

---

# Modélisation des paléopressions tectoniques dans la Péninsule de la Gaspésie et du nord du Nouveau- Brunswick : Implications pour l'exploration de gîtes aurifères

---

**Projet 2004-16**

Stéphane Faure, Ph.D. géo.

Juin 2009



---

## AVERTISSEMENT

---

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non commerciales en citant la référence suivante :

*Faure, S., 2009. Modélisation des paléopressions tectoniques dans la Péninsule de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick : implications pour l'exploration de gîtes aurifères. Rapport, Projet CONSOREM 2004-16, 34 p.*

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

## CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi  
555, boulevard de l'Université  
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : [consorem@uqac.ca](mailto:consorem@uqac.ca)  
Site Web: [www.consorem.ca](http://www.consorem.ca)

---

## RÉSUMÉ

---

Des modélisations numériques de la déformation en 2D avec le code aux éléments distincts UDEC ont été réalisées par le CONSOREM en 2005 sur différentes géométries de failles en Gaspésie et dans le Nord du Nouveau-Brunswick afin de reconstituer les contraintes tardi-orogéniques acadiennes. Des cartes géologiques et une interprétation géophysique des discontinuités structurales ont servi d'information de base pour construire quatre modèles géomécaniques à l'échelle de la péninsule gaspésienne. Les contraintes tectoniques générées dans par ces modèles ont été mis en relation spatiale avec les minéralisations tardives d'or de type orogénique et les skarns précoces à Cu-Au. Les résultats indiquent que les secteurs les plus favorables pour les minéralisations orogéniques sont ceux situés dans les zones de pression faible à intermédiaire, près de crêtes de fortes pressions là où les différentiels de pression sont les plus élevés. Cette étude confirme l'utilité de la cartographie des paléocontraintes tectoniques pour générer des cibles d'exploration régionale en Gaspésie et dans le nord du Nouveau-Brunswick.

---

## TABLE DES MATIÈRES

---

Avertissement.....	i
RÉSUMÉ .....	ii
Table des matières .....	iii
Liste des figures.....	iii
1. INTRODUCTION .....	v
2. PROBLÉMATIQUE.....	3
3. OBJECTIFS .....	3
4. CADRE GÉOLOGIQUE.....	3
5. MÉTHODES .....	5
5.1. Géophysique .....	5
5.2. Modélisation aux éléments distincts avec UDEC .....	7
5.2.1. Géométries des modèles .....	10
5.2.2. Paramètres des polygones .....	13
5.2.3. Paramètres des discontinuités .....	16
5.2.5. Choix des solutions .....	19
6. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS.....	19
6.1. Interprétation des discontinuités géophysiques.....	19
6.2. Modélisation numérique des paléopressions tectoniques .....	21
6.2.1. Modèle I : failles dans un système du type Riedel.....	21
6.2.2. Modèle II : à deux failles majeures et trois polygones .....	21
6.2.3. Modèle III : failles majeures et secondaires.....	22
6.2.4. Modèle IV : système de failles centré sur la Faille de Grand-Pabos .....	23
6.2.5. Modèle V : Géométrie des failles avant le décrochement de la FGP .....	24
6.2.6 Sommaire sur les modélisations numériques .....	24
7.3 Autres considérations .....	25
8. CONCLUSION.....	27
Remerciements.....	27

---

## LISTE DES FIGURES

---

Figure 1. A) Géologie de la Ceinture de Gaspé (Modifiée de SIGEOM). B) Localisation des gîtes au centre et au sud de la Gaspésie ainsi qu'au nord du Nouveau-Brunswick. Faille de Grand-Pabos (FGP) et Faille de Rocky-Brook-Millstream (FRBM). .....	2
---	---

Figure 2.	A) Champ magnétique total et réseaux de failles acadiennes (noir) et taconiennes (gris) de la péninsule gaspésienne. B) Première dérivée verticale du champ magnétique. C) Filtre basse bas du champ magnétique total à 1 km. D) Projection vers le haut du champ magnétique total à 1 km. E) Double filtre du champ magnétique total; intégration verticale suivit du signal analytique. E) Gradient vertical des anomalies de Bouguer. ....	6
Figure 3.	Discontinuités géophysiques interprétées (lignes bleues) pour; A) la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick avec le champ magnétique total, B) le centre de la Gaspésie avec la première dérivée verticale du champ magnétique. Failles FGP : Grand-Pabos, FRBM : Rocky-Brook-Millstream, FGR : Grande-Rivière, FTL : Troisième Lac, FBA : Belle-Anse, FBNO : Bras Nord-Ouest.....	8
Figure 4.	A) Minéralisations aurifères à contrôle structural et skarns à Cu-Au en relation spatiale avec la compilation des failles (lignes noires, source SIGEOM) et des discontinuités géophysiques (lignes bleues) en Gaspésie et au nord du Nouveau-Brunswick. Gîtes : C; Causapscal, R; Reboul. Comparaison statistique entre B) l'orientation des failles connues et C) l'orientation des discontinuités géophysiques interprétées. ....	9
Figure 5.	A) Représentation schématique d'un modèle du type Riedel observé le long de la FGP par Malo et al. (2000). B) Distribution des contraintes maximales $\sigma_1$ générée par UDEC dans le modèle I du type Riedel. À noter que les plus faibles pressions sont localisées au niveau des structures R, R', et Y.....	10
Figure 6.	Géométries des modèles numériques utilisées pour la modélisation avec UDEC. A) Modèle II; deux failles régionales et trois polygones. B) Modèle III; failles régionales et failles secondaires. C) Modèle IV; centré sur la FGP avec ses failles limitrophes, d'après la carte géologique et l'interprétation géophysique. D) Modèle V; failles rétrodéformées de 100 km le long de la FGP. FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.....	11
Figure 7.	Réseau de fractures composé de failles de la carte géologique et des discontinuités magnétiques (en noir) rétrodéformées de 100 km le long de la Faille de Grand-Pabos (en vert), avec l'interprétation en domaine marin des discontinuités magnétiques (en bleu foncé) et le prolongement de la FGP (en rouge).....	13
Figure 8.	Coefficients de Lamé pour : A) les roches sédimentaires, et B) les roches volcaniques et intrusives (Compilation CONSOREM de la littérature). ....	14
Figure 9.	Histogramme de stabilité mécanique exprimé en termes d'énergie libre en fonction du temps pour le modèle II (A), le modèle III (B), et le modèle IV (C). ....	22
Figure 10.	Distribution des contraintes maximales $\sigma_1$ et différentielles de pression dans les différents modèles géomécaniques en relation spatiale avec les minéralisations. A) Modèle II, B) Modèle III, C) Modèle IV, et D) Modèle V et la position des skarns. Cercle orange; gîte à contrôle structural, carré bleu; skarn à Cu-Au, FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.....	23
Figure 11.	Distribution des contraintes maximales $\sigma_1$ dans le Modèle I en relation spatiale avec les intrusions dévoniennes avec leur âge en Gaspésie et au nord du Nouveau-Brunswick. FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.....	24
Figure 12.	Superposition des zones de faibles pressions des modèles II, III et IV montrant la cohérence des résultats entre les modèles. ....	25

Figure 13.	A) Relevé géophysique VLF le long de la Faille de Ristigouche montrant la localisation du gîte aurifère de Saint-André-de-Ristigouche dans une zone courbe de la faille (Daigle, 1990). B) Distribution des contraintes maximales $\sigma_1$ (surfaces de couleur) et minimales $\sigma_2$ (lignes de couleur) dans un secteur en transtension d'une faille (Faure et Rafini, 2003). À noter les zones de faibles pressions coïncidentes et l'analogie avec la position du gîte aurifère de Saint-André-de-Ristigouche (A).....	26
Figure 14.	Localisation des gîtes à contrôle structural (cercles jaunes), des skarns à Cu-Au (carrés bleus) et des roches volcaniques siluro-dévoniennees en Gaspésie et dans le nord du Nouveau-Brunswick. À noter la signature du champ magnétique total de certaines unités volcaniques cartographiées qui semblent se poursuivent en profondeur.....	27

---

## LISTE DES TABLEAUX

---

Tableau 1.	Paramètres géomécaniques de la modélisation numérique .....	15
------------	---	----

---

## 1. INTRODUCTION

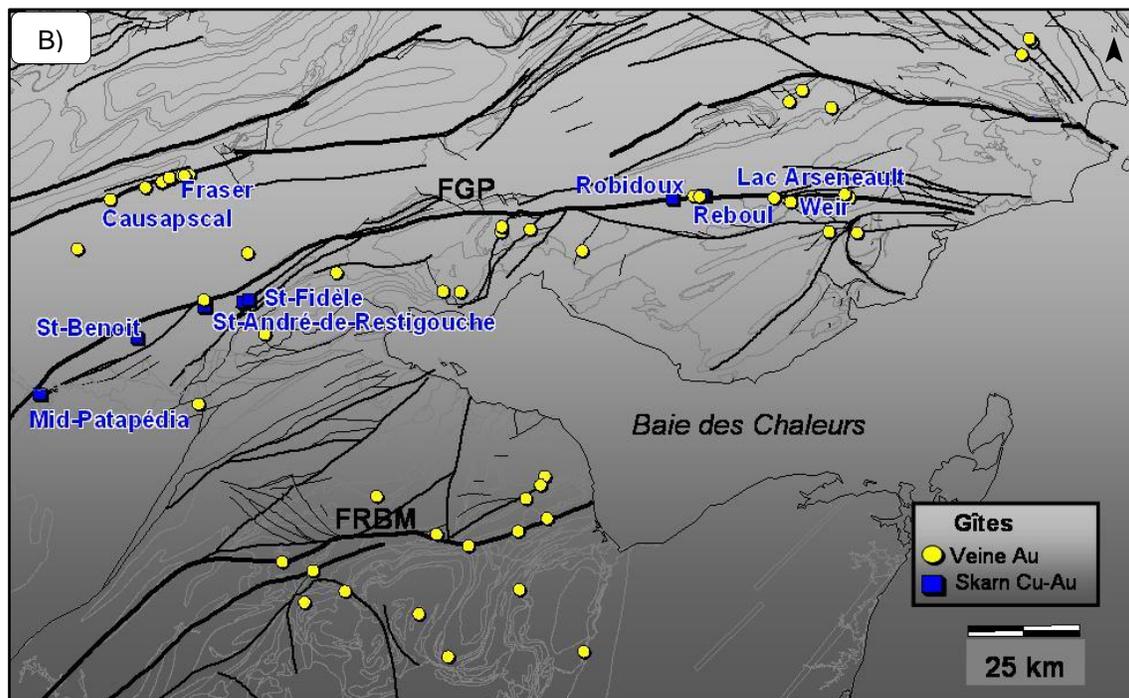
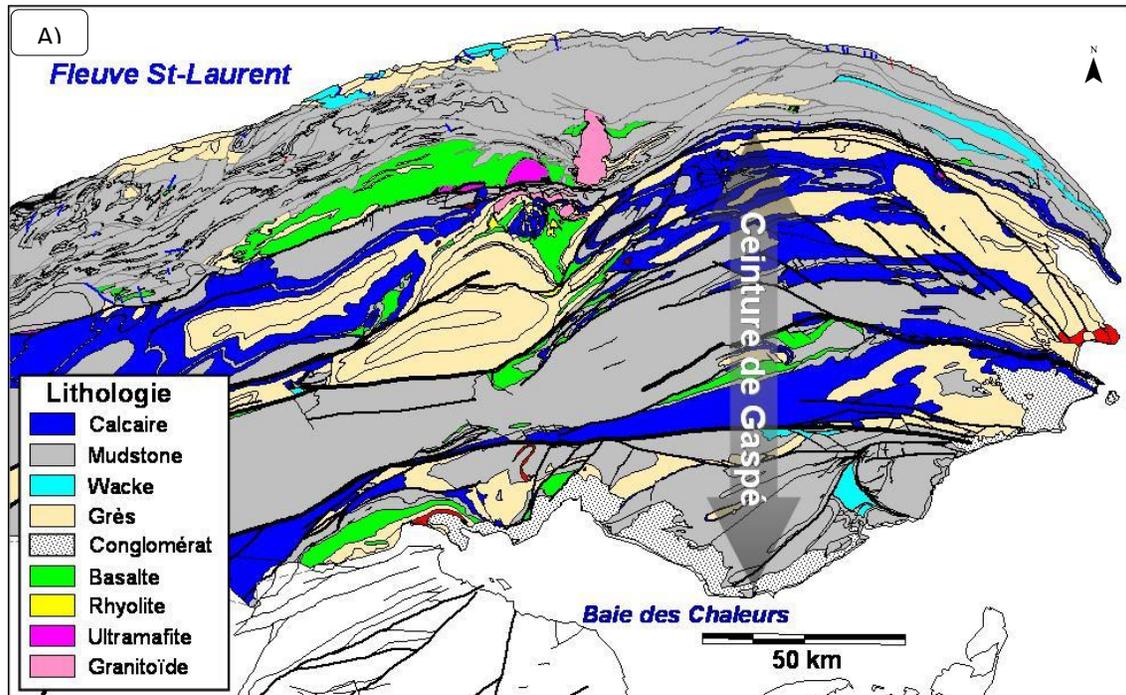
---

Il est généralement admis que les minéralisations à contrôle structural dans la partie séismogénique de la croûte continentale se mettent en place dans des zones de pressions tectoniques faibles à intermédiaires tant à l'échelle locale que régionale (Oliver et al., 1990; Sibson, 1992; Ridley, 1993; Groves et al., 1995; Holyland et Ojala, 1997). Des corrélations spatiales positives entre les faibles pressions tectoniques reconstituées numériquement et des systèmes fossiles hydrothermaux et minéralisés ont déjà été établies à quelques reprises dans différentes ceintures archéennes à paléozoïques dans le monde (Holyland, 1990; Vearcombe et Holyland, 1995; Holyland et Ojala, 1997; Mair et al., 2000; Carrier et al., 2000; Oliver et al., 2001). Dans la majorité des cas, les modélisations géomécaniques ont été réalisées en utilisant des assemblages de roches de composition hétérogène et de rhéologie contrastée (sédiments, volcaniques, intrusions, roches métamorphiques), pour un degré de métamorphisme équivalent ou supérieur au faciès des schistes verts, et pour des régimes tectoniques polyphasés ductiles à ductiles – cassants. Dans la majorité de ces simulations numériques 2D, la composante de chevauchement était dominante et le plan modélisé était parallèle aux axes des contraintes maximale ( $\sigma_1$ ) et intermédiaire ( $\sigma_2$ ) et perpendiculaire à l'axe de la contrainte minimale ( $\sigma_3$ ).

Le contexte tectonique de la Péninsule gaspésienne et du NO du Nouveau-Brunswick offre une opportunité unique pour simuler la déformation cassante bidimensionnelle et modéliser les paléopressions tectoniques dans le plan des contrastes maximums de contraintes c'est-à-dire dans la surface formée des axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ . Dans cette partie des Appalaches, la ceinture paléozoïque est principalement composée de roches sédimentaires (**Figure 1a**). Elle est caractérisée par une tectonique coulissante, un faible niveau de déformation et de métamorphisme (sous le faciès des schistes verts), et un éventail de minéralisations et d'intrusions du type orogénique. Il s'agit donc d'un contexte géologique favorable pour tester l'efficacité du « stress mapping » et d'en évaluer l'utilité pour générer des cibles d'exploration à une échelle régionale.

La plupart des études régionales dans cette région ont porté sur la sédimentologie, la stratigraphie, la structure, le magmatisme, le métamorphisme et la tectonique (Bevier et Whalen, 1990; Kirkwood et Malo, 1993; Malo et Bourque, 1993; Bertrand et Malo, 2001; Malo, 2001). Les différents types de minéralisation ont fait l'objet de plusieurs études structurales, minéralogiques et géochimiques, mais les données, résultats et interprétations sont principalement centrés sur les dépôts eux-mêmes (Allcock, 1982; Ruitenberget al., 1990; Faure et Tremblay, 1992; Tremblay et al., 1993; Malo et al., 1998; Malo et al., 2000). Cependant, le cadre métallogénique régional demeure relativement méconnu, en particulier les relations entre les minéralisations du nord et du sud de la Gaspésie. De plus, on ne connaît pas bien pourquoi les minéralisations dans le sud de la Gaspésie sont concentrées principalement le long de la Faille de Grand-Pabos (FGP) et autour de deux pôles, soit le secteur des gîtes du Lac Arseneault et de Reboul et celui des gîtes de Saint-André-de-Ristigouche et de Mid-Patapédia (**Figure 1b**). Le tronçon central de la faille est exempt de minéralisation sur plus de 100 km là où la zone de faille est courbe et donc mécaniquement favorable pour le développement de zones d'extension.

La modélisation numérique des paléopressions pourrait contribuer à une meilleure compréhension des processus hydrothermaux et minéralisateurs des ceintures paléozoïques en général et en Gaspésie et au nord-ouest du Nouveau-Brunswick en particulier. Le but de cette étude est d'établir s'il y a une relation spatiale à l'échelle régionale entre les paléopressions tectoniques reconstituées numériquement et la localisation des principaux types de minéralisation en Gaspésie et au NO du Nouveau-Brunswick. Il s'agit de voir s'il y a une correspondance spatiale entre les variations de pressions tectoniques le long des failles acadiennes et les marqueurs de l'activité hydrothermale (minéralisations) et thermique (intrusions). Si tel est le cas, des signatures caractéristiques de paléopressions pourront être reconnues ailleurs comme cibles d'exploration et un modèle métallogénique régional pourrait être proposé.



