Ressources naturelles Canada	Natural Resources Canada

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA	GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA

LA GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

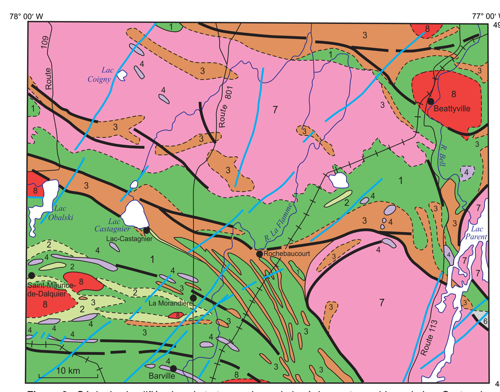


Figure 6. Géologie simplifiée du substratum rocheux de la région cartographique de Lac Castagnier. Adapté d'Avramtchev et Lebel-Drolet (1981), Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec–Ontario Geological Survey (1983) et Hocq (1989).

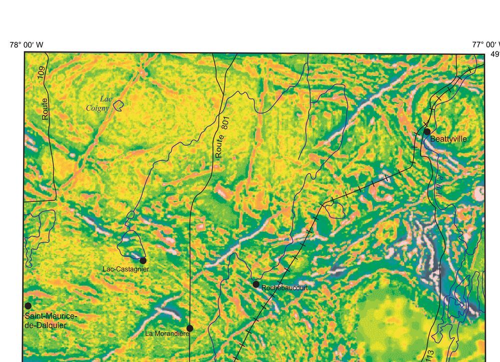


Figure 7. Carte de la dérivée première verticale du champ magnétique total de la région cartographique de Lac Castagnier. Adapté de Dion et Lefebvre (1996) par P. Keating et R. Dumont.

LITHOLOGIE

Les dix cartes des formations en surface qui composent la présente série s'insèrent dans la sous-province de l'Abitibi, une composante de la Province du lac Supérieur du Bouclier canadien, laquelle forme la plus grande étendue de granite et de «roches vertes» au monde. Presque tout le socle de l'Abitibi date de la période de l'Archéen de l'ère précambrienne. Dans la région cartographique de Lac Castagnier, cette période, qui comprend les plus vieilles roches de la Terre (environ 2,5 milliards d'années et plus), est représentée par sept unités (fig. 6). L'interprétation géologique présentée à la figure 6 utilise les unités lithologiques de la carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi (Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec–Ontario Geological Survey, 1983), les éléments structuraux de la carte lithotectonique de Hocq (1989), ainsi que des données tirées d'Avramtchev et Lebel-Drolet (1981). Des roches volcaniques mafiques (basalte et filons-couches gabbroïques; unité 1) constituent la lithologie la plus ancienne de la région cartographique de Lac Castagnier. Cette unité, dont la répartition couvre environ la moitié de la carte, se concentre surtout dans le coin sud-ouest, où elle se présente sous forme de bandes allongées du nord-ouest au sud-est. Des lentilles de roches volcaniques felsiques (unité 2), d'orientation semblable, s'insèrent dans la succession de roches volcaniques mafiques dans la région de La Morandière et des bandes de grauwacke, de siltstone et d'argilite (unité 3), toujours de même orientation, peuvent y être observées un peu partout dans l'ensemble de la carte. Les roches intrusives mafiques-ultramafiques (gabbro et diorite; unité 4) forment des intrusions ponctuelles qui n'occupent qu'une très faible superficie de la région cartographique. Les gneiss et granitoïdes gneissiques (unités 6 et 7) occupent une grande partie de la région et forment une large bande vaguement orientée nord-ouest–sud-est. Des intrusions massives (granite et autres granitoïdes; unité 8), de forme plus ou moins circulaire, occupent les environs de Saint-Maurice-de-Dalquier et de Beattyville. Des dykes de diabase d'âge protérozoïque, d'orientation prédominante nord-est–sud-ouest, recoupent, à peu près à angle droit, les roches archéennes et les systèmes de failles illustrés sur la carte de Lac Castagnier.

SIGNATURE MAGNÉTIQUE

L'épaisse couverture de sédiments argileux présente dans une grande partie de l'Abitibi ajoute à la difficulté de cartographier le substratum rocheux avec précision. Dans ces régions à faible densité d'affleurements rocheux, les géologues utilisent les résultats de levés aéromagnétiques pour compléter les données acquises par forage et par observation directe, qui se rapportent à la lithologie du substratum rocheux en profondeur. Les roches présentant une forte susceptibilité magnétique ressortent clairement sur les cartes aéromagnétiques. Cette propriété physique des roches est fonction de leur teneur en minéraux magnétiques et du caractère de ceux-ci. On a choisi de représenter la dérivée première verticale du champ magnétique total (fig. 7), laquelle permet la mise en évidence des sources magnétiques dans la croûte terrestre qui sont situées près de la surface. Ainsi, on observe que des lithologies comme les gabbros, les diabases et les formations de fer ressortent généralement de façon distincte, même si ces roches sont masquées en surface par des sédiments meubles. La mise en relation de la signature magnétique de certaines lithologies, surtout celles présentant des tracés linéaires, avec la répartition des unités de la carte des formations en surface fait ressortir des rapports intéressants. Même si les dykes de diabase de la région cartographique de Lac Castagnier sont peu évidents sur la carte des formations en surface, les anomalies aéromagnétiques qui leur sont associées sont distinctes et ceci, même dans la partie centrale de la carte, là où la couverture de dépôts quaternaires atteint de fortes épaisseurs en de nombreux endroits. Le dyke du lac Coigny, dans la partie nord-ouest de la carte, apparaît sur les photographies aériennes parce qu'il ressort de la plaine glaciolacustre. L'interprétation des données magnétiques est peu influencée par la présence de dépôts d'argile. Par ailleurs, lorsque ceux-ci atteignent de fortes épaisseurs, comme c'est le cas à certains endroits en Abitibi, leur présence nuit à l'interprétation des signaux électromagnétiques en provenance du substratum rocheux. En raison de leur forte conductivité, les dépôts d'argile peuvent masquer les signaux produits par des roches conductrices dans le substratum rocheux, comme celles qui renferment des sulfures massifs, et, par conséquent, diminuent l'efficacité des levés électromagnétiques.

DES GLACIERS QUI ÉRODENT

Au cours des deux derniers millions d'années, plusieurs glaciations ont façonné le relief de la région. Les glaciers ont arraché des débris au substratum rocheux; creusé, aplani et poli sa surface; et, enfin, transporté puis déposé des sédiments. L'empreinte glaciaire la plus distincte sur le paysage actuel est celle qu'a laissée le dernier glacier, disparu de la région il y a à peine 9 000 ans. Les preuves de son passage sont livrées non seulement par les sédiments meubles déposés lors de la fonte des glaces, mais aussi par les marques de rabotage et de polissage du substratum rocheux, dont certaines pourraient dater de glaciations antérieures. Les surfaces rocheuses de la sous-province de l'Abitibi ont en effet conservé un excellent registre des marques et des stries laissées par les glaciers. Par endroits, elles portent des stries qui se recoupent, indiquant ainsi des changements de direction dans le mouvement des glaces au cours des temps. Non seulement les écoulements glaciaires ont pu être de directions différentes d'une glaciation à l'autre, mais ils ont aussi pu varier autant en direction qu'en durée au cours d'une même glaciation. La recherche et le levé systématique de ces marques et de ces stries, ainsi que la détermination de leur ordre de succession, un travail exigeant échelonné sur plusieurs années, a permis de reconstituer la séquence des écoulements glaciaires qui est illustrée à la figure 8. Les travaux d'exploration minière fondés sur l'échantillonnage des sédiments glaciaires doivent donc tenir compte de la complexité des écoulements glaciaires qui se sont succédé à l'échelle régionale. L'interprétation correcte des principaux axes de transport glaciaire et de leur ordre de succession, ou séquence, était essentielle à la localisation des roches sources minéralisées en amont glaciaire.

LA SÉQUENCE DES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES

L'ordre de superposition des flèches à la figure 8 indique la suite chronologique des principaux écoulements glaciaires qui ont laissé leurs marques sur le substratum rocheux de l'Abitibi (Veillette, 1986, 1989, 1995, 1996, 1997). Les vestiges de l'écoulement le plus ancien, vers le sud–sud-est (écoulement n° 1), sont rares et n'ont été observés que dans l'extrémité nord-ouest de l'Abitibi. Cet écoulement pourrait dater d'une glaciation antérieure. Il se manifeste surtout par la présence d'erratiques de roches carbonatées provenant des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson dans les sédiments glaciaires situés à la base de quelques forages profonds (Veillette et al., 1989). Un écoulement subséquent vers le nord-ouest (écoulement n° 2), formé probablement lorsque les glaces ont envahi la région au début de la dernière période glaciaire à partir d'un centre d'englacement situé dans les hautes terres laurentiennes du Québec (Bostock, 1972) a laissé de nombreuses marques au nord de l'axe Joutel–Desmaraisville. Celles-ci sont recoupées par d'autres marques et stries qui témoignent d'un écoulement vers l'ouest ou le sud-ouest (écoulement n° 3) (Veillette et al., 1999). Lors de la déglaciation, le glacier s'est scindé en deux lobes le long d'une ouverture dont la trace est révélée dans le paysage actuel par une imposante forme de terrain d'orientation générale nord-ouest–sud-est dans la majeure partie de l'Abitibi, la Moraine d'Harricana (Prest et al., 1968; Veillette et al., 1992). De part et d'autre de cette ouverture, les écoulements étaient convergents, se dirigeant vers le sud-est à l'ouest du complexe interlobaire et vers le sud-ouest à l'est de celui-ci (écoulement n° 4). Enfin, avant la disparition complète du glacier, s'est produit un phénomène tardif de récurrence glaciaire (les crues de Cochrane). Les glaces se sont alors avancées vers le sud–sud-est (écoulement n° 5) dans le Lac glaciaire Ojibway en laissant une empreinte très nette sur le substratum rocheux et les dépôts d'argile du nord de l'Abitibi.

