



Université du Québec
à Rimouski

**COMPORTEMENT DES ÉCOULEMENTS
HYDROGÉOLOGIQUES ET AMORCE DE CHENAUX DANS
UNE SÉQUENCE DE FLYSCH DANS LE CONTEXTE
PARAGLACIAIRE DU NORD DE LA GASPÉSIE, CANADA**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en géographie
en vue de l'obtention du grade de maître sciences (M.Sc.)

PAR

© **Chloé Chouinard**

(9 juin 2023)

Composition du jury :

Thomas Buffin-Bélanger, président du jury, Université du Québec à Rimouski

Francis Gauthier, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Jean-Michel Lemieux, examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial le 2 novembre 2022

Dépôt final le 9 juin 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Francis Gauthier, pour sa confiance, son aide et son soutien dans toutes les étapes de mon projet de recherche. Son accompagnement m'a permis de me dépasser et d'évoluer sur le plan académique, mais également sur le plan personnel.

J'exprime également ma reconnaissance envers Thomas Buffin-Bélanger (UQAR) et Jean-Michel Lemieux (Université Laval), pour avoir accepté de composer le jury de mon mémoire, ainsi que pour le partage de leurs réflexions et leurs précieux commentaires.

Je remercie Thomas Buffin-Bélanger et Gwenaëlle Chaillou (UQAR) d'avoir soutenu financièrement l'aménagement des puits d'observation à mon site d'étude et l'instrumentation de ceux-ci par l'entremise des Projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) en Gaspésie.

Je remercie Christian Dupuis (Université Laval) pour ses instruments et son soutien technique sur le terrain pour les diagraphies de puits, ainsi que pour son support dans l'analyse et l'interprétation des résultats.

Je remercie Richard Martel (INRS) pour avoir fourni le matériel pour la réalisation des essais hydrauliques.

Je tiens aussi à remercier John Molson (Université Laval) pour son temps et son précieux soutien dans la modélisation hydrogéologique. Sans avoir été au centre de mon projet, les modélisations réalisées à partir des données de mon site d'étude ont fait évoluer mes hypothèses et ma réflexion.

Mes derniers remerciements vont aux étudiants et aux professionnels de recherches du LGGRM pour leur aide dans la réalisation de mes travaux sur le terrain, mais particulièrement à Corentin Stevenot pour avoir consacré un temps précieux à cet aspect.

AVANT-PROPOS

Aux quatre coins du monde, la présence de versants rocheux dans un paysage peut être à la fois honorée d'un point de vue esthétique et crainte sur le plan de la sécurité. En dépit de l'aspect majestueux des versants rocheux, ils viennent bien souvent avec un lot d'aléas potentiels, tels que les avalanches et les glissements rocheux. Avec ses parois rocheuses s'élevant jusqu'à une centaine de mètres, le nord de la Gaspésie n'y échappe pas. Les chutes de pierres et les chutes de blocs de glace y sont coutumes. Des travaux de recherche sont en cours pour mieux comprendre la dynamique géomorphologique des versants nord-gaspésiens, en se concentrant principalement sur les facteurs météorologiques. Mais qu'en est-il du rôle des écoulements hydrogéologiques dans les massifs rocheux à proximité des parois ? Ces mêmes écoulements font résurgence dans des formes d'érosion en amphithéâtre sur les parois rocheuses et constituent la source de la formation des glaces de parois. Ici, nous parlons bien des glaces qui se décrochent des parois et dévalent les talus lors du dégel printanier. Pour l'instant, nous n'en savons rien ! Nous ne pouvons même pas expliquer la présence de résurgence ponctuelle d'eau souterraine sur les parois rocheuses nord-gaspésiennes. Peut-être en saurons-nous davantage après une caractérisation du système d'écoulements hydrogéologiques en amont des zones de résurgence. Du moins, c'est la quête que je poursuis dans le cadre de mon projet de recherche.

RÉSUMÉ

Cette étude a pour but de mieux comprendre le comportement des écoulements hydrogéologiques dans une séquence de flysch à proximité d'une paroi rocheuse naturelle, ainsi que la dynamique géomorphologique associées aux zones de résurgence dans le contexte géologique et climatique nord-gaspésien. Pour ce faire, nous avons (1) analysé le gradient hydraulique à l'approche d'une paroi rocheuse et (2) caractérisé les propriétés et la structure de l'aquifère rocheux. Le site d'étude choisi pour l'acquisition de données est une encoche d'érosion dans laquelle l'eau souterraine fait résurgence sur un escarpement rocheux située à Gros-Morne dans le nord de la Gaspésie. Quatre puits d'observation ont été forés à proximité de la paroi rocheuse, en amont de la zone de résurgence, et ont été instrumentés avec des enregistreurs de niveau d'eau. Les fluctuations du niveau de l'eau souterraine ont été suivies en continu de juin 2019 à décembre 2020. De plus, des essais à choc hydraulique entre obturateurs et des diagraphies de puits (*televiwer* optique, diamètreur, rayonnement gamma, susceptibilité magnétique) ont été réalisés dans les puits pour caractériser l'aquifère rocheux. Dans cet optique, des relevés structuraux ont aussi été réalisés directement sur la paroi en y accédant par descente en rappel, ce qui offre une perspective unique. Les résultats obtenus montrent que le gradient hydraulique est plus faible vers la zone de résurgence que vers la paroi de part et d'autre et que la perméabilité du massif rocheux tend à augmenter à l'approche de la paroi rocheuse. Aucun contraste significatif de conductivité hydraulique n'a été identifié à partir des données acquises dans les puits. Avec la structure relativement homogène du massif rocheux due à la forte densité de discontinuités observées en surface et dans les puits, il semble peu probable qu'une convergence d'écoulements souterrains puisse expliquer l'occurrence de résurgence dans des encoches dans le contexte cette étude. Dans l'ensemble, les résultats nous ont amenés à proposer un modèle conceptuel pour expliquer l'interaction entre les écoulements hydrogéologiques et l'évolution géomorphologique des parois rocheuses dans le contexte géologique et climatique du nord de la Gaspésie basé sur une dynamique paraglaciale.

Mots clés : résurgence d'eau souterraine, hydrogéologie, paroi rocheuse, flysch, géomorphologie paraglaciale, rabattement de nappe

ABSTRACT

This study aims to better understand the behavior of hydrogeological flow path in a flysch rock mass near a natural rock face and the geomorphological dynamics associated with spring occurrence in the geological and climatic conditions of northern Gaspésie. To achieve this, we (1) analyzed the hydraulic gradient near a rock face and (2) characterized the hydraulic et structural features of the rock aquifer. The study site chosen for the data acquisition is an erosion notch in which groundwater seeps on the rock face located near Gros-Morne in northern Gaspésie. Four observation wells were drilled near the rock face upstream of the spring in the notch and were instrumented with water level loggers. Groundwater level fluctuations were monitored continuously from June 2019 to December 2020. Furthermore, packer slug tests and well logging (optical televiewer, caliper, gamma ray, magnetic susceptibility) were performed in the wells to characterize the rock aquifer. For the same purpose, structural surveys were also carried out directly on the rock face by abseiling down which offers a unique point of view. The results obtained show that the hydraulic gradient is lower towards the spring in the notch than towards the rock face on either side and that the permeability of the rock mass tends to increase when approaching the rock face. No significant hydraulic conductivity contrasts were identified from the data acquired in the wells. With the relatively homogeneous structure at the scale of the rock mass due to the high density of discontinuities observed on the rock face and in the wells, it seems unlikely that a convergence of groundwater flow can explain the occurrence of seepage in notches in the context this study. Overall, the results led us to propose a conceptual model to explain the interaction between hydrogeological flow and the geomorphological evolution of rock faces in the geological and climatic context of northern Gaspésie based on paraglacial dynamics.

Keywords: groundwater spring, hydrogeology, rock face, flysch, paraglacial geomorphology, water table drawdown

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	viii
AVANT-PROPOS.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
ABSTRACT.....	xv
TABLE DES MATIÈRES.....	xvii
LISTE DES TABLEAUX.....	xix
LISTE DES FIGURES.....	xxi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxvi
LISTE DES SYMBOLES.....	xxviii
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
CHAPITRE 1 État des connaissances.....	4
1.1 MODELES GENERAUX D'ÉVOLUTION DES VERSANTS.....	4
1.2 DYNAMIQUE PARAGLACIAIRE DES PENTES ROCHEUSES.....	6
1.3 HYDROGÉOLOGIE DU ROC FRACTURE.....	11
1.3.1 Impact de la saturation en eau sur la stabilité des pentes rocheuses.....	12
1.4 INTERACTION ENTRE LES ÉCOULEMENTS HYDROGÉOLOGIQUES ET LE MILIEU ROCHEUX.....	14
1.4.1 Processus érosifs.....	15
1.4.2 Modélés.....	18
CHAPITRE 2 Comportement des écoulements hydrogéologiques et amorce de canaux dans une séquence de flysch : un cas d'étude du nord de la Gaspésie, Canada.....	26
2.1 RESUME DE L'ARTICLE.....	26

Comportement des écoulements hydrogéologiques et amorce de chenaux dans une séquence de flysch : un cas d'étude du nord de la Gaspésie, Canada	28
2.2 INTRODUCTION.....	28
2.3 REGION D'ETUDE.....	32
2.3.1 Site d'étude	35
2.4 METHODOLOGIE	37
2.4.1 Caractérisation du massif rocheux	38
2.4.2 Propriétés hydrauliques.....	42
2.4.3 Suivi piézométrique	43
2.5 RESULTATS	44
2.5.1 Caractérisation du massif rocheux	44
2.5.2 Propriétés hydrauliques.....	50
2.5.3 Suivi piézométrique	54
2.6 DISCUSSION.....	60
2.6.1 Comportement des écoulements hydrogéologiques.....	60
2.6.2 Influence du milieu rocheux fracturé sur la dynamique hydrogéologique	62
2.6.3 Comparaison avec les modèles	65
2.6.4 Modèle conceptuel de développement d'une zone de résurgence sur une paroi rocheuse	68
2.7 CONCLUSIONS	73
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	75
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	79
ANNEXE I	86
ANNEXE II.....	87

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Paramètres spatiaux des puits aménagés et élévations de nappe observées.	54
---	----

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Développement d'une pente par le recul parallèle d'une face rocheuse à partir d'une face verticale fraîchement exposée par un mouvement de faille jusqu'à une face convexe recouverte par un talus de débris. Illustration tirée de Wood (1942).4
- Figure 2. Schémas des étapes de développement des entonnoirs; (A) vue coupe de la paroi rocheuse montrant trois étapes successives la chute d'un bloc et l'effondrement des surplombs, (B) vue de face de la paroi rocheuse après cinq effondrements successifs des surplombs et (C) vue du haut de l'entonnoir. Illustration tirée de Rapp (1960).....5
- Figure 3. Conditions de contraintes pour la formation de joints parallèle à la surface dans les pentes abruptes où la contrainte de gravité qui agit parallèlement à la pente est élevée (σ_1 illustre la contrainte principale et σ_3 illustre la contrainte secondaire). Illustration tirée de McColl (2010).7
- Figure 4. Modèle conceptuel de développement d'un talus pendant et après la déglaciation. Illustration tirée de Wilson (2005).....8
- Figure 5. Comparaison entre la forme (A) d'une cicatrice de glissement rocheux avec suintement datant de 1965 en Colombie-Britannique (Donati et al., 2020) et (B) d'une encoche avec résurgence d'eau souterraine sur une paroi rocheuse située à Gros-Morne dans le nord de la Gaspésie (trait noir et blanc).9
- Figure 6. (a) Sommaire des conditions préparatoires des instabilités de pentes rocheuses paraglaciaires. (b) Comparaison du dommage subie par une pente rocheuse et (c) déplacement horizontal de la pente relatif à un point d'observation commun durant un cycle glaciaire complet pour le modèle de prédictions purement mécanique (M) de cycles glaciaires, en combinaison avec l'érosion de la vallée du dernier maximum glaciaire (M erosion), les effets thermomécaniques à long-terme (TM), les effets thermomécaniques incluant les cycles de température saisonniers (TMc), les changements de niveau d'eau souterraine à long-terme induit par les cycles glaciaires (HM), et les changement de niveau d'eau souterraine induit par les cycles glaciaires en parallèle avec les fluctuations saisonnières de la nappe (HMc). Illustration tirée de Grämiger et al. (2020).....10

Figure 7. Pressions d'eau pouvant agir dans les plans de ruptures (U) : (a) pression uniforme sur le plan de glissement pour un niveau de nappe élevé dû à un drainage défaillant à la base de la pente et la saturation en eau de fissures se traduit par un effet de tension (V) et (b) pression triangulaire sur le plan de glissement pour un niveau de nappe sous les fractures de tension. Illustration tirée de Wyllie et Mah (2004). 13

Figure 8. Contextes de résurgences d'eau souterraine. Illustration tirée de Ashley (2017). 15

Figure 9. Diminution de la résistance au cisaillement engendrée par le suintement le long d'une discontinuité affectant le facteur de sécurité globale et pouvant entraîner l'instabilité de blocs. Illustration tirée de Jaboyedoff et al. (2004). 17

Figure 10. Vue en plan des perturbations du gradient hydraulique et directions d'écoulement d'eau souterraine qui entraînent le recul préférentiel des zones de résurgence pour former un réseau de drainage. (a) Concentration d'écoulement à la limite ayant subi une perturbation par un agent d'érosion externe. (b) Concentration d'écoulement causée par une rupture par un suintement local due à une hétérogénéité lithologique. (c) Accentuation de l'effet de convergence des lignes d'écoulement vers les zones de résurgence ayant pénétré dans le milieu rocheux par recul local de la marge. Des vallées affluentes se forment en réponse à des perturbations secondaires des écoulements par les mêmes facteurs géométrique ou hydrogéologique aux marges issues d'un recul primaire. La convergence vers les zones de résurgence en tête des vallées provoque une divergence d'écoulement entre les vallées. Illustration tirée de Dunne (1990). 19

Figure 11. Schéma qui illustre les principales étapes de formation de karst pocket valley dans le contexte de Nullarbor Plain, au Sud de l'Australie. Illustration tirée de Lipar et Ferk (2015). 21

Figure 12. Modèle conceptuel de propagation d'un conduit. A) évolution du conduit vue en section longitudinale verticale, B) vue en plan horizontal de la propagation de l'extrémité du conduit et C) évolution du conduit vue en coupe transversale verticale. L'astérisque montre la position originale du proto-conduit. Illustration tirée de Bruthans et al. (2012). 22

Figure 13. Modèle d'évolution de falaise par *fracture-guided uderground erosion* et désintégration interne de la falaise. Illustration tirée et modifiée de Duszyński et al. (2016). 23

Figure 14. Enchaînement général des interactions eau-roche à la base du roc par les écoulements hydrogéologiques et qui forment une boucle de rétroaction positive. 24

Figure 15. Localisation de la zone d'étude, du site d'étude instrumenté (GM) et de la station météorologique Cap Madeleine (CapMad) d'Environnement Canada. Les routes numérotées sont identifiées.....	33
Figure 16. Zones de résurgence sur les parois rocheuses nord-gaspésiennes (A) dans une encoche en amphithéâtre à La Martre, (B) dans une cicatrice d'éboulement récent (juin 2008) à La Martre et (C) dans une encoche en amphithéâtre à Ruisseau-à-Rebours (photos de mai 2018).....	35
Figure 17. Paroi rocheuse avec résurgence du site étudié (GM) avec la position de la zone de résurgence, des relevés structuraux et des points d'observations sur la paroi de chaque côté de l'encoche en amphithéâtre.	36
Figure 18. Topographie du site d'étude (GM) et position des quatre puits (P1 à P4) par rapport à l'apex de la paroi (trait noir) et à la zone de résurgence (trait bleu) dans l'encoche.	38
Figure 19. Position relative des six lignes de relevé structural d'une longueur de 2 m chacune réalisées sur la paroi, au centre de l'amphithéâtre, (A) dans la partie sèche, au-dessus de la résurgence et (B) dans la partie supérieure de la résurgence.....	39
Figure 20. Exemples de blocs instables et de discontinuités ouvertes observées en descendant en rappel sur la paroi rocheuse de chaque côté de la zone de résurgence. A, B, et C à l'est et D à l'ouest de la zone de résurgence.	41
Figure 21. Diagrammes stéréographiques montrant les pôles des discontinuités relevées sur la paroi, montrant (A) les plans de litage avec le plan moyen (22/206) et (B) les fractures et les veines avec les contours associés à la concentration des pôles.	46
Figure 22. Profils du diamètre et images à haute résolution des parois de puits avec les tadpoles représentant l'orientation des structures identifiées sur les images pour les puits P4, P1 et P3.	48
Figure 23. Profils du diamètre, du rayonnement gamma total et de la susceptibilité magnétique obtenus avec les diagraphies des puits P4, P1 et P3, avec les différentes unités lithologiques identifiées sur la base de ces diagraphies et les types de turbidites caractéristiques des différentes unités identifiées.....	50
Figure 24. Logarithme de la conductivité hydraulique du roc fracturé obtenue pour chaque intervalle de 1,60 m testé avec les essais à choc hydraulique entre obturateurs dans les quatre puits.	51

Figure 25. Conductivités hydrauliques obtenues par intervalles de 1,6 m dans les puits P4, P1 et P3 superposées aux unités lithologiques identifiées avec les diagraphies de puits.	53
Figure 26. Représentation du niveau moyen, maximal et minimal de la nappe dans les quatre puits par rapport à la distance de l’apex général de la paroi ($x = 0$). Les puits P2 et P4, situés à une distance transversale de 108 m et 45 m respectivement du plan perpendiculaire à la paroi et vis-à-vis la zone de résurgence, sont projetés en 2D. La hauteur de la résurgence, une interpolation du niveau d’eau relativement au niveau moyen dans chaque puits et un profil topographique perpendiculaire à la paroi vis-à-vis la zone de résurgence sont également représentés.	56
Figure 27. Séries temporelles de données de températures et de précipitations de la station météorologique de Cap Madeleine (Environnement Canada) et de l’élévation de la nappe dans les quatre puits d'observation.	59
Figure 28. Modèle conceptuel d’écoulement d’eau souterraine à proximité d’une paroi rocheuse avec développement d’une zone de résurgence en trois stades : (t_1) déglaciation, (t_2) dégradation du roc (t_3) développement d’instabilités et mouvement de masse.	69

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

H	Charge hydraulique
K	Conductivité hydraulique
LGGRM	Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne
m	Mètres
mm	Millimètres
m/s	Mètres par seconde
PACES	Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines
OTV	<i>Optical televiewer</i>

LISTE DES SYMBOLES

°	Degré
Δ	Delta – différence
σ	Sigma – contrainte mécanique

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. PROBLEMATIQUE

Le nord de la péninsule gaspésienne est bordé par un escarpement rocheux longeant l'estuaire du St-Laurent. Les parois atteignent un peu plus de 100 m de hauteur à certains endroits. Ces versants rocheux donnent lieu à divers types de mouvements de terrains (glissements superficiels, coulées de débris, glissements rocheux, chutes de pierre) pouvant compromettre la sécurité des usagers de la routes 132 (Birien & Gauthier, 2022; Boulet et al., 2022; Gauthier et al., 2020; Laliberté et al., 2022). Bien que certaines mesures de mitigation soient déjà en place dans le secteur, la gestion efficace et préventive des risques à long terme nécessite de bien comprendre les facteurs aggravants et déclencheurs de ces aléas. Considérant que les pics d'occurrence de chutes de pierres et de glissements rocheux surviennent lors d'événements de précipitations de forte intensité et lors du dégel printanier (Birien & Gauthier, 2022; Laliberté et al., 2022), soit des périodes de recharge rapide de la nappe, le comportement des eaux souterraines à proximité des parois rocheuses doit être investigué. De plus, le gel de l'eau des résurgences sur les parois en hiver mène à la formation de carapaces de glace; une soixantaine ont été recensées le long de la route en Haute-Gaspésie (Gauthier et al., 2015b). En période de dégel printanier, la chute de blocs de glace représente aussi un enjeu de sécurité pour les usagers de la route 132. Le ministère des Transports du Québec (MTQ) y a recensé 1150 chutes de blocs de glace ayant atteint la route entre 1987 et 2017 et six accidents de la route causées par celles-ci entre 2000 et 2017. Toutefois, les systèmes d'écoulements hydrogéologiques qui en sont à l'origine n'ont pas été étudiés. En effet, la dynamique de formation des carapaces de glace et la prévision de leur chute ont surtout été étudiées et modélisées à partir de données météorologiques et de température du roc en surface de la paroi et jusqu'à 0,85 m de profondeur (Gauthier et al., 2015a, 2015b).

L'advection de chaleur par l'écoulement d'eau se traduit par un flux de chaleur sensible émanant de l'eau liquide dans les zones de résurgence. Ce transfert d'énergie a été estimé et considéré constant (Gauthier et al., 2015a), mais les auteurs soutiennent qu'une connaissance approfondie des systèmes d'écoulements permettrait de renforcer les modèles. L'absence de connaissance relative aux écoulements souterrains constitue une grande lacune dans ce contexte et soulève la nécessité d'une étude approfondie. Dans une perspective de gestion des risques à long terme, il s'avère pertinent d'investiguer les systèmes d'écoulements hydrogéologiques dans les massifs rocheux à proximité des parois rocheuses.

Le comportement et l'impact des écoulements hydrogéologiques dans le roc peut être contrôlé par plusieurs caractéristiques du milieu définissant son contexte, telles que la géologie (lithologies, stratigraphies, structures), les conditions climatiques, la topographie générale et la géomorphologie des versants rocheux. Pourtant, même en faisant abstraction de la multitude de contextes possibles, le comportement des écoulements souterrains à proximité des parois rocheuses naturelles et des zones de résurgences demeure très peu étudié. L'impact géomorphologique des écoulements souterrains fait davantage l'objet d'études, entre autres pour expliquer les formes d'érosion qui se développent aux zones de résurgence dans divers contextes (e.g. Duszyński et al., 2016; Higgins & Osterkamp, 1990; Jones, 1990; Laity & Malin, 1985; Lipar & Ferk, 2015; Sauro, 2014). Ce n'est toutefois pas encore le cas dans un contexte paraglacière, tel que celui du nord de la Gaspésie, où la présence d'encoches d'érosion à l'endroit des zones de résurgence sur les parois rocheuses est systématique. Cela soulève donc certains questionnements scientifiques. Comment les écoulements hydrogéologiques se comportent-ils à proximité des parois rocheuses et en amont des zones de résurgence ? Comment pouvons-nous expliquer la présence systématique de zones de résurgence d'eau souterraine dans les encoches d'érosion régressives sur les parois ? Est-ce que la ponctualité des zones de résurgence est due à une convergence des écoulements ? Est-ce que le recul préférentiel des zones de résurgences s'explique par une convergence des écoulements ?

En somme, il semble exister un lien entre l'évolution géomorphologique des parois rocheuses ou du moins l'ouverture des encoches d'érosion et les écoulements hydrogéologiques dans les massifs rocheux qui longent la côte nord-gaspésienne. Cependant, la dynamique du système et les processus impliqués dans le développement de ces formes d'érosion en paroi rocheuse demeurent incertains et restent à investiguer. De surcroît, les zones de résurgence et leur périphérie représentent définitivement le meilleur endroit pour étudier les comportements des écoulements hydrogéologiques à proximité des parois rocheuses.

2. OBJECTIFS

Le projet a pour but de mieux comprendre le comportement des écoulements hydrogéologiques dans une séquence de flysch à proximité d'une paroi rocheuse dans le contexte géologique et climatique nord-gaspésien. Trois objectifs spécifiques en ressortent :

- 1) Caractériser les propriétés et la structure de l'aquifère rocheux;
- 2) Analyser le gradient hydraulique à l'approche d'une paroi rocheuse;
- 3) Proposer un modèle conceptuel pour expliquer le comportement des eaux souterraines et la géomorphologie observés dans le contexte géologique du nord de la Gaspésie.

L'approche préconisée pour répondre aux objectifs est une combinaison de méthodes qui va de l'acquisition de données dans des puits à des observations à la surface des parois rocheuses. Cela implique l'aménagement de puits d'observation directement en amont d'une zone de résurgence, à proximité de la paroi rocheuse. Cette approche permet également l'acquisition de nouvelles données pour soutenir les travaux liés au projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) et aux enjeux de sécurité locaux. Or, en prenant l'eau souterraine comme objet d'étude principal, l'étude offre une nouvelle perspective pour étudier l'influence des écoulements hydrogéologiques sur l'évolution géomorphologique des parois rocheuses aux zones de résurgence.

CHAPITRE 1

ÉTAT DES CONNAISSANCES

1.1 MODELES GENERAUX D'EVOLUTION DES VERSANTS

De manière simplifiée, Wood (1942) a proposé un modèle conceptuel pour expliquer l'évolution des versants rocheux avec un recul parallèle (*back-wearing*) (Figure 1). En supposant une face rocheuse verticale et homogène, les processus de météorisation à la surface devraient entraîner une succession de chutes de fragments rocheux aléatoirement sur l'ensemble de la paroi. L'accumulation de ces débris recouvre d'abord la base de la face rocheuse et progressivement son entièreté. Contenu du fait que la partie supérieure au talus poursuit son retrait parallèlement jusqu'à être complètement recouverte de débris, la face rocheuse recouverte de débris prendrait un profil convexe.

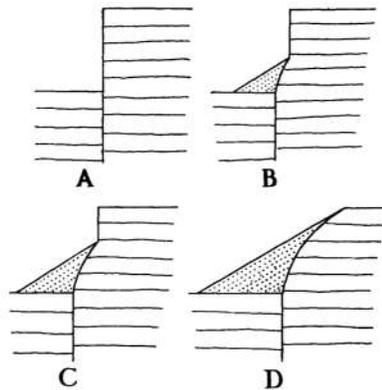


Figure 1. Développement d'une pente par le recul parallèle d'une face rocheuse à partir d'une face verticale fraîchement exposée par un mouvement de faille jusqu'à une face convexe recouverte par un talus de débris. Illustration tirée de Wood (1942).

Il est important de savoir que certains éléments contextuels, tels que la géologie, les écoulements souterrains et le climat, peuvent influencer la nature des processus de

météorisation et leur efficacité. Le recul parallèle de l'ensemble d'une face rocheuse implique une météorisation assez uniforme pour que les pierres décrochent et chutent de façon aléatoire (Rapp, 1960). Ce modèle représente une tendance d'évolution globale des versants s'appliquant probablement à plusieurs contextes morphoclimatiques, mais il n'explique pas le développement des formes d'érosion préférentielle qui se développent localement sur certains versants.

Afin d'expliquer le développement des encoches d'érosion (ou entonnoirs), Rapp (1960) a proposé un modèle conceptuel selon lequel la chute d'un bloc pourrait initier une succession d'effondrements des blocs se retrouvant en surplomb (Figure 2). L'encoche qui tend à devenir de plus en plus évasé vers le haut de la paroi engendre un adoucissement de la pente (*down-wearing*). Cela provoquerait donc un changement local de la dynamique de recul du versant.