**Figure 1.** A) Géologie de la Ceinture de Gaspé (Modifiée de SIGEOM). B) Localisation des gîtes au centre et au sud de la Gaspésie ainsi qu'au nord du Nouveau-Brunswick. Faille de Grand-Pabos (FGP) et Faille de Rocky-Brook-Millstream (FRBM).

---

## 2. PROBLÉMATIQUE

---

La modélisation des paléopressions tectoniques en Gaspésie est problématique à plusieurs points de vue. Les études sur les paléopressions en relation avec les minéralisations sont généralement faites dans des camps miniers matures où les bases géologiques et structurales sont bien documentées. En Gaspésie, si la géométrie et la cinématique des failles acadiennes (Dévonien Inférieur à Moyen) sont bien documentées et cartographiées, une partie des structures est masquée par une couverture de roches d'âge Carbonifère ou par la mer. Sans cette information structurale, tout le secteur est de la FGP ne peut être modélisé adéquatement parce que l'information est trop fragmentaire. À cause de ces masques, le comportement de la croûte en termes de contraintes tectoniques ne peut être clairement modélisé particulièrement entre les deux principales failles minéralisées, soit la FGP et la Faille de Rocky-Brook-Millstream (FRBM; **Figure 1b**).

La modélisation des paléopressions en Gaspésie est également problématique parce qu'il existe différentes époques de minéralisations, ce qui ne facilite pas les comparaisons entre la position des gîtes et l'état des contraintes reconstituées pour une géométrie de failles et une époque de minéralisations et de déformation données. Par exemple, les skarns à Cu-Au, présents dans le secteur de Reboul et de Saint-André-de-Ristigouche (**Figure 1b**), sont considérés comme des minéralisations précoces dans l'évolution de la FGP (Malo et al., 2000). La modélisation numérique des paléopressions à l'époque des skarns pose donc un problème, car la géométrie des failles était différente de celle qu'on observe actuellement. Il faut par conséquent reconstituer l'histoire du coulissage le long de la FGP. Par contre, une majorité de veines à or et métaux de base sont des minéralisations tardives qui se corrélient à la structuration finale de la FGP (Malo et al., 2000).

Le système de failles du type Riedel a été reconnu en Gaspésie tant à l'échelle locale que régionale (Malo et Béland, 1989). La majorité des minéralisations aurifères et tardives se mettent en place sous la forme de veines dans différentes structures reliées à ce système de failles (Malo et al., 2000). La question posée est de savoir si la répartition des contraintes dans un système de fractures du type Riedel peut expliquer pourquoi certaines structures sont plus susceptibles que d'autres d'accueillir des fluides minéralisés.

---

## 3. OBJECTIFS

---

Le but du projet est de générer une réflexion sur le mode de mise en place des minéralisations dans la péninsule gaspésienne et de générer des cibles d'exploration régionales et locales pour des minéralisations d'or à contrôle structural et de skarns à Cu-Au. En particulier, il s'agit d'établir s'il existe des relations spatiales empiriques entre les paléopressions tectoniques reconstituées et les minéralisations ainsi que les intrusions syn-tectoniques. Un autre objectif est de mieux comprendre la distribution des pressions dans un système préexistant de failles du type Riedel.

---

## 4. CADRE GÉOLOGIQUE

---

La Ceinture de Gaspé est une séquence sédimentaire d'âge Ordovicien Supérieur à Dévonien Moyen qui repose en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes des zones de Humber et de Dunnage respectivement au Nord et au Sud de la Faille de Shikchock Sud (**Figure 1a**; Bourque et al., 1986; Malo, 2000). La séquence est recouverte en discordance par des roches sédimentaires du Carbonifère. La ceinture est constituée principalement de roches siliciclastiques (turbidites, mudstone) et de carbonates de plate-forme d'eau profonde et contient quelques récifs coralliens, des bandes de volcanites et de petites intrusions. Ces roches se sont déposées dans

des bassins d'avant-pays formés au front du biseau orogénique acadien situé au SE.

L'histoire tectonique de la Ceinture de Gaspé a débuté au Silurien Moyen avec la formation de failles syn-sédimentaires et localement des plis orientés NO (Malo, 2000). La tectonique souple dans la Péninsule résulte de la collision du Terrane d'Avalon sur la marge du continent Laurentia au cours de l'Orogénie acadien (Dévonien Inférieur à Moyen). Elle est caractérisée par la formation de plis ouverts à serrés et, d'un clivage ou d'une schistosité orientée globalement NE. Le niveau du métamorphisme est faible, généralement égal ou sous le grade de la zone diagénétique (Hesse et Dalton, 1991; Bertrand et Malo, 2001). Suite au plissement, le réajustement postcollisionnel de la chaîne est accommodé par du coulissage en régime ductile-cassant (Bourque et al., 1995; Malo et Kirkwood, 1995). Cet épisode de déformation favorise le décrochement le long de failles verticales orientées ENE à ESE, dont la Faille de Grand-Pabos (FGP) et la Faille de Grande-Rivière (FGR) notamment, et des chevauchements dans la partie ouest de la Péninsule le long des failles fortement inclinées et orientées ENE à NE. La quantité de déformation dans la Péninsule et l'extrême NO du Nouveau-Brunswick est faible avec des strates sub-horizontales à faiblement inclinées formant des blocs lithotectoniques délimités par des failles verticales (Castonguay et al., 2005; Wilson et al., 2004). Les FGP, FGR et FRBM sont constituées d'une zone de déformation intense centrale à caractère ductile bordé par des zones de dommage de plus faible déformation caractéristique d'un régime cassant (Kirkwood et Malo, 1993; Malo et Kirkwood, 1995). Les structures cassantes du type Riedel recoupent les fabriques C-S dans les zones de déformation intense suggérant que la déformation fragile a persisté plus longtemps que la déformation ductile. Au cours de la déformation ductile et précoce, les traces axiales en bordure des failles régionales E-O sont entraînées dans le sens horaire, ce qui est compatible avec le coulissage régional dextre (Malo et Béland, 1989). La déformation se poursuit jusqu'à la fin de l'orogénie (Dévonien Supérieur) mais uniquement en régime cassant. La majeure partie du décrochement le long de la FGP s'effectue au cours de ce dernier épisode de déformation avec un déplacement dextre estimé à environ 85 km, alors que le déplacement antérieur associé à la phase ductile-cassante est de 15 km pour un déplacement total de 100 km (Malo et Béland, 1989).

L'inversion numérique de mesures de failles striées par la méthode d'Angelier en Gaspésie et dans le Nord du Nouveau-Brunswick indique que les contraintes moyennes acadiennes reconstituées étaient globalement orientées ESE (Faure et Tremblay, 1992; Faure 1995; Faure et al., 2004).

Il existe plusieurs types de minéralisations dans le nord de la Gaspésie. Dans le secteur de la Mine Gaspé, les minéralisations cuprifères sont encaissées dans une séquence de roches sédimentaires calcareuses du Dévonien précoce et associées génétiquement aux monts Copper et Porphyre ( $371,2 \pm 4,7$ Ma; Meinert et al., 2001). Trois types de minéralisations cuprifères sont connues : 1) les sulfures massifs précoces du type manto, 2) les skarns minéralisés des zones représentant le stade métasomatique principal daté à ~360 Ma (Meinert et al., 2001), et 3) le stockwerk à Cu-Mo associé au stade tardif et rétrograde du système minéralisateur. Dans le secteur du Dôme de Lemieux, au sud des Monts McGerrigle ( $391 \pm 3,4$  Ma; Whalen et al., 1991), des minéralisations épithermales à faible contenu en sulfures (low sulfidation) sont présentes (D'Hulst et Beaudoin, 2005). Il s'agit de minéralisations syn à tardi-acadiennes de types oxydes de fer à Cu-Au (IOCG) dans des veines orientées N-S et NO-SE, des stockwerks, des brèches tectoniques et des zones de remplacement de type mantos qui recoupent la minéralisation épithermale et des dykes dans et en bordure de failles de décrochement (Simard et al., 2006; Bernard, 2005).

Dans le centre et le sud de la Péninsule gaspésienne, les minéralisations aurifères et de métaux de base sont localisées dans des veines en remplissage de failles et des fractures subsidiaires d'orientations compatibles avec une déformation régionale et cassante engendrée par un coulissage dextre reliée à l'orogénie acadienne. Deux principaux types de minéralisations sont présents (**Figure 1b**; Malo et al., 2000). Le premier type est caractérisé par des skarns à Cu-Au-Ag-(Zn-Pb). Cette minéralisation est présente sous la forme de veines et de brèches dans des

marbres à diopside-grenat dérivé de calcaires de la Formation de Whitehead (Groupe de Matapédia) ou dans des dykes felsiques. La silicification associée à cet épisode de minéralisation recoupe les plans de la schistosité régionale. Ce type de minéralisation est donc postérieur au plissement, mais arriverait avant le décrochement tardif de 85 km le long de la FGP (Malo et al., 2000). Des exemples de ce type de minéralisation sont le gîte de Mid-Patapedia à Cu-Ag-Zn-Pb-Au (Réserves probables de 3,63 Mt à 5,0 g/t Ag et 0,25 % Cu) et l'indice de Saint-André-de-Ristigouche qui possède plusieurs caractéristiques des gîtes d'or de type Carlin dont l'altération hydrothermale de type jaspéroïde, la signature métallique à Au, As, Sb, et Hg, et la présence de couronnes de pyrite arsénifère et aurifère autour de la pyrite pré-minéralisation (Garnier et al., 2005). Au sud de la FGR, trois gîtes présentent des similarités avec des minéralisations à cuivre de type lits rouges à encaissant volcanique. Ce type de gîtes serait précoce et antérieur à la déformation régionale. Le deuxième type de minéralisation est d'origine épigénétique et est contrôlé par des structures secondaires cassantes le long de la FGP et de la Faille de Sainte-Florence (Pelchat, 1995; Malo et al., 2000). Il s'agit de veines mésothermales ou de brèches épithermales à Au-(As-Ag) ou à Cu-Au et de filons à Ag-Pb-Zn formés à basse température. Cet épisode de minéralisation arrive tardivement dans l'histoire du décrochement acadien, vraisemblablement vers la fin du Dévonien (380-370 Ma). Le gîte polymétallique de Reboul le long de la FGP est un exemple de minéralisation polyphasée. Une étude basée sur des inclusions fluides et le style structural des minéralisations (Malo et al., 2000) suggère que la profondeur de mise en place des skarns et des gîtes à contrôles structuraux se situait entre 2 et 3,5 km de profondeur.

---

## 5. MÉTHODES

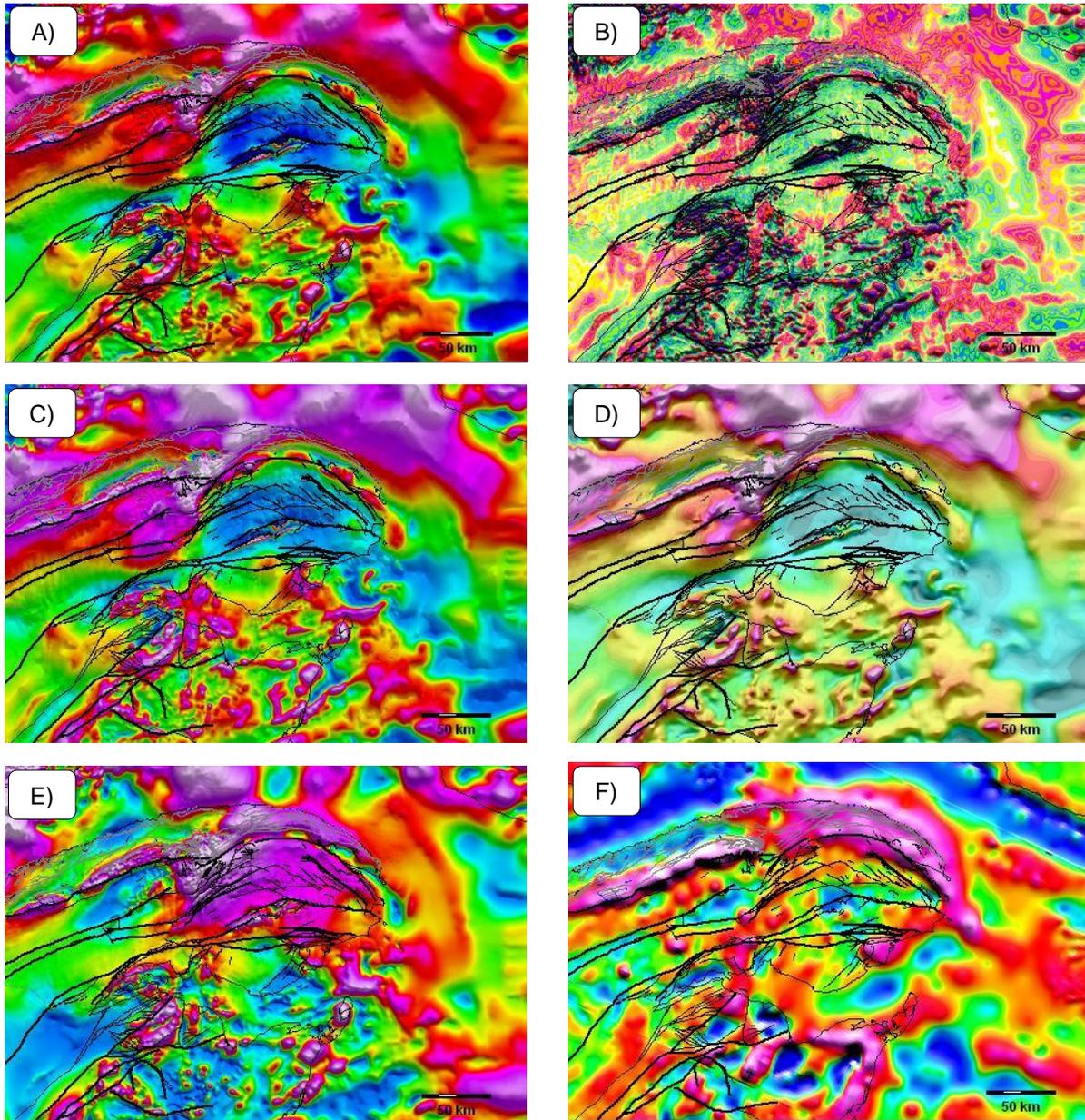
---

### 5.1. Géophysique

L'interprétation des discontinuités géophysiques est nécessaire pour déterminer la géométrie des modèles géomécaniques. La carte géologique, qui est un modèle cartographique, ne fournit pas toutes les informations nécessaires à la modélisation numérique. La réalité géologique est souvent si complexe qu'il n'est ni pertinent ni numériquement solvable d'en donner une représentation stricte dans la modélisation. Une première approximation s'impose dans la schématisation de la géométrie. Celle-ci nous amène à une réflexion préalable sur l'importance relative des différents objets géologiques dans le phénomène que l'on veut modéliser, et par conséquent à hiérarchiser les failles et fractures – et même en ignorer certaines qui semblent avoir un rôle secondaire – et à généraliser les unités géologiques dans la mesure du possible. Une simplification des formes et des contacts, de même qu'une interpolation entre les lithologies et les structures est nécessaire. Il faut que tous les polygones du modèle soient fermés afin d'éviter des aberrations d'ordre mécanique, comme des failles finissant au milieu d'un polygone, un bassin isolé et entouré de roches de composition différentes (beigne, îlot), ou des polygones trop complexes avec des formes concaves, convexes, ou trop étroites. Sur les cartes géologiques par exemple, il y a des failles de deuxième et troisième ordre qui s'alignent, mais qui ne sont pas connectées entre-elles. Les contacts géologiques, qu'ils soient d'ordre stratigraphique ou structural, doivent être continus dans le modèle géomécanique. Ainsi la géophysique est une donnée complémentaire qui permet d'interpoler ou d'extrapoler des structures et d'isoler des entités dont on estime qu'ils ont des comportements rhéologiques différents (ensemble de lithologies plissées par exemple) et qui ne sont pas nécessairement représentées ou exprimables sur une carte géologique. C'est également l'unique outil pour interpréter les discontinuités structurales acadiennes situées sous les roches de couverture d'âge Carbonifère et sous le domaine marin au large de la Péninsule et de la Baie des Chaleurs.

Les discontinuités structurales dans la Ceinture de Gaspé ont été interprétées en utilisant des données géophysiques magnétiques et gravimétriques des gouvernements fédéral et provincial. Pour le champ magnétique total, les feuillets SNRC no. O16, 21O, 11M, 22A, 22B, 12D, et

demie-22G, 22H et 12E ont été utilisés et combinés dans un seul fichier. Les données du champ magnétique total ont été filtrées en différentes couches avec l'option MAGMAP du logiciel GEOSOFT. Les couches suivantes ont été générées : première dérivée verticale, filtre passe bas à 1 km, projection vers le haut à 1 km, intégration verticale et signal analytique (**Figure 2**). La carte du gradient gravimétrique a été calculée à partir de la carte des anomalies de Bouguer du fédéral. Les linéaments géophysiques ont été interprétés directement dans un SIG (MapInfo).



**Figure 2.** A) Champ magnétique total et réseaux de failles acadiennes (noir) et taconiennes (gris) de la péninsule gaspésienne. B) Première dérivée verticale du champ magnétique. C) Filtre basse bas du champ magnétique total à 1 km. D) Projection vers le haut du champ magnétique total à 1 km. E) Double filtre du champ magnétique total; intégration verticale suivit du signal analytique. F) Gradient vertical des anomalies de Bouguer.