LES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES DANS LA RÉGION CARTOGRAPHIQUE DE LAC CASTAGNIER

Des écoulements glaciaires convergents vers la Moraine d'Harricana (écoulement n° 4), en direction du sud-est à l'ouest de la moraine et du sud-ouest à l'est de celle-ci, marquent la déglaciation de la région cartographique de Lac Castagnier. L'écoulement antérieur (n° 3) était aussi dirigé vers le sud-ouest dans l'ensemble de la région cartographique, ce qui, de ce fait, rend difficile sa distinction de l'écoulement convergent (n° 4) de direction semblable, à l'est de la Moraine d'Harricana. Ce n'est qu'à l'ouest de ce complexe morainique que l'ordre de succession des écoulements n° 3 et n° 4 devient évident. De part et d'autre de la Moraine d'Harricana, dans la région de Landrienne et ailleurs au voisinage de la moraine, on peut observer d'excellents exemples de surfaces striées affichant des relations de recoupement, ce qui témoigne de l'appel au vide exercé par la moraine. Tremblay (1950) fut le premier à signaler cette situation dans la région de Landrienne. Le roc de la partie centrale de la carte de Lac Castagnier est recouvert d'une couche quasi continue d'argile glaciolacustre, laquelle rend compte du peu de mesures de marques d'écoulement glaciaire obtenues dans ce secteur.

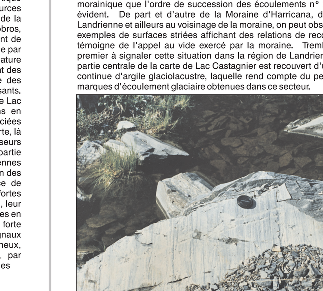


Figure 9. Surface striée révélant une seule orientation d'écoulement glaciaire. Photo : GSC 2004-070

LES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES

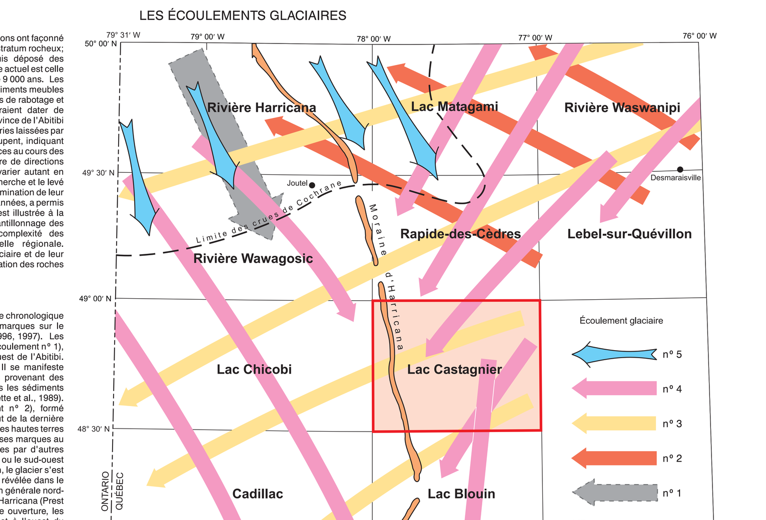


Figure 8. La séquence des écoulements glaciaires en Abitibi.

LES MARQUES D'ÉCOULEMENT GLACIAIRE

Il s'agit ici de marques laissées sur le substratum rocheux par l'action érosive des glaciers. Les stries, cannelures et autres marques du passage des glaciers inscrites sur les surfaces rocheuses résultent de la pression d'outils rocheux emprisonnés dans les couches basales des glaciers en mouvement et traînés sur le substratum rocheux. Certaines de ces marques peuvent fournir les indices nécessaires à établir le sens du mouvement du glacier qui les a produites.

Les surfaces striées qui révèlent une seule orientation d'écoulement glaciaire

Ces surfaces abondent en Abitibi et les stries qu'elles portent résultent du dernier écoulement glaciaire d'importance régionale. Celles-ci ne montrent qu'une seule orientation dominante comme l'illustre un affleurement de la région de Landrienne (fig. 9) où un sens du mouvement du glacier vers 200° a pu être déterminé. Sur certaines surfaces parfaitement horizontales, il est parfois difficile ou impossible de préciser le sens du mouvement du glacier faute de microformes indicatrices. On doit alors déduire le sens du mouvement à l'aide d'indices relevés dans le paysage rocheux environnant, comme ceux que nous fournissent, par exemple, les roches moutonnées et d'autres microformes d'écoulement glaciaire.

Les surfaces striées qui révèlent deux orientations d'écoulement glaciaire ou plus

La présence de deux générations de stries ou plus sur un même affleurement, ordonnées dans une séquence chronologique distincte, avec les plus jeunes inscrites sur les surfaces supérieures des affleurements et les plus anciennes inscrites à l'abri de bosses rocheuses (à l'aval glaciaire par rapport aux écoulements subséquents), fournit des données ponctuelles quant au changement de direction de l'écoulement des glaces. Les affleurements qui comportent des surfaces sur lesquelles peuvent être identifiées des stries affichant deux orientations ou plus sont beaucoup plus rares que ceux dont les surfaces striées ne définissent qu'une seule orientation d'écoulement. Une micropotographie favorable à l'échelle des affleurements rocheux est nécessaire à la préservation de stries témoignant d'écoulements antérieurs. Les relations qui existent entre les surfaces porteuses de stries d'orientations variées sur un même affleurement nous permettent de déterminer l'ordre de formation de celles-ci. En combinant les résultats de plusieurs affleurements de ce type, il est alors possible de reconstituer la séquence des écoulements glaciaires dans une région. Pour mener à bien cette tâche, il s'agit d'abord de repérer, d'examiner et de décrire les affleurements rocheux dont la morphologie est favorable à la préservation de marques d'écoulement d'orientations et d'âges différents, de mesurer l'azimut des différentes marques sur les surfaces striées, puis de reporter ces données sur carte. Ces levés exigent un travail minutieux de recherche sur le terrain et ont été réalisés systématiquement pour une grande partie du nord-ouest québécois et du nord-est ontarien (Veillette et McClenaghan, 1996).

Dans la région cartographique de Lac Castagnier, les surfaces striées montrant de bons exemples de relations de recoupement sont rares, puisque les écoulements anciens et ceux plus jeunes ont toujours été dirigés vers le sud-ouest. C'est pourquoi l'exemple utilisé à la figure 10 est tiré d'un secteur situé à l'ouest de la Moraine d'Harricana, dans la région cartographique attenante de Lac Chicobi. Dans cette photo, deux générations de stries sont nettement distinctes sur un affleurement de roches volcaniques felsiques situé sur les rives du lac Macamic; les stries d'un premier écoulement (n° 3) vers 240° sur un plan incliné (demie gauche de la photo, boussole alignée dans cette direction) ont été protégées de l'érosion associée à un deuxième écoulement (n° 4), vers 160°, dont les stries fines occupent le sommet de l'affleurement (boussole dans la partie droite de la photo). Une arête nette témoignant d'une troncature sépare les deux surfaces striées. L'érosion active des berges argileuses du lac à cet endroit et l'absence d'altération météorique des surfaces striées laissent croire que l'affleurement est exposé depuis peu à l'érosion subaérienne.

Figure 10. Recoupement de surfaces striées révélant deux orientations d'écoulement glaciaire. Photo : GSC 205010-H

LE TRANSPORT GLACIAIRE

UN GLACIER QUI TRANSPORTE DES MATÉRIAUX

Le glacier prend en charge et redistribue fragments rocheux, gravier, sable et argile. Lorsque ces matériaux proviennent de lithologies facilement distinguables, ils peuvent constituer des traceurs fiables du transport glaciaire sur de longues distances. On trouve au nord-ouest et au nord-est de l'Abitibi (fig. 11 A et B) de telles lithologies caractéristiques qui nous renseignent sur le mouvement des glaces et nous permettent de réaliser des études sur le transport glaciaire dans la région. Les erratiques provenant du nord-ouest, qui nous renseignent sur les écoulements n° 4 et n° 5, sont constitués de roches carbonatées du Paléozoïque de la Plate-forme d'Hudson ainsi que de roches sédimentaires du Protérozoïque de la Province de Churchill présentes dans les îles Belcher, dans le sud-est de la baie d'Hudson. Les erratiques en provenance du nord-est, formés d'une variété de roches sédimentaires (dolomie, conglomérat, argilite et quartzite) du Protérozoïque du bassin de Mistassini (Caty, 1976; Beaudry, 1994), sont utilisés pour l'étude des écoulements n° 3 et n° 4. Ces erratiques de lithologies caractéristiques permettent d'établir des relations directes avec la séquence des écoulements glaciaires révélée par l'examen des stries et d'élaborer des modèles régionaux du transport glaciaire. À une échelle plus locale, dans l'optique d'exploration minière par exemple, certains éléments chimiques, minéraux lourds ou fragments de lithologies caractéristiques, redistribués sur de courtes et de moyennes distances, peuvent mener à la détection et à la localisation de roches sources minéralisées (Averill, 1978; LaSalle et Henry, 1987; Veillette et al., 1989). Une attention spéciale a été accordée à l'étude de la dispersion des matériaux de roches carbonatées du Paléozoïque, aussi bien dans les tills que dans les sédiments glaciolacustres, en raison de leur intérêt comme traceurs, mais aussi à cause de leur pouvoir tampon à l'égard des précipitations acides. L'utilisation de sédiments carbonatés à grain fin dans l'atténuation des effets des résidus miniers acides et leur traitement est d'un intérêt particulier pour l'industrie minière en Abitibi (D. Bouchard, Géodofor Inc. rapport inédit préparé à l'intention de Minéraux Noranda, Division Matagami, 1992; Veillette et al., 1989).

La presque totalité du carbonate de calcium présent dans les tills et les argiles de l'ouest de l'Abitibi provient des calcaires et des dolomies du Paléozoïque des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson (écoulements glaciaires n° 4 et n° 5). La seule source locale de calcaire dans le substratum rocheux est limitée à un petit lambeau de calcaires paléozoïques au lac Waswanipi, dans l'est de la région; sa dispersion vers le sud-ouest à partir de cette source est nettement associée aux écoulements n° 3 et n° 4. À ces dépôts mis en place par le glacier, viennent s'ajouter des apports de sédiments calcaireux à grain fin (silt et argile) du Paléozoïque des basses terres de la baie James et de la baie d'Hudson, qui ont été déposés par des courants de turbidité au fond du Lac glaciaire Ojibway, et des clastes de roches sédimentaires du Paléozoïque et du Protérozoïque, qui ont été délestés d'icebergs et de glaces flottantes à partir du front de vêlage des glaces des crues de Cochrane. Les blocs et les cailloux délestés se trouvent à la surface des sédiments glaciaires et glaciolacustres un peu partout dans le nord de l'Abitibi, entre la limite provinciale Ontario–Québec et la région du lac Waswanipi, à une altitude inférieure à 350 m (Veillette et al., 1991).

