PRO 86-12

LA FAILLE AURIFERE DE CASA-BERARDI

Documents complémentaires

Additional Files





Licence



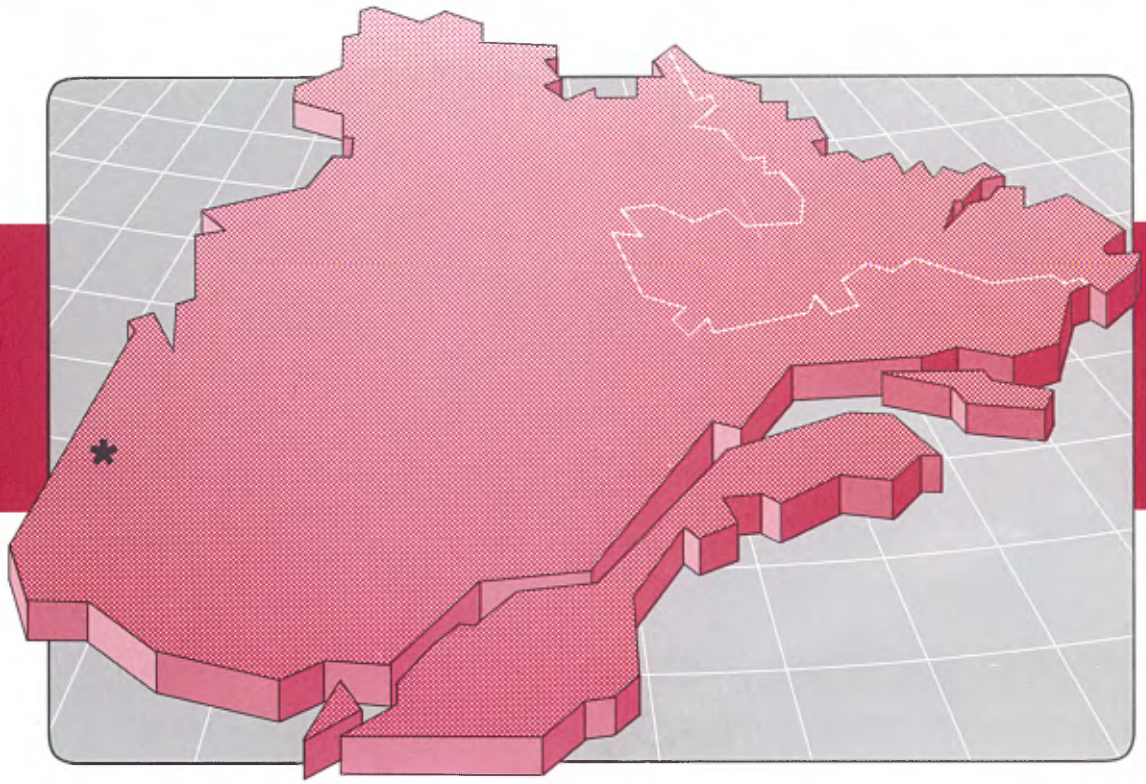
License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources naturelles
Québec

La faille aurifère de Casa-Bérardi

Sylvain Lacroix



Québec

PRO 86-12

LA FAILLE AURIFERE DE CASA-BERARDI

LACROIX, S. (MER)

INTRODUCTION

La découverte du gisement aurifère de Golden Pond par Inco-Golden Knight en 1983 dans le canton de Casa-Bérardi est l'une des plus importantes faites au Québec depuis le début des années 80. Elle a permis de reconnaître une faille majeure orientée E-W dans l'Abitibi-Ouest septentrional à laquelle est associée la minéralisation (Pattison et al., 1986a). La reconnaissance de cette faille majeure présumée similaire aux fameuses failles de Larder-Lake Cadillac et de Porcupine-Destor de l'Abitibi méridional (figure 1) a entraîné le jalonnement de toute la bande de roches qu'elle recoupe sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Notre présentation vise à montrer que la faille de Casa-Bérardi appartient à tout un système de failles "aurifères" orientées E-W et NW-SE qui découpent l'Abitibi-Ouest septentrional appelé ici le sillon Harricana-Turgeon (figure 1). Il est proposé que tout le sillon a subi une déformation de type cisaillement qui s'est exprimée surtout par des plis à l'intérieur de blocs tectoniques délimités par des failles ou zones de déformation ductiles intenses. Le sens du mouvement le long de la faille de Casa-Bérardi ainsi que des failles associées peut être déduit à l'aide de mesures locales de linéations et régionalement à l'aide de la disposition relative des failles entre elles et de celle des plis macroscopiques observés dans les formations de fer en bordure des failles.

Les résultats et interprétations exprimés ici découlent des travaux pluridisciplinaires effectués récemment par le MERQ dans le sillon afin de produire une synthèse géologique régionale. Jusqu'ici, ceux-ci ont consisté en des levés gradiométriques (DP 85-23, DV 85-13 à 18), des cartes géologiques interprétées de ces levés (ET 85-08) sur les deux tiers est du sillon (feuillets SNRC 32E/9, 10, 15 et 16, 32F/12 et 13) ainsi qu'en des levés géologiques à l'échelle de 1:20,000 des quatre premiers feuillets SNRC cités (DP 86-11 & à venir).

