

TH 0908

LES BASSINS SEDIMENTAIRES PROTEROZOIQUES DU LAC TILLY ET DE LA RIVIERE LAFORGE, LEUR PLACE DANS L'AGENCEMENT STRUCTURAL DU TERRITOIRE DU NOUVEAU-QUEBEC DEGAGE PAR PHOTOGRAPHIES DE SATELLITES ET CARTES AEROMAGNETIQUES

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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 

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
Spécialité : Géologie appliquée

Les bassins sédimentaires protérozoïques
Du lac Tily et de la rivière Laforge

Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec
Dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques.

Par Philippe PORTELLA

Thèse soutenue le 4 novembre 1980 devant la Commission d'Examen

M. R. Michel
M. P. GIRAUD
M. P. VIALON
M. K.N.M. SHARMA

Président
Rapporteur
Examineur
Invité

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
Spécialité : Géologie appliquée

QE

3.5

GRE

1980

P843

**Les bassins sédimentaires protérozoïques
du lac Tilly et de la rivière Laforge**

**Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec
dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques.**

par Philippe PORTELLA

Thèse soutenue le 4 novembre 1980 devant la Commission d'Examen

M. R. MICHEL

Président

M. P. GIRAUD

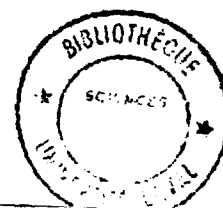
Rapporteur

M. P. VIALON

Examineur

M. K.N.M. SHARMA

Invité



AVANT - PROPOS

Arrivé au terme de ce travail, je tiens à remercier très sincèrement :

- Le Gouvernement provincial du Québec et le Gouvernement français qui m'ont permis, dans le cadre d'accords bilatéraux, d'effectuer trois campagnes de terrain au Québec ;

- Monsieur le Dr A. F. LAURIN, Directeur Général de la Recherche Géologique et Minérale du Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, qui m'a accueilli dans ses services et fourni toute l'aide matérielle et technique nécessaire ;

- Monsieur le Professeur P. GIRAUD, qui m'a accordé sa confiance en "m'envoyant" au Canada et dont les conseils m'ont permis de mener à bien ce travail ;

- Monsieur le Professeur P. VIALON, qui s'est intéressé à mes recherches. A différentes étapes de l'étude structurale, il m'a consacré une part de son temps ; ses réflexions et suggestions m'ont incité à aller plus loin dans mes interprétations ;

- Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui me fait l'honneur de présider ce jury ;

- Monsieur le Docteur K. SHARMA, qui m'a accueilli dans son équipe et fourni les moyens nécessaires à l'étude de terrain. Il a guidé mes premiers pas dans le Précambrien ;

- Monsieur A. FRANCONI, qui m'a fait bénéficier de son expérience de la géologie du Supérieur. Sa synthèse de l'Archéen du Territoire de la Baie James m'a permis de mieux appréhender les problèmes de fracturation ;

- Le Centre Québécois de coordination de la Télédétection et en particulier, Mademoiselle S. LALIBERTE, qui m'a procuré les documents de satellites nécessaires à l'élaboration de cette recherche ;

- Monsieur J. GIRAULT et Monsieur F. ABESQUE, qui se sont intéressés plus précisément à l'étude de la woodhouséite.

Mes remerciements vont également à Messieurs G. MENARD, J.P. GRATIER (I.R.I.G.M.), E.J. SCHWARTZ et R.K. HERD du Geological Survey, M. GIROUX et J.P. FOUCQUES et J.P. GUENIOT de la C.O.G.E.M.A., B. USELLE, qui a bien voulu apporter des corrections au chapitre "sédimentologie", les chercheurs et techniciens de l'Institut Dolomieu G. VIVIER, J. APRAHAMIAN, Mme F. KELLER, R. DOMEYNE, R. TELMAT, J.P. REVOL, J. DEMANJON, D. ARNAUD et P. TALOUR.

En ce qui concerne la frappe de ce mémoire, je tiens à exprimer toute ma gratitude et mon amitié à A. DENIELOU, qui a fait preuve d'une patience peu commune.

Tout au long de cette étude, j'ai apprécié le soutien de mes camarades, ainsi que leurs encouragements lors du "rush" final. Pendant deux ans, ils sont restés stoïques à l'écoute de mes réflexions, lors des différentes étapes de mes "compilations".

Enfin et surtout, je remercie mes parents qui m'ont toujours encouragé à poursuivre de longues études. Je leur dédie ce mémoire.

TABLE DES MATIERES

| <u>PRESENTATION</u> | Pages |
|---|-------|
| 1. Buts de l'étude..... | 1 |
| 2. Situation et aperçu géographique..... | 3 |
| 3. Morphologie - climat, végétation, faune et flore..... | 4 |
| 4. Cadre géologique..... | 4 |
| a. le bouclier canadien..... | 4 |
| b. La Province du Supérieur..... | 6 |
| c. Le Territoire du Nouveau Québec..... | 8 |
| <u>PREMIERE PARTIE</u> - ETUDE GEOLOGIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES PROTEROZOIQUES DE LA REGION DU LAC TILLY ET DE LA RIVIERE LAFORGE | |
| <u>CHAPITRE I</u> - Présentation de la géologie régionale..... | 11 |
| <u>CHAPITRE II</u> - La formation sédimentaire de Sakami..... | 14 |
| Introduction..... | 14 |
| A. Stratigraphie et sédimentologie..... | 14 |
| A.1. Bassin du lac Tilly..... | 18 |
| A.1.1. Situation du bassin..... | 18 |
| A.1.2. Stratigraphie..... | 19 |
| A.1.2.1. Régolite..... | 19 |
| A.1.2.2. Partie inférieure..... | 19 |
| a) série stratigraphique type..... | 22 |
| b) comparaison avec les coupes B et C..... | 24 |
| A.1.2.3. Partie moyenne..... | 25 |
| A.1.2.4. Partie supérieure..... | 26 |
| A.1.3. Sédimentologie..... | 26 |
| A.1.3.1. Structures sédimentaires..... | 26 |
| a) partie inférieure..... | 26 |
| b) partie moyenne..... | 29 |
| A.1.3.2. Granulométrie..... | 32 |
| a) méthode..... | 32 |
| b) interprétation..... | 34 |
| Conclusion..... | 37 |
| A.1.3.3. Couleur des sédiments..... | 37 |
| a) partie inférieure..... | 37 |
| b) partie moyenne..... | 38 |
| c) partie supérieure..... | 39 |
| A.1.3.4. Conclusion..... | 39 |
| a) signification des conglomérats à quartzite sombre dans la paléogéographie du bassin du lac Tilly..... | 39 |
| b) modèle de l'origine de la formation de Sakami, dans le bassin du lac Tilly..... | 41 |
| A.2. Comparaisons avec les autres bassins sédimentaires de la région..... | 41 |
| A.2.1. Bassin de la rivière Laforge..... | 41 |

| | |
|--|----|
| A.2.1.1. Situation du bassin..... | 41 |
| A.2.1.2. Stratigraphie..... | 42 |
| a) partie inférieure..... | 42 |
| b) partie moyenne..... | 44 |
| c) partie supérieure..... | 44 |
| A.2.2. Bassin du lac Catherine..... | 44 |
| A.2.2.1. Situation du bassin..... | 44 |
| A.2.2.2. Stratigraphie..... | 44 |
| A.2.3. Bassin Béatrice..... | 46 |
| B. Pétrographie et minéralogie..... | 46 |
| B.1. Pétrographie..... | 46 |
| B.1.1. Argilites de la partie inférieure..... | 46 |
| B.1.1.1. Microscopie..... | 46 |
| B.1.1.2. Analyse par diffraction rayons X..... | 47 |
| a) nature des minéraux phylliteux..... | 47 |
| b) indice de cristallinité de l'illite..... | 47 |
| B.1.2. Partie moyenne..... | 48 |
| B.1.3. Partie supérieure..... | 52 |
| B.1.4. Conclusion : mise en évidence d'un métamorphisme anchizonal à épizonal faible..... | 52 |
| B.2. Minéralogie..... | 54 |
| B.2.1. Introduction..... | 54 |
| B.2.2. Description de l'occurrence du Québec..... | 54 |
| Conclusion..... | 56 |
| C. Description des minéralisations uranifères..... | 58 |
| C.1. Minéralisation liée aux argilites vertes à pyrite..... | 58 |
| C.2. Minéralisation liée à une veine minéralisée..... | 60 |
| CONCLUSION | 61 |

DEUXIEME PARTIE - ETUDE ET INTERPRETATION DE LA TECTONIQUE
CASSANTE

| | |
|--|----|
| GENERALITES..... | 65 |
| <u>CHAPITRE I</u> - Agencement structural de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge..... | 64 |
| A. Introduction..... | 64 |
| A.1. Secteur étudié..... | 64 |
| A.2. Méthode..... | 64 |
| B. Inventaire des fractures..... | 69 |
| B.1. Famille N 70°..... | 69 |
| B.2. Famille N 150°..... | 69 |
| B.3. Famille N 110°..... | 70 |
| B.4. Famille N 20°..... | 70 |
| B.5. Famille N 45 - 55°..... | 70 |
| C. Modèle cinématique..... | 72 |

| | | |
|---|---|-----|
| D. | Interprétation de deux structures particulières : réseaux de fractures orthogonales et structure en "point triple"..... | 77 |
| D.1. | Réseau de fractures orthogonales..... | 77 |
| D.1.1. | Dykes du lac Carignal..... | 79 |
| D.1.2. | Disposition du bassin sédimentaire de la rivière Laforge..... | 81 |
| D.2. | Structure en "point triple"..... | 83 |
| E. | Mécanisme de mise en place des bassins sédimentaires de Sakami.... | 84 |
| E.1. | Le bassin sédimentaire du lac Tilly..... | 84 |
| E.1.1. | Description..... | 84 |
| E.1.2. | Interprétation..... | 85 |
| E.2. | Cas des autres bassins sédimentaires de Sakami..... | 88 |
| E.2.1. | Bassin de la rivière Laforge..... | 88 |
| E.2.2. | Bassins Catherine et Béatrice..... | 88 |
| F. | Conclusion..... | 89 |
| <u>CHAPITRE II</u> - Agencement structural du Nouveau Québec..... | | 90 |
| A. | Introduction..... | 90 |
| A.1. | Secteur étudié..... | 90 |
| A.2. | Méthodes..... | 90 |
| A.2.1. | Photographies de satellites..... | 90 |
| A.2.1.1. | Documents utilisés..... | 90 |
| A.2.1.2. | Analyse des documents..... | 93 |
| A.2.2. | Données géophysiques..... | 94 |
| A.2.2.1. | Cartes aéromagnétiques..... | 94 |
| A.2.2.2. | Cartes des anomalies de Bouguer..... | 95 |
| A.2.3. | Cartes géologiques..... | 95 |
| A.3. | Interprétation d'un assemblage de photographies de satellites bande 457 - Apport de la carte aéromagnétique..... | 95 |
| B. | Inventaire des structures..... | 99 |
| B.1. | Différentes familles de fractures..... | 99 |
| B.1.1. | Famille N 80°..... | 100 |
| B.1.2. | Famille N 140°..... | 100 |
| B.1.3. | Famille N 110°..... | 101 |
| B.1.4. | Famille N 45 - 55°..... | 101 |
| B.1.5. | Famille N 20 - 30°..... | 102 |
| B.1.6. | Famille N 170°..... | 102 |
| | Conclusion..... | 103 |
| B.2. | Discontinuités majeures..... | 103 |
| B.2.1. | Faille de Fort George | 103 |
| B.2.1.1. | Données de photographies de satellites..... | 103 |
| B.2.1.2. | Données géophysiques..... | 104 |
| a) | données aéromagnétiques..... | 104 |
| b) | données gravimétriques..... | 106 |
| B.2.1.3. | Données géologiques..... | 107 |
| | Conclusion..... | 107 |
| B.2.2. | Faille de La Grande Rivière..... | 107 |
| B.2.3. | Faille du lac Sakami..... | 108 |
| B.2.4. | Faille de la Petite Rivière de la Baleine..... | 108 |
| B.3. | Structures circulaires..... | 109 |

| | |
|--|-----|
| C. Essai de subdivision structurale du Territoire du Nouveau Québec.. | 111 |
| C.1. Différentes bandes structurales..... | 111 |
| C.1.1. Bande centrale (I, II, III)..... | 111 |
| C.1.1.1. Domaine du lac Bienville (I)..... | 111 |
| C.1.1.2. Domaine des rivières Sakami et Eastman (II).. | 111 |
| C.1.1.3. Domaine des rivières aux Mélèzes et du Gué (III)..... | 112 |
| Conclusion..... | 112 |
| C.1.2. Bande occidentale (IV et V)..... | 113 |
| C.1.2.1. Domaine de La Grande rivière de la Baleine (IV)..... | 113 |
| C.1.2.2. Domaine de la rivière du Vieux Comptoir (V).. | 113 |
| Conclusion..... | 113 |
| C.1.3. Bande orientale (VI)..... | 114 |
| C.2. Interprétation - essai de corrélation avec la géologie du Territoire du Nouveau Québec..... | 114 |
| C.2.1. Corrélation entre les grandes unités lithologiques et les différents domaines structuraux mis en évidence... | 114 |
| C.2.2. Apport à la subdivision géologique du Territoire du Nouveau Québec..... | 116 |
| C.2.2.1. Données structurales..... | 116 |
| C.2.2.2. Données géophysiques..... | 116 |
| a) données gravimétriques..... | 116 |
| b) données aéromagnétiques..... | 117 |
| C.2.2.3. Données géologiques..... | 117 |
| Conclusion..... | 118 |
| C.2.3. Comparaison avec les autres failles observées dans la province du Supérieur..... | 118 |
| D. Système des failles de Fort George, de La Grande Rivière et du lac Sakami..... | 119 |
| D.1. Cadre géologique et structural de la région..... | 119 |
| D.1.1. Description..... | 119 |
| D.1.2. Interprétation..... | 122 |
| D.1.2.1. Style structural régional..... | 122 |
| D.1.2.2. Structures induites par la fracturation..... | 122 |
| a) compartimentation..... | 122 |
| b) crochonnement des directions de foliation de part et d'autre des failles majeures..... | 123 |
| c) rotation interne de bloc..... | 125 |
| D.2. Données aéromagnétiques de la région..... | 128 |
| D.2.1. Description..... | 128 |
| D.2.1.1. Domaine I..... | 128 |
| D.2.1.2. Domaine II..... | 130 |
| a) anomalie C..... | 130 |
| b) secteur sud sud ouest..... | 130 |
| c) secteur est..... | 131 |
| D.2.2. Apports à la géologie structurale..... | 134 |
| D.2.2.1. Style structural régional..... | 134 |
| a) bande métavolcanique du lac Sakami..... | 134 |
| b) antifformes des lacs Detcheverry et du Neacappo... | 135 |
| D.2.2.2. Fracturation..... | 135 |

| | | |
|----------|--|-----|
| D.2.3. | Estimation de la valeur du rejet horizontal de la faille de Fort George, basée sur les décrochements d'anomalies aéromagnétiques..... | 136 |
| D.2.3.1. | Introduction..... | 136 |
| D.2.3.2. | Interprétation..... | 136 |
| D.2.3.3. | Conclusion..... | 139 |
| D.3. | Conclusion : hypothèse de décrochement dextre..... | 139 |
| E. | Extrémité est de la faille de La Grande Rivière..... | 141 |
| E.1. | Description..... | 141 |
| E.2. | Données aéromagnétiques..... | 142 |
| E.2.1. | Description..... | 142 |
| E.2.1.1. | Domaine I..... | 142 |
| E.2.1.2. | Domaine II..... | 142 |
| E.2.1.3. | Domaine III..... | 144 |
| E.2.2. | Interprétation..... | 144 |
| E.2.2.1. | Essai de corrélation avec les différents ensembles lithologiques du Nouveau Québec. Comparaison avec la région ouest..... | 144 |
| E.2.2.2. | Indications sur le rejet horizontal des accidents majeurs..... | 146 |
| a) | fractures du lac Roz..... | 146 |
| b) | faille de La Grande Rivière. Estimation de la valeur du rejet horizontal..... | 146 |
| F. | Région des Monts Otish et du lac Mistassini - Hypothèses quant aux relations entre la position du Front de Grenville et les deux systèmes de cassures..... | 148 |
| F.1. | Agencement structural..... | 148 |
| F.1.1. | Système N 80° - N 140°..... | 148 |
| F.1.2. | Système N 20° - N 30°..... | 148 |
| F.2. | Hypothèses quant aux relations entre la position du Front de Grenville et les deux systèmes de cassures..... | 150 |
| G. | Interprétation de la fracturation du Nouveau Québec..... | 151 |
| G.1. | Système N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 - 55°..... | 151 |
| G.1.1. | Modèle cinématique..... | 151 |
| G.1.2. | Hypothèse de "zone de décrochement"..... | 156 |
| G.1.3. | Essai d'interprétation mécanique..... | 158 |
| G.1.4. | Essai de chronologie des différents événements : tectonique sédimentaire et magmatique..... | 160 |
| G.1.5. | Situation des bassins sédimentaires de Sakami..... | 160 |
| G.1.5.1. | Situation des bassins..... | 160 |
| G.1.5.2. | Modèle de mise en place..... | 161 |
| G.1.6. | Corrélations entre les structures du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon..... | 161 |
| G.1.6.1. | Région du Golfe de Richmond..... | 162 |
| a) | stratigraphie..... | 162 |
| b) | fracturation..... | 163 |
| G.1.6.2. | Région des lacs Cambrian et Castignon..... | 163 |
| a) | stratigraphie..... | 163 |
| b) | fracturation..... | 165 |

| | |
|---|-----|
| G.1.6.3. Interprétation..... | 165 |
| a) relation des structures du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon dans l'optique d'un décrochement dextre..... | 165 |
| b) apport de l'étude structurale du Nouveau Québec pour les corrélations stratigraphiques entre les Groupes de Pachi et du Golfe de Richmond, les formations de Chakonipau et de Sakami..... | 167 |
| Conclusion..... | 167 |
| G.1.7. Conséquences à l'échelle de la province du Supérieur. | 168 |
| G.2. Système N 20 - 30°..... | 168 |
| G.3. Relations des dykes de diabase avec les deux systèmes de fractures..... | 171 |
| G.3.1. Différents réseaux de dykes..... | 171 |
| G.3.2. Corrélations avec les autres réseaux de dykes de diabase..... | 173 |
| G.3.3. Age de la mise en place des dykes de diabase..... | 173 |
| G.3.4. Relations des dykes de diabase avec les deux systèmes majeurs de fracturation..... | 174 |
| G.3.4.1. Réseaux N 140° - N 170°..... | 174 |
| G.3.4.2. Réseau N 50° - N 60°..... | 175 |
| G.3.5. Conclusion..... | 177 |
| G.3.5.1. Hypothèses quant aux relations entre les systèmes N 80° et N 20 - 30°..... | 177 |
| G.3.5.2. Hypothèses quant à la fracturation de la région de Chibougamau..... | 179 |
| H. Prolongation nord-est de la zone gneissique de Kapuskasing..... | 180 |
| I. Apport de l'étude structurale à la prospection minière..... | 182 |
| I.1. Uranium..... | 183 |
| I.2. Cuivre..... | 183 |
| J. CONCLUSION..... | 184 |
| 1. Interprétation des documents de satellites. Confrontation avec les cartes aéromagnétiques..... | 184 |
| 2. Les réseaux de fractures du Territoire du Nouveau Québec..... | 185 |
| a) système N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 - 55°..... | 186 |
| b) système N 20 - 30°..... | 186 |
| CONCLUSION GENERALE..... | 189 |
| BIBLIOGRAPHIE | 192 |

LISTE DES FIGURES

| | Pages |
|--|-------|
| Fig.1 - Territoire de la baie de James..... | 2 |
| Fig.2 - Différentes provinces géologiques du bouclier canadien..... | 5 |
| Fig.3 - Classification chrono-stratigraphique du Précambrien du Bouclier Canadien..... | 6 |
| Fig.4 - Carte des différentes sub-provinces de la province géologi- que du Supérieur..... | 7 |
| Fig.5 - Carte géologique du Nouveau Québec..... | 7 |
| Fig.6 - Carte géologique de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge..... | 12 |
| Fig.7 - Carte des différents bassins sédimentaires protérozoïques de la province du Supérieur dans le Nouveau Québec..... | 15 |
| Fig.8 - Carte schématique des bassins sédimentaires du lac Tilly et de la rivière Laforge..... | 16 |
| Fig.9 - Bloc diagramme de la disposition synforme des niveaux infé- rieurs verdâtres de la formation de Sakami..... | 17 |
| Fig10 - Représentation schématique du "rebroussement" provoqué par l'effondrement d'un compartiment de socle..... | 18 |
| Fig11 - Série stratigraphique de la formation de Sakami de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge..... | 20 |
| Fig12 - Localisation des coupes levées en bordure occidentale du bassin du lac Tilly..... | 20 |
| Fig13 - Coupes A, B, C et D des parties inférieure et moyenne de la formation de Sakami..... | 21 |
| Fig14 - Passée conglomératique à galets de quartz interstratifiée dans les argilites vertes..... | 23 |
| Fig15 - Alternance de silts et d'argiles, à nombreuses structures liées à des dégazages..... | 23 |
| Fig16 - Conglomérat de la partie supérieure..... | 27 |
| Fig17 - Exemple de structures de perturbation..... | 27 |
| Fig18 - Exemple de litages entrecroisés dans les grés de la partie moyenne..... | 30 |
| Fig19 - Rosace des directions de courant dans le bassin du lac Tilly | 30 |
| Fig20 - "Ball and pillow structure"..... | 31 |
| Fig21 - Exemple de discordance stratigraphique..... | 31 |
| Fig22 - Tableau de la valeur des différents indices de classement... | 34 |
| Fig23 - Courbes granulométriques cumulatives..... | 35 |
| Fig24 - a: Comparaison des histogrammes des Qd γ de Krumbein b: Comparaison des indices d'hétérométrie; pour: A. plages marines B. fleuves C. "grés de la formation de Sakami"..... | 36 |
| Fig25 - Taches de réduction de couleur verte dans les argilites rougeâtres..... | 38 |
| Fig26 - Bloc diagramme interprétatif des formations sédimentaires du lac Tilly..... | 40 |
| Fig27 - Coupe subméridienne de la bordure méridionale du bassin La- forge, montrant un rebroussement des bancs de grés..... | 42 |
| Fig28 - Log stratigraphique du forage réalisé par le groupe minier SES..... | 43 |

| | |
|--|----|
| Fig.29 - Situation du bassin Catherine..... | 45 |
| Fig.30 - Situation du bassin Béatrice..... | 45 |
| Fig.31 - Indices de cristallinité des micas de la formation de Sakami..... | 49 |
| Fig.32 - Photographie montrant une recristallisation importante de la matrice, s'accompagnant de corrosion des grains de quartz..... | 50 |
| Fig.33 - Micas authigènes développés dans les espaces intergranulaires..... | 50 |
| Fig.34 - Cristallisation de pistachite entre les grains de quartz... | 51 |
| Fig.35 - Excroissance de quartz authigène autour des grains détritiques..... | 51 |
| Fig.36 - Cristallisation de micas blancs dans les ombres de pression | 53 |
| Fig.37 - Répartition uniforme du calcium dans les cristaux de la Woodhouséite..... | 57 |
| Fig.38 - Répartition stratigraphique de l'uranium et du thorium dans les niveaux argilo-silteuse de la partie inférieure..... | 59 |
| Fig.39 - Disposition de la veine minéralisée à proximité du contact Sakami-socle..... | 59 |
| Fig.40 - Localisation de la région étudiée par photo-interprétation. | 68 |
| Fig.41 - Rosace des directions de fractures de la région du lac Tilly - rivière Laforge pondérées par leur longueur..... | 68 |
| Fig.42 - Rosaces des directions de fractures des parties occidentale et orientale de la région pondérées par leur longueur..... | 68 |
| Fig.43 - Carte schématique des fractures qui affectent les bancs gréseux de la formation de Sakami..... | 71 |
| Fig.44 - Disposition "en relais" et "en échelon" des différentes familles de fractures par rapport à la direction N 70°..... | 71 |
| Fig.45 - Facturation liée à une zone de décrochement dextre..... | 73 |
| Fig.46 - Conditions d'apparition des fractures R et P..... | 73 |
| Fig.47 - Différents stades d'évolution d'une zone de décrochement... | 73 |
| Fig.48 - Rosace théorique des fracturations associées à un décrochement N 70 dextre. Mise en évidence de la dissymétrie existant de part et d'autre du décrochement..... | 75 |
| Fig.49 - Orientation des différents éléments structuraux avec le décrochement..... | 75 |
| Fig.50 - Disposition "en relais" et "en échelon"..... | 75 |
| Fig.51 - Individualisation du compartiment du bassin de la rivière Laforge..... | 78 |
| Fig.52 - Interprétation cinématique du réseau de fractures orthogonales..... | 78 |
| Fig.53 - Carte schématique de la bordure nord est du lac Carignal... | 80 |
| Fig.54 - Réseau de failles orthogonales disposé sur une fracture de Riedel R "potentielle"..... | 80 |
| Fig.55 - Interprétation du réseau de fractures orthogonales de la rivière Annie..... | 80 |
| Fig.56 - "Point triple" du lac Schipa..... | 82 |
| Fig.57 - Carte géologique de LG4..... | 82 |
| Fig.58 - Anomalie magnétique positive située à l'extrémité Sud Est de la fracture de Riedel R..... | 82 |
| Fig.59 - Modèle de mise en place du bassin du lac Tilly..... | 86 |
| Fig.60 - Bloc diagramme de la bordure occidentale du bassin du lac Tilly..... | 87 |

| | |
|--|-----|
| Fig.61 - Effondrement du compartiment de socle dans la région du lac Schipa: schéma évolutif..... | 87 |
| Fig.62 - Situation générale du territoire étudié à partir de l'analyse des photographies de satellites..... | 91 |
| Fig.63 - Secteur étudié à partir de l'analyse des cartes aéromagnétiques..... | 91 |
| Fig.64 - Carte toponymique du secteur étudié..... | 92 |
| Fig.65 - Interprétation d'un assemblage de photographies de satellites; apport des cartes aéromagnétiques..... | 97 |
| Fig.66 - Rosaces des pourcentages des directions de linéaments dans le territoire du Nouveau Québec..... | 98 |
| Fig.67 - Rosace des directions de fractures de l'ensemble du territoire du Nouveau Québec pondérées par leur longueur..... | 99 |
| Fig.68 - Anomalie magnétique négative liée à la faille de Fort George..... | 104 |
| Fig.69 - Anomalie gravimétrique négative liée à la faille de Fort George..... | 105 |
| Fig.70 - Extension probable de la faille de Fort George..... | 106 |
| Fig.71 - Carte des différents domaines structuraux du Nouveau Québec | 110 |
| Fig.72 - Carte des anomalies de Bouguer de la partie occidentale du Territoire du Nouveau Québec..... | 116 |
| Fig.73 - Carte géologique de la région des lacs Sakami-Coutaceau-Janjandashi..... | 120 |
| Fig.74 - Carte structurale de la région des lacs Sakami-Coutaceau-Janjandashi..... | 121 |
| Fig.75 - Différents compartiments structuraux de la région des lacs Sakami-Janjandashi-Coutaceau et sens de rejet des accidents majeurs..... | 122 |
| Fig.76 - Crochonnement des directions de foliation induit par un décrochement dextre..... | 124 |
| Fig.77 - Modèle de rotation interne antihoraire..... | 125 |
| Fig.78 - Flanc occidental de l'antiforme du lac Detcheverry soumis à une rotation interne anti-horaire..... | 127 |
| Fig.79 - Interprétation des structures de direction N 20 - 30° du compartiment II..... | 127 |
| Fig.80 - Carte aéromagnétique de la partie occidentale de la région de La Grande Rivière..... | 129 |
| Fig.81 - Interprétation de l'anomalie située à l'aplomb du bassin Coutaceau..... | 132 |
| Fig.82 - Anomalie magnétique de la région du lac Guyer..... | 136 |
| Fig.83 - Estimation de la valeur du déplacement le long de la faille de Fort George, à partir du décalage d'anomalies aéromagnétiques..... | 137 |
| Fig.84 - Coulissage du domaine nord par rapport au domaine sud..... | 138 |
| Fig.85 - Schéma structural évolutif de la région des lacs Sakami-Coutaceau-Janjandashi..... | 140 |
| Fig.86 - Extrémité orientale de la faille de la Grande rivière: fractures N 70° en relais, avec N 45-55° à valeur de "rupture de pont" | 141 |
| Fig.87- Carte aéromagnétique de la partie orientale de la région de la Grande Rivière..... | 143 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 88 - Essai de subdivision du nouveau Québec en différents domaines magnétiques..... | 144 |
| Fig. 89 - Estimation de la valeur du déplacement le long de la faille de la Grande Rivière à partir du décalage d'anomalies aéromagnétiques..... | 147 |
| Fig. 90 - Carte schématique de la fracturation de la région du lac Mistassini et des Monts Otish. Relations avec les structures N 80° et N 20-30° du Nouveau Québec..... | 149 |
| Fig. 91 - Contrôle du cours de la rivière Eastman par les systèmes de fractures N 80° et N 20-30°..... | 149 |
| Fig. 92 - Interprétation du système N 80°-N 110°-N 140°-N 170°-N 45-55°..... | 152 |
| Fig. 93 - Carte schématique de la fracturation du Nouveau Québec... | 152 |
| Fig. 94 - Orientation des différents éléments structuraux par rapport au décrochement..... | 153 |
| Fig. 95 - Différentes hypothèses quant à la signification des fortes valeurs angulaires entre R, T et P avec le décrochement..... | 155 |
| Fig. 96 - Disposition "en relais" des failles de Fort George et des îles Combs..... | 156 |
| Fig. 97 - Carte schématique de l'agencement structural du Nouveau Québec en "zone de décrochement"..... | 157 |
| Fig. 98 - Situation géographique de la région des lacs Cambrian et Castignon et du Golfe de Richmond..... | 162 |
| Fig. 99 - Faille Cambrian Oteluk..... | 164 |
| Fig. 100 - Schéma du réseau de fractures N 110° et N 80° entre le Golfe de Richmond et le lac Cambrian..... | 166 |
| Fig. 101 - Différents bassins sédimentaires de la région des lacs Gayot et Cambrian..... | 166 |
| Fig. 102 - Carte schématique des principales fractures N 20-30° de la province du supérieur..... | 169 |
| Fig. 103 - Carte des dykes de diabase entre les 50° et 56° de latitude au Québec..... | 170 |
| Fig. 104 - Prolongation occidentale du réseau N 50-60° du Nouveau Québec en bordure du linéament de Kapuskasing..... | 172 |
| Fig. 105 - Interprétation proposée des réseaux de dykes de diabase N 140° et N 170°..... | 175 |
| Fig. 106 - Représentation des dykes de diabase de direction N 50-60° et des fractures du système N 20-30°; schéma interprétatif | 176 |
| Fig. 107 - Différents stades évolutifs du linéament de Kapuskasing.. | 177 |
| Fig. 108 - Interprétation de l'orientation des différents réseaux de dykes de diabase..... | 178 |
| Fig. 109 - Carte géologique de la région de Chibougamau..... | 179 |
| Fig. 110 - Prolongation possible du linéament de Kapuskasing vers le Nord-Nord Est..... | 181 |
| Fig. 111 - Localisation des échantillons analysés..... | 181 |

Planches hors texte

- I - Carte structurale de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge.
- II - Carte structurale du Territoire du Nouveau Québec.

PRESENTATION

1/ BUTS DE L'ETUDE

Dans le cadre des accords de coopération entre le Gouvernement Provincial du Québec et le Gouvernement Français, et plus particulièrement entre la Direction Générale de la Recherche Géologique et Minérale du Ministère des Richesses Naturelles (1), dirigé par le Dr A. LAURIN et l'équipe de Pétrologie - Métallogénie de l'Institut Dolomieu, dirigée par Monsieur le Professeur P. GIRAUD, j'ai été envoyé dans la région du lac Tilly et de la rivière Laforge.

Il s'agissait d'étudier la stratigraphie et la sédimentologie de la formation sédimentaire de Sakami, et des minéralisations uranifères associées.

Deux campagnes de terrain ont été effectuées durant les étés 1977 et 1978 (juin à août). J'étais affecté sur l'équipe d'exploration géologique du Dr K. SHARMA, dont le but était la cartographie du socle archéen. Compte tenu des impératifs de cette mission, je ne disposais que des mois d'août (du 1er au 23) 1977 et 1978 pour étudier cette formation sédimentaire. Les autres mois (juin, juillet) ont été consacrés à la cartographie du socle dans le cadre du projet du Dr K. SHARMA.

Nous disposions des moyens logistiques habituels à ces régions : hydravion, hélicoptère, canot à moteur, tentes, ... Pour des raisons de sécurité évidentes, j'étais accompagné sur le terrain par un homme de canot.

Les études de laboratoire ont été effectuées pour une part au Québec (50 lames minces, 22 analyses chimiques), pour une autre part à l'Institut Dolomieu (50 lames minces, 25 analyses chimiques, 70 analyses de fraction argileuses par diffraction de rayons X).

La période trop courte consacrée à cette étude, m'a conduit à modifier le sujet initial. Constatant le rôle important joué par la fracturation pour la mise en place et l'évolution des bassins sédimentaires, j'ai été conduit d'abord à en préciser l'incidence dans la région du lac Tilly et de la rivière Laforge.

Puis, en 1979, j'ai été affecté sur le projet de cartographie du socle archéen du Dr A. FRANCONI, dans la région de la Gorge Prosper (rivière Eastman). Nous avons noté une fracturation peu marquée, distincte de celle de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge.

Afin de replacer les différentes structures observées dans un contexte plus général et d'y intégrer la place des bassins sédimentaires de Sakami, j'ai été amené à effectuer l'étude de l'agencement structural du Territoire du Nouveau Québec, à partir de documents de satellites.

(1) Le Ministère des Richesses Naturelles est devenu depuis lors Ministère de l'Energie et des Ressources.

Ils m'ont été fournis par le Centre Québécois de Coordination de la Télédétection (22 photographies de satellites) ; en outre, une dizaine de clichés m'ont été également prêtés par la Cogema. Enfin, afin de contrôler et compléter ces diverses données, j'ai utilisé les cartes aéromagnétiques, gravimétriques et géologiques de la région.

Ce mémoire se composera donc de deux parties :

PREMIERE PARTIE : Etude géologique des bassins sédimentaires protérozoïques de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge

Elle traite principalement de la stratigraphie et de la sédimentologie de la formation sédimentaire de Sakami, en mettant l'accent sur l'incidence de la fracturation sur la sédimentation à partir de l'exemple du bassin du lac Tilly.

Une étude pétrographique sommaire sera entreprise sur les sédiments ; la woodhouseïte fera l'objet d'un paragraphe particulier.

Les minéralisations uranifères seront décrites brièvement.

DEUXIEME PARTIE : Etude et interprétation de la tectonique cassante.

Le premier chapitre sera consacré à l'étude structurale de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge : un mécanisme de mise en place des bassins sédimentaires sera proposé.

Le deuxième chapitre traitera de l'agencement structural du Territoire du Nouveau Québec : un modèle de décrochement dextre sera établi.

Les bassins sédimentaires protérozoïques des formations de Sakami, de Chakopinau (région des lacs Cambrian et Castignon) et des groupes de Pachi et du Golfe de Richmond (région du Golfe de Richmond), seront replacés dans ce vaste contexte structural.

Les relations des différents réseaux de dykes de diabase avec les systèmes majeurs de fracturation sont mises en évidence ; le rôle de la zone gneissique de Kapuskasing sera discuté.

2/ SITUATION ET APERCU GEOGRAPHIQUE

La région du lac Tilly et de la rivière Laforge fait partie du bassin hydrographique de la baie de James, et est disposée dans la partie centrale du territoire du Nouveau Québec. Elle est bordée au Sud par le cours de La Grande rivière. Elle s'étend entre les latitudes 53°50' et 54°15' et les longitudes 72°30' et 74°30' (fig. 1). Située à 1 000 km de Montréal, elle peut être atteinte par véhicule en empruntant la route qui relie Matagami à Fort George sur La Grande rivière (fig. 1). De LG 2, une route en terre permet de rejoindre LG 3, LG 4 et l'aménagement de Caniapiscau. Néanmoins, la presque totalité du territoire n'est accessible que par hydravion, hélicoptère ou par canot.

Le Nouveau Québec est pratiquement inhabité, les seuls établissements permanents sont les villages indiens de Poste de la Baleine, Fort George, Nouveau Comptoir et Eastman ; les seules ressources des Indiens Crees sont la chasse et la pêche.

Depuis 1972, de nombreux travaux d'aménagements hydroélectriques, connus sous le nom de Complexe La Grande, ont été effectués sur les rivières La Grande et Eastman (fig. 1). Les principales usines sont LG 1, LG 2, LG 3 et LG 4 ; elles sont construites sur le cours de La Grande rivière, qui reçoit également, par adduction, les eaux de la rivière Eastman au Sud et de la rivière Caniapiscau à l'extrémité est du bassin versant de La Grande rivière.

Ce projet compte six grandes retenues, constituées par des barrages en enrochement à noyau central argileux, quatre attenantes aux usines, les deux autres formées par l'accumulation de Caniapiscau et Opinaca.

L'usine hydroélectrique souterraine de LG 2 est la plus importante du projet, et produira plus de la moitié de l'énergie du Complexe, grâce à une puissance de 5 328 MW, qui en fait la plus grande d'Amérique.

3/ MORPHOLOGIE - CLIMAT - VEGETATION, FAUNE ET FLORE

Le bassin oriental de la baie d'Hudson et de la baie de James est drainé par de grands cours d'eau : la Petite et la Grande rivières de la Baleine, La Grande Rivière et la rivière Eastman... La densité de lacs est très élevée. L'altitude s'accroît progressivement de l'Ouest vers l'Est, avec une altitude de 500 m environ dans la région du lac Tilly.

Le climat, de type continental, est rigoureux. La température moyenne est de -4°C , soit 11° de moins que celle de la région de Montréal. La température moyenne du mois le plus chaud (juillet) atteint $+15^{\circ}\text{C}$, tandis qu'en janvier, elle atteint -23°C . L'hiver dure de la fin du moins d'octobre au mois de mai.

La végétation, typique de la taïga, se compose d'une forêt épaisse, constituée de petits conifères, principalement l'épinette noire et le pin gris de petite taille et de faible diamètre, non exploitables. Les lichens et mousses de Caribou sont omniprésents et masquent les affleurements.

Les animaux à fourrure sont nombreux : castor, loutre, rat musqué, martre et loup. Les grands animaux, tels l'ours, l'orignal et le caribou sont peu nombreux.

4/ CADRE GEOLOGIQUE

a) Le bouclier canadien

Le bouclier canadien est un vaste territoire constitué de roches précambriennes. Il occupe près de la moitié du Canada, et s'étend au Sud dans les régions du lac Supérieur et des Adirondacks au Etats-Unis.

Le plus souvent, ce substratum précambrien est recouvert de sédiments glaciaires, d'âge quaternaire. La surface du bouclier est une pénéplaine très ancienne. Le réseau hydrographique, très important, converge vers la baie d'Hudson.

En se basant sur des critères structuraux, il a été subdivisé en sept grandes provinces structurales (STOCKWELL, 1972) : du Supérieur, des Esclaves, de Churchill, de l'Ours, du Sud, de Nain et de Grenville (fig. 2). Les différentes provinces se répartissent autour d'un craton originel : le Supérieur.

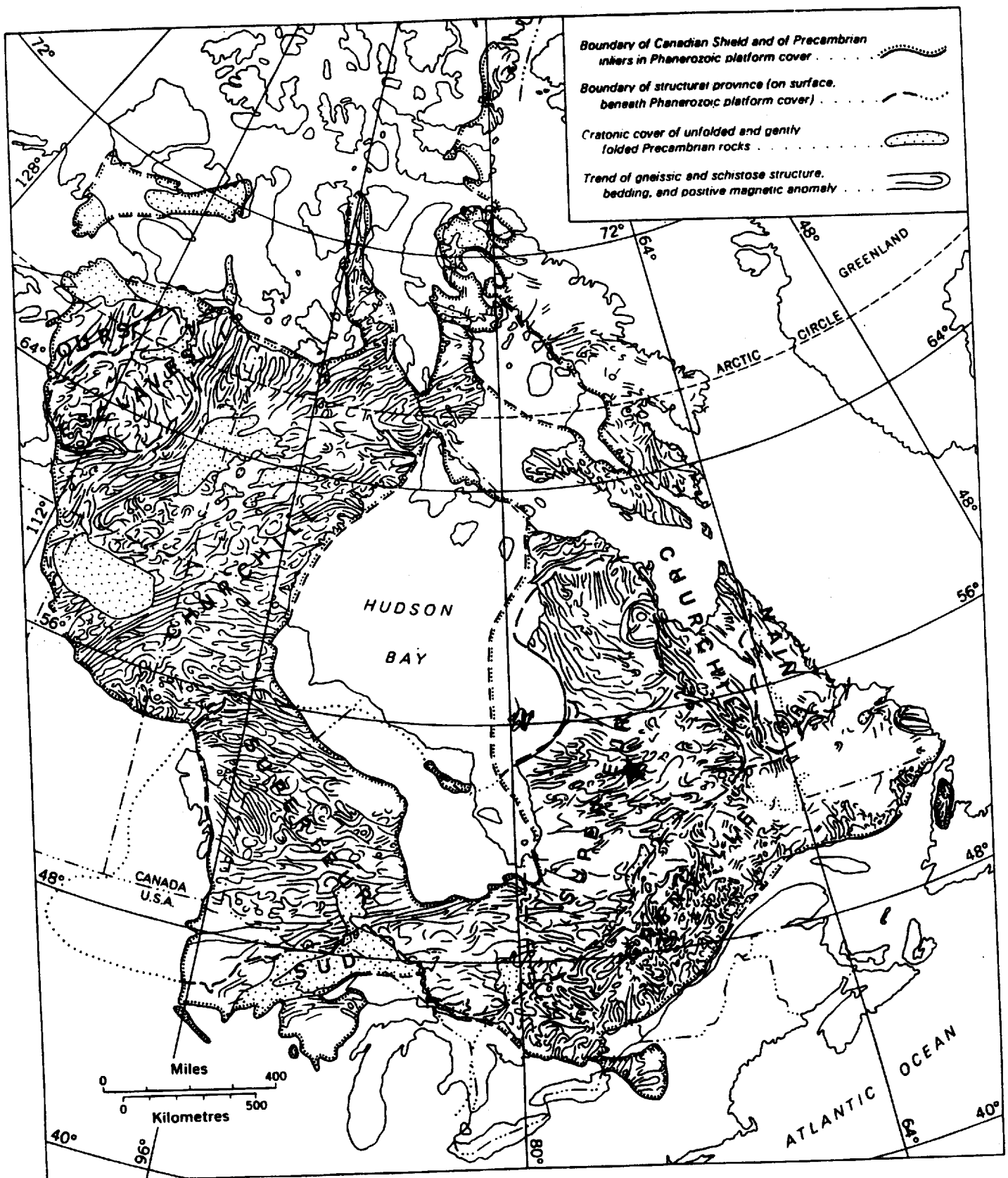


Fig. 2 - Différentes provinces géologiques du bouclier canadien (C. H. STOCKWELL, 1972)

Ces subdivisions ont été précisées par des mesures radiométriques K/Ar et Rb/Sr effectuées à l'échelle du bouclier canadien.

Quatre orogénèses ont été mises en évidence :

- Orogénèse kénoréenne : qui est la période majeure de plissement, de métamorphisme et d'intrusion dans la province du Supérieur (2 480 M.a.) ;
- Orogénèse hudsonienne : qui affecte principalement la province de Churchill (1 735 M.a.) ;
- Orogénèse grenvillienne, qui affecte la province de Grenville (955 M.a.) ;

Elles servent de base à la classification chrono-stratigraphique du Précambrien (fig. 3).

| Eon | Ere | Sous-ère | Orogenèse |
|---------------|---------------|-----------------|-------------|
| Protérozoïque | Sup. | Hadrymien | |
| | | Hélikien | Néohélikien |
| | Paléohélikien | | |
| | Moy. | Aphébien | |
| Inf. | | Kénoréen (2480) | |
| Archéen | | | |

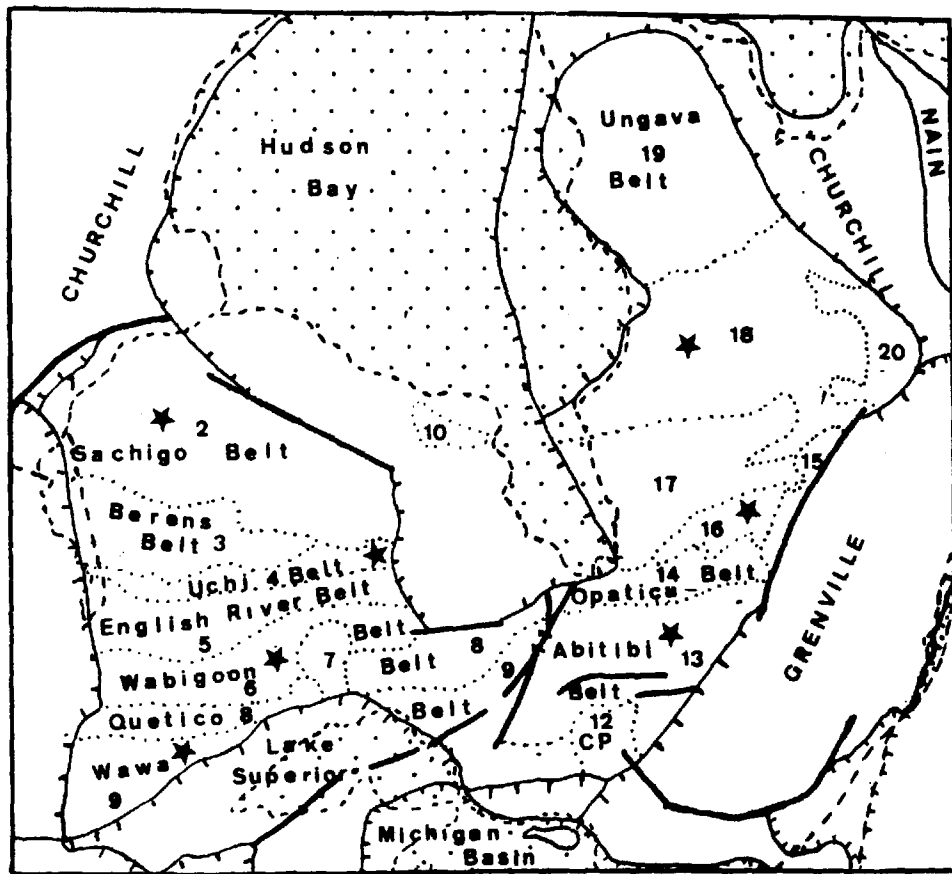
Fig. 3 - Classification chrono-stratigraphique du Précambrien du Bouclier canadien (C.H. STOCKWELL).

b) La Province du Supérieur

La province du Supérieur, une des subdivisions majeures du Bouclier canadien, est la plus grande unité de roches archéennes.

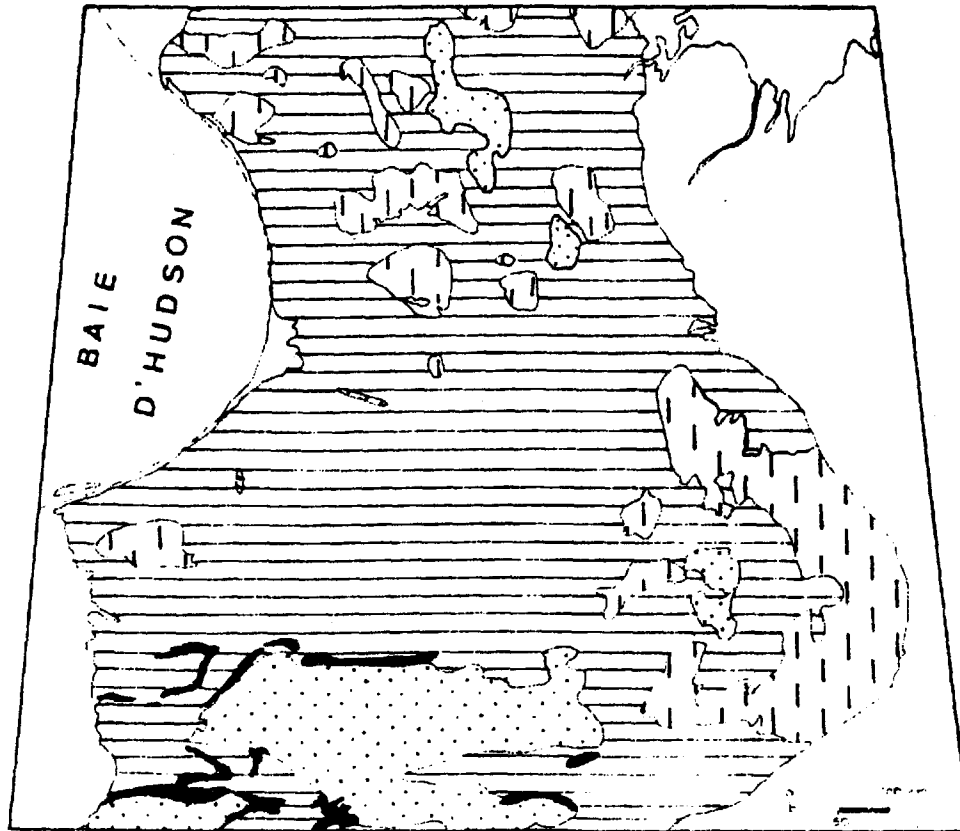
GOODWIN (1972) la définit par :

- la prédominance de roches cristallines (migmatites et plutons granitiques) sur les roches supra-crustales, c'est à dire les assemblages de roches métavolcaniques et métasédimentaires, d'affinité orogénique, affectées par un métamorphisme stade faible à moyen ;
- un style structural complexe, avec la prédominance de plis isoclinaux redressés et une fracturation importante ;
- des structures de direction générale est-ouest ;
- des âges K/Ar de 2 480 M.a., reflétant les effets de l'orogénèse kénoréenne, avec quelques âges plus anciens, isolés, de 3 550 M.a. ;
- un grand nombre de bandes métavolcaniques minéralisées ;
- et la présence de complexes granulitiques.







★ Ensemble volcanique-granitoïde

Fig. 4 - Carte des différentes sub-provinces de la province géologique du Supérieur (STOCKWELL, 1972 ; DOUGLAS, 1972)



LEGENDE

- | | |
|--|--|
|  METASEDIMENTS |  GRANULITES |
|  METAVOLCANITES |  GRANITOIDES INDIFFERENCIÉS |

En se basant sur des critères lithologiques, la province du Supérieur a été subdivisée en différentes subprovinces géologiques (STOCKWELL, 1972 ; DOUGLAS, 1972) (fig. 4), disposées en segments d'ordonnance est-ouest. Deux types d'ensembles ont été reconnus :

- ensemble volcanique - granitoïde (★) ;
- ensemble métasédimentaire.

Quatre subprovinces représentent des zones de couvertures sédimentaires protérozoïques, et une cinquième correspond à la ceinture gneissique de Kapuskasing (11).

A l'échelle de la province du Supérieur, les dykes de diabases sont très abondants, formant des réseaux relativement denses.

c) Le Territoire du Nouveau Québec

Ce territoire reste encore relativement mal connu (fig. 5).

Dans la partie sud, FRANCONI (1979) définit deux grandes unités lithologiques :

- une entité volcanique - granitoïdes : l'ensemble du Nouveau Québec (que nous désignerons plutôt dans cette étude par l'ensemble granitique du Nouveau Québec) (fig. 4 , 18) ;
- un ensemble métasédimentaire : les bassins de Rossignol et de Eastman-Rupert (17).

L'ensemble granitique du Nouveau Québec est bordé :

- au Nord, par un assemblage de granulites, de métasédiments et de granitoïdes, de direction générale nord nord ouest - sud sud est que nous désignerons par "ensemble granulitique et métasédimentaire d'Ungava" (19) ;
- à l'Est, par un domaine de granulites, que nous désignerons par "ensemble granulitique de Caniapiscau" (20).

PREMIERE PARTIE

ETUDE GEOLOGIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES PROTEROZOIQUES

DE LA REGION DU LAC TILLY ET DE LA RIVIERE LAFORGE

CHAPITRE I

PRESENTATION DE LA

GEOLOGIE REGIONALE

Abstraction faite des dépôts meubles pléistocènes, d'origine glaciaire, de la formation sédimentaire de Sakami et des dykes de diabase, les roches de la région sont d'âge Archéen et appartiennent à la province géologique du Supérieur. Elles se composent de granitoïdes au sein desquels affleurent des bandes de roches métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire et de direction générale N 70° - 80° (fig. 6). Le métamorphisme varie du faciès schistes verts au faciès amphibolite moyen, voire localement supérieur.

- GRANITOIDES

Ils sont très largement prédominants et forment généralement l'encaissant des bassins sédimentaires de Sakami.

Ils constituent un ensemble hétérogène dans le détail. Mais, en raison de l'échelle de la cartographie (1/100 000) et des conditions d'affleurement, ils ont été rassemblés en un même ensemble lithologique, qui regroupe des diorites quartziques, des granodiorites et parfois des diorites et des granites.

Sur le terrain, on peut en distinguer de différentes générations :

- . les granitoïdes les plus déformés à enclaves de hornblendite et d'amphibolite sont très probablement pré-orogéniques ;
- . les plutons de composition monzonitique, plus jeunes, sont considérés comme syn-orogéniques (FRANCONI, 1978).

Dans les zones de fractures, ils sont transformés en cataclasites, mylonites voire même en schistes à chlorite. SHARMA (1980) note que "les signes de la cataclase varient entre la texture en mortier, la déformation des macles de plagioclases, les effets d'étirement et de tension dans le quartz, et la mylonitisation presque complète de la roche. Les minéraux mafiques peuvent être complètement transformés en chlorite, et le plagioclase est fortement saussuritisé et séricitisé".

- ROCHES METAVOLCANO-SEDIMENTAIRES

Quatre bandes ont été cartographiées (SHARMA, 1976, 1979) :

- la bande de métasédiments et migmatites des lacs Odile, Luc et Tosca

Elle est située au Sud des lacs Tilly et Schipa et est limitée au Nord par le linéament Tilly-Laforge qui marque vraisemblablement le contact granitoïdes - métasédiments.

Elle se compose principalement de paragneiss à biotite et/ou hornblende, bien lités, de patine rouille. La migmatisation est bien développée avec des mobilisats de pegmatites blanches à roses formant de véritables lits au sein des paragneiss. Au Sud du lac Tilly, ils sont associés à des formations de fer et à des quartzites sombres, d'épaisseur variable (quelques centimètres à 10 m environ), qui sont associées à un conglomérat fortement déformé au Sud du lac Schipa.

De nombreux éléments provenant de cette bande sont observés dans les niveaux de la formation de Sakami (chapitre II).

- la bande des lacs Capricorn et Greece

Elle renferme d'importantes formations de fer, à quartz-magnétite, bien rubanées, associées à des paragneiss à biotite et/ou hornblende, migmatisés.

Voyons maintenant les deux bandes de la partie orientale de la région qui forment, d'après SHARMA (1980), deux antiformes déversées.

- la bande du lac Catharsis

Elle est constituée d'un ensemble de roches méta-volcaniques et métasédimentaires.

Le faciès principalement rencontré est un paragneiss à biotite et/ou hornblende, dans lequel il a été noté des niveaux à grenat, sillimanite, andalousite et staurotide. Ces roches sont associées à des méta-volcanites, surtout des metabasaltes et de rares roches ultramafiques et volcano-détritiques.

- la bande volcanique sud-est

Elle est caractérisée par des roches métavolcaniques, dans lesquelles il a été distingué :

- . des metabasaltes ;
- . des metabasaltes hypermagnésiens ;
- . des roches ultramafiques soit à serpentine-olivine, soit à trémo-lite-actinote.

Ces roches méta-volcaniques sont associées à d'importantes formations de fer à quartz-magnétite, quartz-magnétite-grunérite et quartz-magnétite-hornblende, caractérisées par l'alternance millimétrique à centimétrique de lits de cherts et de magnétite.

Ces roches archéennes forment l'encaissant des bassins de la formation sédimentaire de Sakami, d'âge protérozoïque. D'Ouest en Est, on a reconnu les bassins du lac Tilly, de la rivière Laforge, Catherine et Béatrice (chapitre II).

Les dykes de diabase, qui correspondent aux dernières manifestations magmatiques de la région, se répartissent en deux réseaux :

- un réseau majeur, de direction N 150°, observé principalement entre les lacs Tilly et Yago. Il recoupe les niveaux de la formation de Sakami, à l'Ouest du lac Yago ;
- un réseau mineur, de direction N 50°, représenté par un dyke discontinu, s'étendant du Sud du lac Capricorn au lac Vincelotte (carte aéromagnétique).

Ils ne sont pas métamorphisés et montrent une texture ophitique. Des bordures de refroidissement ("chilled margin") sont observées couramment.

CHAPITRE II

LA FORMATION SEDIMENTAIRE DE SAKAMI

INTRODUCTION

La formation sédimentaire de Sakami, d'origine détritique, a été décrite pour la première fois par EADE, en 1966, lors d'une campagne d'exploration hélicoptérée à petite échelle (carte 1/1 000 000). Il proposait le nom de Sakami en faisant référence au lac Sakami, situé au Sud du principal bassin, celui du lac Coutaceau.

De 1974 à 1979, SHARMA a effectué une cartographie détaillée de la région de La Grande rivière, et précisé les limites de ces différents bassins sédimentaires. En 1975, deux autres bassins ont été reconnus : celui des lacs Elisabeth et Harry et celui du lac Canard.

De nombreuses compagnies minières ont effectué des travaux dans le Nouveau Québec. URANERZ (1977, non publié) a mis en évidence un nouveau bassin au Sud du lac De Noue (fig. 7) : bassin du lac Gerzine, bordé au Sud par le bassin du lac Pons.

Il apparaît ainsi clairement que les différents bassins de la formation de Sakami se répartissent selon deux axes, de direction N 80° (fig. 7) :

- axe sud, avec d'Ouest en Est, les bassins du lac Coutaceau, de LG 3, des lacs Elisabeth et Harry et du lac Canard, du lac Tilly, de la rivière Laforge, Catherine et Béatrice ;

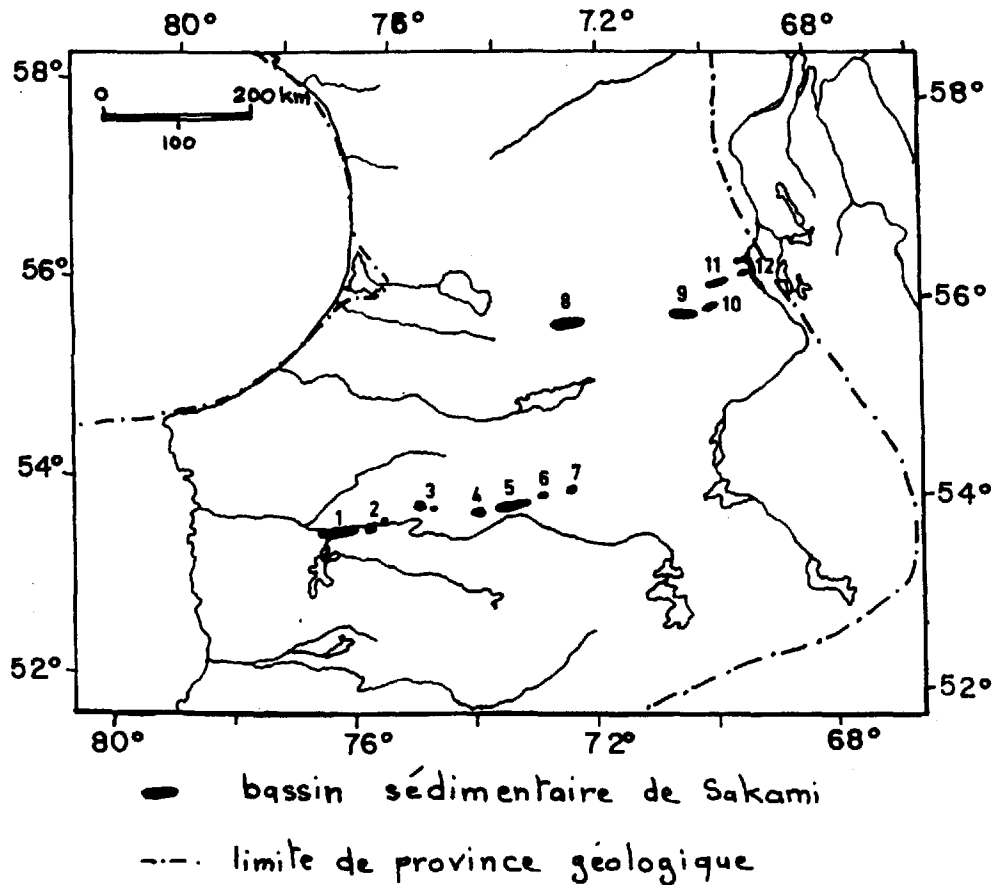
- axe nord, avec les bassins de la Petite rivière de la Baleine, du lac Gayot, du lac Pons, du lac Gerzine ; quant aux bassins décrits par FAHRIG (1955), ils peuvent être assimilés à l'extension la plus orientale de la formation de Sakami.

Cette étude porte sur les bassins situés à l'extrémité est de l'axe sud, dans la région du lac Tilly et de la rivière Laforge. La formation de Sakami s'observe dans deux bassins principaux : du lac Tilly et de la rivière Laforge (fig. 8), qui sont limités au Sud par le linéament Tilly-Laforge (IIème partie, chapitre I).

Durant la campagne de terrain 1978, nous avons reconnu deux nouveaux bassins, aux dimensions plus modestes, situés au Nord de la rivière Laforge, dans le prolongement est du linéament majeur : les bassins Catherine et Béatrice.

A - STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE

En raison des conditions d'affleurement et de l'intérêt des coupes observées, cette étude portera essentiellement sur le bassin du lac Tilly. Pour les trois autres bassins (rivière Laforge, Catherine et Béatrice), nous en donnerons simplement une description sommaire, en relevant les variations de faciès par rapport à la série stratigraphique type du lac Tilly.



Axe sud

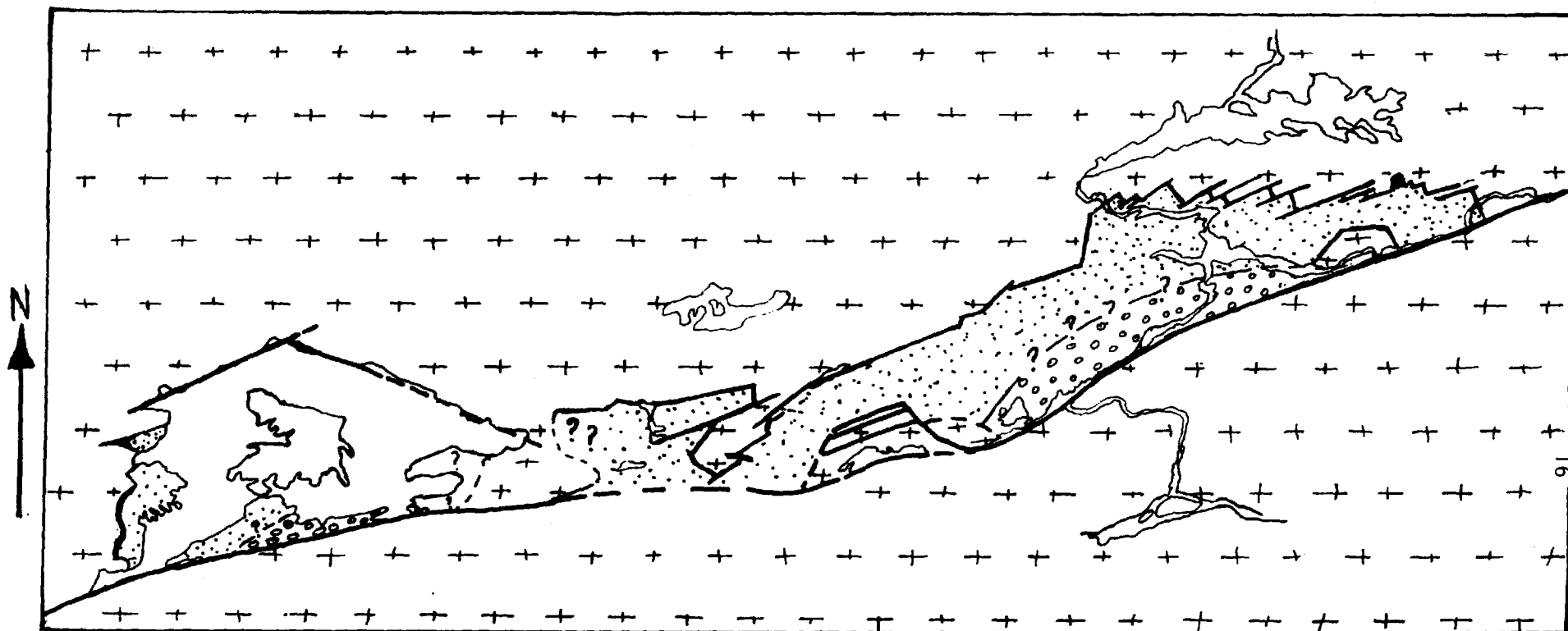
- 1 Bassin du lac Coutaceau
- 2 Bassin de LG 3
- 3 Bassin des lacs Helisabeth et Harry, et du lac Canard
- 4 Bassin du lac Tilly
- 5 Bassin de la rivière Laforge
- 6 Bassin Catherine
- 7 Bassin Béatrice

Axe nord





- 8 Bassin de la Petite rivière de la Baleine
- 9 Bassin du lac Gayot
- 10 Bassin du lac Pons
- 11 Bassin du lac Gerzine
- 12 Bassin du lac Cambrian

Fig. 7 - Carte des différents bassins sédimentaires protérozoïques de la province du Supérieur dans le Nouveau Québec. Compilation à partir des données de EADE (1966), SHARMA (1974,75,76,77,79), STEVENSON (1968), FAHRIG (1956), Eldorado Nucléaire Limitée (1977, rapport n° 33711, non publié), Uranerz Exploration and Mining LTD (1977, rapport n° 33655, non publié).

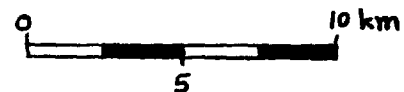
Fig. 8 - Carte schématique des bassins sédimentaires du lac Tilly et de la rivière Laforge




LEGENDE

- Formation de Sakami
-  Partie supérieure
 -  Partie moyenne
 -  Partie inférieure
 -  Socle archéen

ECHELLE



 Fractures

D'après les cartes géologiques de SHARMA (1976,79), et levés de terrains lors des campagnes 1977 et 1978.

A.1. BASSIN DU LAC TILLY

A.1.1. Situation du bassin

Il présente une superficie totale estimée à 80 km² environ, les limites actuelles du lac esquissant approximativement la forme originelle du bassin (fig. 8). Sa partie centrale est occupée par un important marécage, qui masque complètement les affleurements. Ces derniers, d'une superficie de 21 km² environ, sont restreints aux extrémités ouest et sud du lac. Sur le côté nord, il ne subsiste qu'un lambeau décimétrique de grés. Ce bassin est limité généralement par d'importantes fractures (IIème partie, chapitre I).

Par contre, en bordure ouest, il a la particularité remarquable de montrer le contact stratigraphique de la formation de Sakami sur le socle archéen le mieux exposé à notre connaissance dans les bassins de La Grande rivière. Ce secteur a permis de reconnaître en détail les niveaux de base de cette formation, qui dessinent notamment un chevron topographique caractéristique dans la partie centrale.

Les bancs sont monoclinaux, de direction sub-méridienne et pentés, selon les secteurs, de 15 à 25° vers l'Est. Ils sont affectés d'un important diaclasage, d'orientation principale N 70° et N 150°.

La série stratigraphique la plus complète des niveaux de base, bien que non connue dans son ensemble, s'observe à l'extrémité ouest de la falaise de grés (coupe A) (fig. 12) qui est disposée entre deux fractures importantes N 70° et N 110°. Les niveaux argileux verdâtres s'observent au pied d'une colline de granitoïdes cataclasés, injectés de filonnets quartzeux (fig. 9). Ils sont en position inverse et tronqués par une fracture de direction N 110°, pentée de 50° vers le Sud. En se déplaçant vers l'Ouest, ces niveaux se parallélisent à la fracture.

