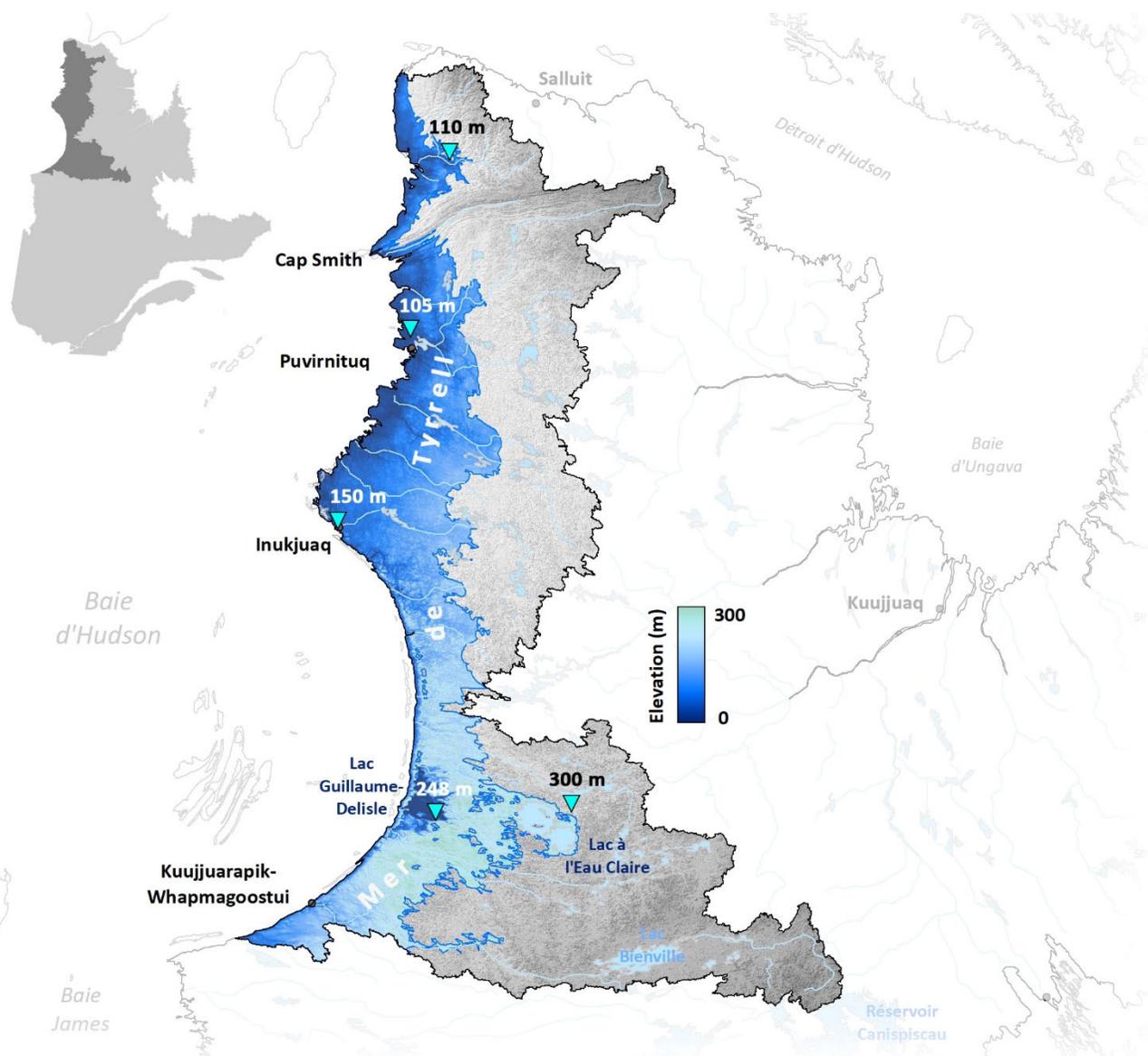


Figure 41 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région de la Baie d’Hudson.

## 10. Baie d’Ungava

### 10.1 Contexte physiographique

La région de la Baie d’Ungava repose principalement sur les roches de la province du Supérieur et celles de la province de Churchill, ainsi que celles de la province de Nain sur une petite portion au nord (Fig. 42). Les roches ignées et métamorphiques archéennes de la province du Supérieur sont regroupées sous les sous-provinces de Minto, d’Ashuanipi et de La Grande. La province géologique de Churchill est formée des roches de l’Orogène de l’Ungava, Orogène du Nouveau-Québec, Orogène des Torngat et au centre la Zone noyau. La province de Nain couvre 60 km<sup>2</sup> près de la frontière du Labrador et des monts Torngat.

La région de la Baie d’Ungava peut être divisée en 5 régions physiographiques distinctes : le plateau du Supérieur, le plateau du Nouveau-Québec, les Basses-Terres de l’Ungava, le plateau de la Péninsule d’Ungava et le plateau Minto (Fig. 43). Le plateau du Supérieur, qu’on retrouve au centre-ouest de la région forme un plateau vallonné avec des élévations qui augmentent généralement du nord vers le sud, passant de 200 à 700 m. Le plateau du Nouveau-Québec comprend les Monts Torngat à l’est et est délimité à l’ouest par la limite entre les provinces géologie de Churchill et du Supérieur. Cette région est beaucoup plus vallonnée et hétérogène que le plateau du Supérieur entre grandes parties à cause de la formation géologique de la fosse du Labrador et des Monts Torngat, qui comprennent les plus hauts sommets du Québec avec le Mont d’Iberville (1652 m). Les basses terres de l’Ungava prennent la forme d’une plaine assez uniforme située sous 200 m d’élévation. Cette plaine correspond à la zone

inondée par la Mer d'Iberville lors de la dernière déglaciation (section 10. 9). Le plateau de la Péninsule d'Ungava forme la partie nord de la région et est caractérisé par un plateau autour de 400 m d'élévation, entrecoupé des vallées curvilinéaires parallèles orientées environ d'est en ouest, fortement influencé par la structure du substratum géologique du Cap Smith. Le plateau Minto se situe entre le plateau de la Péninsule d'Ungava et le plateau du supérieur et est formé d'un plateau de basses élévations avec des vallons peu développés, mais avec des élévations au-dessus de la limite de l'invasion marine.

Dans la région du graben de la Baie d'Hudson, aucune unité sédimentaire associée à une période précédant le DMG n'a pas été formellement identifiée et le cadre stratigraphique régional est formé du till de la dernière glaciation et divers dépôts associés à la déglaciation (**Tabl. 10**).

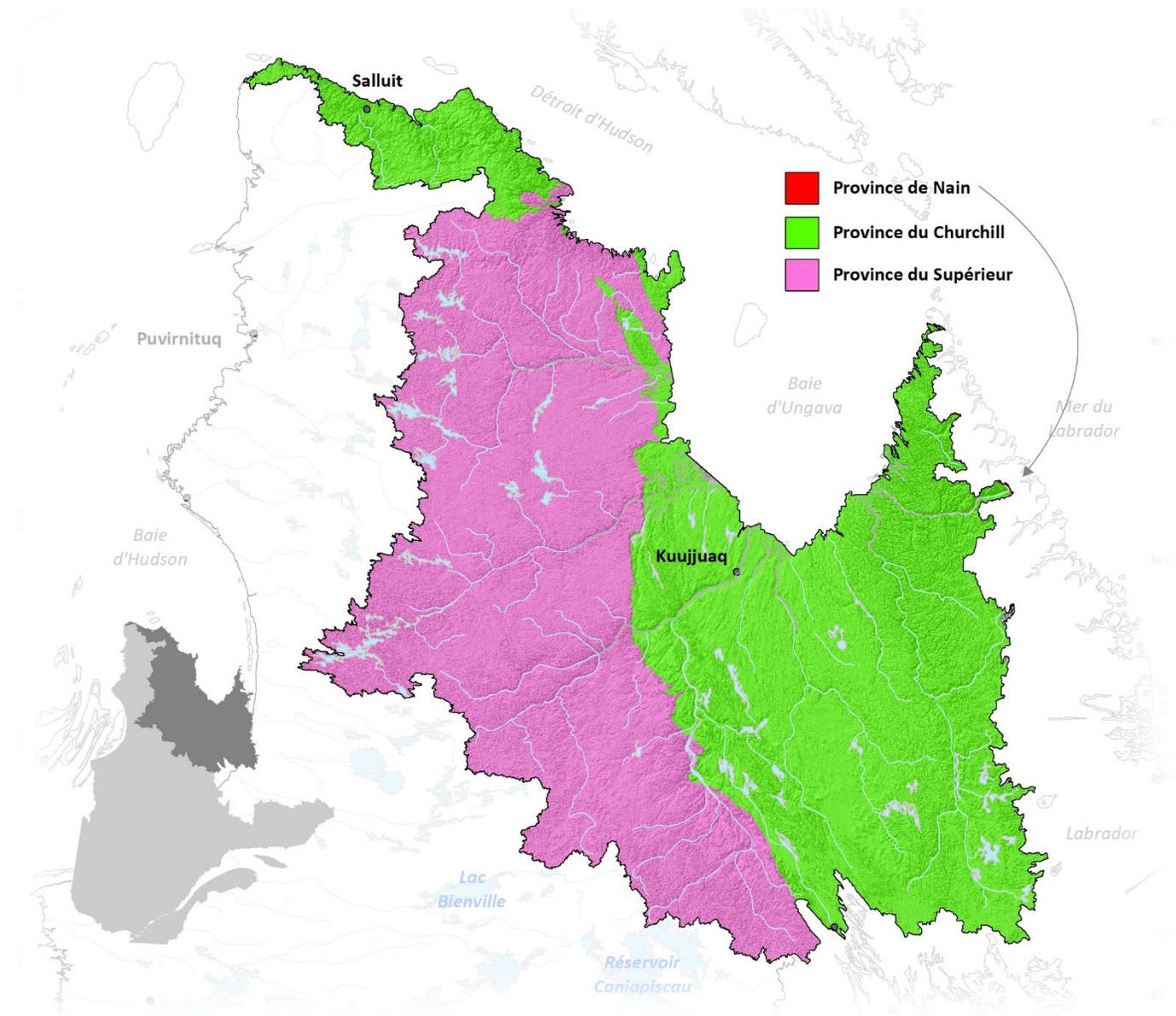


Figure 42 | Géologie sommaire de la région de la Baie d'Ungava. Source des données géologiques: SIGÉOM.

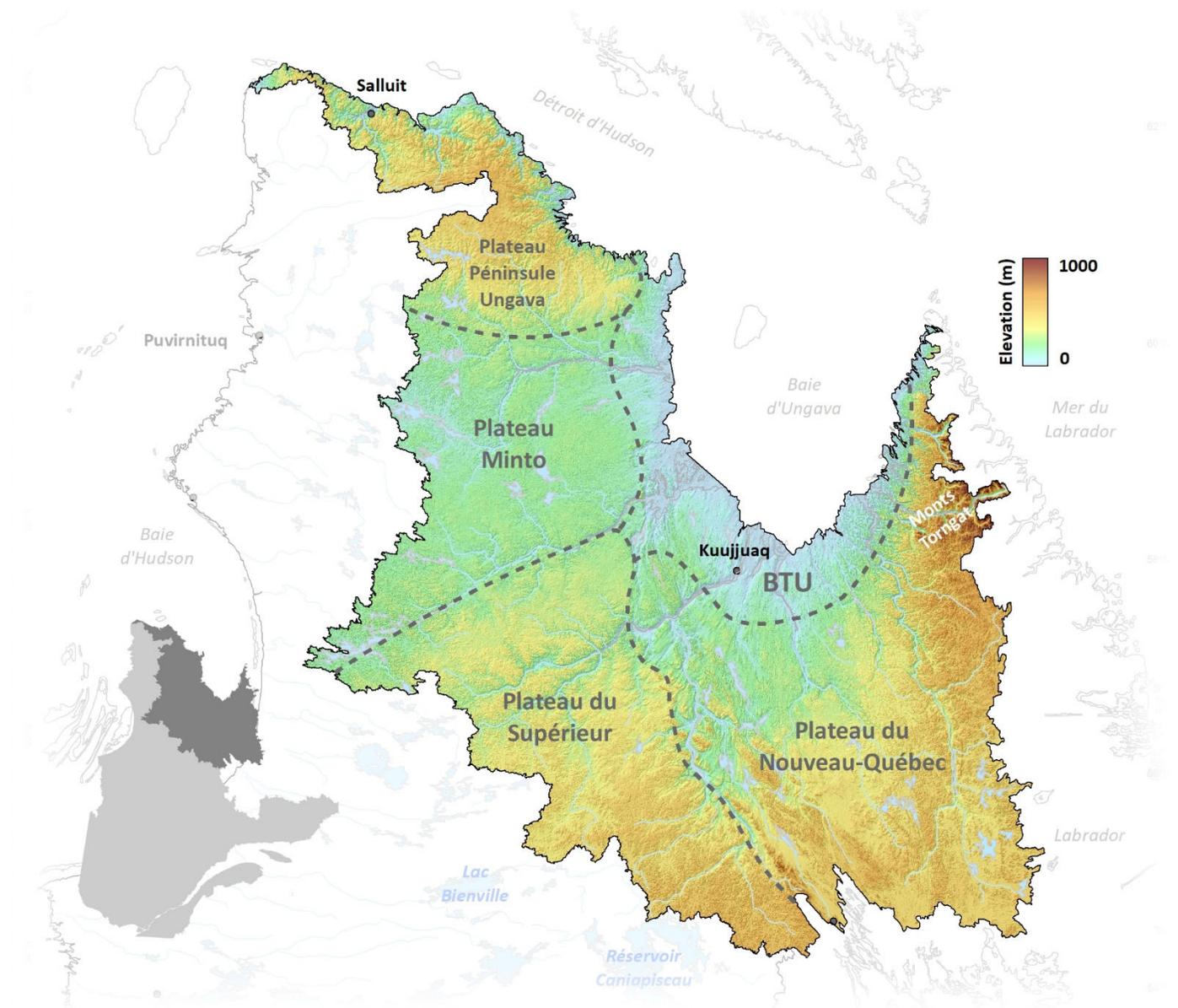


Figure 43 | Physiographie et élévations (Yamazaki et al., 2017) de la région de la Baie d'Ungava. BTU : Basses-terres de l'Ungava.

