

Caractérisation des instabilités côtières dans le secteur de Port-Daniel-Gascons, Gaspésie, Québec



Catherine Cloutier, Jacques Locat & Pierre-Étienne Lord
Département de géologie et de génie géologique – Université Laval, Québec, QC, Canada
Réjean Couture
Commission géologique du Canada, Ottawa, ON, Canada

ABSTRACT

The Gaspésie railroad runs directly across an active rock slide along the coast of Baie des Chaleurs, Gaspésie. The volume is estimated at more than 500 000 m³. The rock cliff shows scars in the order of 1000 m³ associated with planar slides, which are all located within a more impressive scar with dimensions similar to the active rock slide. It has been observed from the DEM generated from an airborne LiDAR survey. In fall 2009, instruments have been installed in boreholes and on the slope surface to monitor this gravitational movement.

RÉSUMÉ

Le chemin de fer de la Gaspésie traverse un glissement rocheux actif en bordure de la Baie des Chaleurs, dont le volume est estimé à plus de 500 000 m³. Sur la pointe est de l'anse, quelques cicatrices de l'ordre de 1000 m³ sont situées à l'intérieur d'une cicatrice de dimension plus importante et similaire au glissement actif. Un levé LiDAR aéroporté a permis de mettre en évidence certaines structures qui étaient jusqu'ici passées inaperçues. À l'automne 2009, une série d'instruments en forage et en surface a été mise en fonction afin d'effectuer un suivi du glissement.

1 INTRODUCTION

La côte de la Baie des Chaleurs en Gaspésie montre par endroit de hautes falaises rocheuses générées par l'érosion côtière et marquées de divers signes d'instabilités. C'est le cas d'une section de la côte de l'anse à Pierre-Loiselle située dans la municipalité de Port-Daniel-Gascons (figure 1) qui exhibe une falaise de 60 mètres de hauteur. La présence d'un glissement actif couvrant un secteur de 200 x 200 mètres y est connu depuis 1988 (Génilab BSLG Inc. 1988). Depuis, plusieurs cicatrices de glissements rocheux de diverses dimensions ont été repérées à proximité (figure 1).

Le glissement de Gascons menace l'intégrité d'une portion d'une longueur de 200 mètres du chemin de fer de la Gaspésie. La compréhension des mécanismes impliqués dans cette instabilité est essentielle à la mise en place et à la validation d'un système de surveillance à distance.

Cet article décrit la géologie et la morphologie du secteur en tentant de lier les observations à la compréhension de la cinématique du mouvement. Certaines observations viennent s'appuyer sur des données acquises par l'instrumentation installée à l'automne 2009. Enfin, l'article débute avec une présentation du contexte général des travaux de recherche qui met en perspective les enjeux reliés à l'instabilité.

2 CONTEXTE GENERAL ET HISTORIQUE

Afin de comprendre les processus affectant la stabilité du secteur, le projet Gascons a été initié. Il vise deux

objectifs principaux : (1) la mise en place et la validation d'un système de surveillance à distance et (2) la compréhension des mécanismes de rupture associés à cette instabilité dans le but de réaliser une analyse du risque (voir Locat et al., cette conférence). Le site a d'abord été étudié en 1993 par une équipe de l'université Laval (Locat et Couture 1995b) qui a cartographié le réseau complexe de fractures et installé des tiges métalliques qui permettaient de faire un suivi des déplacements des fissures. Ces mesures ont été effectuées à plusieurs reprises en 1993 et, bien qu'il s'agisse d'une instrumentation rudimentaire, ils ont réussi à délimiter un compartiment dont les déplacements étaient plus importants [3 à 13 mm/mois]. Une section de ce bloc, nommé le Petit-massif, a atteint la rupture en juillet 1998 entraînant dans sa chute le remblai qui soutient la voie ferrée sur quelques mètres. Suite à cet événement, la voie ferrée est demeurée fermée le temps de construire un mur de soutènement en caissons de bois (figure 2).

En 2000, une cavité de deux mètres de diamètre s'est formée sous les rails lorsque le matériel du remblai s'est évidé dans l'une des fractures qui passent sous la voie. Occasionnellement, des ajouts de matériel sont nécessaires pour combler certaines dépressions mineures sous les rails et cela depuis longtemps avant même la première instrumentation dans les années 1990 (comm. pers. CN, 1993).

En 2008, un projet de recherche est confié à l'Université Laval pour développer un système de surveillance à distance. À l'automne 2009, une série d'instruments a été mise en place afin d'acquérir des informations sur (1) la position de la surface de rupture, (2) les déplacements associés aux diverses fissures, en

priorité celles du Petit-massif (3) l'intégrité du remblai et du mur de soutènement (4) les conditions d'eau