A l'extrémité ouest de cet affleurement, on note un pli, d'amplitude métrique (2 m environ), de direction N 120°, plongeant de 20° vers l'Ouest ; il indiquerait un mouvement relatif chevauchant du compartiment de socle sur les séries sédimentaires. Nous supposons que cet affleurement correspond au flanc inverse d'un synclinal (fig. 9). Il résulterait d'un rebroussement des séries sédimentaires, provoqué par l'effondrement du panneau de socle limité par les fractures N 70° et N 110° (fig. 10).

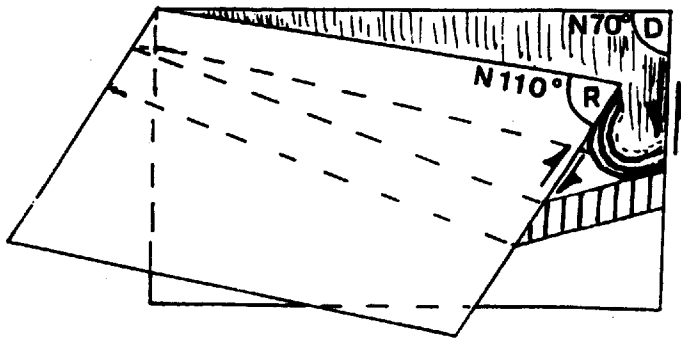


Fig. 10 - Représentation schématique du "rebroussement", provoqué par l'effondrement d'un compartiment de socle

A.1.2. Stratigraphie

Ce bassin permet d'établir la série stratigraphique complète de la formation de Sakami, que l'on peut subdiviser en : (fig. 44)

- partie inférieure, constituée d'argilites vertes et rouges (53 m) ;
- partie moyenne, composée de grés (600 m?) ;
- partie supérieure constituée de conglomérats polygéniques, à matrice carbonatée (100 à 150 m ?).

A.1.2.1. Régolite

Le contact des sédiments sur le socle archéen est difficile à préciser sur le terrain. Il s'observe bien en un seul endroit, à la base de la coupe B (fig. 42) (53°54'68" lat. ; 74°02'85" long.) où il correspond à un régolite d'une épaisseur de 7 à 8 m, constitué de blocs de granitoïdes de 20 à 70 cm de longueur, emballés dans des galets de quartz bien roulés, de 5 à 10 cm de diamètre, et des argilites vertes.

De la base au sommet du régolite, on note une augmentation de la proportion relative en galets par rapport aux blocs de roches ignées :

- à la base, seulement quelques galets quartz, de faible dimension : 5 mm à 10 cm, entre les blocs ;
- au sommet, les galets de quartz (5 à 20 cm de longueur) sont nettement prédominants et sont associés de place en place à des argilites vertes.

L'observation de la partie basale du régolite montre que les blocs de granitoïdes sont sub en place et résultent du découpage produit par l'intersection de différents réseaux de diaclases. Ces derniers sont bien marqués dans les granitoïdes sains. Il est vraisemblable que le long de ces discontinuités, l'altération a été plus poussée ; de ce fait, elles se sont peu à peu élargies. Après lessivage de leurs produits d'altération meubles, elles ont été remblayées par des produits d'érosion, tels que galets de quartz, et enfin colmatées dans leur partie supérieure par les argilites vertes de la formation de Sakami, soit lors de la sédimentation, soit plutôt lors de la compaction des sédiments.

Cette description est proche de celle du régolite observé par CATY (1976) sous les dolomies du membre inférieur de la formation d'Albanel (Territoire de Mistassin). Pour cet auteur, le régolite s'est formé sous un climat tempéré. Il résulte de l'intersection de réseaux de diaclases, avec une infiltration de la dolomie le long de ces discontinuités élargies.

Dans la région étudiée, ce régolite n'a pas été retrouvé ailleurs. Cela tient vraisemblablement :

- soit à de mauvaises conditions d'affleurement ;
- soit encore à un déblaiement durant une période d'érosion postérieure.

A.1.2.2. Partie inférieure

Quatre coupes des parties inférieure et moyenne ont été levées en bordure ouest du lac Tilly, sans aucun raccord entre elles visible sur le terrain. La partie inférieure se subdivise en deux ensembles (fig. 42 , 43) :

- niveaux verts (\approx 29 m) ;
- niveaux rouges (\approx 24 m).



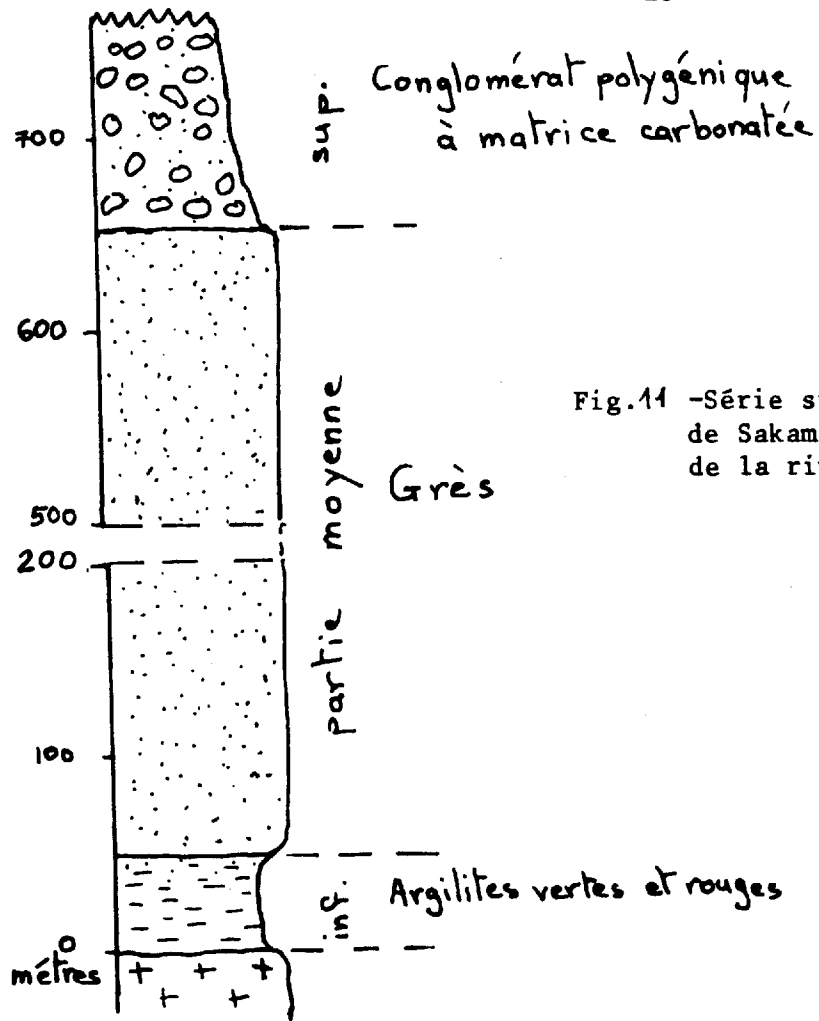


Fig.11 -Série stratigraphique de la formation de Sakami de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge.

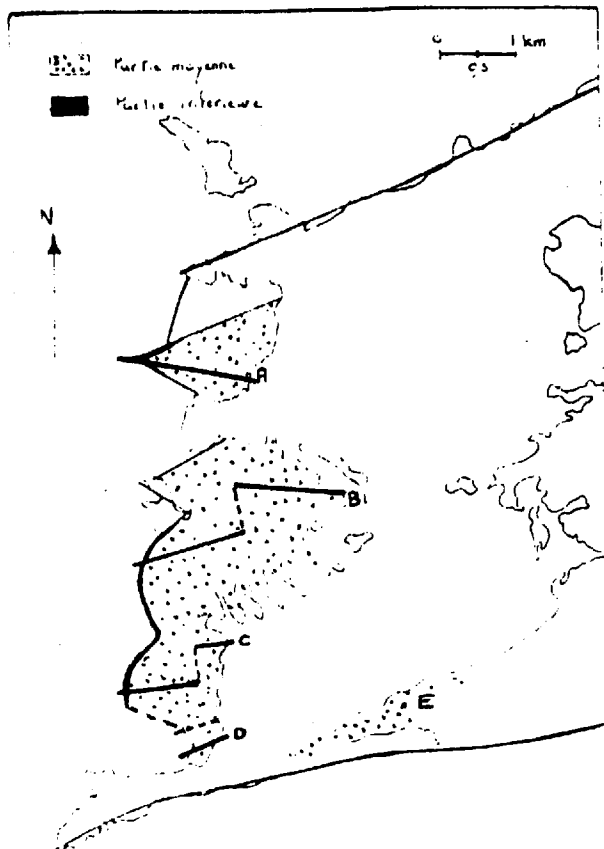
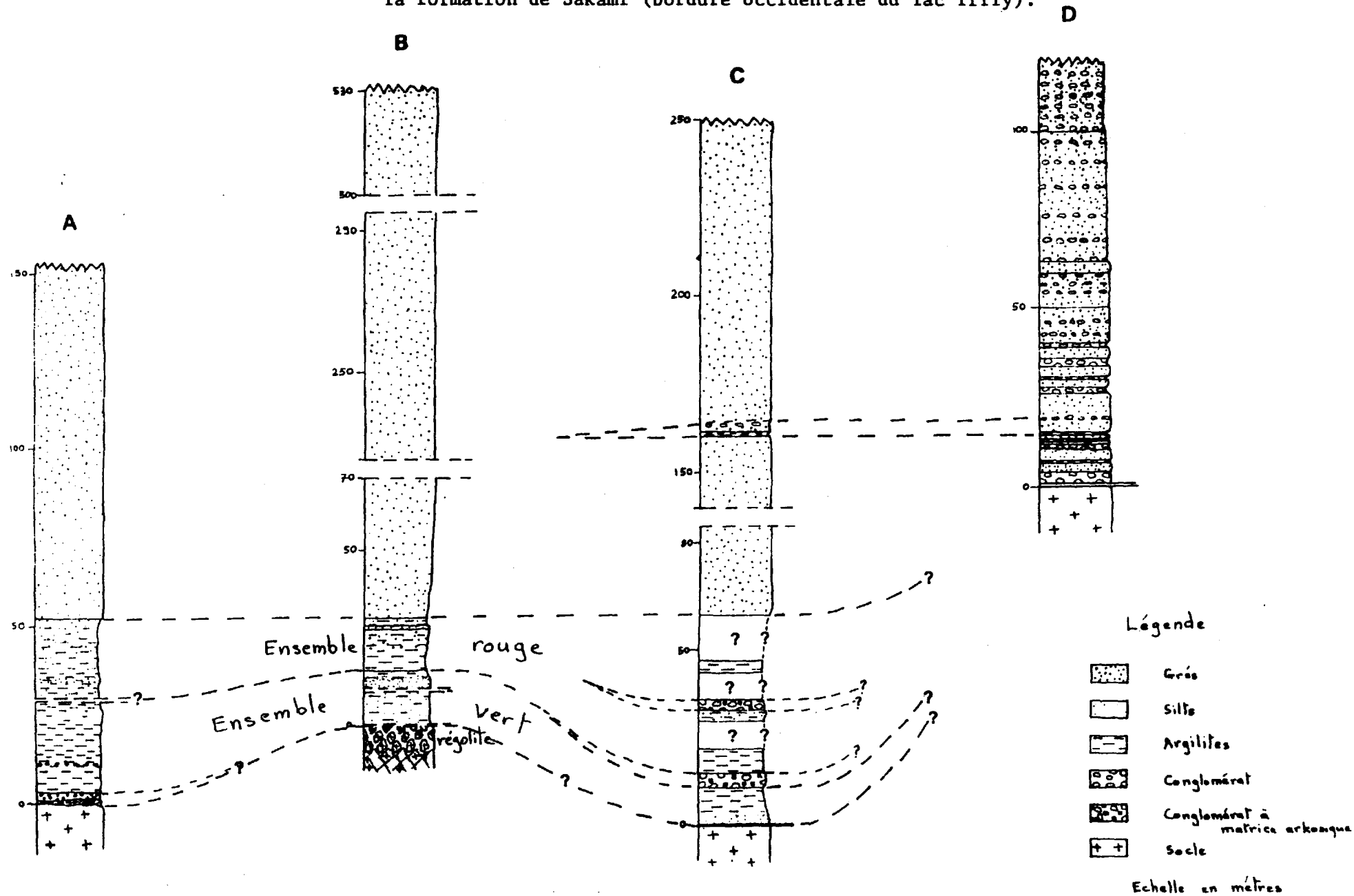


Fig.12 -Localisation des coupes levées en bordure occidentale du bassin du lac Tilly.

Fig.13 - Coupes A, B, C et D des parties inférieure et moyenne de la formation de Sakami (bordure occidentale du lac Tilly).



a) La coupe type de la partie inférieure est observée à l'extrémité ouest de la falaise (coupe A). Bien qu'incomplète, elle montre la série la plus épaisse et la mieux exposée du bassin (fig. 38).

Base : socle composé de granitoïdes, à patine rosâtre, cataclasé et injecté de filonnets de quartz.

- de 0 à 0,2 m : silt verdâtre, à patine rouille, à rares grains anguleux de matériel hématisé (0,5 cm de longueur) et à nombreuses veinules de couleur violette à enduit hématique, vraisemblablement lié à la cataclase ;

- de 0,2 à 0,4 m : niveau à éléments bréchiques d'argilites, de 1 à 1,5 cm de longueur, à matrice siliceuse et d'aspect massif ;

- de 0,4 à 0,45 m : silt très fin, à patine vert pâle ;

- de 0,45 à 0,8 m : conglomérat de couleur rouge à rouille, à galets de quartz à enduit d'hématite, de 3 à 5 cm de longueur moyenne (maximum $L = 10$ cm) et à matrice argileuse à éléments grossiers ($L = 2$ à 5 mm). Latéralement, ce conglomérat est beaucoup plus développé (3 à 4 m d'épaisseur apparente), avec des galets de quartz et de granitoïdes (quartz - diorites altérées), bien arrondis et de 7 à 10 cm de longueur moyenne (dimensions maximales : $L = 45$ cm et $l = 33$ cm). Au contact avec le socle, le conglomérat renferme des blocs de cataclasites ;

- de 0,8 à 2,8 m : grés microconglomératique de couleur verte, à grains de quartz de 0,5 à 3 cm et à matrice argileuse abondante. Parfois, alternance de lits argileux à convolutes et de lits de grés microconglomératiques ;

- de 2,8 à 23 m : argilites et silts, de couleur vert clair, finement laminés, à rares ripples de dimension centimétrique ($L = 10$ cm ; et hauteur de 1 cm) et convolutes ; on peut individualiser trois niveaux de granulométrie grossière :

- . vers 9 m : grés conglomératique, de 20 cm de puissance de couleur vert pâle, à galets centimétriques (1 à 1,5 cm) de quartz arrondis, matrice argileuse à éléments détritiques de 1 à 3 mm. Les lits argileux montrent des convolutes. Par endroits, ce niveau prend une teinte gris sombre, à pyrite disséminée ou en nodules de 1 à 1,5 cm de diamètre, à uranium (118 ppm) et thorium (45 ppm) ;

- . vers 11 m et 13 m : galets de quartz de 2 à 3 cm de longueur, arrondis, qui semblent "impressionner" les niveaux inférieurs et sont eux-mêmes recouverts par des argilites vertes, finement litées. (fig. 14).

- de 23 m à 27 m : alternance régulière de minces laminites d'argiles (1 à 2 mm de puissance) et de lits silteux, souvent grano-classés (1 à 1,5 cm d'épaisseur (fig. 15)). L'ensemble montre une couleur verte à gris sombre, voire même noire, due à de la pyrite soit disséminée en petits grains, soit en nodules de 0,5 cm de diamètre, disposés selon certains niveaux préférentiels. Les lits argileux sont le siège de phénomènes synsédimentaires : convolutes et figures liées à des dégazages (fig. 15), témoignant d'un brassage du sédiment. On note une passée silteuse, massive, riche en pyrite, avec des nodules de 1 à 2,5 cm de diamètre, de patine rouille ; ce niveau est très radioactif (U : de 123 à 731 ppm ; Th : 19 à 29 ppm).

- de 27 à 29 m : laminites constituées d'une alternance régulière (de 1 à 3 mm de puissance) de niveaux argileux et silteux d'aspect varvé.

Après une interruption de la coupe liée à un accident majeur, on a :

- de 29 à 33 m : argilites de couleur rouge brique à taches beiges, bien litées, à passées grossières (grains de 0,5 mm de feldspaths et quartz) et à convolutes.

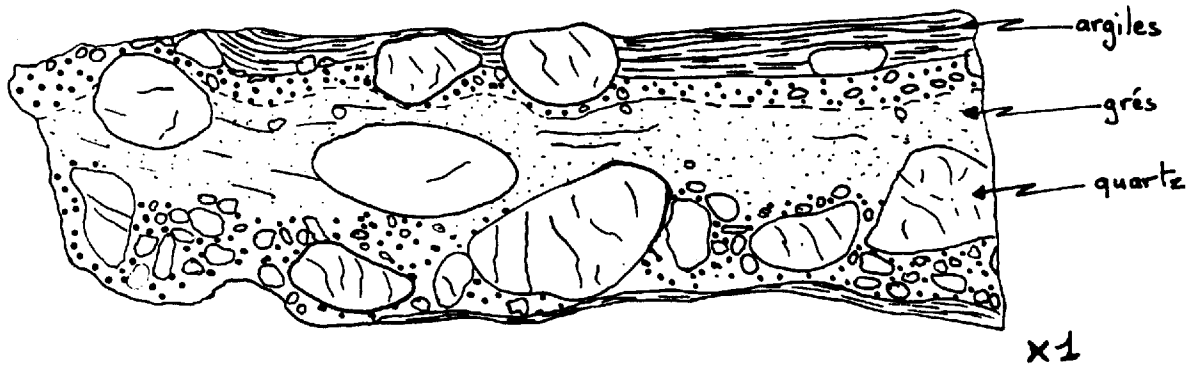


Fig. 14 -Passée conglomératique à galets de quartz interstratifiés dans les argilites vertes.

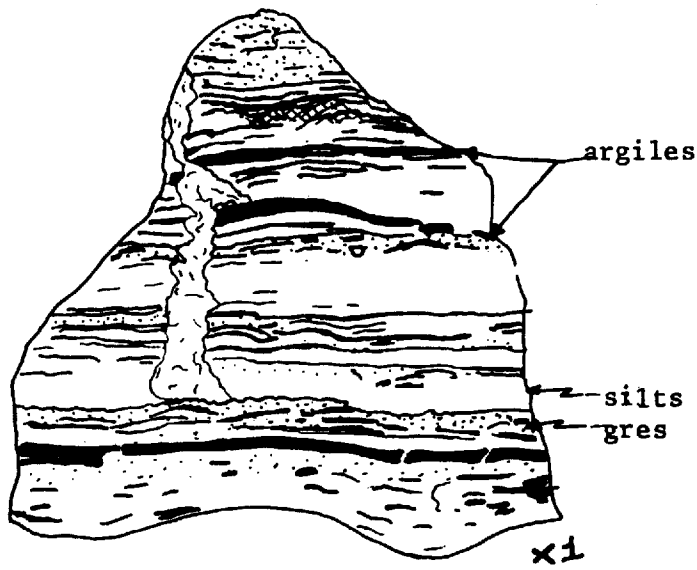
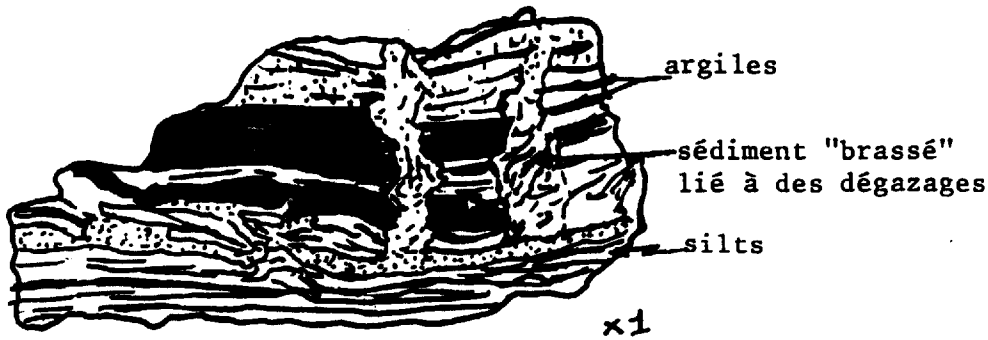


Fig. 15 -Alternance de silts et d'argiles, à nombreuses structures liées à des dégazages.



- de 33 à 36 m : passées plus détritiques de couleur beige à mauve, avec alternance irrégulière (5 cm de puissance) de niveaux grossiers millimétriques de quartz et de feldspaths, granoclassés et de niveaux fins d'argilites à convolutés, de couleur rouge brique.

- de 36 à 37,5 m : alternance de lits argileux et silteux, de puissance pluri-millimétrique à centimétrique. Les ripples-marks sont abondants ; on note des failles syn-sédimentaires de faible ampleur qui affectent les niveaux argileux. Les indices de réduction sont nombreux, tant à l'intérieur de la roche avec des taches vertes à beiges, qu'en patine d'altération, avec une croûte de 1 à 2 mm d'épaisseur de teinte vert pâle.

- de 37,5 à 53 m : ensemble hétérogène, constitué à la base d'argilites à forte proportion d'éléments détritiques : quartz et feldspaths de 1 à 5 mm de diamètre, de couleur beige à taches verdâtres. Vers le haut de la série, on passe progressivement à des niveaux à matrice argileuse de moins en moins abondante, de couleur mauve clair, et on note des passées de grés arkosiques de couleur blanche.

Au sommet : niveau de grés arkosique à passées microconglomératiques, à granoclassement, de couleur gris blanc et à interlits argileux de couleur rouge - lie de vin.

Ces niveaux montrent en surface de bancs des mudcracks.

b) Comparaison avec les coupes B et C

- Coupe B

On note essentiellement des variations dans les faciès verdâtres.

- 0 à 13 m : silt et arénite feldspathiques, massifs, à matrice argileuse (carbonatée par endroits) de couleur verte. On note un lit à pyrite abondante. Au sommet de cette passée, on observe des mudcracks, relativement abondants.

- 13 à 15 m : alternance millimétrique de silts et argilites, à ripples-marks, microslumping..., de couleur verte. On note un niveau de couleur gris sombre, à pyrite de 2 à 10 mm, chalcopryrite disséminée peu abondante, et malachite (rare) dans les joints.

- 15 à 31 m : épaisse série argileuse de couleur rouge à la base, passant vers le sommet à des niveaux de granulométrie grossière, à quartz et feldspaths (1 à 3 mm de diamètre). Au sommet, on note deux passées de grés peu feldspathiques, de couleur gris-blanc.

- Coupe C

Elle montre des niveaux conglomératiques, interstratifiés dans la série argileuse et silteuse.

- de 0 à 11 m : argilites vertes, à éléments détritiques à la base.

- de 11 à 15 m : conglomérat mal classé, de couleur rouge brique ou rosâtre, constitué d'un amalgame de fragments anguleux de quartzite sombre, de quartz, de pegmatite rose et de quartz diorites cataclasées, de 0,5 à 3 cm de longueur. Matrice peu abondante à grains anguleux de feldspaths alcalins, de 0,3 à 2 cm de longueur.

- de 15 à 60 m (épaisseur estimée) : argilites et silts rouges, à ripples-marks à la base. Parfois, passée faiblement carbonatée.

De 33 à 36 m : niveau conglomératique, mal classé, matrice peu abondante, à galets anguleux de quartzite sombre, quartz et pegmatite rose, de 5 à 7 cm de longueur moyenne.

A.1.2.3. Partie moyenne

Le contact avec les niveaux de la partie inférieure est brutal. Cette partie se compose d'une épaisse série de grés, bien lavés, bien classés et bien triés, homogènes à l'échelle du bassin du lac Tilly, à litages entrecroisés abondants, à rares feldspaths. Dans la partie basale, elle montre un litage régulier avec alternance de niveaux fins et grossiers, de 1 à 3 cm de puissance.

De la base au sommet, on note une diminution de la taille moyenne des grains, les niveaux les plus fins étant observés dans la partie supérieure de la coupe B (paragraphe B.1.3.2.).

La couleur varie alternativement du blanc au rose. Par contre, les niveaux sommitaux sont généralement roses.

La Coupe D, observée dans la partie sud, montre une série stratigraphique différente de la coupe C. La transition entre les deux n'est pas visible sur le terrain, en raison d'une part, du passage probable d'un accident important, et d'autre part, du fort recouvrement par des matériaux d'origine glaciaire.

Cette coupe D est constituée d'une alternance irrégulière de :

- grés, de couleur blanc à rose, de granulométrie fine, parfois à litages entrecroisés ;
- conglomérats, de couleur rouge à mauve, mal classés, à matrice constituée de grés argileux, à micas blancs détritiques et à grains de quartz anguleux. Parfois, on note des ravinements.

Les galets, anguleux, sont composés essentiellement de quartzite sombre, de quartz, avec par endroits des quartz - diorites cataclasées, voire même des argilites rouges et vertes dans la partie basale de la série. La taille de ces galets varie de 20 cm en moyenne, jusqu'à 35-45 cm.

Dans la partie supérieure, on note quelques blocs épars de grande taille (35 cm à 81 cm de longueur) constitués de quartzite sombre et de quartz.

Dans les coupes C et D, nous pensons avoir reconnu un horizon argileux pouvant servir de repère stratigraphique (fig. 13) :

- dans la coupe D, il correspond à un niveau argileux de 40 cm d'épaisseur, à pyrophyllite et à éléments détritiques (grains de 1 à 2 mm de quartz) ;
- dans la coupe C, cet horizon correspond à une passée de 1 m d'épaisseur de grés à matrice argileuse très abondante, de couleur mauve à violette, à pyrophyllite également. On y a observé une "balland pillow structure".

Cet horizon-repère situe ainsi la coupe D dans la partie moyenne du Sakami. D'autre part, dans la coupe C, ce niveau argileux est associé à deux passées conglomératiques, à galets anguleux de quartz ou de quartzite sombre selon les passées, de 10 cm de longueur en moyenne. Cet épisode est unique dans la sédimentation arénacée de la partie moyenne (coupe C) et est à corrélérer aux niveaux conglomératiques de la coupe D.

Les niveaux conglomératiques montrent ainsi une disposition en lentilles se biseautant vers le Nord et dont l'extension maximale se situe approximativement entre les coupes D et C.

Le conglomérat observé dans la partie supérieure de la coupe D, montre des galets constitués non seulement de quartzite sombre et de quartz, mais aussi de schistes sériciteux de couleur beige à jaunâtre, dont l'origine n'a pu être précisée. Ce niveau particulier est retrouvé au point E (fig. 12) en bordure du linéament Tilly - Laforge où il est interstratifié dans des grés roses. Ces derniers sont bien développés, et constituent notamment le sommet de la colline.

A.1.2.4. Partie supérieure

Elle affleure en bordure sud du bassin, le long du linéament Tilly-Laforge.

Elle se compose d'un ensemble hétérogène de conglomérats polygéniques, mal classés, de couleur rouge, à matrice carbonatée, à grains de quartz de 1 à 3 mm peu émoussés et à galets de métasédiments, de quartz, de pegmatite blanche et rose, (fig. 5) rarement de quartzite sombre. Leur taille est variable de 5 à 25 cm de longueur en moyenne selon les niveaux, avec un maximum de $L = 96$ cm ; $l = 85$ cm. Ces conglomérats sont associés à des passées gréseuses et silteuses, à matrice carbonatée également.

Le passage aux niveaux de la partie moyenne n'est pas visible dans ce bassin. Ce conglomérat se différencie nettement de ceux observés dans la coupe B, non seulement par sa matrice de nature carbonatée, mais aussi par des galets de composition pétrographique nettement distincts, avec notamment une rareté, voire une absence de quartzite sombre.

A.1.3. Sédimentologie

Dans ce paragraphe, nous nous intéresserons aux indicateurs de paléo-environnements, en indiquant chaque fois leur signification quant au milieu de dépôt de la formation de Sakami.

A.1.3.1. Structures sédimentaires

Nous décrirons les différentes structures observées, en les regroupant par grandes unités lithologiques.

a) Partie inférieure

On ne s'intéressera qu'aux niveaux argileux et silteux qui montrent de très nombreuses figures sédimentaires.

- laminations horizontales

Le plus souvent, les niveaux fins présentent une disposition régulière en laminations horizontales, de quelques millimètres de puissance, avec une alternance d'argilites et de silts. Elles indiqueraient une sédimentation dans un environnement calme.

- "Graded bedding"

En lame mince, on distingue dans certains cas un "graded bedding" normal à l'échelle de chaque laminite, qui indiquerait la ségrégation d'un sédiment avec dépôt des grossiers en premier, suivi par des particules de plus en plus fines. Ce phénomène s'observe à partir d'une tranche d'eau de 2 à 3-4 m (REINECK and SINGH, 1973).

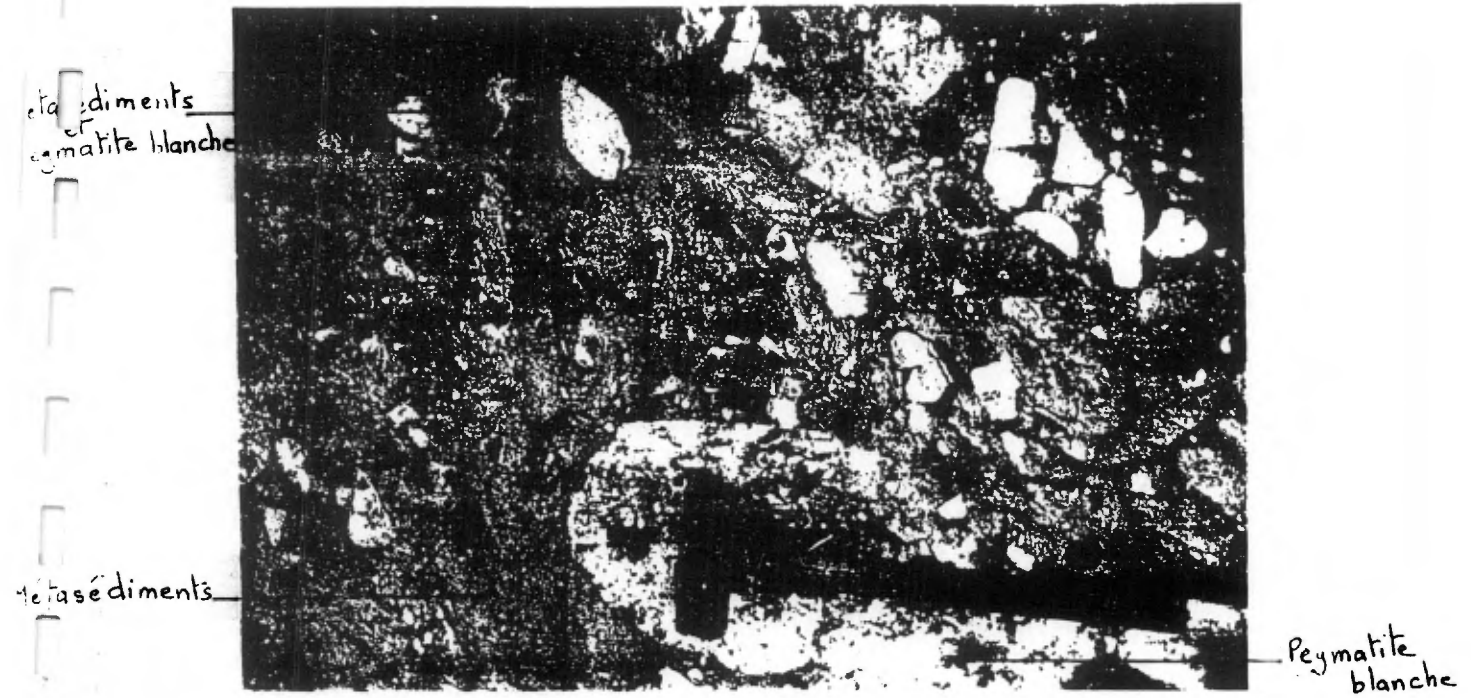


Fig. 16 -Conglomérat de la partie supérieure.

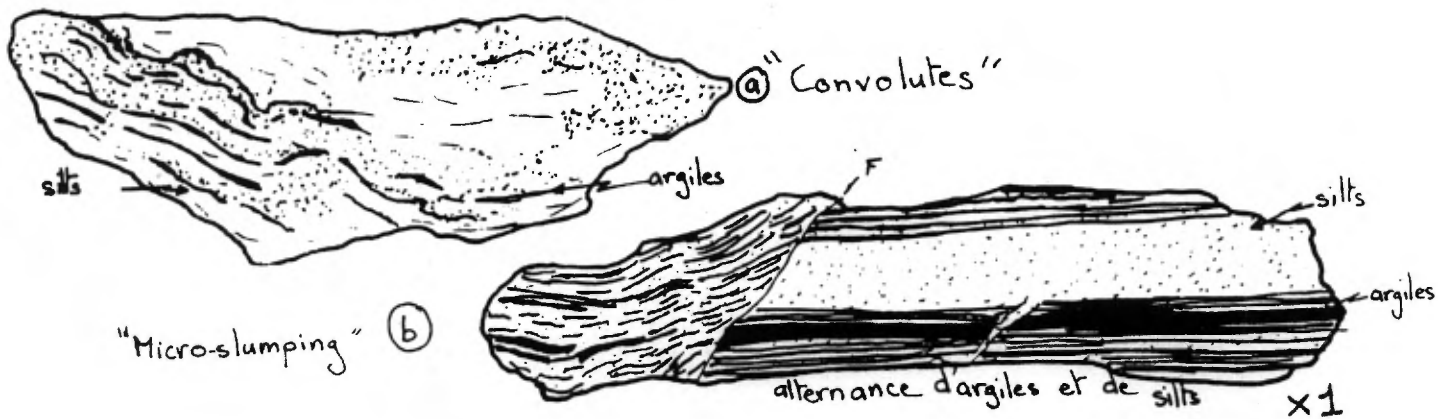


Fig. 17 -exemple de structures de perturbation.

- "varves"

A la base de la coupe A, dans la série de couleur verte, on observe une alternance régulière de laminites argileuses et silteuses de 1 à 3 mm de puissance. On n'observe aucune transition de "graded bedding", chaque lit montrant une granulométrie constante. Cette disposition ressemble à celle connue dans les "varves", ce terme désignant généralement des dépôts lacustres soumis à des alternances climatiques saisonnières.

Au Canada, de tels sédiments ont été observés dans la formation de Gowanda (Supergroupe de l'Huronien, Aphébien inférieur) et ont été attribués à une origine glaciaire. (in Mc GLYNN, 1972).

- Fentes de dessiccation ("Mudcracks")

Ils s'observent principalement dans la partie sommitale des niveaux rouges (coupe A).

Un seul exemple est connu dans les niveaux verts, dans la partie basale de la coupe B.

Ce sont des polygones de taille variable : 3-4 cm à 12-15 cm, la largeur des fentes étant de 3 à 10 mm.

La présence de mudcracks indique ainsi des émergences fréquentes à la fin du dépôt des niveaux rougeâtres, de granulométrie grossière (coupe A).

L'existence de telles émergences durant le dépôt des niveaux verdâtres de la coupe B, est intéressante. En effet, ces mudcracks sont présents dans une série relativement réduite et de granulométrie grossière. A la lumière de ces différents éléments, on peut supposer qu'à l'emplacement de la coupe B, existait durant la sédimentation un haut fond.

- "convolute lamination" ou convolutes

Ce type de structure s'observe essentiellement dans les niveaux verdâtres surtout de la coupe A et de la partie sommitale de la coupe B. Ils correspondent à des déformations syn-sédimentaires de faible ampleur, se traduisant par des micro-ondulations, des dislocations des laminites, etc... (fig. 17a).

Dans la coupe, on note même un microslump correspondant vraisemblablement à un réajustement gravitaire durant la sédimentation (fig. 17b).

Ces structures indiquent durant la sédimentation un matériel hydroplastique et une paléopente faible, mais notable.

- Structures liées à l'expansion des gaz

Dans les argilites vertes, on observe souvent des passées de largeur millimétrique (3-4 mm à 15 mm) qui recourent les différentes laminites. L'observation détaillée révèle qu'elles sont constituées d'un matériel "brassé" sans aucune structure apparente, hétérogène et de même nature que les niveaux intersectés. Leur origine n'est pas évidente. Il semble néanmoins qu'elles résultent de la destruction des lits primaires, lors de la compaction, par l'expansion des bulles de gaz contenues dans les lits grossiers, comme cela est suggéré sur certains échantillons (fig. 15).

- Ripples marks

Ils s'observent indifféremment dans les niveaux verts et rouges et affectent seulement les lits silteux. Ils sont plus particulièrement abondants dans les niveaux médians de la série rouge (coupe A et C). Ils sont caractérisés par une faible amplitude (8 à 17 mm) une longueur de 8 à 11 cm et une forme

asymétrique. Ils témoignent, dans un environnement calme, à sédimentation argileuse, de faibles courants apportant des sédiments grossiers (silts).

Conclusion

La granulométrie fine des niveaux verts et rouges de la partie inférieure du Sakami (argilites et silts), les laminations horizontales, régulières indiquent un environnement calme, avec une ségrégation du sédiment ("graded bedding") et soumis probablement à des variations climatiques ("varves") ; il est associé à des courants de faible énergie ("ripples marks") et montre des déformations syn-sédimentaires peu importantes, liées à une certaine instabilité (convolutes, micro-slump) ; enfin, les périodes d'émersion sont fréquentes (mudcracks), d'une part durant le dépôt des niveaux verdâtres de la coupe B, disposé à l'emplacement d'un haut fond, et surtout à la fin du dépôt des niveaux rougeâtres.

Ces différents éléments permettent d'envisager un milieu lacustre pour le dépôt des sédiments de la partie inférieure de la formation de Sakami.

b) Partie moyenne

A l'exception des niveaux conglomératiques de la coupe D, elle constitue un ensemble relativement homogène.

- litages entrecroisés

Ils sont observés très couramment dans les grés, sont d'amplitude variable : amplitude verticale de 1 à 1,5 m et amplitude horizontale de 5, voire même 10 m (fig. 18).

La présence de litages entrecroisés dans les sédiments grossiers (arénites) indique l'existence d'un courant relativement fort dans le milieu de dépôt.

Leur analyse succincte permet d'établir une rosace des directions de courants qui indique un apport principal de l'Ouest (fig. 19).

- Les niveaux inférieurs de cette série montrent le plus souvent une alternance centimétrique (0,5 à 2-3 cm) de lits grossiers et fins, indiquant des apports d'énergies différentes. Par contre, les parties médiane et sommitale montrent une granulométrie homogène et des bancs relativement massifs, indiquant des conditions de dépôt stables. On note quelques chenaux, de faible ampleur, dans la partie centrale du bassin.

- "Ball and Pillow structure"

Dans la passée argileuse de la coupe C, on note un banc de grés, brusquement interrompu en un point (fig. 20). L'extension latérale de ce niveau n'a pu être précisée.

Ce type de structure s'apparente à celui décrit par REINECK et SINGH (1973), sous le nom de "ball and pillow structure".

KUENEN (1965) a obtenu expérimentalement une telle structure en soumettant un lit de grés déposés dans un ensemble argileux à un choc, qui



Fig. 18 -Exemple de litages entrecroisés dans les grès de la partie moyenne.

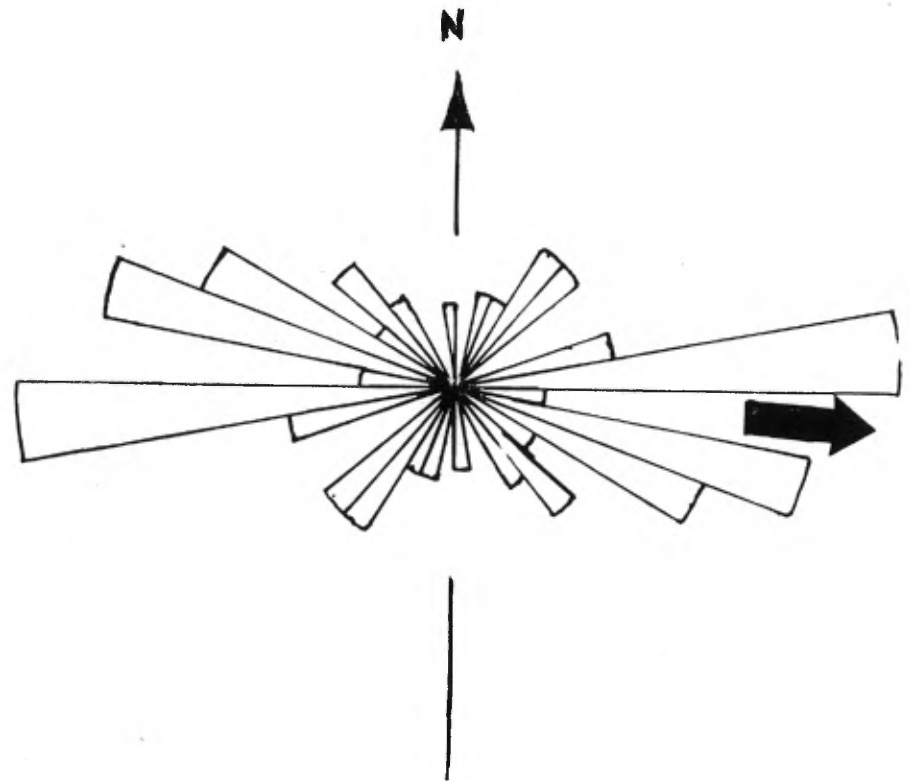
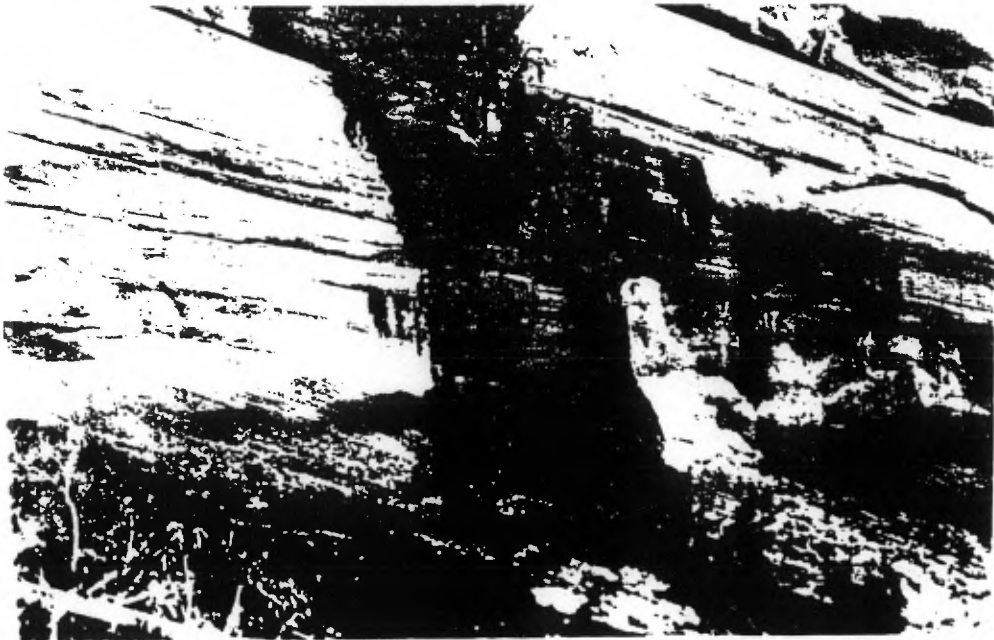


Fig. 19 -Rosace des directions de courant dans le bassin du lac Tilly.



Fig. 20 -"Ball and pillow structure"

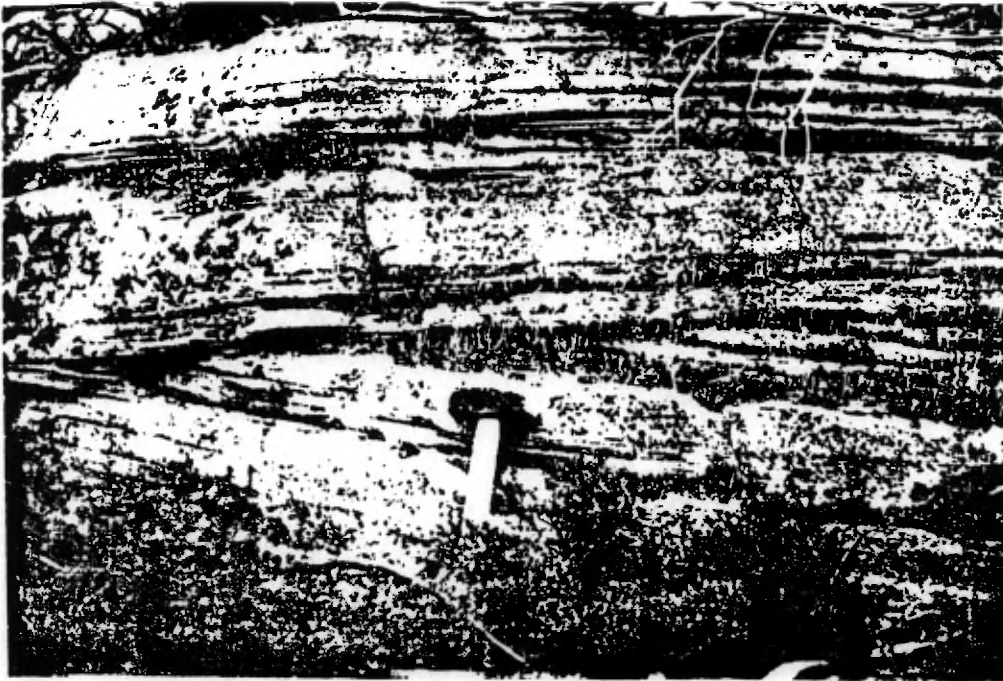


Fig. 21 -Exemple de discordance stratigraphique.

du fait d'une certaine vibration, détermine le découpage du lit en différents tronçons.

Elle indiquerait ainsi une instabilité du bassin durant la sédimentation. Ceci est d'ailleurs suggéré par la présence de rares discordances angulaires, produites vraisemblablement lors de mouvements de basculement syn-sédimentaires induits par des effondrements du bassin (fig. 21).

- Mudcracks

Un seul exemple a été observé dans la partie centrale de la coupe B. Il indique un milieu peu profond soumis à quelques rares émergences.

Conclusion

La granulométrie des sédiments (arénites) et les litages entrecroisés, indiquent un milieu de dépôt de moyenne énergie sous une faible tranche d'eau, soumis à de rares émergences et sujet à une certaine instabilité (discordances angulaires, "ball and pillow structure").

Le passage de la sédimentation argileuse et silteuse de couleur rouge à la sédimentation arénacée, de couleur blanche à rose, dépourvue de matériaux fins, indique vraisemblablement une modification importante de la profondeur du dépôt :

- milieu lacustre, soumis à des émergences fréquentes à la fin de la sédimentation argileuse et silteuse ;

- milieu de moyenne énergie, sous une plus grande tranche d'eau.

Nous pensons que cette modification pourrait être due à un effondrement brutal du bassin, qui détermine ainsi un appel de sédiments grossiers.

A.1.3.2. Granulométrie

a) Méthode

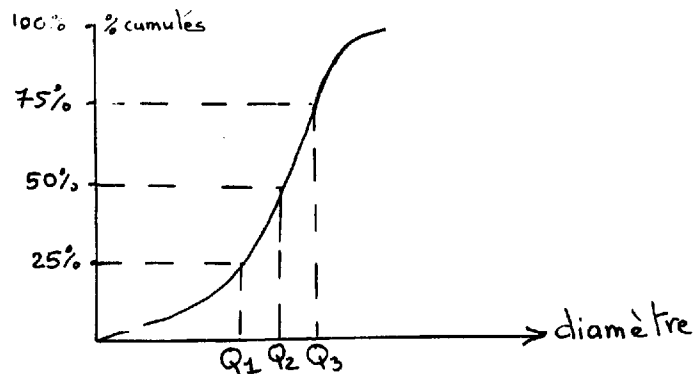
Cette étude granulométrique a porté plus particulièrement sur les grès de la partie moyenne du Sakami et sur les conglomérats de sa partie supérieure.

Le choix de la technique granulométrique utilisée dépend du degré d'induration du sédiment et de la dimension moyenne des éléments.

- Pour les grès indurés, nous avons utilisé le tamisage virtuel linéaire avec un réticule gradué sur lame mince, effectué au microscope. On mesure pour chaque grain la longueur apparente L_s et la longueur m suivant laquelle il est intersecté par le réticule est-ouest.

- Pour les conglomérats, nous avons utilisé la méthode linéaire (CAILLEUX et TRICART, 1959), qui consiste à tendre une ficelle sur l'affleurement et à mesurer pour chaque galet intersecté la longueur apparente L_s et la longueur m suivant laquelle il est intersecté par la ficelle.

Les résultats sont exprimés sous forme de courbes de fréquences simple et cumulative (échelle semi-logarithmique). Ce dernier système de représentation permet de calculer les fractiles, exprimés par les symboles Q_1 , Q_2 ou médiane, Q_3 .



Ces fractiles permettent de calculer les indices de classement suivants :

- "Sorting index" de Trask (S_o) ou coefficient de mauvais classement

$$S_o = \frac{Q_3}{Q_1} \quad \begin{array}{l} \text{. Si } S_o < 2,5 : \text{ le sédiment est bien classé} \\ \text{. Si } S_o > 2,5 : \text{ le sédiment est mal classé.} \end{array}$$

- $Qd\phi$ de Krumbein ou indice de mauvais classement

$$Qd\phi = \frac{\overline{Q_1 \cdot Q_3}}{Q_2} \quad \text{. Plus } Qd\phi \text{ est grand, plus le sédiment est mal classé.}$$

- Hétérométrie de Cailleux (HÉ)

Cet indice s'exprime par l'intervalle d'abscisse correspondant à un intervalle d'ordonnée de 25 % choisi dans la partie la plus redressée de la courbe. Plus la valeur de HÉ est petite, mieux le sédiment est classé.

- Asymétrie

Cet indice exprime la répartition des éléments par rapport à la médiane Q_2 :

$$S = \frac{Q_1 \times Q_3}{(Q_2)^2} \quad \begin{array}{l} \text{. Si } S = 1, \text{ le mode coïncide avec la médiane,} \\ \text{. Si } S > 1, \text{ le classement est maximal du côté des fins,} \\ \text{. Si } S < 1, \text{ le classement est maximal du côté des grossiers.} \end{array}$$

b) Interprétation

- Grés de la partie moyenne

16 échantillons ont été étudiés (fig. 22).

| N° | Coupe | Q ₃ | Q ₂ | Q ₁ | Mode | Hé | Qdφ | S | So |
|---|---------------------------------|---|--|---|---|--|--|--|--|
| 1 B 48 | A A | 1380 700 | 1010 500 | 335 | 300-500 | 0,48 0,58 | 0,53 | 0,94 | 1,44 |
| 123 B 105 | B B | 820 880 | 410 625 | 370 | <u>650</u> <u>750</u> | 0,90 0,52 | 0,65 | 0,33 | 1,54 |
| 67 74 76 79 81 | C C C C C | 960 1100 920 690 610 | 630 830 730 510 390 | 144 220 350 145 205 | <u>750</u> 300-950 <u>300-750</u> <u>550</u> 150- <u>300</u> -750 | 0,64 0,38 0,34 0,50 0,64 | 1,40 1,17 0,72 1,11 0,80 | 0,35 0,35 0,60 0,38 0,82 | 2,58 2,24 1,62 2,18 1,72 |
| 17 A1 18 23 28 36 41 59 | D D D D D D D | 900 970 1350 1050 1040 980 1130 | 570 725 1020 675 730 800 810 | 115 415 380 235 390 510 150 | <u>100-800</u> <u>800</u> <u>1000</u> <u>950</u> 400- <u>750</u> -1200 <u>750</u> <u>1000</u> | 0,35 0,44 0,40 0,68 0,52 0,32 0,50 | 1,50 0,61 0,95 1,10 0,72 0,50 1,50 | 0,32 0,77 0,47 0,54 0,76 0,78 0,26 | 2,79 1,53 1,88 2,11 1,63 1,40 2,74 |

Fig. 22 -Tableau de la valeur des différents indices de classement.

Les médianes oscillent entre 1000 et 390 μ ; ces grés sont donc généralement fins, et correspondent à des arénites (entre 0,04 et 2 mm).

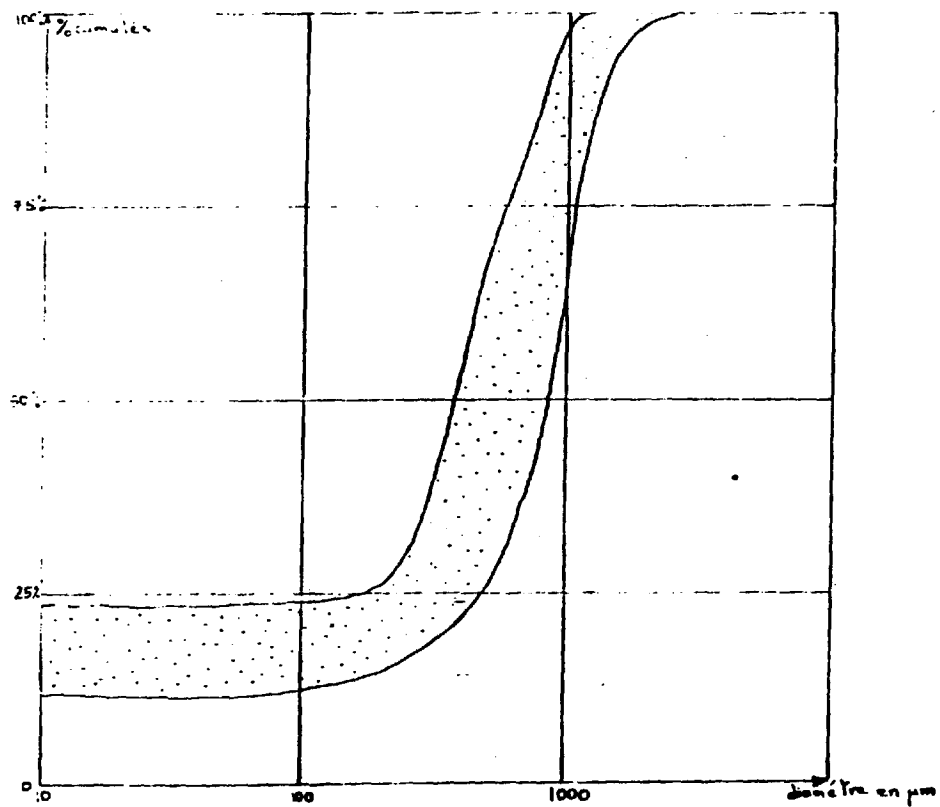
Le long d'une même coupe (coupe C), on note une diminution de la valeur de la médiane de l'Ouest vers l'Est, avec une valeur de 390 μ à l'extrémité orientale.

Leur hétérométrie varie de 0,32 à 0,94 autour d'une moyenne de 0,51.

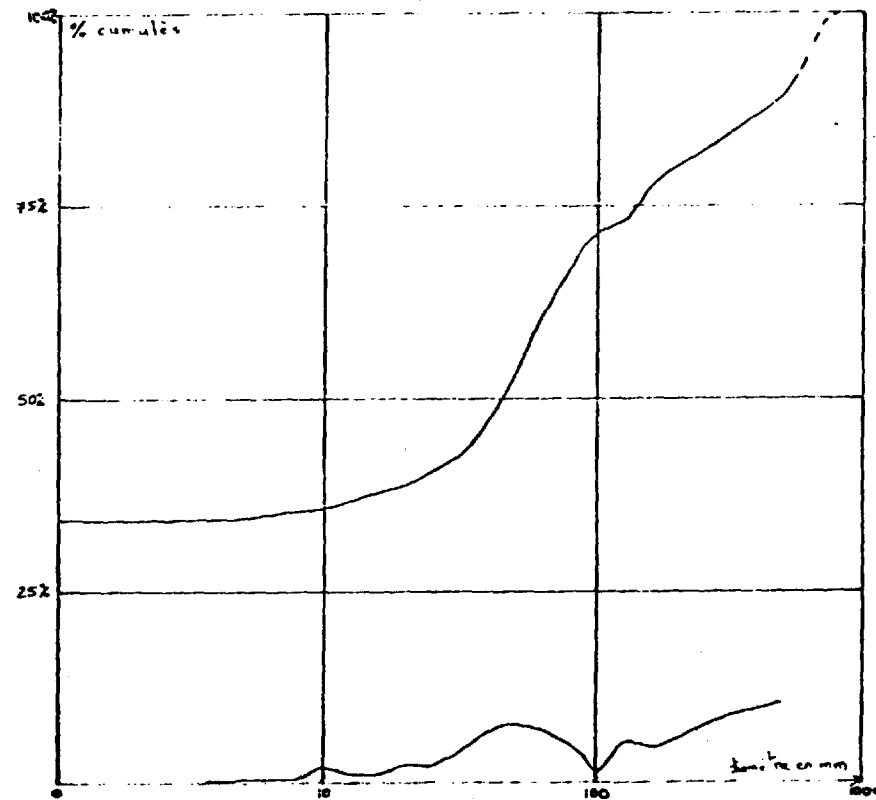
Leur Qdφ varie de 0,5 à 1,17 autour d'une valeur moyenne de 0,83.

Ces paramètres indiquent un sédiment bien classé (fig. 23), avec le plus souvent des courbes de fréquences simples unimodales (sédiment mature, bien trié).

L'asymétrie est négative, variant de 0,26 à 0,82 autour d'une valeur moyenne de 0,48 indiquant un classement maximum du côté des grossiers.

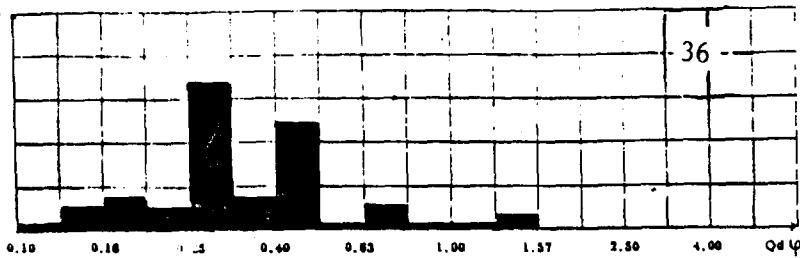


Fuseau granulométrique des grés de la partie moyenne

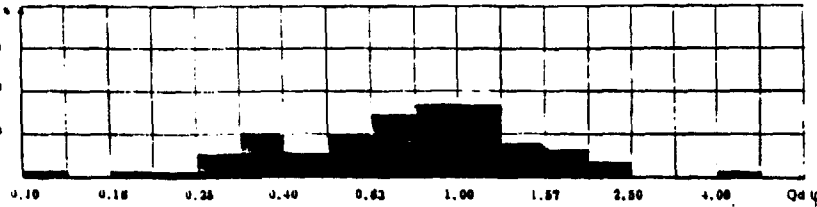


Conglomérat de la partie supérieure

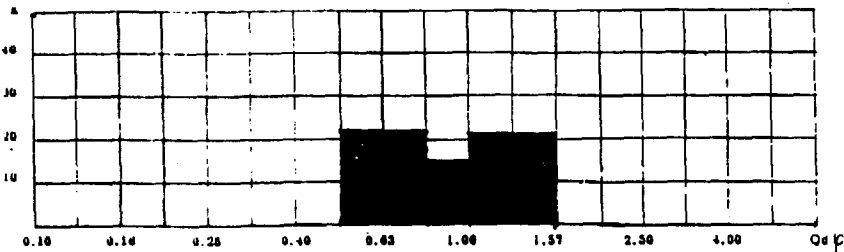
Fig. 23 - Courbes granulométriques cumulatives.



A - Histogramme des Qdψ de Krumbein des plages marines (A. Cailleux et J. Tricart, 1959)

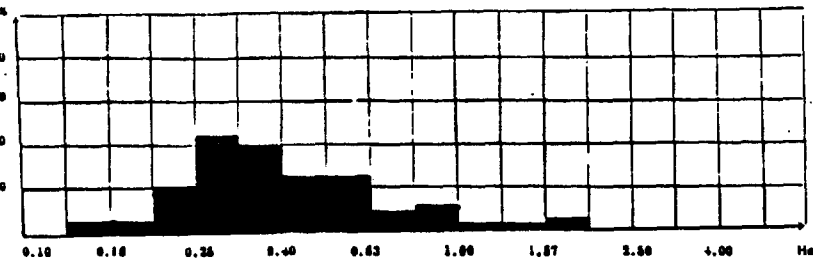


B - Histogramme des Qdψ de Krumbein des fleuves (A. Cailleux et J. Tricart, 1959)

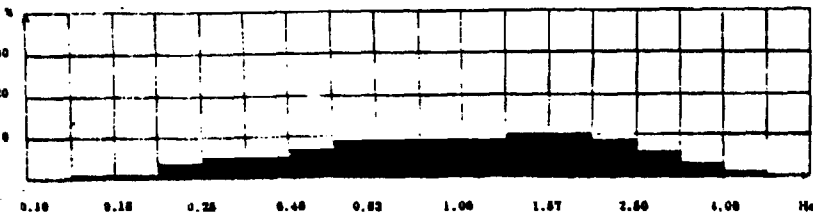


C - Histogramme des Qdψ de Krumbein des grés de la formation de Sakami

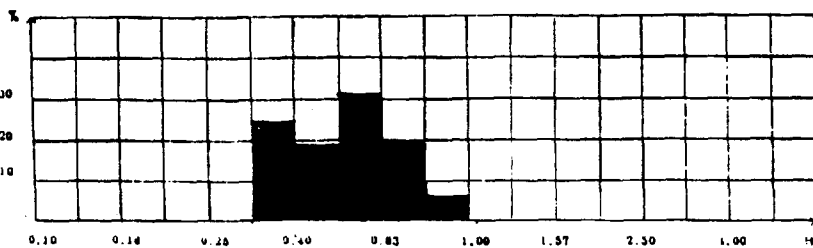
Fig. 24 -a: Comparaison des histogrammes des Qdψ de Krumbein;
 -b: Comparaison des indices d'hétérométrie;
 pour: A. plages marines;
 B. fleuves;
 C. "grés de la formation de Sakami.



A - Histogramme des indices d'hétérométrie des plages marines (A. Cailleux et J. Tricart, 1959)



B - Histogramme des indices d'hétérométrie des fleuves (A. Cailleux et J. Tricart, 1959)



Conclusion

La comparaison des histogrammes des Qd ϕ et Hé des plages marines, des fleuves et des grés de la formation de Sakami (fig. 24), indique que les sédiments étudiés seraient issus d'un appareil de type fluviatile (histogramme des Qd ϕ) qui montrerait néanmoins une certaine évolution, l'histogramme des hétérométries de Cailleux étant légèrement décalé vers des sédiments de type marin.

Compte tenu du contexte : domaine continental, sans influence marine notable, et des structures sédimentaires observées (litages entrecroisés de grande amplitude), les sédiments semblent être issus d'un appareil de type fluviatile long et se seraient déposés dans un environnement deltaïque (delta situé au débouché d'un fleuve dans un lac).

- Conglomérat de la partie supérieure.

Une seule mesure a été effectuée sur le terrain. La courbe de fréquence simple montre une distribution plurimodale, indiquant un matériel relativement hétérogène, mal trié. (Fig. 23). Le classement est mauvais.

Conclusion : la granulométrie grossière de conglomérat, avec dans certains cas des blocs de 50 à 96 cm de longueur, et l'aspect peu émoussé des blocs, indiquent un transport relativement court, par un appareil de très forte énergie. Un dépôt de type torrentiel est vraisemblable, d'autant plus que les conglomérats de la partie supérieure sont toujours disposés le long du linéament Tilly - Laforge, comme cela est observé de façon caractéristique dans le bassin de la rivière Laforge (paragraphe A.2.1.). Ils sont donc assimilables à des conglomérats de talus.

Le passage d'une sédimentation arénacée à une sédimentation conglomératique, de type torrentiel, traduit une modification importante de l'environnement du bassin du lac Tilly. Il correspond vraisemblablement à un effondrement brutal du bassin, qui aurait pour conséquence de déterminer un fort relief au Sud du bassin.

A.1.3.3. Couleur des sédiments

La couleur des sédiments est un caractère important, le plus souvent lié à l'environnement chimique lors du dépôt. Mais, il est difficile de faire la part entre la couleur originelle du sédiment et la couleur secondaire acquise durant la diagenèse ou durant les processus d'altération météorique.

Elle est fonction essentiellement de la composition minéralogique principalement des minéraux ferrifères, et de la quantité de matière organique.

a) Partie inférieure

Sur la base de différences de couleur, deux ensembles ont été distingués.

- Niveaux verts

Classiquement, cette couleur est liée à la présence de fer sous sa forme réduite (Fe²⁺) et indique ainsi un dépôt dans un environnement confiné, réducteur. Ceci est confirmé par la présence de pyrite très abondante, soit disséminée, donnant une couleur gris sombre à la roche, soit en agrégats, nodules, distribués le plus souvent selon des lits particuliers

- Niveaux rouges

Cette couleur, liée au fer oxydé (Fe^{3+}), est due à la présence d'hématite et de pigment ferrifère. Elle indique ainsi un environnement fortement oxydant durant le dépôt de ces niveaux.

Les conditions climatiques favorables à ce type de dépôt sont discutées, certains auteurs l'attribuent à un climat tropical humide, d'autres à un climat désertique (in REINECK and SINGH, 1973).

Bien que peu abondante, la présence de kaolinite, vraisemblablement détritique (paragraphe B.1.1.2.) qui se forme sous des conditions hydrolysantes (MILLOT, 1964), irait plutôt dans le sens de la première hypothèse.

Des taches de réduction, de couleur verte, s'observent couramment dans ces niveaux. Elles sont généralement allongées selon le litage, et ne correspondent pas à un changement de nature lithologique. Dans certains niveaux, la patine d'altération, de 1 à 2 mm d'épaisseur, montre également une couleur vert pâle (fig.25).

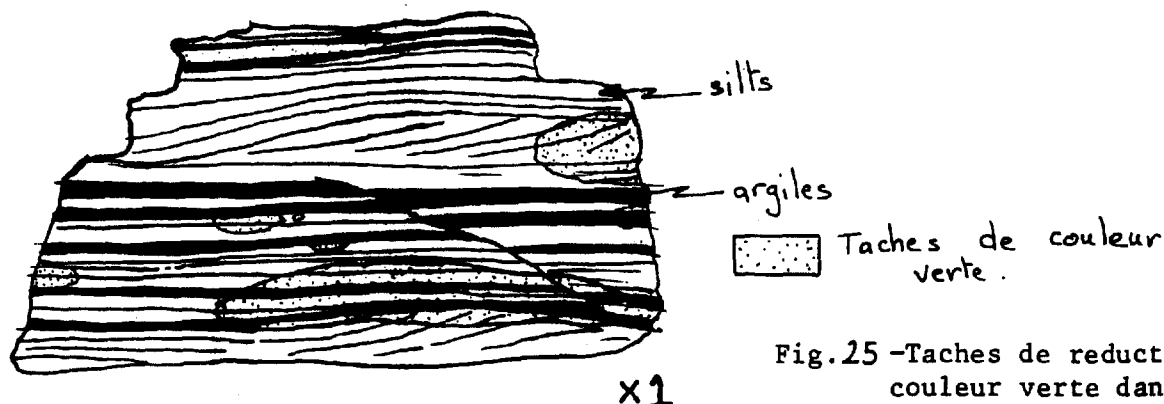


Fig.25 -Taches de réduction de couleur verte dans les argilites rougeâtres.

L'origine de ces taches de réduction n'a pu être définie dans cette étude, mais elles ont été vraisemblablement acquises durant la diagénèse.

Certains auteurs décrivent de telles taches de réduction autour de particules de matières organiques.

L'observation détaillée montre que cette réduction s'est effectuée préférentiellement selon les niveaux silteux et a diffusé de part et d'autre.

Il ne s'agit là que de simples observations ne permettant pas de fournir une explication valable.

b) Partie moyenne

La couleur de cet ensemble varie du blanc au rose. Cette variante indiquerait des périodes plus ou moins oxydantes, liées vraisemblablement à des variations climatiques. Le sommet de cette partie montre une couleur bien marquée, indiquant des conditions plus oxydantes.

c) Partie supérieure

De couleur rouge à orange, elle se serait déposée dans un environnement oxydant.

A.1.3.4. Conclusion

Avant de proposer un modèle pour l'origine de la formation de Sakami, il convient d'expliquer la présence de conglomérats à galets de quartzite sombre et de quartz dans la partie sud du bassin.

a) Signification des conglomérats à quartzite sombre dans la paléogéographie du bassin du lac Tilly

A la différence de la partie nord du bassin, caractérisée par une sédimentation homogène et régulière (fig. , coupes A et B), la partie sud (coupes C et D) montre de très nombreuses passées conglomératiques interstratifiées tant dans les niveaux inférieurs (argilites et silts verts et rouges) que dans l'épaisse série gréseuse de la partie moyenne.