LES TRAÎNÉES DE DISPERSION GLACIAIRE

La courbe de l'abondance relative des erratiques dans le till en fonction de la distance à partir du contact distal des roches sources est l'outil le plus fréquemment utilisé pour analyser la dispersion glaciaire en exploration minière (fig. 11 C). Ces courbes sont construites à partir de la composition lithologique, minéralogique ou géochimique des dépôts glaciaires échantillonnés. L'allure de la courbe peut révéler en soi la localisation des roches sources, mais les données sur le transport glaciaire sont plus faciles à interpréter si on dispose de mesures indépendantes sur l'orientation de l'écoulement glaciaire, comme nous en fournissent les stries ou les formes profilées.

LE TRANSPORT GLACIAIRE DANS LA RÉGION CARTOGRAPHIQUE DE LAC CASTAGNIER

La répartition des traceurs lithologiques qui nous renseignent sur le transport glaciaire dans cette région rend compte des écoulements n° 3 et n° 4, tels qu'ils nous sont révélés par la séquence chronologique des surfaces striées. La séquence des écoulements glaciaires, telle qu'elle est illustrée à la figure 8, n'était pas connue avant le milieu des années 1980 (Veillette, 1986, 1989; Veillette et al., sous presse). Toutefois il n'a pas encore été démontré que des erratiques provenant de roches sources situées à l'est de la Moraine d'Harricana ont été transportés à l'ouest de celle-ci (écoulement n° 3). Malgré la présence de marques indiquant un écoulement continu vers le sud-ouest depuis la région de Chibougamau et de celle du lac Mistassini, aucun erratique d'âge protérozoïque en provenance de ces endroits n'a été signalé à ce jour dans le till ou dans les dépôts fluvioglaciaires de la région cartographique. L'extrémité nord de la carte de Lac Castagnier correspond à la limite sud d'une vaste zone d'erratiques d'origine glacielle provenant de la Plate-forme d'Hudson et de la Province de Churchill, dans la partie sud-est de la baie d'Hudson. Ces erratiques de provenance lointaine se présentent sous forme de blocs délestés à la surface du sol ou dans des dépôts de plage du Lac Ojibway, mais jamais à l'intérieur du till régional. Des levés pédologiques indiquent que l'argile est par endroits légèrement carbonatée aux environs de La Morandière, de Champneuf et de Rochebaucourt (Rompré et Carrier, 1997). Ce carbonate de calcium provient probablement des roches carbonatées de la Plate-forme d'Hudson (Veillette et McClenaghan, 1996).

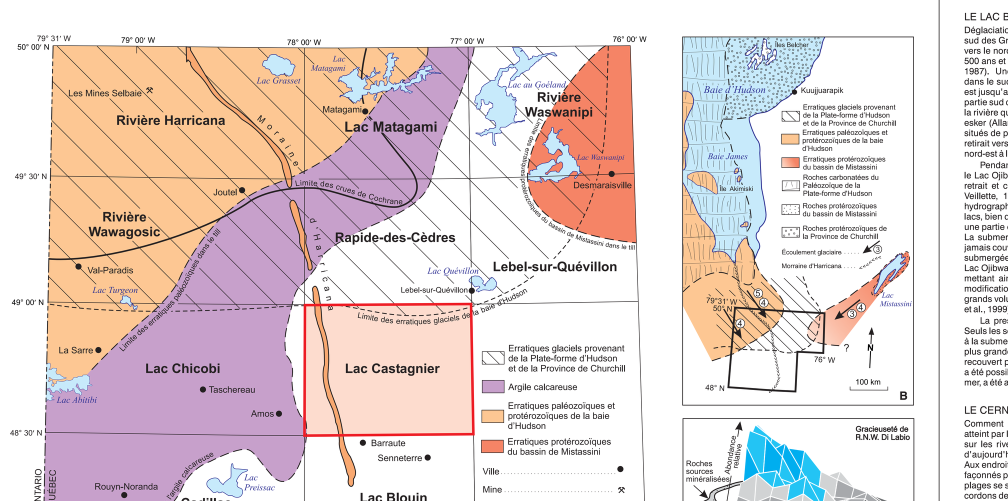


Figure 11. Le transport glaciaire en Abitibi. **A)** Aires de répartition des erratiques de lithologies caractéristiques. **B)** Dispersion des erratiques de lithologies caractéristiques à partir des régions sources. **C)** Abondance relative des erratiques en fonction de l'éloignement de la source.

LES BLOCS ERRATIQUES

Les blocs erratiques sont de gros fragments rocheux transportés sur une certaine distance par les glaciers ou des glaces flottantes. Lorsque les blocs sont d'une lithologie différente de celle du substratum rocheux sur lequel ils reposent et qu'ils présentent des caractéristiques distinctives permettant de les relier à des formations rocheuses lointaines, on peut conclure que le glacier les a transportés sur de longues distances. Ce transport a pu s'effectuer en une seule fois lors du dernier cycle glaciaire ou encore peut résulter de deux ou plusieurs cycles glaciaires, le bloc ayant été transporté, déposé, puis repris en charge par le glacier plus d'une fois. La figure 12 fait voir un bloc erratique de calcaire fossilifère trouvé dans une gravière aux environs de Beattyville, dans le coin nord-est de la région cartographique de Lac Castagnier. Le lambeau de calcaire paléozoïque du lac Waswanipi (Blake, 1953), à quelque 50 km au nord-est, est la source probable de cet erratique.

Les blocs erratiques suivent parfois un long parcours comme l'illustre un bloc de grauwacke protérozoïque provenant du sud-est de la baie d'Hudson (Prest, 1990; Prest et Nielsen, 1987), que l'on a trouvé dans la région du lac Taïbi, au nord de la région cartographique de Lac Castagnier (fig. 13). Ce grauwacke à nombreuses concrétions, qui est issu de la Formation d'Omarolluk dans les îles Belcher de la baie d'Hudson, a d'abord été transporté vers le sud-est par le glacier, remis en circulation vers l'est dans des icebergs ou de petits radeaux de glace flottante lors des crues de Cochrane, puis délesté lors de la fonte de ces glaces (Dionne, 1977; Veillette et al., 1991; Veillette et Paradis, 1996). Cet erratique distinctif a été retenu comme principal traceur lithologique des roches protérozoïques du sud-est de la baie d'Hudson car les dropstones qui en sont issus sont répandus et faciles à repérer sur le terrain.

Figure 12. Bloc erratique de calcaire fossilifère du Paléozoïque d'environ 50 cm de diamètre. Photo : GSC 2004-069

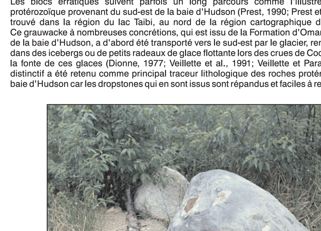


Figure 13. Bloc erratique de grauwacke du Protérozoïque. Photo : GSC 2004-068

LA SUBMERSION GLACIOLACUSTRE : L'ABITIBI SOUS L'EAU

LE LAC BARLOW-OJIBWAY

Déglaciation et submersion glaciolacustre vont de pair en Abitibi. Situé au sud des Grands Lacs il y a environ 20 000 ans, le front glaciaire s'est retiré vers le nord et a atteint la région de North Bay, en Ontario, il y a environ 10 500 ans et le nord de la baie James il y a environ 8 000 ans (Dyke et Prest, 1987). Une ouverture de type fermeture éclair s'est formée dans le glacier dans le sud du Témiscamingue. L'ouverture s'est prolongée vers le nord-est jusqu'aux environs de Val-d'Or et de là vers le nord-ouest jusque dans la partie sud de la baie James. La Moraine d'Harricana (dont le nom est tiré de la rivière qu'elle longe sur une partie de son parcours) est en fait un énorme esker (Allard, 1974), qui a été mis en place entre les deux lobes de glace situés de part et d'autre de cette ouverture en fermeture éclair, dont l'un se retirait vers le nord-ouest à l'ouest du complexe interlobaire et l'autre vers le nord-est à l'est de celui-ci (écoulement n° 4).

Pendant environ 2 000 ans, le Lac Barlow au Témiscamingue et plus tard le Lac Ojibway en Abitibi (Coleman, 1909) ont talonné le front glaciaire en retrait et contenu les eaux de fonte du glacier (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1988, 1994). La ligne de partage des eaux entre le bassin hydrographique de la baie James et celui du Saint-Laurent délimite les deux lacs, bien que pendant un certain temps un seul plan d'eau se soit étendu à une partie des deux bassins, de là le nom composé de Lac Barlow-Ojibway. La submersion glaciolacustre a été progressive et ces grands lacs n'ont jamais couvert toute la région en même temps. Ainsi, alors que l'Abitibi était submergée, le Témiscamingue ne l'était presque plus. Il y a 8 000 ans, le Lac Ojibway s'est vidangé de façon catastrophique dans la baie d'Hudson, mettant ainsi fin à l'épisode glaciolacustre abitibien et déclenchant des modifications climatiques importantes dues à l'apport massif et soudain de grands volumes d'eau douce dans l'Atlantique Nord (Veillette, 1994; Barber et al., 1999).

La presque totalité de l'Abitibi a été submergée par le Lac Ojibway. Seuls les sommets des plus hautes collines rocheuses (fig. 14) ont échappé à la submersion en formant des îles. Les collines Abijévis formaient alors la plus grande de celles-ci. Des tranches d'eau atteignant jusqu'à 200 m ont recouvert plusieurs endroits de l'Abitibi. Le niveau du lac le plus élevé qu'il a été possible de mesurer, et qui se situe à 460 m au-dessus du niveau de la mer, a été atteint dans la région du lac au Goéland.