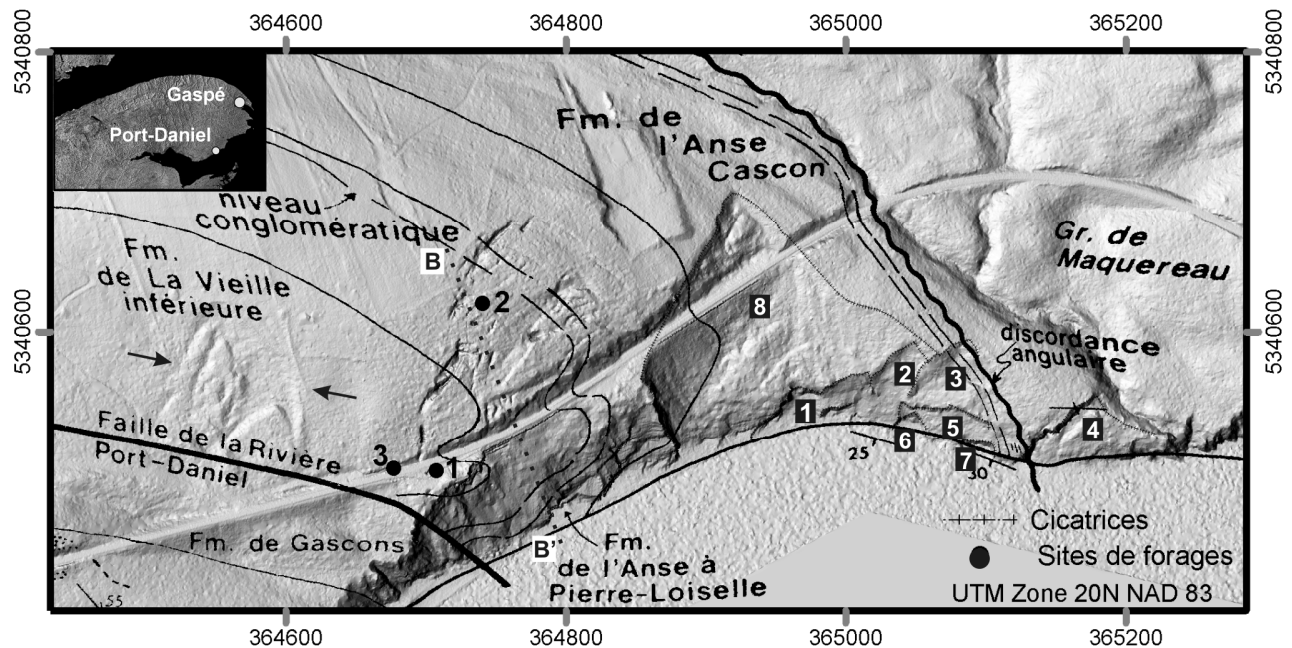


Figure 1. Modèle de terrain avec la carte géologique (modifiée de Bourque et Lachambre 1980) superposée. À l'est, les cicatrices de la pointe au Maquereau sont numérotées de 1 à 8 en blanc sur fond noir. Positionnement de la coupe géologique B-B' en tireté (figure 5) (encadré: © Ressources naturelles Canada. Tous droits réservés).

souterraine et (5) les conditions météorologiques. Trois types de suivis sont effectués. Le premier est un suivi manuel qui consiste à mesurer avec un ruban extensométrique des couples de tiges métalliques et à suivre les déplacements en profondeur avec un inclinomètre traditionnel. Deuxièmement, une série d'appareils électroniques reliés à un système d'acquisition permet d'obtenir des informations relatives aux mouvements et aux conditions hydrogéologiques à une fréquence élevée. Il s'agit d'appareils en forage (piézomètres, chaîne de capteurs «ShapeAccelArray ou SAA») et en surface (fissuromètres et clinomètre). Enfin, le dernier type de suivi est effectué par satellite radar (PTA-InSAR) sur des réflecteurs en coin (voir Couture et al., cette conférence).

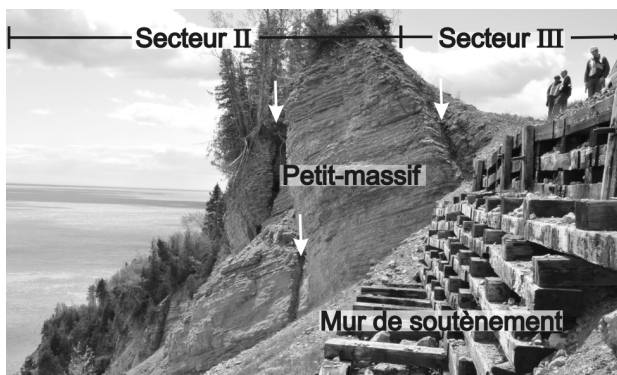
Figure 2. Vue vers l'ouest du Petit-massif en 2009 et du mur de soutènement construit en 1998. Les flèches pointent des fissures et les secteurs sont décrits à la section 4.1.

L'instrumentation présentement en place n'agit pas encore en tant que système de surveillance à distance. Il s'agit plutôt d'un système d'observation du massif, qui permet de réunir les données nécessaires à l'étude détaillée de la cinématique du mouvement. Au moment de rédiger ces lignes, les données sont acquises à distance, mais le suivi des déformations n'est pas encore automatisé. Une fois le comportement du massif cerné, des critères d'alertes pourront être établis et le passage de l'observation à la surveillance sera amorcé.

3 GEOLOGIE

La géologie du secteur a été étudiée par Bourque et Lachambre (1980) qui ont identifié deux éléments géologiques qui délimitent de part et d'autre le secteur instable de l'anse à Pierre-Loiselle. Il s'agit à l'ouest de la faille de la rivière Port-Daniel et à l'est d'une discordance angulaire marquant la limite entre des roches du Silurien et du Cambrien. Les deux éléments géologiques sont délimités sur la carte de la figure 1 (modifiée de Bourque et Lachambre 1980).

Le site de Gascons est constitué de roches sédimentaires associées à trois formations faisant partie du groupe de Chaleurs: Cascon, l'Anse à Pierre-Loiselle (APL) et la Vieille inférieure (La Vinf). La formation de



Gascons et le groupe de Maquereau sont situés à l'extérieur des limites géologiques nommées précédemment (discordances et faille).