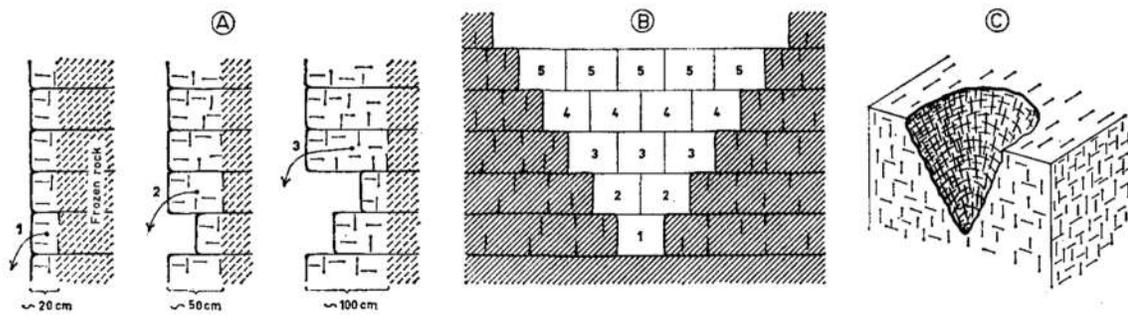


Figure 2. Schémas des étapes de développement des entonnoirs; (A) vue coupe de la paroi rocheuse montrant trois étapes successives la chute d'un bloc et l'effondrement des surplombs, (B) vue de face de la paroi rocheuse après cinq effondrements successifs des surplombs et (C) vue du haut de l'entonnoir. Illustration tirée de Rapp (1960).

Le modèle de Rapp (1960) ne tient pas compte des particularités géologiques telles que la structure pour expliquer l'occurrence des entonnoirs; la distribution spatiale est plutôt considérée probabiliste. En contrepartie, les conditions climatiques, dont les cycles de gel-dégel et les précipitations, sont considérées par Rapp (1960) pour tenter d'expliquer la temporalité d'occurrence des chutes de blocs menant à l'accumulation de cônes de débris à la base laissant des encoches en entonnoir sur les versants.

1.2 DYNAMIQUE PARAGLACIAIRE DES PENTES ROCHEUSES

Les massifs rocheux ayant subi des périodes de glaciation et déglaciation peuvent présenter divers dommages internes, en raison des perturbations dans l'équilibre des contraintes induites par la dynamique glaciaire antérieure, et conditionner la stabilité subséquente des pentes. Cela donne lieu à une dynamique géomorphologique paraglaciale sur une vaste échelle de temps. Ballantyne (2002, p. 1938) définit le terme paraglaciale comme suit : « *nonglacial earth-surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation* ». Cette définition a été précisée par McColl (2012), qui l'utilise pour désigner tout ce qui fait partie de ou ce qui est influencé par la transition des conditions glaciaires à des conditions non-glaciaires.

La dynamique géomorphologique paraglaciale des escarpements rocheux comprend plusieurs particularités. D'abord, la stabilité des flancs de vallées glaciaires est fortement conditionnée par l'érosion glaciaire qui les rend très abrupts (Ballantyne, 2002; McColl et al., 2010; McColl, 2012). Le passage d'un courant glaciaire (*ice stream*) accentue l'érosion à la base des vallées glaciaires, ce qui provoque un raidissement des pentes qui l'encaissent. Le retrait de matériel réduit le support de la pente à sa base. L'analyse de distribution spatiale des instabilités de pentes rocheuses en Écosse, entre autres, a permis de montrer que leurs lieux d'occurrence seraient associés à une érosion accrue par un courant glaciaire dans les vallées (Jarman, 2006).

En outre, le retrait du support latéral des pentes par le glacier lors d'une déglaciation, généralement appelé *ice debuttressing*, est reconnu comme ayant un impact sur la stabilité des pentes (Ballantyne, 2002; Deline et al., 2015). Cependant, l'efficacité du *ice debuttressing* sur la stabilité des flancs de vallées a été remise en question puisque la capacité de support des pentes par le glacier comme tel pourrait être limitée dû à sa faible densité par rapport à celle du roc, à son comportement ductile ou fragile et à la pression d'eau subglaciaire qui réduit la charge appliquée par le glacier sous le niveau de la nappe (McColl

et al., 2010). Dans les pentes rocheuses abruptes où s'opère une dynamique paraglaciale, des joints parallèles peuvent se former en réponse à un effet de décompression par le retrait de contrainte de confinement (*stress-release joints/sheeting joints*). Leur développement a généralement été associé au *ice debuttressing* (e.g. Ballantyne, 2002), mais aussi à l'érosion glaciaire (McColl et al., 2010; McColl, 2012). Les contraintes en jeu dans la formation de joints parallèles sont illustrées à la Figure 3. Ces joints, souvent appelés *sheeting joints* vu la façon dont ils découpent le massif rocheux, peuvent s'accompagner de l'ouverture de fissures en tension dans la partie supérieure par le relâchement des contraintes lors du retrait glaciaire (Ballantyne, 2002; Wilson, 2005). Cela favorise les chutes de blocs et l'accumulation d'un talus de débris à la base (Figure 4). Ce processus géomorphologique s'avère particulièrement efficace dans les massifs rocheux ayant une faible résistance mécanique comme les séquences de grauwacke-argilite (Ballantyne, 2002).

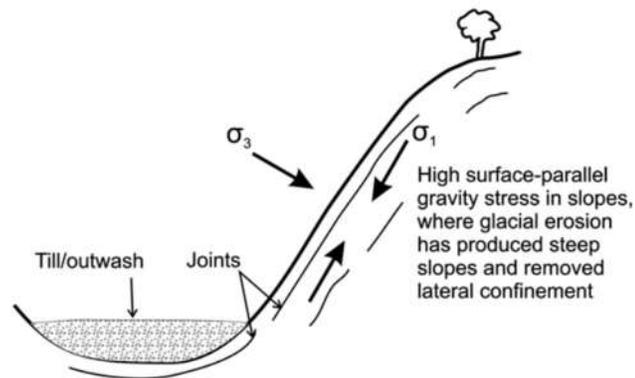


Figure 3. Conditions de contraintes pour la formation de joints parallèle à la surface dans les pentes abruptes où la contrainte de gravité qui agit parallèlement à la pente est élevée (σ_1 illustre la contrainte principale et σ_3 illustre la contrainte secondaire). Illustration tirée de McColl (2010).

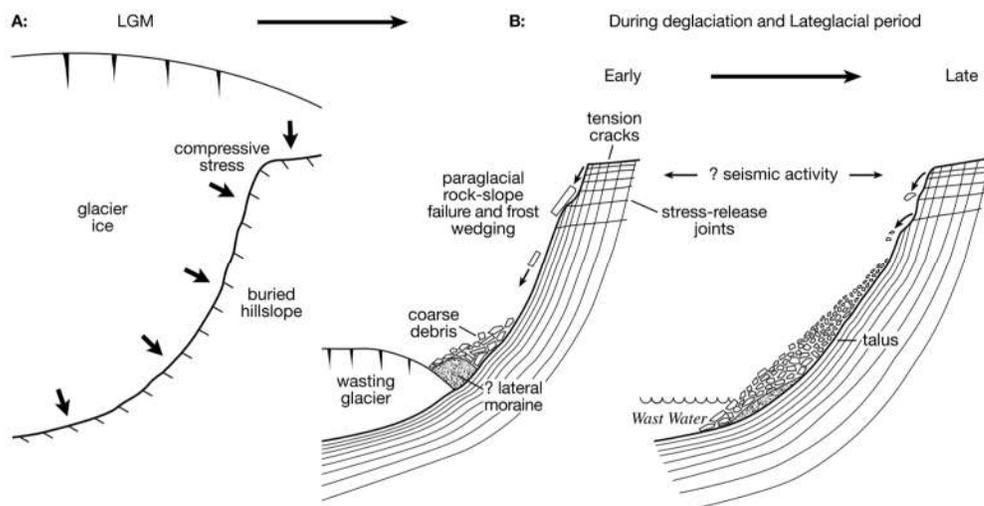


Figure 4. Modèle conceptuel de développement d'un talus pendant et après la déglaciation. Illustration tirée de Wilson (2005).

Les instabilités d'origine paraglaciale sont reconnues pour contribuer à l'évolution géomorphologique des versants rocheux et peuvent se traduire localement par des déformations internes de la pente et des glissements (Ballantyne, 2008; Donati et al., 2020; Grämiger et al., 2017; Jarman, 2006). Un modèle conceptuel d'évolution paraglaciale d'un versant a été présenté par Donati et al. (2020) pour expliquer le développement d'instabilités et le modelé résultant à l'endroit d'un glissement rocheux majeur survenu en 1965 à Hope, en Colombie-Britannique. Cette étude basée sur l'analyse de la cinématique du versant, démontre que la structure contrôle le comportement global de la pente, mais également que la stabilité est fortement influencée par l'évolution géomorphologique et géomécanique dans le temps. La forme irrégulière de la paroi à l'endroit du glissement (Donati et al., 2020, Fig. 6) est similaire aux encoches sur les parois rocheuses du nord de la Gaspésie (Figure 5). De plus, les auteurs font mention des suintements d'eau souterraine observables sur la surface de rupture récemment exposée en surface, sans que les écoulements souterrains fassent l'objet d'une attention particulière dans l'étude de Donati et al. (2020).

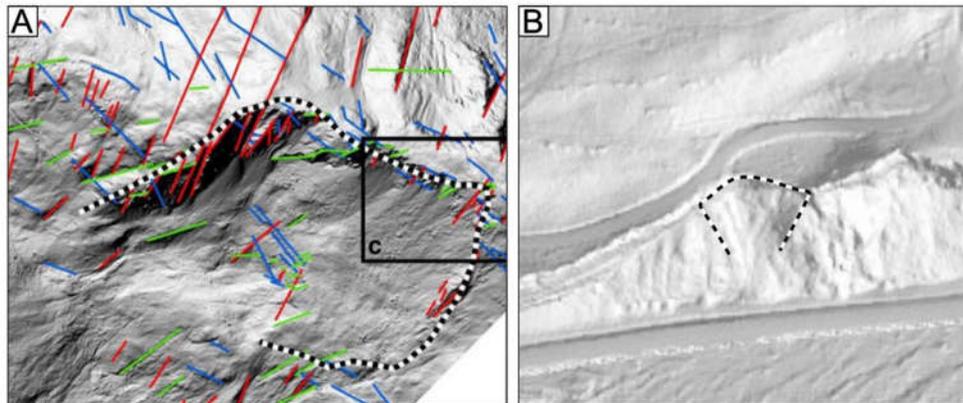


Figure 5. Comparaison entre la forme (A) d'une cicatrice de glissement rocheux avec suintement datant de 1965 en Colombie-Britannique (Donati et al., 2020) et (B) d'une encoche avec résurgence d'eau souterraine sur une paroi rocheuse située à Gros-Morne dans le nord de la Gaspésie (trait noir et blanc).

Le développement d'outils de simulation numérique performants offre une perspective intéressante pour étudier l'impact couplé des facteurs qui influencent la stabilité des versants rocheux en contexte paraglacière. Cette approche permet de simuler une multitude de scénarios en faisant varier les facteurs d'influence considérés, de sorte à évaluer et à comparer leur impact sur l'accumulation de dommages dans les pentes rocheuses, pouvant nuire à leur stabilité. Entre autres, Grämiger et al. (2017, 2020) ont utilisé des simulations hydro-thermo-mécaniques pour analyser les dommages potentiels des différents facteurs qui affectent les pentes rocheuses et pour évaluer leur importance relative dans la dynamique globale. La Figure 6 montre un sommaire des résultats de cette étude. Dans l'ensemble, les simulations ont montré que l'ensemble des effets thermo-hydro-mécaniques durant les cycles glaciaires peuvent générer des dommages significatifs capables de déstabiliser un flanc de vallée, mais les variations de pression d'eau se démarquent par leur potentiel d'endommagement de réduction de la résistance à long-terme des pentes rocheuses paraglaciaires (Grämiger et al., 2020).

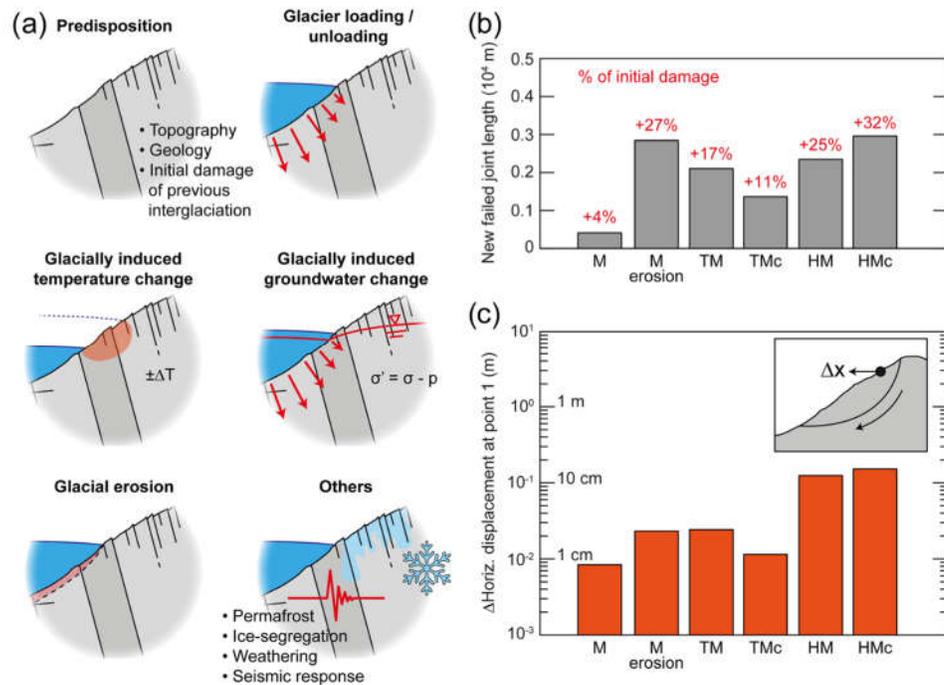


Figure 6. (a) Sommaire des conditions préparatoires des instabilités de pentes rocheuses paraglaciaires. (b) Comparaison du dommage subie par une pente rocheuse et (c) déplacement horizontal de la pente relatif à un point d'observation commun durant un cycle glaciaire complet pour le modèle de prédictions purement mécanique (M) de cycles glaciaires, en combinaison avec l'érosion de la vallée du dernier maximum glaciaire (M erosion), les effets thermomécaniques à long-terme (TM), les effets thermomécaniques incluant les cycles de température saisonniers (TMc), les changements de niveau d'eau souterraine à long-terme induit par les cycles glaciaires (HM), et les changement de niveau d'eau souterraine induit par les cycles glaciaires en parallèle avec les fluctuations saisonnières de la nappe (HMc). Illustration tirée de Grämiger et al. (2020).

L'avancée d'un glacier dans une vallée est associée à une pression subglaciaire élevée qui exerce un fort contrôle sur le gradient hydraulique dans la pente adjacente (McColl et al., 2010). Les modélisations de Grämiger et al. (2020) montrent bien cet effet avec des équipotentiels de charge rehaussés de part et d'autre de la vallée. De plus, la dynamique de la nappe relative au cycle glaciaire et les variations saisonnières de la nappe dans le roc ont aussi fait l'objet de simulations numériques par Grämiger et al. (2020). Ils ont montré que les variations de la nappe à long-terme (liées à l'épaisseur de glace) et à court-terme (saisonnière) peuvent endommager substantiellement les pentes rocheuses. Ces simulations

ont également montré que les fluctuations saisonnières de la nappe d'eau souterraine affectent l'ouverture des joints entraînant un effet d'expansion et de contraction du massif rocheux. Ces travaux de modélisation démontrent bien que l'eau souterraine joue un rôle clé dans le développement des instabilités rocheuses paraglaciaires. Il est important de souligner que les observations qui ont permis d'établir les conditions hydrogéologiques proviennent d'un site où une certaine épaisseur de glace est toujours présente, ce qui a permis de montrer que le niveau de la nappe dans le roc est étroitement lié à la pression d'eau subglaciaire (Grämiger et al., 2020; Hugentobler et al., 2020). Mais qu'en advient-il vraiment de la nappe après que la déglaciation est achevée ? Est-ce que le niveau de la nappe et le gradient hydraulique peuvent demeurer suffisamment élevés par la suite pour initier les mouvements de terrain dans les zones endommagées même des milliers d'années après le retrait complet du glacier ? Bien que le rôle potentiel de l'eau souterraine puisse être soulevé comme dans le cas de l'étude de Donati et al. (2020) , il faudrait des observations du niveau de la nappe et une meilleure compréhension du comportement des écoulements souterrains à proximité des versants rocheux en contexte paraglaciale pour le confirmer.

1.3 HYDROGEOLOGIE DU ROC FRACTURE

Un des paramètres clés à considérer dans la caractérisation d'un aquifère est le type de porosité. Les principaux types de porosités sont la porosité matricielle, la porosité de fracture, la double porosité et les cavités de dissolution (Singhal & Gupta, 2010). La porosité matricielle est l'espace interstitiel entre les grains de minéraux. La porosité de fracture est l'espace créé par l'ouverture des fractures. La double porosité est la présence d'une porosité matricielle et d'une porosité de fractures à la fois. Les cavités de dissolution sont les vides laissés par la dissolution et le lessivage des minéraux solubles contenus dans la roche.

La présence de discontinuités dans le roc accroît significativement la porosité et par le fait même favorise l'emmagasinement et la circulation des fluides (e.g. Singhal & Gupta, 2010). Elles peuvent être de nature variée : des plans de litage, des clivages, des fractures, des failles, des zones de cisaillement, etc. Lorsque des familles de discontinuités

s'entrecoupent, elles forment un réseau de discontinuités plus ou moins interconnectées. L'interconnexion des fractures accroît la conductivité hydraulique de l'aquifère. Les fractures peuvent être occasionnées par des contraintes d'origines variables comme les contraintes tectoniques associées à la déformation de la croûte terrestre, les contraintes résiduelles d'un événement ancien, la contraction due au refroidissement ou à la déshydratation des matériaux géologiques, les mouvements de surface (glissement de terrain, écoulement glaciaire), l'érosion, la déposition et l'altération (Singhal & Gupta, 2010). Quelle que soit l'origine, la fracturation implique une perte de cohésion de la roche le long d'un plan plus ou moins régulier favorisant la circulation de fluides.

1.3.1 Impact de la saturation en eau sur la stabilité des pentes rocheuses

En mettant de côté le pouvoir érosif de l'eau souterraine en mouvement, il faut savoir que la saturation en eau d'une pente rocheuse d'un point de vue statique peut influencer considérablement sa stabilité. La pression hydrostatique due à la saturation en eau diminue la résistance au cisaillement du massif rocheux et la stabilité de la pente (e.g. Wyllie & Mah, 2004). En considérant les contraintes qui définissent l'état d'équilibre d'une pente, la saturation en eau a pour effet de réduire la contrainte effective normale au niveau de la surface de glissement et peut induire une force en tension, tel qu'illustré à la Figure 7. Une augmentation de la pression hydrostatique peut suffire, dans certains cas, à outrepasser la limite d'équilibre et engendrer des ruptures et des mouvements de masse.

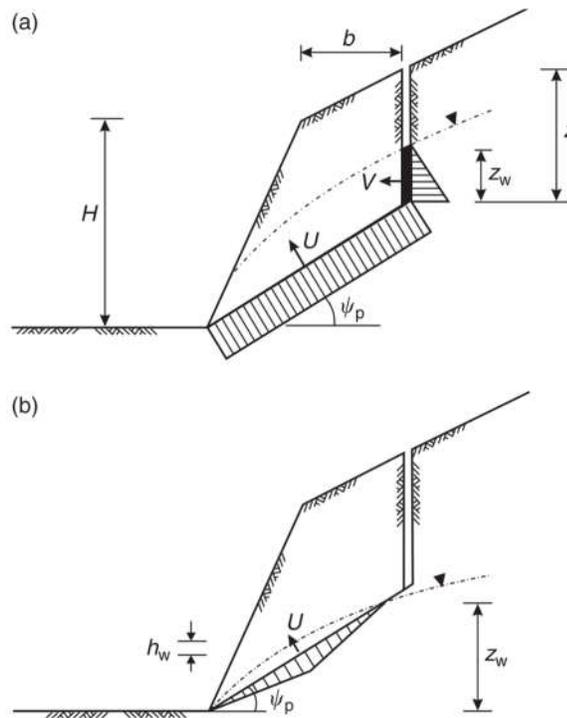


Figure 7. Pressions d'eau pouvant agir dans les plans de ruptures (U) : (a) pression uniforme sur le plan de glissement pour un niveau de nappe élevé dû à un drainage défaillant à la base de la pente et la saturation en eau de fissures se traduit par un effet de tension (V) et (b) pression triangulaire sur le plan de glissement pour un niveau de nappe sous les fractures de tension. Illustration tirée de Wyllie et Mah (2004).

De manière générale, la nappe se rabat à l'endroit des faces rocheuses exposées aux conditions de surface (Terzaghi, 1962; Wyllie & Mah, 2004). Cette dynamique peut être étudiée avec la mise à nue de faces rocheuses par divers travaux d'excavation. Ce n'est toutefois pas le cas pour les parois rocheuses naturelles en raison de la temporalité des processus de dénudation. Une étude de Zangerl et al. (2010) pallie d'une certaine façon à cette contrainte en étudiant un escarpement rocheux en marge d'un réservoir où il est possible de provoquer des variations importantes du niveau d'eau et ainsi submerger et exposer la pente rocheuse partiellement. Selon cette étude, l'impact d'un changement drastique du niveau d'eau sur la stabilité des pentes rocheuses naturelles nouvellement exposées pourrait expliquer l'occurrence de glissements rocheux. Leurs résultats tendent à montrer que l'augmentation de la pression d'eau lors du remplissage a provoqué une accélération

importante du glissement, mais aussi que le rabattement accentué dû à la diminution du niveau du réservoir entrainerait des épisodes d'accélération du glissement. Zangerl et al. (2010) expliquent que le rabattement induit une instabilité puisque l'augmentation du gradient hydraulique dans la pente provoque une redistribution de pression d'eau et une augmentation des forces de suintement (*seepage forces*), ce qui contribue à l'état de déséquilibre et à l'accélération du glissement.

1.4 INTERACTION ENTRE LES ECOULEMENTS HYDROGEOLOGIQUES ET LE MILIEU ROCHEUX

Différents contextes géologiques et géomorphologiques peuvent donner lieu à des résurgences d'eau souterraine. Dans les milieux escarpés, les écoulements horizontaux en milieu saturé (Figure 8A, C et D), ou encore au contact avec une unité sous-jacente peu perméable (Figure 8B) qui interceptent la surface d'un versant peuvent donner lieu à des zones de résurgence d'eau souterraine. Par ailleurs, en présence d'un contact lithologique délimitant l'aquifère (Figure 8D) ou d'une nappe captive (Figure 8E), l'eau souterraine peut remonter le long du contact ou des discontinuités et ainsi former des zones de résurgences. Dans un milieu rocheux relativement homogène, l'intersection entre le toit de la nappe et la surface d'un versant devrait se traduire par une zone de résurgence continue ou une série de résurgences ponctuelles s'alignant latéralement sur la pente et dont l'élévation maximale est associée au niveau de la nappe.

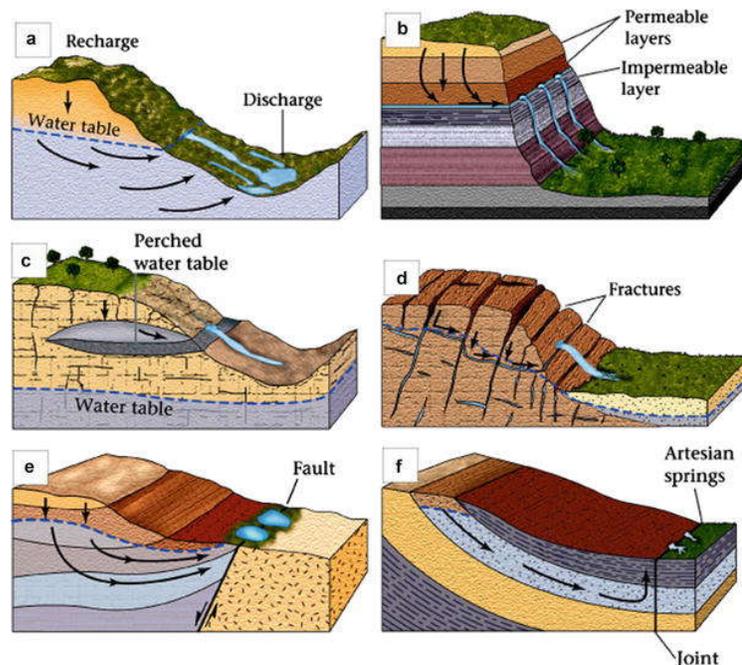


Figure 8. Contextes de résurgences d'eau souterraine. Illustration tirée de Ashley (2017).

Sur les parois rocheuses du nord de la Gaspésie, les zones de résurgences sont généralement ponctuelles, avec une extension latérale limitée. Elles se retrouvent souvent dans des encoches en forme d'amphithéâtre où les parois rocheuses semblent subir un recul préférentiel par rapport aux sections de parois dépourvues de résurgence. Divers processus ont déjà été soulevés dans la littérature pour expliquer des reculs préférentiels de parois rocheuses associés à des résurgences ponctuelles d'eau souterraine dans différents contextes géologiques et climatiques.

1.4.1 Processus érosifs

Les études portant sur l'impact géomorphologique des écoulements souterrains en milieu rocheux mettent en cause différents processus érosifs selon les conditions environnementales (e.g. Duszyński et al., 2016; Higgins & Osterkamp, 1990; Lipar & Ferik, 2015; Sauro, 2014), telles que la nature du roc, le climat, la présence d'agents d'érosion

externes, etc. Selon le mode d'interaction, les processus peuvent être subdivisés en deux types, soit chimiques et physiques.

D'abord, le processus d'érosion chimique qui est probablement le plus largement connu est la karstification. Ce type d'érosion consiste en la dissolution de minéraux constituant le milieu rocheux par l'eau souterraine qui y circule et cela se produit dans des roches particulièrement solubles, comme les calcaires, les marbres et les évaporites (e.g. Ford & Williams, 2007). Le développement de karst peut aller de la dissolution le long des discontinuités jusqu'à l'ouverture de cavités et de conduites dans le roc. Il y a un autre processus dont le résultat peut s'apparenter aux formes karstiques dans des roches relativement peu soluble; il s'agit de l'arénisation.