Stade isotopique	Âge (ka)	Unité lithostratigraphique	Environnement	Références
1	< 8,2 ?	Dépôts marins/lacustres	Mer d'Iberville/Lacs glaciaires	Lauriol & Gray, 1983, 1987; Allard et al., 1989; Daigneault, 2008; Desiège et al., 2015; Dubé-Loubert & Roy, 2017; Dubé-Loubert et al., 2018b; Rice et al., 2019
2	29 – 8.2	Till	Glaciation Tardi-Wisconsinienne	Gray & Lauriol, 1985; Lauriol & Gray, 1987; Daigneault, 2008; Dubé-Loubert et al., 2021

Tableau 10 | Cadre stratigraphique de la région de la Baie d'Ungava. Les unités associées à des épisodes glaciaires sont surlignées en bleu pâle.

## 10.2 Écoulements précédant le DMG

Le plus vieux mouvement glaciaire dans la région de la Baie James est celui du Lac Bienville qui daterait d'avant le DMG (Fig. 44 ; Veillette et al., 1999). Il est associé à de vieilles stries orientées vers le nord-est dans le secteur du Lac Bienville-Caniapiscau (Veillette et al., 1999; Parent et al., 2002). Cet épisode couvre la partie sud de la région d'Ungava et son étendue vers l'est est encore inconnu (Rice et al., 2019; Dubé-Loubert et al., 2021).

On retrouve aussi, à la grandeur de la région, des traces d'un autre écoulement pré-DMG, plus jeune que celui du Lac Bienville (Fig. 44). Cet écoulement régional est orienté vers le nord-ouest et l'ouest et résulterait d'une ligne de partage des glaces située sur les hautes terres du centre du Québec, près de la limite entre la province du Supérieur et celle de Grenville. Cette ligne de partage s'est déplacée durant l'englaciement vers le DMG pour atteindre une zone au nord du Lac Mistassini (Veillette, 2004). Les nouvelles formes cartographiées montrent que cet écoulement était probablement plus étendu vers le nord que préalablement supposée.

Sur la portion nord de la Péninsule d'Ungava, un écoulement vers le sud-est aurait précédé les écoulements vers le nord qui caractérise la période entourant le DMG (Fig. 44 ; Daigneault, 2008). Cet écoulement serait donc associé à la phase d'englaciement qui aurait débuté par la présence d'une calotte de glace indépendante sur les hautes terres de Péninsule d'Ungava qui présentait un régime d'écoulement radial.

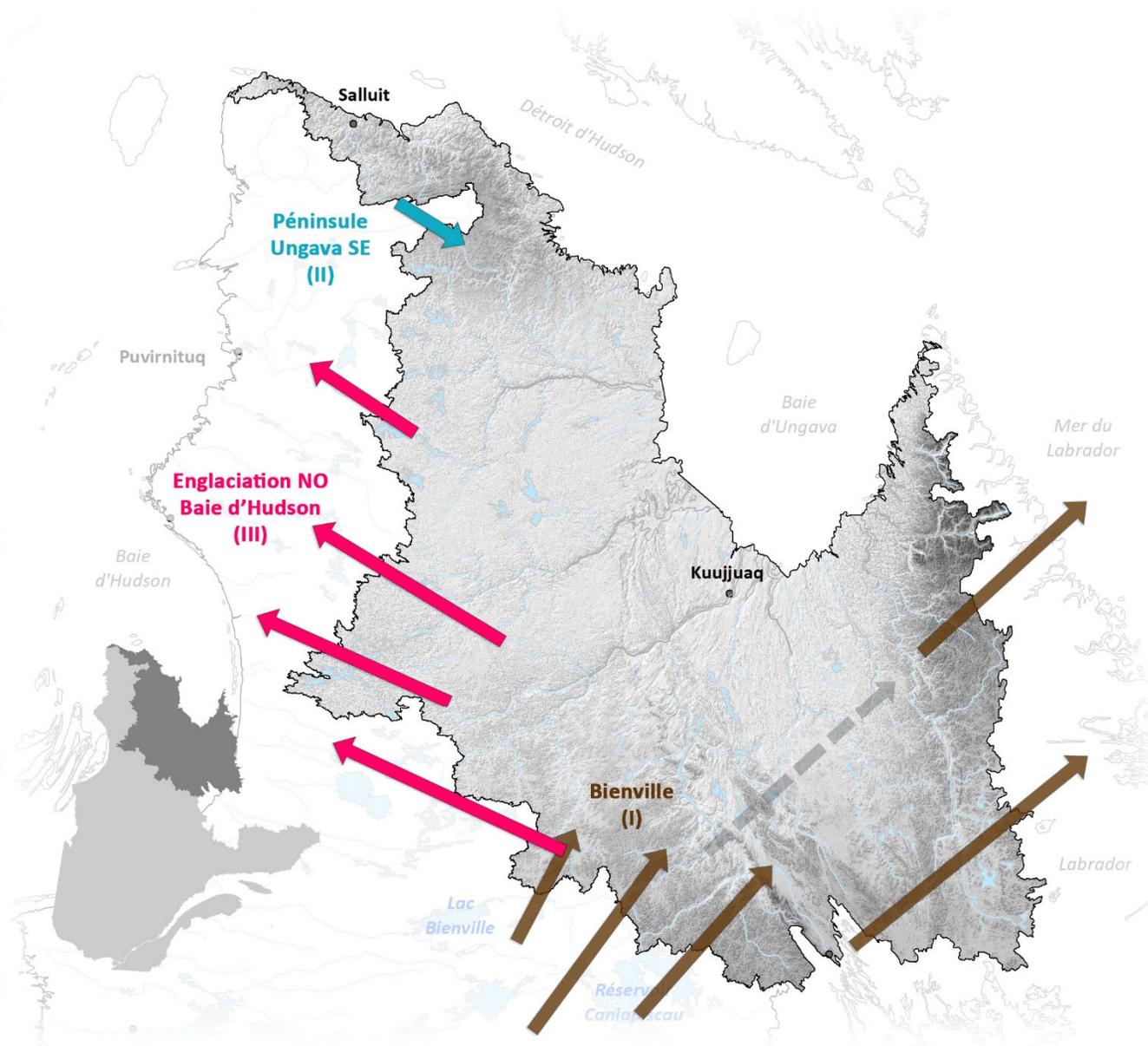


Figure 44 | Représentation des écoulements pré-DMG dans la région de la Baie d'Ungava.

### 10.3 Écoulements lors du DMG

Au DMG, les écoulements glaciaires de la région de l'Ungava proximale au Déroit d'Hudson fut sous l'influence du Courant de glace du Déroit d'Hudson (Fig. 45 ; Daigneault, 2008). L'appel de glace créé par ce courant important s'est fait sentir jusque dans la partie centrale de l'Inlandsis laurentidien, drainant ainsi un large volume de glace vers la Mer du Labrador. Ces écoulements dans le nord de la région émanaient du flanc nord d'une ligne de partage glaciaire (section 9.3) positionnée dans un axe nord-ouest sud-est; la ligne de partage de Payne semble avoir été active jusqu'à la déglaciation finale de la Péninsule (Prest et al., 1968; Bouchard & Marcotte, 1986; Parent et al., 1995; Daigneault, 2008). Au sud, l'écoulement des glaces vers le nord-ouest à partir du secteur Bienville-Caniapiscau était probablement encore actif lors du DMG (Veillette et al., 1999). À l'est, les plus vieilles formes d'écoulement répertoriées au pied des Monts Torngat suggèrent un écoulement vers le nord-est lors du DMG (Rice et al., 2019; Dubé-Loubert et al., 2021). À l'extrémité nord-est de la Baie d'Ungava, les formes montrent une glace laurentidienne s'écoulant dans le même axe que le Courant de glace du Déroit d'Hudson, chevauchant même les montagnes de la pointe nord séparant le Québec du Labrador.

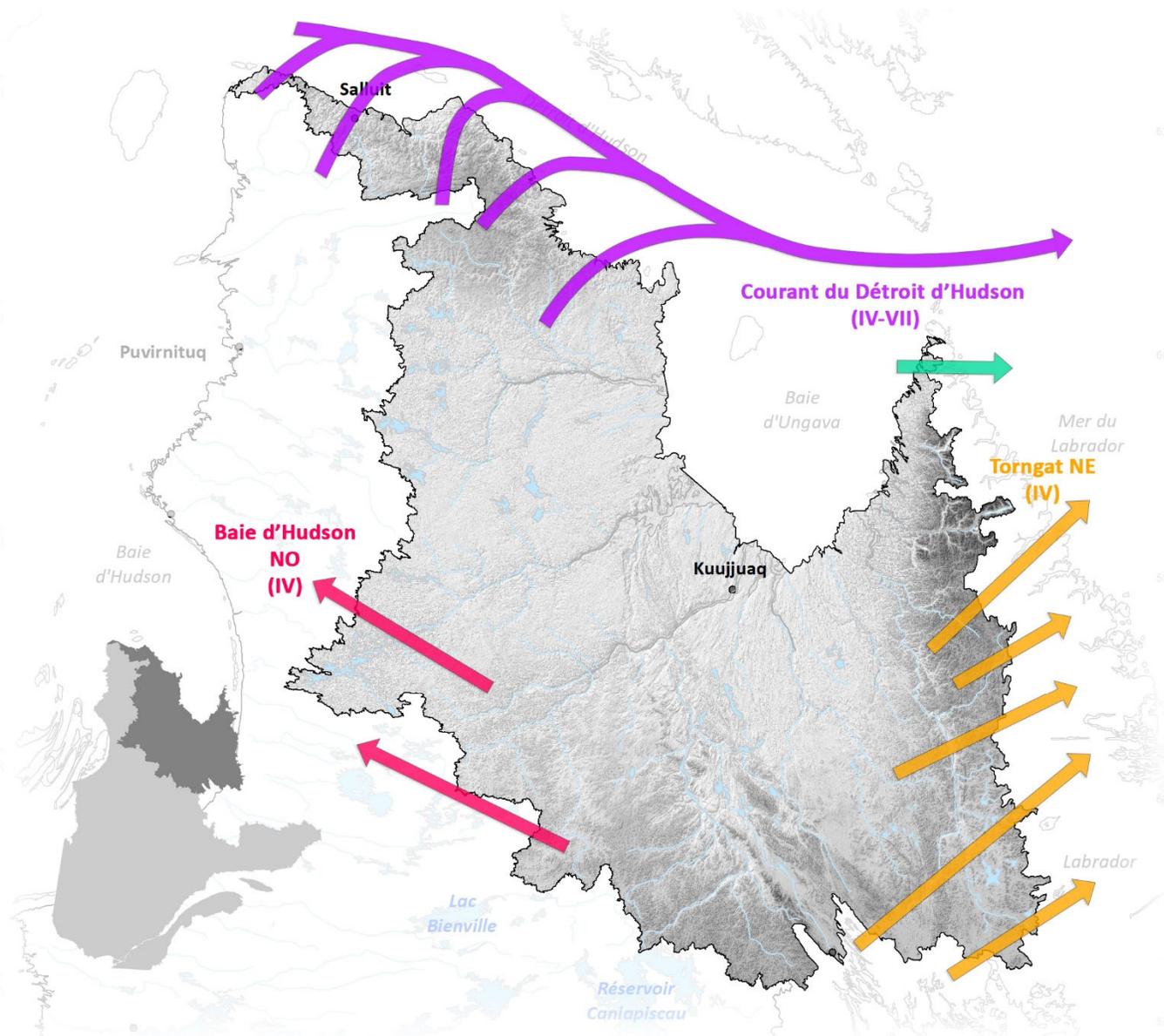


Figure 45 | Représentation des écoulements lors du DMG dans la région de la Baie d'Ungava.

### 10.4 Première phase de réorganisation des écoulements glaciaires post-DMG

Des formes superposées aux formes associées au Pléniglaciaire montrent que suivant le DMG, une ligne de partage des glaces bien définie s'est développée aux abords des Monts Torngat : ligne de partage Ancestrale du Labrador orientée dans un axe nord-sud

(Fig. 46; Dyke & Prest, 1987a). Ces formes montrent un écoulement vers le nord-est le long du flanc est des Monts Torngat et un écoulement vers l'ouest au niveau de la Rivière George (Allard et al., 1989; Rice et al., 2019; Dubé-Loubert et al., 2021).

Au sud-ouest de la Baie d'Ungava, une série de formes fuselées montrent un écoulement vers le nord qui ne semble pas être influencé par la topographie; un mouvement probablement précurseur à la déglaciation de la Baie d'Ungava (Fig. 46; Jansson et al., 2002). Ainsi, la partie nord de la région de la Baie d'Hudson était probablement encore sous l'influence du Courant de glace du Déroit d'Hudson durant ces épisodes de réorganisation.