La formation de Cascon est visible à la base de la falaise et est constituée de bancs de grès en alternance avec des lits de mudstone. Les grès ont des épaisseurs entre 10 et 50 cm et sont fortement bioturbés par endroits. Quelques lits conglomératiques sont présents. Un niveau à mudstone verdâtre à nodules calcaires est utilisé comme unité repère.

La formation de l'Anse à Pierre-Loiselle (APL) compose la majeure partie de la falaise rocheuse instable, où elle a une épaisseur de 60 mètres. À sa base, elle est constituée de bancs de grès fin calcaireux en alternance avec des mudstones arénacés et bioturbés. Les lits ont une épaisseur de 3 à 20 cm et établissent la transition entre la formation de Cascon et de l'APL. Les mudstones deviennent ensuite plus présents et contiennent de 30 à 80% de nodules calcaires et quelques grands coraux coloniaux et stromatopores.

En son centre, cette formation est marquée par une unité de conglomérats et de grès constitués de grains de quartz, de feldspath et de chert avec une matrice calcaireuse. Ensuite, la formation est constituée essentiellement de mudstones noduleux, dont certains bancs sont non-calcaireux avec des épaisseurs de 3 à 10 cm. À son sommet, elle présente des caractéristiques de la formation de la Vieille inférieure, avec une abondance de *Costistricklandia gaspensis* et une biolithite à coraux halysitidés de 90 cm. La présence de pyrite et de veines de calcite explique l'altération orangée (oxyde de fer) qui caractérise les faces des fissures.

La formation de la Vieille inférieure (La Vinf) n'est pas très répandue sur le site et se limite aux secteurs en altitude. Elle est présente dans le haut de la falaise et compose une partie du Petit-massif (figure 2). Elle est décrite comme une unité de calcilutite à nodules calcaires de 5 à 10 cm avec des interlits de mudstones et avec des stromatopores tabulaires, des coraux rugueux et coloniaux ainsi que des *Costistricklandia gaspensis*.

La pointe au Maquereau, qui délimite l'est de l'anse, est formée de roches métasédimentaires du groupe de Maquereau.

Puisque la formation de l'Anse à Pierre-Loiselle présente des caractéristiques des deux formations qui y sont adjacentes, les contacts ne sont pas francs et il est difficile de placer une délimitation sur le terrain.

Des carottes provenant de trois forages ont été analysées. Dans ces trois forages, la formation de la Vieille inférieure a été observée au-dessus d'un banc de haute densité en fossiles, associé à la biolithite de la formation de l'APL. Enfin, l'unité conglomératique a été repérée dans tous les forages, mais n'a pas été vue dans la falaise possiblement à cause de la présence des débris d'éboulis.

Il est intéressant de noter qu'à différents niveaux, les strates présentent des surfaces de glissements polies fort probablement créées lors de la formation de la faille de la rivière Port-Daniel. De telles surfaces peuvent donc

fournir une résistance au cisaillement du massif proche des valeurs résiduelles.

4 DESCRIPTION DES INSTABILITES

Les instabilités du secteur peuvent être regroupées en deux types, instabilités actives et passives (cicatrices de mouvement). Dans un premier temps, le glissement actif instrumenté est décrit et dans un deuxième temps, les cicatrices repérées à proximité sont présentées.

4.1 Glissement actif

La masse rocheuse impliquée dans le mouvement est estimée à 500 000 m³ (Locat et Couture 1995a) et est subdivisée en trois secteurs délimités à la figure 8. Le secteur II (figure 2) est une falaise de 63 mètres de hauteur, inclinée entre 40 et 60° et dont le pied se termine dans la mer. Dans certaines sections de la falaise, les strates sédimentaires sont visibles alors qu'ailleurs dans d'autres des débris d'éboulement cachent la roche en place. Les strates de la formation de l'Anse à Pierre-Loiselle sont orientées sud-est dans la falaise avec un pendage de 23° vers le sud-ouest, donc vers la mer. Cette morphologie est favorable à une érosion différentielle qui découpe le rivage en forme de dents de scie selon les propriétés mécaniques et les caractéristiques structurales des formations. Les strates formées de roches plus friables se détériorent plus rapidement que leurs voisines plus résistantes. Cette érosion mène à la formation de surplombs instables pouvant localement entraîner des chutes de blocs et l'éventuel recul de la falaise.

Au bas de la falaise, approximativement à trois mètres au-dessus du niveau de la mer, un suintement est visible sur une largeur de cinq mètres. Cette résurgence est alignée avec le mur de soutènement construit suite à l'éboulis de 1998 (figure 2) et pourrait correspondre à un drainage souterrain localisé le long de fissures enfouies sous le remblai.

Le nom Petit-massif réfère à une section de la falaise à l'ouest du mur de soutènement dont une partie est plus élevée que la voie ferrée. Plusieurs fissures verticales sont présentes près du Petit-massif, mais ne sont pas visibles sur le modèle de terrain. La figure 2 en présente quelques unes qui sont pointées par des flèches blanches. Le Petit-massif chevauche les secteurs II et III.

Le secteur III (figures 2 et 8) est un replat sur lequel est construite la voie ferrée. À l'ouest de l'instabilité, ce replat fait une vingtaine de mètres de largeur et est traversé par trois fissures sub-verticales ouvertes de 20 à 70 cm. En amont de la voie ferrée, la pente est de 45° et a une hauteur de cinq à vingt mètres. Puis, la pente s'adoucit jusqu'à environ 15° dans la partie amont qui constitue le secteur I.