SEDIMENTOLOGIE, VOLCANOLOGIE ET PLUTONISME

La figure 2 illustre schématiquement la connaissance géologique que nous avons actuellement du sillon Harricana-Turgeon. Cette carte est modifiée de la carte lithostratigraphique de l'Abitibi (MERQ-OGS, 1983) et tient compte des cartes géologiques provisoires (ET 85-08) produites par la DRG (feuillets SNRC 32E/9,10, 15, 16 et 32F/12, 13), de celles de Maurice Rive du bureau régional de Rouyn (feuillets SNRC 32E/6, 7, 8, 11, 14) et de nos travaux de revision géologique des étés 1985 et 86 (feuillets SNRC 32E/9, 10, 15 et 16).

Le sillon Harricana-Turgeon est délimité à l'ouest et au nord par les gneiss de Quetico (Dimroth et al., 1982) et au sud par le pluton de Mistawak, il contient, à ses extrémités est et sud-est, les centres volcaniques felsiques de Matagami et de Joutel. Il couvre ainsi une superficie de plus de 8000 km carré. Les roches volcaniques et sédimentaires consistent essentiellement en de grandes bandes orientées est-ouest percées par de nombreuses intrusions. Nous ne décrirons ici que les plus importantes caractéristiques des roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques. Pour de plus amples informations, le lecteur se référera à Lacroix (1986a et c).

Deux bandes principales de sédiments sont localisées dans les parties nord et sud du sillon; elles sont appelées respectivement Groupe de Matagami et Groupe de Taïbi en se référant au secteur de Matagami (Sharpe, 1968; Latulippe, 1976; Beaudry, 1985). Ces deux groupes se composent surtout de sédiments détritiques immatures fins à grossiers. Le Groupe de Taïbi est caractérisé par la présence d'importantes formations de fer au faciès oxyde.

Deux types de volcanisme peuvent être distingués dans le sillon Harricana-Turgeon. Nous croyons qu'ils s'apparentent à ceux décrits dans le sillon de LaMotte-Vassan (Imreh, 1982): le type de plaine sous-marine et le type de complexe central. Le volcanisme de type plaine sous-marine a été identifié uniquement jusqu'ici dans le

secteur des collines Cartwright (Lacroix, 1986a). Les roches de ce secteur se composent surtout d'une alternance de laves mafiques et ultramafiques (spinifex) peu différenciées et peu vésiculées qui montrent une grande continuité faciologique latérale. Le volcanisme de type complexe central semble représenter une grande partie du sillon, soit l'ensemble de la bande volcanique délimitée au nord et au sud par les deux bandes sédimentaires ainsi qu'une autre bande passant par Joutel et s'étendant vers l'ouest au nord du batholite de Mistawak. Ce type de volcanisme se caractérise essentiellement par la présence de roches fortement différenciées (mafique à felsique) et vésiculées comportant une importante fraction de pyroclastites; ces ensembles volcaniques ceinturent des complexes plutoniques possiblement syn-volcaniques.

Deux suites intrusives sont communément rencontrées dans le sillon Harricana-Turgeon comme dans le reste de la ceinture de l'Abitibi (Campiglio, 1977): une suite sodique (diorite-tonalite) possiblement syn-volcanique et une suite potassique (granodiorite-granite) tardive par rapport à l'orogénie kénoréenne. Ainsi, les complexes plutoniques de Brouillan (32E/15, 16), d'Orvilliers (32E/10) et de Joutel (32E/8) sont présumés appartenir à la première suite alors que le granite au sud du lac Grasset (32E/16) appartient à la seconde (Lacroix, 1986c), tout comme le pluton de la baie de Dunlop au sud du lac Matagami (Beaudry, 1985). Le complexe igné intrusif de la rivière Bell est syn-volcanique; sa composition anorthositique à gabbroïque et son caractère lité le différencient nettement des autres complexes plutoniques syn-volcaniques de la région (Sharpe, 1968; Beaudry, 1985).

GEOLOGIE STRUCTURALE

1-La faille de Casa-Bérardi et les failles associées

La reconnaissance de la faille de Casa-Bérardi dans le sillon Harricana-Turgeon provient directement des descriptions des carottes de forages d'Inco au gisement de Golden Pond (MERQ; travaux statutaires-GM 40797, 41974). L'association de cette faille avec un niveau graphiteux (conducteur EM aérien) au contact régional de volcanites et de sédiments rend possible le tracé régional approximatif et interprété de la faille de Casa-Bérardi (FCB-FCB'-FCB", voir figure 2). De plus, nous avons observé des coussins intensément déformés (en forme de galettes) le long du troncon FCB" ce qui confirme le haut taux de déformation des volcanites à ce niveau (figure 2).

D'autres coussins intensément déformés ainsi que d'importantes zones de cisaillement ont été observés dans les volcanites au contact sud des sédiments du Groupe de Matagami. Nous proposons donc une autre zone de faille orientée E-W et nommée Grasset (FG) qui coïnciderait avec le niveau graphiteux (conducteur EM aérien) situé au contact sud du Groupe de Matagami. Le contact nord du Groupe de Matagami (correspondant également à un conducteur EM aérien) a également été décrit comme une zone de déformation très intense à la hauteur de la mine Amoco, du côté ontarien du sillon (Marmont, 1986); nous pensons qu'il est le site d'une troisième faille orientée E-W du sillon, la faille Détour (FD).

