

GUIDE DE DÉTERMINATION D'AIRES D'ALIMENTATION ET DE PROTECTION DE CAPTAGES D'EAU SOUTERRAINE

Contrat du
Ministère de l'Environnement du Québec
(PARDE 334.74.99.01)

Henrik Rasmussen et Alain Rouleau (éditeurs)



Centre d'études sur les ressources minérales
Université de Québec à Chicoutimi



Mai 2003



Envirodoq : ENV/ 2003/ 0270

PRÉAMBULE

Ce guide se veut un ouvrage spécialisé, qui s'inscrit à l'intérieur du nouveau contexte réglementaire au Québec, à la suite de l'adoption, le 15 juin 2002, du *Règlement sur le captage des eaux souterraines* (www.menv.gouv.qc.ca/indexA.htm).

Par ce règlement, la détermination de l'aire d'alimentation et des aires de protection bactériologique et virologique de tout ouvrage de captage (d'eau souterraine destinée à la consommation humaine) de débit moyen d'exploitation journalier supérieur à 75 m³ est obligatoire ainsi que la détermination de la vulnérabilité des eaux souterraines captées par l'ouvrage.

L'exercice devra être terminé, pour l'ensemble des ouvrages visés, le 15 juin 2006. Cependant, toute demande d'autorisation de captage soumise au ministre à compter du 15 juin 2003 devra être accompagnée d'une étude de détermination. Le guide s'adresse donc aux spécialistes (consultants et gestionnaires) visés par la mise en place des obligations réglementaires.

Ce document a été rédigé conformément à une convention entre le ministre de l'Environnement et l'Université du Québec à Chicoutimi (projet 3334.74.99.01) à l'intérieur du Programme d'aide à la recherche et au développement en environnement (PARDE). La Fondation de l'Université du Québec à Chicoutimi a également contribué au financement de ce projet.

Les auteurs apprécient la collaboration étroite de Ville de Saint-Félicien et de Ville de La Baie, ainsi que l'appui accordé par les Municipalités régionales de comté du Domaine-du-Roy et du Fjord-du-Saguenay. Les auteurs tiennent aussi à remercier toutes les municipalités, tous les autres organismes, ainsi que toutes les personnes qui ont contribué de diverses manières à l'élaboration de ce Guide.

Équipe de rédaction

Éditeurs : Henrik Rasmussen¹ et Alain Rouleau¹

Chapitre 1 : Alain Rouleau¹
Henrik Rasmussen¹

Chapitre 2 : Michael Verreault¹
Alain Rouleau¹
Marie-Line Tremblay¹

Chapitre 3 : Marie-Line Tremblay¹

Denis W. Roy¹
Pierre A. Cousineau¹

Chapitre 4 : Denis W. Roy¹
 Marie-Line Tremblay¹
 Pierre A. Cousineau¹

Chapitre 5 : Henrik Rasmussen¹
 Alain Rouleau¹
 Michael Verreault¹

Chapitre 6 : Sylvie Chevalier²
 Pierre A. Cousineau¹
 Henrik Rasmussen¹
 Alain Rouleau¹
 Denis W. Roy¹
 Marie-Line Tremblay¹
 Michael Verreault¹

Chapitre 7 : Sylvie Chevalier²
 Michael Verreault¹

Chapitre 8 : Henrik Rasmussen¹
 Alain Rouleau¹
 Marc Gravel³

Annexe A : Henrik Rasmussen¹
 Alain Rouleau¹
 Michael Verreault¹

Annexe B : Michael Verreault¹

Annexe C : Michael Verreault¹
 Réal Daigneault¹
 Denis W. Roy¹
 Alain Rouleau¹

Annexe D : Sylvie Chevalier²

Annexe E : Sylvie Chevalier²

Annexe F : Sylvie Chevalier²

Annexe G : Sylvie Chevalier²

Annexe H : Henrik Rasmussen¹
 Alain Rouleau¹
 Marc Gravel³

Les personnes suivantes ont participé à l'amélioration de cette version du guide. Nous les remercions chaleureusement.

Charles Lamontagne²
Michel Ouellet²
Diane Myrand²

Les illustrations techniques ont été élaborées par Claude Dallaire en collaboration avec les auteurs.

¹ Centre d'études sur les ressources minérales
Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi (Québec) G7H 2B1

² Ministère de l'Environnement
Direction des politiques du secteur municipal
Service de l'expertise technique en eau
Édifice Marie-Guyard, B.P. 42
675, boulevard René-Lévesque Est
Québec (Québec) G1R 5V7

³ Département d'informatique et de mathématiques
Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi (Québec) G7H 2B1

TABLE DES MATIÈRES

1	INTRODUCTION	1-1
2	NOTIONS D'HYDROGÉOLOGIE	2-1
2.1	L'eau dans les terrains	2-1
2.2	Les principes de l'écoulement souterrain	2-2
2.3	Deux estimations de la vitesse d'écoulement pour un même milieu	2-4
2.4	Les caractéristiques hydrogéologiques des formations	2.6
2.5	Les équations de l'écoulement souterrain en milieu poreux	2-8
2.6	Transport advectif et dispersif	2-9
2.7	Écoulement souterrain sous l'influence d'un pompage	2-10
3	PARAMÈTRES GÉOLOGIQUES INFLUENÇANT LES PROPRIÉTÉS HYDROGÉOLOGIQUES D'UN AQUIFÈRE	3-1
3.1	Contexte géologique des formations aquifères	3-1
3.2	Notions de sédimentologie	3-2
3.3	Caractéristiques mécaniques et structurales des massifs rocheux	3-5
3.3.1	Propriétés des roches et hydrogéologie	3-5
3.3.2	Fractures et réseaux de fractures	3-7
3.3.3	Systèmes de paraclases et de diaclases	3-9
3.3.4	Réseaux de fractures formés lors du plissement	3-11
3.3.5	Réseaux de fractures associés aux failles	3-13
3.3.6	Réseaux de fractures des roches ignées et métamorphiques	3-14

4	LES DIFFÉRENTS TYPES D'AQUIFÈRES AU QUÉBEC.....	4-1
4.1	Histoire géologique sommaire du Québec.....	4-1
4.1.1	Bouclier canadien.....	4-2
4.1.2	Plate-forme du Saint-Laurent et Appalaches	4-3
4.1.3	Dépôts meubles.....	4-5
4.2	Aquifères dans les dépôts meubles du Québec.....	4-7
4.2.1	Dépôts glaciaires.....	4-8
4.2.1.1	Moraine d'ablation.....	4-8
4.2.1.2	Moraine frontale en bilan positif ou neutre.....	4-12
4.2.1.3	Moraine de retrait en bilan négatif.....	4-12
4.2.1.4	Dépôt de kame.....	4-13
4.2.1.5	Esker.....	4-13
4.2.2	Dépôts d'épandage.....	4-13
4.2.2.1	Dépôt fluvioglaciaire sous-marin.....	4-14
4.2.2.2	Dépôt d'épandage sub-aérien.....	4-14
4.2.2.3	Traînée de vallée.....	4-15
4.2.3	Dépôts glaciomarins et glaciolacustres.....	4-15
4.2.3.1	Zones aquifères glaciomarines et glaciolacustres	4-15
4.2.4	Dépôts meubles reliés aux processus post-glaciaires.....	4-16
4.2.4.1	Cônes et talus de roches ou de débris.....	4-16
4.2.4.2	Cônes d'alluvions et cours d'eau tressés.....	4-16
4.2.4.3	Plaines alluviales.....	4-16
4.2.4.4	Deltas.....	4-17
4.2.4.5	Dépôts éoliens.....	4-17
4.3	Aquifères dans les massifs rocheux du Québec.....	4-18
4.3.1	Unités aquifères dans le Bouclier canadien.....	4-27
4.3.2	Unités hydrostratigraphiques de la plate-forme du Saint-Laurent	4-32
4.3.3	Unités hydrostratigraphiques des Appalaches.....	4-36

5	INVENTAIRE ET UTILISATION DES DONNÉES EXISTANTES.....	5-1
5.1	Objectifs de l'inventaire des données.....	5-1
5.2	Sources principales de données.....	5-1
5.3	Évaluation des données.....	5-2
5.3.1	Droit de propriété et accessibilité des données.....	5-2
5.3.2	Support et format des données.....	5-4
5.3.3	Qualité et pertinence des données.....	5-5
5.4	Utilisation des données.....	5-5
6	MÉTHODES D'INVESTIGATION SUR LE TERRAIN.....	6-1
6.1	Levés géologiques.....	6-1
6.1.1	Types de sondages stratigraphiques.....	6-1
6.1.1.1	Marteau fond de trou.....	6-2
6.1.1.2	Forage au diamant.....	6-2
6.1.1.3	Forage à la tarière.....	6-3
6.1.1.4	Piézocône.....	6-3
6.1.1.5	Sondage à la pelle mécanique.....	6-4
6.1.2	Levés sédimentologiques.....	6-4
6.1.2.1	Caractérisation à l'échelle de l'ouvrage de captage.....	6-4
6.1.2.2	Caractérisation à l'échelle de l'aquifère.....	6-5
6.1.3	Levés de fractures.....	6-6
6.2	Levés hydrogéologiques et hydrologiques.....	6-9
6.2.1	Levés piézométriques.....	6-9
6.2.1.1	Pression, potentiel et charge hydraulique.....	6-9
6.2.1.2	Isopièzes et arrangement des piézomètres.....	6-10
6.2.1.3	Types de piézomètres.....	6-11

6.2.2	Essais hydrauliques en forage.....	6-12
6.2.2.1	Essais de courte durée.....	6-12
6.2.2.2	Essais de pompage.....	6-14
6.2.3	Levés relatifs à l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines.....	6-16
6.2.3.1	Mesure de flux de filtration.....	6-17
6.2.3.2	Mesure de gradient hydraulique vertical avec mini-piézomètre.....	6-18
6.2.3.3	Mesure de débit des cours d'eau.....	6-19
6.2.3.4	Autres types de méthodes.....	6-19
6.2.4	Essais de traçage en eau souterraine.....	6-19
6.2.4.1	Principes fondamentaux des essais de traçage.....	6-20
6.2.4.2	Estimation de la quantité de traceur à l'injection	6-22
6.2.4.3	Mise en garde.....	6-22
6.3	Levés géophysiques.....	6-23
7	MÉTHODES D'ANALYSE DES INFORMATIONS.....	7-1
7.1	Présentation.....	7-1
7.1.1	Plan du chapitre.....	7-1
7.2	Critères de sélection d'une méthode de délimitation des aires d'alimentation et de protection.....	7-2
7.2.1	Caractéristiques hydrogéologiques générales du site.....	7-2
7.2.2	Phénomènes à étudier.....	7-3
7.2.3	Résultats et degré d'exactitude recherchés.....	7-4
7.2.4	Régime permanent ou régime transitoire.....	7-4
7.2.5	Modélisation en deux ou trois dimensions.....	7-5
7.2.6	Milieux fracturés ou milieux poreux.....	7-6
7.3	Cartographie hydrogéologique.....	7-8
7.3.1	Cartographie piézométrique.....	7-9

7.3.2 Recharge par infiltration verticale.....	7-11
7.3.2.1 Techniques d'analyse de surface.....	7-13
7.3.2.1.1 Technique du bilan hydrique.....	7-13
7.3.2.1.2 Perte ou gain par les eaux de surface.....	7-13
7.3.2.2 Techniques d'analyse souterraine.....	7-14
7.3.2.2.1 Mesure de la fluctuation de la nappe.....	7-14
7.3.2.2.2 Loi de Darcy.....	7-14
7.3.2.2.3 Modèles numériques.....	7-14
7.3.2.3 Exemples au Québec.....	7-15
7.3.3 Analyse de la vulnérabilité et du risque.....	7-16
7.4 Méthodes analytiques pures.....	7-17
7.4.1 Méthodes du rayon arbitraire et du rayon calculé.....	7-17
7.4.2 Méthode analytique.....	7-18
7.5 Méthodes basées sur les éléments analytiques.....	7-22
7.5.1 Considérations générales.....	7-22
7.5.2 Conclusions au sujet des modèles basés sur les éléments analytiques.....	7-24
7.6 Méthodes numériques déterministes.....	7-24
7.6.1 Considérations générales.....	7-25
7.6.2 Étapes de la modélisation.....	7-26
7.6.3 Méthodes basées sur les différences finies.....	7-27
7.6.4 Méthodes basées sur les éléments finis.....	7-29
7.6.5 Modèles spécifiques aux milieux fracturés.....	7-30
7.7 Méthodes stochastiques et méthodes inverses.....	7-30
7.8 Glossaire.....	7-31
7.9 Liste des symboles.....	7-32

8	STRATÉGIE D'INTERVENTION ET OUTILS D'AIDE À LA DÉCISION POUR LA DÉFINITION D'AIRES DE PROTECTION.....	8-1
8.1	Incertitudes résiduelles suivant une première estimation.....	8-2
8.1.1	Facteurs de variation.....	8-2
8.1.2	Étude de la variabilité de l'estimation de l'aire d'alimentation.....	8-3
8.2	Démarche méthodologique visant une protection adéquate.....	8-4
8.2.1	Première étape : utilisation des données existantes et première estimation de l'aire d'alimentation.....	8-4
8.2.2	Deuxième étape : inventaire des zones à risque de contamination.....	8-5
8.2.3	Troisième étape : obtention de nouvelles données et réestimation de l'aire d'alimentation.....	8-8
8.3	Pertinence des outils d'aide à la décision dans la protection de sources d'approvisionnement en eau souterraine.....	8-10
8.3.1	Introduction aux outils d'aide à la décision et à la recherche opérationnelle.....	8-11
8.3.2	Notion d'incertitude en hydrogéologie.....	8-12
8.4	Analyse décisionnelle en hydrogéologie.....	8-12
8.4.1	Analyse décisionnelle avec fonction objective.....	8-13
8.4.1.1	Fonction objective.....	8-14
8.4.1.2	Application de l'analyse décisionnelle à la protection de sources d'approvisionnement en eau souterraine.....	8-15
8.4.2	Analyse multicritère.....	8-16
ANNEXE A : Données existantes.....	A-1	
ANNEXE B : Essais de traçage.....	B-1	
ANNEXE C : Implantation optimale de piézomètres (IOP).....	C-1	
ANNEXE D : Méthode DRASTIC.....	D-1	

ANNEXE E : Abaques de représentation adimensionnelle de l'aire d'alimentation et des isochrones.....	E-1
ANNEXE F : Quelques exemples de modèles commerciaux.....	F-1
ANNEXE G : Modèles numériques déterministes.....	G-1
ANNEXE H : Exemple d'application d'un modèle décisionnel aux aires de protection.....	H-1

LISTE DES FIGURES

**Note : les figures peuvent être consultées en cliquant sur le titre désiré dans □
les listes de figures apparaissant à la fin de chaque chapitre ou annexe.**

1 INTRODUCTION

Les eaux souterraines représentent généralement une excellente source d'approvisionnement en eau potable. Le filtre naturel constitué par les matériaux géologiques produit le plus souvent une eau de grande qualité, avec notamment de très faibles teneurs en micro-organismes et autres substances en suspension. Il en résulte que l'exploitation des eaux souterraines présente des avantages économiques appréciables, du fait qu'elles ne nécessitent que peu de traitement – parfois même aucun traitement – avant leur distribution dans un réseau d'eau potable.

Le maintien de cet avantage relatif requiert cependant que des mesures soient prises pour préserver de façon durable la qualité de la source d'approvisionnement. Une étape essentielle à la protection des eaux souterraines captées par un ouvrage est l'estimation de l'aire d'alimentation de cet ouvrage (Rasmussen *et al.*, 2003), soit la portion du territoire sur laquelle l'eau qui s'infiltra aboutira tôt ou tard au point de captage. C'est sur cette portion du territoire que les risques de pollution doivent être minimisés, voire éliminés.

Le captage d'un système aquifère par un ouvrage constitue une combinaison de composantes naturelles et de composantes créées par l'être humain. Les composantes naturelles incluent les milieux aquifères ainsi que leurs entrées et leurs sorties d'eau dans leur état naturel. Les composantes humaines exercent des pressions soit sur la quantité de la ressource, par l'action même des ouvrages de captage, soit sur sa qualité, par des activités présentant des risques de contamination. Il s'agit donc d'un système hybride (voir Harbaugh et Bonham-Carter, 1970), et l'être humain ne peut ni le connaître complètement ni le gérer en exclusivité – la nature y maintenant un droit de regard, en quelque sorte.

Besoin de connaissances

La gestion d'un système requiert la connaissance de ses diverses composantes et cette nécessité s'applique autant à un système purement artificiel qu'à un système hybride comme un aquifère capté. Un volet important des connaissances à développer dans ce dernier cas est la caractérisation du système aquifère.

La première étape de cette caractérisation est basée sur l'utilisation des informations existantes sur le sous-sol du territoire étudié. Dès cette étape, il est primordial de développer une compréhension générale des processus de formation des milieux aquifères que l'on cherche à exploiter. Cette connaissance préliminaire de la genèse des formations aquifères permet d'orienter les travaux visant à obtenir de l'information additionnelle sur le sous-sol du territoire. L'obtention d'information nouvelle pour une caractérisation hydrogéologique plus poussée peut faire appel à une grande diversité de méthodes et d'outils d'investigation, tant sur le terrain que pour l'analyse des données. Il

est donc essentiel de connaître ces diverses possibilités méthodologiques, incluant leurs avantages, leurs limites et leurs coûts, afin de choisir de façon éclairée les méthodes les plus appropriées à un problème et un terrain donnés.

Ces diverses activités de caractérisation entraînent des coûts, mais elles permettent de déterminer avec une justesse croissante les limites de l'aire d'alimentation d'un point de captage d'eau souterraine. Comme les milieux géologiques ne peuvent pas être connus de façon complète, une marge d'incertitude plus ou moins importante affecte toujours l'estimation de l'aire d'alimentation d'un point de captage. Les connaissances sur la genèse des formations aquifères mentionnées plus haut permettent le développement de modèles conceptuels de milieux aquifères plus susceptibles de correspondre à la réalité.

La marge d'incertitude tolérable dans la détermination de l'aire d'alimentation d'un point de captage doit être proportionnelle à des enjeux tels que l'unicité de la ressource et les risques de contamination que présentent les utilisations du territoire. Ce sont ces enjeux qui dictent le degré d'exactitude approprié pour la caractérisation d'un aquifère. Cette caractérisation entraîne donc des décisions mettant en balance les coûts reliés au développement des connaissances et les risques de contamination de la source d'approvisionnement en eau. Les prises de décision seront facilitées par des outils prenant en compte les multiples aspects de l'alimentation en eau potable à partir des eaux souterraines, notamment l'hydrogéologie, l'économie et la santé de la population.

Bref survol de la littérature

Plusieurs documents ont déjà été publiés par des organismes gouvernementaux de divers pays pour orienter les démarches de protection des ressources en eaux souterraines captées pour l'alimentation humaine. Mentionnons en guise d'exemple quelques-unes des nombreuses publications d'organismes gouvernementaux des États-Unis : le Guide de l'*Environmental Protection Agency* (USEPA, 1987), des rapports du *U.S. Geological Survey*, tels ceux de Risser et Barton (1995) et de Franke *et al.* (1998). En Colombie-Britannique, le *Well Protection Toolkit* (BCMELP, 2000) présente notamment un tableau comparatif de diverses méthodes de détermination de l'aire d'alimentation d'un puits. En France, le manuel de Lallemand-Barrès et Roux (1999) aborde plusieurs des aspects réglementaires, scientifiques et techniques de la détermination de périmètres de protection dans le captage d'eaux souterraines. Au Québec, le *Guide pour la détermination des périmètres de protection autour d'ouvrages de captage d'eaux souterraines* (MEF, 1995) résume la réglementation alors en vigueur, définit divers périmètres de protection et présente une méthode de détermination de périmètres basée sur une solution analytique de l'équation de l'écoulement souterrain.

Même si tous ces documents constituent des sources d'information fort utiles pour la détermination de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage et de zone de protection des eaux souterraines captées, il est approprié de faire une mise à jour de la revue des méthodes d'investigation. De plus, le besoin de mieux incorporer les considérations sur la géologie des aquifères dans les efforts de protection des eaux souterraines se fait

sentir. En effet, la protection efficace de cette ressource requiert la connaissance de la géologie du territoire étudié ainsi qu'une bonne compréhension des phénomènes géologiques ayant contrôlé la formation des systèmes aquifères. En outre, les experts et les gestionnaires ont de plus en plus besoin d'outils d'aide à la décision, si nous tenons compte du fait que la protection des sources d'approvisionnement en eau souterraine est un problème non seulement hydrogéologique, mais également économique, environnemental, sanitaire et socio-politique.

Contenu du Guide

Ce guide résume d'abord, dans le chapitre 2, les notions d'hydrogéologie essentielles à la détermination de l'aire d'alimentation d'un point de captage. Les chapitres 3 et 4 visent à favoriser une meilleure utilisation des connaissances géologiques dans la protection des sources d'approvisionnement en eau souterraine. On y présente d'abord les principaux phénomènes géologiques qui déterminent dans une large mesure la structure et la dimension des milieux aquifères, ainsi que leurs propriétés hydrogéologiques. Puis les divers types de milieux aquifères constatés au Québec sont décrits dans leur environnement géologique. Le lecteur sera alors en mesure de déterminer les aspects géologiques à investiguer, selon le contexte et selon le problème hydrogéologique à résoudre. Le chapitre 5 décrit brièvement certaines données existantes, ceci dans le but d'améliorer à faible coût les connaissances. Le chapitre 6 présente un survol des nombreuses méthodes d'investigation sur le terrain, incluant des levés géologiques, hydrogéologiques et géophysiques. Les méthodes d'analyse de l'information, incluant des méthodes cartographiques et numériques, sont résumées dans le chapitre 7; la sélection de ces méthodes dépend en bonne partie de la quantité et de la qualité des données disponibles sur le système aquifère. Finalement, le chapitre 8 offre des pistes pour le développement d'outils d'aide à la décision adaptés à la détermination de l'aire d'alimentation d'ouvrages de captage d'eau souterraine.

2 NOTIONS D'HYDROGÉOLOGIE

Ce chapitre présente les concepts fondamentaux de l'hydrogéologie nécessaires à l'estimation de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage et à la détermination des zones de protection de l'eau souterraine.

2.1 L'eau dans les terrains

Dans les milieux géologiques, la présence d'eau libre est possible grâce aux ouvertures constituées par les pores et par les vides à l'intérieur des fractures. Les pores ainsi que les vides dans les fractures sont de grosseur variable et leur degré d'interconnexion est également variable.

La *porosité* (n) est définie comme le rapport du volume des ouvertures sur le volume total; ce terme s'applique aux deux types d'ouvertures mentionnés plus haut. La *porosité efficace* (n_e) est la porosité disponible pour l'écoulement, i.e. celle qui correspond aux pores interconnectés et suffisamment grands pour permettre l'écoulement. Le *rendement spécifique* (R_s) est le rapport du volume d'eau qui se draine par gravité d'un milieu initialement saturé sur le volume total du milieu considéré. Les paramètres n , n_e et R_s sont sans dimension et ils sont généralement exprimés en pourcentage.

Les massifs rocheux présentent deux types de porosité : (1) la porosité primaire, qui correspond aux pores se trouvant entre les composantes de la matrice et (2) la porosité secondaire (ou porosité de fracture), qui correspond aux vides à l'intérieur des fractures. La porosité secondaire a généralement beaucoup plus d'influence sur l'écoulement souterrain. L'ouverture des fractures dans les systèmes karstiques est généralement plus grande que dans les autres milieux rocheux fracturés, car ces fractures sont élargies par la dissolution des carbonates. La dimension et l'orientation des fractures ainsi que la densité et la distribution spatiale du système de fractures déterminent le degré d'interconnexion de ce système.

L'eau dans les terrains remplit soit partiellement, soit complètement les pores et les vides. On distingue deux zones selon le degré de saturation en eau, soit la zone non-saturée et la zone saturée. Dans la zone non-saturée, les pores sont remplis à la fois d'air et d'eau; on l'appelle aussi zone vadose parce que cette zone se situe souvent dans la partie superficielle des terrains. Dans la zone saturée, l'eau seule est présente dans les pores.

2.2 Les principes de l'écoulement souterrain

Cette section décrit d'abord les principales forces motrices de l'écoulement souterrain. Puis, elle présente des lois physiques fondamentales basées sur deux modèles fort différents de l'écoulement souterrain, soit la loi de Darcy pour un milieu poreux et la loi cubique pour une fracture.

Les forces motrices

L'écoulement des eaux souterraines est causé par les forces physiques agissant dans le milieu souterrain et par l'environnement géologique de ce milieu. Ces eaux s'infiltrent d'abord à la surface des terrains, s'écoulent dans les milieux géologiques sur des distances variables, puis elles retournent à la surface sous l'action de l'écoulement naturel, de la végétation ou de l'être humain. L'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines est donc importante; les eaux souterraines et leur écoulement font partie intégrante du cycle de l'eau.

Les forces qui agissent sur l'eau souterraine incluent notamment la gravité et l'attraction moléculaire entre l'eau et le milieu solide. La gravité est souvent la principale force produisant l'écoulement et elle agit de deux façons : (1) par la pression cumulée de l'atmosphère et de l'eau située au-dessus d'un point et (2) par l'élévation de ce point au-dessus d'un niveau de référence. L'eau circule donc dans les terrains en réponse aux différences de pression et d'élévation. La force motrice est communément mesurée en termes de charge hydraulique et cette dernière est définie par l'équation de Bernoulli :

$$h = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} \quad (2.1)$$

où h [L] est la charge hydraulique, z [L] l'élévation géodésique, p [$ML^{-1}T^{-2}$] la pression du fluide, ρ [ML^{-3}] la densité du fluide, g [LT^{-2}] l'accélération gravitationnelle et v [LT^{-1}] la vitesse du fluide. Le terme incorporant la pression est souvent appelé la charge de pression h_p [L] :

$$h_p = \frac{p}{\rho g} \quad (2.2)$$

La pression et la charge de pression du fluide sont généralement exprimées par leur différence par rapport à la pression atmosphérique. De plus, la valeur du terme représentant la charge hydraulique causée par la vitesse de l'eau est minime dans la plupart des cas, si bien que la charge hydraulique est communément exprimée par :

$$h = z + h_p \quad (2.3)$$

L'eau souterraine s'écoule des endroits à charge hydraulique élevée vers les endroits où la charge hydraulique est plus faible.

La loi de Darcy

Diverses équations mathématiques permettent l'analyse de l'écoulement souterrain. La loi de Darcy (1856) est un fondement essentiel des équations de l'écoulement en milieu poreux; elle s'exprime ainsi : « le débit d'eau entre deux points d'un milieu poreux saturé est proportionnel au gradient hydraulique entre ces deux points », soit :

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (2.4)$$

où Q [L^3T^{-1}] est le débit d'eau souterraine traversant une section de superficie A [L^2] normale à la direction de l'écoulement; K [LT^{-1}] est la conductivité hydraulique du milieu; l [L] est la distance entre deux points de référence; et (dh/dl) [-] est le gradient hydraulique entre ces deux points.

La conductivité hydraulique (K) se définit comme l'aptitude d'un milieu à laisser circuler l'eau à travers lui. Elle dépend à la fois du fluide et du milieu qui le contient. Un autre paramètre, la perméabilité intrinsèque (k), ne dépend que des caractéristiques du milieu; la relation entre ces deux paramètres est :

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad (2.5)$$

où k [L^2] est la perméabilité intrinsèque du milieu poreux et μ [$ML^{-1}T^{-1}$] est la viscosité dynamique du fluide.

Le produit de la conductivité hydraulique par l'épaisseur saturée d'un aquifère correspond à la *transmissivité* T [L^2T^{-1}]. La figure 2.1 illustre les valeurs de conductivité hydrauliques typiques de différents matériaux.

Le flux souterrain v (ou flux de Darcy) est déterminé par le rapport du débit sur la superficie de la section d'écoulement :

$$v = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} \quad (2.6)$$

La vitesse de filtration V (ou vitesse moyenne de pore) est définie comme le rapport du flux souterrain sur la porosité efficace (n_e), pour tenir compte du fait que l'eau ne circule que dans l'espace des pores :

$$V = \frac{v}{n_e} = \frac{Q}{n_e A} = -\frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl} \quad (2.7)$$

La loi de Darcy et ses diverses expressions (équations 2.4, 2.6 et 2.7) représentent un concept macroscopique. Elles décrivent des phénomènes hydrauliques dans un milieu poreux à l'échelle d'un volume élémentaire représentatif beaucoup plus grand que la dimension des pores dans lesquels se produit réellement l'écoulement. La section qui suit porte sur un modèle mathématique différent, qui considère les phénomènes hydrauliques à l'échelle microscopique et qui s'applique plus spécifiquement aux écoulements en milieu fracturé.

La loi cubique

L'équation de Navier-Stokes décrit l'écoulement d'un fluide visqueux soumis à un gradient de pression. Elle permet de prendre en considération des phénomènes agissant à l'échelle microscopique, tels le cisaillement intermoléculaire dans le fluide (voir, p. ex., Fung, 1977 ou un texte de mécanique des fluides). Appliquée à l'écoulement dans une conduite formée de deux parois lisses et parallèles, l'équation de Navier-Stokes constitue un modèle de l'écoulement dans une fracture rocheuse (Huitt, 1956).

Dans le cas simplifié de l'écoulement d'un fluide incompressible en régime permanent, une solution analytique de ce modèle permet d'exprimer le débit Q pour une largeur unitaire de fracture mesurée perpendiculairement à la direction d'écoulement:

$$Q = \frac{\rho g O^3}{12\mu} \times \frac{dh}{dl} \times 1 \text{ unité de largeur} \quad (2.8)$$

où O [L] est l'ouverture de la fracture.

Le fait que le débit soit proportionnel au cube de l'ouverture de la fracture a donné l'appellation courante de « loi cubique » à l'équation 2.8. Le profil de la vitesse d'écoulement dans ce modèle a une forme parabolique et la vitesse moyenne s'obtient en divisant le débit par l'ouverture :

$$v_{moy} = \frac{Q}{O} = \frac{-\rho g O^2}{12\mu} \frac{dh}{dl} \quad (2.9)$$

2.3 Deux estimations de la vitesse d'écoulement pour un même milieu

La section précédente donne deux expressions différentes permettant d'estimer la vitesse d'écoulement des eaux souterraines, soit la vitesse de filtration en milieu poreux (V ; équation 2.7) et la vitesse moyenne d'écoulement dans une fracture (v_{moy} ; équation 2.9). Les deux modèles sur lesquels ces expressions sont basées constituent deux représentations fort différentes mais complémentaires d'un milieu poreux fracturé.

Cette section propose un petit exercice inspiré de Gale (1982) visant à comparer ces deux modèles.

Considérons un milieu géologique rocheux soumis à un gradient de charge hydraulique ($\Delta h/\Delta x$) de 0,1 et dans lequel s'écoule un débit d'eau (Q) de $2 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ par unité de superficie de la section perpendiculaire à l'écoulement. Deux modèles de ce système sont représentés à la figure 2.2 dans une section parallèle à la direction d'écoulement, soit (1) un milieu poreux équivalent et (2) une fracture unique équivalente à parois lisses et parallèles dans une matrice imperméable.

La conductivité hydraulique (K) de ce système s'estime à l'aide de la loi de Darcy (équation 2.4) :

$$K = \frac{Q}{A(dh/dl)} = 2,0 \times 10^{-3} \text{ m/s} \quad (2.10)$$

La conductivité hydraulique étant un concept macroscopique, ce paramètre fait abstraction du type de système dans lequel l'eau s'écoule. La vitesse d'écoulement, quant à elle, peut être estimée sur la base de chacun des deux modèles de la figure 2.2. Dans le modèle du milieu poreux équivalent (figure 2.2-A), considérons que la valeur de la conductivité hydraulique obtenue correspond à celle d'un sable bien trié et que la porosité efficace d'un tel milieu est d'environ 20 %. La vitesse de filtration V estimée avec 2.7 est alors de 0,001 m/s (ou 3,6 m/h).

Pour le modèle de la fracture unique (figure 2.2-B), il faut d'abord estimer l'ouverture O d'une telle fracture à l'aide de la loi cubique (équation 2.8) :

$$O = \left[\frac{12\mu}{\rho g} Q \frac{1}{dh/dl} \right]^{1/3} \quad (2.11)$$

En considérant les valeurs de μ et ρ d'une eau pure à 5 °C, l'équation 2.11 donne une valeur de $1,5 \times 10^{-3}$ m pour l'ouverture de la fracture. La porosité efficace de ce système correspond à la porosité de fracture, soit le rapport du volume de vide de la fracture sur le volume total du système; la valeur de la porosité de fracture est de 0,15%. La vitesse moyenne d'écoulement s'estime avec la relation (2.9), qui donne 0,13 m/s (ou 465 m/h). Cette vitesse d'écoulement est plus de deux ordres de grandeur plus élevée que la vitesse de filtration estimée plus haut pour le modèle du milieu poreux équivalent (soit 465/3,6). La même valeur élevée de vitesse d'écoulement serait obtenue avec l'équation 2.7 pour un milieu poreux, à condition d'utiliser la porosité de fracture au lieu de la porosité attendue d'un milieu poreux ayant la valeur considérée de conductivité hydraulique, soit 0,15 % au lieu de 20 %.

Les deux modèles de la figure 2.2 peuvent être considérés comme deux représentations extrêmes du même système réel. La vitesse réelle d'écoulement aurait probablement une valeur intermédiaire entre les valeurs estimées à partir de ces deux modèles. Le

modèle de la fracture unique donne à la vitesse d'écoulement une valeur beaucoup plus élevée que le modèle du milieu poreux, ce qui affecte directement l'estimation du temps de parcours de l'eau souterraine entre deux points. En outre, la surface de contact entre l'eau et le milieu est beaucoup plus faible dans le modèle de la fracture unique, car l'eau n'entre en contact qu'avec les parois de la fracture. Il en résulte que les réactions physico-chimiques eau-roche y sont beaucoup moins importantes, notamment celles qui peuvent atténuer la contamination. Par conséquent, plus un système s'approche du modèle de la fracture unique, plus les efforts doivent être importants pour protéger la qualité de l'eau.

2.4 Les caractéristiques hydrogéologiques des formations

Certains paramètres des milieux, telles la porosité et la conductivité hydraulique, ont été décrits dans les sections précédentes. Sur le terrain, la valeur de ces paramètres varie considérablement d'un endroit à un autre, d'une lithologie à une autre et selon la direction de la mesure à un endroit donné.

Homogénéité et isotropie

L'homogénéité et l'isotropie d'un milieu aquifère sont définies en relation avec la conductivité hydraulique (K) de ce milieu. Si la valeur de K est la même quel que soit l'endroit dans une formation, cette formation est homogène. Si la valeur de K varie d'un endroit à un autre, la formation est hétérogène. Lorsque la valeur de K en un point est la même quelle que soit la direction considérée, la formation est isotrope à cet endroit. Si la valeur de K en un point varie selon la direction de mesure, la formation est anisotrope.

Les formations géologiques sont très rarement isotropes et homogènes. L'anisotropie et l'hétérogénéité sont causées par l'architecture interne des formations. Par exemple, dans un milieu stratifié formé de dépôts alluvionnaires, la conductivité hydraulique est généralement plus élevée horizontalement que verticalement; le rapport $K_h : K_v$ estimé sur une grande échelle présente souvent une valeur d'anisotropie de 100 : 1 et même davantage. L'anisotropie et l'hétérogénéité sont particulièrement prononcées dans les milieux rocheux fracturés, parce qu'une fracture présente des caractéristiques hydrauliques extrêmement différentes de celles de la matrice rocheuse encaissante, tant pour la valeur de la porosité que pour l'orientation et l'alignement des vides. Le chapitre 3 traite particulièrement des types de formations géologiques et de leurs propriétés hydrogéologiques.

Aquifères et aquitards

Les formations géologiques sont appelées *aquifères* et *aquitards* (noms et adjectifs) selon la facilité avec laquelle elles laissent s'écouler l'eau. Un aquifère est un corps

géologique suffisamment perméable pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables (Castany et Margat, 1977). Un aquitard est un horizon de faible perméabilité dans lequel l'eau ne peut pas être prélevée de façon efficace par des puits; dans plusieurs cas cependant un écoulement non négligeable peut s'y produire perpendiculairement aux couches, amenant de l'eau par drainance aux aquifères adjacents. Les termes *aquifère* et *aquitard* s'appliquent au milieu géologique contenant l'eau souterraine. Un autre terme désigne l'eau elle-même : une *nappe d'eau souterraine* est l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère. Une *nappe phréatique* est une nappe d'eau souterraine suffisamment importante pour être captée de façon utile par un puits.

De façon générale, les nappes d'eau souterraines sont classées dans l'une ou l'autre des catégories suivantes : (1) nappe libre, (2) nappe captive, (3) nappe semi-captive et (4) nappe perchée (Freeze et Cherry, 1979; Todd, 1980; Fetter, 1994; Banton et Bangoy, 1997). Le tableau 2.1 présente ces catégories de nappes selon les critères qui les caractérisent. La figure 2.3 illustre les principales caractéristiques des nappes et des aquifères.

Tableau 2.1 Caractéristiques des différents types de nappes d'eau souterraines

Type de nappe	Couche supérieure	Recharge
Libre	Aquifère	verticalement depuis la surface
Perchée	Aquifère	verticalement depuis la surface
Captive	Aquitard	là où l'aquifère apparaît en surface
Semi-captive	Aquitard	là où l'aquifère apparaît en surface; à travers des fenêtres dans l'aquitard; par drainance verticale à travers l'aquitard

Un aquifère à nappe libre est caractérisé par une couche perméable se trouvant à la surface des terrains. La recharge de cet aquifère se produit par l'infiltration verticale des eaux de surface. Un aquifère à nappe captive est constitué d'une couche aquifère se trouvant sous une couche de confinement (aquitard) très imperméable. La recharge se produit là où la couche aquifère affleure en surface. Un aquifère à nappe semi-captive est caractérisé par une couche aquifère se situant sous une couche moins perméable (aquitard). La recharge de cet aquifère se produit par le même phénomène que pour une nappe captive, auquel s'ajoute la recharge au droit de fenêtres dans la couche de confinement ainsi que la drainance verticale à travers la couche aquitard. La drainance désigne une faible valeur de flux, mais qui devient non négligeable quand il se produit sur une grande superficie. De plus, une nappe est qualifiée de captive ou de semi-captive lorsque le niveau d'eau dans un puits se situe au-dessus de la limite supérieure de l'aquifère; on dit alors aussi que la nappe est en condition artésienne. Selon cette dernière définition, un aquifère peut contenir une nappe libre – du moins localement – même s'il est recouvert d'une couche de confinement. Cette situation se rencontre surtout dans un aquifère exploité par puits de pompage (section 2.7).

Une nappe perchée est un cas particulier de nappe libre. Une couche ou une lentille imperméable, se trouvant à l'intérieur d'un aquifère à nappe libre, retient une partie de la recharge de l'aquifère. L'eau de la nappe perchée s'écoule ensuite aux bordures de la couche imperméable pour rejoindre la nappe principale de l'aquifère.

2.5 Les équations de l'écoulement souterrain en milieu poreux

Cette section présente les principales équations de l'écoulement souterrain en milieu poreux. L'équation générale de l'écoulement en milieu saturé est décrite ainsi que des équations particulières aux nappes captives et aux nappes libres.

L'équation de l'écoulement souterrain est basée sur la loi de conservation de masse de l'eau souterraine en mouvement, combinée à la loi de Darcy décrite plus haut, laquelle incorpore les propriétés du milieu. Pour le cas général de l'écoulement en trois dimensions d'une eau à densité constante dans un milieu poreux saturé, hétérogène et anisotrope, cette équation s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.12)$$

où S_s [L^{-1}] est le coefficient d'emmagasinement spécifique, incorporant l'élasticité de l'eau et celle du milieu.

Si on considère un milieu isotrope et homogène, alors $K_x = K_y = K_z$, et K peut sortir des dérivées :

$$K \left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.13)$$

Le cas d'une nappe captive

Dans le cas d'une nappe captive, la composante verticale de l'écoulement peut souvent être négligée. En utilisant les définitions du coefficient d'emmagasinement ($S = bS_s$) et de la transmissivité ($T = Kb$), où b est l'épaisseur de l'aquifère, l'équation 2.13 devient :

$$\left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right] = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.14)$$

Le cas d'une nappe libre

Le cas d'une nappe libre est sensiblement plus complexe parce que l'épaisseur saturée de l'aquifère change avec le temps et selon l'endroit, en suivant les changements de la charge hydraulique. Par conséquent, la transmissivité de l'aquifère n'est pas constante. Pour un milieu hétérogène et anisotrope, l'équation de l'écoulement s'écrit alors :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = R_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.15)$$

où R_s [sans dimension] est le rendement spécifique du milieu.

Pour un aquifère homogène et isotrope, l'équation de l'écoulement d'une nappe libre s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{R_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.16)$$

Le cas d'une nappe libre amène également une expression de la loi de Darcy sensiblement différente de celle de l'équation 2.4 donnée plus haut, puisque l'aire de la section d'écoulement dépend de h , que ce paramètre représente également la charge hydraulique et qu'il varie d'un endroit à un autre. L'hypothèse de Dupuits (1863), selon laquelle la composante verticale du gradient demeure négligeable, permet d'exprimer la loi de Darcy pour un milieu isotrope en termes de débit (Q_{unit}) par tranche verticale de terrain d'épaisseur unitaire, découpée dans le sens (x) du gradient hydraulique, c'est-à-dire :

$$Q_{unit} = -K \frac{dh}{dx} h(x) \times 1 \quad (2.17)$$

L'aire de la section d'écoulement, A dans l'équation 2.4, est représentée par le produit $h(x) \times 1$ unité d'épaisseur dans l'équation 2.17. Cette équation peut être intégrée à l'estimation du débit, si l'on connaît l'épaisseur saturée h_1 et h_2 , en deux points x_1 et x_2 ($x_1 < x_2$) alignés dans la direction d'écoulement :

$$Q_{unit} = -\frac{1}{2} K \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{(x_2 - x_1)} \times 1 \quad (2.18)$$

Deux différences entre l'équation 2.18 et l'équation 2.4 : (1) le rapport $1/2$ dans l'équation 2.18 et (2) le fait que les valeurs de h sont ici élevées au carré dans le rapport incorporant le gradient moyen effectif entre les points x_1 et x_2 .

2.6 Transport advectif et dispersif

Une substance en solution est transportée par l'eau en écoulement, un phénomène appelé l'advection. La section 2.3 a présenté deux approximations de la vitesse de migration d'une substance en solution, l'une obtenue par la vitesse de filtration V en milieu poreux (équation 2.7), l'autre par la vitesse moyenne d'écoulement (v_{moy}) dans une fracture (équation 2.9). Les autres phénomènes affectant la migration d'une substance en solution incluent la diffusion moléculaire, la dispersion et les réactions physico-chimiques. Ces phénomènes sont interreliés; par exemple, l'advection dans un milieu poreux d'une substance en solution sous-tend une dispersion, parce que la substance doit contourner les grains composant le milieu et que la vitesse d'écoulement varie d'une trajectoire à une autre. Le modèle mathématique d'advection-dispersion incorpore certains des phénomènes contrôlant la migration d'une substance en solution :

$$D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_t \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + D_v \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2.19)$$

où x , y , z correspondent aux coordonnées spatiales, t [T] au temps, C [ML^{-3}] à la concentration de la substance en solution, V [LT^{-1}] à la vitesse de l'eau souterraine et D [L^2T^{-1}] au coefficient de dispersion longitudinal (l), transversal (t) et vertical (v). L'axe x correspond ici à la direction longitudinale l de la dispersion.

Le coefficient de dispersion dépend de la vitesse de filtration et il incorpore également le phénomène de la diffusion moléculaire. Ainsi, le coefficient de dispersion longitudinal s'écrit :

$$D_l = \alpha_l V + D^* \quad (2.20)$$

où α_l [L] correspond à la dispersivité longitudinale du milieu et D^* [L^2T^{-1}] au coefficient de diffusion moléculaire en milieu poreux.

L'équation d'advection-dispersion donnée plus haut (équation 2.19) ne tient pas compte des réactions physico-chimiques pouvant affecter une substance en solution. Elle néglige aussi l'effet de propriétés importantes des milieux géologiques, telles l'anisotropie et l'hétérogénéité aux diverses échelles. Ce modèle est quand même utile à différentes méthodes d'investigation et d'analyse, tels les essais de traçage (section 6.2.4) et les simulations numériques (chapitre 7).

2.7 Écoulement souterrain sous l'influence d'un pompage

Le pompage dans un puits génère un rabattement du niveau d'eau de la nappe phréatique formant un cône dont le puits est le foyer (figure 2.4). Le rabattement diminue avec la distance par rapport au puits. En milieu simple, le rabattement génér

par le pompage dans un puits est symétrique par rapport à l'axe de la direction de l'écoulement souterrain naturel. La zone qui est influencée par le pompage s'appelle la *zone d'influence*. On considère que la limite de la zone d'influence correspond à la distance où le rabattement causé par le pompage est négligeable.

L'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage correspond à la surface de terrain sur laquelle toute l'eau qui s'infiltra aboutit tôt ou tard à l'ouvrage (figure 2.4). Cette surface est généralement beaucoup plus étendue que la zone d'influence. Par contre, à cause de l'écoulement régional naturel, il arrive qu'une partie de la zone d'influence du côté aval du puits ne fasse pas partie de l'aire d'alimentation. La partie de la zone d'influence qui est incluse dans l'aire d'alimentation est appelée *aire d'appel*.

La figure 2.4 illustre aussi la forme de l'aire d'alimentation lorsque l'aquifère est simple. Cette forme est une parabole ouverte vers l'amont hydraulique et le point de captage correspond à son foyer. Lorsque le milieu est simple, que le puits pénètre complètement l'aquifère et que l'aquifère est de grande étendue latérale, l'évaluation de l'aire d'alimentation revient à estimer la superficie d'une section verticale de l'aquifère, normale à la direction de l'écoulement souterrain et suffisante pour l'alimentation du puits (figure 2.5). L'estimation de la superficie de cette section pour une nappe captive peut se faire simplement en appliquant la loi de Darcy (1856), soit l'équation 2.4; dans le cas d'une nappe libre, elle doit aussi respecter l'hypothèse de Dupuits (1863), soit les équations 2.17 et 2.18. Il faut cependant considérer la possibilité que le rabattement causé par le pompage puisse rendre libre, du moins localement, une nappe initialement captive, donc située sous une couche de confinement.

Sur le territoire correspondant à l'aire d'alimentation d'un captage, on considère généralement approprié d'accorder à la ressource une protection inversement proportionnelle au temps de parcours de l'eau, de son point d'infiltration jusqu'au point de captage. Supposons que les bactéries et les virus meurent dans l'eau souterraine après 200 et 550 jours respectivement, les activités à risque pour ces types de contaminants doivent alors être enrayerées sur le territoire en aval des isochrones de temps de transfert de 200 et de 550 jours. Il en est de même des zones à potentiel de recharge plus élevé, tels les fenêtres dans la couche de confinement d'un aquifère, qui peuvent correspondre à des temps de transfert beaucoup plus courts que ceux des zones environnantes. La détermination des temps de transfert nécessite entre autres l'estimation la plus exacte possible de la porosité efficace, laquelle correspond à la porosité de fracture en milieu fracturé (section 2.1).

Des notions fondamentales d'hydrogéologie sont décrites de façon plus complète dans de nombreux manuels largement diffusés, tels Freeze et Cherry (1979), Driscoll (1986), Fetter (1994), Banton et Bangoy (1997) et USACE (1999).

Liste des figures

Figure 2.1 : Valeurs typiques de la conductivité hydraulique (Freeze et Cherry, 1979).
(Format PDF, 32 ko)

Figure 2.2 : Deux modèles pour un milieu rocheux fracturé: A) un milieu poreux équivalent ; B) une fracture unique dans une matrice imperméable.
(Format PDF, 196 ko)

Figure 2.3 : Types de nappes et d'aquifères selon leur degré de confinement.
(Format PDF, 729 ko)

Figure 2.4 : Vues schématiques en coupe et en plan de l'aire d'alimentation dans un milieu isotrope, homogène et d'épaisseur constante (tiré de l'USEPA, 1987). (Format PDF, 73 ko)

Figure 2.5 : Illustration schématique de la section verticale normale l'écoulement souterrain en direction d'un puits. (Format PDF, 38 ko)

3 PARAMÈTRES GÉOLOGIQUES INFLUENÇANT LES PROPRIÉTÉS HYDROGÉOLOGIQUES D'UN AQUIFÈRE

Les propriétés hydrogéologiques d'un aquifère sont contrôlées par le type de milieu géologique auquel appartient cet aquifère. Les principaux facteurs qui influencent ces propriétés sont le contexte de mise en place des dépôts sédimentaires ainsi que les déformations structurales subies par un massif rocheux. La compréhension du contexte géologique dans lequel se trouve un aquifère et l'identification du modèle de faciès et du système de fracturation permettent une meilleure identification des hétérogénéités et anisotropies des aquifères. Des notions de sédimentologie et de géologie structurale sont présentées dans ce chapitre, afin de fournir les éléments essentiels à une meilleure compréhension des contextes géologiques de formation des aquifères.

3.1 Contexte géologique des formations aquifères

L'estimation, avec une certaine exactitude, de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage nécessite une connaissance plus ou moins détaillée de la géométrie externe d'un aquifère, par l'identification de ses limites supérieure, inférieure et latérales. Un modèle de faciès sédimentaires peut suggérer l'architecture interne d'un aquifère en ciblant les zones de différentes perméabilités à l'intérieur de ce dernier. En utilisant les données de terrain disponibles, une correspondance assez réaliste peut être établie entre le modèle conceptuel (modèle de faciès sédimentaires) et l'aquifère (modèle de faciès hydrogéologiques). Selon la correspondance obtenue, l'architecture interne de l'aquifère peut être estimée, avec ses différents dépôts, leurs agencements et leurs dimensions. Les propriétés hydrogéologiques sont sujettes à varier entre deux faciès, marquant ainsi des horizons susceptibles de présenter de plus fortes hétérogénéités et anisotropies. Les systèmes hydrogéologiques sédimentaires présentent des propriétés hydrogéologiques généralement par l'environnement de mise en place des dépôts qui influencent la distribution de la granulométrie, les relations entre les différentes textures et structures de même que les associations de faciès qui se sont développées à l'intérieur de chaque aquifère (Allen, 1978; Webb et Anderson, 1996, Fisher *et al.*, 1998; Aigner *et al.*, 1999). Les hétérogénéités et anisotropies peuvent générer, par exemple, des conduits préférentiels d'écoulement qui influencent alors la forme de l'aire d'alimentation. La connaissance de l'architecture interne d'un aquifère est donc utile pour évaluer les différents milieux qui composent l'aquifère.

Dans les dépôts meubles, la géométrie externe ne peut être identifiée à l'aide d'un modèle conceptuel se basant sur la géométrie théorique d'un dépôt lors de sa formation. Les limites de l'aquifère ont été modelées en surface par une multitude de processus d'érosion et, à la base, par le relief du socle rocheux, qui est parfois fracturé et perméable. Ces limites influencent grandement la quantité d'eau potentiellement contenue à l'intérieur de l'aquifère selon qu'elles correspondent à des zones de recharge ou à des zones imperméables. Elles doivent être identifiées pour estimer plus exactement le potentiel de l'aquifère. Les limites d'un aquifère sont uniques à celui-ci et

elles sont difficilement applicables à un autre aquifère, même s'ils possèdent le même modèle de faciès. Il n'existe pas ou peu de modèles de référence facilitant leur identification. La topographie du socle rocheux, lorsqu'il est un substratum relativement imperméable, peut servir de limite et peut être identifiée à partir de cartes, de photos aériennes et d'investigations de terrain ([chapitre 6](#)). Si le socle s'avère être perméable, il est important de se demander s'il contribue à la recharge ou à la décharge de l'aquifère. Les limites des bassins qui influencent la recharge de l'aquifère sont identifiables par l'observation de la topographie de surface. Aussi, les cours d'eau ruisselant sur ou en marge de l'aquifère le délimitent parfois. Pour vérifier les relations existantes entre les cours d'eau et les aquifères, certaines méthodes sont décrites à la [section 6.2.3](#).

Pour les aquifères en milieu rocheux fracturé ou en système karstique, la compréhension des jeux et des réseaux de fractures est nécessaire à la détermination de l'aire d'alimentation. Les directions d'écoulement sont contrôlées par la géométrie du patron de fracturation, tel qu'illustré à la [figure 3.1](#). Idéalement, l'estimation de l'aire d'alimentation nécessiterait une interprétation réaliste des interconnexions entre les différentes fractures générées par les divers événements tectoniques auxquels le massif a été soumis depuis sa formation. Les méthodes actuelles et les techniques de levés de fractures s'appliquent pour identifier les patrons de fractures ([section 6.1.3](#)).

La sédimentologie et la géologie structurale sont donc des disciplines de la géologie qui contribuent à fournir des données essentielles sur l'architecture de l'aquifère et aident à estimer l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage de façon plus exacte. Les prochaines sections présentent quelques notions de sédimentologie et de tectonique.

3.2 Notions de sédimentologie

La sédimentologie est une discipline de la géologie qui étudie les phénomènes sédimentaires autant pour les dépôts meubles que pour les roches sédimentaires. Cette section présente les arguments sédimentologiques qui expliquent le caractère anisotrope et fortement hétérogène des matériaux granulaires non consolidés constituant de nombreux aquifères. Les phénomènes décrits sont principalement reliés à l'origine et à la mise en place des dépôts meubles. Les notions de sédimentologie concernent les faciès, les assemblages de faciès et les modèles de faciès. Ces notions seront présentées à titre de référence, afin de souligner l'importance de leur application à l'hydrogéologie.

Un aquifère composé de matériaux granulaires non consolidés se constitue de différents faciès qui s'interprètent en assemblages de faciès et en modèles de faciès. Un faciès se définit comme une unité caractérisée par une combinaison particulière de lithologie et de structures physiques et biologiques (Walker, 1992). D'autres auteurs, Miall (1984) et Reading (1986), le définissent comme possédant des caractéristiques propres servant à sa description : (1) la composition, incluant la minéralogie et le contenu en fossile; (2) les textures, caractérisées entre autres par la couleur et la granulométrie; et (3) les structures, auxquelles appartiennent le litage. Plusieurs auteurs ont proposé une nomenclature pour l'identification et la classification des faciès. Actuellement, les codes

les plus utilisés sont ceux publiés par Miall (1977), qui permettent de simplifier et d'uniformiser l'identification des faciès sédimentaires. Ces codes, décrits au [tableau 3.1](#), sont mis à jour au fur et à mesure que les connaissances des différents faciès se précisent. Pour mieux reconnaître les différents faciès sédimentaires sur le terrain, il est suggéré de consulter le « Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec » de Robitaille et Allard (1997), qui est très bien illustré.