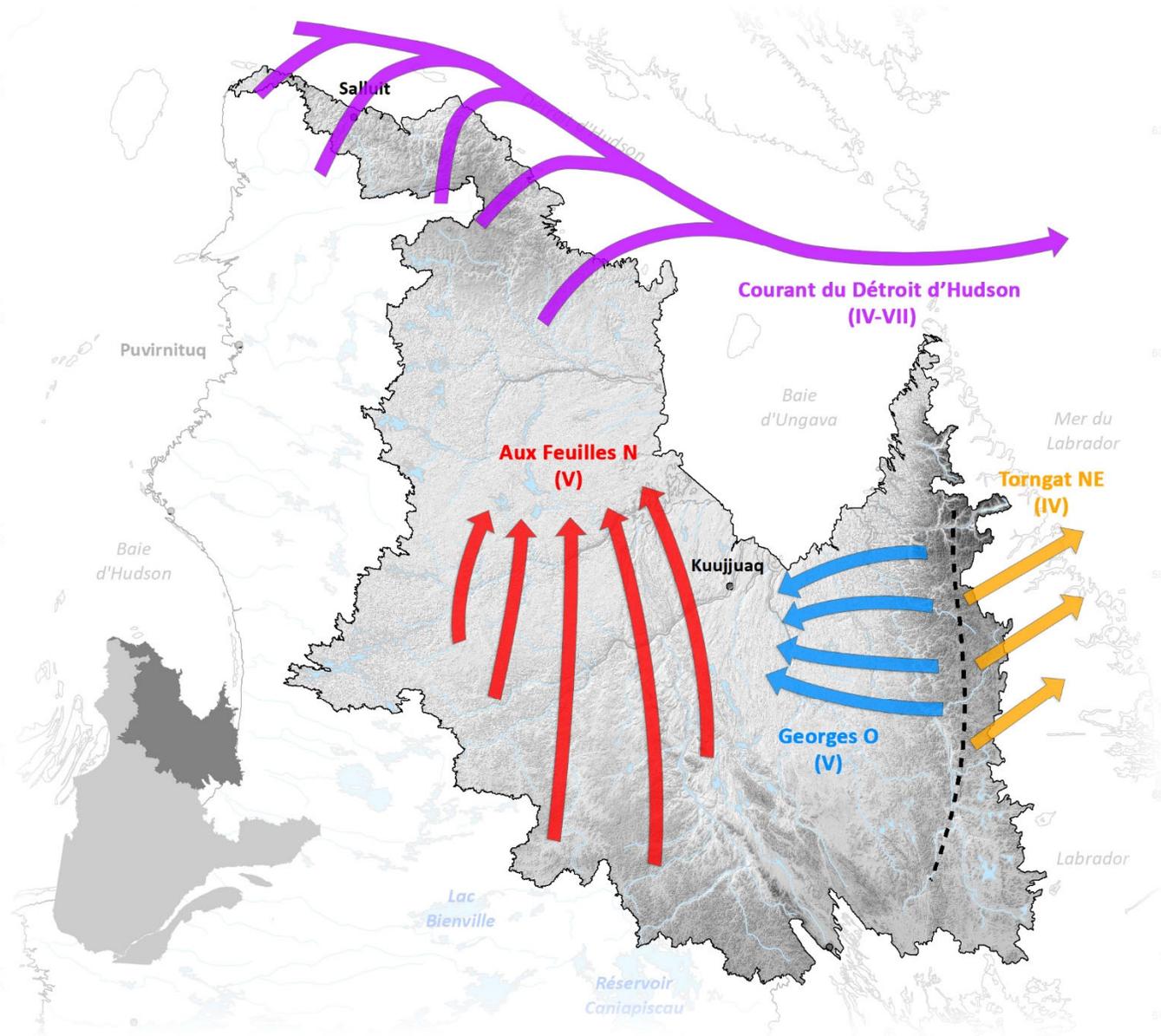


Figure 46 | Représentation des écoulements majeurs associés à la première phase de réorganisation de l'écoulement post-DMG. La ligne pointillée montre la position approximative de la ligne de partage Ancestrale du Labrador.

### 10.5 Deuxième phase de réorganisation des écoulements glaciaires post-DMG

Dans la partie ouest de l'Ungava, des séries de stries et formes fuselées orientées vers le sud-ouest montrent un mouvement post-DMG dirigé vers le sud-est de la Baie d'Hudson (Fig. 47; Prest et al., 1968; Bouchard & Marcotte, 1986; Parent & Paradis, 1994; Parent et al., 1995). Cette réorientation de l'écoulement glaciaire pourrait être en lien avec le développement d'un courant de glace ou une crue glaciaire (ang., *surge*) plus au sud, vers le Lac glaciaire Ojibway (p. ex., Veillette & Pomares, 1991; Parent et al., 1995; Veillette, 1995). Cette réorganisation indique aussi un déplacement de la ligne de partage de Payne et qui pourrait traduire une diminution de l'influence du Courant du Déroit d'Hudson sur la Péninsule d'Ungava et ainsi permettre une réorganisation de

l'écoulement au centre de la péninsule (c.-à-d., à l'ouest de la Baie d'Ungava), comme en témoigne les différentes formes orientées vers l'est et le sud-est.

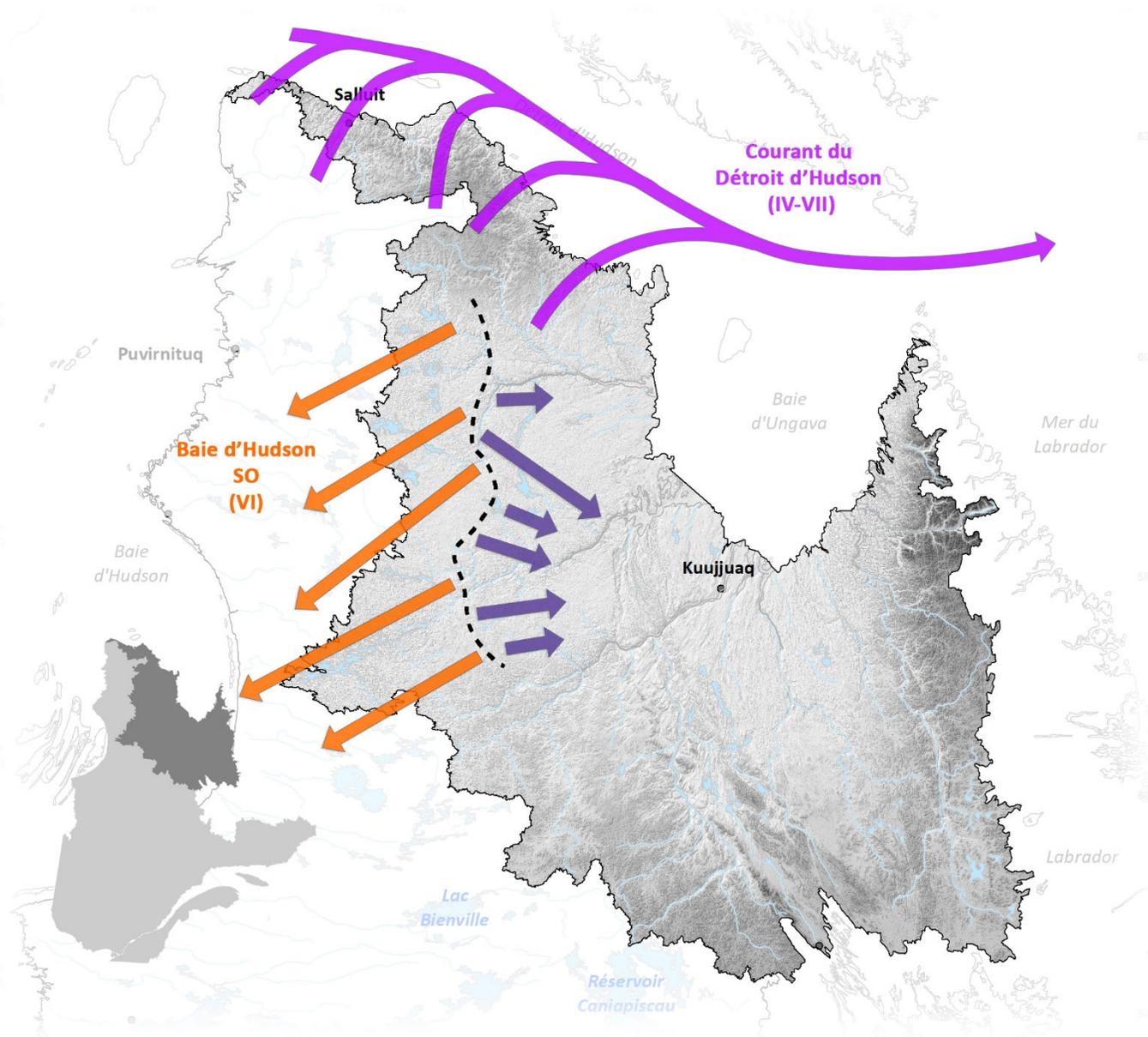


Figure 47 | Représentation des écoulements majeurs associés à la deuxième phase de réorganisation de l'écoulement post-DMG dans la région de la Baie d'Ungava.

### 10.6 Événement de Gold Cove

L'orientation de la majorité des formes fuselées sur le pourtour des basses-terres de la Baie d'Ungava indiquent un écoulement convergeant en forme d'entonnoir vers le nord (Fig. 48). Ces champs de formes fuselées ont été associées à l'écoulement derrière l'Événement de Gold Cove (Miller et al., 1988; Miller & Kaufman, 1990; Stravers et al., 1992; Kaufman et al., 1993; Manley, 1995; Jansson et al., 2002; Jansson et al., 2003) — un événement d'effondrement de la masse de glace se drainant dans la Baie d'Ungava (Veillette et al., 1999; Clark et al., 2000). Dans la partie nord-ouest de l'entonnoir, une grande concentration de formes fuselées indique la présence d'un courant de glace s'écoulant au-dessus de la Rivière Arnaud (Courant de glace de Payne; Margold et al., 2014; Dubé-Loubert et al., 2018a; Hébert, 2019). Il est fort possible que ce courant de glace soit aussi associé à l'événement de Gold Cove. La limite sud (amont) de ces écoulements glaciaires se terminent abruptement et viennent tronquer ou se superposer aux systèmes d'écoulements radial qui acheminait la glace vers la marge sud de l'Inlandsis laurentidien. Cette frontière en forme de U est communément appelée zone d'intersection en fer à cheval (ang., *Horseshoe Intersection Zone*; Fig. 48; Dyke & Prest,

1987a; Veillette et al., 1999; Dubé-Loubert et al., 2021) et elle marque la limite entre les écoulements convergents vers la baie d'Ungava et les autres écoulements vers le sud qui couvre une large partie du nord du Québec.

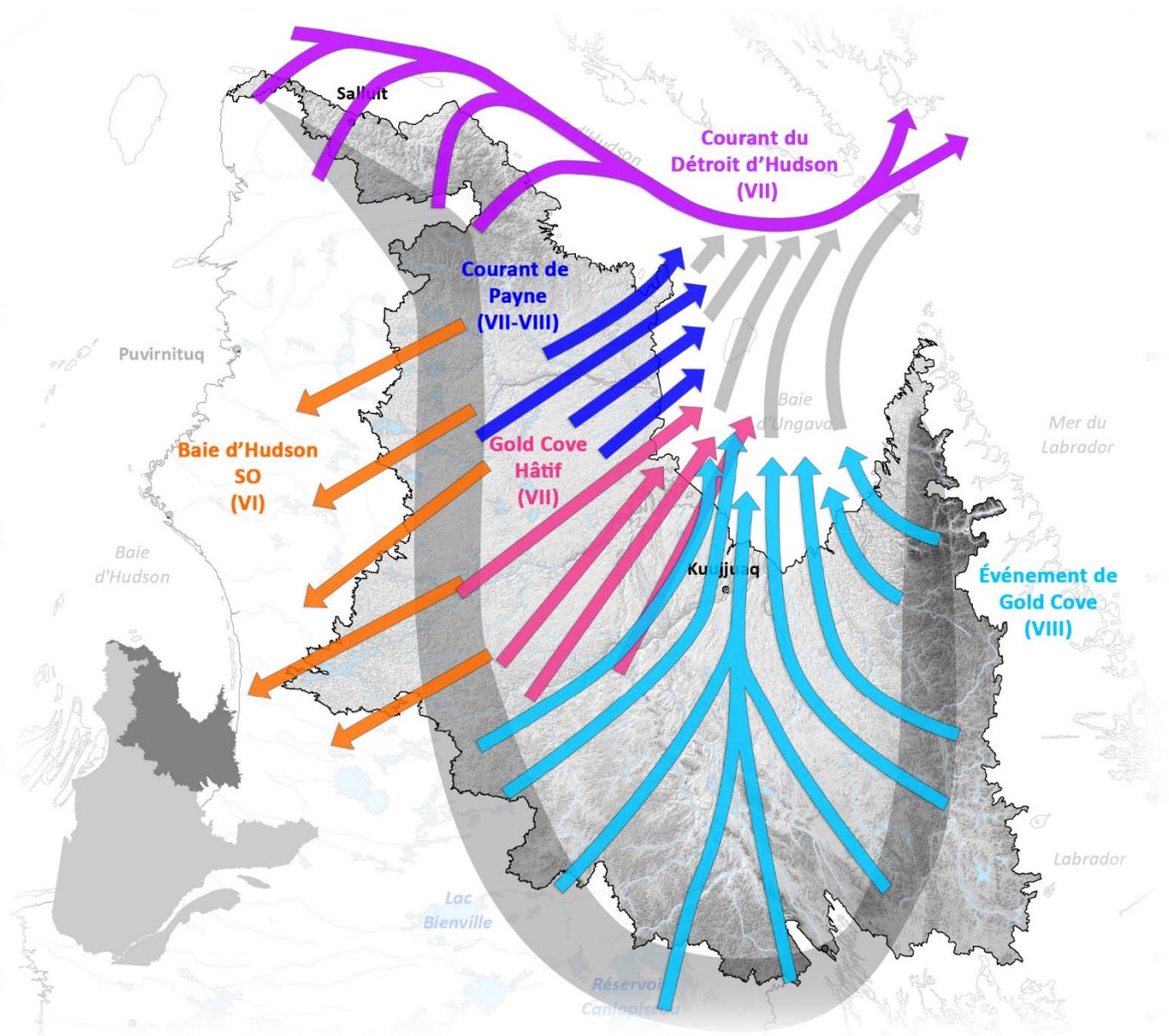


Figure 48 | Représentation des écoulements majeurs associés à l'événement de Gold Cove. La zone ombragée montre la position approximative de la Discordance en fer à cheval autour de la Baie d'Ungava.