Au sud de la faille de Casa-Bérardi, on observe dans la partie sud-est du sillon deux conducteurs EM aériens orientés NW-SE et disposés en échelon par rapport à la faille de Casa-Bérardi (figure 2). Le conducteur EM le plus au sud-ouest correspond en fait à deux niveaux graphiteux bordant un bassin sédimentaire mince et allongé qui sépare deux ensembles volcaniques distincts: la plaine sous-marine des Cartwright au nord et le complexe central de Joutel au sud. Au contact nord du bassin sédimentaire avec la plaine sous-marine, nous avons décrit la faille Harricana (FH) orientée NW-SE alors que les laves ultramafiques (spinifex) passent graduellement à un schiste à chlorite (Lacroix, 1986a). Le contact sud du bassin sédimentaire (hôte de la mine Agnico-Eagle) est également le site d'une importante zone de déformation (Wyman, 1986). L'autre conducteur EM correspond au contact sud du Groupe de Taïbi avec la plaine sous-marine des Cartwright. Nous avons interprété à ce niveau une faille nommée Douay (FD) à cause des bris magnétiques visibles dans les formations de fer (DP 85-23; figure 2).

Au nord de la faille de Casa-Bérardi, deux autres conducteurs EM sont également orientés NW-SE et disposés en échelon par rapport à celle-ci. Ils correspondent à des contacts régionaux entre des bandes sédimentaires et volcaniques. Nous avons interprété les failles Bapst (FB) et Turgeon (FT) à ces niveaux, car les levés gradiométriques (DP 85-08) montrent que des unités de susceptibilité magnétique distincte sont déviées ou parallélisées en s'approchant de ces failles.

D'autres conducteurs EM aériens parallèles aux deux réseaux E-W et NW-SE décrits peuvent possiblement représenter d'autres failles potentielles dans le sillon. Ces deux réseaux de failles sont distinguables sur des photos-satellites de type Landsat (Touborg, 1986). Par ailleurs, on peut également y observer trois autres réseaux de fractures régionales orientées respectivement (en ordre décroissante d'importance) NE-SW, NNW-SSE et N-S. Ces trois réseaux de fractures sont parallèles (ils ont probablement contrôlé la mise en place des trois réseaux de dykes de diabase d'âge protérozoïque); ils sont aisément identiables sur les cartes gradiométriques (DP 85-23).

2-Phases de déformation

Quatre phases de déformation ont été observées dans la région. Les deux premières définissent le grain tectonique principalement orienté E-W. La phase D1 montre des plans axiaux et une schistosité orientés NW-SE dans la portion sud-est du Groupe de Taïbi (DP 85-08) et dans la plaine sous-marine des Cartwright (DP 86-11). Ces éléments structuraux sont parallèles aux failles FD et FH, c'est-à dire qu'ils sont également disposés en échelon par rapport à la faille FCB.

La schistosité S1 est localement orientée N-S dans la charnière du pli en Z visible dans les formations de fer de la portion nord du Groupe de Taïbi (coin NE du feuillet SNRC 32E/10). Cette schistosité est alors reprise par la seconde phase de déformation (D2) orientée régionalement est-ouest. La superposition des deux phases de déformation permet donc d'expliquer les motifs structuraux en Z (type 3 de Ramsay, 1967) et possiblement en canot (type 1; centre de 32E/9) visibles dans les formations de fer sur les levés gradiométriques. Mentionnons que le motif en canot pourrait également être produit par une ondulation de l'axe de pli de la phase D1.

Les phases D3 et D4 consistent en deux phases de déformation (possiblement conjuguées) qui s'expriment par des clivages de crénulation et des plis en kinks associés à des zones de fractures orientées NNW-SSE et NE-SW.

3-Mode de déformation du sillon Harricana-Turgeon

Les travaux effectués jusqu'ici indiquent donc que les roches du sillon ont subi une déformation souple polyphasée et une déformation cassante principalement localisée aux contacts entre les bandes sédimentaires et volcaniques ou entre deux ensembles volcaniques distincts. Cette section vise à montrer que les déformations souples et cassantes peuvent être expliquées par les mêmes épisodes de déformation de type cisaillement à l'aide duquel on peut déduire le sens du mouvement le long des failles.

Le long des failles du sillon, des observations locales révèlent que la structure n'est généralement plus constituée que d'une schistosité intense à l'intérieur de laquelle tous les éléments linéaires (dont les charnières de pli) ont été transposés dans la direction d'allongement maximum. Ainsi, les fragments déformés dans les conglomérats et les pyroclastites ainsi que les amygdules déformées des laves au dépôt de Golden Pond (FCB) ont une plongée qui varie de verticale à 60°E (Pattison et al., 1986a). Dans la portion est du troncon FCB', nous avons observé des stries et des axes de plis mésoscopiques qui plongent de 45° à 50° vers l'ESE. A la mine Agnico-Eagle (FH), les fragments dans les pyroclastites ainsi que des axes de pli mésoscopiques plongent de 65° vers le SE (J. Cafferki, communication personnelle). Le long de la faille FG, les coussins déformés ont un axe long X

vertical. Finalement, à la mine Amoco (FD-Détour), les linéations minérales et l'allongement des varioles et des amygdules plongent de 40-50° vers l'ouest (Marmont, 1986).