Le terme faciès peut être attribué à une unité suivant différents sens, tant descriptifs qu'interprétatifs (Miall, 1984; Reading, 1986). Certains sont nommés uniquement par observation de l'unité lithologique, par exemple « faciès graveleux massif ». Certains autres sont nommés d'après leur processus de formation, ou d'après les conditions sous lesquelles ils ont été formés, par exemple « faciès turbiditique ». D'autres sont nommés d'après leur environnement de dépôt, par exemple « faciès marin peu profond ». Le contexte tectonique de formation de l'unité, relié à l'environnement de dépôt et aux caractéristiques lithologiques, constitue aussi une façon de nommer un faciès, par exemple « faciès de molasse ».

Comme le montrent les exemples donnés ci-dessus, le nom attribué à un faciès est basé sur des caractéristiques sélectionnées selon le contexte et le but poursuivi par l'étude. Ainsi, les faciès hydrogéologiques s'identifient à partir de caractéristiques qui influencent les directions et les vitesses d'écoulement, telles que les textures, l'orientation, la forme et la grosseur des sédiments et le tassement. Ces caractéristiques contribuent à déterminer l'anisotropie et le degré de porosité dans un dépôt granulaire ([chapitre 2](#)).

L'assemblage de faciès, l'association de faciès et la succession de faciès définissent des regroupements de faciès génétiquement liés les uns aux autres. Les regroupements se font sur une base subjective en fonction de l'expérience de l'observateur ou parfois sur des bases statistiques. Les regroupements de faciès servent à préciser un modèle de faciès.

L'importance hydrogéologique d'un assemblage de faciès dépend des faciès qui en font partie. Ainsi, l'assemblage de faciès sédimentaires sert de base dans la détermination de l'assemblage de faciès hydrogéologiques, qui est souvent plus simple que celui des faciès sédimentaires. Par exemple, un assemblage de faciès avec des propriétés hydrauliques équivalentes (les faciès Gm, Gp et Gt d'une barre graveleuse dans un modèle de rivière tressée) n'affecte pas la conductivité hydraulique de l'ensemble. Dans ce cas, les faciès sédimentaires graveleux constituent un seul faciès hydrogéologique. À l'opposé, un assemblage de faciès avec des propriétés différentes (les faciès St, Sr et Fl d'une barre d'accrétion d'un modèle de rivière tressée et méandrique) limite la circulation locale de l'eau.

Un modèle de faciès permet de relier la genèse des faciès à leur environnement de formation. L'objectif principal poursuivi lors du développement de ces modèles est d'arriver à établir un modèle assez général pour servir à l'interprétation de toutes les séquences provenant du même environnement de dépôt. Les modèles de faciès sont continuellement raffinés suivant l'évolution de la compréhension des modèles. Walker

(1992) définit quatre fonctions principales aux modèles de faciès : (1) ils servent de normes et suggèrent des points de comparaison; (2) ils servent de structures et de guides pour les observations futures; (3) ils servent à faire des prédictions dans les nouveaux contextes géologiques observés; et (4) ils servent de bases acceptées pour l'interprétation des systèmes qu'ils représentent.

Les différents faciès sédimentaires possèdent des caractéristiques hydrogéologiques qui servent de base à l'identification des faciès hydrogéologiques. Bien qu'il n'y ait pas de concordance directe entre les faciès sédimentaires et les faciès hydrogéologiques, l'interprétation des modèles de faciès sédimentaires permet d'identifier le genre d'hétérogénéité et d'anisotropie possiblement présentes à l'intérieur de l'aquifère. Les modèles de faciès permettent d'estimer la proportion et la distribution spatiale des faciès et assemblages de faciès les plus perméables. Ils permettent donc d'identifier l'anisotropie globale de certains aquifères (en forme de cylindre ou de feuillet, par exemple).

Tableau 3.1 Classification des faciès selon Miall (1977, 1984, 1992)

Codes de faciès	Faciès
Gms	Gravier massif non jointif (les débris de la taille des graviers ne se touchent pas, il y a une abondante matrice composée de sable, de silt ou d'argile)
Gm	Gravier massif (les débris de la taille des graviers se touchent, il y a peu ou pas de matrice composée de sable, de silt ou d'argile)
Gt	Gravier à stratification entrecroisée en auge
Gp	Gravier à stratification entrecroisée planaire
St	Sable à stratification entrecroisée en auge
Sp	Sable à stratification entrecroisée planaire
Sr	Sable à stratification entrecroisée en auge
Sh	Sable à lamination horizontale
Fl	Silt et/ou argile laminé(s)
Fm	Silt et / ou argile massif(s)

N.B. Les codes utilisés par Miall correspondent à :

Première lettre du code		Deuxième lettre du code			Troisième lettre du code	
Code	Définition	Code	Définition	Code	Définition	
G	gravier (> 2mm)	m	massif			s
		t	entrecroisé en auge			
S	sable (1/16 mm à 2 mm)	p	entrecroisé planaire			s
		r	ride			
F	Fines (silt et argile) (<1/16 mm)	h	lamination horizontale			support matriciel
		l	laminé			

3.3 Caractéristiques mécaniques et structurales des massifs rocheux

La revue de géologie structurale présentée ici porte sur les notions nécessaires à l'analyse de la géométrie d'écoulement de l'eau souterraine en milieux fracturés.

La perméabilité des massifs rocheux dépend d'abord du degré de fracturation et de l'interconnexion des fractures. Elle dépend ensuite de l'ouverture des fractures, causée par l'histoire tectonique du massif et/ou par l'élargissement des fractures par dissolution (la « loi cubique » à la section 2.2 indique que la perméabilité varie comme le cube de l'ouverture des fractures). Enfin, de façon généralement bien moindre, elle dépend de la porosité de matrice des roches. La géométrie du réseau de fractures contrôle l'écoulement à l'intérieur d'un massif rocheux et, en conséquence, la forme des aires d'alimentation des captages qui s'y trouvent. Les réseaux, généralement reconnus dans divers types d'environnements géologiques, varient selon le type de roche et les déformations qu'elles ont subies. Comme ces réseaux sont mal connus au Québec, nous proposons ici une revue des réseaux de fractures classiques dans divers types d'environnements géologiques similaires à ceux du Québec et, donc, applicables en principe aux aquifères des massifs rocheux des diverses régions du Québec.

Dans chaque cas, des commentaires sur le potentiel aquifère s'ajoutent à la description de l'aspect de la structure géologique et de celui de la composition lithologique. Les modèles de réseaux de fractures présentés dans ce guide sont tirés de divers manuels de géologie structurale et d'articles, tels ceux de Rogers (1960), Price (1966), Tchalenko (1970), Mattauer (1973), Ramsay (1967), Ruhland (1973), Vialon *et al.* (1976), Blès et Feuga (1981), Ramsay et Huber (1983), Nicolas (1984), La Pointe et Hudson (1985), Ramsay et Huber (1987), Pollard et Aydin (1988), Price et Cosgrove (1990), Choukroune (1995) et Josnin *et al.* (2002).

Nous présentons successivement les propriétés des roches en relation avec leurs caractéristiques hydrogéologiques, les types de fractures et l'organisation de leurs réseaux, les paraclases et les diaclases des réseaux de fractures des roches pas ou peu déformées, les réseaux de fractures formés lors du plissement, les réseaux de fractures associés aux failles et, enfin, les réseaux de fractures des roches ignées et métamorphiques.

3.3.1 Propriétés des roches et hydrogéologie

Rappelons d'abord que les deux propriétés des roches les plus importantes pour l'hydrogéologue sont la porosité et la perméabilité. La porosité peut être primaire (de matrice), secondaire (de fracture) ou double (à la fois de matrice et de fracture). La perméabilité, de son côté, dépend essentiellement de la connectivité et de la grosseur des pores. Cependant, les propriétés hydrogéologiques des roches se relient rarement à leur composition et aux structures géologiques de façon simple.

Considérons d'abord l'évolution de la porosité pendant la transformation des sédiments (dépôts meubles) en roches sédimentaires (diagénèse). La compaction des sédiments

dans un bassin sédimentaire entraîne l'expulsion progressive de l'eau interstitielle des couches les plus profondes vers la surface. En route, cette eau dépose, entre les particules sédimentaires qu'elle rencontre, un ciment siliceux ou carbonaté, selon la composition des sédiments avec lesquels elle a été en contact avant d'être expulsée. Cette cimentation réduit fortement la porosité de la roche sédimentaire par rapport à celle qu'avait le sédiment original. Toutefois, une porosité de matrice résiduelle peut se maintenir ou se rétablir dans les cas suivants : (1) la cimentation est incomplète; (2) le ciment calcaire est partiellement dissout dans un environnement de surface propice; et (3) les récifs coralliens, qui conservent souvent une bonne porosité de matrice malgré la cimentation. Bref, des sédiments silicatés initialement poreux tels que les sables et les graviers à tri moyen à bon peuvent, dans des circonstances favorables, retenir une partie de leur porosité initiale, et des sédiments initialement peu perméables, comme les dépôts riches en argile, le resteront. Par contre, dans des circonstances favorables, tous les sédiments carbonatés peuvent former un réseau karstique.

Le développement de la porosité de fracture fait appel aux notions mécaniques de roches compétentes et ductiles. Un matériau (roche) compétent développe normalement un bon réseau de fractures car il est capable de transmettre les contraintes, même en se déformant, jusqu'à ce qu'il atteigne sa limite de rupture. Ainsi, certains réseaux de joints sont typiques de roches compétentes peu ou pas déformées ([section 3.3.3](#)); certaines formes de plis et leurs fractures associées ([section 3.3.4](#)) sont typiques des roches compétentes; et une faille correspond à une rupture fragile dans un matériau qui se déforme peu avant d'atteindre sa limite de rupture ([section 3.3.5](#)). Un matériau (roche) ductile présente normalement peu de fractures car, comme le roseau de la fable de La Fontaine, il plie (s'étire, se gonfle, etc.), mais ne se rompt pas (ou rarement). En général, les grès, les conglomérats, les calcaires et les dolomies sont les roches sédimentaires compétentes. Les shales, mudstones, marnes, etc. voient eux leur ductilité augmenter avec l'abondance des minéraux argileux.

Une autre considération à introduire dans l'analyse de l'hydrogéologie des roches est l'épaisseur des formations rocheuses aquifères. En général, plus une roche compétente fracturée est épaisse, meilleur sera l'aquifère. Par contre, une alternance de roches compétentes et ductiles, respectivement aquifères et aquiclades ou aquitards, introduit une anisotropie mécanique et hydrogéologique planaire d'autant plus forte que les couches sont minces et que le contraste de ductilité est important.

Les réseaux classiques de fractures observés dans divers environnements de déformation et décrits dans les sections suivantes peuvent être modifiés par des fractures tardives, dont la probabilité augmente avec l'âge du massif rocheux. Cependant, la nucléation de nouvelles fractures dans un réseau établi se heurte à la facilité mécanique d'utiliser des fractures existantes, pour peu qu'elles soient assez favorablement orientées par rapport aux nouvelles contraintes, comparativement à la difficulté de briser des éléments intacts d'un massif rocheux. La rupture d'éléments intacts se fera de préférence le long de zones ou de surfaces mécaniquement plus fragiles (litage, schistosité de flux, foliation, rubannement, contacts intrusifs, etc.), et d'orientation convenable. Ces zones peuvent être particulièrement propices à l'hydrofracturation.

Maintenant, deux commentaires sur les roches solubles, dont principalement les carbonates, qui peuvent former des réseaux karstiques en climat humide et chaud jusqu'à modéré. (*Karst* est un terme serbo-croate pour caverne.) Les terrains karstiques ont des expressions géomorphologiques typiques en surface (fractures élargies par dissolution, dolines, pertes, gouffres, résurgences, hums, etc.). En profondeur, les conduits karstiques forment des grottes et des cavernes avec stalactites et stalagmites, des siphons, etc. Ces conduits ont toujours pour origine la dissolution des éponges des fractures et des plans de stratification où se fait la circulation d'eau.

- La dissolution karstique peut se faire autant en zone vadose qu'en zone phréatique (Trenhaile, 1998; Palmer, 1990; White, 1990). Au Québec, sauf exception, les réseaux karstiques recommencent à se former depuis la dernière glaciation. Bien que les grottes véritables soient encore peu nombreuses (mais relativement bien documentées par la Fédération québécoise de spéléologie), l'élargissement karstique de fractures, en cours dans de nombreux bancs calcaires, est susceptible d'augmenter significativement la perméabilité de ces roches (loi cubique oblige !). **Alors, l'élargissement des fractures par dissolution, préférentiel selon l'importance relative de l'écoulement, tend à accentuer progressivement l'anisotropie des aquifères en milieu carbonaté, en concentrant de plus en plus l'écoulement souterrain dans les fractures les plus larges.**
- Au Québec, d'énormes blocs calcaires (d'hectométriques à kilométriques en longueur, décamétriques en épaisseur) peuvent avoir été arrachés par les glaciers des formations calcaires sous-jacentes et déplacés de plusieurs centaines de mètres, voire de quelques kilomètres. **Ces énormes blocs, très fracturés et, en conséquence, bons aquifères, mais enrobés de moraine de fond peu perméable, constituent probablement des réservoirs limités en dimension et aussi en taux de recharge.** De tels blocs, identifiés dans la région de Montréal lors de la construction du stade olympique, pourraient aussi exister ailleurs. Ils proviendraient de l'écrasement par les glaciers de réseaux karstiques antérieurs à la dernière glaciation, ce qui aurait permis leur découpage.

3.3.2 Fractures et réseaux de fractures

Les fractures à potentiel aquifère incluent plusieurs types de fractures naturelles et aussi des fractures artificielles. Les fractures naturelles présentent des surfaces généralement régulières et planes, et souvent couvertes d'une patine d'altération. Les fractures artificielles peuvent être très irrégulières et présenter une surface fraîche, lorsqu'elles correspondent à une nouvelle rupture à travers une roche saine, ou, au contraire, être plutôt régulières, lorsqu'elles suivent dans la roche une surface de faiblesse mécanique que l'on peut considérer comme une fracture potentielle. La surface d'une fracture est rarement visible en entier, les carottes de forage n'en contiennent qu'un faible échantillon et les affleurements rocheux ne laissent généralement voir qu'une partie de

la surface et de la trace (intersection de la fracture avec la surface de l'affleurement). Leur contour est soit ovale lorsque la fracture s'arrête dans la masse de la roche, soit polygonal lorsqu'elle s'arrête sur d'autres fractures. Les principales fractures naturelles sont les *joints* (ouverture perpendiculaire aux parois, sans mouvement tangentiel mesurable), les *failles* (déplacement tangentiel des parois de la fracture, avec ouverture variable et possibilité de remplissage avec des fragments de roche broyés) et la *schistosité* « *de fracture* » associée à certains types de plis (section 3.3.4). Les *fentes* et les *fissures* désignent des fractures dont l'ouverture est nettement plus grande que 0,1 ou 0,2 mm (ou toute autre valeur convenue lors d'un levé systématique). Les *diaclases* sont un cas particulier de joints décrit dans la section 3.3.3, qui porte sur les réseaux de fractures des roches sédimentaires peu ou pas déformées.

La description géométrique d'un réseau de fractures fait appel à une hiérarchie de concepts : du plus élémentaire, la fracture individuelle, au plus global, le réseau de fractures, en passant par l'intermédiaire du jeu de fractures.

La description de chaque *fracture individuelle* comporte la mesure de son attitude (orientation dans l'espace) et l'observation de caractéristiques pertinentes en hydrogéologie telles que l'ouverture, l'étendue et les interconnexions avec d'autres fractures. L'ouverture d'une fracture, typiquement sub-millimétrique, varie souvent d'un endroit à l'autre sur l'ensemble de la fracture, y provoquant des variations d'écoulement généralement négligées dans les analyses d'écoulement à l'échelle d'un aquifère en milieu fracturé. Ces analyses d'ensemble utilisent des ouvertures moyennes ou des modèles de dispersion de l'ouverture des fractures. L'étendue d'une fracture varie de millimétrique (micro-fracture), à décimétrique (fracture mineure), à hectométrique ou kilométrique (fracture majeure). Les interconnexions entre les fractures dépendent d'abord des intersections entre les fractures ainsi que de la disposition en échelon et de la présence de ponts rocheux à l'intérieur de l'étendue de la fracture.

Les fractures individuelles à peu près parallèles entre elles dans un même massif fracturé, forment généralement un *jeu de fractures*, caractérisé par une attitude moyenne (mode statistique de la concentration de pôles sur un stéréogramme), un espacement moyen, appelé *maille*, et une distribution particulière de caractéristiques hydrogéologiques et autres. La maille varie de très dense (centimétrique) à très espacée (pluri-métrique). Ces jeux de fractures s'entrecroisent pour former un *réseau de fractures*. Les attitudes et les mailles des trois ou quatre jeux « principaux » (les plus fréquents) définissent dans l'espace un polyèdre appelé *bloc unitaire* (figure 3.2) dont l'empilement constitue la base du réseau de fractures. Cependant, les jeux de fractures moins fréquents introduisent des troncatures dans les blocs unitaires. La forme du bloc unitaire varie aussi avec l'angle entre les jeux et sa taille dépend de la maille des principaux jeux. Les équations suivantes peuvent être utiles dans l'évaluation des réservoirs que présentent les massifs fracturés :

$$f_i = 1/m_i \quad (3.1)$$

$$I = \sum f_i \quad (3.2)$$

où : f_i : fréquence du jeu de fracture i [1/L]
 m_i : maille du jeu de fracture i [L]
 I : intensité de fracturation dans un bloc unitaire [L^2/L^3]

L'intensité I de fracturation est équivalente à la « surface mouillée » interne d'un bloc unitaire à l'intérieur du massif.

Le réseau de fractures ainsi défini est une notion valable pour un domaine d'homogénéité structurale à l'intérieur duquel les attitudes et les mailles des fractures restent à peu près les mêmes. *Le domaine structural correspond à un espace à l'intérieur de la croûte terrestre pour lequel l'histoire des contraintes et le comportement mécanique des différentes roches sont à peu près identiques. Les variations géologiques suivantes sont susceptibles de correspondre à un changement de domaine structural : changement de type de roche, partie du pli (voir à la section 3.3.4 dans les types d'aquifères reliés au plissement), situation proximale ou distale par rapport à une faille majeure.* D'autres changements de domaine structural peuvent aussi survenir sans qu'un changement géologique spécifique puisse y être associé. À la limite, un aquifère fracturé pourrait devoir être traité comme un assemblage de réseaux de fractures, à l'image des assemblages de faciès que présentent souvent les aquifères en milieux poreux (section 3.2).

3.3.3 Systèmes de paraclases et de diaclases

Réseaux orthogonaux

Les roches compétentes stratiformes présentent communément des réseaux de fractures, que nous appellerons *orthogonaux*, que ces roches soient horizontales sans déformation apparente ou qu'elles montrent des plis ouverts. L'origine mécanique de tels joints est discutée, entre autres, par Price et Cosgrove (1990) et par Pollard et Aydin (1988). Plusieurs réseaux de fractures sont associés aux plis dans les roches stratiformes. Les réseaux *enroulés* sont décrits ici (orientés par rapport à l'attitude locale de la stratification). Les réseaux formés lors du plissement sont décrits à la section 3.3.4. Les réseaux orthogonaux de joints comportent typiquement des *paraclases* (fractures parallèles aux couches) et des *diaclases* (fractures transverses aux couches). Les paraclases, ou *joints de stratification*, sont généralement des joints réguliers et continus de grande dimension. Elles se développent de préférence dans des interlits mécaniquement plus faibles et subdivisent le massif fracturé en une série de galettes sub-horizontales superposées, dont l'épaisseur varie de décimétrique à métrique. Les diaclases, dont l'extension verticale se limite souvent à l'épaisseur d'un seul lit, forment des fractures perpendiculaires ou presque à la stratification. Dans les cas simples, elles segmentent les galettes en blocs rectangulaires ou rhomboédriques (figure 3.3). Mais, parfois, ces divers types de diaclases sont tous présents sur le même site et, souvent, des fractures tardives d'inclinaison modérée, moins fréquentes, s'ajoutent au réseau de base. Ces dernières sont présentées à la section 3.3.5, qui porte sur les failles fragiles.

Réseaux rectangulaires

Dans le cas des réseaux dits *rectangulaires*, un jeu de diaclase, dit « systématique », et dont la taille de la maille varie de décimétrique à métrique, domine nettement l'autre en fréquence et en longueur (de métrique à décamétrique). Le jeu systématique présente souvent une orientation à peu près constante dans une formation géologique donnée. Les joints de l'autre jeu de diaclases, dit *transverse* (ou *cross joint*), s'arrêtent souvent sur les paraclases et sur les diaclases systématiques, tendent à avoir des orientations plus variables et des formes plus courbées et irrégulières, et présentent généralement une maille métrique ([figure 3.3](#)). Il existe aussi des réseaux orthogonaux où les deux jeux de diaclases sont *systématiques*.

Réseaux conjugués

Dans le cas des réseaux *conjugués* (rhomboédriques), les deux jeux de diaclases forment un angle aigu et présentent des caractéristiques de longueur (de métrique à décamétrique), de fréquence (de maille décimétrique à métrique) et de régularité de surface comparables ([figure 3.3](#)).

Le potentiel aquifère des réseaux orthogonaux dans les roches sédimentaires peu à pas déformées est intéressant. En effet, les diaclases sont bien connectées aux paraclases et leur abondance assure un bon écoulement horizontal qui est normalement la composante dominante de l'écoulement dans les nappes aquifères. Dans de tels cas, même la forte anisotropie que peut présenter un réseau rectangulaire à un seul jeu systématique est atténuée par la disponibilité de joints horizontaux où toutes les directions d'écoulement horizontal sont possibles. De plus, les formations géologiques dans lesquelles de tels réseaux se développent peuvent présenter une autre perméabilité, soit de matrice pour plusieurs grès, soit de dissolution (karstique) pour les roches carbonatées. Par contre, les formations de roches à grains fins, qui développent bien les paraclases mais beaucoup moins les diaclases, tendent à être des aquiclades ou des aquitards.

Réseaux enroulés

Les réseaux *enroulés*, surtout présents dans les plis ouverts à axe sub-horizontal de roches compétentes, contiennent des paraclases, qui suivent les courbures des interlits mécaniquement faibles, et des diaclases, perpendiculaires à l'orientation locale des couches et qui forment des patrons rectangulaires ou conjugués dans les flancs et les charnières des plis, comme si les réseaux des roches sédimentaires peu ou pas déformées avaient été plissés ([figure 3.4a](#)). Le *premier type* de réseaux enroulés présente des diaclases conjuguées sur chaque flanc et dans la charnière ([figure 3.4b](#)). L'orientation de la bissectrice de l'angle aigu entre les jeux de diaclases est perpendiculaire à l'axe du pli, comme si les diaclases et le plissement avaient répondu au même champ de contraintes (en supposant que le plissement résulte du flambage de

couches sédimentaires compétentes). La taille des mailles des paraclases et des diaclases varie de décimétrique à métrique, comme dans les réseaux conjugués des roches sédimentaires peu ou pas plissées. L'enroulement des jeux est responsable de la grande dispersion des orientations des fractures dans l'espace; mais, lorsque les orientations des fractures sont mesurées par rapport à la stratification et à l'axe du pli, les jeux de joints présents peuvent être facilement identifiés, malgré leur rotation dans les diverses parties du pli. **Les fractures de ces réseaux présentent une bonne connectivité, mais seule l'orientation parallèle à l'axe du pli permet une direction d'écoulement horizontal privilégiée (paraclases courbées selon l'axe du pli); de leur côté, les diaclases conjuguées assurent un écoulement plus diffus, perpendiculaire ou fortement oblique par rapport à l'axe du pli.**

Le deuxième type de réseaux enroulés présente des diaclases rectangulaires d'orientation perpendiculaire et radiale à l'axe du pli ([figure 3.4c](#)). Les diaclases perpendiculaires à l'axe du pli, aussi appelées « joints AC », ont une orientation constante, une bonne extension latérale (au moins décamétrique ou plusieurs longueurs d'ondes du plissement) et une maille généralement métrique, et elles traversent plusieurs couches plissées. Les diaclases radiales sont moins continues et traversent rarement plusieurs couches. Des paraclases de maille décimétrique à métrique séparent souvent les couches les unes des autres. **Il suit de cette disposition des jeux de fractures que deux directions d'écoulement sub-horizontal sont privilégiées : parallèle, ou perpendiculaire à l'axe des plis.**

3.3.4 Réseaux de fractures formés lors du plissement

D'autres réseaux de fractures peuvent se former lors du plissement des roches stratiformes. Avant de les présenter, nous proposons un rappel de quelques concepts et de quelques termes utilisés pour décrire les plis. Puis nous analyserons le potentiel aquifère des réseaux formés dans les flancs et les charnières des plis isopaques, et celui que peuvent représenter la schistosité de flux et la schistosité de fracture associées ou pas avec des joints AC.

L'*ouverture d'un pli* est mesurée par l'angle entre les tangentes aux points d'infexion de la courbe dessinée par le pli dans son profil ([figure 3.5](#)) : isoclinal pour un angle d'ouverture voisin de 0° , serré entre 0° et 30° , fermé entre 30° et 70° , ouvert entre 70° et 120° , et ondulant entre 120° et 180° .

Les *cinq formes de plis* ([figure 3.6](#)) que Ramsay (1967) a proposées sont reliées aux propriétés mécaniques des roches plissées, qu'elles soient compétentes (et généralement aquifères), pour les classes 1A, 1B et 1C ou ductiles (et généralement imperméables) pour les classes 2 et 3. Ramsay a désigné ces cinq formes de plis comme suit : classe 1A, classe 1B (*parallel* – isopaque), classe 1C, classe 2 (*similar* – semblable) et classe 3. Ces formes se distinguent par la convergence des lignes isogoniques qui relient, dans le plan de profil des plis (plan perpendiculaire à l'axe des plis), les points de même pendage d'une couche à l'autre : convergentes pour la classe 1, parallèles pour la classe 2 et divergentes pour la classe 3. La position des lignes

isogoniques est complètement définie pour les classes 1B (perpendiculaires aux couches) et 2 (parallèles entre elles), et elle couvre une variété d'orientations pour les classes 1A (plus convergentes que dans 1B), 1C (intermédiaires entre 1B et 2) et 3 (divergentes).

Des réseaux de fractures bien définis sont reliés géométriquement et mécaniquement aux plis « isopaques » (épaisseur des couches constante ou à peu près – type 1B de Ramsay, 1967) que forment les roches compétentes (grès, carbonates, etc.). Les mailles des fractures indiquées pour ces plis sont valables pour des plis dont la longueur d'onde varie de métrique à décimétrique; elles doivent être ajustées proportionnellement pour des longueurs d'ondes plus grandes.

Les *plis à déformation de charnière* (« buckle folding with internal deformation by tangential longitudinal strain », selon Ramsay, 1967) sont caractéristiques des roches sédimentaires massives. Dans leur partie externe, ils présentent des fractures d'extension à maille généralement centimétrique à décimétrique, radiales à l'axe du pli, et ouvertes ou montrant des déplacements normaux ([figures 3.7a](#)); en outre, des joints « AC » de maille métrique et perpendiculaires à l'axe du pli peuvent se développer. Au cœur de ces plis se trouvent des fractures provenant de la compression horizontale, soit des petites failles inverses à pendage modéré et, parfois, des fentes de traction sub-horizontales parallèles à la stratification ([figures 3.7b](#)). La déformation est minimale à proximité de la « surface neutre » qui sépare les parties externes et internes, et des points d'inflexion de la courbure des plis.

Les *plis à déformation de flanc* (« flexural slip folding », selon Ramsay, 1967) sont caractéristiques des roches sédimentaires feuilletées. La déformation se concentre surtout dans les flancs où les couches de roche tendent à glisser les unes sur les autres. Les fractures résultantes comportent des fentes de traction sub-horizontales ([figure 3.7c](#)), des failles inverses, de maille décimétrique à métrique, qui sont d'abord inter-couches et ensuite conjuguées et transverses aux couches ([figure 3.7d](#)), ainsi que des joints « AC ».

Le potentiel aquifère de ces plis est limité par le colmatage fréquent des diverses fractures par du matériel de veine comme le quartz, la calcite et d'autres carbonates. Cependant, en l'absence locale de colmatage ou en cas de réouverture tardive des fractures, ces plis peuvent fournir des orientations préférentielles d'écoulement.

- Dans les plis à déformation de charnière, les zones perméables potentielles sont essentiellement concentrées dans les parties externes des charnières (en extension); la perméabilité de ces plis présente alors une forte anisotropie parallèle à l'axe des plis.
- Dans les plis à déformation de flanc, les joints « AC », quand ils sont présents et bien développés, constituent la principale orientation d'écoulement (perpendiculaire à l'axe); ensuite vient la perméabilité

parallèle à l'axe du pli et concentrée dans les flancs que peuvent fournir les failles inverses conjuguées et les fentes de traction.

Les divers types de schistosité (*rock cleavage*) qui peuvent se développer dans les plis se regroupent, en pratique (Rogers, 1960), sous deux grands types : schistosité de flux (schistosité de crénulation, *flow cleavage*, *slaty cleavage*) et schistosités de fracture (*fracture cleavage*, *slip cleavage*) (figure 3.8). La *schistosité de flux* (figure 3.8), qui caractérise les plis de type 2 (plis semblables) et 3 de Ramsay (1967) formés dans des roches ductiles généralement imperméables, sans paraclases ni joints AC, se manifeste davantage par une orientation de fissilité privilégiée parallèle au plan axial S_1 du pli que par des fractures bien développées. Cependant, des événements tectoniques postérieurs à la formation des plis peuvent ouvrir des fractures parallèles à cette schistosité. De son côté, la *schistosité de fracture*, comme son nom l'indique, forme de véritables fractures, de maille généralement décimétrique, coaxiales à l'axe L_1 du pli et d'inclinaison intermédiaire entre la normale locale à la stratification S_0 et celle du plan axial S_1 dans les plis de type 1B (roches compétentes) et 1C (roches semi-compétentes) de Ramsay (1967).

En somme, les roches plissées avec schistosité de fracture peuvent présenter deux directions privilégiées d'écoulement horizontal des eaux souterraines:

- **parallèle à l'axe de pli, à la direction des schistosités et à celle de paraclases enroulées si présentes,**
- **et parallèle aux joints « AC » lorsque présents.**

Par contre, pour que les roches plissées avec schistosité de flux présentent un potentiel significatif d'écoulement qui leur soit parallèle, il faut que des fractures parallèles à la schistosité soient ouvertes par un événement indépendant du plissement.

3.3.5 Réseaux de fractures associés aux failles

Une faille ou une zone de faille forme un feuillet mince, mais de grande extension latérale, de roche fortement fracturée et localement broyée. En termes de dimension, l'épaisseur d'une zone de faille va du millimètre à plusieurs centaines de mètres, et son extension latérale est au moins deux ordres de grandeur plus grande que son épaisseur. **Ce volume peut soit être lui-même aquifère, en plus de fournir un lien hydraulique efficace entre des formations aquifères déplacées, soit limiter la dimension des formations aquifères traversées, s'il devient imperméable par colmatage de dépôts minéraux et recristallisation du matériel broyé ou si une formation aquiclude déplacée interrompt la continuité d'une formation aquifère.** Une zone de faille aquifère est nettement plus perméable que les massifs rocheux qu'elle traverse et elle canalise fortement l'écoulement. Bref, de façon générale, les failles ont des effets marqués sur les trajectoires d'écoulement à l'intérieur

des massifs rocheux aquifères et, en conséquence, sur la forme de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage d'eau souterraine qui y sont implantés.

Les failles sont regroupées en trois types principaux, selon leur inclinaison et le sens de leur mouvement : *failles normales*, en principe inclinées à 60° par rapport à l'horizontale, avec un compartiment supérieur qui baisse; *failles de décrochement*, verticales avec un coulissement horizontal du compartiment opposé vers la droite ou la gauche; et *failles de chevauchement*, inclinées à 30° par rapport à l'horizontale avec un compartiment supérieur qui monte. D'autres types de failles sont possibles et peuvent être décrits par l'orientation et l'inclinaison du plan de faille, et par le sens du mouvement de la faille (rejet directionnel s'il est horizontal, rejet pendage s'il est parallèle à l'inclinaison de la faille et rejet oblique dans les autres cas).

Dans tous les cas, des failles et des fractures secondaires parallèles et conjuguées à la faille principale peuvent se produire ([figure 3.9](#)). **Cela assure une bonne connectivité entre les fractures et favorise un écoulement parallèle au plan de la faille principale, dans la direction d'intersection de ces fractures.** Cette direction favorisée est horizontale et parallèle à la direction de la faille dans les cas des failles normales et des failles de chevauchement (de même que des failles à rejet pendage en général). Mais dans le cas des failles de décrochement, la direction verticale d'intersection des fractures conjuguées rend moins facile l'écoulement horizontal. **Les mêmes orientations d'écoulement sont favorisées par certaines courbures que peuvent présenter les surfaces de faille. C'est le cas, en particulier, des courbures qui permettent l'ouverture d'espaces lors du mouvement de la faille ([figure 3.10](#)).**

Les failles normales découpent souvent la bordure des blocs déplacés en écailles multiples, elles-mêmes pouvant être découpées de nouveau par l'orientation conjuguée de la faille normale ([figure 3.11](#)). Parfois, les failles sont disposées en échelon qui délimitent autant de rampes de relais entre le bloc élevé et le bloc abaissé ([figure 3.11](#)). Ces deux associations de fractures peuvent se combiner, et des fractures verticales tantôt perpendiculaires, tantôt parallèles à la direction de la zone de failles normales, peuvent s'ajouter. **Cela donne un corridor de fractures serrées avec une anisotropie d'écoulement horizontal parallèle à l'allongement du corridor.**

Le réseau de « Riedel », qui se développe dans une zone de cisaillement fragile, est un réseau typique de fractures associées aux failles en décrochement ([figure 3.12](#)). On distingue deux orientations conjuguées, R et R', une orientation P, une orientation T, en plus de l'orientation D de la faille principale. R et P sont de petites failles secondaires dont le mouvement se fait dans le même sens (« synthétique ») que celui de la faille principale; R' est aussi une petite faille secondaire mais son mouvement est opposé (« antithétique ») à celui de la faille principale; T représente une fracture d'extension dont l'orientation divise en deux parties égales l'angle aigu des petites failles conjuguées. **Toutes ces fractures forment une zone fracturée où, en plus de l'écoulement vertical parallèle aux intersections entre les fractures, l'écoulement horizontal est favorisé par les orientations D, parallèle à l'allongement de la zone, et de R et P qui sont voisines de l'allongement de la zone.**

Les failles de chevauchement sont souvent courbes, avec une pente faible en profondeur qui se redresse près de la surface, où la faille se subdivise en plusieurs surfaces et découpe le massif rocheux en de nombreuses écailles de chevauchement (figure 3.13). **Une situation de ce genre favorise la recharge lorsque ces failles sont aquifères.**

Les zones de cisaillement ductile présentent rarement un potentiel aquifère, étant généralement rendues imperméables par la recristallisation de leurs matériaux constituants et par des dépôts minéraux dans leurs fentes de traction. Cependant, si elles sont reprises par une déformation fragile tardive, les éléments de leur structure interne (schistosité, foliations, « shear bands », fentes de traction, etc.) peuvent favoriser des orientations de fracturation interne.

3.3.6 Réseaux de fractures des roches ignées et métamorphiques

Les roches volcaniques et les roches intrusives dans les parties superficielles de la croûte terrestre développent des fractures de refroidissement causées par la contraction thermique de la roche après sa solidification. L'exemple le plus connu est celui des « orgues de basaltes », qui consistent en une série de joints de contraction qui découpent la masse de lave en longs prismes verticaux (maille décimétrique) segmentés de joints basaux (maille métrique). Les prismes sont allongés verticalement, perpendiculaires à l'orientation de la perte de chaleur. Des dykes (intrusion qui recoupe les couches) et des sills (intrusion parallèle aux couches) peuvent aussi présenter de tels prismes perpendiculaires aux contacts avec la roche encaissante. Peu de roches volcaniques ou intrusives du Québec présentent ces prismes, à cause du métamorphisme et des déformations subies après leur formation. **Lorsque de tels massifs fracturés sont présents et que les fractures sont encore ouvertes, la direction d'écoulement la plus favorisée est parallèle à l'allongement des prismes; ensuite, l'orientation des joints basaux permet un écoulement dans toutes les directions perpendiculaires à l'allongement des prismes.**

Les roches plutoniques (intrusions kilométriques à plurikilométriques) présentent à leurs bordures un réseau de joints de refroidissement (maille métrique) parallèles à leurs contacts avec la roche encaissante ainsi que des fractures (maille métrique) reliées à la fluidité interne du massif lors de sa mise en place. Ces roches sont soit parallèles aux contacts (et parallèles à la foliation d'écoulement), soit perpendiculaires aux contacts et parallèles à la linéation d'écoulement, soit obliques aux contacts ($\pm 30^\circ$) en position de chevauchement local. Ces réseaux sont rares au Québec, où les roches sont plutôt vieilles. **Lorsque ces joints sont présents et ouverts (rare au Québec), une zone décimétrique à proximité du contact peut être aquifère. Alors l'écoulement parallèle au contact est favorisé, et particulièrement dans la direction de la linéation d'écoulement magmatique.**

Les roches plutoniques des Appalaches et du Bouclier canadien ont développé un « sheeting » à la suite des glaciations continentales des derniers millions d'années. Le

« sheeting » est une fracture de décompression dans les roches massives, dont l'espacement, métrique près de la surface, devient décimétrique en profondeur. Le « sheeting » disparaît à des profondeurs de quelques centaines de mètres. La patine d'altération généralisée sur ces fractures témoigne de leur potentiel aquifère. Ces fractures épousent globalement la forme de la topographie locale. Donc, dans les dépressions topographiques où elles sont présentes, elles sont alimentées par l'eau d'infiltration provenant des hauteurs topographiques environnantes. **L'écoulement dans ces réseaux de « sheeting » est sub-horizontal (parallèle aux fractures) et facile dans toutes les directions.**

Les roches métamorphiques voient leurs fractures reliées aux déformations syn-tectoniques largement colmatées par la recristallisation et par le dépôt de minéraux apportés par les fluides du métamorphisme. Cependant, le métamorphisme tend à accentuer les différences de propriétés mécaniques entre les couches et, en conséquence, à concentrer les fractures causées par des événements tectoniques postérieurs au métamorphisme dans les couches mécaniquement plus fragiles. Un réseau de fractures, de maille métrique à décimétrique et similaire aux paraclases et diaclases des roches sédimentaires peu ou pas métamorphisées, tend alors à se former. Les paraclases sont parallèles au rubannement métamorphique et les diaclases lui sont perpendiculaires, mais elles demeurent symétriques par rapport aux linéations métamorphiques. **Localement, de tels réseaux peuvent être des aquifères intéressants, mais, en général, la mauvaise connexion entre les fractures compromet la capacité aquifère du réseau.**

Les principales zones à potentiel aquifère du Bouclier canadien se situent le long des nombreux linéaments qui le découpent à une échelle de dizaines de kilomètres. Les linéaments sont des zones fracturées, dont les dimensions vont de centaines de mètres à quelques kilomètres de large à leur base et de dizaines de kilomètres de longueur. Ils forment des vallées ou des lignes d'escarpement rectilignes, au profil modelé par les mouvements glaciaires. De plus, ces vallées sont généralement couvertes d'un généreux tapis de dépôts glaciaires et post-glaciaires qui favorisent la recharge de l'aquifère dans le massif rocheux sous-jacent. L'origine de la fracturation de ces linéaments est diverse et encore hypothétique : anciennes failles ou zones de cisaillement précambriennes réactivées au cours du Phanérozoïque (derniers 540 millions d'années), nouvelles failles phanérozoïques, jeu de joints régionaux avec une densité localement plus dense (effet fractal), etc. **Quoi qu'il en soit, le résultat est la présence d'aquifères en massif rocheux avec un écoulement essentiellement parallèle à l'allongement de la vallée.**

Liste des figures

Figure 3.1 : Effet de la fracturation sur l'estimation de l'aire d'alimentation d'un puits de pompage (Bradbury et Muldoon, 1994).
(Format PDF, 1,4 Mo)

Figure 3.2 : Schéma présentant un bloc unitaire. (Format PDF, 165 ko)

Figure 3.3 : Réseau orthogonal et réseau rhomboédrique. (Format PDF, 425 ko)

Figure 3.4 : Réseau de fractures enroulé dans des roches compétentes stratifiées.
(Format PDF, 378 ko)

Figure 3.5 : Types de plis, classés selon leur degré d'ouverture.
(Format PDF, 576 ko)

Figure 3.6 : Schéma présentant les différentes classes de plis (Ramsay, 1967).
(Format PDF, 556 ko)

Figure 3.7 : Fracturation possible dans les plis isopaques (Format PDF, 395 ko)

Figure 3.8 : Types de schistosité. (Format PDF, 407 ko)

Figure 3.9 : Failles et fractures secondaires parallèles et conjuguées aux failles principales (Format PDF, 359 ko)

Figure 3.10 : Courbures du plan de faille ouvrant des espaces.
(Format PDF, 235 ko)

Figure 3.11 : Écailles, et relais et rampes en échelon. (Format PDF, 407 ko)

Figure 3.12 : Réseau de Riedel dans une zone de cisaillement fragile senestre.
(Format PDF, 448 ko)

Figure 3.13 : Écailles de chevauchement (exemple des Appalaches) (Slivitzky, 1982).
(Format PDF, 1 Mo)

4 LES DIFFÉRENTS TYPES D'AQUIFÈRES AU QUÉBEC

La typologie des aquifères du Québec, proposée dans ce chapitre, intègre l'organisation interne et la géométrie globale des formations aquifères dans deux types de milieux : (1) les dépôts meubles et (2) les massifs rocheux fracturés. Les véritables aquifères en milieu karstique, très rares au Québec, seront traités en même temps que ceux des massifs rocheux. Dans chaque cas, la description géologique des formations aquifères permet la caractérisation des hétérogénéités et des anisotropies pouvant influencer l'écoulement souterrain (voir chapitre 3) et, en conséquence, la forme des aires d'alimentation autour des ouvrages de captage d'eaux souterraines. Une brève description de l'histoire géologique du Québec permet de situer les contextes géologiques généraux de diverses régions du Québec et d'y associer les événements qui ont contribué au développement des formations géologiques aquifères ainsi que des patrons de fracture.

4.1 Histoire géologique sommaire du Québec

Au Québec, où l'utilisation de l'eau souterraine à des fins municipales et industrielles est plus récente et moins importante que dans plusieurs autres endroits du monde, les aquifères des dépôts meubles sont nettement plus utilisés que ceux des massifs rocheux. Mais la croissance prévisible de l'utilisation de l'eau souterraine au cours des prochaines décennies augmentera l'intérêt pour les aquifères des massifs rocheux tout en exigeant la poursuite de la mise en valeur des aquifères des dépôts meubles.

Les massifs rocheux du Québec se subdivisent en trois grands ensembles : le Bouclier canadien, la plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches ([figure 4.1](#)). La formation du premier s'étend sur environ 2 milliards d'années pendant les ères du Précambrien (il y a de 2,85 milliards à 850 millions d'années environ). Les deux autres ensembles s'y sont ajoutés entre 570 et 200 millions d'années environ (essentiellement pendant l'ère du Paléozoïque). Ces ensembles rocheux sont généralement recouverts de dépôts meubles formés surtout au cours des quelques dernières dizaines de milliers d'années, lors de la dernière grande glaciation, suivie de la fonte des glaciers et de l'envahissement marin. L'épaisseur des dépôts meubles varie; elle est mince sur les reliefs et plus forte dans les vallées et les plaines du Bouclier canadien et des Appalaches, et elle est généralement importante sur la plate-forme du Saint-Laurent.

L'histoire géologique du Québec est présentée dans cette section en deux volets. Le premier présente l'histoire tectonique et structurale du socle rocheux, volet qui est largement tiré de la synthèse de Hocq (1994); le second est l'histoire des dépôts meubles d'âge quaternaire, pour lequel les principales sources sont Borns *et al.* (1985), Fulton et Andrews (1987), Gadd (1988), Pagé (1992) et Weddle et Retelle (2001). Des synthèses récentes sur le Quaternaire du Québec sont disponibles dans Fulton (1989), sur les Appalaches du Québec dans Brisebois *et al.* (1992) et Williams (1995), sur la plate-forme du Saint-Laurent dans Globenski (1987) et Sandford (1993 a et b) et sur le Bouclier canadien dans Lucas et St-Onge (1998).

4.1.1 Bouclier canadien

À cause de leur caractère cristallin, les terrains précambriens sont naturellement peu aquifères, sauf dans les trois situations suivantes : (1) le long des corridors de fracturation fragile, créés lors de collisions et de déchirures subies au cours de leur histoire géologique; (2) dans des bandes carbonatées favorables à la formation de réseaux karstiques; et (3) dans certaines roches sédimentaires peu ou pas déformées ni métamorphisées qui les recouvrent en discordance à certains endroits. Ces situations sont détaillées à la [section 4.3.1](#), qui décrit divers types d'aquifères dans le Bouclier canadien.

Les premiers grands radeaux de croûte continentale, appelés cratons, datent de l'Archéen (il y a plus de 2,5 milliards d'années). Les cratons sont formés de roches volcaniques et sédimentaires toujours déformées et métamorphisées ainsi que de roches intrusives souvent déformées et métamorphisées, d'où le nom de « socles cristallins » qui leur est souvent donné. Ces cratons ont une histoire complexe de collisions et de déchirures qui a abouti à la distribution actuelle des continents et à leur organisation interne en provinces géologiques.

La plus vieille partie du Bouclier canadien au Québec, la province géologique du Supérieur ([figure 4.1](#)), s'est formée entre 2,85 et 2,65 milliards d'années. L'Abitibi, à la pointe sud-ouest du Supérieur au Québec, en est la partie la plus connue, à cause de ses richesses minières. La collision, il y a environ 1,9 milliard d'années, du craton Supérieur avec le craton du Churchill ([figure 4.1](#)), situé au nord-est, a plissé les roches des fosses de l'Ungava et du Labrador, et a drapé, au nord et à l'est de ces dernières, la province de Rae ([figure 4.1](#)), une des parties du craton du Churchill largement démembrées par la collision. Plus à l'est, la chaîne plissée des Torngat résulte d'une autre collision, il y a environ 1,8 milliard d'années, celle-là avec les cratons de Nain et de Burwell ([figure 4.1](#)) qui forment maintenant le Labrador terre-neuvien. Quelque temps avant ces deux collisions, il y a environ 2,2 milliards d'années, la province du Supérieur s'était déchirée de son côté sud-est pour donner naissance à un nouvel océan, appelé Matachewan, aujourd'hui complètement disparu. C'est là que s'est formée la province du Grenville ([figure 4.1](#)), qui est la dernière à s'ajouter au noyau du Bouclier canadien. La formation du Grenville tient essentiellement en deux phases : d'abord, entre 1,8 et 1,2 milliard d'années, une première phase de type « cordillère bordée par un océan majeur », analogue à l'actuelle cordillère des Andes d'Amérique du Sud et caractérisée par de nombreuses intrusions granitiques (arc magmatique); ensuite, entre 1,2 et 0,97 milliard d'années, une phase de type « chaîne de collision » (analogue à l'Himalaya actuel), lorsque les cratons qui forment maintenant l'Amérique du Sud sont entrés en collision avec ce qui allait devenir l'Amérique du Nord. Cette collision marque la dernière étape de la formation d'un supercontinent appelé « Rodinia ».

4.1.2 Plate-forme du Saint-Laurent et Appalaches

Plusieurs roches formées au cours des trois cycles sédimentaires identifiés dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans les Appalaches ([figure 4.1](#)), où se concentre plus de 90 % de la population actuelle du Québec, ont un potentiel aquifère reconnu (formations hydrostratigraphiques décrites et discutées à la [section 4.3.2](#)). Ce potentiel dépend à la fois de la composition de ces roches et des réseaux de fractures qu'elles ont développés au cours de leur histoire géologique, qui commence avec la dispersion du supercontinent Rodinia.

Le supercontinent Rodinia, dont l'assemblage s'est terminé au milieu du Protérozoïque par la formation de la chaîne du Grenville il y a 970 millions d'années, a commencé à se démembrer un peu plus d'une centaine de millions d'années plus tard. Un des derniers épisodes de ce démembrement s'est traduit par l'ouverture de l'océan Iapétus, à la marge sud-est de l'Amérique du Nord, il y a environ 570 millions d'années. C'est sur cette marge continentale formée de socle cristallin grenvillien aminci et découpé de nombreuses failles normales que s'est construite la plate-forme du Saint-Laurent au cours du cycle sédimentaire cambro-ordovicien. Pour sa part, la chaîne des Appalaches s'est formée en trois phases de collisions pendant la disparition par subduction de l'océan Iapétus. La première collision, celle d'un microcontinent analogue au Japon actuel et riche en roches volcaniques et intrusives que Hocq (1994) identifie comme le microcontinent Chain-Lakes, correspond à l'orogénie taconique (480 à 430 millions d'années). Ensuite, sont venues les collisions du microcontinent « Avalonia », au sud-est du Canada et de la Nouvelle-Angleterre, et du Bouclier baltique, à l'est du Groenland, toutes deux responsables de l'orogénie acadienne (400 à 380 millions d'années). Puis, l'orogénie alléghanienne (300 à 250 millions d'années) a complété l'assemblage du supercontinent Pangée par le collage du sud-est de l'Amérique du Nord et du sud de l'Europe au nord-ouest de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Les cycles sédimentaires « siluro-dévonien » et « permo-carbonifère » ont respectivement précédé les orogénies acadienne et alléghanienne. L'ouverture de l'océan Atlantique, débutant il y a 190 à 170 millions d'années, a contribué au démembrement de la Pangée et provoqué de nouvelles zones de fractures dans l'est de l'Amérique du Nord. Enfin, la mise en place des collines montérégienennes, qui a suivi il y a environ 120 millions d'années, est le dernier événement connu qui a affecté les roches de la plate-forme du Saint-Laurent et des Appalaches.

Dans la plate-forme du Saint-Laurent, seul le cycle sédimentaire cambro-ordovicien a laissé des traces. Il débute par un patron classique de sédimentation sur la marge « passive » d'un océan : succession de grès riches en quartz, de calcaires et de dolomies (à bon potentiel aquifère), déposés sur la plate-forme continentale à moins de 200 m de profondeur d'eau, qui passe latéralement à des turbidites et à des shales de forte profondeur d'eau sur le talus et le glacis continental, situés plus au large dans le nouvel océan Iapétus (zone de Humber décrite au prochain paragraphe). Ce patron est perturbé par l'approche et le chevauchement de l'arc volcanique et magmatique continental qu'est le microcontinent Chain-Lakes. D'abord, l'eau devient plus boueuse et dépose des shales sur la plate-forme. En même temps, le chevauchement du microcontinent enfonce la plate-forme et réactive et prolonge plusieurs des vieilles

failles du socle sous-jacent dans les roches de la couverture sédimentaire au-dessus pour former un bassin d'avant-chaîne. Cet affaissement coïncide avec une remontée du niveau marin planétaire, qui permet l'inondation d'une large bordure du Bouclier canadien et qui explique la présence de roches sédimentaires ordoviciennes au Saguenay–Lac-Saint-Jean, au Témiscamingue, à Waswanipi et à Manicouagan. Enfin, des sédiments marins plus gréseux (à potentiel aquifère), provenant de l'érosion de la chaîne taconique, remplissent le bassin d'avant-chaîne. Ils sont surmontés par des boues et des grès rouges déposés en milieu continental à la suite du remplissage du bassin.

Au Québec, la plate-forme du Saint-Laurent se subdivise en deux bassins : le bassin des basses-terres du Saint-Laurent, entre Québec, Ottawa et le lac Champlain, et le bassin d'Anticosti, qui s'étend largement sous le nord du golfe du Saint-Laurent jusqu'au détroit de Belle-Île. Dans ce dernier bassin, les sédiments de l'érosion de la chaîne taconique sont peu importants; ils sont remplacés par des calcaires Ordovicien supérieur à Silurien inférieur (à potentiel aquifère).

Dans les Appalaches, les roches du cycle sédimentaire cambro-ordovicien forment deux grandes bandes parallèles arquées entre la pointe de la Gaspésie et la frontière du Vermont, appelées « zone de Humber » au nord-ouest et « zone de Dunnage » au sud-est. La zone de Humber correspond au chevauchement, sur la plate-forme continentale, de sédiments d'origine continentale déposés à sa base. Ils y forment une bande de roches schisteuses découpées en écailles et fortement déformées. Ces sédiments témoignent de l'ouverture (coulées volcaniques sous-marines, turbidites et shales) et de la maturité (mudstones plus ou moins calcareux, calcaires argileux et grès riches en quartz déposés par courants de turbidité et mouvements de masse) de l'océan Iapetus, ainsi que de l'approche et de la collision du microcontinent Chain-Lakes (flysch reliés à la construction de la chaîne taconique, mélanges à matrice argileuse, olistostromes). La faille de Logan sépare ces terrains de ceux de la plate-forme du Saint-Laurent proprement dite, qui, à proximité, présentent des plis isopaques et de petits chevauchements. La ligne de Baie-Verte–Brompton sépare la zone de Humber de la zone de Dunnage. Les roches de cette dernière, très déformées, représentent le chevauchement sur la marge continentale de lambeaux de fonds océaniques, du prisme d'accrétion et de l'arc volcanique et magmatique associé au microcontinent Chain-Lakes et de ce microcontinent lui-même. Le tout est coiffé de séquences sédimentaires (potentiellement aquifères) formées sur place dans des bassins longitudinaux de la chaîne taconique en train d'émerger.

Le deuxième cycle sédimentaire (siluro-dévonien) comporte cinq assemblages lithologiques, déposés dans un bassin sédimentaire intracontinental lui-même découpé dans la base de la chaîne taconique alors aplatie par l'érosion. Ce bassin couvre à peu près en entier la zone de Dunnage en Gaspésie et en occupe le centre dans le sud du Québec. La plupart de ces assemblages comportent des dépôts de calcaire, potentiellement aquifères et parfois récifaux (dans le cas du deuxième assemblage), et des dépôts de grès et de conglomerat deltaïques ou fluviatiles (au sommet des deux plus récents). Ce cycle sédimentaire s'est terminé par la collision du microcontinent Avalonia avec l'Amérique du Nord qui, il y a de 400 à 380 millions d'années, provoqua

l'orogénie acadienne. Au point de vue tectonique, l'orogénie acadienne se caractérise par de la compression dans le sud du Québec et de la transpression (favorable à l'ouverture de fractures) en Gaspésie et dans le golfe du Saint-Laurent.

Le troisième cycle sédimentaire (permo-carbonifère) correspond à l'érosion de la chaîne acadienne. Au Québec, ces sédiments se trouvent en bordure de la baie des Chaleurs et aux îles de la Madeleine, qui correspondent respectivement à la bordure et au cœur d'un bassin de transpression. Il s'agit essentiellement de dépôts de grès conglomératiques rouges continentaux (plaines côtières et deltaïques) et côtiers (fort potentiel aquifère), et d'évaporites (aux îles de la Madeleine seulement). Cette phase sédimentaire s'est terminée par l'orogénie « alléghanienne » (300 à 250 millions d'années), qui a vu la formation du supercontinent « Pangée » par la collision du sud-est de l'Amérique du Nord avec la côte nord-ouest de Gondwana (amalgame de l'Afrique, de l'Amérique du Sud et du trio Australie-Antarctique-Inde).