Le secteur I est une forêt dans laquelle d'importantes fissures et linéaments ont été cartographiés jusqu'à une distance de 115 mètres au nord du chemin de fer. La zone considérée active est particulièrement bien délimitée par un réseau de fractures sub-verticales et

profondes de plusieurs mètres. Ce réseau intense de fractures ainsi qu'un pendage général des strates vers la mer assurent ainsi un drainage efficace de cette portion du massif rocheux.

Les fissures délimitant l'ouest du mouvement de terrain sont plus ouvertes que celles à l'est, laissant croire que le mouvement global ne s'effectue pas nécessairement dans le sens du pendage maximal du litage.

4.2 Cicatrices

Sur la pointe au Maquereau, la côte change de direction pour s'orienter est-sud-est. Ainsi, la direction de la côte se rapproche de celle du litage de telle sorte que le pendage des strates est dans la même direction que la pente du talus, favorisant les glissements planaires. En tout, huit cicatrices ont été dénombrées (figure 1) et semblent s'être produites le long d'un plan conforme au litage (i.e., rupture planaire). Les escarpements latéraux de ces glissements sont tous orientés de façons similaires, laissant supposer un contrôle structural de leur géométrie. Il est à noter que pour plusieurs cicatrices l'escarpement latéral gauche est absent. Les dimensions des cicatrices numérotées de 1 à 7 sur la figure 1 varient de 1000 à 20 000 m³ et elles sont situées à l'intérieur d'un amphithéâtre de dimensions beaucoup plus importantes et dont la géométrie s'apparente au glissement décrit à la section 4.1.

L'amphithéâtre le plus important est associé à une cicatrice ancienne présente avant la construction du chemin de fer dans les années 1920 (numéro 8, figure 1). Elle est située immédiatement à l'est du glissement actif et la voie ferrée la traverse sur 124 mètres. Dans cette section, le remblai est contenu par un mur de soutènement. Le modèle de terrain permet de constater que le remblai vient remplir une partie de la dépression causée par ce glissement.

Il est difficile de le dater, mais il pourrait avoir été initié à un moment où le niveau marin relatif était plus élevé qu'aujourd'hui, possiblement lors du niveau maximum qui semble être aux environs de 60 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer (Syvitski 1992). Au sommet de cette cicatrice ancienne, des blocs semblent avoir subi un faible déplacement faisant en sorte qu'ils n'ont pas été évacués complètement de la zone de glissement.

À la connaissance des auteurs, cette cicatrice n'avait jamais été identifiée, ni par l'observation des photographies aériennes, ni même sur le terrain. C'est le levé LiDAR aéroporté réalisé à l'automne 2009 qui a permis son observation. Sa similitude avec le glissement présentement actif est frappante, tant par sa géométrie que par ses dimensions. Elle s'apparente à une rupture par dièdre. La végétation a complètement recouvert la cicatrice, sauf où d'autres mouvements plus récents se sont produits, numérotés de 1 à 7 sur la figure 1.

L'analyse des photographies aériennes permet d'affirmer que les glissements 3 et 4 (figure 1) sont survenus avant 1934, alors que la cicatrice numérotée 2

est apparue entre 1948 et 1963. La cicatrice 3 n'est pas visible sur les photographies aériennes, car elle est couverte de végétation. Le glissement 4 au contraire ne s'est jamais reboisé et est facilement repérable sur chacune des photographies. Sa cicatrice est remplie de débris, qui sont des blocs rectangulaires dont les plus petits ont une quinzaine de centimètres de côté alors que les plus grands sont de l'ordre du mètre.

À l'ouest du glissement étudié, un autre type de formes linéaires est observé sur le modèle de terrain (figure 1, pointé par des flèches), qui laisse croire que d'autres portions du territoire sont aussi sujettes à des instabilités. Le terrain semble avoir été soumis à un mouvement gravitaire qui s'est stabilisé. Cette partie est boisée. Cette indication d'instabilité n'avait pas été reconnue avant l'obtention des données LiDAR aéroporté.

5 MORPHOLOGIE DES LINEAMENTS ET STRUCTURE

5.1 Analyse structurale

La roche sédimentaire formant les côtes de l'anse-à-Pierre-Loiselle est fortement fracturée à diverses échelles. L'analyse présentée ici est effectuée sur les discontinuités aux niveaux des strates ou de plusieurs states, mais n'inclut pas les grandes fractures ouvertes et linéaments qui sont traités à la section suivante. La morphologie des instabilités du secteur est fortement influencée par les familles de discontinuités. La famille la plus évidente correspond au litage et a un pendage et une direction du pendage de 23/193°. Deux autres familles principales sont orthogonales au litage et découpent les strates sédimentaires, il s'agit des familles A et B toutes deux à fort pendage. La famille A se divise en deux sous-groupes, résultant de l'inversion de la direction du pendage.

Deux autres familles secondaires de joints sont identifiées, les familles D et E. La dernière comporte peu de données. La famille C est similaire à la famille B, mais elle se démarque clairement lors de l'étude des grands linéaments. Ainsi, elle est considérée comme une famille à part entière. Le stéréogramme de la figure 3 et le tableau 1 présentent ces familles de discontinuités.

5.2 Familles de linéaments

Les linéaments dont il est question dans cette section regroupent les grandes fractures ouvertes, les dépressions linéaires et les escarpements des cicatrices de glissements. Ces structures sont classées en quatre familles, décrites au tableau 2 et représentées sur une rosette à la figure 4. Ces groupes peuvent être reliés aux familles de discontinuités mentionnées à la section précédente.