L'absence de continuité des coupes sur le terrain ne permet pas de suivre ces différents niveaux conglomératiques. Néanmoins, ils montrent de nombreux caractères communs :

- ils renferment des galets de quartzite sombre et de quartz, relativement anguleux ;

- ils sont mal classés, mal triés.

Ils semblent ainsi correspondre à un même ensemble conglomératique, synchrone de la sédimentation argilo-silteuse et de la sédimentation arénacée.

Leur granulométrie grossière : galets de 20 à 25 cm de longueur moyenne avec des blocs de 81 cm et 64 cm englobés dans une matrice argileuse à grains de quartz anguleux, leurs aspect anguleux (plus prononcé pour les quartzites sombre que pour les quartz) indiquent un transport très court et un environnement de forte énergie. Tout ceci témoignerait d'un milieu de dépôt de type torrentiel.

Cette interprétation est confirmée par le fait que les galets observés notamment ceux de quartzite sombre, proviennent de la bande de roches métasédimentaires située au Sud du lac Tilly, comme cela a déjà été souligné par SHARMA (1976).

La provenance des galets de quartzite sombre et le dépôt de type torrentiel des conglomérats indiquent que la bordure sud du lac Tilly devait probablement correspondre à un fort relief. Cette disposition topographique semble avoir été acquise dès le début de la sédimentation dans le bassin du lac Tilly (dépôt synchrone des niveaux argileux et silteux rouges et verts) et s'être maintenue tant durant la sédimentation arénacée (en ravinant les niveaux sous-jacents : galets d'argilites verts et rouges dans la partie basale), que lors du dépôt des conglomérats à ciment carbonaté de la partie supérieure. Elle semble donc avoir constitué un trait majeur de la paléogéographie du bassin du lac Tilly.

Il semble logique de considérer que la sédimentation ait été guidée par le jeu normal des fractures limitant le bassin (fig. 26) (IIème partie chapitre I).

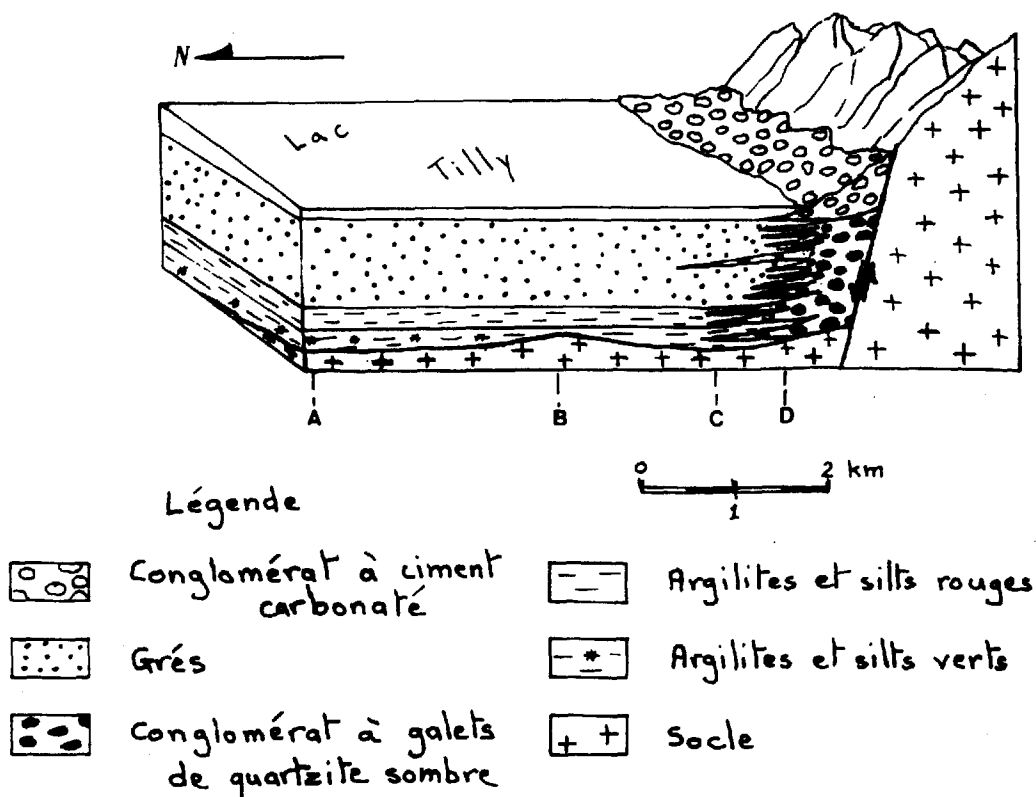


Fig. 26 - Bloc diagramme interprétatif des formations sédimentaires du lac Tilly.

En effet, nous constatons que les faciès conglomératiques, tant dans ce bassin que dans celui de la rivière Laforge, jalonnent l'accident majeur : le linéament Tilly - Laforge, qui marque actuellement la limite socle - sédiments.

Le fait que les premiers niveaux conglomératiques s'observent à la base de la série, au sein des niveaux verts et rouges, indiquerait :

- d'une part que le jeu de la faille majeure est syn-sédimentaire ; il se traduirait par de brusques variations de l'environnement de dépôt (affaissement brutal correspondant au passage d'une sédimentation argileuse et silteuse à une sédimentation arénacée) et par un démantèlement du paléo-relief, durant toute la sédimentation ;

- d'autre part, que les fractures majeures ont dicté la mise en place du bassin sédimentaire par l'individualisation de compartiments de socle plus ou moins surélevés les uns par rapport aux autres (cf. IIème partie, chapitre I) et par le fait que les roches broyées, mylonitisées lors de leur mouvement ont constitué des zones plus facilement déblayées par l'érosion.

Ces deux facteurs concourent à la formation de dépressions, favorables à l'installation d'un lac.

b) Modèle de l'origine de la formation de Sakami, dans le bassin du lac Tilly

Le modèle de l'origine de la formation de Sakami est le suivant :

- Après une période d'intense activité tectonique, déterminant un système horst et graben et une période d'altération profonde avec formation de régo-lite, on a création d'un lac à la faveur d'une dépression.

- L'érosion des reliefs environnants détermine une sédimentation argileuse et silteuse, tout d'abord dans un milieu confiné, réducteur (niveaux verdâtres), puis dans un milieu oxydant, sous climat hydrolysant (présence de kaolinite) (niveaux rougeâtres), à apports détritiques importants et à émer-sions fréquentes vers la fin de ce cycle.

- Après une période de reprise d'activité tectonique, on a affaissement brutal du graben déterminant un appel de sédiments grossiers bien lavés, avec une direction d'apport principal d'Ouest en Est. Des rejeux mineurs durant cette sédimentation arénacée ne sont pas à exclure.

Le démantèlement du compartiment sud, qui s'est comporté comme un paléo-relief durant toute la sédimentation, détermine le dépôt de conglomérats à quartzite sombre, de type torrentiel, s'intercalant dans les sédiments argilo-silteux et arénacés.

- Le dépôt de la partie supérieure de la série, de type conglomérat de talus, succèderait à un affaissement induit par une réactivation tectonique.

En conclusion, le modèle proposé est certes hypothétique et demanderait à être complété par des études sédimentologiques plus détaillées, mais il a au moins le mérite de présenter de façon cohérente les différents éléments dont nous disposons sur ce bassin.

A.2. COMPARAISONS AVEC LES AUTRES BASSINS SEDIMENTAIRES DE LA REGION

A.2.1. Bassin de la rivière Laforge

A.2.1.1. Situation du bassin

C'est le principal bassin de la région, d'une superficie de 125 km² et de direction générale N 80° ; il est relativement étroit à l'Ouest (4 km environ) et s'élargit vers l'Est. (Fig. 8).

Le plus souvent, ses limites sont tectoniques, avec des accidents majeurs N 80° déterminant sa forme générale ; il se ferme à l'Est par un réseau de fractures orthogonales de directions N 70° et N 160°.

Dans ce bassin, on note quelques compartiments de socle non éffondrés, limités par des fractures.

De façon comparable au bassin du lac Tilly, les niveaux de la formation de Sakami sont fortement diaclasés, avec des fractures de direction N 70° - 80°, N 150°, voire même N 110° et N 20°. Ces bancs sont le plus souvent pentés vers l'Est et le Sud. Au Nord Ouest du lac Schipa, les bancs de la partie moyenne du Sakami montrent un basculement vers le Nord au contact des grani-

toïdes. Comme dans le cas des niveaux inférieurs verdâtres du lac Tilly (fig. 9), il correspondrait à des rebroussements des bancs le long des granitoïdes induits par un effondrement du panneau de socle sous-jacent.

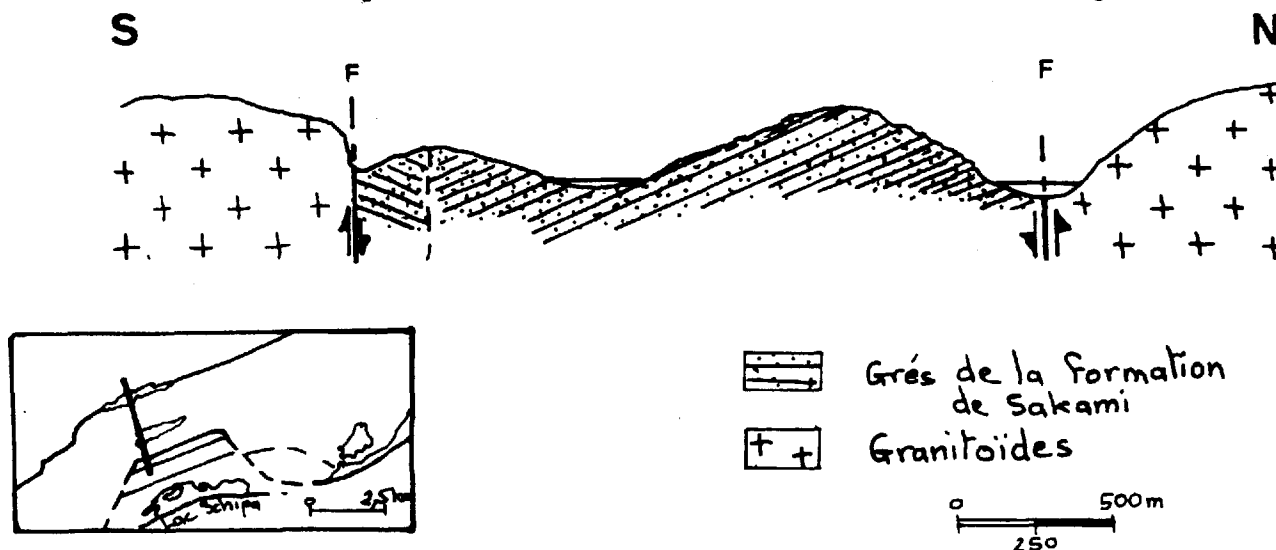


Fig. 27 - Coupe subméridienne de la bordure méridionale du bassin Laforge, montrant un rebroussement des bancs de grés.

Mais, à la différence du lac Tilly où les argilites et silts, relativement ductiles, sont déformés de façon souple, les bancs gréseux, compétents, montrent plutôt une déformation cassante (fig. 27).

Au Nord du lac Carignal, on note un contact normal des niveaux inférieurs de la formation de Sakami sur le socle archéen, basculé de 20 à 30° vers le Sud (fig. 53). Il est recoupé et limité à l'Est par un dyke basique, à pyrite abondante, de direction N 150°. Un dyke similaire de même extension, à quartz exprimé, s'observe plus à l'Est (fig. 53).

Dans la partie centrale du bassin, les niveaux de la formation de Sakami sont recoupés par un dyke de diabase. Son observation montre qu'il s'est mis en place après le basculement des bancs gréseux.

A.2.1.2. Stratigraphie

Dans ce bassin, on retrouve grossièrement une série stratigraphique similaire à celle observée dans le bassin du lac Tilly.

a) Partie inférieure

En affleurement, elle ne s'observe qu'au Nord du lac Carignal. Elle correspond à une série réduite, de 6 à 8 m de puissance seulement. Elle repose sur des granites à patine rose, affleurant très largement sur la colline.

A la base, cette série se compose d'argilites vertes (2 m environ), de faible mouvement propre (400 cps), surmontées par des niveaux gréseux et microconglomératiques (3 m environ), de couleur verte.

Les niveaux rougeâtres sont peu épais et ne sont représentés que par une alternance demi-métrique de passées gréseuses et de niveaux argileux rougeâtres.

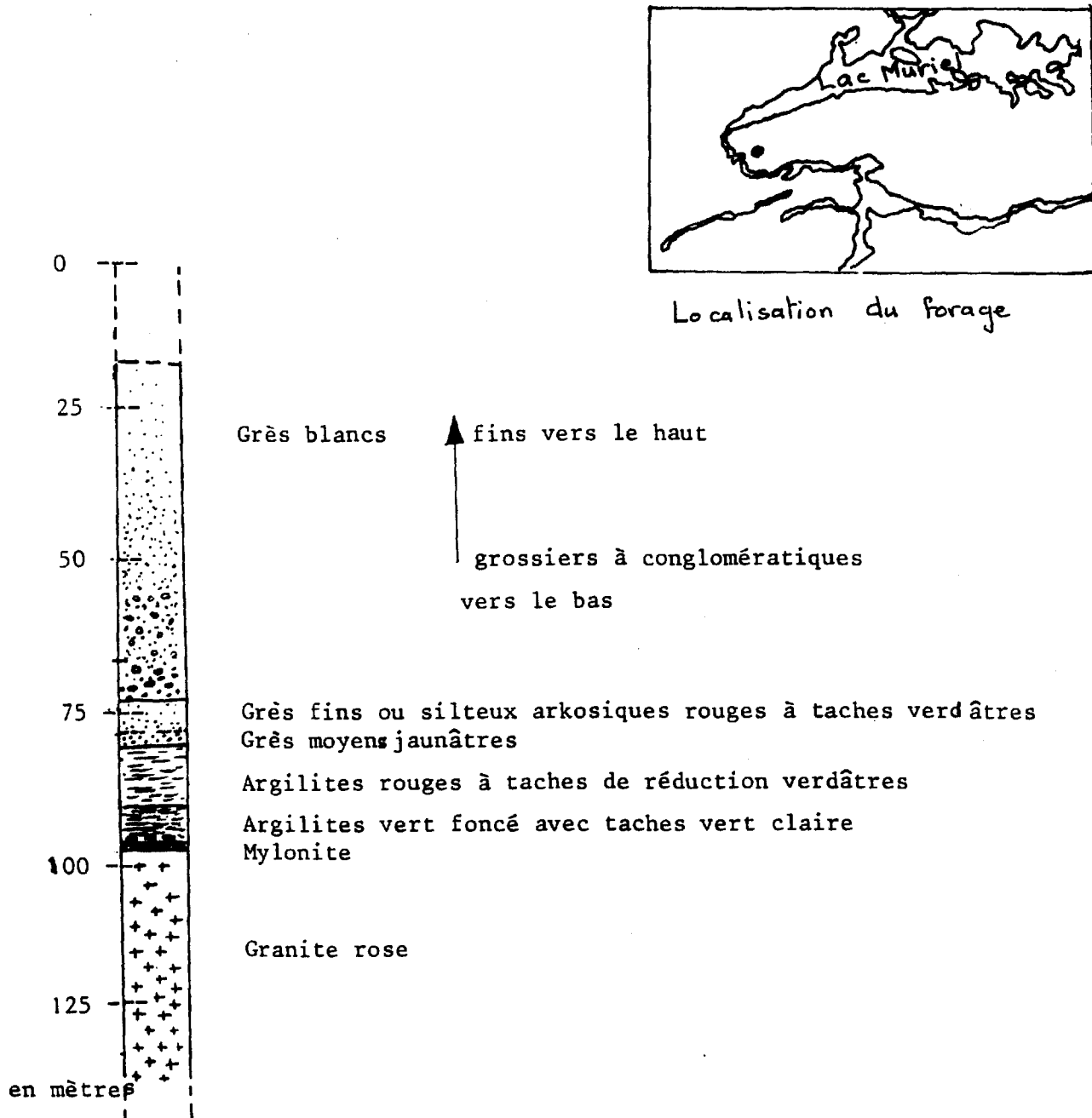


Fig. 28 - Log stratigraphique du forage réalisé par le groupe minier SES.

Cette partie inférieure a été rencontrée par des forages inclinés, réalisés à la demande du Groupe minier S.E.S. à l'Est de la rivière Muriel (fig. 28). Elle est plus épaisse (17 m environ) et montre un contact tectonique avec le socle de composition granitique. Elle est constituée d'argilite et silts de couleur vert foncé, à taches centimétriques vert pâle, surmontés par des argilites rouges, à taches de réduction verdâtres.

b) Partie moyenne

Elle forme l'ossature du bassin et s'observe de façon constante.

La limite avec les niveaux de la partie inférieure est brutale. Cette série se compose à la base de niveaux grossiers, voire même micro-conglomératiques (fig. 28), passant rapidement à des grés plus fins, bien lavés, bien classés et bien triés, de couleur blanche à rose et à litages entrecroisés abondants.

A l'Ouest du lac Yago, près du dyke de diabase, les grés ravinent les formations sous-jacentes constituées de gneiss à séricite - muscovite. Au contact, il englobe même des blocs anguleux de gneiss, de dimension demi-métrique.

Les directions de courant indiquent généralement un apport d'Ouest en Est, similaire à celui du lac Tilly.

c) Partie supérieure

Elle est disposée au Sud-Est du bassin, en bordure du linéament Tilly-Laforge et montre généralement un faciès conglomératique comparable à celui du bassin du lac Tilly.

Par contre, au Nord Est du lac Schipa, elle se compose de niveaux moins grossiers, formés d'une alternance centimétrique (3 à 10 cm de puissance) :

- . de grés conglomératiques à galets anguleux de quartz, de quartz diorite peu abondants (7 à 8 cm de longueur) et de grains de feldspath englobés dans une matrice argileuse et carbonatée, de couleur rouge ;
- . et de passées silteuses et gréseuses.

A.2.2. Bassin du Lac Catherine

A.2.2.1. Situation du bassin

De faible superficie (6 km² environ), ce bassin est toujours limité par des accidents tectoniques. Son encaissant est constitué essentiellement de granitoïdes, (fig. 29).

En raison d'un fort recouvrement par des terrains meubles, les niveaux de la formation de Sakami affleurent assez peu. Ils montrent une disposition monoclinale, et sont pentés de 30° environ vers le Sud-Est.

A.2.2.2. Stratigraphie

Les niveaux argileux et silteux de la partie inférieure et les conglomérats de la partie supérieure ne sont pas observés dans ce bassin. Par contre, les grés de la partie moyenne de couleur blanche à rose, affleurent très largement.

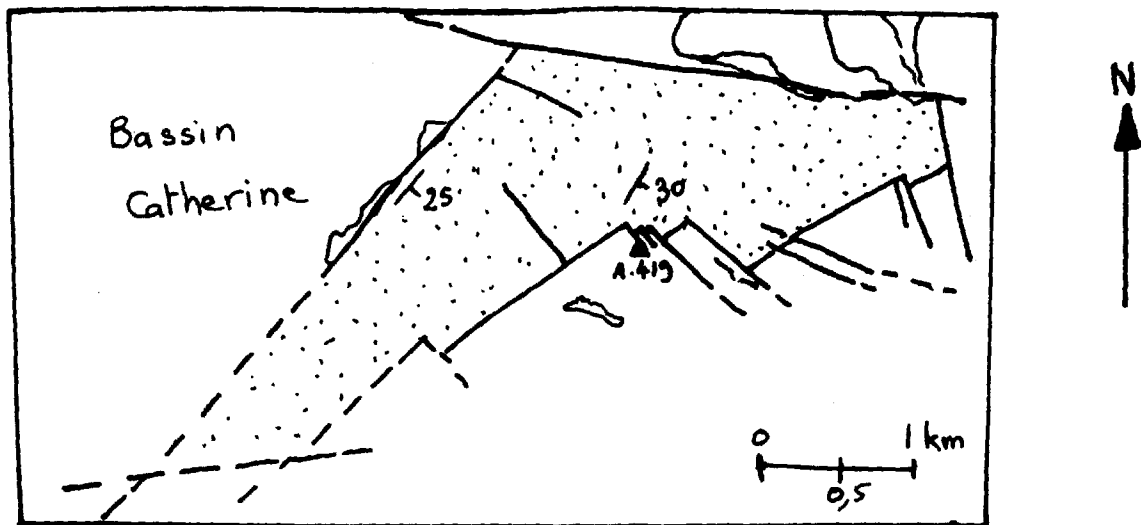


Fig.29 Situation du bassin Catherine

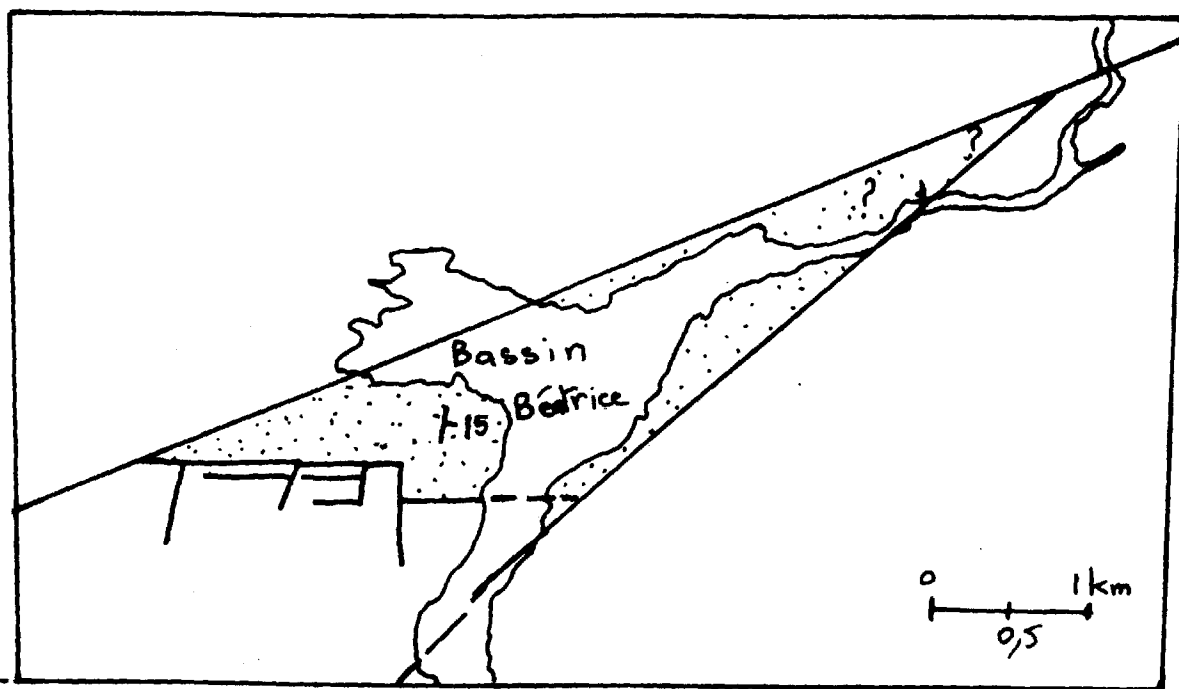


Fig.30 Situation du bassin Béatrice

En bordure nord du bassin, les niveaux sommitaux de la partie inférieure ont été observés . Ils se composent d'une alternance demi-métrique de bancs gréseux, de couleur blanche, mal classés, mal triés et de bancs argileux rouges, surmontés de grés massifs à patine mauve et à matrice abondante (séricite, pyrophyllite).

Le contact avec les grés est brutal. La sédimentation arénacée débute par des niveaux blancs, à nombreux litages entrecroisés, et se poursuit par un faciès rosâtre.

A.2.3. Bassin Béatrice

Sa superficie totale ne dépasse pas 3 km². Il est limité par trois fractures donnant ainsi au bassin une forme triangulaire (fig. 30).

Les affleurements sont restreints aux extrémités ouest et est, et sont le plus souvent masqués par une importante végétation. Seuls les grés de la partie moyenne de couleur blanche à rose sont présents ; de direction sub-méridienne, ils sont pentés de 15° vers l'Est.

B - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

B.1. PETROGRAPHIE :

Nous traiterons successivement des divers ensembles lithologiques.

B.1.1. Argilites de la partie inférieure

B.1.1.1. Microscopie.

Les argilites se composent de quantités variables de silts et d'argiles avec des passées plus grossières (arénites).

La fraction silteuse et arénacée est formée essentiellement de quartz et de quantités mineures de feldspaths alcalins et calco-sodiques. Ces derniers sont frais, peu ou pas altérés dans les niveaux verdâtres ; par contre, dans les niveaux rouges, où ils sont abondants et plus grossiers, notamment dans la partie supérieure de la série (composition d'arkose), ils montrent une séricitisation si importante qu'ils ne subsistent qu'à l'état de fantômes. Une telle différence dans l'aspect des feldspaths indique vraisemblablement des conditions climatiques différentes durant le dépôt de ces deux ensembles.

- niveaux verts : climat peu agressif ;
- niveaux rouges : climat agressif, de type hydrolisant ; cette interprétation serait confirmée par la présence de kaolinite.

En lame mince, la fraction argileuse a l'aspect de séricite en paillettes de différentes tailles enchevêtrées les unes dans les autres. Il est indéniable que cette fraction argileuse a été soumise à des recristallisations plus ou moins complètes qui se sont le plus souvent effectuées selon deux plans d'orientation préférentielle, obliques au litage . La croissance des minéraux phylliteux est parfois observée autour des grains de feldspath des niveaux rouges, la matrice corrodant légèrement les grains.

Plus particulièrement dans les argilites rouges, on note une abondance de paillettes flexueuses de biotite hématisée, d'origine détritique. Elles se caractérisent par une couleur brune, un pléochroïsme et une biréfringence faibles, voire même nuls. Des biotites similaires ont été observés dans la formation de Potsdam d'âge cambrien (Sud-Ouest du Québec) (LEWIS, 1971), leur hématisation étant considérée d'origine diagenétique.

Dans le bassin du lac Tilly (coupes B et C), on note de la calcite plus ou moins abondante suivant les niveaux.

B.1.1.2. Analyse par diffraction RX

a) nature des minéraux phylliteux

La nature des minéraux phylliteux a été déterminée à partir de l'étude de la fraction $< 2 \mu\text{m}$, par diffraction des rayons X.

Il apparaît que la fraction argileuse se compose principalement d'illite.

Dans les niveaux verts, elle est associée à de la chlorite (bassin du lac Tilly ; coupes B et C), cette dernière étant parfois nettement prédominante, mais aussi absente (coupe A).

Dans les argilites rouges, l'illite est le plus souvent le seul minéral phylliteux, associée dans certains cas à de la kaolinite (coupes A et C du lac Tilly). (Elle apparaît de façon nette et en grandes quantités dans trois échantillons principalement).

b) Indice de cristallinité de l'illite

Compte tenu de la prédominance de l'illite dans la fraction argileuse, nous avons mesuré l'indice de cristallinité du pic à 10 \AA . Cette méthode permet de caractériser les métamorphismes de très faible degré (de la diagénèse à l'épizone).

- méthode d'analyse

La mesure de la cristallinité de l'illite a été effectuée sur des diffractogrammes de lames de minéraux orientés.

La méthode utilisée est celle mise au point par Kubler (1968). Elle consiste à mesurer la largeur à mi-hauteur du pic à 10 \AA de l'illite. La valeur obtenue, qui représente l'indice de cristallinité de l'illite (I.C.), est fonction des conditions expérimentales d'analyse diffractométrique.

Les conditions expérimentales de l'appareillage de l'Institut Dolomieu (Grenoble) sont les suivantes :

- . diffractomètre Phillips
- . 54 KV ; 30 mA ; CuK α ; filtre Ni
- . vitesse 800 mm/h³
- . sensibilité $2 \cdot 10^3$; inertie 2 s ; fentes $1^\circ - 1^\circ$ A.R. (collimateur).

Dans ces conditions, les limites obtenues sont les suivantes (d'après J. APRAHAMIAN) :

- . limite diagénèse - anchizone : I.C. = 5,1
- . limite anchizone - épizone : I.C. = 2,8

- Interprétation

Les résultats obtenus ont été portés sur le diagramme d'ESQUEVIN (1969) (fig. 31). Le rapport I (002) / I (001), qui représente le rapport d'intensité des pics à 5 et 10 Å, donne une idée du rapport Al/Fe + Mg dans les octaèdres des micas.

La majorité des échantillons analysés se dispose dans l'anchizone, avec un fort groupement à la limite de l'épizone ; ce groupement correspond aux argilites à illite - chlorite (coupes B et C eu lac Tilly). Les échantillons du bassin de la rivière Laforge provenant pour la plupart de carottes de forages, se répartissent entre 2,7 et 4.

Ces différents échantillons montrent un rapport I (002) / I (001) compris entre 0,25 et 0,37 ; ils se situent dans le domaine des phengites.

B.1.2. Partie moyenne

Les grés sont constitués d'un matériel bien trié, bien classé et bien lavé, la matrice ne dépassant pas 15 à 20 % de la roche totale.

La fraction sableuse est constituée essentiellement de quartz translucide, à extinction roulante ; les feldspaths sont rares, voire même absents. Elle semble dérivée de roches ignées.

La matrice prend des aspects très divers. Le plus souvent, elle se compose de séricite, bien cristallisée ; dans les stades les plus recristallisés, les grains de quartz montrent d'importantes corrosions, liées à la croissance des minéraux micacés (LEWIS, 1971), fig. 32.

Dans certains cas, on note des plages de micas blancs authigènes, de très grande taille (0,300 à 0,500 mm, voire 1 mm et 1,5 mm selon les niveaux), qui (fig. 33) se développent dans les espaces inter-granulaires. Ils montrent une disposition "fibro-radiée", en éventail ; ils s'observent le plus souvent quand la matrice sériciteuse n'est pas apparente. L'analyse par diffraction des rayons X a montré qu'il s'agit de pyrophyllite, caractérisée par des raies à 9,26 Å, 4,61 Å, et 3,07 Å. Elle est connue en milieu anchimétamorphique de différentes régions du monde (in BOCQUET, 1974), mais elle est également signalée dans le domaine épizonal. Elle est abondante dans le niveau repère argileux défini dans le bassin du lac Tilly (coupes C et D) ; dans ce niveau, elle est associée à l'illite, nettement mineure, et à des traces de kaolinite. L'analyse chimique de ce niveau donne les résultats suivants

| Pourcentages d'oxydes | | | | | |
|-----------------------|-------|--------------------------------|-------|--|------|
| SiO ₂ | 76,51 | Al ₂ O ₃ | 15,59 | Fe Tot. ou Fe ₂ O ₃ | 4,29 |
| MnO | 0,01 | MgO | 0,11 | | |
| CaO | 0,00 | Na ₂ O | 0,00 | K ₂ O | 0,24 |
| TiO ₂ | 0,51 | P ₂ O ₅ | 0,08 | P.F. | 2,96 |
| TOTAL : 100,30 | | | | | |

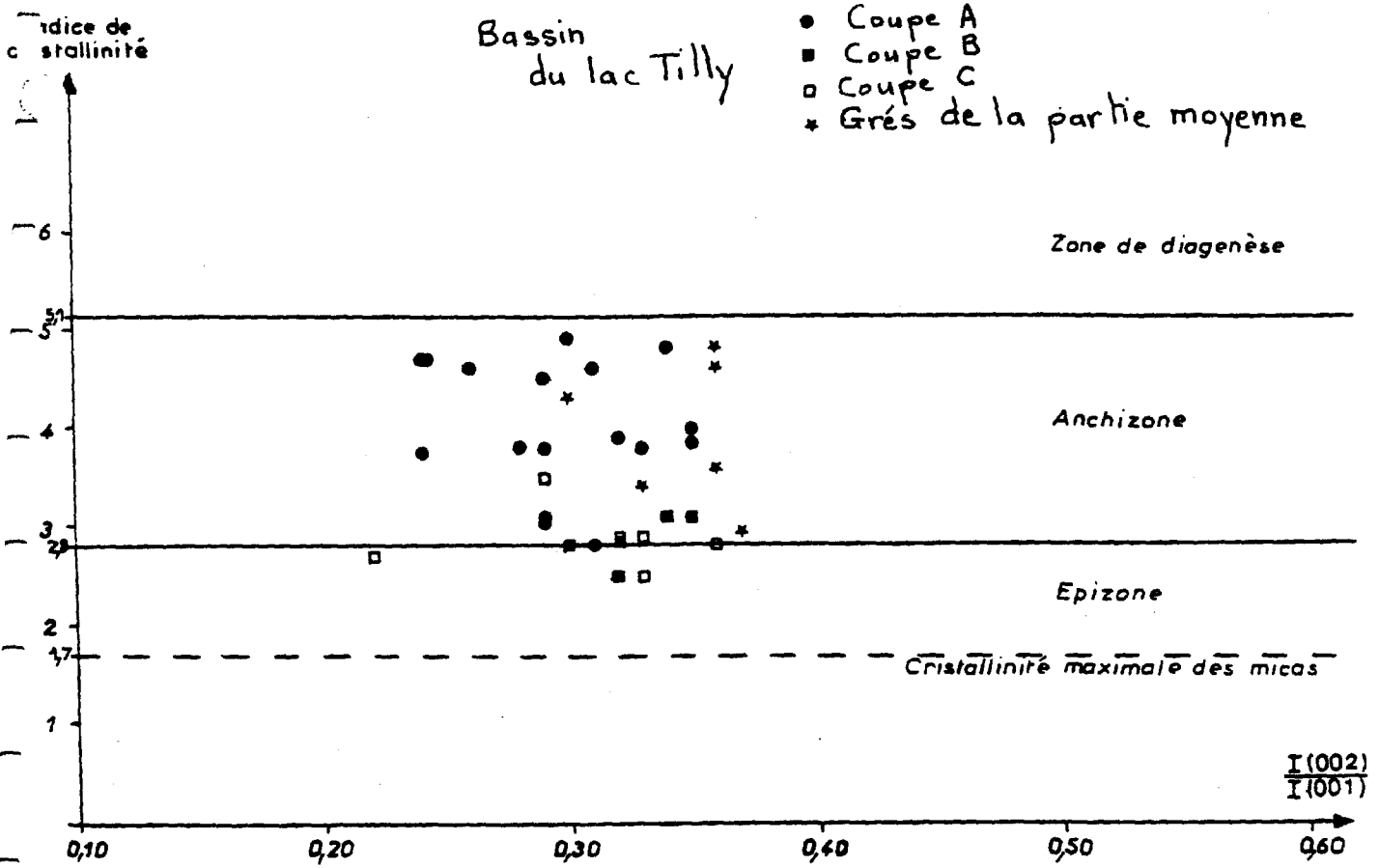
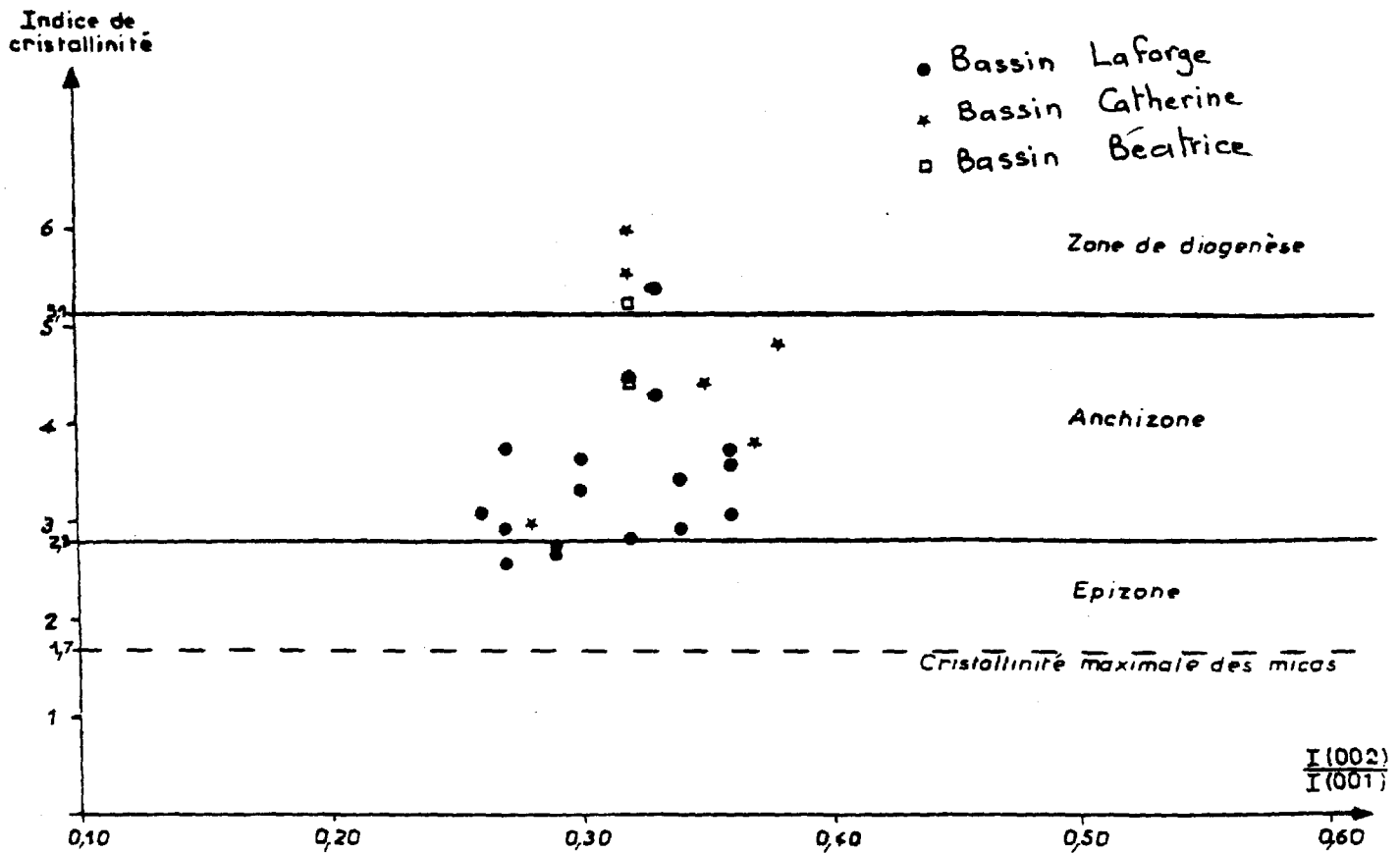


Fig.31 -Indices de cristallinité des micas de la formation de Sakami (d'après Esquevin, 1969).



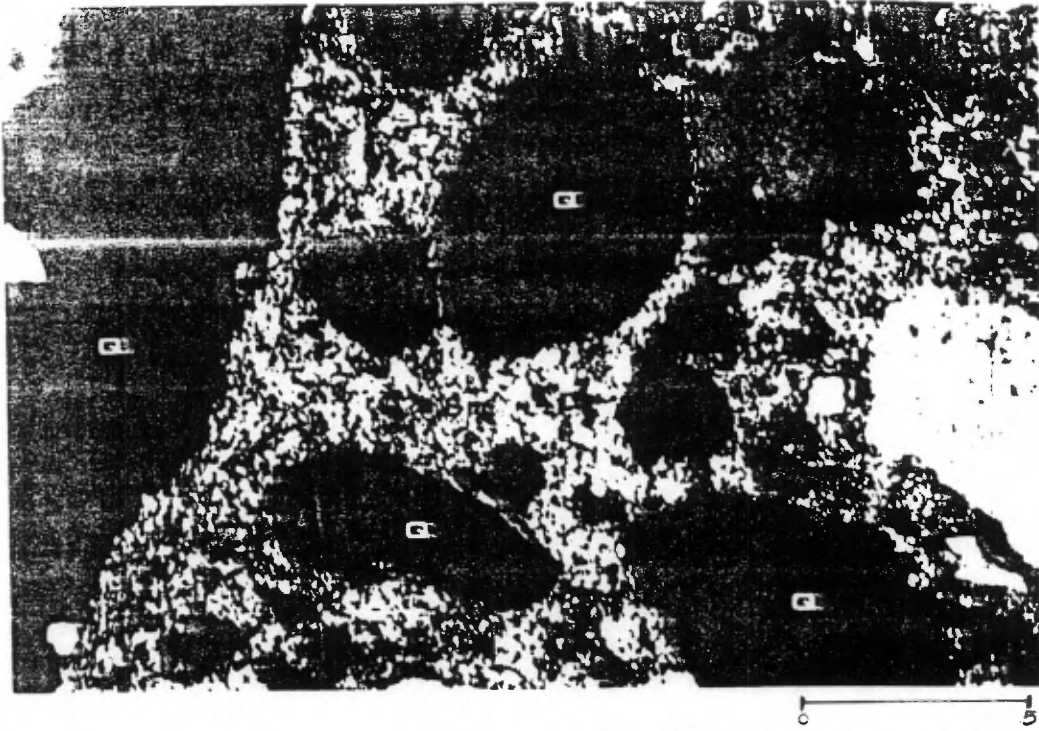


Fig. 32 - Photographie montrant une recristallisation importante de la matrice, s'accompagnant de corrosion des grains de quartz.

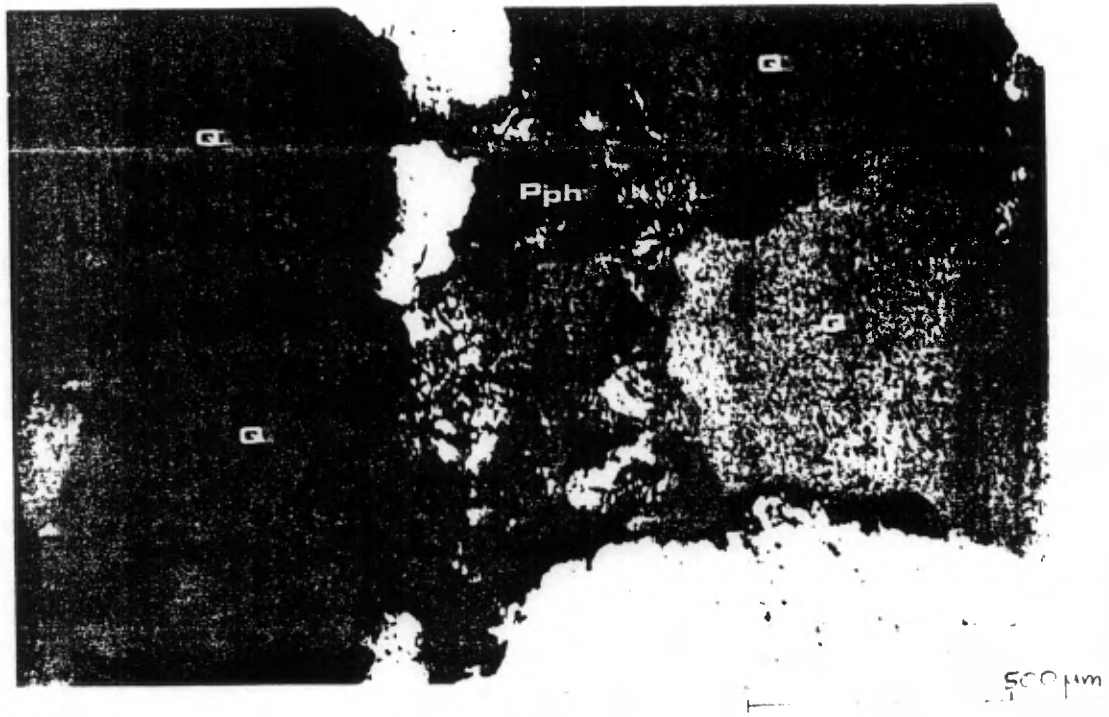


Fig. 33 - Minerie magnétitiques développées dans les espaces intergranulaires.

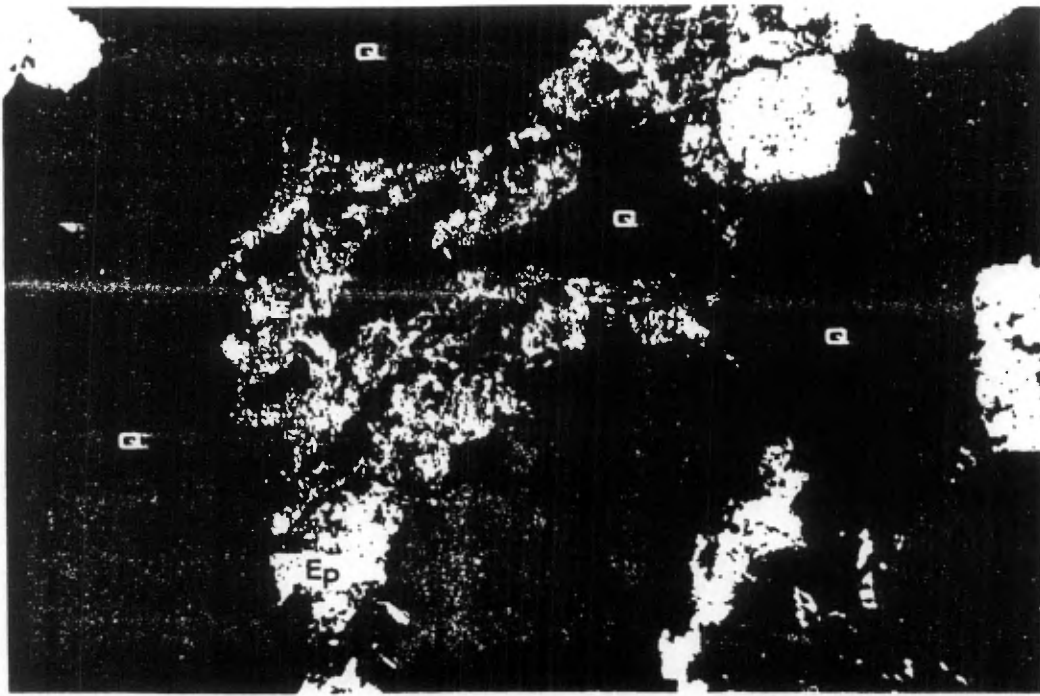


Fig. 34 - Cristallisation de pistachite entre les grains de quartz. 500 μ m

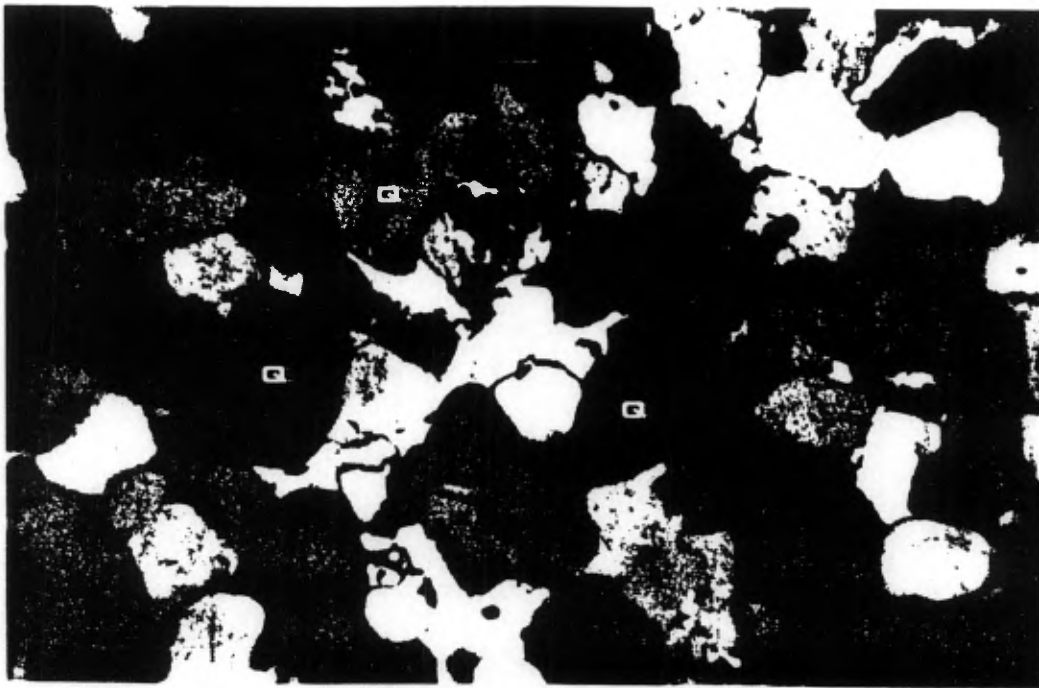


Fig. 35 - Croissance de quartz authigène autour des grains détritiques. 500 μ m

La pyrophyllite, localisée dans cet ensemble de la partie moyenne, témoignerait d'un milieu géochimique particulier, faiblement ou pas potassique, mais surtout alumineux, tout du moins dans le bassin du lac Tilly.

La matrice montre dans les niveaux inférieurs du bassin du lac Tilly, des cristallisations d'épidotes s.str. : pistachite et probablement clinozoïsite. Elles se disposent soit en petites baguettes, noyées dans un fond phylliteux, soit en amas importants, comblant les espaces intergranulaires. A l'Est du lac Schipa, on note même un grès renfermant 25 à 40 % d'épidote selon les niveaux (fig. 34).

L'ensemble de cette série arénacée montre des excroissances de quartz authigène autour des grains détritiques. Ces excroissances de quartz ne semblent pas être contrôlées par des critères stratigraphiques, (fig. 35).

Les grès sont presque toujours exempts de structures de déformation. Néanmoins, on note des quartz cassés et réorientés, et des ombres de pression dans lesquelles ont cristallisé des plages de micas blancs (vraisemblablement pyrophyllite). (Fig. 36).

Dans de nombreuses lames minces, la présence de woodhouséite a été reconnue ; ce minéral a fait l'objet d'une étude très détaillée (paragraphe B.2.).

B.1.3. Partie supérieure

Les niveaux gréseux montrent une matrice carbonatée abondante ; la fraction grossière se compose de grains de quartz et feldspath (feldspaths alcalins principalement et plagioclases rares) non altérés. Les minéraux phylliteux sont très peu abondants.

B.1.4. Conclusion : Mise en évidence d'un métamorphisme anchizonal à épizonal faible

L'ensemble de ces données suggèreraient que la formation de Sakami a été affectée par un métarmorphisme d'intensité variable selon les niveaux, et aux caractéristiques suivantes :

- paragénèse illite + chlorite + pyrophyllite, typiquement anchizonale ;
- indices de cristallinité se situant dans le domaine anchizonal, voire même à la limite de l'épizone ;
- apparition dans les niveaux gréseux du bassin du lac Tilly (coupe A) de pistachite et de clinozoïsite, les paragénèses à épidote étant interprétées comme faisant déjà partie du stade épizonal.

Il reste finalement qu'un métamorphisme anchizonal à épizonal faible est mis en évidence dans les roches de la formation de Sakami.

Dans le cadre d'une étude sur le métamorphisme du Nouveau Québec, HERD (1978) a mis en évidence un métamorphisme de faciès schistes verts dans les formations sédimentaires de Sakami ; dans le bassin Coutaceau, la paragénèse andalousite - muscovite - quartz indique même un métamorphisme de faciès schistes verts supérieur à amphibolite inférieur. Un échantillon de cette localité nous a été transmise par HERD. Sur la base d'une simple détermination optique en L.M. et en l'absence de données par diffraction des rayons X, il n'a pas été possible de confirmer la présence d'andalousite dans les grès de la formation de Sakami.

L'origine de ce métamorphisme n'est pas connue. Les recristallisations qui se développent selon des plans privilégiés dans les argilites (bassin du lac Tilly) et les quartz cassés, réorientés avec des ombres de pression (grés du bassin Catherine), témoignent d'un événement tectono-métamorphique que l'on ne peut relier directement à aucune des orogénèses définies dans le bouclier canadien. Il nous semble que cet épisode a sa source dans la réactivation de la faille majeure Tilly - Laforge. Par son mouvement, il a pu y avoir création d'un flux thermique propagé facilement et rapidement dans le socle archéen, d'autant qu'à cette époque (2 400 - 2 200 M.a. ?) le gradient géothermique était plus élevé qu'il ne l'est actuellement.

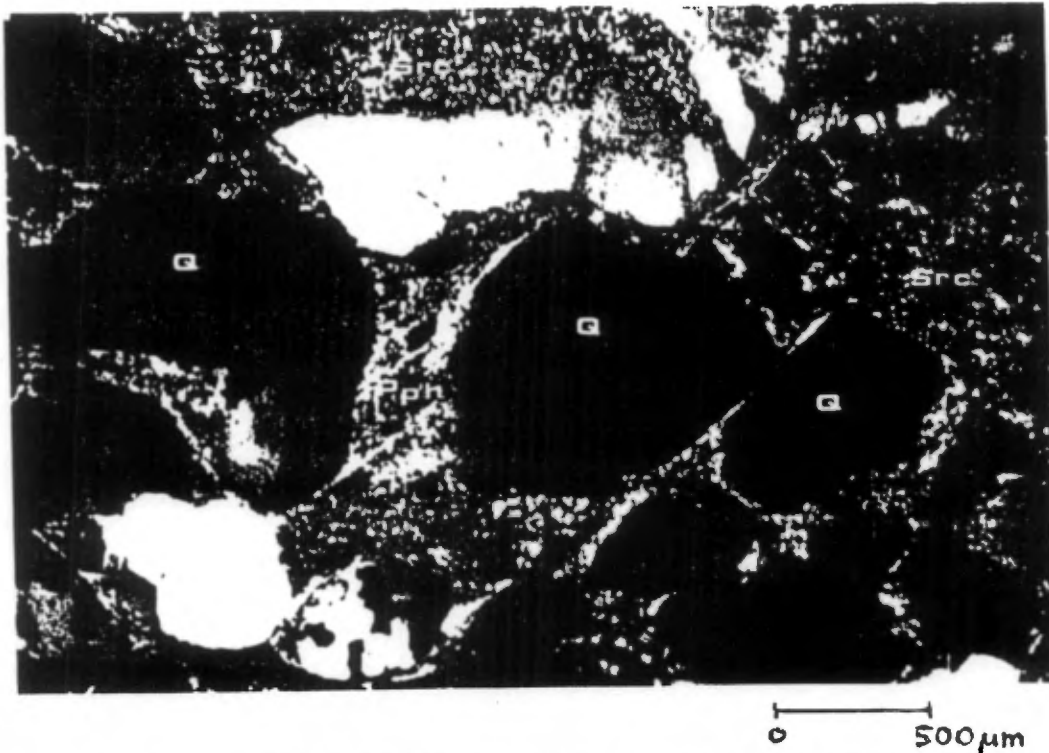


Fig.36 -Cristallisation de micas blancs dans les ombres de pression.

B.2. MINÉRALOGIE

Ce paragraphe est consacré à l'étude de la woodhouséite.

B.2.1. Introduction

La woodhouséite fait partie du groupe de la Beudantite, de formule type $AB (XO_4)_2 Zq$, qui comprend les minéraux suivants :

- Beudantite $Pb Fe_3 (As O_4)_2 (SO_4)_2 (OH)_6$
- Corkite, $Pb Fe_3 (PO_4)_2 (SO_4)_2 (OH)_6$
- Hinsdalite, $(Pb, Sr) Al_3 (PO_4)_2 (SO_4)_2 (OH)_6$
- Svanbergite, $Sr Al_3 (PO_4)_2 (SO_4)_2 (OH)_6$
- Woodhouséite, $Ca Al_3 (PO_4)_2 (SO_4)_2 (OH)_6$

La woodhouséite a été décrite pour la première fois par LEMMON (1937), dans des veines de quartz recoupant le gisement d'Andalousite, White Mountain, Mono County, Californie. Elle y est associée aux minéraux suivants : topaze, quartz, augélite, lazulite, tourmaline, barite, muscovite et pyrophyllite.

Une deuxième occurrence de ce minéral aurait été trouvée à Ødegarden, Norvège (MORTON, 1961). Il s'agit d'une variété de woodhouséite observée dans une veine très phosphatée ; elle a été déterminée essentiellement sur la base d'analogies du spectre de diffraction des rayons X avec celui de la woodhouséite de Californie.

B.2.2. Description de l'occurrence du Québec

- Contexte géologique

Ce minéral est essentiellement observé dans les niveaux arénacés de la partie moyenne de la formation de Sakami. Il a été noté dans les quatre bassins étudiés, mais il est particulièrement abondant dans celui du lac Tilly, à la base de la coupe B.

Il a cristallisé entre et sur les grains de quartz détritiques, remplissant même dans un échantillon l'ensemble des espaces intergranulaires. Il est associé à des minéraux phylliteux tels que pyrophyllite et séricite (illite), lesquels sont liés à un métamorphisme anchizone à épizone faible.

- Faciès

La woodhouséite s'observe sous la forme de petits cristaux de 40 à 80 μ en moyenne, pseudo-cubiques, transparents.

- Propriétés physiques

Sa densité est de $G = 3,03$.

- Propriétés optiques

Il est uniaxe positif. Sa biréfringence est de 0,010 ; les indices de réfraction, mesurés par immersion (sur frottis) sont :

$\omega = 1,6365$ et $\epsilon = 1,6465$ obtenu par extrapolation à partir de ϵ' mesuré dans $10 \bar{1} 2$.

- Géométrie des cristaux

Dans le cadre de ce mémoire, le spectre de diffraction des rayons X (effectué par M. ABESQUE, Complexe Scientifique, Québec) n'a pas été indexé. Il se superpose quasiment à celui de la woodhouséite de Californie (*).

- Analyse chimique

En raison de la faible quantité de matériel, elle a été effectuée par différentes méthodes analytiques dans les laboratoires du Complexe Scientifique, Québec.

| | Spectrographie semi-quantitative | Fluorescence des rayons X | Absorption atomique | Division des silicates | Chimie générale |
|----|-------------------------------------|------------------------------|------------------------|---------------------------|--------------------|
| P | de 10 à 50% | ≈5% | | <u>9,37%</u> | |
| S | | ≈5% | | | <u>≈4,3%</u> |
| Ca | de 2 à 10% | ≈9% | <u>9,43%</u> | | |
| Al | de 5 à 20% | ≈10% | <u>19,1%</u> | | |
| Si | de 1 à 5% | | <u>2,5%</u> | | |
| F | | | | <u>0,44%</u> | |
| Sr | de 0,1 à 1% | <u>0,2%</u> | | | |
| K | <1% | (interférence avec Ca) | <u>0,08%</u> | | |
| Ba | de 0,05 à 0,5% | <u>0,15%</u> | | | |
| Ti | de 0,01 à 0,1% | | <u>0,03%</u> | | |
| Pb | de 0,01 à 0,1% | ≈200 ppm | <u>300 ppm</u> | | |
| Fe | de 0,005 à 0,05% | ≈0,1% | <u>0,19%</u> | | |
| C | | | | | <u>0,04%</u> |
| Mg | de 0,001 à 0,01% | (trop faible) | <u>0,02%</u> | | |
| Ni | <0,001% | | <u>120 ppm</u> | | |
| Cr | de 0,001 à 0,01% | | <u>50 ppm</u> | | |
| Zr | <u>de 0,001 à 0,01%</u> | | | | |
| Cu | de 0,001 à 0,01% | ≈20 ppm | <u>40 ppm</u> | | |
| Mn | de 0,001 à 0,01% | | <u><10 ppm</u> | | |
| Mo | (non décelé) | (non décelé) | <u><10 ppm</u> | | |
| Na | (non décelé) | (trop faible) | <u><10 ppm</u> | | |
| Ag | <u><0,001%</u> | | | | |

La teneur en H₂O a été obtenue par analyse thermopondérale (≈ 12,77 %).

(*) à l'exception de deux pics additionnels importants, voisins de ceux de Californie. Nous essaierons d'en expliquer la signification lors d'études complémentaires qui feront l'objet d'une communication à venir.

L'ensemble des résultats obtenus comparés à ceux de Californie, et des valeurs théoriques calculées montre des différences importantes.

| | BaO | CaO | Al ₂ O ₃ | P ₂ O ₅ | SO ₃ | H ₂ O | reste | Total | G |
|---|------|-------|--------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|-------|--------|-------|
| 1 | - | 13,54 | 36,93 | 17,15 | 19,33 | 13,05 | | 100 | 3,001 |
| 2 | 1,00 | 12,31 | 36,63 | 18,13 | 17,59 | 13,45 | 0,76 | 99,87 | 3,012 |
| 3 | 0,17 | 13,94 | 38,15 | 22,70 | 11,36 | 13,49 | 1,13 | 100,94 | 3,03 |

1. Ca Al₃ (PO₄) (SO₄) (OH)₆
2. White Mountain, Mono County, Californie
3. Lac Tilly, Québec : valeurs pondérées par la teneur en silice sous forme de quartz (≈ 5,35 %) ; reste non en oxydes.

En effet, on note d'importantes variations des pourcentages en P₂O₅ et SO₃ ; la somme des deux (34,06 %) reste néanmoins similaire à celles trouvées pour la formule théorique (36,48 %) et pour la woodhouséite de Californie (35,72 %).

Il semble donc que la formule de la woodhouséite doive plutôt s'écrire Ca Al₃ [(P,S) O₄]₂ (OH)₆ telle que le suggère KATO (1977), au lieu de Ca Al₃ (PO₄) (SO₄) (OH)₆.

D'autre part, les indices de réfraction de la woodhouséite du Québec sont identiques à ceux de la woodhouséite de Californie ($\epsilon = 1,647$; $\omega = 1,636$) ; par contre, les indices de la prétendue woodhouséite d'Ødegården s'en éloignent beaucoup ($\epsilon = 1,669$; $\omega = 1,662$).

On a discuté de la présence d'une seule phase minéralogique ou de la coexistence de plusieurs phases appartenant au même groupe. L'analyse thermopondérale et thermo-différentielle semble indiquer la présence d'une seule phase. Ceci a été confirmé par l'emploi du microscope électronique à balayage pourvu d'un système de micro-analyse qualitative et quantitative. En effet, l'analyse qualitative du calcium, élément caractéristique de la woodhouséite dans le groupe de la Beudantite, a montré une répartition uniforme de cet élément dans tous les cristaux examinés (fig. 37).

Conclusion

Les grés de la formation de Sakami renferment de la woodhouséite. C'est la deuxième occurrence sûre de ce minéral. Ses caractéristiques chimiques et optiques sont quasiment identiques à celles de la woodhouséite de Californie. A l'exception de deux pics supplémentaires qui apparaissent dans le minéral du Québec, les spectres de rayons X de ces deux minéraux sont pratiquement superposables.

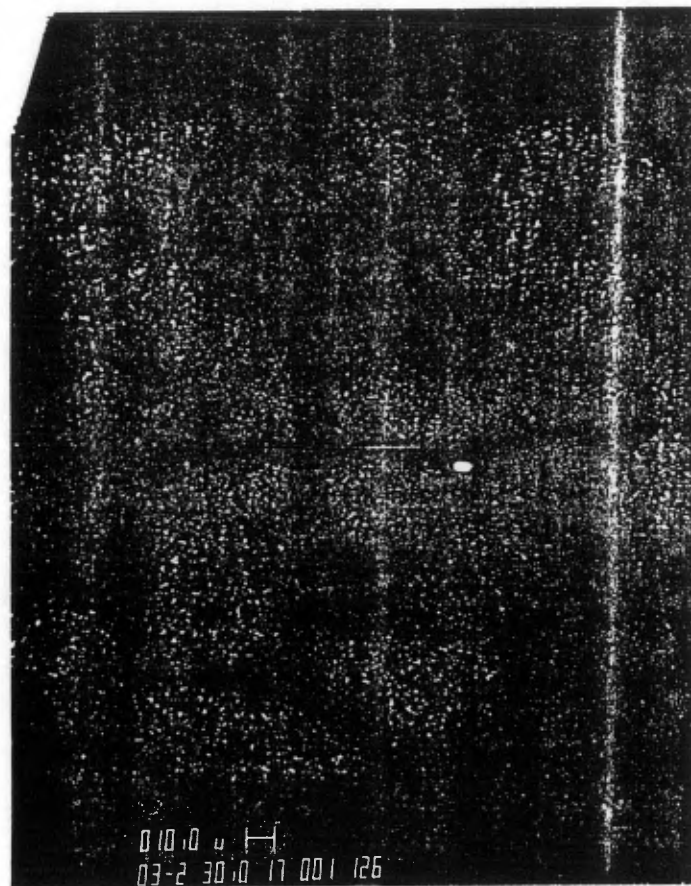
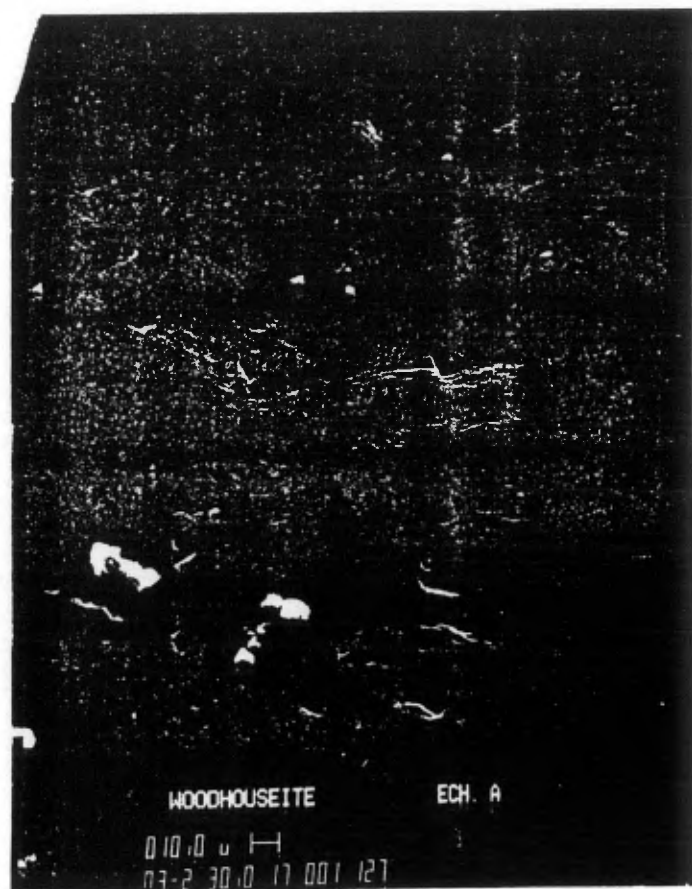


Fig.37 -Répartition uniforme du calcium dans les cristaux de la Woodhouseite
(microscope à balayage muni d'un système de microanalyse qualitative .

C - DESCRIPTION DES MINERALISATIONS URANIFERES

Ce paragraphe concerne essentiellement les minéralisations présentes soit dans les bassins sédimentaires de la formation de Sakami soit à leur proximité.

Deux types d'occurrences ont été observées.

C.1. MINERALISATION LIEE AUX ARGILITES VERTES A PYRITE

Le plus souvent, les niveaux argileux et silteux verdâtres de la partie inférieure de la formation de Sakami montrent un fort mouvement propre 100 cps (Scintrex), avec des valeurs atteignant 400 cps (au Nord du lac Carignal) et 800 cps (dans le bassin du lac Tilly).

Les niveaux les plus radioactifs s'observent en bordure ouest du lac Tilly, à l'extrémité de la falaise constituée de grés (coupe A). La figure 38 montre la répartition stratigraphique de l'uranium et du thorium dans les niveaux verts et rouges.

- le thorium montre des teneurs moyennes relativement constantes, comprises entre 20 et 50 ppm ;
- par contre, l'uranium est essentiellement contenu dans les niveaux verdâtres, avec une teneur de fond de 6 à 10 ppm environ. Les maximums de 118, 209 et 721 ppm ont été mesurés dans les niveaux à pyrite abondante, de couleur gris-vert sombre à noire. L'uranium est toujours sous forme diffuse dans ces roches.

Les empreintes de Hiller, effectuées sur des échantillons sciés, montrent que l'uranium se répartit parallèlement au litage, et se dispose plutôt selon les laminites argileuses. Elles confirment ainsi les observations de SHARMA (1978) en faveur d'un contrôle sédimentaire d'après une autoradiographie.

Les niveaux verdâtres de la bordure ouest du lac Tilly ne montrent pas une radioactivité similaire :

- dans la coupe C, ils montrent une valeur propre de 100 cps, les teneurs en uranium étant inférieures à 5 ppm (limite de détection de l'appareil) ;
- dans la coupe B, en position intermédiaire, ils montrent une valeur propre de 100 cps, avec des maximums de 170 cps (aucun dosage n'a été effectué).

Il apparaît ainsi que les fortes teneurs en uranium sont associées aux niveaux les plus finement laminés, de granulométrie fine (coupe A), qui indiquent un environnement calme et vraisemblablement profond, à la différence des coupes B et C qui comportent des niveaux plus grossiers. Il semble que l'uranium est d'origine syn-sédimentaire et qu'il s'est déposé dans les parties les plus profondes du bassin.

L'uranium étant un élément très mobile, facilement mis en solution par un milieu oxydant, il est vraisemblable que l'environnement lacustre lors du dépôt des argilites vertes sous des conditions fortement réductrices, a constitué un milieu particulièrement favorable à sa précipitation.