L'alignement des charnières de pli parallèlement à l'axe d'allongement maximum X témoigne de la déformation intense dans cette direction le long des failles. Dans le sud du sillon, toutes les linéations ont une plongée qui varie de 90° à 45° vers l'ESE. Ceci indique que les failles de ce secteur ont été le site d'un mouvement global à forte composante verticale mais avec une composante horizontale mineure.

La figure 3 illustre les relations géométriques régionales entre les éléments structuraux (plis et failles) décrits précédemment dans la partie SE du sillon (feuillet SNRC 32E/9 et 10 est). Cette partie du sillon est idéale pour visualiser les relations géométriques de la déformation à cause de l'absence de masses granitiques compétentes. La disposition en échelon des failles orientées NW-SE par rapport aux failles E-W (figures 2 et 3) suggère que les premières représentent des failles subsidiaires (paraclases P) par rapport aux secondes qui représentent les failles principales (cisaillement majeur) (Henry, 1983). Entre les failles FH et FD (Douay), les linéations L1-0 des plis P1 orientés NW-SE plongent faiblement (moins de 20°) vers l'ouest et l'est. Cette disposition en échelon des failles NW-SE et des éléments planaires de la phase D1 par rapport à la faille FCB indique à elle seule que des mouvements horizontaux senestres de cisaillement ont dû jouer le long des deux réseaux de failles sous les contraintes régionales de compression orientées NE-SW. Quelques unités lithologiques orientées NE-SW peuvent être observées à quelques endroits dans le sillon (figure 2); la disposition de ces unités par rapport aux failles E-W s'explique difficilement par les mouvements senestres proposés le long des failles. Ainsi, nous pensons que l'orientation inhabituelle de ces unités lithologiques est causée par la présence des granitoïdes compétents. Par exemple, au nord de la faille FT, on note que les formations de fer se parallélisent en s'approchant de la faille orientée NW-SE mais que vers l'est, elles deviennent NE-SW puis E-W afin de contourner au nord le granitoïde d'Orvilliers.

Des mesures structurales prises dans les charnières de pli ainsi que la plus grande épaisseur des formations de fer dans les charnières par rapport aux flancs révèlent la faible plongée des axes de plis (L2-0) macroscopiques dans le Groupe sédimentaire de Taïbi en bordure de la faille FCB. Par exemple, dans le motif en Z du coin NE du feuillet SNRC 32E/10, l'axe L2-0 plonge très faiblement vers l'ouest (figure 3). La disposition géométrique de ce pli en Z par rapport à la faille FCB suggère qu'il a été formé par un mouvement essentiellement inverse (et faiblement senestre) le long de la faille FCB alors que le bloc nord se serait déplacé vers le haut (et faiblement vers l'ouest) par rapport au bloc sud.

De plus, des plis en kinks et des clivages de crénulation dont les plans axiaux sont orientés NNW-SSE et NE-SW recoupent sur le terrain les éléments structuraux de la seconde phase de déformation. Ces deux phases de déformation (D3 et D4) sont communément associées dans l'Abitibi méridional à des contraintes tardives de compression orientées parallèlement aux plans de stratification (i. e. est-ouest) (Babineau, 1985; Hubert et al., 1983). Cependant, il semble qu'il soit parfois possible que des plis en kinks conjugués soient causés par des raccourcissements perpendiculaires à la stratification (Henry, 1983). Il n'est donc pas exclu que ces deux phases de déformation soient associées aux mêmes contraintes de compression (orientées NE-SW) qui ont initié la composante horizontale senestre du mouvement le long des failles majeures E-W et NW-SE. En l'absence de données de terrain supplémentaires, il nous est présentement impossible d'infirmer ou de confirmer l'une ou l'autre des hypothèses émises pas plus d'ailleurs que d'associer ces deux phases de déformation aux trois réseaux de factures orientées NE-SW, NNW-SSE et N-S.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

La figure 2 illustre que la majorité des concentrations aurifères découvertes jusqu'ici dans le sillon Harricana-Turgeon sont situées le long de certaines des failles précédemment décrites (soient les failles E-W FCB et FD-Douay et les failles NW-SE FH et FD-Détour). Ceci témoigne de l'importance du contrôle structural à

l'échelle régionale. A l'échelle locale, l'importance du contrôle structural (failles) a également été décrit pour les trois plus grosses concentrations aurifères du sillon (Agnico-Eagle: Wyman, 1986; Amoco: Marmont, 1986; Golden Pond: Pattison et al., 1986a).

Le potentiel minéral et la date de découverte des six plus importantes concentrations du sillon sont indiqués au tableau 2. Il est particulièrement d'intérêt pour l'exploration de noter que les deux réseaux de failles E-W et NW-SE peuvent être le site d'importantes concentrations aurifères.