L'arénisation consiste en la dissolution de silicates le long des bordures de grains qui permet d'éliminer une partie de la masse rocheuse en solution par l'écoulement (Mecchia et al., 2014; Sauro, 2014; Wray, 2009). Cela a pour conséquence d'augmenter la porosité intergranulaire tout en diminuant la cohésion entre les grains. Il est à noter que la matière évacuée par dissolution représente seulement 10 à 20% de la totalité de la matière érodée en réponse à l'arénisation (Wray, 2009). L'augmentation de la perméabilité par l'arénisation favorise la canalisation des écoulements et la perte de cohésion entre les grains les rend plus enclins à être mobilisés et évacués par les écoulements, et ainsi développer des vides plus importants.

De nombreux processus physiques sont évoqués pour expliquer l'érosion d'un milieu rocheux par les écoulements d'eau souterraine. L'usage d'une terminologie variée et de nombreuses nuances dans les mécanismes peuvent entraîner certaines confusions. D'abord, sous certaines conditions de pression, le suintement d'eau souterraine à travers le roc est reconnu pour deux modes d'actions distincts : l'altération et l'érosion. L'altération par le suintement (*seepage weathering*) consiste en une combinaison de processus d'altération (physiques et chimiques) par le suintement intergranulaire qui déconsolident la roche et la rendent moins résistante aux agents d'érosion (Dunne, 1990; Higgins & Osterkamp, 1990; Lamb et al., 2006; Lapotre & Lamb, 2018). Dans les discontinuités, l'altération la

déconsolidation du matériel par le suintement ont pour effet de réduire considérablement la résistance en cisaillement (Figure 9), et d'engendrer des instabilités sur les versants rocheux (Jaboyedoff et al., 2004).

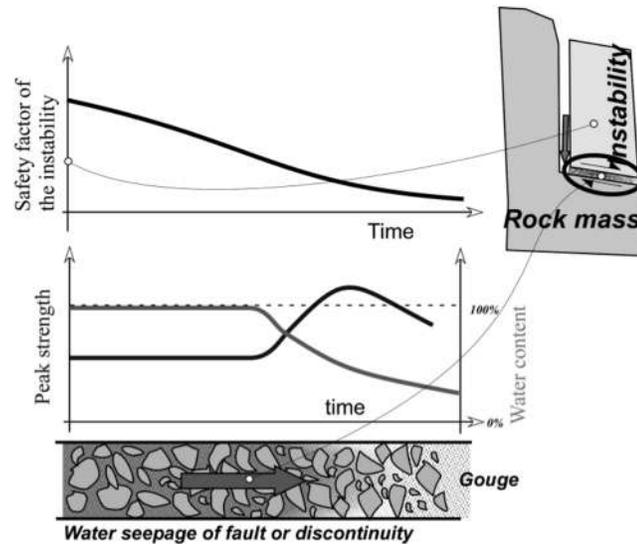


Figure 9. Diminution de la résistance au cisaillement engendrée par le suintement le long d'une discontinuité affectant le facteur de sécurité globale et pouvant entraîner l'instabilité de blocs. Illustration tirée de Jaboyedoff et al. (2004).

L'érosion par le suintement (*seepage erosion*) se définit par l'entraînement de particules solides par l'écoulement intergranulaire à travers et hors du milieu poreux, menant à l'évacuation de matières solides au niveau de la surface de suintement (Dunne, 1990; Higgins & Osterkamp, 1990; Lamb et al., 2006; Lapotre & Lamb, 2018). En outre, certains processus d'érosion sont plutôt associés à l'entraînement de particules solides par l'action d'écoulements souterrains canalisés. La canalisation d'écoulement accroît la contrainte de cisaillement appliquée par le flux souterrain aux marges de macropores favorisant leur corrasion (Bruthans et al., 2012; Dunne, 1990; Jones, 1990), ce qui est généralement associé au processus de *piping* ou *tunnel scour* dans la littérature. Ce processus peut donc engendrer le développement de chenaux souterrains dans le roc. Bruthans et al. (2012) soulèvent d'ailleurs sa similarité en termes de mécanique avec l'érosion fluviale qui est plus largement

connue. Pour qu'un effet de *piping* se développe, de fortes contraintes de cisaillement appliquées par l'écoulement dans une zone de décharge est nécessaire. Ces conditions sont favorisées par un gradient hydraulique élevé dû à une forte recharge par rapport à la capacité du milieu, des événements de précipitations importantes ou le rabattement de la nappe au niveau d'une face rocheuse (*free face*) (Jones, 1990). L'action des processus d'altération et d'érosion peut également être accrue le long d'un réseau de discontinuités qui constitue un patron d'écoulements préférentiel. Le suintement d'eau peut accentuer considérablement la météorisation le long des discontinuités, menant à la déconsolidation du matériel et à l'accumulation des minéraux d'altération (Bruthans et al., 2012; Jaboyedoff et al., 2004). Les écoulements canalisés le long d'un réseau de discontinuités interconnectées peuvent aussi entraîner des particules solides exfiltrées avec l'eau souterraine. Duszyński et al. (2016) désignent ce processus comme étant de l'érosion souterraine dirigée par les fractures (*fracture-guided underground erosion*).

1.4.2 Modelés

L'érosion du roc par les écoulements hydrogéologiques donne souvent lieu à des formes d'érosion préférentielle à l'endroit des zones de résurgence d'eau souterraine sur les escarpements rocheux, donnant lieu à divers modelés, dont l'ouverture de conduits, le développement de simple encoche dans les parois rocheuses, l'ouverture de vallées simples et le développement de réseau de vallées.

L'un des premiers contextes géomorphologiques étudiés mettant essentiellement en cause l'action des écoulements hydrogéologiques en milieu rocheux pour expliquer le modelage d'un paysage, est l'ouverture de vallées et le développement d'un réseau hydrographique par la formation et le recul d'encoches en amphithéâtre (Dunne, 1980, 1990; Laity & Malin, 1985). Le modèle conceptuel proposé par Dunne (1980, 1990) consiste en l'initiation d'une concentration des écoulements vers une zone de résurgence qui accentue localement l'action érosive de l'eau souterraine et engendre un recul préférentiel de l'escarpement. Les éléments proposés comme cause d'initiation d'une concentration

d'écoulements sont la présence d'une forme concave dans la marge issue d'un agent d'érosion externe ou la présence d'une hétérogénéité ayant favorisé une rupture initiale dans la marge, ce qui a pour effet de renforcer le gradient hydraulique localement (Dunne, 1990). Il est à noter que ce modèle repose sur l'hypothèse d'une charge constante pour l'ensemble de l'escarpement, d'où la déformation des équipotentiels de charge à l'endroit de l'encoche dans la paroi qui accentue localement le gradient hydraulique (Figure 10).

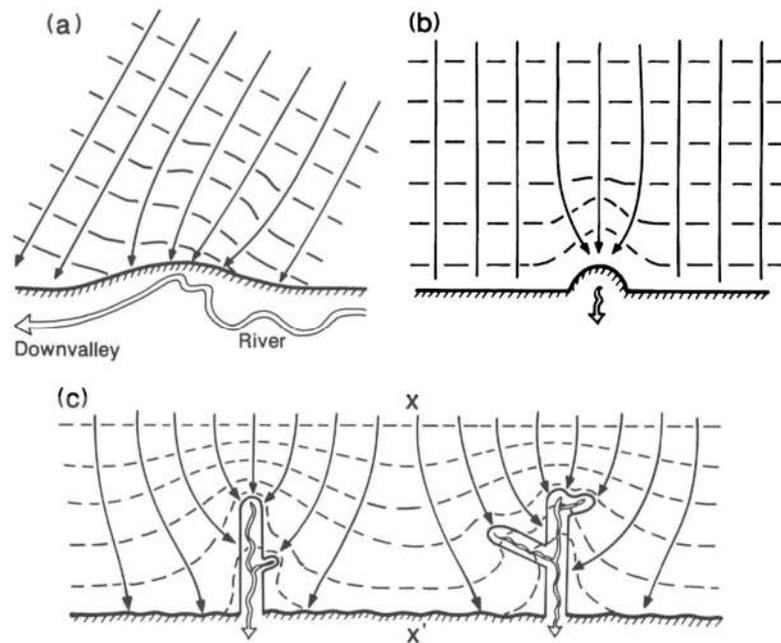


Figure 10. Vue en plan des perturbations du gradient hydraulique et directions d'écoulement d'eau souterraine qui entraînent le recul préférentiel des zones de résurgence pour former un réseau de drainage. (a) Concentration d'écoulement à la limite ayant subis une perturbation par un agent d'érosion externe. (b) Concentration d'écoulement causée par une rupture par un suintement local due à une hétérogénéité lithologique. (c) Accentuation de l'effet de convergence des lignes d'écoulement vers les zones de résurgence ayant pénétré dans le milieu rocheux par recul local de la marge. Des vallées affluentes se forment en réponse à des perturbations secondaires des écoulements par les mêmes facteurs géométrique ou hydrogéologique aux marges issues d'un recul primaire. La convergence vers les zones de résurgence en tête des vallées provoque une divergence d'écoulement entre les vallées. Illustration tirée de Dunne (1990).

Les lithologies et leur arrangement stratigraphique, ainsi que les structures géologiques, dont les plis et le réseau de fractures, peuvent aussi être à l'origine de voies d'écoulement préférentielles et ainsi favoriser localement les processus érosifs, en plus d'exercer un contrôle important sur la répartition spatiale du développement de vallées (Dunne, 1990; Laity, 1983; Laity & Malin, 1985). Dans le modèle de Dunne (1980, 1990) le gradient hydraulique localement accru engendre des conditions de pressions plus favorables à la dégradation et l'érosion par le suintement (Dunne, 1990; Lapotre & Lamb, 2018). Cela accentue le recul de la partie inférieure de la face rocheuse où se trouve la zone de résurgence. À mesure que la zone de résurgence est érodée, la partie supérieure des parois rocheuses se retrouve de plus en plus en surplomb, jusqu'à ce qu'il y ait rupture et effondrement; ce processus est appelé sapement induit par le suintement (*spring sapping* ou *groundwater sapping*) (Dunne, 1990; Laity, 1983; Laity & Malin, 1985; Lamb et al., 2006, 2007). L'érosion par le suintement et le sapement entraîne donc un recul accru de la face rocheuse vis-à-vis la zone de résurgence. Puis, la succession d'événements de recul par ce type de sapement expliquerait l'ouverture de vallées fortement escarpées avec l'extrémité en forme d'amphithéâtre. Entre autres, des réseaux vallées incisées dans le Plateau du Colorado seraient issus de ce processus (Laity, 1983; Laity & Malin, 1985).

Des vallées perchées issues de l'érosion par les écoulements d'eau souterraine peuvent également se développer en milieu calcaire; il s'agit des *karst pocket valleys* (Figure 11) (Ford & Williams, 2007; Lipar & Ferk, 2015). Le développement de ce type de vallées s'amorce par l'ouverture de cavités par dissolution à l'endroit où la nappe intercepte un escarpement (Lipar & Ferk, 2015). Cela accroît la perméabilité locale et canalise les écoulements vers les cavités qui font jour dans l'escarpement. Les cavités de dissolution s'ouvrent de plus en plus, menant à l'effondrement du terrain et au recul préférentiel de la paroi. La succession d'effondrements se traduit par le retrait de *karst pocket valleys*. Le recul préférentiel de l'escarpement au niveau de la zone de résurgence forme une tête de vallée abrupte similaire aux formes d'amphithéâtre (Ford & Williams, 2007). La dynamique géomorphologique d'ouverture des *karst pocket valleys* est assez similaire au développement

par ouverture et effondrement des chenaux de *piping* ou à la suffosion dans les sols (Jones, 1990; Parker et al., 1990).

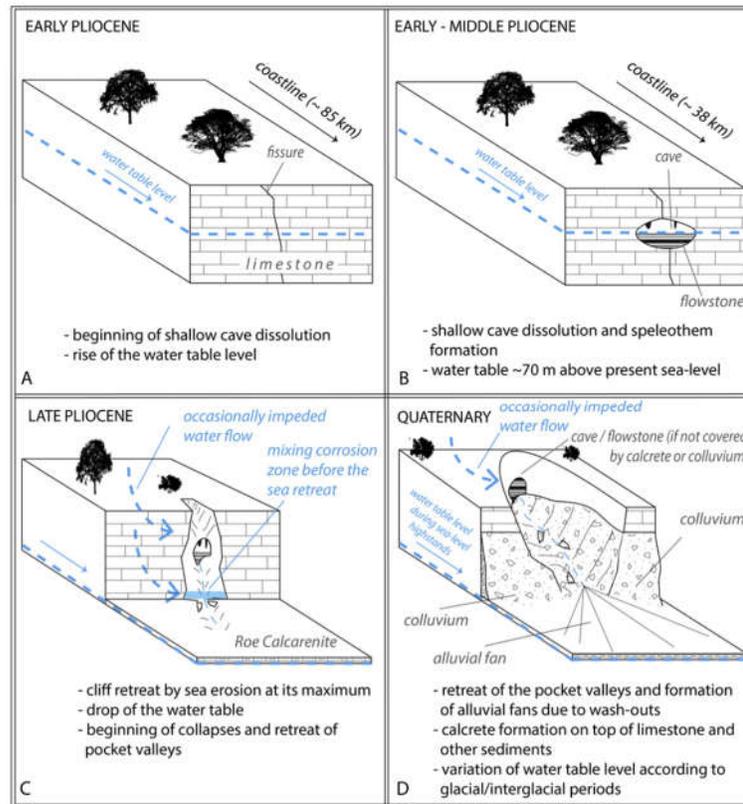


Figure 11. Schéma qui illustre les principales étapes de formation de karst pocket valley dans le contexte de Nullarbor Plain, au Sud de l’Australie. Illustration tirée de Lipar et Ferk (2015).

Dans certains massifs de grès, l’arénisation accrue par les écoulements concentrés dans les discontinuités est aussi reconnue pour dégrader et favoriser l’érosion souterraine par *piping* dans les structures géologiques (Mecchia et al., 2014; Sauro, 2014). Ce processus forme des ouvertures sur l’escarpement rocheux à l’endroit où l’eau souterraine fait résurgence et exfiltre le matériel érodé, entraînant ainsi le développement de cavités se propageant à l’intérieur du massif rocheux. Les modelés qui en résultent peuvent s’apparenter aux cavités de dissolution qui se développent en milieu karstique. Par ailleurs, Sauro (2014) a démontré que la propagation d’ouverture de cavités tend à suivre le patron structural

géologique, ce qui appuie l'idée que l'arénisation et le *piping* viendraient de la concentration des écoulements souterrains par le réseau de discontinuités.

La canalisation des écoulements accentue le gradient hydraulique et le potentiel d'érosion par le suintement le long des discontinuités, des contacts lithologiques et des vides, ce qui favorise l'ouverture rapide de conduits dans les massifs rocheux par *piping* (Bruthans et al., 2012). En surface, ce processus se traduit par la présence de trous circulaires ou d'ouvertures continues le long des plans de discontinuités. Cela pourrait expliquer l'ouverture de canyons étroits et très abruptes (Bruthans et al., 2012) comme les modelés ruiniformes (*rock cities*).

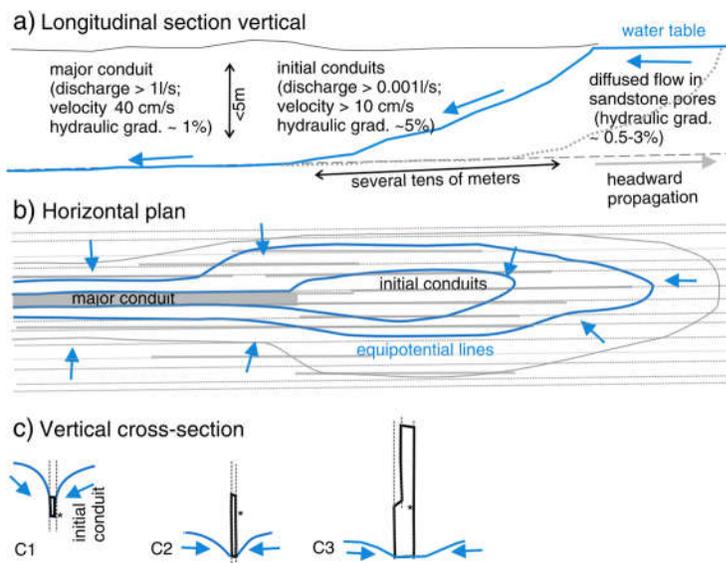


Figure 12. Modèle conceptuel de propagation d'un conduit. A) évolution du conduit vue en section longitudinale verticale, B) vue en plan horizontal de la propagation de l'extrémité du conduit et C) évolution du conduit vue en coupe transversale verticale. L'astérisque montre la position originale du proto-conduit. Illustration tirée de Bruthans et al. (2012).

L'action érosive des écoulements souterrains concentrés dans les discontinuités peut affecter un massif rocheux dans son ensemble, en entraînant le lessivage du réseau de discontinuités. Cela se traduit par une déconsolidation du roc et le développement d'instabilités rocheuses. L'érosion du réseau de discontinuités et le transport des débris à la

base par les écoulements souterrains pourraient expliquer le recul de certaines parois rocheuses tout en maintenant leur verticalité, comme le montre l'étude de Duszyński et al. (2016). Ils ont développé un modèle conceptuel de désintégration et de recul de parois de roc densément fracturées mettant en cause les écoulements d'eau souterraine. En fait, selon cette étude, la canalisation des écoulements dans le réseau de discontinuité favorise l'érosion et le lessivage le long des discontinuités (*fracture-guided underground erosion*), entraînant une déconsolidation interne du massif rocheux et des instabilités (Figure 13). Puis, l'altération subséquente des blocs effondrés et le remaniement par lavage des sables exfiltrés permettraient de limiter l'accumulation des débris à la base ce qui expliquerait que les parois étudiées par Duszyński et al. (2016) maintiennent leur verticalité.

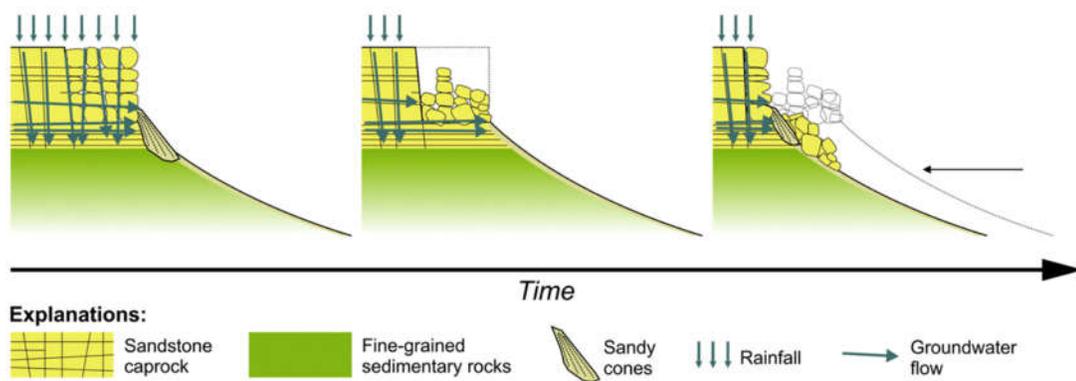


Figure 13. Modèle d'évolution de falaise par *fracture-guided underground erosion* et désintégration interne de la falaise. Illustration tirée et modifiée de Duszyński et al. (2016).

Sommairement, les différents processus issus de l'interaction entre les écoulements et le milieu rocheux présentés dans la littérature pour expliquer les reculs préférentiels au niveau des zones de résurgence tendent à suivre un mécanisme général assez commun. La concentration initiale des écoulements hydrogéologiques vers une zone de résurgence favorise la météorisation et l'érosion souterraine et/ou le recul préférentiel de la paroi, ce qui a comme effet d'accroître le gradient hydraulique et/ou la perméabilité localement, et ainsi favoriser la concentration des écoulements en retour. De là, lorsqu'une concentration d'écoulements souterrains vers une zone de résurgence ponctuelle est initiée, l'évolution du

Le système tend à suivre une boucle de rétroaction positive. En faisant abstraction des particularités contextuelles, il semble exister un enchaînement de causes à effets général commun dans les différents mécanismes qui engendrent l'érosion souterraine différentielle (Figure 14).

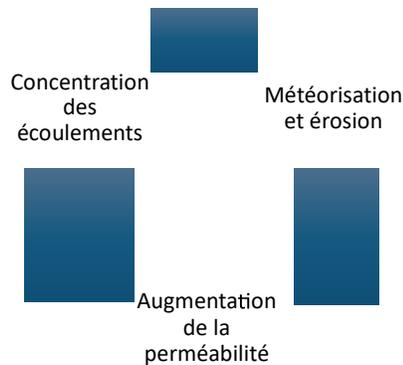


Figure 14. Enchaînement général des interactions eau-roche à la base du roc par les écoulements hydrogéologiques et qui forment une boucle de rétroaction positive.

Certaines conditions hydrogéologiques, telles que l'élévation de la nappe, le gradient hydraulique, et la conductivité hydraulique, font partie des hypothèses émises pour expliquer l'initiation et la perpétuité des mécanismes proposés. Pourtant, les études sur les processus d'érosion souterraines présentées précédemment ne se basent pas sur des observations hydrogéologiques directes (puits) pour définir ces conditions. Dans certains cas, les variations du niveau de la nappe et l'accessibilité des terrains escarpés peuvent représenter des contraintes à la possibilité d'acquérir des données sur les conditions hydrogéologiques. Ces conditions devraient toutefois être appuyées et vérifiées par des observations directes, puisqu'elles constituent la base théorique des mécanismes d'érosion souterraine. De plus, il est à noter que les études portant sur l'érosion différentielle au niveau des zones de résurgence sur les escarpements rocheux portent essentiellement sur des systèmes dont le stade d'évolution est relativement avancé. Cela implique que les conditions hydrogéologiques initiales peuvent être altérées par l'évolution géomorphologique et obliger les chercheurs à émettre des hypothèses pour les définir.

CHAPITRE 2

COMPORTEMENT DES ECOULEMENTS HYDROGEOLOGIQUES ET AMORCE DE CHENAUX DANS UNE SEQUENCE DE FLYSCH : UN CAS D'ETUDE DU NORD DE LA GASPESIE, CANADA

2.1 RESUME DE L'ARTICLE

Cette étude a pour but de mieux comprendre le comportement des écoulements hydrogéologiques dans une séquence de flysch à proximité d'une paroi rocheuse naturelle, ainsi que la dynamique géomorphologique associée aux zones de résurgence dans le contexte géologique et climatique nord-gaspésien. Pour ce faire, nous avons (1) analysé le gradient hydraulique à l'approche d'une paroi rocheuse et (2) caractérisé les propriétés et la structure de l'aquifère rocheux. Une encoche d'érosion régressive dans laquelle l'eau souterraine fait résurgence sur l'escarpement rocheux à proximité du village de Gros-Morne a été choisie pour l'acquisition de données. Quatre puits d'observation ouverts au roc ont été aménagés à proximité de la paroi rocheuse, en amont de la zone de résurgence, et ont été instrumentés avec des enregistreurs de niveau d'eau afin de suivre les variations du niveau de l'eau souterraine en continu entre juin 2019 et décembre 2020. Des essais à choc hydraulique entre obturateurs et des diagraphies de puits (*televiwer* optique, diamètreur, rayonnement gamma, susceptibilité magnétique) ont aussi été réalisés dans les puits pour caractériser le milieu rocheux. Dans cet optique, des relevés structuraux ont aussi été réalisés directement sur la paroi en y accédant par descente en rappel, ce qui offre une perspective unique. Les résultats obtenus montrent que le gradient hydraulique est plus faible au niveau de la zone de résurgence qu'à l'approche de la paroi de part et d'autre et que la perméabilité du massif rocheux tend à augmenter à l'approche de la paroi rocheuse globale. Aucun contraste significatif de conductivité hydraulique n'a été identifié à partir des données acquises dans les puits. La structure relativement homogène à l'échelle du massif rocheux due à la forte

densité de discontinuités observée en surface et sur le long des puits rend peu probable l'idée d'une concentration des écoulements souterrains d'origine structurale aux zones de résurgences locales dans le contexte cette étude. Dans l'ensemble, les résultats nous ont amenés à proposer un modèle conceptuel pour expliquer l'interaction entre les écoulements hydrogéologiques et l'évolution géomorphologique des parois rocheuses dans le contexte géologique et climatique du nord de la Gaspésie basé sur une dynamique paraglaciale.

Cet article, intitulé « Comportement des écoulements hydrogéologiques et amorce de chenaux dans un séquence de flysch : un cas d'étude du nord de la Gaspésie, Canada », a été rédigé par moi-même. En tant que premier auteur, j'ai contribué à l'essentiel de la recherche sur l'état des connaissances, au développement de la méthode, ainsi qu'à l'acquisition et l'analyse des données. Mon directeur Francis Gauthier, en tant que second auteur, a fourni l'idée originale de la recherche et m'a accompagnée dans le processus intellectuel et la révision de l'article. Les idées développées dans l'article ont été présentées par Francis Gauthier à la 10th International Conference on Geomorphology à Coimbra (Portugal) en septembre 2022.

COMPORTEMENT DES ECOULEMENTS HYDROGEOLOGIQUES ET AMORCE DE CHENAUX DANS UNE SEQUENCE DE FLYSCH : UN CAS D'ETUDE DU NORD DE LA GASPESIE, CANADA

2.2 INTRODUCTION

Bien que l'abondance des glaces de paroi puisse faire l'envie des grimpeurs de cascades ou carapaces de glace, la dynamique de ces glaces peut également représenter un enjeu de sécurité dans un contexte comme celui du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). Les chutes de blocs de glace au printemps menacent les usagers de la route 132 enclavée entre la mer et l'escarpement rocheux sur lequel des carapaces de glaces se forment aux zones de résurgence d'eau souterraine dans des encoches (Gauthier et al., 2015b). Pourtant, les écoulements hydrogéologiques qui en sont à l'origine n'avaient jamais été étudiés (Gauthier et al., 2015a). En contrepartie, le développement de formes d'érosion typiquement associés aux résurgences d'eau souterraine sur les parois rocheuses par divers processus ont fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques (e.g. Dunne, 1980, 1990; Duszyński et al., 2016; Laity & Malin, 1985; Lipar & Ferk, 2015; Wray, 2009).

Contrairement aux formes associées au drainage fluviale qui se développent avec la convergence du ruissellement qui s'érode et s'abaisse préférentiellement de la surface (Horton, 1945), les formes d'érosion associées aux écoulements souterrains semblent plutôt se développer par l'érosion et le recul préférentiel d'un escarpement (e.g. Dunne, 1980, 1990; Higgins & Coates, 1990; Jones, 1990; Lipar & Ferk, 2015; Migoń et al., 2017; Parker et al., 1990).