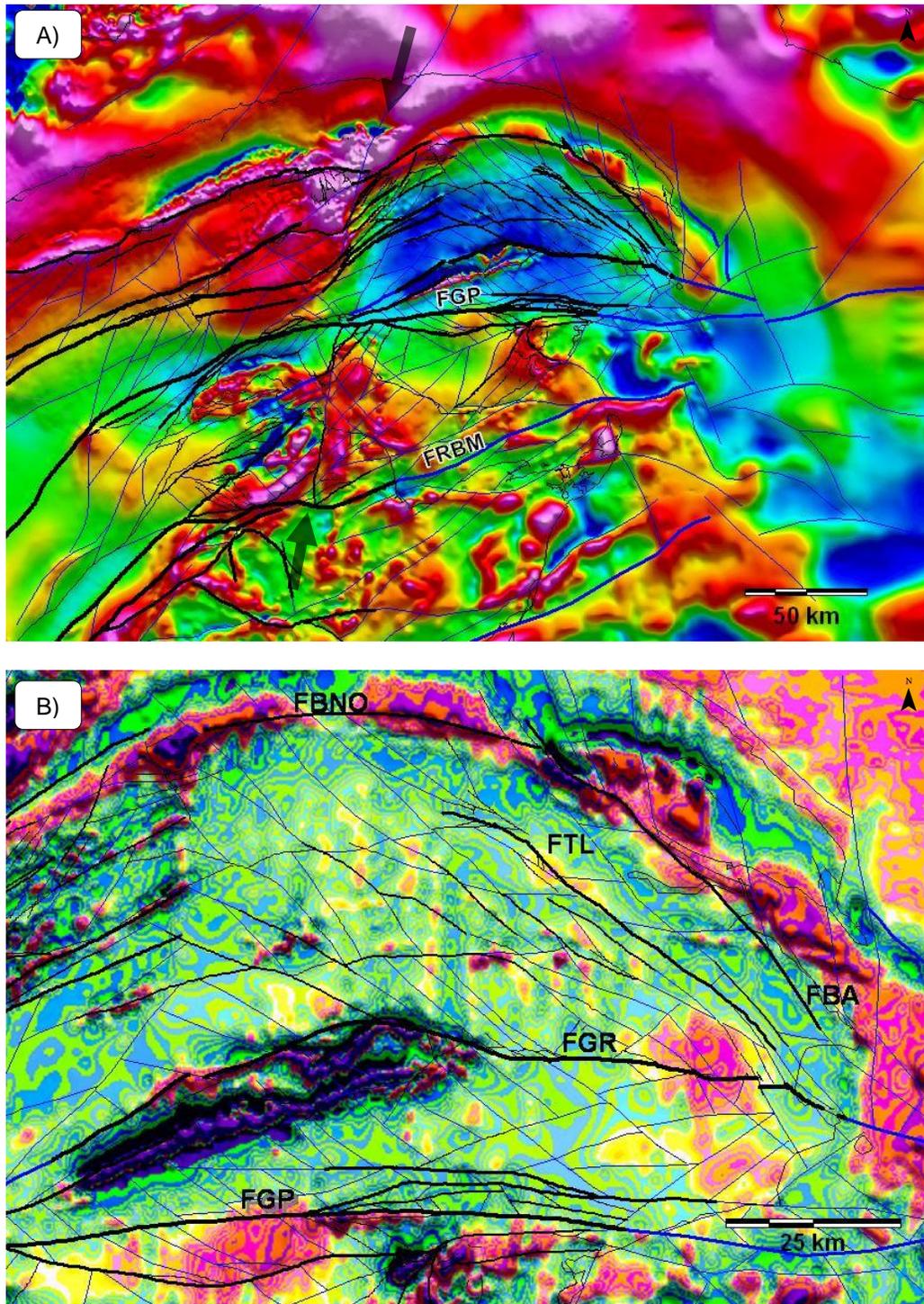
L'interprétation des discontinuités géophysiques s'est faite par secteur, en respectant le style structural de la carte géologique. La méthode utilisée a d'abord été de trouver s'il y avait des failles qui avaient une continuité géophysique au-delà de ce qui apparaissait sur la carte géologique, ou sous le Carbonifère et la mer. Ensuite, d'autres discontinuités géophysiques ont été identifiées dans des régions où la résolution cartographique est faible (échelle 1 : 250 000) et/ou l'information géoscientifique est faible (peu d'affleurements) comme c'est le cas particulièrement pour le centre de la Gaspésie. Ainsi, certaines entités géologiques qui présentaient une grande surface sur la carte géologique ont été subdivisées en polygones sur la base de contrastes géophysiques. Finalement, les discontinuités structurales ont été interprétées ou prolongées dans certains cas sous le Carbonifère et la mer en tenant compte de la signature géophysique des contacts, failles et blocs lithologiques adjacents à ces domaines couverts. Les résultats de cette interprétation sont présentés sur les **Figures 3 et 4**.

## **5.2. Modélisation aux éléments distincts avec UDEC**

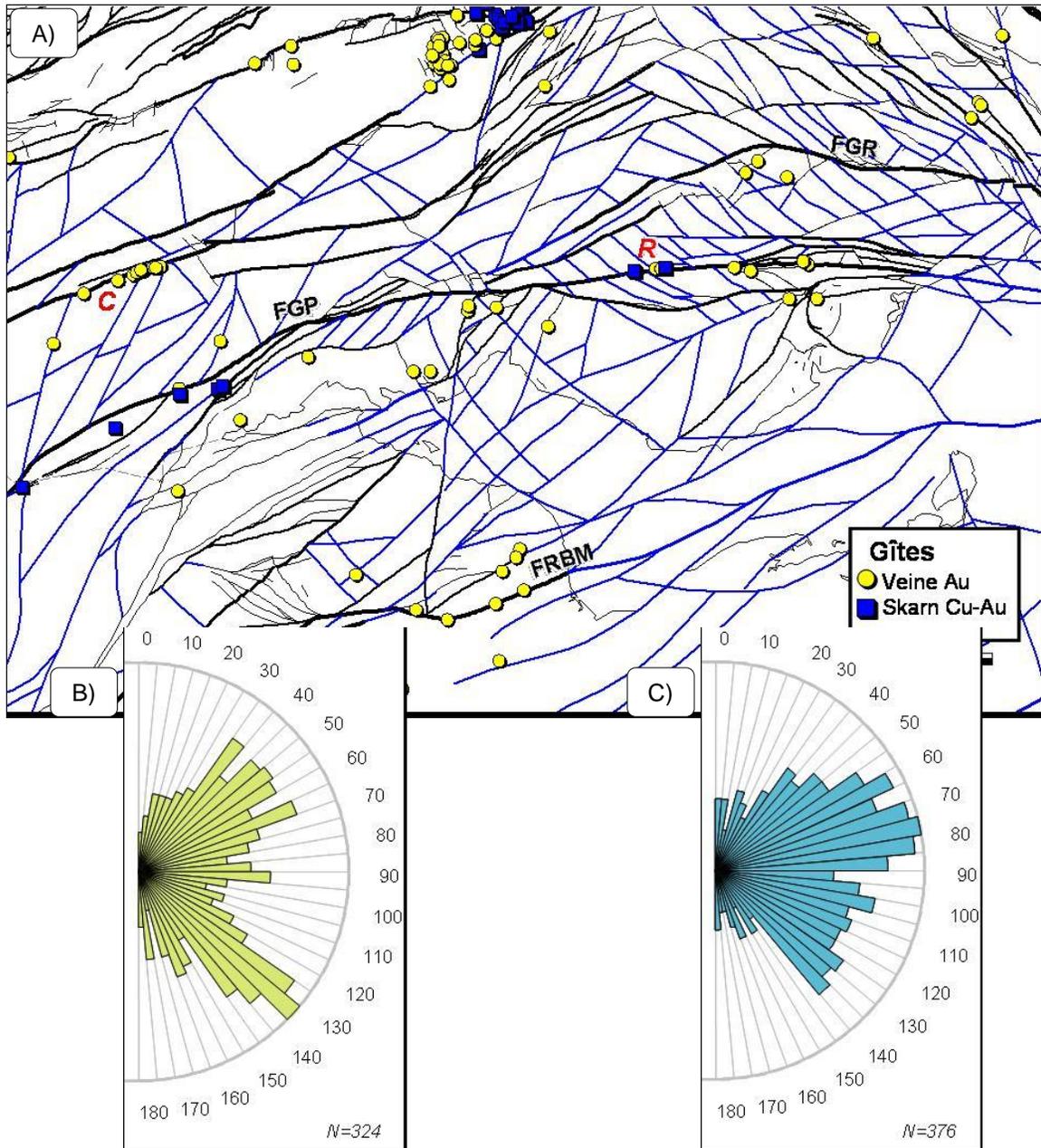
La modélisation des contraintes tectoniques en 2D a été réalisée en utilisant le logiciel de mécanique des roches UDEC (Universal Distinct Element Code; ITASCA, 2004). Ce logiciel utilise un code numérique aux éléments distincts initialement définis par Cundall (1971). Il a été adapté et commercialisé pour PC en 1985 par Itasca Consulting Group. Le code permet de prendre en compte un grand nombre de polygones individualisés par des discontinuités. Il simule des déformations incrémentales complexes et permet de grands déplacements aux frontières des polygones. Chaque polygone est discrétisé en une multitude de petits triangles en contacts par des points nodaux pour former une maille infinitésimale. Les blocs agissent entre eux par des contacts de sommets et d'arêtes. Les équations d'un équilibre dynamique sont résolues en boucles pour chaque élément de la maille jusqu'à ce que les lois qui régissent le comportement et les conditions aux limites soient satisfaites (Jing et Hudson, 2002). UDEC permet entre autres d'observer les variations de pressions et de contraintes en tout moment dans les blocs au cours de la déformation.

L'hypothèse derrière ce que les anglo-saxons nomment le « stress mapping » est que les fluides migrent des endroits de fortes contraintes pour se déposer, par chute de pressions, dans des secteurs de plus faibles contraintes (Ridley, 1993). Il est généralement admis qu'à plus de 1,5 km de profondeur et durant les cycles inter séismiques, la pression des fluides dans les pores, fractures et failles de la roche est proche de la pression lithostatique (Fyfe et al., 1978; Sibson, 1992; Ingebritsen et Manning, 1999; Yardley et al., 2000; Flemings et al., 2002; Gratier et al., 2002). Dans la majorité des gîtes épithermaux et mésothermaux, les veines d'extension sont le témoin direct de la présence d'une pression quasi lithostatique à supra lithostatique (Ridley, 1993). Des tests en laboratoire et des modélisations numériques montrent que l'augmentation de la pression de confinement rend les roches et les réseaux de fractures moins perméables (Brace et al., 1968; Walsh et Brace, 1984; Morrow et Lockner, 1997; Manning et Ingebritsen, 1999; Christiansen et Iturrino, 2004; Min et al., 2004). Autrement dit, pour une roche hydratée donnée, plus la pression augmente plus elle expulsera des fluides et deviendra de plus en plus imperméable. Si la dynamique des fluides peut être modélisée dans le réseau de fractures avec UDEC, les phénomènes d'écoulement transitoire dans la roche ne peuvent être modélisés. Implicitement, on considère donc qu'il y a une relation directe entre les pressions et la perméabilité du milieu. Ainsi, on suppose que les zones de faibles pressions sont plus perméables et drainent les fluides depuis les zones de plus fortes pressions qui expulsent les fluides et qui deviennent de plus en plus imperméables au cours de la déformation.

Les premières applications en géologie économique ont été réalisées en Australie par Oliver et al. (1990). Depuis, quelques applications ont été réalisées à différentes échelles pour des minéralisations en Australie (Oliver et al., 1990; Groves et al., 1995; Holyland et Ojala, 1997; Oliver et al., 2001), en Afrique du Sud (Vearncombe et Holyland, 1995) et au Canada (Carrier et al., 2000). Le CONSOREM applique cette méthodologie depuis 2001 principalement en Abitibi, tant en section qu'en plan, depuis l'échelle de la mine à celle du camp minier (Faure, 2002; Faure et Rafini, 2003; Faure, 2005; Faure et Rafini, 2005) et à l'échelle de l'Abitibi (Faure et al., 2009).



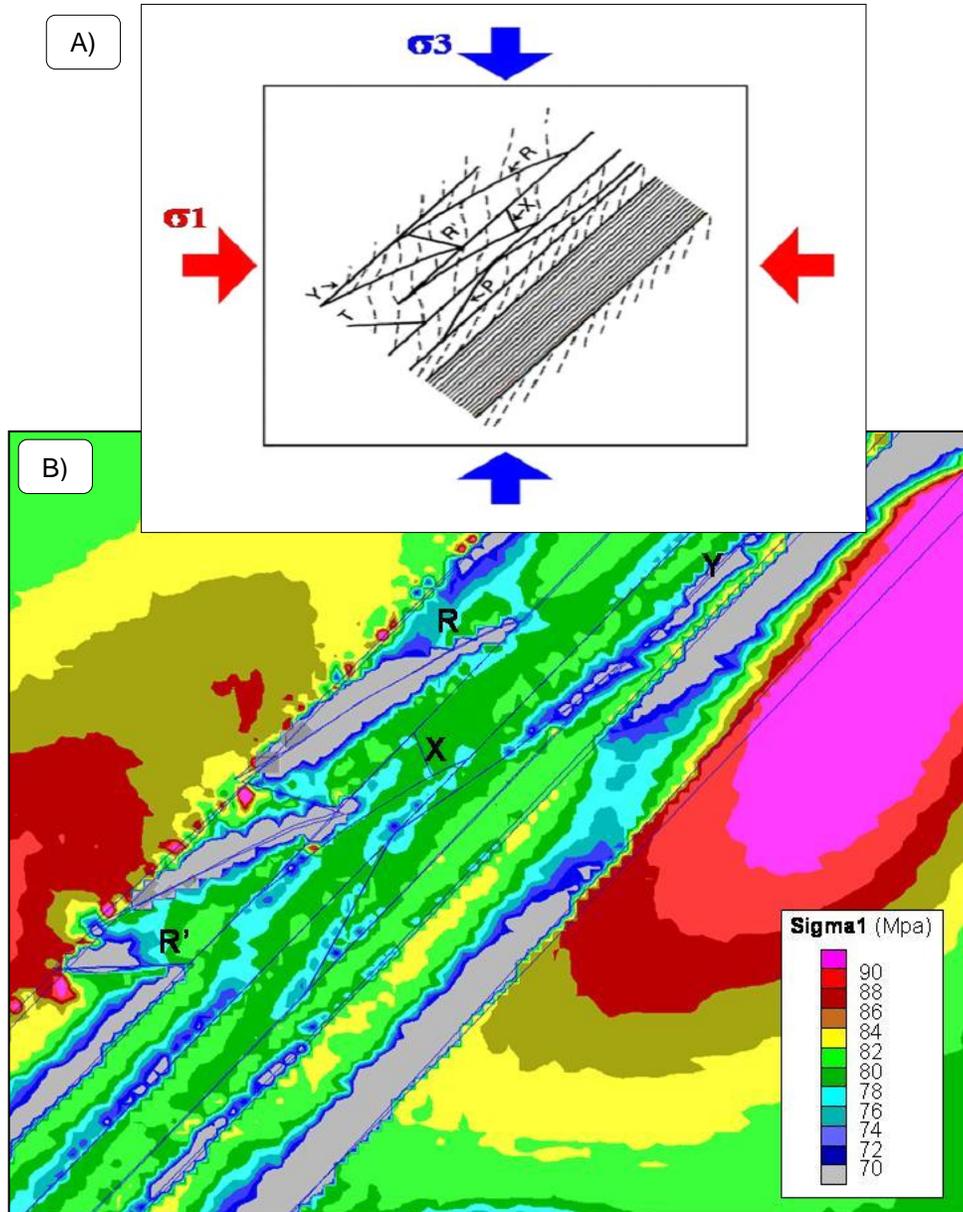
**Figure 3.** Discontinuités géophysiques interprétées (lignes bleues) pour; A) la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick avec le champ magnétique total, les deux flèches indiquent la position d'une structure majeure N-S, B) le centre de la Gaspésie avec la première dérivée verticale du champ magnétique. Failles FGP : Grand-Pabos, FRBM : Rocky-Brook-Millstream, FGR : Grande-Rivière, FTL : Troisième Lac, FBA : Belle-Anse, FBNO : Bras Nord-Ouest.



**Figure 4.** A) Minéralisations aurifères à contrôle structural et skarns à Cu-Au en relation spatiale avec la compilation des failles (lignes noires, source SIGEOM) et des discontinuités géophysiques (lignes bleues) en Gaspésie et au nord du Nouveau-Brunswick. Gîtes : C; Causapsca, R; Reboul. Comparaison statistique entre B) l'orientation des failles connues et C) l'orientation des discontinuités géophysiques interprétées.