LE CERNE AUTOUR DU BAIN

Comment reconstituer avec précision le niveau maximal de submersion atteint par le Lac Ojibway? Nous savons tous reconnaître les cernes laissés sur les rives d'un lac par un plan d'eau de niveau plus élevé que celui d'aujourd'hui. Il en est de même pour les anciennes plages du Lac Ojibway. Aux endroits où les dépôts superficiels étaient suffisamment épais pour être façonnés par l'action des vagues, sur les flancs des eskers par exemple, des plages se sont formées à différents niveaux lors de la baisse des eaux. Les cordons de plage formés dans le till épais sur les flancs du mont Plamondon (fig. 15), au nord de Taschereau, sont parmi les plus spectaculaires de l'Est du pays. Dans les secteurs à mince couverture de dépôts superficiels, là où l'action des vagues a permis de dégager la mince couche de till qui masquait le substratum sans pour autant entailler la roche en dessous, les hautes collines ont été coiffées de capuchons de till garnis d'un couvert forestier, qui surplombent une zone érodée où la roche a été mise à nu par l'action des vagues (fig. 16). Vu en plan, sur les photos aériennes, les capuchons de till apparaissent comme des îlots de teinte foncée, entourés en contrebas de zones de roche à nu de teinte claire. Le contact entre le capuchon de till et la zone érodée représente le plus haut niveau atteint par le lac et définit ce que l'on appelle la limite maximale de submersion glaciolacustre. L'altitude de celle-ci peut être déterminée à l'aide d'un altimètre sur le terrain ou par photogrammétrie sur des photos aériennes. Des mesures ont été effectuées à environ 150 endroits dans le nord-ouest québécois et le nord-est ontarien où la limite maximale de submersion glaciolacustre peut être observée (Veillette, 1994). En reliant les points d'altitude semblable entre eux, on en arrive à reconstituer le niveau maximal atteint par le lac glaciaire. On constate alors un important gauchissement de l'ancien plan d'eau (fig. 14). Ainsi les plages du Lac Ojibway dans le secteur du lac au Goéland, dans le nord de l'Abitibi, à 460 m d'altitude, sont nettement plus élevées que celles de la région du centre de l'Abitibi, qui s'élèvent pour leur part à environ 390 m dans la région du lac Preissac et à 380 m au sud du lac Abitibi, en Ontario. Ce gauchissement de l'ancien plan d'eau résulte de la déformation de la croûte terrestre sous le poids du glacier. La fonte d'un glacier s'accompagne donc d'un soulèvement de la surface du sol qui se poursuit pendant des milliers d'années après la disparition du glacier. C'est ce qu'on appelle le relèvement isostatique. Lors de la dernière glaciation, l'épaisseur maximale du glacier a été atteinte au sud-est de la baie d'Hudson. Plus on s'approche de cette région, plus le soulèvement actuel de la croûte est rapide, et donc plus prononcée est la différence d'altitude de l'ancien plan d'eau par rapport aux régions au sud. Depuis la disparition du glacier, la croûte terrestre, libérée de la surcharge que celui-ci lui imposait, continue de se relever et n'a pas encore atteint son niveau d'équilibre. Ce relèvement est aujourd'hui de l'ordre d'environ 1 mètre par siècle dans le nord de la baie James.

LA SUBMERSION GLACIOLACUSTRE DANS LA RÉGION DE LAC CASTAGNIER

Les régions cartographiques de Lac Matagami et de Rivière Harricana sont les seules de l'Abitibi à avoir été entièrement submergées par les eaux du Lac Ojibway. La submersion a aussi été presque totale dans la région cartographique de Lac Castagnier et aucun endroit n'y montre des indices clairs de submersion comme on en trouve ailleurs en Abitibi. Seuls quelques hauts points de superficie restreinte sont demeurés au-dessus du niveau glaciolacustre, qui a atteint environ 400 m dans la partie sud-ouest de la carte. Ces endroits sont situés à l'est du lac Parent, ainsi qu'à l'est de Landrienne, sur les plus hautes parties de la Moraine d'Harricana, dont les flancs portent des gradins d'érosion lacustre bien développés.

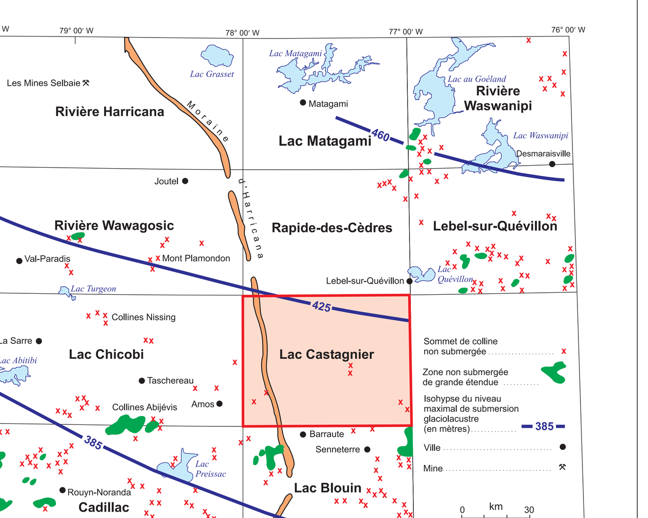


Figure 14. La submersion glaciolacustre en Abitibi

La carte de Lac Castagnier représente l'une des régions de l'Abitibi où la plaine argileuse est la plus continue. L'altitude du terrain, en de nombreux endroits inférieure à 325 m, explique cette situation, car l'argile a été déposée dans les parties les plus profondes du bassin glaciolacustre. Les eskers sont partiellement, et par endroits totalement, enfouis sous la couverture argileuse et montrent une étroite association avec des tourbières de grande étendue, comme l'illustre l'esker du lac Despinassy.

Figure 15. Les plages soulevées du mont Plamondon. Des cordons de blocs arrondis, dénudés de végétation (espaces blancs) et séparés par des bandes arquées d'arbres, forment les plages soulevées du mont Plamondon (carte de Rivière Wawagosic). Ce relief, qui culmine à 543 m (partie gauche supérieure de la photo), est le point le plus élevé de l'Abitibi. Les plages s'étalent sur une tranche verticale de plus de 100 mètres sur les flancs de cette colline, et le niveau maximal atteint par le Lac Ojibway se situe à 424 m. Photo : GSC 2000-043-A

Figure 16. La limite maximale de submersion glaciolacustre dans la région des collines Nissing. Dans cette photographie aérienne d'un secteur situé au nord-est du lac Macamic (carte de Lac Chicobi) la limite maximale de submersion glaciolacustre se situe à 418 m et est indiquée par un pointillé sur le pourtour de deux collines rocheuses. Une démarcation nette entre les surfaces blanchâtres de la partie inférieure des collines (formées de zones rocheuses dépourvues de couverture de dépôts superficiels et de couvert forestier, résultant d'une mise à nu par l'action des vagues) et les surfaces foncées de la partie supérieure des collines (où le substratum rocheux est couvert de dépôts meubles et d'un dense couvert forestier), indique l'altitude maximale atteinte par les eaux du Lac Ojibway. Photo : Photocartothèque québécoise, Q78862-38, échelle 1/40 000

LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Alors que les stries et les autres marques d'écoulement glaciaire sur le substratum rocheux témoignent de l'action érosive des glaciers, les tills rendent compte pour leur part de la mise en place de sédiments directement par les glaciers. À chaque unité de till devrait donc correspondre un écoulement glaciaire de direction bien définie ou une séquence spécifique d'écoulements glaciaires. La succession de dépôts quaternaires que l'on peut observer en coupe le long des routes et des cours d'eau de l'Abitibi comprend à la base un till d'étendue régionale, le Till de Matheson (unité V), qui est surmonté tour à tour de dépôts fluvioglaciaires (unité VI), de dépôts glaciolacustres (unité VII), de dépôts de récurrence glaciaire associés aux crues de Cochrane (unité VIII) dans la partie nord de la région et, tout au sommet, de dépôts postglaciaires (unité IX). Aucune coupe naturelle qui montrerait des sédiments plus anciens que ceux du till régional (unité V) n'a été signalée à ce jour. La stratigraphie de ces sédiments plus anciens (unités I à IV) nous a été révélée presque uniquement par forage et, dans de rares cas, par observation directe dans des fosses artificielles profondes comme celle des Mines Selbaie. Les données les plus complètes sur ces sédiments anciens proviennent du nord-ouest de l'Abitibi. La colonne stratigraphique de la figure 17 est plus représentative du sous-sol de cette partie de la région que du reste de l'Abitibi.

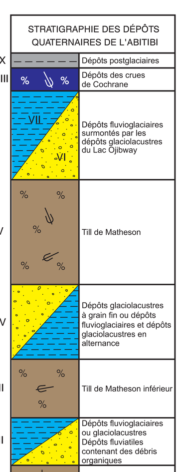


Figure 17. Colonne stratigraphique synthétique des dépôts quaternaires de l'Abitibi.

Le dépôt glaciaire le plus ancien (unité I) est formé de sédiments caillouteux et calcareux, qui constituent probablement un till. Cette unité a été décelée par forage à de rares endroits et à de grandes profondeurs, au nord-ouest de l'axe La Sarre–Matagami (Chauvin et LaSalle, 1978; voir Veillette et al., 1989). Puisque les calcaires et les dolomies paléozoïques de la Plate-forme d'Hudson sont la source probable des matériaux carbonatés de cette unité, le till est rattaché à un écoulement dirigé vers le sud ou le sud-est (écoulement n° 1). Des sédiments fluviatiles contenant des débris organiques, dans certains cas altérés et par endroits recouverts de dépôts glaciolacustres, constituent l'unité II. Cette séquence suggère un dépôt lors d'un épisode non glaciaire — probablement le dernier interglaciaire (Skinner, 1973; Mott et Di Labio, 1990) — auquel aurait succédé une période d'envahissement par les glaces (unité III), puisque les dépôts glaciolacustres montrent une granodécroissance vers le bas. L'unité III consiste en une couche de till, appelé ici Till de Matheson inférieur, qui est surmontée de dépôts glaciolacustres à grain fin ou de couches de dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres à grain fin en alternance (unité IV). Cet ensemble témoigne probablement des fluctuations de la marge du glacier en expansion. À l'ouest de la Moraine d'Harricana et là où le Till de Matheson (unité V) atteint de fortes épaisseurs, on note par endroits des indices de matériaux en provenance de l'est ou du nord-est dans la partie basale des coupes et du nord-ouest dans la partie sommitale de celles-ci. Cette aire de provenance des matériaux en éventail (de l'est au nord-ouest) pour un même till, corrobore la séquence des écoulements glaciaires n°s 2, 3 et 4, telle qu'elle nous a été révélée par l'analyse des surfaces striées présentant des relations de recoupement. Cette séquence appuie l'hypothèse de l'expansion d'un glacier s'écoulant d'abord vers le nord-ouest, puis vers l'ouest et le sud-ouest et enfin vers le sud-est à la déglaciation finale (à l'ouest de la Moraine d'Harricana). Les unités VI et VII témoignent du dernier retrait glaciaire et de la formation des imposants eskers de l'ouest de l'Abitibi ainsi que de la plaine argileuse. Une dernière poussée du glacier dans les eaux du Lac glaciaire Ojibway, les crues de Cochrane, ont remanié les argiles glaciolacustres et laissé une mince couche d'argile caillouteuse, le Till de Cochrane, dans la partie nord de la région (unité VIII). Les dépôts éoliens, fluviatiles et les tourbières constituent les dépôts postglaciaires (unité IX) dont l'évolution se poursuit encore de nos jours.