De prime abord, Wood (1942) a proposé un modèle conceptuel qui explique le recul parallèle d'une paroi rocheuse (*back-wearing*) par une succession de chutes de fragments rocheux réparties aléatoirement sur l'ensemble de la paroi dues à la météorisation en surface. Cela donne lieu à un profil de pente typique, avec la partie inférieure progressivement recouverte de débris qui prend une forme convexe, alors que la partie supérieure active

conserve sa verticalité. Or, certains escarpements présentent des formes d'érosion préférentielle en entonnoir où le retrait semble plutôt se traduire par un adoucissement de la pente (*down-wearing*). Le développement des entonnoirs a été étudié par Rapp (1960) qui a amené l'idée que la chute d'un bloc pourrait initier une succession d'effondrements des blocs se retrouvant en surplomb et ainsi mener à la formation d'un entonnoir.

L'un des premiers contextes géomorphologiques étudiés mettant essentiellement en cause l'action des écoulements hydrogéologiques en milieu rocheux pour expliquer le modelage d'un paysage, est l'ouverture de vallées et le développement d'un réseau hydrographique par la formation et le recul d'encoches en amphithéâtre (Dunne, 1980, 1990; Laity & Malin, 1985). Le modèle conceptuel proposé par Dunne (1980, 1990) consiste en l'initiation d'une convergence des écoulements vers une zone de résurgence due à une rupture initiale dans la marge issue d'un agent d'érosion externe ou d'une hétérogénéité dans le milieu rocheux. Cela accentue localement l'action érosive de l'eau souterraine et engendre le recul préférentiel de l'escarpement. Il est à noter que ce modèle repose sur l'hypothèse d'une charge constante pour l'ensemble de l'escarpement, d'où la déformation des équipotentiels de charge à l'endroit de l'encoche dans la paroi qui accentue localement le gradient hydraulique. Le gradient hydraulique localement accru tendrait rétroactivement à faire converger les écoulements, renforçant les conditions de pressions favorables à la dégradation et l'érosion par le suintement à la zone de résurgence (Dunne, 1990; Lamb et al., 2006; Lapotre & Lamb, 2018). À mesure que la zone de résurgence est érodée, la partie supérieure de la paroi rocheuse se retrouve de plus en plus en surplomb, jusqu'à ce qu'il y ait rupture et effondrement; ce processus est appelé sapement induit par le suintement (*spring sapping* ou *groundwater sapping*) (Laity, 1983; Laity & Malin, 1985; Lamb et al., 2006, 2007). La succession d'événements de recul par érosion et sapement expliquerait un recul localement accru de la paroi rocheuse menant à l'ouverture de vallées fortement escarpées avec une forme en amphithéâtre à la tête. Entre autres, ce serait le cas des grands réseaux incisés dans le Plateau du Colorado étudiés par Laity et Malin (1985), où la géologie structurale semble favoriser et contrôler la progression des têtes de vallées. Toutefois, aucune mesure de niveaux d'eau dans le milieu rocheux en amont immédiat d'une zone de

résurgence n'ont encore permis de démontrer concrètement le renforcement du gradient hydraulique aux zones de résurgences en milieux rocheux naturel qui aurait un rôle clé dans le modèle de Dunne (1980, 1990). Les conditions d'applicabilité de ce modèle restent à définir.

L'ouverture de vallées perchées en milieu karstique (*karst pocket valleys*) peut aussi donner lieu à des vallées escarpées alimentées par une zone de résurgence d'eau souterraine à la tête (Ford & Williams, 2007; Lipar & Ferk, 2015). D'abord, l'ouverture de cavités et de conduits par dissolution du calcaire a pour effet d'accroître localement la perméabilité et de concentrer les écoulements, ce qui accroît le potentiel d'érosion rétroactivement. À l'endroit où la nappe intercepte l'escarpement, la présence d'une cavité de plus en plus ouverte peut entraîner l'effondrement du terrain en surplomb laissant une encoche dans l'escarpement, puis une vallée par succession d'événements (Lipar & Ferk, 2015). La dynamique géomorphologique d'ouverture des *karst pocket valleys* est assez similaire au développement par ouverture et effondrement des chenaux de *piping* ou à la suffosion dans les sols (Jones, 1990; Parker et al., 1990).

Dans certains massifs de grès, l'arénisation accrue par les écoulements concentrés dans les discontinuités est aussi reconnue pour dégrader et favoriser l'érosion souterraine par *piping* dans les structures géologiques (Mecchia et al., 2014; Sauro, 2014; Wray, 2009). Ce processus forme des ouvertures sur l'escarpement rocheux à l'endroit où l'eau souterraine fait résurgence et exfiltre le matériel érodé, entraînant ainsi le développement de conduits et de cavités se propageant à l'intérieur du massif rocheux. Les modelés qui en résultent peuvent s'apparenter aux cavités de dissolution qui se développent en milieu karstique.

Par ailleurs, la concentration des écoulements souterrains dans les discontinuités accroît la contrainte de cisaillement appliquée par le flux aux marges des macropores favorisant l'entraînement de particules solides (Bruthans et al., 2012; Dunne, 1990; Jones, 1990). En plus, la concentration des écoulements dans les discontinuités accentue le gradient hydraulique et le potentiel d'érosion par le suintement le long des discontinuités, des contacts lithologiques et des vides, favorisent l'ouverture rapide de conduits dans les massifs rocheux

par *piping* (Bruthans et al., 2012). En surface, ce processus se traduit par la présence de trous circulaires ou d'ouvertures continues le long des plans de discontinuités. Cela pourrait expliquer l'ouverture de canyons étroits et très abruptes (Bruthans et al., 2012), comme les modelés ruiniformes (*rock cities*).

L'action érosive des écoulements souterrains concentrés dans les discontinuités peut affecter un massif rocheux dans son ensemble, en entraînant le lessivage du réseau de discontinuités. Cela se traduit par une déconsolidation du roc et le développement d'instabilités rocheuses. L'érosion du réseau de discontinuités et le transport des débris à la base par les écoulements souterrains pourraient expliquer le recul de certaines parois rocheuses tout en maintenant leur verticalité, comme le montre l'étude de Duszyński et al. (2016). Ils ont développé un modèle conceptuel de désintégration et de recul de parois de roc densément fracturé mettant en cause les écoulements d'eau souterraine. En fait, selon cette étude, la canalisation des écoulements dans le réseau de discontinuité favoriserait l'érosion et le lessivage le long des discontinuités (*fracture-guided underground erosion*), entraînant une déconsolidation interne du massif rocheux et des instabilités (Duszyński et al., 2016).

En faisant abstraction des particularités contextuelles, l'enchaînement de causes à effets qui constituent les mécanismes proposés dans les études antérieures est fondamentalement similaire. La concentration initiale des écoulements hydrogéologiques vers une zone de résurgence favorise la météorisation et l'érosion souterraine et/ou le recul préférentiel de la paroi, ce qui a comme effet d'accroître le gradient hydraulique et/ou la perméabilité localement, et ainsi favoriser la concentration des écoulements en retour. De là, lorsqu'une concentration d'écoulements souterrains vers une zone de résurgence ponctuelle est initiée, l'évolution du système tend à suivre une boucle de rétroaction positive.

La présence systématique de résurgence d'eau souterraine pérenne dans les encoches d'érosion sur les parois rocheuses du nord de la Gaspésie suggère que le développement des encoches pourrait résulter de l'érosion par le suintement et l'effondrement des surplombs générés. Or, nous avons également observé des suintements sur certaines surfaces de rupture fraîchement exposées par des décrochements de grande magnitude récents. Cela nous amène

à nous questionner sur les interactions entre les écoulements d'eau souterraine et le milieu rocheux à proximité des zones de résurgence pour mieux comprendre le système global. Comment le système d'écoulement se comporte-t-il à proximité des parois rocheuses ? Qu'est-ce qui explique que les écoulements souterrains suintent dans des zones de résurgence aussi précises et que celles-ci se retrouvent généralement dans des encoches en forme d'amphithéâtre ?

L'acquisition de connaissances hydrogéologiques directement en amont d'une zone de résurgence peut s'avérer tout aussi pertinente pour comprendre la présence de résurgences locales pérennes, ainsi que l'évolution géomorphologique des parois associées à ces zones de résurgences en considérant les particularités du contexte nord-gaspésien. Nous avons donc aménagé des puits en amont d'une résurgence en paroi pour y étudier directement le système d'écoulements.

Dans le but de mieux comprendre le comportement de l'eau souterraine à proximité des parois de roc fracturé, nous avons (1) caractériser les propriétés et la structure de l'aquifère rocheux et (2) analyser le gradient hydraulique à l'approche d'une paroi rocheuse. Puis, à la lueur des résultats, un modèle conceptuel est proposé et discuté pour expliquer le comportement des eaux souterraines et la géomorphologie observée.

2.3 REGION D'ETUDE

La zone d'étude se trouve le long de la côte sur la rive nord de la péninsule gaspésienne, dans l'Est de la province de Québec, au Canada (Figure 15). Le relief montagneux de la région d'étude comprend de hauts plateaux associés à la chaîne de montagnes des Appalaches entrecoupés de vallées incisées. Le nord de la péninsule est bordé par un escarpement rocheux dont les parois atteignent un peu plus de 100 m de haut par endroit. La route 132, qui est la seule route que relie les villages nord-gaspésiens entre eux, est enclavée entre l'estuaire du St-Laurent et l'escarpement rocheux. La base des parois rocheuses est généralement recouverte par un talus de débris.

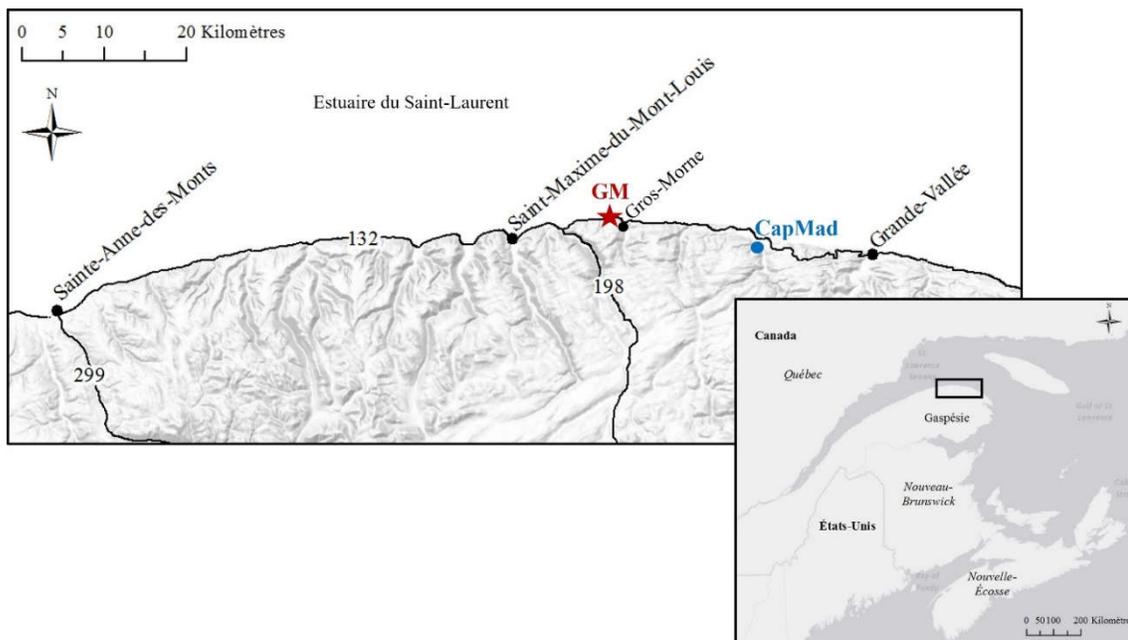


Figure 15. Localisation de la zone d'étude, du site d'étude instrumenté (GM) et de la station météorologique Cap Madeleine (CapMad) d'Environnement Canada. Les routes numérotées sont identifiées.

Le paysage régional est empreint de formes d'érosion glaciaire dont plusieurs vallées en auge et cirques glaciaires (Hétu & Gray, 1985). Au dernier maximum glaciaire, la région était recouverte par l'inlandsis laurentien (Shaw et al., 2006). Les marges de l'estuaire du St-Laurent ont subi le passage du courant glaciaire du St-Laurent (Parent & Occhietti, 1999; Shaw et al., 2006). Au nord de la péninsule gaspésienne, la déglaciation de la zone littorale a commencé vers 13 300 ans avec le recul de la calotte glaciaire régionale (Hétu & Gray, 2000a), dégageant la côte fortement escarpée. Ces versants ont alors pu commencer à se réajuster aux conditions postglaciaires par différents processus géomorphologiques. L'étude de Hétu et Gray (2000b) ont montré que le développement des talus et des cônes de débris à la base des parois rocheuses résulte essentiellement de la réadaptation des versants aux déséquilibres induits pendant la glaciation et la déglaciation (isostasie, eustasie, pentes raidies); il s'agit donc d'une évolution paraglaciale. La région est maintenant affectée par un climat continental humide (Dfb de la classification de Köppen) avec influence maritime.

La température moyenne annuelle est de 3,3°C et les précipitations annuelles reçues avoisinent les 800 mm/an (Environnement Canada 1981-2010).

En ce qui concerne la géologie, les flysch constituant l'escarpement côtier nord-gaspésien font partie de la Formation de Cloridorme. Il s'agit de séquences de turbidites synorogéniques (Ordovicien moyen) formant une ceinture de chevauchement de l'avant-pays affectée par des plis couchés à regard vers le nord repris par des plis déjetés à déversés vers le nord et le nord-ouest (Slivitzky et al., 1991). L'abondance de parois rocheuses offre un affleurement presque continue de cette formation mettant en évidence des variations lithostratigraphiques. Ces variations ont été caractérisées par Slivitzky et al. (1991) pour subdiviser la Formation de Cloridorme en six membres en se basant sur la proportion des différents types de turbidites dans les séquences qui affleurent. Dans l'ensemble, les séquences de la Formation de Cloridorme sont principalement composées d'une alternance de grauwacke, carbonate silteux, siltstone et shale. Les parois montrent des joints orthogonaux subverticaux majeurs en plus d'une forte densité de fractures et fissures.

Des résurgences d'eau souterraine sont localement présentes sur les parois rocheuses. Elles se retrouvent généralement dans des encoches en forme d'amphithéâtre. Dans ces zones de résurgence, un suintement continu émerge de la paroi, alors que la paroi en est complètement dépourvue de part et d'autre. En hiver, le gel de l'eau de résurgence qui ruisselle sur la paroi engendre la formation de carapaces de glaces. Dans la région, une soixantaine de glaces de paroi ont été recensées seulement au bord de la route et plus de 80% sont des résurgences d'eau souterraine (Gauthier et al., 2013a; Gauthier et al., 2015a). Trois exemples de zones de résurgence situées dans des encoches sur les parois rocheuses du nord de la Gaspésie sont montrés à la Figure 16, dont deux cas dans une encoche en amphithéâtre (A et B) et un dans une cicatrice d'éboulement rocheux récent (C) (juin 2008). Des vestiges des carapaces de glace qui s'étaient formées aux zones de résurgence au cours de l'hiver précédent sont observables sur les photos de la Figure 16.



Figure 16. Zones de résurgence sur les parois rocheuses nord-gaspésiennes (A) dans une encoche en amphithéâtre à La Martre, (B) dans une cicatrice d'écroulement récent (juin 2008) à La Martre et (C) dans une encoche en amphithéâtre à Ruisseau-à-Rebours (photos de mai 2018).

2.3.1 Site d'étude

L'acquisition de données pour cette étude s'est faite sur un site d'étude (GM) situé à l'est du village de Gros-Morne, en Haute-Gaspésie. Ce site a été choisi, d'une part, pour sa représentativité globale en termes de morphologie et d'écoulement et, d'autre part, pour l'accessibilité du plateau en amont par une route. Ce site comporte une paroi rocheuse subverticale (environ 85°) avec une zone de résurgence d'eau souterraine localisée au cœur d'une encoche en forme d'amphithéâtre (Figure 17).



Figure 17. Paroi rocheuse avec résurgence du site étudié (GM) avec la position de la zone de résurgence, des relevés structuraux et des points d'observations sur la paroi de chaque côté de l'encoche en amphithéâtre.

Le suintement qui réurge et ruisselle au centre de l'encoche est continu tout au long de l'année et provoque la formation d'une carapace de glace durant l'hiver. Des petites résurgences éphémères émergent de certaines fissures dans la partie supérieure de l'encoche et de part et d'autre de celle-ci lors des périodes de forte recharge comme à la fonte des neiges. Ce phénomène s'observe aussi un peu partout sur les parois le long de la côte au printemps. La base de l'escarpement est couverte par un talus de débris avec une accumulation proéminente sous la résurgence. Le talus est végétalisé dans l'ensemble, mais présente un couloir sans végétation sous la résurgence, ce qui est assez typique des sites de résurgence sur les parois du nord de la Gaspésie (Gauthier et al., 2013b). Le massif rocheux est constitué d'une séquence de turbidites du Membre de Gros-Morne de la Formation de Cloridorme (Slivitzky et al., 1991) et sa composition est fortement dominée (environ 95%) par des lits de grauwacke de carbonate silteux et de siltstone. En plus faible proportion

(environ 5%), on retrouve également du shale et un peu de dolomie. La présence de quartz et de calcite le long des plans de litage et en remplissage dans des fractures est visible sur la paroi et dans les débris formant le talus à la base. À l'endroit du site à l'étude, la séquence de flysch présente généralement un pendage de 20 à 25° vers le sud et est densément fracturée. De plus, une partie d'un pli déversé vers le nord-ouest et quelques failles se distinguent dans l'escarpement qui expose la séquence de flysch.

2.4 METHODOLOGIE

L'approche préconisée dans cette étude vise à combiner différentes méthodes d'acquisition de données pour étudier la dynamique des écoulements souterrains et l'aquifère rocheux. D'une part, les parois rocheuses offrent une vaste fenêtre exposant le massif rocheux et permettant d'acquérir des observations en surface relatives au milieu rocheux et à la zone de résurgence. D'autre part, l'aménagement de puits d'observation ouverts au roc donne un accès direct à l'eau souterraine et permet l'utilisation de méthodes supplémentaires pour la caractérisation du massif rocheux. L'acquisition de données piézométriques dans les puits d'observation aménagés en amont hydraulique de la paroi rocheuse et de la zone de résurgence permet d'étudier le comportement de la nappe et la variation du gradient hydraulique sur la base de niveaux d'eau réels et non pas uniquement inférés en fonction d'observations en surface. Le fait d'aménager des puits ouverts au roc permet également d'étudier le roc n'ayant pas été exposé aux conditions atmosphériques comme c'est le cas pour les affleurements pouvant être étudiés en surface. Pour mener cette étude, quatre puits ouverts au roc de 15 cm de diamètre ont été forés au marteau fond de trou sur le plateau à proximité de la paroi rocheuse. Une margelle en acier est installée jusqu'à une profondeur de 6 m pour les puits P1, P2 et P3 et de 7 m pour le puits P4. Les puits P1, P2 et P3, d'une profondeur de 30 m, ont été forés à la mi-juin 2019, alors que P4, d'une profondeur de 50 m, a été foré à la fin août 2019 (Figure 18). La profondeur des puits a été déterminée arbitrairement. Le positionnement des puits a été fortement influencé par l'accessibilité. Deux puits (P1 et P3) ont été aménagés directement en amont de la zone de résurgence, et

les deux autres (P2 et P4) ont été aménagés en marge de la zone de résurgence, dont un (P4) à seulement cinq mètres de la paroi rocheuse.

L'apex réel de la paroi est relativement linéaire, mais présente une forme concave à l'endroit de la zone de résurgence. L'apex général sera employé dans cet article pour désigner la ligne droite suivant la tendance générale de l'apex en faisant abstraction de l'encoche présent dans l'apex réel, tel qu'illustré par le trait pointillé noir sur la Figure 18. Elle sera utilisée comme référence pour normaliser la distance entre les puits et la paroi pour certaines analyses.

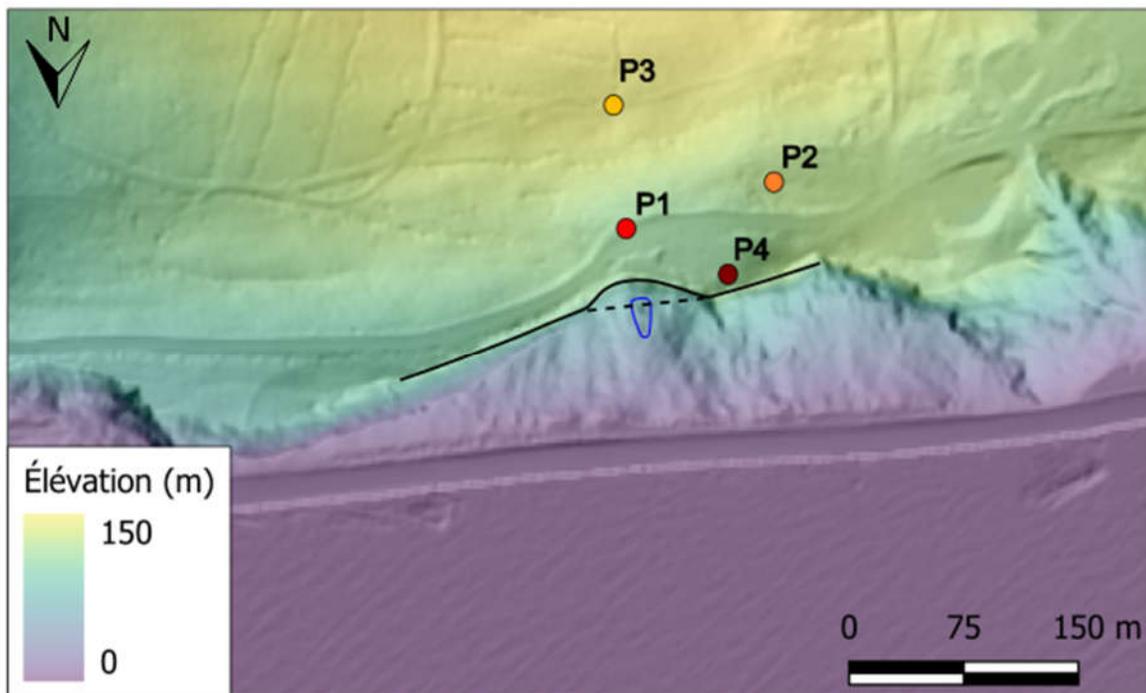


Figure 18. Topographie du site d'étude (GM) et position des quatre puits (P1 à P4) par rapport à l'apex de la paroi (trait noir) et à la zone de résurgence (trait bleu) dans l'encoche.

2.4.1 Caractérisation du massif rocheux

La caractérisation structurale du massif rocheux comprend d'abord des observations en surface en accédant directement à la paroi par descente en rappel. L'accès direct par le haut

est préconisé pour minimiser l'exposition aux chutes de pierres potentielles. Au centre de l'encoche, une caractérisation systématique a été faite en suivant six lignes de relevé d'une longueur arbitraire de 2 m et orientées selon trois directions différentes (Figure 19). La Figure 17 montre la localisation de ces relevés structuraux sur la paroi par rapport à l'ensemble du site. La longueur des relevés était limitée dû au faible potentiel de déplacement latéral par rapport au point d'attache en haut de paroi; il devient difficile de prendre des mesures structurales avec l'effet de pendule. Toutefois, comme le litage est centimétrique à décimétrique et que la fréquence de fracturation est élevée, les lignes de relevé de 2,0 m dans trois directions différentes permettent tout de même d'intercepter un ensemble de discontinuités assez représentatif du patron général. Pour chaque discontinuité interceptée le long des lignes de relevé, les paramètres suivants ont été notés : la distance par rapport au début du relevé, la nature de la discontinuité, le pendage, la direction de pendage, l'ouverture, le remplissage et la présence d'eau.

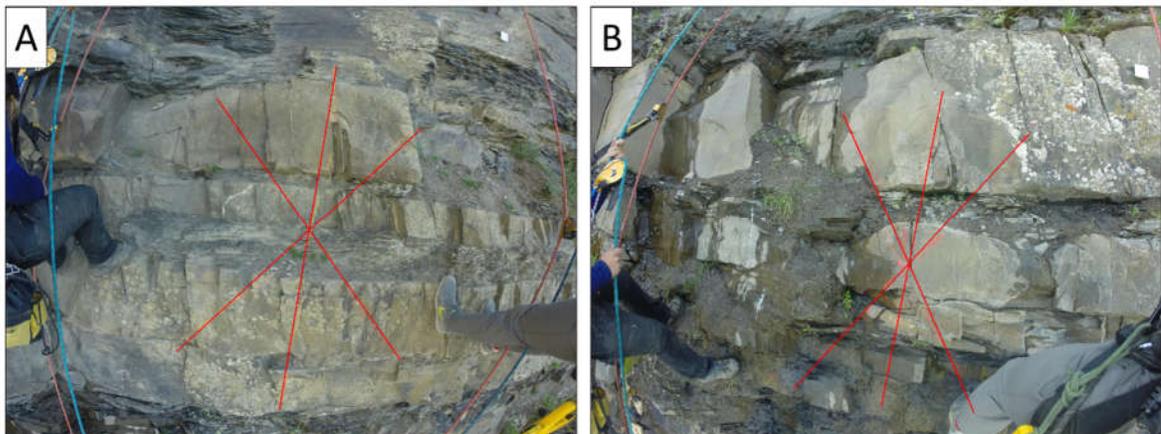


Figure 19. Position relative des six lignes de relevé structural d'une longueur de 2 m chacune réalisées sur la paroi, au centre de l'amphithéâtre, (A) dans la partie sèche, au-dessus de la résurgence et (B) dans la partie supérieure de la résurgence.

Nous avons tenté de descendre sur la paroi de chaque côté de l'encoche pour effectuer des relevés similaires, mais nous n'avons pas réussi à descendre suffisamment de manière sécuritaire. Les blocs en condition de stabilité précaire sont abondants et se décrochent trop

facilement pour y descendre sans y faire un écaillage au préalable. La Figure 20 montre des photographies prises lors des tentatives de descentes en rappel à différents points d'observation du côté est (A, B et C) et du côté ouest (D) de la zone de résurgence où des blocs instables et des discontinuités ouvertes sont observables. La position relative des points d'observations sur la paroi (A, B, C et D) d'où proviennent ces photographies est montrée sur la Figure 17. Le seul endroit sécuritaire où nous avons pu descendre de quelques mètres constitue une surface de décrochement relativement lisse (Figure 20D) ce qui n'est pas représentatif de la paroi globale.