### 5.2.1. Géométries des modèles

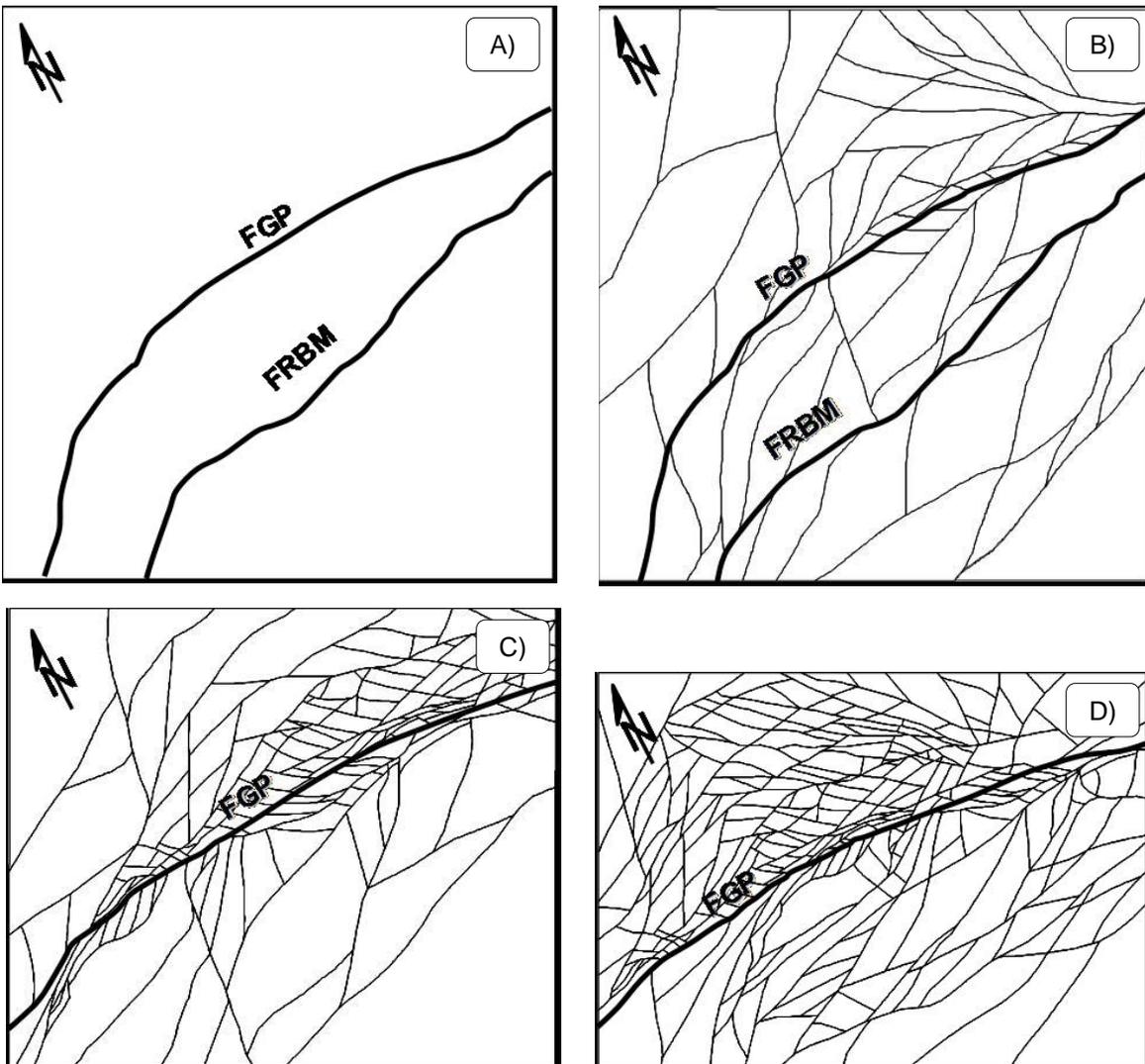
La modélisation numérique avec UDEC a été réalisée pour 5 modèles géomécaniques représentatifs de différentes géométries de failles observées ou interprétées à différentes échelles dans la péninsule gaspésienne et le NO du Nouveau-Brunswick (**Figures 5 et 6**). La géométrie constituée de polygones (unités géologiques) individualisés par des discontinuités (contacts lithologiques et failles) est générée directement dans UDEC à partir d'une carte géoréférencée et importée en DXF. On considère la géométrie modélisée comme étant celle qui prévalait au moment de la mise en place des minéralisations. Chaque modèle est délimité par un cadre rectangle dont les côtés sont perpendiculaires aux axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  moyens reconstitués dans le nord des Appalaches par une méthode numérique inverse (Faure et al., 2004).



**Figure 5.** A) Représentation schématique d'un modèle du type Riedel observé le long de la FGP par Malo et al. (2000). B) Distribution des contraintes maximales  $\sigma_1$  générée par UDEC dans le modèle I du type Riedel. À noter que les plus faibles pressions sont localisées au niveau des structures R, R', et Y.

**Modèle I** : système de failles du type Riedel. Le but de cette modélisation est de mieux comprendre la répartition des contraintes dans un système pré fracturée. La géométrie de la fracturation observée le long de la FGP est interprétée comme un modèle de failles du type Riedel. Malo et al. (2000) ont résumé schématiquement l'ensemble des structures observées le long de cette faille et leur modèle a été pris à titre d'exemple (**Figure 5a**).

**Modèle II** : modèle avec deux failles majeures et trois polygones. Le but de cette modélisation est de mieux comprendre la distribution des contraintes dans un modèle simple où seules les failles de FGP et de FRBM sont considérées (**Figure 6a**). L'intérêt de cette géométrie est de voir s'il existe, à une échelle crustale, une relation spatiale entre les pressions modélisées et la localisation des différents domaines métallifères et des intrusions tardi-orogéniques. Ce modèle mesure 260 km par 270 km.

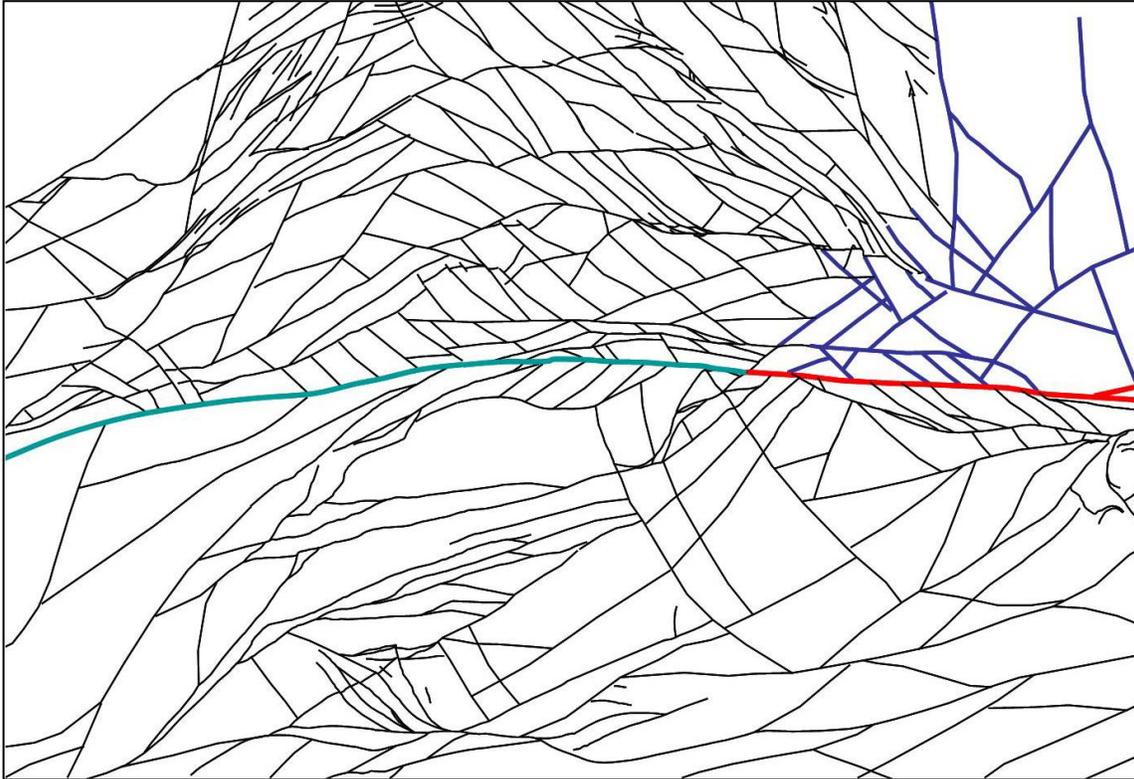


**Figure 6.** Géométries des modèles numériques utilisées pour la modélisation avec UDEC. A) Modèle II; deux failles régionales et trois polygones. B) Modèle III; failles régionales et failles secondaires. C) Modèle IV; centré sur la FGP avec ses failles limitrophes, d'après la carte géologique et l'interprétation géophysique. D) Modèle V; failles rétrodéformées de 100 km le long de la FGP. FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.

Modèle III : modèle avec des failles majeures et secondaires. Ce modèle occupe le même espace et utilise le même système de contraintes que le modèle II, mais une série de failles secondaires avec une rhéologie différente a été ajoutée aux failles FGP et FRBM (**Figure 6b**; **Tableau I**). Le but de cette modélisation est de mieux comprendre à l'échelle de la péninsule le rôle des principaux réseaux de failles secondaires dans la distribution des contraintes.

Modèle IV : système de failles centré le long de la FGP. Ce quatrième modèle a pour objectif de caractériser plus précisément la distribution des contraintes le long de la FGP en intégrant toutes les failles limitrophes de la carte géologique et celles issues de l'interprétation géophysique (**Figure 6c**). Les failles ont été subdivisées en terme structural et rhéologique en trois catégories (**Tableau I**); faille principale (FGP), failles secondaires, et failles tertiaires. Le modèle mesure 170 km par 150 km.

Modèle V : système de failles anté-décrochement le long de la FGP. Ce dernier modèle a pour objectif de comparer la position des skarns à Cu-Au avec les paléocontraintes estimées au moment de leur mise en place, c'est-à-dire à la fin de la déformation ductile et au début du décrochement dextre le long de la FGP (Malo et al., 2000). Il simule donc une géométrie de failles reconstituée avant le décrochement majeur le long de la FGP (**Figure 6d**). La rétrodéformation du coulissage dextre est basée sur la juxtaposition du contact entre les groupes de Matapédia et d'Honorat de part et d'autre de la FGP et ce déplacement total est évalué à 100 km (Malo et Béland, 1989). Le rétro-coulissage a été réalisé à partir de la géométrie actuelle et en tenant compte de toutes les failles et discontinuités géophysiques (**Figure 7**). Pour la reconstitution, le compartiment au nord de la FGP est demeuré fixe, alors que le compartiment au sud a d'abord subi une translation vers l'est le long de la FGP jusqu'à superposition des deux repères stratigraphiques (contact Matapédia et d'Honorat). Par la suite, une rotation de 10 degrés dans le sens horaire a été appliquée au compartiment sud afin de juxtaposer la FGP sur une frontière commune. Finalement, les traces de la FGP le long de chacun des compartiments ont été ramenées à une faille commune. Le résultat de la juxtaposition des failles est remarquable et montre un système de fractures cohérent de part et d'autre de la faille rétrodéformée. En particulier pour le secteur Est de la FGP, les discontinuités géophysiques NE et NO dans le compartiment nord s'inscrivent dans le prolongement de failles secondaires du compartiment sud avec les mêmes orientations et espacements (**Figure 7**). Ces résultats confirment ce qui est observé dans des modèles analogiques (Tchalenko, 1970), à savoir que les structures secondaires initiées au début de la déformation sont préservées tout au long de l'histoire du décrochement.



**Figure 7.** Réseau de fractures composé de failles de la carte géologique et des discontinuités magnétiques (en noir) rétrodéformées de 100 km le long de la Faille de Grand-Pabos (en vert), avec l'interprétation en domaine marin des discontinuités magnétiques (en bleu foncé) et le prolongement de la FGP (en rouge).

### 5.2.2. Paramètres des polygones

Des paramètres géomécaniques sont attribués pour les polygones, les discontinuités et les conditions aux limites des modèles. La dimension du maillage est fonction de la longueur des arrêtes de la maille. Cette longueur correspond de 0,25 % et 1 % la longueur moyenne des côtés du modèle. On simule des déformations en mode de comportement élastique, c'est-à-dire que la déformation dans les polygones est réversible et n'atteint jamais le domaine de la plasticité. Les polygones sont ainsi considérés comme rigides. Pour les polygones, les paramètres rhéologiques utilisés sont la densité de la roche et les modules de compression et de cisaillement (bulk modulus et shear modulus):

Équation 1 :

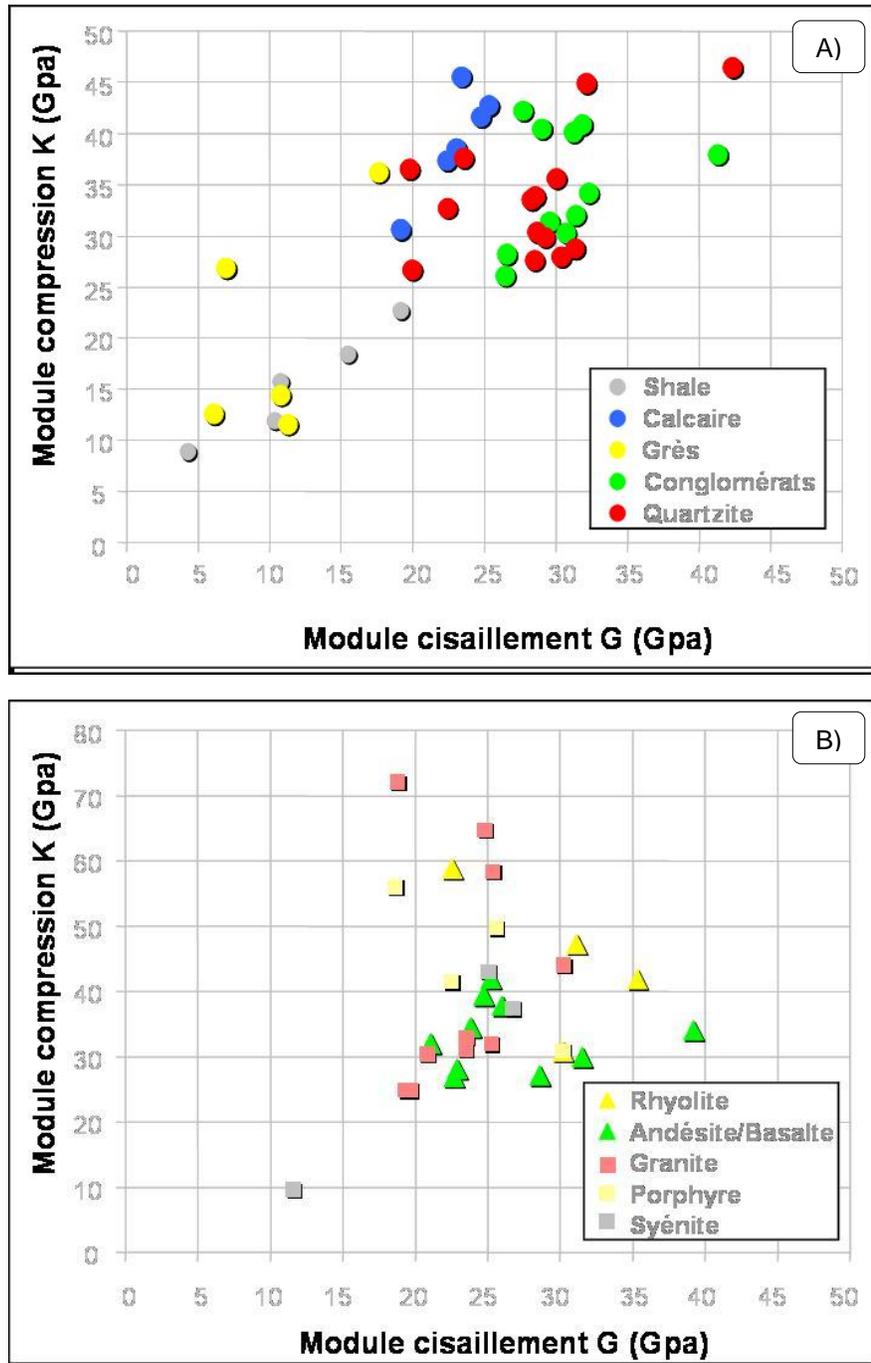
$$\text{Module de compression} \quad K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$$

Équation 2 :

$$\text{Module de cisaillement} \quad G = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

où E = Module d'Young et  $\nu$  = Coefficient de Poisson

La **Figure 8** montre pour différents types de roches les domaines de valeurs compilées dans la littérature pour les modules de compression et de cisaillement. Le **Tableau I** résume l'ensemble des paramètres géomécaniques utilisés pour les 5 modèles. Pour les modèles II à V, nous avons choisi d'utiliser une seule lithologie, celle qui est la plus abondante dans la Péninsule, c'est-à-dire les mudstones. Pour ce type de roche, on considère  $E = 25$  GPa et  $\nu = 0,2$ . A la rigueur, comme les polygones sont rigides et qu'on s'intéresse uniquement qu'aux contraintes, on pourrait faire abstraction de tous les paramètres géomécaniques des polygones (Herget, 1988).



**Figure 8.** Coefficients de Lamé pour : A) les roches sédimentaires, et B) les roches volcaniques et intrusives (Compilation CONSOREM de la littérature).