CONCLUSION

A l'aide des donnés actuellement disponibles, nous proposons que le sillon Harricana-Turgeon, qui définit la bande de roches archéennes de l'Abitibi-Ouest septentrional, a subi une déformation de type cisaillement. Ainsi, la faille de Casa-Bérardi fait partie d'un système de failles, orientées NW-SE et E-W et situées au contact des ensembles sédimentaires et volcaniques, qui découpent le sillon.

La disposition en échelon des failles NW-SE et des éléments structuraux planaires de la phase D1 de déformation par rapport aux failles E-W suggère que les deux réseaux de failles ont été formées contemporainement et auraient d'abord été le site de cisaillements horizontaux senestres. Les failles auraient probablement été reprises par la suite par un mouvement inverse comme l'indiquent les différentes linéations verticales ou fortement plongeantes le long des failles et les plis en Z et en canot à axe sub-horizontal de la phase D2 dans les sédiments du Groupe de Taïbi en bordure des failles. Deux autres phases de déformation (D3 et D4) ainsi que trois réseaux de fractures (orientées NE-SW, NNW-SSE et NS) sont également discernables dans le sillon mais on ignore encore s'ils sont associées aux mêmes contraintes de compression NNE-SSW de la déformation principale (phases D1-D2 et failles E-W et NW-SE) ou s'il s'agit plutôt d'une phase postérieure de déformation due, par exemple, au relachement des contraintes orogéniques.

La majorité des concentrations aurifères découvertes jusqu'ici dans le sillon l'ont été le long des failles orientées E-W et NW-SE. Toutes les failles proposées sont situées au contact entre des ensembles sédimentaires et volcaniques; celles-ci représentent donc les cibles aurifères prioritaires du sillon. Néanmoins, d'autres conducteurs EM aériens parallèles à ces failles pourraient possiblement avoir été le site de cisaillements importants et pourraient également détenir un certain potentiel aurifère.

Tous les éléments structuraux de la déformation cassante ainsi que les quatre phases de déformation identifiées dans le sillon Harricana-Turgeon semblent similaires à ceux de l'Abitibi méridional (Hubert et al., 1983; Ludden et al., 1986). A première vue, il semble donc que la faille de Casa-Bérardi et les failles Détour et Grasset sont respectivement similaires aux failles de Larder-Lake Cadillac et de Porcupine-Détour tant du point de vue des relations géométriques entre les failles et les plis que de leur association aurifère. Ceci permet d'apprécier tout le potentiel aurifère du système de failles du sillon Harricana-Turgeon.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M. A. Simard et M. Hocq du MER et M. J. Béland de l'Université de Montréal pour avoir fait une lecture critique du manuscrit. Néanmoins, l'auteur demeure seul responsable des hypothèses émises et des conclusions proposées dans ce manuscrit.

REFERENCES

Babineau, J. (1985) - Géologie de la région de LaMotte, Abitibi. MERQ, ET 84-03.

Beaudry, C. (1985) - Région de Matagami, Abitibi. MERQ, rapport préliminaire DP 85-07.

Campiglio, C. (1977) - Batholite de Bourlamaque. MRNQ, étude spéciale ES-26.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N. (1982) - Evolution of the south central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1: stratigraphy and paleogeographic model. C.J.E.S., vol. 19, p. 1729-1758.

Henry, J. (1983) - Méthodes modernes de géologie de terrain: 2a-manuel d'analyse structurale. Editions Technip. 183 pages.

Hubert, C., Trudel, P., Gélinas, L. (1983) - Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Partie 2: tectonique. MERQ, mémoire MM 83-01, p.25-41.

Imreh, L. (1982) - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: Synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. MERQ, mémoire MM 82-04.

Inco - Travaux statutaires. GM-40797 - 41974.

Jolly, W. T. (1978) - Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. CGC, Paper 78-10, p.63-83.

Latulippe, M. (1976) - The stratigraphic divisions of the Abitibi-Temiscamingue Area of North-Western Quebec: Quebec Department of Mines and Natural Resources unpublished Map, 1:633,600.

Ludden, L, Hubert, C. and Gariepy, C. (1986) - The tectonic Evolution of the Abitibi Grenstone Belt of Canada (in press).

Marmont, S. (1986) - Geological Setting of the Detour Lake Gold Mine, Ontario, Canada. Gold 86-Proceedings Volume, p. 97-107.

MERQ-OGS (1983) - Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. MERQ-OGS: 1:500,000 cataloguée "DV 83-16" à Québec et"Map 2484" en Ontario.

Pattison, E. F., Sauerbrei, J. A., Hannila, J. J. et Church, J. J. (1986a) - Gold Mineralization in the Casa-Berardi Area, Quebec, Canada. Gold 86-Proceedings Volume, p. 170-183.

Pattison, E. F. (1986b) - Gold Mineralization in the Casa-Berardi Area, Quebec, Canada. Gold 86-présentation orale.

Ramsay, J. G. (1967) - Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New-York.

Sharpe, J. I. (1968) - Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, compté d'Abitibi-Est. MRNQ, RG-137.

Touborg, J. F. (1986) - Casa-Berardi Landsat study. SNRC sheets 32 E/9, 10, 15 and 16 (scale 1:50,000).