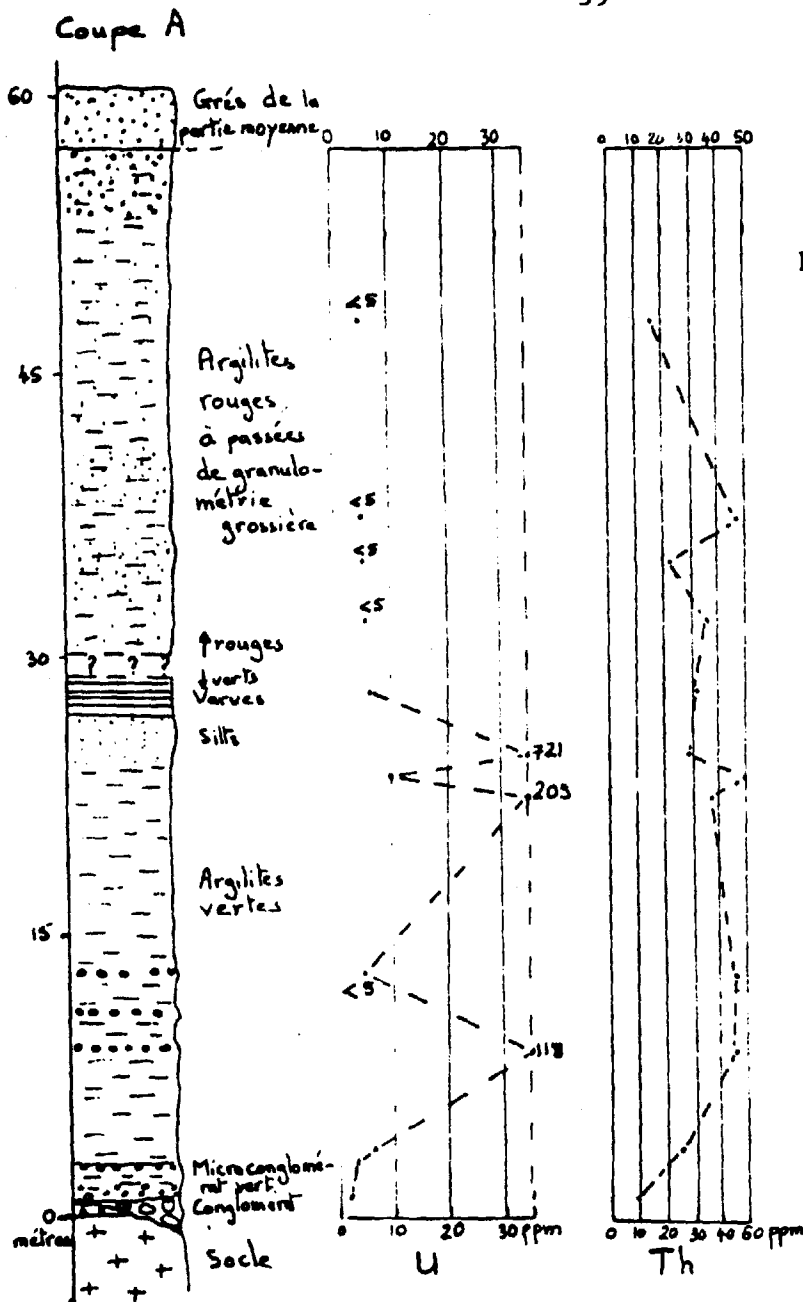
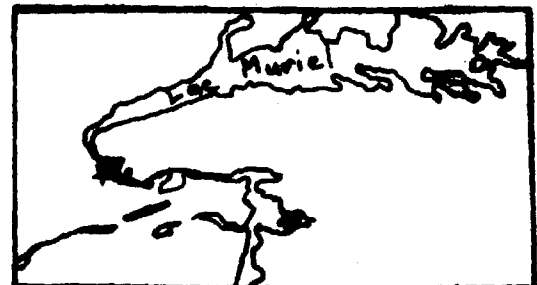
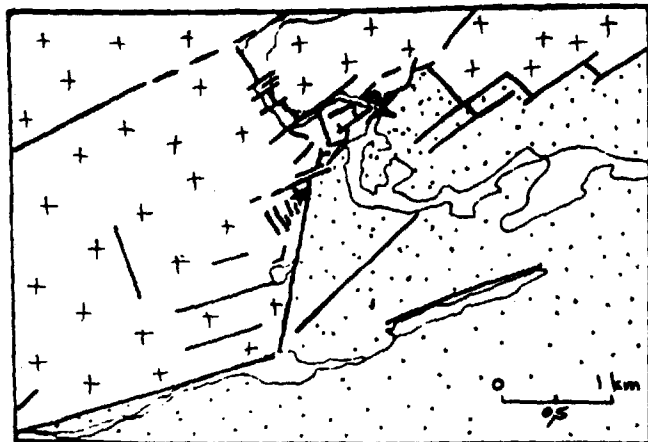


Fig. 38 -Répartition stratigraphique de l'uranium et du thorium dans les niveaux argilo-silteux de la partie inférieure (bassin du lac Tilly).



- * Veine minéralisée
- ▨ sédiments de la formation de Sakami
- ▨▨▨ Socle

Fig. 39 -Disposition de la veine minéralisée à proximité du contact Sakami-socle.

Les niveaux verts, situés au Nord du lac Carignal, donnent des valeurs oscillant entre 6 à 13 ppm d'uranium.

C.2. MINERALISATION LIEE A UNE VEINE MINERALISEE

En bordure nord est du bassin de la rivière Laforge, le Groupe minier S.E.S. a mis en évidence une importante veine minéralisée, à pechblende, uranite et gummite (SHARMA, comm. pers.), d'une puissance de 20 à 30 cm et d'une longueur de 10 à 15 m environ. Elle est disposée dans une faille de direction N 150° (fig. 39), située à proximité du contact socle-sédiments. Ce dernier est marqué par une faille de direction N 20°. L'encaissant est constitué de granitoïdes.

Cette faille de direction N 150°, correspondant à une fracture d'extension T (IIème partie, chapitre I), forme un réseau bien développé plus à l'Ouest (fig. 39).

Un contrôle structural de cette minéralisation apparaît évident.

Des études plus approfondies seraient nécessaires pour mieux cerner l'origine de ces minéralisations et préciser en particulier l'importance des préconcentrations uranifères dans les niveaux verts.

En admettant une mise en place de la veine minéralisée postérieure au dépôt des niveaux verdâtres à indices uranifères syn-sédimentaires, trois hypothèses peuvent être envisagées :

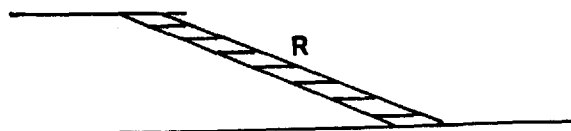
1. Il existe une liaison génétique entre la veine minéralisée et les niveaux argilo-silteux radioactifs. Dans ce cas, l'uranium, stocké sous forme diffuse dans ces niveaux, aurait migré et précipité dans les fractures en extension de la bordure du bassin.

2. Aucune liaison n'existe entre les deux types de minéralisation .

a) L'uranium "filonien" provient du lessivage des formations du socle archéen, en particulier granitique et a été piégé per descensum dans les fractures d'extension.

b) Cet uranium "filonien" a une origine endogène et provient de la cristallisation de solutions hydrothermales dans les fractures d'extension.

Dans tous les cas, les zones de fractures en extension constituent le guide évident de prospection. Néanmoins, l'hypothèse 1 restreint le champ d'investigation à l'encaissant des bassins sédimentaires de Sakami. Dans ce cas, les fractures de Riedel, qui ont provoqué l'effondrement des compartiments de socle (IIème partie, Chap.I, E-1-2) constituent les pièges les plus favorables.



CONCLUSION

Cette étude sur les bassins sédimentaires protérozoïques de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge a permis de dégager une série stratigraphique type de la formation de Sakami, à partir de l'exemple du bassin du lac Tilly. Elle est subdivisée en trois parties:

- Partie inférieure (environ 53 m). Elle se compose d'argilites (argiles et silts) à niveaux pyriteux et uranifères et à passées microconglomératiques de couleur verte à la base (29 m environ), surmontées par des argilites, à forte proportion d'éléments détritiques de quartz et feldspath, de couleur rouge, au sommet (24 m environ). Certains niveaux montrent un ciment légèrement carbonaté. Le contact sur le socle archéen est rarement visible. Il est observé en bordure occidentale du lac Tilly et correspond à un régolite résultant de l'intersection de différents réseaux de diaclases.

- Partie moyenne. Elle est constituée par une épaisse série de grés bien lavés, bien triés et bien classés, de couleur rose à blanche.

- Partie supérieure. Elle est constituée de conglomérats polygéniques à galets de métasédiments, quartz, pegmatite blanche à rose et quartzite sombre (rare). Ils montrent une matrice carbonatée et gréseuse de couleur rouge. On note quelques passées de grés fins à matrice carbonatée.

L'analyse des indicateurs de paléo-environnement et de leur granulométrie permet de proposer une interprétation quant à leur milieu de dépôt.

- Partie inférieure, à laminations horizontales, "graded bedding", varves, fentes de dessiccation, "convolutes lamination", ripple marks et des structures liées à des dégazages. Cet ensemble se serait déposé dans un milieu lacustre, sous des conditions réductrices (niveaux verts) puis oxydantes (niveaux rouges).

- Partie moyenne, à nombreux litages entrecroisés et à rares mud-cracks, Ball and pillow et discordances angulaires. Cette partie se serait déposée dans un environnement de moyenne énergie, sous une faible tranche d'eau, interprété comme un environnement deltaïque dans un lac, de sédiments issus d'un appareil de type fluviatile long.

- Partie supérieure, caractérisée par des galets relativement peu émoussés. Leur granulométrie grossière indique un transport relativement court par un appareil de forte énergie. Il est interprété comme un dépôt de type torrentiel.

L'étude de la partie sud du bassin du lac Tilly montre que les niveaux conglomératiques à galets de grande taille et sub-anguleux, interstratifiés dans les niveaux des parties inférieures et moyennes. Ces conglomérats, de type torrentiel, témoignent de l'existence d'un paléorelief en bordure sud du bassin. A notre avis, compte tenu du contexte structural, nous pensons que ce paléorelief est déterminé par une faille synsédimentaire active durant toute la sédimentation; il constitue donc un horst exsondé alimentant une sédimentation détritique grossière en bordure du bassin (graben).

L'étude pétrographique des sédiments conglomératiques confirment cette hypothèse. En effet, les allochems sont constitués de faciés décrits dans le socle, en particulier dans la bande sédimentaire des lacs Odile, Luc et Schipa:

- quartzite sombre (conglomérats interstratifiés dans les parties inférieures et moyenne du Sakami);

- métasédiments et pegmetites blanches (dans le conglomérat de la partie supérieure).

L'étude pétrographique a montré que les sédiments de la formation de Sakami ont été affectés par un métamorphisme anchizonal à épizonal, caractérisé par la paragenèse: illite-chlorite-pyrophyllite-épidote et par des indices de cristallinité de l'illite compris entre 2,7 et 5. Liée à cette paragenèse, nous avons mis en évidence la présence d'un minéral rare: la woodhouséite.

Pour Chown et al (1976), la position centrale de la formation de Sakami entre des séries similaires de la fosse du Labrador, du golfe de Richmond et des Monts Otish suggère que les différents bassins sédimentaires représentent des reliques épargnées par l'érosion d'une couverture sédimentaire très étendue.

A notre avis, cette similitude de faciès témoigne plutôt d'un environnement paléogéographique équivalent et vraisemblablement lié à un contexte structural particulier.

Avant d'aller plus loin, il convient de définir le cadre tectonique des bassins sédimentaires de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge, puis de les replacer dans l'agencement structural, plus général, du Nouveau Québec.

Cette étude permettra de comprendre la répartition géographique des différents bassins sédimentaires d'origine continentale observés à l'intérieur du craton d'Ungava.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE ET INTERPRETATION DE LA TECTONIQUE CASSANTE

GENERALITES

L'étude détaillée de la tectonique cassante constitue un apport important pour la compréhension de la disposition et de la géométrie des bassins sédimentaires de Sakami, tant au niveau de la région du Lac Tilly - rivière Laforge, qu'à l'échelle du Nouveau Québec.

L'ensemble des bassins sédimentaires de Sakami, observés le long de La Grande rivière, sont en effet généralement limités par d'importants accidents (EADE, 1966 ; SHARMA, 1974a, 74b, 75, 76, 77, 78, 79). Ainsi, le bassin Coutaceau est bordé au Sud par une fracture de plusieurs dizaines de kilomètres d'extension.

EADE (1966) suggère l'existence d'une importante zone de cassures, consistant en une série de failles en échelons, s'étendant du lac Duncan au lac Tilly. Il ne l'a toutefois pas reconnue dans sa totalité, compte tenu principalement de l'échelle de la cartographie (1/1 000 000).

Les bassins de Sakami, observés sur la rivière de la petite Baleine et au Nord du lac Gayot, présentent une disposition similaire, en contact tectonique avec les roches encaissantes de l'Archéen (EADE, 1966 ; STEVENSON, 1968).

Dans ces dernières, les fractures se matérialisent par d'importantes zones broyées, bréchiques, le plus souvent fortement altérées et érodées. Cette fracturation s'est traduite, dans les sédiments de la formation de Sakami, par un simple basculement des couches, associé à un diaclasage, de directions parallèles aux fractures affectant les roches archéennes.

Sur le terrain, ces zones de cassures sont le plus souvent empruntées par l'important réseau hydrographique, et déterminant ainsi :

- le tracé des rivières : l'exemple le plus frappant est le cours de la rivière Annie (53°53' lat. - 73°40' long.) nettement disposé sur un réseau de fractures orthogonales ;

- des zones marécageuses : l'important accident, disposé au Sud du bassin du lac Tilly, est le plus souvent marqué par un marécage, de 50 à 100 mètres de largeur ;

- des limites de lac : notamment les bordures nord et est du lac Tilly.

Compte tenu de la morphologie, le pendage de ces fractures ne peut pas être déterminé avec précision; il apparaît généralement comme sub-vertical. Aucune faille de pendage $< 45^\circ$, voire sub-horizontale n'a pu être observée sur le terrain.

Pour rendre compte de la tectonique cassante, nous nous placerons à plusieurs échelles d'observation :

- celles des photographies aériennes pour l'étude structurale de la région du lac Tilly - rivière Laforge ;

- celles des images obtenues depuis satellites, des cartes aéromagnétiques, gravimétriques et géologiques du Nouveau Québec, permettant une étude structurale globale de cette partie du bouclier canadien.

CHAPITRE I

AGENCEMENT STRUCTURAL DE LA REGION DU LAC TILLY ET DE LA RIVIERE LAFORGE

A - INTRODUCTION

A.1. SECTEUR ETUDIE

Il déborde largement les bassins de Sakami et couvre une superficie d'environ 3 300 km² entre les latitudes 53°50' et 54°15' et les longitudes 72°30' et 74°30' (fig. 40). Il correspond aux fonds topographiques 1/50 000 : 33 G/16 ; 33 H/13 ; 33 H/14 et planimétriques 33 I/3 ; 33 I/2.

A.2. METHODE

Cette étude structurale est basée principalement sur l'interprétation des photographies aériennes :

- à l'échelle du 1/2 mile au pouce (1/31 680), du service de la photogrammétrie et de la cartographie, Photocartotheque provinciale, Québec ;

- à l'échelle du 1/5 000, prises par Aérophoto Inc. à la demande du groupe minier S.E.S., qui ont permis une interprétation plus détaillée des contacts et de la fracturation des bassins de Sakami.

Le report des fractures a été effectué directement sur les cartes topographiques et/ou planimétriques, à l'échelle du 1/50 000.

Le contrôle sur le terrain des résultats de l'étude photogéologique, notamment de certains réseaux de fractures particuliers, n'a pu être effectué que de façon fragmentaire, compte tenu de deux facteurs :

- l'étendue de la région interprétée ;

- l'objectif de la mission, dirigée par le Dr K. SHARMA, qui était la cartographie géologique à une maille relativement lâche, d'un vaste territoire, par une équipe de 8 à 9 géologues. Pour notre part, nous n'avons pu étudier que la région limitée aux bassins de Sakami et à la rivière Laforge, et encore de façon ponctuelle.

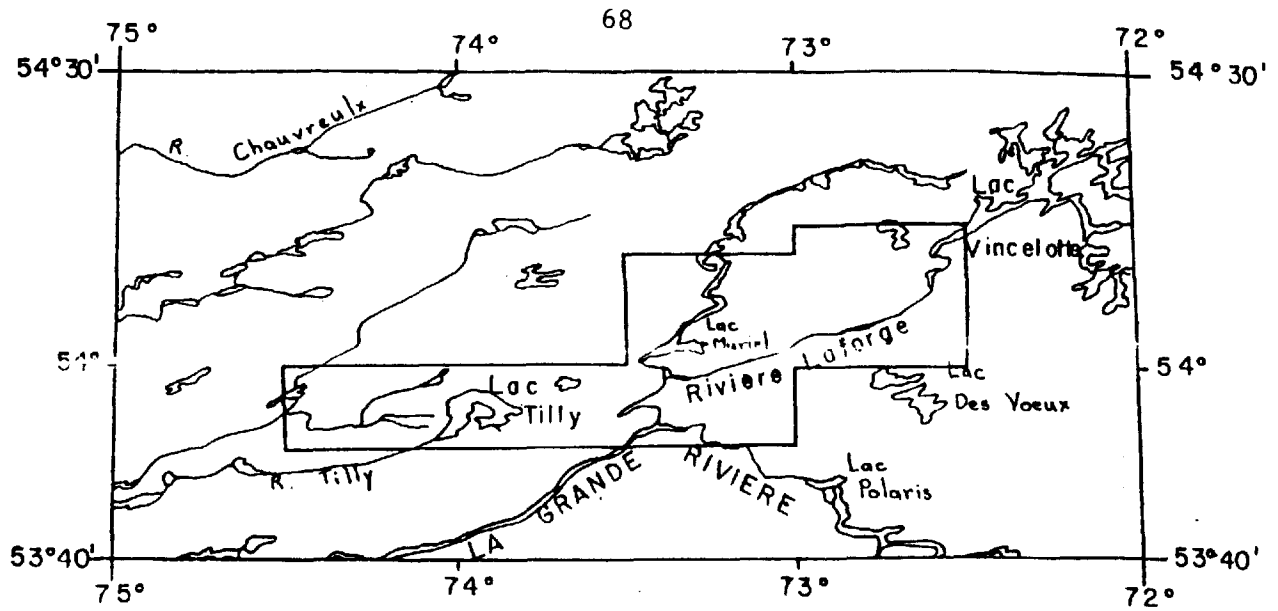


fig. 40 Localisation de la région étudiée
par photo-interprétation

Echelle :
0 40 kilomètres
20

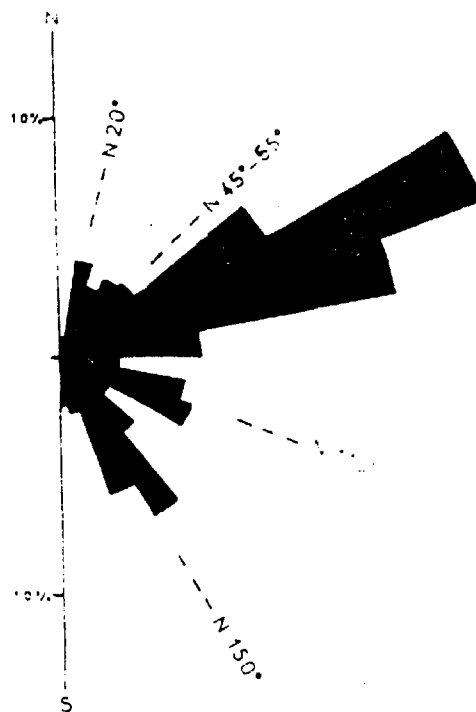


Fig. 41
-Rosace des directions
de fractures de la ré-
gion du lac Tilly -
rivière Laforge pondé-
rées par leur longueur

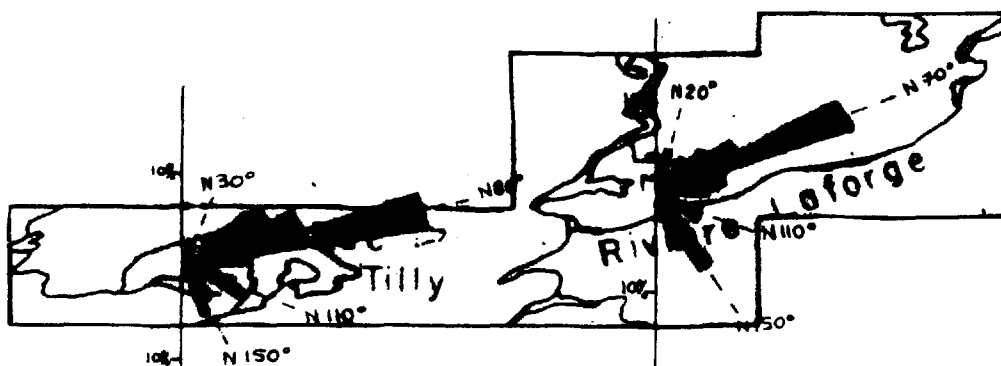


Fig. 42 - Rosaces des directions de fractures des parties
occidentale et orientale de la région pondérées

En raison des conditions géomorphologiques (forte érosion, important réseau hydrographique), l'étude du rejet des différentes directions de fractures n'a pas toujours été possible.

En tout cas, dans une telle région, l'étude de la fracturation par photo-interprétation se révèle être la méthode d'investigation la mieux appropriée. Elle permet déjà une interprétation des structures qui doit être complétée bien évidemment, quand cela est possible, par des observations de terrain pour estimer le rejet des différentes familles de fractures.

B - INVENTAIRE DES FRACTURES

Les directions de fractures verticales ont été reportées sur la carte structurale (Pl. h. texte I). Il s'agit surtout des failles affectant les roches du socle archéen, les sédiments de la formation de Sakami présentant une fracturation beaucoup moins développée.

Il apparaît ainsi que leur agencement en plan peut se décomposer en cinq familles : trois très importantes, deux nettement moins bien exprimées (fig. 41), réparties irrégulièrement dans la région étudiée.

B.1. FAMILLE N 70°

De direction variant de N 60° à N 80°, cette famille majeure s'observe très nettement sur la carte structurale et détermine l'orientation générale des bassins et du réseau hydrographique, notamment les rivières Laforge et la Grande, au Sud Ouest de LG 4. Les rosaces montrent que cette famille passe d'une direction proche de N 80° dans la partie ouest à une direction N 70° dans la partie est (fig. 42).

Cette fracturation se matérialise notamment par un important accident, le linéament Tilly - Laforge suivi sur plus de 100 km, qui constitue le trait structural majeur de la région, limitant au Sud les bassins sédimentaires du lac Tilly et de la rivière Laforge.

Dans l'ensemble de la région, les failles N 70° sont surtout présentes au Nord du linéament Tilly - Laforge.

B.2. FAMILLE N 150°

De direction variant de N 140° à N 160°, cette fracturation est surtout développée dans la partie est, où elle est le plus souvent associée à la famille N 70°. A la différence des autres familles, elle se compose de fractures courtes (2 à 3 km en moyenne), parfois de densité importante, notamment à l'Est du bassin Catherine.

La majorité des dykes de diabase, à l'exception de celui situé au Sud du bassin Catherine, se sont mis en place dans ces fractures, en particulier le dyke du lac Yago, de direction N 160°, observé sur plus de 7 km, et qui recoupe les formations gréseuses du Sakami moyen.

B.3. FAMILLE N 110°

Cette famille, relativement accessoire dans les parties est et nord-est de la région, est bien développée à l'Ouest et au Sud de LG 4, constituant notamment la limite est du bassin du lac Tilly. A l'Ouest du lac Tilly, cette direction est bien marquée ; elle se place en échelon le long des fractures N 70°.

Dans le secteur de LG 4, on en note également de nombreux exemples : fractures N 70°, disposées en relais au Sud Ouest de l'aménagement; en particulier, on a une fracture de 11 km de longueur environ, qui a déterminé l'importante dépression des lacs Swampy.

B.4. FAMILLE N 20°

Cette fracturation est peu développée dans l'ensemble de la région. Elle se présente principalement sous deux aspects :

- dans le secteur du lac Tilly et à l'Ouest de LG 4 : ce sont des fractures courtes, disposées préférentiellement près des bassins de Sakami ;
- dans le secteur des bassins Catherine et Béatrice : ce sont des fractures longues, d'extension pluri-kilométriques, recoupant nettement les failles N 70°, notamment au Nord-Est du lac Catherine.

B.5. FAMILLE N 45° - 55°

Relativement discrète, cette direction n'apparaît pas nettement sur la rosace. Elle est surtout observée au Sud de LG 4 et à l'Ouest du lac Tilly. Dans la région du lac Leang et du lac Sok (53°57' lat., 74°17' long.), elle est associée à la famille N 110°, disposée en échelon le long des fractures N 70°.

Au Nord du lac Tilly et au Sud-Ouest de LG 4, ces fractures N 45° - 55° se disposent en relais, le long d'accidents de direction N 70°.

Remarque : Dans les bassins sédimentaires de Sakami, on observe un important diaclasage des couches, notamment des séries gréseuses du Sakami moyen. Le plus souvent, on note l'association des familles de fractures N 70° et N 150°, bien marquée, en particulier dans le bassin du lac Tilly (fig. 43).

Au centre du bassin de la rivière Laforge, l'interprétation des clichés, à l'échelle du 1/5 000, permet de mettre en évidence des fractures, assez peu développées, de direction N 110°, au Nord-Est du lac Schipa, et de direction N 20° au Nord-Ouest du lac Pistole.

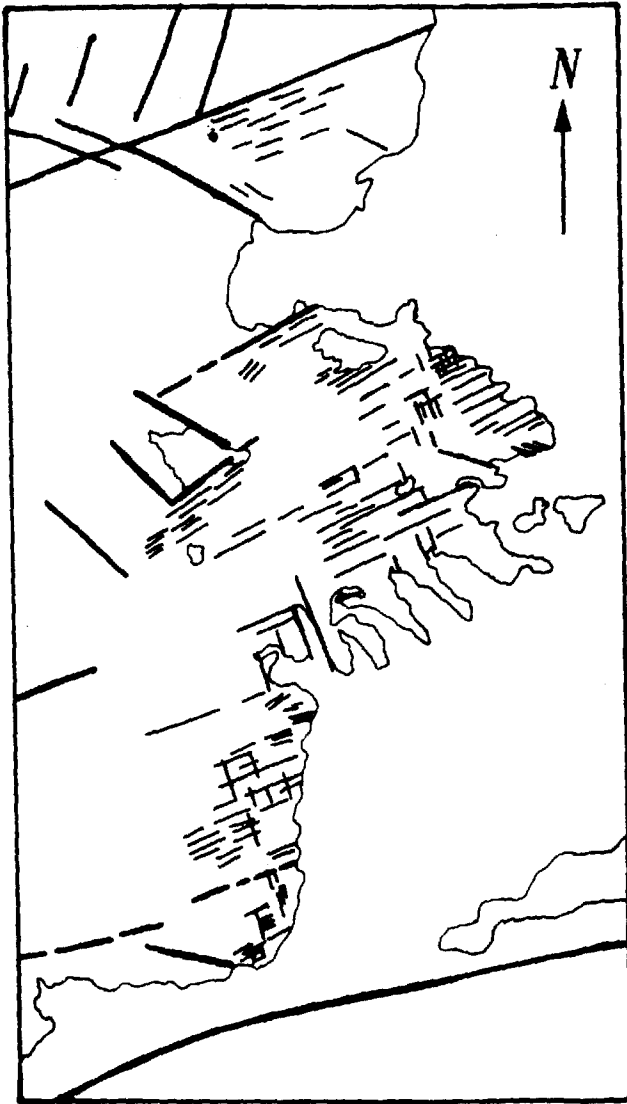
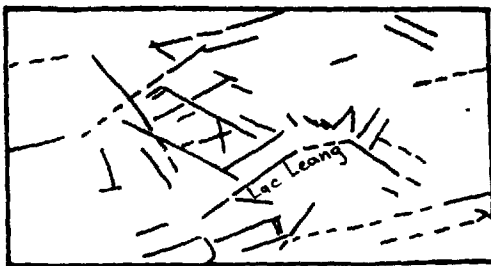


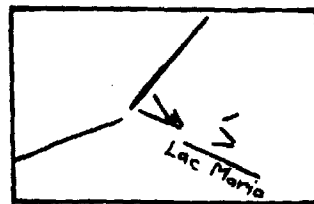
Fig. 43 - Carte schématique des fractures qui affectent les bancs gréseux de la formation de Sakami (bassin du lac Tilly).

Légende.

- Fractures affectant le socle
- - - Fractures affectant les bancs gréseux de la formation de Sakami



① N110° et N45-55° en échelons



② N110° et N45-55° en relais



③ N150° en échelon

Fig. 44 - Disposition "en relais" et "en échelon" des différentes familles de fractures par rapport à la direction N 70°

C - MODELE CINEMATIQUE

Compte tenu de la lithologie des séries affectées par la fracturation (terrains cristallins et cristallophylliens peu différenciés, constitués principalement de granitoïdes) et des structures préexistantes (foliation de direction générale est nord est), il n'a pas été possible de mettre en évidence des marqueurs du rejet des principales fractures. D'autre part, aucune donnée sur leur sens de mouvement (stries,...) n'a pu être observée.

En l'absence de données cartographiques et/ou structurales sur le rejet des différents accidents, les critères pris en compte pour interpréter ces fractures sont leur géométrie en plan et en particulier, les valeurs angulaires entre les différentes familles et leur répartition cartographique.

A l'exception des failles N 20°, trois faits d'observation (fig. 44) montrent nettement les relations existant entre les principales familles : les fractures N 110° et N 45° - 55° se disposent soit en échelons (1), soit en relais (2) le long des fractures N 70° ; et les failles N 150° forment un réseau dense, généralement associé à la famille N 70° (3).

Il semble donc que ces différentes fractures sont synchrones et correspondent à une même phase de déformation. Nous sommes donc amenés à proposer l'hypothèse que l'ensemble de la fracturation, à l'exception de la famille N 20°, appartient à une zone de décrochement, dans laquelle on peut retrouver des fractures de différents ordres.

Le modèle de décrochement est schématisé sur la figure 45. Dans le cas d'un décrochement dextre, il est possible de définir idéalement les éléments suivants :

- les "cisaillements parallèles D" accompagnent le décrochement et présentent une même direction et un sens de mouvement analogue ;
- les "cisaillements conjugués de Riedel" s'organisent en échelons :
 - . R est de même sens que le décrochement D et fait avec ce dernier un angle de $\phi/2$ (ϕ étant le coefficient de frottement interne du matériau affecté) ;
 - . R' a un sens de mouvement inverse au décrochement et fait avec ce dernier un angle de $\pi/2 - \phi/2$;
- les cisaillements P, de direction symétrique de R par rapport au décrochement et le même sens que ce dernier ;
- les fentes d'extension T, de direction parallèle à l'axe de raccourcissement maximal Z, et faisant avec le décrochement un angle de $\pi/4$.

L'orientation des différents éléments structuraux est fonction de nombreux facteurs, notamment du coefficient de frottement interne des roches affectées ($\phi = 30^\circ$ en moyenne), de l'homogénéité et de la compétence des matériaux.

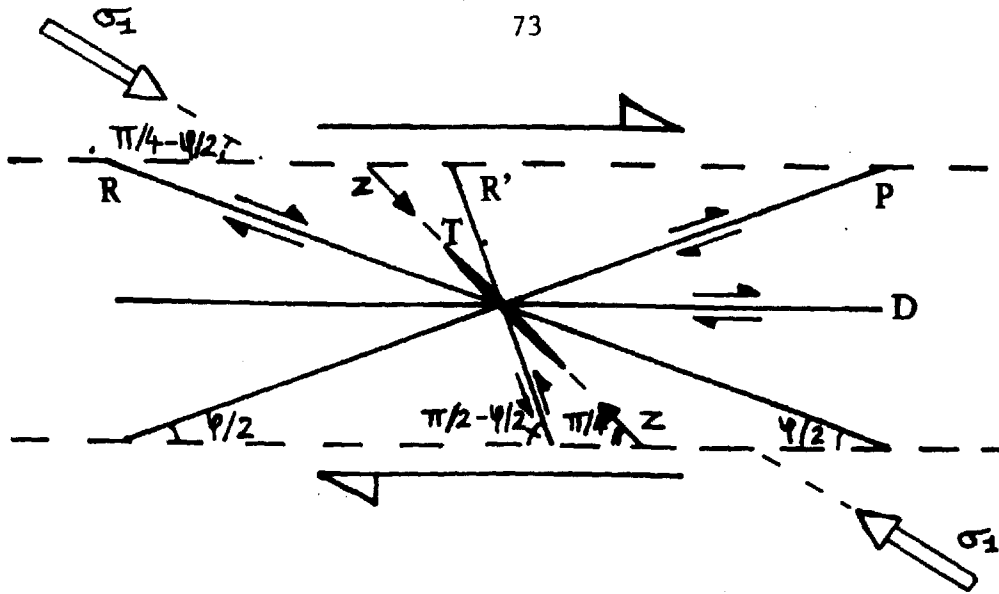


Fig. 45 - Fracturation liée à une zone de décrochement dextre (in ROBERT et VIALON, 1976).

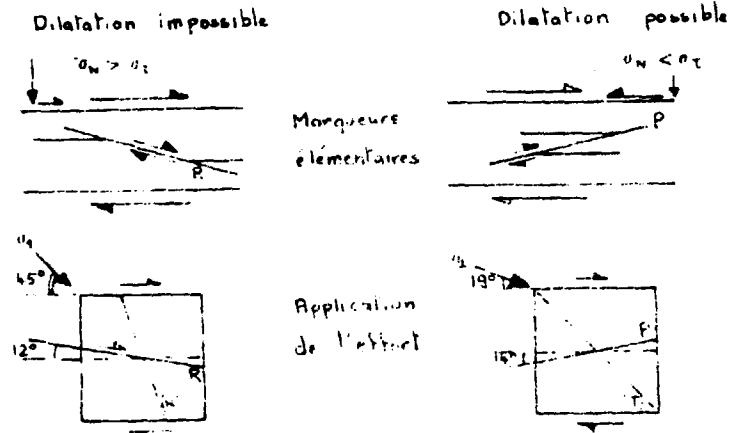


Fig. 46 - Conditions d'apparition des fractures R et P (VIALON, 1979 ; d'après WALLACE, 1973)

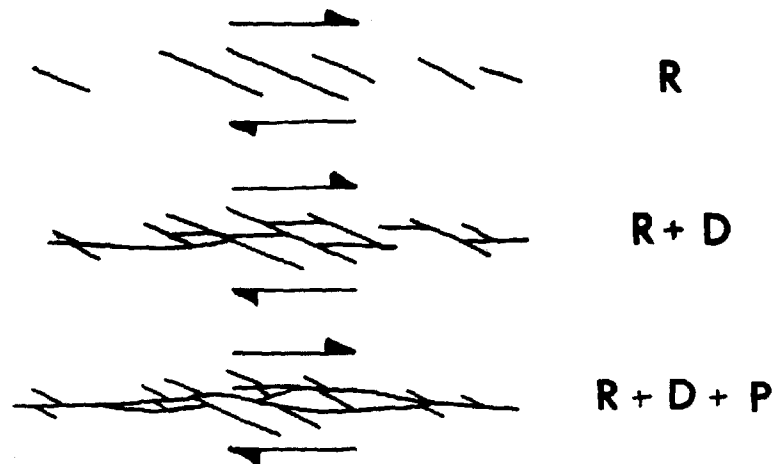


Fig. 47 - Différents stades d'évolution d'une zone de décrochement (d'après SKEMPTON, 1965)

Ces différentes fractures ne coexistent généralement pas. Leur condition d'apparition dépend essentiellement des conditions aux limites et de la vitesse de déformation (VIALON, 1979).

Ainsi, les fractures P ne coexistent pas avec les "cisaillements conjugués de Riedel" R et R' (TCHALENKO, 1970).

VIALON (1979) relie les conditions d'apparition des fractures R et P à l'orientation de la sollicitation par rapport à l'anisotropie du cisaillement (fig. 46) :

- lorsque la dilatation de la zone de cisaillement est possible, il y a création de fractures P, qui vont dans le sens d'un épaissement ;
- lorsque la dilatation de la zone de cisaillement est impossible, il y a création de fractures de Riedel R, avec aplatissement de la zone.

Néanmoins, les zones de décrochement présentent souvent une combinaison des différentes failles, donnant un aspect tressé caractéristique (fig. 47).

Avertissement : Compte tenu des données dont nous disposons, la détermination du sens de décrochement s'est avérée délicate. Néanmoins, le modèle proposé se justifiera à posteriori par la cohérence du raisonnement tant pour expliquer quelques structures fondamentales du secteur que pour rendre compte de la mise en place des bassins sédimentaires de Sakami.

La rosace de la fracturation de la région étudiée (fig. 41) montre très nettement un pic majeur N 70°, associé à deux pics mineurs N 110° et N 150°, déterminant ainsi une dissymétrie par rapport à la direction principale de décrochement.

ROBERT (1976) montre qu'il existe dans les directions de fractures associées à un décrochement une dissymétrie par rapport au plan majeur de glissement qui caractérise le sens de celui-ci.

Par comparaison de la rosace de la fracturation de la région étudiée (fig. 41) avec la rosace théorique (fig. 48), on peut envisager un modèle de décrochement dextre, caractérisé par les directions de fractures suivantes :

- N 70° serait la fracturation D, parallèle au décrochement ;
- N 110° serait les fractures R, disposées en relais ou en échelons ;
- N 150° représenterait :
 - . soit les fractures d'extension T ;
 - . soit les fractures R', conjuguées de R.

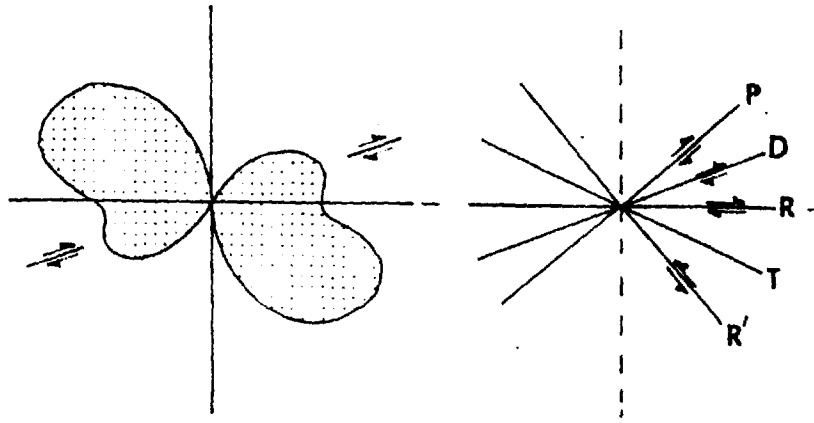


Fig. 48 - Rosace théorique des fracturations associées à un décrochement N 70° dextre. Mise en évidence de la dissymétrie existant de part et d'autre du décrochement (d'après ROBERT, 1976)

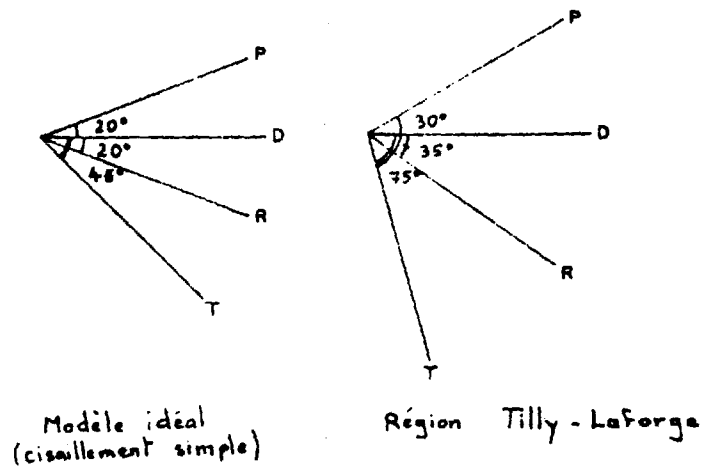


Fig. 49 - Orientation des différents éléments structuraux avec le décrochement

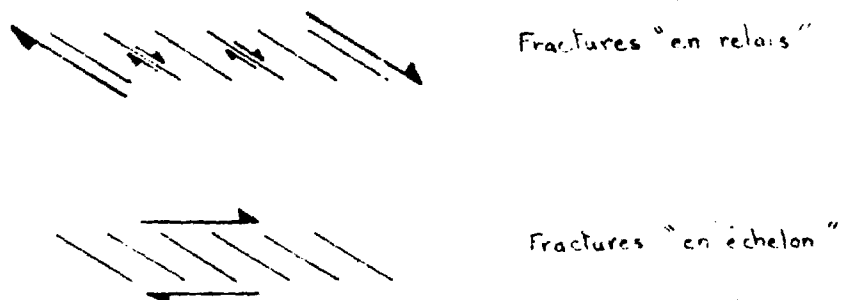


Fig. 50 - Disposition "en relais" et "en échelon"

D'après les travaux de TCHALENKO (1970) sur une zone de cisaillement liée à des séismes, il apparaît que lorsque R' est exprimée, elle est toujours associée aux fractures R.



Contrairement à ces observations, dans la région étudiée, la fracturation N150° est le plus souvent étroitement associée à la famille N70°, de type D (fig.).

D'autre part, les dykes de diabase indiquent également un jeu en extension des fractures N 150°, postérieurement au dépôt des sédiments de la formation de Sakami.

Compte tenu de ces données, il est donc vraisemblable que la famille N 150° corresponde aux fractures T, dans le modèle de décrochement dextre proposé ;

- famille N 45° - 55° : en raison de leur disposition en échelon ou en relais le long des directions N 70°, elle correspondrait à des fractures P.

Il convient de préciser, dès à présent, que la coexistence de fractures R et P pose un problème, car elles seraient issues de mécanismes distincts (fig.). Cette interprétation constitue, néanmoins, une hypothèse de travail, dont nous discuterons la validité dans les paragraphes suivants.

Une telle interprétation des structures amène toutefois plusieurs remarques en ce qui concerne plus particulièrement l'orientation des différents éléments structuraux par rapport au décrochement. En effet, en prenant pour coefficient de frottement interne une valeur moyenne de 30° à 40°, les fractures R et T se placent respectivement à 20° et 45° environ de la direction de décrochement (fig. 49). Dans la région étudiée, ces valeurs angulaires sont systématiquement plus élevées, les fractures R et T se plaçant respectivement à 35° et 75° environ.

Ces valeurs, relativement fortes, peuvent être dues à plusieurs facteurs : un coefficient de frottement interne supérieur à 30° ; une rotation et une torsion des fractures ou encore, il ne s'agit pas d'un cisaillement simple idéal.

Nous développerons ces différents points dans le chapitre II (paragraphe G.1.1) relatif à la fracturation du Nouveau Québec. Elle permettra ainsi d'avoir une vision globale du décrochement.

Dans la région du lac Tilly - rivière Laforge, différentes hypothèses peuvent être avancées concernant la fracturation N 20°.

- Dans la partie ouest de la région, ces fractures, de faible extension, sembleraient synchrones de l'ensemble de la fracturation, notamment au lac Tilly, où ces cassures correspondraient à des failles longitudinales

- Dans la partie est, les fractures N 20°, de grande extension, recourent nettement l'ensemble de la fracturation. Ce système, caractéristique du complexe granulitique de Caniaspiscau (Chapitre II, C.1.3), observé à l'extrémité est du Nouveau Québec, semblerait donc postérieur au phénomène décrochant et correspondrait à un deuxième système de fracturation.

Ces différentes fractures ont pu rejouer plusieurs fois tout en gardant une même orientation, affectant notamment les sédiments de la formation de Sakami, caractérisés par un réseau principal N 70° - N 150°.

D - INTERPRETATION DE DEUX STRUCTURES PARTICULIERES :

RESEAU DE FRACTURES ORTHOGONALES ET STRUCTURE EN "POINT TRIPLE"

D.1. RESEAU DE FRACTURES ORTHOGONALES

L'exemple le plus caractéristique de ce type de structures est observé à l'extrémité nord est du bassin sédimentaire Laforge (Pl. h.texte II) Il correspond à un réseau de direction générale N 90°, constitué de fractures principales N 60° à 75°, reliées par des accidents N 140° à 160°.

Son observation s'est avérée difficile en raison du fort recouvrement de sables pléistocènes qui masque une partie du contact Sakami-socle, notamment dans sa partie ouest.

Ce réseau est disposé entre deux failles majeures orientées :

- N 75° à l'Est : le linéament Tilly - Laforge ;
- N 60° à l'Ouest : se prolongeant jusqu'aux abords du lac Muriel.

Pour expliquer ce type de structure, il convient tout d'abord de distinguer les "fractures en relais" des "fractures en échelons". Parfois, ces deux structures peuvent montrer un même agencement géométrique. Elles se différencient, dans ce cas, essentiellement par l'orientation de la direction du mouvement majeur par rapport aux fractures (fig. 50).

- Fractures "en relais"

La zone de cisaillement ne constitue pas un plan unique de rupture, mais plutôt s'organise en un réseau de fractures de même direction et de même sens de mouvement selon lesquelles s'effectuent les déplacements.

- Fractures "en échelon"

La zone de cisaillement ne s'exprime pas par une faille unique, mais par des fractures obliques à la direction du mouvement majeur.

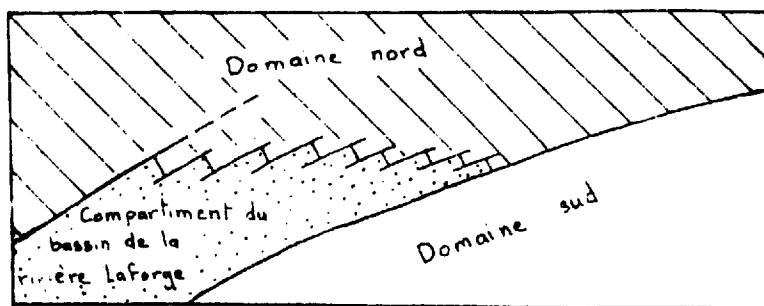


Fig. 51 - Individualisation du compartiment du bassin de la rivière Laforge

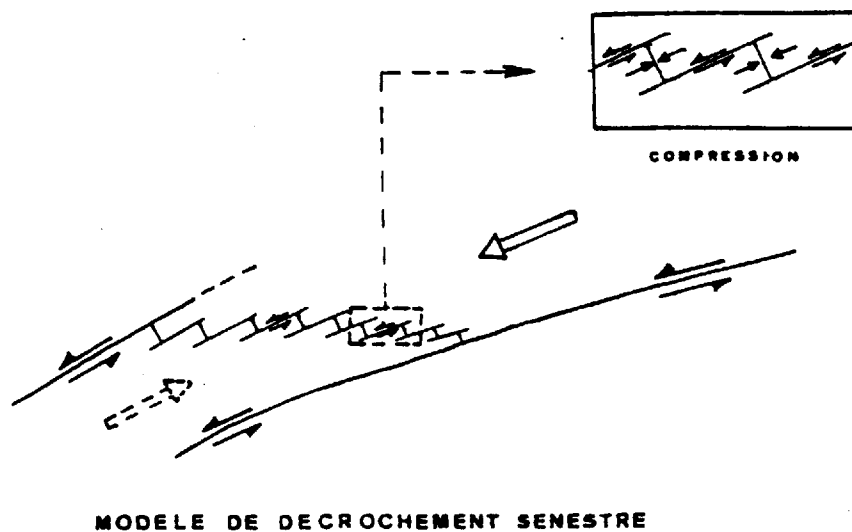
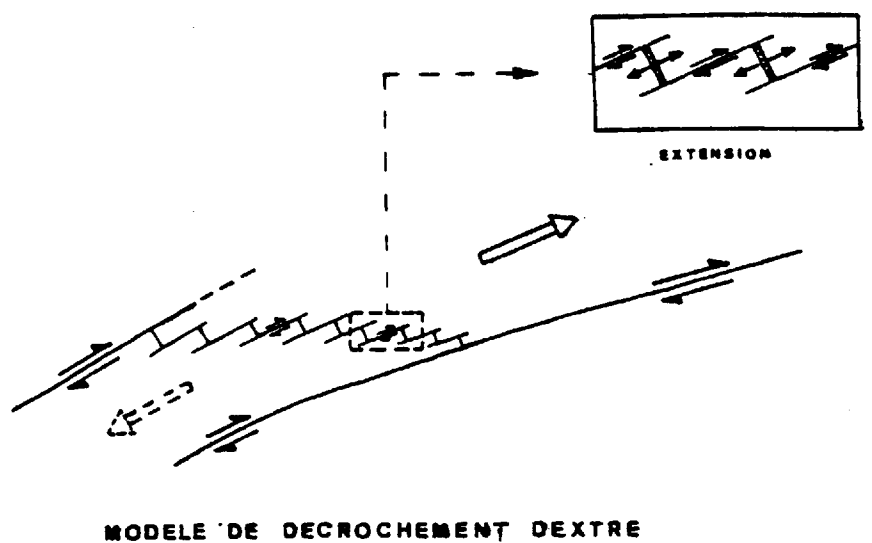


Fig. 52 - Interprétation cinématique du réseau de fractures orthogonales

Le réseau de failles N 60° à 75°, de l'extrémité nord est du bassin Laforge semble correspondre au schéma des fractures en "relais", parce que la direction du mouvement majeur D, à l'échelle de la région étudiée, est N 70°.

En effet, dans le cas de fractures "en échelon", on aurait plutôt un important déplacement selon une direction N 90°, oblique à D, incompatible avec le modèle cinématique de la fracturation énoncé précédemment.

Cette disposition structurale a ainsi permis l'individualisation d'un compartiment de socle (fig. 51, en pointillés), correspondant grossièrement au graben de la rivière Laforge, à l'exception de la partie ouest où il est limité par une faille de direction N 20°. Ce compartiment montre donc une certaine "indépendance" vis-à-vis de l'ensemble du domaine nord (fig. hachuré), limité au Sud par le linéament Tilly - Laforge.

En raisonnant en termes de déplacement relatif de blocs, deux schémas sont à considérer (fig. 52). Suivant le sens de décrochement, ils se différencient essentiellement sur la nature du rejet des fractures N 140° - 160° du réseau de fractures orthogonales :

- décrochement dextre : Ecartement du compartiment du bassin Laforge du domaine nord est, avec ouverture le long des fractures N 140° - 160° ;

- décrochement senestre : Affrontement du compartiment du bassin de la rivière Laforge et du domaine nord est, avec compression le long des fractures N 140° - 160°.

La première hypothèse, invoquant un décrochement dextre, semble la mieux convenir pour expliquer le réseau de fractures du bassin de la rivière Laforge. En effet, elle permet de rendre compte de deux données cartographiques : les dykes du lac Carignal et la disposition du bassin de la rivière Laforge.

D.1.1. Dykes du lac Carignal

Sur le lac Carignal (54° lat. ; 75°16' long.), il a été possible de caractériser le rejet des fractures N 140° - 160°.

Au Nord de ce lac (fig. 53), les niveaux du Sakami inférieur reposent normalement sur le socle archéen, de composition granitique ; ils sont légèrement basculés de 20° à 25° vers le Sud, et sont limités à l'Est par un dyke de diabase, de puissance décamétrique (10 à 15 mètres environ) de faible extension (150 à 200 mètres) et de direction N 150°. Aucune prolongation de ce dyke n'a pu être mise en évidence tant au Nord, dans les roches granitiques du socle, qu'au Sud, dans les niveaux gréseux du Sakami moyen ; ce dyke est donc restreint au contact Sakami-socle.

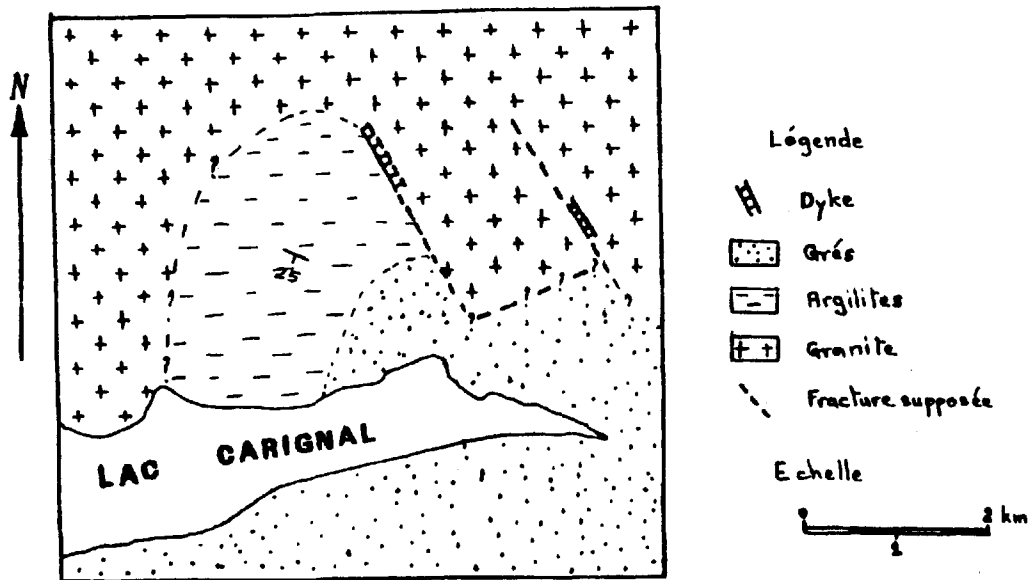


Fig. 53 - Carte schématique de la bordure nord est du lac Carignal

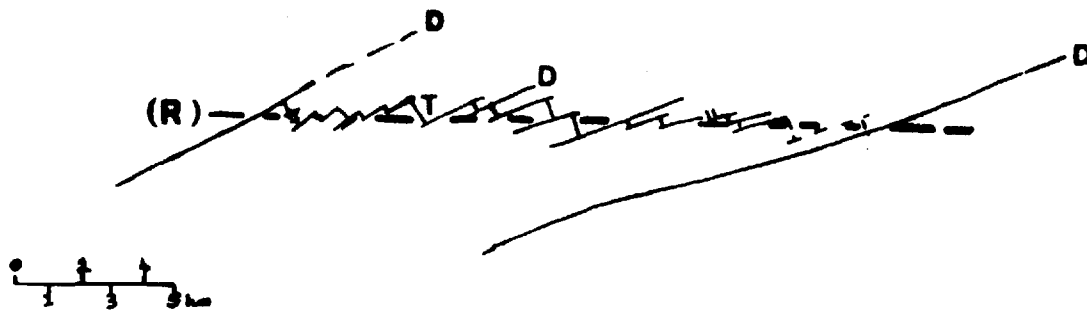


Fig. 54 - Réseau de failles orthogonales disposé sur une fracture de Riedel R "potentielle"

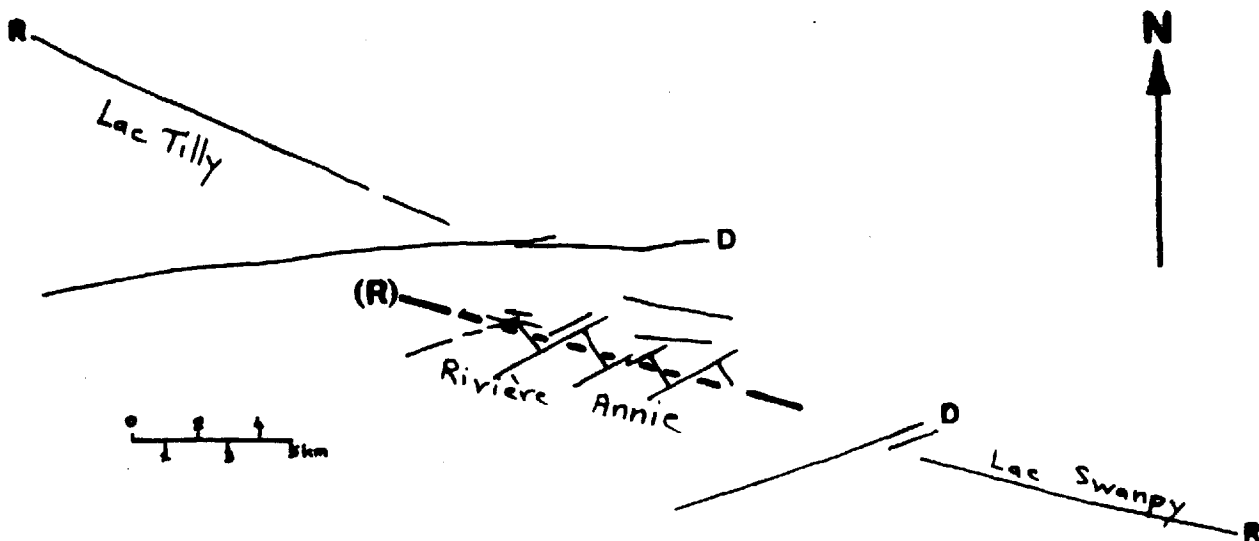


Fig. 55 - Interprétation du réseau de fractures orthogonales de la rivière Annie.

Plus à l'Est, on observe un deuxième dyke, de composition plus hétérogène, à quartz, de puissance métrique (3 mètres visibles), de direction et d'extension analogues au précédent ; dans ce cas encore, aucune prolongation du dyke n'est observée dans les niveaux gréseux.

L'intérêt de ces deux dykes est de définir une zone de direction N 150° ayant joué en ouverture, et limitée grossièrement au contact Sakami-socle.

D'autre part, l'encaissant des dykes se compose principalement de granite rose, non orienté, et de quartz-diorite, dont on observe un seul affleurement au contact Sakami-socle qui ne montre aucune texture de déformation en lame mince.

Compte tenu de ces observations, il est vraisemblable que l'on puisse assimiler les fractures N 150° à des fentes d'extension T, dans un modèle de décrochement dextre (fig. 52).

D.1.2. Disposition du bassin sédimentaire de la rivière Laforge

L'effondrement d'un graben, lié à une tectonique de décrochement, nécessite l'individualisation d'un compartiment de socle, délimité par un réseau de différentes familles de fractures, associée à un état de contrainte local en extension : à la composante tangentielle induite par le décrochement, pouvant ainsi se substituer une composante principale verticale.

Dans le cas étudié, nous avons pu définir un compartiment de socle (fig. 51, en pointillés), limité par d'importantes fractures. Etant donné le jeu en compression le long des accidents N 70°, l'effondrement du bassin de la rivière Laforge impliquerait donc une ouverture le long du contact nord-est, compatible également avec le modèle de décrochement dextre (fig. 52)

Nous reviendrons plus longuement sur le mécanisme de mise en place des grabens dans le chapitre suivant, en prenant comme exemple le bassin du lac Tilly.

Le réseau de fractures orthogonales de la rivière Laforge se place à 20°-30° environ du linéament majeur. Dans un modèle de décrochement dextre, il correspondrait à une position de fracture de Riedel, potentielle qui a déterminé une zone fragilisée (fig. 54) s'individualisant en un réseau de failles D (N 70°) disposées en relais et T (N 150°) assimilables à des ruptures de ponts entre les relais.

Au Sud du lac Bopha (54° lat., 73°17' long.), on note qu'un tel dispositif R peut être représenté par une seule fracture, de direction N 90°, limitant le bassin sédimentaire au Sud.

Le réseau orthogonal de la rivière Annie, comparable à celui du bassin de la rivière Laforge, semblerait confirmer une telle interprétation. En effet, ce réseau se dispose entre deux failles majeures, de direction N 70°, et correspondrait également à une direction de fracture de Riedel, exprimée notamment dans son prolongement nord et sud (fig. 55).

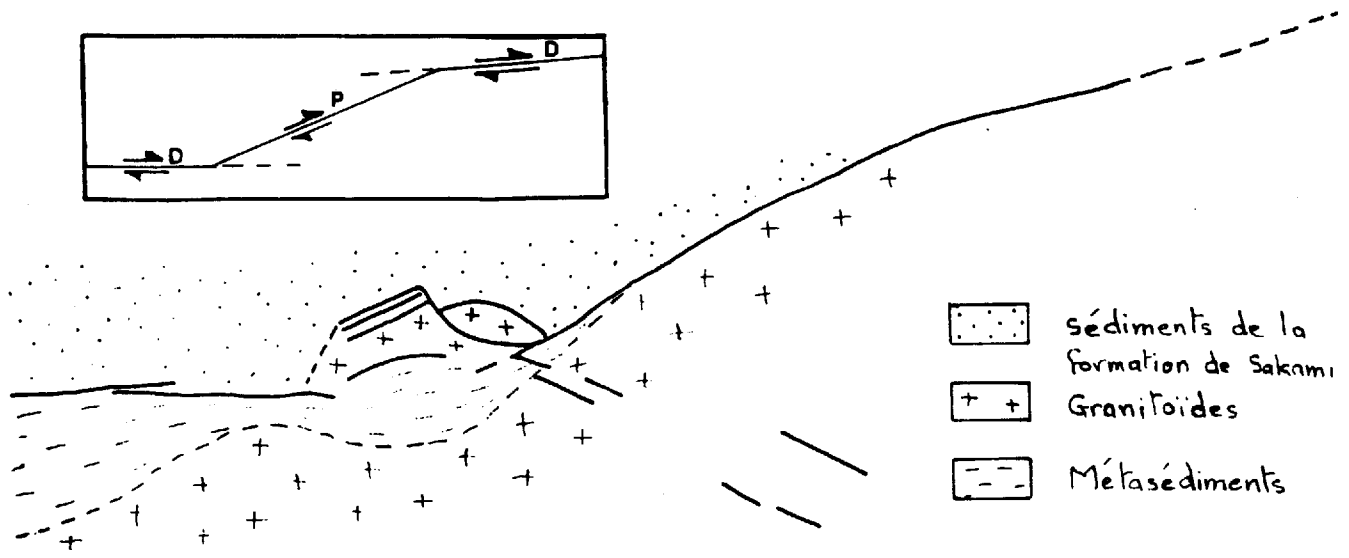


Fig. 56 - "Point triple" du lac Schipa

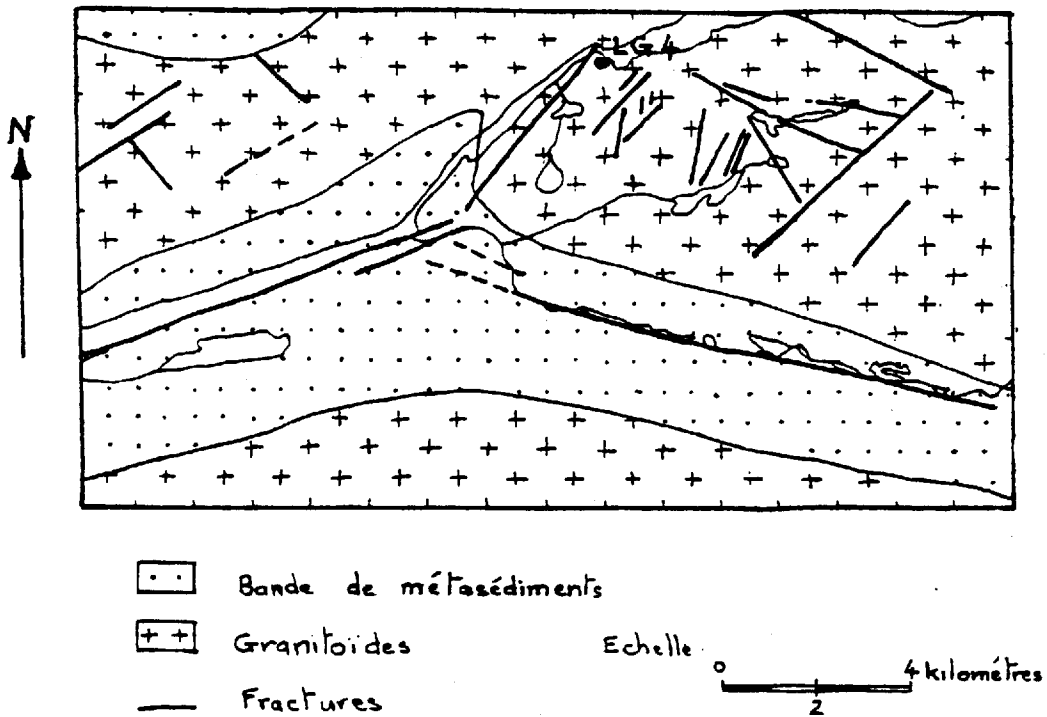


Fig. 57 - Carte géologique de LG 4 (d'après SHARMA, 1976)



Fig. 58

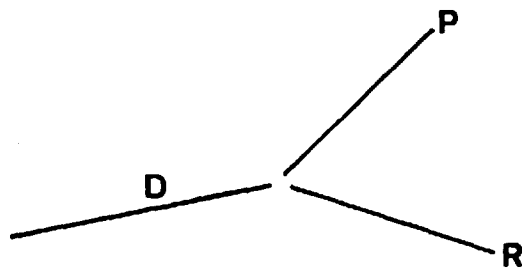
Anomalie magnétique positive
située à l'extrémité Sud Est
de la fracture de riedel R.

Le réseau de fractures, observé au Nord Ouest du bassin Catherine, serait également à comparer au réseau orthogonal de la rivière Laforge, sans être toutefois aussi bien exprimé.

D.2. STRUCTURE EN "POINT TRIPLE"

Nous désignons sous ce terme, l'association de trois familles de fractures : N 70°, N 110° et N 45° - 55°, concourantes en un point. Les plus caractéristiques sont observées au Nord du lac Tilly, au Sud Ouest de l'aménagement LG 4 et à l'Est du lac Schipa.

Dans un modèle de décrochement dextre, ce type de structures peut représenter l'association des fractures D R et P, ces deux dernières étant toujours disposées à l'Est du cisaillement D.



Elle montre ainsi la coexistence des fractures R et P. La disposition et l'agencement de ces structures permettent d'envisager deux phénomènes pour expliquer ce dispositif :

- dans la région du lac Schipa, le linéament Tilly - Laforge emprunte le contact granitoïdes-métasédiments. Approximativement au niveau de la fermeture de la bande paragneissique (fig. 56), il prend une direction proche de N 55°, et se poursuit au Nord Est par une direction plus conforme N 70 - 75°. Au Sud de cette inflexion, on note quelques rares fractures N 110°, déterminant ainsi une pseudo-structure en "point triple". Cette région montre ainsi que la fracture P se dispose entre deux accidents D. Elle peut s'interpréter comme une "rupture de pont" entre des fractures en relais N 70°-80° (fig. 56).

Une telle interprétation s'applique également pour expliquer la position de la fracture P qui limite le bassin sédimentaire de Béatrice à l'Est (fig. 86). Elle se dispose aussi entre des fractures en relais N 70°, qui marquent la prolongation est du linéament Tilly - Laforge (Chapitre II, E.1.) ;

- l'observation de la carte géologique, plus particulièrement au Sud Ouest de LG 4, montre que l'orientation des fractures de "point triple" est tributaire de la nature lithologique des matériaux affectés, les granitoïdes et métasédiments ne montrant pas les mêmes fractures (fig. 57).

Dans ce cas, on peut donc également envisager un contrôle de la position du "point triple" par la nature du matériel fracturé, les granitoïdes déterminant un rôle relativement compétent vis-à-vis du cisaillement D, ceci ayant pour conséquence d'induire la création de fractures R et/ou P.

Il est difficile de définir avec précision les conditions mécaniques favorables à l'apparition de structure en "point triple", les deux phénomènes proposés n'expliquant que de façon incomplète son origine. Peut-être interviennent-ils tous les deux dans son élaboration ?

E - MECANISME DE MISE EN PLACE DES BASSINS SEDIMENTAIRES DE SAKAMI

Dans la région étudiée, la mise en place des bassins de Sakami peut s'interpréter en termes de "compartiment de socle" ou "bloc", délimité par des fractures et dont la géométrie et le comportement sont liés au sens de mouvement du décrochement (on se reportera à la thèse de J.P. ROBERT, 1976, où ces notions de mouvements de blocs dans les zones de décrochement sont plus amplement développées).

Nous prendrons pour exemple le bassin du lac Tilly, délimité par l'association la plus simple de deux familles de fractures (Pl. h.texte I).

E.1. LE BASSIN SEDIMENTAIRE DU LAC TILLY

E.1.1. Description

Ce bassin est limité au Sud et au Nord par d'importantes fractures, de direction N 70° - 80°, et se ferme à l'Est par une fracture N 110° qui se prolonge jusque dans le bassin Laforge où elle détermine une indentation des lignes de flux et une anomalie aéromagnétique faiblement positive, située exactement dans l'axe de cet accident (fig.58). L'extrémité ouest est beaucoup plus complexe, montrant notamment les unités inférieures de la formation de Sakami, pentées de 30° vers l'Est, sur le socle archéen.