**Tableau 1**

Paramètres géomécaniques utilisés pour les modélisations numériques

<b>Paramètres polygones (déformation élastique)</b>	
<b>Modèle I</b>	
Calcaires Densité = 2,64 gcm <sup>-3</sup> Module de compression = 40 Gpa Module de cisaillement = 24 Gpa	Mudstone Densité = 2,64 gcm <sup>-3</sup> Module de compression = 14 Gpa Module de cisaillement = 10 Gpa
Tous les autres modèles Densité = 2,64 gcm <sup>-3</sup> Module de compression = 14 Gpa Module de cisaillement = 10 Gpa	

<b>Paramètres de discontinuités</b>			
Nom	Faïlle	Faïlle	Faïlle
Type	majeure	secondaire	tertiaire
Modèle	(I, IV, V)	(III, IV, V)	(IV)
Raideur normale Pa (Kn)	10 <sup>6</sup>	5 <sup>9</sup>	100 <sup>9</sup>
Raideur tangentielle Pa (Kt)	10 <sup>6</sup>	1 <sup>9</sup>	50 <sup>9</sup>
Angle de frottement (Φ)	5	20	30
Cohésion (C)	0	0	0

<b>Paramètres conditions in-situ et limites</b>	
(Simulation des conditions à 3 km de profondeur)	
Sigma1 =	107,6 Mpa
Sigma2 =	47,6 Mpa
Pression in-situ =	76,4 Mpa

<b>Paramètres discontinuités</b>				
Nom	Faïlle 1	Faïlle 2	Faïlle 3	Faïlle 4
Type	Cassante	Ductile-Cassante	Ductile	Ductile
Modèle	(I, IV, V)	(III, IV, V)	(IV)	(II)
Raideur normale (kn)	10 <sup>6</sup>	40 <sup>6</sup>	2 <sup>6</sup>	30 <sup>6</sup>
Raideur tangentielle (Kt)	100 <sup>6</sup>	4 <sup>6</sup>	0,05 <sup>6</sup>	80 <sup>6</sup>
Angle de frottement (Φ)	45	45	45	45
Cohésion (C)	5000	5000	5000	5000

**Modèle I Riedel**

Cassant : jks = 10<sup>6</sup> jkn 100<sup>6</sup> nstable 0 jfriction 22,0 jcohesion 5 000,0

**Faïlles II Majeures**

joint model area : jks = 30<sup>6</sup> jkn 80<sup>6</sup> nstable 0 jfriction 45,0 jcohesion 5 000,0

**Modèle III Faïlles majeurs et secondaires**

Ductile-cassant : jks = 4<sup>6</sup> jkn 45<sup>6</sup> nstable 0 jfriction 45,0 jcohesion 50 000,0

### **Modèle IV FGP**

Cassant:  $jks = 10^6$   $jkn = 50^6$   $jfriction = 30,0$   $jcohesion = 50\ 000,0$   
Ductile-cassant :  $jks = 4^6$   $jkn = 40^6$   $jfriction = 45$   $jcohesion = 50\ 000$   
Ductile:  $jks = 0,05^6$   $jkn = 2^6$   $jfriction = 45,0$   $jcohesion = 50\ 000,0$

### **Modèle V Retrodéformé (Complexe)**

Ductile-cassant :  $jks = 4^6$   $jkn = 40^6$   $jfriction = 45$   $jcohesion = 50\ 000$

### **5.2.3. Paramètres des discontinuités**

Les discontinuités dans UDEC obéissent à un comportement élasto-plastique selon le critère de Mohr-Coulomb. La cohésion peut être considérée nulle compte tenu de la faible profondeur et du faible niveau de stress considérés (Byerlee, 1978). Avant qu'un cisaillement se produise, la faille se déforme de manière élastique jusqu'à un degré qui est contrôlé par les rigidités normale et tangentielle. La rupture se produit sur la discontinuité lorsque la contrainte de cisaillement sur le plan excède un niveau critique ( $\tau_c$ ) selon l'équation suivante :

Équation 3 :

$$\tau_c = \mu \sigma_n$$

Où  $\sigma_n$  est la contrainte normale appliquée sur le plan et  $\mu$  est le coefficient de frottement, où :

Équation 4 :

$$\mu = \text{tg } \Phi$$

et dans laquelle  $\Phi$  est l'angle de friction interne.

Le glissement le long de la discontinuité est défini par un comportement linéaire normal et tangentiel tel que :

Équation 5 :

$$\sigma_t = K_s U_s$$

Équation 6 :

$$\sigma_n = K_n U_n$$

Où  $K_s$  et  $K_n$  sont les rigidités tangentielle et normale de la faille,  $U_s$  et  $U_n$  sont les déplacements tangentiel et normal sur le plan de faille (résultat), et  $\sigma_t$  et  $\sigma_n$  sont les contraintes cisailante et normale appliquées sur la faille (qui dépend de la contrainte imposée). Le comportement des discontinuités dans la modélisation est donc entièrement contrôlé par les rigidités normale et tangentielle ainsi que par l'angle de friction interne (ou le coefficient de frottement).

Les valeurs de paramétrage pour les discontinuités est la corde sensible des modélisations utilisant UDEC. La littérature est très pauvre à ce sujet. Si les paramètres décrivant le comportement des failles ont été étudiés (Kulhawy, 1975; Barton, 1976; Rosso, 1976; Byerlee, 1978; Bandis et al., 1983), il est très difficile de trouver des valeurs réalistes de ces paramètres dans la littérature. En effet, ces travaux sont des expérimentations en laboratoire et s'intéressent donc à des fractures infra millimétriques à centimétriques, échelle largement inférieure à celle

des modèles utilisés (kilométrique à plurikilométrique). Quelques paramètres pour les failles ont été publiés (Clark, 1966; Oliver et al., 2001) ou estimés par méthodes inverses (Faure et Rafini, 2003).

Dépendamment des modèles, on considère trois types de discontinuités : les failles majeures ductiles-cassantes, les failles secondaires cassantes, et les failles tertiaires mécaniquement plus résistantes. Les valeurs pour le coefficient de friction moyen (angle de friction) des failles sont déterminées dans la littérature. Les failles transcrustales, comme celle de San Andreas, sont considérées comme mécaniquement beaucoup moins résistantes que la croûte environnante (Zoback et al., 1987; Homberg et al., 1997; Scholz, 2000; Parsons, 2002; Hickman et Zoback, 2004; Janssen et al., 2004). À titre d'exemple, Townend et Zoback (2004) ont déterminé que la Faille San Andreas en Californie est une faille « faible » avec un coefficient de frottement très bas (0,06). Des tests en laboratoire sur des failles argileuses indiquent également des coefficients de friction très faibles de l'ordre de 0,15 à 0,55 (Morrow et al., 1982; Logan et Rauenzahn, 1987; Lachenbruch et Sass, 1992; Morrow et al., 1992). Selon ces comparaisons, on considère que les failles majeures dans nos modèles sont des failles mécaniquement peu résistantes (faibles) avec un angle de friction interne de 10 degrés ( $\mu \sim 0,18$ ) (**Tableau I**).

Les failles secondaires dans les modèles géomécaniques sont considérées cassantes et mécaniquement plus résistantes. Le paramétrage de ces failles s'appuie sur les observations suivantes. Les essais en laboratoire sur des failles indiquent des valeurs d'angle de friction interne qui varient typiquement de 21 ( $\mu=0,38$ ) à 40 ( $\mu=0,84$ ; Goodman, 1989). En utilisant des mécanismes aux foyers de tremblements de terre à l'échelle de la Californie, Riviera et Kanamori (2002) concluent que, pour un grand nombre de failles secondaires à la Faille San Andreas, le  $\mu$  varient entre 0 et 0,58 pour un maximum d'événements à 0,35, en considérant un équilibre entre la contrainte minimale  $\sigma_2$  et le différentiel de contraintes ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ). Des valeurs comparables autour de 0,4 ont également été proposées par Bird et Kong (1994), Reasenberg et Simpson (1992) et Hardebeck et al. (1998). Selon ces considérations, l'angle de friction attribué aux failles secondaires dans nos modèles est donc fixé à 20 degrés ( $\mu=0,36$ ). Les failles tertiaires sont considérées comme des discontinuités mécaniquement plus résistantes. On utilise un angle de 30 degrés ( $\mu=0,58$ ) tel que le prédit la loi de frottement de Byerlee (Jaeger et Cook, 1979; Byerlee, 1990).

Pour ce qui a trait aux rigidités normale et tangentielle, Rosso (1976) rapporte pour des joints dans des diorites quartzifères des valeurs de  $K_n$  et  $K_s$  de 101 GPa/m et 76 GPa/m (pour une contrainte appliquée de 10,5 MPa). Pour des zones de failles friables ou foliées, Goodman (1989) propose des valeurs pour  $K_n$  et  $K_s$  de 30 GPa/m et de 15 GPa/m respectivement. Martin et al. (1990) rapportent des valeurs de  $K_s$  pour des failles cassantes dans un granite entre 2 et 6 GPa/m. Des valeurs similaires de  $K_s$  (0,1 à 5 GPa/m) ont été rapportées par Infanti et Kanji (1978) pour des failles argileuses. Par ailleurs, Bandis et al. (1983) indiquent des valeurs de  $K_s$  autour de 1 GPa/m pour des failles cassantes. Des rigidités normale et tangentielle comprises entre 10 et 100 MPa/m sont proposées pour des failles mécaniquement faibles (ITASCA, 2004). Il apparaît donc que les rigidités décroissent depuis des valeurs de 100 GPa/m pour des failles cassantes vers des valeurs de 10 Mpa/m pour des failles majeures. Dans tous les cas  $K_n > K_s$ . Pour la Faille San Andreas par exemple, Townend et Zoback (2004) estiment que les contraintes tangentielle et normale sont de l'ordre de 10 et 180 Mpa, respectivement. Si on considère que les déplacements tangentiels et normaux sont égaux, alors un ratio  $K_n/K_t$  de 20 :1 peut-être établi pour cette faille (**équations 5 et 6**). Pour les failles majeures de la Gaspésie, des valeurs de  $K_n$  et  $K_s$  de 10 MPa/m et 0,5 Mpa/m (ratio 20 :1) seront utilisées. Pour les failles secondaires, un ratio  $K_n/K_t$  de 5 :1 est proposé avec des valeurs de  $K_n$  et de  $K_s$  de 5 GPa/m et 1 GPa/m, respectivement. Finalement, un ratio  $K_n/K_t$  de 2:1 pour des valeurs de  $K_n$  et de  $K_s$  de 100 GPa/m et 50 GPa/m, respectivement, est attribué aux failles tertiaires.

La modélisation en 2D avec UDEC permet une composante de chevauchement (« overlapping ») entre les polygones dans la troisième dimension « out of plan ». Pour chaque polygone, on donne une capacité de chevauchement qui correspond à environ 1 % de la longueur moyenne

des côtés du modèle, soit plus ou moins la même valeur que la longueur moyenne des arrêtes de la maille.

#### 5.2.4. Conditions initiales et aux limites des modèles

Un état de contraintes in situ est d'abord ajouté initialement au modèle. Ceci apporte beaucoup de stabilité au modèle et facilite la convergence vers une solution stable. La valeur de la contrainte in situ est isotrope et correspond à la contrainte verticale moyenne ( $\delta v$ ) qui est estimée selon l'équation suivante :

Équation 3 :

$$\sigma_v = \rho g z$$

où  $\rho$  = densité moyenne de la roche au-dessus  
 $g$  = gravité (9,8 m/s<sup>2</sup>)  
 $z$  = profondeur (m)

La densité moyenne des roches siluro-dévonniennes du centre de la Gaspésie est de 2,6 tonnes/m<sup>3</sup> (Pinet et al., 2006). Considérant que nos modélisations reproduisent des déformations cassantes à ~3 km de profondeur, la contrainte verticale in situ serait de 76,4 Mpa. Cette valeur se situe dans l'intervalle de valeurs calculé par Hoek et Brown (1980) pour des profondeurs comparables.

Les contraintes de bordures imposées aux limites de tous les modèles sont perpendiculaires aux limites (côtés). Comme l'orientation moyenne des axes  $\sigma_1$  mesurés sur le terrain (Faure et al., 2004) est orientée ESE (axe moyen à N117°), la géologie dans les modèles numériques a été basculée dans le sens anti-horaire de 27 degrés. Dans les modèles géomécaniques, les contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont orientées respectivement E-O et N-S.

Les contraintes horizontales varient en fonction de la profondeur, du contexte géodynamique et de l'échelle d'observation. L'amplitude des contraintes appliquées aux bordures des modèles est estimée pour des conditions à ~3 km. En contexte orogénique, les régions en convergences sont sujettes à un épaissement crustal et les pressions tectoniques peuvent atteindre entre une à deux fois la pression lithostatique (Petrini et Podladchikov, 2000). Pour une tectonique en décrochement, on considère dans nos modèles que la contrainte horizontale moyenne ( $\sigma_h = (\sigma_1 + \sigma_2)/2$ ) est équivalente à la contrainte lithostatique, soit de 76,4 Mpa. Cette valeur est comparable à celles calculées à ~ 3 km de profondeur dans des forages expérimentaux et dans des environnements en décrochement (Pine et al., 1983; Zoback et Healy, 1992; Brudy et al., 1997; Lund et Zoback, 1999). Le différentiel de contraintes ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) augmente de façon linéaire en fonction de la profondeur conformément à la loi de Byerlee (Byerlee, 1978). À 3 km de profondeur et pour un coefficient de frottement ( $\mu$ ) de 0,8, le différentiel de contraintes dans la croûte est estimé à ~ 60 Mpa (Townend et Zoback, 2000). Si on considère la contrainte moyenne (76,4 Mpa) comme étant à mi-chemin entre les contraintes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ , les valeurs des contraintes minimales et maximales sont donc équivalentes à 47,6 ( $\sigma_h - (60/2)$ ) Mpa et 107,6 ( $\sigma_h + (60/2)$ ) Mpa, respectivement. Ces valeurs sont comprises à l'intérieur des intervalles de mesures observées in situ dans des forages pétroliers et expérimentaux pour des profondeurs comparables et dans des contextes tectoniques en décrochement (Zoback et Healy, 1992; Whyatt et al., 1995; Brudy et Zoback, 1999; Wiprut et Zoback, 2000).

### 5.2.5. Choix des solutions

La modélisation consiste à simuler une série de déformations incrémentales en boucles (représentant le temps) jusqu'à une solution jugée satisfaisante du point de vue purement mécanique. Il existe par conséquent une multitude de solutions pour chaque modèle. L'historique de la déformation, depuis le début jusqu'à la fin de la modélisation, permet de juger de la stabilité du modèle à tout moment en visualisant un diagramme de l'énergie libre du modèle en fonction du temps ou des cycles de déformation. Au début de la modélisation, les polygones ont la liberté de bouger les uns par rapport aux autres. L'énergie libre est alors grande et le modèle est mécaniquement instable. Au fur et à mesure que la déformation évolue et que les contraintes se répartissent dans le modèle, les polygones s'ajustent les uns par rapport aux autres. L'énergie libre diminue et le modèle évolue vers une stabilité d'ordre mécanique. On pousse la déformation du modèle jusqu'à ce que celui-ci perde cette stabilité c'est-à-dire jusqu'à ce qu'il acquiert une instabilité permanente et irréversible. Cela se traduit par d'importantes variations dans l'énergie libre, ce qui entraîne des blocages et des instabilités mécaniques importantes dans le modèle. La solution retenue est celle qui correspond à l'état d'énergie libre le plus faible, juste avant qu'apparaisse l'instabilité permanente.

---

## 6. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

---

### 6.1. Interprétation des discontinuités géophysiques

En Gaspésie, Malo et al. (1992) ont interprété la suture entre les zones de Humber et Dunnage, la Ligne Brompton - Baie-Verte (BBL), à partir de cartes géophysiques régionales. Le domaine marin au large de la Gaspésie a également fait l'objet d'interprétations géophysiques. Loncarevic et al. (1989) et Marillier et Verhoef (1989) ont interprété les principales limites de blocs crustaux sous les Appalaches. Plusieurs études ont également été faites le long de lignes sismiques dont celles de Marillier et al. (1989) et Jackson et al. (1998).

Une étude similaire à la notre a été réalisée par Pinet et al. (2005) au moment même où notre étude était en cours. L'interprétation des failles et des contacts lithologiques faite par la Commission Géologique du Canada sur le traitement des données magnétiques (**Figure 4.15** dans Pinet et al., 2005) est similaire à plusieurs endroits à celle faite dans le cadre de cette étude. Il faut comprendre que les objectifs des deux études étaient différents, même si la reconnaissance de nouvelles failles était un objectif commun. En ce qui concerne la présente étude, l'interprétation géophysique est poussée à son maximum dans le principal but de compartimenter le modèle géomécanique en blocs de dimension homogène.

Notre interprétation des discontinuités géophysiques apporte un nouveau portrait de la fracturation liée à l'orogénie acadienne dans la Péninsule gaspésienne et au nord du Nouveau-Brunswick. Les discontinuités géophysiques, interprétées principalement à partir du champ magnétique total et la première dérivée verticale de ce champ (**Figure 3**), sont considérées majoritairement comme des failles, rarement comme des limites de blocs de lithologies différentes.

Une structure significative globalement orientée N-S a été identifiée traversant la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick (**Figure 3a**). De part et d'autre de cette structure, les domaines magnétiques et gravimétriques sont contrastés et/ou décalés ce qui suggère qu'il s'agit probablement d'une faille importante. Deux failles majeures en échelon et orientées NNE constitueraient cette structure. La faille la plus au nord, matérialisée par un couloir de failles, délimite à l'ouest les roches magnétiques du Dôme de Lemieux et à l'est les roches sédimentaires faiblement magnétiques de la Ceinture de Gaspé. La structure la plus au sud délimite deux domaines géophysiques distincts apparaissant à l'extrémité Ouest sous la Baie des

Chaleurs (**Figure 3a**). Il s'agirait d'une faille qui s'inscrit dans les prolongements sud et nord de deux failles NNE situées de part et d'autre de la baie, une interprétation également faite par Pinet et al. (2005). Globalement, cette structure N-S est interprétée comme une faille crustale majeure.