Peu après s'être formé, le supercontinent Pangée a commencé à se démembrer. Ce sont les phases de l'ouverture de l'océan Atlantique : l'Atlantique central à partir d'il y a 190 millions d'années, l'Atlantique Sud à partir d'il y a 120 millions d'années et l'Atlantique Nord, d'abord entre le Groenland et le Labrador (mer de Baffin) il y a environ 65 millions d'années, et ensuite entre le Labrador et le Bouclier scandinave depuis environ 45 millions d'années. L'ouverture de l'Atlantique central serait responsable de fractures d'extension nord-sud dans les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre et de l'État de New York (bassins de Newark et du Connecticut), et de la réactivation de certaines failles nord-est-sud-ouest marquant la bordure actuelle du Bouclier canadien au nord du fleuve Saint-Laurent. L'ouverture de la mer du Labrador coïncide avec la formation des grabens de la région de Shefferville, où se trouvent des dépôts continentaux mésozoïques sur le Bouclier canadien. Plusieurs linéaments nord-sud de la bordure sud-est du Bouclier canadien pourraient aussi résulter de mouvements lors de l'ouverture de l'Atlantique central : par exemple, la continuité au Canada de la faille de la rivière Hudson et du lac Champlain par le Richelieu, le Saint-Maurice au nord de Shawinigan, son tributaire la rivière Croche au nord de La Tuque, et le faisceau de rivières coulant du nord au sud au nord du lac Saint-Jean (Mistassini, Mistassibi et plusieurs de leurs affluents).

Enfin, la mise en place des intrusions des collines montérégienennes (il y a environ 120 millions d'années) a introduit des contraintes nouvelles dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans les Appalaches du sud du Québec, contraintes qui ont pu, localement, provoquer de nouvelles fractures et en accentuer d'autres pré-existantes.

4.1.3 Dépôts meubles

Des glaciations continentales affectent l'Amérique du Nord depuis 2 à 3 millions d'années et des dépôts d'une dizaine de glaciations différentes ont pu être identifiés à ce jour (Pagé, 1992). Mais au Québec, les dépôts d'origine glaciaire datent à peu près tous de la dernière glaciation, appelée « Wisconsin ». Les quelques rares dépôts d'origine glaciaire plus anciens datent de l'avant-dernière glaciation, appelée « Illinois

supérieur ». Ces derniers se trouvent dans la partie centrale des basses-terres du Saint-Laurent, où des dépôts postglaciaires (d'âge « sanganomien ») les séparent des dépôts wisconsiniens. La glaciation Wisconsin se subdivise en quatre phases :

- le stade Éowisconsin (il y a de 122 000 à 79 000 ans), pendant lequel le glacier ne couvre que le nord du Canada;
- le stade Wisconsin inférieur (il y a de 79 000 à 65 000 ans), une avancée majeure du glacier qui couvre largement les Appalaches canadiennes;
- le stade Wisconsin moyen (il y a de 65 000 à 35 000 ans), un retrait partiel du glacier qui libère, au moins en partie, la vallée du Saint-Laurent;
- le stade Wisconsin supérieur (il y a de 35 000 à 7 000 ans), une nouvelle avancée majeure du glacier jusqu'à New York et Boston (il y a 18 000 ans), suivie de sa fonte en plusieurs étapes jusqu'à il y a 7 000 ans. Au plus fort de la glaciation Wisconsin, l'épaisseur du glacier dépassait 3,5 kilomètres en son centre à la baie d'Hudson, et 3 kilomètres en son centre au nord-ouest de cette dernière.

Dans les Appalaches (et la région des Bois-Francs), deux couches locales de till glaciaire (aquitard), séparées par des dépôts périglaciaires généralement aquifères, peuvent donc souvent s'y trouver.

Par la suite, le retrait glaciaire au Wisconsin supérieur forme une histoire complexe de moraines frontales (souvent aquifères), de lacs glaciaires (plus ou moins aquifères) et de dépôts fluvioglaciaires (aquifères) souvent particuliers à chaque grande vallée.

À peu près en même temps, le golfe et l'estuaire du fleuve Saint-Laurent se sont rapidement libérés de glace par vêlage, isolant une calotte glaciaire sur les hautes-terres de Gaspésie, du Bas-du-Fleuve et de l'Estrie. La fonte de cette calotte a aussi garni plusieurs vallées de moraines frontales et de dépôts fluvioglaciaires. L'envahissement marin accompagnant l'ouverture du Saint-Laurent a donné naissance à la mer de Goldwaith dans le golfe et l'estuaire, et à ses dépôts glaciomarins (généralement aquitards).

La plaine du Saint-Laurent s'est ensuite libérée de glace pour former la mer de Champlain, qui s'étendait de Québec à Ottawa et Brockville (Ontario), et au lac Champlain, où des argiles glaciomarines (aquitard) se sont déposées, souvent au dessus de matériaux d'épandage (aquifères). L'histoire de la mer de Champlain a été perturbée par la réavancée Valders, dont la limite est marquée par la moraine de Saint-Narcisse (généralement aquifère) sur sa rive nord (de Saint-Siméon à Lachute).

Puis, le Bouclier canadien a commencé à se libérer de glace, parsemant le paysage de dépôts variés et localisés. Le vêlage de la glace occupant le fjord du Saguenay a rapidement permis l'envahissement marin des basses-terres du Saguenay–Lac-Saint-

Jean et la formation de la mer (ou golfe) de Laflamme, où des argiles marines (aquitard) surmontent généralement des dépôts d'épandage (aquifères). Sur la Côte-Nord, un front glaciaire important a laissé la moraine frontale Manitou-Matamek (généralement aquifère).

Dans l'Outaouais et en Abitibi, l'histoire est un peu plus complexe. La fonte du glacier a d'abord créé le lac glaciaire Barlow, qui se drainait par la rivière Outaouais; cette dernière, qui, plus tard, a aussi servi d'exutoire aux lacs Huron, Michigan et Supérieur, conserve des terrasses de leurs alluvions aquifères. La moraine interlobaire Harricana (aquifère) s'est déposée entre deux lobes de l'Inlandsis pendant cette période. Elle a, par la suite, été recouverte par les dépôts du lac glaciaire Ojibway, dans lequel les réavancées glaciaires Cochrane I et II se sont produites. Les nombreux eskers (excellents aquifères) de l'Abitibi résultent de la fonte sur place de ces diverses masses glaciaires. La libération de glace de la baie d'Hudson a donné naissance à la mer de Tyrrell et à ses dépôts argileux (aquitard). Enfin, la moraine Sakami (généralement aquifère), située à une centaine de kilomètres à l'ouest de la baie James, marque soit la dernière réavancée glaciaire connue pendant la déglaciation, soit la disparition du lac Ojibway par drainage rapide dans la mer de Tyrrell.

Par la suite, le relèvement isostatique du continent a fait avancer les deltas des grandes rivières qui se jetaient dans les anciennes mers glaciaires, recouvrant, à plusieurs endroits, les dépôts marins de sables deltaïques (aquifères) et favorisant le dépôt d'alluvions (aquifères) dans les vallées creusées par ces rivières. Enfin, des processus postglaciaires locaux ont contribué à accumuler des sédiments à divers endroits du territoire.

4.2 Aquifères dans les dépôts meubles du Québec

Trois aspects des dépôts meubles sont importants dans la détermination de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage d'eau souterraine : (1) leur forme externe; (2) leur architecture interne; et (3) leur composition granulométrique. Les dépôts meubles aquifères du Québec se subdivisent en dépôts reliés aux divers épisodes glaciaires et interglaciaires, et en dépôts reliés aux processus postglaciaires actifs présentement.

Les dépôts reliés aux glaciations sont divisés en trois grands groupes décrits ci-dessous : (1) dépôts glaciaires (moraines, kame, eskers; [section 4.2.1](#)); (2) dépôts d'épandage (subaériens et sous-marins : plaines, cônes et deltas, traînées de vallée; [section 4.2.2](#)); et (3) dépôts glaciomarins et glaciolacustres ([section 4.2.3](#)). Les dépôts reliés aux glaciations proviennent de glaciers dits « tempérés », qui ont été largement dominants au Québec et qui se caractérisent, entre autres, par une zone de fusion de la glace à leur base.

De leur côté, les dépôts reliés aux processus postglaciaires forment cinq grands ensembles : cônes et talus de roche ou de débris ([section 4.2.4.1](#)), cônes d'alluvions et cours d'eau tressés ([section 4.2.4.2](#)), plaines alluviales ([section 4.2.4.3](#)), deltas ([section](#)

4.2.4.4), et dépôts éoliens (section 4.2.4.5). Le tableau 4.1 en résume les principales caractéristiques.

La typologie qui suit comporte une description systématique des dépôts meubles aquifères selon le format suivant :

Identification morphologique du dépôt

i) Mode de formation. ii) Matériel constitutif, granulométrie, architecture interne, aspect en surface. iii) Caractéristiques aquifères, dimensions.

4.2.1 Dépôts glaciaires

Les glaciers en expansion (en bilan positif), où l'accumulation de neige et de glace est plus grande que l'ablation (fonte, sublimation, évaporation), ainsi que les glaciers en bilan neutre, où l'accumulation et l'ablation s'équilibrent, sont d'abord des agents d'érosion et de transport des sédiments vers leurs bordures où ces derniers s'accumulent. Dans ces deux cas, toute la masse du glacier est en mouvement vers la bordure du glacier. Par contre, les glaciers en retrait (bilan négatif) peuvent demeurer en mouvement dans toute leur masse ou encore présenter une partie frontale immobile (glace stagnante), plus ou moins chevauchée par la glace encore mobile derrière; dans ce cas, la principale zone de dépôt inclut aussi la partie stagnante. Les divers types de dépôts morainiques résultent de combinaisons particulières de ces possibilités .

4.2.1.1 Moraine d'ablation

i) La moraine d'ablation se dépose normalement sur une moraine de fond lors de la fonte de parties du glacier devenues stagnantes. La moraine de fond, normalement présente sous un glacier tempéré, est constituée de till glaciaire formé par le broyage progressif de matériaux arrachés au substratum par le mouvement du glacier et compactés par son poids. Le tri très étalé de la moraine de fond (allant d'énormes blocs à de la poudre de roche plus fine que 1/256 mm) la rend généralement imperméable. La fraction des débris arrachés au substratum qui est incorporée à la masse du glacier se concentre à la surface, dans la partie distale où l'ablation domine. Tous ces débris, sauf les fines entraînées par les eaux de fonte, se déposent sur place, là où le glacier est devenu immobile. **ii) La moraine d'ablation est donc composée d'un till glaciaire lessivé de ses particules fines.** Comme la glace fond de préférence aux intersections de fractures et le long des fractures, il en résulte un dépôt de topographie très irrégulière composé de sable, de gravier et de blocs déposés pêle-mêle, sans structure interne identifiable (figure 4.2). Lorsque ce dépôt forme la surface du terrain, il est souvent parsemé de petits lacs causés par l'imperméabilité de la moraine de fond sur laquelle il repose. **iii) La moraine d'ablation forme un mince feuillet très perméable, d'extension généralement plurikilométrique, avec une épaisseur variant rapidement de métrique à décamétrique.**

Tableau 4.1 Principaux types d'aquifères granulaires au Québec

IDENTIFICATION	CARACTÉRISATION						
	Type de matériel	Géométrie externe	Géométrie interne	Zone aquifère	Zone aquiclude	Zone aquitard	Continuation de l'aquifère
4.2.1 DÉPÔTS GLACIAIRES							
4.2.1.1 Moraine d'ablation ¹	Sable, gravier et bloc (till lessivé)	Feuillet mince de grande étendue plurikilométrique et d'épaisseur métrique à décamétrique	Sans structure particulière	L'ensemble du dépôt			Continu
4.2.1.2 Moraine frontale ²	Sable, gravier et blocs (till lessivé); till	Une ou plusieurs crêtes arquées et juxtaposées, de dizaines ou de centaines de kilomètres de longueur, de centaines de mètres de largeur et de dizaines de mètres de hauteur	Amas de till dispersés aléatoirement à l'intérieur de dépôts de sable, de gravier et de blocs (till lessivé)	Sable, gravier et blocs (till lessivé)	Amas de till	Aucune	Plus ou moins continu à l'intérieur d'une même crête, dépendamment de la disposition des amas de till
4.2.1.3 Moraine de retrait ³	Sable, gravier et blocs (till lessivé); till	Série de crêtes de quelques mètres de hauteur, nettement séparées par un espace d'une centaine de mètre et subparallèles entre elles; feuillet de till lessivé d'épaisseur métrique reliant chacune des crêtes	Amas de till dispersés aléatoirement à l'intérieur de dépôts de sable, de gravier et de blocs (till lessivé); feuillet de till lessivé reliant les crêtes entre elles	Sable, gravier et blocs (till lessivé) des crêtes; feuillet de till lessivé reliant les crêtes entre elles	Amas de till	Aucune	Plus ou moins continu à l'intérieur d'une même crête, dépendamment de la disposition des amas de till; continu à l'intérieur du feuillet
4.2.1.4 Dépôt de Kame	Silt, sable et gravier	Crête ou série de crêtes, d'épaisseur décamétrique et de largeur hectométrique; terrasse ou succession de terrasses, en bandes de longueur kilométrique	Crêtes sans structure interne particulière; terrasse avec stratification interne (perturbée à certains endroits par des mouvements de masse); un mince feuillet d'argile peut séparer deux terrasses se succédant	Si le dépôt est constitué de sable et de gravier	Si le dépôt est constitué de sable silteux	Aucune	Continu à l'intérieur d'une crête; plus ou moins continu entre les crêtes d'une série et à l'intérieur d'une terrasse; discontinu entre deux terrasses séparées par un feuillet argileux
4.2.1.5 Esker	Sable et gravier	Crêtes parfois discontinues, de longueur plurikilométrique, de largeur variable (de décamétrique à hectométrique) et d'épaisseur pluridécamétrique	Dépôt composé de strates de gravier à matrice de sable	Très fort potentiel	Aucune	Aucune	Aquifère en segments continus

1. Aussi appelée « moraine de désintégration » ou « moraine de décrépitude ».

2. Inclut toutes les moraines linéaires formées en bilan positif ou neutre, dont les moraines terminales et les moraines interlobaires.

3. Aussi appelée moraine en « planche à laver », elle est formée surtout par de la glace mobile en bilan négatif.

Tableau 4.1 Principaux types d'aquifères granulaires au Québec (suite)

IDENTIFICATION	CARACTÉRISATION						
	Type de matériel	Géométrie externe	Géométrie interne	Zone aquifère	Zone aquiclude	Zone aquitard	Continuation de l'aquifère
4.2.2 DÉPÔTS D'ÉPANDAGE							
4.2.2.1 Dépôts d'épandage subaquatiques	Gravier, sable, silt et argile	Dépôts de longueur plurikilométrique, de largeur hectométrique et d'épaisseur décimétrique; souvent confinés par un feuillet d'argile, ou surmonté en discordance par du matériel fluvioglaciaire ou côtier, ou les deux.	Succession de strates composées de gravier, de sable et de fines; la granulométrie est plus grossière dans la zone proximale du dépôt et plus fine dans la partie distale; peut avoir la géométrie interne du cône d'alluvions et du cours d'eau tressé (2b) ou de delta (2d)	Feuilles graveleux et sablonneux	Feuilles de fines et sable	Feuilles de silt et d'argile	Continu à l'intérieur des feuillets aquifère et aquitard; la disposition des feuillets aquiclude détermine l'écoulement et la continuité entre les strates aquifères
4.2.2.2 Dépôts d'épandage subaériens	Sable et gravier	Dépôt de grande étendue, de longueur plurikilométrique, de largeur variable (d'hectométrique à kilométrique) et d'épaisseur décimétrique	Grandes lentilles de gravier à l'intérieur d'un dépôt sablonneux bien stratifié	Lentilles de gravier (le plus fort potentiel) et matrice de sable	Aucune	Aucune	Continu dans tout le dépôt
4.2.2.3 Trainée de vallée	Sable et gravier	Succession de dépôts appartenant à divers types; les dimensions dépendent directement de la dimension de la vallée; souvent une rivière coule au fond de la vallée et modifie les dépôts glaciaires	Les dépôts de fond de vallée se succèdent en commençant par un esker, puis une moraine d'ablation, des lentilles fluvioglaciaire et des dépôts de kame	Généralement, bon potentiel	Relative aux zones aquifères	Possibilité de couches composées de fines entre les différents types de dépôts.	Continuité dépendant de la succession de dépôt; pour une détermination plus exacte de l'aire d'alimentation, il faut vérifier si l'ouvrage de captage capte l'eau souterraine des deux côtés du cours d'eau
4.2.3 DÉPÔTS GLACIOMARINS ET GLACIOLACUSTRES							
4.2.3.1 Zones aquifères glaciomarines et glaciolacustres	Sable	Crête de plage de longueur variable (d'hectométrique à kilométrique), de largeur décimétrique et de quelques mètres d'épaisseur	Stratification de dépôts sablonneux.	L'ensemble du dépôt	Aucune	Certaines zones à proximité de la crête	Aquifère continu sur l'ensemble de la crête; étant donné la petite dimension de la crête, la quantité d'eau n'est souvent pas assez grande pour en permettre exploitation

Tableau 4.1 Principaux types d'aquifères granulaires au Québec (suite)

IDENTIFICATION	CARACTÉRISATION						
	Type de matériel	Géométrie externe	Géométrie interne	Zone aquifère	Zone aquiclude	Zone aquitard	Continuation de l'aquifère
4.2.4 DÉPÔTS MEUBLES RELIÉS AUX PROCESSUS POSTGLACIAIRES							
4.2.4.1 Cônes et talus de roches ou de débris	Blocs, gravier et sable	Cône dont le talus est de longueur variable (d'hectométrique à kilométrique), et l'épaisseur et la largeur de dimension décamétrique.	Sans structure particulière, empilement rocheux	L'ensemble du cône	Aucune	Aucune	Bonne continuité de l'aquifère sur l'ensemble du dépôt
4.2.4.2 Cônes d'alluvions et cours d'eau tressés	Sable et gravier	Le cône s'est formé à partir d'un écoulement divergent; la longueur et la largeur du cône varient de décamétrique à hectométrique et l'épaisseur, de métrique à décamétrique; le cours d'eau tressé est de longueur kilométrique, de largeur hectométrique et d'épaisseur variable (de métrique à décamétrique)	Cordons et lentilles de gravier intercalés dans une matrice de sable stratifié; la taille des cordons et des lentilles est proportionnelle à la dimension du dépôt (cône ou cours d'eau tressé)	Lentilles de gravier et matrice de sable.	Matrice de sable si elle contient un pourcentage de fines	Aucune	L'aquifère est continu sur son ensemble; cependant, entre les différentes couches du dépôt de cours d'eau tressé, il est possible qu'un feillet d'argile empêche la continuité
4.2.4.3 Plaines alluviales	Sable et gravier; silt et argile (fines)	Dépôt dont la longueur est plurikilométrique, la largeur variable (d'hectométrique à kilométrique) et l'épaisseur décamétrique; chaque bande composant le dépôt est de 2 à 10 fois plus petite que le dépôt lui-même	Bandes de sable sinuées et lits graveleux séparés latéralement et verticalement par du matériel dont la texture varie de plus silteux à boueux	Bandes de sable et lits graveleux	Aucune	Feuillots dont la texture varie de silteux à boueux séparant les bandes de sable et de gravier	Bonne continuité quand les bandes de sable sont larges et bien connectées entre elles
4.2.4.4 Deltas	Sable et gravier	Dépôt de longueur et de largeur kilométriques et d'épaisseur décamétrique	Strates composées de sable et de gravier en lentilles, en feuillots ou en rubans adjacents ou superposés; selon l'environnement de formation, des dépôts de fines (silt, boue) se distribuent entre les amas de sable et de gravier	Strates de sable et de gravier	Aucune	Strates de fines	Bonne continuité de l'aquifère à travers les différentes strates composant le dépôt; la disposition des feuillots aquicludes détermine l'écoulement et la continuité entre les strates aquifères
4.2.4.5 Dépôts éoliens	Sable fin	Dunes paraboliques de largeur décamétrique et d'épaisseur variable (de métrique à décamétrique)	Stratification composée de sable fin	Aucune	L'ensemble des dunes	Si la présence de fines est élevée	Continu sur l'ensemble du champ de dunes

4.2.1.2 Moraine frontale en bilan positif ou neutre

i) La moraine frontale correspond au bourrelet de matériaux qu'un glacier bouscule et pousse devant lui lors d'une expansion ou d'une réavancée. Lorsqu'un nouvel équilibre entre l'avancée et la fonte est atteint, le front glaciaire devient stationnaire, mais la glace avance toujours et le bourrelet morainique s'enrichit des matériaux transportés dans la masse du glacier et libérés par sa fonte à la ligne d'équilibre (figure 4.3). Cette moraine est appelée « moraine terminale » lorsqu'elle correspond à l'avancée maximale du glacier. En réalité, les fluctuations dans l'alimentation du glacier font alterner les épisodes d'avancée et de stabilité du front et aussi le type de matériaux qui s'accumulent dans la moraine frontale. Lorsque les réavancées forment de grands lobes glaciaires juxtaposés, la moraine « interlobaire » qui se façonne entre les lobes est riche en matériaux accumulés par la fonte en phase d'équilibre. **ii)** Une moraine frontale présente donc un amalgame de dépôts préexistants arrachés à leur position d'origine et déformés par la poussée du glacier, entremêlés de matériaux transportés par le glacier et lessivés de leurs particules fines par les eaux de fonte. Ces moraines forment des cordons arqués pouvant être ridés sur leur sommet ou composés de plusieurs crêtes juxtaposées. La granulométrie et la structure interne varient avec chacun des dépôts amalgamés dans la moraine. En outre, des dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres peuvent se former devant une moraine frontale selon la pente du terrain qui s'y trouve (sections 4.2.2 et 4.2.3). **iii)** Les caractéristiques aquifères des moraines frontales varient avec celles des dépôts qui les constituent. En général, elles formeront un ou plusieurs chapelets de zones aquifères plus ou moins discontinues à l'intérieur de cordons arqués, dont les dimensions varieront de quelques dizaines à plusieurs dizaines de mètres de hauteur, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de largeur et de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres de longueur.

4.2.1.3 Moraine de retrait en bilan négatif

i) La moraine de retrait se présente comme une moraine d'ablation avec des petites crêtes subparallèles de matériel poussé par le glacier. Un glacier mobile en bilan négatif voit son front glaciaire reculer en saison chaude, alors que l'ablation est nettement plus rapide que l'avancée de la glace; par contre, en saison froide, il regagne en partie seulement le terrain perdu (figure 4.4). Il peut y avoir des épisodes où la partie frontale du glacier stagne avant de fondre pendant la formation de ce type de moraine. Cette moraine est aussi appelée « en planche à laver ». **ii)** Les petites crêtes sont donc surtout formées de till lessivé (blocs, gravier et sable), avec un peu de till et d'autres dépôts formés devant un front glaciaire en retrait. Ces matériaux forment des lentilles et des bandes tordues et discontinues à l'intérieur des crêtes. Le matériel entre les crêtes est essentiellement du till lessivé en une couche mince plutôt régulière. En surface, les crêtes, subparallèles entre elles et orientées perpendiculairement au mouvement glaciaire, sont nettement séparées les unes des autres. **iii)** Ces crêtes, dont la hauteur varie de métrique à décamétrique, sont espacées de quelques centaines de mètres, ont de bonnes capacités aquifères et sont en liaison hydraulique les unes avec les autres grâce à la couche métrique de till lessivé déposé entre elles.

4.2.1.4 Dépôt de kame

i) Les dépôts de kame sont des dépôts hydrauliques formés en contact avec le glacier. En général, la glace est alors stagnante, car autrement, le mouvement du glacier détruirait le dépôt. Les sédiments sont ceux produits par un cours d'eau entrecoupé de lacs qui court sur, dans ou en bordure du glacier. Ces cours d'eau ont un débit très variable : maximal en période estivale, minimal, voire nul en période hivernale. **ii)** Les dépôts sur le glacier donnent des buttes de kame après la fonte du glacier. Ces buttes peuvent être isolées (lacs et deltas supraglaciaires) ou en chapelet (cours d'eau supraglaciaire), et elles ne présentent généralement pas de structure interne. Les dépôts en bordure du glacier tendent à former des terrasses de kame, assez continues et perchées sur des versants qui ont servi de bordure à la glace au cours de la fonte du glacier (figure 4.8). La stratification des sédiments à l'intérieur des terrasses est souvent perturbée par des mouvements de masse à la suite de la fonte du glacier. **iii)** La qualité des aquifères présents dans les dépôts de kame varie d'excellente (graviers de la charge de fond de torrents d'eaux de fonte – [section 4.2.2.3](#)) à marginale (petits lacs glaciaires et proglaciaires – [section 4.2.3.1](#)). Les buttes de kame ont généralement une hauteur décimétrique et une largeur hectométrique. Les terrasses de kame forment des bandes dont la hauteur maximale est décimétrique, la largeur variable (de décimétrique à hectométrique) et la longueur kilométrique. Un même versant peut présenter quelques terrasses de kame étagées.

4.2.1.5 Esker

i) Les eskers correspondent à la charge de fond d'un cours d'eau dans un tunnel à la base d'un glacier stagnant. Tout mouvement du glacier détruirait la continuité du dépôt, et, pour les cours d'eau intraglaciaires et supraglaciaires, la fonte de la glace sous-jacente détruit la continuité des dépôts pour en faire un chapelet de buttes de kame plus ou moins distinguables à l'intérieur d'une moraine d'ablation. **ii)** L'esker est essentiellement un dépôt graveleux à matrice de sable, puisque l'eau ne transporte pas (ou peu) les blocs et les cailloux et ne dépose pas les fines. L'architecture interne est souvent stratifiée, reflétant d'importantes variations de débit entre la saison froide et la saison chaude. Cette stratification peut être perturbée, surtout en bordure, par des mouvements de masse consécutifs à la fonte de la glace. En surface, l'esker se présente comme une longue crête ondulante et généralement parallèle au mouvement glaciaire (figure 4.5). **iii)** Les eskers sont d'excellents aquifères. L'esker type est plurikilométrique en longueur, décamétrique ou hectométrique en largeur et pluridécimétrique en hauteur. Les eskers d'Abitibi sont réputés comme étant une source d'eau abondante et de bonne qualité. Il s'en trouve à de nombreux endroits au Québec.

4.2.2 Dépôts d'épandage

Les dépôts fluvioglaciaires sont composés de matériaux entraînés par les eaux de fonte du glacier au-delà du front glaciaire, soit en milieu sous-marin ou lacustre (front glaciaire submergé), soit en milieu subaérien (front glaciaire émergent). Le front glaciaire submergé se situe à la limite d'ancrage du glacier au fond, limite au-delà de laquelle le glacier flotte et forme des banquises qui, en fondant, laissent tomber les matériaux qu'elles contiennent (délestage). Sur les hautes-terres, le glacier peut soit se maintenir comme glacier de calotte, qui nourrira temporairement une série de glaciers de vallée à sa périphérie (cas des Appalaches), soit fondre sur place en dégageant d'abord les sommets où la glace est plus mince, puis en libérant les vallées des langues de glace résiduelle qui y persistent (cas du Bouclier canadien et de la fin de la fonte dans diverses parties des Appalaches).

4.2.2.1 Dépôt fluvioglaciaire sous-marin

i) Les dépôts d'épandage subaquatiques s'accumulent en une forme deltaïque sur le fond marin (ou lacustre), aux points de sortie du drainage intraglaciaire ou infraglaciaire (ou les deux), où se forme un réseau de chenaux tressés (figure 4.6). ii) Le gravier se concentre dans la zone proximale du dépôt, suivi du sable et plus loin des fines. Le dépôt, généralement bien stratifié, présente aussi des lits de fines causés par le dépôt hivernal des boues en suspension, et des blocs et autres matériaux de délestage disséminés ici et là par la fonte progressive des banquises. Ce dépôt est souvent couvert d'un dépôt glaciomarin ou glaciolacustre. iii) **Les dépôts d'épandage subaquatique forment d'excellents aquifères d'épaisseur décimétrique, de largeur variable (d'hectométrique à kilométrique), et de longueur plurikilométrique. Ils sont souvent confinés par un massif d'argile glaciomarine. Des dépôts de ce genre se trouvent dans la plaine du Saint-Laurent, là où le glacier a été en contact avec la mer de Champlain. Ils forment souvent des aquifères importants couverts de dépôts glaciomarins.**

4.2.2.2 Dépôt d'épandage subaérien

i) Les dépôts d'épandage formés en milieu subaérien sont apportés, par des cours d'eau de fonte du glacier supraglaciaires, intraglaciaires ou infraglaciaires, au front du glacier où ils forment un réseau de chenaux tressés (figure 4.7). ii) Le gravier se dépose en grandes lentilles au sein de bancs de sable bien stratifié pour former, selon les endroits, un delta fluvioglaciaire (cône d'alluvions) ou une plaine d'épandage. Les boues, en suspension dans l'eau de fonte, sont transportées plus loin; par contre, les blocs de délestage sont rares. La présence de kettles et celle de dépôts de fond de crevasses glaciaires sont de bons indicateurs de dépôts subaériens. iii) **Ces dépôts constituent d'excellents aquifères, généralement décimétriques en hauteur, hectométriques ou kilométriques en largeur, et plurikilométriques en longueur.**

Les collines de Métabetchouan et la plaine d'Hébertville, au Lac-Saint-Jean, en fournissent un exemple spectaculaire.

4.2.2.3 Traînée de vallée

i) Une traînée de vallée correspond à l'amalgame de dépôts qui se succèdent pendant la fonte d'une langue de glace résiduelle dans une vallée ([figure 4.8](#)). Un esker type se forme au fond de la vallée pendant que des terrasses de kame, parfois importantes, se forment sur ses versants. Puis l'esker se coiffe d'un dépôt de fond de crevasse glaciaire, si une fissure s'ouvre jusqu'à la surface de la glace, et est entouré d'une moraine d'ablation qui se couvre finalement de dépôts fluvioglaciaires parsemés de kettles, témoins des derniers glaçons résiduels isolés les uns des autres. Ces vallées sont normalement occupées par des rivières qui ont creusé leur lit dans les dépôts de fonte du glacier. ii) Cela donne plusieurs zones de matériel graveleux (cordon de l'esker, feuillet irrégulier de la moraine d'ablation et lentilles du dépôt fluvioglaciaire) entremêlées à du matériel sablonneux. iii) **Ces traînées de vallée sont d'excellents aquifères, d'épaisseur décimétrique, de largeur hectométrique ou kilométrique conforme au fond de la vallée, et de longueur plurikilométrique. Plusieurs des grandes rivières du Bouclier canadien en montrent.**

4.2.3 Dépôts glaciomarins et glaciolacustres

Les dépôts glaciomarins et glaciolacustres ne doivent pas être considérés comme imperméables à priori, même s'ils agissent plutôt comme aquicludes ou comme aquitards au-dessus des dépôts proprement aquifères reliés aux glaciations. Les premiers donnent des massifs d'argile laminée, à lits plutôt silteux, occasionnellement sablonneux; ils peuvent être fendillés jusqu'à des profondeurs de 3 mètres (fissures horizontales) à 6 mètres (fissures verticales) lorsqu'ils sont exposés aux phénomènes de gel saisonnier en surface. Les seconds, qui caractérisent les grands et les petits lacs glaciaires formés à des altitudes supérieures à celles de l'envahissement marin tardiglaciaire, sont formés d'empilements de minces feuillets alternant le sable fin au silt, avec une granulométrie moyenne d'autant plus fine que le lac est grand, et une épaisseur d'autant plus grande que l'existence du lac a été longue. Dans les deux cas, ils peuvent comporter des zones aquifères.

4.2.3.1 Zones aquifères glaciomarines et glaciolacustres

i) Les zones littorales des mers et des lacs glaciaires tendent à être aquifères, car l'action des vagues y empêche le dépôt des particules fines et y concentre le sable et les galets. ii) Ces zones se présentent souvent sous forme de crêtes de plage ([figure 4.9](#)) soulevées par le mouvement isostatique avant qu'une formation de plage bien définie n'ait pu se construire. iii) **L'utilité aquifère de ces zones est généralement limitée par leurs faibles dimensions (submétrique ou métrique en hauteur, décimétrique en largeur et hectométrique ou kilométrique en longueur).**

4.2.4 Dépôts meubles reliés aux processus postglaciaires

Les processus postglaciaires incluent les mouvements de masse, l'action de l'eau et celle du vent. Ces deux derniers processus sont de bons agents de séparation granulométrique, contrairement aux mouvements de masse qui dépendent d'un matériel déjà bien trié pour former un dépôt aquifère. Au Québec, ces processus agissent sur la forme des terrains et des dépôts hérités des glaciations dans un contexte de soulèvement isostatique lent, mais étendu, et leurs dépôts se trouvent généralement en surface, où ils peuvent soit coiffer un dépôt aquifère d'origine glaciaire, soit reposer sur un massif de sédiments glaciaires peu perméables.

4.2.4.1 Cônes et talus de roches ou de débris

i) Les chutes et les effondrements dans les massifs rocheux ainsi que les glissements, décrochements et écoulements dans les dépôts pluvéruents de toutes origines, forment des talus et des cônes de roche ou de débris au pied d'escarpements rocheux ou de pentes importantes du terrain (figure 4.10). ii) Les talus et cônes de roches, constitués de blocs de roche empilés pêle-mêle, présentent une grande porosité; leur pente importante (souvent voisine de 45°) et l'absence de drainage superficiel les caractérisent. Par contre, la porosité des cônes et talus de débris dépend du matériel qui s'y trouve; l'absence ou la faiblesse du drainage superficiel est un bon indicateur de leur perméabilité. iii) **Les talus et cônes de roche et de débris au drainage superficiel absent ou peu développé peuvent donc présenter un bon potentiel aquifère. Leur taille, souvent décimal en épaisseur et en largeur, peut être, dans le cas des talus, hectométrique ou kilométrique en longueur.**

4.2.4.2 Cônes d'alluvions et cours d'eau tressés

i) Les cônes d'alluvions et les cours d'eau tressés (figure 4.11) sont formés par des cours d'eau à régime très variable dont la position change d'une crue à l'autre. ii) Ils se composent, en proportions variables, de cordons et de lentilles graveleuses dans des masses de sable bien stratifié. Le cône d'alluvion, formé au débouché d'un torrent dans une vallée, montre des chenaux divergents sur une surface conique inclinée de 5° à 10°. La vallée fluviale avec chenaux tressés montre de nombreuses barres de sable et de gravier, avec peu ou pas de végétation. iii) **Ces dépôts forment d'excellents aquifères, de dimension réduite dans le cas des cônes d'alluvions (métrique ou décimal en épaisseur, et décimal ou hectométrique en largeur et en longueur) et plus importante dans celui des cours d'eau tressés (métrique ou décimal en épaisseur, hectométrique en largeur et kilométrique en longueur).**

4.2.4.3 Plaines alluviales

i) Les plaines alluviales s'établissent dans des vallées ouvertes à faible pente avec un cours d'eau typiquement méandrique ([figure 4.12](#)) qui, au fil du temps, balaie latéralement la plaine en y laissant des dépôts alluvionnaires. **ii)** Les alluvions se répartissent en une charge de fond plus grossière (sable à gravier), en dépôt de lobe de méandre (sable fin à grossier) et en boues d'inondation. Après plusieurs siècles, la plaine alluviale présentera plusieurs bandes sinuées de sable stratifié, avec des lits graveleux de largeur variant selon l'abondance de sable transporté par le cours d'eau, et séparées latéralement et verticalement par du matériel plus silteux et plus argileux. La qualité des communications hydrauliques entre les bandes de sable varie avec l'abondance du matériel fin. **iii)** **Les plaines alluviales donnent de bons aquifères, surtout lorsque leurs bandes de sable sont larges et bien connectées entre elles.** Au Québec, les dépôts types de plaines alluviales sont décamétriques en épaisseur, hectométriques ou kilométriques en largeur et plurikilométriques en longueur; la largeur et l'épaisseur de bandes sablonneuses individuelles sont de 2 à 10 fois moindres.

4.2.4.4 Deltas

i) Des deltas se sont formés dans les anciens lacs et les anciennes mers glaciaires après la fonte des glaciers ([figure 4.13](#)). Plusieurs scénarios existent pour les anciens lacs glaciaires. Ils peuvent être partiellement ou complètement comblés de dépôts deltaïques, partiellement ou complètement vidés à la suite de l'érosion de leur seuil, et toutes les combinaisons de ces évolutions sont possibles. Dans le cas des anciennes mers, la remontée isostatique a fait avancer (prograder) le delta vers les embouchures actuelles des rivières qui ont succédé aux glaciers. **ii)** Les dépôts deltaïques, typiquement formés de sable avec des stratifications en auge qui se recoupent, forment des bancs de sable là où des rivières importantes se jetaient dans d'anciens lacs ou mers glaciaires. L'importance du banc de sable dépend de l'importance de la rivière et de la durée d'accumulation à un site donné. **iii)** **Au Québec, les bons aquifères deltaïques sont décamétriques en épaisseur et kilométriques en extension horizontale.**

4.2.4.5 Dépôts éoliens

i) Des zones de dunes se sont formées à partir de dépôts de sable de diverses origines avant que la végétation se mette en place, après la fonte du glacier, après un feu de forêt, ou encore à la suite d'activités forestières et agricoles. **ii)** Ces dunes ([figure 4.14](#)), exclusivement composées de sable, sont de type « phytogène » (ou parabolique), car la végétation en stabilise rapidement les côtés. Elles sont souvent disposées sur un milieu humide sablonneux ou silteux. **iii)** **Les dunes forment des aquifères peu significatifs, mais constituent de bons réservoirs de surface pour une recharge lente d'aquifères. Leurs dimensions sont métriques ou décamétriques en épaisseur et décamétriques en largeur.**

4.3 Aquifères dans les massifs rocheux du Québec

Les aquifères dans les massifs rocheux, tout comme ceux dans les dépôts meubles, sont plus exploités et, en conséquence, mieux connus dans les régions habitées du Québec que dans les autres régions. Pour les aquifères implantés dans des massifs rocheux, l'hypothèse d'un milieu homogène et isotrope est peu plausible car, sauf exception, les qualificatifs « homogène » et « isotrope » décrivent mal les réseaux de fractures dans lesquels se fait une partie importante de l'écoulement souterrain.

Cette section vise à présenter des réseaux de fractures probables pour aider à identifier différents types d'aquifères (**texte en gras dans l'analyse qui suit**). La majeure partie de cette analyse reprend les unités hydrostratigraphiques identifiées par Simard et Des Rosiers (1979) ([figure 4.15](#)) dans le Québec méridional (au sud de 50° de latitude Nord) à partir d'un inventaire de puits privés et publics exploités pour l'eau potable, et délimitées à l'aide de la carte géologique. Ces auteurs distinguent trois catégories de perméabilité ([tableau 4.2](#)), reprises dans l'analyse du contexte géologique qui soutient l'interprétation du réseau de fractures probable dans chaque cas. Des commentaires visent à compléter l'information géologique sur les diverses unités, en décrivant des caractéristiques géologiques importantes pour comprendre l'écoulement à l'intérieur des différents aquifères en massifs rocheux fracturés ou karstiques – notamment, les types de plis et de failles qui ont affecté les diverses unités et la présence de lithologies « compétentes » qui fracturent facilement. L'analyse distingue « unité hydrostratigraphique » et « unité hydrogéologique » en restreignant la première aux cas où l'unité aquifère se caractérise essentiellement par les propriétés physiques et géologiques d'une ou de plusieurs unités lithostratigraphiques bien définies, alors que la seconde couvre les autres cas, comme les zones aquifères présentes dans des zones de fracturation nettement plus intense, d'orientation et de longueur données, d'épaisseur mince par rapport à leur longueur et qui traversent une ou plusieurs unités lithologiques.

Cette section présente d'abord trois types d'aquifères possibles susceptibles de se trouver dans les massifs rocheux du Bouclier canadien, qui s'ajoutent aux quatre unités hydrostratigraphiques identifiées par Simard et Des Rosiers (1979) dans le Bouclier canadien. L'analyse se poursuit par la présentation de neuf unités de Simard et Des Rosiers (1979) concernant la plate-forme du Saint-Laurent, pour se terminer avec leurs douze unités des Appalaches. Le [tableau 4.3](#) résume, pour chaque unité, la catégorie de perméabilité, le secteur géographique, le nombre de puits compilés, les débits moyen et maximum, et l'écart-type [toutes ces données tirées de Simard et Des Rosiers (1979)], ainsi qu'une courte description géologique accompagnée des principales structures présentes et d'une hypothèse sur les fractures probables. Dans quelques cas, des modifications mineures sont proposées aux limites des unités de Simard et Des Rosiers (1979) ([figure 4.15](#)) pour les rendre conformes aux dernières cartes géologiques publiées, et, dans quelques autres, la subdivision de certaines unités est suggérée pour séparer des domaines de comportement mécanique nettement différent où, en conséquence, la fracturation devrait être différente.

Tableau 4.2 Catégories de perméabilité de Simard et Des Rosiers (1979)

Catégorie de perméabilité	Débit maximum (m ³ /h)	Probabilité d'un débit supérieur à « X » m ³ /h	Unités hydrostratigraphiques
Faible	< 2,7	~ 0 % > 9 m ³ /h	1A, 1B, 1C, 1Z, 3B, 3Z, 6Z, 7A, 7B, 9Z, 11E
Modérée	4 - 5,5	10 à 30 % > 9 m ³ /h	3C, 3E, 4Z, 5Z, 7Z, 8E, 8Z
Élevée	> 8	15% > 27 m ³ /h	2A, 2E, 2Z, 3A, 10A, 10Z, 12E

Tableau 4.3 Analyse d'unités hydrostratigraphiques et hydrogéologiques dans le Bouclier canadien, la plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches

BOUCLIER CANADIEN					
Unité hydrostratigraphique catégorie de perméabilité	Secteur (nombre de puits)	Débit moyen [maximum] (m ³ /h)	Unité lithologique, faciès (âge en 10 ⁶ ans)	Principales structures internes	Fracturation probable
1A (faible)	Témiscamingue (48)	5,40 ± 6,0 [~ 31,00]	Tous les puits se trouvent dans le roc attribué à la partie supérieure du supergroupe huronnien (~2 200) : grès, conglomerat, grauwacke et argilite; dépôts glaciogènes souvent mal triés	Roches sédimentaires peu ou pas déformées	Zones de fractures postorogéniques
1B (faible)	Abitibi (267)	5,92 ± 8,9 [de 64 – à 90]	Socle archéen (~2 650) : roches volcaniques, sédimentaires et intrusives (felsiques) faiblement à moyennement métamorphisées	Roches métamorphiques fortement déformées avec schistosité de flux et cisaillement ductile	Zones de fractures postorogéniques
1C (faible)	Lac-Saint-Jean (41)	2,76 ± 2,4 [~ 12,1]	Socle grenvillien (~1 100) Roches plutoniques (anorthosites, granites) et fortement métamorphiques (migmatites)	Massifs cristallins aux fractures mal interconnectées	Puits analysés probablement hors des zones de fractures postorogéniques

1F (modérée) ?	La plupart des parties du Bouclier canadien	À déterminer dans chaque cas	<u>Nouveau type d'unité hydrogéologique</u> correspondant aux zones linéaires de fracturation intense qui découpent le Bouclier canadien	Lignes d'escarpement et vallées généralement rectilinéaires formant les linéaments qui découpent plusieurs parties du Bouclier canadien	La présence de dépôts meubles perméables ou semi-perméables (aquitaines) favorise la recharge de l'aquifère contenu dans la zone fracturée sous-jacente
1K (modérée à élevée) ?	Surtout dans la province du Grenville, les fosses d'Ungava et du Labrador, et les monts Torngat	À déterminer dans chaque cas	<u>Nouveau type d'unité hydrostratigraphique</u> limité aux bandes de roches carbonatées métamorphisées datant de l'ère protérozoïque du Bouclier canadien	Bandes de marbres et de calcaires cristallins ayant développé un réseau karstique	Conduits karstiques formés par dissolution des éponges de fractures et de fissures où se fait une circulation d'eau souterraine
1S (inconnue)	Au pourtour du Bouclier canadien et dans des fossés d'effondrement	À déterminer dans chaque cas	<u>Nouveau type d'unité hydrostratigraphique</u> dont la perméabilité dépend de la composition et de l'histoire de lithification	Lambeaux de roches sédimentaires peu ou pas déformées préservés ici et là au pourtour et à l'intérieur du Bouclier canadien	Vérifier le développement de réseaux orthogonaux à paraclases et diaclases et celui des zones fracturées dans chaque cas
1Z (faible)	Autres puits dans le Bouclier (en majorité à sa bordure sud) (352)	4,14 ± 9,5 [56 - 60]	Socles du Supérieur (voir 1A) et du Grenville (voir 1C)	Massifs cristallins aux fractures mal interconnectées sauf dans les zones de failles fragiles	Failles normales ayant pu jouer plusieurs fois

PLATE-FORME DU SAINT-LAURENT

2A élevée	Arc discontinu autour du cœur du synclinal des basses- terres du Saint- Laurent (329 puits)	8,07 ± 18,8 [188]	Les calcaires ordoviciens du Groupe de Trenton sont des dépôts de la plate-forme continentale parfois émergeante, contemporains du début de la collision avec l'arc volcanique continental Chain-Lakes	Roches sédimentaires peu ou pas déformées; possibilité de plis ouverts au sud-ouest, près des États-Unis; failles normales à rejet important sur des plans rapprochés le long de la bordure du Bouclier canadien, et failles plus espacées à rejet moindre ailleurs	Réseau orthogonal (paraclases et diaclases), avec, localement, des fractures associées aux failles normales ou aux plis ouverts (au sud-ouest); possibilité d'un élargissement karstique des fractures; eau souvent ferrugineuse, à cause des surfaces qui contiennent de la pyrite
--------------	---	----------------------	--	---	---

2Z élevée	À l'ouest des basses-terres du Saint-Laurent (335 puits)	$14,92 \pm 25,6$ [217]	Grès quartzeux cambriens du Groupe de Potsdam et dolomies ordoviciennes du Groupe de Beekmantown déposés sur la plate-forme continentale; calcaires ordoviciens des Groupes de Chazy et de Black River contemporains du début du charriage des nappes appalachiennes	Roches sédimentaires peu ou pas déformées; failles normales, généralement espacées mais plus fréquentes près de la bordure du Bouclier canadien	Réseau orthogonal (paraclases et diaclases), avec, localement, des fractures associées aux failles normales; possibilité d'élargissement par dissolution (karstique) de certaines fractures
3A élevée	Dans le bassin d'avant-chaîne, au cœur du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, au nord de l'unité 3C (113)	$8,29 \pm 18,1$ [51]	Shales argileux (quelquefois calcaire) ordoviciens d'Utica et du Lorraine et grès ordoviciens du Queenston, assez compétents, déposés dans le bassin d'avant-chaîne pendant le charriage des nappes appalachiennes et au début de l'érosion de la chaîne taconique résultante	Roches sédimentaires de plus en plus plissées (plis ouverts ou modérément serrés) et faillées (petits chevauchements vers l'est); failles normales dispersées	Réseau orthogonal (paraclases et diaclases), avec fractures fragiles associées aux failles normales et aux petits chevauchements
3B (faible)	Dans le bassin d'avant-chaîne, au cœur du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, au nord de l'unité 3A (84)	$3,16 \pm 4,9$ [24,5]	Schiste rouge et grès ordoviciens du Groupe de Queenston avec, ici et là, des dépôts de gypse	Roches sédimentaires peu ou pas plissées, généralement bien cimentées et plutôt ductiles; failles normales espacées	Réseau orthogonal (paraclases et diaclases), apparemment mal développé malgré une bonne fissilité du litage à certains niveaux
3C modérée	Au sud du bassin d'avant-chaîne creusé par la collision du microcontinent Chain-Lakes (91)	$5,62 \pm 9,2$ [52,4]	Shales argileux ordoviciens du Groupe d'Utica, déposé dans un bassin d'avant-chaîne provoqué par la collision du microcontinent Chain-Lakes avec l'Amérique du Nord	Roches sédimentaires de plus en plus plissées (plis ouverts à modérément serrés) et faillées (petits chevauchements) vers l'est; failles normales dispersées et quelques failles fragiles importantes	Paraclases bien développées dans les niveaux calcaires, petits chevauchements associés au plissement, fractures associées aux failles fragiles
3Z faible	Cœur du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent entre Montréal et Québec (148)	$2,51 \pm 4,3$ [24,8]	Shales argileux ordoviciens avec interlits de grès et de calcaires argileux des Groupes d'Utica, de Lorraine et de Queenston, déposés et comblant le bassin d'avant-chaîne creusé dans les basses-terres du Saint-Laurent lors de la	Roches sédimentaires de plus en plus plissées (plis ouverts à modérément serrés) et faillées (petits chevauchements) vers le sud-est; failles normales	Réseau de fractures formé par les paraclases et la fracturation associée aux failles normales et aux petits chevauchements, apparemment suffisant

			collision du microcontinent Chain-Lakes	dispersées	pour conférer une bonne perméabilité à cette unité
4Z modérée	Bordure sud-est des basses-terres du Saint-Laurent, entre Québec et la frontière américaine (352)	$4,36 \pm 77,2$ [88]	Shales argileux et ardoisiers cambro-ordoviciens fortement plissés et faillés du Complexe de Saint-Germain, avec écailles de roches des groupes de Lorraine, d'Utica et de Trenton principalement; roches de la plate-forme du Saint-Laurent bousculées par le charriage des nappes appalachien	Roches sédimentaires légèrement métamorphisées avec chevauchements imbriqués et plis ouverts à serrés	Dans ces roches plus ou moins compétentes, perméabilité modérée permise par une fracturation principalement associée aux chevauchements imbriqués
ÎLE D'ANTICOSTI					
2E présumée faible	Au sud de l'île d'Anticosti		Calcaires siluriens avec passages à shales calcaires et calcaires argileux avec interlits de shale, sauf la formation supérieure, de calcaire bioclastique	Roches sédimentaires peu ou pas déformées	Réseau orthogonal, mais les fréquents interlits de shale limitent la perméabilité de ces unités
3E élevée	Au nord de l'île d'Anticosti		Séquence de shales, de calcaires avec interlits de grès et de calcaires argileux ordoviciens ayant développé des réseaux karstiques bien documentés	Roches sédimentaires peu ou pas déformées	Réseau karstique développé à partir d'un réseau orthogonal
APPALACHES, Cambro-ordovicien					
5Z modérée	Z. Humber (cambo-ordovicien) près du front des Appalaches, entre la rivière Chaudière et Gramby (335)	$3,38 \pm 4,9$ [27]	Dépôts de marge passive précoce à grès arkosique et pélites multicolores avec plus de pélites dans la nappe de Granby. Mélange tectonosédimentaire à pélite avec lithologies variées à texture chaotique	Plis ouverts à serrés avec des schistosités de flux et de fracture peu à bien développées. Plis et failles très variés, avec divers types de schistosité d'intensité variable	Fracturation des nappes associée aux plis et aux failles de chevauchement qui les découpent en écailles, d'où une perméabilité modérée Fracturation du mélange déplacé dans du matériel incompétent, globalement peu perméable, mais pouvant être localement aquifère
6Z faible	Unité faisant partie de la zone	$2,26 \pm 3,7$	Schistes de Sutton et de Oak Hill, au cœur de l'anticlinorium des monts Notre-	Plis polyphasés (une phase de plis couchés et plis en	Fracturation associée aux plis et aux failles, patron

	de Humber du cambro-ordovicien, entre Danville et la frontière américaine (47)	[22]	Dame, en relief positif; profonds dépôts deltaïques, côtiers et marins déposés sur ou en marge de la plate-forme, sur le site d'un point triple du rift qui a donné naissance à l'océan Iapetus : basalte, grès, pélites et carbonates; fluctuations eustatiques de la mer	fourreau); multiples chevauchements taconiques plissés et acadiens non déformés; métamorphisme faible (schiste vert inf. à sup.); schistosité, forte avec litage transposé; orientations locales différentes	probablement complexe, mais dans un empilement dominé par l'abondance de schistes (incompétents), d'où perméabilité faible.
7A très faible	Unité correspondant à la majeure partie de la zone de Humber du cambro-ordovicien, dans le Bas-du-Fleuve et la Gaspésie (351)	$0,97 \pm 2,8$ [6,5]	Nappes du Bas-du-Fleuve; Supergroupe de Québec (cônes sous-marins avec des proportions variables de pélites et de grès avec conglomérats; composition arkosique, quartzitique, lithique et calcaire; stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer); volcanites mafiques des Chic-Chocs et ophiolite du mont Albert; métamorphisme au schiste vert inférieur	Plis : ouverts à modérément serrés à plongée faible à modérée; chevauchements taconiques restreints à l'intérieur de l'unité, qui est limitée au sud-est par des décrochements en Gaspésie; schistosité de flux et de fracture, modérée en général, mais intense dans les Chic-Chocs, qui explique la très faible perméabilité	Fracturation associée aux plis et aux failles des roches compétentes; l'abondance de roches incompétentes explique la très faible perméabilité
7B faible	Petite partie de la zone de Humber du cambro-ordovicien, entre Saint-Flavien et Les Méchins (307)	$2,67 \pm 3,7$ [28]	Éléments des nappes du Bas-du-Fleuve et du Supergroupe de Québec (cônes sous-marins avec des proportions variables de pélites et de grès avec conglomérats; composition arkosique, quartzitique, lithique et calcaire; stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer); métamorphisme au schiste vert inférieur	Plis ouverts à modérément serrés à plongée faible à modérée; schistosité de flux et de fracture modérée; chevauchements taconiques rapprochés	Fracturation associée aux plis et aux failles des roches compétentes; abondance de roches incompétentes, mais fréquence de failles plus importante, d'où perméabilité faible mais plus élevée que dans 7A
7Z modérée	Ensemble hétéroclite entre l'île d'Orléans et la frontière américaine, contenant surtout des unités de la zone de Dunnage du	$4,93 \pm 7,5$ [53]	a, b, c) Schistes de Bennett (voir texte), Groupe de Rosaire, Groupe Caldwell : dépôts de cônes sous-marins avec proportions variables de pélites et de grès; composition arkosique, quartzitique, calcaire; stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer; ophiolite : roches volcaniques et intrusives mafiques ou	Métamorphisme faible (de schiste vert inférieur à schiste vert supérieur) a, b, c) <u>Schistes de Bennett</u> : plis polyphasés avec une phase de plis couchés, schistosité bien développée, parfois multiple et à angles variables,	Type de fracturation variable, d'où perméabilité modérée (mais probablement variable)

	cambro-ordovicien		<ul style="list-style-type: none"> ultramafiques serpentinisées; mélanges : tous sont possibles, mais dominance de pélite et de dépôts chaotiques d) Pélites de la Formation de Bullstrode (au sud-ouest) -> 5Z ou 8Z ? mudstone calcaire contemporain de la formation des Appalaches e) Pélites de la nappe de Sainte-Hénédine (au nord-est) -> 7A ? mudstones multicolores équivalents au sommet des cônes sous-marins de marge passive f) Grès, pélites et calcaires du Groupe de l'île d'Orléans (près de Québec), lesquels seraient mieux dans la zone 5Z de perméabilité équivalente) -> 5Z, 7A 	<ul style="list-style-type: none"> chevauchements taconiens replissés et chevauchements acadiens; <u>Caldwell</u> : plis serrés à plongée modérée à forte, schistosité de flux, de ségrégation et de fracture, chevauchements taconiens replissés et chevauchements acadiens qui découpent le groupe en écailles rapprochée osophiolite : strates redressées, nombreuses failles de dimensions variables; mélanges : tout est possible d) plis ouverts à modérés à plongée faible à modérée e) plis modérément serrés à plongée modérée, chevauchements souvent rapprochés, schistosité de flux prononcée f) Plis ouverts à modérés à plongée faible à modérée, chevauchements souvent rapprochés, faible fissilité de litage, schistosité de flux 	
11E faible	Cambro-ordovicien au sud de la Gaspésie (région de Chandler)	~ 2	Boutonnière (relief positif) du Macquereau (plus grande partie – zone de Humber) et du Mictaw (marge nord – zone de Dunnage); Macquereau : dépôts de cônes sous-marins avec proportions variables de pélites, de grès arkosique et de volcanite mafique; Mictaw : dépôts de cônes sous-marins (grès lithique) et à des mélanges.	Plis à plongée faible à modérée, ouverts loin des failles et serrés près des failles; schistosité de flux et de fracture généralement faible, mais parfois forte, surtout à proximité des failles; décrochements en périphérie des unités;	Fracturation associée aux plis et aux failles, mais la faible quantité de roches compétentes explique la faible perméabilité

			métamorphisme : schiste vert inférieur	chevauchements à l'intérieur du Mictaw	
APPALACHES, Siluro-dévonien					
8E modérée	Siluro-dévonien, dans le Bas-du-Fleuve et en Gaspésie	= 8Z	Siluro-dévonien du Bas-du-Fleuve et de la Gaspésie (à l'exclusion de petits bassins isolés reposant sur le cambro-ordovicien); dépôts de plate-forme étroite et de pente; grès quartztique, calcaires de nature variée (mudstone à récifs), grès lithique calcaire; volcanite mafique ou felsique; stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer et du régime tectonique; métamorphisme : faible (schiste vert inférieur)	Plis : ouverts (loin des failles) à modérément serrés à plongée faible à modérée (près des failles); schistosité : faible à forte (schistosité de flux, de ségrégation et de fracture, surtout à proximité des failles); failles : décrochement (acadien) en Gaspésie, régime transitionnel entre décrochement et chevauchement dans le Bas-du-Fleuve	Fracturation : associée aux plis et aux failles (ductiles à cassantes) des roches compétentes; karst dans les calcaires (Saint-Elzéar); perméabilité probablement variable en fonction des lithologies, d'où modérée dans l'ensemble
8Z modérée	Unité composite dans le sud du Québec : siluro-dévonien, éléments du cambro-ordovicien, plutons dévoiens et écaille de socle (293)	$3,54 \pm 5,3$ [42]	Siluro-dévonien de l'Estrie – Beauce; Ordovicien du domaine océanique (turbidites du Groupe de Magog et volcanite bimodale (Ascot et Frontenac); plutons felsiques dévoiens; « écaille » de socle le long de la frontière à Lac-Mégantic); quelques dépôts de plate-forme étroite et de pente calcaire (silurien); grès lithique et mudstone abondants, provenant de cônes sous-marins (ordovicien et silurien) ou deltaïques (dévonien); métamorphisme : faible (de schiste vert inférieur à schiste vert supérieur); cornéenne en bordure des plutons; granulite rétrogradée au schiste vert dans l'écaille de socle	Plis à plongée faible à modérée, ouverts (loin des failles) à serrés (près des failles); schistosité : variant de faible à forte (schistosité de flux et de fracture, surtout à proximité des failles); chevauchements en Estrie, décrochement légèrement transpressionnel au nord-est; fréquence des failles plus importante près du lac Mégantic	Fracturation associée aux plis et aux failles des roches compétentes, d'où perméabilité modérée dans l'ensemble
12E (élevée)	Deux minces bandes dans l'est de la Gaspésie :	~ 5	Roches ordoviciennes et siluriennes des groupes d'Honorat et de Matapedia, déposées en succession dans des bassins longitudinaux associés à	Plis à plongée faible à modérée, ouverts (loin des failles) à serrés (près des failles); schistosité variant de	Fracturation associée aux plis et aux failles, perméabilité probablement variable, élevée seulement

	siluro-dévonien et éléments du cambro-ordovicien (zone Dunnage)		l'orogène taconique; dépôts de cônes sous-marins ou deltaïques transitionnel avec une plate-forme calcaire. métamorphisme : faible (schiste vert inférieur)	faible à forte (schistosité de flux et de fracture, surtout près des failles); failles : décrochement en périphérie des unités	dans les carbonates les plus purs du White Head (puits 01)
--	---	--	---	--	--

APPALACHES, Permo-carbonifère

10A (élevée)	Carbonifère en bandes discontinues, au sud de la Gaspésie (23)	$4,9 \pm 3,8$ [16]	Dépôts de cône et de plaine alluviale à sable et gravier, qui reposent en discordance sur des formations plus anciennes	Aucun pli, sauf localement en bordure de certaines failles en décrochement (?)	Fracturation variable et orthogonale (probablement déterminée par le litage et les changements de faciès); cimentation calcaire variable, d'où une perméabilité élevée
10Z (élevée)	Carbonifère aux îles de la Madeleine (12)	$98,4 \pm 82,8$ [270]	Dépôts de cône et de plaine alluviale à sable et gravier; volcanite	Forte déformation en raison des diapirs de sel	Fracturation ? variable, contrôlée probablement par le litage, les changements de faciès, la présence de roches plus compétentes et les montées diapiriques de sel, d'où la perméabilité élevée

APPALACHES, Rivière Chaudière

9Z (faible)	Vallée de la rivière Chaudière (101)	$1,25 \pm 1,6$ [11,7]	Auge de surcreusement glaciaire où les sols sont minces	?	Les unités lithologiques des versants et du fond sont peu perméables
-------------	--------------------------------------	--------------------------	---	---	--

4.3.1 Unités aquifères dans le Bouclier canadien

Trois nouveaux types d'unités hydrogéologiques (1F, 1K et 1S) s'ajoutent aux quatre unités (f : perméabilité faible; m : perméabilité modérée; é : perméabilité élevée; 1A-f, 1B-f, 1C-f et 1Z-f) déjà reconnues par Simard et Des Rosiers (1979). De ces sept unités, seules les unités 1A, 1K et 1S sont des unités hydrostratigraphiques caractérisées par une ou plusieurs unités lithostratigraphiques spécifiques, alors que les quatre autres sont des unités hydrogéologiques correspondant plutôt à des zones de fractures linéaires, qui peuvent traverser plusieurs unités lithologiques différentes. Simard et Des Rosiers (1979) placent dans le groupe des unités de « faible perméabilité » (tableau 4.2) leurs quatre unités hydrostratigraphiques identifiées dans le Bouclier canadien (tableau 4.3; figure 4.15), même si dans trois des quatre cas (1A, 1B et 1Z) ces valeurs sont dépassées, car, selon les auteurs, « **l'augmentation des débits provient des sables sus-jacents de la couverture quaternaire** » et que « **les puits situés dans les vallées comblées par des sédiments quaternaires perméables donnent généralement de bons débits, tandis que les puits situés en terrains montagneux fournissent généralement de très faibles débits** » (Sylvestre, 1977, communication personnelle).