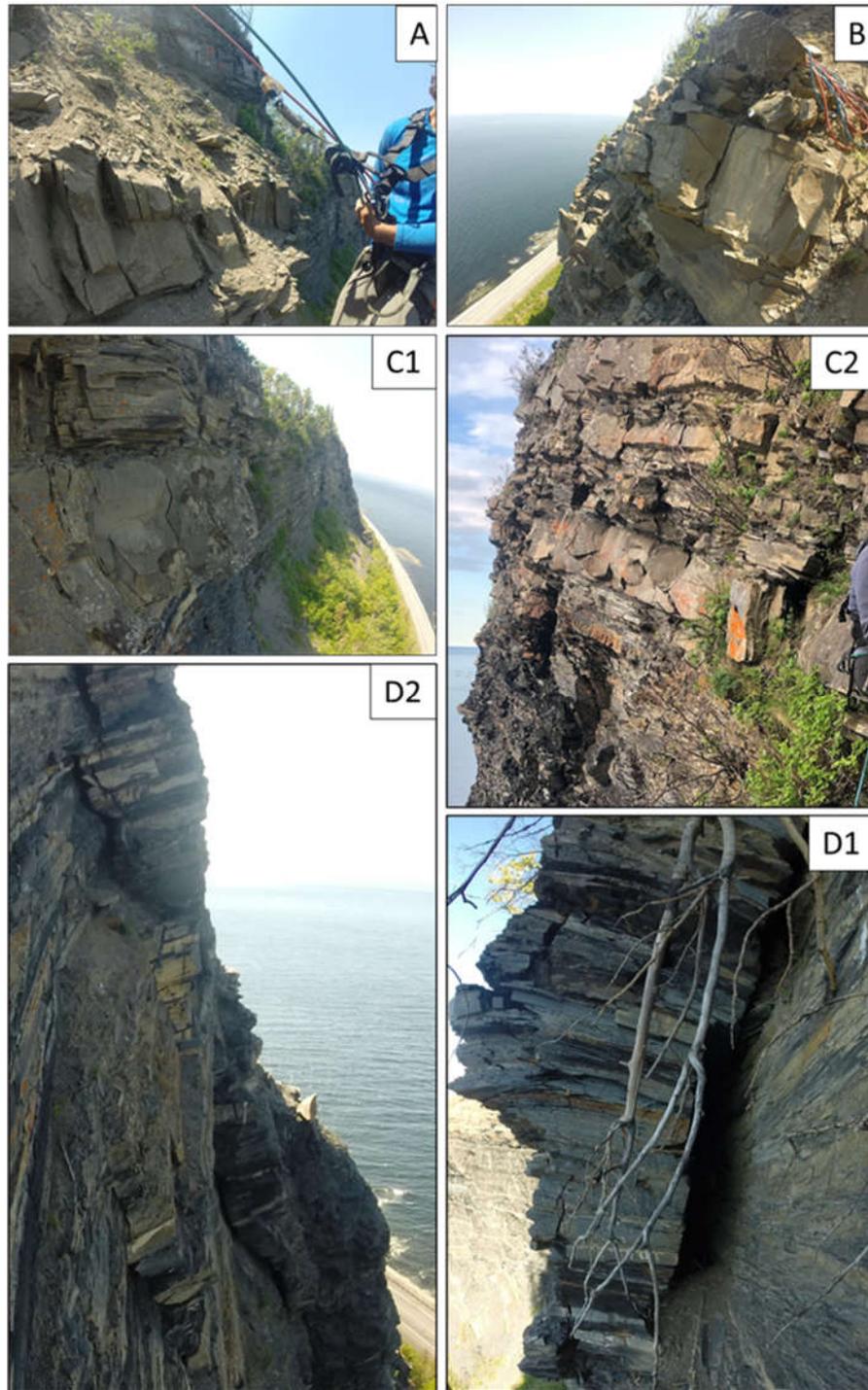


Figure 20. Exemples de blocs instables et de discontinuités ouvertes observées en descendant en rappel sur la paroi rocheuse de chaque côté de la zone de résurgence. A, B, et C à l'est et D à l'ouest de la zone de résurgence.

Pour caractériser la structure interne du massif rocheux, des diagraphies de puits (*well logging*) ont été acquises en août 2019 à partir de quatre instruments : un *televiwer* optique (OTV), un diamètreur, une sonde pour le rayonnement gamma naturel et une sonde à induction. En déplaçant les instruments tout le long des puits, les différentes propriétés du roc constituant les parois des puits sont enregistrées en fonction de la profondeur de manière continue (e.g. Liu, 2017). Le *televiwer* optique a permis d'obtenir une image orientée à haute résolution des parois des puits, montrant les variations lithologiques et les structures rencontrées par le forage. Ces images ont ensuite été analysées avec le logiciel WellCAD, ce qui a permis d'identifier les différents types de discontinuités et d'obtenir des mesures d'orientation (pendage et direction de pendage) et d'ouverture relatives à ces discontinuités. Lors de l'analyse structurale, les discontinuités ont également été identifiées en fonction de leur nature, soit le litage, les veines, les fractures ouvertes, fractures partiellement ouvertes ou les zones fissurées/cisailées. Le diamètreur utilisé est un modèle mécanique à trois bras qui permet d'obtenir un profil du diamètre des puits. La sonde à rayonnement gamma donne un profil du rayonnement gamma total et spectral (K, U et Th) émis par les formations rocheuses rencontrées, alors que la sonde à induction donne un profil de la conductivité électrique et de la susceptibilité magnétique du milieu rocheux environnant. Les sondages diagraphiques ont été réalisés dans les puits P4, P1 et P3, mais pas dans le puit P2 qui était malheureusement inaccessible avec l'équipement de diagraphie au moment des travaux.

2.4.2 Propriétés hydrauliques

Les contrastes de perméabilité dans les massifs rocheux peuvent tout autant favoriser une concentration des écoulements que les contraindre (e.g. Singhal & Gupta, 2010). En effet, la présence de zones plus perméables, telles que des discontinuités ouvertes, peut engendrer une concentration des écoulements, tout comme la présence d'une unité peu perméable peut créer un aquifère perché où le flux vertical est limité. L'acquisition de données relatives à la conductivité hydraulique s'avère donc pertinente dans le cadre de cette étude afin de définir les conditions de nappe et vérifier la présence de zones d'écoulement préférentiel. Ces données peuvent aussi être utiles pour appuyer la compréhension de la

structure interne de l'aquifère rocheux. Des essais à choc hydraulique (*slug tests*) entre obturateurs ont donc été réalisés pour déterminer la conductivité hydraulique à différentes profondeurs dans les quatre puits. Ces essais ont été réalisés du 8 au 18 septembre 2019. Le système utilisé comprend deux obturateurs pneumatiques qui isolent un intervalle de longueur fixe, soit 1,60 m, à l'intérieur duquel les essais sont réalisés. En changeant la profondeur du système, les essais ont été faits à tous les 1,60 m à partir du niveau saturé de chaque puits. Les données acquises lors des essais à l'aide d'un enregistreur de niveau d'eau donnent la courbe de récupération suivant le changement de niveau instantané (choc hydraulique) provoqué pour l'essai. La courbe de récupération a ensuite été utilisée pour obtenir une valeur de conductivité hydraulique en appliquant la méthode de Hvorslev (1951) à l'aide du logiciel AQTESOLV. Pour ce faire, le roc fracturé a été traité comme un milieu poreux équivalent. Un exemple d'interprétation d'un essai est joint en annexe.

2.4.3 Suivi piézométrique

Dans le but de suivre les niveaux d'eau en continue et analyser les variations de conditions d'écoulement autant spatiales que temporelles, des enregistreurs de niveau d'eau Hobo (Water Level Data Logger – U20) ont été installés dans les puits d'observation. N'ayant aucune idée de l'amplitude des variations annuelles de la nappe au préalable, les enregistreurs ont été installés pratiquement au fond des puits et la capacité minimale nécessaire des enregistreurs a été déterminée en fonction de la profondeur totale des puits. Ainsi, des enregistreurs d'une capacité de 0 à 30 m, et d'une précision de $\pm 0,015$ m, ont été installés dans les puits P1, P2 et P3 pour acquérir des données entre le 19 juin 2019 au 29 décembre 2020. Dans le puits P4, un enregistreur d'une capacité de 0 à 76 m, et d'une précision de $\pm 0,038$ m, a été installé pour acquérir des données entre le 7 septembre 2019 au 29 décembre 2020. Les enregistreurs sont reliés aux couvercles des puits par un câble en acier inoxydable de longueur fixe. En outre, des enregistreurs similaires, mais de moindre capacité, soit 0 à 9 m, avec une précision de $\pm 0,005$ m, ont aussi été installés dans le couvercle des puits pour suivre la pression atmosphérique utilisée pour effectuer la correction barométrique des données de niveau d'eau. Un pas de temps d'une heure entre les enregistrements a été utilisé

afin de maximiser le potentiel de détecter des variations spontanées tout en respectant la capacité d'enregistrement. Les séries temporelles horaires qui en résultent sont ensuite analysées et comparées entre elles pour définir la dynamique de la nappe à l'approche de la paroi rocheuse. Par ailleurs, des visites fréquentes du site à tout moment de l'année ont permis d'observer en surface les variations saisonnières de conditions d'écoulements dans la zone de résurgence, telles que la hauteur maximale du suintement et la présence de points de résurgence éphémères.

2.5 RESULTATS

2.5.1 Caractérisation du massif rocheux

Pour ce qui est des éléments structuraux observables directement en surface, la paroi rocheuse expose une structure relativement homogène dans l'ensemble. Globalement, le massif se caractérise par un litage dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques décimètres ainsi qu'un réseau de joints orthogonaux subverticaux et de nombreuses fractures et fissures. Cet arrangement se retrouve tout autant dans la zone de résurgence dans l'encoche que sur la paroi de part et d'autre. Aucune structure singulière telle qu'un axe de plis ou une faille n'intercepte la paroi au niveau du site d'étude. Les descentes en rappel sur la paroi ont toutefois permis d'observer la structure à plus petite échelle et de soulever des différences quant au roc exposé dans l'encoche par rapport aux marges de chaque côté. La paroi est relativement stable dans la zone de résurgence au fond de l'encoche. Quelques petits blocs et des fragments pouvaient se décrocher facilement, mais la paroi y est généralement stable ; c'est ce qui nous a permis d'y descendre de façon sécuritaire sur près de 30 m. À partir de plus ou moins 10 m sous l'apex, la roche est mouillée par le suintement et le ruissellement. En contrepartie, nos observations sur la paroi de chaque côté de l'encoche ont permis de relever la présence de blocs volumineux souvent instables avec des discontinuités ouvertes abondantes, ainsi que des joints ouverts subparallèles à la paroi (Figure 20). De tels joints peuvent constituer des surfaces de glissement plutôt lisses. La descente en rappel a d'ailleurs été possible à l'ouest de la résurgence sur une surface de glissement relativement fraîche. À

l'est de la résurgence, la présence accrue de blocs en condition de stabilité précaire qui se décrochent sous nos pieds nous a empêché de descendre de manière sécuritaire, mais le fait même nous indique une cohésion nettement inférieure entre les blocs par rapport au fond de l'encoche. La paroi en marge de la résurgence est dépourvue de suintement et de ruissellement visible en général.

Avec les six relevés linéaires de 2 m (Figure 19), un total de 101 discontinuités a été intercepté et mesuré, ce qui donne une moyenne de 8,4 discontinuités par mètre. Les discontinuités relevées comprennent 41 plans de litage et 60 fractures et veines. Dans l'ensemble, le litage observé se définit par un plan moyen dont l'orientation (pendage/direction de pendage) est 22/ 206 (Figure 21A). Pour les fractures et les veines, les concentrations de pôles montrent deux orientations principales (Figure 21B) : un fort pendage vers le nord-ouest et dans une moindre mesure un faible pendage vers le sud. L'ouverture moyenne de ces discontinuités est de 2,5 mm. En considérant les trois relevés du haut et les trois relevés du bas séparément, on observe respectivement une ouverture moyenne de 1,1 mm et de 3,9 mm. Les fractures et veines des trois lignes de relevés dans la partie supérieure de la zone de résurgence présentent une ouverture moyenne quatre fois supérieure à celles relevées au-dessus de la zone de suintement. Par ailleurs, 23% des fractures et des veines relevés sur la paroi dans l'encoche avaient une ouverture supérieure à 2 mm contre 30% des fractures et des veines identifiées dans le puits P4 situé à 5 m de l'apex de la paroi en périphérie de l'encoche.

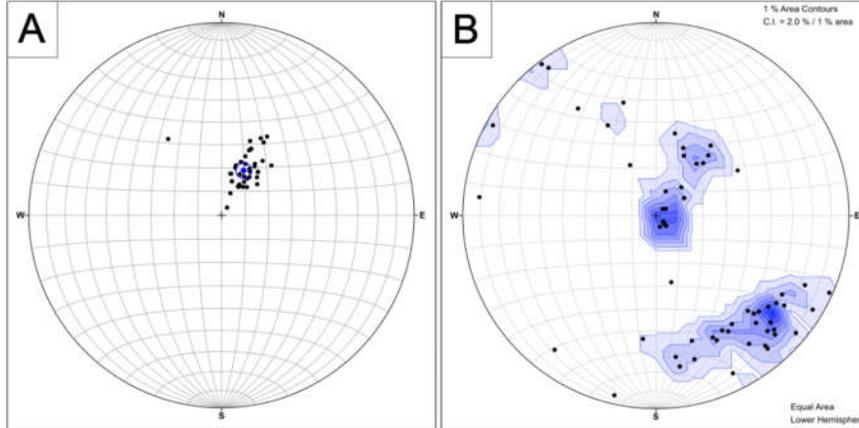


Figure 21. Diagrammes stéréographiques montrant les pôles des discontinuités relevées sur la paroi, montrant (A) les plans de litage avec le plan moyen (22/206) et (B) les fractures et les veines avec les contours associés à la concentration des pôles.

En ce qui concerne les diagraphies de puits, les profils de diamètre et les images orientées (OTV) des parois des puits se sont avérées particulièrement utiles pour la caractérisation de l'aquifère rocheux. La Figure 22 montre ces deux logs ainsi que les *tadpoles* qui représentent la direction et le pendage des structures identifiées sur les images pour les puits P4, P1 et P3. Les logs complets des trois puits se trouvent en annexe.

Les mesures de diamètre varient sur un intervalle de 2,89 cm dans le puits P4, de 1,40 cm dans le puits P1 et de 1,43 cm dans le puits P3. Des variations de diamètres deux fois plus importantes sont donc observées dans le puits P4 par rapport aux deux autres puits. Le profil du diamètre du puits P4 montre que le diamètre est plus variable dans la partie supérieure du puits, jusqu'à 32,5 m de profondeur, avec une importante augmentation du diamètre qui se démarque entre 18,0 et 19,0 m de profondeur. Cela concorde avec une certaine concentration de fractures partiellement ouvertes identifiées sur les images. Il est à noter que cette zone se trouve au-dessus du niveau de la nappe. Entre 32,5 et 42,0 m de profondeur, le profil est particulièrement lisse. Dans les puits P1 et P3, le diamètre semble également varier de moins en moins avec la profondeur.

Par l'analyse des images orientées (Figure 22), le nombre total de discontinuités identifiées est de 385 dans le puits P4, de 290 dans le puits P1 et de 312 dans le puits P3, ce

qui donne respectivement une moyenne de 9, 12 et 13 discontinuités par mètre. Cinq types de discontinuités ont été identifiés : les litages, les veines, les fractures partiellement ouvertes, les fractures ouvertes et les zones fissurées et cisillées. Sur les images, les discontinuités relatives au litage sont généralement faciles à identifier avec les variations de teintes, mais les traces sont beaucoup moins évidentes dans les zones où la roche est foncée. En considérant tous les plans de litages identifiés, un plan moyen (pendage/ direction de pendage) du litage a pu être calculé pour chaque puits : 15/170 pour le puits P4, 18/191 pour le puits P1 et 24/201 pour le puits P3. Le pendage du litage est donc plus faible à proximité de la paroi rocheuse. Malgré la tendance générale du litage à pendre vers le sud, la direction de pendage s'inverse entre 30,0 et 46,0 m de profondeur dans le puits P4 et à partir de 24,5 m dans le puits P1.

Les fractures et les veines identifiées sur les images sont d'orientations variables, ce qui favorise la connectivité des discontinuités dans le massif rocheux. Leur orientation en représentation stéréographique ne montre aucune tendance particulière, outre une certaine concentration s'apparentant aux plans de litage. Toutefois, il faut mentionner que la verticalité des puits implique une sous-représentation des discontinuités verticales et subverticales dans l'échantillon global.

Par ailleurs, l'ouverture moyenne des fractures et des veines identifiées sur les images est de 1,75 mm dans le puits P4, de 0,87 mm dans le puits P1 et de 1,00 mm dans le puits P3. L'ouverture moyenne des veines et des fractures dans le puits P4 est supérieure à celle dans le puits P3 de 75% et du double de celle dans le puits P1. En proportion, 30% des fractures et des veines mesurées dans le puits P4 ont une ouverture supérieure à 2 mm, contre 9% et 14% dans les puits P1 et P3. Des zones particulièrement fissurées présentant de la calcite en remplissage sont observables dans les puits P4 entre 38,0 et 39,0 m et entre 40,0 et 42,0 m de profondeur, et dans le puits P1 entre 18,0 et 19,0 m et entre 22,5 et 24,5 m de profondeur. En plus, la zone fissurée située entre 22,5 et 24,5 m de profondeur dans le puits P1 montre aussi une inconformité structurale où les traces de litage apparaissent déformées. Ce phénomène apparaît également dans le puits P3 entre 18,0 et 19,0 m.

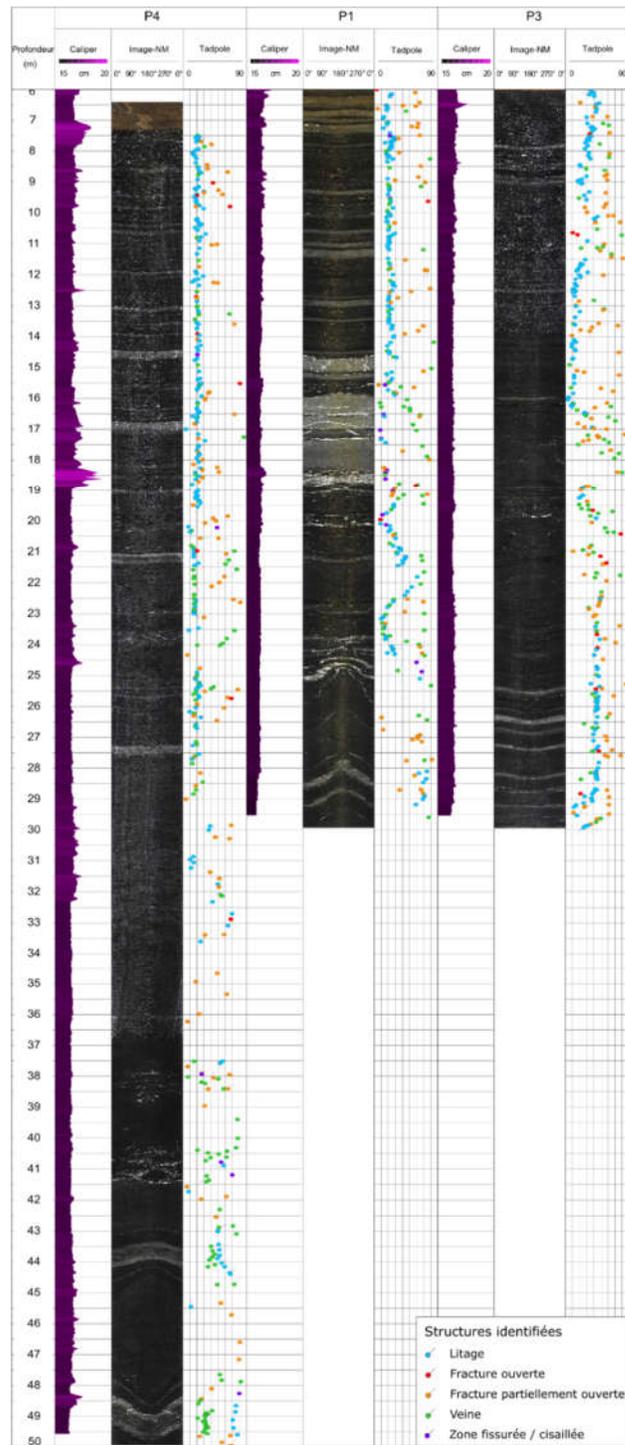


Figure 22. Profils du diamètre et images à haute résolution des parois de puits avec les tadpoles représentant l'orientation des structures identifiées sur les images pour les puits P4, P1 et P3.

Sur les profils de diamètre, du rayonnement gamma total et de la susceptibilité magnétique obtenus avec les diagraphies des puits P4, P1 et P3, il a été possible d'identifier des changements de propriétés du roc délimitant les unités lithologiques rencontrées. Les changements d'unité s'avèrent plus évidents sur de tel profil que sur les images, mais ces dernières se sont avérées très utiles pour valider la délimitation des unités établies selon les profils diagraphiques, en plus de permettre une certaine interprétation quant aux lithologies constituant ces unités. Les unités se distinguent principalement par le type de turbidites qui les compose (Figure 23). D'abord, les unités G1 sont constituées d'une alternance de grauwacke, de carbonate silteux et de siltstone avec un peu de shale d'épaisseur moyenne (décimétrique). L'unité G2 est constituée d'une alternance de grauwacke lithique et de grauwacke avec ciment carbonaté et est d'apparence plus compétente. Les unités C sont plutôt constituées d'une alternance de grauwacke avec ciment carbonaté, de carbonate silteux et de siltstone avec un peu de shale. Ces unités sont marquées par la présence de zones fissurées cimentées de calcite. Finalement, les unités S sont constituées d'une alternance de carbonate silteux et de siltstone avec un peu de shale et sont relativement peu compétentes. Il peut sembler aberrant de ne pas observer les mêmes unités aux mêmes élévations dans les puits P4 et P1, mais cela s'explique par le pendage du litage vers le sud et par la présence d'un pli couché.

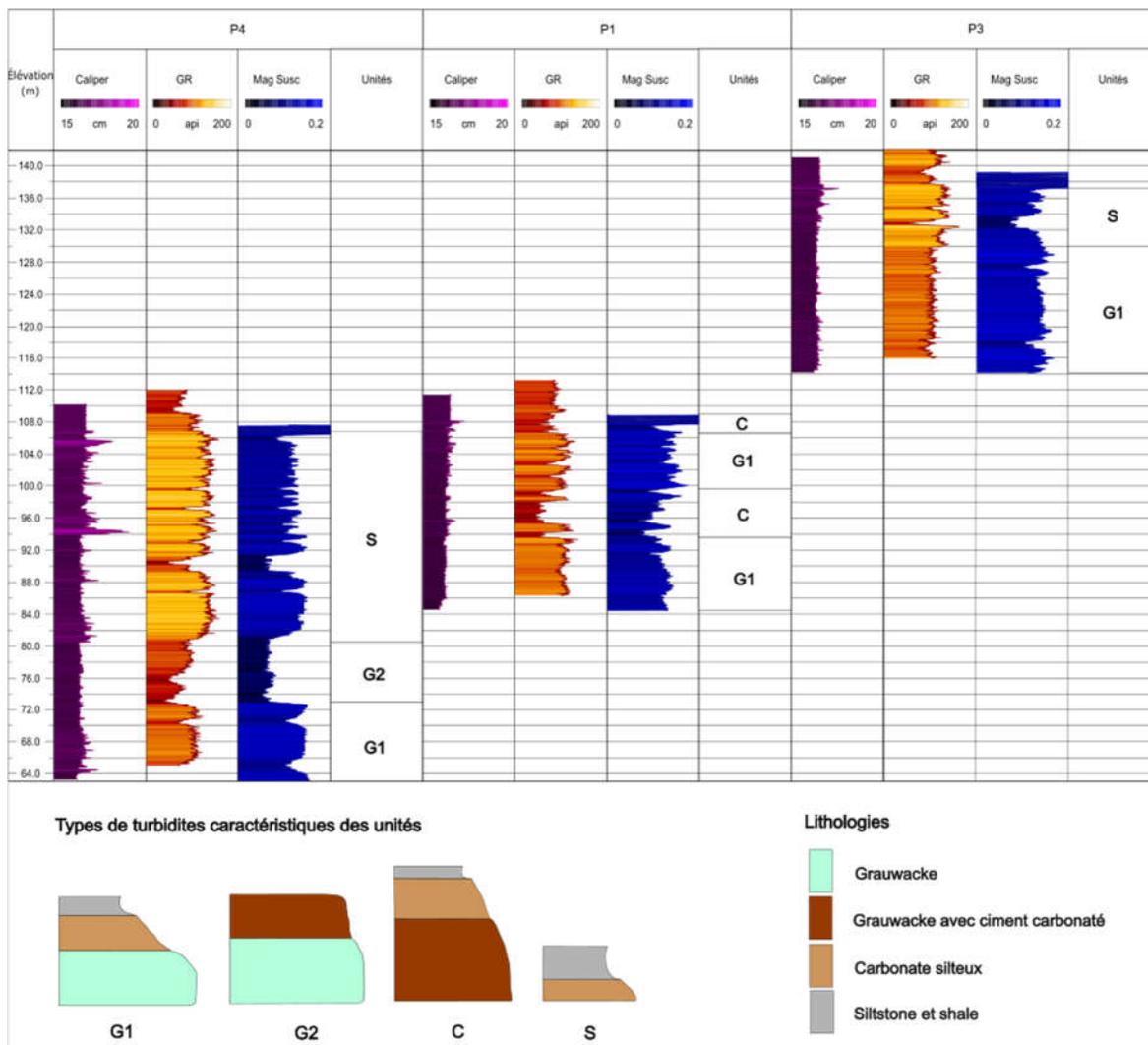


Figure 23. Profils du diamètre, du rayonnement gamma total et de la susceptibilité magnétique obtenus avec les diagraphies des puits P4, P1 et P3, avec les différentes unités lithologiques identifiées sur la base de ces diagraphies et les types de turbidites caractéristiques des différentes unités identifiées.

2.5.2 Propriétés hydrauliques

La conductivité hydraulique obtenue pour les intervalles testés varie entre $1,9 \times 10^{-5}$ m/s et $1,8 \times 10^{-4}$ m/s dans le puits P4, entre $4,7 \times 10^{-6}$ m/s et $3,0 \times 10^{-4}$ m/s dans le puits P1, entre $3,1 \times 10^{-6}$ m/s et $7,5 \times 10^{-5}$ m/s dans le puits P2 et entre $8,2 \times 10^{-6}$ m/s et $3,0 \times 10^{-5}$ m/s dans le

puits P3. Dans chaque puits, les valeurs de conductivité hydraulique obtenues varient de moins de deux ordres de grandeur. Il y a donc peu de contraste vertical de perméabilité entre les intervalles testés le long des puits. La moyenne géométrique des conductivités hydrauliques obtenues est de $8,3 \times 10^{-5}$ dans le puits P4, de $5,3 \times 10^{-5}$ dans le puits P1, de $2,6 \times 10^{-5}$ dans le puits P2 et de $1,4 \times 10^{-5}$ dans le puits P3. Ces résultats ne montrent aucun contraste majeur de conductivité hydraulique entre les puits, mais indiquent toutefois que la conductivité hydraulique augmente en approchant de la paroi, mais la variation est d'à peine un ordre de grandeur entre les valeurs moyennes obtenues. Il est toutefois important de noter que les résultats des essais à choc hydraulique sont seulement représentatifs de la portion saturée des puits. En effet, ces résultats ne tiennent pas compte de la perméabilité potentiellement accrue dans les 35 premiers mètres de profondeur du puits P4 ce qui pourrait d'ailleurs expliquer le fort rabattement observé à l'endroit de ce puits.