La FGP en Gaspésie et la FRBM au Nouveau-Brunswick ont été interprétées sur plus de 130 km vers l'est respectivement sous le Golfe du Saint-Laurent et sous la Baie des Chaleurs (**Figure 3a**). La continuité de la FGP au-delà de 150 km de la côte sous le golfe est problématique parce que des diapirs de sel dans le Bassin sédimentaire des Îles de la Madeleine font des interférences magnétiques et gravimétriques importantes par rapport à la signature des roches siluro-dévonienne et cambro-ordovicienne de la Gaspésie (Hall et al., 1998). La FRBM se poursuit au milieu de la Baie des Chaleurs pour se paralléliser ensuite à la FGP à l'extrême Est (**Figure 3a**). Sur les cartes magnétiques, le système de failles NO interprété entre les failles FGP et FGR décale clairement les volcanites de la partie supérieure du Groupe de Chaleurs (fortes anomalies magnétiques au SO sur la **Figure 3b**). Ce système de failles a été extrapolé vers le SE jusqu'à l'éponte nord de la FGP et est interprété comme des failles de type « R » selon la nomenclature de Riedel.

L'interprétation géophysique permet également d'établir un pont entre les structures situées de part de d'autres de la Baie des Chaleurs (**Figure 3a**). Le réseau de failles ENE et NE au nord du Nouveau-Brunswick se connecte avec des failles d'orientation similaire du côté de la Gaspésie. Au SO de la Baie des Chaleurs au Nouveau-Brunswick, les failles de Squaw Cap et de Black Lake (Castonguay et al., 2005) orientées NE-SO se rattachent vers le NE au réseau de failles du Mont Saint-Joseph en Gaspésie.

Dans les domaines de faibles contrastes magnétiques, le gradient vertical a permis d'identifier des ruptures dans le grain magnétique, en particulier au centre de la Péninsule dans les groupes de Fortin et de Chaleurs, les formations de York River et d'Indian Cove, et les Calcaires supérieurs de Gaspé (**Figure 3b**). Dans ce secteur, plusieurs discontinuités magnétiques orientées NO-SE ont été interprétées. Elles sont parallèles aux failles du Troisième Lac (FTL) et de Belle-Anse (FBA) et certaines discontinuités s'inscrivent dans le prolongement de ce réseau de failles régionales. Sur la carte géologique, ce domaine faiblement magnétique est formé de calcaires et de siltstones plissés du Groupe de Chaleurs et de la Formation d'Indian Cove. Pour des fins de modélisation, la majorité des discontinuités magnétiques de ce secteur sont considérées comme des limites de blocs de lithologies différentes et non comme des failles.

L'interprétation des discontinuités géophysiques a été intégrée aux failles de la carte géologique. Cette combinaison de données géologiques et géophysiques dresse un nouveau portrait de la fracturation en Gaspésie et au Nord du Nouveau-Brunswick (**Figure 3 et 4**). Du point de vue géométrique et statistique, l'orientation des failles et celles des discontinuités géophysiques est similaire (**Figure 4b, 4c**) ce qui montre une certaine cohérence et supporte l'interprétation des données magnétiques.

L'apport le plus significatif de cette interprétation géophysique au niveau de l'exploration est la reconnaissance d'un plus grand nombre de failles subsidiaires le long de la FGP. En effet, La majorité des minéralisations aurifères à contrôle structural et des skarns à Cu-Au sont localisés à l'intersection de discontinuités magnétiques, ici interprétées comme des failles de deuxième ordre, et de failles majeures, comme celle de Grand-Pabos. C'est particulièrement le cas pour les minéralisations dans les secteurs de Causapscal et de Reboul (**Figure 4a**). Plusieurs discontinuités géophysiques orientées NO-SE et NE-SO et situées dans la partie centrale de la FGP, respectivement au nord et au sud, sont des pièges structuraux potentiels. Le nouveau portrait de la fracturation en Gaspésie peut donc avoir un impact significatif sur l'exploration.

## 6.2. Modélisation numérique des paléopressions tectoniques

### 6.2.1. Modèle I : failles dans un système du type Riedel

La distribution des contraintes maximales générée dans le modèle I montre que les plus faibles contraintes sont localisées au niveau des structures R, R', et Y (**Figure 5b**). Ces résultats montrent que certaines structures secondaires sont plus sujettes que d'autres à canaliser les fluides hydrothermaux. Le gîte de Reboul et du Lac Arseneault, le long de la FGP, sont deux exemples de minéralisations tardives localisées dans des structures de type R et R' (Malo et al., 1998; 2000). Les intersections sont situées dans des zones de faibles contraintes, à l'exception des rencontres entre les failles X et Y. Il existe des zones de faibles pressions à certains endroits parallèlement à la faille principale. Ces sites pourraient favoriser la formation de veines en cisaillement.

La modélisation des contraintes dans un réseau préexistant de fractures du type Riedel devient un guide d'exploration pour les veines à l'échelle du prospect. Les veines remplies de quartz et de carbonates sont généralement interprétées comme le résultat d'une injection de fluides sous de fortes pressions hydrauliques dans des fractures. Cette modélisation laisse entrevoir une nouvelle hypothèse selon laquelle les fluides seraient d'abord drainés vers des zones de faibles pressions tectoniques où ils s'injecteraient par la suite sous un faible différentiel de pressions ( $\text{Pression fluide} \geq \text{Pression tectonique}$ ) dans des structures spécifiques.

### 6.2.2. Modèle II : à deux failles majeures et trois polygones

Après 2700 cycles de déformation, le modèle II montre que les plus grands contrastes de pression sont localisés le long des failles, dans les zones de changement d'orientation, et entre les deux failles (**Figures 9a** et **10a**). Les contraintes se répartissent aussi le long de deux lobes orientés NNO-SSE au centre du modèle. Cette importante zone de dépression s'étend sur plus de 250 km depuis le Nord de la Gaspésie jusqu'au centre du Nouveau-Brunswick. Elle coïncide avec les principales masses intrusives de la région, épousant avec une coïncidence assez étonnante celles de la région des Monts McGerrigle dans le nord de la Gaspésie (**Figure 11**). Au sud de la FGP et au nord de la Baie des Chaleurs, des dykes plus jeunes que 395 Ma (Malo et al., 2000) sont localisés dans cette zone. Dans le secteur de Patapétia, de petites intrusions datées à 364 Ma sont localisées à l'interface entre deux zones de contraintes très contrastées. Les plutons du nord et du centre du Nouveau-Brunswick montrent une association spatiale évidente avec le corridor de contraintes intermédiaires N-S. En particulier, on notera la correspondance entre un isopièze (en jaune sur la **Figure 11**) et un chapelais arqué de petites intrusions au sud de la Baie des Chaleurs. Si une association spatiale existe, le lien génétique est moins sûre puisque ces plutons datent du Dévonien inférieur (~400 Ma), soit avant la structuration finale le long de la faille FGP.

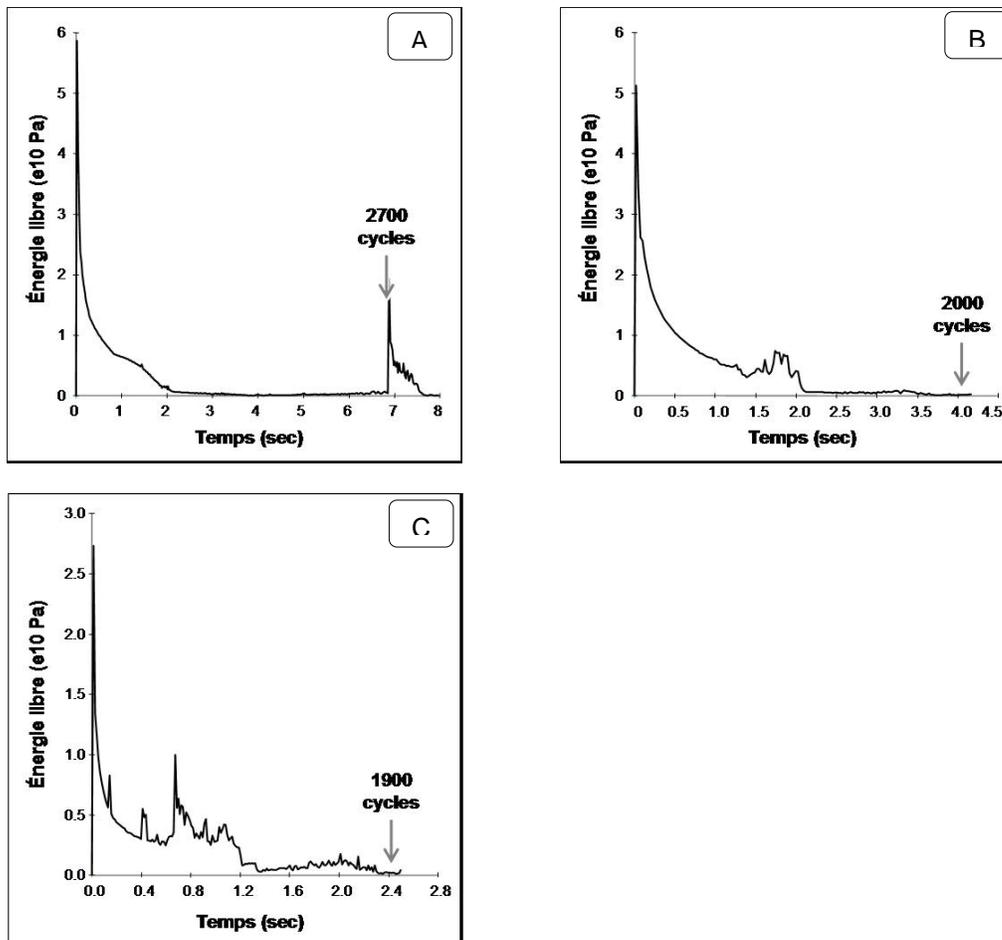
Ce modèle numérique tient compte seulement des failles FGP et FRBM orientées E-O à NE-SO. Il est intéressant de noter que la zone de dépression N-S qu'il génère coïncide avec les grandes failles et discontinuités géophysiques NNE-SSO traversant la péninsule. Les failles de FGP et FRBM semblent donc avoir joué un rôle prépondérant dans la structuration finale des failles en Gaspésie. Leur jeu cinématique est mécaniquement compatible avec le développement de structures NNE-SSO dans une zone de faiblesse crustale. Du point de vue de la minéralisation, la majorité des gîtes à contrôle structural de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick sont localisés dans l'enveloppe des contraintes intermédiaires, avec une concentration des minéralisations dans un corridor N-S qui coïncide avec l'aire dépressionnaire.

### 6.2.3. Modèle III : failles majeures et secondaires

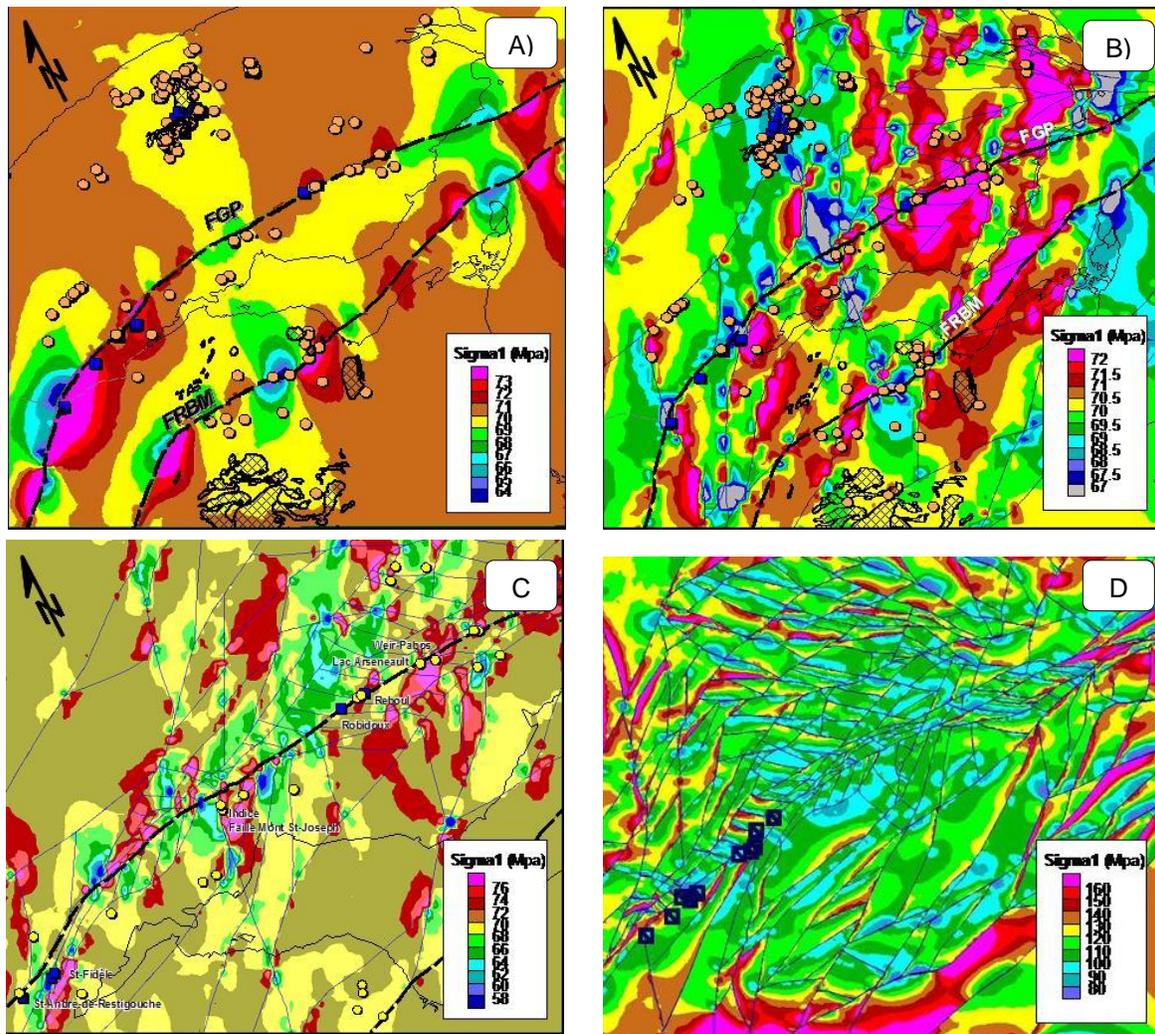
Le modèle III évolue progressivement, sans embûche majeure, le long d'une courbe de stabilité où il devient mécaniquement stable vers 2000 cycles de déformation (**Figure 9b**). La modélisation montre un domaine de pressions relativement fortes dans toute la partie Est de la péninsule (**Figure 10b**). Une zone de faibles pressions orientée N-S est observée au centre de la Gaspésie et au Nord du Nouveau-Brunswick comme celle modélisée dans le modèle I. Cependant, cette zone est mieux définie dans ce modèle et elle correspond à l'emplacement des failles NNE.

Toutes les minéralisations le long des tronçons E-O des failles FGP et FRBM sont localisées dans des zones de contraintes faibles à intermédiaires et systématiquement en bordure de secteurs de fortes contraintes où le gradient de pressions est généralement élevé. Elles sont associées à des intersections de failles ou des nœuds structuraux. Dans l'Est de la Gaspésie, les minéralisations à contrôle structural sont aussi localisées en bordure de zones de fortes contraintes. Dans la partie ouest de la FGP, les minéralisations à Cu-Au dans les skarns sont localisées dans des zones de faibles contraintes.

Les faibles contraintes dans le secteur du Mont McGerrigle épousent la forme du pluton alors que la forme de son contact n'a même pas été tenue en compte dans la modélisation. Toutes les minéralisations dans ce secteur sont également localisées dans une zone dépressionnaire.



**Figure 9.** Histogramme de stabilité mécanique exprimé en termes d'énergie libre en fonction du temps pour le modèle II (A), le modèle III (B), et le modèle IV (C).

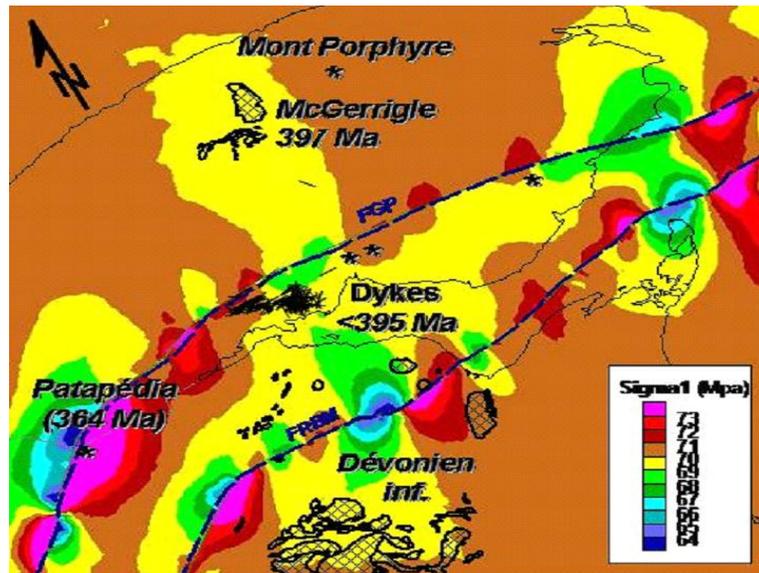


**Figure 10.** Distribution des contraintes maximales  $\sigma_1$  et différentielles de pression dans les différents modèles géomécaniques en relation spatiale avec les minéralisations. A) Modèle II, B) Modèle III, C) Modèle IV, et D) Modèle V et la position des skarns. Cercle orange; gîte à contrôle structural, carré bleu; skarn à Cu-Au, FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.