Dans la partie centrale, le bassin est limité par un réseau de fractures N 70° et N 110°, tandis que dans la partie nord, en dépit d'un important recouvrement par des terrains meubles, il est vraisemblablement limité par des fractures N 20°.

Les couches de la formation de Sakami attestent donc d'un basculement d'une valeur de 30° vers l'Est du graben, selon un axe subméridien, impliquant une composante verticale maximale le long de la fracture N 110°, observée à l'extrémité est du lac Tilly. Cet accident a donc constitué la discontinuité le long de laquelle s'est effondré le compartiment de socle du lac Tilly.

E.1.2. Interprétation

Dans le modèle de décrochement dextre proposé, le bassin du lac Tilly est délimité par l'association des deux familles de fractures D et R, faisant un angle de 35° à 40° entre elles (fig. 59).

1) Entre deux failles de cisaillement D, la fracture de Riedel R permet le morcellement du domaine situé au Nord de l'accident majeur, avec individualisation d'un compartiment de socle (en pointillés).

2) En raison de ce morcellement, le compartiment de socle (en pointillés) est soumis à un déplacement relatif inférieur à l'ensemble du domaine nord. Il aura ainsi tendance à s'en désolidariser, avec ouverture de la fracture de Riedel R.

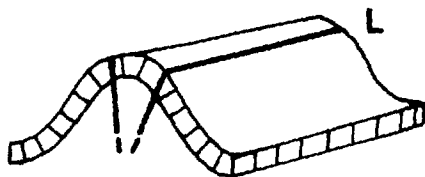
3) Dans cet état de contrainte local en extension, à la composante tangentielle, induite par le décrochement dextre, va se substituer une composante principale verticale. Le compartiment de socle réagira donc en fonction de sollicitations qui lui sont propres et aura tendance à s'effondrer avec une composante verticale maximale le long de la fracture R.

Remarque : Cette interprétation du mécanisme de mise en place du graben du lac Tilly est comparable à celle proposée pour expliquer le contact nord-est du bassin de la rivière Laforge (paragraphe D.1.).

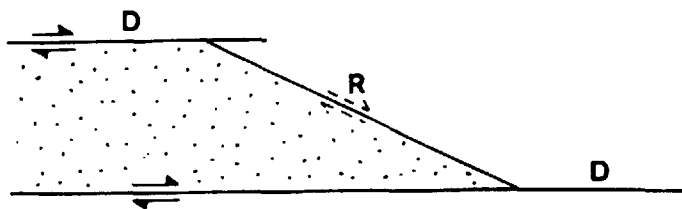
Ce modèle rend parfaitement compte de l'organisation structurale du bassin du lac Tilly, et également de la disposition actuelle des couches de la formation de Sakami.

Il apparaît ainsi que, dans la partie ouest de ce bassin, le compartiment de socle est affecté d'une voussure. La partie méridionale, montrant les séries inférieures du Sakami reposant normalement sur le socle archéen, correspond à la zone de flexion maximale du compartiment de socle (fig. 60).

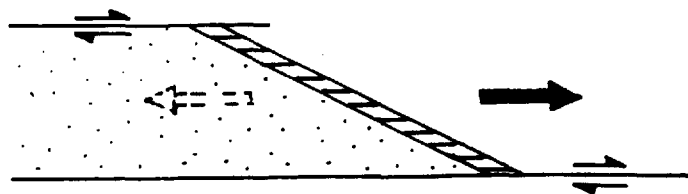
Les fractures, de direction $N 20^\circ$, reconnues dans la partie nord, pourraient donc être assimilées, dans un tel schéma, à des fractures longitudinales d'extrados L, observées classiquement dans les plis concentriques.



Individualisation d'un
compartiment de socle à
partir de l'association
D + R



Ouverture de la fracture
de Riedel R



Effondrement du compar-
timent de socle

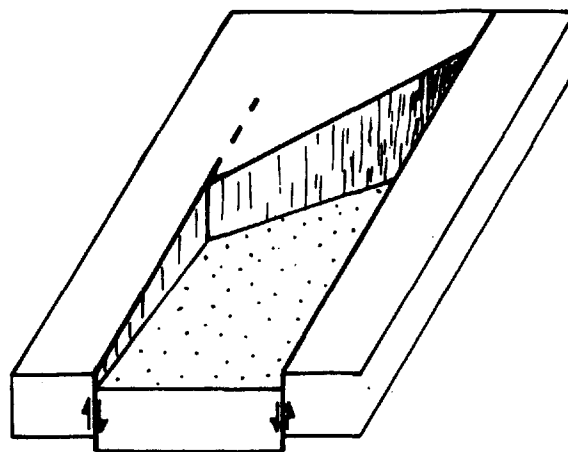


Fig. 59 - Modèle de mise en place du bassin
du lac Tilly

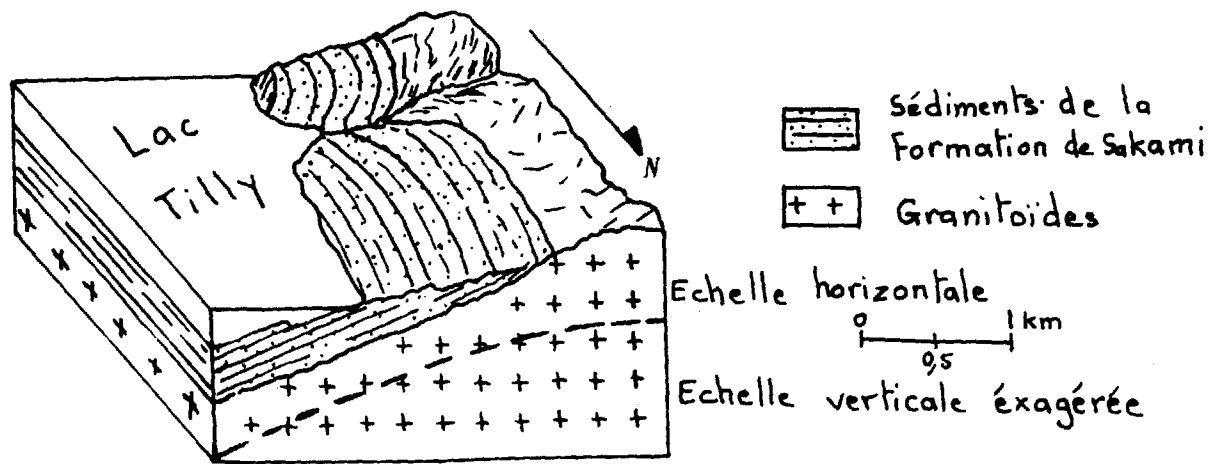


Fig. 60 - Bloc diagramme de la bordure occidentale du bassin du lac Tilly

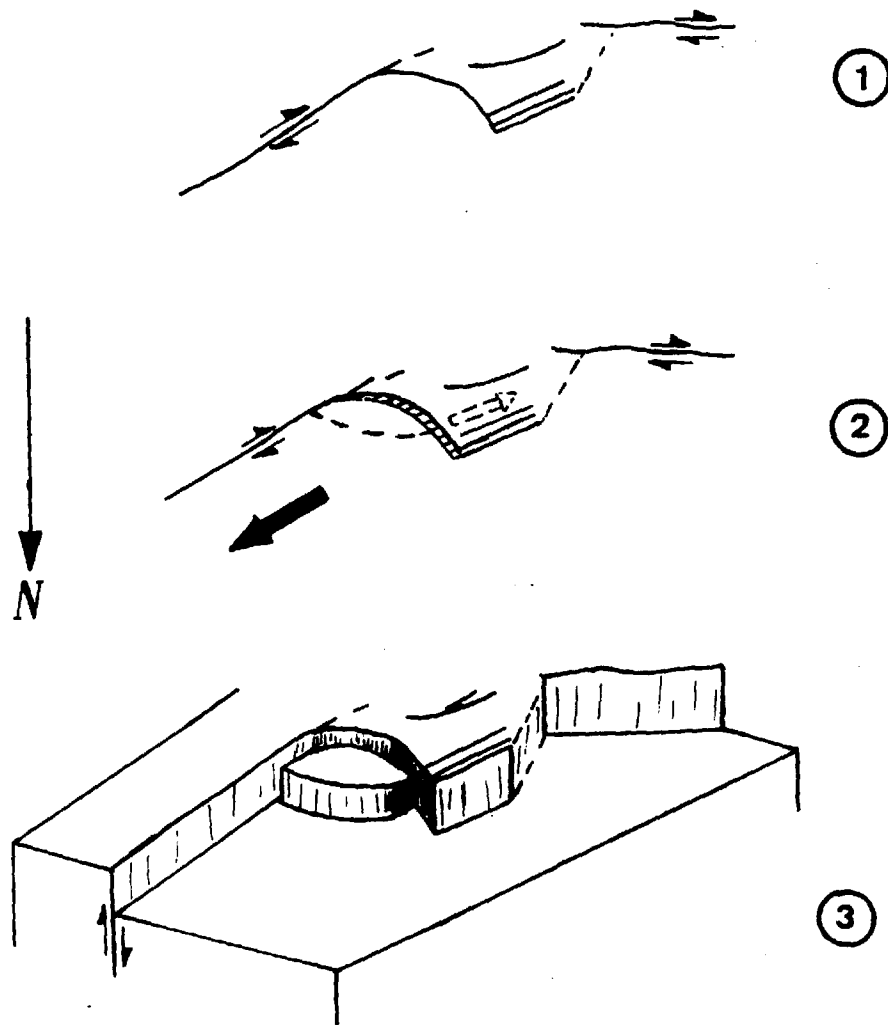


Fig. 61 - Effondrement du compartiment de socle dans la région du lac Schipa : schéma évolutif

E.2. CAS DES AUTRES BASSINS SEDIMENTAIRES DE SAKAMI

Ces différents bassins sont le plus souvent limités au Sud par le linéament Tilly - Laforge (bassin de la rivière Laforge) ou situés dans son prolongement est (bassins Catherine et Béatrice).

On a là un mécanisme de mise en place directement lié à la zone de discontinuité majeure du décrochement.

E.2.1. Bassin de la rivière Laforge

Il possède une disposition structurale présentant de nombreuses similitudes avec le bassin du lac Tilly. Il est limité :

- au Nord et au Sud par des fractures D, de direction N 70° - 80° ;
- au Nord-Est par un réseau de fractures orthogonales, assimilé à une direction potentielle de faille de Riedel R, avec tendance à l'ouverture des accidents N 150° (paragraphe D.1.).

A la différence du lac Tilly, ce bassin présente des compartiments de socle non effondrés, disposés notamment dans la partie centrale, au Sud du lac Carignal et au niveau du lac Schipa, indiquant certainement un morcellement en différents panneaux du sous-bassement du bassin de la rivière Laforge.

Au Nord du lac Schipa, le compartiment de socle non effondré, constitué de granitoïdes, est limité par des fractures N 70° à 80°, parallèles au décrochement, et par un accident courbe, disposé en relais du linéament majeur (fig. 61, 1). Compte tenu de ce dispositif en relais, le panneau de granitoïdes s'est comporté solidairement du domaine sud. Dans un modèle de décrochement dextre, la fracture courbe aura tendance à s'ouvrir (fig. 61, 2), permettant ainsi l'effondrement du sous-bassement du bassin Laforge, dont on observe un témoin de forme ovale (fig. 61, 3).

E.2.2. Bassins Catherine et Béatrice

Ces deux bassins, de faible superficie, sont situés à l'extrémité est de la région étudiée. Contrairement aux bassins du lac Tilly et de la rivière Laforge, ils ne sont pas limités par la discontinuité majeure. Toutefois, ils se placent dans sa prolongation, soulignée par des zones bréchiques, cataclasées, le plus souvent hématisées. Ils sont limités par les familles de fractures D, R et P.

Le bassin Béatrice (fig. 86) est disposé entre deux fractures D, disposées en relais (Chapitre II, E.1.), la fracture P pouvant s'assimiler à une "rupture de pont" entre les fractures N 70° (paragraphe D.2.).

F - CONCLUSION

L'étude de la fracturation de la région du lac Tilly - rivière Laforge a mis en évidence cinq familles de fractures : N 70°, N 150°, N 110°, N 20° et N 45° - 55°.

Leur géométrie en plan et leur répartition cartographique permettent de définir deux systèmes de fracturation.

- Le premier système correspond à un décrochement dextre, exprimé par des fractures D, T, R et P, synchrones, de direction respectivement N 70°, N 150°, N 110° et N 45° - 55°. Ce décrochement se matérialise par une discontinuité majeure : le linéament Tilly - Laforge, véritable couloir de glissement dans lequel se concentrerait l'essentiel des déplacements.

- Le deuxième système est composé de fractures de direction N 20° (moins de 1 % de la fracturation) qui, dans la partie est de la région étudiée, recoupent nettement les structures liées au décrochement.

La mise en place des bassins sédimentaires de Sakami est induite par le rejeu des fractures du premier système lié au décrochement. La géométrie et le comportement des compartiments de socle, limités par des fractures, sont liés au sens de mouvement du décrochement.

Deux associations de familles de fractures délimitent ces bassins :

- D-R : elle correspond au dispositif fondamental, et s'observe dans le cas des bassins Tilly et Laforge, avec tendance à l'ouverture des fractures de Riedel ;

- D-R-P : relativement accessoire, elle s'observe dans le cas des bassins Béatrice et Catherine.

CHAPITRE II

AGENCEMENT STRUCTURAL DU NOUVEAU QUEBEC

Il nous est apparu nécessaire de compléter l'étude structurale régionale par une étude de la fracturation du Nouveau Québec, afin de généraliser le modèle structural proposé et, également, d'expliquer la position des bassins sédimentaires de Sakami dans le craton d'Ungava.

Nous tenons à préciser que les idées émises sont à prendre avec précaution, car elles intéressent un territoire très vaste. Dans un souci de modélisation, nous avons peut-être été amenés à certaines schématisations. C'est pourquoi, le modèle proposé doit faire l'objet de vérifications de terrain plus ponctuelles.

A - INTRODUCTION

A.1. SECTEUR ETUDIE

Il s'étend entre les latitudes 52° et 58° environ, et les longitudes 79° et 69° (fig. 62) et couvre une superficie d'environ 320 000 km². Il correspond aux fonds topographiques 1/1 000 000 : James Bay NN - 17 ; Lac Bienville NN - 18 ; Schefferville NN - 19 ; lake Minto NO - 18 ; Ungava Bay NO - 19.

A.2. METHODES

Compte tenu de la superficie du territoire concerné, cette étude est basée principalement sur l'interprétation des photographies de satellites, et des données fournies par les cartes aéromagnétiques, les cartes gravimétriques et des levés géologiques lorsque ces documents existent.

A.2.1. Photographies de satellites

A.2.1.1. documents utilisés

Il s'agit de photographies prises par les satellites Landsat de la N.A.S.A. (National Aeronautics and Space Administration).

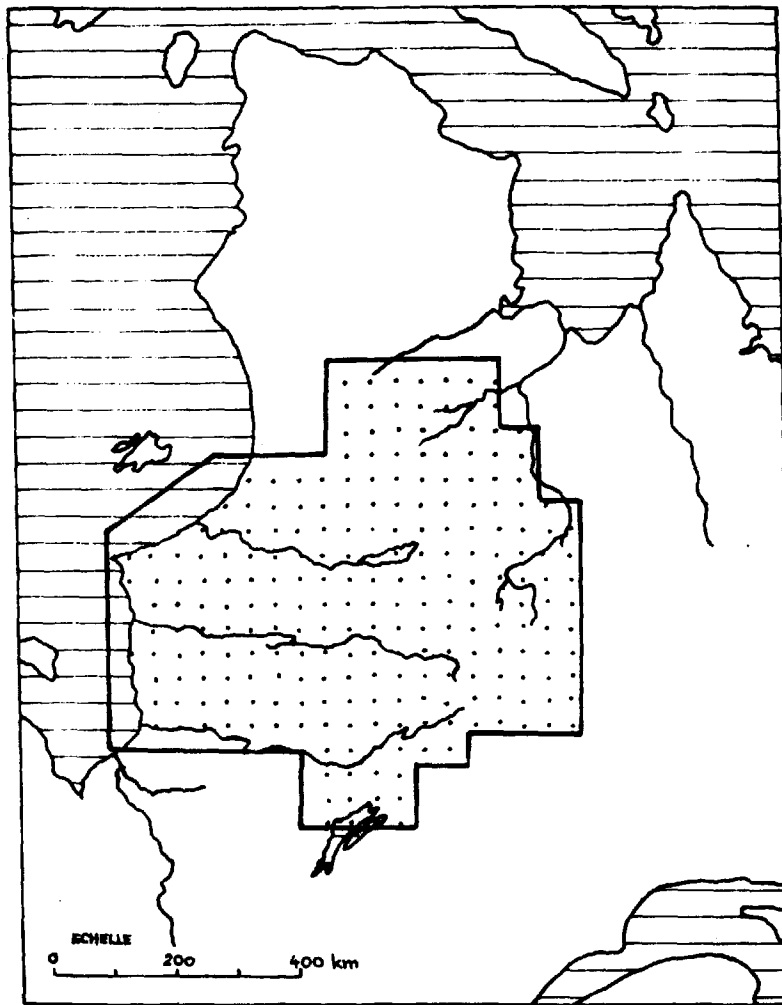


Fig. 62 - Situation générale du territoire étudié à partir de l'analyse des photographies de satellites

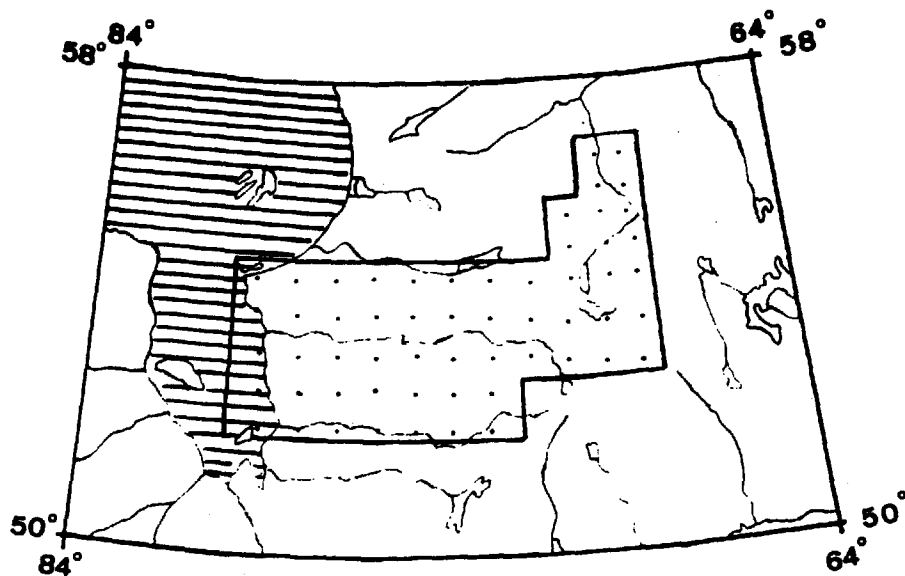


Fig. 63 - Secteur étudié à partir de l'analyse des cartes aéromagnétiques

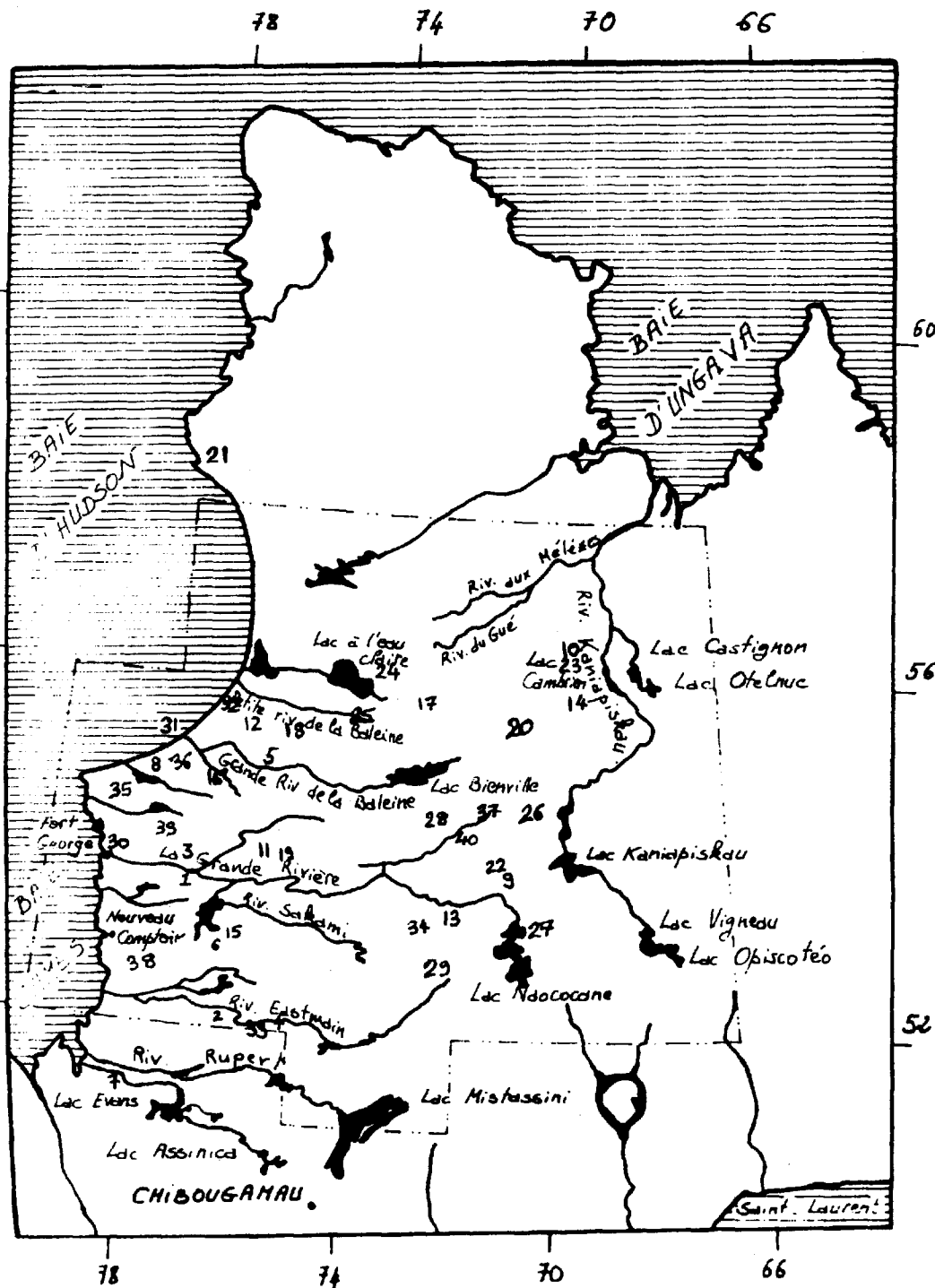


Fig.64 -Carte toponymique du secteur étudié

Légende

- — — limites de la zone d'étude
- | | |
|----------------------------|------------------------------|
| 1 lac Adler | 21 Inussuaq-Pointe Normand |
| 2 lac Anatacau | 22 lac Lataignant |
| 3 lac Awinicha | 23 lac L'oudin |
| 4 lac Bauerman | 24 lac des Loups Marins |
| 5 lac Bondésir | 25 lac Mollet |
| 6 lac Boyd | 26 lac Neret |
| 7 rivière Broadback | 27 lac Nichicun |
| 8 lac Burton | 28 lac Orillat |
| 9 lac Catalogne | 29 lac des Oeufs |
| 10 lac Chateauguay | 30 Pointe de Goose |
| 11 rivière Chauvreulx | 31 Poste de la baleine |
| 12 rivière Coast | 32 lac Robitaille |
| 13 lac Dalmas | 33 lac Roggan |
| 14 rivière Death | 34 lac Sauvolles |
| 15 lacs Debeney et Duparge | 35 rivière Seal |
| 16 lac Denys | 36 rivière Sucker |
| 17 lac D'iberville | 37 lac Vaulezar |
| 18 lac Elisabeth | 38 rivière du Vieux Comptoir |
| 19 lac Grande Pointe | 39 lac Village |
| 20 lac Gayot | 40 lac Vincelotte |

Deux types de clichés ont été mis à notre disposition :

- images à l'échelle du 1/1 000 000, couvrant l'ensemble de la région étudiée ;
- images à l'échelle du 1/500 000, couvrant principalement la région située au Sud du 55° de latitude.

La plupart des clichés utilisés ont été obtenus principalement à partir du mixage de trois bandes spectrales, permettant ainsi de cumuler un maximum de données sur un même cliché.

Les principaux critères qui ont guidé le choix de ces photographies sont :

- l'absence de nuage ;
- l'absence de couverture neigeuse, ce qui restreint la période de prise de vue utilisable de mi-mai à octobre ;
- un maximum de contrastes de la végétation, de la morphologie, permettant ainsi une meilleure définition des structures.

A.2.1.2. analyse des documents

L'analyse de ces documents a été faite à l'oeil nu. Les éléments pris en considération sont tous les tracés linéaires : limites de lac, alignements de lac, tracés de rivières, dépressions topographiques, etc...

L'apport principal de ces documents est la détermination de très nombreuses directions de linéaments (Pl. h. texte II). Après vérification dans les régions déjà cartographiées et interprétation des documents aéromagnétiques, il apparaît que ces directions linéamentaires traduisent des fractures.

Dans les régions particulièrement favorables (absence de recouvrement glaciaire ou marin), il est possible de définir des directions de foliation, notamment dans les séries paragneissiques. Ainsi en est-il dans la région du lac Sakami, où l'on met en évidence des torsions des directions de foliation de part et d'autre de la faille majeure (fig. 65).

Néanmoins, dans de nombreuses régions, l'analyse de ces documents s'est avérée difficile, voire même impossible, en raison d'une importante couverture :

- de terrains glaciaires, d'âge pléistocène, principalement dans la région du lac des Oeufs (54°30' lat., 72°30' long.), entre les lacs Dalmas et Vincelotte (54° lat., 72° long.), et au Nord Ouest du lac Cambrian (57° lat., 70° long.), caractérisé par une mosaïque de petits lacs ;

- de terrains marins, principalement à l'Est de la baie de James et de la baie d'Hudson, plus particulièrement dans la région des rivières La Grande - Eastman - Rupert, sur 100 km environ à l'intérieur des terres. Il s'agit d'argiles bleues (FRANCONI, 1978), notamment dans le secteur de la rivière Eastman, qui "empotent" la morphologie et donnent un aspect uniforme sur les photographies de satellites, avec des lacs peu nombreux.

A.2.2. Données géophysiques

A.2.2.1. cartes aéromagnétiques

La majeure partie du territoire canadien possède une couverture aéromagnétique, qui se révèle un outil de travail particulièrement bien adapté à la reconnaissance géologique, en raison de la topographie relativement molle et du fort recouvrement tant forestier que quaternaire (sables, moraines, argiles,...).

Nous disposons seulement des cartes de la partie sud et est de la région étudiée, celles de la partie nord n'ayant pas encore été établies (fig. 63). Il s'agit de levés magnétiques aériens, effectués au début des années 1970, par Aérophoto Inc., Québec. Notre choix s'est porté plutôt sur les cartes à l'échelle de 4 miles au pouce (1/253 440), bien adaptée à cette étude.

Ces cartes aéromagnétiques ont été utilisées à deux stades de notre étude :

- stade préliminaire : généralement, il apparaît que les fractures, mises en évidence par photographies de satellites, déterminent une modification plus ou moins importante du canevas magnétique. Elles se traduisent par différents agencements :

- . indentation des lignes de flux (fig. 65.3)
- . réorientation et resserrement fréquent des lignes de flux (fig. 65 - 4) déterminant une structure linéaire ;
- . anomalie négative centrale et réorientation générale des lignes de flux de part et d'autre de celle-ci. Exemple : faille de Fort George (fig. 80).
- . torsion d'anomalie. Exemple : faille du lac Sakami.

Ces cartes aéromagnétiques permettent donc non seulement de contrôler les structures déterminées par photographies de satellites, mais également de les prolonger, voire même de mettre en évidence des fractures non détectables sur les photographies de satellites.

- stade final : l'interprétation des cartes aéromagnétiques, effectuée en prenant seulement certaines lignes de flux, permet de faire ressortir l'organisation magnétique générale de la région.

Elle nous renseigne non seulement sur le style structural régional (confirmation et mise en évidence de pli), mais aussi permet une estimation du rejet horizontal de la faille majeure.

A.2.2.2. cartes des anomalies de Bouguer

Elles concernent plus particulièrement la partie ouest du Nouveau Québec. Leur utilisation a été relativement limitée.

A.2.3. Cartes géologiques

La cartographie du territoire du Nouveau Québec n'a été effectuée, jusqu'à présent, que de façon sommaire. Elle consiste en deux cartes de reconnaissance géologique, au 1/1 000 000, couvrant l'ensemble du territoire (EADE, 1966 ; STEVENSON, 1968). Une cartographie plus détaillée (1/100 000) a été effectuée le long de la rivière La Grande : Kamal SHARMA (1974, 75, 76, 77, 78, 79), J.P. MILLS (1967, 72, 73), REMICK (1976), DUBE et al. (1976), carte 1/250 000 du Groupe Minier S.E.S. (1978, non publiée), ainsi que le long de la rivière Eastman : FRANCONI (1978, 80), EAKINS et al. (1968), etc...

L'interprétation de ces documents nous ont permis en particulier d'établir principalement deux cartes :

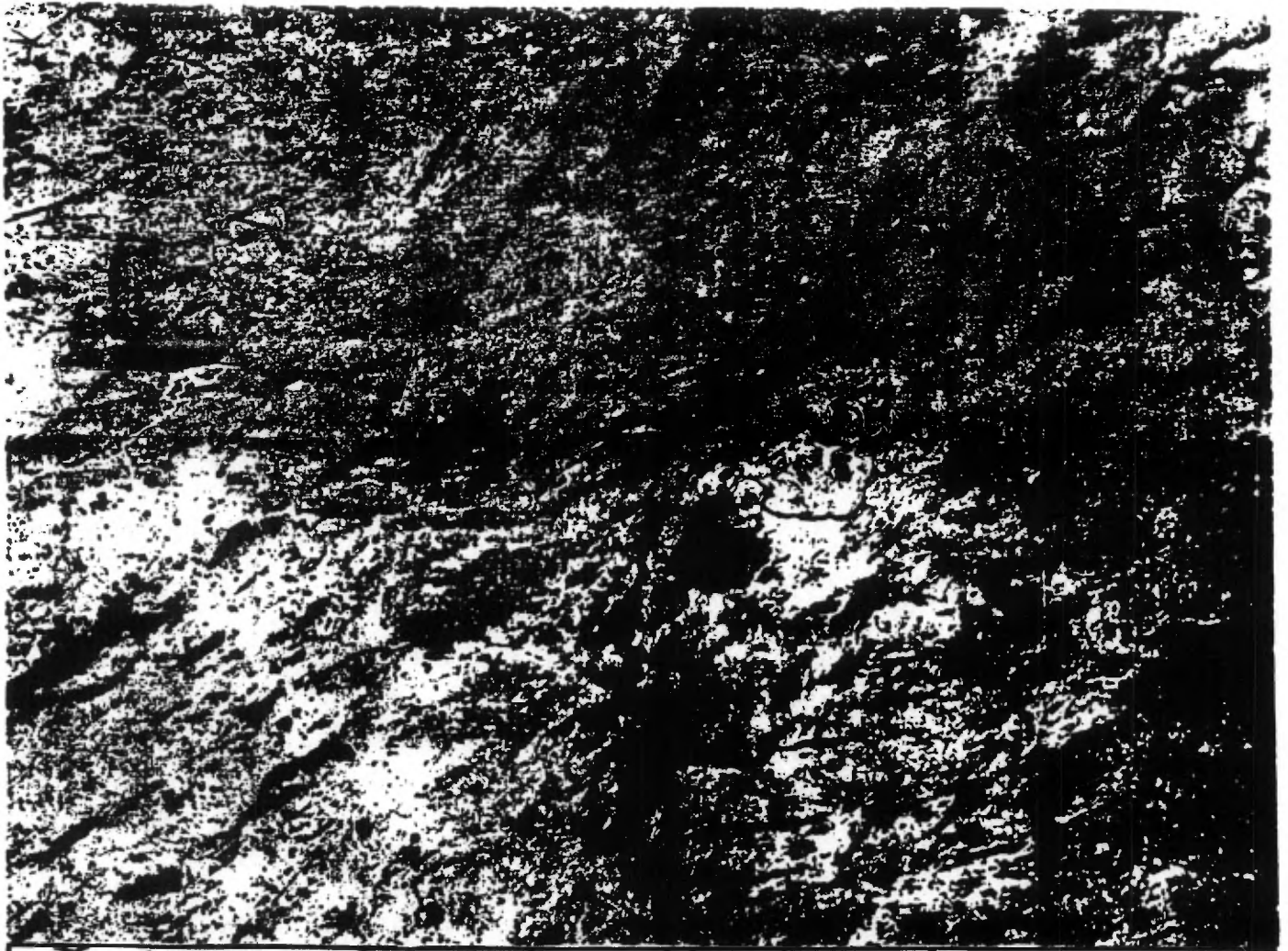
- carte structurale de la région des lacs Sakami - Janjandashi - Coutaceau, montrant nettement le sens de rejet horizontal des fractures majeures et l'influence de la fracturation sur l'organisation des différentes bandes de métavolcanites ;

- carte des dykes de diabase : montrant la répartition et l'orientation des dykes de diabase dans le territoire du Nouveau Québec. Elle permet principalement de définir un domaine structural non reconnu à partir de l'interprétation des photographies de satellites, en raison du recouvrement marin.

A.3. INTERPRETATION D'UN ASSEMBLAGE DE PHOTOGRAPHIES DE SATELLITES, BANDE 457 - APPORT DE LA CARTE AEROMAGNETIQUE

Cet exemple, pris dans la région des lacs Sakami - Janjandashi - Coutaceau (paragraphe D), montre l'intérêt des photographies de satellites dans l'étude structurale d'un socle et dans l'approche de la connaissance de sa constitution lithologique (fig.

Les données aéromagnétiques permettent de contrôler, voire même de préciser l'interprétation. Dans ce cas, elles montrent notamment une torsion des lignes de flux en bordure est de la faille du lac Sakami (fig. 65), correspondant à la torsion des directions de foliation, mises en évidence par les photographies de satellites et par les études de terrain (paragraphe D, fig.



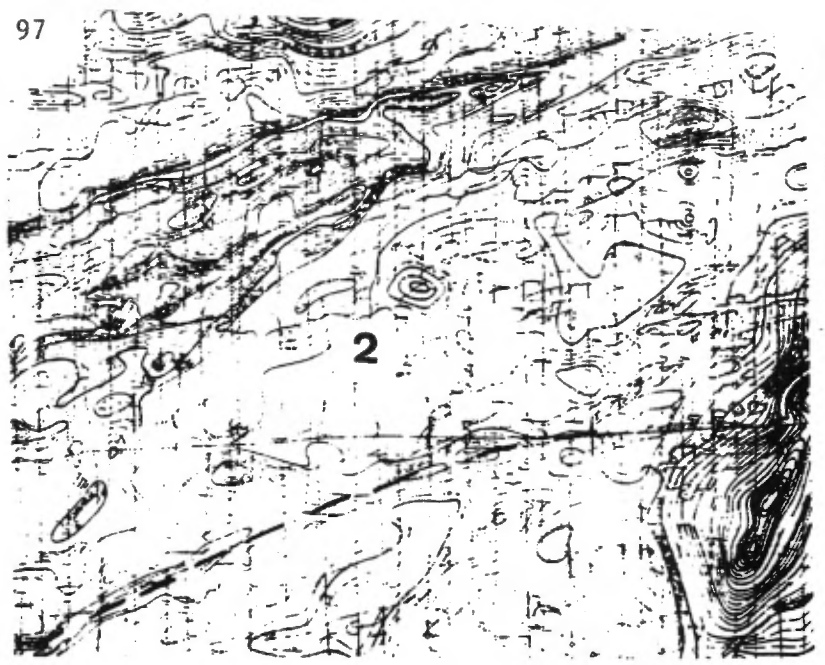
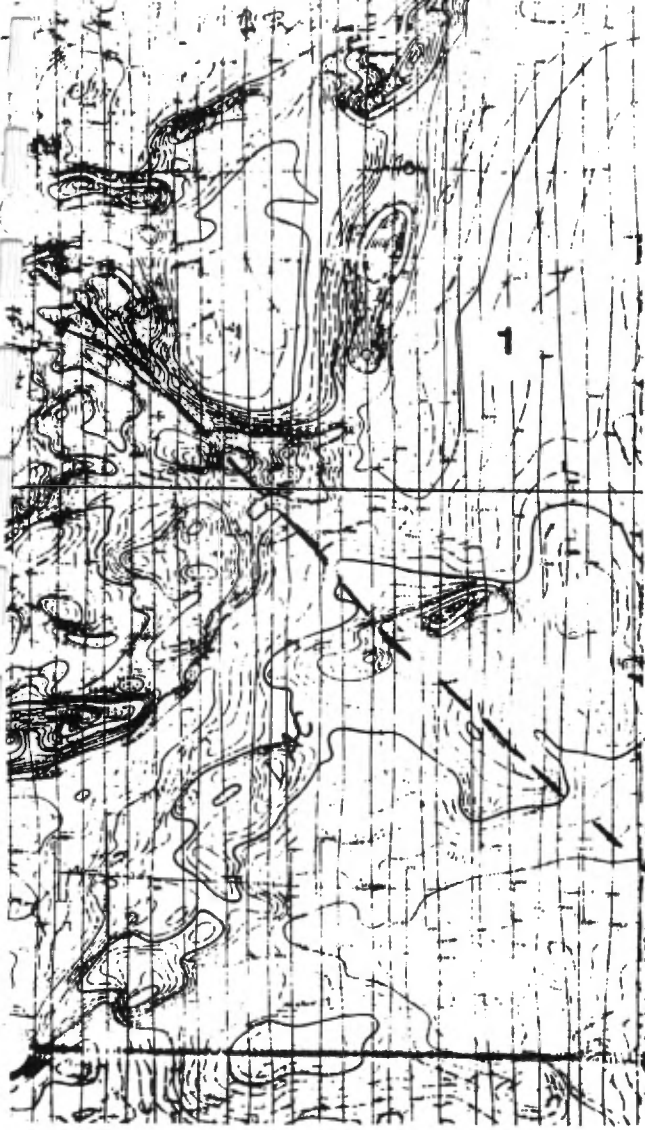
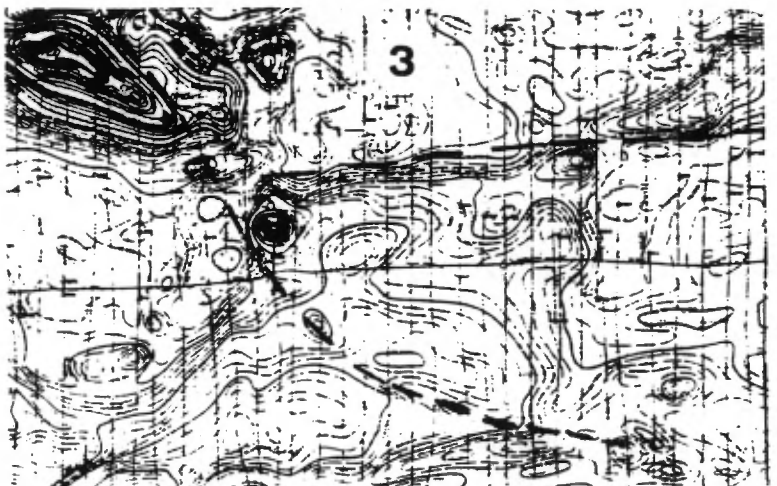
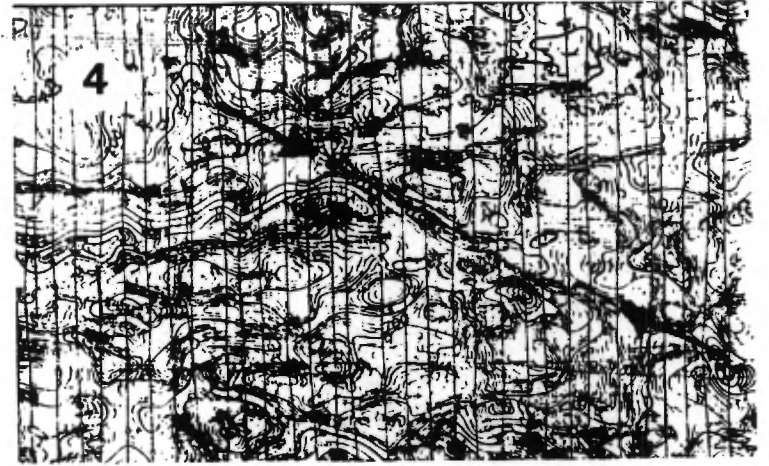
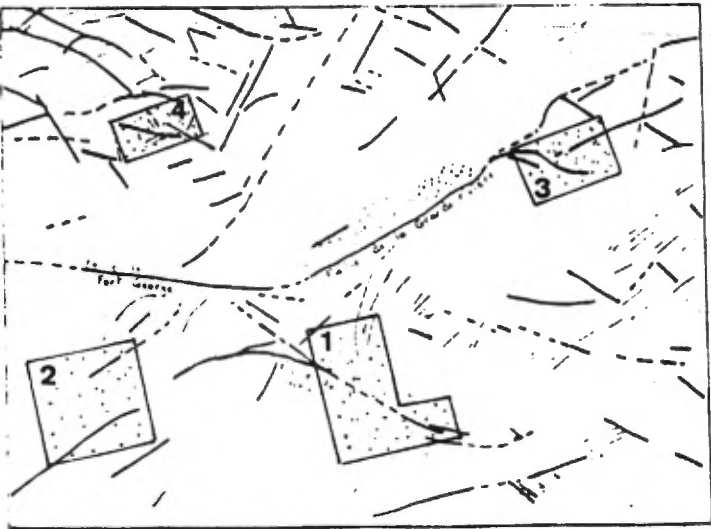


Fig. 65
Interprétation d'un
assemblage de photo-
graphies de satellites;
apport des cartes aéro-
magnétiques.



Légende de la page ci-contre.

- Fractures
- Foliation
- ▣ Sédiments de la Formation de Sakami.

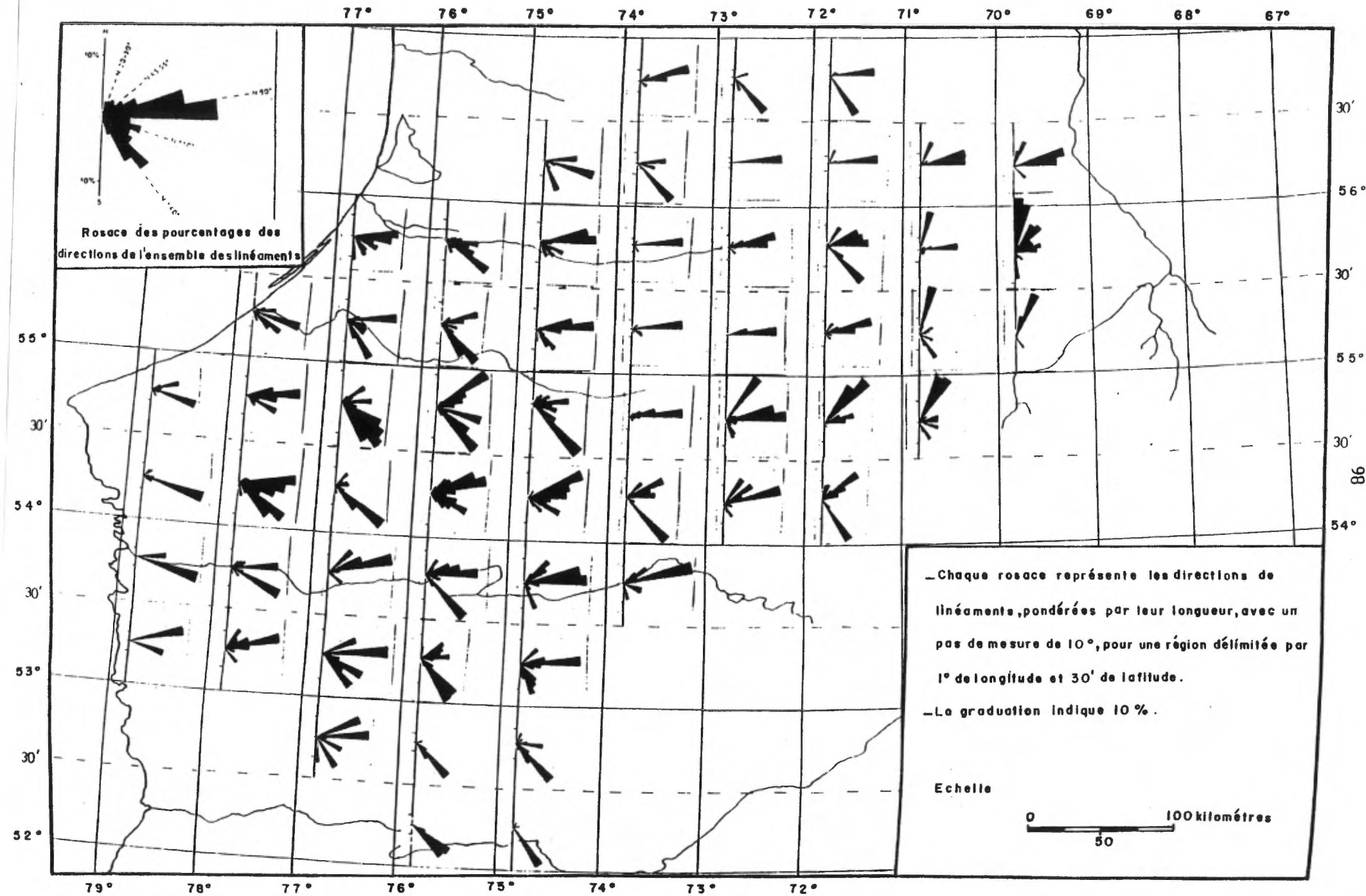


fig. 66 Rosaces des pourcentages des directions de linéaments dans le territoire du Nouveau Québec.

B - INVENTAIRE DES STRUCTURES

Les directions de fracturation mises en évidence par l'étude des photographies de satellites et des cartes aéromagnétiques, ont été reportées sur la carte structurale du territoire du Nouveau Québec (Pl. h.texte III). Parmi celles-ci, nous avons distingué quatre discontinuités majeures. Un autre type de structure a été observé, de forme subcirculaire.

B.1. DIFFERENTES FAMILLES DE FRACTURES

La fig. 66 montre la distribution des différentes directions de fractures entre les 52° et 57° de latitude. Les régions sud-est et est du territoire, ainsi que celles situées au Nord du 57° de latitude n'y figurent pas. En effet, en raison d'une transmission trop tardive des documents de satellites, leur interprétation n'a pu y être insérée. Leur agencement en plan peut se décomposer en cinq familles (fig. 67) : N 80°, N 110°, N 140°, N 45° - 55° et N 20° - 30° ; soit les mêmes que précédemment (Chapitre I, paragraphe B).

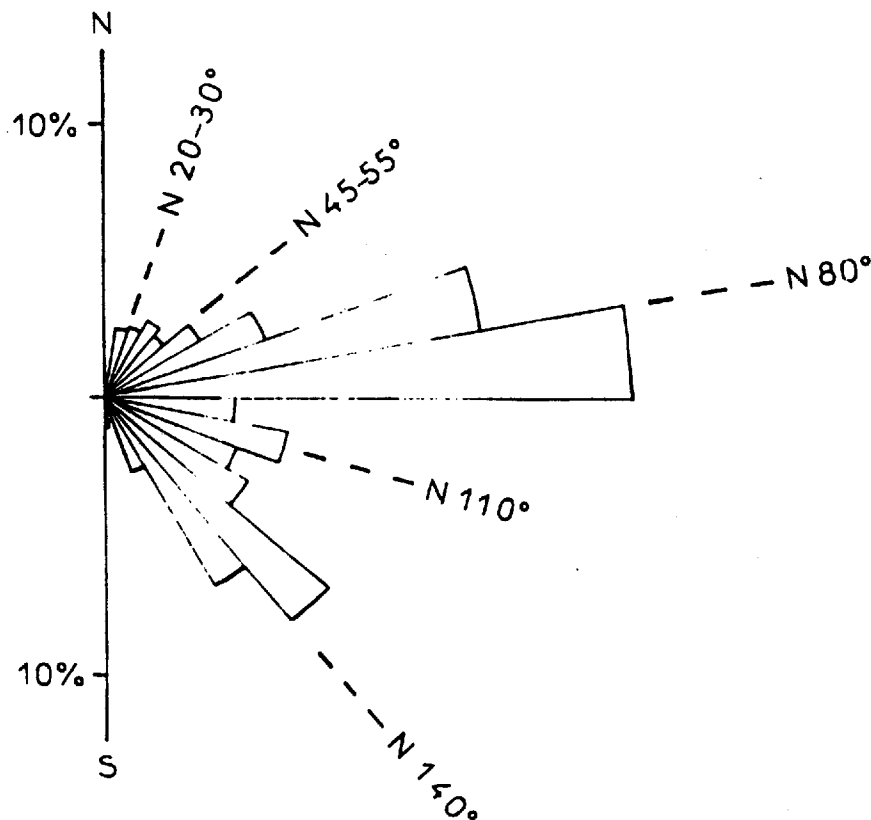


Fig. 67 - Rosace des directions de fractures de l'ensemble du territoire du Nouveau Québec pondérées par leur longueur

Une sixième famille a été définie, de direction N 170°, grâce à la carte des dykes de diabase (fig. 103), dans les régions présentant un fort recouvrement de dépôts marins, en bordure est de la baie de James.

B.1.1. Famille N 80°

Elle est très largement prédominante dans le territoire du Nouveau Québec, plus particulièrement dans sa partie centrale, au Nord de la Grande Rivière. Elle est bien marquée également dans la région des Monts Otish (paragraphe F).

Par contre, elle est relativement discrète, voire même absente dans les parties ouest et est du territoire.

D'une direction proche de N 70° dans la partie sud (lacs Duncan - Coutaceau - Tilly et rivière Laforge), cette famille prend une direction proche de N 85° plus au Nord, notamment dans la région du lac Bienville et de la Petite rivière de la Baleine.

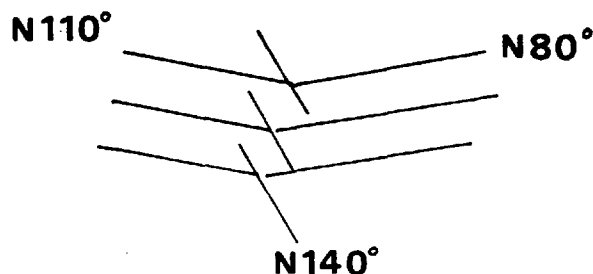
Deux discontinuités majeures peuvent lui être rapportées :

- la faille de La Grande Rivière, limitant les bassins sédimentaires de Sakami du lac Coutaceau, de LG 3, du lac Tilly et de la rivière Laforge ;
- la faille de la Petite Rivière de la Baleine, qui correspond plutôt à une zone de fractures ; elle limite les bassins sédimentaires de Sakami de la Petite Rivière de la Baleine, des lacs Gayot et Pons. Elle se prolonge jusque dans la fosse du Labrador à l'Est.

B.1.2. Famille N 140°

De direction variant de N 130° à N 150°, cette famille est également bien développée dans la région étudiée. Elle s'observe principalement :

- au Sud de la faille de La Grande Rivière ;
- au Nord de la faille de la Petite rivière de la Baleine ;
- le long d'une zone qui s'étend du lac Coutaceau au lac Mollet, disposée dans le dièdre défini par les familles N 80° et N 110°.



Dans les parties orientale et occidentale du territoire du Nouveau Québec, elle est pratiquement absente.

A cette famille, peuvent être rattachés :

- la faille du lac Sakami, disposée au Sud du relais entre les failles de Fort George et de la Grande Rivière ;
- les dykes de diabase, de direction N 140° à 160°, qui ont emprunté ce système de fractures (fig. 103). C'est particulièrement net dans la région de la gorge Prosper (FRANCONI, 1980). Ces dykes constituent ainsi un excellent marqueur de cette direction de fracturation.

B.1.3. Famille N 110°

Cette direction de fracturation s'observe principalement dans la partie occidentale du territoire du Nouveau Québec, entre Fort George et le lac Janjandashi au Sud et la rivière Sucker et le lac Denys au Nord, où elle est associée à la famille N 170°.

Plus au Nord, cette famille, relativement discrète et associée à la famille N 80°, s'observe notamment dans la région du Golfe de Richmond et du lac à l'Eau Claire.

Elle disparaît brutalement vers l'Est, le long d'une ligne allant du lac Janjandashi au lac Mollet qui correspond à l'intersection entre les familles N 110° et N 80°.

Dans la partie centrale du territoire, cette direction est peu observée, et est associée à la famille majeure N 80°, notamment dans la région de la rivière Chauvreulx (54°25' lat. ; 75° long.). On note d'ailleurs une fracture courbe (54°20' lat. ; 74° long.), constituée de l'association d'accidents N 80° et N 110°.

Cette famille comporte une discontinuité majeure : la faille de Fort George, qui va du lac Janjandashi jusqu'à la baie de James, et, qui est disposée en relais de la faille de La Grande Rivière.

Remarque : les failles de Kongut et Bartlett, de rejet horizontal dextre (2 à 4 km), observées dans la région d'Inussuaq-Pointe Normand (58°15' lat. ; 77°45' long.), (LEE, 1965), appartiendraient à cette famille de fractures.

B.1.4. Famille N 45° - 55°

Relativement peu développée, cette fracturation est disposée principalement dans la partie centrale du Nouveau Québec, au Nord de la faille de La Grande Rivière. Elle est surtout bien marquée au Nord du lac Vincelotte où elle se substitue à la direction N 80°.

Au Nord du lac Coutaceau, comme pour la fracturation N 140°, cette famille se place préférentiellement dans le dièdre défini par les fractures N 110° et N 80°.

Principalement au Sud de La Grande Rivière, la carte des dykes de diabase (fig. 103) fait apparaître également des fractures de direction N 50°, non reconnues par photographies de satellites. Il ne semble pas qu'elles correspondent au même réseau.

B.1.5. Famille N 20 - 30°

Cette famille est restreinte à la partie orientale du territoire du Nouveau Québec. Elle correspond à des fractures de grande extension, recoupant les structures N 80°.

Les régions du lac Cambrian et des Monts Otish (paragraphe F), montrent nettement l'association des familles N 80° et N 20 - 30°.

B.1.6. Famille N 170°

L'importance de cette famille n'a pas été soupçonnée lors de l'interprétation des photographies de satellites, en raison du fort recouvrement de matériaux meubles, principalement d'origine marine : argiles bleues, en bordure orientale de la baie de James.

Seule la carte montrant la répartition des dykes de diabase (fig. 103) permet de définir cette nouvelle direction de fracturation. En effet, nous avons montré précédemment que les dykes de diabase constituaient un bon marqueur de la famille N 140°. Or, dans la partie occidentale du territoire, ces dykes présentent une direction homogène N 170°. La transition entre les dykes N 140° et N 170° est brutale, et correspond à une ligne allant des lacs Sakami et Boyd au Nord, au lac Anatacau au Sud. Il est d'ailleurs symptomatique d'observer que ce changement brutal de la direction des dykes correspond exactement à la transition entre les familles N 110° et N 80°.

Ces observations permettent donc de définir un autre groupe de fractures, de direction N 170°, associé à la famille N 110°. D'après la carte des dykes de diabase, elle serait surtout bien développée entre le lac Roggan au Nord et la rivière Eastman au Sud. On note quelques exemples de ce type de fractures dans la partie nord-est, en bordure de la baie d'Hudson : lac Robitaille et rivière Coast (55°35' lat. ; 76°45' long.), ainsi qu'au Sud du lac Burton (54°50' lat., 78°25' long.).

Remarque : la faille de Dusivrac (LEE, 1965), observée dans la région d'Inussuaq Pointe Normand, semble correspondre à la prolongation nord de cette famille.

CONCLUSION

Six principales familles de fractures ont été définies dans le territoire du Nouveau Québec :

- N 80°, associée aux familles N 140° et N 45 - 55° ;
- N 110°, associée à la famille N 170° ;
- N 20 - 30°.

Leur agencement en plan et leur répartition géographique permettent de définir deux systèmes de fractures :

- 1er système : N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 - 55° ;
- 2ème système : N 20 - 30°.

L'allure de la rosace de la fracturation du Nouveau Québec montre nettement une dissymétrie par rapport à la direction majeure N 80°, comparable à celle de la région du lac Tilly - rivière Laforge qui avait été attribuée à un mécanisme de décrochement dextre.

En dépit d'un changement d'échelle considérable, on note avec intérêt une convergence des données fournies par les études des photographies de satellites et des photographies aériennes. Elle indique ainsi une homogénéité de la fracturation à l'échelle du territoire du Nouveau Québec.

B.2. DISCONTINUITES MAJEURES

L'apport principal de cette étude est la mise en évidence de quatre discontinuités majeures, dont l'extension n'avait pas été soupçonnée jusqu'à maintenant. Elles ont été définies, non seulement par les données de photographies de satellites, mais également par les données aéromagnétiques, voire gravimétriques. Elles ont pu être confirmées (dans une certaine mesure) par les différents levés de terrain existants.

B.2.1. Faille de Fort George

Elle correspond à la discontinuité la plus remarquable du Territoire du Nouveau Québec. D'une longueur d'environ 150 km, elle présente un tracé linéaire allant du lac Janjandashi jusqu'à la pointe de Goose, située au Nord de Fort George.

B.2.1.1. données de photographies de satellites

Elle se marque par un linéament, rectiligne, relativement bien défini à ses extrémités orientale et occidentale :

. à l'Ouest, elle est définie par un alignement de petits lacs et se prolonge dans la baie de James au niveau d'une échancrure, située dans la partie centrale de la Pointe de Goose ;

. à l'Est, elle est soulignée par des lacs très allongés, notamment le lac Janjandashi.

Dans sa partie centrale par contre, elle s'observe très difficilement principalement en raison des dépôts marins de couverture, évoqués précédemment, qui masquent complètement les structures.

Lors de la traversée de cette faille, le cours de la rivière La Grande montre un coude très prononcé, la recoupant ainsi perpendiculairement.



B.2.1.2. données géophysiques

a) données aéromagnétiques

Sur les cartes aéromagnétiques, cette faille se matérialise par deux types de perturbations, en fonction de la nature du champ magnétique local.

Dans la région située à l'Ouest de son intersection avec la Grande Rivière, caractérisée par un canevas magnétique relativement irrégulier (fig. 68), la faille se matérialise par une importante anomalie magnétique négative linéaire, de courte longueur d'onde (1 km environ) et de faible amplitude (100 nT environ), suivie sur plus de 80 km. Cette faille a déterminé également une réorientation des isogammes, sur une largeur de 7 à 8 km de part et d'autre de l'anomalie négative.



Fig. 68 - Anomalie magnétique négative liée à la faille de Fort George

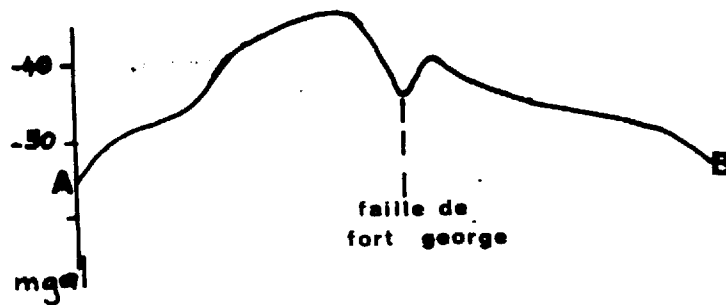
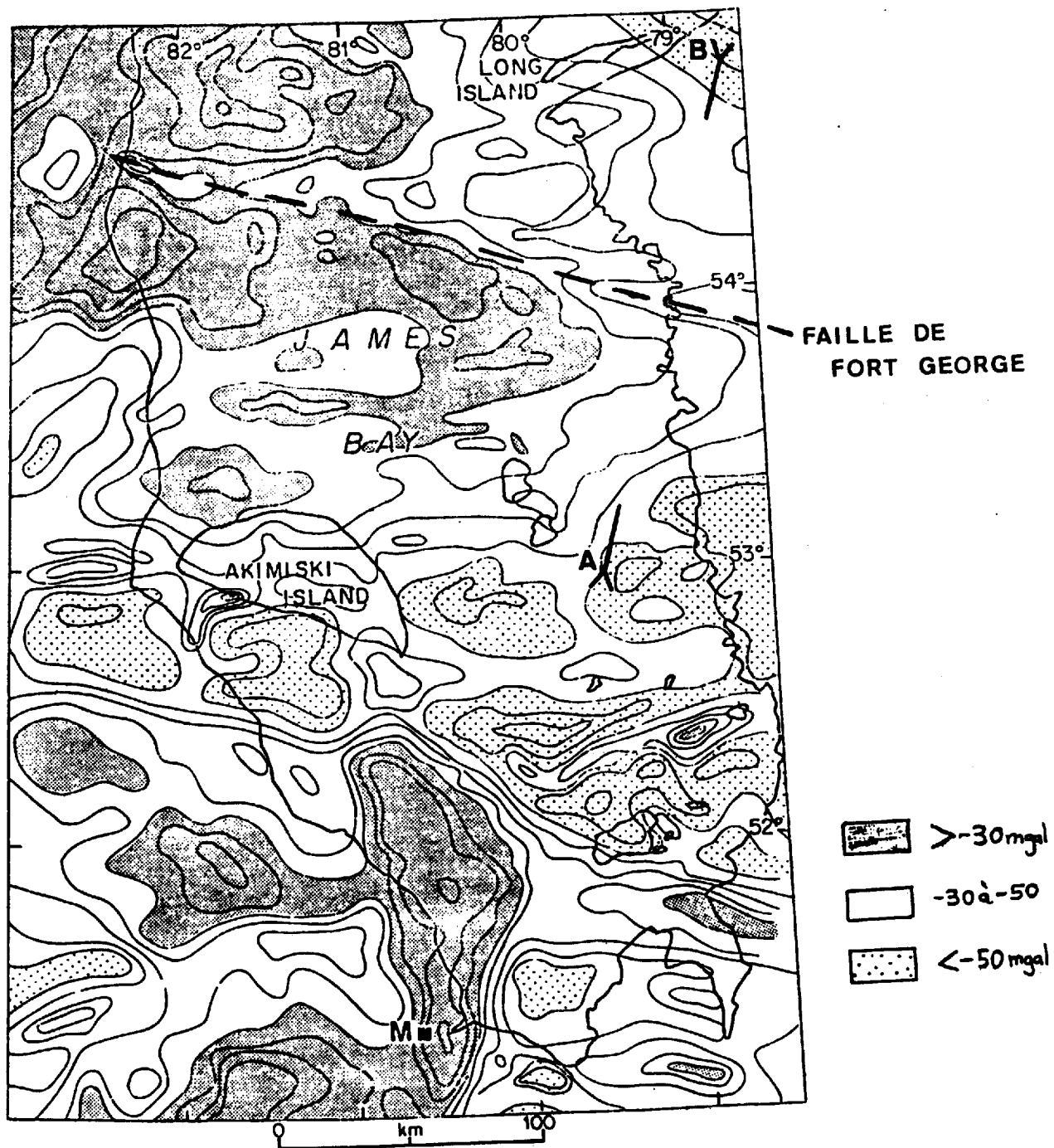


Fig. 69 - Anomalie gravimétrique négative liée à la faille de Fort George (carte des anomalies de Bouguer de la Baie de James, in GIBB, 1978)

Cette dernière reflète probablement une altération importante des minéraux magnétiques en des assemblages non magnétiques (THOMAS et al., 1976).

BELL (1971) signale également des zones mylonitiques définies sur les cartes aéromagnétiques le plus souvent par des anomalies négatives.

Dans la région située à l'Est de son intersection avec la Grande Rivière, caractérisée par un canevas magnétique régulier, à fort contraste, cette faille se traduit plutôt par une torsion et une réorientation des isogammes, principalement dans le secteur du lac Janjandashi (paragraphe D.2.1.2., b).

Sur la carte topographique 1/250 000 (33 E), sa partie centrale correspond à un alignement de talwegs, ou de collines très allongées, le point coté 297 pieds ($53^{\circ}50'$ lat., $78^{\circ}37'$ long.) se plaçant sur la faille.

b) données gravimétriques

La carte des anomalies de Bouguer de la région de Fort George (fig. 69) montre une anomalie négative linéaire, de faible amplitude (5 mgal environ) et de courte longueur d'onde (10 km environ), et dont l'axe correspond exactement à l'emplacement de la faille de Fort George. La carte des anomalies de Bouguer, de plus petite échelle (fig. 72) montre également cette anomalie négative, moins bien marquée et qui s'estompe vers l'Est, approximativement dans la région située au Nord du lac Sakami.

Compte tenu de sa position, il est vraisemblable que cette anomalie négative soit induite par la faille de Fort George, dont elle matérialiserait la trace.

A l'Ouest (fig. 69), cette anomalie négative se poursuit sous la baie de James, jusque sur la rive ontarienne, entre l'embouchure de la rivière Lakitusaki et la Pointe de Hook.

Dans cette hypothèse, elle correspondrait donc à la prolongation ouest de la faille de Fort George (fig. 70), d'une longueur totale de 400 km environ.

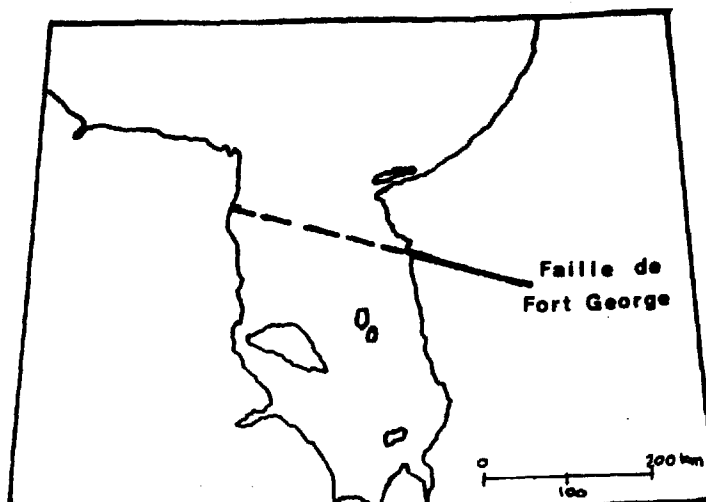


Fig. 70 - Extension probable de la faille de Fort George

B.2.1.3. données géologiques

En raison du fort recouvrement quaternaire, cette faille n'a pas été reconnue sur le terrain dans son intégralité. Seule, son extrémité est, dans la région du lac Janjandashi, a été décrite par J.P. MILLS (1967) avec un rejet horizontal dextre.

CONCLUSION

Ces différentes données fournies tant par les photographies de satellites que par les cartes géophysiques (aéromagnétiques et gravimétriques) et géologiques, permettent ainsi de définir une cassure majeure : la faille de Fort George, d'une longueur de 400 km environ, qui constitue le trait structural majeur de l'extrémité ouest du territoire du Nouveau Québec.

Elle ne se poursuit pas dans la région du lac Sakami, mais est limitée et relayée par la faille de La Grande Rivière, de direction N 80° (fig. 65).

B.2.2. Faille de la Grande Rivière

Cette discontinuité, d'une longueur de 450 km environ, s'étend du lac Coutaceau jusqu'à la rivière Laforge et le lac Vincelotte, où elle correspond au linéament Tilly-Laforge précédemment décrit.

A l'Ouest, elle est relayée par la faille de Fort George. Par contre, sa prolongation orientale semble plus complexe. Elle correspondrait à une série de fractures N 70 - 80°, disposées en relais, passant à un accident de direction N 45 - 55° dans la région du lac Néret (54°45' lat., 70°45' long.) (paragraphe E).

Trois critères principaux ont permis de définir cette discontinuité majeure :

- données des photographies de satellites (fig. 65) ;
- données aéromagnétiques : elle est surtout bien marquée dans sa partie est, le long de la rivière et du lac Tilly, ainsi que la rivière Laforge ;
- données géologiques : elles sont de deux types :

- . position des bassins sédimentaires de Sakami : la faille de La Grande Rivière est bordée, au Nord, par de nombreux bassins sédimentaires de Sakami : lac Coutaceau - LG 3 - lac Tilly - bassin Laforge ;

- . zones mylonitiques : SHARMA (1977) a observé de nombreuses zones broyées, cataclasées et mylonitisées près des extrémités est et ouest du lac Coutaceau, et le long de la rivière La Grande à l'Est de LG 3, confirmant ainsi les données des photographies de satellites et aéromagnétiques.

De direction générale N 80°, la faille de La Grande Rivière montre un tracé relativement irrégulier dans le détail, avec des relais par l'intermédiaire de fractures courbes notamment au Sud de LG 3, où elle est associée à un accident de forme sigmoïde (fig. 65).