L'unité 1A (à faible perméabilité, généralement) se trouve au Témiscamingue dans les roches du Supergroupe du Huronnien (2 200 millions d'années). Il est à noter que tous les puits se terminant dans le roc au Témiscamingue ont été attribués par Simard et Des Rosiers (1979) à cette unité de roches sédimentaires peu ou pas déformées qui sous-tend plusieurs reliefs importants du territoire, puisqu'ils ne mentionnent pas de puits dans les roches du socle archéen ou dans les lambeaux de calcaire ordovicien qui affleurent aussi au Témiscamingue. Le Supergroupe du Huronnien au Témiscamingue (Young *et al.*, 2001) débute par des dépôts glaciogéniques qui étaient des aquitards ou des aquiclades dès leur formation; c'est le cas des argilites (dépôts glaciomarins), des graywackes (dépôts glaciolacustres) et des conglomérats (moraine de fond non lessivée). Ces dépôts sont couverts par des grès riches en quartz qui semblent bien cimentés et peu favorables à la présence d'une porosité de matrice importante. **Dans ce cas, les nombreuses failles (tableau 4.4) postérieures au dépôt de cette unité qui traversent le Témiscamingue pourraient bien expliquer la perméabilité moyenne, plus forte que prévue, constatée par Simard et Des Rosiers (tableau 4.3).**

L'unité 1B (à faible perméabilité, généralement) se trouve dans les roches du socle archéen de l'Abitibi qui devraient avoir une perméabilité de catégorie « faible » (tableau 4.2). Cette région est découpée de nombreuses zones de cisaillement syn-orogéniques et tardi-orogéniques et de plusieurs jeux de fractures fragiles postorogéniques. Comme ni les unités fortement déformées de roches métavolcaniques et métasédimentaires, ni celles, aussi déformées, de roches intrusives ne semblent y constituer de véritables unités hydrostratigraphiques, **la perméabilité observée (tableau 4.3) dépend probablement des réseaux de fracturation postorogénique du territoire qui, localement, permettraient des débits supérieurs à ceux qui sont normalement**

mesurés dans les roches à perméabilité « faible », à l'extérieur des zones fracturées.

L'unité 1C (à faible perméabilité, généralement) se trouve dans les anorthosites, les granites et les gneiss du socle grenvillien du Lac-Saint-Jean, et la perméabilité constatée (tableau 4.3) y est « faible » (tableau 4.2).

Les zones de fracturation fragile existantes ne semblent pas avoir d'effets sur la perméabilité des puits étudiés par Simard et Des Rosiers (1979). **Cependant, des débits intéressants peuvent être obtenus de puits implantés dans de telles zones de roc fracturé au Saguenay–Lac-Saint-Jean (C. Denis, communication personnelle à A. Rouleau, 1998).**

Unités hydrogéologiques de type 1F (nouveau type)

Les corridors de fracturation fragile qui dessinent des réseaux de linéaments plurikilométriques dans le Bouclier canadien se sont formés lors des collisions et des déchirures continentales qu'ont subies les diverses parties du Bouclier après la consolidation de leur socle cristallin. Le tableau 4.4, qui présente quelques repères chronologiques de cette fracturation mentionnés par Hocq (1994), ne témoigne que d'une partie seulement de l'histoire de la fracturation fragile dans le Bouclier canadien. Dans quelques cas, des essaims de dykes mafiques présents dans certains jeux de fractures permettent de dater un événement de fracturation; dans d'autres cas, il s'agit de roches sédimentaires qui subsistent sous forme de lambeaux d'érosion au pied ou le long de zones de failles. D'autres événements de fracturation se sont probablement produits, mais ils n'ont pu être datés jusqu'à maintenant, et certaines fractures ont pu être réactivées plusieurs fois après leur formation sans que ce soit toujours possible de le démontrer, comme pour les failles normales à la bordure sud du Bouclier canadien (section 4.1). **Quoi qu'il en soit, plusieurs auteurs (Simard et Des Rosiers (1979), Sylvestre (1981) et McCormack (1983)) soulignent que, dans le Bouclier canadien, les vallées correspondant aux linéaments géologiques et tapissées de dépôts meubles glaciaires et postglaciaires, constituent de bons sites de prospection pour l'eau souterraine (tableau 4.3).**

Tableau 4.4 Âge de certains jeux de fractures dans le Bouclier canadien

Âge (en millions d'années)	Direction	Commentaires*
~ 2 550	WNW	E.D. du Nouveau-Québec (P. du Supérieur)
~ 2 460	N-S à ENE	E.D. de Matachewan (P du Supérieur)
< 2 400	N-S, N-E	Failles normales postséd. (Supergroupe Huronnien)
< 2 400	ENE	Failles inverses postséd. (Formation de Chibougamau)
~2 175	NW à WNW	E.D. de Payne River (P. du Supérieur)
~ 2 140	NNW	E.D. de Mistassini (P. du Supérieur)
~ 2 140	ENE	E.D. de Preissac (P. du Supérieur)
< 2 140	NNE, ENE	F. normales syn-séd. (groupes d'Otish et de Mistassini)
< 2 140	E-W	F. normales postséd. (Formation de Sakami)
~ 1 900	NNE	Dykes d'Otish (P. du Supérieur)
~ 1 325	N-S	Dykes de diabase (région de Shefferville)
~ 1 295	N.W à NE	Dykes de diabase (région de Kuujjuaq)
~ 1 140	NW	E.D. de Sudbury (P. du Supérieur)
~ 1 140	ENE	E.D. de l'Abitibi (P. du Supérieur)
~ 1 050 ?	NE à NNE	Failles inverses du front du Grenville
~ 715	N-S, WNW	E.D. de Franklin (P. du Supérieur)
~ 575	WNW	E.D. de Grenville (P. du Supérieur)
~ 575	WNW	E.D. du lac Pommeroy (P. du Supérieur)
540~470	N-S	Diabases à la marge sud du Bouclier canadien
< 450	N-S	F. normales post-séd. (Calcaires ord. du Témiscamingue)
< 450	E-W à NE	F. normales post-séd. (Calcaires ord. de l'Outaouais et de la plate-forme du Saint-Laurent)
< 450	NW à WNW	F. normales postséd. (Calcaires ord. du Saguenay–Lac-Saint-Jean)
~ 70	NE	F. normales syn-séd. (Dépôts continentaux, Schefferville)

* Abréviations :

- E.D. : essaim de dykes;
- F : failles;
- ord : ordovicien;
- P : Province;
- séd. : sédimentaire.

Unités hydrostratigraphiques de type 1K (nouveau type; [tableau 4.3](#))

Les roches carbonatées, rares à l'Archéen, mais plus abondantes au Protérozoïque, se présentent, une fois métamorphisées, comme des **marbres ou des calcaires cristallins où peuvent se développer des réseaux karstiques**. (Un bon exemple en est la grotte Laflèche, au nord de Gatineau.) Mais, à notre connaissance, il n'y a pas d'inventaire systématique de ces réseaux, bien que les principales bandes de roches carbonatées soient relativement bien cartographiées dans le Bouclier canadien.

Unités hydrostratigraphiques de type 1S (nouveau type)

Des lambeaux d'érosion de diverses unités de roches sédimentaires peu ou pas déformées reposent en discordance sur les roches cristallines déformées du Bouclier canadien. Elles peuvent avoir développé des réseaux de fractures favorables à l'écoulement de l'eau souterraine ([tableau 4.5](#)). À notre connaissance, le potentiel aquifère d'une seule de ces unités, le Supergroupe du Huronnien dans le Témiscamingue (unité 1A de Simard et Des Rosiers (1979) mentionné plus haut), a été étudié. Ces auteurs la placent dans leur catégorie d'unités à « faible perméabilité ». **Comme la composition du sédiment et son histoire de lithification (diagénèse et, le cas échéant, métasomatisme) jouent un rôle important dans la formation des réseaux de fractures, il est impossible de prédire leur type sans une étude spécifique des sites. En d'autres mots, la présence d'unités géologiques stratiformes peu ou pas déformées n'indique pas qu'elles ont toutes développé un réseau de fractures suffisant pour devenir chacune une unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée ([tableau 4.3](#)).**

Tableau 4.5 Unités sédimentaires peu ou pas déformées en discordance sur le Bouclier canadien

Âge du dépôt (en milliards d'années, sauf indication contraire)	Nom de l'unité	Composition	Remarques
~ 2,2 Ga	Supergroupe du Huronnien	Grès, conglomérats, tillites et argilites	Lambeaux petits et rares autour de Chibougamau, plus étendus au sud de Rouyn-Noranda et dans le Témiscamingue
~ 2,14 Ga ?	Groupe de Mistassini	Grès, dolomies, shales et formations de fer	Autour des lacs Mistassini et Albanel; quelques dizaines de km de large et une centaine de km de long
~ 2,14 Ga ?	Groupe d'Otish	Conglomérats, dolomies et shales	Région des monts Otish; quelques dizaines de km de large et une centaine de km de long
~ 2,14 Ga ?	Formation de Sakami	Orthoquartzites et grès	Le long de failles normales au centre de la province du Supérieur (56° N)
~ 2,14 Ga ?	Groupe de Richmond Gulf	Grès et basaltes	Au milieu de la rive est de la baie d'Hudson
~ 2,14 Ga ?	Groupe de Nataspoka	Grès, dolomies et basaltes	En discordance au-dessus du groupe de Richmond Gulf
Entre 450 et 360 Ma env.	Noms différents selon les localités	Calcaires et shales	Saguenay–Lac-St-Jean, lac Témiscamingue, sud de la baie James et île de Akhpatok dans la baie d'Ungava
Environ 70 Ma		Sédiments terrigènes	Associés à des talus de faille dans la région de Shefferville

Ga : milliards d'années; Ma : millions d'années.

L'unité 1Z (à faible perméabilité, généralement) rassemble des puits dispersés dans six secteurs du Bouclier canadien : Val d'Or (province du Supérieur), Hull (Outaouais), Mont-Laurier (Laurentides), Saint-Tite et Sainte-Thècle (Mauricie), Saint-Tite-des-Caps (Sainte-Anne-de-Beaupré) et Saint-Siméon (Charlevoix) dans la province du Grenville. Sauf celui de Mont-Laurier, les secteurs étudiés du Grenville se situent tous en bordure du Bouclier, là où s'est produite la déchirure continentale donnant naissance à l'océan Iapetus il y a environ 570 millions d'années ([section 4.1](#)). Plusieurs des failles normales

formées à cette occasion ont bougé à nouveau pendant l'orogénie taconique et aussi après cette dernière, peut-être aussi tardivement qu'au moment de l'ouverture de l'Atlantique central, il y a environ 190 millions d'années. **Les débits moyens constatés (tableau 4.3), plus forts que le permet normalement un socle cristallin (tableau 4.2) comme celui du Grenville, ainsi que les débits maximaux élevés de quelques puits, suggèrent que plusieurs proviennent de zones fracturées bien développées à la bordure sud du Bouclier canadien.**

4.3.2 Unités hydrostratigraphiques de la plate-forme du Saint-Laurent

Sept des neuf unités hydrostratigraphiques reconnues par Simard et Des Rosiers (1979) dans les roches cambro-ordoviciennes de la plate-forme du Saint-Laurent (f : perméabilité faible; m : perméabilité modérée; é : perméabilité élevée) se trouvent dans les basses-terres du Saint-Laurent (unités 2A-é, 2Z-é, 3A-é, 3B-f, 3C-m, 3Z-f et 4Z-m), où elles forment un vaste synclinal très ouvert, alors que les deux autres (unités 2E-é et 3E-m) se partagent l'île d'Anticosti ([figure 4.15 et tableau 4.3](#)). Les sept premières unités seront présentées dans l'ordre suivant : l'unité 2Z, qui forme la bordure extérieure du synclinal à l'ouest et au nord-ouest jusqu'en Mauricie; l'unité 2A, qui se superpose à la première au nord du lac Champlain, entre Châteauguay, Napierville et Saint-Jean, à Montréal, et qui forme une mince bande au nord du fleuve, continue de Terrebonne à Portneuf et discontinue vers le nord-est jusqu'à La Malbaie; les unités 3C, 3A, 3B et 3Z, qui occupent le cœur du synclinal du sud-ouest au nord-est, et enfin l'unité 4Z, qui correspond à la bordure sud-est du synclinal, déformée par les chevauchements appalachiens. Les deux unités de l'île d'Anticosti (2E et 3E) seront commentées par la suite.

CORRECTIONS PROPOSÉES À LA DESCRIPTION DE CERTAINES UNITÉS DE LA PLATE-FORME DU SAINT LAURENT :

- la limite sud-est de l'unité hydrostratigraphique 3Z correspond à une faille qui n'apparaît plus sur les cartes de compilations récentes; sa limite devrait être la faille d'Aston, qui souligne naturellement le début de la ceinture de chevauchements imbriqués;
- l'unité 4Z chevauche le front des Appalaches (faille de Logan) et comporte une frange des premières nappes appalachiennes qui devraient être incluses dans l'unité 5Z des Appalaches;
- deux unités hydrostratigraphiques (2E et 3E) apparaissent sur les cartes de l'île d'Anticosti (figures 6 et 19 de Simard et Des Rosiers (1979) et [figure 4.15](#) de ce rapport). L'unité 2E, au sud de l'île d'Anticosti, correspond aux unités lithostratigraphiques d'âge silurien, alors que l'unité 3E, au nord de l'île d'Anticosti, correspond aux unités lithostratigraphiques d'âge ordovicien. Nous proposons une description de ces unités selon les travaux de Petryk (1981) et Sandford (1993a et b).

UNITÉ 2Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée, façonnée dans la base des dépôts de plate-forme continentale formant la partie externe ouest du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les grès cambriens du Postdam, riches en quartz, et les dolomies ordoviciennes du Beekmantown se sont déposés sur la plate-forme continentale en bordure de l'océan Iapétus pendant l'ouverture de ce dernier, alors que le dépôt des calcaires du Chazy et du Black River datent du début du charriage des nappes appalachiennes. Ces formations présentent de nombreuses discordances liées à des fluctuations eustatiques, qui ont produit du ravinement (surface d'érosion) et une altération de surface, dont la dolomitisation du Beekmantown. La dolomitisation se produit sur une surface de topographie irrégulière et parsemée de fractures (karst, dessiccations, etc.). Ces surfaces de ravinement sont remplies par des grès siliceux, puis la sédimentation de calcaire et d'argile revient. L'unité est traversée de nombreuses failles normales à rejet important, surtout sur sa bordure nord-est, le long du Bouclier canadien. **La fracturation probable de ces roches, responsable de leur perméabilité élevée, correspondrait d'abord à un réseau de fractures orthogonal à paraclases et diaclases rectangulaires ou conjuguées, ou les deux, auquel se superposent localement des fractures associées aux failles normales (section 3.3).** L'élargissement par dissolution (effet karstique) de certaines fractures dans les unités de dolomie et de calcaire est aussi possible.

Unité 2A (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée, façonnée sur la plate-forme continentale au-dessus de l'unité 2Z et formant un arc discontinu entre le lac Champlain et La Malbaie, autour du cœur du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les calcaires ordoviciens du Trenton se sont déposés sur la plate-forme continentale de l'océan Iapétus au début du charriage des nappes appalachiennes, ce qui leur donne un caractère argileux. Ces roches ne sont pas plissées, sauf dans la zone de cette unité située au nord du lac Champlain, à l'intérieur des premières nappes appalachiennes (interne à la Champlain Thrust des USA), où des plis ouverts ont pu se former. Des failles normales à rejet important sur des plans rapprochés (plusieurs centaines de mètres sur quelques kilomètres) découpent cette unité là où elle longe la bordure du Bouclier canadien, du nord-est de Montréal à La Malbaie. D'autres failles normales, plus espacées et à rejet moindre, sont aussi présentes dans les autres parties de cette unité. **La fracturation probable de ces roches, responsable de leur perméabilité élevée, correspondrait d'abord à un réseau orthogonal à paraclases et diaclases rectangulaires ou conjuguées, ou les deux, auquel se superposent localement des fractures associées aux failles normales (section 3.3).** Dans la zone plissée, près du lac Champlain, les réseaux de paraclases et de diaclases sont probablement enroulés, et des fractures caractéristiques des plis isopaques ont pu s'ajouter. En outre, un faible élargissement des fractures par dissolution (effet

karstique) est possible. Finalement, notons que les plans de surface marine indurée avec concentration de pyrite observés dans cette unité peuvent rendre l'eau souterraine ferrugineuse.

Unité 3C (unité hydrostratigraphique à perméabilité modérée, façonnée sur la plate-forme continentale au-dessus de l'unité 2A et formant une zone irrégulière, allongée est-ouest et centrée sur Saint-Jean-d'Iberville au sud de la zone axiale du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Le shale argileux d'Utica–Lorraine–Sainte-Rosalie s'est déposé dans le bassin d'avant-chaîne contemporain du charriage et de l'érosion des nappes appalachiennes (collision de l'arc volcanique continental du microcontinent Chain-Lakes avec l'Amérique du Nord). Ce bassin correspond au cœur du synclinal très ouvert formé dans les roches de la plate-forme du Saint-Laurent par la collision. Ces roches, plutôt ductiles, se caractérisent par une bonne fissilité de litage (paraclases), surtout lorsque la composition est plus calcaire. Elles sont affectées par des failles normales comme l'ensemble des unités des basses-terres du Saint-Laurent. Des plis ouverts à modérément serrés se développent dans la partie est de cette unité (secteur de Sainte-Rosalie), avant qu'elle ne passe, vers l'est, à une ceinture de chevauchements (unité 4Z). Ces plis sont recoupés par des petites failles de chevauchement. Deux failles fragiles, perpendiculaires l'une à l'autre, recoupent cette unité : la faille de Saint-Régis – Delson (cassante avec brèche en bordure) et celle de Tracy Brook (~ Champlain Thrust). **Bref, la fracturation dans cette unité peut avoir plusieurs sources, mais le caractère plutôt ductile de la roche semble en limiter le potentiel aquifère à une « perméabilité modérée ».**

Unité 3A (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée façonnée dans le bassin d'avant-chaîne synclinal des basses-terres du Saint-Laurent entre les rivières Yamaska et Richelieu et les localités de La Présentation au nord et Mont-Saint-Grégoire au sud – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les shales argileux ordoviciens d'Utica et du Lorraine (quelquefois calcaires) et les grès ordoviciens du Queenston se sont déposés dans le bassin d'avant-chaîne pendant la collision du micro-continent Chain-Lakes avec l'Amérique du Nord, au début de la destruction par érosion de la chaîne taconique alors formée. La granulométrie des diverses lithologies, dans la zone couverte par cette unité hydrostratigraphique, est probablement plus grossière qu'en moyenne dans chacune des unités sédimentaires présentes, les rendant plus compétentes qu'ailleurs et favorisant le développement d'une bonne fissilité de litage (paraclases). Des failles normales sont présentes, comme dans l'ensemble des basses-terres du Saint-Laurent. Des plis ouverts à modérément

serrés et des petits chevauchements deviennent plus abondants à l'est de la zone où se trouve cette unité. **Un réseau de fractures orthogonal à paraclases et diaclases rectangulaires et conjuguées (section 3.3), vraisemblablement bien développé et complété par les fractures associées aux failles normales et aux petits chevauchements, est probablement responsable de la perméabilité élevée que montre cette unité.**

Unité 3B (unité hydrostratigraphique à perméabilité faible façonnée dans le bassin d'avant-chaîne synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, limitée par l'axe du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent à l'ouest et au nord-ouest et par la faille de Saint-Barnabé à l'est – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les schistes rouges et les grès ordoviciens du Groupe de Queenston ont poursuivi le remplissage du bassin d'avant-chaîne pendant le charriage des nappes appalachiennes et l'érosion de la chaîne taconique résultante. Ces roches, généralement peu compétentes, présentent une bonne fissilité de litage (paraclases), surtout dans des calcaires argileux avec une perméabilité initiale affectée par une cimentation précoce évaporitique. Failles normales espacées, comme dans tout le synclinal. **Un faible développement du réseau de fractures orthogonal à paraclases et diaclases (section 3.3), en raison d'une bonne cimentation et à la compétence relativement faible des roches, semble être responsable de la faible perméabilité constatée.**

Unité 3Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité faible façonnée dans le bassin d'avant-chaîne, synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, s'étendant de part et d'autre du fleuve Saint-Laurent, entre Saint-Jean-sur-le-Richelieu et Repentigny au sud-ouest, et Québec au nord-est – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les shales argileux ordoviciens (principalement), avec interlits de grès et de calcaires argileux des Groupes d'Utica, de Lorraine et de Queenston, ont comblé le bassin d'avant-chaîne au cœur du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, à la fin du charriage des nappes appalachiennes et pendant l'érosion de la chaîne taconique résultante. Des failles normales espacées traversent cette unité, qui passe progressivement vers le sud-est à la zone de chevauchements imbriqués correspondant à l'unité 4Z. À proximité de cette dernière, l'unité 3Z est déformée en plis ouverts à modérément serrés, (?) recoupés par des petits chevauchements. En général, il y a une bonne fissilité de litage, mais la granulométrie présente une bonne fraction argileuse rendant la roche peu compétente. **Les paraclases et la fracturation associées aux failles normales (section 3.3) et aux petits chevauchements ne forment apparemment pas un réseau de fractures suffisant pour conférer une bonne perméabilité à cette unité.**

Unité 4Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité moyenne formant une mince bande du côté sud-est du synclinal des basses-terres du Saint-Laurent, le long du front des Appalaches entre Québec et la frontière américaine – [tableau 4.3.2 et figure 4.3.1](#))

Les schistes argileux et ardoisiers cambro-ordoviciens du complexe de Saint-Germain ont été bousculés, plissés et faillés par le charriage des nappes appalachiennes et contiennent des écailles des diverses unités lithologiques des basses-terres du Saint-Laurent. Ils présentent une ceinture de chevauchements imbriqués dans leur marge nord-ouest et des plis ouverts à serrés dans leur marge sud-est. Leur degré de métamorphisme est faible. **La fracturation, principalement associée aux chevauchements imbriqués, permet une perméabilité modérée dans ces roches plus ou moins compétentes.**

Unité 2E – version corrigée (unité hydrostratigraphique à perméabilité présumée faible occupant la moitié sud de l'île d'Anticosti [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les calcaires siluriens des Formations Becsie, Gun River, Jupiter et Chicotte constituent l'unité hydrostratigraphique 2E au sud de l'île d'Anticosti. Ces calcaires présentent des zones de shales calcaires et de calcaires argileux et des interlits de shale, sauf la formation Chicotte, au sommet de la séquence, qui est largement bioclastique. Ils se sont déposés dans un bassin marin resté ouvert après la formation de la chaîne taconique. **Les interlits de shale fréquents dans les calcaires limitent probablement la perméabilité de ces unités.** Selon Simard et Des Rosiers (1979) : « *Aucun forage n'a été effectué dans cette région, le débit moyen des puits devrait être de l'ordre de 1,5 à 3 m³/h (Brown, 1967)* ».

Unité 3E – version corrigée (unité hydrostratigraphique à perméabilité présumée élevée occupant la moitié nord de l'île d'Anticosti – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les calcaires ordoviciens des Formations Vauréal et Ellis Bay constituent l'unité hydrostratigraphique 3E au nord de l'île d'Anticosti. Cette séquence débute par des shales avec interlits de calcaire et de grès, se poursuit avec des calcaires avec interlits de grès et se termine avec des calcaires argileux. Ces unités se sont déposées dans un bassin marin resté ouvert après la formation de la chaîne taconique. **Le développement de réseaux karstiques à partir d'un réseau de fractures orthogonal à diaclases rectangulaires, bien documenté dans ces formations (Coté et al., 1990), explique leur perméabilité élevée.**

4.3.3 Unités hydrostratigraphiques des Appalaches

Les douze unités hydrostratigraphiques reconnues par Simard et Des Rosiers (1979) dans les Appalaches sont présentées maintenant dans l'ordre suivant (f : perméabilité faible; m : perméabilité modérée; é : perméabilité élevée) : d'abord, les six unités provenant du cycle sédimentaire cambro-ordovicien (unités 5Z-m, 6Z-f et 7Z-m du sud

du Québec, et 7A-f, 7B-f et 11E-f du Bas-du-Fleuve et de la Gaspésie); ensuite, les trois du cycle siluro-dévonien (unités 8Z-m dans le sud du Québec, et 8E-m et 12E-é du Bas-du-Fleuve et de la Gaspésie), puis les deux du cycle permo-carbonifère (unités 10A-é en Gaspésie et 10Z-é aux îles de la Madeleine); enfin, la vallée géomorphologique de la rivière Chaudière (unité 9Z-f). Soulignons que les limites de plusieurs de ces unités hydrostratigraphiques ne correspondent pas aux unités lithostratigraphiques identifiées dans les Appalaches depuis le début des années 1980 (période à partir de laquelle notre connaissance de cette chaîne a nettement progressé) (Hocq, 1994; Brisebois *et al.*, 1992) Nous indiquons dans la liste suivante les principales corrections à apporter à la description de ces unités.

CORRECTIONS PROPOSÉES À LA DESCRIPTION DE CERTAINES UNITÉS DES APPALACHES :

- l'unité 5Z devrait commencer à la faille de Logan et inclure la frange des premières nappes appalachiennes placées dans l'unité 4Z des basses-terres du Saint-Laurent. De plus, la limite nord-est, près de Québec, devrait exclure les roches pélitiques et calcaires de la pointe de Lévis pour les inclure dans l'unité 7A;
- il convient d'inclure dans l'unité 7A les roches pélitiques et calcaires de la pointe de Lévis, placées dans l'unité 5Z, et celles de la nappe de Sainte-Hénédine (au nord-est), placées dans l'unité 7Z. L'unité 7A devrait aussi inclure les grès, pélites et calcaires du Groupe de l'île d'Orléans (près de Québec), et exclure les pélites de la Formation de Bullstrode, au sud-ouest (qui appartiennent à 5Z ou 8Z?) et les équivalents du Groupe Caldwell à l'est de la rivière Chaudière;
- la limite sud de l'unité 7B devrait être l'actuelle faille de Neigette;
- l'unité hétéroclite 7Z devrait être révisée pour inclure les équivalents du Groupe Caldwell, à l'est de la rivière Chaudière, placés dans l'unité 7A. Elle devrait aussi exclure les pélites de la Formation de Bullstrode, au sud-ouest (qui appartiennent à 5Z ou 8Z?) et celles de la nappe de Sainte-Hénédine (au nord-est) ainsi que les grès, pélites et calcaires du Groupe de l'île d'Orléans (près de Québec);
- l'unité 8Z est une unité composite dont les éléments auraient avantage à être séparés selon leurs caractéristiques structurales et tectoniques. On devrait y inclure les pélites de la Formation de Bullstrode (au sud-ouest) placées dans l'unité 7Z (qui appartiennent à 5Z ou 8Z?);
- l'unité 10A devrait inclure le secteur du puits 02 (à Grande-Rivière, dans l'unité 12E), qui se trouve dans le Carbonifère;
- l'unité 12E devrait exclure le secteur du puits 02 (à Grande-Rivière) dans l'unité 12E, qui se trouve dans le Carbonifère.

Unité 5Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité modérée, appartenant à la zone de Humber du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, près du front des Appalaches entre la rivière Chaudière et Granby – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les nappes de Granby et de Chaudière forment des dépôts de marge passive précoce (grès arkosique et pélites multicolores; plus de pélites dans la nappe de Granby), à plis ouverts à serrés, avec des schistosités de flux et de fracture peu à bien développées. **La fracturation des nappes est associée aux plis et aux failles de chevauchement, qui les découpent en écailles (section 3.3), d'où une perméabilité modérée.**

Les unités de mélange tectonosédimentaire (pélite et lithologies variées à texture chaotique), plissées et faillées de façons très variées, présentent divers types de schistosité d'intensité variable. **Les fractures des mélanges déplacent du matériel incompétent, globalement peu perméable, mais pouvant être localement aquifère.**

Unité 6Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité faible appartenant à la zone de Humber du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, entre Danville et la frontière américaine – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Les schistes de Sutton et de Oak Hill forment le cœur de l'anticlinorium des monts Notre-Dame en relief positif. Ils proviennent de dépôts deltaïques, côtiers et marins profonds déposés sur ou en marge de la plate-forme, sur le site d'un point triple du rift qui a donné naissance à l'océan Iapétus : basalte, grès, pélites et carbonates. Leur stratigraphie reflète les fluctuations eustatiques de la mer. Les plis sont polyphasés, dont une phase de plis couchés incluant des plis en fourreau. Ces unités ont subi de multiples chevauchements : plissés au Taconique et non déformés à l'Acadien. Leur métamorphisme est faible (schiste vert inférieur et supérieur). La schistosité, forte avec transposition du litage, présente localement des orientations différentes. **La fracturation est associée aux plis et aux failles (section 3.3), patron d'un modèle probablement complexe, mais dans un empilement dominé par l'abondance de schistes (incompétents), d'où une perméabilité faible.**

Unité 7Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité modérée contenant principalement des unités de la zone de Dunnage du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, mais formant un ensemble hétéroclite entre l'île d'Orléans et la frontière américaine – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

- Schistes de Bennett (au centre) : plis polyphasés avec une phase de plis couchés; chevauchements taconiens replissés et chevauchements acadiens; schistosité bien développée, parfois multiple et à angles variables.
- Groupe de Rosaire (centre-est) : plis serrés à plongée variant de modérée à forte.

- c) Groupe Caldwell (bande sud) : mélanges et ophiolites à l'ouest de la rivière Chaudière (bande au sud du Caldwell); chevauchements taconiens replissés et chevauchements acadiens qui découpent le groupe en écailles rapprochées; schistosité de flux, de ségrégation et de fracture.

Bennett, Rosaire et Caldwell : dépôts de cônes sous-marins avec proportions variables de pélites et de grès; composition arkosique, quartzitique, calcaire; stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer. Métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur).

Ophiolites : roches volcaniques et intrusives variant de mafiques à ultramafiques, serpentinisées, à strates redressées; nombreuses failles de dimensions variables; métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur) et schistosité variable.

Mélange : tous les mélanges sont possibles, mais dominance de pélite et de dépôts chaotiques; plis, schistosité et failles : tous possibles; métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur).

- d) Les pélite de la Formation de Bullstrode (au sud-ouest) (qui appartiennent à 5Z ou 8Z?). Historique de Bullstrode : mudstone calcaire contemporain à la formation des Appalaches; plis de Bullstrode? : ouverts à modérés, à plongée faible à modérée; métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur).
- e) Les pélites de la nappe de Sainte-Hénédine (au nord-est) (qui appartiennent à 7A?). Historique de Sainte-Hénédine : mudstones multicolores équivalents au sommet des cônes sous-marins de marge passive; plis de Sainte-Hénédine : modérément serrés, à plongée modérée; failles de Sainte-Hénédine : chevauchements souvent rapprochés; métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur) et schistosité de flux prononcée.
- f) Les grès, pélites et calcaires du Groupe de l'île d'Orléans (près de Québec), qui appartiennent à 7A (mais qui seraient mieux placés dans la zone 5Z de perméabilité équivalente); plis de l'île d'Orléans : plis ouverts à modérés à plongée faible à modérée; failles de l'île d'Orléans : chevauchements souvent rapprochés; métamorphisme faible (schiste vert inférieur à supérieur) et schistosité faible (fissilité de litage, schistosité de flux).

Types de fracturation variables, d'où perméabilité modérée (mais probablement variable).

Unité 7A (unité hydrostratigraphique à perméabilité très faible correspondant à la majeure partie de la zone de Humber du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, dans le Bas-du-Fleuve et la Gaspésie – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

L'unité 7A comprend les nappes du Bas-du-Fleuve, le Supergroupe de Québec, les volcanites mafiques des Chic-Chocs et l'ophiolite du mont Albert. Les unités

sédimentaires sont des dépôts de cônes sous-marins, avec des proportions variables de pélites et de grès avec conglomérats. Leur composition est arkosique, quartzitique, lithique et calcaire. La stratigraphie varie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer. Les plis sont ouverts à modérément serrés, à plongée faible à modérée. Les chevauchements taconiques sont restreints à l'intérieur de l'unité, qui est limitée au sud-est par des décrochements en Gaspésie. Le métamorphisme est faible (schiste vert inférieur). La schistosité (de flux et de fracture) est modérée en général, mais intense dans les Chic-chocs. **La fracturation est associée aux plis et aux failles des roches compétentes; l'abondance de roches incompétentes explique la très faible perméabilité.**

Unité 7B (unité hydrostratigraphique à perméabilité faible correspondant à une partie de la zone de Humber du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, entre Saint-Flavien et Les Méchins – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Cette unité comprend des éléments des nappes du Bas-du-Fleuve et du Supergroupe de Québec. Elle contient des dépôts de cônes sous-marins, avec des proportions variables de pélites et de grès avec conglomérats (composition arkosique, quartzitique, lithique et calcaire). La stratigraphie varie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer. Le métamorphisme est faible (schiste vert inférieur). Les plis sont ouverts à modérément serrés, à plongée faible à modérée. La schistosité (de flux et de fracture) est modérée. Les chevauchements taconiques sont rapprochés. **La fracturation est associée aux plis et aux failles des roches compétentes (section 3.3). Il y a abondance de roches incompétentes, mais la fréquence plus importante de failles de chevauchements explique la perméabilité faible mais plus élevée que dans 7A.**

Unité 11E (unité hydrostratigraphique à perméabilité faible incorporant des éléments du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, dans le sud de la Gaspésie, dans la région de Chandler – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Cette unité correspond au cambro-ordovicien de la boutonnière (relief positif) du Macquereau (pour sa plus grande partie, qui appartient à la zone de Humber) et du Mictaw (pour sa marge nord, qui appartient à la zone de Dunnage). Le Macquereau est formé de dépôts de cônes sous-marins, avec des proportions variables de pélites, de grès arkosique et de volcanite mafique. Le Mictaw se caractérise par des dépôts de cônes sous-marins (grès lithique) et à des mélanges. Le métamorphisme est faible (schiste vert inférieur). Les plis, à plongée faible à modérée, sont ouverts loin des failles et serrés près des failles. La schistosité de flux et de fracture est généralement faible, mais parfois forte, surtout à proximité des failles. Il y a des décrochements en périphérie des unités et des chevauchements à l'intérieur du Mictaw. **La fracturation est associée aux plis et aux failles (section 3.3), mais la petite quantité de roches compétentes explique la faible perméabilité.**

Unité 8Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité modérée incorporant les roches du cycle sédimentaire siluro-dévonien et des éléments du cycle sédimentaire cambro-ordovicien, dans le sud du Québec – [tableau 4.3 et figure 4.15](#))

Unité composite :

- a) Siluro-dévonien de l'Estrie – Beauce : quelques dépôts de plate-forme étroite et de pente calcaire (silurien); grès lithique et mudstone abondants provenant de cônes sous-marins (siluriens) ou deltaïques (dévoiens).
- b) Ordovicien du domaine océanique (turbidites du Groupe de Magog et volcanite bimodale de l'Ascot et de Frontenac – zone de Dunnage) : grès lithique et mudstone abondants provenant de cônes sous-marins (ordoviciens).
- c) Plutons felsiques dévoiens; métamorphisme de faciès cornéenne en bordure des plutons.
- d) Écaille de socle le long de la frontière, à Lac Mégantic; métamorphisme de faciès granulite rétrogradé au schiste vert.

Plis à plongée faible à modérée, ouverts (loin des failles) à serrés (près des failles); schistosité variant de faible à forte (schistosité de flux et de fracture, surtout à proximité des failles); chevauchements en Estrie, décrochement légèrement transpressionnel au nord-est; fréquence des failles plus importante près du lac Mégantic. **La fracturation est associée aux plis et aux failles des roches compétentes (section 3.3), ce qui sous-tend une perméabilité modérée dans l'ensemble.**

Unité 8E (unité hydrostratigraphique à perméabilité modérée du cycle sédimentaire siluro-dévonien, dans le Bas-du-Fleuve et en Gaspésie – [tableau 4.3 et figure 4.15](#)).

Siluro-dévonien du Bas-du-Fleuve et de la Gaspésie (à l'exclusion de petits bassins isolés reposant sur le cambro-ordovicien). Dépôts de plate-forme étroite et de pente. Grès quartzitique, calcaires de natures variées (depuis le mudstone jusqu'aux récifs), grès lithique calcaire. Volcanite variant de mafique à felsique. Stratigraphie en fonction des fluctuations eustatiques de la mer et du régime tectonique. Métamorphisme faible (schiste vert inférieur). Plis ouverts (loin des failles) à modérément serrés, à plongée faible à modérée (près des failles). Schistosité variant de faible à forte (schistosité de flux, de ségrégation et de fracture, surtout à proximité des failles). Failles de décrochement (acadien) en Gaspésie, régime transitionnel entre décrochement et chevauchement dans le Bas-du-Fleuve. **Fracturation associée aux plis et aux failles (variant de ductiles à cassantes) des roches compétentes (section 3.3). Karst dans les calcaires (Saint-Elzéar). Perméabilité probablement variable en fonction des lithologies et modérée dans l'ensemble.**

Unité 12E (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée formant deux bandes minces dans l'est de la Gaspésie et incorporant les roches du cycle sédimentaire siluro-dévonien et des éléments de la zone Dunnage du cycle sédimentaire cambro-ordovicien – [tableau 4.3 et figure 4.15](#)).

Cette unité réunit des roches ordoviciennes et siluriennes des groupes d'Honorat et de Matapedia déposées en succession dans des bassins longitudinaux associés à l'orogène taconique. Dépôts de cônes sous-marins à deltaïques transitionnels avec une plate-forme calcaire. Métamorphisme faible (schiste vert inférieur). Plis à plongée faible à modérée, ouverts (loin des failles) à serrés (près des failles). Schistosité variant de faible à forte (schistosité de flux et de fracture, surtout près des failles). Failles de décrochement en périphérie des unités. **Fracturation associée aux plis et aux failles (section 3.3), perméabilité probablement variable, élevée seulement dans les carbonates les plus purs du mont White Head (puits 01).**

Unité 10A (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée du cycle sédimentaire carbonifère, formant une bande discontinue au sud de la Gaspésie – [tableau 4.3 et figure 4.15](#)).

Dépôts de cône et de plaine alluviale à sable et gravier, qui reposent en discordance sur des formations plus anciennes. Aucun pli, sauf localement en bordure de certaines failles en décrochement (?). **Fracturation variable et orthogonale (probablement déterminée par le litage et les changements de faciès) (section 3.3). Cimentation calcaire variable entraînant une perméabilité élevée.**

Unité 10Z (unité hydrostratigraphique à perméabilité élevée du cycle sédimentaire carbonifère, aux îles de la Madeleine – [tableau 4.3 et figure 4.15](#)).

Dépôts de cône et de plaine alluviale à sable et gravier; volcanite. Forte déformation causée par les diapirs de sel. **Fracturation variable, probablement déterminée par le litage, les changements de faciès, la présence de roches plus compétentes et les montées diapiriques de sel, d'où la perméabilité élevée.**

Unité 9Z (vallée glaciaire de la rivière Chaudière)

La vallée de la rivière Chaudière n'est pas une unité hydrostratigraphique, car elle ne correspond pas à une ou plusieurs unités lithostratigraphiques. Elle constitue plutôt un accident topographique correspondant à une auge de surcreusement glaciaire où les sols sont minces. **Les unités lithologiques qui en forment les versants et le fond (principalement des éléments des unités composites 7Z et 8Z) sont peu perméables; la perméabilité moyenne des puits qui s'y trouvent est faible.**

Liste des figures

Figure 4.1 : Carte des provinces géologiques du Québec. (Format PDF, 149 ko)

Figure 4.2 : Moraine d'ablation. (Format PDF, 844 ko)

Figure 4.3 : Moraine frontale. (Format PDF, 751 ko)

Figure 4.4 : Moraine de retrait. (Format PDF, 788 ko)

Figure 4.5 : Esker. (Format PDF, 518 ko)

Figure 4.6 : Cône d'épandage sub-aquatique. (Format PDF, 847 ko)

Figure 4.7 : Dépôt d'épandage sub-aérien. (Format PDF, 714 ko)

Figure 4.8 : Traînée de vallée, vue en coupe. (Format PDF, 545 ko)

Figure 4.9 : Crêtes de plage. (Format PDF, 474 ko)

Figure 4.10 : Cône et talus de roches et/ou de débris. (Format PDF, 586 ko)

Figure 4.11 : Cône d'alluvions et cours d'eau tressé. (Format PDF, 350 ko)

Figure 4.12 : Plaine alluviale. (Format PDF, 584 ko)

Figure 4.13 : Delta. (Format PDF, 912 ko)

Figure 4.14 : Dunes paraboliques. (Format PDF, 411 ko)

Figure 4.15 : Unités hydrostratigraphiques (Simard et Des Rosiers, 1979)
(Format PDF, 3,2 Mo)

5 INVENTAIRE ET UTILISATION DES DONNÉES EXISTANTES

Une des premières étapes importantes à réaliser lors d'une étude de détermination des aires d'alimentation et des aires protection des ouvrages de captage d'eau souterraine consiste à effectuer l'inventaire des données existantes et potentiellement utiles à la cartographie hydrogéologique. L'estimation adéquate de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage demande généralement beaucoup de données hydrogéologiques, géomorphologiques, géotechniques et géologiques. Étant donné les coûts des recherches de données sur le terrain, la consultation des données existantes représente une économie intéressante. L'utilisation des données existantes rend possible une première approximation de l'aire d'alimentation des ouvrages de captage. D'une part, ces données permettent souvent d'obtenir diverses déterminations de divers paramètres entrant dans une estimation de l'aire d'alimentation basée sur des modèles théoriques simplifiés. D'autre part, ces données existantes elles peuvent offrir un premier aperçu des facteurs pouvant causer des écarts appréciables entre l'aire d'alimentation réelle et celle qui est estimée à l'aide de modèles simplifiés; ces facteurs d'écart peuvent être relevé notamment des domaines de la géologie, de l'hydrologie ou de la géomorphologie.

Ce chapitre dresse un inventaire des différentes sources de données. Il décrit le type, le format et le support de ces données; puis, il évalue leur accessibilité, leur qualité et leur pertinence, et donne des exemples de leur utilisation. [L'annexe A](#) résume sous forme de fiches certaines caractéristiques des différentes sources de données.

5.1 Objectifs de l'inventaire des données

Au cours des dernières décennies, au Québec, plusieurs études géologiques, hydrogéologiques, géotechniques et pédologiques ont été effectuées afin de connaître diverses caractéristiques du sous-sol. Ces études ont été effectuées en fonction d'objectifs divers qui, dans la majorité des cas, n'ont aucun lien avec la mise en valeur ou la protection des eaux souterraines. Les données provenant de ces études données sont cependant d'une grande utilité pour la connaissance des dépôts meubles et du socle rocheux, laquelle est essentielle à la description des aquifères. Ces données contiennent souvent beaucoup d'informations fort utiles, tels que des estimations de paramètres hydrogéologiques (perméabilité, piézométrie), des descriptions d'unités stratigraphiques et de leur épaisseur, des données de profondeur du socle rocheux, etc. Considérant le coût parfois important de la collecte de nouvelles données sur un territoire, il est intéressant d'inventorier et de consulter ces données existantes.

Les données utiles à la caractérisation hydrogéologique d'un site sont de plusieurs types : des cartes diverses, des rapports, des bases de données informatiques, des

compilations de forage, des données météorologiques, des articles scientifiques, etc.

5.2 Sources principales de données

Les sources de données peuvent être classées en deux grandes catégories : les sources du domaine public et celles du domaine privé. Les sources principales et les différents types de données qu'elles fournissent sont résumés dans le tableau 5.1. Les données du domaine public sont celles qui relèvent des organismes publics et elles sont généralement la propriété des organismes qui les ont acquises. Les organismes publics incluent les municipalités, les municipalités régionales de comté (MRC) et les ministères. Les municipalités et les MRC possèdent souvent des rapports dont les objectifs sont la recherche en eau, la construction de puits, l'analyse de la vulnérabilité des aquifères ainsi que des études géotechniques pour des bâtiments, des routes ou d'autres infrastructures. Certains ministères, comme le ministère des Transports et le ministère de l'Environnement, possèdent des études et des compilations de données. D'autres organismes publics peuvent aussi posséder des données concernant le sous-sol, comme la Commission géologique du Canada, les commissions scolaires, etc.

Les bibliothèques universitaires et celles de certains autres lieux d'enseignement mettent à la disposition du public une variété de documents (tableau 5.1) qui sont du domaine public : des rapports, des cartes, des photos aériennes, des images satellites et des articles scientifiques. Ces bibliothèques sont donc des dépositaires importants de données.

Les données du domaine privé sont celles qui ont été obtenues par des organismes privés. Elles sont donc la propriété de ceux qui les ont fait réaliser et ne sont généralement pas accessibles sans l'autorisation de leur propriétaire. Les organismes qui possèdent des informations potentiellement utiles pour des applications hydrogéologiques sont généralement des entreprises industrielles. Ces dernières ont obtenu leurs données le plus souvent à la suite d'études géotechniques pour des bâtiments, des routes ou d'autres infrastructures. Les bureaux d'experts-conseils en hydrogéologie et en géotechnique sont des dépositaires importants de ces données; ils n'en sont cependant pas les propriétaires.

Tableau 5.1 Sources et types de données hydrogéologiques et géotechniques existantes

<u>Source</u>	<u>Types de données recueillies</u>
Municipalités et MRC	<u>Rapports</u> : Stratigraphie et épaisseur des dépôts, niveaux piézométriques, caractéristiques hydrogéologiques des sols, rapports de recherche en eau, rapports d'études environnementales <u>Fichiers numériques</u> : Topographie, réseau hydrographique, bâtiments, voies de communication
Ministère l'Environnement	<u>Base de données informatiques des puits et forages</u> : Année du forage, coordonnées (UTM, MTM), élévation, carte topographique, numéro du puisatier profondeur du puits, stratigraphie avec épaisseur des dépôts, résultats des essais de pompage http://132.203.71.97/index.html
Ministère des Transports	<u>Recueil de forages informatisé</u> : Numéro d'identification, coordonnées (UTM), élévation, stratigraphie et épaisseur des dépôts, plusieurs données de nature géotechnique
Universités (dépositaires)	<u>Cartes, rapports, articles scientifiques, fichiers numériques divers</u> : Cartes topographiques, cartes de dépôts meubles, d'aptitude et de bassins versants, cartes géologiques et géophysiques; différents rapports; photos aériennes, images satellites, articles scientifiques descriptifs de l'histoire géologique
Entreprises industrielles	<u>Rapports</u> : Stratigraphie et épaisseur, niveau statique, résultats d'essais de pompage et caractéristiques hydrogéologiques des sols
Organismes gouvernementaux	<u>Rapports et fichiers numériques</u> : Stratigraphie et épaisseur des dépôts, niveau statique, résultats d'essais de pompage et caractéristiques hydrogéologiques des sols
Bureau d'experts-conseils (dépositaires)	<u>Rapports</u> : Stratigraphie et épaisseur des dépôts, niveau statique, résultats d'essais de pompage et caractéristiques hydrogéologiques des terrains

5.3 Évaluation des données

Les données provenant des différentes sources présentent des différences quant au droit de propriété, à la facilité d'accès, au support et au format, et quant à la qualité et à la pertinence de l'information.