#### 6.2.4. Modèle IV : système de failles centré sur la Faille de Grand-Pabos

Le modèle IV évolue en deux paliers; la première moitié de la modélisation est relativement instable avec quelques pics de fortes instabilités (**Figure 9c**). La deuxième moitié de la modélisation est plutôt constante au niveau mécanique avec une stabilisation des contraintes vers 1900 incréments de déformation. La solution retenue (1900 cycles) indique que la FGP est globalement dominée par de fortes contraintes (**Figure 10c**). Seuls quelques secteurs kilométriques de basses pressions sont localisés à l'intersection de la FGP avec des failles secondaires. Dans ce modèle, la structure régionale N-S qui traverse la Gaspésie dans les modèles II et III est évidente au sud de la FGP, mais apparaît plus discrète au nord. Comme dans les modèles précédents, la majorité des indices sont localisés en bordures de zones de fortes pressions tectoniques et dans les gradients de pression les plus forts. Le changement

d'orientation de la FGP entre l'indice de la Faille Mont Saint-Joseph et le gîte de Saint-Fidèle semble propice aux minéralisations car la signature des contraintes est similaire à ce qu'on retrouve dans les autres secteurs minéralisés de la faille. Au nord des gîtes de Reboul et de Lac Arseneault, des régions favorables avec de forts contrastes de pressions sont présents aux intersections de failles secondaires ENE et NO.



**Figure 11.** Distribution des contraintes maximales  $\sigma_1$  dans le Modèle I en relation spatiale avec les intrusions dévoniennes avec leur âge en Gaspésie et au nord du Nouveau-Brunswick. FGP; Faille de Grand-Pabos, FRBM; Faille de Rocky-Brook-Millstream.

### 6.2.5. Modèle V : Géométrie des failles avant le décrochement de la FGP

La reconstitution des contraintes dans le modèle V n'a pas donné les résultats escomptés; le modèle demeure instable quel que soit les paramètres de failles utilisés (résultats non représentés). Probablement que le grand nombre de failles et la géométrie plutôt linéaire de la FGP sont responsables de cette instabilité mécanique. Les contraintes modélisées sont tout de même bien réparties (**Figure 10d**). La FGP est généralement localisée dans des zones intermédiaires de pressions, avec une dépression centrale située au changement de direction de la faille. Les skarns à Cu-Au sont localisés dans des zones intermédiaires de pressions, en bordure de fortes pressions.

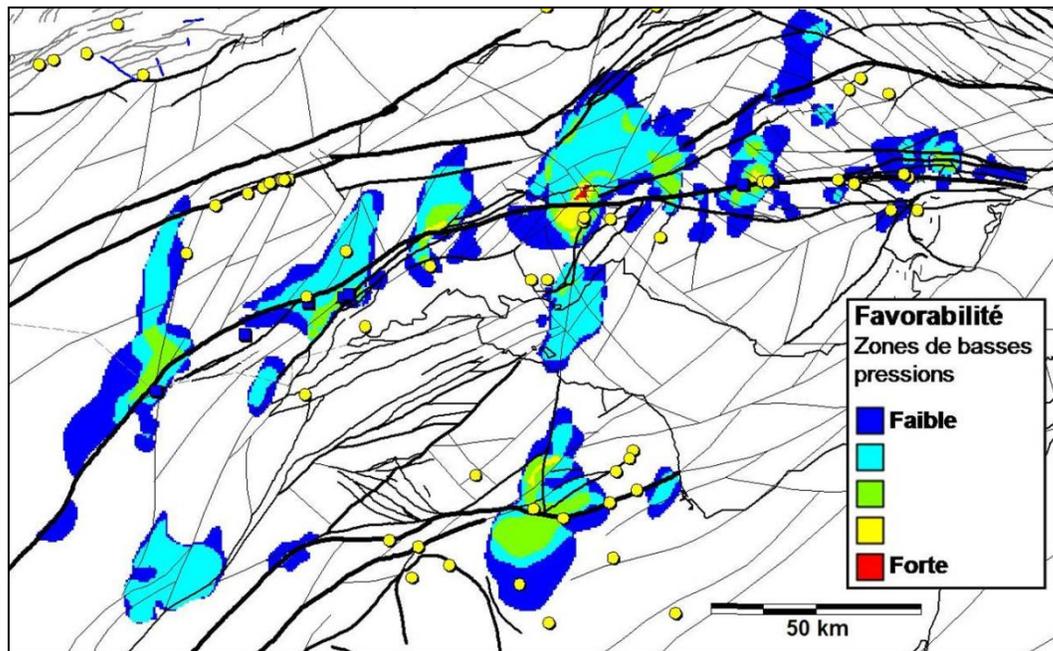
### 6.2.6 Sommaire sur les modélisations numériques

Les modèles II, III et IV sont des modélisations à des échelles régionales et tiennent compte de la géométrie actuelle des failles. Les modèles II et III couvrent l'ensemble de la Péninsule gaspésienne et le Nord du Nouveau-Brunswick. Les contraintes reconstituées dans ces deux modèles mettent en évidence un corridor N-S de faibles contraintes tectoniques (**Figure 10a et b**). Ce corridor correspond à l'emplacement d'un couloir structural qui recoupe le grain tectonique de la Gaspésie. Des failles régionales orientées NNE occupent les zones de plus faibles contraintes. Elles ont clairement une expression géophysique et délimitent des domaines magnétiques distincts. Les intrusions tardives de même que la majorité des minéralisations en

Gaspésie y sont spatialement associées. Dans la péninsule gaspésienne, la coïncidence spatiale entre la dépression régionale N-S, les intrusions tardi- à post- orogéniques et les minéralisations, implique vraisemblablement un lien génétique entre ces trois phénomènes. La structuration finale dans la péninsule aurait favorisé une zone de faiblesse crustale (transtension?) le long de laquelle se seraient mises en place des intrusions et des minéralisations. Le modèle III montre spécifiquement que les intrusions des Monts McGerrigle et les minéralisations périphériques sont spatialement associées à des structures régionales NNE-SSO et se seraient mis en place conformément à des zones de faibles pressions (**Figure 10b**).

Les modèles III et IV semblent confirmer l'hypothèse selon laquelle les fluides migrent des zones de fortes pressions vers les zones de faibles pressions. Plus spécifiquement, ces modèles montrent que les minéralisations à contrôle structural le long, ou en marge de la FGP, sont systématiquement localisées dans des zones de pressions faibles à intermédiaires et en bordure de zones de fortes contraintes (**Figure 10a et b**). De plus, la présence d'un fort gradient de pression semble un élément déterminant pour la localisation des gîtes. En d'autres termes, une forte variation de pressions sur une courte distance produirait une chute de pression et favoriserait la précipitation de fluides minéralisés.

Pour les modèles II, III et IV, les zones de basses pressions le long et en marge de la FGP sont localisées toujours aux mêmes endroits, c'est-à-dire dès qu'il y a un changement d'orientation des failles FGP et FRBM (**Figure 12**). Ceci signifie qu'il y a une cohérence d'un modèle à l'autre, malgré le nombre, l'échelle et la forme des polygones dans les modèles. Ces zones de pressions récurrentes seraient des cibles d'exploration à privilégier.

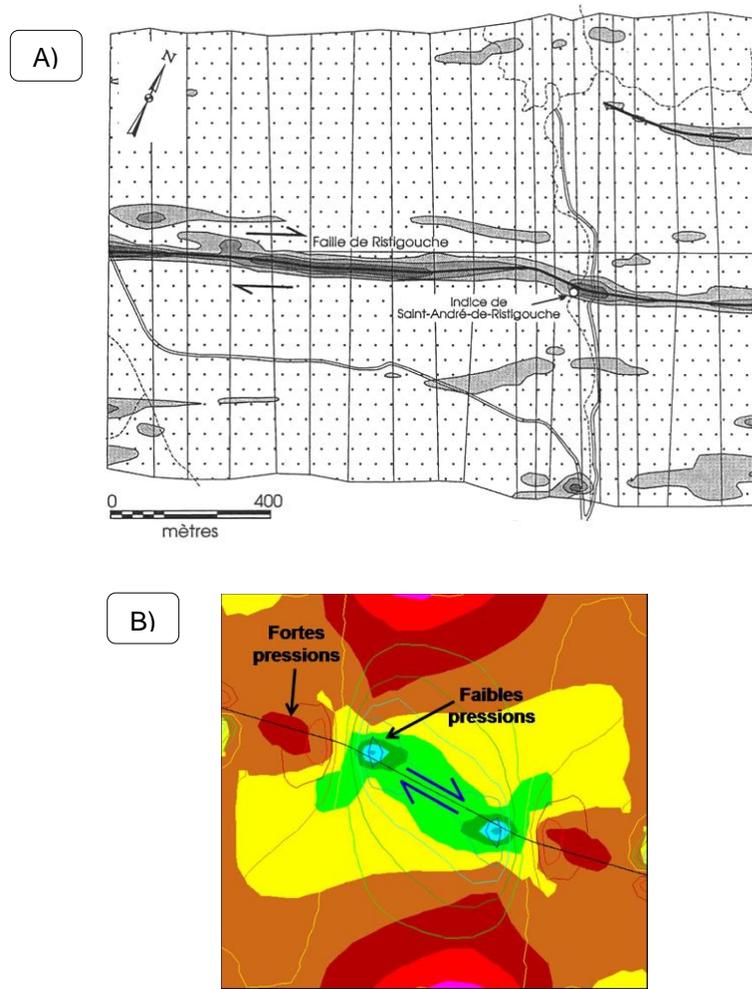


**Figure 12.** Superposition des zones de faibles pressions des modèles II, III et IV montrant la cohérence des résultats entre les modèles.

### 7.3 Autres considérations

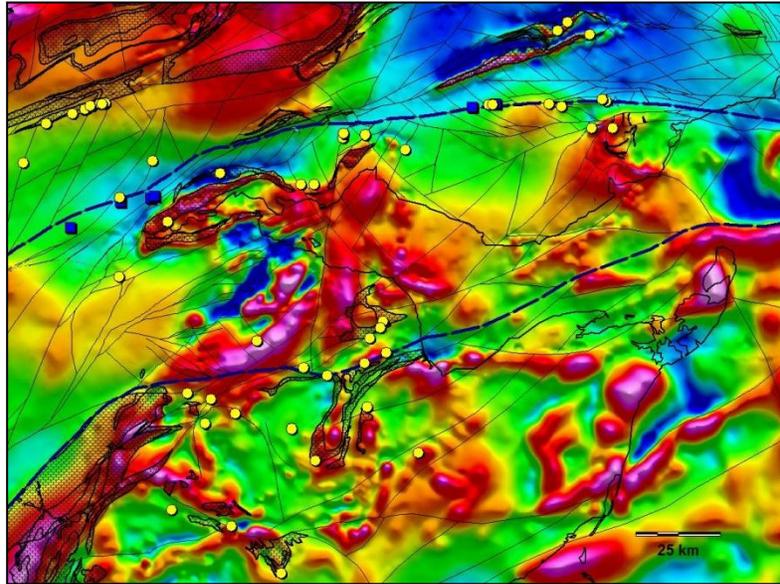
Les minéralisations ont été mises en perspective avec les contraintes modélisées à une échelle régionale. Les pressions jouent également un rôle à des échelles plus locales. Par exemple, l'indice de Saint-André-de-Ristigouche est localisé dans un changement de courbure de la faille du même nom (Malo et al., 1998). Les pressions modélisées par Faure et Rafini (2003) pour un

contexte similaire montrent que les plus grands contrastes de pression sont situés au niveau du point d'inflexion de la faille dans la zone en transtension (**Figure 13**). Les relations obtenues à l'échelle régionale entre les contraintes et les minéralisations s'appliqueraient à toutes les échelles.



**Figure 13.** A) Relevé géophysique VLF le long de la Faille de Ristigouche montrant la localisation du gîte aurifère de Saint-André-de-Ristigouche dans une zone courbe de la faille (Daigle, 1990). B) Distribution des contraintes maximales  $\sigma_1$  (surfaces de couleur) et minimales  $\sigma_2$  (lignes de couleur) dans un secteur en transtension d'une faille (Faure et Rafini, 2003). À noter les zones de faibles pressions coïncidentes et l'analogie avec la position du gîte aurifère de Saint-André-de-Ristigouche (A).

La présence de roches volcaniques siluro-dévonniennes en surface ou interprétées en profondeur par géophysique semble un ingrédient essentiel pour les minéralisations qui ne montrent aucune association spatiale directe avec les failles FGP et FRBM. La **Figure 14** montre que la majorité des gîtes sont localisés le long de failles secondaires et en bordure d'unités volcaniques et/ou de hauts magnétiques. Il s'agit vraisemblablement d'un guide d'exploration important pour la Gaspésie et le nord du Nouveau-Brunswick.



**Figure 14.** Localisation des gîtes à contrôle structural (cercles jaunes), des skarns à Cu-Au (carrés bleus) et des roches volcaniques siluro-dévoniennees en Gaspésie et dans le nord du Nouveau-Brunswick. À noter la signature du champ magnétique total de certaines unités volcaniques cartographiées qui semble se poursuivre en profondeur.

---

## 8. CONCLUSION

---

La reconstitution des paléopressions tectoniques s'avère un outil d'exploration complémentaire aux approches traditionnelles, telles la cartographie, la structure et la géochimie. Cette méthode numérique procure une couche d'information uniforme au même titre que la géophysique. Les différents modèles présentés à des échelles régionales montrent une cohérence mécanique entre eux. En Gaspésie, les trois critères de pression déterminants pour la présence de minéralisations sont la combinaison de : 1) pressions faibles à intermédiaires, 2) la bordure de régions de fortes pressions, et 3) les régions de forts gradients de pressions. Ces régions favorables pour les minéralisations sont localisées le long de la FGP et de la FRBM principalement aux changements d'orientation si minimes soient-ils. À l'extérieur des failles majeures et en plus des trois critères de pressions favorables mentionnés précédemment, la présence de roches volcaniques semble être un facteur important pour la précipitation de métaux.

---

## REMERCIEMENTS

---

De sincères remerciements sont adressés à Michel Malo pour avoir suivi le cheminement de ce projet et participé à plusieurs discussions, ainsi qu'à Réal Daigneault et Geneviève Boudrias pour la révision et la mise en forme du document.

---

## RÉFÉRENCES

---

- Allcock, J.B. 1982 - Skarn and porphyry copper mineralisation at Mines Gaspé, Murdochville, Quebec; in *Econ. Geol.* 77: 971-999.
- Bandis, S.C., Lumsden, A.C., et Barton, N.R. 1983 - Fundamentals of rock joint deformation: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, v. 20, p. 249-268.
- Barton, N. 1976 - Rock Mechanics Review – The Shear Strength Of Rocks And Rock Joints, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, v. 13, p. 255 – 279.
- Bernard, J. 2005 - Origine des brèches à hématite de la propriété du Mont-de L'aigle en Gaspésie. GAC-MAC-CSPG-CSSS Joint Meeting, Halifax, Nova Scotia, Abstracts Volume 30, p.12.
- Bertrand, R., et Malo, M. 2001 - Source rock analysis thermal maturation and hydrocarbon generation in the Siluro-Devonian rocks of the Gaspé Belt basin, Canada. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, vo.49, no.2 : 238-261.
- Bevier, M.L., et Whalen, J.B. 1990 - Tectonic significance of Silurian magmatism in the Canadian Appalachians. *Geology*, v.18: 411-414.
- Bird, P. et Kong, X. 1994 - Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 159-174.
- Bourque, P.A., Brisebois, D. et Malo, M. 1995 - Quebec, New Brunswick and Nova Scotia : Gaspé Belt. In Chapter 4, *The Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Groenland*, H. Williams (ed.). Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, 6: 316-351.
- Bourque, P.A., Amyot, G., Desrochers, A., Gignac, H., Gosselin, C., Lachambre, G. et Laliberté, J.Y. 1986 - Silurian and Lower Devonian Reef and carbonate complexes of the Gaspé basin, Québec – A summary. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 34: 452-489.
- Brace, W.F., Walsh, J.B., et Frangos, W.T. 1968 - Permeability of granite under high pressure. *J.Geophy. Res.*, 73:2225-2236.
- Brudy, M. et Zoback, M.D. 1999 - Drilling-induced tensile wall-fractures: implications for determination of in-situ stress orientation and magnitude. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 36: 191-215.
- Brudy, M., Zoback, M.D., Fuchs, K., Rummel, F., et Baumärtner. 1997 - Estimation of the complete stress tensor to 8 km depth in the KTB scientific drill holes: implications for crustal strength. *Journal of Geophysical Research*, 102: 18453-18475.
- Byerlee, J.D. 1978 - Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615–629.
- Byerlee, J. 1990 - Friction, overpressure and fault normal compression, *Gephys. Res. Lett.*, 17:2109-2112.