SÉRIE DES CARTES DES FORMATIONS EN SURFACE DE L'ABITIBI

INTRODUCTION

Ce feuillet cartographique constitue l'une des dix cartes à l'échelle 1/100 000 de la série des cartes des formations en surface de l'Abitibi. Sous le vocable «Abitibi» sont regroupées six cartes qui s'étendent au territoire de la municipalité de la Baie-James et quatre qui couvrent la majeure partie de quatre municipalités régionales de comté (MRC), comme l'illustre la carte index ci-dessous. En montrant la répartition des dépôts superficiels et en fournissant un ordre de mise en place des sédiments qui les composent, ces cartes constituent un document de référence utile pouvant servir à la planification régionale du milieu physique. Les formes de terrain ont d'abord été identifiées sur photographie aérienne et classées selon leur origine et leur style sédimentaire. Ces deux propriétés des dépôts sédimentaires correspondent généralement à des critères morphologiques, sédimentologiques et granulométriques bien précis. Par exemple, on sait que les eskers se forment au contact de la glace dans des tunnels qui courent à la base du glacier ou à l'intérieur de celui-ci et qui servent à évacuer des eaux de fonte dont le débit est extrêmement variable. Il en résulte des sédiments à texture grossière, composés de blocs, de galets, de gravier et de sable disposés en strates s'empilant souvent de façon chaotique. Les argiles glaciolacustres, des sédiments à grain fin, exigent au contraire un milieu de sédimentation paisible, donc éloigné de la marge glaciaire. Dans une séquence glaciosédimentaire normale comme celle de l'Abitibi, ces sédiments à grain fin surmontent forcément les sédiments granulaires des eskers. Les argiles occupent ce qui a été le fond des parties profondes de l'ancien Lac Ojibway, là où la turbulence des eaux était minimale. En coupe, c'est-à-dire dans un plan vertical, on retrouve du bas vers le haut, un till (mis en place directement par le glacier), des sédiments fluvioglaciaires (p. ex., des dépôts d'esker), des sédiments glaciolacustres (p. ex., des argiles), puis des sédiments postglaciaires (p. ex., de la tourbe ou des sables dunaires) au sommet. Toute inversion dans cette séquence peut indiquer des modifications postérieures au dépôt des sédiments ou encore la présence inattendue de sédiments anciens datant de glaciations antérieures à la plus récente. Ce simple modèle stratigraphique facilite la recherche d'un type de sédiments en particulier. Ainsi, les dépôts d'esker peuvent être enfouis sous les sédiments glaciolacustres à grain fin, tandis que l'inverse est peu probable dans le contexte géologique abitibien. La photo-interprétation a été suivie de levés au sol, lesquels, en plus de fournir une occasion de corriger ou de modifier les résultats obtenus par photo-interprétation, permettent l'échantillonnage des sédiments, les comptages lithologiques, le repérage et la description des coupes, ainsi que la mesure des paramètres des microformes d'écoulement glaciaire. L'analyse d'échantillons en laboratoire a complété le processus cartographique en établissant les propriétés granulométriques, géochimiques et lithologiques des sédiments, surtout des tills et des argiles, les deux unités cartographiques dominantes de l'Abitibi. Certaines propriétés géotechniques ont été établies pour les argiles et des âges radiocarbone ont été obtenus sur la partie basale de sédiments organiques accumulés dans des tourbières et dans de petits bassins lacustres.

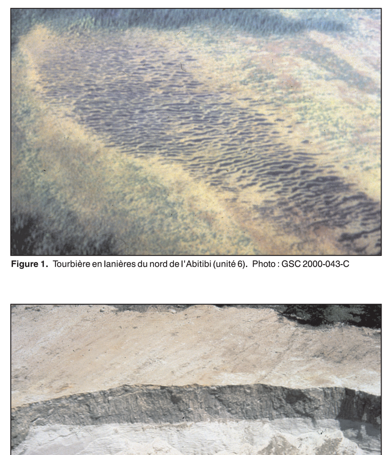


Figure 1. Tourbière en lanières du nord de l'Abitibi (unité 6). Photo : GSC 2000-043-C

Figure 2. Mince couche (2 m) de till argileux (unité 4, partie foncée sommitale) dans le voisinage de la mine Casa Berardi, mis en place lors de crues glaciaires. Les sédiments fluvioglaciaires (unité 2b) sous-jacents ont été tronqués par l'érosion avant le dépôt du till. Photo : GSC 2000-043-E

Figure 3. Coupe d'argile (unité 3a) des environs d'Amos; les couches horizontales ou légèrement inclinées sont des varves, le type de dépôts glaciolacustres le plus répandu de la région. Photo : GSC 2000-043-G

Figure 4. Coupe dans un esker (unité 2b) du nord de l'Abitibi; les variations abruptes de granulométrie et les indices d'érosion des strates plus anciennes avant le dépôt à angle des couches plus récentes sont caractéristiques des eskers. Photo : GSC 2000-043-I

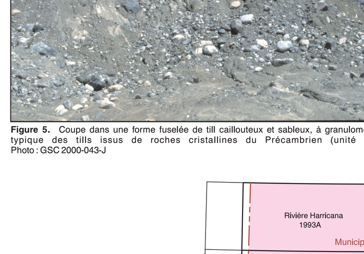


Figure 5. Coupe dans une forme fuselée de till caillouteux et sableux, à granulométrie typique des tills issus de roches cristallines du Précambrien (unité 1b). Photo : GSC 2000-043-J

LES CARTES THÉMATIQUES

Dans des blocs occupant la partie supérieure de cette feuille, des cartes thématiques accompagnées de courts textes descriptifs ainsi que de figures et de photos pertinentes abordent de façon succinte l'histoire glaciaire de la région. Les thèmes choisis traitent de la géologie du substratum rocheux et des propriétés magnétiques de celui-ci, des écoulements glaciaires et de leur ordre de succession, du transport glaciaire et de la submersion glaciolacustre. La stratigraphie des dépôts quaternaires, illustrée par une colonne synthétique, montre que ceux-ci ont été mis en place selon une séquence logique et prévisible, ce qui permet l'application rationnelle des méthodes d'inventaire et de prospection.

LES GRANDES ZONES GÉOMORPHOLOGIQUES

Parce que la presque totalité de l'Abitibi a été submergée par les eaux du Lac Ojibway, on peut y distinguer les trois grandes zones géomorphologiques suivantes : la zone supra-glaciolacustre, la zone intermédiaire et la plaine argileuse.

La zone supraglaciolacustre comprend cette partie du territoire située au-dessus du niveau maximal atteint par le Lac Ojibway. Elle s'étend aux collines Abijévis et à quelques autres sommets élevés. C'est de loin la zone la moins étendue (voir la fig. 14). Le till est son dépôt caractéristique.

La zone intermédiaire se situe entre le niveau maximal atteint par le lac proglaciaire et le niveau maximal de la plaine argileuse. Un remaniement des dépôts meubles de toutes origines par l'action des vagues est caractéristique de cette zone. Les eskers montrent des sommets aplanis et sont flanqués de sables et de graviers littoraux mis en place lors de la baisse des eaux glaciolacustres. Les accumulations de blocs résultant du lessivage de la portion fine des tills sont nombreuses. Les cartes de Lebel-sur-Quévillon, de Rivière Waswanipi et certaines parties des cartes de Cadillac, de Rivière Wawagosic et de Lac Blouin possèdent les plus grandes superficies de dépôts remaniés par les eaux glaciolacustres, trait caractéristique de la zone intermédiaire.

Des sédiments glaciolacustres à grain fin, surtout des varves, constituent la plaine argileuse, la plus basse en altitude des trois zones. Ces sédiments comblent les dépressions du substratum rocheux et masquent les irrégularités de celui-ci sur de grandes étendues. L'altitude maximale de la plaine argileuse excède rarement 325 m et toutes les terres défrichées pour l'agriculture sont sous ce niveau. À quelques endroits, des sables et des graviers de dépôts fluvioglaciaires ayant été remaniés lors de la baisse des eaux du Lac Ojibway reposent sur les argiles du faciès d'eau profonde. La plaine argileuse occupe la majeure partie des cartes de Rapide-des-Cèdres, de Lac Castagnier, de Lac Chicobi, de Lac Matagami, de Rivière Wawagosic et de Rivière Harricana.

LES UNITÉS CARTOGRAPHIQUES

Les unités cartographiques de la légende sont regroupées en trois grandes divisions chronologiques : les unités préquaternaires, les dépôts de la dernière glaciation et les dépôts postglaciaires.

Les dépôts postglaciaires

Ce sont les dépôts mis en place par les cours d'eau (unité 5) ou sous l'action du vent, ou formés par l'accumulation de la tourbe (unité 6) depuis la fin de la déglaciation.

Les cours d'eau ont fortement incisé la plaine argileuse abitibienne, formant des réseaux dendritiques finement découpés, et mobilisé par le fait même d'importants volumes de silt et d'argile qui se sont déposés dans les plaines alluviales et les lacs actuels ou bien ont été transportés par les rivières vers la baie James ou le réseau hydrographique du fleuve Saint-Laurent.

Un laps de temps variable, de l'ordre de 2 000 ans ou plus, sépare la disparition du Lac glaciaire Ojibway du début de l'accumulation de la tourbe en Abitibi. Depuis 6 000 ans environ, les tourbières ont pris de l'expansion. Les plus grandes du sud de l'Abitibi sont situées dans l'axe Amos–Barraute–Senneterre (cartes de Lac Blouin et de Lac Castagnier). Dans le nord-ouest (cartes de Rivière Wawagosic, de Rivière Harricana et de Lac Matagami), les tourbières dominent le paysage (fig. 1).

Les dépôts éoliens sont issus pour la plupart des sédiments sublittoraux et des sédiments de plage (unité 3b) eux-mêmes formés à partir des dépôts fluvioglaciaires (unités 2a, 2b, 2c) et sont donc représentés par des symboles qui se superposent à ceux de ces unités. Tous les champs de dunes importants sont situés dans le voisinage immédiat des grands eskers ou sur les flancs orientaux de ceux-ci.

Les dépôts de la dernière glaciation

Les dépôts de la dernière glaciation sont subdivisés en dépôts glaciaires, dépôts fluvioglaciaires, dépôts glaciolacustres et dépôts de récurrence glaciaire.