5.3.1 Droit de propriété et accessibilité des données

Le droit de propriété et l'accessibilité aux informations sont très variables d'une source à l'autre. Les données qui proviennent du domaine public sont généralement

plus accessibles que celles qui proviennent du domaine privé. Les municipalités et les MRC sont propriétaires de leurs données. Cependant, la loi sur l'accès à l'information rend accessible les données liées, par exemple, à une demande d'exploitation de puits par un organisme public. Ces données sont généralement disponibles dans les municipalités qui ont besoin d'estimer une aire d'alimentation et des zones de protection. Certains ministères possèdent des banques de données publiques sur le sous-sol : les principales sont l'annuaire des puits et forages des puisatiers du Québec, géré par le ministère de l'Environnement, ainsi que la compilation de forages géotechniques du ministère des Transports (Laboratoire des chaussées).

Les données du domaine privé sont généralement la propriété des entreprises qui les ont commandées. Un des facteurs importants quant à l'accessibilité de ces données est la réceptivité de leurs propriétaires, laquelle dépend souvent du demandeur et de l'objectif de son projet. Il est cependant évident que les données provenant de certaines sources seront plus difficilement accessibles selon le contexte.

Les bureaux d'experts-conseils sont des dépositaires importants de données utiles en hydrogéologie. Cependant, les bureaux d'experts-conseils en hydrogéologie et en géotechnique ne sont pas propriétaires des données, qui demeurent la propriété de leurs clients. Ceci sous-tend que l'accessibilité aux données provenant de ces sources est laissée à la discrétion des propriétaires.

5.3.2 Support et format des données

Les données disponibles se présentent en divers formats et sur divers supports, le support le plus commun étant le document papier. Les rapports d'experts gouvernementaux et d'experts-conseils incorporent souvent des cartes de localisation; ces documents contiennent des données utiles. Ils sont fréquemment utilisés car les municipalités, les MRC, les ministères, les bibliothèques universitaires, les entreprises industrielles et les organismes gouvernementaux possèdent certaines copies de ces rapports. Leur valeur informative varie grandement en fonction de l'âge des documents, de leur auteur ainsi que du type et du financement de l'étude.

Les fichiers numériques utilisables par des logiciels de système d'information à références spatiales (SIRS) tels *MapInfo*, *Arcview* et *Microstation* sont de plus en plus utilisés et faciles d'accès. Cependant, les fichiers numériques et les logiciels SIRS demeurent dispendieux. De plus, peu de municipalités, surtout parmi les plus petites, sont équipées de ces systèmes informatiques.

Il existe aussi des bases de données informatiques et des compilations informatisées de forages. Les bases de données sont des fichiers utilisables par l'informatique. Les compilations informatisées sont des fiches de forages qui ne

sont pas transformables; pour les utiliser avec un logiciel SIRS, il faut construire une base de données à partir de ces compilations. Les autres formats de données les plus communs sont les photos aériennes ou satellites, les cartes géologiques (socle rocheux, dépôts meubles, etc.), les cartes géophysiques (par exemple aéromagnétiques, gravimétriques, etc.), les cartes des sols et les cartes d'aptitudes ainsi que les articles scientifiques portant sur des portions du territoire étudié.

5.3.3 Qualité et pertinence des données

La qualité des données et la pertinence de l'information varient selon plusieurs facteurs, notamment la source, le type et le format des données. Chaque type de donnée présente des avantages et des problèmes liés à son utilisation. Un avantage important des données disponibles est leur abondance et leur bonne qualité relative. Ces données permettent une bonne description d'un secteur à un coût relativement faible. L'avènement de l'informatique et des logiciels SIRS a rendu plus efficace la compilation et le traitement des données portant sur une région. Cette meilleure description permet de cibler les zones où la recherche d'information nouvelle sera plus utile et ainsi d'orienter les nouvelles campagnes de recherche d'information. Elles permettent de plus d'obtenir de l'information sur certaines zones critiques de l'aire d'alimentation d'un puits et d'élaborer des modélisations de l'écoulement de l'eau souterraine.

Un des principaux problèmes liés aux données disponibles est la variation du degré de confiance à accorder à ces données. Leur degré de fiabilité varie selon leur source et leur type de même que selon les qualifications et le professionnalisme des collecteurs de données. Certains ne sont pas suffisamment formés à l'identification des unités de sol et de roche sondés. Certaines données qui présentent un bon intérêt brut peuvent devenir inutiles si, par exemple, elles n'incluent pas de données d'élévation ou de localisation, ou si celles-ci sont trop imprécises. Plusieurs paramètres sont exprimés en unités différentes d'un document à l'autre : les mesures de longueur, des valeurs de perméabilité, de débit, de transmissivité, etc. La description de matériaux géologiques suit aussi des conventions variables d'un document à un autre; parfois même, ces descriptions ne suivent aucune convention. Ceci rend difficile, par exemple, les corrélations entre des forages dont les descriptions proviennent de différentes sources.

5.4 Utilisation des données

Les données recueillies peuvent servir à l'élaboration de bases de données et à la réalisation de cartes de compilation pour les secteurs liés aux aires d'alimentation. L'exercice vise une meilleure description des dépôts et des structures géologiques qui caractérisent les aquifères dans ces secteurs. La réalisation de ces bases de données et de ces cartes de compilation requiert un effort important d'uniformisation, tant des unités de mesure que des séquences stratigraphiques.

Cette uniformité permet de meilleures comparaisons entre les différentes informations.

Les cartes de compilation sont fort utiles pour la caractérisation des aquifères, des dépôts meubles et du socle rocheux. D'autres données, comme les unités stratigraphiques identifiées par les différents forages, permettent une description en trois dimensions de la configuration des dépôts meubles. Ainsi, ces données peuvent servir à l'élaboration de coupes stratigraphiques et de diagrammes-barrières, et aider à la caractérisation du milieu aquifère.

Les données peuvent aussi servir à l'élaboration de modèles conceptuels pour des modèles analytiques, des simulations numériques et des modèles numériques de terrain. Les phénomènes de mise en place des sédiments ont déterminé les structures internes de ces derniers; la configuration de ces structures internes détermine grandement la circulation de l'eau souterraine. Ces quelques exemples ne forment certes pas une liste exhaustive de toutes les applications possibles de ces données, mais présentent plutôt quelques possibilités intéressantes.

6 MÉTHODES D'INVESTIGATION SUR LE TERRAIN

Dans la plupart des cas, les données existantes doivent être complétées par de nouvelles informations à obtenir sur le terrain. Il existe plusieurs méthodes pour investiguer un territoire et chacune permet de définir avec plus ou moins de précision certains paramètres de l'aquifère. Ce chapitre dresse un inventaire partiel des différentes méthodes d'investigation sur le terrain. Elles sont divisées en trois grands groupes : (1) les levés géologiques; (2) les levés hydrogéologiques et hydrologiques; et (3) les levés géophysiques. Ce chapitre a pour objectif de présenter une variété de méthodes, en montrant la grande diversité des informations à rechercher. Il ne se veut cependant pas exhaustif et plusieurs méthodes d'investigation n'y sont pas abordées. Les différentes méthodes sont présentées avec leurs objectifs, la façon de les mettre en œuvre, leurs avantages et leurs limites.

6.1 Levés géologiques

Les levés géologiques ont pour principaux objectifs d'améliorer les connaissances sur le contexte et sur l'architecture d'un aquifère. Les levés géologiques décrits ici sont : (1) les sondages stratigraphiques; (2) les levés sédimentologiques; et (3) les levés de fractures.

6.1.1 Types de sondages stratigraphiques

Plusieurs types de sondages stratigraphiques permettent d'obtenir de l'information sur la géologie des aquifères (Aller *et al.*, 1989; MEFQ, 1994 et 1995). Ces sondages donnent de l'information directe mais ponctuelle, qu'il est souvent possible de corrélérer avec des observations faites en surface sur des affleurements rocheux ou sur des coupes dans les dépôts meubles (voir sections 6.1.2 et 6.1.3). Cette section-ci présente cinq méthodes de sondage couramment utilisées, soit (1) le forage au marteau fond de trou; (2) le forage avec échantillonnage par carottage au diamant; (3) la tarière; (4) la pénétration au cône dynamique (piézocône); et (5) le sondage à la pelle mécanique. Mis à part le sondage au piézocône, aucun de ces types de sondages ne permet d'obtenir précisément l'élévation de la nappe phréatique sans l'ajout de piézomètres. Cependant, pour ce qui est des sondages à la pelle mécanique, la nappe phréatique est parfois atteinte et les données stratigraphiques, de même que l'information piézométrique, peuvent être ajoutées.

6.1.1.1 Marteau fond de trou

Le forage au marteau fond de trou est fréquemment utilisé en hydrogéologie. Généralement, ce type de forage sert à la fabrication de piézomètres et de puits d'exploitation de diamètre inférieur à 300 mm. Il consiste à introduire un tube en acier

vide dans le sol. Par la suite, à l'aide d'un marteau et de l'injection sous haute pression d'eau et d'air, le contenu du tube est évacué à l'extérieur. Le matériel qui est évacué du tube provient généralement de la profondeur à laquelle le marteau est situé au moment où le matériel sort du tube.

Le matériel qui est évacué du tube est fortement remanié. De ce fait, il est impossible d'en caractériser la structure interne. Cependant, un échantillonnage en continu et des analyses granulométriques peuvent permettre de corrélérer les matériaux traversés avec des observations stratigraphiques faites en surface.

Cette méthode destructive permet aussi de forer dans le socle rocheux. Cependant, aucune carotte ne peut en être retirée. Le matériel qui est évacué à la surface consiste en des grains anguleux d'environ 5 mm de diamètre. Le type de roche peut ainsi être déterminé mais les structures, telles les fractures, ne peuvent pas être observées.

Cette méthode de forage possède comme avantage majeur d'être rapide; forer un trou de 30 à 40 mètres de profondeur ne prend généralement pas plus d'une journée. La rapidité d'exécution rend cette méthode de forage relativement économique.

6.1.1.2 Forage au diamant

Ce type de forage est fréquemment utilisé en géotechnique et sert aussi à la caractérisation environnementale. Le forage au diamant consiste à enfoncer par rotation plusieurs tubes en acier dans le sol. Le tube situé à la base et qui est en contact avec la roche ou le matériel meuble est muni à son extrémité de dents en diamant. Pendant le forage, de l'eau est injectée afin de faciliter l'avancement et pour limiter l'usure des dents en diamant. Après avoir introduit le tube dans le sol, une cuillère fendue est insérée à l'intérieur du tube afin de recueillir le matériel. Cette cuillère est insérée sous la base du tube en acier. Par battage, la cuillère pénètre dans le sol et le matériel entre à l'intérieur de celle-ci. Dans le socle rocheux, un second tube de carottage est introduit à l'intérieur du premier et permet de recueillir une carotte de roche relativement intacte.

Ce type de forage permet un échantillonnage relativement précis. Le matériel qui ressort dans la cuillère fendue ou dans le tube du carottier correspond généralement à la profondeur à laquelle il a été extrait. Le temps requis pour le forage au diamant est long et la surveillance sur le chantier est souvent plus importante que pour le forage au marteau fond de trou, ce qui rend ce type de forage dispendieux. Le diamètre des cuillères fendues est petit et il est fréquent que le pourcentage de récupération soit faible (moins de 10 %). En effet, un simple caillou peut obstruer le passage des autres grains et ainsi limiter l'information recueillie. Comme l'information obtenue dans le socle est bonne, il est possible de caractériser les massifs rocheux fracturés.

6.1.1.3 Forage à la tarière

Le fonctionnement de la tarière est semblable à celui du forage au diamant. En effet, l'échantillonnage s'effectue aussi à l'aide d'une cuillère fendue. Au lieu de pénétrer le sol avec des tubes, ce sont des mèches qui permettent le forage. Généralement, les mèches utilisées sont vides afin de pouvoir y insérer une cuillère fendue. Cependant, lorsque l'objectif n'est pas d'échantillonner le sol ou d'en déterminer la stratigraphie, les mèches peuvent être pleines et de plus petit diamètre : ces mèches permettent l'avancement plus rapide du forage et sont souvent utilisées pour évaluer la profondeur du socle rocheux.

La tarière est une bon choix pour forer dans les dépôts meubles. L'avancement est relativement rapide et la qualité de l'échantillonnage est bonne. Cependant, ce type de forage ne permet pas la pénétration dans le socle rocheux.

6.1.1.4 Piézocône

Le piézocône est un outil tubulaire se terminant en une pointe conique (figure 6.1). Divers récepteurs électroniques sont situés sur la pointe et à certains endroits sur le tube. Ils permettent d'évaluer la stratigraphie des dépôts meubles de façon précise ainsi que la charge hydraulique en tout point. Un relevé au piézocône s'effectue en enfonçant l'outil à une vitesse prédéfinie et en stockant en mémoire les données numériques de certains paramètres, notamment la résistance en pointe, la pression interstitielle, la friction sur les parois du cône et la température. À l'aide d'abaques, la stratigraphie est évaluée pour chaque intervalle de l'ordre du centimètre. Aussi, à l'aide d'essais de dissipation de la pression interstitielle, il est possible d'estimer la charge hydraulique à des profondeurs sélectionnées.

De par sa nature, le piézocône ne peut être utilisé que dans les dépôts meubles. Le refus à l'enfoncement est généralement considéré comme indiquant le socle rocheux. Cependant, un caillou de bon diamètre peut aussi générer un refus et fausser ainsi l'interprétation de la profondeur du socle rocheux.

Le sondage au piézocône est relativement peu dispendieux et rapide. Dans de bonnes conditions, l'outil peut être enfoncé sur une distance de plus de 50 ou 60 mètres par jour. Cependant, les essais de dissipation qui permettent d'estimer la charge hydraulique sont longs (de 3 à 4 heures) dans les matériaux peu perméables. Cette méthode fournit des mesures ponctuelles dans le temps et dans l'espace puisque aucun piézomètre ne peut être installé dans le trou.

6.1.1.5 Sondage à la pelle mécanique

Les sondages à la pelle mécanique consistent à creuser des trous de faible profondeur (moins de 3 mètres). Ils donnent une information stratigraphique précise en surface, puisque le personnel du chantier peut analyser les séquences stratigraphiques (section

6.1.2). Parfois, lorsque le matériel est perméable et que la nappe phréatique est à proximité de la surface du terrain, il est possible d'obtenir l'élévation du toit de la nappe souterraine. Cette information est ponctuelle dans le temps, puisqu'il est difficile d'introduire un piézomètre dans ce genre de sondage.

6.1.2 Levés sédimentologiques

L'architecture interne des dépôts meubles détermine l'écoulement de l'eau souterraine; sa connaissance permet donc une meilleure estimation de l'aire d'alimentation autour d'un ouvrage de captage (section 3.1). La caractérisation de l'architecture interne des dépôts meubles est une étape essentielle de la mise en place d'un ouvrage de captage et de l'estimation la plus exacte possible de son aire d'alimentation. Une caractérisation des dépôts meubles doit être effectuée à l'échelle de l'ouvrage de captage et à l'échelle de l'aquifère. À l'échelle de l'ouvrage de captage, la description des milieux est effectuée à partir d'analyses granulométriques des sédiments recueillis lors de forages. À l'échelle de l'aquifère, la cartographie se fait à partir de différents travaux effectués sur les coupes naturelles et artificielles des dépôts meubles et par la consultation de données préexistantes.

6.1.2.1 Caractérisation à l'échelle de l'ouvrage de captage

La caractérisation des dépôts meubles à l'échelle de l'ouvrage de captage se fait à partir de la description des différentes unités qui composent le dépôt meuble en fonction de la profondeur le long de forages effectués. La qualité et la quantité de données recueillies sont fonction du type de forage effectué. Le forage par percussion ne donne aucune information sur les structures sédimentaires. Les courbes granulométriques produites sont incomplètes, car il y a lessivage des fractions les plus fines et destruction mécanique des fractions les plus grossières. La reconstitution de plusieurs faciès sédimentaires est rendue difficile, voire impossible, en particulier lorsque les faciès sont minces et que l'assemblage de faciès comprend des faciès de granulométries différentes. Il est possible toutefois de reconnaître les grands assemblages de faciès constitués de faciès épais et peu différents au plan granulométrique (Gm, Gp, Gt ou St, Sp). Une stratigraphie fine ne peut être construite par cette méthode. L'échantillonnage par cuillère fendue permet d'obtenir une meilleure évaluation des structures et textures. La finesse de la stratigraphie produite dépend du nombre et de la répartition des échantillons prélevés. Lors des travaux de forage, une description du matériel récolté est faite sur le terrain. Par la suite, des analyses granulométriques sont réalisées en laboratoire sur certains échantillons représentatifs. Les deux méthodes généralement utilisées pour les analyses granulométriques sont le tamisage et la densimétrie (Todd, 1980).

La description granulométrique permet de déterminer la profondeur de l'emplacement de la crête de l'ouvrage ainsi que les spécifications de cette dernière. Un échantillonnage à plusieurs niveaux le long d'un forage qui traverse un dépôt meuble permet d'évaluer les variations granulométriques en fonction de la profondeur du forage.

Cependant, la granulométrie seule ne permet pas l'identification de faciès sédimentaire; on ne peut donc pas identifier le type de faciès précis par cette méthode seule.

6.1.2.2 Caractérisation à l'échelle de l'aquifère

La caractérisation à l'échelle de l'aquifère se fait à partir des coupes naturelles et artificielles sur lesquelles les différents faciès des dépôts meubles sont observables. Les coupes naturelles se trouvent principalement en bordure des cours d'eau et les coupes artificielles se trouvent généralement dans les gravières et sablières et en bordure des routes. Cette méthode de cartographie est décrite en détail dans le mémoire de Duchesne (2001) et dans *Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf*, par [Parent et al. \(1998\)](#).

Le principal objectif d'une analyse de coupes dans les dépôts meubles est de déterminer le modèle de faciès du dépôt à l'échelle de l'aquifère. Lorsque le modèle de faciès est déterminé et que la direction principale d'écoulement lors de la mise en place du dépôt est connue, il est possible de corrélérer les descriptions stratigraphiques de l'ouvrage de captage et la cartographie à l'échelle de l'aquifère. Cette corrélation permet d'estimer dans quelle partie du dépôt (proximal ou distal; grossière ou fine) se situe l'ouvrage de captage.

La méthode consiste en la description des faciès et de leur assemblage (section 3.2), à partir de l'observation de leur texture, de leur granulométrie et de leur structure. Idéalement, une série d'analyses granulométriques pour chaque faciès doit être effectuée, afin d'estimer la courbe granulométrique moyenne d'un assemblage de faciès et d'identifier les faciès possédant des courbes similaires. Ceci permettra l'identification des courbes granulométriques en forage correspondantes ainsi que la proposition de corrélations latérales possibles entre des niveaux stratigraphiques afin de reconstituer partiellement l'architecture régionale de l'aquifère en trois dimensions. Si certains faciès contiennent des cailloux ou des matériaux plus grossiers, il est suggéré de préciser leur arrondi et leur sphéricité, étant donné l'incidence de ces données sur l'anisotropie de l'écoulement. Par exemple, si tous les cailloux sont ronds, il n'y a pas d'anisotropie verticale, latérale ou horizontale.

Il est également possible de déterminer la direction de l'écoulement au moment du dépôt, à partir de textures particulières telles que l'imbrication, ou de structures telles que les laminations entrecroisées. Le principal avantage à tirer de cette information est la connaissance de l'architecture des faciès les plus et les moins perméables et la prédiction de la distribution des faciès hydrogéologiques (extension latérale de faciès et assemblage de faciès) correspondante.

Un autre avantage lié aux levés sédimentologiques est qu'ils permettent d'identifier certains facteurs ayant des incidences potentielles sur la qualité des eaux. Par exemple, la présence de cailloux rouillés peut indiquer une eau ferrugineuse et la présence de cailloux calcaires peut indiquer une eau dure.

Une cartographie complète ne peut être systématiquement effectuée dans le cadre de toutes les études d'estimation des aires d'alimentation d'ouvrages de captage. Cependant, l'approche minimale consiste à consulter les documents existants sur l'histoire géologique des dépôts meubles pour un secteur donné. Ceci permet de mettre en perspective les observations effectuées à l'échelle de l'ouvrage de captage et d'en extrapoler l'interprétation sur une large partie de l'aquifère.

6.1.3 Levés de fractures

Les levés de fractures ont pour objectif de connaître suffisamment le réseau de fractures pour pouvoir déterminer les directions d'écoulement privilégiées dans un aquifère en milieu fracturé. Ces directions peuvent ensuite être utilisées pour analyser l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage d'eau souterraine et établir des périmètres de protection. La planification d'un levé de fractures exige la réponse à diverses questions préalables, telles que : (1) disponibilité, accessibilité et position de sites d'observation de fractures; (2) correction des biais d'observation sur les fréquences réelles des fractures; (3) nombre d'observations nécessaires; et (4) vérification de l'homogénéité structurale (section 3.3.2). Évidemment, la question des coûts, non discutée dans cette section, doit aussi être considérée. Ensuite, le levé de fractures proprement dit doit être fait avec une méthode systématique et rigoureuse. Enfin, la compilation des observations doit permettre d'atteindre l'objectif de départ.

La première question porte sur le choix des sites d'observation de fractures, qui est crucial à la bonne identification du réseau de fractures et de son homogénéité structurale. Le forage du puits de captage est un site d'observation incontournable; il doit, idéalement, être échantillonné en entier, avec carottes orientées, afin de permettre la mesure des fractures et des autres structures géologiques que contient la formation aquifère ainsi que l'identification des lithologies. Une géocaméra insérée dans le forage peut être un choix intéressant. Les piézomètres fournissent d'autres trous où une information précieuse peut être obtenue avec les mêmes méthodes. D'autres sites d'observation peuvent être établis sur toute surface rocheuse naturelle ou artificielle accessible à proximité immédiate du point de captage et dans la région où pourrait s'étendre l'aire d'alimentation du captage. Au besoin, il peut être nécessaire de dégager mécaniquement de telles surfaces d'observation. Les cartes géologiques, disponibles au 1/50 000 pour à peu près tout le Québec habité, sont un outil précieux pour repérer ces sites, car elles donnent la position (et souvent les points d'affleurement) de toutes les formations géologiques reconnues du territoire. Les photos aériennes récentes au 1/15 000 ou au 1/10 000 permettent de compléter l'inventaire des sites disponibles. Les cartes géologiques ont l'avantage additionnel d'indiquer les principales structures géologiques du territoire, dont la connaissance permet des hypothèses sur le type de fracturation possible dans la formation rocheuse aquifère (sections 3.3.3 à 3.3.6).

L'orientation des sites d'observation, qu'ils soient une ligne comme dans le cas d'un forage ou une surface comme dans le cas d'un affleurement, introduit un biais dans la reconnaissance du réseau de fractures. En effet, la fréquence des fractures parallèles à l'orientation du site d'observation ou présentant un angle faible (de moins de 20°) avec

elle est impossible ou très difficile à estimer et celle des fractures obliques est plus ou moins sous-estimée (figure 6.2). La correction de ce biais exige deux précautions dans la planification du levé : (1) choisir des sites d'orientations variées (cela peut exiger des forages obliques à proximité immédiate du puits de captage); et (2) bien noter l'orientation et la dimension de chaque site d'observation visité; ensuite, la correction du biais est une simple relation trigonométrique.

Quel est le nombre suffisant d'observations de fractures pour un levé fiable? La réponse dépend de la complexité du réseau de fractures aquifères et du nombre de domaines d'homogénéité structurale présents dans l'aire d'alimentation. Nous préconisons les minimums suivants : la dimension d'un site d'observation (ligne ou surface) doit lui permettre de traverser au moins cinq fois le bloc unitaire (section 3.3.2; figure 3.2) représentatif du réseau de fractures (ou de chacun de ces réseaux) structuralement homogène présent dans l'aquifère. De plus, pour la méthode d'observation des fractures le long de lignes, qui peuvent être des forages, des lignes droites tracées sur des surfaces rocheuses contiguës, ou les deux, il faut au moins trois lignes droites (de plus ou moins 10°) non coplanaires et situées à au moins 50° l'une de l'autre. Pour la méthode d'observation à l'intérieur de cadres tracés sur la surface rocheuse, il faut au moins deux rectangles à peu près plans (à plus ou moins 10°) situés à au moins 50° l'un de l'autre. Une certaine redondance des observations est nécessaire pour vérifier l'homogénéité structurale des sites visités.

Le registre du levé de fractures proprement dit commence par le nom de l'observateur, la date, la consignation des conditions d'observation, la description du site d'observation (type de ligne ou d'affleurement, orientation, dimensions), l'identification de la lithologie (pas plus d'une lithologie par site ou un site différent à chaque lithologie) et la mesure des structures géologiques autres que les fractures. Ensuite, il faut numérotter et décrire systématiquement *toutes* les fractures relevées sur le site. Dans le cas d'une ligne d'observation, le numéro de la fracture peut être une distance à partir d'une extrémité de la ligne. La description de la fracture inclut son attitude, son ouverture, la longueur visible de sa trace et, le cas échéant, le type de terminaison ou d'intersection ainsi que des remarques sur la présence d'eau ou d'humidité dans la fracture. Une mesure de l'attitude comporte la direction, le pendage à droite et, par observation indépendante, le quadrant du pendage. L'ouverture peut être directement mesurée avec un appareil approprié ou estimée à l'aide d'étalons (lignes d'épaisseurs calibrées sur une plaque plastifiée). La trace d'une fracture traverse généralement l'affleurement en entier; sa longueur correspond alors à une extension minimale de la fracture. Dans certains cas, la fracture peut présenter une ou deux terminaisons soit dans la roche, soit sur une autre fracture à décrire en remarque (figure 6.3); dans tous les cas, une longueur de trace est mesurée. La présence d'eau ou d'humidité peut être observée directement, déduite d'indices végétaux (mousse, trace de racines, etc.), ou inférée à partir de l'aspect de la patine et de la présence de coulisses.

La compilation des observations se fait par étapes, afin de bien établir la fréquence réelle des jeux de fractures et l'homogénéité structurale des réseaux de fractures investigués. En effet, la fréquence réelle et la fréquence observée des fractures d'un même jeu à un site d'observation sont significativement différentes l'une de l'autre, sauf

pour les fractures perpendiculaires (de plus ou moins 20°) au site d'observation (ligne droite ou rectangle plan). De plus, la fréquence des fractures qui sont parallèles (à plus ou moins 20°) à chaque site d'observation est gravement sous-estimée. La correction du biais de fréquence se fait facilement à l'aide d'un tableur électronique de type Excel et d'un logiciel de calcul de densité de points sur stéréogramme qui accepte une pondération de la valeur donnée à chaque attitude consignée. Un stéréogramme global des jeux de fractures, corrigé du biais d'observation des fréquences, s'obtient en faisant la moyenne des stéréogrammes de tous les sites visités, pondérée de leur longueur respective pour donner à chacun un poids comparable dans l'ensemble. On présume ici qu'une distribution équilibrée des orientations des sites a été respectée lors du levé des fractures.

L'évaluation du degré d'homogénéité structurale des sites visités se fait en comparant les fréquences corrigées des jeux de fractures de chaque site, d'abord entre elles et ensuite avec leur moyenne pondérée pour l'ensemble des sites. Une faible variation entre les sites est une bonne indication d'homogénéité structurale pour l'ensemble des sites. Par contre, des variations de fréquences importantes entre deux sites différents, pour des jeux de même orientation, sont un indice de changement de domaine d'homogénéité structurale. Dans ce cas, plusieurs cas de figure sont possibles, entre autres, les suivants :

- les jeux de fractures et leurs fréquences diffèrent d'un endroit à l'autre et ces variations montrent une corrélation nette avec des variations (même légères) soit de lithologie, soit de position structurale dans un pli, soit de proximité avec une faille majeure, et suggèrent des réseaux distincts;
- les jeux de fractures sont les mêmes partout, mais leur fréquence montre une corrélation inverse avec la topographie, ce qui suggère un système d'emboîtement de réseaux analogue à celui des poupées russes. Un réseau de fractures à faible fréquence (à maille plurimétrique, par exemple), sous-jacent aux zones de relief élevé, est ceinturé de bandes à fréquences plus élevées (à maille submétrique) dans les vallées; ensemble les deux réseaux forment un superréseau à maille souvent plurikilométrique;
- une partie des jeux de fractures est commune à la grande majorité des sites alors que d'autres sont restreints à quelques zones, ce qui suggère que des phénomènes locaux se superposent à une fracturation régionale.

Quand tout cela est bien analysé, il est temps de reconstruire la géométrie des blocs unitaires (forme, dimension, orientation) et de compiler la distribution des caractéristiques d'intérêt hydrogéologique (ouverture, longueur de trace, terminaisons et intersections, remarques) pour chaque jeu de fractures, dans chaque domaine d'homogénéité structurale reconnu. Alors, le travail de modélisation hydrogéologique peut commencer.

6.2 Levés hydrogéologiques et hydrologiques

Les levés hydrogéologiques et hydrologiques ont pour objectifs principaux d'augmenter nos connaissances des propriétés hydrogéologiques d'un aquifère et du comportement de l'écoulement de l'eau souterraine à l'intérieur de celui-ci. Les principaux levés hydrogéologiques et hydrologiques sont (1) les levés piézométriques, (2) les essais de pompage, (3) les levés relatifs à l'interaction des eaux de surface et des eaux souterraines; et (4) les essais de traçage.

6.2.1 Levés piézométriques

Les levés piézométriques fournissent des données essentielles à l'analyse des aquifères. Les données piézométriques sont requises notamment pour évaluer la direction des écoulements souterrains, tant en condition naturelle que durant le pompage dans des puits. Cette section décrit sommairement les paramètres de base mesurés par la piézométrie ainsi que les divers arrangements et les divers types de piézomètres. Plusieurs aspects de la surveillance de la piézométrie des systèmes aquifères sont discutés dans Nielsen (1991).

6.2.1.1 Pression, potentiel et charge hydraulique

La piézométrie est la mesure de la pression de l'eau souterraine dans les milieux géologiques. La pression de l'eau en un point et l'élévation de ce point par rapport à un niveau de référence constituent les deux principales composantes du potentiel hydraulique. Pour une unité de masse de fluide et en négligeant la pression atmosphérique, ce potentiel s'exprime par :

$$\Phi = gz + p/\rho \quad (6.1)$$

où : Φ : potentiel hydraulique d'une masse unitaire de l'eau [L^2T^{-2}]
 g : accélération gravitationnelle [LT^{-2}]
 z : élévation par rapport au niveau de référence [L]
 p : pression exercée sur l'eau [$ML^{-1}T^{-2}$]
 ρ : densité de l'eau [ML^{-3}]

Également, la charge de pression (h_p) est définie par :

$$h_p = p/\rho g \quad (6.2)$$

En introduisant (2) dans (1), le potentiel peut donc s'écrire :

$$\Phi = gz + \frac{\rho g}{\rho} h_p = g(z + h_p) \quad (6.3)$$

Le terme entre parenthèses est appelé la charge hydraulique (h) :

$$h = z + h_p \quad (6.4)$$

Comme g est pratiquement constant dans la plupart des situations courantes en hydrogéologie, la charge hydraulique est un bon substitut au potentiel afin de faciliter les analyses.

6.2.1.2 Isopièzes et arrangement des piézomètres

Lorsque l'on connaît la charge hydraulique en plusieurs points d'un système aquifère, il est possible de tracer des surfaces d'égale valeur de potentiel ou de charge hydraulique. L'intersection de ces surfaces avec un plan (horizontal ou vertical) détermine des lignes équipotentielles ou isopièzes. Le gradient hydraulique est un vecteur normal à une surface équipotentielle et de magnitude égale au taux de variation de la charge hydraulique dans cette direction.

Pour faciliter l'illustration d'un système d'écoulement, on considère souvent séparément la composante horizontale et la composante verticale du gradient hydraulique. Pour estimer la composante horizontale (direction et magnitude), il faut au minimum trois points équipés de piézomètres, situés approximativement à la même profondeur et arrangés en triangle. Cette configuration minimale ne permet de tracer cependant que des isopièzes rectilignes à l'intérieur du triangle formé par les trois piézomètres. Des piézomètres supplémentaires sont requis pour représenter les courbures des isopièzes. Un tel réseau de piézomètres installés dans un plan horizontal ne donne cependant aucune information sur la composante verticale du gradient hydraulique.

Pour estimer la magnitude de la composante verticale, il faut au moins deux points de mesures le long d'une verticale. Il faut donc installer au moins deux cellules piézométriques à deux profondeurs différentes sous le même point à la surface des terrains. La figure 6.4 illustre un nid de piézomètres comprenant trois cellules de mesure. Considérons les cellules a et b sur la figure 6.4, situés aux élévations z_a et z_b respectivement et donnant les valeurs h_a et h_b pour la charge hydraulique. Le gradient hydraulique (i) entre ces deux cellules est estimé par la relation suivante :

$$i = \frac{h_b - h_a}{z_b - z_a} \quad (6.5)$$

Comme la valeur de i est positive dans ce cas, la composante verticale de l'écoulement se dirige vers le bas.

La piézométrie à niveaux multiples doit être envisagée dans tous les cas où la composante verticale du gradient hydraulique est présumée importante. En outre, dans ces cas-là, les cellules piézométriques doivent être relativement courtes (quelques mètres de longueur au maximum) afin de prévenir les courts-circuits hydrauliques et de s'assurer de l'exactitude des mesures. Les cas de fort gradient vertical incluent les zones de recharge et les zones de décharge d'une nappe aquifère, les zones à relief prononcé ainsi que les cas où des parties d'un système aquifère sont séparées par une portion moins perméable telle une lentille argileuse. Des situations semblables peuvent être présumées à partir d'observations géomorphologiques ou stratigraphiques. On peut également détecter ces cas par des mesures de piézométrie instantanée, telles des sondages au piézocône dans les dépôts meubles ou des mesures de pression hydraulique entre obturateurs en forage dans le socle rocheux. On voit que la conception d'un système de mesure piézométrique nécessite la prise en compte du type et des structures du milieu géologique ainsi que du contrôle exercé par celui-ci sur l'écoulement des eaux souterraines (Sara, 1991).

6.2.1.3 Types de piézomètres

La pression de l'eau souterraine peut être mesurée par la hauteur du niveau d'eau dans un tuyau étanche ouvert dans une cellule piézométrique (c'est le piézomètre hydraulique), par un capteur de pression scellé permettant la lecture d'un signal électronique ou par une combinaison de ces deux méthodes. En hydrogéologie, les piézomètres hydrauliques sont d'usage plus fréquents que les piézomètres avec capteur de pression scellé, notamment parce qu'ils permettent également l'échantillonnage de l'eau de l'aquifère.

La piézométrie à niveaux multiples peut être réalisée de diverses façons, dont voici des exemples : (1) un nid de piézomètres aménagés dans des forages réalisés côte à côte et ouverts à différentes profondeurs; (2) un faisceau de tubulures installées dans un même forage, chacune accédant à une cellule piézométrique séparée des autres cellules par un matériau scellant; (3) un forage équipé d'un système d'obturateurs multiples permettant la mesure de pression et l'échantillonnage de l'eau à chacun des intervalles entre les obturateurs. Un guide du ministère de l'Environnement (MEFQ, 1994) présente le schéma de construction de plusieurs types de piézomètres.

Des renseignements plus détaillés sur la construction des piézomètres sont donnés dans Aller *et al.* (1989) et dans Nielsen et Schalla (1991). La déficience du scellement des cellules piézométriques ainsi que des méthodes de détection de ce problème sont discutées dans Chapuis et Chenaf (1998) et dans Chapuis (1999). Dalton *et al.* (1991) fournit des recommandations pertinentes sur le relevé et sur l'interprétation des mesures piézométriques.

6.2.2 Essais hydrauliques en forage

Différents types d'essais peuvent être réalisés en forage afin d'estimer les propriétés hydrogéologiques des milieux aquifères. Ces essais permettent d'estimer la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement des milieux, des données essentielles à l'estimation de l'aire d'alimentation des installations de captage et à la détermination scientifique de zones de protection. Ces essais donnent souvent, aussi, des indications sur la structure interne et sur les limites des systèmes aquifères, renseignements fort utiles à une meilleure protection des eaux captées.

Le manuel de Chapuis (1999) décrit plusieurs types d'essais hydrauliques en forage et des méthodes d'interprétation applicables à des milieux poreux. En complément à ce manuel, cette section du Guide présente des méthodes d'estimation des propriétés hydrauliques des milieux fracturés. Des essais de courte durée sont d'abord décrits, c'est-à-dire des essais dont la durée de réalisation est de l'ordre d'une heure ou moins. Puis, des méthodes d'interprétation des résultats d'essais de pompage particulières aux milieux fracturés sont brièvement expliquées.

6.2.2.1 Essais de courte durée

Les essais de courte durée sont des essais qui durent généralement moins d'une heure et qui sont souvent réalisés dans une portion d'un forage isolé à l'aide d'un ou de plusieurs obturateurs. Lorsque l'essai se fait pendant la réalisation du forage, un seul obturateur est nécessaire, afin de ménager une chambre de mesure entre le fond (provisoire) du forage et l'obturateur. Le test peut être répété à des horizons plus profonds. Si le forage est terminé, il faut utiliser un système à deux obturateurs afin de ménager une chambre aux cotes choisies. Des explications sur le protocole et sur l'interprétation des résultats sont données dans Singhal et Gupta (1999).

Ces essais sont plus couramment utilisés en géotechnique qu'en hydrogéologie. Ils permettent de déterminer la perméabilité du milieu dans le voisinage proche du forage testé. L'interprétation d'un test de ce genre donne généralement des valeurs de conductivité hydraulique plus faibles que celles que donnerait un essai de pompage, qui prend en compte un plus grand volume d'aquifère autour du forage (Singhal et Gupta, 1999). La réalisation de plusieurs essais de courte durée dans plusieurs intervalles le long d'un même forage permet de tracer une diagraphie de la conductivité hydraulique; des données sont ainsi obtenues sur la structure interne du milieu et sur la géométrie du système d'écoulement.

Deux types d'essais permettant de déterminer la perméabilité d'un roc fracturé sont présentés ici : (1) les essais à charge constante; et (2) les essais de choc hydraulique (*slug tests*).

Essais à charge constante

Les essais à charge constante consistent à injecter de l'eau dans un forage en maintenant une pression d'injection constante et significativement plus élevée que la pression hydraulique *in situ*. Les valeurs du débit d'injection et de la surpression utilisées permettent d'appliquer diverses méthodes d'interprétation. Nous verrons deux méthodes simples prenant en compte deux milieux fort différents, soit un milieu poreux équivalent et une fracture équivalente dans un milieu imperméable.

La conductivité hydraulique d'un milieu poreux équivalent peut être estimée en utilisant la relation de Thiem, laquelle exprime la loi de Darcy en coordonnées polaires :

$$K = \frac{Q}{\Delta h} \frac{\ln(r_e/r_f)}{2\pi L} \quad (6.6)$$

où : K : conductivité hydraulique [L/T]
 Q : débit d'injection [L^3/T]
 r_e : distance radiale externe [L]
 r_f : rayon du forage [L]
 Δh : surcharge d'injection [L]
 L : longueur de l'intervalle testé [L]

La valeur de la distance radiale externe (r_e) doit être plus grande que la distance du front de la perturbation hydraulique produite par la réalisation de l'essai; une valeur d'environ 5 à 10 m est généralement raisonnable. La relation de Thiem suppose un écoulement en régime permanent et selon une géométrie purement radiale. Même si la réalité s'écarte évidemment de ces hypothèses, la méthode de Thiem donne des résultats suffisamment exacts pour la plupart des besoins en hydrogéologie.

Une autre méthode d'interprétation facilement applicable aux résultats d'essais à charge constante consiste à estimer l'ouverture d'une fracture équivalente. On fait alors appel à une solution de l'équation de Navier-Stokes appliquée à l'écoulement dans une conduite plane délimitée par deux parois lisses et parallèles. Cette solution est souvent appelée la « loi cubique » (section 2.2) et elle s'exprime en coordonnées polaires par l'équation suivante :

$$O = \left[\frac{Q}{\Delta h} \times \frac{12\mu}{2\pi\rho g} \ln(r_e/r_f) \right]^{1/3} \quad (6.7)$$

où : O : ouverture de la fracture à parois lisses et parallèles [L]
 μ : viscosité du fluide [$ML^{-1}T^{-1}$]
 ρ : densité du fluide [ML^{-3}]
 g : accélération gravitationnelle [LT^{-2}]

Ce modèle peut bien entendu s'appliquer à un nombre quelconque de fractures traversant l'intervalle testé. Le modèle d'écoulement dans une fracture équivalente à parois lisses et parallèles s'écarte évidemment de la réalité du milieu géologique testé, tout comme le modèle du milieu poreux décrit plus haut. Par contre, le modèle de la fracture présente l'avantage de permettre une première estimation de la porosité de fracture, laquelle peut être obtenue en calculant le rapport de l'ouverture estimée de la fracture sur la longueur de l'intervalle testé (Rouleau *et al.*, 1996). L'estimation de la porosité de fracture est essentielle à plusieurs méthodes d'analyse des écoulements souterrains, notamment lorsqu'il est question de la vitesse de filtration.

L'essai Lugeon est une variante des essais à charge constante qui consiste à injecter de l'eau dans un forage sous différents paliers de pression et pendant un temps fixe à chaque palier. La mise en graphique des valeurs de débit et de pression d'injection permet d'estimer un coefficient standardisé, appelé « coefficient d'absorption » et exprimé en unité Lugeon (1 UL = 1 litre par minute, par mètre de longueur de l'intervalle testé, sous 10 bars de pression effective). Selon Antoine et Fabre (1980), 1 UL équivaut à une valeur de K d'environ 10^{-7} m/s.

Essais de choc hydraulique

Ce type d'essai consiste à injecter un volume connu d'eau dans le puits et à mesurer l'évolution du niveau d'eau au cours du temps. Plusieurs méthodes d'interprétation de ces essais sont présentées dans Chapuis (1999). Ces tests sont appropriés pour des milieux fracturés de faible perméabilité. Ils peuvent alors être réalisés en utilisant un ou deux obturateurs, dont l'utilisation se fait dans les mêmes conditions que pour l'essai à charge constante.

Plusieurs solutions d'essais de chocs hydrauliques ont été introduites dans les logiciels commerciaux d'interprétation d'essais de pompage. Parmi ceux-ci, citons à titre d'exemples AquiferTest (Waterloo Hydrogeologic, 2002), AquiferWin32 (Groundwater Software, 2002) et AQTESOLV (Hydrosolve Inc., 2002).

6.2.2.2 Essais de pompage

Dans un aquifère poreux idéal, c'est-à-dire homogène et isotrope, le cône de rabattement généré par le pompage est symétrique et quasi circulaire. Dans un aquifère fracturé, donc anisotrope, la forme du cône de rabattement dépend directement du nombre et de l'emplacement des points d'observation et peut être linéaire, elliptique ou irrégulière. L'axe d'elongation éventuelle est parallèle à la direction principale des fractures (Singhal et Gupta, 1999).

Lorsque la réponse au pompage dans un aquifère fracturé est équivalente à celle d'un aquifère poreux (les fractures sont nombreuses et bien interconnectées), il peut être possible de l'interpréter par les méthodes « classiques » (Chapuis, 1999). Dans le cas inverse, des méthodes spécifiques aux milieux fracturés ont été élaborées. Elles sont non seulement complexes mathématiquement, mais également difficiles d'utilisation. En

effet, leurs développements ont nécessité de nombreuses hypothèses sur la nature du milieu et de l'écoulement. Les solutions obtenues sont donc généralement fonction de plusieurs paramètres et le choix de ces paramètres est rarement trivial. Nous considérons ici l'interprétation des essais de pompage dans deux systèmes « extrêmes » : le milieu fracturé dit à double porosité et le milieu à fracture unique.

Aquifère fracturé à double porosité

Le système à double porosité consiste en des blocs de porosité primaire et de faible perméabilité (matrice) associés à des fractures de porosité secondaire et de forte perméabilité. La forme de la réponse à un pompage en milieu fracturé à double porosité est similaire à celle d'un aquifère libre avec un retard dans le rabattement (figure 6.5a). C'est donc la connaissance du terrain qui permet de distinguer entre les deux cas.

La courbe bilogarithmique des rabattements en fonction du temps [$\log(s)=f(\log(t))$] présente trois parties. La première portion de courbe caractérise le pompage de l'eau stockée dans les fractures. Ensuite vient un segment quasi horizontal, qui caractérise un rabattement plus ou moins constant en raison de la contribution de l'eau de la matrice rocheuse. Un essai de pompage qui prendrait fin avec cette portion de la courbe pourrait induire la fausse conclusion d'un régime permanent. La troisième portion de courbe a une pente parallèle à la première et caractérise le pompage de l'eau stockée à la fois dans les fractures et dans la matrice (Singhal et Gupta, 1999).

Certaines anomalies dans les rabattements peuvent parfois être constatées dans les aquifères fracturés, tels des rabattements plus importants loin du puits que proche de lui. Dans le cas de milieux à double porosité, cela peut s'expliquer par la vidange de l'eau dans les fractures à partir de la matrice (Singhal et Gupta, 1999).

Des méthodes d'interprétation des essais de pompage en milieux à double porosité ont été élaborées. Elles se basent sur des hypothèses globales similaires à celles des milieux à porosité simple : l'aquifère est captif, infini et d'épaisseur constante, le pompage se fait à débit constant, le puits est totalement pénétrant, etc. Mais elles tiennent compte aussi d'hypothèses spécifiques aux milieux fracturés.

Streltsova-Adams (1978, *dans* Singhal et Gupta, 1999) suppose que le milieu fracturé consiste en des blocs poreux séparés par des tranches de fractures horizontales. L'écoulement est purement vertical dans la matrice et horizontal dans les fractures. Il obéit à la loi de Darcy dans les deux milieux à la fois. Bourdet et Gringarten (1980, *dans* Kruseman et De Ridder, 1990) ont élaboré une méthode applicable à des blocs de porosité primaire séparés par un système de fractures orthogonales également espacées. Moench (1984) a élaboré une méthode applicable à des milieux constitués soit de blocs de matrice séparés par des fractures horizontales, soit de blocs de matrice sphériques. Moench (1984) considère de plus que ces blocs de matrice peuvent être recouverts d'un dépôt de perméabilité différente de la perméabilité interne de la matrice (*skin effects*). Certaines solutions de ces méthodes ont été introduites dans les logiciels commerciaux d'interprétation d'essais de pompage. Parmi ceux-ci, citons à titre

d'exemple AquiferTest (Waterloo Hydrogeologic, 2002), AquiferWin32 (Groundwater Software, 2002) et AQTESOLV (Hydrosolve Inc., 2002).

Aquifère à fracture verticale isolée

La réponse à un essai de pompage dans un puits localisé dans une fracture verticale isolée, dans un aquifère captif, homogène, isotrope et de faible perméabilité, est présentée dans la figure 6.5b. Au début du pompage, l'écoulement est linéaire (l'eau est pompée dans la fracture) et la courbe bilogarithmique des rabattements au puits en fonction du temps est une droite de pente $\frac{1}{2}$. Par la suite, l'écoulement devient pseudo-radial et la courbe prend une allure plus similaire à une courbe de Theis (Singhal et Gupta, 1999).

Les principales hypothèses sont que l'aquifère est captif, homogène, isotrope et totalement traversé par une fracture verticale isolée. La fracture est d'extension infinie et quasi plane (l'ouverture est suffisamment petite pour négliger l'emmagasinement d'eau dans la fracture). Le puits est dans l'axe de la fracture.

Gringarten et Witherspoon (1972, *dans* Kruseman et De Ridder, 1990) ont défini les solutions de ce modèle pour les rabattements dans un puits d'observation situé dans l'axe de la fracture, perpendiculairement à celui-ci ou à 45° . Gringarten et Ramey (1974a, *dans* Kruseman et De Ridder, 1990) ont défini la solution pour les rabattements mesurés directement au puits de pompage. Ramey et Gringarten (1976, *dans* Kruseman et De Ridder, 1990) ont modifié cette dernière solution pour tenir compte de l'effet d'emmagasinement dans la fracture (quand l'ouverture est non négligeable). Gringarten et Ramey (1974b, *dans* Banton et Bangoy, 1997) ont traité le système de la fracture isolée horizontale circulaire.

À notre connaissance, ces solutions n'ont pas été intégrées aux outils d'aide à l'interprétation des essais de pompage.

6.2.3 Levés relatifs à l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines

Les eaux de surface contenues dans les lacs, les rivières et les terres humides interagissent avec les eaux souterraines. Les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines peuvent se produire dans un sens ou dans l'autre : les eaux de surface alimentent les eaux souterraines et les eaux souterraines alimentent les eaux de surface. Les échanges dépendent du contexte hydrogéologique, géomorphologique et climatique. Au Québec, c'est le deuxième type d'échange qui prévaut, c'est-à-dire que les eaux souterraines alimentent les eaux de surface, mais des situations inverses sont souvent observées localement. Un des principaux facteurs de réglementation des échanges est le type de milieu géologique composant le bassin hydrographique. Les milieux plus perméables, tels le gravier et le sable, favorisent des échanges à un taux plus élevé que les milieux imperméables. Le climat et l'abondance des précipitations

peuvent aussi influencer le type et le taux des échanges de même que le dénivelé le long d'un cours d'eau. Dans la partie supérieure d'un rapide, il se peut qu'une rivière alimente localement la nappe phréatique, alors que dans la partie inférieure du rapide, c'est la nappe qui alimente la rivière. Winter *et al.* (1998) présentent un survol des différents types d'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont multiples et souvent sous-estimés. Ces échanges font en sorte que les eaux de ces deux types de réservoirs sont indissociables à plusieurs égards (Winter *et al.*, 1998; Rouleau et Roy, 1999). En ce qui concerne la protection des eaux souterraines captées pour fins d'alimentation en eau potable, un type d'échange important est l'infiltration à partir d'un plan d'eau de surface en direction du puits; ce phénomène peut présenter un risque important de contamination des eaux pompées par le puits. L'estimation de ce type d'échange doit faire partie des objectifs de la détermination de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage, afin de connaître les types d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines et de localiser les zones d'échange préférentielles. Certaines méthodes de terrain, comme les mesures de flux de filtration, les mesures de charge hydraulique et les mesures de débit des rivières peuvent fournir des données intéressantes.

6.2.3.1 Mesure de flux de filtration

Les objectifs des mesures de flux de filtration consistent à (1) vérifier la présence d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines; (2) définir le type d'échange; (3) quantifier les flux de filtration pour évaluer l'importance des échanges; et (4) cibler et cartographier les zones d'échange préférentielles.

Les mesures de flux de filtration sont relativement aisées à obtenir avec un appareillage adéquat. Un appareillage simple est constitué d'un cylindre ouvert d'un seul côté et possédant une aire de section connue; le fond d'un baril avec des bordures d'une hauteur de 30 à 40 centimètres est généralement utilisé (figure 6.6). Un orifice situé dans la paroi du cylindre et muni d'une valve permet la libre circulation de l'eau, de l'intérieur du contenant vers l'extérieur et vice versa. Un sac est fixé de manière étanche à cet orifice. On enfonce le cylindre dans les sédiments au fond d'un plan d'eau jusqu'à ce que l'orifice et le sac soient complètement immersés; le pourtour du cylindre doit être raisonnablement étanche. Le sac contient initialement un volume connu d'eau et l'air en est complètement retiré. Normalement, si de l'eau souterraine alimente le plan d'eau, le flux d'eau qui arrive sous le contenant s'écoule dans le sac. On obtient ainsi une augmentation de volume qui peut être mesurée. À l'inverse, lorsque l'eau de surface s'infiltra, on obtient une perte de volume mesurable dans le sac. Connaissant la durée d'un essai et la différence de volume d'eau dans le sac, on peut estimer les débits de filtration sous le cylindre. Connaissant l'aire de la section du cylindre, on peut obtenir le flux de filtration.

Les mesures de flux de filtration présentent plusieurs avantages, car elles fournissent des données pertinentes à un coût relativement peu élevé. Elles ne nécessitent pas

d'appareillage sophistiqué ou coûteux et elles sont aisées à réaliser. Dans un contexte favorable, elles peuvent servir à élaborer une cartographie des zones préférentielles de recharge et de décharge de l'eau souterraine. Elles peuvent aussi servir à vérifier l'effet sur un plan d'eau du pompage dans un puits. Les mesures de flux de filtration sont cependant soumises à des limitations importantes. Elles ne peuvent être effectuées efficacement que sur du sable ou du gravier, dans des zones sans gros cailloux qui empêchent la libre circulation de l'eau et l'enfoncement des cylindres. Elles ne peuvent pas être réalisées lorsque la vitesse du courant est élevée, que les pentes du cours d'eau sont abruptes ni là où il y a une accumulation de déchets organiques au fond du plan d'eau (feuilles, branches).

6.2.3.2 Mesure de gradient hydraulique vertical avec mini-piézomètre

Les objectifs de la mesure des gradients hydrauliques verticaux avec un mini-piézomètre consistent à (1) définir le type d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines; (2) quantifier l'importance du gradient hydraulique vertical; et (3) cibler et cartographier les zones préférentielles d'entrée ou d'évacuation des eaux souterraines dans les cours d'eau.

Cette méthode de mesure ne nécessite qu'un appareillage relativement simple. Un mini-piézomètre est principalement composé d'une tige de métal creuse avec, en son extrémité, une pointe d'enfoncement et une crête. La crête est enfoncee à une profondeur connue dans le lit d'un plan d'eau (figure 6.7). Il s'agit alors de mesurer la différence entre le niveau d'eau à l'intérieur du mini-piézomètre et le niveau du plan d'eau. Un niveau d'eau supérieur dans le mini-piézomètre indique une charge hydraulique diminuant vers le haut et donc un écoulement d'eau souterraine vers le plan d'eau. À l'inverse, un niveau d'eau inférieur dans le mini-piézomètre indique une charge hydraulique vers le bas et une infiltration de l'eau de surface vers la nappe phréatique. Le mini-piézomètre peut être équipé de deux tuyaux branchés sur une pompe qui permet de créer un vide. Un tuyau est fixé au mini-piézomètre et l'autre est plongé dans le plan d'eau. Avec un vide identique, le niveau d'eau est soulevé de la même distance dans les deux tuyaux; la différence entre les deux niveaux est alors la même que sans le système de vide, mais elle est plus facile à mesurer.

Les mesures de gradient hydraulique vertical présentent plusieurs avantages, car elles fournissent des données pertinentes à un coût relativement peu élevé. Elles sont relativement simples à effectuer et elles ne nécessitent pas d'appareillage sophistiqué ou coûteux. Dans un contexte favorable, elles peuvent servir à élaborer une cartographie des zones préférentielles de recharge et de décharge de l'eau souterraine. Elles peuvent servir à vérifier l'effet sur un plan d'eau d'un pompage par un puits. Lorsque les mesures de gradient hydraulique vertical sont effectuées simultanément aux mesures de vitesse de filtration, on peut appliquer la loi de Darcy (équation 2.4) pour estimer la conductivité du lit du plan d'eau. La méthode du mini-piézomètre est moins soumise aux contraintes d'emplacements que la méthode de mesure de flux de filtration. Le mini-piézomètre présente cependant, lui aussi, des limites. Il est utilisable efficacement surtout dans le sable et le gravier. Le temps de réponse pour la

stabilisation du niveau d'eau dans le mini-piézomètre peut être beaucoup plus long dans les horizons imperméables, tels l'argile. Il faut prendre garde de ne pas obstruer la crête, surtout dans les sédiments très fins.