Figure 24. Logarithme de la conductivité hydraulique du roc fracturé obtenue pour chaque intervalle de 1,60 m testé avec les essais à choc hydraulique entre obturateurs dans les quatre puits.

Les conductivités hydrauliques obtenues par intervalles de 1,6 m dans les puits P4, P1 et P3 ont été en relation avec les unités lithologiques identifiées par les diagraphies de puits, afin de vérifier si des changements lithologiques pourraient expliquer les variations de conductivités hydrauliques entre les intervalles testés le long des puits. Pour les puits P4 et P3, les intervalles testés se trouvent pratiquement tous dans l'unité inférieure en raison du niveau de l'eau souterraine. Or, dans le cas du puits P1, il est possible de constater que la conductivité hydraulique montre une stabilité dans l'unité centrale (C) constituée de lits plus épais avec une prédominance de carbonates et des variations dans les deux unités G1 constituées de lits moins épais, soit une décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur pour celle du haut et une croissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur pour celle du bas. Toutefois, la moyenne géométrique des conductivités hydrauliques obtenues pour chacune de ces trois unités lithologiques est similaire. La moyenne géométrique des conductivités hydrauliques obtenues pour l'unité G1 du haut de $5,2 \times 10^{-5}$ m/s et de $5,3 \times 10^{-5}$ m/s pour l'unité centrale (C), ainsi que pour l'unité en G1 du bas. Aucune variation verticale significative de la conductivité hydraulique pouvant être associée aux changements lithologiques n'a été observée sur la base de résultats obtenus dans le cadre de la présente étude.

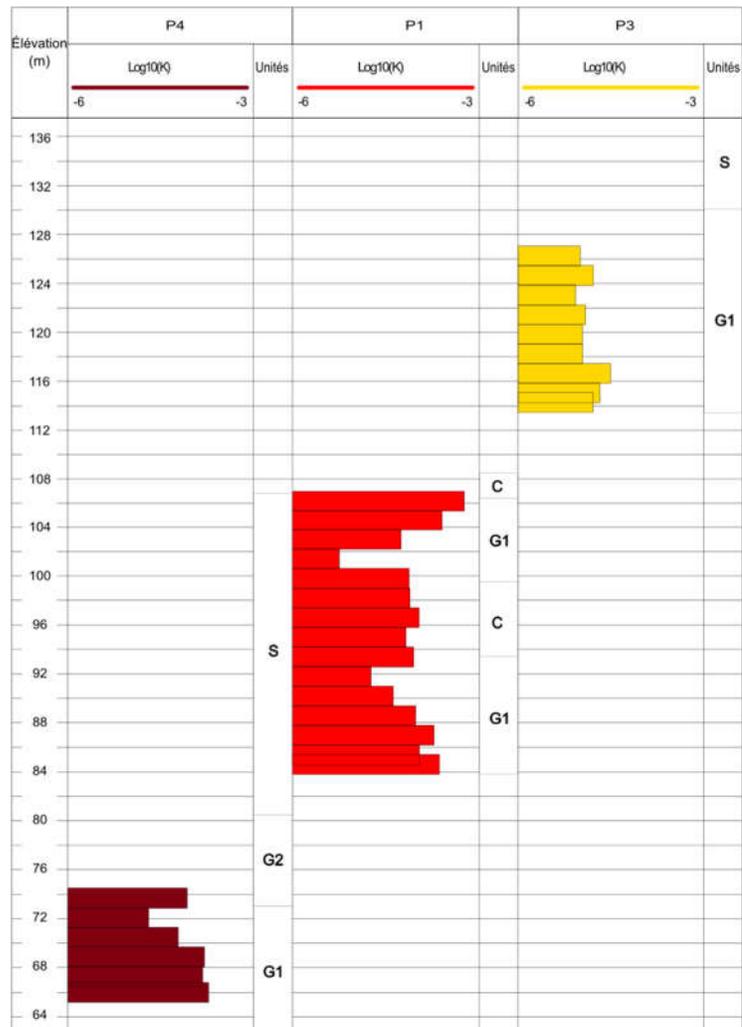


Figure 25. Conductivités hydrauliques obtenues par intervalles de 1,6 m dans les puits P4, P1 et P3 superposées aux unités lithologiques identifiées avec les diagraphies de puits.

2.5.3 Suivi piézométrique

À partir des données de niveaux d'eau acquises dans les quatre puits, l'élévation maximale (H_{\max}), minimale (H_{\min}) et moyenne (H_{moy}) de la nappe, ainsi que l'amplitude de variation (ΔH) de la nappe ont été compilés pour chacun des puits suivis (Tableau 1). L'amplitude de variation (ΔH) de la nappe correspond à la différence entre les élévations maximale et minimale enregistrées durant la période de suivi, soit entre juin 2019 et décembre 2020.

Tableau 1 Paramètres spatiaux des puits aménagés et élévations de nappe observées.

Puits	Profondeur	Élévation ⁽¹⁾	Distance \perp ⁽²⁾	H_{moy}	H_{\max}	H_{\min}	ΔH ⁽³⁾
P4	50	112,8	5	78,14	79,95	77,19	2,76
P1	30	114,0	47	110,17	111,94	108,75	3,19
P2	30	125,9	60	123,36	124,98	122,42	2,56
P3	30	143,6	141	130,84	136,33	127,89	8,44

⁽¹⁾ Élévation du couvercle des puits auxquels sont fixés les capteurs

⁽²⁾ Distance horizontale perpendiculaire entre les puits et l'apex général de l'escarpement

⁽³⁾ Amplitude de variation de la nappe ($H_{\max} - H_{\min}$) pour la période de suivi (juin 2019 - décembre 2020)

* Les mesures présentées sont toutes exprimées en mètres.

L'amplitude de variation du niveau de l'eau souterraine (ΔH) à l'échelle annuelle représente la différence entre le niveau d'eau maximal atteint au printemps et le niveau minimal généralement observé vers la fin de l'été dans chacun des puits. Cette variation est pratiquement trois fois plus grande dans le puit P3 par rapport aux autres puits qui sont plus près de la paroi (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Globalement, il semble que l'amplitude de variation annuelle du niveau d'eau souterraine tend à diminuer en approchant de la paroi rocheuse, sauf dans P2 situé à 60 m de la paroi où la variation annuelle observée est la plus faible. Il faut toutefois préciser que la hauteur de nappe maximale enregistrée dans ce puits correspond pratiquement à l'élévation de la surface du sol à cet endroit.

Les niveaux d'eau représentés en projection 2D, soit dans un plan perpendiculaire à la paroi rocheuse tel qu'illustré à la Figure 26, permettent de visualiser le comportement de la nappe à l'approche de la paroi rocheuse. Ce plan de représentation est parallèle au profil topographique passant par le centre de la zone de résurgence et les puits P1 et P3 (Figure 18) en faisant abstraction de la distance transversale par rapport au profil des puits P2 et P4. Cette représentation montre la composante principale du gradient hydraulique avec le niveau d'eau souterraine qui diminue vers la paroi, négligeant la composante secondaire transversale (vers l'est) induite par la topographie locale. C'est d'ailleurs ce qui explique que le niveau d'eau du puits P2 paraît être au-dessus de la surface du sol par rapport au profil topographique à la Figure 26 et qu'il n'a pas été considéré dans l'interpolation linéaire pour représenter la nappe. En considérant le niveau moyen de la résurgence observé en surface par rapport à la distance de l'apex général, le gradient est quasi linéaire entre les puits P3 et P1 et la résurgence. En contrepartie, le niveau d'eau observé dans les puits P4 indique une augmentation du gradient avec un rabattement rapide de la nappe à l'approche de la paroi en marge de la zone de résurgence.

Dans la zone de résurgence au centre de l'encoche, le suintement est généralement visible à partir de 10 à 11 m sous l'apex. Nous avons observé que le suintement commence à un niveau plus élevé lors de la période de fonte de neige printanière. En effet, des zones de suintement éphémères ont été observées à partir de 3,25 m sous l'apex le 16 mai 2020, alors que la fonte du couvert neigeux tirait à sa fin et que le niveau de nappe était presque à son maximum selon les données piézométriques. Puis, après seulement un mois, soit le 19 juin 2020, le suintement visible commençait à 7,15 m sous l'apex, le long de certaines fractures, et sur la surface complète à partir de 10,80 m sous l'apex. Or, même vers la fin de la période de fortes pluies automnales, nous n'avons jamais observé d'augmentation aussi marquée du niveau de la résurgence que lors de la fonte des neiges. Le 29 octobre 2020, le suintement commençait à partir de 7,15 m sous l'apex le long de quelques fractures et sur la

surface complète à partir de 8,85 m sous l'apex.

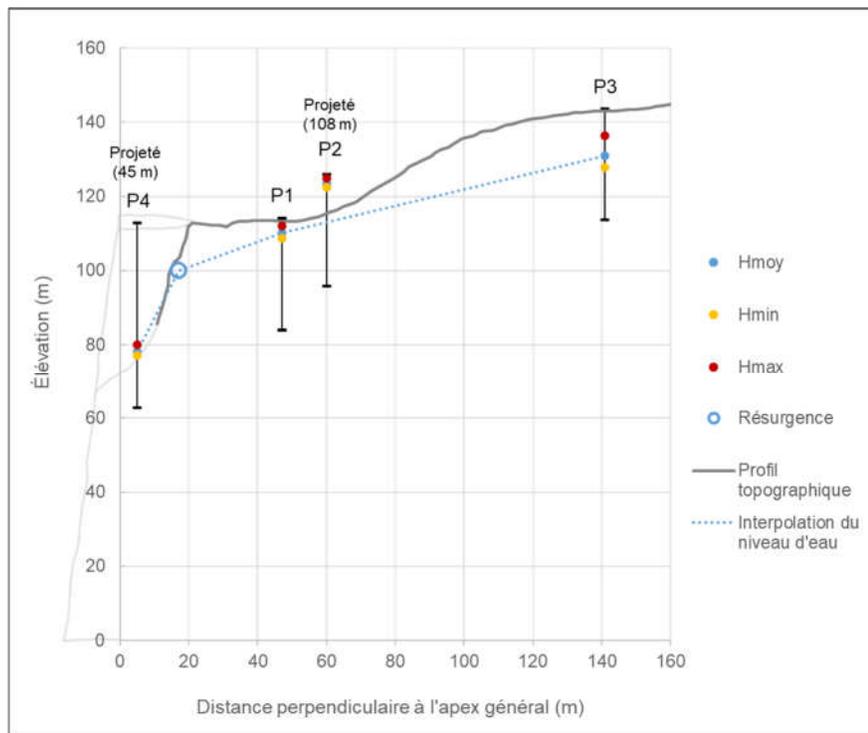


Figure 26. Représentation du niveau moyen, maximal et minimal de la nappe dans les quatre puits par rapport à la distance de l'apex général de la paroi ($x = 0$). Les puits P2 et P4, situés à une distance transversale de 108 m et 45 m respectivement du plan perpendiculaire à la paroi et vis-à-vis la zone de résurgence, sont projetés en 2D. La hauteur de la résurgence, une interpolation du niveau d'eau relativement au niveau moyen dans chaque puits et un profil topographique perpendiculaire à la paroi vis-à-vis la zone de résurgence sont également représentés.

Les séries temporelles de niveaux d'eau souterraine enregistrés en continu dans les puits (Figure 27) permettent d'analyser les variations de niveau d'eau souterraine qui caractérisent la dynamique locale de la nappe. À l'échelle annuelle, la tendance générale du niveau de la nappe à augmenter ou à diminuer suit une cyclicité saisonnière dans tous les puits. Les variations saisonnières observées indiquent des périodes de recharge au printemps (fonte du couvert neigeux) et à l'automne (pluies abondantes) et des périodes de récession en hiver et en été. Cette tendance générale ressort pour tous les puits, mais l'amplitude de ces variations annuelles est variable d'un puits à l'autre comme nous l'avons abordé

précédemment. En observant les séries-temporelles présentées à la Figure 27, il est possible de constater que l'amplitude de variation totale ($H_{\max}-H_{\min}$) relative à chaque puits reflète la recharge printanière en proportion. L'amplitude de recharge est nettement supérieure dans le puits P3 tout comme son amplitude de variation annuelle. Bien que l'amplitude de variation soit moindre à l'automne qu'au printemps dans les quatre puits, la proportionnalité de la recharge entre les puits demeure assez similaire. En outre, un certain décalage temporel relatif aux variations saisonnières est notable dans le puits P3 par rapport aux autres. À l'automne, des augmentations de niveau d'eau sont enregistrées dès le début du mois de septembre dans les puits P1, P2 et P4, mais seulement vers le début du mois de novembre dans le puits P3. Au printemps, les données indiquent que l'augmentation du niveau d'eau souterraine commence deux semaines plus tôt dans les puits P1, P2 et P4 que dans le puits P3. En contrepartie, les niveaux d'eau maximaux pour les périodes de recharge printanière et automnale sont atteints presque sans décalage temporel dans les quatre puits.

Lors des périodes de recharge printanière et automnale, l'amplitude de variation maximale de charge observée est considérable dans le puits P3, situé en amont du site, par rapport à celle observée dans les puits P2, P1 et P4, situés plus près de la paroi. À l'automne 2019, l'amplitude de variation était de 3,4 m dans le puits P3, alors qu'elle était de 1,6 m dans le puits P2, de 2,0 m dans le puits P1 et de 1,4 m dans le puits P4. L'amplitude de variation observée au printemps 2020 était de 7,8 m dans le puits P3 et de 2,6 m, 3,0 m et 2,5 m dans les puits P2, P1 et P4 respectivement. Enfin, l'amplitude de variation observée à l'automne 2020 était de 4,9 m dans le puits P3 et de 1,7 m, 1,8 m et 1,5 m dans puits P2, P1 et P4 respectivement. Ces résultats montrent que l'amplitude de variation de charge décroît considérablement à l'approche de la paroi rocheuse. Cela implique que le gradient hydraulique, et par conséquent la vitesse d'écoulement, s'accroît dans le massif rocheux en amont de la paroi lors des périodes de forte recharge. À l'échelle événementielle, les séries temporelles montrent des épisodes de recharge et de récession principalement associés à des systèmes dépressionnaires automnaux (septembre et octobre). Les signaux des différents événements de précipitation sont plutôt distincts dans les puits P1, P2 et P4, avec seulement quelques heures de délai de réponse par rapport au début de l'événement de pluie pour la

plupart. De tels signaux distincts ne sont toutefois pas observables dans la série temporelle du puits P3 où la recharge automnale se traduit par une augmentation plus progressive et tardive. La courbe associée au puit P3 est plutôt lisse. Elle ne montre pas de changements rapides sauf au printemps, principalement lors de deux événements de pluie sur neige avec une température maximale de 10°C ou plus. La courbe du puits P1 montre des augmentations spontanées, mais les retours en récession sont progressifs. Dans l'ensemble la courbe est relativement lisse. Les courbes associées aux puits P2 et P4 montrent des changements plus « *flashy* ». Ces signaux se caractérisent par une réponse plus rapide ou quasi instantanée aux événements de pluie qui passe rapidement en récession.

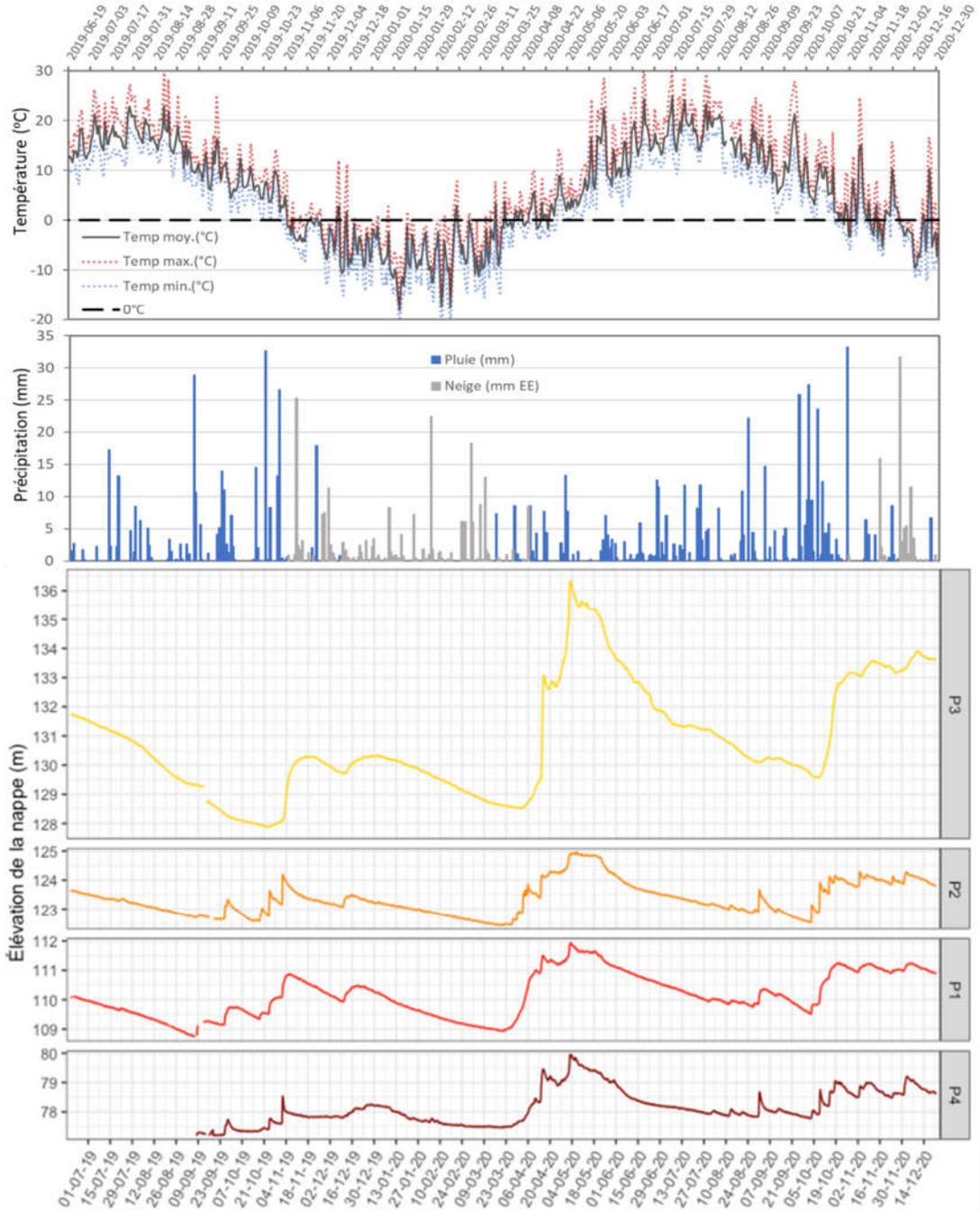


Figure 27. Séries temporelles de données de températures et de précipitations de la station météorologique de Cap Madeleine (Environnement Canada) et de l'élévation de la nappe dans les quatre puits d'observation.

2.6 DISCUSSION

2.6.1 Comportement des écoulements hydrogéologiques

Les niveaux d'eau dans les puits indiquent un fort gradient hydraulique perpendiculaire à la paroi rocheuse. À l'échelle du site d'étude, les eaux souterraines s'écoulent essentiellement vers la paroi, malgré l'effet des autres variations topographiques locales (vers la vallée de Gros-Morne). Le niveau d'eau souterraine plutôt bas observé tout près de la paroi en marge de la zone de résurgence (P4) par rapport à l'élévation de la résurgence pourrait indiquer une absence de lien hydraulique entre les unités aquifères interceptées, mais nos observations relatives à la structure de l'aquifère rocheux ne vont pas dans ce sens. L'augmentation rapide du gradient reflète donc un rabattement important de la nappe à l'approche de la paroi en marge de la zone de résurgence. Nous expliquons le rabattement observé par une augmentation drastique de la perméabilité du roc fracturé dans une couche limite derrière la paroi, où la dégradation est favorisée par l'exposition proximale aux conditions de surface. En atteignant cette couche limite, les écoulements deviennent rapidement moins contraints, ce qui entraîne une chute de la pression hydraulique et une désaturation derrière la paroi. Avec la présence de discontinuités aussi ouvertes que celles observées sur la paroi en marge de la résurgence (Figure 20), une désaturation dans la couche limite est probante (e.g. Wyllie & Mah, 2004).

Par ailleurs, le suintement dans la zone de résurgence est ininterrompu malgré des variations de recharge saisonnières, ce qui indique que la résurgence n'est pas alimentée par des écoulements de subsurface, mais bien par une nappe souterraine (aquifère saturé). L'analyse des variations temporelles de niveau d'eau (Figure 27) met en évidence une dynamique variable entre les puits qui reflète une perméabilité accrue à proximité de la paroi rocheuse. À l'échelle événementielle, la réponse rapide ou quasi instantanée aux événements de pluie observée dans les puits P2 et P4 suppose une infiltration efficace en surface qui percole rapidement jusqu'à la nappe. La percolation favorable des écoulements à proximité de la paroi s'explique probablement par l'ouverture des discontinuités, surtout dans le puits

P4. Toutefois, l'effet peut aussi être exacerbé dans le puits P2 par le fait que la nappe se retrouve essentiellement dans les deux premiers mètres sous la surface. En plus de la faible profondeur à atteindre, la percolation de l'eau est probablement favorisée par la dégradation du roc près de la surface. D'ailleurs, la variation annuelle observée dans le puits P2 est probablement limitée par l'affleurement de la nappe au printemps. Dans le puits P1, les signaux montrent aussi une réponse assez rapide associée à l'infiltration en surface, mais un peu plus progressive tout de même. Cela s'explique probablement par une capacité de rétention supérieure qui ralentit la percolation de l'eau infiltrée pour atteindre la nappe de manière plus progressive. Les changements généralement progressifs et l'absence de signaux événementiels distincts dans le puits P3 indiquent que les variations dépendent surtout de l'apport souterrain et que l'infiltration en surface est beaucoup moins efficace à cette distance de la paroi. Le décalage entre le début de l'augmentation du niveau d'eau au printemps entre les puits plus près de la paroi (P1, P2 et P4) par rapport au puits P3 suggère également que l'infiltration en surface est plus rapide et efficace à proximité de la paroi rocheuse. L'infiltration en surface qui atteint rapidement la nappe est probablement favorisée à proximité de la paroi par la présence de discontinuités plus ouvertes et peut-être aussi une délamination des joints subverticaux dû à l'effet de décompression paraglacière (Hétu & Gray, 2000b). À l'échelle annuelle, l'amplitude de variation de la nappe qui tend à diminuer en approchant de la paroi peut aussi s'expliquer par une porosité de fractures accrue qui augmente la conductivité hydraulique à proximité de la paroi qui accélère le transit de l'eau infiltrée vers la zone de décharge (surface de suintement).

En somme, le fort rabattement, la réactivité aux événements de précipitations et l'amplitude des variations annuelles de niveau d'eau souterraine reflètent l'effet d'une forte augmentation de la porosité de fractures et, par conséquent, de la conductivité hydraulique à proximité de la paroi rocheuse.

2.6.2 Influence du milieu rocheux fracturé sur la dynamique hydrogéologique

À l'échelle des intervalles testés (1,6 m) par essais à choc hydraulique entre obturateur, la conductivité hydraulique varie peu dans la partie saturée de chaque puits. Les conductivités hydrauliques obtenues ne montrent aucun contraste vertical marqué dans les puits, ni entre chaque puits. Il n'est toutefois pas exclu que des contrastes de conductivité hydraulique puissent exister entre certains lits d'épaisseur inférieures aux obturateurs. Les résultats des essais suggèrent l'absence de contact entre des unités aquifère et aquitard qui aurait pu être à l'origine d'un aquifère perché, et par conséquent l'occurrence de résurgence d'eau souterraine locale. Une zone n'a pas été testée entre le fond du puits P1 (84 m d'élévation) et le premier intervalle testé dans le puits P4 (75 m d'élévation), car cette zone se trouvait au-dessus du niveau de l'eau souterraine dans le puits P4. Cette zone sans test hydraulique se trouve dans une portion du puits où il y a très peu de traces de litage identifiées sur les images (OTV) et où le profil de diamètre est plutôt lisse. Elle pourrait donc être interprétée comme une zone plus massive et potentiellement moins perméable, ce qui pourrait constituer une unité aquitard limitant le flux vertical. Par contre, les zones situées entre 38 à 43 m de profondeur dans le puits P4 et entre 25 à 28 m de profondeur dans le puits P1 présentent aussi une absence de trace de litage sur les images et un lissage du profil de diamètre, alors que les conductivités hydrauliques obtenues ne montrent pas de diminution particulière. Par ailleurs, la réponse rapide aux événements de précipitation observée dans le puits P4 suggère que le niveau d'eau dans ce puits correspond au niveau de la nappe libre, connecté hydrauliquement à la nappe observée à des profondeurs moindre dans les autres puits.

En comparant les conductivités hydrauliques obtenues dans le puits P1, situé derrière la zone de résurgence, avec celles obtenues dans les autres puits, aucune zone particulièrement perméable ne ressort à l'échelle des intervalles testés. Il serait donc peu probable que des discontinuités ou des cavités ouvertes, ou encore qu'une perméabilité locale accrue dans le massif rocheux soit à l'origine d'une concentration des écoulements souterrains vers la zone de résurgence. Ce qui ressort toutefois en comparant les valeurs de conductivité hydraulique moyenne d'un puits à l'autre, c'est qu'elles tendent à augmenter à

proximité de la paroi. Cette tendance serait probablement plus marquante si la partie supérieure du P4 avait pu être testée. Considérant la forte densité de discontinuités, la longueur des intervalles testés réduit certainement le potentiel de localiser des zones structurales particulièrement perméables associées à des écoulements préférentiels.

La variabilité du diamètre du puits est nettement plus importante dans le puits P4, surtout dans la partie supérieure, ce qui reflète la présence de discontinuités généralement plus ouvertes. L'ouverture moyenne des fractures et veines qui est nettement supérieure dans P4 situé à 5 m du haut de la paroi, soit le double de celles des puits P1 et P3, indique un élargissement accru des discontinuités à proximité la paroi, ce qui modifie certainement les propriétés hydrauliques et par conséquent le comportement des écoulements hydrogéologiques. Toutefois, nous n'avons pas de mesure de conductivité hydraulique pour démontrer concrètement l'influence sur la perméabilité dans la partie supérieure du puits P4. L'ouverture des discontinuités relatives à l'effet de décompression à proximité de la paroi est peut-être sous-représentée par les mesures dans les puits dû au biais d'échantillonnage induit par leur orientation pratiquement parallèle aux puits. Les joints subverticaux observés sur la paroi sont sous-échantillonnés dans les puits par rapport au litage et autres discontinuités aléatoirement orientées.