Wyman, D. A. (1986) - Gold Mineralization Overprinting Iron Formation at the Agnico-Eagle Deposit, Quebec, Canada: Mineralogical, Microstructural and Geochemical Evidence. Gold 86-Proceedings Volume, 108-123.

<u>Publications du projet Harricana-Grasset</u>

Relevés géophysiques Inc. (1985) - Levé gradiométrique (noir & blanc), région de Matagami. MERQ, DP 85-23. 6 cartes (1:50,000): SNRC: 032E/09, 10, !5, 16, 032F/12, 13.

Projet Harricana-Grasset (1985) - Cartes géologiques provisoires. MERQ, ET 85-08. 6 cartes (1:50,000): SNRC: 032E/09, 10, 15, 16, 032F/12, 13.

Relevés géophysiques Inc. (1985) - Levé gradiométrique (couleur), région de Matagami. MERQ, DV 85-13 à 18. 6 cartes (1:50,000): SNRC: 032E/09, 10, 15, 16, 032F/12, 13.

Lacroix, S. (1986a) - La région de Casa-Bérardi: synthèse géologique et métallogénique préliminaire. Rapport de conférence du CIM-printemps 1986.

Lacroix, S. (1986b) - Stratigraphie, structure et métallogénie de l'or dans l'ensemble volcanique mafique-ultramafique au nord de Joutel. Excursion géologique-été 1986. Livret-guide, 18 p.

Lacroix, S. (1986c) - Géologie de la région Harricana-Grasset: demie-est. MERQ, rapport préliminaire DP 86-11.

Tableau 1: Liste des principaux éléments structuraux du sillon Harricana-Turgeon

DÉFORMATION SOUPLE	DÉFORMATION CASSANTE
4 PHASES DE DÉFORMATION - D1: plan axial & S1 régionalement NW-SE - D2: plan axial & S2 régionalement E-W patrons polyphasés en Z (et en canot?)	2 RÉSEAUX DE FAILLES - E-W: Casa-Bérardi, Grasset, Detour - NW-SE: Harricana, Douay, Bapst, Turgeon
- D3 et D4: . plis en kinks & clivages de crénulation . NE-SW & NNW-SSE	3 RÉSEAUX DE FRACTURES - NE-SW - NNW-SSE - N-S

Tableau 2: Liste des principales concentrations aurifères du sillon Harricana-Turgeon

NOS (FIGURES)	NOM	ANNÉE DE DÉCOUVERTE	TONNAGE	TENEUR
1	Agnico-Eagle & Telbel	1967	Prod.: 3063821T Rés.: 1632600T	6,2 g/t 6,58 g/t
2	Amoco (Detour Lake)	1974	10,9 MT	4,4 g/t
3	Golden Pond	1983	2,7 MT	0,2 oz/t
4	Golden Pond East	1984	2,8 MT	0,21 oz/t
5	Gold Douay Zone	1983	247,000 T	0,3 oz/t
6	Golden Pond West	1985	2,0 MT	0,21 oz/t