6.2.3.3 Mesure de débit des cours d'eau

Les objectifs de la mesure du débit des cours d'eau consistent à (1) évaluer de manière globale les volumes et l'importance des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines; et (2) à cibler globalement les zones préférentielles d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

La méthode consiste à mesurer d'une manière relativement précise le débit d'eau à divers endroits le long d'une rivière en contact avec un aquifère. On sait que dans les régions à climat tempéré, les cours d'eau sont généralement des exutoires des aquifères. Mais les échanges peuvent parfois se produire dans le sens inverse, notamment là où des puits de pompage sont aménagés à proximité d'un plan d'eau. En effectuant des mesures de débit dans le cours d'eau avant son contact avec l'aquifère, le long de ce contact et à sa sortie, on peut évaluer les quantités d'eau qui entrent ou qui sortent du cours d'eau.

L'avantage de cette méthode est qu'elle fournit de l'information à un coût relativement bas et que cette information concerne l'ensemble de l'aquifère plutôt que des points isolés. L'information peut être utile pour les bilans hydrologiques. Cette méthode cependant s'applique seulement dans certains contextes. Il arrive que les variations dans les débits soient inférieures à la précision des appareils de mesure de débit.

6.2.3.4 Autres types de méthodes

Certaines autres méthodes peuvent être utilisées pour décrire l'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Mentionnons la comparaison des signatures géochimiques et isotopiques des eaux, les essais de traçage et même l'observation des organismes vivants en bordure et dans le lit d'un plan d'eau.

6.2.4 Essais de traçage en eau souterraine

Un essai de traçage en eau souterraine consiste à injecter une substance (traceur) dans l'eau souterraine et à la suivre en différents points de l'aquifère. Parmi les principaux objectifs des essais de traçage en eau souterraine, mentionnons (1) la détermination de la vitesse d'écoulement de l'eau souterraine ou du temps de transfert; (2) l'évaluation des propriétés dispersives du milieu; et (3) la vérification des liens hydrauliques entre différents points déterminés d'un milieu aquifère.

Cette section sur le traçage souterrain traite en particulier d'essais dans un aquifère capté par un ouvrage d'alimentation en eau potable. Comme un traceur peut devenir un

contaminant s'il est utilisé en trop grande quantité, les doses injectées doivent être faibles et doivent notamment tenir compte de l'objectif de l'essai et des caractéristiques hydrogéologiques du milieu. Cette section est donc divisée en trois parties : (1) les principes fondamentaux des essais de traçage; (2) le choix du traceur; et (3) l'estimation de la quantité de traceur à injecter. Le choix des traceurs ainsi que certaines méthodes d'injection de traceur, d'échantillonnage et d'analyse sont suggérées à l'annexe B. Un exemple d'essais de traçage en convergence vers un puits d'eau potable est documenté par Verreault *et al.* (2002). Une bonne caractérisation du milieu aquifère et une analyse adéquate de la quantité et de la qualité du traceur choisi, telles que celles décrites ci-après, peuvent permettre de conserver une eau de qualité. Lorsqu'il s'agit d'essais en convergence vers un puits d'eau potable, la prudence est de mise, mais une quantité faible de traceur permet tout de même de réaliser des essais concluants.

6.2.4.1 Principes fondamentaux des essais de traçage

Les essais de traçage peuvent être mis en œuvre selon diverses configurations. Mentionnons entre autres les essais par gradient naturel, les essais convergents, les essais par recirculation et les essais divergents. Les essais par gradient naturel consistent en l'injection d'un faible volume de traceur et au suivi analytique en aval dans divers puits d'observation; le faible volume injecté permet de ne pas perturber l'écoulement souterrain. Les essais convergents consistent en l'injection d'un faible volume d'eau tracée en un point de l'aquifère et au captage du traceur dans un puits de pompage. Les essais par recirculation consistent en l'injection à débit constant du traceur accompagnée d'une récupération par pompage, les débits d'injection et de pompage étant comparables. Finalement, les essais divergents consistent en l'injection d'un traceur à un débit appréciable, dans le but de créer un écoulement divergent à partir du puits d'injection, et au suivi analytique en périphérie à l'aide de plusieurs piézomètres. Des combinaisons de ces types d'essais peuvent être réalisées. Par exemple, il est possible de coupler l'analyse par gradient naturel avec l'analyse en convergence vers un puits de pompage. Les essais de type convergent sont particulièrement intéressants pour préciser l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage.

Divers phénomènes physico-chimiques, tels la dispersion, l'adsorption et l'absorption, affectent les essais de traçage en eau souterraine. La dispersion est le résultat de l'étalement d'un traceur dans l'espace (figure 6.8). En général, la dispersion latérale représente environ 10 % de la dispersion longitudinale (Davis *et al.*, 1985). L'adsorption se produit lorsque le traceur reste attaché aux parois d'une particule solide (figure 6.8). Celle-ci est plus forte lorsque le traceur est un cation tel le sodium, car de façon générale les particules solides sont chargées négativement. L'absorption consiste en le transfert du traceur à l'intérieur des particules solides. Ce phénomène est beaucoup moins important que l'adsorption et se produit lorsque le temps de résidence du traceur est long. Comme l'adsorption et l'absorption se produisent souvent simultanément et que les deux phénomènes sont difficiles à distinguer, le terme *sorption* est souvent utilisé dans l'analyse d'un essai de traçage pour représenter la sommation des deux phénomènes.

Différents degrés de quantification peuvent être appliqués dans l'analyse selon les résultats obtenus. Un essai à faible degré de quantification peut consister, par exemple, en la détection du traceur au point d'échantillonnage sans avoir pour objectif de mesurer précisément sa concentration dans le temps. Ces essais à faible degré de quantification se réalisent souvent à l'aide de l'uranine comme traceur et du charbon activé comme détecteur. Le charbon activé multiplie jusqu'à 400 fois la fluorescence de l'uranine (Aley, 1999). Cependant quelques études portant sur l'efficacité des essais à faible degré de quantification ont démontré que le charbon activé était peu fiable (Smart *et al.*, 1986; Lutz et Parriaux, 1988; Gunn et Lowe, 2000). De plus, ce type d'essai donne surtout de l'information sur l'interconnexion hydraulique. Les essais de traçage à haut degré de quantification consistent en l'analyse précise de la substance utilisée comme traceur aux points d'échantillonnage. L'analyse quantitative s'effectue à l'aide d'un graphique de la concentration du traceur en fonction du temps qui s'écoule après l'injection, ce qui forme une courbe appelée « courbe de restitution » (figure 6.9).

La courbe de restitution permet notamment de calculer le pourcentage de la masse du traceur récupéré à l'ouvrage de captage, d'évaluer la dispersivité et de calculer le temps de transfert ou la vitesse du traceur dans l'eau souterraine. Pour un essai convergent, le calcul de la récupération de la masse du traceur consiste en la multiplication de l'aire sous la courbe par le débit de pompage. Comme l'aire sous la courbe s'obtient par l'intégrale de la fonction et que la courbe de restitution est une fonction dont l'équation est inconnue, il s'agit d'intégrer numériquement la fonction. Parmi les méthodes d'intégration numérique, la méthode de Simpson 1/3 (équation 6.8) est relativement simple (Fortin, 1995). Cette méthode est basée sur la relation suivante :

$$\int_{x_0}^{x_2} f(x)dx \approx \frac{h}{3} (f(x_0) + 4f(x_1) + f(x_2)) \quad (6.8)$$

où h [L] est l'intervalle constant entre les points de la courbe. Pour que ce calcul soit valable, le débit de pompage doit être constant tout au long de l'essai. Une méthode est présentée par Field (1999) afin d'évaluer la quantité de traceur récupérée lorsque le débit est variable. Cette méthode, légèrement moins précise, consiste en la multiplication du débit de pompage par la concentration du traceur dans l'eau, et ce, par intervalles de temps finis. Dans un intervalle temporel, la concentration du traceur varie mais c'est la concentration moyenne qui est prise en considération (figure 6.10). L'imprécision est plus grande dans les zones de forte pente, comme en début de courbe, tel que l'illustre la figure 6.10. Afin d'évaluer le temps de transfert ou la vitesse de déplacement du traceur dans l'eau souterraine, il faut estimer le centre de gravité de la courbe de restitution. Celui-ci correspond au temps où la moitié de la quantité totale de traceur recueilli est récupérée.

Dans un essai par gradient naturel ou divergent, il est possible d'analyser les courbes de restitution de chaque point d'observation de façon indépendante, mais aussi d'estimer la masse circulant dans l'aquifère. Il s'agit d'interpoler les concentrations

obtenues à certains points d'observation afin de générer un modèle en trois dimensions (figure 6.11), d'en évaluer le volume et de le multiplier par le flux d'eau circulant à travers une section normale à la direction principale de l'écoulement souterrain. Ce flux d'eau peut notamment être estimé à l'aide de la loi de Darcy (équation 2.4). Il est possible que le volume diminue avec l'avancement du traceur; il s'agira alors probablement d'une dégradation ou d'une sorption importante.

6.2.4.2 Estimation de la quantité de traceur à l'injection

Peu importe le type d'essai de traçage, il faut être en mesure de prévoir la concentration du traceur à injecter. Lorsqu'il s'agit d'essais en convergence vers un puits d'eau potable, la concentration recherchée au puits de captage doit préserver la bonne qualité de l'eau. Plusieurs chercheurs ont élaboré des relations mathématiques qui permettent de prévoir la concentration maximale au point d'échantillonnage (Bendel, 1948; Leibundgut, 1974; Gaspar, 1987; Kass, 1998). La majorité des équations posées par ces auteurs sont empiriques et se basent presque uniquement sur le débit de pompage du puits d'exploitation (Field, 2002). La modélisation numérique peut être utilisée pour estimer la quantité de traceur à injecter. Cependant, l'estimation du coefficient de dispersivité rend souvent inexactes les simulations numériques. En milieux fracturés, les vitesses estimées avec un modèle conçu pour un milieu poreux sont souvent inférieures à la réalité. Le logiciel *Efficient Hydrogeologic Tracer Test Design (EHTD)*, produit/élaboré par Field (2002) à partir de solutions analytiques, permet de planifier les essais de traçage. Ce logiciel tient compte de la dispersion hydrodynamique, du débit de pompage, de la porosité effective de l'aquifère et de la distance entre le puits de pompage et le puits d'injection. En milieu poreux, il néglige le gradient régional et il suppose un aquifère homogène et d'épaisseur constante. Ce logiciel permet aussi la planification en milieux rocheux fortement fracturés et dans les milieux karstiques.

À l'aide de ce logiciel, il est possible d'obtenir une estimation du temps nécessaire à l'arrivée du traceur au puits, du temps de résidence du traceur en fonction de la durée de l'injection et de la concentration maximale attendue au puits. Évidemment, ces estimations sont valides si le modèle conceptuel et la valeur des paramètres d'entrée sont corrects. Pour cette raison, il est suggéré d'effectuer quelques essais de traçage de courte durée afin de calibrer les paramètres d'entrée, avant de réaliser un essai de traçage qui pourra s'échelonner sur plusieurs semaines.

6.2.4.3 Mise en garde

Il est recommandé d'obtenir l'accord de la Régie régionale de la santé et des services sociaux (RRSSS) avant d'effectuer des essais de traçage, et ce, surtout lorsqu'il s'agit d'essais en convergence vers un puits d'eau potable. De plus, les consultants devraient aviser leurs clients des risques inhérents à de tels essais.

6.3 Levés géophysiques

Cette section portera sur les différents types de levés géophysiques susceptibles de fournir de l'information sur l'architecture et le comportement d'un aquifère. Chaque type de levés géophysiques sera présenté avec ses objectifs, sa méthodologie, ses avantages et ses inconvénients.

Liste des figures

Figure 6.1 : Schéma illustrant les principales composantes d'un piézocône. (Format PDF, 65 ko)

Figure 6.2 : Correction du biais d'estimation de la fréquence des fractures dû à l'orientation du site d'observation. (Format PDF, 198 ko)

Figure 6.3 : Types possibles de terminaisons et d'intersections de fractures (Pollard et Aydin, 1988). (Format PDF, 189 ko)

Figure 6.4 : Un nid de piézomètre pour l'estimation de la composante verticale du gradient hydraulique. (Format PDF, 196 ko)

Figure 6.5 : a) Courbe caractéristique d'un essai de pompage en milieu à double porosité ; b) courbe caractéristique d'un essai de pompage dans un puits traversant une fracture verticale isolée. (Format PDF, 215 ko)

Figure 6.6 : Schéma représentant un essai de mesure de flux de filtration. (Format PDF, 353 ko)

Figure 6.7 : Illustration d'un essai de mesure du gradient hydraulique vertical avec un mini-piézomètre. (Format PDF, 340 ko)

Figure 6.8 : Schéma montrant le phénomène de la dispersion et de l'adsorption (Verreault, 2003). (Format PDF, 1,1 Mo)

Figure 6.9 : Schéma d'une courbe de restitution obtenue à la suite d'un essai de traçage quantitatif. (Format PDF, 175 ko)

Figure 6.10 : Figure montrant le concept d'analyse présenté par Field (1999) pour un puits pompant à débit variable. (Format PDF, 190 ko)

Figure 6.11 : Distribution de la concentration d'un traceur à quatre périodes différentes suivant l'injection dans un régime d'écoulement naturel (Kass, 1998). (Format PDF, 6,3 Mo)

7 MÉTHODES D'ANALYSE DES DONNÉES

7.1 Présentation

Ce chapitre a pour but de présenter certaines méthodes d'analyse qui permettent d'estimer l'aire d'alimentation et de déterminer des aires de protection d'un ouvrage de captage à partir des données acquises sur le terrain. La définition des aires d'alimentation et de protection utilisée dans ce chapitre a été donnée à la section 2.7. Le chapitre s'accompagne d'une table des symboles et d'un glossaire. Les termes définis dans le glossaire sont soulignés de deux traits au fil du texte.

L'analyse peut être réalisée après le regroupement des connaissances existantes et l'investigation hydrogéologique du terrain (ces deux étapes constituent la caractérisation hydrogéologique de l'aquifère). L'exactitude de la caractérisation hydrogéologique de l'aquifère est un critère important dans le choix d'un modèle conceptuel d'analyse et influence directement la qualité du résultat qui sera obtenu. L'étape de l'analyse fera ressortir les paramètres hydrogéologiques pertinents dans la détermination des aires d'alimentation et de protection de l'installation et peut amener à reprendre, au moins partiellement, l'étape de l'acquisition des connaissances.

Depuis quelques années, une méthode d'analyse prisée est celle de la modélisation numérique, qui est malheureusement utilisée parfois sans discernement. Tout d'abord, le modèle proposé doit être adapté aux conditions hydrogéologiques que l'on veut simuler. Le premier écueil à éviter consiste à faire la démarche inverse, c'est-à-dire à adapter les conditions hydrogéologiques au modèle choisi. Aussi toute étude hydrogéologique par simulation numérique doit-elle commencer par une discussion de la pertinence de la modélisation par rapport au site hydrogéologique étudié. Il est donc essentiel à la fois de comprendre parfaitement les hypothèses simplificatrices et les limitations du modèle choisi, et de les décrire. De plus, l'étude doit se terminer par une discussion des résultats qui inclut leur critique par rapport aux intrants du modèle. En aucun cas la modélisation ne doit remplacer le jugement humain.

7.1.1 Plan du chapitre

Le chapitre est construit de la façon suivante :

- les principaux critères de choix d'une technique de détermination des aires d'alimentation et de protection sont détaillés en premier lieu. Cette partie doit permettre de cibler une méthode d'analyse ou du moins de restreindre le nombre de méthodes à celles qui sont réellement adaptées au système à l'étude;

- les méthodes d'analyse servant directement à la détermination des aires d'alimentation et de protection sont présentées ensuite, en commençant par la méthode de cartographie hydrogéologique. Celle-ci est la seule qui ne se base pas sur un développement mathématique. Elle intègre la cartographie piézométrique, l'analyse de la recharge ainsi que celle de la vulnérabilité des eaux souterraines;
- les méthodes d'analyse basées sur l'analyse mathématique des phénomènes sont présentées en dernier. Pour chaque méthode, l'accent est mis sur la description des conditions d'utilisation, des hypothèses et limitations ainsi que sur les incertitudes résiduelles. L'explication détaillée des calculs mathématiques de chaque méthode n'a pas sa place dans ce guide. Des références seront données au fil du texte pour les lecteurs intéressés. Les buts poursuivis par ces descriptions sont à la fois de présenter une panoplie (non exhaustive) de méthodes d'analyse et de donner les renseignements qui permettent à l'hydrogéologue de faire le choix judicieux d'une méthode adaptée au système à l'étude.

7.2 Critères de sélection d'une méthode de détermination des aires d'alimentation et de protection

La sélection d'une méthode d'analyse se fait à partir des caractéristiques hydrogéologiques générales du site et des objectifs suivants :

- les phénomènes à étudier ;
- les résultats que l'on veut obtenir;
- le degré d'exactitude recherché.

De plus, pour restreindre le choix des méthodes d'analyse, il faut déterminer si le système à l'étude doit être analysé en régime permanent ou transitoire, en deux dimensions (2D) ou trois dimensions (3D), et s'il s'agit d'un milieu poreux (ou équivalent) ou si un modèle spécifique aux milieux fracturés est nécessaire.

7.2.1 Caractéristiques hydrogéologiques générales du site

Les caractéristiques hydrogéologiques constituent les critères essentiels dans le choix du modèle d'analyse. Il s'agit en particulier :

- de la nature de l'aquifère : captif, semi-confiné (présence ou non d'aquitards) ou libre;
- du caractère isotrope ou anisotrope des propriétés hydrogéologiques ainsi que de la nature homogène ou hétérogène du milieu;

- de l'épaisseur (constante ou variable) de l'aquifère et de la topographie de sa base (quasi horizontale ou non);
- du nombre de couches aquifères et de leurs liens hydrauliques potentiels;
- de la nécessité de tenir compte ou pas de la dispersion (possiblement anisotrope) selon la nature du milieu;
- de la présence de limites latérales, de limites d'alimentation (cours d'eau, lac) ou des deux;
- de la nature de la recharge (uniforme ou localisée);
- du type et du nombre d'ouvrages (puits verticaux, drains horizontaux ou source);
- de la nécessité ou non de tenir compte de phénomènes transitoires (section 7.2.4);
- de la nécessité ou non de modéliser l'aquifère en trois dimensions (section 7.2.5);
- de la nature du milieu : poreux ou fracturé, et, en conséquence, du type de milieu fracturé (section 7.2.6).

Ces analyses permettront en particulier de choisir entre un modèle bidimensionnel ou tridimensionnel, transitoire ou permanent, analytique ou numérique.

7.2.2 Phénomènes à étudier

Dans une approche conservatrice de détermination des aires d'alimentation et de protection, les phénomènes de transport pris en compte sont l'advection et la dispersion hydrodynamique (section 2.6). Il peut être important de considérer le phénomène de dispersion dans la détermination des aires de protection afin de ne pas sous-estimer leur taille (Wheatcraft, 2000). Les phénomènes liés à la nature ou à la concentration d'un polluant (filtration, diffusion moléculaire, dégradation, interaction biogéochimique, etc.) sont généralement omis. La première phase de percolation du polluant dans la zone vadose n'est également pas considérée. Ces hypothèses sont suffisantes lorsqu'il ne s'agit que de définir des aires de protection sécuritaires. Avec cette approche, la détermination de l'aire d'alimentation ainsi que des aires de protection peut se faire indépendamment de l'analyse de la vulnérabilité des eaux souterraines.

Cependant, la prise en compte de la zone de recharge, lorsque celle-ci est non uniforme, s'avère indispensable pour l'analyse. Le fait de négliger une recharge uniforme revient à surestimer la taille des aires d'alimentation, cependant, le fait de ne pas prendre en compte les recharges localisées peut entraîner des biais importants dans l'estimation de la forme et de la localisation des aires d'alimentation.

7.2.3 Résultats et degré d'exactitude recherchés

Pour la détermination des aires d'alimentation et de protection d'une installation de captage, les résultats recherchés par analyse sont les lignes d'écoulement et les lignes d'égal temps de transfert (isochrones). Les méthodes qui sont présentées dans ce chapitre permettent d'obtenir ces données.

Le degré d'incertitude acceptable quant à l'estimation des aires d'alimentation et de protection dépend des contraintes associées au site du captage. Lorsque aucune contrainte – qu'il s'agisse d'une contrainte d'usage ou de nature économique – n'est liée à la détermination de ces surfaces, leurs tailles peuvent être délibérément surestimées. Dans le cas inverse, il conviendra d'estimer plus exactement les aires en les délimitant de façon sécuritaire, sans les surdimensionner de façon excessive (chapitre 8). Dans tous les cas, il est essentiel de maîtriser le degré d'incertitude des résultats obtenus par la méthode d'analyse. L'incertitude peut provenir de deux sources :

- des données de terrain. Les modèles déterministes utilisent des valeurs fixes pour les paramètres de l'aquifère et il y a toujours une certaine marge d'incertitude dans leur détermination. Il est alors recommandé d'effectuer une analyse de sensibilité des résultats aux paramètres et de surévaluer légèrement les aires. Les modèles stochastiques permettent d'intégrer les incertitudes liées aux données. Notons que les incertitudes portant sur les résultats obtenus par la méthode de cartographie hydrogéologique dépendent directement de l'incertitude des données de terrain;
- des méthodes mathématiques. Il peut s'agir d'incertitudes liées au fait que le modèle ne peut s'ajuster à la réalité du terrain (cas des différences finies pour une frontière irrégulière, par exemple), ou encore d'approximations mathématiques (par exemple, en différences finies la charge est calculée aux nœuds seulement).

7.2.4 Régime permanent ou régime transitoire

En général, la détermination des aires d'alimentation et de protection des installations de captage est réalisée en régime permanent, en utilisant des données moyennes (en particulier la recharge annuelle moyenne). Cette hypothèse est plus ou moins justifiée par la durée du temps de transfert choisi pour la détermination des aires de protection. En effet, il semble approprié d'utiliser le régime permanent lorsque le temps de transfert est supérieur à la durée d'un cycle de conditions transitoires (Reilly et Pollock, 1996). La détermination des isochrones est alors peu influencée par l'hypothèse d'état permanent. Ainsi, pour un cycle de recharge annuelle (365 jours), une simulation en état permanent devrait être suffisante, dans la plupart des cas, pour déterminer l'aire d'alimentation et de protection virologique. Pour l'aire de protection bactériologique, l'hypothèse risque de générer plus d'imprécisions.

Il est difficile de quantifier l'effet d'une recharge cyclique sur les aires d'alimentation et de protection des différents types d'aquifères, et donc de généraliser sur la manière dont les lignes d'écoulement sont modifiées. En particulier, lors de l'analyse, il est important de considérer :

- le type de réponse de l'aquifère à la recharge (variations de niveau statique rapide après un événement pluvieux, variation de charge hydraulique importante selon les saisons);
- les variations de la recharge, non seulement en intensité mais aussi en forme et en localisation.

Si ces conditions de recharge se présentent, il n'est pas justifié de négliger les aspects transitoires de la recharge dans la détermination des aires d'alimentation et de protection d'une installation. Il est d'usage de combiner les scénarios extrêmes obtenus en régime permanent (à partir des configurations en basses et hautes eaux) pour obtenir des déterminations d'aires sécuritaires. Cependant, cette méthodologie ne permet pas toujours de remplacer une simulation en régime transitoire par les scénarios extrêmes obtenus en régime permanent, notamment lorsque les réseaux de l'écoulement diffèrent notablement entre les deux configurations (Rock et Kupfersberger, 2002). La modélisation en régime transitoire reste indispensable en cas de variations dans le temps de la direction ou de l'amplitude (ou des deux) du gradient hydraulique régional (Festger et Walter, 2002).

7.2.5 Modélisation en deux ou en trois dimensions

La décision d'utiliser un modèle analytique pur, un modèle basé sur des éléments analytiques ou un modèle numérique 2D se fait en général assez facilement, après considération des limitations et des hypothèses simplificatrices inhérentes à chaque famille de méthodes. Un modèle numérique 2D convient dans le cas d'un aquifère unique avec plusieurs puits, où l'écoulement se fait principalement dans le plan horizontal. En particulier, il est préférable à un modèle analytique lorsque les variations des propriétés hydrauliques ou la dispersion horizontale sont importantes. Par contre, le choix d'utiliser un modèle tridimensionnel peut s'avérer plus difficile.

Notons tout d'abord qu'il existe une solution de recharge aux modèles 2D ou 3D : les modèles multiaquifères. Il s'agit de modèles quasi tridimensionnels, qui tiennent compte de la présence d'un aquitard (l'aquifère est multicouches et la conductivité hydraulique d'une de ses couches est d'au moins un ordre de grandeur inférieure à celle des autres couches). Il est particulièrement important d'en tenir compte si la crépine du puits ne traverse pas toutes les couches de l'aquifère. Cependant, l'utilisation de ces modèles nécessite la connaissance

qualitative et quantitative des interactions entre couches. L'écoulement est supposé être horizontal dans les parties aquifères et vertical dans les aquitards.

Notons cependant que si la crête du puits ne traverse qu'une seule des couches de l'aquifère, la plus grande aire d'alimentation sera obtenue en ne considérant pas les interactions possibles avec les autres couches (puisque cela revient en fait à négliger une recharge). S'il n'y a pas de variations attendues de la direction de l'écoulement entre les couches, il est donc conservateur d'adopter un modèle 2D pur.

Quant aux modèles 3D, ils sont requis (EPA, 2000; Mandle, 2002) lorsque :

- les conditions hydrogéologiques sont suffisamment bien connues pour en justifier l'usage;
- plusieurs aquifères sont présents;
- la composante verticale de l'écoulement est importante;
- le puits est proche d'une limite hydrogéologique (c'est-à-dire à une distance inférieure à $2\sqrt{\frac{K_h}{K_v} b}$, où b est l'épaisseur moyenne saturée et K_h et K_v les conductivités hydrauliques horizontale et verticale);
- des hétérogénéités tridimensionnelles d'une taille de l'ordre de la largeur de l'aire d'alimentation se trouvent dans le milieu;
- le milieu est anisotrope;
- les puits modélisés sont partiellement pénétrants (Molson *et al.*, 1994).

7.2.6 Milieux fracturés ou milieux poreux

Différents modèles conceptuels sont utilisés pour représenter les écoulements dans les milieux rocheux : les modèles continus, les modèles à représentation de fractures discrète et les modèles à double continuum (double porosité) (Bradbury *et al.*, 1991; Diodato, 1994; Anderson et Woessner, 1992).

Dans le cas de l'approche par modèle continu, on considère que le milieu fracturé se comporte comme un milieu poreux équivalent isotrope ou anisotrope. Dans le contexte qui nous occupe, cela signifie que les méthodes d'analyse « classiques » sont utilisables : pour ce type de milieu, l'estimation des aires peut être réalisée par l'ensemble des méthodes applicables aux milieux poreux. Les fractures sont donc suffisamment nombreuses et interconnectées pour soutenir l'hypothèse que la forme de l'aire d'alimentation est assimilable à celle d'un milieu poreux. Cependant, il faudra faire attention de ne pas sous-estimer les

vitesses d'écoulement. La principale difficulté de cette approche réside dans la détermination de la porosité pour l'estimation des flux de filtration. La détermination des aires de protection de milieux densément fracturés par la modélisation d'un milieu poreux équivalent qui ne tient pas compte de l'anisotropie et de la dispersion du milieu naturel mène à de très importantes sous-estimations de la taille des aires (Bradbury et Muldoon, 1994; Chevalier *et al.*, 2000).

Dans le cas de modèles à représentation de fractures discrètes, l'écoulement et le transport peuvent être résolus selon différentes hypothèses. L'approche peut être une approche explicite : les fractures, comme le milieu poreux, sont représentés physiquement dans le modèle et les flux et gradients sont calculés explicitement dans les deux milieux. Mais il peut s'agir d'une approche dite « par réseau de fractures », où le milieu poreux n'est pas représenté. L'écoulement s'effectue alors seulement par les fractures. Dans les deux cas, l'écoulement dans les fractures est calculé sur la base de la loi cubique (section 2.2). Un terme de diffusion tient ultérieurement compte du transport dans la matrice rocheuse.

Les modèles à double continuum établissent un lien entre les deux approches précédentes. Les fractures ne sont pas représentées physiquement dans ce type de modèle. L'écoulement ou le transport, ou les deux, peuvent y être caractérisés dans les fractures comme dans la matrice rocheuse, selon que le modèle choisi est à double porosité ou à double perméabilité.

Certains critères permettent d'évaluer si un modèle de type « milieu équivalent » s'applique au système à l'étude (Bradbury *et al.*, 1991) :

- *Test de pompage* : la réponse d'un test de pompage peut indiquer si le milieu se comporte comme un milieu poreux équivalent. En particulier :
 - les rabattements doivent augmenter linéairement en fonction des débits;
 - les courbes de rabattement en fonction du temps, prises dans deux directions différentes (ou plus) à partir du puits, doivent avoir des allures similaires et ne pas présenter d'inflexion;
 - le cône de rabattement autour du puits doit être circulaire ou elliptique.
- *Piezométrie locale* : une piézométrie non continue est un indicateur de milieu fracturé qui ne se comporte pas comme un milieu poreux équivalent. Cependant, une piézométrie continue ne prouve pas que le milieu est assimilable à un milieu poreux, d'autant que les irrégularités peuvent être difficile à détecter si les points de mesure de la piézométrie ne sont pas suffisants.
- *Rapport entre la taille de la fracture et l'échelle du problème* : pour un milieu poreux équivalent, l'échelle de fracturation doit être bien inférieure à l'échelle

des aires de protection. Un rapport d'au moins cent est attendu. Les fractures doivent être nombreuses et leur interconnexion appréciable.

- *Distribution de la conductivité hydraulique* : dans un milieu poreux équivalent, la distribution des conductivités hydrauliques est de type log-normal. Une distribution bimodale ou polymodale est caractéristique d'un aquifère fracturé. Notons qu'une distribution log-normale ne signifie pas que le milieu se comporte nécessairement comme un milieu continu.
- *Variations de la chimie des eaux* : la chimie et la température des eaux d'un milieu à fractures discrètes avec affleurements sont susceptibles de connaître de fortes variations dans l'espace et dans le temps. La qualité des eaux est susceptible également d'être affectée (turbidité, présence de bactéries).

La caractérisation d'un aquifère fracturé nécessite la détermination de l'espacement (densité), de l'orientation, de la longueur et de l'ouverture des fractures dans le milieu (en fonction de la profondeur) ainsi que du degré d'interconnexion des fractures (sections 3.3.1 et 6.1.3). Un milieu fracturé est souvent anisotrope et hétérogène. La recharge peut être rapide (le niveau statique peut s'élever rapidement à la suite d'un événement pluvieux) et concentrée sur des zones connectées directement avec l'aquifère.

Lorsque la caractérisation de l'aquifère fracturé permet d'envisager de le considérer comme un milieu poreux équivalent, les caractéristiques de l'aquifère doivent être déterminées sur le terrain par des essais de pompage (section 6.2.2) et par traçage (donc à une échelle suffisamment grande, c'est-à-dire régionale), mais aussi par des essais de laboratoire. Ainsi, la différence entre les valeurs de perméabilité obtenues en laboratoire pour la matrice sans fracture et les valeurs obtenues par essais en forage devrait donner la perméabilité du système de fractures (Rouleau *et al.*, 1996). L'approche de type « milieu poreux équivalent » peut être valide à une échelle régionale mais s'avérer peu adéquate localement. Il faut éviter d'utiliser cette approche de façon systématique sans la justifier.

Lorsqu'il n'est pas possible de considérer le milieu comme un milieu poreux équivalent, l'utilisation de modèles spécifiques aux milieux fracturés est requise (section 7.6.5).

7.3 Cartographie hydrogéologique

La cartographie hydrogéologique est une méthode d'analyse qui inclut un certain nombre des facteurs à l'origine de la forme des aires d'alimentation et de protection. Ce type de cartographie, s'il est pris au sens large, peut en effet inclure un ensemble de caractéristiques qui régissent ou résultent de l'écoulement de l'eau à l'intérieur des aquifères. Ainsi, la cartographie

hydrogéologique d'un secteur peut inclure la piézométrie, la recharge par infiltration verticale, la vulnérabilité, les secteurs à fort potentiel de contamination et l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage. Un guide a été produit par l'Association internationale des hydrogéologues (Struckmeier et Margat, 1994) sur la cartographie appliquée à l'hydrogéologie en général.

Dans la section qui suit, quelques aspects de la cartographie hydrogéologique sont présentés. Il s'agit de cerner spécifiquement leur usage et leur utilité dans l'estimation de l'aire d'alimentation et dans la détermination des aires de protection. Même si la cartographie hydrogéologique est en elle-même une méthode d'analyse, elle peut être couplée à d'autres méthodes d'analyse et fournir ainsi les connaissances nécessaires à la création d'un modèle conceptuel plus complet servant à l'élaboration de simulations numériques. Par ailleurs, la cartographie piézométrique peut à elle seule constituer une méthode d'analyse efficace dans l'estimation de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage.

7.3.1 Cartographie piézométrique

La cartographie piézométrique est une méthode d'analyse qui permet d'estimer l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage en tenant compte des lignes équipotentielles (isopièzes). Cette méthode est basée sur le principe selon lequel l'écoulement souterrain s'effectue perpendiculairement aux lignes équipotentielles. La forme des lignes équipotentielles est directement liée à l'hétérogénéité du milieu. En effet, la piézométrie dépend de l'architecture interne des aquifères. Ainsi, un changement latéral de lithologie ou une fracture importante engendre une bifurcation dans la direction de l'écoulement souterrain et, par le fait même, des lignes équipotentielles.

Afin d'estimer l'aire d'alimentation à l'aide de cette méthode, il suffit d'effectuer le traçage inverse de celui qu'aurait une particule d'eau dans l'aquifère (figure 7.1). Les particules qui sont aux extrémités latérales de l'aire d'alimentation indiquent les limites de celle-ci. De façon générale, ces particules doivent être introduites en aval de l'ouvrage de captage (figure 7.1). Les logiciels de simulation numérique, tel MODPATH (Environmental Modeling Systems Inc., 2002), utilisent un concept similaire. Cependant, le traçage inverse de particule effectué à partir de la cartographie piézométrique ne tient compte que de la géométrie des lignes équipotentielles et néglige les variations de vitesse de l'écoulement souterrain dans l'aquifère.

Afin d'obtenir les lignes équipotentielles, il faut procéder à l'interpolation des valeurs de charge hydraulique disponibles. L'emplacement des points d'observation, le nombre de points et la méthode d'interpolation ont une incidence majeure sur la justesse de l'estimation de l'aire d'alimentation (Verreault, 2003). En effet, en milieux complexes, il serait illusoire d'espérer obtenir une estimation précise à l'aide de seulement trois points d'observation.

Plusieurs méthodes d'interpolation permettent d'obtenir des lignes équipotentielles. Parmi celles-ci, mentionnons la triangulation, le krigage, les voisins naturels et l'interpolation rectangulaire. Comme la méthode des voisins naturels et la triangulation honorent les valeurs de chaque point connu, qu'elles répondent bien à l'anisotropie dans la distribution spatiale des points et qu'elles génèrent des surfaces dont le maximum et le minimum ne correspond pas nécessairement aux valeurs extrêmes des points disponibles, ces deux méthodes sont adéquates pour la création de la plupart des cartes piézométriques (Northwood Technologies, 2000).

La méthode d'interpolation par voisins naturels est une méthode géométrique dans laquelle chaque point et sa position respective influent sur le résultat de l'interpolation. D'abord, il y a la création des *polygones de Thiessen (PDT)*. Ces polygones sont générés en localisant les lignes des polygones à mi-distance entre chaque point et selon l'orientation normale à l'axe entre ces points (figure 7.2). L'ensemble de ces polygones forme un *diagramme de Voronoi*, qui permet l'interpolation. Ensuite, des polygones de Thiessen sont attribués temporairement (PDTT) à chaque pixel de la maille interpolée : l'élévation calculée pour chaque pixel correspond à la moyenne des élévations de chaque PDT inclus dans le PDTT, multipliée par son pourcentage surfacique. Donc, les PDT qui possèdent une plus grande surface à l'intérieur du PDTT ont une plus grande influence sur la valeur d'élévation calculée au pixel.

La triangulation est une méthode mathématique d'interpolation linéaire. Les trois points qui forment le triangle sont nécessairement situés dans un plan. Sur l'axe reliant deux points, il est simple d'évaluer l'élévation en tout point, en interpolant linéairement. Mathématiquement, la fonction qui régit cette interpolation est la suivante :

$$f_0(u) = e_0 + u(e_1 - e_0) \quad (7.1)$$

où f est la fonction, u est le paramètre qui varie le long de la droite sur l'abscisse et e est l'élévation aux points 0 et 1. Afin d'interpoler ailleurs dans le plan, mais à l'intérieur du triangle, il s'agit d'utiliser la combinaison de deux vecteurs. Ces vecteurs correspondent à deux axes reliant chaque point. La fonction qui régit le second vecteur peut s'écrire ainsi :

$$f_1(u) = e_0 + u(e_2 - e_0) \quad (7.2)$$

où e est l'élévation des points 0 et 2. Afin d'interpoler l'élévation d'un point dans le triangle, il s'agit de combiner les deux vecteurs :

$$e(u, v) = f_0(u) + v(f_1(u) - f_0(u)) \quad (7.3)$$

où u est le paramètre sur un des deux vecteurs reliant chaque point et v est le paramètre latéral à l'intérieur du triangle.

Étant donné l'importance de l'emplacement des points d'observation, de leur nombre et de la méthode d'interpolation dans l'estimation de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage à l'aide de la cartographie piézométrique, Verreault (2003) a développé une méthode d'agencement pour l'implantation optimale de piézomètres (IOP). Cet agencement des piézomètres est relativement stricte et suggère une approche progressive, c'est-à-dire que chaque emplacement dépend du résultat de l'estimation de l'aire d'alimentation effectuée avec les points d'observation disponibles à l'estimation précédente. La méthode générale est basée sur le fait que la bordure de l'aire d'alimentation aboutit à une singularité géométrique à son extrémité aval : le point de stagnation, où une goutte d'eau peut mourir d'incertitude, ne sachant si elle doit aller vers le puits ou s'en éloigner. Deux particules jumelles, l'une à droite et l'une à gauche, se rencontrent au point initial après avoir parcouru chacune leur bras respectif. Elles doivent maintenant faire le parcours inverse, en traversant, toujours perpendiculairement, les lignes équipotentielles. Des techniques d'implantation de piézomètres ont été conçues surtout dans le but d'estimer l'étendue d'un panache de contamination (French *et al.*, 2000; Hudak, 2000). Cependant, nous n'avons pas identifié à ce jour de travaux portant sur une approche de ce genre appliquée à l'estimation de l'aire d'alimentation de puits de captage d'eau souterraine. La méthode est présentée en détail à l'annexe C.

7.3.2 Recharge par infiltration verticale

La recharge est un élément important, surtout lorsqu'il s'agit d'évaluer des aires de protection. En effet, communément, l'aire d'alimentation est estimée en évaluant l'écoulement horizontal. Cependant, pour une aire d'alimentation définie, certaines parties contribuent davantage à l'alimentation du puits et requièrent donc une protection accrue.

Même pour un aquifère semi-captif, une recharge s'effectuera au travers d'un aquitard. Cette drainance peut être une source de recharge considérable dans certains milieux aquifères, notamment pour des aquifères captifs profonds. La recharge peut être évaluée à partir de la loi de Darcy :

$$W = \frac{K'}{b'} \Delta h \quad (7.4)$$

où Δh est la différence entre la charge hydraulique de l'aquifère et celle mesurée au toit de l'aquitard. Le ratio K'/b' peut être obtenu par l'interprétation d'un essai de pompage dans l'aquifère, par exemple par la technique de Walton (Kruseman et De Ridder, 1990).

De plus, l'urbanisation génère des modifications dans la recharge auxquelles il faut prêter attention (Lerner *et al.*, 1990) :

- l'imperméabilisation du sol est généralement plus grande en zone urbaine. Cependant, l'effet de ruissellement est augmenté et l'eau ruisselée peut s'infiltrer plus loin;
- le ruissellement accru par l'imperméabilisation en raison de l'urbanisation augmente les débits des cours d'eau et l'infiltration ultérieure sous leur lit;
- les parcs et jardins sont irrigués en plus de recevoir les précipitations naturelles et participent à l'accroissement de la recharge;
- les pertes du réseau de distribution d'eau peuvent contribuer à la recharge d'une façon considérable.

Afin de déterminer si la prise en compte de la recharge est nécessaire à l'estimation des aires d'alimentation, il est nécessaire d'évaluer en premier lieu sa distribution spatiale dans la zone étudiée. Les indicateurs à prendre en compte pour estimer la distribution spatiale de la recharge sont, en particulier :

- les formations superficielles (homogènes ou non, perméables ou non) ainsi que le type de sol;
- la topographie;
- la végétation et l'utilisation des sols;
- la stratigraphie (régulière ou non) et la profondeur de la nappe (constante ou non);
- l'interaction avec les eaux de surface.

L'étude de la recharge peut se faire en parallèle avec l'étude de vulnérabilité, les deux notions étant fortement liées. Le fait de négliger la recharge sous-tend la possibilité de surestimer la distance de la limite amont de l'aire d'alimentation (USEPA, 1987). En effet, une recharge uniforme n'a pas d'incidence sur la largeur de l'aire d'alimentation mais plutôt sur la distance de la limite amont. Plusieurs méthodes d'analyse présentées plus loin dans ce chapitre négligent la recharge dans leur fondement mathématique. Cependant, de façon indirecte, ces méthodes incluent à tout le moins une certaine recharge, puisqu'il y a présence d'eau.

Par contre, si la recharge est hétérogène, il est indispensable de la localiser et de la quantifier. La cartographie piézométrique (section 7.3.1) est une méthode d'analyse détournée pour inclure la recharge dans l'estimation de l'aire d'alimentation. De fait, la forme des lignes équipotentielles, qui régit la méthode de la cartographie piézométrique, sera implicitement modifiée par une recharge

non uniforme. De plus, lorsque la recharge varie considérablement dans le temps et dans l'espace, une étude en régime transitoire peut s'avérer nécessaire (section 7.2.4). Ce genre de cas peut être traité, notamment, par suivi piézométrique ou par simulation numérique.

La section qui suit illustre certaines méthodes de quantification de la recharge. Un numéro du *Hydrogeology Journal* (volume 10, numéro 1, février 2002) est entièrement consacré au thème de la recharge. Les méthodes sont classées selon le type de technique qu'elles requièrent; elles sont décrites dans Scanlon *et al.* (2002) et dans Lerner *et al.* (1990). Les techniques d'analyse de surface permettent d'estimer la recharge potentielle, alors que les techniques d'analyse souterraine (en milieu saturé) permettent d'estimer la recharge effective. Les techniques basées sur l'utilisation de traceurs (section 6.2.4) ainsi que celles portant sur les milieux non saturés ne sont pas abordées.

7.3.2.1 Techniques d'analyse de surface

7.3.2.1.1 Technique du bilan hydrique

Cette technique consiste à appliquer la loi de conservation de la masse sur le cycle hydrologique : la différence entre les entrées (précipitations et autres entrées potentielles) et les sorties (interception, évapotranspiration, ruissellement, recharge souterraine et autres sorties potentielles) d'eaux dans le système équivaut à la variation de stockage d'eaux dans les réservoirs.

L'approche consiste généralement à réaliser l'estimation de tous les termes du bilan et à obtenir la recharge par différence. L'exactitude de la méthode est donc directement liée à l'exactitude avec laquelle on obtient les autres variables. Les erreurs d'estimation sur chaque variable s'accumulent dans le terme de la recharge. Par ailleurs, l'incertitude sur le résultat est d'autant plus grande que la valeur de la recharge est faible par rapport aux autres flux.

Les méthodes permettant le calcul des différents termes du bilan pourront être obtenues dans des livres spécialisés en hydrologie. Citons par exemple Llamas (1993), et Champoux et Toutant (1988). Notons que certains modèles de simulation numérique de bassins versants permettent la détermination de la recharge sur la base de cette technique du bilan.

7.3.2.1.2 Perte ou gain par les eaux de surface

Les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines peuvent être évalués par jaugeage des débits sur une fraction du cours d'eau (section 6.2.3.3). Le flux de recharge correspond alors à la différence entre les flux entrants et les flux sortants du système considéré. Les débits entrants correspondent au débit amont du cours d'eau et au débit des affluents sur la fraction considérée. Les débits sortants correspondent au débit aval du cours d'eau, au débit des confluents sur la fraction considérée, aux pertes par évaporation et à la variation de stockage en fonction du temps.

L'infiltration d'une eau de surface vers les eaux souterraines ou, inversement, l'exfiltration d'une eau souterraine vers la surface, peut être mesurée notamment, avec un infiltromètre (section 6.2.3.1) ou par l'implantation de mini-piézomètres (section 6.2.3.2). Il est aussi possible d'estimer la part de l'eau souterraine qui contribue à alimenter les cours d'eau de surface par la technique de séparation de l'hydrogramme de crue. Cependant, cette méthode requiert la mesure « en continu » du débit du cours d'eau. Cette technique permet d'estimer la recharge en effectuant la différence entre le débit potentiel d'écoulement souterrain restant à la fin d'une période de décrue et le débit potentiel total au début de la décrue suivante (Domenico et Schwartz, 1990).

7.3.2.2 Techniques d'analyse souterraine

7.3.2.2.1 Mesure de la fluctuation de la nappe

Cette méthode se base sur l'hypothèse qu'une élévation de niveau dans une nappe libre en condition naturelle est causée par la recharge. Elle nécessite la connaissance des variations du niveau de la nappe au cours du temps (par le biais d'hydrogrammes de puits).

$$W = S_y \frac{dh}{dt} \quad (7.5)$$

Les difficultés de la méthode se situent dans la détermination d'une valeur représentative de la porosité de drainage S_y , et dans l'hypothèse que les fluctuations de niveau ne sont causées que par la recharge. La méthode est décrite et des exemples sont donnés dans Healy et Cook (2002).

7.3.2.2.2 Loi de Darcy

Cette méthode suppose que le débit spécifique q traversant une section verticale S_1 de l'aquifère (libre ou captif) est égal au produit de la recharge W par l'aire S_2 contribuant à celle-ci.

$$qS_1 = WS_2 \text{ avec } q = Ki \quad (7.6)$$

La section verticale doit être alignée avec une ligne équipotentielle. La méthode est simple d'application mais exige que la conductivité et le gradient hydrauliques soient homogènes et bien connus à une échelle régionale. De plus, de fortes incertitudes sur la valeur de la recharge résultent de la variabilité de la conductivité hydraulique.

7.3.2.2.3 Modèles numériques

La valeur de la recharge peut être prédite par le calage des modèles numériques (Sanford, 2002) (section 7.6.2). La méthode nécessite tout d'abord la détermination de la distribution des zones de recharge et une approximation de la valeur des taux de recharge. Lors du calage, la recharge et la conductivité hydraulique seront déterminées simultanément. Ces deux paramètres étant fortement liés, la solution n'est pas unique. La détermination de la recharge par calage du modèle en régime permanent n'est donc pas précise. La méthode doit plutôt être utilisée comme ajustement d'une valeur de recharge déjà estimée autrement. En régime transitoire, lorsque la solution doit reproduire les variations temporelles de recharge (la conductivité hydraulique restant constante), la méthode de calage simple peut donner une estimation plus juste de la recharge.

Notons que certains modèles peuvent tenir compte pour le calage de l'âge de l'eau souterraine, en plus des charges hydrauliques. Un autre paramètre doit alors être estimé : la porosité. La conductivité hydraulique, la recharge et la porosité étant fortement corrélées, la solution ne sera donc pas toujours unique. Cependant, et à condition que la variabilité de la porosité et l'incertitude quant à sa valeur soient plus faibles que pour les deux autres paramètres, la solution pour la recharge sera, a priori, plus précise si elle tient compte de ces nouvelles données. Cette dernière affirmation sera donc généralement valide en milieu poreux, mais beaucoup plus sujette à controverse en milieu fracturé.

7.3.2.3 Exemples au Québec

La recharge a été évaluée dans la MRC de Portneuf (aquifères du piémont laurentien) à partir des méthodes du bilan hydrologique (première estimation de la recharge) et des hydrogrammes de quatre puits (deuxième estimation pour ajustement de la valeur) (Larose-Charette, 2000). La géologie de la MRC est

caractérisée par une couverture de sédiments marins et glaciaires sur socle rocheux. La recharge des aquifères libres a été évaluée à 0,25 mètre par année, soit 21,3 % des précipitations annuelles moyennes.

Une étude hydrogéologique régionale (Savard *et al.*, 2002; Nastev *et al.*, 2002) du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec (aquifère des Basses-Laurentides) a permis l'estimation de la recharge (ramenée à toute la superficie du territoire) à 77 millimètres par année, ce qui correspond à 7,3 % des précipitations moyennes de la région. Ce taux a été obtenu par calage d'un modèle numérique, avec une valeur préliminaire de 45 millimètres par année obtenue par la méthode de Darcy. Notons que 73 % du territoire est couvert de dépôts marins argileux peu perméables.

Un bilan hydrologique global a été réalisé pour le système de l'aquifère régional du roc de l'île de Laval (Berjamy, 1991). La surface du sol de l'île de Laval est en grande partie couverte d'un dépôt de till datant du Wisconsinien et des argiles de la mer de Champlain. La recharge a été évaluée à 98,5 millimètres par année, soit 9,4 % des précipitations totales.

7.3.3 Analyse de la vulnérabilité et du risque

Une carte hydrogéologique peut inclure la représentation des secteurs de vulnérabilité variable. Ce genre de carte est relativement utile à la gestion du territoire et nécessaire, dans certains cas, à l'application du RCES. Comme le chapitre 8 traite plus particulièrement d'analyse de risque et d'outils d'aide à la décision, nous proposons d'associer uniquement à l'analyse de la vulnérabilité les propriétés du système aquifère. Ainsi, lors de ce type d'analyse, nous négligeons la nature des sources de contamination existante. Par contre, l'analyse du risque inclut la vulnérabilité et la contamination potentielle. De fait, une carte du risque pourrait être incluse dans la cartographie hydrogéologique et pourrait aussi être jumelée à la vulnérabilité aquifère. D'ailleurs, plusieurs méthodes d'analyse confondent volontairement le risque et la vulnérabilité.

La première méthode d'évaluation qui a mené à la création d'une carte de vulnérabilité a été réalisée en France par Albinet (1970). Cette méthode considère principalement les lithologies et englobe quinze critères d'importances variables dont la recharge, le ruissellement et les zones captives. Ce type de carte est valide à grande échelle. Aussi, les principaux développements se sont effectués dans ce sens (Vrba et Zoporozec, 1994). Plusieurs méthodes ont été présentées au Congrès international sur la vulnérabilité de 1987 (Carter *et al.*; Civita *et al.*; Goosen et Van Damme; Ostry *et al.*; tous en 1987). Une revue des différentes méthodes d'analyse de la vulnérabilité est présentée par l'Association Internationale des hydrogéologues (Vrba et Zoporozec, 1994).

Un autre type d'approche a été conçu afin de déterminer la vulnérabilité des eaux souterraines par modélisation numérique (Frind et Molson, 2002). Cette méthode combine la détermination des aires d'alimentation et de protection avec l'estimation de la vulnérabilité. Selon les caractéristiques du modèle de transport utilisé (processus physiques modélisables), il est alors possible de tenir compte des propriétés spécifiques d'un contaminant donné.

Le *RCES* se réfère à la méthode DRASTIC comme moyen d'évaluation de la vulnérabilité. La méthode DRASTIC semble être la méthode de détermination de l'indice de vulnérabilité (intrinsèque) des eaux souterraines la plus communément utilisée. Cette méthode, qui consiste en un système de cotation numérique, est décrite en détail dans Aller *et al.* (1987). Elle est résumée à l'annexe D. L'indice de vulnérabilité DRASTIC correspond à un nombre dont la valeur croît avec le niveau de risque de contamination de l'aquifère; son calcul résulte en des valeurs minimale et maximale de 23 et 226. Un exemple d'application de la méthode DRASTIC en territoire québécois (MRC de Montcalm) est présenté par Champagne et Chapuis (1993). Ces travaux démontrent que les cas répertoriés de contamination des eaux souterraines se trouvent dans les zones où des indices élevés de vulnérabilité ont été déterminés. Cette constatation suggère que la méthode préconisée fournit un bon indicateur de la vulnérabilité des eaux souterraines.

7.4 Méthodes analytiques pures

7.4.1 Méthodes du rayon arbitraire et du rayon calculé

Hypothèses

Les méthodes dites « du rayon » ne sont justifiables que dans deux situations :

- i) si les données géologiques ou hydrogéologiques, ou les deux, prouvent que la nappe est naturellement protégée;
- ii) lorsqu'il est possible de surdimensionner de façon importante les aires de protection bactériologique et virologique sans contrainte économique. Il s'agit, dans ce cas, de démontrer qu'aucune contrainte économique n'existe face aux règlements qui régissent les activités autour de l'installation de captage, et de montrer pourquoi cet état de fait ne sera pas amené à être modifié.

Description de la méthode

Dans les deux cas, la distance correspondant à un temps de transport de l'eau de 550 jours devra être estimée de façon sécuritaire. Dans le premier cas, elle servira à justifier l'hypothèse que la nappe est protégée sur une surface « suffisamment grande » autour de l'installation. Dans le second cas, elle permettra d'établir l'aire de protection.

La distance du parcours de l'eau correspondant à un temps de transfert de 550 jours peut être calculée à partir de données de terrain portant sur les propriétés hydrogéologiques du milieu ou de valeurs tirées de la littérature. Ce calcul correspond à la distance d des solutions analytiques (section 7.4.2). Il s'agira de sélectionner les paramètres du milieu qui surestiment la distance d .

Dans le cas où l'aquifère est suffisamment bien protégé, il est possible de limiter arbitrairement l'extension des aires de protection à l'extension de l'aire de protection immédiate. Dans le cas d'une configuration où aucune contrainte économique ne justifie une détermination plus exacte des aires de protection, celles-ci correspondent aux surfaces couvertes par un rayon égal aux valeurs d (pour des temps de 200 et 550 jours) calculées autour de l'ouvrage de captage.

Conclusions

Ces méthodes ne sont justifiables que pour les situations précisées ci-dessus. Elles ne permettent pas la détermination de l'aire d'alimentation. Elles ne nécessitent pas de données précises quant aux propriétés hydrauliques du milieu, mais celles-ci doivent être estimées de façon à garantir la sécurité des aires de protection.

7.4.2 Méthode analytique

Les fondements mathématiques de cette méthode se trouvent dans Bear et Jacobs (1965) et Grubb (1993).

Hypothèses

Le seul phénomène pris en compte par cette méthode est l'advection. Il s'agit d'une méthode bidimensionnelle, et la recharge n'est pas considérée dans les calculs. Le puits est vertical, unique et totalement pénétrant, et il pompe sur toute l'épaisseur saturée de l'aquifère. Le régime permanent est supposé atteint. L'aquifère peut être assimilé à un milieu poreux infini (c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'influence de conditions aux limites sur le pompage), isotrope et homogène.