La fréquence relativement élevée des discontinuités associées au litage de la séquence de flysch suggère que ce type de discontinuités contribue significativement à la porosité du massif, d'autant plus que la nature de ce type de discontinuité implique une persistance considérable ce qui favorise la connectivité (porosité efficace) (e.g. Wyllie & Mah, 2004). Ainsi, le litage a probablement un rôle important dans le contrôle des écoulements. Le pendage général du litage vers le sud est contraire à la direction d'écoulement qui suit le gradient topographique vers le nord, ce qui contraint l'écoulement dans une certaine mesure et explique probablement en partie que le niveau de la nappe soit aussi élevé à proximité de la paroi par rapport au niveau de la mer (au-dessus du niveau piézométrique). Par ailleurs, l'inversement de direction de pendage du litage observé dans les puits P4 et P1 résulte probablement du plissement des nappes de chevauchement constituant la formation de

Cloridorme. Les plans irréguliers (inconformités) observés dans les puits P1 et P3 peuvent aussi être des artefacts de cisaillements causés par le chevauchement. La présence de zones très fissurées ressort particulièrement dans le puits P1 avec l'abondance de calcite en remplissage. Ces zones ne présentent toutefois pas de conductivité hydraulique particulièrement élevée probablement à cause de la présence de calcite en remplissage. Les zones fissurées peuvent donc difficilement être considérées comme ayant un effet de concentration des écoulements.

Les relevés linéaires indiquent que l'ouverture moyennes des fractures et des veines est considérablement plus élevée (69%) sur la paroi, dans l'encoche d'érosion, que dans le puits P4, même en étant plus éloigné de l'apex général, vers l'intérieur du massif rocheux. Par contre, les mesures sur la paroi sont prises sur une partie du massif rocheux qui est exposée aux conditions de surfaces depuis un certain temps, et par le fait même aux processus de météorisation, contrairement aux parois de puits. Nous n'avons pas pu prendre de mesures pour l'ouverture des discontinuités sur la paroi de part et d'autre de l'amphithéâtre en raison de l'inaccessibilité, mais selon les observations (Figure 19), l'ouverture moyenne serait probablement plus élevée que pour les relevés vis-à-vis la résurgence. En plus des fractures généralement plus ouvertes, présence accrue de blocs en condition de stabilité précaire et de pans de roche (*slabs*) décollés de la paroi par des joints subverticaux ouverts de chaque côté de la zone de résurgence indique un niveau d'altération plus avancé par les différents processus de météorisation liés à l'exposition aux conditions atmosphériques au niveau de la paroi (Birien, 2023; Birien & Gauthier, 2023; Gauthier et al., 2022a) et probablement à l'effet de décompression post-glaciaire (Hétu & Gray, 2000b).

En outre, l'ouvertures des fractures, qui est quatre fois plus grande dans la partie supérieure de la zone résurgence qu'au-dessus de celle-ci, suggère une certaine érosion le long des fractures par le suintement qui en émerge. Par contre, l'échantillon de discontinuités est limité. De plus, les fractures observables dans l'encoche au niveau du suintement sont encore loin d'être aussi ouvertes que celles que l'on peut observer sur la paroi en marge de la résurgence. L'érosion potentielle le long des discontinuités par le suintement n'est donc

pas considérée comme un processus permettant d'expliquer la présence de la résurgence associée à une érosion préférentielle locale.

Les discontinuités subverticales parallèles à la paroi sont sous-représentées dans l'échantillonnage des relevés linéaires. Elles ne figurent pas dans les orientations préférentielles des relevés, alors qu'elles ressortent abondamment en observant la paroi dans son ensemble. Ces discontinuités n'interceptent pas les lignes de relevés dû à leurs orientations parallèles à la paroi, ce qui cause un biais d'échantillonnage. Elles ne constituent pas seulement des surfaces de glissement visibles en surface ; quelques discontinuités à fort pendage vers le nord et le sud sont aussi observées dans les puits même si leur orientation n'est pas idéale pour les intercepter ainsi.

2.6.3 Comparaison avec les modèles

Comme le niveau d'eau souterraine dans le puits P4 est nettement inférieur au niveau de la résurgence dans l'encoche, les équipotentiels de charge hydraulique ne semblent pas suivre la forme de la paroi rocheuse dans le cas du site à l'étude. Les niveaux d'eau observés suggèrent que le gradient hydraulique s'accroît davantage à l'approche de la paroi en marge de l'encoche qu'à l'approche de la zone de résurgence au fond de l'encoche. Ce constat montre que la dynamique hydrogéologique du site à l'étude ne correspond pas au modèle conceptuel d'écoulement proposé par Dunne (1980), puis repris par Laity et Malin (1985) et Dunne (1990). Ils suggèrent que l'amorce de l'ouverture des *channel head* par la déformation des équipotentiels de charge suit la forme de la falaise.

Malgré les fondements théoriques forts du modèle de Dunne (1980), il est à noter qu'aucun niveau d'eau n'a été observé directement à proximité des parois rocheuses avec résurgences en milieu naturel pour démontrer l'hypothèse de base dans la littérature. Or, les niveaux d'eau observés dans les puits s'opposent à l'idée d'une charge hydraulique constante le long de la paroi, y compris à l'endroit de la zone de résurgence, ayant pour effet d'accentuer le gradient hydraulique localement tel que proposé. Cela n'invalide toutefois pas de manière générale l'hypothèse à la base du modèle de Dunne (1980) dans d'autres contexte

(e.g. géologie, hydrogéologie, climatique, temporel). Par exemple, dans notre contexte d'étude, on ne retrouve pas d'unité perméable recouvrant une unité peu perméable, alors que cela fait partie du contexte géologique/structural des études qui soutiennent une déformation des équipotentielles en supposant que la charge est constante le long de la falaise. Par ailleurs, il n'est pas exclu que le stade de développement de l'encoche de notre site d'étude soit à un stade trop précoce. Il serait probable que l'encoche continue d'évoluer avec l'érosion par les écoulements de surface canalisés à l'endroit de l'encoche, favorisant ainsi l'ouverture d'une vallée (Horton, 1945). L'érosion par les écoulements de surface finirait probablement par engendrer tout de même une perturbation des équipotentiels de charge telle que proposée dans le modèle de Dunne (1980) en réponse à l'évolution topographique, sans nécessairement être le facteur initiateur du recul préférentiel à l'endroit d'une zone de résurgence.

La présence de cavités ou conduits (Bruthans et al., 2012; Lipar & Ferk, 2015; Wray, 2009), de discontinuités particulièrement ouvertes (Duszyński et al., 2016; Mecchia et al., 2014; Sauro, 2014) et d'altération/dégradation accentuée (Bruthans et al., 2012; Jaboyedoff et al., 2004; Laity, 1983; Laity & Malin, 1985) en amont d'une paroi rocheuse dans le milieu rocheux sont des hétérogénéités typiquement associées au développement des zones de résurgence locale et au recul préférentiel de la paroi en concentrant les écoulements souterrains. Or, dans le cas du site faisant l'objet de la présente étude, aucun indice d'hétérogénéité notoire n'a été identifié à l'endroit du puits P1, soit le puits situé en amont de la zone de résurgence, par rapport aux autres puits sur les images acquises à l'aide du *televiever* optique. Des indices de dissolutions ont été reconnus sur les images des parois des puits et en surface sur la paroi, sans toutefois montrer d'augmentation significative à proximité de la zone de résurgence. Considérant l'idée que le développement des hétérogénéités pourrait tout de même évoluer éminemment et favoriser une concentration d'écoulements vers la résurgence sans être suffisamment avancée pour le reconnaître visuellement, les variations de conductivités hydrauliques obtenues devraient tout de même montrer une augmentation vers la zone de résurgence pour expliquer la concentration d'écoulement et la résurgence locale. Par contre, les conductivités hydrauliques obtenues par intervalle de 1,6 m montrent peu de variation dans chacun des puits et d'un puits à l'autre.

Par ailleurs, les observations effectuées de part et d'autre de la zone de résurgence ont permis de constater la présence de fractures parallèles à la surface (plans de glissement/décrochement) considérablement ouvertes. Cela a également permis de constater que la présence de blocs instables est nettement plus fréquente de part et d'autre de la zone de résurgence que dans l'encoche. Cela indique que la surface du massif rocheux est déconsolidée à un degré supérieur en marge de la zone de résurgence, par rapport à la zone de résurgence. Bien que l'écoulement souterrain émergeant des discontinuités sur la paroi rocheuse peut engendrer une certaine exfiltration de matière favorisant la déconsolidation, l'instabilité et le recul de la surface du massif rocheux tel que proposé par Duszyński et al. (2016), nos observations ne soutiennent pas l'idée que ce processus puisse contrôler le recul préférentiel de la paroi et la concentration des écoulements à l'endroit de la zone de résurgence. De plus, l'érosion par l'eau souterraine devrait être favorisée par un gradient hydraulique fort (Bruthans et al., 2012; Lapotre & Lamb, 2018). Le faible gradient observé à l'endroit de la zone de résurgence contrairement au reste de la paroi va à l'encontre de l'idée qu'une érosion souterraine locale puisse expliquer le développement de la zone de résurgence et l'évolution géomorphologique de la paroi rocheuse de notre site d'étude. Enfin, l'altération et la déconsolidation du roc par l'écoulement intergranulaire pourrait être un processus actif dans notre étude, mais aucun essai quantitatif n'a été réalisé pour le démontrer. En contrepartie, il semble peu probable qu'il s'agisse d'un facteur déterminant pour le comportement des écoulements en considérant la composition du roc et le contexte climatique, d'autant plus que la porosité secondaire (fractures et plans de litage) fortement présente facilite déjà l'écoulement.

On constate finalement qu'il y a toujours au moins une partie de nos résultats qui nous empêche de conclure que les modèles d'évolution géomorphologique par interaction avec écoulements souterrains pourraient s'appliquer dans notre contexte d'étude. Aucun indice démontrant que quelconques propriétés du milieu rocheux pourraient engendrer une concentration des écoulements vers la zone de résurgence et ainsi expliquer l'occurrence de celle-ci n'a été observé. Les données piézométriques suggèrent que le gradient hydraulique serait plus fort à proximité de la paroi, en périphérie de la zone de résurgence, que vis-à-vis

celle-ci. Ainsi, la dynamique de la nappe observée ne correspond pas à un gradient accentué au niveau de la zone de résurgence dans une encoche pénétrant le massif rocheux considéré comme un facteur clé favorisant l'érosion locale et le recul préférentiel de la paroi rocheuse dans le modèle de Dunne (1980, 1990).

Considérant que les conditions hydrogéologiques (niveau de la nappe et propriétés de l'aquifère rocheux) dépendent surtout du contexte géologique et climatique, il faudrait revoir la conception de l'évolution géomorphologique associée aux zones de résurgence en considérant les particularités contextuelles du site à l'étude.

2.6.4 Modèle conceptuel de développement d'une zone de résurgence sur une paroi rocheuse

Basé sur les observations et les résultats de notre étude, ainsi que le contexte géologique et climatique du nord de la Gaspésie, nous proposons un modèle conceptuel d'évolution de paroi rocheuse pour expliquer le comportement des écoulements hydrogéologiques observé à proximité d'une zone de résurgence. Le modèle conceptuel proposé s'appuie sur l'hypothèse que l'évolution géomorphologique paraglaciale pourrait expliquer la présence des nombreuses résurgences dans des encoches en forme d'amphithéâtre sur les parois rocheuses dans la région étudiée.

Les principaux facteurs contrôlant le développement des talus à la base des parois rocheuses dans la région ont déjà été reconnus comme des réponses induites par les effets résiduels des conditions glaciaires en contexte postglaciaire (Hétu & Gray, 2000b). Nous proposons maintenant d'élargir la conception de l'influence paraglaciale sur l'évolution postglaciaire des versants nord-gaspésiens en le considérant comme un facteur important dans le développement de formes d'érosion régressives sur les parois pour expliquer la présence de zones de résurgence ponctuelles sur l'escarpement.

Le passage du courant glaciaire du St-Laurent, qui a probablement favorisé l'érosion et contribué à sur-raidir les pentes adjacentes le long de la côte nord-gaspésienne, a contribué à réduire la stabilité de l'escarpement rocheux. Puis, le retrait glaciaire a exposé la côte

actuelle fortement escarpée (Hétu & Gray, 2000a) et s'est probablement accompagné d'un réajustement de la nappe tel que qu'observé par Hugentobler et al. (2020) et simulé par Grämiger et al. (2020).

Le modèle conceptuel que nous proposons comprend un enchaînement de trois stades d'évolution de la paroi rocheuse et des conditions hydrogéologiques pouvant expliquer l'occurrence des résurgences dans des encoches d'érosion observées sur les parois rocheuses du nord de la Gaspésie (Figure 28).

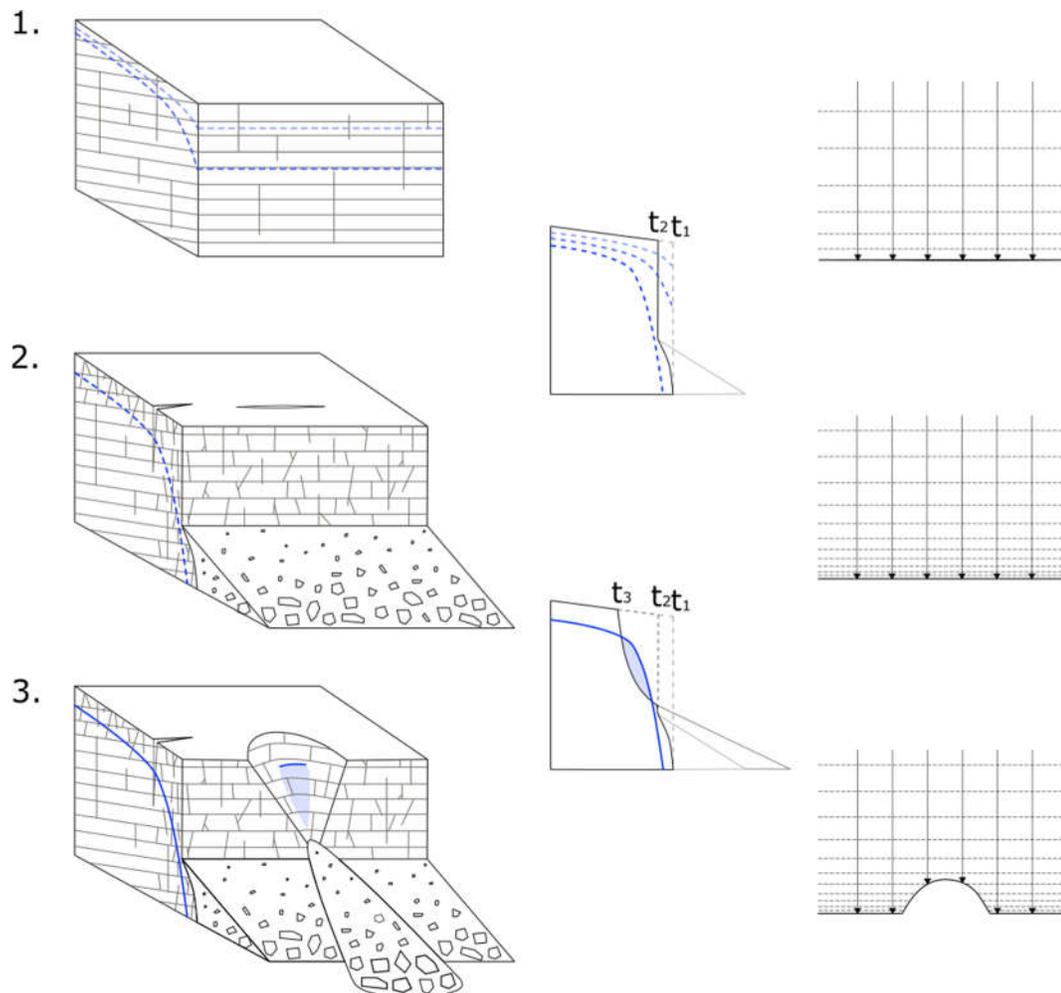


Figure 28. Modèle conceptuel d'écoulement d'eau souterraine à proximité d'une paroi rocheuse avec développement d'une zone de résurgence en trois stades : (t₁) déglaciation, (t₂) dégradation du roc (t₃) développement d'instabilités et mouvement de masse.

Dans un premier temps, la déglaciation dégage la face fraîche et sur-raïdie (*over-steepned fresh face*) du massif rocheux résultant de l'érosion glaciaire l'exposant ainsi aux processus de météorisation (Hétu & Gray, 2000b). Des suintements sont présents sur l'ensemble de la surface fraîchement exposée sous le niveau de la nappe qui diminue progressivement avec la diminution de la pression d'eau subglaciaire dû au retrait glaciaire (Grämiger et al., 2020; Hugentobler et al., 2020; McColl et al., 2010).

Par la suite, le développement de joints subverticaux (*stress-release/sheeting joints*) et l'ouverture de fissures en tension dû au déséquilibre des contraintes dans le roc escarpé et aux variations des pressions hydrostatiques (Grämiger et al., 2017; Hugentobler et al., 2020; McColl et al., 2010; McColl, 2012) endommagent le massif rocheux. La météorisation de la face rocheuse exposée aux conditions atmosphériques, dont le gel/dégel, l'hydratation/dessiccation et le vent, entraîne la formation d'une couche où la densité et l'ouverture des fractures est accrue (Gauthier et al., 2022a, 2022b). La dégradation du roc dans la couche superficielle entraîne un effritement de la roche peu compétente et des chutes de pierres dans les lithologies plus compétentes (Birien, 2023; Birien & Gauthier, 2023; Gauthier et al., 2022a). La perméabilité du roc s'accroît avec la dégradation et l'effet de tension à proximité de la paroi, ce qui renforce le rabattement de la nappe.

Par ailleurs, en étudiant le recul global des parois rocheuses du nord de la Gaspésie Hétu et Gray (2000b), ont soulevé que le sapement basal pouvait s'avérer particulièrement efficace en milieu côtier, où l'action des courants et des vagues peut contribuer à l'érosion basal de la paroi, mais aussi à redistribuer les débris se retrouvant à la base de l'escarpement. Cela favorise la perpétuité du processus de sapement en maintenant la verticalité de la paroi. Or, le retrait de la mer post-glaciaire a limité la redistribution des débris et par conséquent la vulnérabilité de l'escarpement au sapement côtier dans la région d'étude et a favorisé l'accumulation de débris rocheux à la base. La partie supérieure subverticale maintient un recul parallèle, alors que la base de l'escarpement prend une forme convexe en étant progressivement enseveli par un talus de débris (Hétu & Gray, 2000b; Wood, 1942).

Outre les chutes de pierres sporadiques dans la couche superficielle qui persiste, les dommages paraglaciers, dont la propagation et l'ouverture des joints parallèles à l'escarpement, entraînent le développement d'une instabilité au-delà de la couche superficielle densément fracturée et altérée (*deep-seated*) ou dans la zone de rabattement jusqu'à la rupture. Le niveau de l'eau souterraine étant relativement élevé à cette distance de la paroi, la pression d'eau dans les discontinuités parallèles paraglaciers réduit la contrainte effective le long de la surface de glissement, ce qui a pu favoriser la rupture (Donati et al., 2020; Wyllie & Mah, 2004). Le mouvement de masse qui en découle laisse une cicatrice qui creuse la paroi. Le fond de l'encoche résultante expose une face fraîche interceptée par la nappe qui se traduit par un suintement continu sur la surface (Donati et al., 2020). Il s'agit de l'initiation d'une zone de résurgence d'eau souterraine dans une encoche d'érosion (cicatrice d'éboulement) sur la paroi rocheuse.

Contrairement aux modèles antérieurs basés sur divers processus d'érosion par l'eau souterraine, l'évolution de la résurgence d'eau souterraine issue du modèle que nous proposons ne correspond pas nécessairement à une amplification par rétroaction positive du processus initiateur. La pérennité des zones de résurgence développées selon notre modèle peut s'avérer incertaine. Toutefois, l'occurrence de la résurgence peut mettre en place des conditions favorables à d'autres processus érosifs, comme l'érosion par le suintement dans les discontinuités et le ruissellement sur la surface rocheuse.

La rudesse du climat nord-gaspésien permet la formation de glace qui recouvre la zone de résurgence en hiver. La carapace de glace isole le roc derrière ce qui limite localement la pénétration du gel et l'altération par le gel-dégel, en plus d'assurer un certain écaillage annuel des pierres rendues instables qui sont entraînées lors du décrochement et de la chute de la glace au printemps (Gauthier et al., 2013a; Gauthier et al., 2015a). Cette rétroaction du système favorise la conservation d'une perméabilité plus faible et d'un rabattement limité au fond de l'encoche et, par conséquent, la pérennité de la résurgence et à la progression de l'encoche. Le modèle conceptuel proposé se limite toutefois à l'amorce de l'encoche, puisque

de là, plusieurs issus sont possibles considérant la temporalité et les changements climatiques, ce qui n'a pas fait l'objet de la présente étude.

Finalement, la zone de résurgence ponctuelle dans une encoche qui a fait l'objet de notre étude est probablement issue du retrait local de la couche hautement perméable qui expose une surface rocheuse saine et moins perméable, où le rabattement de la nappe est beaucoup moins important. Dans le nord de Gaspésie, l'occurrence de résurgences d'eau souterraine dans des encoches sur les parois rocheuses semble davantage s'expliquer par l'impact du contexte paraglaciale que par un quelconque processus d'érosion impliquant une concentration des écoulements hydrogéologiques, contrairement aux cas étudiés antérieurement (Bruthans et al., 2012; Dunne, 1980, 1990; Laity & Malin, 1985; Lipar & Ferk, 2015). L'évolution du système et le potentiel d'amorce de chenaux sur une échelle de temps plus étendue ont été envisagés dans le contexte du nord de la Gaspésie. D'abord, l'encoche pourrait tendre à s'agrandir par une succession de mis en surplomb et de chute de blocs tel que suggéré par Rapp (1960). Puis, la présence de l'encoche sur la paroi modifie localement le gradient topographique, ce qui peut engendrer une certaine concentration du ruissellement en surface. L'encoche agirait alors comme initiateur de la canalisation des écoulement de surface pouvant mener au développement d'un réseau de drainage tel que le propose Horton (1945). Dans ce cas, les zones de résurgence d'eau souterraine seraient plutôt une condition favorable à l'initiation d'une canalisation d'écoulements en surface. Puis, l'évolution topographique par l'érosion due aux écoulements canalisés en surface pourrait favoriser la concentration des écoulements souterrains avec le temps.

En contrepartie, il n'est pas exclu que les chutes de pierres et les mouvements de masses potentiels en marge de la résurgence puissent atténuer la profondeur de l'encoche par rapport à l'apex général avec le temps. En considérant que l'ensemble de la paroi du site étudié a été soumis aux mêmes conditions de dégradation paraglaciale, le potentiel d'instabilité demeure considérable en marge de la résurgence. La succession d'événements de chutes de pierres fréquentes et les mouvements de masse potentiels pourraient individuellement engendrer des reculs préférentiels d'échelle très locale, mais en somme donner un recul plutôt uniforme de

la paroi dans son ensemble sur une échelle de temps géologique. Cette idée confèrerait un caractère éphémère aux encoches qui se forment dans le haut des parois contrairement aux encoches qui s'agrandissent de plus en plus avec le temps tel que proposé par Rapp (1960).

Bien que la présente étude ait été initiée par l'observation de dizaines de résurgences dans des encoches relativement similaires dans la région d'étude, l'interprétation est basée sur des données à l'endroit du seul site ayant des puits d'observations aménagés en amont. Il serait donc intéressant d'acquérir des données comparables pour d'autres zones de résurgences du nord de la Gaspésie, mais également dans d'autres régions du monde qui présentent une évolution géomorphologique paraglaciale comparable. Cela pourrait également aider à mieux définir les variantes et les limites contextuelles relatives à l'application du modèle.

2.7 CONCLUSIONS

Dans cette étude, l'aménagement de puits d'observation directement en amont d'une paroi naturelle constituée d'une séquence de flysch fracturée a permis de montrer un important rabattement de la nappe à l'approche de la paroi en marge de la résurgence, alors que le rabattement dans l'encoche d'érosion demeure limité. Les niveaux de nappe observés combinés aux paramètres hydrauliques et structuraux de l'aquifère rocheux étudié suggèrent que le développement de zones de résurgence d'eau souterraine sur les parois rocheuses serait étroitement relié aux conditions paraglaciales qui empreignent la géomorphologie régionale.

Nous proposons un modèle conceptuel d'évolution de la paroi rocheuse et des conditions hydrogéologiques pouvant expliquer l'occurrence des résurgences dans des encoches d'érosion sur les parois rocheuses dans le contexte du nord de la Gaspésie :

1. Le retrait glaciaire expose l'escarpement rocheux raidi par l'érosion glaciaire ;
2. L'effet de décompression engendre le développement de joints parallèles à l'escarpement et l'ouverture de fissures en tension et la météorisation en surface dégrade la couche superficielle qui se désagrège progressivement ;

3. La propagation et l'ouverture des joints parallèles à l'escarpement, entraîne le développement d'une instabilité en profondeur jusqu'à la rupture et provoque un mouvement de masse. Le suintement émerge sur la surface saine fraîchement exposée sous le niveau de la nappe.

Il serait pertinent d'acquérir des données piézométriques avec une plus grande densité de puits d'observation à proximité de la zone de résurgence, afin de valider le gradient hydraulique considéré. Il serait aussi intéressant de vérifier si le modèle conceptuel proposé pourrait s'appliquer pour d'autres sites de la région, ainsi que dans d'autres contextes géologiques et climatiques. Cela permettrait de mieux comprendre les variantes possibles et les limites contextuelles du modèle.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Cette étude avait pour but de mieux comprendre le comportement des écoulements hydrogéologiques dans une séquence de flysch fracturé à proximité d'une paroi naturelle, ainsi que la dynamique géomorphologique associée aux zones de résurgence dans le contexte géologique et climatique nord-gaspésien. Pour ce faire, nous avons (1) analysé le gradient hydraulique à l'approche d'une paroi rocheuse et (2) caractérisé les propriétés et la structure de l'aquifère rocheux. Le site d'étude où ces travaux ont été menés est situé dans le village de Gros-Morne en Haute-Gaspésie. Il est constitué d'une paroi rocheuse de plus de 100 m de haut avec une zone de résurgence pérenne située au centre d'une encoche sur la paroi.