Les grandes fractures ouvertes permettent de poser des limites au glissement. Le glissement est délimité par les membres des familles 1 à l'est, ainsi que 2 et 3 au nord-ouest. Le même agencement se répète pour la

grande cicatrice et pour les plus petites de la pointe au Maquereau. Les groupes de linéaments sont associés aux familles de discontinuités A, B, C et D

6 ÉTUDE DES INSTABILITES

6.1 Mécanismes de rupture

Les secteurs décrits à la section 4.1 (figure 8) sont soumis à différents types de rupture. Dans le massif en général, il semble se former une rupture planaire et une décompression du massif. L'analyse cinématique montre qu'une rupture serait possible avec le litage comme surface de rupture, si la direction de pendage de la côte est modifiée pour se rapprocher de la direction du

	Nombre d'éléments	Pendage(°)	Direction du pendage (°)
S0	43	23	193
Famille A	53	80	121
Famille B	52	72	026
Famille C	9	79	348
Famille D	15	76	089
Famille E	12	74	187

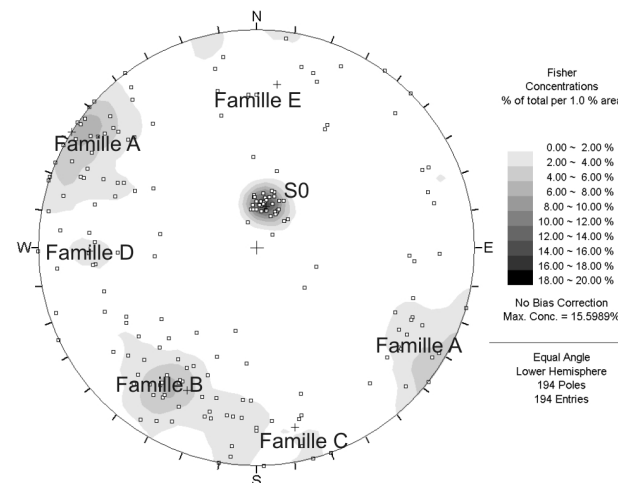


Figure 3. Stéréogramme des pôles des familles de discontinuités (hémisphère sud)

pendage du litage. Les familles A, B et D correspondent aux fractures latérales.

Dans la falaise, les blocs désarticulés semblent se détacher pour former des éboulements rocheux, dont le mécanisme serait associé à du basculement et à des ruptures par dièdres évoluant finalement en chutes de blocs. Les ruptures par basculement sont associées aux familles A et C et se produisent sur le plan formé par le litage. Les ruptures par dièdres sont possibles avec plusieurs couples de discontinuités, selon l'inclinaison du

talus qui varie entre 40 et 70°. Les couples les plus sensibles à la rupture par dièdre sont formés par le litage et la famille de discontinuités D et par les familles de discontinuités B et E.

6.2 Analyse de la cinétique globale

Aucun des mécanismes mentionnés ne peuvent expliquer une rupture de dimensions aussi importantes que celle qui est présentement en cours. Ainsi, il est fort probable que le mouvement implique plus d'un type de mécanismes. L'une des hypothèses proposée implique une rotation de la masse en mouvement. Le glissement planaire ne peut se produire pleinement selon la direction du pendage du litage. En fait, les couches sont plissées en bordure de la faille de la rivière Port-Daniel et le pendage des strates se renverse vers l'intérieur du talus. Tableau 2. Caractéristiques des structures linéaires visibles sur le modèle de terrain.

Groupe de linéaments	Famille de discontinuités associées	Nombre d'éléments	Orientation moyenne (°)	Écart-type (°)
1	Famille B	7	125	8
2	Famille A	17	042	8
3	Famille D	13	007	13
4	Famille C	7	078	9

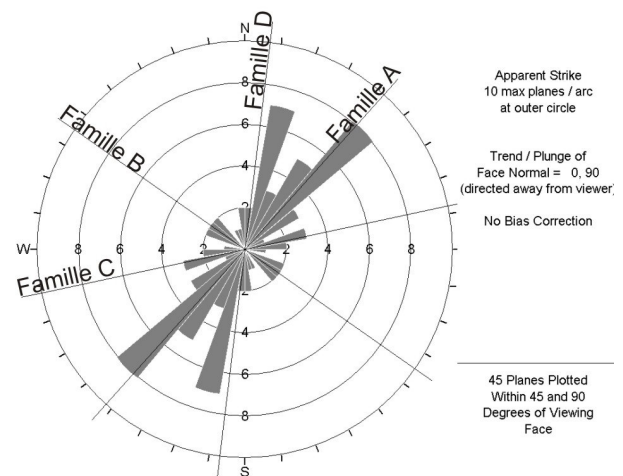


Figure 4. Rosette présentant l'orientation des linéaments et les familles auxquelles ils sont associés.

Ainsi, le mouvement est contraint vers le sud-ouest où ce secteur forme une sorte de butée contre la rupture planaire. Pour compenser, la masse effectue une rotation horaire. Cette rotation peut expliquer que les fractures à l'ouest sont plus ouvertes que celles à l'est

Une seconde hypothèse émise associe les mouvements à un mécanisme composite entre une rupture par dièdre et planaire. Le dièdre serait formé avec les discontinuités de la famille D et le litage. Les

familles A et B contrôlent l'extension du glissement en formant des ruptures par tension.

Pour le moment, encore plusieurs questions demeurent sans réponse. Une analyse plus détaillée des données récemment acquises est nécessaire pour faire la lumière sur les mécanismes permettant de mettre en mouvement cette masse rocheuse et leur rôle respectif. A ce propos, le positionnement de la surface de rupture est une information essentielle à obtenir pour cerner la cinématique des compartiments impliqués dans le mouvement global.