Description de la méthode

Analyse globale :

Selon les hypothèses énoncées précédemment, il est possible de déterminer de façon analytique l'enveloppe de l'aire d'alimentation ainsi que les courbes d'égal temps de transfert (isochrones) vers l'ouvrage de captage (figure 7.3). Les équations utilisent les paramètres sous une forme adimensionnelle¹.

¹La formulation avec des paramètres sans dimension permet d'obtenir pour les isochrones des équations analytiques « universelles », c'est-à-dire indépendantes des valeurs particulières des paramètres hydrogéologiques des systèmes à l'étude. C'est ce qui permet le tracé de courbes de référence, nommées *abaques*.

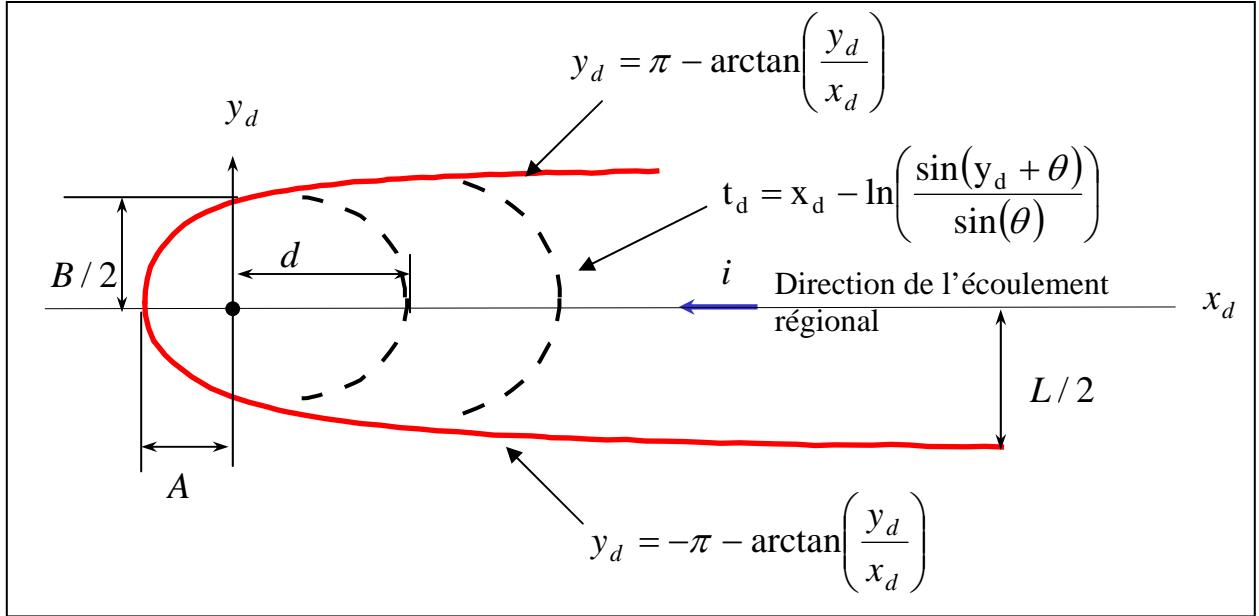


Figure 7.3 : Représentation de l'aire d'alimentation et des isochrones déterminées par solution analytique

La définition des paramètres adimensionnels diffère selon le type d'aquifère rencontré. Pour un aquifère captif, Bear et Jacobs (1965) utilisent les formulations suivantes :

$$\begin{aligned}
 x_d &= \frac{2\pi K b i}{Q} x \\
 y_d &= \frac{2\pi K b i}{Q} y \\
 t_d &= \frac{2\pi b (K i)^2}{n_e Q} t \\
 \theta &= \arctan\left(\frac{y_d}{x_d}\right)
 \end{aligned} \tag{7.7}$$

Pour un aquifère en nappe libre, Grubb (1993) a démontré que les formulations précédentes étaient applicables, à condition d'utiliser comme définition de l'épaisseur saturée $b = (h_1 + h_2)/2$, et comme définition du gradient hydraulique $i = (h_1 - h_2)/L$, où

- h_1 et h_2 sont les charges hydrauliques amont et aval le long d'une ligne de courant avant la mise en pompage;
- Δl est la distance entre ces deux points.

Cela donne comme paramètres adimensionnels :

$$\begin{aligned}
 x_d &= \frac{\pi K (h_1^2 - h_2^2)}{Q \Delta l} x \\
 y_d &= \frac{\pi K (h_1^2 - h_2^2)}{Q \Delta l} y \\
 t_d &= \frac{\pi (h_1 + h_2) \left(K \frac{(h_1 - h_2)}{\Delta l} \right)^2}{n_e Q} t \\
 \theta &= \arctan \left(\frac{y_d}{x_d} \right)
 \end{aligned} \tag{7.8}$$

L'axe des abscisses correspond à la direction du gradient hydraulique régional. Malheureusement, l'équation des isochrones ne se résout pas de façon directe. Il est cependant possible d'utiliser des logiciels mathématiques (par exemple, *Mathematica*²) pour obtenir le tracé des courbes exactes, fonctions des paramètres du système étudié. Pour éviter cette étape, deux méthodes d'analyses simplifiées sont proposées ci-après.

Analyses simplifiées

i) Il est possible de se contenter de déterminer les distances suivantes (figure 7.3) :

- distance entre la limite aval de la zone d'appel et l'ouvrage de captage (A);
- largeur maximale de l'aire d'alimentation (L);
- largeur de la limite d'alimentation au droit du puits (B);
- distance du puits à l'isochrone considérée (d), selon l'axe des abscisses.

² <http://www.wolfram.com>.

$$\text{En nappe captive : } \begin{cases} A = \frac{Q}{2\pi b K_i} \\ L = \frac{Q}{b K_i} \\ B = \frac{L}{2} \end{cases} \quad \text{En nappe libre : } \begin{cases} A = \frac{Q \Delta l}{\pi K (h_1^2 - h_2^2)} \\ L = \frac{2Q \Delta l}{K (h_1^2 - h_2^2)} \\ B = \frac{L}{2} \end{cases}$$

La valeur de la distance d doit être calculée par erreurs et échecs afin de correspondre à l'isochrone, au temps t considéré selon l'équation :

$$t = \frac{n_e d}{K_i} - \frac{Q n_e}{2\pi (K_i)^2 b} \ln \left(1 + d \frac{2\pi K_i b}{Q} \right) \text{ en nappe captive, et} \quad (7.9)$$

$$t = \frac{n_e \Delta l}{K (h_1 - h_2)} d - \frac{Q n_e \Delta l^2}{\pi (h_1 + h_2) (K (h_1 - h_2))^2} \ln \left(1 + \frac{\pi K (h_1^2 - h_2^2)}{Q \Delta l} d \right) \quad (7.10)$$

en nappe libre.

Le périmètre de protection au temps t est alors déterminé par l'arc de cercle de rayon d centré au puits, jusqu'à son intersection avec l'aire d'alimentation. Cette simplification se justifie car elle est conservatrice, l'isochrone réelle se situant à l'intérieur de cet arc de cercle.

ii) Pour obtenir plus de points appartenant aux périmètres de protection, on se référera aux abaques fournis à l'annexe E. Les étapes de la résolution sont alors les suivantes :

- calculer les temps adimensionnels t_d correspondant aux critères de 200 et de 550 jours avec les paramètres du cas à l'étude;
- sur les courbes correspondantes, déterminer le nombre désiré de couples (x_d, y_d) appartenant à ces courbes (choisir l'abaque le plus précis); faire de même avec la courbe enveloppe de l'aire d'alimentation;
- recalculer les valeurs x et y dimensionnelles correspondantes et les reporter sur la carte du système étudié.

Cette méthode est devenue de pratique courante mais elle est souvent utilisée sans discernement.

Vérifications

- i) Une certaine validation de l'ensemble des hypothèses doit être faite avant d'appliquer les formulations analytiques. En particulier, il devrait être démontré par un essai de pompage que l'aquifère se comporte, de façon raisonnable, comme un milieu poreux, homogène, isotrope et sans condition aux limites détectables.
- ii) Les connaissances du milieu nécessaires à l'application de la méthode sont assez réduites. Néanmoins, une erreur quant à la valeur des données utilisées peut entraîner d'importants biais dans la détermination des aires; par ailleurs, il est rare de pouvoir déterminer avec exactitude les paramètres hydrogéologiques d'un site. Il importe donc de prendre un soin particulier à la mesure ou à l'estimation du gradient et de la conductivité hydraulique ainsi qu'à la porosité effective du milieu aquifère. Une surestimation du flux régional (K_i) entraîne une sous-estimation de l'aire d'alimentation et une surestimation des aires de protection. Une surestimation de la porosité effective entraîne une sous-estimation des aires de protection. Signalons que l'incertitude sur la porosité effective est particulièrement élevée dans le cas de milieux fracturés. Une erreur dans la direction de l'écoulement entraîne directement une erreur dans la forme des aires. À titre d'exemple, pour réduire cette incertitude, la Commission géologique du New Jersey préconise l'augmentation de la surface des aires par une rotation (de plus ou moins 20 degrés, selon les configurations) des aires autour de l'axe des abscisses (New Jersey, 2002). Les effets de la variabilité de l'estimation de l'aire d'alimentation sur le choix de la démarche d'analyse sont discutés à la section 8.1.2.
- iii) Il est de rigueur de terminer l'analyse en mettant en relation les périmètres délimités et les zones de recharge de l'aquifère. De fait, la méthode n'est pas valable pour un aquifère dont le niveau statique fluctuerait notablement dans le temps aux environs du captage.

Conclusions

La méthode a pour avantage d'être simple et de ne nécessiter qu'un minimum de données. Cependant, elle simplifie à l'extrême le système modélisé et, en conséquence, les conditions de son application ne peuvent exister dans le milieu naturel. Elle doit donc être employée avec discernement. Le bien-fondé de chacune des hypothèses de la méthode doit être discuté et les résultats doivent être soumis à une critique. Cette discussion doit être incluse dans le rapport hydrogéologique.

Par ailleurs, cette méthode est particulièrement sensible aux incertitudes liées aux données hydrogéologiques. Une méthode a été élaborée afin de tenir compte des probabilités liées aux incertitudes sur la direction et l'amplitude de la

vitesse de l'écoulement (Jacobson *et al.*, 2002). Une façon de faire très conservatrice consisterait à définir les aires par la superposition des surfaces déterminées avec des jeux de données plausibles extrêmes.

7.5 Méthodes basées sur les éléments analytiques

7.5.1 Considérations générales

La modélisation par la méthode des éléments analytiques (MEA) est basée sur la théorie des potentiels. La méthode consiste en la superposition de fonctions analytiques, appelées *éléments analytiques*, qui représentent les lignes de courants et les lignes potentielles. Ces fonctions sont toutes des solutions élémentaires de l'équation de Laplace (c'est-à-dire de l'écoulement) pour des conditions aux limites telles une rivière, un puits, un changement de perméabilité, etc. Par l'addition des influences propres, il est possible de modéliser un domaine entier. Pour plus de détails théoriques sur les éléments analytiques, le lecteur se reportera à Strack (1989). Un modèle MEA peut permettre de trouver l'écoulement en régime permanent ou transitoire dans des systèmes aquifères hétérogènes avec des effets de drainance. Il n'y a théoriquement pas de limites à la méthode (Strack, 2001).

Les avantages notables de la méthode sont les suivants (Strack, 2001) :

- un modèle MEA est indépendant du facteur d'échelle. L'utilisation de ce type de modèle ne demande pas la définition de conditions aux frontières (c'est-à-dire que le système aquifère est supposé infini), le modélisateur rajoute les frontières connues sans se préoccuper de la fermeture du domaine. Cependant, il faut utiliser des propriétés hydrogéologiques du domaine suffisamment éloignées de la zone que l'on veut modéliser afin de ne pas créer trop de biais sur les résultats. En pratique, la méthode utilisée lors de l'élaboration du modèle est la suivante : de nouveaux éléments analytiques sont ajoutés à l'échelle régionale, jusqu'à ce que l'amplitude et la forme des lignes équipotentielles simulées dans l'aire d'étude s'approchent des conditions observées et que l'ajout d'éléments à l'échelle régionale n'affecte plus de façon pertinente les charges calculées à l'intérieur de cette aire. Ensuite, cette aire est modélisée de façon plus détaillée;
- la taille du modèle n'affecte pas la vitesse de résolution : il est possible de mener une étude locale dans un système modélisé à l'échelle régionale sans avoir à réduire la taille du modèle;
- la méthode est particulièrement adaptée à la détermination des isochrones par méthode particulière, car les expressions des vitesses sont analytiques (donc définies en tout point du domaine);

- la méthode est moins exigeante, en ce qui concerne les paramètres d'entrée, qu'un modèle numérique;
- la masse est conservée, ce qui n'est pas toujours le cas avec les méthodes numériques.

Les principaux désavantages :

- les logiciels sont difficiles à créer. Il n'y a théoriquement pas de limite à la modélisation des systèmes complexes; cependant, en pratique, les logiciels qui ont été créés jusqu'à présent restent encore limités à la modélisation de systèmes simplifiés;
- le calage du modèle demeure une étape nécessaire et délicate (voir la section 7.8.2). L'élaboration du modèle et le calage sont faits de concert : les éléments analytiques sont ajoutés, soustraits ou modifiés afin de tenir compte des principaux paramètres hydrogéologiques définissant l'écoulement souterrain (Wuolo *et al.*, 1995). Étant donné les hypothèses simplificatrices des modèles basés sur la méthode, un calage précis peut s'avérer impossible à réaliser (à cause d'un trop faible degré de liberté des paramètres). Il faut alors changer soit de modèle, soit de méthode d'analyse.

Afin d'illustrer la méthode, nous commentons deux modèles à l'annexe F.

7.5.2 Conclusions au sujet des modèles basés sur les éléments analytiques

Ce type de modélisation est en développement. Certains modèles semblent vouloir intégrer des contraintes comme :

- une élévation du mur de l'aquifère non constante, une porosité non uniforme et des puits partiellement pénétrents (Haitjema, 2002);
- un aquifère multicouches (Strack, 1992);
- un aquifère libre 3D avec des puits horizontaux ou verticaux partiellement pénétrents (Stewart, 2002);
- l'écoulement transitoire (Rumbaugh, 1995).

Une édition spéciale du *Journal of Hydrology* (volume 226, numéros 3-4, 31/12/99) est entièrement consacrée à la méthode d'analyse basée sur les éléments analytiques.

Cette méthode d'analyse a pour avantage majeur sa facilité d'utilisation, puisqu'elle ne requiert pas de connaissances pointues en simulation, mais essentiellement en hydrogéologie et plus particulièrement une grande expertise

en hydraulique souterraine. Cependant, il faut déterminer pour chaque système à l'étude s'il existe un modèle prenant en compte toutes les caractéristiques hydrogéologiques nécessaires.

7.6 Méthodes numériques déterministes

Dans cette section, on prend pour acquis que le lecteur possède les connaissances de base en modélisation hydrogéologique. D'ailleurs, tout hydrogéologue qui utilise un logiciel de modélisation est tenu d'en connaître suffisamment les fondements pour être à même :

- de juger de l'incidence de ses choix sur la solution obtenue, en particulier en ce qui concerne la géométrie, le maillage et les conditions aux limites;
- de justifier les hypothèses et les limites du modèle;
- d'apprécier l'effet de la méthode d'approximation mathématique sur la solution.

L'annexe G propose quelques rappels, qui devraient permettre au lecteur de juger de ses connaissances.

7.6.1 Considérations générales

Les méthodes de calcul déterministes permettent de résoudre le problème de l'écoulement à partir de paramètres hydrogéologiques fixes. Un modèle numérique permet d'obtenir une solution approximative des équations mathématiques représentant la physique du problème. Les méthodes diffèrent par le type de solution utilisée pour l'approximation.

Les deux principales familles de méthodes numériques employées actuellement pour la simulation des écoulements souterrains sont les différences finies et les éléments finis. Le choix entre un modèle basé sur la méthode des différences finies ou celle des éléments finis dépend du système étudié et de la préférence de l'utilisateur. Voici quelques caractéristiques générales des deux types de modèles (Anderson et Woessner, 1992). La méthode des différences finies est plus simple d'utilisation. Généralement, quelques données sont suffisantes pour construire un maillage en différences finies. La méthode des éléments finis permet de mieux gérer des frontières irrégulières, un niveau statique fluctuant ainsi que l'ajustement local de la taille des éléments. Elle permet ainsi de gérer plus aisément les frontières internes ainsi que les puits, en ne modifiant que les éléments qui en sont proches. Un modélisateur averti réalisera un maillage beaucoup plus efficace par éléments finis que par différences finies, d'où un gain en exactitude et en temps de calcul.

Pour ce qui est de l'approximation numérique, la différence fondamentale est qu'avec la méthode des différences finies, la charge est calculée aux nœuds et une moyenne est réalisée pour les cellules environnantes, tandis qu'avec la méthode des éléments finis, la charge est définie en tous points grâce à des fonctions d'interpolation. La résolution est donc plus précise en éléments finis. Cette caractéristique peut être importante lorsque les isochrones sont déterminées par méthode particulaire. En effet, les lignes d'écoulement seront plus justes si la vitesse est connue en tous points de l'aquifère plutôt qu'aux nœuds du maillage seulement.

Afin de permettre la détermination des lignes d'écoulement et des isochrones, les modèles en différences finies et en éléments finis incluent le plus souvent un module de calcul du déplacement de particules, basé sur la « méthode des caractéristiques » ou la méthode de « marche au hasard » (Kinzelbach, 1986). Toutes les méthodes particulières ne permettent pas la prise en compte du phénomène de dispersion. Le déplacement des particules est calculé sur la base du champ de vitesse obtenu par le modèle. Lorsque le phénomène de dispersion hydrodynamique n'est pas pris en compte, des biais dans la détermination des aires ou des difficultés dans l'interprétation des résultats peuvent apparaître. Ils résultent du nombre insuffisant de particules dont le déplacement est simulé ou de la présence d'hétérogénéités pour un système aquifère complexe (Molson *et al.*, 1994; Frind *et al.*, 2002).

7.6.2 Étapes de la modélisation

Les différentes étapes à suivre dans une étude de modélisation sont définies par Anderson et Woessner (1992) et Molson *et al.* (1994). Elles se résument à ce qui suit.

Définition du domaine et conditions aux frontières

Verticalement, le domaine est généralement limité par la base de l'aquifère et par son épaisseur. Horizontalement, le domaine sera préférablement limité par des conditions naturelles (rivière, lac, limite imperméable...).

Le domaine doit être suffisamment grand. Une analyse préalable par méthode analytique peut aider à définir la taille du domaine à modéliser. S'il faut ajouter des conditions artificielles, celles-ci doivent être placées suffisamment loin du domaine étudié pour ne pas créer de distorsions dans le système.

Les conditions aux frontières peuvent être de type *charge imposée* (condition de Dirichlet) – par exemple en présence d'un lac ou d'une rivière représentant une frontière pour l'aquifère. Elles peuvent être de type *flux imposé* (condition de Neumann) – par exemple pour modéliser la recharge ou une condition latérale dont on a estimé l'apport. Une condition de flux nul peut être utilisée pour modéliser une frontière imperméable ou une ligne de partage des eaux. Un

milieu est considéré comme une frontière imperméable si sa conductivité hydraulique est d'au moins deux ordres de grandeur inférieure à celle du milieu adjacent.

Les conditions aux frontières peuvent aussi être de type *mixte* (condition de Cauchy), c'est-à-dire qu'elles représentent des conditions de flux dépendantes de la charge hydraulique. Ces conditions peuvent être employées pour simuler des effets de drainance, par exemple avec des eaux de surface ou avec un aquitard.

Finalement, le bilan hydrique du domaine déterminé sera réalisé afin de le comparer avec le bilan calculé par le modèle.

Discrétisation du domaine

Pour un phénomène transitoire, le domaine doit être discréteisé dans l'espace ainsi que dans le temps. L'optimisation de la discréteisation est importante afin d'éviter, en particulier, une utilisation excessive de la mémoire et des temps de calcul ingérables. En règle générale, le maillage doit être raffiné localement lors du changement de propriétés des matériaux ou de forts gradients hydrauliques (c'est-à-dire à proximité des ouvrages de captage). Les critères à respecter dans l'espacement de la grille sont présentés à l'annexe G.

Calage

On suppose que le logiciel utilisé a déjà été vérifié et validé. Il est recommandé de s'en assurer avant de l'utiliser. Le calage consiste à reproduire, sur le site à l'étude et avec une erreur acceptable, un ensemble de données de terrain (généralement des niveaux statiques), en modifiant les paramètres d'entrée du domaine dans des limites acceptables et justifiables. L'erreur acceptable doit être discutée. Elle est fonction en particulier de l'incertitude liée aux données de terrain (c'est-à-dire la précision de la mesure des niveaux piézométriques ou leur estimation) et de l'incertitude numérique attribuée à la méthode d'analyse.

Les paramètres principaux de calage sont la conductivité hydraulique, la porosité et la recharge. En régime transitoire, il faut ajouter les conditions initiales et le coefficient d'emmagasinement.

Le calage permet de vérifier la pertinence des conditions limites choisies pour le modèle. Cette vérification doit être refaite lors de l'application du modèle si les données d'entrée changent de façon importante par rapport aux données de calage.

Le calage se heurte à deux difficultés principales : la non-unicité de la résolution et la gestion de l'incertitude liée aux paramètres d'entrée. Pour gérer l'incertitude des paramètres d'entrée, on doit réaliser une étude de sensibilité de la

modélisation pour chaque paramètre (détermination de l'influence de chaque paramètre sur la détermination des aires, en les faisant varier indépendamment les uns des autres). Cet exercice permet de déterminer quels paramètres doivent être définis avec exactitude. Il s'agira alors aussi des paramètres sur lesquels le calage sera prioritairement effectué. Une autre façon de gérer l'incertitude est de choisir les valeurs extrêmes concevables comme paramètres d'entrée afin de réaliser un scénario conservateur (si la surestimation des aires n'a pas d'effet économique négatif). **La non-unicité de la solution signifie qu'un modèle calibré n'est pas forcément valide et que les résultats doivent être analysés avec circonspection.**

Discussion

L'analyse des résultats doit se faire en incluant une critique exhaustive de tous les aspects de la modélisation. Aucune prédiction n'est absolue. En fait, les résultats devraient être affectés d'une probabilité qui tienne compte des incertitudes sur les données (Guadagnini et Franzetti, 1999).

7.6.3 Méthodes basées sur les différences finies

Modèles en deux dimensions

L'utilisation de modèles bidimensionnels basés sur la méthode des différences finies exige de l'opérateur à la fois des compétences en hydrogéologie et en modélisation numérique.

Toutes les données peuvent être définies par maille ou par groupe de mailles. Cela permet une certaine souplesse dans la définition des propriétés, en particulier dans celles des formes des zones de recharge et des zones d'hétérogénéité.

Ce type de modèle permet généralement de modéliser :

- des systèmes à deux dimensions;
- des limites à charge constante, à flux constant, des lacs ou des rivières (incluant une infiltration vers la nappe) et des drains;
- la recharge, potentiellement non uniforme;
- un aquifère monocouche, captif, libre ou semi-captif, homogène ou hétérogène, isotrope ou anisotrope.

Selon les modèles, l'aquifère peut être situé au-dessus ou au-dessous d'un aquitard. Il est possible de définir ce dernier soit par un flux vers le toit ou vers la base de l'aquifère, soit par ses caractéristiques d'épaisseur, de conductivité hydraulique et de charge hydraulique.

Les caractéristiques de l'aquifère qui conviennent à ces modèles sont la porosité effective, des conductivités hydrauliques différentes selon les directions x ou y, les élévations du mur et du toit (variable par cellule également), les dispersivités longitudinale et transverse ainsi qu'un éventuel coefficient de diffusion.

Conclusions

La détermination des aires de protection d'une installation de captage par un modèle numérique 2D permet de tenir compte de façon plus réaliste des paramètres de recharge, de la variabilité des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère et de la dispersion par rapport aux modèles analytiques ou semi-analytiques. Cependant, cela sous-tend également la nécessité d'une bien meilleure connaissance du terrain.

Les critères pour choisir un modèle de ce genre (une fois les hypothèses validées) sont donc:

- i) une bonne connaissance globale du terrain;
ou encore
- ii) une particularité du terrain dont la prise en compte nécessite l'utilisation du modèle et la simplification des autres caractéristiques.

Afin d'illustrer la méthode, nous commentons un modèle à l'annexe F.

Modèles en trois dimensions

Le ministère de l'Environnement de l'Ontario (Ontario, 2001) préconise l'emploi quasi systématique d'un modèle numérique 3D en régime permanent pour l'estimation de l'aire d'alimentation d'une installation de captage. L'emploi d'une autre méthode n'est considéré que lorsqu'il est possible de justifier qu'elle est plus appropriée que la modélisation 3D. Le logiciel apparemment le plus répandu est MODFLOW.

Il ne nous paraît pas pertinent de préconiser la méthode de modélisation numérique 3D de façon aussi systématique, en particulier parce que les coûts élevés générés par son utilisation doivent être justifiés (y compris ceux de l'acquisition de données). Par ailleurs, l'utilisation d'un modèle 3D, lorsque les données acquises sur le terrain sont partielles, peut conduire à des résultats aberrants.

Ce type de modèle permet généralement de modéliser des systèmes 3D complexes (système multiaquifères libres ou captifs, hétérogènes et anisotropes, d'épaisseurs variables, en régime permanent ou transitoire, incluant la recharge

et de l'évapotranspiration, etc.) en important ou en interpolant (ou les deux) certains ensembles de données.

À titre d'exemple de modèle à différences finies 3D, quelques commentaires sur le logiciel MODFLOW sont formulés à l'annexe F.

7.6.4 Méthodes basées sur les éléments finis

L'utilisation des modèles 2D ou 3D basés sur la méthode des éléments finis exige du modélisateur à la fois des compétences en hydrogéologie et un haut niveau d'expertise en modélisation numérique.

Ce type de modèle permet généralement de modéliser :

- un aquifère en nappe libre (la surface libre peut se mouvoir) ou captive;
- un aquifère monocouche ou multicouches (les captages peuvent pomper dans certaines couches seulement) d'épaisseurs variables;
- des conditions limites et des propriétés hydrodynamiques variables dans le temps;
- des propriétés de conductivité hydraulique différentes dans les trois directions;
- de la dispersion (longitudinale et transversale) ;
- la recharge;
- les données peuvent être entrées manuellement ou par fichier, elles peuvent être définies de façon uniforme, par zone, par élément ou par nœud;
- les valeurs introduites au moyen de base de données peuvent être interpolées.

Il s'agit donc de logiciels requérant un haut niveau d'expertise dont l'utilisation, dans le contexte de la détermination des aires de protection des ouvrages de captage tel que nous l'avons défini, n'est justifiée que pour des configurations aquifères complexes et dont les paramètres sont bien connus.

Afin d'illustrer la méthode, nous commentons un modèle à l'annexe F.

7.6.5 Modèles spécifiques aux milieux fracturés

Il s'agit ici des méthodes d'analyse applicables aux milieux fracturés non assimilables à des milieux continus équivalents. L'utilisation de ces modèles demande à la fois une connaissance très pointue du milieu qui doit être modélisé, une très bonne compréhension des phénomènes auxquels il est soumis ainsi qu'un haut niveau d'expertise en modélisation.

Lors d'une modélisation par approche discrète (section 7.2.6), la conductivité hydraulique de l'aquifère est déterminée à partir des caractéristiques des fractures. Le réseau de fractures peut être décrit de façon déterministe ou statistique.

L'approche par modèle à double continuum (double porosité) (section 7.2.6) exige à la fois la caractérisation du réseau de fractures et celle des propriétés de la matrice poreuse. Un terme d'échange entre le réseau de fractures et la matrice doit être déterminé afin de caractériser le transfert de masse entre les deux milieux.

Les modèles utilisés peuvent se limiter à des écoulements monophasiques, avec seulement l'advection et la dispersion comme phénomènes de transport. Les critères de choix seront, comme pour les milieux poreux, la modélisation 2D ou 3D et le régime permanent ou transitoire, auxquels se rajoute le choix du modèle conceptuel des milieux fracturés. Une revue partielle des modèles de simulation de l'écoulement et du transport en aquifère fracturé se trouve dans Diodato (1994).

Certains exemples de modèles sont présentés à l'annexe F.

7.7 Méthodes stochastiques et méthodes inverses

Les paramètres des modèles déterministes sont des paramètres à valeurs fixes. L'étape de calage est l'étape de détermination d'un ensemble de ces paramètres qui représente la solution, pour le modèle, d'une configuration relevée sur le terrain. Cependant, la solution n'étant pas forcément unique, cette étape de calage est particulièrement délicate et le modèle obtenu n'est pas forcément valide.

En ce sens, les modèles stochastiques présentent une solution intéressante pour la détermination des aires de protection des installations de captage. Un bon exemple d'étude basée sur la modélisation stochastique est présenté dans Vassolo *et al.* (1998). Le modèle stochastique est couplé à une détermination des paramètres par asservissement des résultats du modèle aux données de terrain. L'approche tient compte d'incertitudes liées à la recharge et à la transmissivité. Différentes résolutions du modèle sont réalisées par une approche automatique de type Monte-Carlo. Seules les résolutions permettant de trouver les mesures de terrain avec une précision suffisante (c'est-à-dire qu'elles représentent toutes des solutions valides pour le calage du modèle) sont conservées. Les aires de protection déterminées par chaque résolution retenue sont superposées afin de donner un résultat global en termes de probabilité. Il semble que la nouvelle version de GMS soit inspirée de cette méthode (voir l'annexe F).

Pour conclure sur ce type de modèle, notons qu'un consortium, financé par l'Union européenne, a été créé pour se pencher sur la problématique de l'analyse stochastique des aires de protection des installations de captage et l'évaluation des risques (W-SAHaRA, 2000)..

7.8 Glossaire

Intrant : paramètre initial du modèle entrant dans l'obtention de la solution de la simulation.

Modèle conceptuel : modèle basé sur l'analyse des processus physiques réels qui déterminent la relation entre les entrées et les sorties du système (s'oppose à modèle empirique).

Modèle déterministe : modèle mathématique s'appuyant sur des équations phénoménologiques. Dans ce type de modèle, une valeur bien précise est associée aux paramètres et variables du modèle.

Modèle stochastique : modèle mathématique de nature probabiliste. Des distributions de probabilité sont associées aux paramètres et variables du modèle.

7.9 Liste des symboles

A	Distance caractéristique de l'aire d'alimentation (7.6.2)	L
b	Épaisseur	L
B	Distance caractéristique de l'aire d'alimentation (7.6.2)	L
C	Concentration	M/L^3
d	Distance caractéristique des isochrones (7.6.2)	L
D	Dispersion	L^2/T
h	Charge hydraulique	L
i	Gradient hydraulique	--
K	Conductivité hydraulique	L/T
l	Longueur	L
L	Distance caractéristique de l'aire d'alimentation (7.6.2)	L
n_e	Porosité effective	--

q	Débit spécifique	L/T
Q	Débit de pompage	L^3/T
W	Recharge	L/T
S	Aire	L^2
S_y	Porosité de drainage	--
S_s	Emmagasinement spécifique	L^{-1}
t	Temps	T
v	Vitesse moyenne de pores	L/T
x	Abscisse	L
y	Ordonnée	L

En indice

d	Paramètre sans dimension
h	Horizontal
v	Vertical
\perp	Tenseur

En exposant

'	Caractéristique d'un aquitard
---	-------------------------------

Liste des figures

Figure 7.1 : Schéma illustrant le fonctionnement global de la méthode d'analyse par cartographie piézométrique. Les lignes d'écoulement de l'eau souterraine sont perpendiculaires aux lignes équipotentielles (Verreault, 2003). (Format PDF, 71 ko)

Figure 7.2 : Schéma illustrant la méthode des voisins naturels (d'après Vertical MAPPER, 2000). (Format PDF, 68 ko)

8 STRATÉGIE D'INTERVENTION ET OUTILS D'AIDE À LA DÉCISION POUR LA DÉFINITION D'AIRES DE PROTECTION

Le Règlement sur le captage des eaux souterraines du ministère de l'Environnement entré en vigueur en 2002 prévoit la définition d'aires de protection autour d'un ouvrage de captage pour préserver la qualité et la salubrité de l'eau souterraine. La détermination de l'aire d'alimentation ([section 2.7](#)) est une étape importante dans la définition des zones de protection, d'abord parce qu'il s'agit de la plus grande portion du territoire dans laquelle l'eau souterraine est soumise à l'action de l'ouvrage de captage, ensuite parce que les aires de protection bactériologique et virologique sont contenues à l'intérieur des limites de l'aire d'alimentation.

La définition d'aires de protection adéquates à la conservation de l'intégrité d'un ouvrage de captage d'eau souterraine et de la pérennité de sa source d'approvisionnement est une problématique complexe, qui devient fréquemment un casse-tête pour les exploitants.

L'un des principaux problèmes est l'incertitude qui subsiste lors de la définition de l'aire d'alimentation, quelle que soit la méthode d'estimation utilisée ([chapitre 7](#)). La quantification de cette incertitude est généralement difficile à obtenir, étant donné que les modèles servant de référence sont eux-mêmes des approximations. D'autres problèmes surviennent aussi lorsqu'il existe un ou plusieurs utilisateurs du territoire en amont hydraulique d'un ouvrage de captage. Les différentes activités relatives aux aquifères sont souvent en conflit d'usage avec l'exploitation de l'eau. Certains aquifères parmi les plus intéressants sont des zones non gélives convenant aux fondations d'industries. De plus, le matériel qui constitue les aquifères est très convoité par les exploitants de gravières, qui les ont parfois transformés en site d'enfouissement pour les matériaux secs. Le territoire devient d'autant plus difficile à gérer, que certains utilisateurs sont implantés depuis plusieurs années, bien avant que l'on ait pris conscience du fait que l'eau souterraine est une ressource collective importante et qu'elle est vulnérable à la détérioration. Une certaine connaissance de l'étendue de l'aire d'alimentation de même qu'une bonne gestion du territoire et des activités qui y sont pratiquées sont d'une importance capitale pour la préservation de la qualité d'un aquifère.

Nous proposons dans ce chapitre des mises en garde relatives à certains modèles de première estimation pour l'aire d'alimentation, qui, dans certaines situations, simplifient trop la réalité. Nous proposons aussi une démarche permettant de définir des aires de protection optimales. Dans cette optique, ce chapitre présente aussi différentes stratégies favorisant les décisions éclairées dans la problématique de la gestion du territoire.

8.1 Incertitudes résiduelles suivant une première estimation

Certaines méthodes basées sur des modèles simples, dites « méthodes de première estimation », sont souvent utilisées pour estimer l'aire d'alimentation. Ces méthodes peuvent être des modèles analytiques, des modèles semi-analytiques, des modèles numériques simples ou autres ([chapitre 7](#)). Les modèles analytiques ([chapitre 7](#)) sont cependant des méthodes parmi les plus connues et les plus utilisées parce qu'elles présentent des avantages indéniables. Elles sont, comme toutes les méthodes de première estimation, généralement faciles d'utilisation et requièrent une faible quantité d'information, souvent disponible dans les données existantes. Ces avantages pour les hydrogéologues se traduisent en un avantage évident pour les gestionnaires : les méthodes basées sur des modèles analytiques sont relativement peu onéreuses. Malgré cet avantage attrayant, il est important d'être conscient des considérations et des simplifications associées à ces méthodes. Notamment, elles supposent généralement des milieux idéaux comme des milieux poreux continus, isotropes et homogènes ([chapitre 7](#)), ce qui ne reflète pas toujours la complexité des milieux dans lesquels s'écoule l'eau souterraine. Certains facteurs peuvent entraîner des variations par rapport à ces modèles, et il importe de les prendre en considération lors de l'estimation de l'aire d'alimentation par ces méthodes.

8.1.1 Facteurs de variation

Un certain nombre de facteurs entraînent des variations souvent importantes entre l'aire d'alimentation réelle d'un ouvrage et celle qui est déterminée sur la base de modèles analytiques. Mentionnons les facteurs suivants :

- un aquifère constitué d'un milieu poreux, anisotrope, hétérogène et à géométrie interne complexe; un exemple en est donné à la [figure 4.6](#);
- un aquifère constitué d'une formation de roche fracturée; la [figure 3.1](#) illustre certains effets des systèmes de fractures sur la géométrie de l'aire d'alimentation d'un puits;
- un aquifère dont les limites sont irrégulières, tant latéralement qu'à son sommet et à sa base;
- les interactions et les échanges entre les eaux souterraines et un cours d'eau de surface;
- la recharge par infiltration verticale dans un aquifère à nappe libre;
- le fait que la crête du puits ne traverse pas totalement l'aquifère.

D'autres facteurs de variation sont mentionnés dans Everett (1991). Citons par exemple :

- un aquifère confiné dont l'aquitard confinant a été perforé naturellement, par des forages ou par des piézomètres abandonnés ou mal obstrués;

- un aquifère présentant un problème d'intrusion d'eau salée.

On peut présumer que l'importance relative de ces divers effets varie considérablement d'un cas à un autre. Par exemple, une recharge verticale de 300 millimètres par année aura un effet considérable par rapport à une aire d'alimentation estimée ne supposant aucune recharge verticale. De plus, les conditions naturelles font généralement intervenir dans un même cas plusieurs des facteurs de variation mentionnés plus haut. La [figure 8.1](#) montre un exemple schématique où plusieurs facteurs de variation interviennent sur un même secteur.

Par ailleurs, l'utilisation même des modèles peut amener des variabilités dans l'estimation de l'aire d'alimentation, même sans la présence de ces facteurs de variation. C'est ce que nous verrons à la [section 8.1.2](#), dans un exemple où les facteurs de variation mentionnés plus haut sont négligés.

8.1.2 Étude de la variabilité de l'estimation de l'aire d'alimentation

Quoiqu'ils sont communément des modèles de premières estimations, les modèles analytiques comme celui de Bear et Jacob (1965) ([chapitre 7](#)) comprennent généralement plusieurs paramètres, lesquels peuvent prendre diverses valeurs. Si un aquifère est hétérogène, plusieurs valeurs pour la conductivité hydraulique (K), l'épaisseur saturée de l'aquifère (b) et le gradient hydraulique (i) sont généralement disponibles, même pour un nombre restreint de points de mesure.

Les données utilisées dans le prochain exemple proviennent des environs du puits PE-3, à Saint-Félicien au Lac-Saint-Jean (Rasmussen *et al.*, 2001). Les diverses valeurs obtenues pour les paramètres hydrogéologiques permettent des estimations de l'aire d'alimentation qui se distinguent les unes des autres par leur superficie, leur forme et leur orientation. Sur la [figure 8.2](#), la variabilité importante de la superficie de l'aire d'alimentation estimée découle du choix de différentes valeurs pour les paramètres hydrogéologiques K , b et i , obtenues à partir de données disponibles sur le territoire.

L'orientation de l'aire d'alimentation est, elle aussi, sujette à des incertitudes. La [figure 8.3](#) illustre un cas où la direction de l'écoulement naturel varie d'environ 20° selon les données utilisées pour l'estimer. Ce paramètre fait varier d'autant l'orientation de l'aire d'alimentation estimée, ce qui entraîne des incertitudes sur la localisation de l'aire d'alimentation qui deviennent de plus en plus importantes vers l'amont.

Cette simple étude de variabilité indique qu'une marge plus ou moins importante d'incertitude affecte l'estimation de l'aire d'alimentation par les modèles

analytiques communément utilisés. Ce problème est bien documenté, par exemple par Bhatt (1993), Jacobson *et al.* (1994) et Paradis (2000).

À la lumière de la [section 8.1](#), il appert que certains modèles de première estimation, dont les méthodes analytiques, montrent une certaine utilité étant donné les avantages évoqués. Ces méthodes peuvent même servir à établir des aires de protection relativement sécuritaires dans certains contextes. Cependant, dans plusieurs autres contextes, les aires de protection doivent, pour offrir une véritable sécurité, être déterminées à partir d'une estimation plus précise de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage. La [section 8.2](#) présente une démarche méthodologique visant à définir des aires de protection adéquates, tout en essayant de limiter au minimum leurs coûts et en considérant les risques.

8.2 Démarche méthodologique visant une protection adéquate

Le degré d'exactitude souhaitable est souvent difficile à évaluer pour l'estimation de l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage et pour la délimitation d'aires de protection. Certaines questions relatives à cette exactitude peuvent se poser. Est-ce que l'estimation est assez précise et fiable pour protéger adéquatement l'ouvrage de captage? Quelles sont les informations pertinentes à obtenir pour préciser l'aire d'alimentation? Sur quelles portions du territoire doit-on les recueillir et quel budget accorder à cette opération? Doit-on faire appel à des simulations plus complexes et plus coûteuses pour une estimation généralement plus précise? Quelles méthodes d'estimation d'aire d'alimentation utiliser? Ces méthodes vont-elles répondre vraiment aux besoins?

Les réponses à ces interrogations sont généralement liées au contexte géologique dans lequel se trouve l'ouvrage de captage et elles varient selon les différentes utilisations du territoire. Les sections suivantes définissent une démarche générale en plusieurs étapes pouvant s'appliquer à de nombreuses situations, même les plus complexes. Les premières étapes sont présentées dans le schéma de cheminement décisionnel à la [figure 8.4](#).

8.2.1 Première étape : utilisation des données existantes et première estimation de l'aire d'alimentation

La détermination très exacte de l'aire d'alimentation peut devenir onéreuse et n'est pas nécessairement l'objectif principal à atteindre. Les premières étapes de la démarche visent principalement à déterminer s'il est nécessaire d'acquérir de nouvelles données pour préciser l'aire d'alimentation une fois les premières estimations effectuées. Comme il est mentionné au chapitre 5, une panoplie d'informations utiles pouvant servir à la détermination de l'aire d'alimentation et à la caractérisation de l'aquifère existe déjà. De l'information préliminaire sur la configuration, la profondeur et l'extension de l'aquifère ainsi que sur certaines de

ses propriétés hydrogéologiques doivent normalement être disponibles. Ces données sont généralement suffisantes pour estimer l'aire d'alimentation avec les méthodes de première estimation.

Le choix d'une méthode d'estimation d'aire d'alimentation doit d'abord être conditionné par les informations disponibles sur le territoire étudié. Il faut cependant noter qu'en tout temps les démarches de première estimation doivent correspondre aux hypothèses hydrogéologiques et géologiques relatives aux milieux étudiés. Les méthodes dites de première estimation ont l'avantage de ne pas nécessiter de données supplémentaires pour définir l'aire d'alimentation. Une façon sécuritaire de procéder à l'estimation consiste à choisir la combinaison de valeur des variables qui fournit l'estimation la plus grande possible, ou encore de considérer une courbe enveloppe qui englobe toutes les estimations. Il est aussi important de vérifier la présence de facteurs de variation ([section 8.1.1](#)) et d'évaluer leur importance relative.

Il est ensuite important de vérifier si l'aire d'alimentation est suffisamment précise pour le contexte général d'utilisation du territoire où se situe l'aquifère. Comme cela a été mentionné, la détermination de l'aire d'alimentation par les méthodes de première estimation est généralement accompagnée d'incertitude. Une stratégie pour savoir si une estimation ainsi obtenue est adéquate dans le contexte consiste à évaluer la quantité de sources potentielles de contamination susceptibles de détériorer l'aquifère.

8.2.2 Deuxième étape : inventaire des zones à risque de contamination

Le principal objectif de la démarche est de fournir une protection adéquate à l'ouvrage de captage et à sa source d'approvisionnement, en essayant de limiter le plus possible les impacts sur l'économie, le développement de la communauté, l'environnement, etc. Il faut donc délimiter des aires de protection ni trop petites, ni trop grandes. L'objectif visant la protection adéquate d'un ouvrage de captage est directement lié à une minimisation des risques de contamination autour de celui-ci; logiquement, la protection maximale survient lorsque les risques de contamination sont nuls. Il est donc important d'identifier toutes les sources potentielles de contamination, et en particulier celles qui sont susceptibles de modifier la qualité de l'eau souterraine sur le territoire concerné. Un inventaire exhaustif et systématique de l'utilisation du territoire en amont hydraulique du point de captage est déterminant pour les étapes subséquentes; un inventaire complet limite au minimum les risques de surprise désagréable.

Une étape importante consiste à définir l'emplacement et la superficie adéquate de la zone à inventorier. La zone la plus sensible est l'amont hydraulique de l'ouvrage de captage ([section 2.7](#)). Dans un contexte idéal, pour une protection optimale, la zone à inventorier représente toute la surface de l'aquifère. Il est généralement possible de définir une portion du territoire susceptible de

constituer l'aire d'alimentation. Évidemment, il est recommandé à cette étape de viser un territoire plutôt grand que petit. Il peut être adéquat d'appliquer des facteurs de sécurité en augmentant d'un certain pourcentage la superficie de la zone jugée à risque. Dans un cas où l'aquifère est jugé relativement homogène, on peut considérer la courbe enveloppe d'une étude de variabilité provenant des premières estimations de l'aire d'alimentation. Il est important toutefois de vérifier les facteurs de variation mentionnés à la [section 8.1.1](#), en considérant les pires scénarios possibles. Par exemple, si l'ouvrage de captage est situé à l'intérieur ou près d'un contact avec une formation de calcaire fracturé, il est pertinent d'attribuer une grande incertitude à l'extension de l'aire d'alimentation et de prendre en considération une zone plus vaste. De même, si l'aquifère est jugé très hétérogène, il vaut mieux inventorier une zone plus grande. Si l'aquifère est confiné, il est important d'inclure toutes les zones susceptibles d'agir comme zones de recharge ainsi que les zones jugées vulnérables.

Les sources potentielles de contamination visibles lors de la conception d'un ouvrage de captage sont généralement assez faciles à identifier. La difficulté à cette étape est d'identifier les anciennes sources qui ne sont plus apparentes. On peut citer comme exemple un ancien dépotoir en amont du puits qui aurait été reboisé avec le temps. On peut obtenir ce type d'information dans les archives municipales, sur d'anciennes photographies aériennes et auprès de personnes qui connaissent le secteur depuis longtemps.

Trois principales sources potentielles de contamination des eaux souterraines peuvent être identifiées, soit 1) la composition des roches et des sédiments; 2) les eaux de surface; et 3) les activités anthropiques ou humaines.

Il arrive que l'eau souterraine, au contact de certains types de roches et de sédiments, se charge d'éléments indésirables qui peuvent être toxiques. Ce genre de contamination devrait normalement être décelé par des analyses géochimiques de potabilité lors d'une étude exploratoire pour l'eau. Cependant, il ne faut pas oublier que l'ouvrage de captage modifie le régime d'écoulement ([section 2.7](#)) et qu'une contamination, bien qu'absente au début du captage, peut atteindre éventuellement le puits.

Une autre source potentielle de contamination est l'interaction avec les eaux de surface, lesquelles sont généralement plus directement affectées que les eaux souterraines par certaines contaminations. Une démarche de minimisation du risque exige donc que soit envisagée l'existence d'un lien hydraulique – même partiel – entre l'eau de surface et l'eau souterraine ([figure 8.1](#)), laquelle pourra être validée dans les étapes subséquentes ([section 6.2.3](#)).

Les principales sources potentielles de contamination des eaux souterraines et des eaux de surface sont les activités anthropiques. Parmi celles qui présentent le plus de risques pour les eaux souterraines, mentionnons les activités agricoles (ex. : culture, élevage), les activités industrielles diverses, les activités sanitaires

(ex. : sites d'enfouissement, sites pour les matériaux secs, égouts, usines de traitement des eaux usées, fosses septiques), les bancs d'emprunt et les gravières, les zones d'entreposage de produits pétroliers ou dangereux, etc.

Trois cas peuvent se présenter à la suite de l'inventaire des sources potentielles de contamination : (1) il n'y a aucune source potentielle de contamination; (2) il y a quelques sources potentielles de contamination; et (3) il y a plusieurs sources potentielles de contamination. Lorsqu'il appert qu'en amont hydraulique de l'ouvrage de captage il n'existe aucune source potentielle de contamination, présente ou ancienne, des dépenses supplémentaires pour une détermination plus exacte de l'aire d'alimentation ne sont probablement pas justifiées; conserver l'aire déterminée par la première estimation est probablement suffisamment sécuritaire. Évidemment, ceci demeure valable tant qu'il n'y a pas de modification des activités sur ce territoire. Un bon suivi des activités futures, voire une interdiction des activités à risque, s'impose.

En cas de présence de quelques sources potentielles de contamination, l'étape suivante consiste à déterminer si les sources identifiées sont une menace réelle pour le puits de captage. Par exemple, considérons le cas où une rivière coule sur le territoire en amont hydraulique d'un ouvrage de captage et qu'elle peut alimenter la nappe souterraine sur certains segments de son parcours. Il est important de vérifier les activités qui ont lieu dans la partie du bassin versant de cette rivière située en amont de l'ouvrage et d'effectuer des analyses de la qualité de son eau. Si la rivière n'est pas soumise à des activités à risque de contamination ou que la qualité de son eau est bonne, des dépenses supplémentaires pour préciser davantage l'aire d'alimentation ne sont pas nécessaires; les premières estimations de l'aire d'alimentation sont probablement suffisamment sécuritaires.

Autre exemple : le cas où une industrie se trouve en amont hydraulique de l'ouvrage de captage. Dans cette situation, on peut s'interroger sur les activités pratiquées par cette industrie : est-ce qu'il y a des aires d'entreposage de matériaux à risque? des réservoirs de produits pétroliers? etc. Si cette industrie ne présente aucune activité jugée à risque, il n'est peut-être pas justifié de dépenser davantage pour préciser l'aire d'alimentation. Il serait cependant important dans un cas de ce genre d'exercer une surveillance des activités futures dans ce secteur.

Lorsque l'analyse des sources potentielles de contamination permet d'identifier des problèmes de contamination relatifs aux eaux de surface ou aux activités anthropiques, l'idéal est d'éliminer les risques. L'élimination des facteurs de risque peut être difficile, d'une part parce qu'il n'existe pas toujours de législation qui appuie les exploitants et d'autre part parce que si cette législation existe, elle peut présenter plusieurs aspects complexes (économiques, sociaux, politiques, environnementaux, etc.). À cette étape, il peut être utile de faire appel à la recherche opérationnelle pour éclairer certains choix; un exemple d'utilisation de

la recherche opérationnelle est présenté à [l'annexe H](#). Quoiqu'il en soit, il est parfois impossible d'éliminer les facteurs de risque. Il faut cependant remarquer qu'en modifiant certaines pratiques, on peut souvent diminuer considérablement les risques de contamination liés à certaines activités. Par exemple, un réservoir de produits pétroliers, au lieu d'être enfoui, peut être laissé à la surface du terrain et jouxté d'un bassin de rétention capable de contenir le volume du réservoir.

Lorsque les quelques sources potentielles de contamination ne peuvent être éliminées pour des raisons souvent indépendantes de la volonté des gestionnaires, la prochaine étape vise à préciser l'aire d'alimentation en ciblant la recherche d'information sur les zones à risque et sur les problèmes amenés par cette source.

Le cas où il y a plusieurs sources potentielles de contamination est relativement plus difficile à gérer. En effet, lorsqu'il existe plusieurs sources potentielles de contamination, chaque source peut soulever un problème différent des autres. Dans certaines situations, gérer chacune des sources individuellement peut devenir très complexe. Les nappes phréatiques soumises à beaucoup d'activités anthropiques sont toujours à risque. Il devient alors plus problématique et souvent moins rentable de gérer les sources individuellement.

Lorsque la protection des ressources en eau entre en conflit avec les usages du territoire en amont de l'ouvrage de captage, il est nécessaire d'acquérir des informations supplémentaires sur le territoire en question et de mieux caractériser l'aquifère. Une bonne et saine gestion passe généralement par l'information; la gestion des aquifères ne fait pas exception. Une meilleure caractérisation de l'aquifère et une plus grande exactitude quant à l'aire d'alimentation et aux zones vulnérables sont des éléments essentiels à la bonne gestion du territoire tout en contribuant à limiter les coûts et les conséquences négatives. Évidemment, lorsqu'il y a plusieurs sources potentielles de contamination dans la zone en amont hydraulique de l'ouvrage de captage, les coûts (économiques, sociaux, politiques) relatifs à la gestion du territoire sont généralement plus élevés; il faut en être conscient lors du choix de l'emplacement d'un point de captage.

L'emplacement des bons aquifères a été déterminé par la nature durant l'évolution géologique du territoire. Les localisations appropriées pour implanter un ouvrage de captage sont à leur tour soumises aux caractéristiques des aquifères. Il faut cependant considérer que certaines portions du territoire présentent des problèmes plus complexes que d'autres en ce qui concerne la gestion du territoire et les conflits d'usage. La gestion du territoire peut entraîner des coûts considérables, même si le secteur est prometteur en ce qui concerne la présence d'eau souterraine. Il est donc approprié de prendre en considération le critère relatif à la facilité de gestion du territoire dans la sélection d'un site de captage d'eau souterraine. Il se peut, par exemple, que les coûts relatifs à la

longueur de la conduite d'aqueduc soient plus faibles que ceux engendrés par la gestion du territoire et la recherche d'information.

8.2.3 Troisième étape : obtention de nouvelles données et réestimation de l'aire d'alimentation

Lorsque l'ouvrage de captage est situé dans un contexte de risque relativement aux eaux de surface et aux activités anthropiques, il devient important de connaître avec plus d'exactitude son aire d'alimentation. Évidemment, la recherche de nouvelles données sur un territoire entraîne des coûts qui peuvent devenir élevés, dépendamment des méthodes utilisées. Pour éviter les coûts superflus, il faut s'assurer que les méthodes utilisées sont adaptées aux questions à résoudre et à l'atteinte des objectifs fixés.

On doit aussi savoir que, lorsque l'ouvrage de captage est situé dans un secteur à risque de contamination, il est normal de fournir des efforts afin d'améliorer les connaissances sur l'aquifère. Il faut aussi rappeler que l'eau souterraine est une source d'eau potable qui demande généralement un moins grand investissement de départ que d'autres types d'approvisionnement en eau potable (comme une usine de traitement des eaux de surface) et que les coûts annuels relatifs à l'eau potable sont généralement moindres. La recherche de nouvelles informations pour les ouvrages à risque doit être considérée comme un investissement dans la sécurité de l'approvisionnement. Il est certain que les coûts de la recherche d'information s'ajoutent à ceux de la recherche initiale de la source d'approvisionnement et à l'investissement relatif à l'ouvrage de captage. Cependant, ces coûts sont généralement moins élevés que les coûts qu'entraîneraient la perte de l'ouvrage, la recherche d'un autre aquifère non contaminé, la reconstruction d'un autre ouvrage ou carrément l'installation d'une usine de traitement des eaux de surface.

L'approche à adopter pour la recherche de données nouvelles dépend de la situation de risque dans laquelle se trouve l'ouvrage de captage. Cette recherche se fait selon deux approches en particulier, soit (1) d'une manière ciblée ou (2) d'une manière globale. Nous verrons les différents contextes où le choix de l'une ou de l'autre approche permet avantageusement de limiter les risques et de diminuer les coûts.