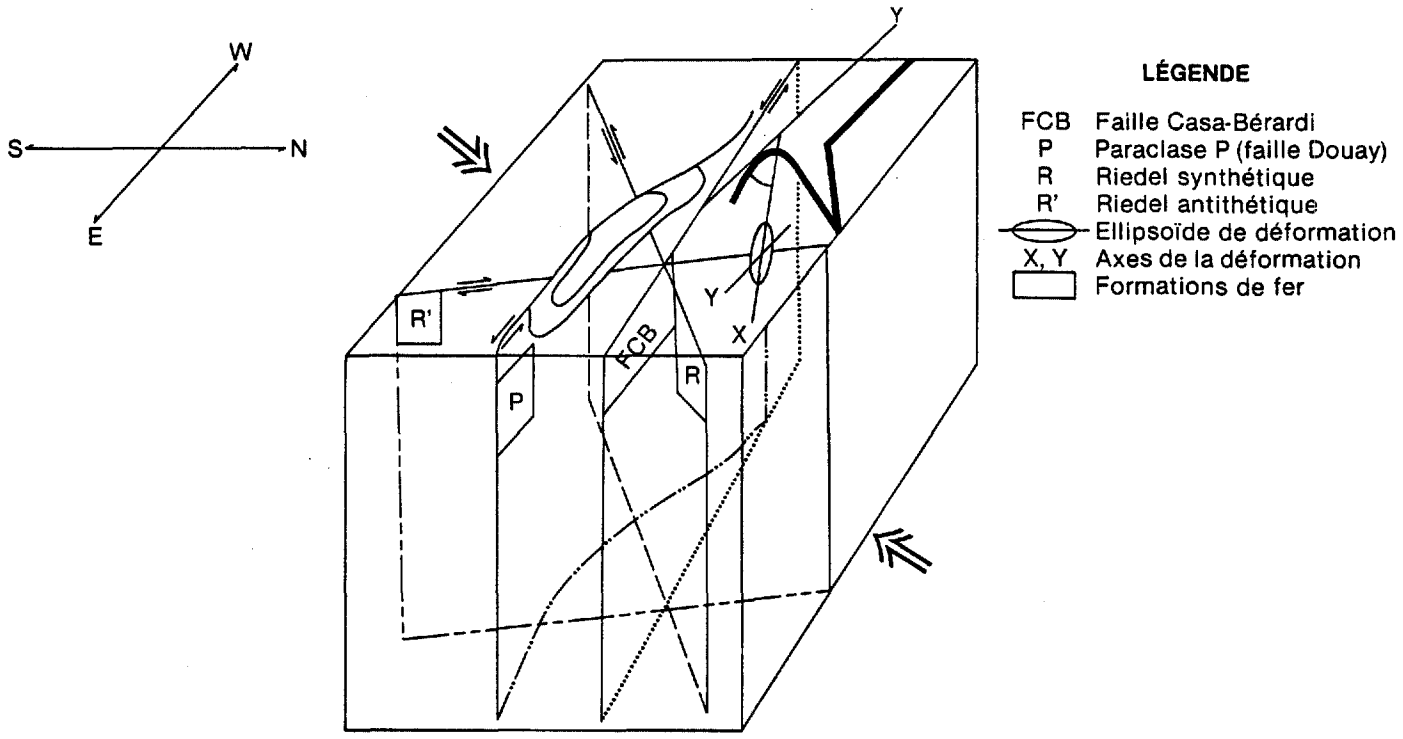
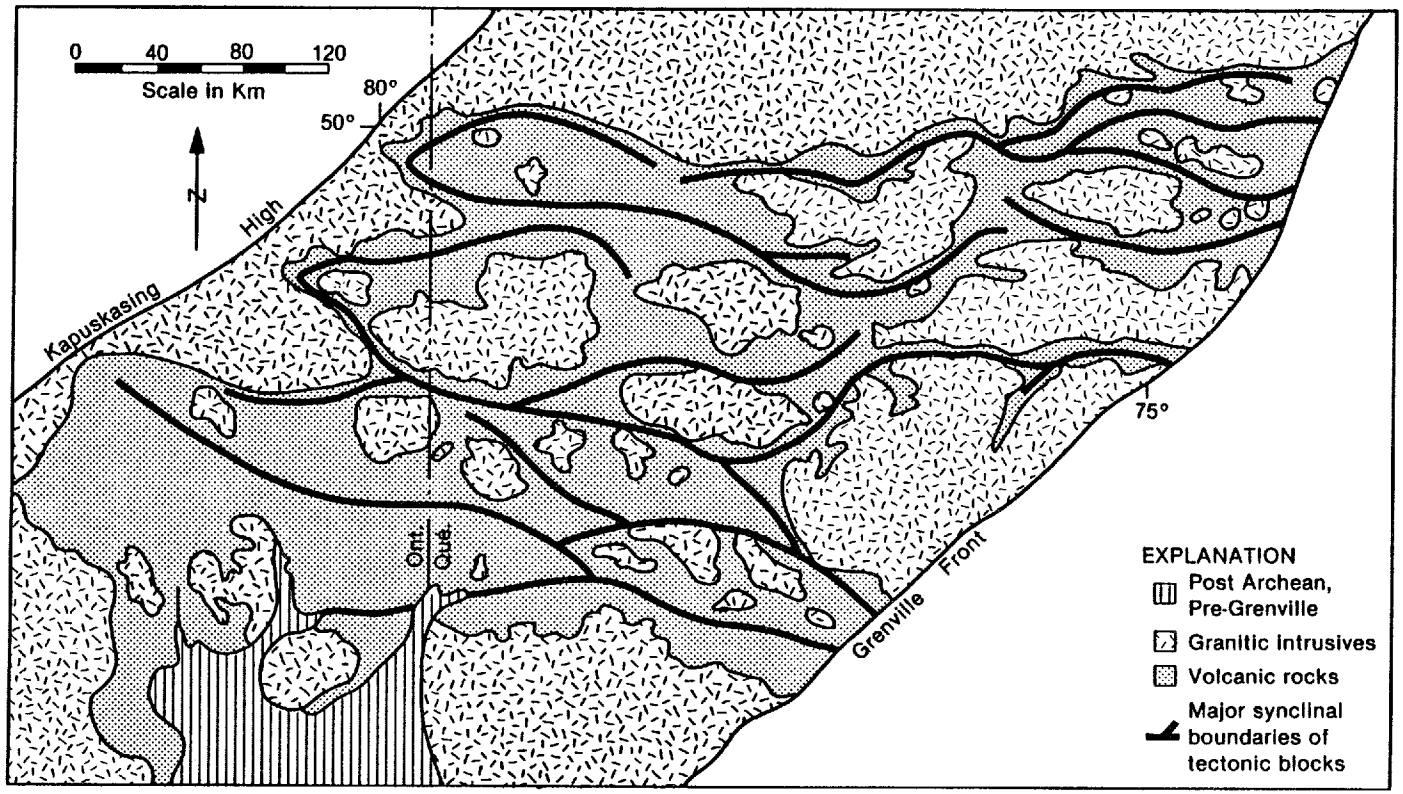


FIGURE 3 — BLOC - DIAGRAMME ILLUSTRANT LA DISPOSITION GÉOMÉTRIQUE DES PRINCIPAUX ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DANS LE QUART SUD-EST DU SILLON HARRICANA-TURGEON.