B.2.3. Faille du lac Sakami

D'une extension de 70 à 80 km, cette fracture recoupe transversalement le lac Sakami (fig.65). Elle se compose d'une fracture de forme sigmoïde, se prolongeant jusqu'au lac Missisakhegin au Nord Ouest, et jusqu'aux lacs Debeney et Duparge au Sud Est. Sa partie centrale correspond à une fracture de direction N 140°, se prolongeant d'ailleurs vers le Nord jusqu'aux abords du lac Janjandashi (fig.65).

Les données permettant de définir cet accident majeur sont de trois ordres :

- données des photographies de satellites (fig.65), montrant notamment un crochonnement des paragneiss à biotite, qui tendent à se paralléliser à la faille ;

- données aéromagnétiques : le tracé de la faille majeure correspond à une modification du patron magnétique, relativement nette dans sa partie centrale, avec une torsion des anomalies du côté est (fig.65) ;

- données géologiques : bien que cette fracture majeure n'ait pas été reconnue par les levées cartographiques (MILLS, 1967-72), la carte structurale de la région (fig.74) montre néanmoins une torsion des directions de foliation de part et d'autre de la faille définie par les documents de satellites.

B.2.4. Faille de la Petite Rivière de la Baleine

On désignera sous ce terme un réseau de fractures parallèles de direction N 80° à N 85°, disposé entre les lacs Mollet et d'Iberville à l'Ouest jusqu'au lac Cambrian à l'Est (entre les 56° et 56°30' lat.). La discontinuité majeure de ce réseau correspondrait à l'emplacement de La Petite Rivière de la Baleine.

Les principaux arguments avancés en faveur de l'existence d'une telle faille sont :

- les données des photographies de satellites ;

- les données géologiques, concernant essentiellement la position des bassins sédimentaires de Sakami.

Par analogie avec les bassins sédimentaires de Sakami de la région de La Grande rivière, limités par une même fracture, il est possible d'envisager une disposition structurale similaire des bassins sédimentaires de Sakami de la partie nord de la région étudiée (fig. 7). L'ensemble de ces bassins présente d'ailleurs une orientation générale N 80° à N 85°, conforme à la fracturation majeure.

EADE (1966) estime qu'une faille majeure de direction est nord est limite le bassin sédimentaire principal, et se disposerait grossièrement le long du cours actuel de la rivière de la Petite Baleine.

D'autre part, elle limiterait deux domaines, de direction structurale nettement distincte (fig. 2)

- au sud : foliation de direction générale N 80° ;
- au Nord : foliation de direction N 170°.

En raison de l'absence de données aéromagnétiques, le tracé de cette faille majeure n'a pu être défini avec précision.

- à l'Ouest, elle se poursuivrait jusqu'aux abords est du lac Elisabeth (53°35' lat., 75°25' long.), qui est caractérisé par la famille N 110°. Par analogie avec la région des lacs Coutaceau - Janjandashi, un accident N 110° relayant vers l'Ouest la faille de la Petite rivière de la Baleine est à envisager (paragraphe G.1.6.).

Sa prolongation orientale est beaucoup mieux définie, surtout dans la région du lac Loudin, de la rivière Death et du lac Cambrian, avec de nombreuses fractures de direction N 80°.

Les failles décrites par FAHRIG (1956), à l'Ouest du lac Cambrian, et par DIMROTH (1969) dans la région des lacs Castignon et Otelnuik, correspondraient à l'extrémité est du réseau de fractures de la Petite rivière de la Baleine.

B.3. STRUCTURES CIRCULAIRES

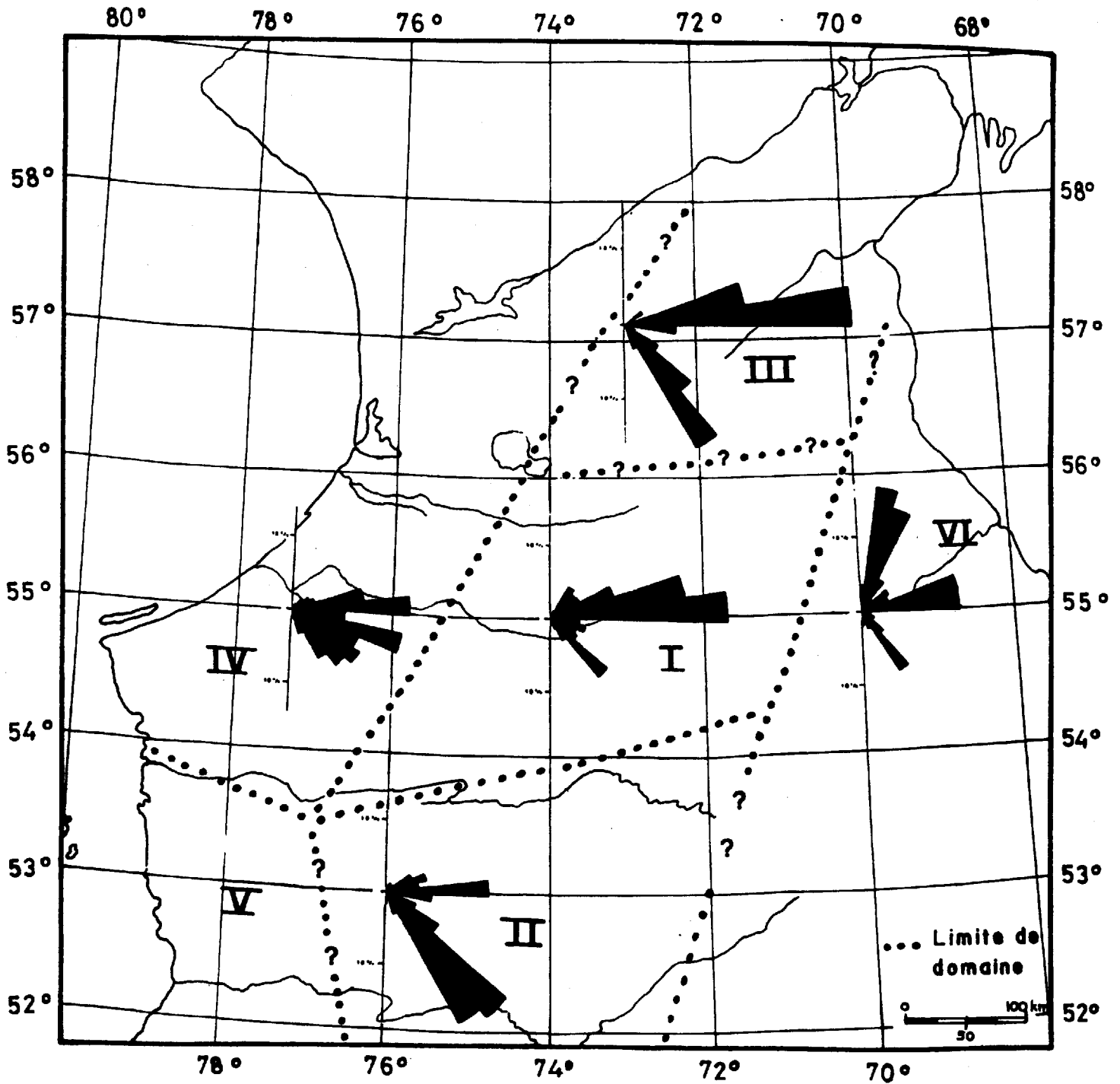
De nombreuses structures circulaires sont connues dans le bouclier canadien, attribuées à deux phénomènes :

- . intrusions de roches ignées alcalines;
- . impacts de météorites.

Ces derniers sont caractérisés par des effets de métamorphisme de choc, tels que roches ignées recristallisées formées de quartz de haute température et haute pression, des cônes d'éclatement ("shatter cone").

Dans le Nouveau Québec, les cratères des lacs à l'Eau Claire, de 30 et 20 km de diamètre, sont interprétés comme résultant d'impacts de météorites. De nombreux lacs (5), de forme circulaire, ont pu être identifiés sur les photographies de satellites, disposés dans le quadrilatère compris entre les latitudes 56°30' et 57°45' et les longitudes 72°05' et 72°40'. Aucune donnée sur l'origine de ces structures n'a été portée à notre connaissance.

Néanmoins, compte tenu de leur forme circulaire et de la proximité des cratères d'impact des lacs à l'Eau Claire, leur origine pourrait être également d'ordre météorique ; les petites structures circulaires auraient pu ainsi être provoquées par des petits corps satellites du météorite principal.



| Bande occidentale | Bande centrale | Bande orientale |
|---|--|--------------------------------------|
| IV Domaine de la Grande Rivière de la Baleine | III Domaine des rivières au Gué et aux Mélèzes | |
| V Domaine de la rivière du Vieux Comptoir | I Domaine du lac Bienville | VI Domaine de la rivière Caniapiscau |
| | II Domaine des rivières Sakami et Eastman | |

Fig. 71 - Carte des différents domaines structuraux du Nouveau Québec

C - ESSAI DE SUBDIVISION STRUCTURALE DU TERRITOIRE DU NOUVEAU QUEBEC

La répartition cartographique des différentes familles de fractures répertoriées permet de proposer une subdivision du Territoire du Nouveau Québec en six domaines structuraux, s'organisant selon trois bandes d'orientation subméridienne (fig. 71).

C.1. DIFFERENTES BANDES STRUCTURALES

C.1.1. Bande centrale (I, II, III)

Elle est caractérisée par l'association de fractures N 80° - N 140°. La répartition et l'importance des deux familles permettent de subdiviser cette bande en trois domaines principaux (fig. 71) :

C.1.1.1. domaine du lac Bienville (I)

Disposé dans la partie centrale du Territoire, il est caractérisé principalement par la famille de fractures N 80°, réparties de façon homogène et par la fracturation N 45° - 55° restreinte à ce domaine.

Deux autres directions, mineures, s'y ajoutent :

- . N 110° : elles s'observent principalement dans sa partie ouest, où elles correspondent à la prolongation vers l'Est des structures du domaine de La Grande rivière de la Baleine ;

- . N 140° : elles sont disposées essentiellement dans les parties sud et ouest de ce domaine I où elles correspondent respectivement :

- . d'une part à la prolongation des structures du domaine des rivières Sakami et Eastman ;
- . d'autre part, à la fracturation liée au dièdre N 110° - N 80°.

Dans le coin sud ouest, l'association de ces quatre directions de fractures forme un réseau dense (notamment dans la région située au Sud du lac Kinglet (54°30' lat., 75° long.).

Ce domaine I est limité au Nord et au Sud par deux discontinuités majeures, jalonnées par les bassins sédimentaires de Sakami :

- . la faille de la Petite rivière de la Baleine ;
- . la faille de La Grande rivière.

C.1.1.2. domaine des rivières Sakami et Eastman (II)

Il est caractérisé par la famille de fractures N 140°, qui forme un réseau régulier de La Grande rivière à la rivière Eastman, souvent cicatrisé par des diabases (fig. 103).

Elle est associée à la famille N 80°, relativement mineure dans ce domaine, disposée principalement au Nord du 53° de latitude et à des fractures peu abondantes de direction 50°, correspondant toujours à des dykes de diabase. La discontinuité majeure de ce domaine est la faille du lac Sakami. Dans la région du lac Bauerman (52°10' lat., 75° long.), une faille, de direction N 140°, détermine un décalage dextre d'une valeur de 2 km (FRANCONI, 1979), comparable à celle décrite dans la région des lacs Village par HASHIMOTO (1962).

A l'Ouest, ce domaine II est limité par une ligne s'étendant des lacs Sakami et Boyd au Nord, au lac Anatacau au Sud, et qui correspond au changement brutal de la direction majeure des dykes de diabase.

Sa prolongation vers le Sud n'a pu encore être définie. Néanmoins, la région des rivières Broadback et Rupert, caractérisée par un même réseau de dykes de diabase, appartiendrait à ce même domaine structural.

La région des Monts Otish (paragraphe F) caractérisée plutôt par des fractures N 80°, correspond à un secteur particulier, comparable au domaine du lac Bienville.

C.1.1.3. domaine des rivières aux Mélèzes et du Gué (III)

Il est caractérisé par deux directions majeures de fractures N 80° et N 140° :

- N 80° : principalement observée dans sa partie sud, elle correspond à la prolongation nord des structures du domaine du lac Bienville ;

- N 140° : au Nord du 57°, cette famille devient largement prédominante par rapport à la famille N 80°.

La limite ouest de ce domaine est mal connue, elle correspondrait à l'apparition de la famille N 110°, dans la région des Loups marins et du lac à l'Eau Claire.

A l'Est, ce domaine se prolonge jusqu'en bordure de la fosse du Labrador. Sa prolongation, au Nord du 58° de latitude, n'a pu être reconnue dans le cadre de cette étude.

Cette prépondérance de la famille N 140° sur la fracturation N 80°, notamment au Nord du 57° de latitude, permet de faire de ce domaine l'homologue de celui des rivières Sakami et Eastman. Compte tenu des données dont nous disposons (fig. 103), il ne semble pas que cette famille N 140° corresponde à la direction majeure des dykes de diabase, comme c'était le cas pour le domaine des rivières Sakami et Eastman.

CONCLUSION

La bande centrale, caractérisée par les familles N 80° - N 140° (et N 45° - 55°), peut être subdivisée en trois domaines structuraux :

- . dans la partie centrale, le domaine du lac Bienville, caractérisé par les familles N 80°, et à un degré moindre N 45° - 55° ;

. les domaines des rivières Sakami et Eastman et des rivières aux Mélézes et au Gué, disposées respectivement au Sud et au Nord du domaine du lac Bienville, et caractérisés par une prédominance de la famille N 140°.

C.1.2. Bande occidentale (IV et V)

Elle est caractérisée par l'association des familles N 110° et N 170° et peut se subdiviser en deux domaines principaux, séparés par une discontinuité majeure : la faille de Fort George.

C.1.2.1. domaine de La Grande rivière de la Baleine (IV)

Il s'étend de la faille de Fort George au Sud, au Golfe de Richmond au Nord et se caractérise par la famille N 110°, prédominante surtout au Sud de La Grande rivière de la Baleine, et au Nord de la Petite rivière de la Baleine.

Dans sa partie est, cette famille est associée à la fracturation N 80°, correspondant à la prolongation des structures du domaine du lac Bienville. La limite entre ces deux domaines, relativement brutale, est une ligne de direction N 30°, située à l'intersection entre les familles N 110° et N 80°.

Vers l'Ouest, la fracturation N 80° devient relativement discrète, voire même absente. Dans la région de la rivière Roggan et du lac Burton, seule la famille N 110° est exprimée.

La direction N 140° est abondante dans ce domaine. Elle correspond à la prolongation de la fracturation disposée dans le dièdre défini par les familles N 110° - N 80°. Ceci est particulièrement net dans la région des lacs Bondésir et Denys où la famille N 140° est bien marquée.

La famille N 170° est relativement discrète dans ce domaine. Elle s'observe principalement dans la région située au Nord de LG 2, où cette direction est empruntée par les intrusions de diabase et dans la région du lac de l'Eau Claire où elle forme un réseau dense avec la fracturation N 110°.

En raison du manque de données, la prolongation vers le Nord de ce domaine n'est pas connue. Néanmoins, la région d'Inussuaq - Pointe Normand (58°15' lat., 77°45' long.) (LEE, 1965), caractérisée par des failles N 110° et N 170°, attesterait de la prolongation de ce domaine vers le Nord.

C.1.2.2. domaine de la rivière du Vieux Comptoir (V)

Défini d'après la carte des dykes de diabase, ce domaine est caractérisé principalement par la fracturation N 170°, cicatrisée par d'importantes intrusions de diabase.

Dans la partie Nord, cette famille est associée à des fractures N 80°, disposées principalement dans la région des lacs Duncan et l'Astrée, et à un accident N 110°, défini par les données aéromagnétiques : la faille des îles Combs, disposée vraisemblablement en échelon par rapport à la faille de l'Astrée. On note quelques dykes N 50°, relativement peu abondants.

CONCLUSION

Malgré un manque évident de données dans la région située au Nord du 56° de latitude, deux domaines structuraux, séparés par la faille de Fort George

ont pu être définis :

- domaine de la Grande rivière de la Baleine (IV) caractérisé par la famille N 110° ;

- domaine de la rivière du Vieux Comptoir (V), marqué par la famille N 170°.

Des études complémentaires devraient bien évidemment être effectuées sur la prolongation nord de cette bande.

C.1.3. Bande orientale (VI)

Elle constitue un domaine structural homogène, caractérisé par de longues fractures, régulières, de direction N 20° - 30° : domaine de la rivière Caniapiscou, qui déterminent l'orientation générale du réseau hydrographique. Dans sa partie ouest, cette famille recoupe nettement les structures N 80° du domaine du lac Bienville, et les structures N 140° du domaine des rivières Sakami et Eastman.

La limite ouest de cette bande orientale s'étend du lac Lataignant au Sud au lac Chateauguay au Nord, et correspond à une très nette transition structurale.

La région du Lac Cambrian, caractérisée par un réseau de fractures N 80° et N 20 - 30°, correspond à l'extrémité nord du domaine de la rivière Caniapiscou.

Sa prolongation méridionale n'a pas été clairement définie. En tout cas, la famille N 20° - 30° n'affecte pas la région située entre les lacs Lataignant et Catalogne au Nord et les lacs Orillat et Nichicun au Sud. La région des Monts Otish (paragraphe F), caractérisée par des fractures N 80° et N 20° - 30°, est similaire à celle du lac Cambrian ; elle pourrait correspondre à l'extrémité méridionale de ce système de fractures.

C.2. INTERPRETATION - ESSAI DE CORRELATION AVEC LA GEOLOGIE DU TERRITOIRE DU NOUVEAU QUEBEC

C.2.1. Correlation entre les grandes unités lithologiques et les différents domaines structuraux mis en évidence

Le Territoire du Nouveau Québec dans son ensemble, n'a encore été cartographié qu'à petite échelle (EADE, 1966 ; STEVENSON, 1968). A l'exemple de l'Ontario et du Manitoba, il est possible de subdiviser l'Archéen qui le constitue pour l'essentiel, en se basant sur des différences lithologiques (DOUGLAS, 1971 et STOCKWELL, 1972 ; FRANCONI (1979) comm. pers.) (Introduction, paragraphe 4c).

Quatre ensembles principaux ont ainsi été reconnus; les trois premiers, à l'Ouest, présentent un agencement caractéristique en segments est-ouest (fig. 4) :

- au Nord, l'ensemble d'Ungava, composé principalement d'un complexe granulitique, associé à des métasédiments (19) ;

- dans la partie centrale, l'ensemble granitique du Nouveau Québec (18)
- dans la partie méridionale, l'ensemble métasédimentaire des bassins de Rossignol et de Eastman - Rupert (17)
- à l'Est, l'ensemble granulitique de Caniapiscau (20).

Au vu de cette carte (fig. 5), il apparaît très clairement qu'un même système de fractures (paragraphe B.1) s'exprime de façon différente selon l'ensemble lithologique considéré :

- . la famille N 80° affecte préférentiellement les granitoïdes (ex : domaine du lac Bienville) ;
- . la famille N 140° affecte plutôt les séries métasédimentaires et/ou granulitiques (ex : domaines des rivières Sakami et Eastman, et des rivières au Gué et aux Mélèzes).

Les failles majeures de la Grande rivière et de la Petite rivière se placeraient plutôt à la limite des grands ensembles lithologiques, encadrant l'ensemble granitique du Nouveau Québec.

Par contre, l'ensemble granulitique de Caniapiscau est caractérisé par une fracturation de direction N 20° - 30°. Elle s'oppose très nettement aux structures N 80° et N 140°, associées aux ensembles lithologiques d'ordonnance est-ouest. Il ressort ainsi, à l'exception de la partie ouest du Territoire, une nette correspondance entre les grands ensembles lithologiques de l'Archéen du Nouveau Québec (fig. 5) et les différents domaines structuraux mis en évidence dans cette étude.

| Ensembles lithologiques | Domaines structuraux |
|--|--|
| Ensemble granitique du Nouveau Québec | Domaine du lac Bienville |
| Ensemble métasédimentaire de Rossignol et Eastman-Rupert | Domaine des rivières Sakami et Eastman |
| Ensemble granulitique et métasédimentaire d'Ungava | Domaine des rivières au Gué et aux Mélèzes |
| Ensemble granulitique de Caniapiscau | Domaine de la rivière Caniapiscau |

Il est remarquable de noter que l'agencement structural du Territoire du Nouveau Québec paraît ainsi se paralléliser avec la nature lithologique des différents ensembles, chaque famille de fractures étant caractéristique d'un ensemble lithologique particulier. Il est donc possible que la nature de la fracturation d'un domaine déterminé soit induite par la lithologie de ce domaine. Cette disposition structurale traduirait donc des différences de propriété mécaniques nettement marquées entre les ensembles granitoïdes et métasédimentaires. Nous reviendrons sur cette importante notion dans le paragraphe G.1.3., et sur ses implications à l'échelle de toute la province géologique du Supérieur.

C.2.2. Apport à la subdivision géologique du Territoire du Nouveau Québec

Dans ce paragraphe, il ne s'agit pas de proposer une subdivision supplémentaire du Territoire du Nouveau Québec, mais simplement d'exposer certains faits, principalement structuraux, géophysiques et géologiques, sur la partie la plus occidentale du Nouveau Québec.

C.2.2.1. données structurales

La carte structurale du Nouveau Québec (fig. 71) fait apparaître une bande particulière, caractérisée par la fracturation N 110° et N 170°, restreinte à la partie ouest du Territoire. Elle est subdivisée en deux domaines par la faille de Fort George :

- domaine de la Grande rivière de la Baleine au Nord ;
- domaine de la rivière du Vieux Comptoir au Sud.

C.2.2.2. données géophysiques

a) données gravimétriques

L'interprétation des anomalies de Bouguer (fig. 72) en termes de régions "lourdes" ou "légères" a permis de définir, dans la partie occidentale du Nouveau Québec, deux secteurs principaux caractérisés par un comportement crustal particulier.

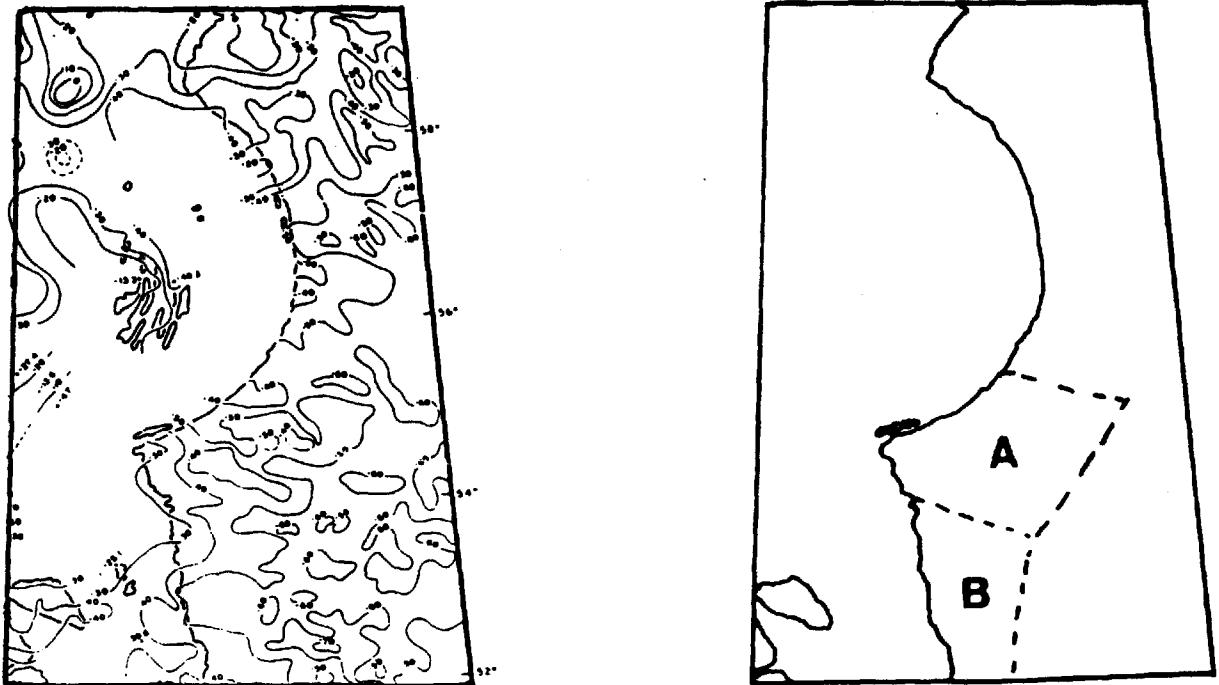


Fig. 72 - Carte des anomalies de Bouguer de la partie occidentale du Territoire du Nouveau Québec (d'après INNES et al., 1967)

- le secteur A est marqué par des anomalies montrant une décroissance régulière d'Ouest en Est : de - 30 mgal à - 50 mgal et d'orientation N 110° - 120° (fig. 72).

Il coïncide à la partie méridionale du domaine de la Grande rivière de la Baleine, entre la faille de Fort George, au Sud, et Poste de la Baleine, au Nord, caractérisée essentiellement par la famille de fractures N 110°. La limite est de ce secteur, de direction N 30°, marquée par l'anomalie de - 50 mgal, correspond à un changement brutal de comportement gravimétrique. Elle coïncide exactement à la limite entre les domaines structuraux de la Grande rivière de la Baleine et du lac Bienville.

- le secteur B se caractérise par un comportement gravimétrique plus homogène, avec des valeurs de - 40 à - 50 mgal. Il coïncide approximativement avec le domaine structural de la rivière du Vieux Comptoir (V) (fig. 71).

Par contre, la partie nord de cette bande, caractérisée par des valeurs d'anomalies de Bouguer de - 60 mg environ, ne se différencie pas de la partie centrale du Nouveau Québec. Sur la carte structurale, elle est affectée par les familles N 140° (N 110°) et surtout N 80°, correspondant à la prolongation ouest des structures du lac Bienville. Elle est limitée au Nord par une structure en forme de V, correspondant au bassin du Golfe de Richmond.

Il est remarquable de noter que l'ensemble granitique et métasédimentaire d'Ungava est nettement discriminé sur cette carte. Il montre des courbes d'anomalies de Bouguer relativement serrées, d'orientation générale N 160°, parallèles à la direction générale des structures (fig. 2). Comme dans le cas du secteur A, on retrouve un parallélisme entre l'orientation des anomalies de Bouguer et la direction générale des structures.

La partie centrale, par contre, marquée par un caractère gravimétrique négatif, avec des valeurs de - 60 mgal, ne permet de relever aucune distinction notable entre l'ensemble granitique du Nouveau Québec et l'ensemble métasédimentaire de Rossignol.

b) données aéromagnétiques

Suivant les régions, cette bande occidentale du Nouveau Québec ne correspond pas toujours à un domaine magnétique nettement distinct. Ainsi, dans la région des lacs Sakami - Janjandashi et Coutaceau (fig. 80), elle se caractérise par un patron magnétique relativement hétérogène, avec des anomalies de formes variées de 100 à 300 nT d'amplitude, se démarquant nettement du reste de la région.

Dans la partie nord (entre 55° et 54° de latitude), les différences ne sont pas aussi tranchées avec la partie centrale du Territoire. Néanmoins, cette bande occidentale montre une orientation générale N 110°, parallèle à la direction de fracturation majeure et à celle des anomalies de Bouguer. A la différence de la carte des anomalies de Bouguer, la faille de Fort George ne semble pas correspondre à une limite entre deux domaines particuliers.

C.2.2.3. Données géologiques

Sur la carte géologique du Québec, cette bande occidentale correspondrait également à un changement de nature lithologique (fig. 5).

Le secteur B, défini sur les cartes des anomalies de Bouguer, correspondrait plutôt à un domaine de granitoïdes, bordant à l'Ouest l'ensemble métasédimentaire de Rossignol.

Le secteur A, par contre, est encore mal connu. On sait seulement qu'il s'agit de granitoïdes, avec dans sa partie centrale (entre les rivières Seal et Roggan), une énorme masse de granulites (EADE, 1966).

CONCLUSION

Il apparaît ainsi que la partie occidentale du Nouveau Québec, distinguée lors de l'étude structurale, semble se singulariser également des points de vue géophysiques et géologiques. Ces différentes données laisseraient donc supposer l'existence d'un domaine lithologique particulier dans la partie ouest du Nouveau Québec.

Dans l'état actuel des connaissances sur la géologie de la région, il est difficile d'aller au delà de ces constatations. Néanmoins, il nous a semblé intéressant de confronter ces différentes approches et de montrer qu'elles se recoupent dans une certaine mesure. Ces considérations rejoignent celle de LOW (1971), pour lequel "the most incredible revelation ... was the close relationship between the gravity anomalies, surface geology and aeromagnetic anomalies".

C.2.3. Comparaison avec les autres failles observées dans la province du Supérieur

Dans la province du Supérieur du Québec, aucune faille de l'ampleur de celles observées dans la région étudiée, n'a été rapportée. Par contre, dans l'Archéen de l'Ontario et du Manitoba, de nombreuses failles de décrochement, telles que celles de Quetico, Miniss river, Wabigoon et Sydney lake, ont été signalées. Elles se disposent à la limite des bandes de granitoïdes et métavolcanites et de métasédiments. Ainsi en est-il de la faille de Sydney lake entre Uchi-English River, de la faille de Wabigoon entre English river - Wabigoon et de la faille de Quetico entre Wabigoon - Quetico (fig. 4). D'autre part, elles montrent toujours un rejet horizontal dextre, d'une valeur de 27 km pour la faille de Sydney lake (STONE, 1978) et de 16 km pour la faille de Quetico (BLACKBURN and MACKASEY, 1977).

Les failles du Territoire du Nouveau Québec peuvent donc se comparer valablement à leurs homologues ontariennes, notamment celles de La Grande rivière et de la Petite rivière de la Baleine, disposées grossièrement de part et d'autre de l'ensemble granitique du Nouveau Québec. Toutefois, il faut moduler cette affirmation. En effet, la faille de La Grande rivière affecte plutôt les niveaux de l'ensemble granitique du Nouveau Québec et ne correspond pas à proprement parler à la limite de l'ensemble métasédimentaire de Rossignol. Néanmoins, il est indéniable qu'elle s'en dispose à proximité. Dans le cas de la faille de la Petite rivière de la Baleine, compte tenu des données dont nous disposons, elle est assimilable à la limite nord de l'ensemble granitique du Nouveau Québec.

D - SYSTEME DES FAILLES DE FORT GEORGE, DE LA GRANDE RIVIERE ET DU LAC SAKAMI

La région des lacs Sakami - Janjandashi et Coutaceau se singularise de l'ensemble du Territoire du Nouveau Québec par les caractères structuraux suivants :

- au Sud des lacs Janjandashi et Coutaceau, les bandes volcano-sédimentaires et les séries paragneissiques montrent des directions de foliation proches de N 20° - 30°, véritable "incongruité" dans un ensemble structural homogène et régulier, de direction N 70° - 80° environ ;

- cette région se situe à la jonction de quatre domaines structuraux (fig. 71), ceux du lac Bienville au Nord Est, de la Grande rivière de la Baleine au Nord Ouest, des rivières Sakami et Eastman au Sud Est et de la rivière du Vieux Comptoir au Sud Ouest ;

- elle présente l'association de trois discontinuités majeures : la faille de Fort George relayée vers l'Est par la faille de La Grande rivière, et la faille du lac Sakami au Sud de ce relais.

Pour tenter de comprendre cette disposition structurale particulière, diverses approches ont été utilisées :

- d'une part, interprétation des levés cartographiques, afin de définir l'influence des discontinuités majeures sur l'agencement structural de la région ;

- d'autre part, interprétation des cartes aéromagnétiques.

D.1. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA REGION

Cette étude se base principalement sur les données de K. SHARMA (1974a, 74b, 77), de J.P. MILLS (1967, 72, 73), du groupe minier S.E.S. (1978, non publiés) et d'Eade (1966).

La carte structurale (fig. 74) est le résultat de la compilation des mesures des directions de foliation portées sur les cartes géologiques détaillées de K. SHARMA et J.P. MILLS.

D.1.1. Description

A l'exception des roches de la formation de Sakami et des dykes de diabase, les formations de la région sont d'âge Archéen et appartiennent à la province géologique du Supérieur. Elles portent les traces d'un métamorphisme de faciès schistes verts et amphibolite inférieur.

Il s'agit d'un ensemble de roches métavolcaniques, métasédimentaires et granitoïdes, orientées est nord est (N 70° environ) (fig. 73). Les roches granitoïdes (diorites à diorites quartziques et granodiorites à granites) forment les parties nord, ouest et est de la région. Dans la partie centrale de la région, les roches métavolcaniques s'organisent en plusieurs bandes importantes, de direction générale N 70° à N 20° - 30°, principalement au Sud de la faille de Fort George et entre les failles de La Grande rivière et du lac Sakami. Elles sont constituées essentiellement de metabasaltes, associés à des méta-ultrabasites et roches métavolcanodétritiques basiques à acides. Elles sont souvent associées à d'importants niveaux de formation de fer à "quartz-magnétite".









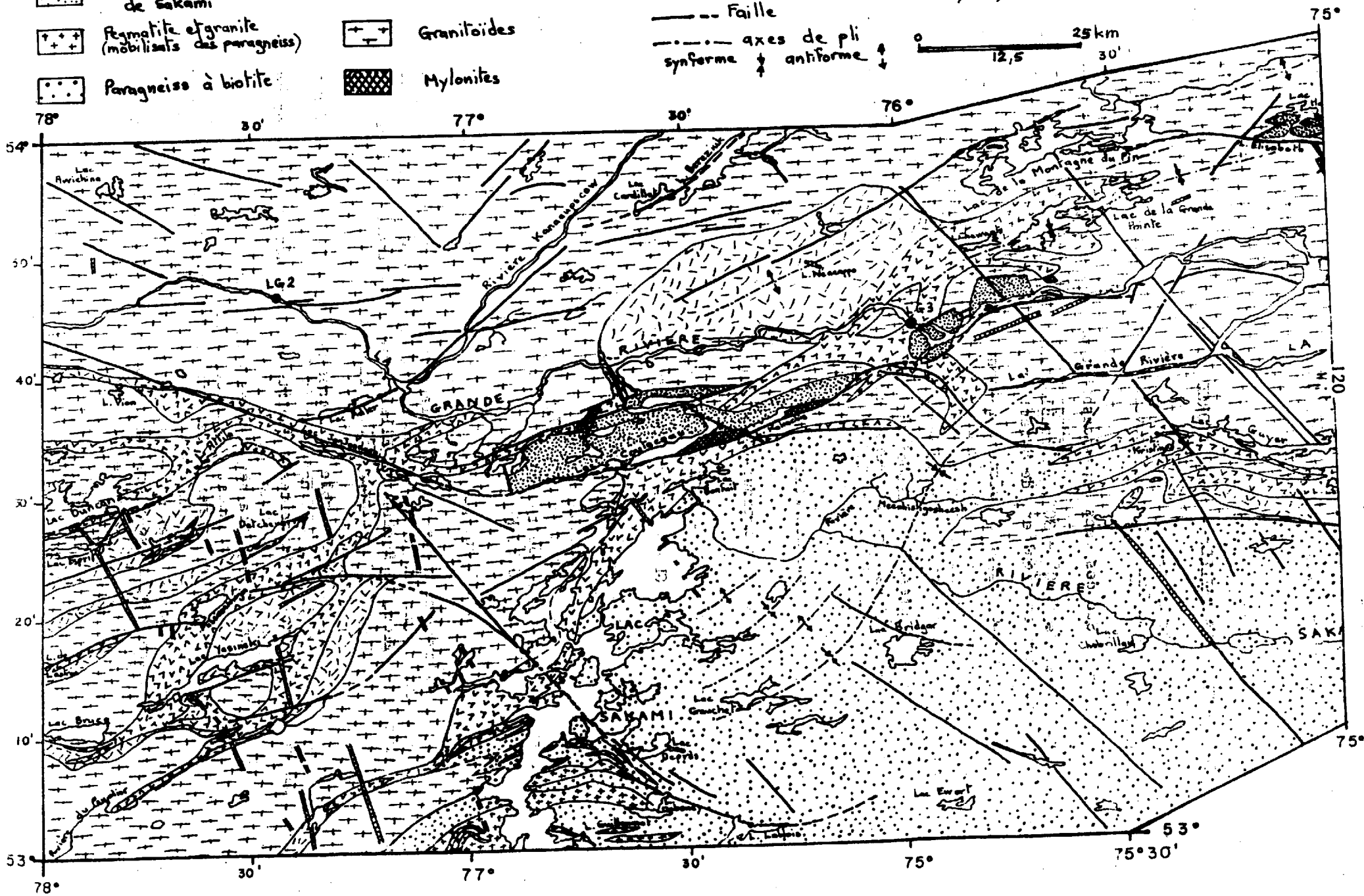
- | | | | |
|--|--|---|---|
|  | Dykes de diabase |  | Métasédiments (associés aux bandes de roches volcaniques) |
|  | Formation sédimentaire de Sakami |  | Roches métavolcaniques |
|  | Fésmatite et granite (mobilisés des paragneiss) |  | Granitoïdes |
|  | Paragneiss à biotite |  | Mylonites |

Fig.73 Carte géologique de la région des lacs
Sakami-CoutaceauJanjandashi
d'après les cartes de: Eade (1966), Sharma (1974a,
74b,77), Mills (1967,72,73), Groupe minier SES (1973)

- contact géologique
 - - - - - Faille
 - - - - - axes de pli
 synforme ↓ antiforme ↑



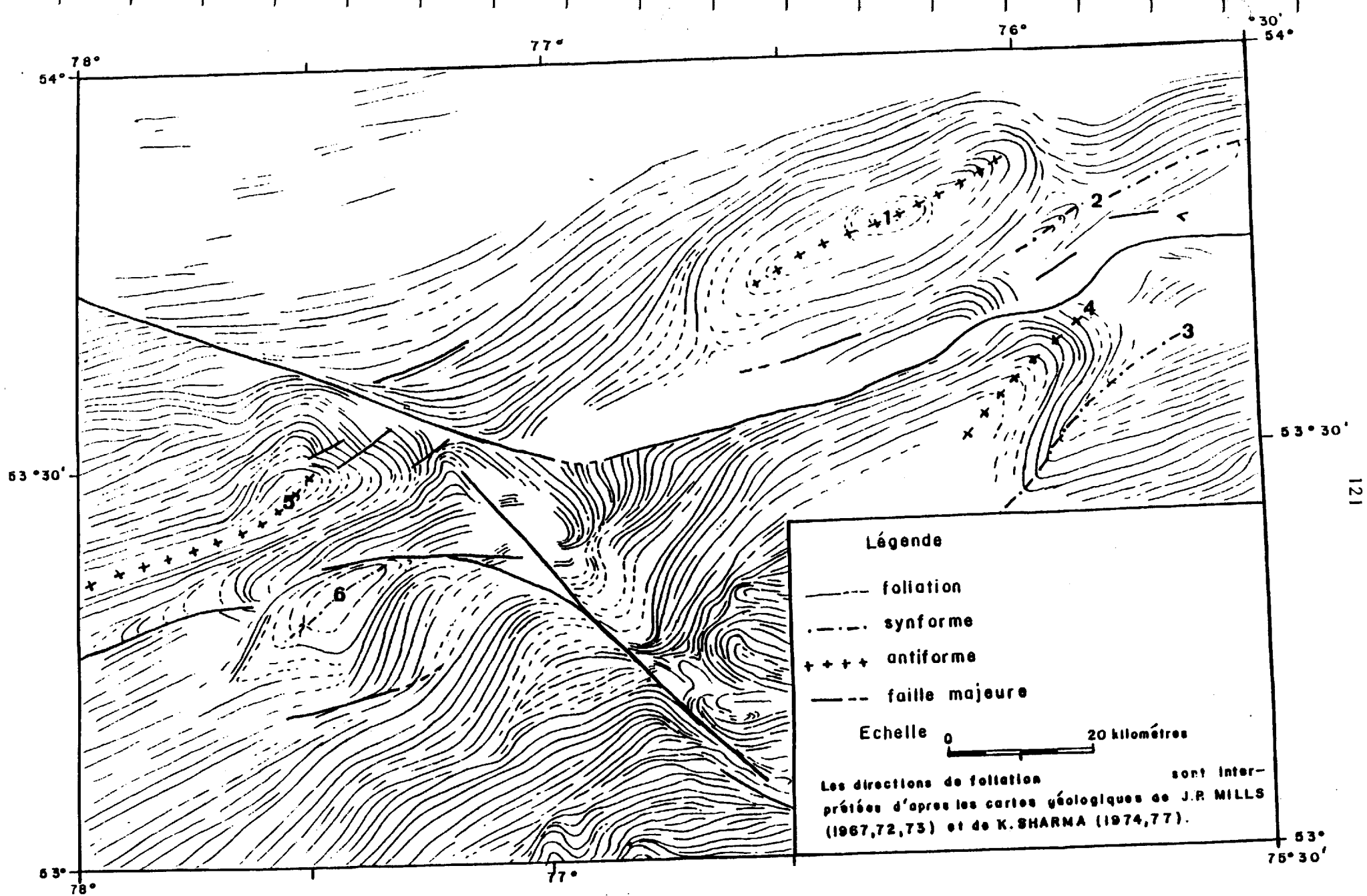


fig. 74 Carte structurale de la région des lacs Sakami - Coutaceau - Janjandashi

Dans la région du lac Neacappo, le coeur de l'antiforme est constitué de paragneiss associés à des amphibolites.

La partie sud de la région (lac et rivière Sakami) est constituée essentiellement de paragneiss à biotite, migmatisés, présentant d'importantes torsions de part et d'autre de la faille majeure.

D.1.2. Interprétation

L'interprétation de ces cartes, plus particulièrement de la carte structurale, s'avère très importante pour connaître non seulement le style structural régional, mais aussi apprécier le rejet horizontal des accidents majeurs.

D.1.2.1. Style structural régional

Cette carte (fig. 74) montre clairement une direction de plissement majeur N 70°, constante à l'échelle de La Grande rivière.

SHARMA (1977) a déterminé deux phases de plissement :

- une phase principale, de direction est-ouest à est nord est - ouest sud ouest, déterminant l'orientation générale de la région (fig. 74) ;
- une phase postérieure, d'importance secondaire, de direction nord-sud à nord nord ouest - sud sud est.

Seule la phase principale, de direction est nord est - ouest sud ouest, apparaît nettement sur la carte structurale.

Nous avons pu individualiser différents axes de plis, portés pour la plupart sur les cartes de EADE (1966), SHARMA (1977) et MILLS (1967, 72, 73) :

- antiforme du lac Neacappo (1), interprété comme un grand dôme résultant de la superposition des deux phases de plissement (GRENON, ROY et SHARMA, 1977) bordée au Sud et Sud Ouest par la synforme du lac Grande Pointe (2) ;
- synforme de la rivière Meechishgosheesh (3) et antiforme du lac Chikamish (4) dont les axes présentent une forme en S (EADE, 1966) (fig. 73) ;
- pli du lac Detcheverry (5) se fermant au Sud du lac Janjandashi, interprété comme une antiforme. Il présente un axe légèrement tordu à proximité de la faille de Fort George ;
- pli du lac Yasinski (6), correspondant vraisemblablement à une synforme.

D.1.2.2. Structures induites par la fracturation

a) Compartimentation

Les trois accidents majeurs ont découpé la région en deux domaines (fig. 75).

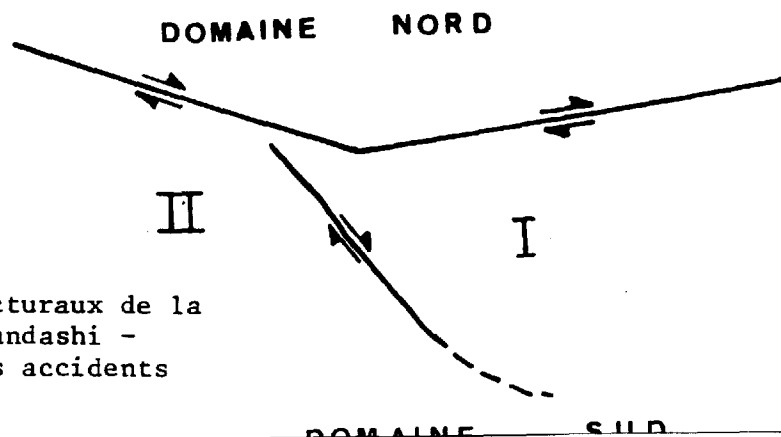


Fig. 75 - Différents compartiments structuraux de la région des lacs Sakami - Janjandashi - Coutaceau et sens de rejet des accidents majeurs

- domaine nord

Il est limité au Sud par les failles de Fort George et de La Grande rivière, et montre une organisation structurale homogène, de direction générale N 70° - 80°. Dans la partie ouest, on note d'importantes torsions des directions de foliation, essentiellement disposées en bordure de la faille de Fort George.

- domaine sud

Il est recoupé dans sa partie centrale par la faille du lac Sakami, qui délimite ainsi deux compartiments :

. compartiment I

Disposé à l'Est de la faille du lac Sakami, ce compartiment, relativement homogène, montre des structures fortement redressées, disposées en éventail, voire même complètement basculées dans le coin ouest. Elles s'accompagnent de crochonnements des directions de foliation en bordure de la faille du lac Sakami.

. compartiment II

Il correspond à un domaine hétérogène, recoupé par de nombreux accidents N 80°, avec notamment dans la partie centrale, une fracture de forme sigmoïde, associée à un accident de direction N 140° : la faille du lac Sakami.

D'importantes déformations (torsions, structures redressées) ont pu être définies ; elles sont situées toujours à proximité des failles majeures, plus particulièrement au Sud des failles de Fort George et de La Grande Rivière.

Ces structures sont induites par deux mécanismes principaux :

- "crochonnement" des directions de foliation ;
- rotation interne de bloc.

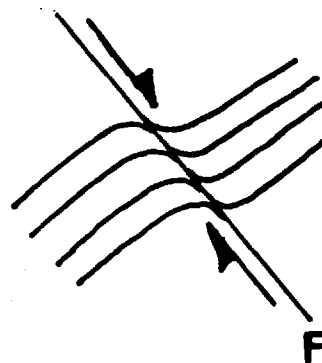
- b) crochonnement des directions de foliation de part et d'autre des failles majeures

. L'exemple le plus caractéristique est situé dans la région du lac Sakami. De part et d'autre de la faille, on note d'importantes torsions des directions de foliation (fig. 65, 74), qui tendent à se paralléliser à la trace de la fracture.

Sur la carte de SHARMA (1977) (fig. 73), ce phénomène est particulièrement net dans le compartiment sud-ouest, avec une torsion générale des alternances de paragneiss - migmatites, sur une bande de 5 à 10 km de puissance.

Ces torsions sont interprétées comme des crochonnements induits par un rejet horizontal dextre de la faille du lac Sakami (fig. 76).

Fig. 76 - Crochonnement des directions de foliation induit par un décrochement dextre



Ce crochonnement des directions de foliation s'observe non seulement sur les cartes géologique et structurale, mais également sur les photographies de satellites et les cartes aéromagnétiques (fig.65).

. Ce phénomène de crochonnement, bien qu'il soit moins spectaculaire, s'observe également dans le secteur de la faille de Fort George. Il est surtout net dans le compartiment nord. En effet, au niveau du lac Janjandashi, les directions de foliation, affectées d'une torsion brutale, se parallélisent à la trace de la faille.

Par contre, à l'Ouest du lac Adler, l'intensité de la torsion diminue, les directions de foliation présentant seulement des ploiements, à grand rayon de courbure, concaves vers le Nord.

Cette variation de l'intensité de la torsion des directions de foliation dans un même compartiment est fonction de la lithologie des séries affectées :

- les roches volcaniques et métasédimentaires fortement anisotropes (litage très net), montrent d'importantes déformations. C'est le cas à l'Est du lac Adler, ainsi que dans le secteur du lac Sakami ;

- par contre, les roches granitoïdes, relativement isotropes, sont faiblement déformées. C'est le cas notamment à l'Ouest du lac Adler.

Le compartiment situé au Sud de la faille de Fort George ne présente pas de crochonnement similaire. La principale déformation consiste en une torsion de l'axe de l'antiforme du lac Detcheverry ; elle correspond plutôt à un mécanisme de rotation de bloc (paragraphe b).

. Sur le rejet horizontal de la faille de La Grande rivière, la carte structurale (fig.74) n'apporte que peu d'indications. Cela tient principalement à deux faits :

- d'une part, la faille se dispose parallèlement à la direction de foliation générale, n'induisant ainsi aucun crochonnement, contrairement à la faille du lac Sakami, perpendiculaire aux structures ou à la faille de Fort George, oblique par rapport aux structures ;

- d'autre part, la faille est bordée au Nord par l'important bassin sédimentaire du lac Coutaceau qui masque complètement les formations archéennes.

Etant donné que les failles de Fort George et de La Grande rivière définissent un seul et même compartiment au Nord, il est vraisemblable d'invoquer un rejet horizontal dextre de la faille de La Grande rivière, comparable à celui de la faille de Fort George. Mais, ce sens de rejet dextre peut n'être qu'une composante horizontale d'un rejet réel plus complexe : on ne peut prendre en compte ici, faute de repère, la composante verticale. Cette remarque est également valable pour les autres cas étudiés.

CONCLUSION : les torsions des directions de foliation, ayant une valeur de crochonnement induit par le jeu des accidents majeurs, montrent un rejet horizontal dextre des failles de Fort George, de La Grande rivière et du lac Sakami.

c) rotation interne de bloc

Ces rotations de bloc, se traduisant principalement par des structures fortement redressées vers le Nord, n'affectent que le domaine sud de la région. Ils résultent du découpage de ce domaine en différents compartiments. Par contre, le domaine nord, correspondant à une entité homogène (donc par définition sans découpage en blocs) ne peut être affecté par ces rotations.

Le mécanisme élémentaire, qui a donné ce type de structures, a pu être reconstitué d'après l'exemple du compartiment I.

. compartiment I

Entre les failles de La Grande rivière et du lac Sakami, les directions de foliation, de forme générale en S, présentent une disposition en éventail, oscillant de N 70° Est à N 45° Ouest.

A la différence de la partie est de ce compartiment qui a subi un simple mouvement de translation, le coin de socle, délimité par les deux accidents majeurs est soumis à un couple provoquant une rotation interne anti-horaire (fig. 77)

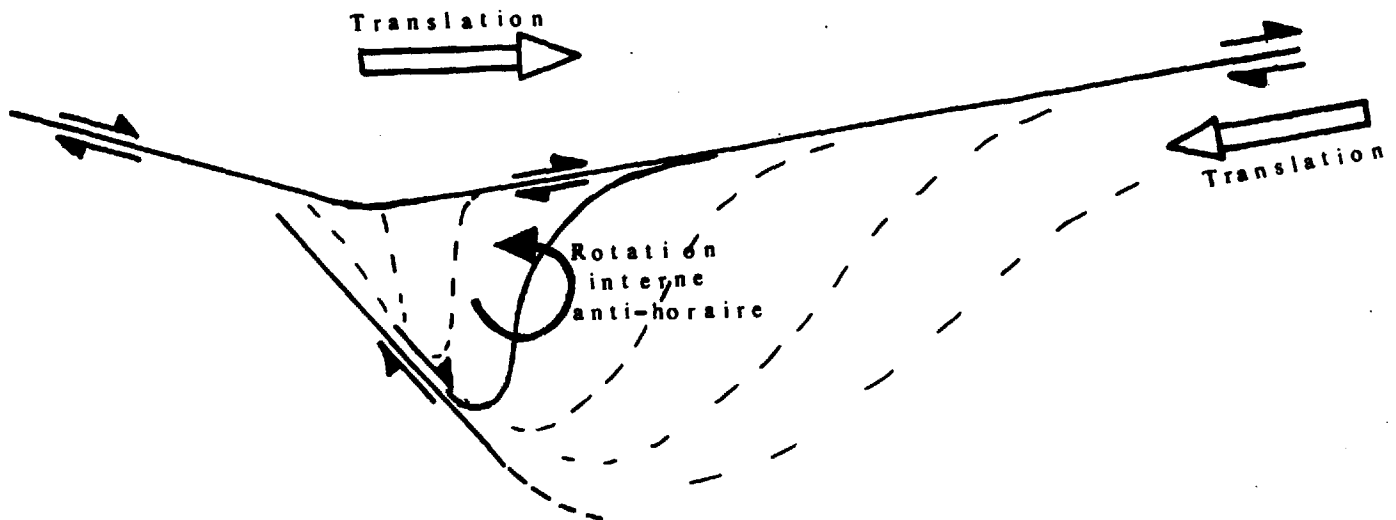


Fig. 77 - modèle de rotation interne antihoraire

Elle apparaît d'autant plus importante que le volume de socle concerné est moindre, ce qui signifie que la rotation globale du bloc se traduit par des déformations internes de plus en plus accusées dans les zones étroites.

Ceci ne peut se concevoir que par un comportement relativement ductile des métasédiments et des métavolcanites. Cette rotation interne s'exprime par des structures en S, de plus en plus fortement redressées en se déplaçant vers l'Ouest, rebroussées, voire même basculées et entraînées le long de la faille de Fort George. Ceci indiquerait une rotation maximale de 115° environ, en supposant une direction originelle N 70° de la foliation.

. compartiment II

A la différence du compartiment I, il correspond à un domaine hétérogène, découpé par de nombreux accidents N 70° , et montrant différentes structures redressées vers le Nord, notamment l'axe de l'antiforme du lac Detcheverry.

L'interprétation de la carte structurale (fig. 74) rend assez mal compte de ce type de structure. Par contre, les cartes aéromagnétiques permettent de définir un modèle cohérent, intégrant l'ensemble de ces structures.

- secteur du lac Duncan

Il est caractérisé par une forte anomalie linéaire (fig. 78), correspondant au flanc ouest de l'antiforme du lac Detcheverry, fortement redressé vers le Nord et constitué de volcanites associées à des formations de fer. Cette anomalie est disposée entre deux accidents majeurs :

- . la faille de Fort George au Nord ;
 - . la faille du lac Boréal au Sud, définie par les données photographiques de satellites, et par les données aéromagnétiques (fig. 65). Cette dernière détermine un important décalage d'anomalies magnétiques, permettant de déduire un sens de rejet horizontal dextre.
- Ces deux fractures délimitent ainsi un bloc de socle, non plus soumis à une translation homogène, mais subissant les effets d'un couple. Il provoque une rotation interne anti-horaire, induite par un rejet horizontal dextre des deux accidents (fig. 78).

Il est remarquable de noter qu'il s'agit du même mécanisme élémentaire défini précédemment dans le compartiment I. Néanmoins, pour une même valeur de décrochement le long de la discontinuité majeure (faille de La Grande rivière - faille de Fort George) et pour un même volume de socle affecté, la rotation des directions de foliation est nettement moins accentuée dans la région du lac Duncan que dans le compartiment I.

- Pour les autres structures du compartiment II, un même mécanisme est invoqué, notamment pour le flanc est de l'antiforme du lac Detcheverry. Les données de photographies de satellites et aéromagnétiques permettent de proposer une interprétation relativement satisfaisante (fig. 79). De nombreux accidents N 70° , de rejet horizontal dextre, notamment la faille du lac Taylor, déterminent un découpage en plusieurs blocs, soumis à des rotations internes anti-horaires.

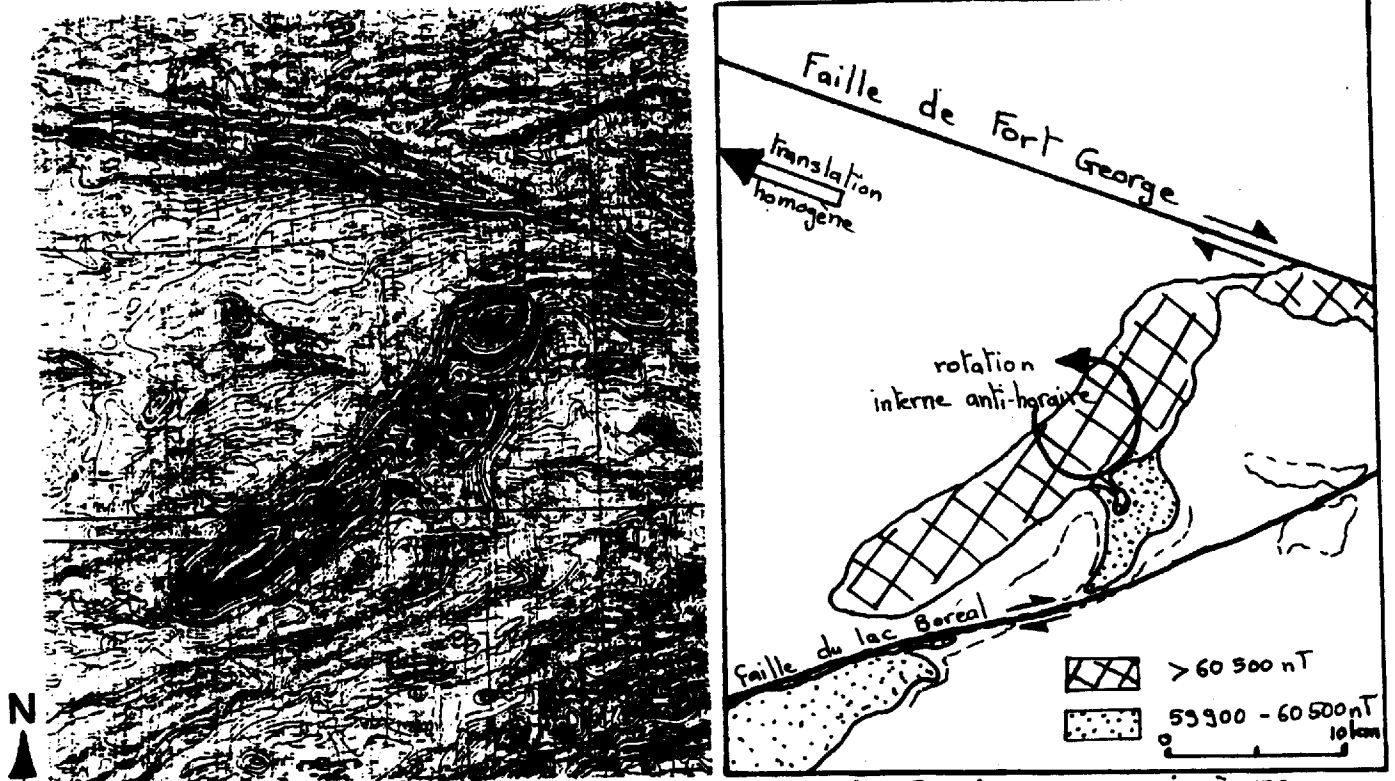


Fig. 78 - Flanc occidental de l'antiforme du lac Detcheverry soumis à une rotation interne anti-horaire (interprété d'après carte aéromagnétique de la région du lac Sakami 33 F).



Fig. 79 - Interprétation des structures de direction N 20 - 30° du compartiment II (d'après carte aéromagnétique lac Sakami 33 F)

0 5 10 km

En raison de leur position et de leur sens de rejet horizontal, les différentes fractures N 70° : failles du lac Boréal, du lac Taylor, etc... peuvent être assimilées à la prolongation ouest de la faille de La Grande rivière.

Des études de terrain plus détaillées, axées particulièrement sur la géologie structurale, devraient permettre d'aller plus loin dans cette interprétation. Elles expliqueraient, peut-être, le rejet horizontal apparent senestre de la faille du lac de l'Astrée (fig. 74), basé sur trop peu de mesures (SHARMA, 1977).

D.2. DONNEES AEROMAGNETIQUES DE LA REGION

Cette étude est basée sur l'interprétation des cartes aéromagnétiques à l'échelle du 1/250 000, de la région située entre Fort George à l'Ouest et LG 3 à l'Est (33 E, F, G) (fig. 80).

D.2.1. Description

Le canevas magnétique de la région se caractérise par un agencement structural de direction grossièrement N 70°. Dans la partie centrale, les anomalies majeures montrent une direction proche de N 30°. Un profil magnétique (1) parallèle à la faille de Fort George (fig. 80), permet de mettre en évidence trois domaines, aux caractéristiques bien définies.

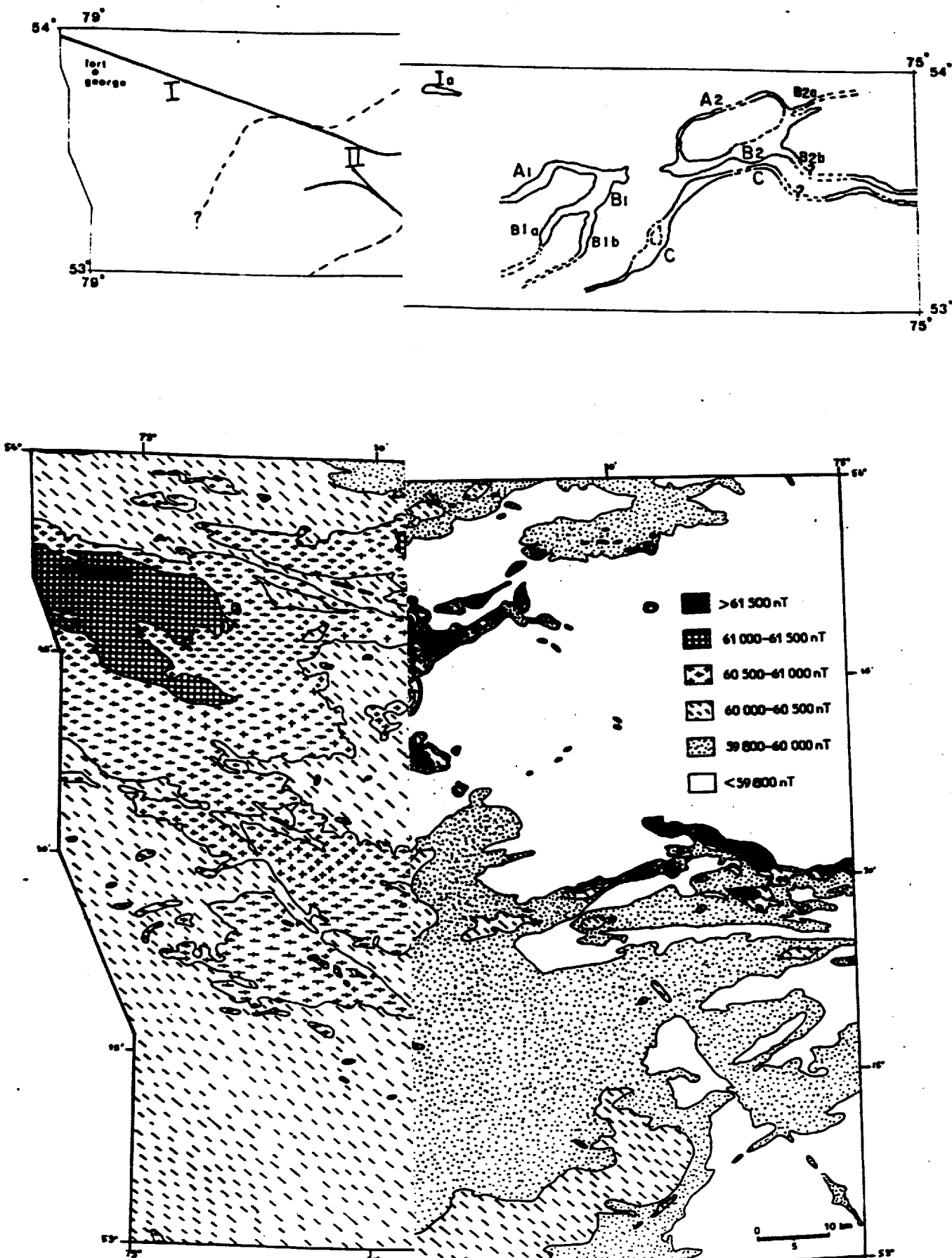
D.2.1.1. domaine I

Il se dispose dans les parties ouest et nord-ouest de la carte, et se caractérise par un champ magnétique relativement hétérogène, avec des anomalies de formes variées, de 100 à 300 nT d'amplitude et de faible extension (5 km environ), notamment dans le coin est. Par contre, à petite échelle, ce domaine montre un accroissement régulier du champ magnétique (fig. 80), déterminant ainsi une grosse anomalie de forme irrégulière, dans la partie ouest. Elle présente une amplitude globale de 2 000 nT, les valeurs du champ magnétique s'échelonnant entre 59 900 et 61 800 nT et une très grande extension : environ 60 à 80 km. Cette anomalie est subdivisée en deux parties Ia et Ib, de même valeur maximale du champ total : 61 800 nT, légèrement décalée de part et d'autre d'une importante anomalie négative, de faible amplitude : 200 nT environ et de 1 à 1,5 km d'extension. Elle s'étend sur plus de 150 km, recoupant l'ensemble du domaine I et se prolongeant jusque dans le domaine II. Cette anomalie linéaire s'accompagne également d'une importante réorientation des isogammes, sur une distance de 3 à 4 km de part et d'autre de son tracé. Elle correspond à des perturbations induites par la faille de Fort George (chapitre II, paragraphe B.2.1.).

Ce domaine est à corrélérer avec celui des granitoïdes observés notamment dans la région de LG 2 et du lac Awinicha (SHARMA, 1977). La limite entre les domaines I et II, correspondant à la ligne de flux de 59 900 nT, se présente sous deux aspects :

- . un gradient élevé, principalement au Nord du lac Janjandashi ;
- . un faible gradient, déterminant ainsi un passage relativement progressif, principalement à l'Ouest et au Sud Ouest du lac Duncan.

Fig. 8



D.2.1.2. domaine II

Disposé dans la partie centrale de la région, il se caractérise par de forts contrastes entre :

. d'une part, un fond magnétique relativement faible (59 800 à 59 500 nT) ;

. et d'autre part, des anomalies étroites, de forte amplitude, avec des valeurs du champ total s'échelonnant entre 59 800 et 68 000 nT, et des pics maxima de 74 000 à 79 800 nT, dans la région du lac Duncan.

Il permet ainsi une visualisation relativement exacte de la géologie et des différentes structures (fig. 73, 74).

Le profil magnétique 1 (fig. 80) montre trois anomalies principales, de forte amplitude, nettement discriminées : A_1 , B_1 et C. Les deux anomalies majeures, A_1 et B_1 , se raccordent au niveau du lac Janjandashi.

Une structure, de même type, définie par les anomalies A_2 et B_2 (profil 2), lui fait face à l'Est. Ces deux structures sont séparées par un "hiatus" magnétique.

Par contre, l'anomalie C, s'observant dans l'ensemble de la région, constitue un véritable repère structural, relativement bien défini sur les profils magnétiques 1 et 2 (fig. 80).

a) anomalie C

Elle marque grossièrement la limite est de ce domaine, et présente une forme générale en S, avec une partie fortement redressée au niveau du lac Sakami. Elle se caractérise par une faible amplitude : 700 nT, avec des valeurs maximales de 60 500 à 62 000 nT.

Dans la partie centrale du lac Sakami, elle montre une importante perturbation au niveau de l'amorce du redressement des structures. Elle correspond aux effets de la faille du lac Sakami, se prolongeant jusque dans le domaine III (fig. 80, 65).

Vers le Nord-Est, elle montre une importante courbure, similaire à l'anomalie B_{2b} et correspondant à l'antiforme du lac Chikamish. Elle s'estompe ensuite. Mais il semblerait que l'on puisse la corrélérer à l'anomalie la plus méridionale du lac Kristine.

L'organisation des anomalies majeures A_1 - B_1 et A_2 - B_2 permet de subdiviser ce domaine en deux secteurs, séparés par un hiatus magnétique.

b) secteur sud sud ouest

Deux ceintures d'anomalies majeures ont pu être définies :

- ceinture A_1

Le corps principal de cette anomalie, d'une longueur de 30 km, possède une amplitude maximale de 15 000 à 20 000 nT, avec une valeur maximale du champ total de 79 000 nT et une extension de 5 km environ. Elle montre une forme incurvée, de plus en plus redressée vers le Nord. Elle disparaît au Sud Ouest.

- ceinture B₁

Elle montre une disposition plus hétérogène que la précédente. Dans la partie nord, elle se présente sous la forme d'une anomalie unique, parallèle à la ceinture A₁, et de plus faible amplitude que cette dernière : 5 000 nT environ.

Au Sud, elle se subdiviserait en deux branches distinctes, B_{1a} et B_{1b}, de direction N 20° - 30° environ.

A l'Ouest du lac Yasinski, elles prennent une direction N 70° - 80°, conforme à la direction générale de la région.