- Carrier, A. Jébrak, M., Angelier, M. et Holyland, P. 2000 - The Silidor deposit, Rouyn-Noranda district, Abitibi belt: Geology, structural evolution, and paleostress modeling of an Au-Quartz vein-type deposit in a Archean trondhlemite. *Economic Geology*, 95: 1049-1065.
- Castonguay, S., Wilson, R.A., Brisebois, D., Desrochers, A. et Malo, M. 2005 - Compilation géologique, Anticosti-Gaspé-Campbelton. Les ponts géologiques de l'est du Canada, Transect 4, Québec - Nouveau-Brunswick. Commission géologique du Canada, dossier public 4883.
- Christiansen, L.B., et G. Iturrino. 2004 - Core-scale permeability of an actively venting, felsic, hydrothermal system: The PACMANUS hydrothermal field, In *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Barriga, F.J.A.S., Binns, R.A., Miller, D.J., and Herzig, P.M. (Eds.), *Scientific Results Volume 193*.
- Clark S. P. 1966 - *Handbook of Physical Constants* ; revised eds., GSA Memoir 97.
- Cundall P.A. 1971 - A computer model for simulating progressive large scale movements in block rock systems. In: *Proceedings of the Symposium Int. Soc. Rock Mechanics*, Nancy, France, vol. 1, paper II-8.
- Daigle, R. 1990 - Levés géophysiques de St-André-de-Restigouche. Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec, GM 49415.
- D'Hulst, A. et Beaudoin, G. 2005 - Stable (O,C,S) and Pb isotope geochemistry of the Dome de Lemieux polymetallic and Sainte-Marguerite gold Paleozoic epithermal deposits, Gaspé Peninsula, Québec, Canada. GAC-MAC-CSPG-CSSS Joint Meeting, Halifax, Nova Scotia, Abstracts Volume 30, p.44.
- Faure, S. 1995 - Reconstitution des paléocontraintes tectoniques dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches du Québec et du nord du Nouveau-Brunswick. Thèse de Doctorat en Ressources minérales (Ph.D.), *INRS-Géoressources*, 270 p.
- Faure, S. 2002 - Prédiction des paléopressions avec le modèleur géomécanique UDEC - Implications pour l'or orogénique dans la zone volcanique sud de l'Abitibi. Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés 2002, MRN, DV 2002-10, p. 22.
- Faure, S. 2005 - Paléopressions tectoniques dans la Zone Volcanique Sud de l'Abitibi; implications pour le transport et le dépôt de l'or de type orogénique. 73<sup>e</sup> Congrès de l'ACFAS, Université du Québec à Chicoutimi, 9-13 mai.
- Faure, S. et Tremblay, A. 1992 - Structural study of relationships between gold occurrences and the Rocky Brook-Millstream Fault Zone in the Upsalquitch Forks area, northern New Brunswick. Dans *Current Research, Part D*; Geological Survey of Canada, Paper 92-1D: 101-109.
- Faure, S. et Rafini, S. 2003 - Modélisation des paléocontraintes et des paléopressions le long de la Faille Porcupine-Destor : implication pour la formation de bassins sédimentaires, d'intrusions et de minéralisations aurifères. Rapport non public CONSOREM 2003-3, 54 p.
- Faure, S. et Rafini, S. 2005 - Modélisation numérique des paléopressions tectoniques et minéralisation. Carrefour des Sciences de la Terre, 2<sup>e</sup> édition, 1-4 mars UQAC, recueil des résumés, p.46-48.

- Faure, S., Rafini, S. et Trépanier, S. 2009 - Perméabilité crustale et hydrothermalisme : implications pour les minéralisations aurifères orogéniques en Abitibi. Rapport CONSOREM 2008-01.
- Flemings, P.B., Stump, B.B., Finkbeiner, T. et Zoback, M. 2002 - Flow focusing in overpressured sandstones : Theory, observations, and applications.. *American Journal of Science*, 302: 827–855.
- Fyfe, W.S., Prince, N.J. et Thompson, A.B. 1978 - *Fluids in the earth's crust*. Elsevier.
- Garnier, V., Malo, M. et Dubé, B. 2005. Les indices d'or du sud de la Gaspésie: contexte géologique et modèles génétiques. 73e Congrès de l'ACFAS, Université du Québec à Chicoutimi, 9-13 mai 2005.
- Goodman R.E. 1989 - *Introduction to rock mechanics*. Second edition. J. Wiley & Sons, New York, USA.
- Gratier, J.P., Favreau, P., Renard, F. et Pili, E. 2002 - Fluid pressure evolution in earthquake cycle controlled by fluid flow and pressure solution crack sealing along the fault. *Earth Planets and Space EPS*, 54:1139-1146.
- Groves, D.I., Ridley, J.R., Bloem, E.M.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Hronsky, J.M.A., Knight, J.T., McNaughton, N.J., Ojala, J., Vielreicher, R.M., McCuaig, T.C. et Holyland, P.W. 1995 - Lode-gold-deposits of the Yilgarn block : products of Late Archean crustal-scale overpressured hydrothermal systems. Coward, M.P. et Ries, A.C. éditeurs. In *Early Precambrian Processes*, Geological Society Special Publication no. 95, p. 155-172.
- Hall, J. Marillier, F., et Dehler, S. 1998 - Geophysical studies of the structure of the Appalachian orogen in the Atlantic borderlands of Canada. *Can.J.Earth Sci.* 35:1205–1221.
- Hardebeck, J., J. Nazareth, et Hauksson, E. 1998 - The static stress change triggering model Constraints from two southern California aftershock sequences, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,427– 24,437.
- Herget, G. 1988 - *Stresses in Rock*, A.A. Balkema, Rotterdam. 179 p.
- Hesse, R., et Dalton, E. 1991 - Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians. *J.metamorphic Geol.*, 9:775-790.
- Hickman, S. et Zoback, M. 2004 - Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole. *Geophysical Research Letters*, 31: L15S12.
- Hoek, E. et Brown E.T. 1980 - *Underground Excavations in Rock*. Institution of Mining and Metallurgy, London: 527 p.
- Homberg, C., Hu, J. C., Angelier, J., Bergerat, F. et Lacombe, O., 1997 - Characterization of stress perturbations near major fault zones: insights from 2-D distinct-element numerical modeling and field studies (Jura Mountains), *J. Struct. Geol.*, 1997, 19: 703 – 718
- Holyland, P.W. 1990 - Targeting of epithermal ore deposits using stress mapping techniques. *Proc. Pacific Rim Congr. 1990, Aus. IMM, Melbourne*, vol. III, p. 337-341.

- Holyland, P.W. et Ojala, V.J. 1997 - Computer-aided structural targeting in mineral exploration : two- and three-dimensional stress mapping. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 421-432.
- Ingebritsen S.E. et Manning C.E. 1999 - Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust. *Geology*, 27:1107-1110.
- Infanti N, Kanji MA. 1978 - In situ shear strength, normal and shear stiffness determinations at Agua Vermelha Project. *Proceedings of the 3rd International Congress IAEG*, pp 175–183.
- ITASCA. 2004 - Universal distinct element code, Version 4.0, User's manual, Theory and Background. ITASCA Consulting Group, Inc., USA.
- Jackson, H.R., Marillier, F., et Hall, J. 1998 - Seismic refraction data in the Gulf of St Lawrence: implications for the lower-crustal blocks. *Can.J. Earth Sci*, 35: 1222-1237.
- Jaeger, J.C. et Cook, N.G.W. 1979 - *Fundamentals of rock mechanics*. Third edition. Chapman and Hall, 593 p.
- Janssen, C. Romer, R. L. Hoffmann-Rothe, A. Kesten, D. et Al-Zubi, H. 2004 - The Dead Sea Transform: Evidence for a Strong Fault? *The Journal of Geology* 112: 561–575.
- Jing, L., et Hudson, J.A. 2002 - Numerical methods in rock mechanics. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39: 409-427.
- Kirkwood, D., et Malo, M. 1993 - Across-strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Quebec Appalachians. *Can.J.Earth Sci.*, 30: 1363-1373.
- Kulhawy, F.H., 1975 - Stress deformation properties of rock and rock discontinuities: *Engineering Geology*, v. 9, p. 327-350.
- Lachenbruch, A. et Sass, J. 1992 - Heat flow from Cajon Pass, fault strength, and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 97: 4995-5015.
- Logan, J.M. et Rauenzahn, K.M. 1987 - Frictional dependence of gouge mixtures of quartz and montmorillonite on velocity composition and fabric. *Tectonophysics* 144: 87-108.
- Loncarevic, B.D., Barr, S.M., Raeside, R.P., Keen, C.E., et Marillier, F. 1989 - Northeastern extension and crustal expression of terranes from Cape Breton Island, Nova Scotia, based on geophysical data. *Can.J.Earth Sci*, 26: 2255-2267.
- Lund, B. et Zoback, M.D. 1999 - Orientation and magnitude of in situ stress to 6.5 km depth in the Baltic Shield. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36:169- 190.
- Mair, J.L., Ojala, V.J., Salier, B.P. et Groves D.I. 2000 - Application of stress mapping in cross-section to understanding ore geometry, predicting ore zones and development of drilling strategies. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 895-912.
- Malo, M. 2001 - Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, vo.49, no.2 : 202-216.
- Malo, M., et Béland, J. 1989 - Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Quebec Appalachians. *Journal canadien de sciences de la terre*, vol.26, no.9: 1764-1777.

- Malo, M., et Bourque, P.A. 1993 - Timing of the deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. Geological Society of America, special paper 275: 101–122.
- Malo, M., et Kirkwood, D. 1995 - Faulting and progressive strain history of the Gaspé Peninsula in Post-Taconian time: a review. Geological association of Canada, special paper 41: 267-282.
- Malo, M., Kirkwood, D., De Broucker, G., et St-Julien, P. 1992 - A reevaluation of the position of the Baie Verte – Bromption line in the Quebec Appalachians: the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. Can.J.Earth Sci., 29: 1265-1273.
- Malo, M., Pelchat, C., Dubé, B., et Chagnon, A. 1998 - Contrasting styles of gold mineralization along the Grand Pabos-Ristigouche fault system: implication for Carlin-like Au-mineralization in the southwestern Gaspé Appalachians. Explor. Mining. Geol., vol.7, no.3: 217-235.
- Malo, M., Moritz, R., Dubé, B., Chagnon, A., Roy, F., et Pelchat, C. 2000 - Base metal skarns and Au occurrences in the southern Gaspé Appalachians : distal products of a faulted and displaced magmatic-hydrothermal system along the grand Pabos-Ristigouche fault system. Economic Geology, 95: 1297-1318.
- Manning, C.E., and Ingebritsen, S.E., 1999 - Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems: Reviews of Geophysics, 37:127–150.
- Marillier, F., et Verhoef, J. 1989 - Crustal thickness under the Gulf of St Lawrence, northern Appalachians, from gravity and deep seismic data. Can. J. Earth Sci. 26: 1517-1532.
- Marillier, F., Keen, C.E., Stockmal, G.S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S.P., et O'brien, S.J. 1989 - Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data. Can. J. Earth Sci. 26: 305-321.
- Martin, C.D., Davison, C.C., et Kozak, E.T. 1990 - Characterizing normal stiffness and hydraulic conductivity of a major shear zone in granite. *In*: Barton and Stephansson (eds) Rock Joints. pp 549–556.
- Meinert, L.D., Nicolescus, S., Mortensen, J.K. et Cornell, D.H. 2001 - U-PB Dating of hydrothermal garnet from skarn deposits – Implications for petrogenesis and ore deposits. GSA Annual Meeting - Boston, Mass, Paper No. 53-0.
- Min, K.B. Rutqvist, J., Tsang, C.F. et Jing, L. 2004 - Stress-dependent permeability of fractured rock masses: a numerical study. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 41: 1191–1210
- Morrow, C.A., Shi, L.Q. et Byerlee, J.D., 1982 - Strain hardening and strength of clay-rich fault gouges. J. Geophys. Res. 87:6771-6780.
- Morrow, C. Radney, B., et Byerlee, J. 1992 - Frictional strength and the effective pressure law of Montmorillonite and illite clays. In Fault mechanics and transport properties of rocks, Evans, B. et Wong, T.F. (éd.), Academic Press, 524 p.
- Morrow, C.A. et Lockner, D.A., 1997 - Permeability and porosity of the Illinois UPH 3 drillhole granite and a comparison with other deep drillhole rocks, J. Geophys. Res., 102: 3067-3075.

- Oliver, N.H.S., Valenta, R.K. et Wall, V.J. 1990 - The effect of heterogeneous stress and strain on metamorphic fluid flow, Mary Kathleen, Australia, and a model for large-scale fluid circulation. *Journal of metamorphic geology*, 8: 311-331.
- Oliver N.H.S., Ord A., Valenta R. K., et Upton P. 2001 - Deformation, fluid flow, and ore genesis in heterogeneous rocks, with examples and numerical models from the Mount Isa district, Australia; *Society of Economic Geologists, reviews*, v. 14, 2001, pp. 51-74.
- Parsons, T. 2002 - Nearly frictionless faulting by unclamping in long-term interaction models. *Geology* 30: 1063-1066
- Pelchat, C. 1995 - Cadre structural des minéralisations aurifères le long de la faille du Grand Pabos, Gaspésie, Québec. Mémoire présenté à la faculté des études supérieures de l'Université Laval.
- Petrini, K. et Podladchikov, Y. 2000 - Lithospheric pressure–depth relationship in compressive regions of thickened crust. *J. metamorphic Geol.*, 18: 67-77
- Pine, R.J., Ledingham, P., et Merrifield, C.M., 1983 - In-situ stress measurement in the Carnmenellis Granite. II. Hydrofracture tests at Rosemanowes Quarry to depths of 2000 m: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 20, p. 63–72.
- Pinet, N. Lavoie, D. Brouillette, P. Dion, D.J. Keating, P. Brisebois, D. Malo M. et Castonguay S.. 2005 - GRAVITY AND AEROMAGNETIC ATLAS OF THE GASPÉ PENINSULA. Commission Géologique du Canada, OF 5020, 69 p.
- Pinet, N., Keating, P., Brouillette, P., Dion, D.-J. et Lavoie, D. 2006 - Production of a residual gravity anomaly map for Gaspésie (northern Appalachian Mountains), Québec, by a graphical method. Commission Géologique du Canada, Recherche en cours 2006-D1, 10 p.
- Reasenber, P.A. et Simpson, R.W. 1992 - Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255:1687-1690.
- Ridley, J. 1993 - The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust : with reference to vein- and lode-style gold deposits. *Ore geology reviews*, 8: 23-37.
- Riviera, L. et Kanamori, H. 2002 - Spatial heterogeneity of tectonic stress and friction in the crust. *Geophys. Res. Lett.* 29: 12-1 – 12-4.
- Rosso R. S., 1976 - A comparison of joint stiffness measurements in direct shear, triaxial compression and in situ. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts (Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.)*, 13, p. 167 – 172.
- Ruitenberg, A.A., Johnson, S.C., et Fyffe, L.R. 1990 - Epigenetic gold deposits and their tectonic setting in the New Brunswick Appalachians. *CIM bulletin, division of geology*, p. 43-51.
- Scholz, C.H. 2000 - Evidence for a strong San Andreas fault. *Geology*, 28: 163-166.
- Simard . M. Beaudoin . G. Bernard . J. et Hupé. A. 2006 - Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Miner. Deposita* 41:607-636.

- Sibson, R.H., 1992 - Fault-valve behavior and the hydrostatic– lithostatic fluid pressure interface. *Earth Sci. Rev.* 32: 141–144.
- Tchalenko, J. S. 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes. *GSA Bulletin* 81: 1625-1639.
- Townend, J. et Zoback, M.D. 2000 - How faulting keeps the crust strong. *Geology*, 28: 399-402.
- Townend J. et Zoback. M. D. 2004 - Regional tectonic stress near the San Andreas fault in central and southern California. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 31: L15S11.
- Tremblay, A., Faure, S. et Dubé, B. 1993 - Gold occurrences of the Rocky Brook-Millstream fault, northern Appalachians, New Brunswick. Dans *Current Research, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 93-1E*: 337-346.
- Vearncombe, J.R. et Holyland, P.W. 1995 - Rheology, stress-mapping, and hydrothermal mineralization – the example of structurally-controlled gold-antimony deposits in South Africa. *South African Journal of Geology*, 98: 415-429.
- Walsh, J.B., et Brace, W.F., 1984 - The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock, *J. Geophys. Res.*, 89: 9425-9431.
- Whalen, J.B., Mortensen, J.K. and Roddick, J.C., 1991 - Implications of U-Pb and K-Ar geochronology for petrogenesis and cooling history of the McGerrigle plutonic complex, Gaspé, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 754-761.
- Whyatt, J.K., Jenkins, F.M. et Larson, M.K. 1995 - In Situ Stress at the Lucky Friday Mine, Part 2: Analysis of Overcore Measurement from 5300 Level. U.S. Bureau of mines, Report of Investigations 9560, 36 p.
- Wilson, R. A., Burden, E. T., Bertrand, R. Asselin, E. et McCracken, A. D. 2004 - Stratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Late Ordovician to Middle Devonian Gaspé Belt in northern New Brunswick: evidence from the Restigouche area. *Can. J. Earth Sci.* 41: 527–551.
- Wiprut, D. et M.D. Zoback. 2000 - Constraining the full stress tensor in the Visund field, Norwegian North Sea: Application to wellbore stability and sand production. *Int. Jour. Rock Mech. & Mining Sci.* 37:317-336.
- Yardley, B., Gleeson, S., Bruce, S. et Banks, D. 2000 - Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70: 281-285.
- Zoback, M. D. et al. 1987 - New evidence for the state of stress on the San Andreas fault system. *Science*, 238: 1105 – 1111.
- Zoback, M.D. et Healy, J.H. 1992 - In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: Implications of the mechanisms of crustal faulting. *J. Geophys. Res.* 97: 5039-5057.