(JOLLY, 1978)

Figure 1

CASSURES MAJEURES DE LA CEINTURE ARCHÉENNE DE L'ABITIBI

LÉGENDE
(Figure 2)

PRÉCAMBRIEN

Granites, syénites, monzonites massives

Tonalites, granodiorites, trondhjémites gneissiques

Gneiss, migmatites

Complexes stratiformes anorthositiques

Roches intrusives mafiques

Métasédiments

Pyroclasites + volcanoclastites + argilites + exhalites (conducteur EM aérien)

Métavolcanites felsiques

Métavolcanites mafiques

Métavolcanites ultramafiques

Formations de fer

SYMBOLES

Coussins déformés

Faille

FB Faille Bapst

FT Faille Turgeon

FCB Faille Casa Bérardi

FD Faille Douay

FH Faille Harricana

FG Faille Grasset

• Concentration aurifère

Nos 1 à 6 - voir tableau 2

CARTE GÉOLOGIQUE

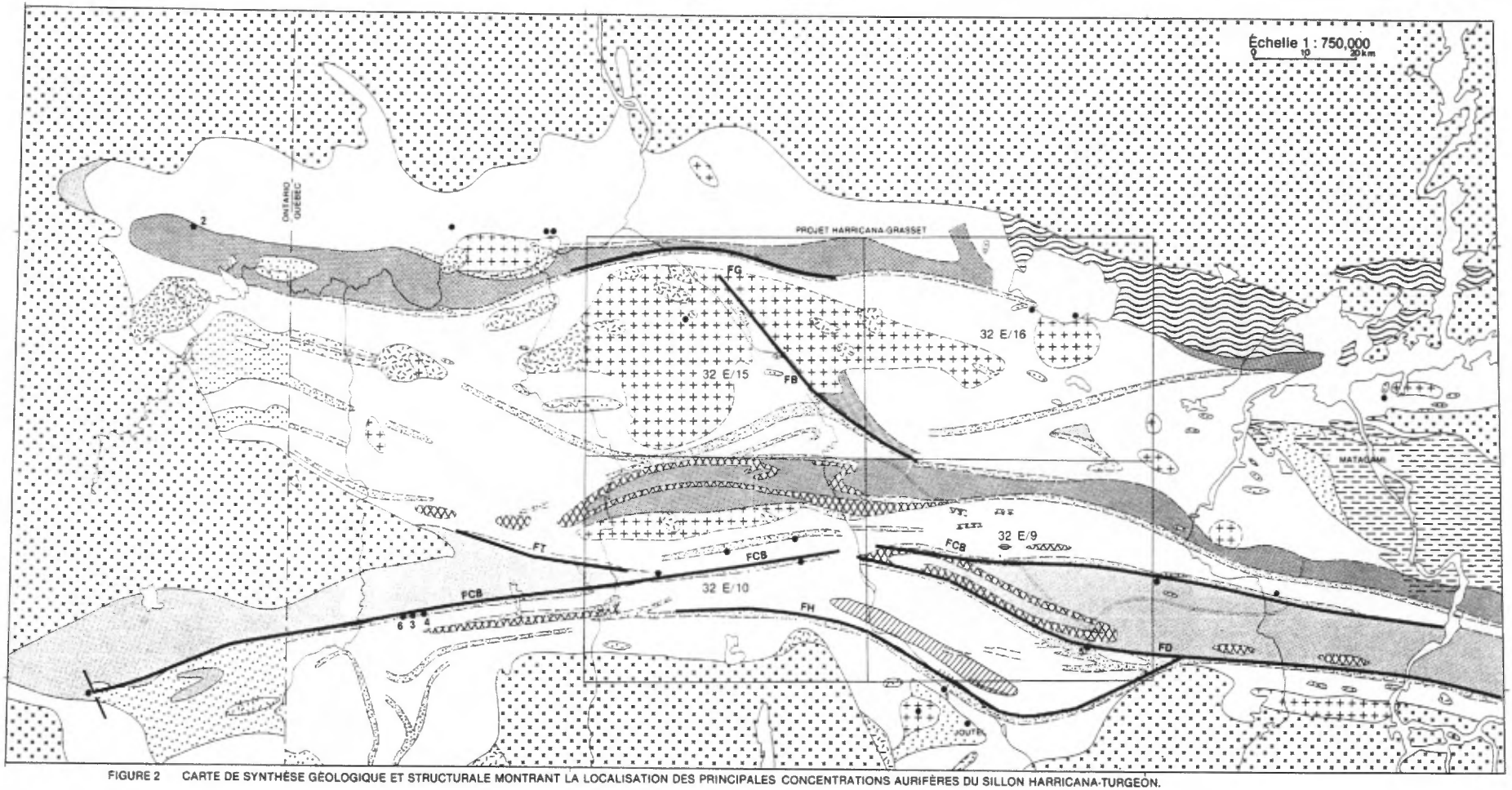


FIGURE 2 CARTE DE SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE MONTRANT LA LOCALISATION DES PRINCIPALES CONCENTRATIONS AURIFÈRES DU SILLON HARRICANA-TURGEON.