Ces deux ceintures A₁ et B₁ se raccordent au Nord, par l'intermédiaire d'une anomalie d'amplitude relativement faible : 1 000 nT environ. Elle est affectée, dans le détail, de nombreuses perturbations correspondant aux effets de la faille de Fort George disposée dans l'axe du lac Janjandashi. Il est remarquable de noter que ces différentes anomalies magnétiques permettent de visualiser avec précision l'agencement des bandes de roches métavolcaniques, et notamment celui de l'antiforme du lac Detcheverry (fig. 74).

c) secteur est

Il montre une organisation magnétique relativement similaire au secteur sud sud ouest, caractérisée par deux anomalies majeures A₂ et B₂ (fig. profil 2). Elles définissent très nettement la forme d'un pli, correspondant parfaitement à l'antiforme du lac Neacappo (fig. 74).

Au Nord Ouest du lac Coutaceau, elles se raccordent pour former une anomalie unique, disparaissant brutalement vers l'Ouest.

- ceinture A₂

Elle est bien définie au Nord du lac Coutaceau, où elle se caractérise par une amplitude moyenne de 300 à 1 000 nT et de faible extension : 2,5 km environ. De direction subméridienne au niveau de La Grande rivière, elle prend une direction proche de N 70° au Nord du lac Neacappo. Elle s'estompe et disparaît même dans la partie centrale.

La forte anomalie, observée au Nord Est du lac Neacappo correspondrait à sa prolongation est, et se raccorderait à la ceinture majeure B₂, par une anomalie de très faible amplitude (100 nT), et de direction subméridienne. Elle constitue la fermeture est de l'antiforme du lac Neacappo, apparaissant clairement sur la carte géologique de la région (SHARMA, 1977).

On note, également dans ce cas, que les cartes aéromagnétiques permettent une interprétation structurale relativement fiable, montrant avec précision, dans cette région, l'allure du flanc nord de l'antiforme précédemment décrite (fig. 74).

- ceinture B₂

Au niveau du lac Coutaceau, elle se présente sous la forme d'un corps unique, de forte amplitude : 3 000 nT environ, mais d'extension très variable (fig. 80) :

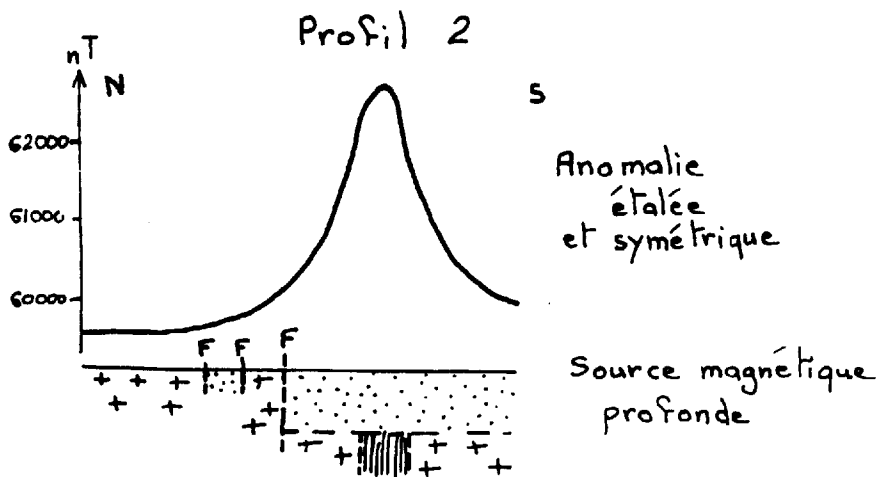
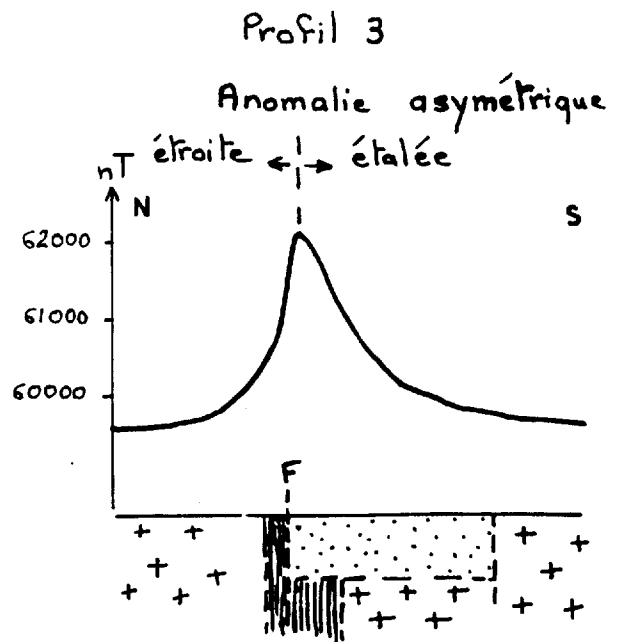
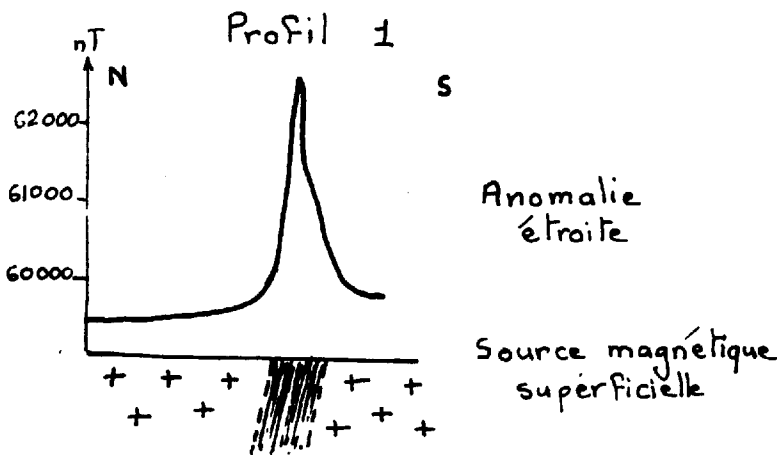
. à l'aplomb du bassin sédimentaire de Coutaceau, l'anomalie est très étalée (9 à 10 km d'extension) ;

. tandis qu'à l'Est du bassin, la même anomalie est très étroite (2,5 à 3 km).



Légende
 bassin Limite de
 socle bassin
 Echelle
 0 — 5 km

Anomalie du bassin sédimentaire du lac Coutaceau



Légende

- Sédiments de la formation de Sakami
- Roches volcaniques
- Granitoïdes

Fig. 81 - Interprétation de l'anomalie située à l'aplomb du bassin Coutaceau

A l'aplomb du graben, cette forte anomalie magnétique ne peut en aucun cas être imputable aux sédiments de la formation sédimentaire de Sakami, de nature essentiellement détritique et non magnétique : argilites, silts, conglomérats et grès. Cette anomalie correspondrait en fait à la prolongation sous le graben de la formation métavolcanique, observée à l'Est du lac Coutaceau. Cet étalement de l'anomalie serait donc plutôt à attribuer à l'éloignement entre la sonde de mesure et la source magnétique, située à l'aplomb du graben à 600 - 800 m de profondeur (épaisseur de la série sédimentaire ?). En effet, trois profils perpendiculaires à l'anomalie permettent de bien expliciter ce phénomène (fig.81) :

. profil 1 : anomalie étroite

Cas d'une distance sonde de mesure - source magnétique minimale, caractérisée par une anomalie étroite et symétrique, correspondant à la bande de roches volcaniques affleurante à l'Est du bassin Coutaceau.

. profil 2 : anomalie étalée et symétrique

Cas d'une distance sonde de mesure - source magnétique maximale, caractérisée par une anomalie étalée et symétrique. Elle correspondrait à la prolongation est de cette même bande de roches métavolcaniques, sous le graben.

. profil 3 : anomalie composite et asymétrique

L'extrémité ouest de cette anomalie B_2 présente une position particulière. En effet, l'axe de cette anomalie se place exactement à la limite socle-bassin sédimentaire, limite soulignée par une importante fracture. Le profil de cette anomalie est très nettement asymétrique ; il se décompose en deux parties :

. au Nord, une pente forte, analogue au profil 1, caractéristique d'une source magnétique superficielle ;

. au Sud, une pente faible, similaire à l'allure du profil 2, caractéristique d'une source magnétique profonde.

Cette anomalie est interprétée comme la prolongation ouest de la bande de roches métavolcaniques. Il semblerait qu'elle ait été dissociée en deux parties par la fracture : une partie nord affleurante et une partie sud profonde, située sous le graben. D'autre part, cette anomalie ne présente aucune irrégularité ni torsion. Ceci confirmerait un jeu essentiellement vertical de la faille qui limite le graben au Nord. Ce phénomène d'étalement de l'anomalie magnétique, bien que moins spectaculaire, se retrouve à l'aplomb des bassins sédimentaires de LG 3 et du lac Tilly, confirmant ainsi l'interprétation proposée.

A l'Est du graben, cette anomalie B_2 devient plus hétérogène, avec une extension et une amplitude très variables. Elle se dissocie en deux branches, au niveau du bassin sédimentaire de LG 3 :

. une branche majeure (B_{2a}) de direction $N 70^\circ$, se prolongeant jusqu'au lac Grande Pointe et sur laquelle vient se raccorder l'extrémité sud de l'anomalie A_2 . Au niveau du lac Chewants, elle se subdivise en deux anomalies mineures séparées par une dépression magnétique, correspondant vraisemblablement à l'axe de la synforme définie par EADE (1966).

. une branche mineure (B_{2b}) disposée au Sud de LG 3 et affectée d'une importante courbure, correspondant à l'antiforme du lac Chikamish. Elle

disparaît brutalement plus au Sud. L'anomalie, de forte amplitude, du lac Guyer, pourrait être considérée comme sa prolongation vers l'Est.

Les différentes anomalies majeures de ce secteur sont à corrélérer avec les niveaux de roches métavolcaniques et/ou de formations de fer. Leur encaissant, de faible susceptibilité magnétique, correspond principalement à des granitoïdes.

A titre indicatif, l'anomalie majeure A₂ du lac Duncan (valeur maximale du champ total : 79 000 nT) correspond à une bande de roches métavolcaniques, associées à d'importants niveaux de formation de fer à "quartz-magnétite", dont les réserves sont estimées à près de deux milliards de tonnes de magnétite, exploitables à ciel ouvert, à une teneur moyenne de 32 % de fer soluble (SHARMA, 1977, synthèse des travaux d'exploration par des compagnies minières).

D.2.2. Apports à la géologie structurale

Outre l'intérêt de ces cartes aéromagnétiques pour la cartographie des différentes formations géologiques, leur apport dans le domaine de la géologie structurale est indéniable en ce qui concerne le style structural régional (plissements) et la fracturation (mise en évidence des fractures, détermination de l'importance et du sens du rejet).

D.2.2.1. style structural régional

Ces cartes aéromagnétiques confirment les grandes lignes de l'organisation structurale définies à partir des données de terrain (chapitre D.1.2.1.) principalement dans le domaine II.

Cela a été bien évidemment rendu possible par le fort contraste magnétique existant entre les bandes de roches métavolcaniques à formations de fer et leur encaissant (principalement granitoïdes).

L'apport principal de ces cartes concerne - d'une part, la bande de roches métavolcaniques du lac Sakami et de sa prolongation vers l'Est ;

- d'autre part, les antiformes du lac Detcheverry et Neacappo.

a) bande métavolcanique du lac Sakami

Elle correspond à l'anomalie C. L'analogie avec les cartes géologique et structurale est parfaite dans la région du lac Sakami, surtout en ce qui concerne les crochonnements aux abords de la faille majeure (fig.65). La prolongation est de cette formation métavolcanique s'est avérée difficile à préciser sur le terrain, en raison du fort recouvrement (SHARMA, 1977). Néanmoins, d'après les données des cartes aéromagnétiques, elle se prolongerait jusqu'au Sud du lac Kachinukamach et dessinerait, plus au Sud, une grande courbure correspondant à l'antiforme du lac Chikamish.

La formation métavolcanique la plus méridionale du lac Kristine pourrait constituer son équivalent latéral.

Dans tous les cas, cette formation métavolcanique du lac Sakami jouxte au Sud les antiformes du lac Detcheverry et du lac Neacappo.

b) antiformes des lacs Detcheverry et du Neacappo

La carte aéromagnétique interprétée montre de façon remarquable l'allure de ces antiformes. Elle permet surtout de préciser l'allure de l'antiforme du lac Neacappo dans sa partie sud-ouest, notamment sous le bassin sédimentaire du lac Coutaceau. En effet, la bande de roches métavolcaniques constituant son flanc sud, se prolongerait sous le bassin Coutaceau (fig. 73). Elle réapparaîtrait à l'Ouest de La Grande rivière, au contact socle - sédiments, et déterminerait une apophyse vers le Nord (confirmée par les levés détaillés non publiés du groupe minier S.E.S.), de direction subméridienne.

La carte aéromagnétique permet de déceler de nombreuses similitudes entre ces deux antiformes :

- elles se placent dans la partie centrale du domaine II et montrent une même amplitude (25 km environ entre les flancs nord et sud) ;
- à l'exception de la bande du lac Duncan (valeur du champ total exceptionnellement forte), les différentes anomalies magnétiques, caractérisant les niveaux des roches métavolcaniques, ont des amplitudes comparables : 3 000 à 1 000 nT ;
- elles montrent une direction générale N 70° ; la partie est de l'antiforme du lac Detcheverry, de direction N 30° - 40°, résulte d'une rotation interne anti-horaire induite par le décrochement (paragraphe B.1.2.2. c).
- au Sud, ils sont toujours juxtés par la bande de roches métavolcaniques du lac Sakami.

Compte tenu de ces similitudes, les antiformes du lac Detcheverry et du lac Neacappo semblent directement corrélables. Elles correspondraient à un même axe de pli, primitivement en continuité et montrant un ensellement entre les lacs Janjandashi et Coutaceau.

Cet ensellement pourrait être attribué à la deuxième phase de plissement NS déterminée par SHARMA (1977), GRENON et al. (1977).

Postérieurement, ces antiformes ont été décalées par la faille de Fort George.

D.2.2.2. fracturation

Nous avons déjà souligné l'apport des cartes aéromagnétiques pour la détermination de la fracturation (fig. 65). Mais, l'apport le plus intéressant est la mise en évidence du décalage de certaines anomalies magnétiques de part et d'autre d'accidents majeurs :

- faille du lac Boréal (fig. 65, 78) (paragraphe D.1.2.2. c) de rejet horizontal dextre ;
- faille du lac Taylor (fig. 65) également de rejet horizontal dextre ;
- failles du lac Guyer.

A l'Est du lac Kristine, la carte géologique (SHARMA, 1977), montre nettement un décalage horizontal dextre de la bande roches volcaniques, de part et d'autre d'un accident N 140°. Cette fracture est visible sur les photographies de satellites, et se retrouve également sur les cartes aéromagnétiques.

en induisant un décalage de l'anomalie majeure (fig.82).

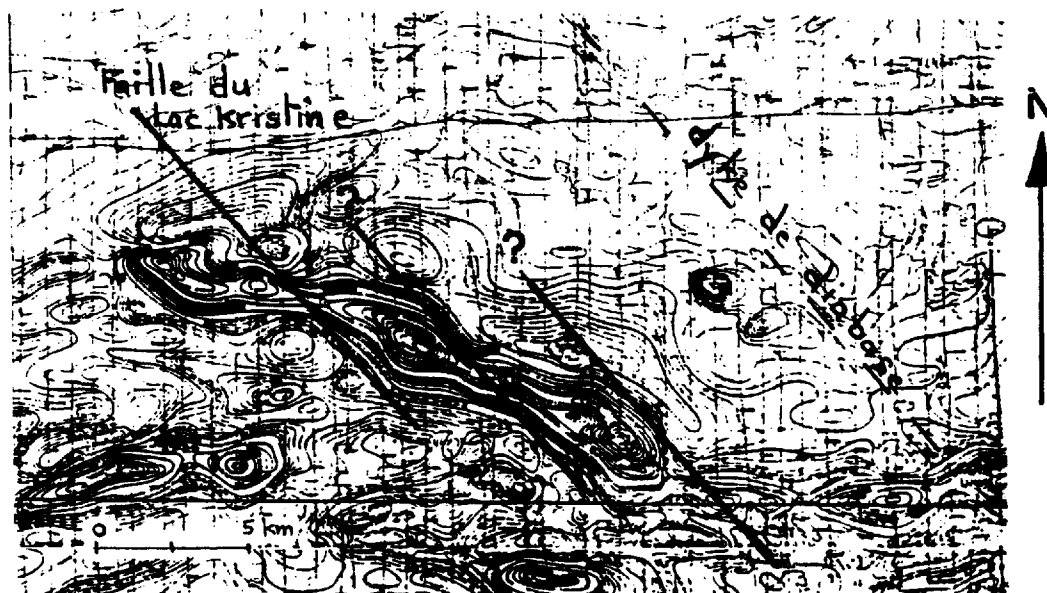


Fig. 82 - Anomalie magnétique de la région du lac Guyer

Les décalages dextres de l'anomalie, dans sa prolongation est, suggèreraient donc l'existence de deux fractures N 140°, non reconnues sur le terrain et sur les photographies de satellites, et de même effet que la faille du lac Kristine.

D.2.3. Estimation de la valeur du rejet horizontal de la faille de Fort George, basée sur les décrochements d'anomalies aéromagnétiques

D.2.3.1. introduction

La méthode utilisée s'inspire de l'étude de THOMAS, GIBB et QUINCE (1976), qui suggère une estimation du déplacement horizontal le long de différentes fractures, basée sur les décrochements d'anomalies aéromagnétiques.

D.2.3.2. interprétation

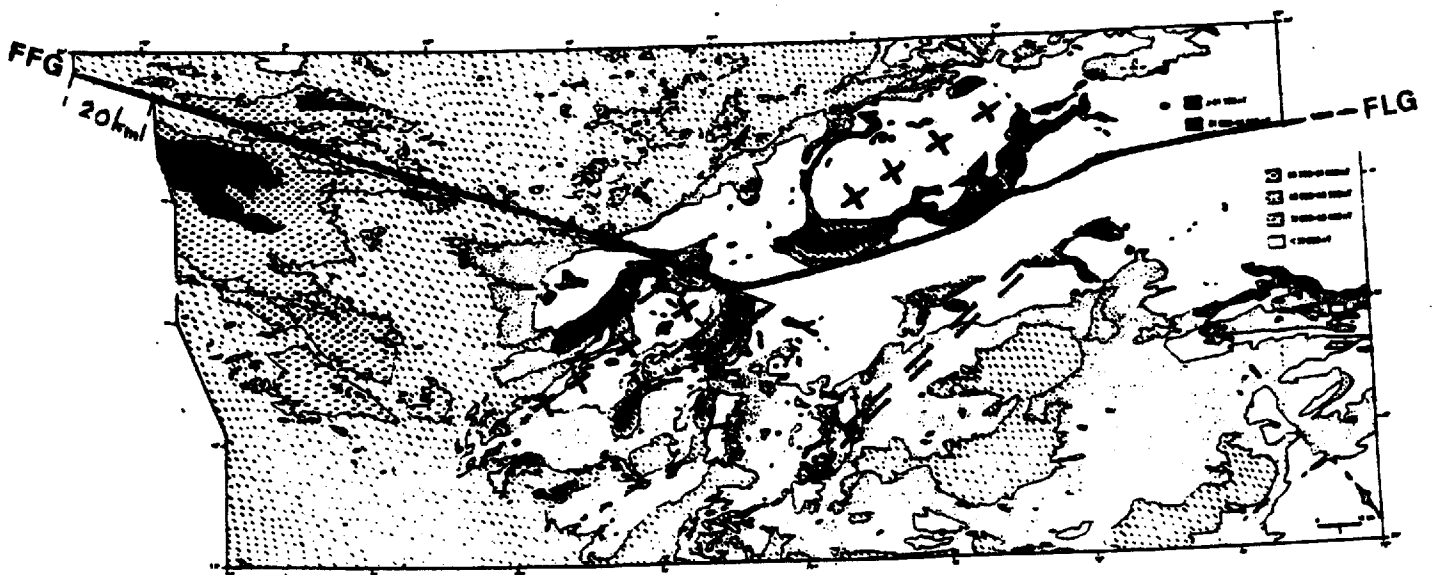
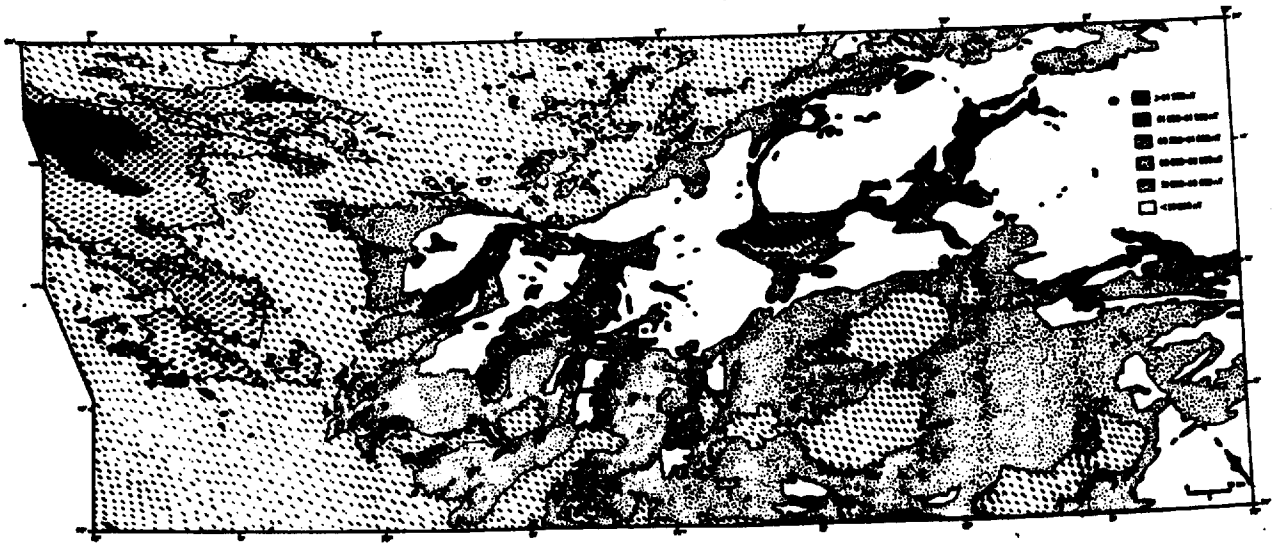
Dans la région étudiée, de part et d'autre de la faille de Fort George, oblique aux structures, trois corrélations principales d'anomalies aéromagnétiques sont mises en évidence (fig.80) :

- anomalies Ia et Ib

Situées dans le domaine I, ces deux anomalies, de même amplitude et de même extension, sont décalées de part et d'autre de la faille de Fort George.

- limite entre les domaines I et II

Correspondant à la ligne de Flux 59 900 nT, elle montre un tracé généralement linéaire, de direction N 70°, notamment au Nord Est du lac Janjandashi.



FFG Faille de Fort George
 FLG Faille de La Grande rivière
 + + Axe de l'antiforme
 --- Position avant rotation

Fig. 83 - Estimation de la valeur du déplacement le long de la faille de Fort George, à partir du décalage d'anomalies aéromagnétiques

Au niveau de la faille de Fort George, elle montre un net décalage dextre.

- antiformes du lac Detcheverry et du lac Neacappo

Nous avons déjà souligné (chapitre D.2.2.1. b) la corrélation existant entre ces deux antiformes qui correspondraient originellement à une même structure comportant un simple ensellement entre les lacs Janjandashi et Coutaceau. Ces deux antiformes sont non seulement décalées de part et d'autre de la faille de Fort George, mais aussi affectées par des rotations internes anti-horaires dans le cas de l'antiforme du lac Detcheverry. Ce dernier mécanisme a pour effet d'exagérer la valeur du décalage apparent.

La reconstitution de la configuration originelle du patron magnétique, obtenue par juxtaposition des différentes anomalies de part et d'autre de la faille de Fort George, fait apparaître un rejet horizontal dextre de l'ordre de 20 km (15 à 25 selon les anomalies), (Fig. 83).

Afin de mieux visualiser la disposition des différentes bandes avant le décrochement, nous avons redonné une direction N 70°, conforme au style structural régional, aux séries affectées par une rotation interne anti-horaire : antiforme du lac Detcheverry et bande de roches métavolcaniques du lac Sakami (domaine II).

Remarque : l'écartement selon la faille de La Grande rivière, induit par un coulissage le long de celle de Fort George, n'indique pas un jeu en compression avec affrontement des domaines nord et sud durant le décrochement. Cette disposition tient à un artifice inhérent au mode de représentation utilisé. En effet, il apparaît préférable de concevoir plutôt un coulissage du domaine nord vers l'Est par rapport au domaine sud (fig. 84).

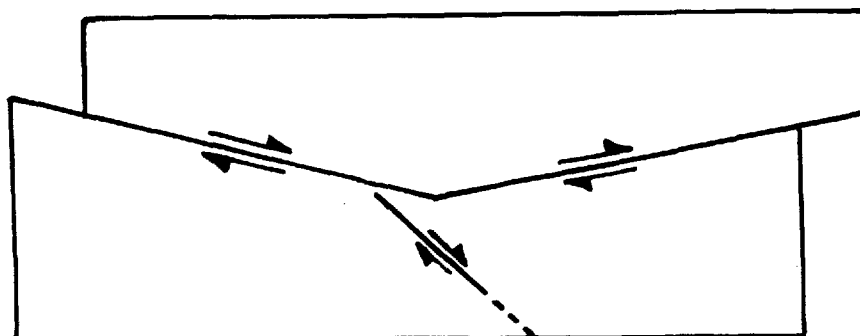


Fig. 84 - Coulissage du domaine nord par rapport au domaine sud

D.2.3.3. Conclusion

Les décrochements d'anomalies aéromagnétiques suggèrent un rejet horizontal dextre de 20 km de la faille de Fort George. Cette valeur est comparable à celle trouvée pour des failles de même importance en Ontario : faille de Quético (16 km), faille de Sydney lake (27 km).

Remarque : en terrains cristallins, il est généralement difficile de trouver des marqueurs valables pour estimer le rejet des principaux accidents. L'exemple de cette région montre quel peut être l'apport des cartes aéromagnétiques dans de tels terrains. A défaut de repères lithologiques, les caractéristiques magnétiques, variables à l'échelle d'une même série, apportent en particulier de précieux renseignements sur le rejet horizontal des fractures.

D.3. CONCLUSION : HYPOTHESE DE DECROCHEMENT DEXTRE

On est conduit à proposer un modèle cinématique de l'évolution tectonique de la région des lacs Sakami, Janjandashi et Coutaceau, intégrant l'ensemble de ces données.

Trois stades principaux ont pu être distingués (fig.85) :

- stade 1

Il correspond à une phase de décrochement qui se matérialise par un accident, à rejet dextre, de direction N 70° (D_1). Cet accident, unique dans la partie est où il s'agit d'un véritable couloir de glissement dans lequel se concentrent les déplacements : la faille de La Grande rivière, s'amortit à l'Ouest du lac Coutaceau et se décompose en une série de fractures également N 70° et à rejet dextre.

Quant à la faille de Fort George, de direction N 110°, c'est la direction majeure de décrochement dans la partie ouest de la région. Elle correspond à une fracture "en échelon" induite par le décrochement N 70°. Cette faille de Fort George a une situation de faille de Riedel R_1 sur D_1 .

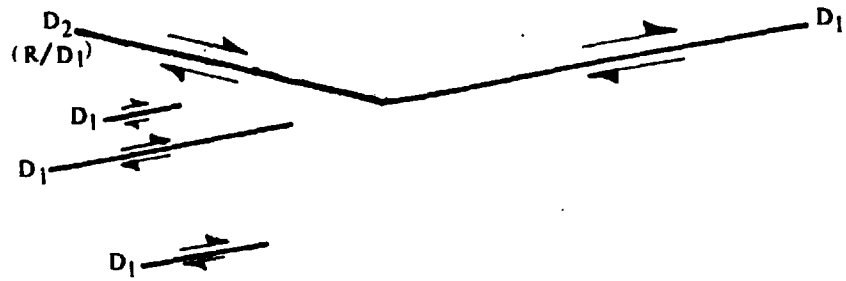
- stade 2

Le coin de socle, ainsi délimité par le relais des failles de Fort George et de La Grande rivière, coulisse vers l'Est par rapport au domaine sud (fig.85). Mais, l'existence du Riedel R (faille de Fort George) provoque, au Sud, l'individualisation de la faille du lac Sakami.

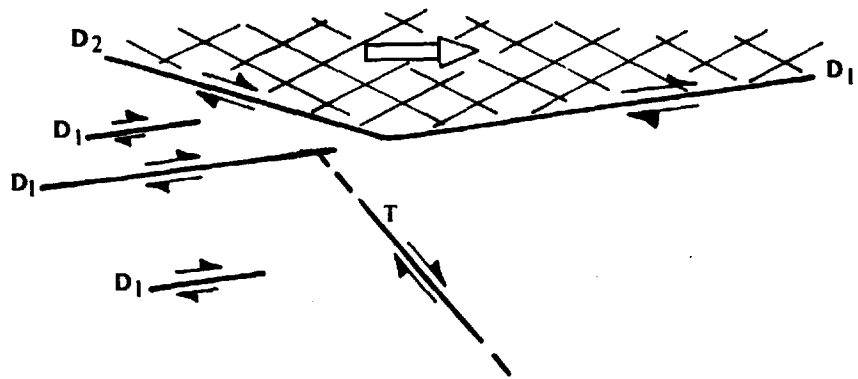
Deux hypothèses sont envisagées pour expliquer sa position :

. elle correspondrait à la poursuite vers le Sud de la faille de Fort George avec la faille de La Grande rivière. Cette hypothèse indiquerait une intersection de la faille de Fort George avec la faille de la Grande. Ceci n'est pas en accord avec la disposition "en échelon" des fractures de Riedel (N 110°) par rapport à D_1 (fig.96) limitées au Sud par les failles N 80° ; cette faille du lac Sakami, de direction N 140° dans sa partie centrale, a plutôt une situation de fentes d'extension T sur D_1 . Elle montre une disposition analogue aux failles N 140°, comprises dans le dièdre déterminé par les familles N 110° et N 80°. Ceci indiquerait un jeu en extension à la limite entre les domaines de La Grande rivière de la Baleine et du lac Bienville.

STADE 1



STADE 2



STADE 3

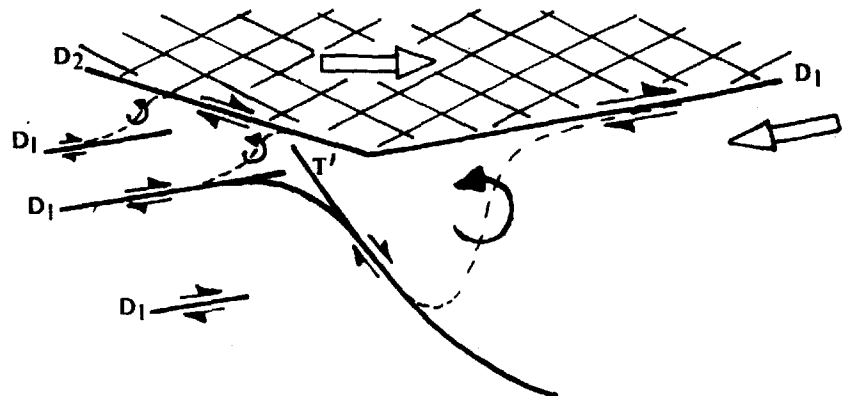


Fig. 85 - Schéma structural évolutif de la région des lacs Sakami - Coutaceau - Janjandashi

Ce mécanisme, intervenant à un stade relativement précoce de la déformation, ne correspond pas au phénomène majeur qui est provoqué par la poursuite du décrochement dextre sur ces failles associées.

- Stade 3

Le compartiment sud, morcelé par des failles secondaires et coulissant vers l'Ouest, entraîne une certaine rotation des blocs ainsi découpés, la torsion de la faille du lac Sakami et le serrage interne de chaque bloc (d'où les torsions, basculement, entraînement, etc... des repères de foliation). Dans un stade tardif de la déformation, il y a création de la faille d'extension T', se raccordant à la faille de forme sigmoïde. Des déplacements d'anomalies aéromagnétiques suggèrent un rejet horizontal dextre de 20 km le long de la faille de Fort George.

Il est important de souligner que cette décomposition des phénomènes en trois stades est arbitraire puisqu'ils ont dû se dérouler en continu. Néanmoins, cette démarche permet de mieux visualiser l'évolution structurale de la région.

E - EXTREMITÉ EST DE LA FAILLE DE LA GRANDE RIVIERE

Dans la partie est de la région, la faille de La Grande rivière se suit en continuité du lac Tilly au bassin Béatrice (dénommée linéament Tilly - Laforge lors de l'étude régionale). Sa prolongation au delà du bassin Béatrice paraissait plus incertaine, mais elle a pu être mise en évidence grâce à l'utilisation simultanée des données des photographies de satellites et aéromagnétiques. Elle n'a pu être ni confirmée ni infirmée par les données sur la géologie de la région, compte tenu de l'échelle de la cartographie (1/1 000 000).

E.1. DESCRIPTION

A la différence de ce qu'elle est dans la région du lac Tilly - rivière Laforge, la faille de la Grande rivière se prolonge vers l'Est, en une série de fractures N 70°, disposées en relais, associées à des accidents N 45° - 55° (fig. 86).

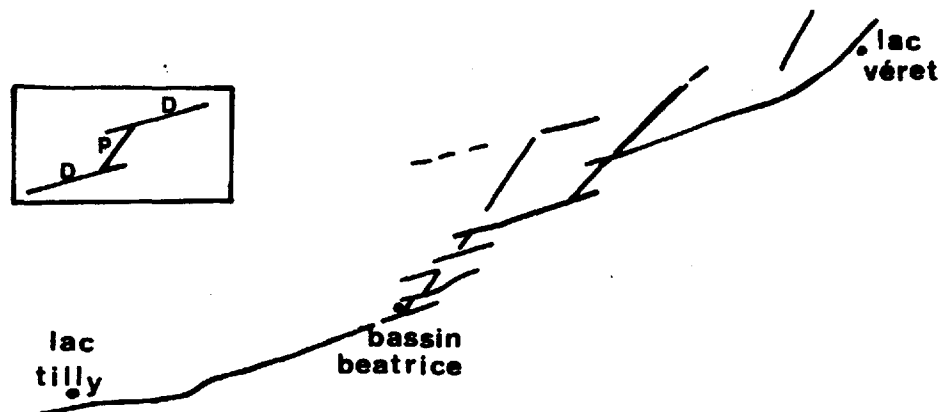


Fig. 86 - Extrémité orientale de la faille de La Grande rivière : fractures N 70° en relais, avec N 45-55° à valeur de "rupture de pont"

Le cours de la rivière Laforge, disposé sur des accidents, rend bien compte d'un tel dispositif, notamment au Nord du bassin Béatrice avec de nombreux tronçons de direction N 70° (pl h.texte I). Le bassin Béatrice est d'ailleurs encadré par deux fractures N 70° et est limité à l'Est par un accident N 45° - 55° ; il se place ainsi à l'amorce du dispositif en relais.

De par leur position, il apparaît clairement que les fractures N 45 - 55°, de type P (chapitre I, paragraphe C) peuvent être assimilées à des "ruptures de pont" entre des relais N 70°, de type D (fig. 86). Ceci s'observe également à l'Est du lac Schipa (chapitre I, paragraphe D.2.), qui représenterait ainsi les prémices de ce dispositif en relais.

Ces accidents N 70° ont également induit la forme allongée du lac Vincelotte ; le coude observé dans sa partie centrale correspond à la limite entre deux failles majeures. La termination est de ce système est plus difficile à préciser. Elle correspondrait à une fracture N 70°, s'étendant du lac Vaulezar au lac Néret, où elle prendrait une direction proche de N 45°. Aucune donnée ne permet de la prolonger vers l'Est, la famille N 20° - 30° devenant nettement prédominante.

E.2. DONNEES AEROMAGNETIQUES

Cette étude est basée sur l'interprétation des cartes aéromagnétiques à l'échelle du 1/250 000, de la région 23L, 33 I, 33 H. (fig. 87).

E.2.1. description

Trois domaines ont été distingués.

E.2.1.1. domaine I

Disposé dans la partie nord ouest de la région, il se caractérise par un champ magnétique hétérogène, avec des valeurs du champ total relativement élevées (> 59 300 nT). Dans la partie nord, ils sont recoupés nettement par trois anomalies linéaires, négatives, correspondant aux tracés d'importantes fractures N 70° (préalablement définies par les données de photographies de satellites). Ce domaine montre une décroissance régulière des isogammes vers l'Est. Il est limité au Sud par les anomalies de forte amplitude des lacs Bellanger et Tilly.

Ce domaine est à corréliser aux granitoïdes indifférenciés, décrits par SHARMA (1979) et EADE (1966).

E.2.1.2. domaine II

Il s'agit d'un domaine "magnétiquement" calme, bien contrasté, caractérisé par des valeurs moyennes du champ total s'échelonnant entre 59 300 et 59 700 nT. On note des anomalies de forte amplitude à l'emplacement des bandes de roches métavolcaniques associées à des niveaux de formation de fer, notamment dans la région des lacs Bellanger, Tilly et de LG 4. Il est recoupé, dans sa partie centrale, par une importante anomalie linéaire,

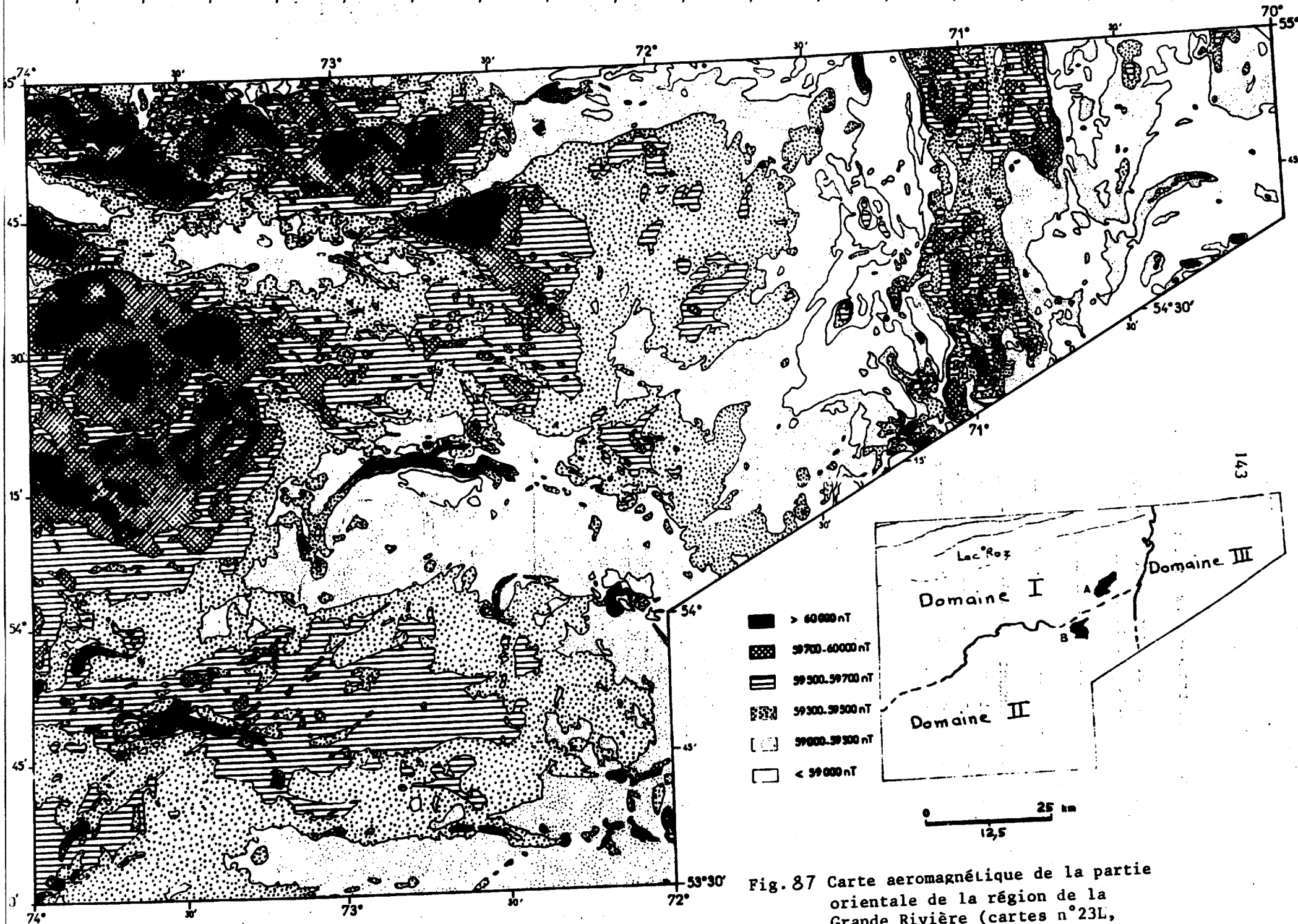


Fig. 87 Carte aeromagnétique de la partie orientale de la région de la Grande Rivière (cartes n°23L, 33I, 33H)

correspondant au tracé de la faille de La Grande rivière.

Ce domaine est constitué principalement de granitoïdes, associés à de nombreuses bandes de roches volcano-sédimentaires.

E.2.1.3. domaine III

Il se caractérise par une très grande hétérogénéité avec des anomalies de faible extension et des valeurs du champ magnétique total relativement faibles, s'échelonnant entre 58 600 et 59 000 nT, dépassant rarement 60 000 nT. Les isogammes montrent une orientation approximativement subméridienne, s'opposant ainsi aux structures des domaines I et II. La limite ouest de ce domaine, marqué par de faibles valeurs magnétiques, correspond à l'apparition des premières isogammes d'orientation subméridienne.

D'après la carte de EADE (1966), ce domaine serait constitué de roches de faciès granulite, correspondant aux niveaux les plus occidentaux du complexe granulitique de Caniapiscau.

E.2.2. Interprétation

E.2.2.1. Essai de corrélation avec les différents ensembles lithologiques du Nouveau Québec. Comparaison avec la région ouest

La corrélation la plus remarquable concerne le domaine III. Comme cela a déjà été souligné, il correspond dans la région interprétée, aux niveaux les plus occidentaux du complexe granulitique de Caniapiscau. Ce domaine se prolonge tant vers le Sud que vers le Nord, avec des caractéristiques analogues : faible valeur moyenne du champ magnétique total ($\approx 59\ 000$ nT à 58 500 nT) et orientation subméridienne des isogammes (fig. 88) : domaine D.

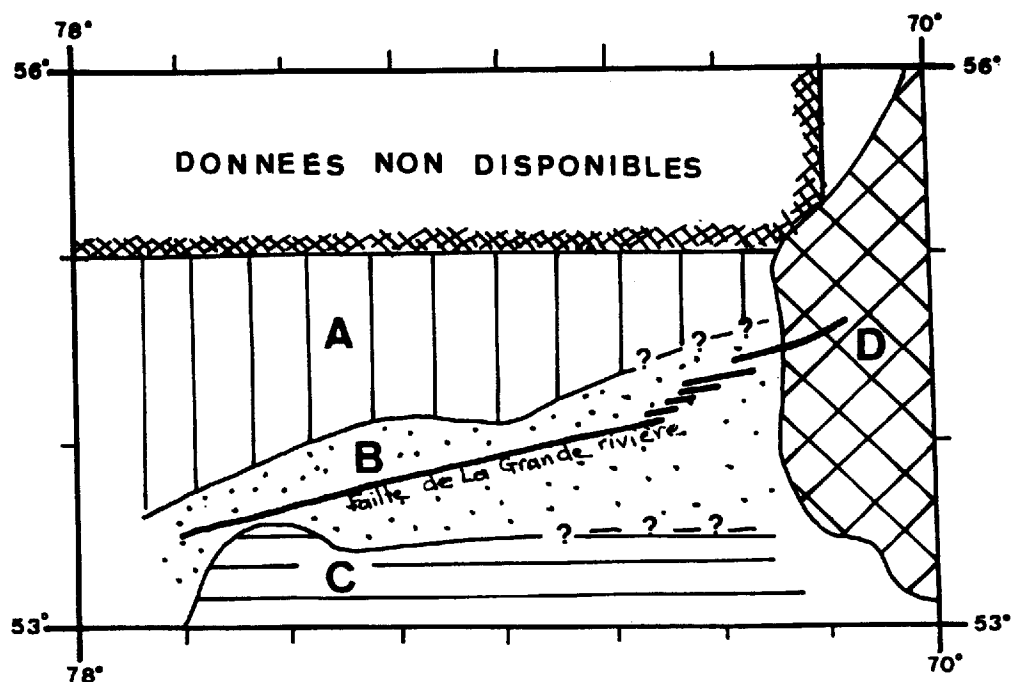


Fig. 88 - Essai de subdivision du Nouveau Québec en différents domaines magnétiques

Il est intéressant de noter que ce domaine semble figurer l'extension maximale vers l'Ouest des séries du complexe granulitique de Caniapiscau, montrant ainsi une étroite relation entre le canevas magnétique et la subdivision géologique de la région.

Dans cette optique, il serait utile de préciser l'extension réelle de l'ensemble granulitique de Caniapiscau, notamment dans sa prolongation sud. Cette constatation est corroborée par les observations de LOW (1971) sur la région de la rivière supérieure de Nelson (Manitoba et Nord-Ouest de l'Ontario).

D'autre part, il est intéressant de noter que ce domaine magnétique se superpose parfaitement au domaine structural de Caniapiscau (fig. 71), sa limite correspondant à l'extension maximale vers l'Ouest de la famille N 20° - 30°.

Ces différentes observations montrent ainsi que la répartition des fractures N 20° - 30° est directement contrôlée par la lithologie des séries affectées. Ceci a déjà pu être souligné dans la paragraphe C.2.1.

Par contre, les domaines I et II ne permettent pas de corrélation aussi nette avec des ensembles lithologiques bien définis. Néanmoins, d'intéressantes comparaisons avec la région ouest du Nouveau Québec ont pu être effectuées (fig. 80).

. Tout d'abord, le domaine I, caractérisé par de fortes valeurs du champ magnétique ($> 60\ 000$ nT) se prolonge nettement vers l'Ouest (bande A) il borde immédiatement au Nord l'antiforme du lac Neacappo.

. Au Sud, le domaine II se prolongerait également vers l'Ouest, en constituant une bande B, caractérisée par d'importants contrastes magnétiques, entre d'une part l'encaissant constitué de granitoïdes et d'autre part, les bandes de roches volcaniques, associées à des niveaux de formation de fer. Cette bande est particulièrement bien marquée dans la région du lac Coutaceau, alors que dans la partie est, ses limites nord et sud sont incertaines.

. Cette bande B est elle-même bordée au Sud par un domaine "magnétiquement" plus calme (C), bien défini dans la région du lac Sakami ; elle correspond à des paragneiss à biotite.

Ainsi, en confrontant les données géologiques existantes et les données magnétiques, il est possible de subdiviser très schématiquement cette région en quatre domaines principaux :

- . domaine A, constitué essentiellement de granitoïdes ;
- . domaine B, composé de l'association granitoïdes - bandes de roches volcano-sédimentaires ;
- . domaine C, à prédominance de paragneiss à biotite ;
- . domaine D, ensemble granulitique de Caniapiscau.

Les domaines A et B correspondraient à l'ensemble granitique du Nouveau Québec, tandis que le domaine C constituerait la bordure nord de l'ensemble métasédimentaire de Rossignol.

On remarque que la faille de La Grande rivière affecte préférentiellement la bande B, près de la bordure sud du domaine granitique proprement dit (A).

Il est bien sûr trop tôt pour avancer de façon catégorique l'existence d'une telle disposition, mais cette hypothèse mériterait d'être contrôlée sur le terrain, intégrée dans une interprétation globale de l'ensemble tant des cartes aéromagnétiques du Nouveau Québec que des cartes géologiques existantes.

E.2.2.2. indications sur le rejet horizontal des accidents majeurs

a) fractures du lac Roz

Elles montrent une importante signature magnétique et recourent des structures E.N.E - O.S.O (fig. 87). De part et d'autre de ces accidents, aucun décalage des anomalies aéromagnétiques n'a pu être observé, ce qui interdit d'apprécier l'éventualité d'un rejet horizontal.

b) faille de La Grande rivière - estimation de la valeur du rejet horizontal

De même que pour la faille de Fort George, on a essayé d'estimer le rejet horizontal de la faille de La Grande rivière sur la base de décalage d'anomalies aéromagnétiques.

Dans la région située à l'Est du lac Vincelotte, de part et d'autre de la faille, trois corrélations principales d'anomalies aéromagnétiques sont mises en évidence (fig. 87) :

- décalage du corps magnétique principal (domaine III)

Dans la région du lac Néret, le corps magnétique principal du domaine III, d'orientation subméridienne, montre un décalage au niveau de la faille de La Grande rivière.

- limite ouest du domaine III

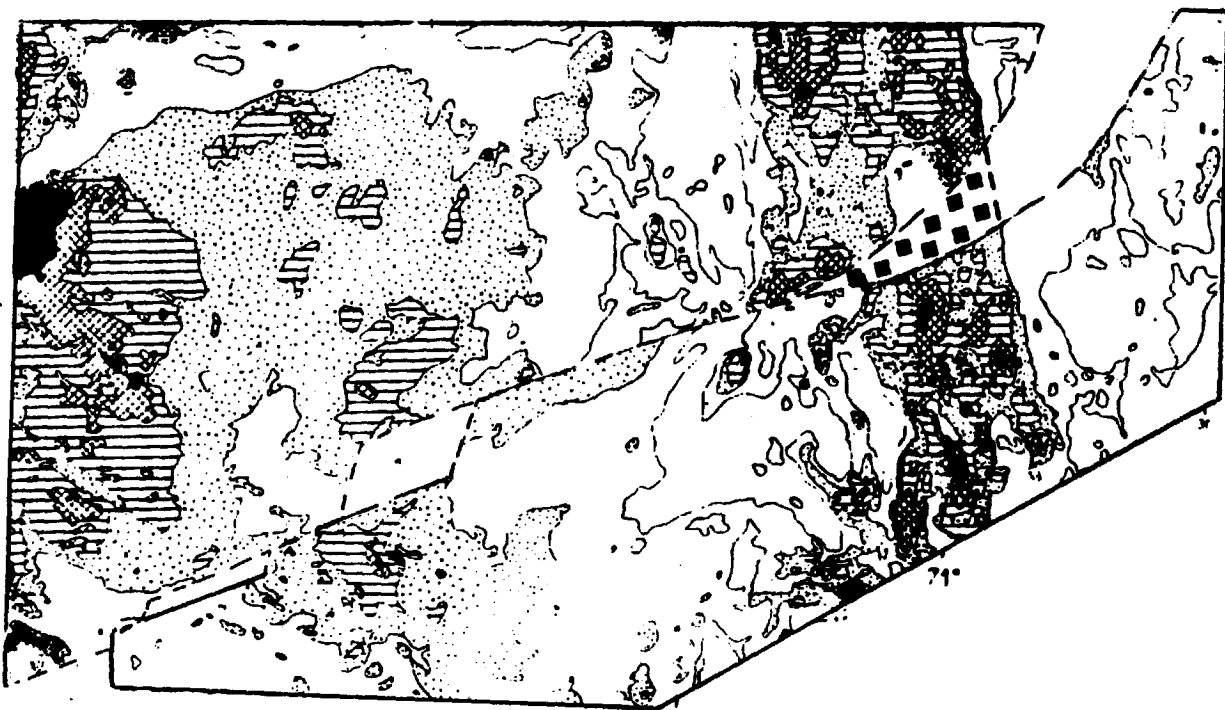
Cette limite correspond à la bande faiblement magnétique ($< 59\ 000$ nT), jouxtant à l'Ouest le corps magnétique principal. Dans ce cas encore, elle montre nettement une inflexion au niveau de la faille majeure.

- anomalies A et B

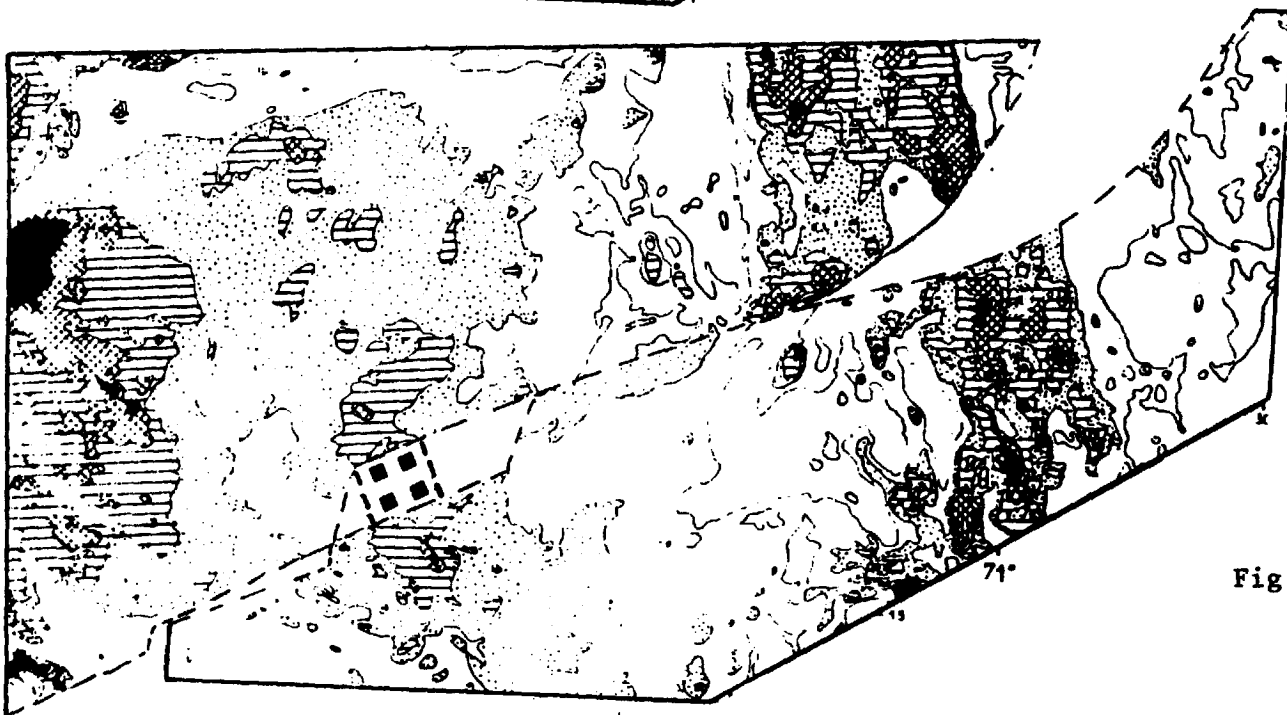
Ces deux anomalies, de même amplitude et de même extension, sont également décalées de part et d'autre des accidents.

La reconstitution de la configuration originelle du canevas magnétique obtenue par juxtaposition des différentes anomalies de part et d'autre de la faille de La Grande rivière, fait apparaître un rejet horizontal dextre de 15 à 25 km environ (fig. 89), selon les anomalies, comparable à celui de la faille de Fort George.

Cette interprétation ne constitue qu'une hypothèse et devra être vérifiée par des levés géologiques axés vers le repérage de la faille de La Grande rivière et si possible le décalage de niveaux repères.



1 -Juxtaposition du corps magnétique principal du domaine III
Décalage \approx 15km



2 -Juxtaposition des anomalies magnétiques A et B
Décalage \approx 25 km

Fig. 89 Estimation de la valeur du déplacement le long de la faille de la Grande Rivière à partir du décalage d'anomalies aéromagnétiques

F - REGION DES MONTS OTISH ET DU LAC MISTASSINI - HYPOTHESES
QUANT AUX RELATIONS ENTRE LA POSITION DU FRONT DE GRENVILLE
ET LES DEUX SYSTEMES DE CASSURES

Cette région est disposée dans la partie sud-est du secteur étudié. Elle est caractérisée principalement par deux importants bassins sédimentaires protérozoïques, disposés en bordure ouest du front de Grenville :

- le bassin de Mistassini, de direction N.E.,
- le bassin des Monts Otish, de direction E.N.E.

F.1. AGENCEMENT STRUCTURAL

Cette région montre très nettement l'association des deux systèmes majeurs de fractures définis dans le paragraphe B.1. (fig. 90).

F.1.1. Système N 80° - N 140°

Les fractures N 80° forment un réseau relativement dense et s'observent principalement entre le lac Hecla et les premiers contreforts des Monts Otish. Elles s'étendent des lacs Caulincourt (52°19' lat., 73°15' long.) et Labouillierie (52°10' lat., 73°30' long.) jusqu'au Sud du lac Fromont (52°25' lat., 71°35' long.).

L'une des fractures principales entre les lacs Labouillierie et Sorbier, définit sur la carte aéromagnétique (lac Rossignol, 33 A) un resserrement des lignes de flux. Elle se prolongerait plus à l'Est, en déterminant notamment le tracé linéaire de la rivière Eastman, au Sud du lac Fromont.

Il est indéniable que ce réseau N 80° est responsable de l'allongement général E.N.E. des monts Otish.

Il est intéressant de noter qu'il affecte préférentiellement des granitoïdes qui forment une apophyse dans l'ensemble métasédimentaire de Rossignol et qui affleurent également au Sud du complexe granitique de Caniapiscaw (carte de EADE, 1966) (fig. 5).

Les fractures N 140° sont bien exprimées, principalement à l'Ouest de la rivière Eastman et se prolongent jusqu'en bordure du lac Mistassini.

F.1.2. Système N 20° - 30°

Ces fractures déterminent très nettement le découpage des Monts Otish (particulièrement net sur les photographies de satellites, avec un décalage senestre des différentes collines). Elles correspondent aux talwegs disposés au Sud des lacs Barou (52°12' lat., 72°14' long.) et Fromont. L'extension maximale de ce système vers l'Est semble correspondre approximativement au cours de la rivière Eastman.

On remarque que le tracé de la rivière Eastman est, de façon très caractéristique, disposé sur des fractures N 80° et N 20° - 30° (c'est particulièrement net sur la carte topographique 1/250 000, 33 A) (fig. 91).

En 1979, CHOWN a effectué l'étude détaillée de la fracturation de la partie orientale des Monts Otish (fig. 90, ♦). On y retrouve les grands traits de l'organisation structurale définie précédemment par les photographies de satellites, en particulier un découpage en différents

Carte établie à partir de
la compilation des documents suivants

1. Carte structurale du Nouveau Québec (Pl. II)
2. Cartes géologiques : 1/250 000
22 M, 32 I-J-O-P (DUBE et al.,
1976)
3. Carte géologique des Monts
Otish (CHOWN, 1979) ◆

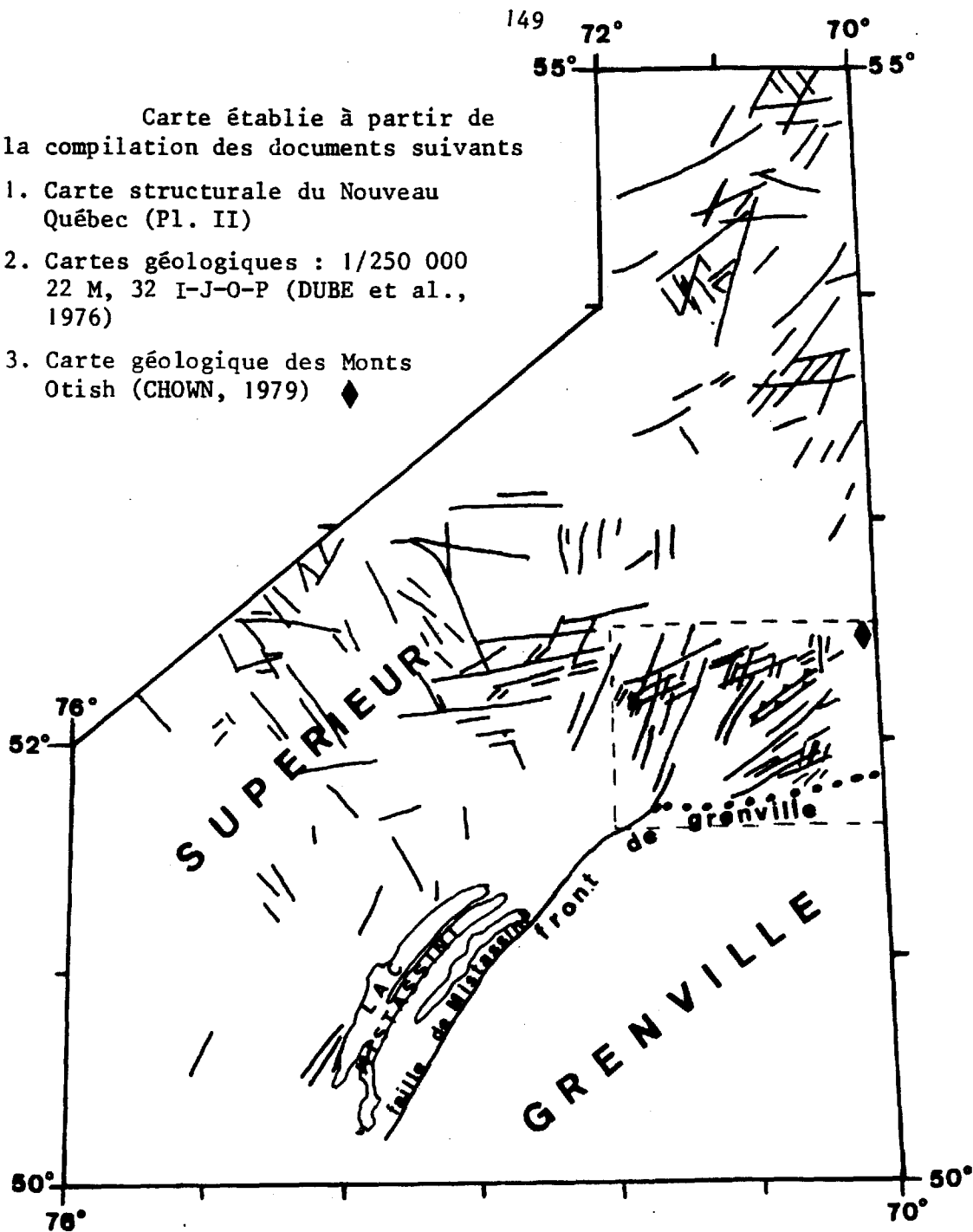


Fig. 90 - Carte schématique de la fracturation de la région du lac Mistassini et des Monts Otish. Relations avec les structures N 80° et N 20-30° du Nouveau Québec

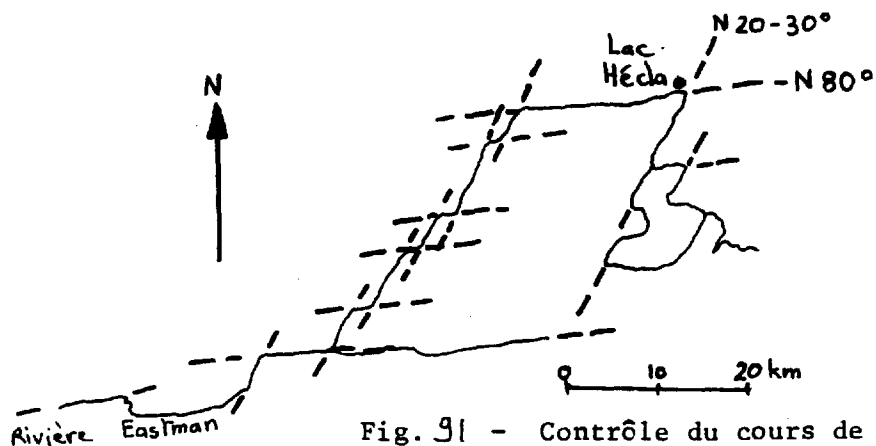


Fig. 91 - Contrôle du cours de la rivière Eastman par les systèmes de fractures N 80° et N 20 - 30° (52°30' lat. ; 72°30' long.)

blocs par deux systèmes de fractures décrochantes :

- . N 10° - 20°, senestre, disposées principalement à l'Ouest du 71° de longitude ;

- . N 60° - 70°, dextre.

CHOWN (1979) intègre ces deux systèmes dans un modèle de failles de décrochement de 1er et 2ème ordre, de direction N 70° et N 10° - 20°.

Nous pensons, quant à nous, à la suite de notre étude structurale de l'ensemble du Nouveau Québec, que la région des Monts Otish, du lac Mistassini se place plutôt à l'intersection de deux systèmes de fractures distincts :

- . système N 80° - 140° affectant la partie centrale et occidentale du Nouveau Québec ;

- . système N 20° - 30°, correspondant vraisemblablement à l'extension méridionale des structures de l'ensemble granitique de Caniapiscau.

Il est intéressant de noter que ce système se poursuit plus au Sud, notamment à l'Est du lac Assinica. Compte tenu de sa position et de sa direction, il est vraisemblable que la faille de Mistassini correspond à ce système. Il est remarquable de noter qu'elle se dispose dans la prolongation directe des accidents N 20° - 30° les plus occidentaux de l'ensemble granitique de Caniapiscau (fig. 71).

Un tel réseau s'observe également dans la région de Chibougamau (DUQUETTE, 1972 ; ALLARD, 1967).

F.2. HYPOTHESES QUANT AUX RELATIONS ENTRE LA POSITION DU FRONT DE GRENVILLE ET LES DEUX SYSTEMES DE CASSURES

Le front de Grenville est un trait structural majeur du bouclier canadien, marquant dans la région considérée la limite entre les provinces du Supérieur, d'âge archéen (2 400 M.a.) à l'Ouest, et de Grenville (950 M.a.) à l'Est.

Ce front peut prendre l'aspect :

- . d'une simple limite d'âges radiométriques ;

- . d'une limite métamorphique, séparant les roches métamorphisées dans le faciès schistes verts de la province du Supérieur des granulites et amphibolites de la province de Grenville.

En plusieurs endroits, le front est marqué par une faille, notamment au Nord de Chibougamau avec la faille de Mistassini.

Il apparaît ainsi (fig. 90) que le front de Grenville, d'une direction générale nord-est, où il est marqué par la faille de Mistassini, prend une direction proche de N 80° à l'Est de la rivière Témiscamie. Cette modification est à mettre en parallèle avec un changement de la direction majeure de fracturation :

- . N 20° - 30° au Sud du 52° de latitude ;

- . N 80° au Nord du 52° de latitude.

A partir de ces observations, on peut se demander si les directions de fracturation N 20° et N 80° n'ont pas influé sur la position du front de Grenville. On est en particulier tenté de voir dans la faille du lac Mistassini, qui marque l'emplacement du front de Grenville, au Nord de Chibougamau, l'une des fractures du système N 20° - 30°.

Ce dernier, correspondant à une phase de tectonique cassante ancienne (paragraphe 3.2.), aurait pu être repris lors de l'orogénèse grenvillienne (950 M.a.).

G - INTERPRETATION DE LA FRACTURATION DU NOUVEAU QUEBEC

La géométrie en plan et la répartition cartographique des différents éléments structuraux dans le territoire du Nouveau Québec, ont mis en évidence deux systèmes de fracturation :

- . le premier système affecte essentiellement sa partie occidentale et centrale, et se caractérise par les familles N 80° - N 110° - N 140° - N 170° et N 45° - 55° ;

- . le deuxième système affecte sa partie orientale et se marque par une seule famille de fractures N 20° - 30°.

G.1. SYSTEME N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 -55°

G.1.1. Modèle cinématique

La carte structurale du Nouveau Québec montre (pl. h.texte II) clairement que ces différentes fractures sont synchrones et correspondent à une même phase de déformation.

L'analyse de la géométrie en plan et de la cinématique des principaux accidents conduit à proposer un modèle cinématique de cisaillement dextre qui permet de rendre compte de l'ensemble des structures tant à l'échelle régionale (chaptre I), qu'à l'échelle du Nouveau Québec.

Ce modèle cinématique est schématisé sur la figure

La région des lacs Sakami - Coutaceau - Janjandashi, située à la jonction de quatre domaines structuraux (paragraphe D) montre nettement les relations entre ces différentes familles de fractures.

Il apparaît ainsi qu'à l'échelle du Nouveau Québec, la direction principale de décrochement (D_1) est N 80°, parallèle à la direction générale des structures. Elle se caractérise par deux failles majeures, celles de La Grande rivière et de la petite rivière de la Baleine, et par un rejet horizontal dextre (failles de La Grande rivière, des lacs Boréal et Taylor).