Une seule unité (unité 4) représente les dépôts de récurrence glaciaire. Des crues glaciaires consécutives à des réajustements internes du glacier ont fait en sorte que celui-ci s'est avancé vers le sud-est dans les eaux du Lac Ojibway à partir d'une position de retrait située au nord-ouest de la région. Un glacier à marge glaciaire mince, en état de semi-flottaison dans sa partie distale, a moulé et façonné les argiles glaciolacustres en y incorporant des graviers, du sable et des fragments rocheux d'origines locale et lointaine (fig. 2). On utilise communément l'appellation «Till de Cochrane» pour désigner ce diamicton. Le passage du glacier sur les argiles du Lac Ojibway a laissé de longues rainures parallèles ainsi que des formes fuselées affichant un faible relief (moins de 10 m), mais qui peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur. Les plus fortes épaisseurs de diamicton coïncident avec la zone rainurée, laquelle forme un quart de cercle s'ouvrant de l'est au sud, qui occupe la presque totalité de la carte de Rivière Harricana, la partie nord-ouest de celle de Rivière Wawagosic et touche à l'extrémité ouest de la carte de Lac Matagami. Au-delà de cette zone, en aval glaciaire, le grand nombre de sillons d'iceberg entaillés dans les argiles, ainsi que la présence de quantités variables de blocs, de cailloux, de graviers et de sable délestés dans la partie sommitale des sédiments d'eau profonde (unité 3a), témoignent de la proximité du front de vêlage des glaces de Cochrane. Un poncif à points blancs montre l'étendue de cette zone touchée par une «pluie de sédiments», lesquels ont été incorporés dans la partie supérieure des argiles (unité 3a). Elle occupe la totalité des cartes de Rivière Wawagosic et de Lac Matagami, la partie nord de la carte de Rapide-des-Cèdres et la partie ouest de celle de Rivière Waswanipi. L'orientation des sillons d'iceberg et la répartition des erratiques glaciels indiquent que, à la déglaciation, les vents dominants en été soufflaient du nord-ouest vers le sud-est.

Les sédiments d'eau profonde (unité 3a) sont de loin les plus étendus des dépôts glaciolacustres (unités 3a, 3b, 3c). La répartition de ces sédiments à grain fin reflète de près le relief du substratum rocheux et présente une forte corrélation avec les parties les plus basses du bassin du Lac Ojibway (altitude de 325 m ou moins). Les sédiments à grain fin sont rares ou absents là où l'épaisseur de la tranche d'eau glaciolacustre était inférieure à 50 m. La carte de Rapide-des-Cèdres montre une étendue d'argile quasi continue, et les argiles représentent l'unité cartographique dominante de toutes les cartes à l'exception de celles de Rivière Waswanipi, de Lebel-sur-Quévillon et de Cadillac.

Les argiles, qui forment les sédiments d'eau profonde (unité 3a), se présentent surtout sous forme de varves, soit des couplets composés d'une couche de silt ou de sable, mise en place par les eaux de fonte dans le lac glaciaire pendant la période estivale, et d'une couche d'argile, déposée en hiver sous le couvert de glace (fig. 3). Tout comme les cernes de croissance d'un arbre nous livrent son âge, le décompte systématique des varves permet de reconstituer la durée minimale du lac glaciaire, puisque chaque couplet représente une année dans la vie du lac. La majeure partie des sols abitibiens défrichés pour l'agriculture occupe les grandes étendues d'argile des régions de LaSarre–Macamic–Duparquet, d'Amos, de Barraute, ainsi que les abords du lac Témiscamingue.

Les dépôts fluvioglaciaires (unités 2a, 2b, 2c) ont été mis en place par les cours d'eau de fonte sous le glacier, à l'intérieur du glacier, ou encore à la marge glaciaire. Ces dépôts consistent essentiellement en sable et en gravier, car les particules les plus fines (silt et argile) ont été entraînées plus loin vers l'aval par les eaux de fonte (fig. 4).

Les eskers constituent la forme de terrain la plus spectaculaire. En général, ils se présentent sous forme de longs cordons sinueux de sable et de gravier aux pentes raides. Toutefois, en Abitibi-Témiscamingue, plusieurs eskers sont exceptionnellement volumineux et montrent des sommets évasés en raison d'une formation en milieu subaquatique et du remaniement des sédiments qui les composent par les eaux du Lac Ojibway.

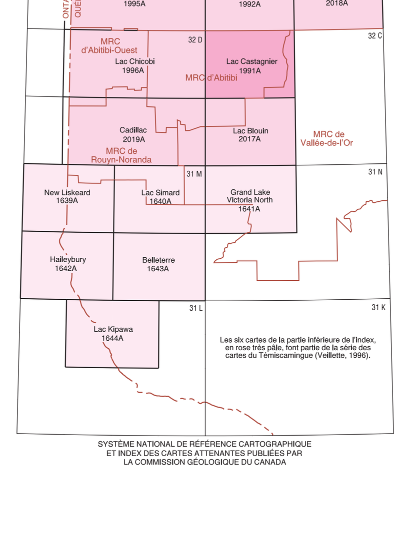
La surface de la plupart des dépôts fluvioglaciaires a été fortement modifiée d'abord par les eaux du Lac Ojibway et, plus tard, par des processus postglaciaires comme ceux liés à l'action du vent. Eskers et moraines (unités 2a, 2b) ont été la source de matériaux granulaires, du sable surtout, des sédiments sublittoraux et des sédiments de plage (unité 3b) mis en place lors de la baisse des eaux du lac proglaciaire. Dans les eskers et les moraines, ces sédiments sableux flanquent un noyau central de galets arrondis et de gravier grossier. Le réseau d'eskers abitibien, avec la Moraine d'Harricana en position médiane, joue un rôle important dans la vie économique de la région. Grâce aux eaux souterraines qu'ils contiennent, les eskers suppléent à une importante partie des besoins en eau potable de la population. En outre, ils constituent une source d'agrégats pour la construction et servent de fondation à l'infrastructure routière. Ceux situés à l'ouest du complexe interlobaire de la Moraine d'Harricana sont les plus volumineux de la région. La région couverte par les cartes de Cadillac, de Lac Chicobi, de Rivière Wawagosic et de Rivière Harricana, contient la plus forte concentration de dépôts granulaires.

Les unités de till (unités 1a, 1b, 1c, 1d) sont les plus répandus des dépôts laissés par les glaciers et désignent des accumulations sédimentaires mises en place par l'action directe des glaciers. En glissant sur son substrat, la base du glacier chargée de sédiments, arrache, polit et transporte des fragments de toutes dimensions, que le glacier laissera ensuite sur place lors de sa fonte (fig. 5). Le till comprend donc un mélange de blocs, de sable, de silt et d'argile dans des proportions qui reflètent le type de substrat sur lequel le glacier a glissé. Les tills abitibiens montrent une teneur moyenne en sable d'environ 60 à 70%, en silt de 20 à 25% et en argile de moins de 5%. Cette dominance de la classe granulométrique des sables résulte de la nature même du substratum rocheux de l'Abitibi, lequel est formé de roches cristallines dont la résistance à l'érosion glaciaire est beaucoup plus grande que celle de roches sédimentaires comme les calcaires, qui produisent des tills dont la teneur en silt et en argile est plus élevée.

Aux fins de cartographie, le till a été subdivisé selon des critères de composition et d'épaisseur. On trouve les formes fuselées (drumlin, crag-and-tail) dans les zones de till épais. À une altitude supérieure à 325 m, le till devient le dépôt superficiel dominant de l'Abitibi et occupe d'importantes superficies dans les régions couvertes par les cartes de Rivière Waswanipi, de Lebel-sur-Quévillon, de Cadillac et, dans une moindre mesure, par celles de Lac Chicobi et de Rivière Wawagosic.

Les unités préquaternaires

Les aires de roc à nu ou recouvert de minces placages de dépôts meubles (unités R et R̲), constituent les unités préquaternaires. À ces aires s'ajoutent celles de till mince (unités 1a et 1c) au sein desquelles percent la majeure partie des affleurements rocheux de l'Abitibi. Les cartes de Rivière Waswanipi, de Lebel-sur-Quévillon, de Lac Blouin et de Cadillac renferment les plus grandes superficies d'affleurements rocheux.



SYSTÈME NATIONAL DE RÉFÉRENCE CARTOGRAPHIQUE ET INDEX DES CARTES ATTENANTES PUBLIÉES PAR LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

Canada

NOTATION BIBLIOGRAPHIQUE DES CARTES DES FORMATIONS EN SURFACE DE LA SÉRIE DE L'ABITIBI

Les dix feuillets de la série des cartes des formations en surface de l'Abitibi couvrent le territoire de la Municipalité de la Baie-James compris entre les latitudes 49° N et 50° N et les longitudes 76° W et 79° 30' W (cartes de Rivière Wawagosic, de Rivière Harricana, de Lac Matagami, de Rivière Waswanipi, de Rapide-des-Cèdres et de Lebel-sur-Quévillon) et, au sud, le territoire partagé entre les municipalités régionales de comté (MRC) d'Abitibi, d'Abitibi-Ouest, de Rouyn-Noranda et de Vallée-de-l'Or qui est situé entre les latitudes 48° N et 49° N et les longitudes 77° W et 79° 30' W (cartes de Cadillac, de Lac Chicobi, de Lac Castagnier et de Lac Blouin). Comme l'indique la carte index (dans le coin inférieur gauche du feuillet), cette série de cartes couvre la totalité de la MRC d'Abitibi et de la MRC d'Abitibi-Ouest, la demie est de la MRC de Rouyn-Noranda, la plus grande MRC de la région, est à l'extérieur du territoire cartographié. La partie sud de la MRC de Rouyn-Noranda est incluse dans la série de cartes des formations en surface du Témiscamingue (Veillette, 1996), de même que l'extrémité sud-ouest de la MRC de Vallée-de-l'Or.

Paradis, S.J.
2005 : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Castagnier, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1991A, échelle 1/100 000.

Paradis, S.J.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rapide-des-Cèdres, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1992A, échelle 1/100 000.

Paradis, S.J.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Blouin, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 2017A, échelle 1/100 000.

Paradis, S.J.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lebel-sur-Quévillon, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 2018A, échelle 1/100 000.

Thibaudeau, P. et Veillette, J.J.
2005 : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Chicobi, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1996A, échelle 1/100 000.

Veillette, J.J.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Harricana, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1993A, échelle 1/100 000.

Veillette, J.J. et Pomares, J.-S.
2003 : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Matagami, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1994A, échelle 1/100 000.

Veillette, J.J. et Thibaudeau, P.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Wawagosic, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1995A, échelle 1/100 000.

Veillette, J.J.
Sous presse : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Rivière Waswanipi, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1997A, échelle 1/100 000.

Veillette, J.J.
2004 : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Cadillac, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 2019A, échelle 1/100 000.