L'approche visant à acquérir des données nouvelles *d'une manière ciblée* est utile lorsque le secteur considéré présente quelques sources potentielles de contamination. La recherche de données ciblées vise ainsi à répondre à certaines interrogations liées à ces sources, à préciser l'aire d'alimentation dans un secteur particulier qui présente des sources de contamination, ou les deux. Un des principaux objectifs consiste à vérifier si la source potentielle de contamination est véritablement située à l'intérieur de l'aire d'alimentation. Par ailleurs, les zones à l'intérieur de l'aire d'alimentation qui ne présentent pas de

sources potentielles de contamination n'ont pas à être explorées ni caractérisées de façon aussi détaillée que les zones à risque.

Certaines méthodes de recherche de données (chapitre 6) sont plus onéreuses que d'autres, même si elles visent les mêmes objectifs. Considérons le cas où une rivière coule dans l'aire d'alimentation présumée d'un ouvrage de captage et où l'eau de cette rivière présente des caractéristiques pouvant contaminer l'ouvrage. Un objectif important de l'investigation consisterait alors à vérifier les liens hydrauliques entre l'eau de la rivière et l'eau souterraine. Pour ce faire, il peut être approprié d'identifier les différents substrats sur lesquels s'écoule la rivière et de cibler les zones sableuses et graveleuses qui peuvent fournir un bon conduit hydraulique. Une campagne de vérification des charges hydrauliques avec des mini-piézomètres et des mesures de flux de filtration peut indiquer si l'eau de la rivière alimente l'aquifère ou si l'ouvrage de captage capte l'eau de la rivière ([section 6.2.3](#)).

Considérons un autre cas, celui d'une industrie située dans l'aire d'alimentation. Ici, d'autres méthodes peuvent être utilisées, comme la définition du gradient hydraulique avec une série de piézomètres, un essai de traçage, une étude plus poussée de la vulnérabilité de la nappe dans ces secteurs, etc. La recherche de données ciblées est généralement moins onéreuse que la recherche de données générales. Cependant, lorsque plusieurs sources potentielles de contamination se trouvent dans un secteur, une recherche générale peut être plus efficace que des recherches ciblées pour chacune des sources.

La *recherche globale de données* a comme objectif de caractériser l'aquifère en améliorant notre compréhension de son architecture et de la circulation de l'eau souterraine. Elle permet de plus d'améliorer la précision des modèles conceptuels servant aux différentes méthodes d'analyse ([chapitre 7](#)). Les données qui découlent de cette recherche servent à déterminer avec un plus grand degré d'exactitude la forme globale de l'aire d'alimentation et à préciser les secteurs les plus problématiques. Il est ainsi plus facile de réglementer l'utilisation du territoire dans les zones critiques et d'agir avec plus de certitude, surtout lorsque plusieurs problèmes économiques, environnementaux, sociaux et politiques créent une véritable problématique liée à l'utilisation de l'aquifère.

La recherche globale de données dépend étroitement du type d'aquifère dans lequel est situé l'ouvrage de captage à protéger. Elle constitue une mesure efficace pour déterminer l'aire d'alimentation dans les aquifères complexes soumis à plusieurs sources de contamination. Les démarches engendrées par ce type de recherche sont aussi les plus longues, et généralement les plus onéreuses. En revanche, plus les données sont variées et plus leur quantité est importante, plus l'estimation de l'aire d'alimentation est supposée exacte. Il faut cependant être conscient que ces recherches ont leurs limites et qu'il subsiste toujours une certaine incertitude qui peut engendrer des risques.

La recherche d'information peut être effectuée de différentes façons. Mentionnons par exemple la façon itérative et continue, ou encore la façon globale et immédiate (d'un seul coup). En sachant qu'il subsiste toujours de l'incertitude, c'est le niveau de tolérance aux risques des administrateurs, des gestionnaires, des spécialistes et des gouvernements qui sert généralement de modérateur aux itérations. Le niveau de tolérance aux risques varie généralement d'un intervenant à l'autre, selon leurs valeurs et leurs préférences. Il faut donc rechercher l'information pertinente visant à préciser l'aire d'alimentation jusqu'à un degré jugé satisfaisant et sécuritaire. Dans cette démarche, certaines approches de la recherche opérationnelle peuvent être utiles.

8.3 Pertinence des outils d'aide à la décision dans la protection de sources d'approvisionnement en eau souterraine

La gestion du territoire à la suite de l'implantation d'un ouvrage de captage peut souvent devenir laborieuse lorsque le territoire est déjà utilisé pour plusieurs autres activités anthropiques qui exercent des pressions sur l'eau souterraine. Ces différentes activités sont souvent difficiles à concilier avec l'exploitation sécuritaire d'un ouvrage de captage des eaux souterraines. Il faut alors faire des choix entre différentes mesures ou scénarios (série de mesures) qui entraînent nécessairement différents problèmes économiques, sociaux, environnementaux, politiques, etc. Il devient alors difficile de déterminer les meilleurs scénarios et difficile de prendre la meilleure décision possible.

La recherche opérationnelle fait partie des sciences de la gestion; elle vise à créer des outils qui permettront d'élaborer des démarches visant à définir des aires de protection autour des ouvrages de captage d'eau souterraine et de prendre des décisions par rapport à ces démarches. La section qui suit vise principalement à définir et à explorer certaines facettes de ces démarches de même qu'à introduire des notions de recherche opérationnelle et d'analyse décisionnelle appliquées à l'hydrogéologie. Elle a aussi comme objectif principal de présenter quelques méthodes applicables et utiles pour guider les choix dans la détermination d'aires de protection; elle ne se veut cependant pas exhaustive. Nous présentons d'abord des éléments de recherche opérationnelle, puis des notions liées à l'incertitude en hydrogéologie.

8.3.1 Introduction aux outils d'aide à la décision et à la recherche opérationnelle

Au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle, diverses approches ont été mises sur pied pour analyser, caractériser et modéliser des systèmes. Les aquifères et la circulation des eaux souterraines sont des systèmes naturels sur lesquels l'homme peut exercer une influence majeure lorsqu'il cherche à les maîtriser, les

exploiter ou les protéger. Les décisions prises par rapport à ces systèmes naturels sont donc importantes, mais elles sont nécessairement soumises aux incertitudes liées aux milieux géologiques. La création d'un projet tel que la conception, la construction et l'exploitation d'un ouvrage de captage ou la protection de sa source d'approvisionnement à long terme entraîne généralement un choix entre plusieurs scénarios. Plusieurs scénarios peuvent entraîner de grandes dépenses, souvent inutiles, pour atteindre un objectif fixé. Le choix du scénario approprié peut être déterminant pour le succès ou l'échec du projet.

Deux approches principales relatives à la prise de décision ont évolué séparément, soit l'optimisation et l'analyse décisionnelle (Freeze *et al.*, 1990). La différence fondamentale entre les deux approches est que l'analyse décisionnelle considère une large variété de scénarios, dont l'un est désigné comme étant le meilleur; tandis que l'optimisation considère un seul scénario, pour lequel sont estimées les valeurs optimales de certains paramètres. L'analyse décisionnelle permet donc de faire un choix éclairé entre différents scénarios visant à maximiser les chances de succès par rapport à un objectif qui a été fixé. Dans certains domaines, la recherche opérationnelle est souvent appliquée avec une bonne maîtrise des différents paramètres dans les systèmes; par exemple les bénéfices obtenus et les coûts engendrés par un système ou un scénario sont relativement bien connus ou facilement estimables. La recherche opérationnelle est alors effectuée à l'aide de paramètres de conception connus et les contraintes appliquées au système sont souvent prévisibles et quantifiables, avec une marge d'erreur acceptable.

8.3.2 Notion d'incertitude en hydrogéologie

La recherche opérationnelle s'applique avec une certaine fiabilité aux systèmes qui sont décrits par des paramètres assez bien maîtrisés. Cependant, lorsque la recherche opérationnelle est confrontée à des paramètres incertains, il faut obligatoirement que les méthodes de prise de décision en tiennent compte. Les environnements hydrogéologiques font partie de ces milieux aux paramètres incertains.

Les environnements hydrogéologiques présentent deux principaux types d'incertitude : les incertitudes liées à la valeur des paramètres hydrogéologiques et les incertitudes liées à la géométrie du système (Freeze *et al.*, 1990). Les principaux paramètres hydrogéologiques incluent la conductivité hydraulique, la porosité, la perméabilité, l'orientation et la vitesse de l'écoulement régional, la vitesse de transfert, le coefficient de diffusion, la dispersivité, le facteur de retard, etc. Les incertitudes dans la géométrie du système sont occasionnées par la nature des différentes lithologies (sable, gravier, argile, calcaire, etc.), leur configuration – notamment les séquences stratigraphiques – et leur structure (failles, fracturation, plissement, etc.). Les incertitudes liées à la valeur des

paramètres hydrogéologiques sont principalement occasionnées par des lacunes dans la quantité et la disposition des données sur un territoire donné. L'obtention de nouvelles données dans un territoire permet évidemment de réduire les incertitudes liées aux paramètres hydrogéologiques et à la géométrie du système.

8.4 Analyse décisionnelle en hydrogéologie

La littérature traitant de l'analyse décisionnelle en hydrogéologie est relativement peu abondante. L'une des approches de l'analyse décisionnelle est élaborée à partir d'une fonction dite objective. La prise de décision est effectuée à partir de la valeur monétaire espérée pour chaque scénario, valeur calculée avec la fonction objective. C'est la méthode la plus couramment utilisée et celle qui est discutée le plus longuement dans cette section. Une autre approche, peu utilisée en hydrogéologie, est celle de l'analyse multicritère. La prise de décision est effectuée à partir d'une série de plusieurs critères, qui peuvent être de nature différente. Cette section vise à introduire les notions de base relatives à ces deux approches.

8.4.1 Analyse décisionnelle avec fonction objective

L'application de l'analyse décisionnelle à l'hydrogéologie est élaborée concrètement dans Freeze (1988). Freeze *et al.* (1992a) ont publié un recueil composé de quatre articles parus dans la revue *Ground Water* entre 1990 et 1992; ces articles traitent de plusieurs concepts et méthodes relatifs à notre sujet (Freeze *et al.* (1990); Massmann *et al.* (1991); Sperling *et al.* (1992); Freeze *et al.* (1992b)). La méthode élaborée par ce groupe de recherche au sujet de l'analyse décisionnelle en hydrogéologie est expliquée dans Freeze *et al.* (1990). Massmann *et al.* (1991) donnent des exemples de cette méthode pour des problèmes de décontamination de site. Sperling *et al.* (1992) appliquent la même méthode à un cas d'assèchement d'une mine à ciel ouvert. Quant à Freeze *et al.* (1992b), ils introduisent la notion de valeur des données dans l'analyse décisionnelle en hydrogéologie. Freeze et Gorelick (1999) établissent une comparaison entre l'optimisation et l'analyse décisionnelle au sujet de problèmes de restauration de site. Une application de l'analyse décisionnelle sur la maîtrise du lixiviat au Complexe environnemental Saint-Michel (Carrière Miron), à Montréal, est décrite par Hamel (1997) et par Lepage *et al.* (1999).

L'un des aspects intéressants de cette approche est son déploiement modulaire, qui permet l'utilisation de différentes méthodes d'analyse ([chapitre 7](#)) dans la considération des incertitudes inhérentes aux milieux géologiques. L'analyse décisionnelle est basée sur l'évaluation économique de différents scénarios (Freeze *et al.*, 1992a). En hydrogéologie, l'analyse décisionnelle met en relation six principales composantes, selon Freeze *et al.* (1990) : le modèle décisionnel,

le modèle de conception d'ouvrage, le modèle de simulation hydrogéologique, le modèle d'incertitudes géologiques, le modèle d'incertitudes des paramètres hydrogéologiques et un programme d'acquisition de données. Les relations entre les différentes composantes sont présentées dans l'organigramme de la [figure 8.5](#).

Le modèle décisionnel entraîne l'analyse de différents scénarios de site ou de conception d'ouvrage, et il est basé sur l'analyse économique d'une fonction objective, comme nous le verrons dans la section suivante. Le modèle de conception d'ouvrage permet de représenter les performances espérées des différentes composantes de l'ouvrage d'ingénierie dans le système. Puis, le modèle de simulation hydrogéologique permet, quant à lui, de représenter les performances espérées des différentes composantes hydrogéologiques dans le système. Cette simulation peut faire appel à plusieurs méthodes d'analyse ([chapitre 7](#)) ou à des simulations numériques; elle est particulière au problème à traiter et elle permet de tenir compte des incertitudes liées au milieu géologique. Le modèle de simulation hydrogéologique est en relation directe avec les modèles d'incertitude géologique et d'incertitude des paramètres hydrogéologiques. Le modèle d'incertitude géologique décrit les incertitudes quant à la géométrie et aux conditions aux limites du modèle de simulation hydrogéologique ([section 8.3.2](#)). Le modèle d'incertitude des paramètres hydrogéologiques décrit les incertitudes liées aux valeurs des paramètres à l'intérieur du modèle de simulation hydrogéologique ([section 8.3.2](#)). Le programme d'acquisition de données, de par sa nature, vise à réduire les incertitudes sur la géométrie du modèle et sur la valeur de ses paramètres. En l'absence de données, l'incertitude est illimitée sur la géométrie du modèle et sur la valeur de ses paramètres. Plus la quantité de données est importante, plus les incertitudes sont réduites, et ceci jusqu'au cas irréalisable où l'on connaît absolument tout sur le secteur et que l'incertitude est nulle. Les étapes essentielles de l'analyse décisionnelle sont l'élaboration d'un modèle décisionnel et la détermination d'une fonction objective.

8.4.1.1 Fonction objective

La fonction objective est définie comme *l'objectif économique* d'un scénario qui doit répondre aux objectifs de manière à maximiser les profits ou à minimiser les coûts (Freeze *et al.*, 1992a). Cette fonction objective est une équation mathématique, calculée en valeur monétaire, qui permet de mettre en relation les coûts, les bénéfices et les risques d'un scénario en fonction du temps.

La fonction objective est formulée ainsi :

$$\Phi_j = \sum_{t=0}^T [B_j(t) - C_j(t) - R_j(t)] / (1 + i)^t \quad (8.1)$$

où Φ_j : fonction objective pour le scénario j (en dollars)
 $B_j(t)$: bénéfices du scénario j (en dollars)
 $C_j(t)$: coûts du scénario j (en dollars)
 $R_j(t)$: risques du scénario j (en dollars)
 T : horizon temporel (en années)
 i : taux de variation de la valeur de la monnaie (fraction décimale)

Les bénéfices ($B_j(t)$) qui entrent dans le calcul de la fonction objective sont les entrées de capital occasionnées par le scénario j . Par exemple, dans le cas d'un site d'enfouissement de déchets, les bénéfices proviennent des frais chargés (en dollars par tonne) aux utilisateurs pour enfouir leurs déchets à ce site. Les coûts ($C_j(t)$) qui entrent dans le calcul de la fonction objective sont les sorties de capital occasionnées par le scénario j . Dans le cas d'un site d'enfouissement de déchets, les coûts engendrés sont les coûts de construction du site, les coûts de fonctionnement, les coûts de restauration après fermeture, etc. L'horizon temporel (T) permet de prendre en considération des facteurs qui durent dans le temps. Le taux de variation de la valeur de la monnaie (i) est important à considérer, car celle-ci n'aura pas la même valeur cinquante ans plus tard.

Le principal problème lié à l'analyse de la fonction objective en hydrogéologie est le calcul du risque ($R_j(t)$). Le calcul du risque est effectué selon la relation suivante :

$$R_j(t) = P_e(t) C_e(t) \gamma(C_e) \quad (8.2)$$

où : $R_j(t)$: risque du scénario j (en dollars)
 $P_e(t)$: probabilité d'échec durant l'année t (fraction décimale)
 $C_e(t)$: coût relié à l'échec durant l'année t (en dollars)
 $\gamma(C_e)$: fonction d'utilité normalisée

La probabilité d'échec ($P_e(t)$) est l'un des paramètres les plus difficiles à évaluer dans l'analyse de la fonction objective. La notion d'échec suggère que les objectifs pour lesquels l'ouvrage est réalisé n'auront pas été atteints. Cette notion nécessite une bonne définition des objectifs afin de pouvoir déterminer à partir de quel seuil ils ne sont pas atteints. C'est aussi la probabilité d'échec qui prend en compte les incertitudes relatives aux environnements géologiques. Le programme d'acquisition de données, le modèle d'incertitude des paramètres hydrogéologiques, le modèle d'incertitude géologique, le modèle de simulation hydrogéologique et le modèle de conception d'ouvrage (figure 8.5) servent principalement à estimer la probabilité d'échec. Les coûts reliés à l'échec ($C_e(t)$)

sont les coûts engendrés par un échec. Dans le cas d'un site d'enfouissement de déchets, l'échec peut survenir lorsque le lixiviat s'échappe du site pour une raison quelconque et contamine la nappe phréatique à l'extérieur du site. Les coûts relatifs à l'échec peuvent alors être des frais de décontamination et de restauration, des amendes, des frais reliés à des conflits devant les tribunaux, etc. La fonction d'utilité normalisée ($\gamma(C_e)$) prend en considération les différentes attitudes d'un décideur par rapport aux risques. Cette fonction agit en réalité un peu comme un facteur de sécurité sur l'évaluation de la probabilité d'échec. Pour un comportement à risque, une valeur $\gamma(C_e) > 1$ est attribuée et pour un comportement neutre, une valeur $\gamma(C_e) = 1$ est attribuée (Freeze *et al.* 1990). Il est à noter qu'il existe d'autres méthodes de modélisation des préférences et du comportement relatif aux risques.

8.4.1.2 Application de l'analyse décisionnelle à la protection de sources d'approvisionnement en eau souterraine

La valeur de la fonction objective, appelée valeur espérée, varie selon les différents objectifs, les coûts, les bénéfices et les risques associés à la détermination d'aires de protection et à la perte éventuelle de la source d'eau potable captée par le puits. Aussi, la définition même de la fonction objective peut varier selon le contexte (par exemple, selon que l'exploitant du puits a ou n'a pas la possibilité de s'alimenter en eau potable à partir des eaux de surface). On comprend qu'un exploitant qui a accès à des eaux de surface abondantes n'a pas intérêt, économiquement, à dépenser plus pour la protection de sa source d'approvisionnement en eau souterraine que ce qu'il lui en coûterait pour la construction et l'exploitation d'une usine de traitement des eaux de surface.

Considérons le cas d'une municipalité qui a choisi l'eau souterraine pour son alimentation en eau potable. La municipalité doit donc établir une zone de protection pour la source d'approvisionnement de son puits de captage et son objectif est de déterminer l'aire d'alimentation du puits le plus exactement possible. Deux types d'erreur peuvent affecter cette estimation de l'aire d'alimentation : (1) inclure dans l'aire d'alimentation estimée des portions de territoire qui ne devraient pas y être, ce qui peut amener des coûts de gestion de territoire inutiles; et (2) exclure des portions de territoire qui devraient être pris en compte dans l'aire d'alimentation estimée, ce qui peut occasionner des problèmes de contamination des eaux souterraines et ultérieurement la perte de l'usage du puits. Dans le cas d'une erreur de type 1, les impacts économiques sont, par exemple, les compensations versées inutilement aux agriculteurs qui doivent limiter l'utilisation de leurs terres (limitation d'épandage, baisse de productivité, limitation du type d'usage des terres), les acquisitions inutiles de territoire, le déplacement et l'expropriation inutiles de certaines entreprises à risque de pollution et la perte de certains moteurs économiques. Dans le cas d'une erreur de type 2, les incidences économiques sont, par exemple, les coûts

de réhabilitation et de décontamination de l'aquifère, les frais judiciaires, les coûts de recherche d'un autre aquifère et de la construction d'un nouveau puits.

Ces quelques exemples laissent entrevoir la diversité des approches possibles dans l'application de l'analyse décisionnelle et dans l'utilisation des outils d'aide aux décideurs, en ce qui concerne la détermination d'aires de protection des sources d'approvisionnement en eau souterraine. Un autre exemple est élaboré de façon plus détaillée à [l'annexe H](#).

Le problème principal avec cette méthode est la transformation des différents composants en unité monétaire. Certains coûts, comme les coûts de construction ou les coûts d'entretien annuels, sont relativement faciles à évaluer. Cependant, d'autres coûts sont plus difficiles à évaluer économiquement, surtout ceux qui sont engendrés par un échec; en effet, il est difficile d'évaluer la qualité de l'eau, la santé d'une personne, les problèmes sociaux, environnementaux, politique, etc. Une autre approche, l'analyse multicritère, permet de soutenir les décisions sans transformer les facteurs en unité monétaire.

8.4.2 Analyse multicritère

L'analyse multicritère est utilisée comme outil d'aide à la décision dans différents secteurs d'activité, cependant elle est peu utilisée dans le cas de problématiques relatives à l'eau souterraine. Un certain nombre d'ouvrages traitant de l'analyse multicritère présentent et expliquent ses principes (par exemple Roy, 1985; Roy et Bouyssou, 1993). El Magnouni (1996) utilise l'analyse multicritère pour l'évaluation et la gestion des ressources en eau souterraine.

Notre présentation de l'analyse multicritère vise seulement à souligner l'existence de ce genre d'outils d'aide à la décision. Le principal avantage de l'analyse multicritère est de permettre l'élaboration de modèles décisionnels à partir de différents critères. Ces critères peuvent être de nature différente, notamment économique, politique, sociale, environnementale, etc. Un critère est, selon une définition simple, un modèle qui permet d'établir des relations de préférence entre les mesures d'après un axe qui admet une signification pour le décideur (El Magnouni, 1996). En plus de considérer différents types de critères, l'analyse multicritère propose des modélisations de préférence relativement complexes à partir des préférences des différents décideurs. Les modèles relatifs à l'analyse multicritère peuvent devenir complexe et l'application de ces méthodes requiert une bonne connaissance de ces outils d'aide à la décision. Cependant, dans certains contextes, lorsque plusieurs critères conflictuels sont en cause, il peut être justifié et efficace d'utiliser une telle approche.

Liste des figures

Figure 8.1 : Exemple de l'interaction de plusieurs facteurs d'écart par rapport aux modèles simples dans un aquifère soumis à un pompage (Rasmussen et al., 2003). (Format PDF, 306 ko)

Figure 8.2 : Variation de la dimension de l'aire d'alimentation estimée pour le puits PE-3 (Rasmussen et al., 2003). (Format PDF, 259 ko)

Figure 8.3 : Variations de la direction de l'aire d'alimentation estimée pour le puits PE-3 (Rasmussen et al., 2003). (Format PDF, 258 ko)

Figure 8.4 : Schéma de cheminement décisionnel relatif à la protection de sources d'approvisionnement en eau souterraine. (Format PDF, 72 ko)

Figure 8.5 : Organigramme des différentes composantes de l'analyse décisionnelle dans un environnement hydrogéologique (d'après Freeze et al., 1990). (Format PDF, 58 ko)

RÉFÉRENCES

- Aigner, T., G. Teutsch et P. Huggenberger, éditeurs. 1999. Aquifer Sedimentology. *Sedimentary Geology*, **129** (3-4) : 177-366.
- Albinet, M. 1970. Carte de vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine de la France à 1/1 000 000. Publ. DATAR-BRGM, Orléans, France.
- Aley, T.J. 1999. The Ozark Underground Laboratory's Ground Water Tracing Handbook. Mo., 35 pages.
- Allen, J.R.L. 1978. Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, **21** : 129-147.
- Aller, L., T.W. Bennet, G. Hackett, R.J. Petty, J.H. Lehr, H. Sedoris, D.M. Nielsen et J.E. Denne. 1989. Handbook of suggested practice for the design and installation of ground-water monitoring wells. Nat. Ground Water Association, 398 pages.
- Aller, L., T. Bennett, J. Lehr, R. Petty et G. Hackett. 1987. DRASTIC: A Standardized System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings. National Water Well Association, Dublin Ohio/EPA Ada, Oklahoma, USA. EPA-600/2-87-035.
- Anderson, M.P. et W.W. Woessner. 1992. Applied Groundwater Modeling. Academic Press. 380 pages.
- Antoine, P. et D. Fabre. 1980. Géologie appliquée au génie civil. Masson, Paris, 291 pages.
- Banton, O. et L. Bangoy. 1997. Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec/AUPELF, 460 pages.
- BCMELP, 2000. Well Protection Toolkit; British Columbia, Ministry of Environment, Lands and Parks, pagination multiple.
http://www.elp.gov.bc.ca/wat/gws/well_protection/wellprotect.html
- Bendel, L. 1948. Ingenieurgeologie II. Springer, Vienna, 832 pages.
- Bhatt, K. 1993. Uncertainty in wellhead protection area delineation due to uncertainty in aquifer parameter values. *Journal of Hydrology*, **149** : 1-8.
- Bear, J. et M. Jacobs. 1965. On the movement of the water bodies injected into aquifers. *Journal of Hydrology*, **3** : 37-57.

- Berjamy, B. 1991. Simulation par modèle mathématique des écoulements des eaux souterraines dans l'aquifère régional du roc de l'île de Laval, Québec. Mémoire de maîtrise de l'École polytechnique, Université de Montréal, 192 pages.
- Blès, J.L. et B. Feuga. 1981. La fracturation des roches. Bureau de recherches géologiques et minières, Manuels et méthodes 1, 121 pages.
- Borns, H.W. Jr, P. LaSalle et W.B. Thompson, éditeurs. 1985. Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Québec. Geological Society of America, Special Paper **197**, 159 pages.
- Bradbury, K.R. et M.A. Muldoon. 1994. Effects of fracture density and anisotropy on delineation of wellhead protection areas in fractured-rock aquifers. *Applied Hydrogeology*, **3** : 17-23.
- Bradbury, K.R., M.A. Muldoon, A. Zaporozec et J. Levy. 1991. Delineation of Wellhead Protection Areas in Fractured Rocks. EPA 570/9-91-009.
- Bourdet, D. et A.C. Gringarten. 1980. Determination of fissure volume and block size in fractured reservoirs by type-curve analysis. Paper SPE 9293 presented at the 1980 SPE annual Fall Tech. Conf. and Exhibition, Dallas.
- Brisebois, D., G. Lachambre et G. Piché. 1992. Carte géologique de la Péninsule de Gaspésie : 22A, 22B, 22G, 22H, 21O. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 91-21, Carte 2146.
- Brown, I.C. 1967. Groundwater in Canada, Economic Geology. Geological Survey of Canada, Report no. **24**.
- Carter, A.D., R.C. Palmer et R.A. Monkhouse. 1987. Mapping the vulnerability of groundwater to pollution from agricultural practice, particularly with respect to nitrate. In vulnerability of soil and groundwater to pollutants, TNO committee on hydrological research, The Hague, Proceedings and Information No. **38** : 333-342.
- Castany, G. et J. Margat. 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM, France, 249 pages.
- Champagne, L. et R. Chapuis. 1993. Évaluation et cartographie de la vulnérabilité à la pollution des formations aquifères de la MRC de Montcalm selon la méthode DRASTIC. Sciences et techniques de l'eau, **26** (3) : 169-176.
- Champoux, A. et C. Toutant. 1988. Éléments d'hydrologie. Éditions Le Griffon d'argile, 262 pages.
- Chapuis, R.P. 1999. Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Les Publications du Québec, 156 pages.

- Chapuis, R.P. et D. Chenaf. 1998. Detecting a hydraulic short-circuit along a monitoring well with the recovery curve of a pumping test in a confined aquifer: method and example. Canadian Geotechnical Journal, **35** (5) : 790-800.
- Chevalier, S., M.A. Buès, J. Tournebize et O. Banton. 2001. Stochastic delineation of wellhead protection area in fractured aquifers and parametric sensitivity study. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, **15** (3) : 205-227.
- Choukroune, P. 1995. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Masson, 226 pages.
- Civita, M. 1987. Forecasting and preventing the ground water contamination hazard on a regional scale using vulnerability maps. Proc. Congr. Inquinamento delle acque sotterranee, Mantova : 1-27.
- Cooper, H.H., J.D. Bredehoeft et I.S. Papadopoulos. 1967. Response of finite-diameter well to an instantaneous charge of water. Water Resources Research, **3** : 263-269.
- Côté, D., J.M. Dubois et H. Gwyn. 1990. Les lacs mystérieux de l'île d'Anticosti. Geos, **19** (3) : 20-25.
- Dalton, M.G., B.E. Huntsman et K. Bradbury. 1991. Acquisition and Interpretation of Water-Level data. *Dans* : Practical Handbook of Ground-Water Monitoring. *Édité par* : D.M Nielsen, Lewis Publishers, USA : 367-395.
- Darcy, H. 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, V. Dalmont, 674 pages.
- Davis, S.N., D.J. Campbell, H.W. Bentley et T.J. Flynn. 1985. Ground Water Tracers. National Water Well Association, Oklahoma, 200 pages.
- De Marsily, G. 1986. Quantitative Hydrogeology - Groundwater for engineers, Academic Press, 440 pages.
- Dhatt, G. et G. Touzot. 1981. Une présentation de la méthode des éléments finis. Les Presses de l'Université Laval, Québec, 543 pages.
- Diodato, D.M. 1994. A compendium of fracture flow model. Center for Environmental Restoration Systems, Energy Systems Division, Argonne National Laboratory, 89 pages.
- Domenico, P.A. et F.W. Schwartz. 1990. Physical and chemical hydrogeology. John Wiley and Sons, Inc., 824 pages.
- Duchesne, M. 2001. Sédimentologie de dépôts quaternaires graveleux dans le bassin versant de la rivière Chicoutimi à Laterrière, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, mémoire, 181 pages.

Dupuits, J. 1863. Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. 2^e édition, Paris, Dunod, 30 pages.

Driscoll, F.G. 1986 (2^e éd.). Groundwater and Wells. Johnson Filtration Systems, 1089 pages.

El Magnouni, S. 1996. Méthodologie d'aide à la décision pour l'évaluation et la gestion multicritère des ressources en eau souterraine. Editions BRGM, document 254, 126 pages.

Environmental Modeling Systems, Inc. 2002. <http://www.emsi.com/GMS40help/index.htm>

EPA, 2000. Working with WhAEM 2000, US Environmental Protection Agency EPA/600/R-00/022.

<http://www.epa.gov/ada/download/models/WhAEM2000.PDF>

EPA, 2002. <http://www.epa.gov/ada/csmos/models/whaemwin.html>

Everett, A.G. 1991. Significant aspect of groundwater aquifers related to well head protection considerations. Water resources publications, 56 pages.

Festger, A.D. et G.R. Walter. 2002. The capture efficiency map: the capture zone under time-varying flow. *Ground Water*, **40** (6) : 619-628.

Fetter, C. W. 1994 (3^e éd.). Applied Hydrogeology. Prentice Hall, États-Unis, 488 pages.

Field, M.S., R.G. Wilhelm, J.F. Quinlan. et T.J. Aley. 1995. An assessment of the potential adverse properties of fluorescent tracer dyes used for groundwater tracing. *Environnemental Monitoring and Assessement*, **38** : 75-96.

Field, M.S. 1999. The QTRACER Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Karst and Fractured-Rock Aquifers. United States Environmental Protection Agency, Report no. EPA/600/R-98/156a, 137 pages.

Field, M.S. 2002. Efficient hydrologic tracer-test design for tracer-mass estimation and sample-collection frequency, 1, Method development. *Environmental Geology*, **47** (7) : 827-838.

Fisher, A.T., M. Barnhill et J. Revenaugh. 1998. The relationship between hydrogeologic properties and sedimentary facies: An example from Pennsylvanian bedrock aquifers, southwestern Indiana. *Ground Water*, **36** (6) : 901-912.

Fitts Geosolutions, 2002. <http://www.fittsgeosolutions.com/twodan.htm>.

Fortin, A. 1995. Analyse numérique pour ingénieur. École polytechnique de Montréal, Montréal, 448 pages.

- Franke, O.L., T.E. Reilly, D.W. Pollock et J.W. LaBaugh. 1998. Estimating Areas Contributing Recharge to Wells: Lessons from Previous Studies. U.S Geological Survey Circular **1174**, 14 pages.
- Freeze, R.A. et S.M. Gorelick. 1999. Convergence of stochastic optimization and decision analysis in the engineering design of aquifer remediation. *Ground Water*, **37** : 934-954
- Freeze, R.A., J. Massmann, L. Smith, T. Sperling et B. James. 1992a. Hydrogeological decision analysis. Dublin, Ohio, USA: National Ground Water Association.
- Freeze, R.A., J. Massmann, L. Smith, T. Sperling et B. James. 1992b. Hydrogeological decision analysis: 4. The concept of data worth and its use in the development of site investigation strategies. *Ground Water*, **30** : 574-588.
- Freeze, R.A., J. Massmann, L. Smith, T. Sperling et B. James. 1990. Hydrogeological decision analysis: 1. A framework. *Ground Water*, **28** : 738-766.
- Freeze, R.A. 1988. Technical analysis and social decision making. Université de Waterloo, Ontario, Canada, 1987. Hagey Lectures : 25-54.
- Freeze, R. A. et J.A. Cherry. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, États-Unis, 604 pages.
- French, H.K., S.M. Van et A. Leijnse. 2000. Prediction uncertainty of plume characteristics derived from a small number of measuring points. *Hydrogeology Journal*, **8** : 188-199.
- Frind, E.O. et J.W. Molson. 2002 Well vulnerability mapping: a new approach to wellhead protection. *Ground and Water: theory to practice*. Proceedings of the 55th Canadian geotechnical and 3rd Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conferences. Niagara Falls, Ontario, October 20-23 : 707-712.
- Frind, E.O., D.S. Muhammad et J.W. Molson. 2002. Delineation of three-dimensional well capture zones for complex multi-aquifer systems. *Ground Water*, **40** (6) : 586-598.
- Fulton, R.J., éditeur, 1989. Quaternary Geology of Canada and Greenland. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. **1**, 839 pages.
- Fulton, R.J. et J.T. Andrews, éditeurs, 1987. Naissance, développement et disparition de la calotte laurentidienne. *Géographie physique et Quaternaire*, **41** (2) (numéro spécial), 318 pages.
- Fung, Y.C. 1977 (2^e éd.). A First Course in Continuum Mechanics; Prentice-Hall, New Jersey, États-Unis, 340 pages.

- Gadd, N.R., éditeur. 1988. The late Quaternary development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada, Special Paper **35**, 312 pages.
- Gale, J.E. 1982. Assessing the permeability characteristics of fractured rock. *Dans : Recent Trends in Hydrogeology. Édité par : T.N. Narasimhan, Geological Society of America, Sp. Paper **189** : 163-181.*
- Gaspar, E. 1987. Modern Trend in Tracer Hydrology, vol. II. CRC Press, Inc., Boca Raton, 145 pages.
- GeoTrans Inc., 1998.
http://www.scisoftwre.com/products/swift_overview/swift_overview.html.
- Globenski, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 85-02, 63 pages.
- Golder Associates Inc., 1994. <http://fracman.golder.com>.
- Goosens, M. et M. Van Damme. 1987. Vulnerability mappings in Flander, Belgium, In vulnerability of soil and groundwater to pollutants, TNO committee on hydrogeological research, The Hague, Proceedings and information, **38** : 355-360.
- Gringarten, A.C. et H.J. Ramey Jr. 1974a. Unsteady state pressure distributions created by a well with a single infinite-conductivity vertical fracture. Soc. Pet. Eng. J., Trans. AIME, 257 : 347-360.
- Gringarten, A.C. et H.J. Ramey Jr. 1974b. Unsteady state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration or restricted entry. Soc. Petrol. Eng. J. : 413-426.
- Gringarten, A.C. et P.A. Witherspoon. 1972. A method of analysing pump test data from fractured aquifers. Int. Soc. Rock Mechanic and Int. Ass. Eng. Geol., Proc. Symp. Rock Mechanic, Stuttgart, 3-B : 1-9.
- Groundwater Software, 2002. http://www.groundwatersoftware.com/software/aqtestanal/aquiferwin32_pumping_test/aquiferwin32_pumping_test.htm.
- Guadagnini, A. et S. Franzetti. 1999. Time-related capture zones for contaminants in randomly heterogeneous formations. *Ground Water*, **37** (2) : 253-260.
- Gunn, J. et D. Lowe. 2000. Editorial. *Cave and Karst Science*, **26** : 99-100.
- Grubb, S. 1993. Analytical model for estimation of steady-state capture zones of pumping wells in confined and unconfined aquifers. *Ground Water*, **31** (1) : 27-32.
- Haitjema, H.M. 2002 . « GFLOW 2000 » www.haitjema.com.

- Hamel, P. 1997. Analyse de décision appliquée aux scénarios de contrôle hydraulique des eaux de lixiviation au Centre de Tri et d'Élimination des Déchets (C.T.E.D.) de la Ville de Montréal, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec, INRS-Géoressources, Québec, Canada.
- Harbaugh, J.W. et G. Bonham-Carter. 1970. Computer Simulation in Geology; John Wiley, Floride, USA, 575 pages.
- Healy, R.W. et P.G. Cook. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, **10** (1) : 91-109.
- Hocq, M., *coordinateur*. 1994. Géologie du Québec. Les Publications du Québec, 154 pages.
- Hudak, P.F. 2000. Procedure for upgrading contaminant detection networks in aquifers. *Bulletin of Environment and Contaminant Toxicology*, **65** : 62-69.
- Huitt, J.L. 1956. Fluid flow in simulated fractures. *AIChE Journal*, **2** (2) : 259-264.
- Hydrosolve Inc., 2002. <http://www.aqtesolv.com>.
- Jacobson, E., R. Andricevic et J. Morrice. 2002. Probabilistic capture zone delineation based on an analytic solution. *Ground Water*, **40** (1) : 85-95.
- Jacobson, E., R. Andricevic et T. Hultin. 1994. Wellhead protection area delineation under uncertainty. University of Nevada, Las Vegas publication no. 45118, 63 pages.
- Josnin, J.-Y., H. Jourde, P. Fénart. et P. Bidaux. 2002. A three dimensional model to simulate joint networks in layered rocks. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, **39** : 1443-1455.
- Käss, W. 1998. Tracing Technique in Geohydrology. A.A. Balkema, Rotterdam, 581 pages.
- Kinzelbach, W. 1986. Groundwater Modelling. Elsevier. Amsterdam. The Netherlands.
- Kraemer, S.R., H.M. Haitjema et V.A. Kelson. 2000. Working with WhAEM 2000. EPA/600/R-00/022, 50 pages.
- Kruseman, G.P. et N.A. De Ridder. 1990. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Second Edition. International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI, Wageningen, The Netherlands, 376 pages.
- Lallemand-Barrès, A. et J.-C. Roux. 1999. Périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine – Guide méthodologique et réglementaire; Manuels et méthodes, n° 33, BRGM, France, 334 pages.

- La Pointe, P.R. et J.A. Hudson. 1985. Characterization and interpretation of rock mass joint patterns. Geological Society America, Special Paper **199**, 37 pages.
- Larose-Charette, D. 2000. Modélisation hydrogéologique régionale des aquifères libres de la MRC de Portneuf. Mémoire de maîtrise, INRS-Géoressources, Université du Québec, 199 pages.
- Leibundgut, C. 1974. Fluoresziende markierfarbstoffe in der hydrologie. Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, **31** : 63-84.
- Lepage, N., P. Hamel, R. Lefebvre et C. Blais. 1999. Decision analysis for Leachate control at a fractured rock landfill. Ground Water Monitoring and Remediation, **19** : 157-170.
- Lerner, D.N., A.S. Issar et I. Simmers. 1990. Groundwater Recharge – A guide to understanding and estimating natural recharge. International Association of Hydrogeologists. International Contributions to Hydrogeology. Verlag Heinz Heise, 345 pages.
- Llamas, J. 1993. Hydrologie générale : principes et applications. 2^e édition. Éditeurs G. Morin, 550 pages.
- Louis, C. 1974. Rock hydraulics. Rock Mechanics (ed. L. Muller), Springer-Verlag, Vienna : 299-387.
- Lucas, S.B. et M.R. Saint-Onge, *coordonateurs*, 1998. Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian fossils in North America. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. **7** : 233-306.
- Lutz, T. et A. Parriaux. 1988. The identification of uranine in natural water by high performance liquid chromatography (HPLC). Sterische Beitrage zur Hydrogeologie. J. Goldbrunner Ed. : 141-148.
- Mandle, R. J. 2002. Groundwater Modeling Guidance. Michigan Department of Environmental Quality, <http://www.deq.state.mi.us/documents/deq-wd-gwguidance.pdf>.
- Massmann, J., R.A. Freeze, L. Smith, T. Sperling et B. James B. 1991. Hydrogeological Decision Analysis: 2. Applications to Ground-Water Contamination. Ground Water, **29** : 536-548.
- Mattauer, M. 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, 493 pages.
- McCormack, R. 1983. Étude hydrogéologique – Rive nord du Saint-Laurent. Ministère de l'Environnement et de la faune du Québec, 412 pages + 11 cartes.

MEF, 1995. Guide pour la détermination de périmètres de protection autour de captage d'eau souterraine; Ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec, 54 pages.

MEFQ, 1995. Guide d'échantillonnage à des fins d'analyses environnementales : cahier 5, échantillonnage des sols, Ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec, Sainte-Foy, 72 pages.

MEFQ, 1994. Guide d'échantillonnage à des fins d'analyses environnementales – Cahier 3 : Échantillonnage des eaux souterraines; Ministère de l'Environnement et de la Faune et Les éditions le Griffon d'argile, Québec, 101 pages.

Miall, A.D. 1992. Alluvial deposits. *Dans* : Facies models: response to sea level change. *Édité par* : R.G. Walker et N.P. James, Geological Association of Canada : 119-142.

Miall, A.D. 1984. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, 490 pages.

Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences Reviews*, **13** : 1-62.

Moench, A.F. 1984. Double-Porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resource Research*, **20** (7) : 831-846.

Molson, J., E. Frind et E. Sudicky. 1994. Groundwater flow and contaminant transport models. *Dans* : Subsurface Assessment Handbook for Contaminated Sites. Section 6. Le Conseil canadien des ministres de l'environnement. Report CCME EPC-NCSRP-48E : 211-255.

Nastev, M., M. Savard, D. Paradis, R. Lefebvre, M. Ross et A. Rivera. 2002. Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec – Étude quantitative des ressources en eau souterraine du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec. Rapport final révisé, partie 2. Commission géologique du Canada. Ressources naturelles Canada, 38 pages.

New Jersey, 2002. <http://www.state.nj.us/dep/njqs/whpaguide.pdf>.

Nicolas, A. 1984. Principes de tectonique. Masson, 196 pages.

Nielsen, D.M., éditeur. 1991. Practical Handbook of Ground-Water Monitoring; Lewis Publishers, USA, 717 pages.

Nielsen, D.M. et R. Schalla. 1991. Design and Installation of Ground-Water Monitoring Wells. *Dans* : Practical Handbook of Ground-Water Monitoring. *Édité par* : D.M. Nielsen, Lewis Publishers, USA : 239-331.

Northwood Technologies Inc., 2000. Vertical Mapper: Contour modeling and display software: version 2.6. Northwood Technologies Inc.

Ontario, 2001. <http://www.ene.gov.on.ca/envision/techdocs/4168e.pdf>.

Ostry, R.C., R.E.J. Leech, A.J. Cooper et E.H. Rannie. 1987. Assessing the susceptibility of ground water supplies to non-point-source agricultural contamination in southern Ontario. In vulnerability of soil and groundwater to pollutants, TNO committee on hydrological research, The Hague, Proceedings and Information No. **38** : 437-445.

Pagé, P. 1992. L'environnement glaciaire. Guérin Universitaire, 368 pages.

Palmer, A.N. 1990. Ground water processes in Karst terranes. *Dans : Groundwater geomorphology: the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms.* Édité par : C.G. Higgins et D.R. Coates, Geological Society of America, Special Paper **252** : 177-209.

Paradis, D. 2000. Comparaison des méthodes de détermination des périmètres de protection des ouvrages de captage d'eau souterraine dans les aquifères granulaires du piémont laurentien. Mémoire de maîtrise, Université du Québec, INRS-Géoressources, Québec, Canada, 240 pages.

Parent, M., Y. Michaud, E. Boisvert, A.M. Bolduc, N. Fagnan, R. Fortier, M. Cloutier et A. Doiron. 1998. Cartographie hydrogéologique régionale du piémont laurentien dans la MRC de Portneuf : géologie et stratigraphie des formations superficielles. Commission géologique du Canada, Dossier public n° 3664-a.

Petryk, A. 1981. Carte géologique de l'île d'Anticosti. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV 823, 14 pages.

Pollard, D.D. et A. Aydin. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America, Bulletin, **100** : 1181-1204.

Price, N.J. et Cosgrove J.W. 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 502 pages.

Price, N.J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Commonwealth and international Library, Pergamon Press, 176 pages.

Ramey, H.J., Jr et A.C. Gringarten. 1976. Effect of high-volume vertical fractures on geothermal steam well behavior. Proceedings second U.N. Devel. and Use of geothermal resources. San Francisco. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 3 : 1759-1762.

Ramsay, J.G. et M.I. Huber. 1987. The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures. Academic Press : 309 - 700.

Ramsay, J.G. et M.I. Huber. 1983. The techniques of modern structural geology, volume 1: strain analysis. Academic Press : 1-308.

- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, 568 pages.
- Rasmussen, H., A. Rouleau, M. Verreault, D.W. Roy et M.-L. Tremblay. 2003. La détermination de l'aire d'alimentation de point de captage d'eau souterraine : une étape essentielle à la protection de la ressource. *VECTEUR environnement*, **36** (1) : 41-46.
- Rasmussen, H., M. Verreault et A. Rouleau. 2001. Détermination pratique d'aire d'alimentation et de zone de protection de captage en aquifère anisotrope et hétérogène, rapport d'étape n° 1, Les données disponibles : leur évaluation et leur utilisation. Centre d'étude sur les ressources minérales, UQAC, 63 pages.
- Reading, H.G. 1986. *Sedimentary environments and facies*, second edition. *Dans : Sedimentary Environments and Facies*. *Édité par*: H.G. Reading, Blackwell Scientific Publications : 4-19.
- Reilly, T.E. et D.W. Pollock. 1996. Sources of water to wells for transient cyclic systems. *Ground Water*, **34** (6) : 979-986.
- Risser, D.W. et G.J. Barton. 1995. A Strategy for delineating the Area of Groundwater Contribution to Wells Completed in Fractured Bedrock Aquifers in Pennsylvania; U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 95-4033, 30 pages.
- Robitaille, A. et M. Allard. 1997. *Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec*. Les Publications du Québec, Sainte-Foy, 109 pages.
- Rock, G. et H. Kupfersberger. 2002 Numerical delineation of transient capture zones. *Journal of Hydrology*, **269** : 134-149.
- Rogers, J. 1960. L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot, Mémoire hors série, Société géologique de France : 83-95.
- Rouleau, A., C. Denis, P. Cousineau et P. Lapcevic. 1996. The estimation of hydraulic parameters of a fractured orthoquartzite formation at the laboratory and field scales. *Dans : Rock Mechanics Tools and Techniques* (M. Aubertin, F. Hassani et H. Mitri, éd.), Proc. 2nd North American Rock Mech. Symp., Montréal, A.A. Balkema : 1359-1366.
- Rouleau, A. et D.W. Roy. 1999. Vers une version gestion intégrée des eaux souterraines et des eaux de surface au Québec; Mémoire présenté à la Commission sur la gestion de l'eau au Québec du Bureau d'audiences publiques sur l'environnement, par le Centre d'études sur les ressources minérales, UQAC, octobre 1999, 7 pages.
- Roy, B. et D. Bouyssou. 1993. *Aide multicritère à la décision : Méthodes et cas*. Economica, Paris, 695 pages.

- Roy, B. 1985. Méthodologie multicritère d'aide à la décision. Economica, Paris, 423 pages.
- Ruhland, M. 1973. Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. Société géologique de France, Bulletin **26** : 91-113.
- Rumbaugh, J. 1995. WINFLOW: groundwater flow model for windows. Environmental Simulations Inc.
- Smart, P.L., T.C. Atkinson, I.M.S. Laidlaw, M.D. Newson et S.T. Trudgill. 1986. Comparison of the results of quantitative and non-quantitative tracer tests for determination of karst conduit networks: An example from the trailgill basin, Scotland. Earth Surface Processes, **11** : 249-261.
- Sandford, B.V. 1993a. St. Lawrence Platform – Introduction; Chapitre 10. : 709 – 722.
- Sandford, B.V. 1993b. St. Lawrence Platform – Geology; Chapitre 11. *Dans* : Sedimentary cover of the craton in Canada. *Édité par* : D.F. Scott et J.D. Aitken, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, **5** : 723-786.
- Sanford, W. 2002. Recharge and groundwater models: an overview. Hydrogeology Journal, **10** (1) : 110-120.
- Sara, M.N. 1991. Ground-Water Monitoring System Design. *Dans* : Practical Handbook of Ground-Water Monitoring. *Édité par* : D.M. Nielsen, Lewis Publishers, USA : 17-68.
- Savard, M., M. Nastev, D. Paradis, V. Cloutier et al. 2002. Caractérisation hydrogéologique régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec – Hydrogéologie régionale du système aquifère fracturé. Rapport final révisé, partie 1. Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 64 pages.
- Scanlon, B.R., R.W. Healy et P.G. Cook. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, **10** (1) : 18-39.
- Simard, G. et R. Des Rosiers. 1979. Qualité des eaux souterraines au Québec. Ministère de l'Environnement du Québec, Service des eaux souterraines, H.G.-13, 161 pages.
- Singhal, B.B.S. et R.P. Gupta. 1999. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Kluwer Academic Publishers, 400 pages.
- Slivitsky, A. 1982. Coupe structurale à travers la partie sud-ouest des Appalaches du Québec. Thèse de maîtrise, Université Laval, 42 pages.

- Sperling, T., R.A. Freeze, J. Massmann, L. Smith et B. James. 1992. Hydrogeological decision analysis: 3 Application to design of a ground-water control system at an open pit mine. *Ground Water*, **30** : 376-389.
- Stewart, D.R. 2002. « 3Dflow » groundwater.ce.ksu.edu.
- Strack, O.D.L. 1989. *Groundwater Mechanics*, Prentice Hall.
- Strack, O.D.L. 1992. MLAEM: multiple layers analytic element model. Strack Consulting.
- Strack, O.D.L. 2001. Overview of AEM. International Groundwater Modeling Center, Newsletter, **43** (1).
- Stretsolva-Adams, T.D. 1978. Well hydraulics in heterogeneous aquifer formations. *Advances in Hydroscience* (ed. V.T. Chow), Vol. 11, Academic Press, New York : 357-423.
- Sudicky, E.A. et R.G. McLaren. 1993. http://www.flowpath.com/software/frac3dvs/frac3dvs_ov.htm.
- Sudicky, E.A. et R.G. McLaren. 1992. http://www.flowpath.com/software/fractran/fractran_ov.htm.
- Sudicky, E.A. et R.G. McLaren. 1998. Fractran User's guide. http://www.science.uwaterloo.ca/~mclaren/fractran/user_guide.pdf.
- Sylvestre, M. 1981. Permeabilité dans les milieux fracturés. Rapport H.G.-14, Ministère de l'Environnement du Québec, 89 pages.
- Tchalenko, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, **81** : 1625-1640.
- Todd, D.K. 1980 (2^e éd.). *Groundwater Hydrogeology*. John Wiley, États-Unis, 535 pages.
- Therrien, R., E.A. Sudicky et R.G. McLaren. 1999. Frac3dvs 3.49 User's guide http://www.science.uwaterloo.ca/~mclaren/frac3dvs/user_guide.pdf.
- Twodan, 1998. Review of **Twodan** 5.0 by Fitts Geosolutions. *Groundwater*, **36** (3) : 389-390.
- USEPA, 1979. Office of Toxic Substances 8E Status Report, United States Environmental Protection Agency, Report Number EPA 8E-0179-0271.
- USEPA, 1987. Guidelines for Delineation of Wellhead Protection Area; U.S. Environmental Protection Agency, Office of Ground-Water Protection, pagination multiple.

- USACE, 1999. Engineering and Design – Groundwater Hydrology; U.S. Army Corps of Engineers, Engineering Manual EM 1110-2-1421, pagination multiple.
- Vassolo, S., W. Kinzelbach et W. Schäfer. 1998. Determination of a well head protection zone by stochastic inverse modelling. *Journal of Hydrology*, **206** (3/4) : 268-280.
- Verreault, M. 2003. Étude méthodologique pour l'estimation de l'aire d'alimentation de captage d'eau souterraine en milieu complexe. Mémoire de maîtrise de l'Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, 131 pages.
- Verreault, M., A. Rouleau et H. Rasmussen. 2002. Estimating the area of contribution to a pumping well: applications of seismic refraction and tracer testing; *Dans : Ground and Water: Theory to practice; Proceedings 55th Can. Geotechnical & 3rd Joint IAH-CNC and CGS Conference*, Niagara Falls, Ontario. *Édité par* : D. Stolle, AR. Piggot et J.J. Crowder : 197-203.
- Vialon, P., M. Ruhland et J. Grolier. 1976. Éléments de tectonique analytique. Masson, 118 pages.
- Vrba, J. et A. Zoporozec. 1994. Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International contributions to hydrogeology, **16**, 119 pages.
- Walker, R.G. 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. *Dans : Facies models: response to sea level change*. *Édité par* : R.G. Walker et N.P. James, Geological Association of Canada : 1-14.
- Waterloo Hydrogeologic, 2002a. http://www.flowpath.com/software/flowpath_2/flowpath2_ov.htm.
- Waterloo Hydrogeologic, 2002b. <http://www.feflow.com>.
- Waterloo Hydrogeologic, 2002. http://www.waterloohydrogeologic.com/software/aquifertest_pro/aquifertest_pro_ov.htm.
- Webb, E.K. et M.P. Anderson. 1996. Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resources Research*, **32** (3) : 533-545.
- Weddle, T.K. et M.J. Retelle, éditeurs. 2001. Deglacial history and relative sea-level changes, Northern New England and adjacent Canada. Geological Society of America, Special Paper **351**, 292 pages.
- Wheatcraft, S.W. 2000. Travel time equations for dispersive contaminants. *Ground Water*, **38** (4) : 505-509.
- White, W.R. 1990. Surface and near surface karst landforms. *Dans : Groundwater geomorphology: the role of subsurface water in earth-surface processes and landforms*. *Édité par* : C.G. Higgins et D.R. Coates, Geological Society of America, Special Paper **252** : 157-175.

Williams, H., éditeur. 1995. Geology of the Appalachian – Caledonian Orogen in Canada and Greenland. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, **6**, 944 pages.

Winter, T.C., J.W. Harvey, O.L. Franke et W.A. Alley. 1998. Ground Water and Surface Water a Single Resource, U.S. Geological Survey Circular **1139**, Denver, Colorado, 79 pages.

W-sahara, 2002. <http://www.diiar.polimi.it/franz/EU-W-SAHaRA/index.htm>.

Wuolo, R.W., D.J. Dahlstrom et M.D. Fairbrother. 1995. Wellhead protection area delineation using the analytic element method of ground-water modeling. *Groundwater*, **33** (1) : 71-83.

Young, G.M., D.G.F. Long, D.M. Fedo et H.W. Nesbitt. 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sedimentary Geology*, **141-142** : 233-254.