### 10.7 Écoulements lors de la déglaciation

La déglaciation de la région de la Baie d'Ungava est marquée par un affaissement du profil de glace au-dessus de la Baie d'Ungava et d'un retrait progressif du front glaciaire vers la zone d'intersection en fer à cheval au sud de la baie (Dyke & Prest, 1987a; Dubé-Loubert et al., 2021) et vers la ligne de partage de Payne à l'intérieur de la péninsule (Fig. 49 ; Daigneault, 2008). Les différents écoulements ont donc été, durant la déglaciation finale, perpendiculaires au patron de retrait et de part et d'autre de cette ligne de partage et/ou de manière radiale autour des masses de glace résiduelles (Fig. 49 ; Ives, 1959, 1960a; Prest et al., 1968; Dyke & Prest, 1987a; Clark et al., 2000), soit : vers l'est et vers la Baie d'Ungava et le Détroit d'Hudson (Gray & Lauriol, 1985; Lauriol & Gray, 1987; Bruneau & Gray, 1997; Daigneault & Bouchard, 2004; Daigneault, 2008; Desiège et al., 2015; Roy et al., 2019) ; vers le nord et vers la Baie d'Ungava (Dubé-Loubert et al., 2021) ; et, vers l'est et les Monts Torngat (Rice et al., 2019, 2020; Dubé-Loubert et al., 2021).



Figure 49 | Représentation des écoulements majeurs associés à la déglaciation de la région de la Baie d'Ungava.

### 10.8 Formation de lacs glaciaires durant la déglaciation

Plusieurs études ont rapporté dans la région ceinturant la Baie d'Ungava la présence de formes de terrain typiques aux environnements glaciolacustres. En effet, le retrait de la marge glaciaire a bloqué la partie aval de nombreuses rivières se drainant dans la baie d'Ungava, occasionnant ainsi l'accumulation d'eau de fonte et le développement de plusieurs lacs proglaciaires lors de la déglaciation (Fig. 50 ; Ives, 1960b, a; Matthew, 1961; Barnett, 1963; Lauriol & Gray, 1987; Jansson, 2003; Dubé-Loubert & Roy, 2017; Brouard et al., 2019; Rice et al., 2019; Roy et al., 2019). Les plus importants sont les lacs Naskaupi et Maclean dans la région de la rivière George à l'est (Ives, 1960b, a; Jansson, 2003; Dubé-Loubert & Roy, 2017; Dubé-Loubert et al., 2018b; Rice et al., 2019), les lacs Caniapiscou et Minto dans le centre-ouest, et les lacs Nantais et Klotz sur la Péninsule de l'Ungava (Lauriol & Gray, 1987; Roy et al., 2019). Selon la modélisation réalisée pour la carte glaciaire, certains de ces bassins glaciolacustres comme celui du Lac Minto au sud de la baie, auraient pu être submergés par l'incursion marine postglaciaire de la Mer de Tyrrell, rendant difficile l'interprétation de certaines plages soulevées rapportées dans les travaux antérieurs (Lauriol & Gray, 1983, 1987).

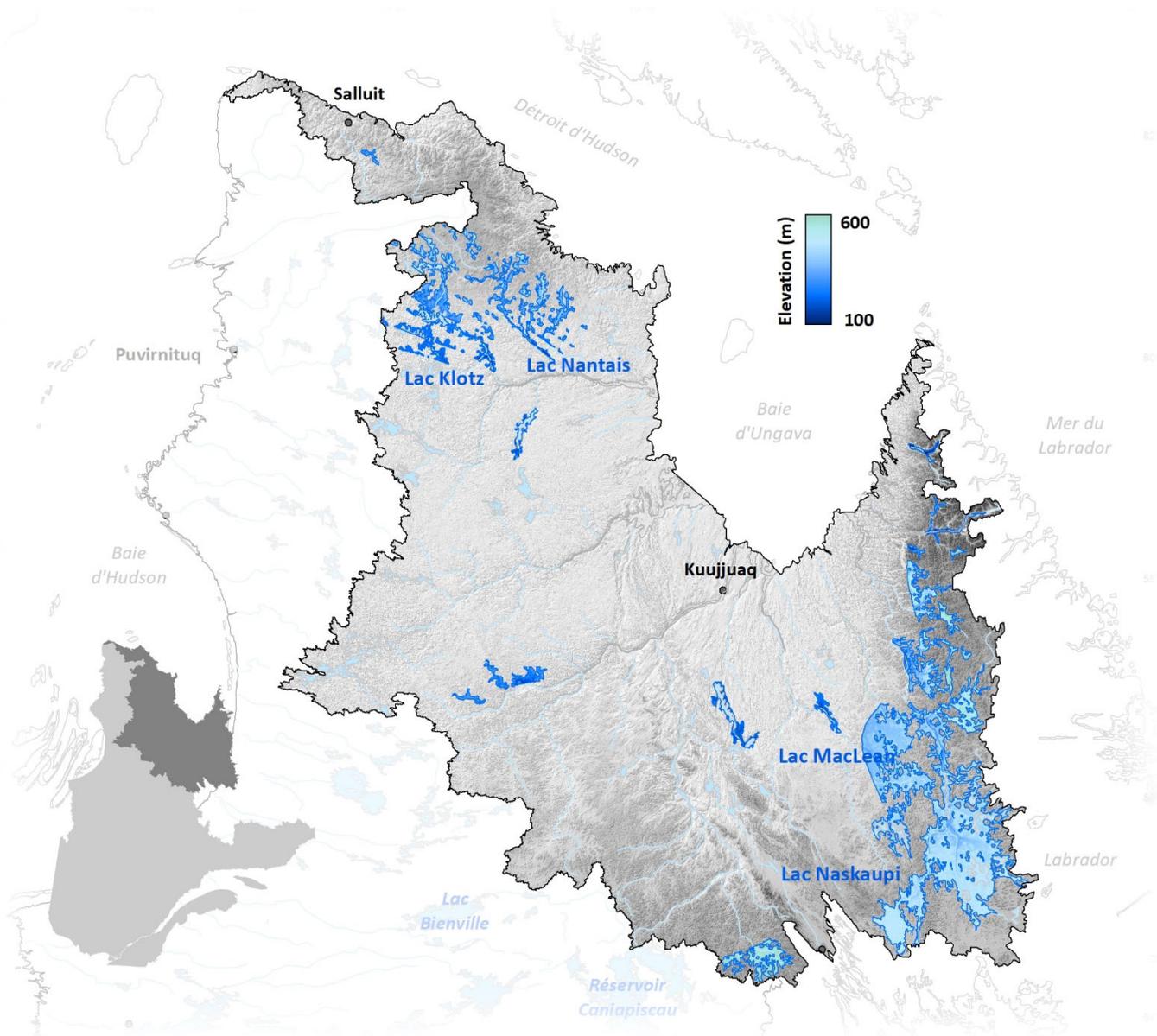


Figure 50 | Représentation de l'étendue composite des lacs glaciaires majeurs dans la région de la Baie d'Ungava.

### 10.9 Limite marine

Les basses terres ceinturant la Baie d'Ungava ont été entièrement submergées par les eaux de la Mer d'Iberville (Fig. 51 ; Laverdière, 1967; Dionne, 1972). L'élévation maximale de la limite marine varie sur le pourtour de la Baie d'Ungava, principalement en lien avec la présence de masses de glace rémanentes dans certains secteurs lors de la déglaciation et du patron régional de relèvement postglaciaire. Certaines variations, notamment sur la pointe nord de la Péninsule d'Ungava, sont probablement dues au fait que le Déroit d'Hudson a été libéré des glaces 2 000 à 3 000 ans avant régions côtières du sud de la Baie d'Ungava. La limite marine sur la pointe nord de la Péninsule d'Ungava dans le secteur des villages d'Ivujivik et de Salluit atteint 165-170 m (Gray et al., 1993; Daigneault, 2008). Sur la côte ouest de la Baie d'Ungava, la distribution des formes marines montre une augmentation de l'élévation de la limite marine passant de 110 m aux alentours de la localité de Quaqtuaq, au nord, à 192 m dans le secteur de la Rivière aux Feuilles, et à 195 m à la ville de Kuujuaq, au sud (Gray et al., 1993; Daigneault, 2008; Lefebvre-Fortier, 2020). Sur la côte est de la Baie d'Ungava, la limite marine augmente le long d'un axe nord-est sud-ouest : la Mer d'Iberville a submergé les terres jusqu'à environ 100 m d'élévation à l'embouchure de la rivière Georges (Allard et al., 1989; Dubé-Loubert & Roy, 2017; Dubé-Loubert et al., 2021) alors qu'elle a atteint 160 m dans la vallée de la rivière à la Baleine (Dubé-Loubert et al., 2021).

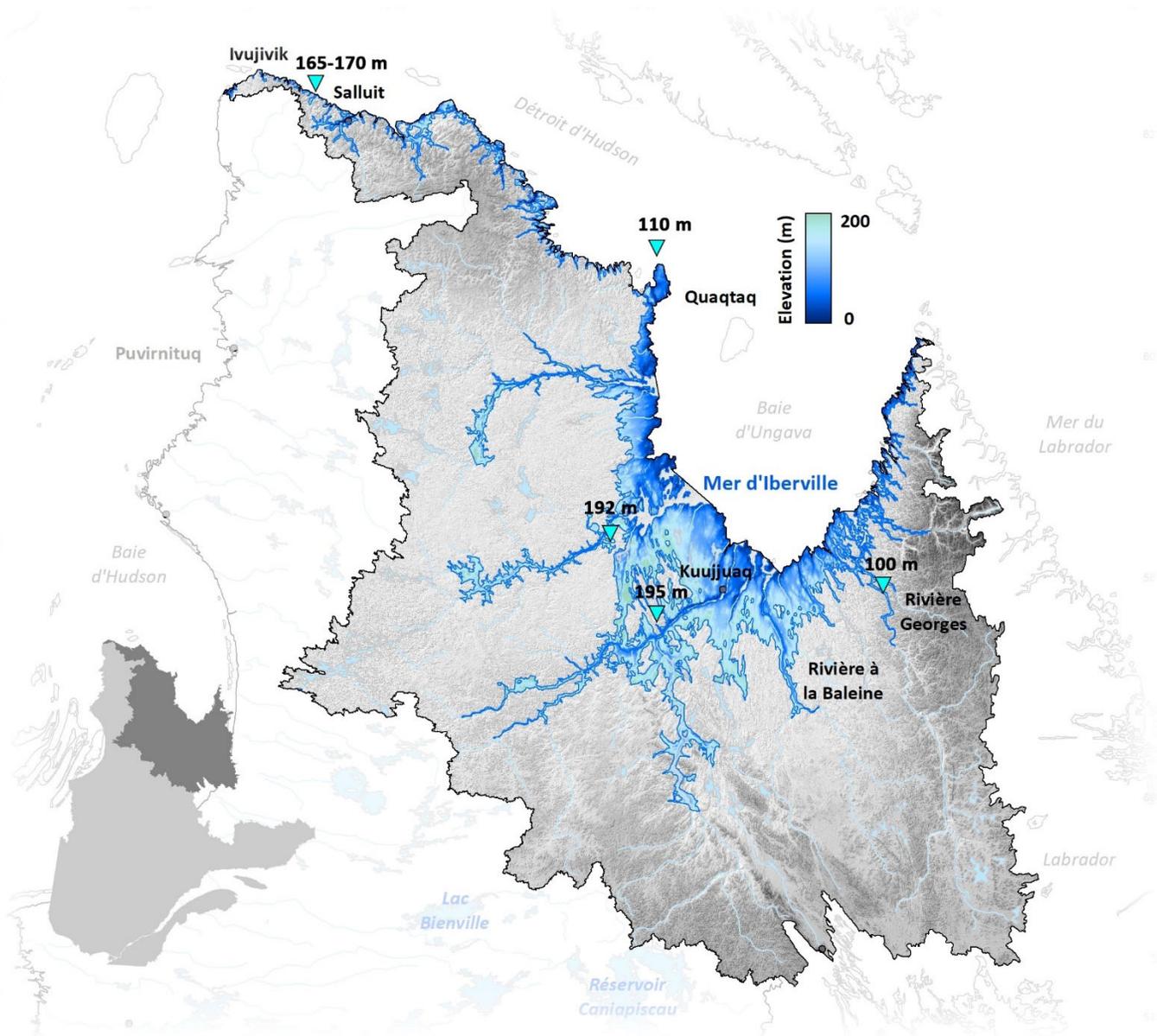


Figure 51 | Représentation de la limite marine modélisée et manuellement ajustée lorsque nécessaire dans la région de la Baie d'Ungava.