D'abord, l'acquisition de mesures de niveaux d'eau dans la séquence de flysch a été possible grâce à l'aménagement de quatre puits d'observation en amont d'une paroi rocheuse, ce qui n'avait jamais été fait dans les études antérieures pour étudier les variations de gradients hydrauliques à l'échelle d'une zone de résurgence. Cela nous a permis d'observer un important rabattement de la nappe à l'approche de la paroi en marge de la résurgence, alors que le rabattement dans l'encoche demeure limité. Le suivi en continu des niveaux d'eau dans les puits d'observations a également mis en évidence la perméabilité croissante du milieu rocheux à l'approche de la paroi, surtout en marge de la zone de résurgence. Il en va de même pour les conductivités hydrauliques obtenues avec les essais à choc hydrauliques entre obturateurs. Ces essais n'ont toutefois pas permis de localiser de contraste de perméabilité significatif à l'échelle des intervalles testés. Or, ces résultats indiquent une certaine homogénéité de la conductivité hydraulique à l'échelle du massif rocheux. L'analyse structurale des diagraphies suggérait aussi une certaine homogénéité à l'échelle du massif rocheux, sauf pour l'ouverture des discontinuités qui montrait une augmentation significative à l'approche de la paroi. Finalement, les observations faites directement sur la paroi rocheuse lors des descentes en rappel nous ont offert une perspective unique pour étudier la structure.

Cela nous a permis de constater l'abondance de joints ouverts et de blocs instables en marge de la zone de résurgence.

En somme, les résultats de l'étude ne s'accordent pas avec les modèles d'évolution géomorphologique proposés antérieurement qui sont centrés sur l'action érosive de l'eau souterraine. Les niveaux d'eau souterraine observés et les propriétés hydrauliques et structurales de l'aquifère rocheux étudié suggèrent plutôt que le développement de zones de résurgence d'eau souterraine sur les parois rocheuses serait étroitement relié aux conditions paraglaciales qui empreignent la géomorphologie régionale. Notre avons donc proposé un modèle conceptuel d'évolution de la paroi rocheuse et des conditions hydrogéologiques pouvant expliquer l'occurrence des zones de résurgence dans des encoches d'érosion sur les parois rocheuses en tenant compte des particularités contextuelles du nord de la Gaspésie :

1. Le retrait glaciaire expose l'escarpement rocheux raidi par l'érosion glaciaire ;
2. L'effet de décompression engendre le développement de joints parallèles à l'escarpement et l'ouverture de fissures en tension et la météorisation en surface dégrade la couche superficielle qui se désagrège progressivement ;
3. La propagation et l'ouverture des joints parallèles à l'escarpement, entraîne le développement d'une instabilité en profondeur jusqu'à la rupture et provoque un mouvement de masse. Le suintement émerge sur la surface saine fraîchement exposée sous le niveau de la nappe.

Toutefois, le modèle conceptuel proposé devrait être validé plus largement dans la région à l'étude où plusieurs encoches du même type sont présentes. Il serait intéressant de procéder à une analyse systématique des zones de résurgence présentes sur les parois rocheuses le long de la côte nord-gaspésienne pour appuyer les observations présentées dans cette étude.

Pour conclure, il serait intéressant de vérifier si le modèle proposé pourrait s'appliquer dans d'autres massifs sédimentaires fracturés ailleurs dans le monde pour mieux comprendre

les variantes et limites contextuelles de ce modèle. Il serait intéressant de valider le modèle conceptuel proposé dans le contexte du nord de la Gaspésie avec une simulation numérique. L'utilisation d'un modèle thermo-hydro-mécanique pourrait appuyer le modèle proposé et permettrait d'analyser les conditions d'applicabilité de celui-ci.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ashley, G. M. (2017). Spring Settings. In A. S. Gilbert (Ed.), *Encyclopedia of Geoarchaeology* (pp. 896–901). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4409-0_162
- Ballantyne, Colin K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935–2017.
- Ballantyne, Colin Kerr. (2008). After the ice: Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 124(1), 8–52.
- Birien, T. (2023). Influence des conditions météorologiques et des changements climatiques sur le développement des instabilités rocheuses des parois de flysch de la Haute-Gaspésie (Québec, Canada). Thèse de doctorat, Université du Québec à Rimouski, Département de biologie, chimie et géographie, Rimouski, Québec, 265 p.
- Birien, T., & Gauthier, F. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 2) : conditions météorologiques propices aux chutes de pierre. *Comptes Rendus de La 8e Conférence Canadienne Sur Les Géorisques (Géorisques 8)*, La Société canadienne de géotechnique, Québec..
- Birien, T., & Gauthier, F. (2023). Influence of climate-dependent variables on deformation and differential erosion of stratified sedimentary rocks. *Geomorphology*, 108518.
- Boulet, Y., Buffin-Bélanger, T., Gauthier, F., & Héту, B. (2022). Seuils de précipitation, variabilité spatiotemporelle et tendances climatiques dans les pluies torrentielles en Haute-Gaspésie, Québec. *Comptes Rendus de La 8e Conférence Canadienne Sur Les Géorisques. Société Canadienne de Géotechnique, Juin 2022.*

- Bruthans, J., Svetlik, D., Soukup, J., Schweigstillova, J., Valek, J., Sedlackova, M., & Mayo, A. L. (2012). Fast evolving conduits in clay-bonded sandstone: Characterization, erosion processes and significance for the origin of sandstone landforms. *Geomorphology*, 177–178, 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.028>
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., & Magnin, F. (2015). Ice loss and slope stability in high-mountain regions. In *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters* (pp. 521–561). Elsevier.
- Donati, D., Stead, D., Brideau, M.-A., & Ghirotti, M. (2020). Using pre-failure and post-failure remote sensing data to constrain the three-dimensional numerical model of a large rock slope failure. *Landslides*, 1–21.
- Dunne, T. (1980). Formation and controls of channel networks. *Progress in Physical Geography*, 4(2), 211–239.
- Dunne, T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms* (Vol. 252, pp. 1–28).
- Duszyński, F., Migoń, P., & Kasprzak, M. (2016). Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena*, 147, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.032>
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology* (Vol. 576). Wiley Online Library.
- Gauthier, F., Birien, T., & Meloche, F. (2022a). Dynamique des parois de flysch (partie 1) : développement des instabilités et modes de rupture. *Comptes rendus de la 8e Conférence Canadienne Sur La Géotechnique et Les Risques Naturels (Géorisques 8)*, La Société Canadienne de Géotechnique, Québec..

- Gauthier, F., Montagnat, M., Weiss, J., Allard, M., & Hétu, B. (2013a). Ice cascade growth and decay: a thermodynamic approach. *Journal of Glaciology*, 59(215), 507–523. <https://doi.org/10.3189/2013jog12j206>
- Gauthier, Francis, Allard, M., & Hétu, B. (2015a). Ice wall growth and decay: Meteorological analysis and modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(1), 84–102. <https://doi.org/10.1002/ppp.1835>
- Gauthier, Francis, Hétu, B., & Allard, M. (2015b). Forecasting method of ice blocks fall using logistic model and melting degree–days calculation: a case study in northern Gaspésie, Québec, Canada. *Natural Hazards*, 79(2), 855–880.
- Gauthier, Francis, Hétu, B., & Bergeron, N. (2013b). Impacts géomorphologiques des chutes de blocs de glace sur les versants du nord de la Gaspésie (Québec, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(4), 406–422. <https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0113>
- Gauthier, Francis, Laliberté, J., Birien, T., Boulet, Y., & Meoche, F. (2022b). Influence des variables météorologiques et des changements climatiques sur l’occurrence, la fréquence et la magnitude des mouvements de versant (avalanche de neige, chute de blocs de glace et chute de pierre) affectant certains tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie. Rapport final. Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne (LGGRM), Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère des Transports du Québec, novembre 2022, 441 pages..
- Grämiger, L. M., Moore, J. R., Gischig, V. S., Ivy-Ochs, S., & Loew, S. (2017). Beyond debulldozing: Mechanics of paraglacial rock slope damage during repeat glacial cycles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(4), 1004–1036.
- Grämiger, L. M., Moore, J. R., Gischig, V. S., Loew, S., Funk, M., & Limpach, P. (2020). Hydromechanical rock slope damage during Late Pleistocene and Holocene glacial cycles in an Alpine valley. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(8), e2019JF005494.

- Hétu, B., & Gray, J. T. (1985). Le modelé d'érosion glaciaire de la Gaspésie septentrionale. *Géographie Physique et Quaternaire*, 39(1), 47–66.
- Hétu, Bernard, & Gray, J. (2000a). 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.
- Hétu, Bernard, & Gray, J. T. (2000b). Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. *Geomorphology*, 32(3–4), 335–355.
- Higgins, C. G., & Coates, D. R. (1990). *Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in Earth-surface processes and landforms* (Vol. 252). Geological Society of America.
- Higgins, C. G., & Osterkamp, W. R. (1990). Seepage-induced cliff recession and regional denudation. *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*, Edited by CG Higgins and DR Coates, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 252, 291–318.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3), 275–370.
- Hugentobler, M., Loew, S., Aaron, J., Roques, C., & Oestreicher, N. (2020). Borehole monitoring of thermo-hydro-mechanical rock slope processes adjacent to an actively retreating glacier. *Geomorphology*, 362, 107190.
- Hvorslev, M. J. (1951). *Time lag and soil permeability in ground-water observations* (Issue 36). Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, US Army.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Bardou, E., & Girod, F. (2004). The effect of weathering on Alpine rock instability. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*,

37(2), 95–103.

- Jarman, D. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83(1–3), 161–182.
- Jones, J. A. A. (1990). Piping effects in humid lands. *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*, Edited by CG Higgins and DR Coates, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 252, 111–138.
- Laity, J. E. (1983). Diagenetic controls on groundwater sapping and valley formation, Colorado Plateau, revealed by optical and electron microscopy. *Physical Geography*, 4(2), 103–125.
- Laity, J. E., & Malin, M. C. (1985). Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 96(2), 203–217.
- Laliberté, J., Gauthier, F., & Birien, T. (2022). Dynamique des parois de flysch (partie 3) : prévision des chutes de pierre. *Comptes Rendus de La 8e Conférence Canadienne Sur Les Géorisques*.
- Lamb, M. P., Howard, A. D., Dietrich, W. E., & Perron, J. T. (2007). Formation of amphitheater-headed valleys by waterfall erosion after large-scale slumping on Hawai'i. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(7–8), 805–822. <https://doi.org/10.1130/B25986.1>
- Lamb, M. P., Howard, A. D., Johnson, J., Whipple, K. X., Dietrich, W. E., & Perron, J. T. (2006). Can springs cut canyons into rock? *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 111(7), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2005JE002663>
- Lapotre, M. G. A., & Lamb, M. P. (2018). Substrate controls on valley formation by groundwater on Earth and Mars. *Geology*, 46(6), 531–534. <https://doi.org/10.1130/G40007.1>

- Lipar, M., & Ferk, M. (2015). Karst pocket valleys and their implications on Pliocene–Quaternary hydrology and climate: Examples from the Nullarbor Plain, southern Australia. *Earth-Science Reviews*, *150*, 1–13.
- Liu, H. (2017). *Principles and applications of well logging*. Springer.
- McColl, S., Davies, T., & McSaveney, M. (2010). Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debutting. *Geologically Active. Taylor and Francis, London*, 467–474.
- McColl, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, *153*, 1–16.
- Mecchia, M., Sauro, F., Piccini, L., De Waele, J., Sanna, L., Tisato, N., Lira, J., & Vergara, F. (2014). Geochemistry of surface and subsurface waters in quartz-sandstones: Significance for the geomorphic evolution of tepui table mountains (Gran Sabana, Venezuela). *Journal of Hydrology*, *511*, 117–138. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.029>
- Migoń, P., Duszyński, F., Kasprzak, M., & Różycka, M. (2017). Evolving slope instability zone at Mt. Turzyna (Sudetes, SW Poland)—An example of incipient deep-seated gravitational slope deformation. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, *61*(2), 135–148.
- 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.
- Parker, G. G., Higgins, C. G., & Wood, W. W. (1990). Piping and pseudokarst in drylands. In *Groundwater geomorphology: The role of subsurface water in earth-surface processes and landforms* (Vol. 252, pp. 77–110).
- Rapp, A. (1960). Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, *42*(2–3), 65–200.
- Sauro, F. (2014). Structural and lithological guidance on speleogenesis in quartz-sandstone: Evidence of the arenisation process. *Geomorphology*, *226*, 106–123.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.033>

- 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.
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). *Applied hydrogeology of fractured rocks*. Springer Science & Business Media.
- Slivitzky, A., Lachambre, G., & Julien, P. S. (1991). *Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie*. Ministère de l'énergie et des ressources (Mines), Direction générale de l'exploration géologique et minérale.
- Terzaghi, K. (1962). Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12(4), 251–270.
- Wilson, P. (2005). Paraglacial rock-slope failures in Wasdale, western Lake District, England: morphology, styles and significance. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116(3–4), 349–361.
- Wood, A. (1942). The development of hillside slopes. *Proceedings of the Geologists' Association*, 53(3–4), 128–140.
- Wray, R. A. L. (2009). Phreatic drainage conduits within quartz sandstone: Evidence from the Jurassic Precipice Sandstone, Carnarvon Range, Queensland, Australia. *Geomorphology*, 110(3–4), 203–211. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.04.007>
- Wyllie, D. C., & Mah, C. (2004). *Rock Slope Engineering*. CRC Press.
- Zangerl, C., Eberhardt, E., & Perzmaier, S. (2010). Kinematic behaviour and velocity characteristics of a complex deep-seated crystalline rockslide system in relation to its interaction with a dam reservoir. *Engineering Geology*, 112(1–4), 53–67.

ANNEXE I

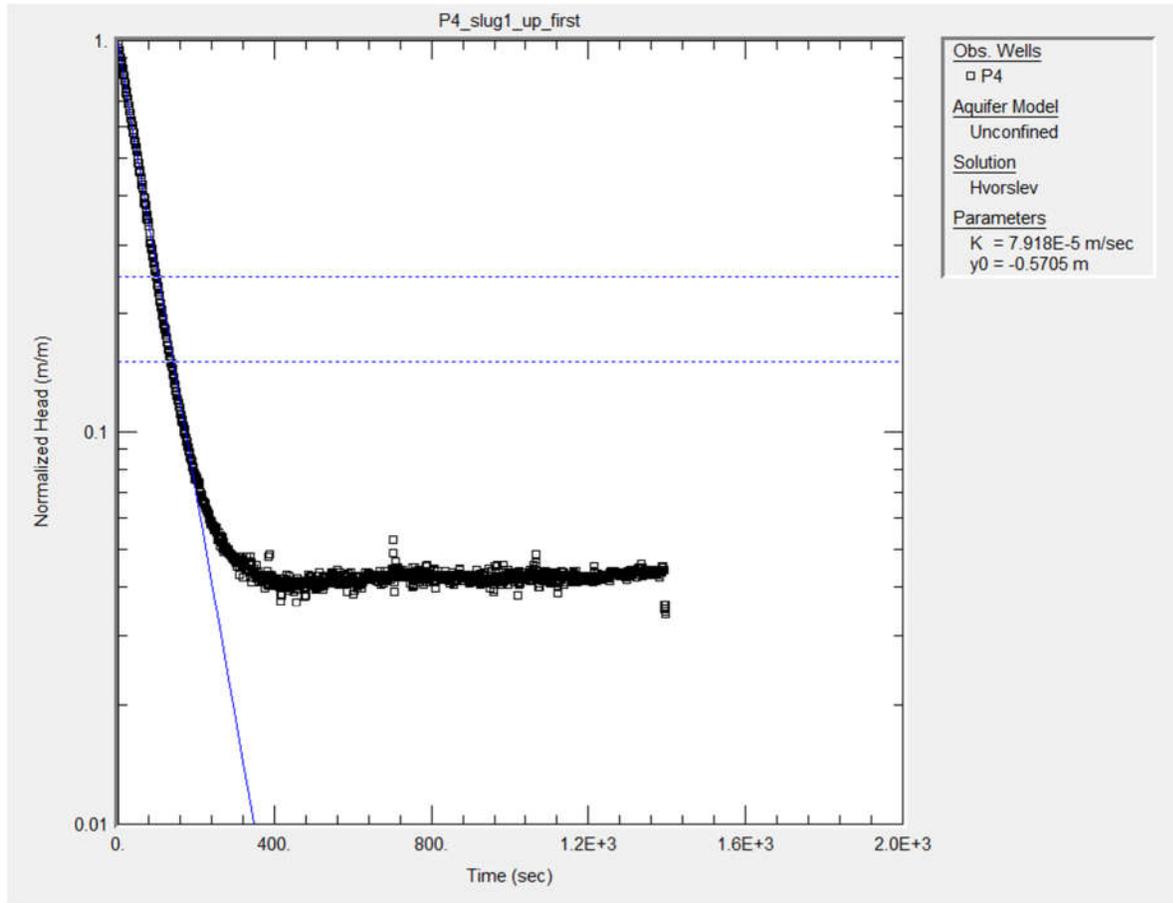


Figure A1. Exemple d'analyse d'un essai à choc hydraulique remontant réalisé à l'endroit du puits P4 entre 38,30 et 39,90 m de profondeur.

ANNEXE II

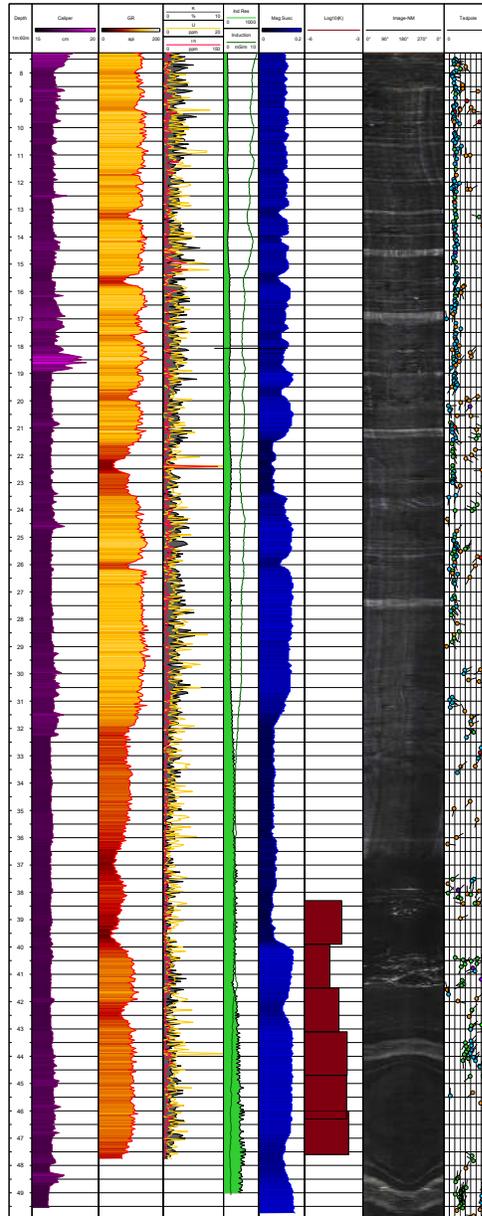


Figure A2. Résultats complets des diagraphies et des essais à choc hydraulique dans le puits P4.

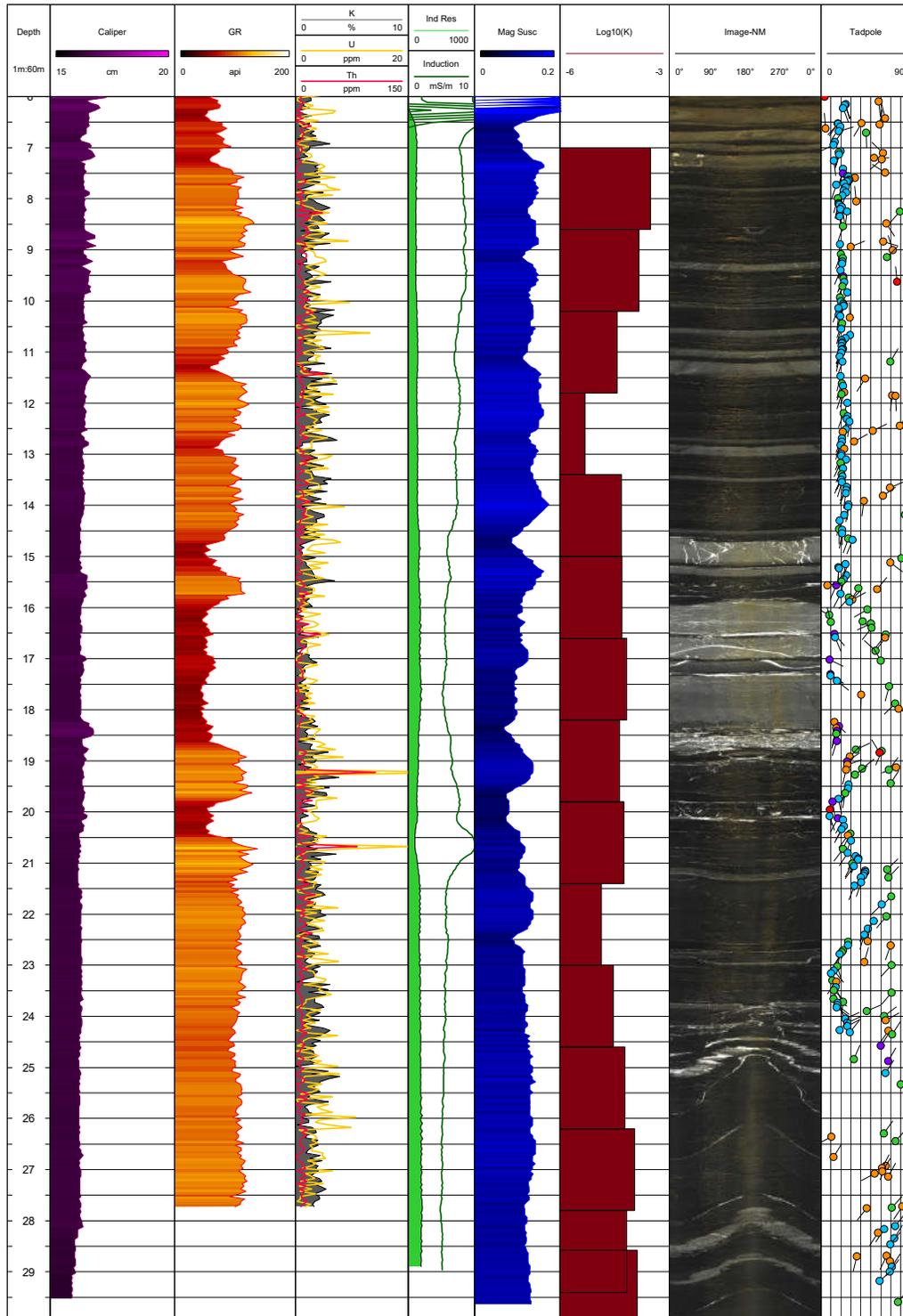


Figure A3. Résultats complets des diagraphies et des essais à choc hydraulique dans le puits P1.

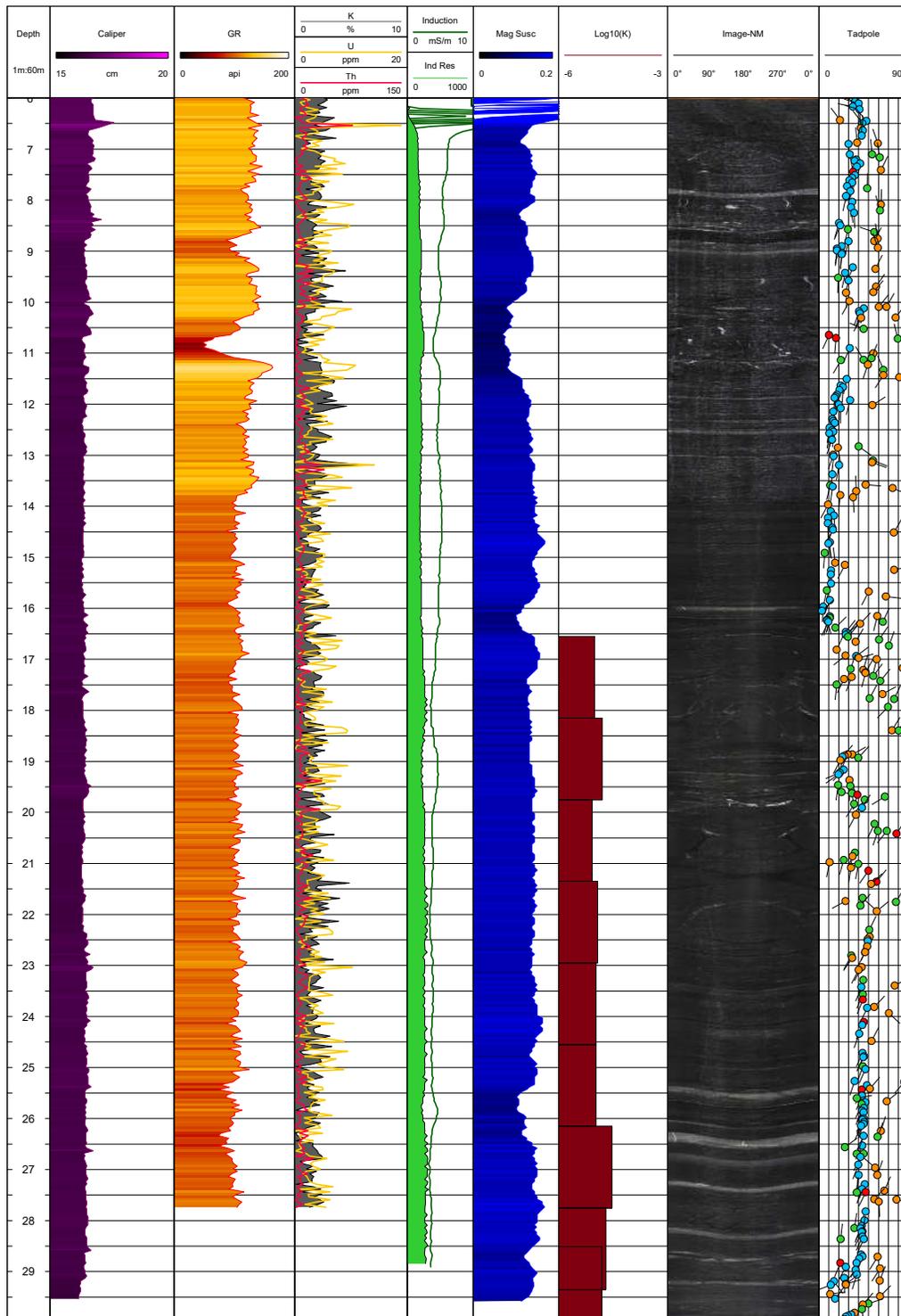


Figure A4. Résultats complets des diagraphies et des essais à choc hydraulique dans le puits P3.