6.3 Surface de rupture

L'un des objectifs fixés lors de l'instrumentation de l'instabilité était de localiser la surface de rupture. À ce jour, les déplacements enregistrés par la chaîne de capteurs SAA permettent de déterminer sa profondeur au site de forages 2, situé en amont du mouvement (figure 1). En fait, les déplacements au-dessus de 23 mètres sont plus importants (10 mm) que ceux des capteurs inférieurs qui sont quasiment nuls (2 mm). La surface de rupture serait à une profondeur de 23 mètres, ce qui la situe à l'intérieur de l'unité de conglomérat alterné avec des couches de mudstone très fragiles, tel qu'illustré sur la coupe de la figure 5. À ce moment, il n'est pas possible de positionner la surface de rupture avec certitude au site de forages 1 situé au niveau de la voie ferrée.

La surface de rupture est considérée conforme au litage et donc inclinée à 23°, dans une direction de 193°. En suivant ce raisonnement la surface de rupture serait à une profondeur approximative de 25 mètres en bordure de la voie ferrée le long du profil BB' (figure 1 et 5).

Sur l'une des faces du Petit-massif, il est possible d'observer des discontinuités formant des échelons (figure 6). Comme la structure locale est représentative de la géométrie du glissement, il est fort probable que cette structure soit associée à la rupture générale. Si c'est le cas, l'épaisseur de la zone instable est probablement plus importante en aval qu'en amont.

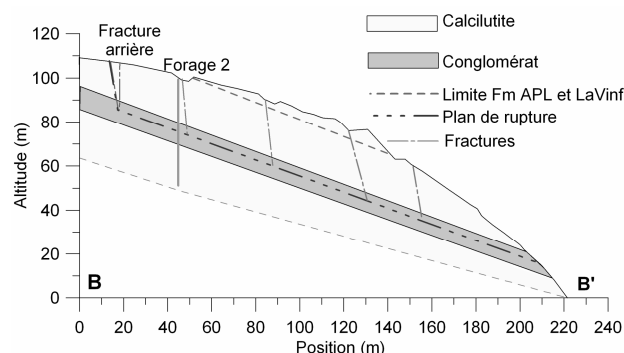


Figure 5. Coupe géologique BB' (voir figure 1 pour localisation). Les fissures observées en surface ont été prolongées jusqu'au plan de rupture estimé.



Figure 6. Formes en échelons (traits pointillés). Le fissuromètre 1 se referme depuis son installation. Les flèches indiquent les déplacements mesurés sur les tiges extensométriques, EX5, 6 et 7 (vue vers l'ouest).

6.4 Conditions hydrogéologiques

L'impact du réseau de fractures sur les conditions hydrogéologiques est encore peu connu. Aux trois sites de forages (figures 1 et 8), trois piézomètres à corde vibrante ont été installés à l'intérieur d'un même forage. Ces piézomètres fournissent des éléments cruciaux permettant d'évaluer les niveaux relatifs de la nappe phréatique entre la zone du glissement et celle intacte. Les résultats préliminaires tendent à souligner une différence dans les conditions hydrogéologiques, puisque l'on observe un changement d'environ dix mètres entre le niveau de la nappe phréatique des sites 1 (dans le glissement) et 3 (à l'extérieur du glissement) lesquels ne sont distants que de 31 mètres en surface.

Au mois d'avril 2010, suite à un épisode de pluie et à un réchauffement auquel est associée la fonte des neiges, un des piézomètres du forage situé en amont du massif a indiqué une augmentation de neuf mètres du niveau d'eau (en équivalent pression). Cette mesure indiquerait un niveau piézométrique temporairement au-dessus de la surface de glissement.

Le comportement des piézomètres au site 2 est particulier. Comme il est montré à figure 7, le piézomètre le plus en surface (P1) est situé juste au-dessus du plan de glissement et il mesure un niveau d'eau à peu près constant. Au contraire, les deux piézomètres situés sous la surface de glissement montrent une variation importante des pressions d'eau. Le P1 n'est pas soumis aux mêmes variations de pressions d'eau que P2 et P3 ce qui laisse supposer que la surface de rupture influence l'écoulement de l'eau (Binet *et al.* 2007).

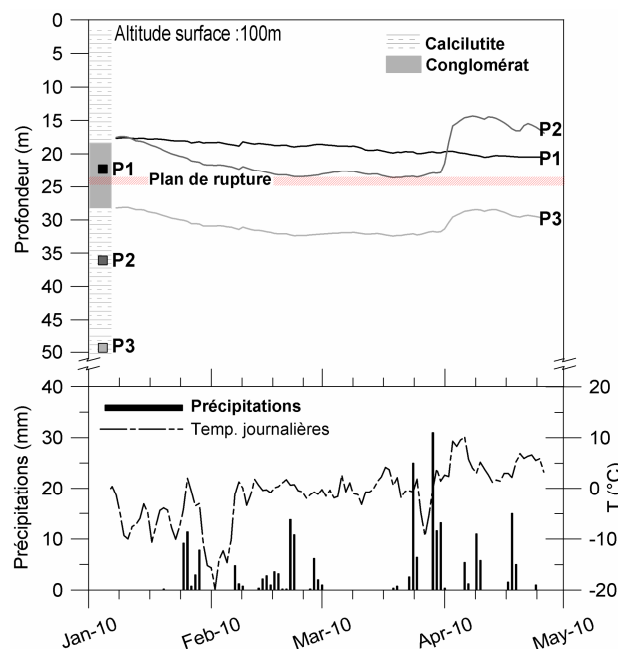


Figure 7. Niveaux piézométriques des piézomètres 1, 2 et 3 du site de forages 2 et précipitations (cumulées sur 24 heures) et températures (moyenne 24 heures). La position de la surface de rupture est déduite des résultats du chapelet SAA dans un forage voisin.