## 11. Conclusions

La création d'une nouvelle carte glaciaire couvrant la totalité du territoire québécois et qui prend en compte les avancées dans le domaine de la géologie glaciaire permet d'avoir pour la première fois en un demi-siècle, une synthèse, mise à jour, des connaissances sur les processus responsables de la mise en place des dépôts quaternaires et leur distribution spatiale sur le territoire Québécois. Nous présentons ici un résumé simplifié des grands sujets entourant les connaissances sur les divers écoulements glaciaires au Québec et les événements associés à la dernière glaciation dans le but de fournir des guides d'aide rapide à l'exploration minérale pour chacune des grandes régions physiographiques du Québec. Ces fiches, la carte glaciaire du Québec ainsi que la base de données cartographique (en format geodatabase ; .gdb) pourront donc servir d'outils facilement accessibles pour aider ou servir des ressources aux chercheurs, à l'industrie et aux décideurs qui travaillent dans des domaines connexes à la géologie glaciaire.

Aussi, les nouvelles données générées par la cartographie et l'analyse des formes (et microformes) orientées feront l'objet d'un article scientifique qui permettra de mettre en évidence l'avancée des connaissances sur l'évolution des calottes glaciaires quaternaire au Québec.

Finalement, la carte géomorphologique s'avèrera complémentaire à la nouvelle Carte des dépôts de surface de la province du Québec, récemment produite par l'Université du Québec à Montréal en collaboration avec le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (Brouard et al., 2020). Suivant le même canevas, ces cartes permettront donc aux utilisateurs d'avoir une vision globale et à jour des connaissances sur la géologie quaternaire du Québec.

## 12. Références

- Allard, G., Roy, M., Ghaleb, B., Richard, P.J.H., Larouche, A.C., Veillette, J.J., Parent, M. 2012. Constraining the age of the last interglacial–glacial transition in the Hudson Bay lowlands (Canada) using U–Th dating of buried wood. *Quaternary Geochronology* 7, 37-47, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.09.004>.
- Allard, M., Fournier, A., Gahé, E., Seguin, M.K. 1989. Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire* 43(3), 325-336, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032786ar>.
- Allard, M., Seguin, M.K. 1985. La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et Quaternaire* 39(1), 13-24, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032581ar>.
- Allard, M., Tremblay, G. 1979. Étude géomorphologique; parc national Forillon, Québec. *Contrat* 78-73, Parcs Canada, 1-449.
- Allard, M., Tremblay, G. 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 35(1), 105-125, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000382ar>.
- Anderson, T.W., Matthews, J.V., Mott, R.J., Richard, S.H. 1990. The Sangamonian Pointe-Fortune Site, Ontario-Québec Border. *Géographie physique et Quaternaire* 44(3), 271-287, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032829ar>.
- Andrews, J.T., Falconer, G. 1969. Late glacial and post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, Northwest Territories: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6(5), 1263-1276, <https://doi.org/10.1139/e69-126>.
- Antevs, E.V. 1925. Retreat of the Last Ice-sheet in eastern Canada. *Geological Survey of Canada, Memoir* 146, Canada Department of Mines, 1-142, <https://doi.org/10.4095/100850>.
- Balescu, S., Lamothe, M. 1994. Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews* 13(5), 437-444, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90056-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90056-6).
- Balescu, S., Lamothe, M., Auclair, M., Shilts, W.W. 2001. IRSL dating of Middle Pleistocene interglacial sediments from southern Quebec (Canada) using multiple and single grain aliquots. *Quaternary Science Reviews* 20(5), 821-824, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00013-5](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00013-5).
- Barnett, D.M. 1963. Former pro-glacial lake shorelines as indicators of the pattern of deglaciation of the Labrador/Ungava Peninsula. *McGill Sub-Arctic Research Papers* 15, 23-33.
- Bernier, F., Occhietti, S. 1991. Nouvelle séquence glaciaire antérieure aux Sédiments de Saint-Pierre, Sainte-Anne-de-la-Perade, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 45(1), 101-110, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032849ar>.
- Besré, F., Occhietti, S. 1990. Les Varves de Deschailons, les Rythmites du Saint-Maurice et les Rythmites de Leclercville, Pléistocène supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 44(2), 181-198, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032817ar>.
- Bilodeau, G. 1990. Environnements postglaciaires de la Baie d'Hudson par l'analyse micropaléontologique. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-165.
- Blais, A. 1989. Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Quebec. MSc. Carleton University, Ottawa, Ontario, Canada. 1-124. <https://curve.carleton.ca/19659968-3c3f-4bd0-8c53-33237c7844cf>
- Blais, A., Shilts, W.W. 1989. Surficial Geology of Saint-Joseph-De-Beauce map area, Chaudière River Valley, Quebec. In, *Current Research Part B, eastern and Atlantic Canada*. Geological Survey of Canada, Paper 89-1B, 137-142, <https://doi.org/10.4095/126578>.
- Boissonnault, P., Gwyn, Q.H.J. 1983. L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37(2), 197-204, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032514ar>.
- Boissonnault, P., Gwyn, Q.H.J., Morin, B. 1981. Le lac proglaciaire Memphrémagog: géologie, géomorphologie, archéologie (livret-guide d'excursion). *Bulletin de recherche* 55, Université de Sherbrooke, Département de Géographie, 1-40.
- Boissonneau, A.N. 1966. Glacial History of Northeastern Ontario: I. The Cochrane–Hearst Area. *Canadian Journal of Earth Sciences* 3(5), 559-578, <https://doi.org/10.1139/e66-040>.
- Bolduc, A.M., Liard, M. 2001. Dispersion glaciocédimentaire sur le piémont laurentien dans la région de Québec (Québec): des fragments de roches carbonatées sur le Bouclier canadien. *Geological Survey of Canada, Current Research (Online)* 2001-E8, 1-16, <https://doi.org/10.4095/212691>.
- Bouchard, M.A., LaSalle, P., Lamothe, M., Bouillon, J.-J., David, P.P. 1986. Pleistocene stratigraphy of northwestern Abitibi from boreholes and excavations at Selbaie Mines, Québec. In: *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, 11th Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, Ottawa, Ontario, Canada, 47-47,
- Bouchard, M.A., Marcotte, C. 1986. Regional Glacial Dispersal Patterns in Ungava, Nouveau-quebec. *Geological Survey of Canada, Paper* 86-1B, 295-304, <https://doi.org/10.4095/120655>.

- Bouchard, M.A., Martineau, G. 1985. Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22(10), 1536-1541, <https://doi.org/10.1139/e85-159>.
- Breckenridge, A., Lowell, T.V., Stroup, J.S., Evans, G. 2012. A review and analysis of varve thickness records from glacial Lake Ojibway (Ontario and Quebec, Canada). *Quaternary International* 260, 43-54, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.031>.
- Brodeur, D., Allard, M. 1985. Stratigraphie et Quaternaire de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39(2), 183-197, <https://doi.org/10.7202/032601ar>.
- Brouard, E., Dubé-Loubert, H., Roy, M. 2020. Carte des dépôts de surface : Province de Québec. Manuscrit Brut 202010PLAN001, 1 map, 1:2,500,000, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/MB202010/>.
- Brouard, E., Lajeunesse, P., Cousineau, P.A., Govare, É., Locat, J. 2016. Late Wisconsinan deglaciation and proglacial lakes development in the Charlevoix region, southeastern Québec, Canada. *Boreas* 45(4), 754-772, <https://doi.org/10.1111/bor.12187>.
- Brouard, E., Lajeunesse, P., Walter, J. 2021a. Cartographie des formations superficielles réalisée dans les territoires municipalisés de la Mauricie-Est. Manuscrit Brut MB 2021-11, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec, 1-80, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/MB202111/>.
- Brouard, E., Roy, M. In prep. A GIS-based approach to reconstructions of ice-margin chronologies for the last deglaciation of the Laurentide and Innuitian ice sheets. Université du Québec à Montréal, pp. 1-241.
- Brouard, E., Roy, M., Dubé-Loubert, H. 2019. The contribution of the glacial lakes of northeastern Quebec and Labrador (Canada) to the Early Holocene meltwater discharges. In: Abstract book for INQUA 2019, Dublin, Ireland, 1945-1945,
- Brouard, E., Roy, M., Godbout, P.-M., Veillette, J.J. 2021b. A framework for the timing of the final meltwater outbursts from glacial Lake Agassiz-Ojibway. *Quaternary Science Reviews* 274, 107269, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107269>.
- Bruneau, D., Gray, J.T. 1997. Écoulements glaciaires et déglaciation hâtive (ca 11 ka Bp ?) du nord-est de la péninsule d'Ungava, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34(8), 1089-1100, <https://doi.org/10.1139/e17-088>.
- Caron, O., Lamothe, M., Shilts, W.W. 2010. IRSL-dated glaciolacustrine Laurentide ice marginal positions in the Canadian southeastern Appalachians and the estimation of regional ice volume at the OIS3/OIS4 transition. In: Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs, Denver, Colorado, U.S.A., 75-75,
- Chapman, D.H. 1937. Late-glacial and postglacial history of the Champlain Valley. *American Journal of Science* s5-34(200), 89, <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-34.200.89>.
- Charbonneau, R., David, P.P. 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30(8), 1697-1707, <https://doi.org/10.1139/e93-148>.
- Chauvin, L., David, P.P. 1987. Dispersion glaciaire d'erratiques en Gaspésie centrale et ses applications. Étude 86-01, Gouvernement du Québec, Ministère de l'Énergie et des ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, 1-66, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/ET8601/ET8601.pdf>.
- Clark, C.D., Knight, J.K., Gray, J.T. 2000. Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 19(13), 1343-1366, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00098-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00098-0).
- Clark, P., Karrow, P.F. 1984. Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations. *GSA Bulletin* 95(7), 805-813, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<805:Lpwbw>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<805:Lpwbw>2.0.Co;2).
- Clément, P., Parent, M. 1977. Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 217-228, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000274ar>.
- Clet-Pellerin, M., Occhietti, S. 2000. Pleistocene palynostratigraphy in the St. Lawrence Valley and middle Estuary. *Quaternary International* 68-71, 39-57, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00031-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00031-8).
- Clet, M., Occhietti, S. 1996. La sous-séquence des sédiments de Saint-Pierre — rythmites du Saint-Maurice — Sables des Vieilles-Forges, Pléistocène supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50(3), 287-310, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/033101ar>.
- Cousineau, P.A., Poirier, B., Brouard, E., El Amrani, M., Roy, D.W., Walter, J., Lambert, M., Lajeunesse, P. 2014. Rapport final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans les territoires municipalisés de la Haute-Côte-Nord et de Charlevoix (Québec) entre 2012 et 2014. Manuscrit Brut Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec, 106 pp., <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/MB201402/>.
- Daigneault, R.-A., Prichonnet, G. 1988. Séquences varvaires du Lac Barlow et Moraine de Laverlochère : déglaciation tardive de la partie nord du lac Témiscamingue, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 42(2), 107-120, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032718ar>.
- Daigneault, R.A. 2008. Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. Geological Survey of Canada, Bulletin 533, 1-116, <https://doi.org/10.4095/224807>.
- Daigneault, R.A., Bouchard, M.A. 2004. Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 41(8), 919-938, <https://doi.org/10.1139/e04-048>.
- de Boutray, B., Hillaire-Marcel, C. 1977. Aperçu géologique du substratum et des dépôts meubles quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 207-215, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000273ar>.