REMERCIEMENTS

Mario Boucher a participé aux travaux de terrain. Les échanges et discussions avec les collègues A. Doiron, R.-A. Daigneault, M. Parent et A. Bolduc sont appréciés. Scierie Landrienne a cordialement mis à notre disposition leurs locaux de Beattyville malgré la fin de l'exploitation. P. Keating et R. Dumont (Division de la géologie du continent) ont adapté les données magnétiques du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. I. McMartin et A. Plouffe (Division de la science des terrains) ont révisé la carte et B. Couture (Info SST) a revu le texte final. Merci à toutes ces personnes et aux nombreuses autres rencontrées sur le terrain qui nous ont aidés par leur appui logistique ou par l'apport de leurs connaissances. Un merci spécial à Jean Veillette qui, en plus de partager ses connaissances, a été un partenaire formidable dans ce projet.

RÉFÉRENCES

Allard, M.
1974 : Géomorphologie des eskers abitibiens; Cahiers de géographie de Québec, vol. 18, p. 271–276.

Averill, S.A.
1978 : Overburden exploration and the new glacial history of Northern Canada; Canadian Mining Journal, vol. 99, p. 58–64.

Avramtchev, L. et Lebel-Drolet, S.
1981 : Gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi, feuille Rouyn-Noranda 32 D; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte M-308, échelle 1/250 000.
1981 : Gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi, feuille Senneterre 32 C; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Carte M-309, échelle 1/250 000.

Barber, D.C., Dyke, A.S., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kervin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, G., Morehead, M.D. et Gagnon, J.-M.
1999 : Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes; Nature, vol. 400, n° 6742, p. 344–348.

Beaudry, L.M.
1994 : Glacial dispersal from the Opemisca pluton in the Chapais area, central Quebec; *in* The Systems of Minor Moraines (De Geer type) Associated to the Laurentide Ice Sheet, Quebec, Canada. Genesis, Applications to Mineral Prospection; Thèse de doctorat, Département des sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, p. 135–160.

Blake, D.A.W.
1953 : Région du lac Waswanipi (moitié est), comté d'Abitibi-Est, Ministère des Mines du Québec, RG-59, Carte 968, échelle 1/63 360.

Bostock, H.S.
1972 : Subdivisions physiographiques du Canada; *in* Géologie et ressources minérales du Canada, partie A, (éd.) R.J.W. Douglas; Commission géologique du Canada, Série de la géologie économique n° 1, p. 13–34.

Caty, J.-L.
1976 : Stratigraphie et sédimentologie de la Formation de Papaskwasati; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV 423, 270 p.

Chauvin, L. et LaSalle, P.
1978 : Données préliminaires de forage des sédiments meubles de la région de Joutel-Matagami (Nouveau-Québec); Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV 560, 40 p.

Coleman, A.P.
1909 : Lake Ojibway: Last of the great glacial lakes; Ontario Bureau of Mines, Annual Report 18, p. 284–293.

Dion, D.J. et Lefebvre, D.L.
1996 : Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec, SNRC 32 E–32 L, Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP 96-03, 1 CD-ROM.

Dionne, J.-C.
1977 : Relict iceberg furrows on the floor of Glacial Lake Ojibway, Quebec and Ontario; Maritime Sediments, vol. 13, n° 2, p. 79–81.

Dyke, A.S. et Prest, V.K.
1987 : Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, vol. 41, n° 2, p. 237–263.

Hocq, M.
1989 : Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-04, Carte 2092A, échelle 1/500 000.

LaSalle, P. et Henry, J.
1987 : Géochimie du till, région de l'Abitibi (Projet Cadillac - or, arsenic, antimoine, tungstène); Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-22, 7 p., 4 cartes, échelle 1/250 000.

Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec–Ontario Geological Survey
1983 : Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec–Ontario Geological Survey; cataloguée «DV 83-16» au Québec et «Map 2484» en Ontario, échelle 1/500 000.

Mott, R.J. et DiLabio, R.N.W.
1990 : Paleoecology of organic deposits of probable last interglacial age in northern Ontario; Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, n° 3, p. 309–318.

Prest, V.K.
1990 : Laurentide ice-flow patterns: A historical review, and implications of the dispersal of Belcher Islands erratics; Géographie physique et Quaternaire, vol. 44, n° 2, p. 113–136.

Prest, V.K., Grant, D.R. et Rampton, V.N.
1968 : La carte glaciaire du Canada; Commission géologique du Canada, Carte 1253A, échelle 1/5 000 000.

Prest, V.K. et Nielsen, E.
1987 : The Laurentide Ice Sheet and long-distance transport; *in* INQUA till symposium, (ed.) R. Kujansuu and M. Saarnisto, Geological Survey of Finland, Special Paper 3, p. 91–101.

Rompré, M. et Carrier, D.
1997 : Étude pédologique des sols défrichés de l'Abitibi-Témiscamingue; Centre de recherche et d'expérimentation en sols, Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, 133 p.

Skinner, R.G.
1973 : Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 255, 77 p.

Tremblay, L.P.
1950 : Fiedmont map area, Abitibi County, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 253, 113 p.

Veillette, J.J.
1986 : Former southwesterly ice-flows in Abitibi-Témiscamingue: implications for the configuration of the Late Wisconsinan Ice Sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 23, p. 1724–1741.
1988 : Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario; Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, p. 7–31.
1989 : Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario; *in* Drift Prospecting, (ed.) R.N.W. DiLabio and W.B. Coker; Geological Survey of Canada, Paper 89-20, p. 139–154.
1994 : Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway; Quaternary Science Reviews, vol. 13, p. 945–971.
1995 : New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Quebec; *in* Current Research 1995-C, Geological Survey of Canada, p. 249–258.
1996 : Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario; Commission géologique du Canada, Bulletin 476, 269 p., 6 cartes, échelle 1/100 000.
1997 : Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James; Géographie physique et Quaternaire, vol. 51, n° 2, p. 141–161.

Veillette, J.J. et McClenaghan, M.B.
1996 : Les écoulements glaciaires de l'Abitibi-Témiscamingue, Québec et Ontario : implications pour l'exploration minérale et la répartition des dépôts carbonatés provenant des basses terres de la baie d'Hudson; Commission géologique du Canada, Dossier public 3033, 1 carte, échelle 1/500 000.

Veillette, J.J. et Paradis, S.J.
1996 : Les sillons d'icebergs du Lac Ojibway, un registre des paléo-vents, Abitibi, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 3031, 1 carte, échelle 1/500 000.

Veillette, J.J., Averill, S.A., LaSalle, P. et Vincent, J.-S.
1989 : Géologie du Quaternaire et exploration minérale de la région d'Abitibi-Témiscamingue; Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada, Excursion B-1, livret-guide des excursions, 122 p.

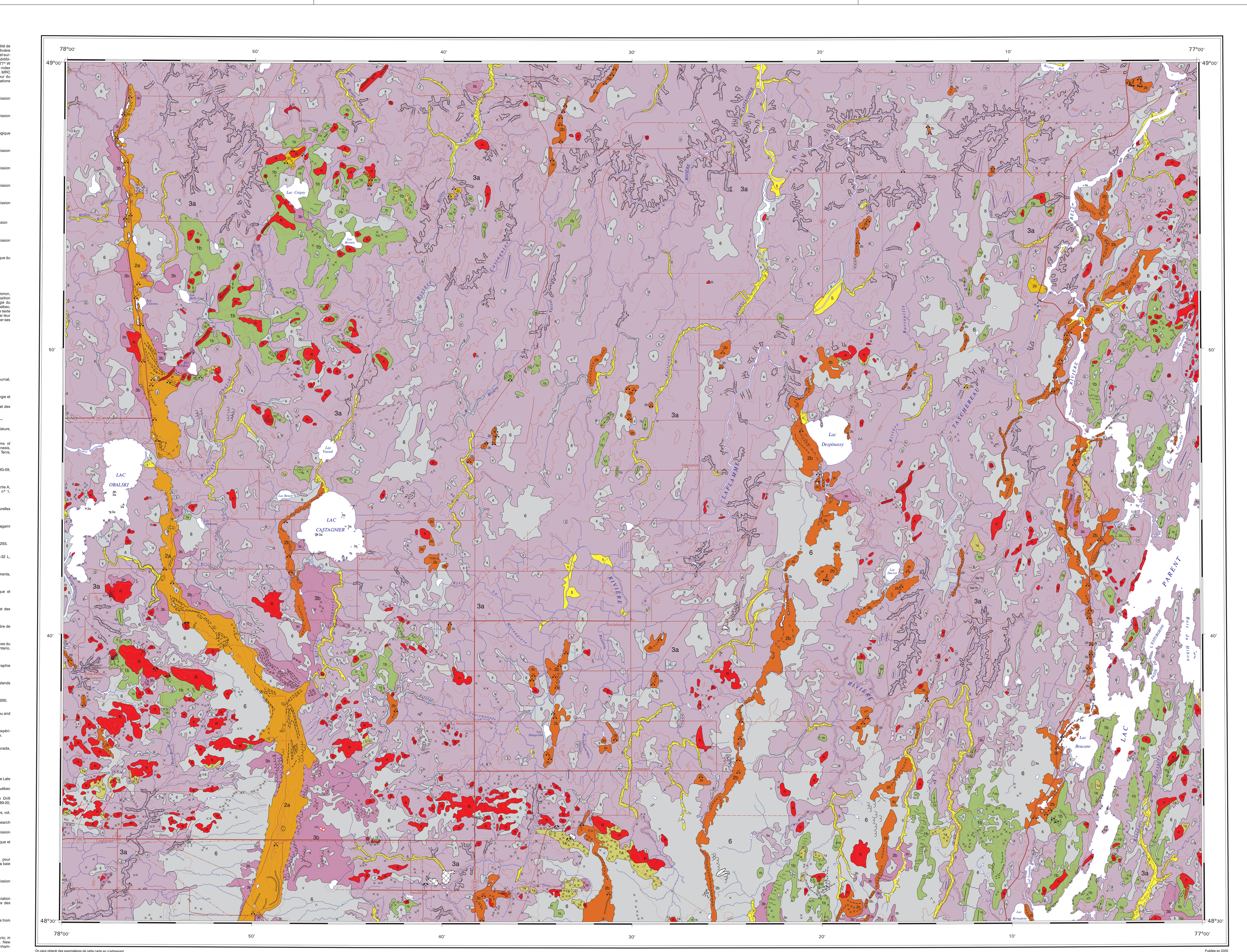
Veillette, J.J., Dyke, A.S. et Roy, M.
1999 : Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec; Quaternary Science Reviews, vol. 18, p. 993–1019.