Le suivi à long terme de l'ensemble des piézomètres ne fait que commencer et les données futures devraient permettre de mieux comprendre les variations de la nappe phréatique et son rôle sur la stabilité du talus et éventuellement sur les mouvements. Par contre, à ce même suivi devra s'ajouter une analyse et possiblement d'autres mesures sur le terrain visant à valider ces observations à l'ensemble du talus.

7 ANALYSE DES DEPLACEMENTS

Les déplacements associés à ce massif sont lents et sont de l'ordre du millimètre au centimètre par année. Les données présentement disponibles sont encore limitées. Les observations sur le mouvement du Petit-massif en 1993 et 1994 indiquaient que les vitesses de déplacements étaient de l'ordre de 3 à 13 mm/mois (Locat et Couture 1995b).

En juin 2009, des couples de tiges ont été installés en vue de mesurer leur espacement avec un ruban extensométrique qui peut détecter des variations sous le millimètre. Entre juin 2009 et mars 2010, une série de six mesures a été réalisée avec cet appareil. Les conditions du terrain, telles que l'épaisseur de neige et la présence de glace ont empêché certaines lectures. Les mesures, bien qu'elles soient échelonnées sur une courte période de temps, montrent des déplacements significatifs.

Les déplacements les plus importants sont ceux des fissures du secteur I (figure 8) orientées nord-est. Chacun des couples montrent un déplacement régulier dont la vitesse se situe entre 0.2 mm/mois à 2 mm/mois.

La fissure montrant les déplacements les plus importants est celle des tiges EX14 et 15 avec une ouverture de 19 mm en 9 mois (figure 8).

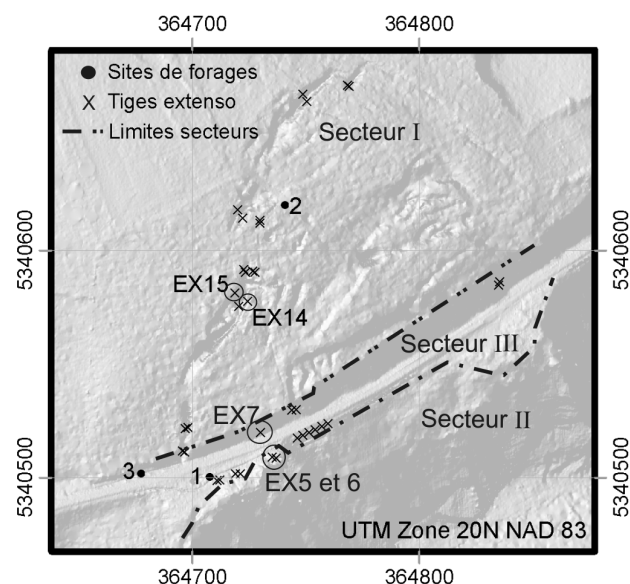


Figure 8. Réseau extensométrique, positionnement des sites de forages et délimitation des secteurs décrits à la section 4.1.

Les couples situés dans les fissures près de la voie ferrée (secteur III) ne montrent pas tous des comportements réguliers. Trois tiges indiquent des déplacements significatifs. Il s'agit de EX5, 6 et 7 indiqués aux figures 6 et 8.

En novembre, six fissuromètres à corde vibrante ont été installés dans le Petit-massif et en bordure de la voie ferrée. Depuis, une lecture est enregistrée à toutes les heures.

Deux fissuromètres indiquent des ouvertures constantes de 1.4 et 1.6 mm sur une période de novembre à avril. Trois fissuromètres se sont refermés depuis leur mise en place de 1, 2 et 3.5 mm. Ce dernier fissuromètre est localisé sur la fracture amont du Petit-massif (figure 6). La fermeture de cette fracture peut résulter du basculement du bloc supérieur du Petit-massif. Cette dernière hypothèse permet, en partie, d'expliquer les déplacements observés sur le réseau extensométrique. Enfin, l'un des fissuromètres ne montre pas encore de mouvement significatif.

8 ALEA ET RISQUE

L'aléa est associé à la probabilité temporelle et spatiale d'occurrence d'une rupture complète ou partielle du massif rocheux. Pour le cas présent, le facteur de sécurité est déjà inférieur à l'unité, puisque le glissement est actif. L'aléa devra donc être défini pour divers secteurs, selon l'intensité du mouvement anticipé et ses conséquences sur l'évaluation de la rupture. Par

exemple, l'hypothèse principale associée au mouvement du compartiment supérieur du Petit-massif est une rupture par basculement (figure 6). Pour définir la probabilité que le centre de masse dépasse le pied du bloc et bascule, il faudra relier ce moment aux déplacements mesurés (Zvelebil et Moser 2001).

L'aléa est associé à la cinématique du mouvement et à la progression des déplacements qui peuvent accélérer ou ralentir. Ainsi, les déplacements ont une dépendance non linéaire en fonction du temps, qui peut résulter de phénomènes saisonniers tels que la fonte des neiges et de mécanismes de rupture à long terme (Crosta et Agliardi 2003). De plus, il est influencé par les paramètres qui font varier l'état des contraintes, dont l'érosion par la mer du bas de la falaise et les pressions interstitielles qui semblent être importantes en haut de talus. Tous ces paramètres devront être considérés pour effectuer une approximation de la probabilité d'occurrence d'une rupture donnée.