- Desiège, P.A., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Normandeau, A., Ledoux, G., Guyard, H., Pienitz, R. 2015. Deglacial and postglacial evolution of the Pingualuit Crater Lake basin, northern Québec (Canada). *Geomorphology* 248, 327-343, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.023>.
- Diemer, J.A., Franzi, D.A. 1988. Aspects of the glacial geology of Keene and lower Ausable valleys, northeastern Adirondack Mountains, New York. In: Olmsted, J.F. (Ed.) 60th New York State Geological Association Annual Meeting, Field Trip, Plattsburgh, New York, U.S.A., 1-27, <https://www.nysga-online.org/guidebooks/by-year/>
- Dietrich, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Lajeunesse, P., Nutz, A., Deschamps, R., Roquin, C., Düringer, P. 2017. From outwash to coastal systems in the Portneuf–Forestville deltaic complex (Québec North Shore): Anatomy of a forced regressive deglacial sequence. *Sedimentology* 64(4), 1044-1078, <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/sed.12340>.
- Dietrich, P., Normandeau, A., Lajeunesse, P., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Nutz, A. 2020. Deltaic Complexes of the Québec North Shore. In: Slaymaker, O., Catto, N. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Eastern Canada*. Springer International Publishing, Cham, 245-258, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3_10).
- DiLabio, R.N.W. 1982. Wood in Quaternary Sediments near Timmins, Ontario. In, *Current Research, Part A*. Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, 433-434, <https://doi.org/10.4095/111338>.
- Dilabio, R.N.W., Miller, R.F., Mott, R.J., Coker, W.B. 1988. The Quaternary stratigraphy of the Timmins area, Ontario, as an aid to mineral exploration by drift prospecting. In, *Current research part C: Canadian Shield 88-1C*. Geological Survey of Canada, Paper, 61-65, <https://doi.org/10.4095/122616>.
- Dionne, J.-C. 1972. La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de géographie du Québec* 16(39), 483-487, <https://doi.org/10.7202/021086ar>.
- Dionne, J.-C. 1977. La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 31(1-2), 61-80, <https://doi.org/10.7202/1000055ar>.
- Dionne, J.-C. 1985. Observations sur le Quaternaire de la rivière Boyer, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39(1), 35-46, <https://doi.org/10.7202/032583ar>.
- Dionne, J.-C. 1986. Blocs de dolomie à stromatolites sur les rives de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 40(1), 93-98, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032626ar>.
- Dionne, J.-C. 1994. Les erratiques lointains de l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 48(2), 179-194, <https://doi.org/10.7202/032995ar>.
- Dionne, J.-C. 2001. Relative sea-level changes in the St. Lawrence Estuary from deglaciation to present day. In: Weddle, T.K., Retelle, M.J. (Eds.), *Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada*. Geological Survey of America Special Paper 351, Geological Society of America, 271-284, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2351-5.271>.
- Dionne, J.-C. 2002. Les erratiques de dolomie à Rivière-Blanche, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent : un indicateur de transport glaciaire et glacial. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39(8), 1239-1255, <https://doi.org/10.1139/e02-009>.
- Dionne, J.-C., Coll, D. 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. *Géographie physique et Quaternaire* 49(3), 363-380, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/033060ar>.
- Dionne, J.-C., Occhietti, S. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50(1), 5-34, <https://doi.org/10.7202/033072ar>.
- Dionne, J.-C., Richard, P.J.H. 2006. Origine, âge et taux d'accrétion verticale de la tourbière à paises de Blanc-Sablon, basse Côte-Nord, Golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 60(2), 199-205, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/016829ar>.
- Dubé-Loubert, H., Hébert, S., Roy, M. 2018a. Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D [moitié sud] et 24M [moitié nord]). RP 2018-04, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, 1-19, <https://diffusion.mern.gouv.qc.ca/public/biblio/Mono/2020/10/1242958.pdf>.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M. 2017. Development, evolution and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science* 32(8), 1121-1137, <https://doi.org/10.1002/jqs.2997>.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Allard, G., Lamothe, M., Veillette, J.J., Gajewski, K. 2013. Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 50(4), 379-396, <https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0065>.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J.M., Clark, P.U. 2018b. 10Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 191, 31-40, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.008>.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Veillette, J.J., Brouard, E., Schaefer, J.M., Wittmann, H. 2021. The role of glacial dynamics in the development of ice divides and the Horseshoe Intersection Zone of the northeastern Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Geomorphology* 387, 107777, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107777>.
- Dubois-Verret, M. 2015. *Géomorphologie quaternaire de l'Outaouais Québec: écoulements glaciaires et paléogéographie de la déglaciation*. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-159. <http://archipel.uqam.ca/7900/1/M13995.pdf>
- Dubois, J.-M.M. 1977. La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 229-246, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000275ar>.
- Dubois, J.-M.M., Dionne, J.-C. 1985. The Québec North Shore Moraine System: A major feature of Late Wisconsin deglaciation. In: Boms Jr., H.W., LaSalle, P., Thompson, W.B. (Eds.), *Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec*. Special Paper 197, Geological Society of America, 125-134, <https://doi.org/10.1130/SPE197-p125>.

- Dubois, J.M.M. 1979. Télédétection, cartographie et interprétation des fronts glaciaires sur la Côte-Nord du Saint-Laurent entre le lac Saint-Jean et le Labrador. *Bulletin de Recherche* 42, Université de Sherbrooke, Département de Géographie, 1-22.
- Dubois, J.M.M. 1980. Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du bouclier canadien : la moyenne côte nord du Saint-Laurent, Québec. PhD. Université d'Ottawa, Ottawa, Canada. 1-757. <http://hdl.handle.net/10393/8021>
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J. 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21(1), 9-31, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00095-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00095-6).
- Dyke, A.S., Prest, V.K. 1987a. Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41(2), 237-263, <https://doi.org/10.7202/032681ar>.
- Dyke, A.S., Prest, V.K. 1987b. Paleogeography of northern North America, 18 000 - 5 000 years ago. Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1703A, 11 maps, 1:5,000,000, <https://doi.org/10.4095/133927>.
- Elson, J.A. 1962. Pleistocene geology between Montreal and Covey Hill. In: Clark, T.H. (Ed.) *New England Intercollegiate Geological Conference 54th annual meeting, Guidebook*, Montreal, Quebec, Canada, 61-66,
- Elson, J.A. 1969. Radiocarbon dates, Mya arenaria phase of the Champlain Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6(3), 367-372, <https://doi.org/10.1139/e69-036>.
- Elson, J.A. 1987. West-southwest glacial dispersal of pillow-lava boulders, Philipsburg–Sutton region, Eastern Townships, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24(5), 985-991, <https://doi.org/10.1139/e87-095>.
- Ferland, P., Occhietti, S. 1990. L'Argile de La Pérade : nouvelle unité marine antérieure au Wisconsinien supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 44(2), 159-172, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032815ar>.
- Fleury, M. 2008. Paléogéographie quaternaire de la région de Saint-Michel-des-Saints : cartographie, stratigraphie et sédimentologie. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 151 pp. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/1700>
- Fournier, M. 1998. Stratigraphie des dépôts quaternaires et modalités de déglaciation au Wisconsinien supérieur dans le Charlevoix occidental. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-147.
- Franzi, D.A., Rayburn, J.A., Knuepfer, P.L., Cronin, T.M. 2007. Late Quaternary history of northeastern New York and adjacent parts of Vermont and Quebec. In: *70th Annual Reunion of the Northeast Friends of the Pleistocene Guidebook*, Plattsburgh, New York, U.S.A., 1-70, <http://www2.newpaltz.edu/fop/pdf/2007Guide.pdf>
- Gadd, N.R. 1955. Pleistocene Geology of the Becancour map-area, Quebec. PhD. University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, Illinois, U.S.A. 1-181. <https://geoscan.nrcan.gc.ca/starweb/geoscan/servlet.starweb?path=geoscan/fulle.web&search1=R=5152>
- Gadd, N.R. 1971. Surficial geology, central St.Lawrence Lowland, Quebec. Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1197A, 1:125,000, <https://doi.org/10.4095/108939>.
- Gadd, N.R. 1980. Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17(11), 1439-1453, <https://doi.org/10.1139/e80-152>.
- Gadd, N.R., McDonald, B.C., Shilts, W.W. 1972. Deglaciation of southern Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 71-47, Natural Resources Canada, 1-19, <https://doi.org/10.4095/102470>.
- Gagnon-Poiré, A., Lajeunesse, P., Normandeau, A., Francus, P., St-Onge, G., Nzekwe, O.P. 2018. Late-Quaternary glacial to postglacial sedimentation in three adjacent fjord-lakes of the Québec North Shore (eastern Canadian Shield). *Quaternary Science Reviews* 186, 91-110, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.013>.
- Godbout, P.-M. 2013. Géologie du quaternaire et hydrostratigraphie des dépôts meubles du bassin versant de la rivière Bécancour et des zones avoisinantes, Québec. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal. 218 pp. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/5603>
- Godbout, P.-M., Roy, M., Veillette, J.J. 2019. High-resolution varve sequences record one major late-glacial ice readvance and two drainage events in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Science Reviews* 223, 105942, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105942>.
- Godbout, P.-M., Roy, M., Veillette, J.J., Schaefer, J.M. 2017. Cosmogenic <sup>10</sup>Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research* 88(2), 265-276, <https://doi.org/10.1017/qua.2017.40>.
- Gonthier, N., d'Anglejan, B., Josenhans, H.W. 1993. Seismo-Stratigraphy and Sedimentology of Holocene Sediments off Grande Rivière de la Baleine, Southeastern Hudson Bay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 47(2), 147-166, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032945ar>.
- Govare, É. 1995. Géomorphologie et paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec, Canada. PhD. Université de Montréal, 481 pp.
- Govare, É., Gangloff, P. 1991. Les Dépôts lacustres d'obstruction de Saint-Placide, Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 45(2), 141-154, <https://doi.org/10.7202/032857ar>.
- Gratton, D., Gwyn, Q., Dubois, J.M. 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38(3), 229-242, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032565ar>.
- Gray, J.T., Lauriol, B. 1985. Dynamics of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula Interpreted from Geomorphological Evidence. *Arctic and Alpine Research* 17(3), 289-310, <https://doi.org/10.1080/00040851.1985.12004037>.
- Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D., Ricard, J. 1993. Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30(8), 1676-1696, <https://doi.org/10.1139/e93-147>.

- Hardy, L. 1976. Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James. PhD. McGill University, Montréal. 333 pp. <https://escholarship.mcgill.ca/concern/theses/4x51hk00r>
- Hardy, L. 1977. La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 261-273, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000277ar>.
- Hardy, L. 1982. La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire* 36(1-2), 51-61, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032469ar>.
- Haselton, G.M. 1970. Marine Beach Investigations in the Richmond Gulf area, eastern Hudson Bay, Quebec (Part of 34C). In, Report of Activities Part A, April To October 1970 70-1A. Geological Survey of Canada, Paper, 174-175, <https://doi.org/10.4095/105780>.
- Hébert, S. 2019. Géologie et dynamique glaciaire de la région de Kangirsuk, péninsule d'Ungava et l'apport de l'imagerie satellitaire de haute résolution à la cartographie Quaternaire. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-93. <https://www.bibliotheques.uqam.ca/archipel/archipel-13806.zip>
- Hemming, S.R. 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42(1), RG1005, 1043 pp., <https://doi.org/10.1029/2003rg000128>.
- Hénault-Tessier, M. 2006. L'influence des glaciations dans les zones de haute altitude de la Gaspésie septentrionale, Québec. MSc. Université de Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-171. [https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/bitstream/handle/1866/17620/Henault-Tessier\\_Maryse\\_2006\\_memoire.pdf?sequence=1&isAllowed=y](https://papyrus.bib.umontreal.ca/xmlui/bitstream/handle/1866/17620/Henault-Tessier_Maryse_2006_memoire.pdf?sequence=1&isAllowed=y)
- Héту, B. 1998. La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire* 52(3), 325-347, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/004832ar>.
- Héту, B., Gray, J.T. 1985. Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39(1), 47-66, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032584ar>.
- Héту, B., Gray, J.T. 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire* 54(1), 5-40, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/004831ar>.
- Hillaire-Marcel, C. 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie du Québec* 20(50), 185-220, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/021319ar>.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., Vincent, J.-S. 1981. Sakami moraine, Quebec: A 500-km-long moraine without climatic control. *Geology* 9(5), 210-214, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<210:Smqakm>2.0.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<210:Smqakm>2.0.Co;2).
- Hillaire-Marcel, C., Vincent, J.S. 1980. Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada. *Paléo-Québec* 11, 1-165, <https://recherches-autochtones.org/site/produit/stratigraphie-de-l-holocene-et-evolution-des-lignes-de-rivage-au-sud-est-de-la-baie-d-hudson-canada-1980-2/>.
- Hitchcock, E., Hitchcock Jr, E., Hager, A.D., Hitchcock, C.H. 1861. Report on the Geology of Vermont, Descriptive, Theoretical, Economical and Scenographical. Claremont Manufacturing Company, Claremont, New Hampshire, <https://dec.vermont.gov/geological-survey/publication-gis/vermont-geology/ReportOnGeologyOfVermont>.
- Hughes, O.L. 1965. Surficial Geology of Part of the Cochrane District, Ontario, Canada. In: Wright Jr, H.E., Frey, D.G. (Eds.), *International Studies on the Quaternary: Papers Prepared on the Occasion of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research* Boulder, Colorado, 1965. Special Paper 84, Geological Society of America, 535-565, <https://doi.org/10.1130/SPE84-p535>.
- Ives, J.D. 1959. The former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River valley McGill Sub-Arctic Research Papers 6, 9-44.
- Ives, J.D. 1960a. The deglaciation of Labrador-Ungava – An outline. *Cahiers de géographie du Québec* 4(8), 323-343, <https://doi.org/10.7202/020222ar>.
- Ives, J.D. 1960b. Former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava. *Geographical Bulletin* 14, 44-70.
- Jansson, K.N. 2003. Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193(3-4), 473-501, [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(03\)00262-1](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(03)00262-1).
- Jansson, K.N., Kleman, J., Marchant, D.R. 2002. The succession of ice-flow patterns in north-central Québec-Labrador, Canada. *Quaternary Science Reviews* 21(4), 503-523, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00013-0).
- Jansson, K.N., Stroeven, A.P., Kleman, J. 2003. Configuration and timing of Ungava Bay ice streams, Labrador-Ungava, Canada. *Boreas* 32(1), 256-262, <https://doi.org/10.1080/03009480310001146>.
- Kaufman, D.S., Miller, G.H., Stravers, J.A., Andrews, J.T. 1993. Abrupt early Holocene (9.9-9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology* 21(12), 1063-1066, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<1063:Aehkis>2.3.Co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1063:Aehkis>2.3.Co;2).
- Lajeunesse, P. 2000. Géomorphologie et géologie du Quaternaire de la région, de la rivière Nastapoka, côte est de la Baie d'Hudson. PhD. Université Laval, Québec, Québec, Canada. 1-239.
- Lajeunesse, P. 2008. Early Holocene deglaciation of the eastern coast of Hudson Bay. *Geomorphology* 99(1-4), 341-352, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.012>.