Veillette, J.J., Paradis, S.J. et Buckle, J.L.
Sous presse : Bedrock and surficial geology of the general area around Rouyn-Noranda, Quebec and Ontario; *in* Metals in the Environment Around Smelters at Rouyn-Noranda, Quebec and Belledune, New Brunswick: Results and Conclusions of the GSC MITE Point Sources Project, (ed.) G.F. Bonham-Carter; Geological Survey of Canada, Bulletin 584.

Veillette, J.J., Paradis, S.J., Thibaudeau, P. et Pomares, J.-S.
1991 : Distribution of distinctive Hudson Bay erratics and the problem of the Cochrane limit in Abitibi, Quebec; *in* Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 91-1C, p. 135–142.

Veillette, J.J., Paradis, S.J., Thibaudeau, P., Daigneault, R.A. et Richard, P.J.H.
1992 : La géomorphologie et la géologie du Quaternaire de l'Abitibi-Témiscamingue; Association québécoise pour l'étude du Quaternaire (AQQUA), VIIe Congrès quadriennal, 23–27 septembre 1992, Rouyn-Noranda, Québec, livret-guide des excursions, 252 p.

Vincent, J.-S. et Hardy, L.
1977 : L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 357–372.



On peut obtenir des exemplaires de cette carte en s'adressant à la Commission géologique du Canada aux adresses suivantes :
601, rue Booth, Ottawa (Ontario) K1A 0E8
3303-33rd Street, N.W., Calgary, Alberta T2L 2A7
101-605 Robson Street, Vancouver, B.C. V6B 5J3
490, rue de la Couronne, Québec (Québec) G1K 9A9
Challenger Drive, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2

CARTE DE LOCALISATION

Publiée en 2005

CARTE 1991A

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET HISTOIRE GLACIAIRE

LAC CASTAGNIER

QUÉBEC

Auteur : S.J. Paradis

Géologie : S.J. Paradis, 1989, 1990

Compilation géologique : S.J. Paradis, 1991, J.J. Veillette, 1995

Vérification et cartographie numérique : L. Robertson, Division de la science des terrains

Cartographie numérique : N. Côté, Division de l'information du Secteur des sciences de la Terre (Info SST)

La présente carte a été produite conformément aux processus du système de gestion de la qualité en vigueur à la Sous-division des services de publication d'Info SST certifié selon la norme ISO 9001 : 2000.

Échelle 1/100 000/Scale 1:100 000

kilomètres 2 0 2 4 6 8 kilomètres

Projection transverse universelle de Mercator
Système de référence géodésique nord-américain, 1983
© Sa Majesté la Reine du chef du Canada 2005

Universal Transverse Mercator Projection
North American Datum 1983
© Her Majesty the Queen in Right of Canada 2005

Les utilisateurs sont priés de faire connaître au personnel de la Commission géologique du Canada les erreurs ou omissions de nature géologique qu'ils auront pu constater.

Fond de carte numérique : Géomatique Canada
Modification du fond de carte numérique : Info SST

Déclinaison magnétique moyenne en 2005 de 14° 11´ W, diminuant de 2,4´ par année. Les lectures varient de 13° 41´ W dans le coin SW de la carte à 14° 41´ W dans le coin NE de la carte.

Altitudes en mètres au-dessus du niveau moyen de la mer.

LÉGENDE

Les unités cartographiques de cette légende sont communes aux cartes 1991A à 1997A et 2017A à 2019A. Les cases laissées en blanc indiquent que les unités cartographiques qu'elles représentent ne figurent pas sur la présente carte. Des étiquettes d'unité composée comme 3b/3a indiquent qu'il a été vérifié sur le terrain que l'unité 3b recouvre l'unité 3a.

QUATERNAIRE

POSTGLACIAIRE

6 — ***DÉPÔTS ORGANIQUES :*** *tourbe, débris végétaux; de 0,5 à 5 m d'épaisseur dans des bassins fermés; les plus grandes étendues recouvrent des sédiments fins mal drainés d'origine glaciolacustre.*

5 — ***DÉPÔTS ALLUVIAUX :*** *sable silteux, silt argileux, sable et gravier; de 1 à 5 m d'épaisseur; forment des bourrelets d'accrétion, des deltas et des plaines alluviales.*

DERNIÈRE GLACIATION

4 — ***DÉPÔTS DE RÉCURRENCE GLACIAIRE :*** *sédiments mis en place directement par le glacier ou à la suite d'un transport glaciel dans le Lac Ojibway; forment un diamicton à matrice calcareuse et compacte, composée en proportions à peu près égales de sable, de silt et d'argile, et contenant généralement des fragments de roches carbonatées du Paléozoïque de la Plate-forme d'Hudson ainsi que, plus rarement, des fragments de roches protérozoïques de la Province de Churchill provenant du sud-est de la baie d'Hudson; l'épaisseur du dépôt est communément de 1 à 2 m, mais peut atteindre plus de 10 m dans des formes fuselées au nord de 49° 45' N; par endroits, le diamicton est légèrement surconsolidé et montre des figures de charge; çà et là, il est recouvert de minces plaques (moins de 2 m) de varves ou de sable fin et silteux.*

DÉPÔTS GLACIOLACUSTRES : *sédiments stratifiés mis en place en milieu deltaïque, littoral, sublittoral ou d'eau profonde dans les lacs proglaciaires Barlow, au sud de la ligne de partage des eaux (bassin versant du Saint-Laurent), et Ojibway, au nord de celle-ci (bassin versant de la baie James).*

3c — ***Sédiments deltaïques :*** *sable, gravier et sable silteux; de 1 à 50 m d'épaisseur; mis en place par les eaux de fonte du glacier.*

3b — ***Sédiments sublittoraux et sédiments de plage :*** *sable, sable silteux, blocs et gravier; de 1 à 20 m d'épaisseur; mis en place lors de la régression glaciolacustre; par endroits, la surface de ces dépôts a été modifiée par l'action éolienne et les formes résultantes sont indiquées par des symboles.*

3a — ***Sédiments d'eau profonde :*** *rythmites d'argile et de silt, varves; de 1 à 60 m d'épaisseur; mis en place dans plus de 50 m d'eau généralement.*

DÉPÔTS FLUVIOGLACIAIRES : *sédiments stratifiés mis en place au contact ou à proximité du glacier par les eaux de fonte, au-dessus ou en dessous du niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres.*

2c — ***Sédiments granulaires :*** *sable et gravier d'origine non déterminée; de plus de 5 m d'épaisseur, en général; constituent des accumulations sans forme précise, souvent partiellement masquées par des dépôts glaciolacustres.*

2b — ***Sédiments juxtaglaciaires ou complexes de sédiments juxtaglaciaires et d'épandage proglaciaire en milieu subaquatique :*** *sable et gravier; forment des eskers de cinq à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur; au-dessus de la limite maximale de submersion glaciolacustre, les eskers sont généralement de petite taille et consistent uniquement en sables et graviers juxtaglaciaires; les eskers formés sous cette limite sont généralement de grande dimension et constitués d'un noyau de blocs, de galets et de gravier de forme arrondie, mis en place à l'intérieur d'un tunnel à la base du glacier, que recouvrent et encaissent des sables déposés à l'embouchure de cours d'eau sous-glaciaires.*

2a — ***Sédiments juxtaglaciaires :*** *gravier, sable et blocs; forment des moraines de 5 à 50 m ou plus d'épaisseur; comprend la Moraine d'Harricana et de rares dépôts morainiques frontaux de part et d'autre de ce complexe interlobaire; sous la limite de submersion glaciolacustre, de grandes étendues de la surface des moraines et de certains eskers sont recouvertes d'une mince couche de sables remaniés par des processus éoliens ou littoraux et les formes résultantes sont indiquées par des symboles.*

DÉPÔTS GLACIAIRES : *sédiments hétérométriques à matrice surtout sableuse, mis en place directement par le glacier; comprend la couverture de till régional et de rares moraines frontales de dimension restreinte; sous la limite glaciolacustre, les blocs et les cailloux abondent en surface.*

Till : *provenant de roches cristallines du Précambrien mais contenant des éléments carbonatés du Paléozoïque dans la matrice; la fraction fine (silt et argile) compte généralement pour plus de 30 %.*

1d — *Couverture généralement continue; d'une épaisseur moyenne supérieure à 1 m sur les interfluves.*

1c — *Couverture discontinue percée ici et là d'affleurements rocheux; d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m sur les interfluves.*

Till : *provenant entièrement de roches cristallines du Précambrien; la fraction fine (silt et argile) compte généralement pour moins de 30 %.*

1b — *Couverture généralement continue; d'une épaisseur moyenne supérieure à 1 m sur les interfluves.*

1a — *Couverture discontinue percée ici et là d'affleurements rocheux; d'une épaisseur moyenne inférieure à 1 m sur les interfluves.*

PRÉQUATERNAIRE

SUBSTRATUM ROCHEUX : *roc à nu ou recouvert d'une mince couverture (moins de 20 cm) de sédiments meubles.*

R̲ — ***Roches sédimentaires du Paléozoïque :*** *calcaire, calcaire cristallin.*

R — ***Roches métamorphiques du Précambrien :*** *roches intrusives (granitoïdes, intrusions mafiques et ultramafiques), roches volcaniques (felsiques et mafiques) et roches sédimentaires métamorphisées.*

Limite géologique (position définie, position approximative)
Gravière, sablière (petite)
Mine ou carrière (petite)
Résidus miniers
Dépression annulaire (taille du symbole proportionnelle à la dimension de la dépression)
Ravinement
Delta postglaciaire
Forme éolienne (dune de dimension réelle, terrain mamelonné aux contours imprécis)
Chenal abandonné (large)
Crêtes de plage
Limite de submersion glaciolacustre
Gradin d'érosion lacustre
Esker (sens d'écoulement connu, position probable d'un esker enfoui)
Dépôt d'épandage en milieu subaquatique
Butte isolée de sédiments fluvioglaciaires, kame
Kettle (grand)
Moraines de De Geer (longueurs réelles)
Crag-and-tail
Drumlinoïde, forme profilée parallèle à l'écoulement glaciaire
Position probable d'une forme profilée enfouie
Drumlin
Strie (direction de l'écoulement glaciaire connue)
Stries, sur un même affleurement, affichant une relation de recoupement (1 = écoulement plus ancien)
Affleurement rocheux
Affleurement rocheux probable
Dyke à relief positif
Escarpement

Remarque : La localisation des affleurements rocheux résulte de nos travaux et de renseignements extraits de la Banque de données géoscientifiques de Géologie Québec du ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec.

Notation bibliographique conseillée :
Paradis, S.J.
2005 : Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Castagnier, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1991A, échelle 1/100 000.