Deux événements qui ont portés atteinte à la voie ferrée sont répertoriés, soit la rupture partielle du Petit-massif de 1998 et un affaissement du remblai sous la voie ferrée en 2000. Ces événements ont causé l'arrêt temporaire du trafic ferroviaire en plus de nécessité des travaux. Ainsi, même une rupture partielle en aval de la voie ferrée a des conséquences sur l'intégrité de la voie ferrée. Si une telle rupture est correctement anticipée, elle pourra être prise en compte pour les opérations ferroviaires et la sécurisation du secteur.

9 DISCUSSION

L'analyse du glissement rocheux de Gascons en est encore à ses premières étapes. La cinématique du glissement est complexe et semble faire intervenir plusieurs compartiments désarticulés et délimités par les grandes fractures sub-verticales. Les déplacements sont lents et ceux observés sur une période de moins d'une année sont significatifs.

Les lectures de l'inclinomètre installé à l'automne 2009 au site de forages 1 ne permettent pas encore de déceler des mouvements significatifs. Par contre, certaines indications permettent de poser des hypothèses quant à la localisation de la surface de rupture. Le forage traverse une cavité de près de deux mètres de 24 à 26 mètres de profondeur, indiquant que la zone au-dessus est en mouvement. Une zone hautement fracturée et située de 27 à 29 mètres de profondeur pourrait être associée à la surface de rupture. Enfin, il n'est pas écarté que plus d'un plan découpe le massif à diverses altitudes à proximité de la falaise. En fait, une zone très fragile constituée de mudstone est présente de 44.7 à 49.6 mètres et correspond à la même unité qui est reliée à la surface de rupture au site de forage 2.

Les pressions d'eaux exercées sur la surface de rupture apparaissent importantes à l'amont du glissement et plus faibles près de la falaise, ce qui laisse présager que le mouvement est peut être contrôlé non seulement par l'érosion en pied de talus, mais aussi par

une poussée de la masse mise en mouvement dans la partie amont du glissement.

Enfin, le suivi des déplacements sur une plus longue période permettra de mieux cerner la dynamique du mouvement. Une analyse en trois dimensions est nécessaire afin de cerner correctement les mouvements impliqués.

10 CONCLUSION

Le glissement de Gascons en Gaspésie implique un volume approximatif de 500 000 m³ de roche qui se déplace lentement et qui est traversé par un chemin de fer côtier. Immédiatement à l'est du glissement, une grande cicatrice ancienne similaire au glissement actif a été observée suite au levé LiDAR aéroporté. De nombreuses cicatrices de dimensions moins importantes recoupent cette cicatrice, là où la morphologie de la côte est susceptible aux glissements planaires.

Dans la falaise, certains compartiments rocheux semblent être soumis à du basculement et un éboulis semblable à celui de 1998 est envisageable. La rupture du massif global s'apparente à une rupture planaire, mais ce mécanisme ne permet pas d'expliquer correctement les déplacements observés.

L'instrumentation installée en 2009 permet d'acquérir des données sur les déplacements de surface et en profondeur, ainsi que sur les pressions d'eau. Toutes ces informations seront colligées pour déterminer les mécanismes de rupture impliqués et éventuellement pour déterminer l'aléa associé aux ruptures partielles et complètes de la falaise de l'anse à Pierre-Loiselle.

REMERCIEMENTS

Nous remercions nos partenaires financiers sans qui ce projet serait impossible : le ministère des Transports du Québec et le ministère de l'Éducation des Loisirs et du Sport du Québec. Nous tenons à souligner la participation de Transports Canada. Merci aux employés de la compagnie Measurand et à Pierre Therrien pour leur aide avec le développement, ainsi qu'à tous ceux qui ont participé aux travaux de terrain: Andrea Pedrazzini (Université de Lausanne), les étudiants du LERN, les gens de la Société des Chemins Fer de la Gaspésie et Stéphan Gravel. Merci à la compagnie Fournier et associés pour la réalisation des forages. Les auteurs remercient Didier Perret pour la révision de l'article, ainsi que le secteur des Sciences de la terre pour sa contribution (No. 20100061).

REFERENCES

Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C. and Guglielmi, Y. 2007. In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. *Geomorphology*, 86: 193-203.

- Bourque, P.-A., et Lachambre, G. 1980. *Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie*, Rapport ES-30, Direction de la géologie, Direction générale de la recherche géologique et minérale, Ministère de l'énergie et des ressources du Québec, Canada.
- Crosta, G.B. and Agliardi, F. 2003. Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Can. Geotech. J.*, 40: 176-191.
- Génilab BSLG Inc. 1988. Rapport 88805 Stabilité et crevasses pour le Bureau de la protection civile du Québec. Rimouski, Qc, Canada : 10, non publié.
- Locat, J. et Couture, R. 1995a. Analyse de la stabilité d'un talus rocheux à Anse-aux-Gascons, Gaspésie, Québec, *48e Conférence canadienne de géotechnique*, Vancouver, BC, Canada : 8.
- Locat, J. et Couture, R. 1995b. Rapport final : Analyse de la stabilité du massif rocheux au millage 30.5, Division de Chandler, Anse-aux-Gascons, Gaspésie, Québec. Groupe de recherche en Environnement et en Géo-ingénierie, Université Laval, non-publié.
- Syvitski, J.P.M. 1992. Marine Geology of Baie des Chaleurs. *Revue Géographie physique et Quaternaire*, vol. 46, n° 3: 331-348.
- Zvelebil, J. and Moser, M., 2001. Monitoring Based Time-Prediction of Rock Falls: Three Case-Histories. *Phys. Chem. Earth (B)*, Vol. 26, No 2: 159-167.