- Lajeunesse, P., Allard, M. 2003. Late Quaternary Deglaciation, Glaciomarine Sedimentation and Glacioisostatic Recovery in the Rivière Nastapoka Area, Eastern Hudson Bay, Northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 57(1), 65-83, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/010331ar>.
- Lajeunesse, P., Allard, M. 2005. Late Quaternary Deglaciation, Glaciomarine Sedimentation and Glacioisostatic Recovery in the Rivière Nastapoka Area, Eastern Hudson Bay, Northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 57(1), 65-83, <https://doi.org/10.7202/010331ar>.
- Lajeunesse, P., Dietrich, P., Ghienne, J.F. 2019. Late Wisconsinan grounding zones of the Laurentide Ice Sheet margin off the Québec North Shore (NW Gulf of St Lawrence). *Geological Society, London, Special Publications* 475(1), 241-259, <https://doi.org/10.1144/SP475.10>.
- Laliberté, S. 2006. Sedimentologie et stratigraphie d'un delta edifié dans un contexte de regression forcee: Exemple du delta de la riviere Sainte-Anne, Quebec, Canada. MSc. Université Laval, Québec, Québec, Canada. 1-94. [https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/thesescanada/vol2/002/MR17811.PDF?is\\_thesis=1&oclc\\_number=192052488](https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/thesescanada/vol2/002/MR17811.PDF?is_thesis=1&oclc_number=192052488)
- Lamarche, O., Hébert, S. 2019. Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Eastmain supérieure (SNRC 23D05, 23D06, 23D11, 23D12, 33A08 à 33A10). Rapport 2019-02, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, 1-21, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/RP201902/>.
- Lamarche, R.Y. 1974. Southeastward, Northward, and Westward Ice Movement in the Asbestos Area of Southern Quebec. *GSA Bulletin* 85(3), 465-470, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<465:SNAWIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<465:SNAWIM>2.0.CO;2).
- Lamothe, M. 1989. A New Framework for the Pleistocene Stratigraphy of the Central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 43(2), 119-129, <https://doi.org/10.7202/032764ar>.
- Lamothe, M. 1992. Pleistocene stratigraphy and till geochemistry of the Miramichi Zone, New Brunswick. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 433, Geological Survey of Canada, 1-58, <https://doi.org/10.4095/183878>.
- LaRocque, A., Gwyn, Q.J.H., Poulin, A. 1983a. Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des Rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37(1), 93-105, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032501ar>.
- LaRocque, G., Gwyn, Q.J.H., Poulin, A. 1983b. Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation du Haut Saint-François, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37(1), 85-92, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032500ar>.
- LaSalle, P. 1974. Géologie des dépôts meubles de la région de Québec. Dossier public 249, Ministère des Richesses naturelles, 1-9, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/DP249/>.
- LaSalle, P. 1985. Stratigraphie du quaternaire du Québec: une revue. Manuscrit Brut 85-11, Énergie et Ressources, Gouvernement du Québec, 1-70, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/MB8511/>.
- LaSalle, P. 1987. The Quebec City area. In: Lamothe, M. (Ed.), *Pleistocene Stratigraphy in the St-Lawrence Lowland and the Appalachians of Southern Québec: A Field Guide*. Collection Environment et Géologie 4, Ecole polytechnique (Montréal, Québec), section du génie de l'environnement, Université de Montréal, Département de géologie, Montréal, Québec, Canada, 52-71.
- LaSalle, P., Chapdelaine, C. 1990. Review of late-glacial and Holocene events in the Champlain and Goldthwait Seas areas and arrival of man in eastern Canada. In: Lasca, N.P., Donahue, J. (Eds.), *Archaeological Geology of North America*. Centennial Special Volume 4, Geological Society of America, 1-19, <https://doi.org/10.1130/DNAG-CENT-v4.1>.
- Lasalle, P., Elson, J.A. 1975. Emplacement of the St. Narcisse moraine as a climatic event in Eastern Canada. *Quaternary Research* 5(4), 621-625, [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90018-6).
- LaSalle, P., Hardy, L., Poulin, P. 1972. Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec. Rapport S 135, Ministère des Richesses naturelles du Québec, 1-8, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/S135/>.
- LaSalle, P., Martineau, G., Chauvin, L. 1977. Dépôts morainiques et stries glaciaires de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides. DPV 515, Ministère des Richesses naturelles du Québec, 1-22.
- LaSalle, P., Shilts, W.W. 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas* 22(1), 25-37, <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1993.tb00161.x>.
- Lauriol, B., Gray, J.T. 1983. Un lac glaciaire dans la région du lac Minto—Nouveau-Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20(9), 1488-1492, <https://doi.org/10.1139/e83-135>.
- Lauriol, B., Gray, J.T. 1987. The Decay and Disappearance of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula, Northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research* 19(2), 109-126, <https://doi.org/10.1080/00040851.1987.12002586>.
- Laverdière, C. 1967. Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, III. *Cahiers de géographie du Québec* 11(22), 102-107, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/020687ar>.
- Laverdière, C., Mailloux, A. 1956. Etat de nos connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut-Saguenay et du Lac-Saint-Jean. *Revue Canadienne de Géographie* 10, 201-220.
- Lebuis, J., David, P. 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 275-296, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000278ar>.
- Leduc, É. 2016. Le Quaternaire de la région du Saguenay-Lac Saint-Jean, Québec : cartographie, sédimentologie, modélisation de l'extention marie et paléogéographie. MSc. Univeristé du Québec à Montréal, Montreal (Québec, Canada). 208 pp. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/8587>
- Lee, H.A. 1960. Late Glacial and Postglacial Hudson Bay Sea Episode. *Science* 131(3413), 1609-1611, <http://www.istor.org/stable/1705384>.

- Lefebvre-Fortier, C. 2020. Chronologie et étendue de l'incursion de la mer d'iberville sur la côte ouest de la baie d'ungava: implications pour les modèles de déglaciation de l'inlandsis laurentidien. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-99. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/13973>
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography* 20(1), <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Locat, J. 1977. L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 297-306, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000279ar>.
- Lortie, G. 1976. Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et la Beauce, Québec. MSc. McGill University, Montréal, Québec, Canada. 1-219.
- Lortie, G., Martineau, G. 1987. Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec. DV 85-10, Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1-45, <https://gg.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/DV8510/>.
- Lowdon, J.A., Blake Jr, W. 1976. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI. Geological Survey of Canada, Paper 76-7, Energy, Mines and Resources Canada, 1-21, <https://doi.org/10.4095/102617>.
- Lowdon, J.A., Blake Jr, W. 1979. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII. Geological Survey of Canada, Paper 78-7, 1-20, <https://doi.org/10.4095/105213>.
- Manley, W.F. 1995. Late-glacial record of ice-sheet/ocean interactions, Hudson Strait and southern Baffin Island, eastern Canadian Arctic. PhD. University of Colorado, Boulder, Colorado, U.S.A. 1-262.
- Margold, M., Stokes, C.R., Clark, C.D., Kleman, J. 2014. Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps* 11(3), 380-395, <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.912036>.
- Martineau, G., Corbeil, P. 1983. Réinterprétation d'un segment de la moraine de Saint-Antonin, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37(2), 217-221, <https://doi.org/10.7202/032517ar>.
- Matthew, E.M. 1961. The glacial geomorphology and deglaciation of the George River basin and adjacent areas in northern Quebec. PhD. McGill University, Montreal, Canada. 17 pp. <https://escholarship.mcgill.ca/concern/theses/kd17cx947?locale=en>
- Matthews Jr, J.V., Smith, S.L., Mott, R.J. 1987. Plant Macrofossils, Pollen, and Insect Fossils of Arctic Affinity From Wisconsinan Sediments in Chaudière Valley, southern Quebec. In, *Current Research Part A. Geological Survey of Canada, Paper 87-1A*, 165-175, <https://doi.org/10.4095/122514>.
- McDonald, B.C. 1967. Pleistocene Events and Chronology in the Appalachian Region of Southeastern Québec, Canada. PhD. Yale University, New Haven, Connecticut, U.S.A. 1-161.
- McDonald, B.C. 1968a. Deglaciation and Differential Postglacial Rebound in the Appalachian Region of Southeastern Quebec. *The Journal of Geology* 76(6), 664-677, <http://www.jstor.org/stable/30066274>.
- McDonald, B.C. 1968b. Glacial and Interglacial Stratigraphy, Hudson Bay Lowland. In: Hood, P.J. (Ed.) *Earth Science Symposium On Hudson Bay*, Geological Survey of Canada, Paper 68-53, Ottawa, Ontario, Canada, 78-99, <https://doi.org/10.4095/102949>.
- McDonald, B.C., Shilts, W.W. 1971. Quaternary Stratigraphy and Events in Southeastern Quebec. *GSA Bulletin* 82(3), 683-698, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[683:QSAEIS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[683:QSAEIS]2.0.CO;2).
- Milette, S. 2013. Application d'un modèle numérique de terrain Lidar à l'étude des dépôts quaternaires et des lacs proglaciaires de la région du réservoir Gouin en Haute-Mauricie (Québec). MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec, Canada). 209 pp. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/6007>
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. 2019. Refining the glacial lake coverage of the southern Laurentide ice margin using Lidar-DEM based reconstructions: The case of Lake Obedjiwan in south-central Quebec, Canada. *Geomorphology* 342, 78-87, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.013>.
- Miller, G.H., Hearty, P.J., Stravers, J.A. 1988. Ice-sheet dynamics and glacial history of southeasternmost Baffin Island and outermost Hudson Strait. *Quaternary Research* 30(2), 116-136, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90018-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90018-X).
- Miller, G.H., Kaufman, D.S. 1990. Rapid fluctuations of the Laurentide Ice Sheet at the mouth of Hudson Strait: New evidence for ocean/ice-sheet interactions as a control on the Younger Dryas. *Paleoceanography* 5(6), 907-919, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/PA005i006p00907>.
- Morissette, A., Héту, B., Lajeunesse, P. 2020. Quaternary Heritage and Landscape in the Témiscouata–Madawaska Valley, Eastern Québec. In: Slaymaker, O., Catto, N. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Eastern Canada*. Springer International Publishing, 381-399, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3\\_17](https://doi.org/10.1007/978-3-030-35137-3_17).
- Normandeau, P.X. 2010. Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière et des régions avoisinantes, Québec. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal (Québec, Canada). 154 pp. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/3404>
- Occhietti, S. 1982. Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 36(1-2), 15-49, <https://doi.org/10.7202/032468ar>.
- Occhietti, S. 2001. Quaternary of the St. Lawrence Basin (Valley, Estuary and Gulf). In: Bhiry, N., Dionne, J.-C., Clet, M., Occhietti, S., Rondot, J. (Eds.), *Stratigraphy of the Pleistocene Units on Land and Below the St. Lawrence Estuary, and Deglaciation Pattern in Charlevoix*. 64th Annual Reunion of the North East Friends of the Pleistocene Field Guide, Québec City, Canada, 21-45.

- Occhietti, S. 2007. The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 61(2-3), 89-117, <https://doi.org/10.7202/038987ar>.
- Occhietti, S., Balescu, S., Lamothe, M., Clet, M., Cronin, T.M., Ferland, P., Pichet, P. 1996. Late Stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. *Quaternary Research* 45(2), 128-137, <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0015>.
- Occhietti, S., Chartier, H., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S., Harington, R. 2001a. Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 bp : le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire* 55(1), 23-46, <https://doi.org/10.7202/005660ar>.
- Occhietti, S., Long, B., Clet, M., Boespflug, X., Sabeur, N. 1995. Séquence de la transition Illinoien–Sangamonien : forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32(11), 1950-1964, <https://doi.org/10.1139/e95-149>.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, E., Harmand, D. 2001b. Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Quebec. In: Weddle, T.K., Retelle, M.J. (Eds.), *Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada*. Special Paper 351, Geological Society of America, 243-270, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2351-5.243>.
- Olejczyk, P., Gray, J.T. 2007. The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44(11), 1603-1625, <https://doi.org/10.1139/e07-039>.
- Osborne, F.F. 1951. Parc Des Laurentides Ice Cap and the Quebec Sea. *Le Naturaliste Canadien* 78(7-8), 222-251, <https://www.provancher.org/le-naturaliste-canadien/#1475521633474-8127baf5-e84a>.
- Painchaud, A., Dubois, J.M.M., Gwyn, Q.H.J. 1984. Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38(2), 93-111, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032545ar>.
- Parent, M. 1987. Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec. PhD. University of Western Ontario, London, Ontario. 1-320. <https://gg.mines.gouv.qc.ca/documents/EXAMINE/TH1456/TH1456.pdf>
- Parent, M., Beaumier, M., Paradis, S.J. 2002. A new high-potential target for diamond exploration in northern Québec PRO 2002-03, Ministère des Ressources naturelles, *Géologie Québec*, 1-4.
- Parent, M., Occhietti, S. 1988. Late Wisconsinan Deglaciation and Champlain Sea Invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 42(3), 215-246, <https://doi.org/10.7202/032734ar>.
- Parent, M., Occhietti, S. 1999. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 53(1), 117-135, <https://doi.org/10.7202/004859ar>.
- Parent, M., Paradis, S.J. 1994. Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. Geological Survey of Canada, Open File 2643, Geological Survey of Canada, 1-48, <https://doi.org/10.4095/194043>.
- Parent, M., Paradis, S.J., Boisvert, É. 1995. Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32(12), 2057-2070, <https://doi.org/10.1139/e95-159>.
- Parent, M., Paradis, S.J., Boivin, R. 2010. Formations superficielles: légende et notes descriptives – 1 : 50 000 à 1 : 250 000, version 11. Geological Survey of Canada, 1-10.
- Peltier, W.R., Argus, D.F., Drummond, R. 2015. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G\_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120(1), 450-487, <https://doi.org/10.1002/2014jb011176>.
- Prest, V.K. 1970. Quaternary geology of Canada. In: Douglas, R.J.W. (Ed.), *Geology and economic minerals of Canada*. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, Canada Department of Energy, Mines and Resources, 675-764, <https://doi.org/10.4095/106155>.
- Prest, V.K., Grant, D.R., Rampton, V.N. 1968. Glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1253A, 1:5,000,000, <https://doi.org/10.4095/108979>.
- Prichonnet, G. 1977. La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire* 31(3-4), 323-345, <https://doi.org/10.7202/1000281ar>.
- Prichonnet, G., Beaudry, L.M. 1990. Évidences d'un écoulement glaciaire sud, antérieur à l'écoulement sud - Ouest du Wisconsinien supérieur, région de Chapais, Québec. In: *Current Research Part C, Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, Paper 90-1C, 331-338, <https://doi.org/10.4095/131270>.
- Prichonnet, G., Martineau, G., Bisson, L. 1984. Les dépôts quaternaires de la région de Chibougamau, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 38(3), 287-304, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032569ar>.
- Putt, M.M., Bell, T., Batterson, M.J., Smith, J.S. 2010. Late Wisconsinan ice-flow history on the tip of the Northern Peninsula, Northwestern Newfoundland. In: *Current Research. Report 10-1*, Government of Newfoundland and Labrador, Department of Natural Resources, Geological Survey,, 171-182, <https://www.gov.nl.ca/iet/files/mines-geoscience-publications-currentresearch-2010-putt-bell-batterson-smith.pdf>.
- Rappol, M. 1989. Glacial History and Stratigraphy of Northwestern New Brunswick / Évolution glaciaire et stratigraphie du nord-ouest du Nouveau-Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire* 43(2), 191-206, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032769ar>.
- Rayburn, J.A. 2004. Deglaciation of the Champlain Valley, New York and Vermont and its possible effects on North Atlantic climate change. PhD. Binghamton University, Binghamton, New York, U.S.A. 1-158.

- Rayburn, J.A., Franzi, D.A., Knuepfer, P.L.K. 2007. Evidence from the Lake Champlain Valley for a later onset of the Champlain Sea and implications for late glacial meltwater routing to the North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246(1), 62-74, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.027>.
- Rémillard, A.M., Héту, B., Bernatchez, P., Bertran, P. 2012. The Drift des Demoiselles on the Magdalen Islands (Québec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a Late Wisconsinan glacial diamict. *Canadian Journal of Earth Sciences* 50(5), 545-563, <https://doi.org/10.1139/cjes-2011-0115>.
- Retty, J.A. 1944. Région de la Romaine inférieure, Comté de Saguenay. Rapport Géologique 19, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1-32, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/RG019/RG019.pdf>.
- Rice, J.M., Ross, M., Paulen, R.C., Kelley, S.E., Briner, J.P. 2020. A GIS-based multi-proxy analysis of the evolution of subglacial dynamics of the Quebec-Labrador ice dome, northeastern Quebec, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 45(13), 3155-3177, <https://doi.org/10.1002/esp.4957>.
- Rice, J.M., Ross, M., Paulen, R.C., Kelley, S.E., Briner, J.P., Neudorf, C.M., Lian, O.B. 2019. Refining the ice flow chronology and subglacial dynamics across the migrating Labrador Divide of the Laurentide Ice Sheet with age constraints on deglaciation. *Journal of Quaternary Science* 34(7), 519-535, <https://doi.org/10.1002/jqs.3138>.
- Richard, P.J.H., Occhietti, S. 2005. 14C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research* 63(3), 353-358, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.02.003>.
- Ross, M., Parent, M., Benjumea, B., Hunter, J. 2006. The late Quaternary stratigraphic record northwest of Montréal: regional ice-sheet dynamics, ice-stream activity, and early deglacial events. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43(4), 461-485, <https://doi.org/10.1139/e05-118>.
- Roy, M., Dell'Oste, F., Veillette, J.J., de Vernal, A., Hélie, J.F., Parent, M. 2011. Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews* 30(5-6), 682-692, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.008>.
- Roy, M., Hemming, S.R., Parent, M. 2009. Sediment sources of northern Québec and Labrador glacial deposits and the northeastern sector of the Laurentide Ice Sheet during ice-rafting events of the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 28(27-28), 3236-3245, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.008>.
- Roy, M., Lévesque, M.A., Dubé-Loubert, H., Schaefer, J., Brouard, E., Dunlop, P. 2019. The Development, Configuration and Chronology of the Ice-Dammed Lakes of the Ungava Peninsula Northern Quebec, Canada) during the Last Deglaciation. In: Abstract Book for INQUA 2019, Dublin, Ireland, 1244-1244,
- Roy, M., Veillette, J.J., Daubois, V., Ménard, M. 2015. Late-stage phases of glacial Lake Ojibway in the central Abitibi region, eastern Canada. *Geomorphology* 248, 14-23, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.026>.
- Sauvé, P., LaSalle, P. 1968. Notes sur la géologie glaciaire de la région de Manic 2. *Naturaliste Canadien* 95(6), 1293-1300, <https://www.provancher.org/le-naturaliste-canadien/#1475521633474-8127baf5-e84a>.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews* 25(17-18), 2059-2081, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.002>.
- Shilts, W.W. 1970. Indicator Studies : Pleistocene Geology, Lac Mégantic Region, Quebec. In, Report of Activities Part A, April To October 1970. Geological Survey of Canada, Paper, 185-186, <https://doi.org/10.4095/105791>.
- Shilts, W.W. 1973. Glacial Dispersal of Rocks, Minerals, and Trace Elements in Wisconsinan Till, Southeastern Quebec, Canada. In: Black, R.F., Goldthwait, R.P., Willman, H.B. (Eds.), *The Wisconsinan Stage*. Memoir 136, Geological Society of America, 189-219, <https://doi.org/10.1130/MEM136-p189>.
- Shilts, W.W. 1981. Surficial geology of the Lac Mégantic area, Québec. Geological Survey of Canada, Memoir 397, 1-102, <https://doi.org/10.4095/109357>.
- Shilts, W.W., Caron, O., Lamothe, M. 2007. Late Pleistocene glaciation and deglaciation in the Beauce area, from Saint-Georges to Vallée-Jonction. In: Corriveau, L., Clark, T. (Eds.), 99th Annual Meeting of the New England Intercollegiate Geological Conference, Friends of the Grenville, and Association québécoise des Sciences de la Terre, Guidebook for Field Trips in Southern Quebec, Québec, Québec, Canada, 53-79,
- Shilts, W.W., Caron, O.J. 2019. Glacial history reflected by geochemically constrained stratigraphic sections in the Chaudière River drainage basin of the Canadian Appalachians. *Quaternary Research* 91(1), 234-249, <https://doi.org/10.1017/qua.2018.19>.
- Shilts, W.W., Smith, S.L. 1986. Stratigraphic Setting of Buried Gold-Bearing Sediments, Beauceville area, Quebec. In, Current Research Part B. Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, 271-278, <https://doi.org/10.4095/120652>.
- Simard, J., Occhietti, S., Robert, F. 2003. Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec). *Géographie physique et Quaternaire* 57(2-3), 189-204, <https://doi.org/10.7202/011313ar>.
- Skinner, R.G. 1973. Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario. Geological Survey of Canada, Bulletin 225, Geological Survey of Canada, 1-77, <https://doi.org/10.4095/100702>.
- Stanley, G.M. 1939. Raised beaches on east coast of James and Hudson Bays. In: Abstracts of the Geological Society of America, December meeting at Minneapolis (12-2), GSA Bulletin 50, Minneapolis, Minnesota, U.S.A., 1936-1937, <https://doi.org/10.1130/GSAB-50-1899>.
- Stewart, D.P., MacClintock, P. 1969. The surficial geology and Pleistocene history of Vermont. Bulletin 31, Vermont Geological Survey and Department of Water Resources, 1-251, [https://dec.vermont.gov/sites/dec/files/geo/bulletins/Stewart\\_1969sm.pdf](https://dec.vermont.gov/sites/dec/files/geo/bulletins/Stewart_1969sm.pdf).

- Stravers, J. A., Miller, G.H., Kaufman, D.S. 1992. Late glacial ice margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29(5), 1000-1017, <https://doi.org/10.1139/e92-083>.
- Terasmae, J. 1960. Contributions To Canadian Palynology No. 2. Geological Survey of Canada, Bulletin 56, Geological Survey of Canada, 1-41, <https://doi.org/10.4095/100565>.
- Terasmae, J., Hughes, O.L. 1960. Glacial Retreat in the North Bay Area, Ontario. *Science* 131(3411), 1444-1446, <https://doi.org/10.1126/science.131.3411.1444>.
- Thorleifson, L.H., Wyatt, P.H., Shilts, W.W., Nielsen, E. 1992. Hudson Bay lowland Quaternary stratigraphy: Evidence for early Wisconsinan glaciation centered in Quebec. In: Clark, P.U., Lea, P.D. (Eds.), *The Last Interglacial-Glacial Transition in North America*. Special Paper 270, Geological Society of America, 207-221, <https://doi.org/10.1130/SPE270-p207>.
- Tremblay, G. 1971. Glaciation et déglaciation dans la région Saguenay - Lac-Saint-Jean, Québec, Canada. *Cahiers de géographie du Québec* 15(36), 467-494, <https://doi.org/10.7202/020982ar>.
- Tremblay, G. 1974. Géologie du Quaternaire, Régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi, Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-Ouest. Dossier Public 236, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1-100, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/dp236/DP236.pdf>.
- Tremblay, G. 1975. Géologie du Quaternaire: Région de Sept-Iles/Port-Cartier. Dossier Publique 304, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 1-43, <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/dp304/DP304.pdf>.
- Tremblay, T. 2008. Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec. MSc. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada. 1-224. <http://archipel.uqam.ca/id/eprint/1814>
- Trottier, A.-P., Brouard, E., Lajeunesse, P., Normandeau, A. 2021. The morphosedimentary record of glacial to postglacial environmental changes in fjord-lake Mékinac and adjacent areas (southeastern Canadian Shield). *Geomorphology* 376, 107565, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107565>.
- Turcotte, P.L., Bouchard, M.A., Chauvin, L. 1989. Stratigraphie du Pléistocène de la région de Thetford Mines-Asbestos, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 43(2), 131-146, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032765ar>.
- Veillette, J., Nixon, F. 1984. Sequence of Quaternary Sediments in the Bélanger Sand Pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. *Géographie physique et Quaternaire* 38(1), 59-68, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032536ar>.
- Veillette, J.J. 1982. Ice-flow patterns, Lake Temiscaming area, Quebec. Geological Survey of Canada, Open File 841, 1:667,000, <https://doi.org/10.4095/129653>.
- Veillette, J.J. 1983a. Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 37(1), 67-84, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032499ar>.
- Veillette, J.J. 1983b. Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative. In, *Current research, part A*. Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, 187-196, <https://doi.org/10.4095/119520>.
- Veillette, J.J. 1988. Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire* 42(1), 7-31, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/032706ar>.
- Veillette, J.J. 1989. Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario. In: DiLabio, R.N.W., Coker, W.B. (Eds.), *Drift prospecting*. Geological Survey of Canada, Paper 89-20, 139-154, <https://doi.org/10.4095/127369>.
- Veillette, J.J. 1994. Evolution and paleohydrology of glacial Lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews* 13(9), 945-971, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791\(94\)90010-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791(94)90010-8).
- Veillette, J.J. 1995. New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec. In, *Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, Current Research 1995-C, Natural Resources Canada, 249-258, <https://doi.org/10.4095/202924>.
- Veillette, J.J. 1997. Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire* 51(2), 141-161, <https://doi.org/10.7202/033115ar>.
- Veillette, J.J. 2004. Ice-Flow Chronology and Palimpsest, Long-Distance Dispersal of Indicator Clasts, North of the St. Lawrence River Valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire* 58(2-3), 187-216, <https://doi.org/10.7202/013138ar>.
- Veillette, J.J., Cloutier, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Geological Survey of Canada, "A" Series Map 1804A, 1:250,000, <https://doi.org/10.4095/192420>.
- Veillette, J.J., Dyke, A.S., Roy, M. 1999. Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews* 18(8), 993-1019, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00076-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00076-6).
- Veillette, J.J., McClenaghan, M.B. 1996. Sequence of glacial ice flows in Abitibi-Timiskaming; implications for mineral exploration and dispersal of calcareous rocks from the Hudson Bay Basin, Quebec and Ontario. Geological Survey of Canada, Open File 3033, 1:500,000, <https://doi.org/10.4095/205756>.
- Veillette, J.J., Paradis, S.J., Buckle, J. 2005. Bedrock and surficial geology of the general area around Rouyn-Noranda, Quebec and Ontario. In: Bonham-Carter, G. (Ed.), *Metals in the environment around smelters at Rouyn-Noranda, Quebec, and Belledune, New Brunswick: Results and conclusions of the GSC MITE Point Sources Project*. Geological Survey of Canada, Bulletin 584, Natural Resources Canada, 1-16, <https://doi.org/10.4095/221131>.
- Veillette, J.J., Pomares, J.S. 1991. Older Ice Flows in the Matagami - Chapais area, Quebec. In, *Current Research, Part C, Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, 143-148, <https://doi.org/10.4095/132569>.

- Veillette, J.J., Roy, M. 1995. The spectacular cross-striated outcrops of James Bay, Quebec. In, Canadian Shield. Geological Survey of Canada, Current Research 1995-C, Natural Resources Canada, 243-248, <https://doi.org/10.4095/202923>.
- Vincent, J.-S., Hardy, L. 1977. L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. Géographie physique et Quaternaire 31(3-4), 357-372, <https://doi.org/https://doi.org/10.7202/1000283ar>.
- Wilson, M.E. 1918. Timiskaming County, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 103, Canada Department of Mines, 1-197, <https://doi.org/10.4095/101670>.
- Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J.C., Sampson, C.C., Kanae, S., Bates, P.D. 2017. A high-accuracy map of global terrain elevations. Geophysical Research Letters 44(11), 5844-5853, <https://doi.org/10.1002/2017gl072874>.