Elle est associée à : (fig. 92)

- . des fentes d'extension T, de direction N 140°, ayant une tendance à l'ouverture (direction principale des dykes de diabase) et, parfois, un faible mouvement dextre (failles du lac Sakami, des lacs Kristine et Guyer, du lac Bauerman (FRANCONI, 1979), des lacs Village (HASHIMOTO, 1962) ;

- . des cisaillements P, de direction N 45° - 55°, relativement mineurs et disposés principalement dans la partie centrale du Nouveau Québec ;

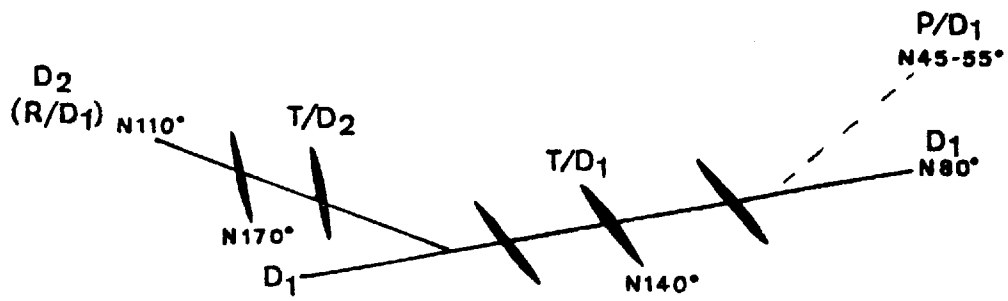


Fig. 92 Interprétation du système $N80^\circ$ - $N110^\circ$ - $N140^\circ$ - $N170^\circ$ - $N45-55^\circ$

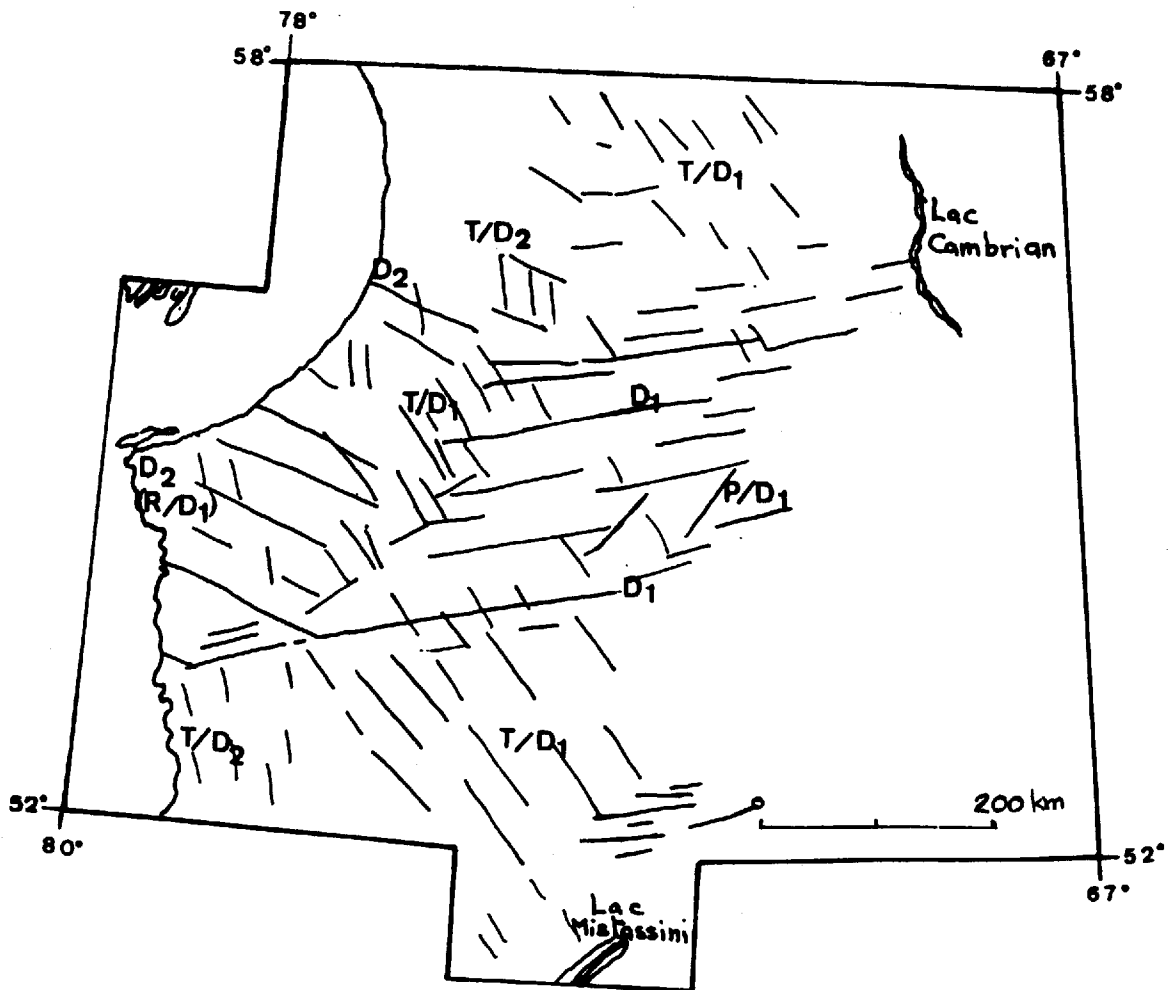


Fig. 93 - Carte schématique de la fracturation du Nouveau Québec

- des fractures de Riedel R, de direction N 110°, disposées en échelons par rapport à D₁. Dans la partie occidentale du Nouveau Québec, elle devient direction majeure de mouvement, se substituant à D₁ et est caractérisée principalement par la faille de Fort George de rejet horizontal dextre (20 km environ). Elle induit ainsi la création de fentes de tension T (T/D₂), de direction N 170°.

La figure 94 résume l'interprétation de cette fracturation et de sa répartition géographique.

Il est intéressant de noter la convergence de cette interprétation avec celle formulée lors de l'étude régionale (chapitre I).

Les fentes d'extension T/D₁, de direction N 140°, de la partie occidentale du territoire sont comprises dans le dièdre déterminé par les familles N 110° et N 80°. De par leur disposition particulière, elles indiquent vraisemblablement un important jeu en extension à la limite des domaines structuraux du lac Bienville et de La Grande rivière de la Baleine (fig. 71).

A l'observation de la figure 93, il apparaît que les fractures R et P ne semblent pas coexister. En effet, elles se disposent dans deux domaines distincts : les fractures R à l'Ouest et les fractures P dans la partie centrale du Nouveau Québec.

Dans certains cas, ces dernières peuvent être assimilées à des "ruptures de ponts" entre des relais N 80°, notamment dans la région du lac Schipa et du bassin Béatrice (chapitre I, paragraphe D.2.) et du lac Vincelotte (chapitre II, paragraphe E.1.).

Comme lors de l'étude régionale, on retrouve de fortes valeurs angulaires entre les différents réseaux, les fractures R et P à 30° de D₁ au lieu de 15° - 20° et les fentes d'extension T/D₁ et T/D₂ à 60° environ de la direction de décrochement, au lieu de 45° (fig.94).

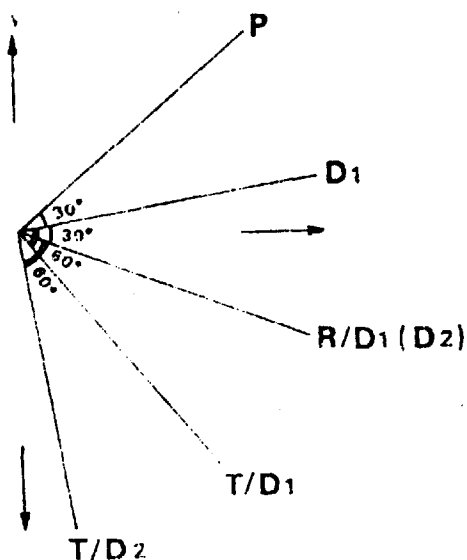


Fig. 94

Orientation des différents éléments structuraux par rapport au décrochement

Trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer une telle divergence par rapport au modèle idéal de cisaillement simple.

1. Coefficient de frottement interne élevé

L'orientation des différents éléments structuraux, notamment R et P, est fonction du coefficient de frottement interne des roches affectées. Dans la région étudiée, elle indiquerait un coefficient de frottement interne de 60° environ. Cette valeur est analogue à celle trouvée dans les Alpes françaises (PONCERRY, 1980) pour une zone de décrochement affectant des formations de socle cristallin comparable.

Si cette hypothèse explique l'orientation des fractures R et P, elle ne rend pas compte de celle des fentes d'extension T, non plus fonction du coefficient de frottement interne des roches, mais se disposant parallèlement à l'axe de raccourcissement maximal Z (Chapitre I, paragraphe C).

2. Rotation et torsion des fractures

Des phénomènes de rotation des fractures R, P et T s'observent parfois dans les zones de cisaillement (fig. 35, A). Cette rotation a pour conséquence :

- . une augmentation de la valeur angulaire entre les fractures R et T et la direction de décrochement (schéma a) ;
- . mais, par contre, une diminution de celle de P (schéma b).

Cette hypothèse est à exclure, car elle ne rend pas compte :

- . d'une part, du fait que les fractures R et P sont symétriques par rapport à la direction de décrochement D_1 , se disposant à 30°, de part et d'autre de cette dernière ;
- . d'autre part, du fait qu'à l'échelle du Nouveau Québec, les fentes d'extension T, notamment celles de direction N 140°, montrent des orientations relativement constantes par rapport à la direction de décrochement.

3. Ces considérations nous amènent à penser que les structures observées ne résultent pas d'un mécanisme de cisaillement simple idéal, mais d'un cisaillement avec aplatissement.

En effet, à l'échelle du Nouveau Québec, il apparaît clairement que le décrochement N 80° s'est disposé parallèlement à la direction générale de plissement de l'Archéen, qui représente une discontinuité préexistante. En fonction de l'orientation de la contrainte σ_1 par rapport à cette discontinuité, deux cas extrêmes sont à considérer (fig. 35, B) :

- cisaillement simple

$$\sigma_{1a} = \sigma_N + \sigma_T$$

(σ_N : contrainte normale)

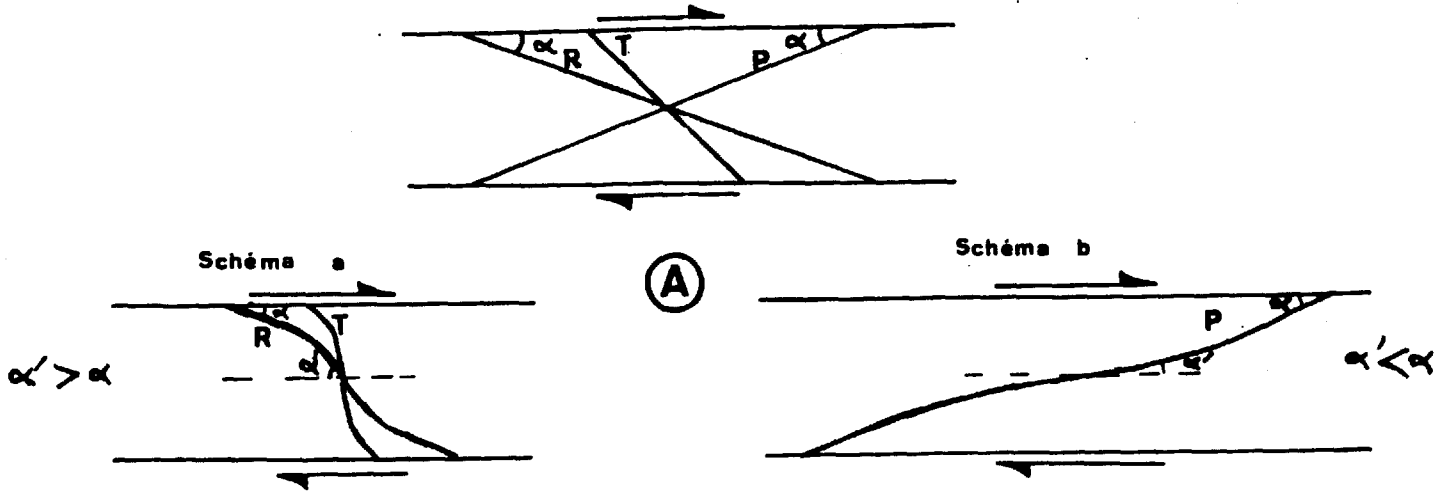
$$\sigma_N \ll \sigma_T$$

(σ_T : contrainte tangentielle)

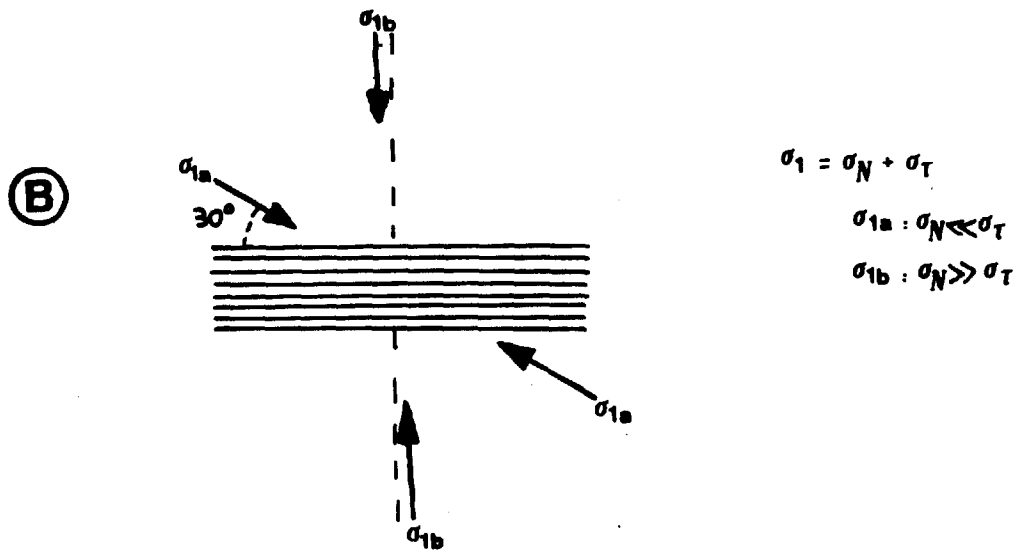
- aplatissement + cisaillement

$$\sigma_{1b} = \sigma_N + \sigma_T$$

$$\sigma_N \gg \sigma_T$$



Rotation et torsion des fractures R,T,P.



Cisaillement avec aplatissement

Fig. 95 - Différentes hypothèses quant à la signification des fortes valeurs angulaires entre R,T et P avec le décrochement

Dans la nature, on a rarement à faire à ces deux cas extrêmes, mais plutôt à une orientation de la contrainte σ_1 intermédiaire entre σ_{1a} et σ_{1b} .

Dans la région étudiée, cette hypothèse pourrait ainsi rendre compte non seulement de l'orientation des fractures R et P par rapport à la direction de décrochement, mais également de celles des fentes d'extension T/D₁ et T/D₂.

G.1.2. Hypothèse de "zone de décrochement"

La figure 93 donne le schéma récapitulatif de la fracturation du Nouveau Québec. Elle montre clairement que la majorité des fractures D₁, D₂ (R/D₁) et P se disposent au Nord de la faille de La Grande rivière et de sa prolongation ouest qui passe par le lac de l'Astrée. Ceci est particulièrement net pour les failles de Fort George et des îles Combs, disposées en échelons par rapport à D₁ (fig.96).



Fig. 96 - Disposition "en échelon" des failles de Fort George et des îles Combs

Compte tenu de cette disposition, il nous paraît possible d'envisager que le Territoire du Nouveau Québec a été soumis à vaste mécanisme de décrochement dextre, de direction N 80° (fig.97).

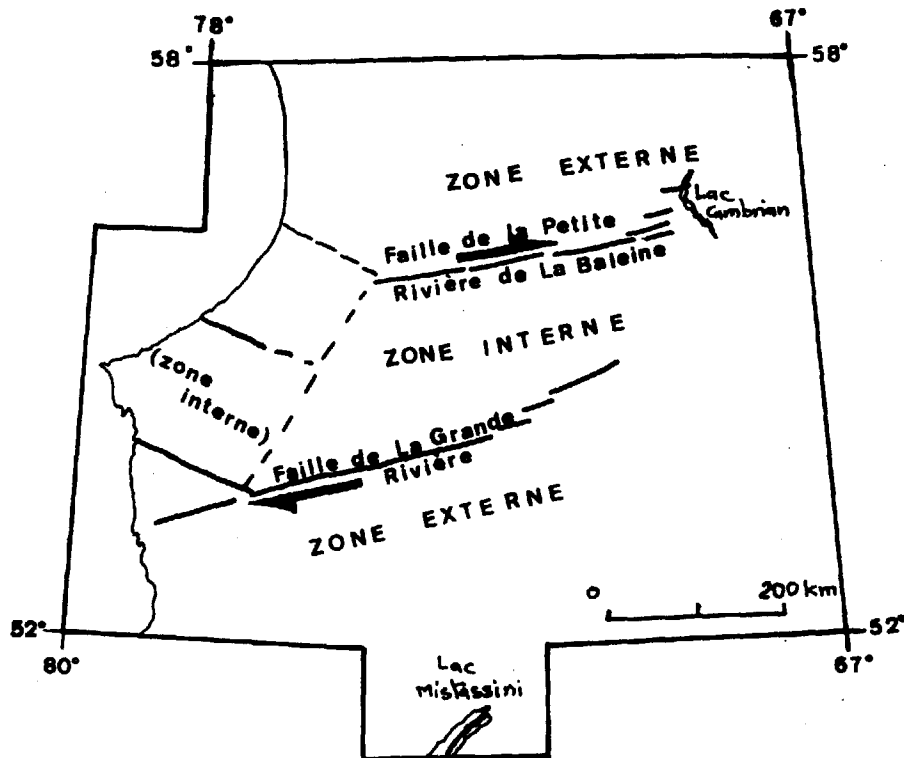


Fig. 97 - Carte schématique de l'agencement structural du Nouveau Québec en "zone de décrochement"

La partie centrale du Nouveau Québec (domaines structuraux du lac Bienville, des rivières Sakami et Eastman et des rivières au Gué et aux Mélézes) (fig. 71), est interprétée comme une véritable "zone de décrochement" (au sens défini par ROBERT et VIALON, 1976), d'une largeur de 200 km environ, caractérisée par :

- une organisation en bandes parallèles, d'orientation sensiblement est-ouest ;

- deux discontinuités majeures, délimitant une zone interne : les failles de La Grande rivière et de la Petite rivière de la Baleine ; si le long de la première s'est concentré l'essentiel des déplacements, les données manquent en ce qui concerne la faille de la Petite rivière de la Baleine. On note toutefois qu'elle est jalonnée, comme celle de La Grande rivière, de bassins sédimentaires identiques.

- une zone interne (le domaine du lac Bienville), caractérisée par des fractures parallèles à D_1 principalement, P/D_1 , T/D_1 relativement accessoires, et R/D_1 . Dans la partie occidentale, les cisaillements de Riedel R de D_1 , disposés en échelons (failles de Fort George et des îles Combs), deviennent prédominants (D_2) par suite vraisemblablement d'une modification de la nature lithologique des ensembles affectés (chapitre II, C.2.2.) et/ou d'une variation du champ de contraintes. On note avec intérêt que cette zone interne est très fortement fracturée par rapport à la zone externe.

- une zone externe (domaines des rivières Sakami et Eastman et des rivières au Gué et des Mélèzes), encadrant la zone interne, caractérisée par des fentes d'extension T de D_1 et des fractures D_1 (relativement accessoires dans le domaine sud, et abondantes dans le domaine nord).

Cette organisation en "zone de décrochement" est directement induite par la nature lithologique du Nouveau Québec (paragraphe C.2.1.). En effet, l'ensemble granitique du Nouveau Québec, correspondant à la zone interne, est fortement fracturé, tandis que les ensembles métasédimentaires et/ou granulitiques de Rossignol et d'Ungava sont affectés plutôt par des fentes d'extension T.

Par contre, la partie occidentale ne présente pas une organisation aussi régulière. Néanmoins, il n'est pas exclu d'envisager une "zone de décrochement" comparable, dont la zone interne, disposée entre Fort George et Poste de la Baleine, serait caractérisée par les fractures D_2 (R/D_1). Elle est limitée au Sud par la faille de Fort George dans laquelle se concentrent les mouvements. Aucune donnée n'est actuellement disponible sur sa limite nord. Une disposition comparable à celle de la partie sud-est est à envisager (paragraphe G.1.6.2.).

La zone externe est caractérisée par des fentes de tension T de D_2 , particulièrement nettes dans la partie sud (domaine de la rivière du Vieux Comptoir). Par contre, dans la partie nord, les fentes T/ D_2 , observées notamment dans la région du lac Robitaille et de la rivière Coast, sont associées à des fractures D_1 et D_2 , plus particulièrement dans la région du Golfe de Richmond et du lac à l'Eau Claire.

G.1.3. Essai d'interprétation mécanique

On constate ainsi que la nature lithologique des différents ensembles a influé non seulement sur l'agencement de la fracturation, mais également sur l'allure des plis.

En effet, EADE (1966) a montré la relation suivante :

- . plis larges et ouverts dans les roches granitoïdes ;
- . plis fermés et isoclinaux dans les roches métasédimentaires,

dans la région située entre 52° et 56° de latitude.

STEVENSON (1968), entre le 56° et 61° de latitude, a noté également que les roches gneissiques, dérivant dans certains cas de matériel sédimentaire, étaient plus intensément plissées que les roches granitoïdes.

EADE relie ceci à une différence de compétence des roches affectées, soumises à un même champ de contraintes :

- roches métasédimentaires : incompetentes ;
- roches granitoïdes : relativement compétentes.

L'observation de la carte structurale, entre les latitudes 52° et 56° , montre une rupture fragile différente dans les granitoïdes et dans les métasédiments soumis à un champ de contrainte en compression.

- Dans les granitoïdes, la déformation cassante est essentiellement exprimée par des fractures de cisaillement D (R et P étant accessoires), avec une faible composante en extension ;

- Dans les paragneiss, la déformation cassante est, par contre, essentiellement exprimée par des fractures d'extension T.

Un tel schéma se retrouve dans la région des Monts Otish et du lac Mistassini (paragraphe H).

Au Nord du 56° de latitude, la transition n'est pas aussi brutale, en raison probablement d'une différence lithologique moins marquée entre l'ensemble granitique du Nouveau Québec et l'ensemble granulitique et métasédimentaire d'Ungava.

D'autre part, dans la région étudiée, l'observation de la déformation des différentes séries de part et d'autre des accidents majeurs nous renseigne sur leur comportement lors de la fracturation (Chapitre D.1.2.2.a, fig. 74) :

- les granitoïdes montrent des directions de foliation relativement peu déformées ;
- les métasédiments et métavolcanites, par contre, présentent d'importantes déformations, avec des crochonnements affectant des volumes importants (notamment au Sud Ouest de la faille du lac Sakami), et des rotations internes avec des rebroussements complets des directions de foliation ; ceci ne peut se concevoir que par un comportement relativement ductile des métasédiments et volcanites.

Ceci permet de supposer un comportement différent des granitoïdes et des métasédiments lors de la fracturation.

De son côté, STONE (1978) estime que la fracturation à l'origine des failles de Quetico, Miness River et Sydney lake (Ontario), comparables aux failles majeures du Nouveau Québec (paragraphe C.2.3.), a débuté à la fin du plissement et du métamorphisme régionaux, durant la période où les roches actuellement affleurantes sont passées d'un état ductile à un état fragile.

Au Nouveau Québec, en raison de la différence de comportement entre les ensembles d'une part granitique et d'autre part métasédimentaire de Rossignol lors de la fracturation, l'hypothèse suivante peut être envisagée : à un moment donné, la déformation s'est manifestée de manière fragile dans les granitoïdes compétents, alors que les métasédiments, plus ductiles, étaient toujours affectés par une déformation souple.

Ce décalage temporel de l'apparition de la rupture fragile dans les deux ensembles impliquerait que les granitoïdes ont été affectés les premiers par la fracturation : fractures pénétratives, les failles majeures telles que celles de la Grande rivière et de la Petite rivière de la Baleine se disposant de part et d'autre de l'ensemble granitique du Nouveau Québec relativement compétent ; les fractures d'extension T affectant vraisemblablement plus tardivement les métasédiments, lors du passage à un état plus fragile.

Ce modèle schématique de la genèse de la rupture fragile explique ainsi pourquoi l'ensemble granitique du Nouveau Québec est le plus intensément fracturé.

Les failles majeures se placent à la limite des différents ensembles lithologiques (comme ont pu également le noter, en Ontario, BLACKBURN et MACKASEY, 1977, et SCHWERDTENER, 1978), qui représentent une discontinuité préexistante, sans que l'on puisse toutefois parler de zone de faiblesse (STONE, 1978). La phase de tectonique cassante décrite s'est effectuée avant le dépôt de la formation de Sakami (datée de 2 400 M.a. par SEGUIN et al., 1980, comm. pers.). Elle peut être assimilée aux dernières manifestations de l'orogénèse kénoréenne.

G.1.4. Essai de chronologie des différents événements : tectonique - sédimentaire et magmatique

L'ensemble des datations effectuées dans la province du Supérieur donne un groupement autour de 2 500 M.a. Cet âge correspond aux phases majeures de plissement et de métamorphisme de l'orogénèse kénoréenne.

Du fait du passage des roches d'un état ductile à un état fragile, l'orogénèse évolue en une phase cassante qui se matérialise entre autre par une zone de décrochement dextre.

Lui succéderait une phase de "détente". En raison d'une érosion plus importante le long des failles majeures, il se déposerait dans des grabens précédemment individualisés, les sédiments détritiques de la formation de Sakami (datée de 2 400 M.a., par méthode paléomagnétique, SEGUIN et al., 1980).

On note quelques rejeux, de faible ampleur, qui déterminent notamment le dépôt des unités supérieures de la formation de Sakami ainsi que le basculement des bancs.

La mise en place des dykes de diabases interviendrait vers 2 200 - 2 250 M.a. (datée par méthode paléomagnétique, SEGUIN et al., 1980).

Cette succession chronologique rend compte de façon relativement cohérente des différentes données, montrant notamment que le paroxysme de l'activité tectonique cassante se situerait au tout début de l'Aphézien inférieur. Des rejeux, en contre-coup des orogénèses postérieures (hudsonnienne, grenvillienne) ne sont pas à exclure.

G.1.5. Situation des bassins sédimentaires de Sakami

G.1.5.1. Situation des bassins

La figure 7 regroupe l'ensemble des bassins sédimentaires protérozoïques de Sakami observés dans le Nouveau Québec (1ère partie, Chap II).

Ils se répartissent selon deux axes parallèles de direction N 80° :

- les bassins de l'axe sud jalonnent principalement la faille de La Grande rivière ; ceux, plus petits, des lacs Harry et Canard (SHARMA, 1976) sont disposés sur un réseau parallèle ;

b) Fracturation

Les données des photographies de satellites font apparaître un important réseau de fractures N 80° (D₁), disposé entre les latitudes 56° et 56°30'. Elles correspondent à l'extrémité est de la faille de La Petite rivière de la Baleine.

Elles limitent les arkoses à l'Ouest du lac Cambrian (FAHRIG, 1956) et recourent également les niveaux du supergroupe de Caniapiscau plus à l'Est : faille du lac Luche et faille des lacs Lace, Veronot.

Ces failles D₁ sont associées à des fractures d'extension T/D₁ (N 140°), et à des failles N 20° - 30° qui correspondent à l'extrémité nord du système de l'ensemble granulitique du Nouveau Québec.

G.1.6.3. Interprétation

a) Relation des structures du golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon dans l'optique d'un décrochement dextre

Il apparaît que les séries sédimentaires du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon se sont déposées dans un système de grabens, délimités par des failles de direction approximativement est-ouest.

Compte tenu de leur position et de la direction des accidents, il est vraisemblable que la mise en place de ces deux systèmes de grabens ait été induite par le mécanisme de décrochement dextre, affectant l'ensemble du Nouveau Québec.

Ainsi, dans la région des lacs Cambrian et Castignon, la faille de Cambrian-Otelnuk se dispose à l'extrémité est de la faille de la Petite rivière de la Baleine (D₁).

Il n'existe pas de données aussi précises sur la région du Golfe de Richmond, mais l'installation du graben semble ici plutôt liée à la fracturation N 110° (fractures D₂, Riedel de D₁).

Ces deux grabens constitueraient ainsi les extrémités est et ouest d'une zone de fractures, comparable au système N 110° - N 80° constitué par les failles de Fort George et de La Grande rivière (fig. 100). A la différence de ces dernières, l'ensemble des mouvements ne semble pas s'être effectué selon un accident unique, mais plutôt selon un réseau de fractures parallèles (envisagé également par EADE, (1966) à l'Est du lac Gayot).

La disposition des différents grabens dans la partie orientale suggérerait un dispositif en relais, comparable à celui observé dans la région du lac Vincelotte.

Les données aéromagnétiques, quand elles seront disponibles, permettront certainement de définir plus précisément ce système.

On a déjà pu souligner que l'ensemble de la fracturation du Nouveau Québec, lié au mécanisme de décrochement dextre, est synchrone. Par conséquent, la mise en place des grabens du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon, lui serait contemporaine.

Une telle constatation est d'un intérêt tout particulier pour établir des corrélations stratigraphiques entre ces deux régions. Il apparaît ainsi que le mécanisme de décrochement dextre a affecté le Nouveau Québec avant l'évolution du géosynclinal circum Ungava, tant dans la fosse du Labrador (DIMROTH, 1968) que dans la baie d'Hudson (WOODCOCK, 1960).

- les bassins de l'axe nord (de la Petite rivière de la Baleine et du lac Gayot) jalonnent également une zone de cassure similaire : la faille de la Petite rivière de la Baleine ;

- les bassins décrits par URANERZ (1977, non publié) et FAHRIG (1956) en bordure ouest du lac Cambrian sont limités vraisemblablement par un relais de l'accident majeur.

Ils peuvent donc être assimilés à des bassins intracratoniques, disposés de part et d'autre de la "zone de décrochement" du Nouveau Québec, jalonnant les failles majeures. Cette disposition, induite par la nature lithologique des séries affectées, explique ainsi de façon cohérente la position des bassins sédimentaires de Sakami, situés de part et d'autre de l'ensemble granitique du Nouveau Québec.

Cette interprétation suggérerait ainsi une période de mise en place contemporaine pour les bassins de l'axe nord et sud.

Nous verrons dans le paragraphe G.1.6.3.b, quelles en sont les implications dans l'établissement des corrélations entre les différentes séries protérozoïques du Québec.

G.1.5.2. Modèle de mise en place

Deux facteurs ont influé sur la mise en place des bassins :

- d'une part, il est probable que le long des fractures majeures, l'érosion ait joué plus activement sur les roches broyées, mylonitisées. Ces fractures majeures ont donc représenté des zones déprimées, déterminant ainsi un appel de sédimentation ;

- d'autre part, lors de l'étude régionale, on a pu montrer que la mise en place des bassins sédimentaires était liée au jeu de compartiments de socle, délimités par des fractures, celles-ci étant liées à l'importante zone de décrochement dextre. Le réseau fondamental est constitué par l'association des fractures D₁ + R (bassins du lac Tilly et de la rivière Laforge) (chapitre I, paragraphe E), induisant ainsi un basculement des couches vers l'Est, le long de la fracture de Riedel R. Il semble qu'un tel mécanisme puisse s'appliquer aux autres bassins sédimentaires de la région de La Grande rivière, en particulier aux bassins des lacs Coutaceau et Harry, limités à l'Est par une fracture de Riedel R. Cette interprétation expliquerait ainsi pourquoi on observe généralement des bancs basculés préférentiellement vers l'Est ou le Sud est dans la plupart des bassins sédimentaires de Sakami (comme cela apparaît sur les cartes de la région, SHARMA, 1974, 75, 76, 77, 79).

G.1.6. Corrélations entre les structures du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon

Les régions du Golfe de Richmond et des lacs Cambrian et Castignon correspondent à deux apophyses de roches sédimentaires protérozoïques de part et d'autre du craton d'Ungava, (fig. 98).

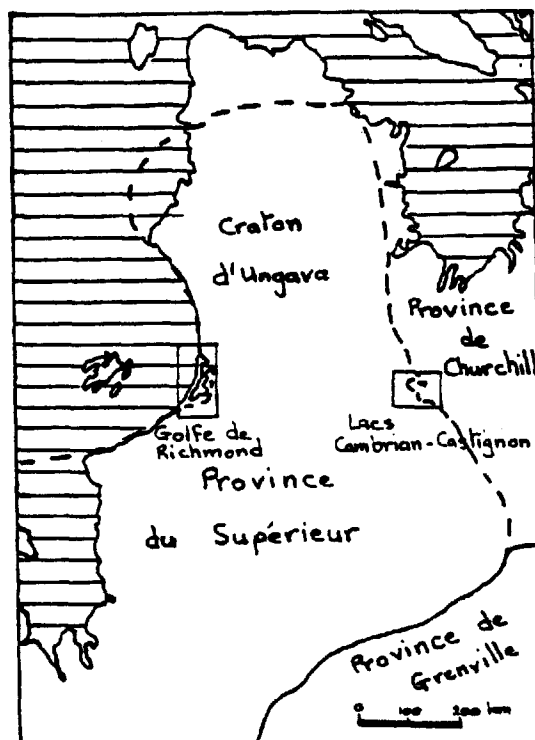


Fig. 98 - Situation géographique de la région des lacs Cambrian et Castignon et du Golfe de Richmond

Elles se singularisent par une stratigraphie et une disposition particulières, uniques dans le remplissage du géosynclinal circum-Ungava.

G.1.6.1. Région du Golfe de Richmond

Elle constitue une dépression qui déborde à l'Est du bassin de la baie d'Hudson.

a) Stratigraphie

On a à faire au Groupe de Manitounuk, subdivisé en deux unités (STEVENSON, 1968) :

- l'unité inférieure, trouvée nulle part ailleurs qu'ici (STEVENSON, 1968), se compose principalement d'arkoses, de grès granoclassés et d'argilites, associés à des coulées et sills andésitiques.

Cette unité est elle-même subdivisée en deux groupes (WOODCOCK, 1960) séparés par une discordance : Groupe de Pachi et du Golfe de Richmond.

- l'unité supérieure (Groupe de Nastapoka, WOODCOCK, 1960) est constituée de calcaires et dolomies, surmontés par des quartzites, schistes et des formations de fer. Sa partie supérieure est formée de coulées basiques.

Les unités inférieure et supérieure sont séparées par une importante discordance correspondant à une lacune de sédimentation et même à une intense érosion après le dépôt de l'unité inférieure.

D'après STEVENSON (1968), les divers faciès indiquent des conditions de dépôt très différentes pour ces deux unités. Les arkoses de l'unité inférieure se sont probablement déposées dans des zones actives tectoniquement, après un transport relativement court. Leur dépôt s'est accompagné d'une activité volcanique, d'un plissement, d'une fracturation et d'une surélévation, et a été suivi par une longue période d'érosion.

Par contre, l'unité supérieure, peu perturbée, se serait déposée dans un environnement calme, marin, de type plateau continental (STEVENSON, 1968).

WOODCOCK (1960) indique que le golfe de Richmond est un graben, délimité par des failles est-ouest, et place l'activité tectonique majeure plutôt avant la période d'érosion qui succède au dépôt de l'unité inférieure.

De son côté, STEVENSON estime que les roches du golfe de Richmond ont été préservées dans un ancien bloc effondré (limité par des fractures), puis surélevées à leur position actuelle.

En tout cas, il est admis que la fracturation est antérieure au dépôt du Groupe de Nastapoka (unité supérieure) (CHANDLER, 1980).

b) Fracturation

La carte géologique de la région établie par WOODCOCK (1960) et les données des photographies de satellites, font apparaître un réseau de fractures majeures N 110°, bien développé dans le secteur du lac à l'Eau Claire, et se prolongeant jusqu'au niveau de la faille de la Petite rivière de la Baleine. Ce réseau correspond aux fractures D₂ (R/D₁) dans notre modèle de décrochement dextre.

G.1.6.2. Région des lacs Cambrian et Castignon

Elle a été étudiée par FAHRIG (1956), ROSCOE (1957) et DIMROTH (1968, 69, 70, 78).

a) Stratigraphie

Les formations sédimentaires rencontrées sont celles du premier cycle de la fosse du Labrador (défini par DIMROTH et al., 1970). Ce cycle débute par un dépôt rapide d'arkoses rouges et de conglomérats (la formation de Chakonipau) dans un bassin continental. Elle est surmontée par une séquence à dominante gréseuse et dolomitique (Subgroupe de Seward supérieur et de Pistolet), principalement d'origine marine.

Il apparaît que les faciès et la distribution des dépôts de la formation de Chakonipau ont été fortement influencés par un graben actif, délimité par des failles de direction est-ouest.

Par la suite, l'intensité de la fracturation décroît, mais les failles continuent à exercer une influence durant tout le dépôt de ce cycle.

Sur la base de variations latérales de faciès, une faille, nommée Cambrian-Otelnuk, de direction est-ouest (fig. 99) a été mise en évidence.

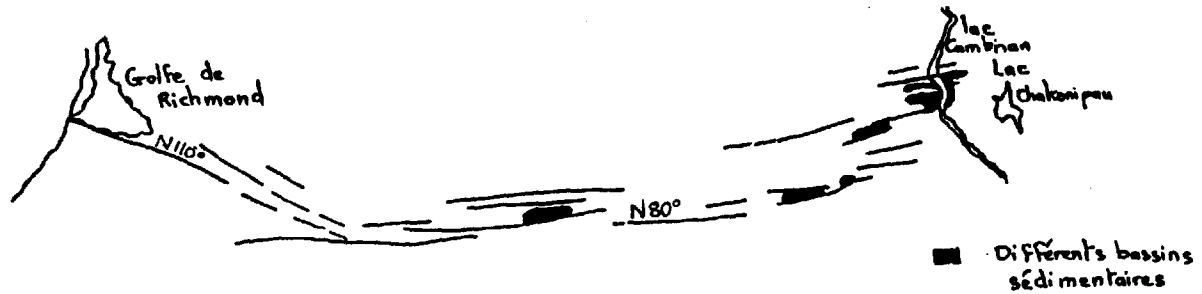
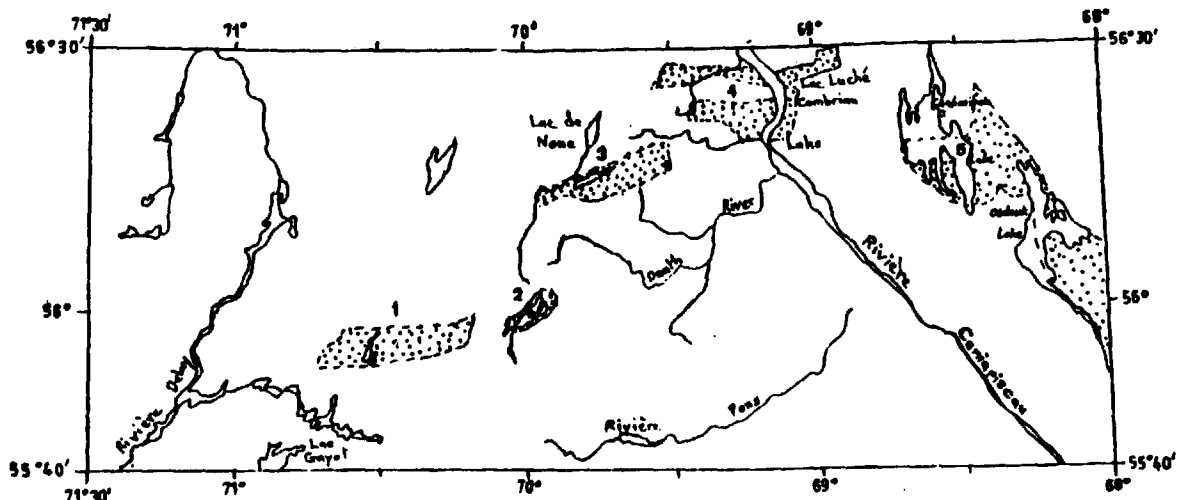


Fig. 100 - Schéma du réseau de fractures N 110° et N 80° entre le Golfe de Richmond et le lac Cambrian



- 1 Bassin du lac Gayot (Eade, 1966)
- 2 Bassin du lac Pons (Uranerz, 1977)
- 3 Bassin du lac Gerzine (Uranerz, 1977)
- 4 Bassins du lac Cambrian (Fahrig, 1956) et du lac Luché (Dimroth, 1969)
- 5 Bassin de la formation de Chakonipau (1969).

Fig. 101 - Différents bassins sédimentaires de la région des lacs Gayot et Cambrian

- b) Apport de l'étude structurale du Nouveau Québec pour les corrélations stratigraphiques entre les Groupes de Pachi et du Golfe de Richmond, les formations de Chakonipau et de Sakami

La contemporanéité de la mise en place des grabens permet de proposer une corrélation entre la formation de Chakonipau et les groupes de Pachi et du Golfe de Richmond (unité inférieure de STEVENSON, 1968), déposés dans un milieu continental.

D'autre part, des rapports inédits de la Compagnie Uranerz signalent un bassin sédimentaire, situé au Sud du lac de Noue, limité par une fracture N 80°. Ceci permet d'établir un lien entre les bassins ouest (de la Petite rivière de la Baleine et du lac Gayot) et ceux décrits par FAHRIG à l'Ouest du lac Cambrian. Ainsi est défini un axe de bassins sédimentaires (fig. 101) calqué sur la faille majeure.

Les descriptions de EADE (1966) et STEVENSON (1968) font apparaître une similitude de faciès entre les arkoses de la formation de Sakami et de la formation de Chakonipau. Il semble donc vraisemblable que la formation de Sakami est à corréler à la formation de Chakonipau. Un dépôt dans des grabens délimités par des réseaux de fractures comparables à ceux mis en évidence pour les bassins de La Grande rivière (D₁ + R), est à envisager pour la formation de Sakami de l'axe de La Petite rivière de la Baleine.

Conclusion

L'étude structurale du Nouveau Québec permet de proposer une corrélation entre les formations sédimentaires de Chakonipau, de Sakami et des groupes de Pachi et du Golfe de Richmond. Cette corrélation est basée sur la mise en évidence d'une installation et d'un fonctionnement d'un chapelet de grabens contemporains du jeu de la zone de décrochement dextre qui a joué entre la fosse du Labrador et la baie d'Hudson.

Toutefois, nous devons indiquer que des résultats préliminaires sur le paléomagnétisme de la formation de Sakami de la région de LG 4 (SCHWARZ et FUJIWARA, 1980, comm. pers.) ne confirment pas une telle hypothèse. En effet, ils suggèrent plutôt que la formation de Sakami serait plus jeune que les groupes de Pachi, du Golfe de Richmond et de Nastapoka.

Notons cependant que l'organisation structurale des grandes fractures, qui paraît déterminante pour la sédimentation de ces formations sur le socle archéen, peut avoir tenu son rôle à plusieurs reprises (dépôts successifs dans le temps sur le même canevas structural), comme elle le tient encore actuellement dans l'organisation du réseau hydrographique et des zones d'érosion préférentielle.

En tout cas, des études complémentaires sont en cours, portant notamment sur les bassins de Sakami de la Petite rivière de la Baleine et sur la formation de Chakonipau. Confrontées aux données structurales, elles permettront certainement de définir avec plus de précision les corrélations stratigraphiques entre ces différentes séries.

G.1.7. Conséquences à l'échelle de la province du Supérieur

L'exemple du Nouveau Québec montre de façon remarquable les relations étroites qui existent entre l'agencement de la fracturation et la nature lithologique des ensembles affectés.

A l'échelle de la province géologique du Supérieur, un tel agencement structural est à notre avis à rechercher en Ontario et au Manitoba, car les différentes subprovinces qui y ont été reconnues montrent une ordonnance en segments est-ouest identiques à celle du Nouveau Québec (fig. 4). D'ailleurs, d'importantes failles séparent également certaines bandes métasédimentaires des ensembles de volcanites et granitoïdes. Ce sont :

- la faille entre les bandes de Berens river et Uchi ;
- la faille de Sydney lake : entre les bandes d'Uchi et d'English river ;
- la faille de Wabigoon : entre les bandes d'English river et Wabigoon ;
- la faille de Quético : entre les bandes de Wabigoon et Quético.

Comme on a déjà pu le souligner, ces failles montrent toujours un rejet horizontal dextre comparable en importance à celui de la faille de Fort George (failles de Quético et Sydney Lake).

Pour BLACKBURN (1979), ces failles indiquent une composante tardive de cisaillement dextre dans cette portion de la Province du Supérieur du Nord Ouest de l'Ontario.

Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas compilé de données sur l'agencement structural en Ontario et au Manitoba. Il ne s'agit que de considérations suggérées à partir de l'exemple du Nouveau Québec.

G.2. SYSTEME N 20° - 30°

Ce système est sécant aux structures générales de l'Archéen, et affecte principalement le complexe granulitique de Caniapiscau.

Il se prolonge au Nord jusque dans la région du lac Cambrian et s'observe également plus au Sud, dans la région des Monts Otish et du lac Mistassini (paragraphe F), avec la faille de Mistassini.

Les failles qui séparent la province du Supérieur de celle de Grenville, à l'Est et au Sud de Noranda (carte tectonique du Canada, 1/5 000 000), montrent une direction parallèle à ce réseau.

Il est intéressant de noter que ce système est parallèle aux failles de direction nord nord est - sud sud ouest de la zone gneissique de Kapuskasing et de la région du lac Nipigon.

Il semble donc que ce système N 20° - 30° ne soit pas restreint seulement à la partie orientale de la province du Supérieur, mais correspond plutôt à un réseau beaucoup plus important, (fig. 102), dont la manifestation la plus remarquable est le linéament de Kapuskasing (paragraphe H).

Ce système est disposé préférentiellement au Sud du 52° de latitude.

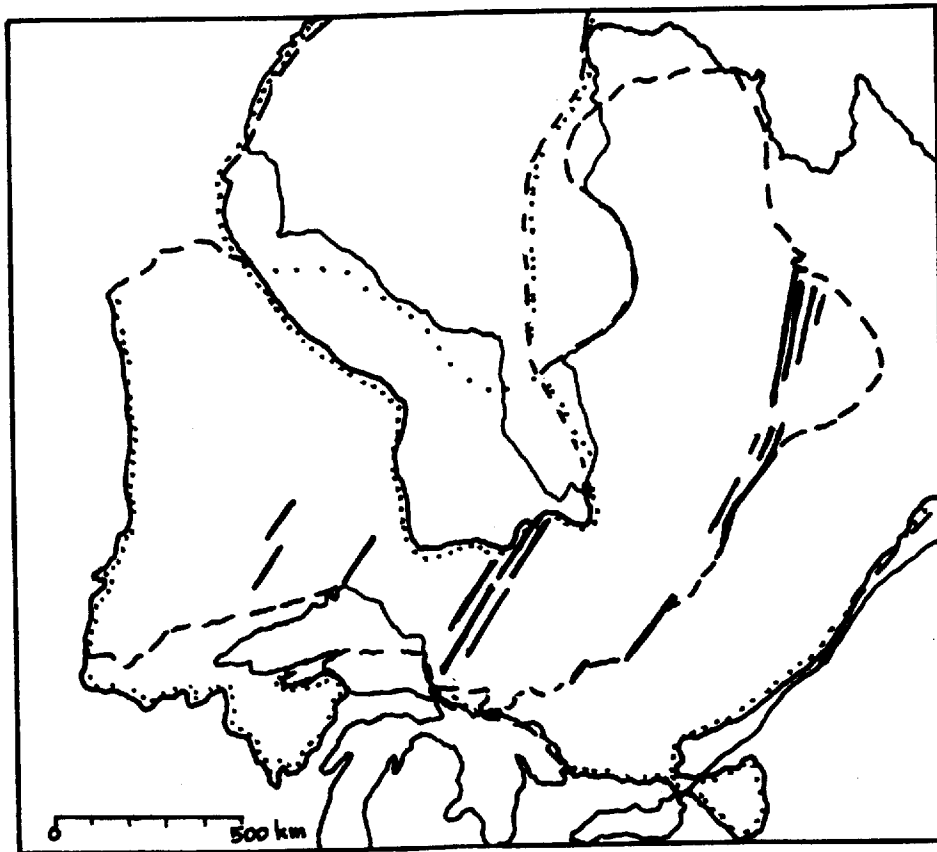
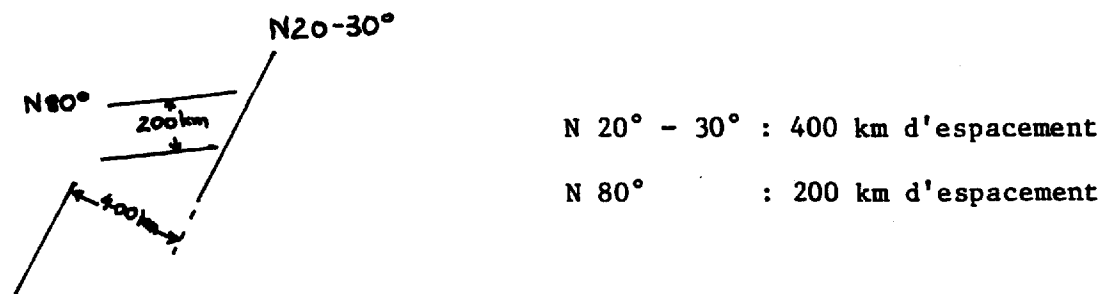
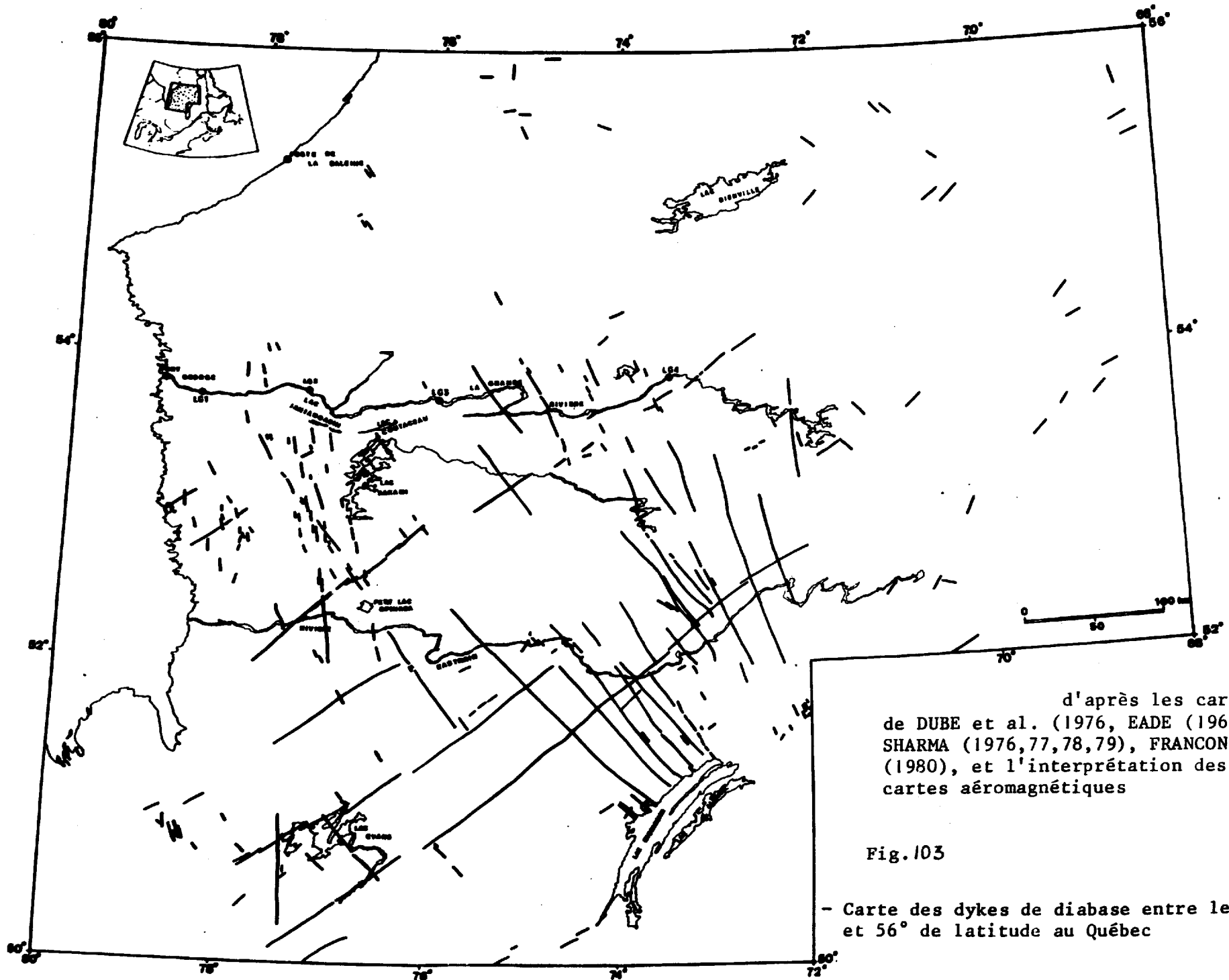


Fig. 102 - Carte schématique des principales fractures N 20-30° de la province du Supérieur (d'après carte tectonique du Canada 1/5 000 000)

Ce système N 20° - 30° montre un espacement supérieur à celui du système N 80° :



Les relations entre ces deux systèmes ne sont pas connues. L'étude des principaux réseaux de dykes de diabase apporte un élément de réponse.



d'après les cartes
 de DUBE et al. (1976, EADE (1966),
 SHARMA (1976,77,78,79), FRANCONI
 (1980), et l'interprétation des
 cartes aéromagnétiques

Fig.103

- Carte des dykes de diabase entre les 50°
 et 56° de latitude au Québec

G.3. RELATIONS DES DYKES DE DIABASE AVEC LES DEUX SYSTEMES DE FRACTURES

Dans le Nouveau Québec, les dykes de diabase sont très courants. Afin d'avoir une vision de la répartition des différents réseaux de dykes de diabases la plus proche de la réalité, il a été effectué une compilation de l'ensemble des données existantes entre le 56° et le 50° de latitude, en débordant largement au Sud du secteur étudié (fig. 103).

G.3.1. Différents réseaux de dykes

Les dykes sont disposés principalement au Sud du 54° de latitude (EADE, 1966), dans l'ensemble métasédimentaire de Rossignol. Par contre, entre le 55° et le 58° de latitude, ils sont peu nombreux (STEVENSON, 1968).

La carte de la fig. 103 montre une grande homogénéité de leurs directions au Sud du 54° de latitude. Trois réseaux ont été définis :

- N 140°

Ce réseau est majeur dans la partie centrale du territoire, de La Grande rivière à la rivière Rupert, notamment dans la région de Prosper George (FRANCONI, 1980) et au Nord Ouest du lac Mistassini où il forme un réseau dense.

Au Sud de la rivière Rupert, il est moins bien exprimé, le réseau N 50° devenant prédominant.

Au Nord, il se prolonge dans la région des lacs Denys et Fagnant (55° lat., 76°55' long.) (SABOURIN, 1961).

- N 170°

Il est disposé essentiellement dans la partie occidentale du Territoire, à l'Ouest d'une ligne allant du lac Sakami au petit lac Opinaca.

Plus au Sud, il se prolonge jusque dans la région du lac Soscumica (50°15' lat.; 77°30' long.).

La transition avec le réseau N 140° est relativement brutale, comme on peut le voir en particulier dans la région des lacs Sakami, Coutaceau, Janjandashi. On note encore quelques dykes N 140° dans la partie occidentale du Territoire, mais ils sont moins nombreux.

- N 50° - 60°

L'importance de ce réseau est variable à l'échelle du Territoire étudié.

Pratiquement inexistant dans la région de La Grande rivière, si ce n'est au Sud de LG 4, il est majeur dans la partie méridionale, au Sud de la rivière Rupert.

Ce réseau se caractérise par une ordonnance régulière : dykes de plusieurs centaines de kilomètres, par exemple entre le lac Matagami et la rivière Eastman, séparés par des distances de l'ordre de 50 à 70 km.

Ce réseau se prolongerait au Nord Est, jusque dans l'ensemble granitique de Caniapiscau (fig. 71).

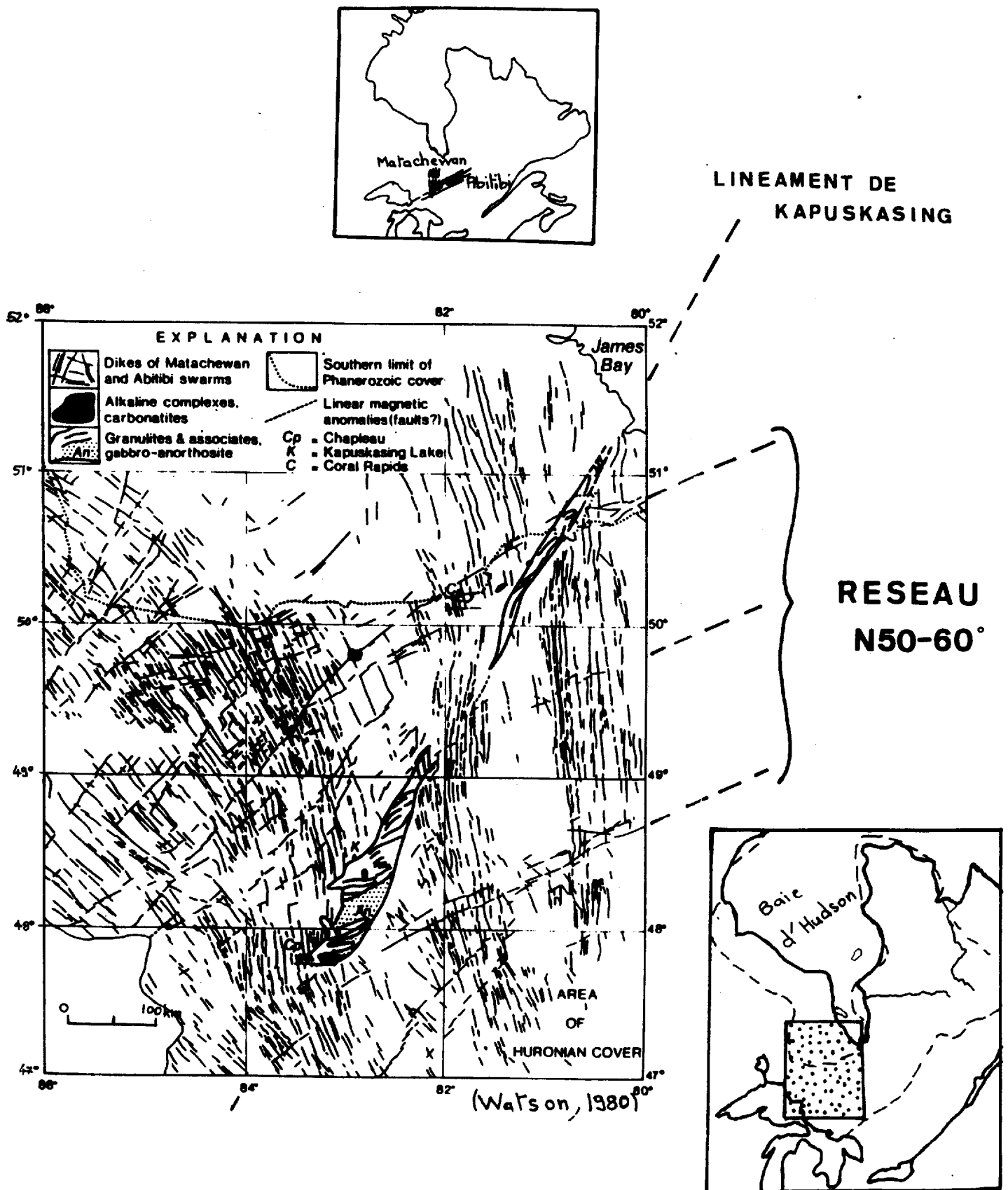


Fig. 104 - Prolongation occidentale du réseau N 50-60° du Nouveau Québec en bordure du linéament de Kapuskasing

G.3.2. Corrélations avec les autres réseaux de dykes de diabase

- Réseau N 50° - 60° et dykes d'Abitibi

Le réseau N 50° - 60° est à corrélérer avec le système de dykes d'Abitibi, disposé au Sud du 50° de latitude, et s'étendant de Timmins à Chibougamau. Il se prolonge au Sud Ouest en Ontario, avec une disposition aussi régulière (fig. 104), en bordure est du linéament de Kapuskasing.

- Réseau N 170° et dykes de Matachewan

De par sa position et sa direction, il est raisonnable d'envisager une prolongation du réseau N 170° du Nouveau Québec vers le Sud Ouest. On ne connaît pas ses relations avec le réseau des dykes de Matachewan observé en Ontario et daté à $2\ 690 \pm 80$ M.a., par méthode Rb/Sr, GATES et HURLEY, 1973.

Bien que ces deux réseaux montrent une direction similaire, il ne semble pas qu'ils correspondent à un même système en raison des points suivants :

- d'une part, comme dans le cas du réseau N 140°, les dykes N 170° sont peu abondants au Sud du 52° de latitude, voire même absents dans les régions de Fort Rupert et de la rivière Harricanaw (cartes 32 M, 32 L, DUBE et al., 1976), situées à l'Ouest du 78° de longitude ;

- d'autre part, le système de dykes de Matachewan forme un réseau très dense, disposé principalement entre les 80° et 82° de latitude, et s'étendant au Sud jusqu'au 47° de latitude.

Il apparaît ainsi que les domaines d'extension de ces deux réseaux sont distincts.

Mais, il ne s'agit là que de simples constatations et il serait nécessaire d'effectuer des datations radiométriques sur les diabases de ce réseau N 170°.

G.3.3. Age de la mise en place des dykes de diabase

Les données géochronologiques sur les dykes de diabase sont rares et concernent essentiellement les réseaux N 140° et N 50° - 60°.

- Réseau N 140°

Une étude paléomagnétique donne un âge approximatif de 2 200 M.a., soit aphébien moyen (SEGUN et al., 1980, comm. pers.), pour les dykes de la partie orientale de la région de La Grande rivière (LG 4).

En tout cas, la mise en place de ces dykes de diabase est postérieure à la formation de Sakami, et au groupe de Mistassini (CHOWN, 1971).

- Réseau N 50° - 60°

On a montré précédemment qu'il correspond à l'extension vers le Nord du système de dykes d'Abitibi, daté par méthode Rb/Sr à $2\ 147 \pm 68$ M.a. (GATES et HURLEY, 1973).

Aucune donnée n'existe pour le moment sur le réseau N 170°.

La chronologie relative entre ces différents réseaux n'est pas connue. Nous pouvons néanmoins constater deux choses :

- dykes N 170° - N 140°

Bien que de directions différentes, leur répartition géographique, notamment dans la région des lacs Sakami - Coutaceau - Janjandashi, suggère fortement qu'il s'agit plutôt d'une variation brutale de direction d'un même système de dykes que de l'intersection de deux systèmes distincts.

Une mise en place contemporaine de ces deux réseaux est à notre avis vraisemblable ;

- dykes N 140° - N 50 - 60°

Leur chronologie relative est plus difficile à déterminer. Néanmoins, d'une part, ils montrent une même nature pétrographique (notamment dans la région du bassin Béatrice), d'autre part, sur les cartes aéromagnétiques, il n'apparaît en général aucun décalage à leur intersection (cartes 4 miles au pouce, 33 A et 33 G).

En regard de ces observations, on peut se demander si la mise en place de ces deux réseaux de dykes n'est pas contemporaine.

Actuellement, il est difficile de répondre à cette question, mais on remarquera néanmoins que les datations effectuées donnent des âges de mise en place de ces deux réseaux relativement proches (N 140° : 2 200 M.a. par méthode paléomagnétique ; N 50° - 60° : 2 147 ± 68 M.a. par méthode Rb/Sr).

Des études tant géochimiques, pétrographiques que géochronologiques, ainsi qu'une cartographie des intersections des différents réseaux de dykes permettront de répondre à cette question.

Il est intéressant de noter que les dykes, de direction N 120° et N 150°, de l'extrême Nord du Québec, ont été datés à 2 150 M.a. par méthode K/Ar (FAHRIG et WANLESS, 1963).

Ainsi, ces différentes datations semblent indiquer, vers 2 150 - 2 200 M.a., une intense activité magmatique à l'échelle de la province géologique du Supérieur du Québec.

Nous allons voir quelles peuvent être les relations de ces réseaux de dykes de diabase avec les systèmes de fractures précédemment décrits.

G.3.4. Relations des dykes de diabase avec les deux systèmes majeurs de fracturation

Il apparaît qu'ils se sont probablement mis en place à la faveur de cassures préexistantes (FRANCONI, 1979, comm. pers.), de même que l'intrusion des filonnets semble s'être effectuée par écartement de joints préexistants (FRANCONI, 1978).

G.3.4.1. Réseaux N 140° - N 170°

Ils sont manifestement postérieurs à la phase décrochante.

La limite entre ces deux réseaux se place très précisément au niveau du relais faille de Fort George (D₂) - faille de La Grande rivière (D₁).

Il est indéniable ainsi que les dykes N 140° et N 170° se sont mis en place dans les fractures d'extension respectivement T/D₁ et T/D₂, créées antérieurement lors du décrochement dextre (paragraphe G.1.1.) (fig. 105).



Fig. 105 - Interprétation proposée des réseaux de dykes de diabase N 140° et N 170°

G.3.4.2. Réseau N 50 - 60°

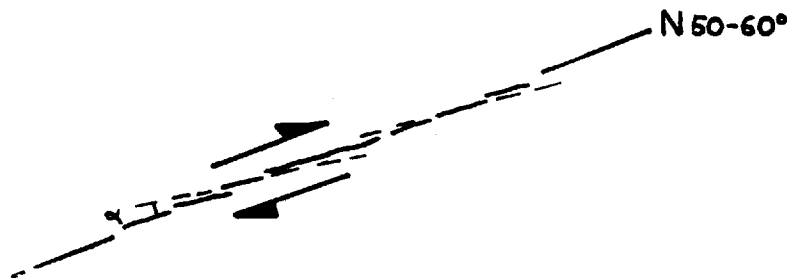
La position de ce réseau ne peut en aucun cas être liée au mécanisme de décrochement dextre de direction générale N 80°, qui a affecté le Nouveau Québec.

Trois faits principaux ont retenu notre attention :

1. Il apparaît que le réseau de dykes de diabase N 50 - 60° est disposé entre, d'une part le linéament de Kapuskasing à l'Ouest et d'autre part, la faille de Mistassini et les failles N 20 - 30° de l'ensemble granitique de Caniapiscau à l'Est (fig. 106). Notons que ce réseau de dykes se poursuit également à l'Ouest du linéament de Kapuskasing, sans être toutefois aussi bien marqué (fig. 104).

2. Ce réseau de dykes se dispose en échelon, par rapport au système N 20 - 30°. En Ontario (fig. 104), il se place à environ 35° du linéament de Kapuskasing.

3. WATSON (1980) note que, le long de ce réseau N 50°, chaque dyke ne dépasse pas 75 km de long et tend à se disposer "en échelon" par rapport à la direction générale N 50°, en faisant un angle de quelques degrés seulement (ceci s'observe sur la carte 2 198, du département des mines de l'Ontario).



Ce phénomène s'observerait également dans la région du lac Opinaca (carte aéromagnétique 4 miles au pouce, 32 F).

Une telle disposition suggérerait que les fractures "en échelon", occupées par les dykes de diabase, se seraient ouvertes par mouvement crustal de rejet dextre. Ce déplacement dextre aurait été induit par un mouvement le long des accidents anciens nord nord est - sud sud ouest de la zone de Kapuskasing (WATSON, 1980).

Ces différentes observations sur l'agencement en plan des différents réseaux de fractures suggèrent l'hypothèse suivante : le réseau de fractures N 50 - 60°, dans lequel se sont mis en place les dykes de diabase, correspondrait à des fractures de Riedel R, par rapport au système N 20 - 30° direction de mouvement majeur D^x, de rejet horizontal dextre (fig. 106).

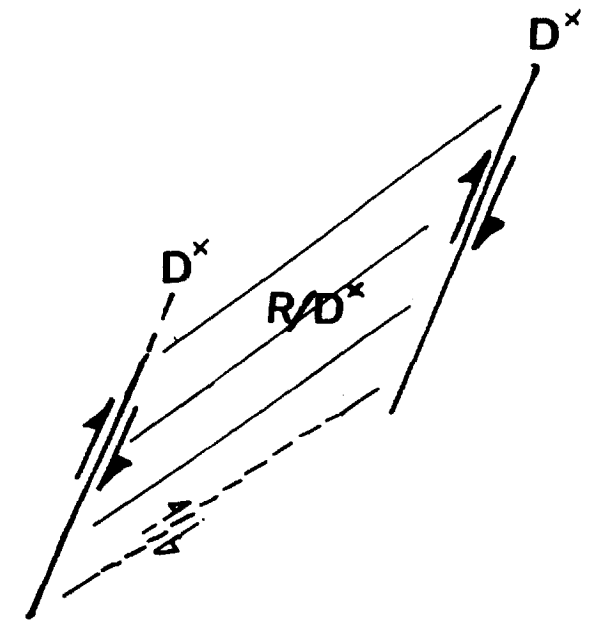
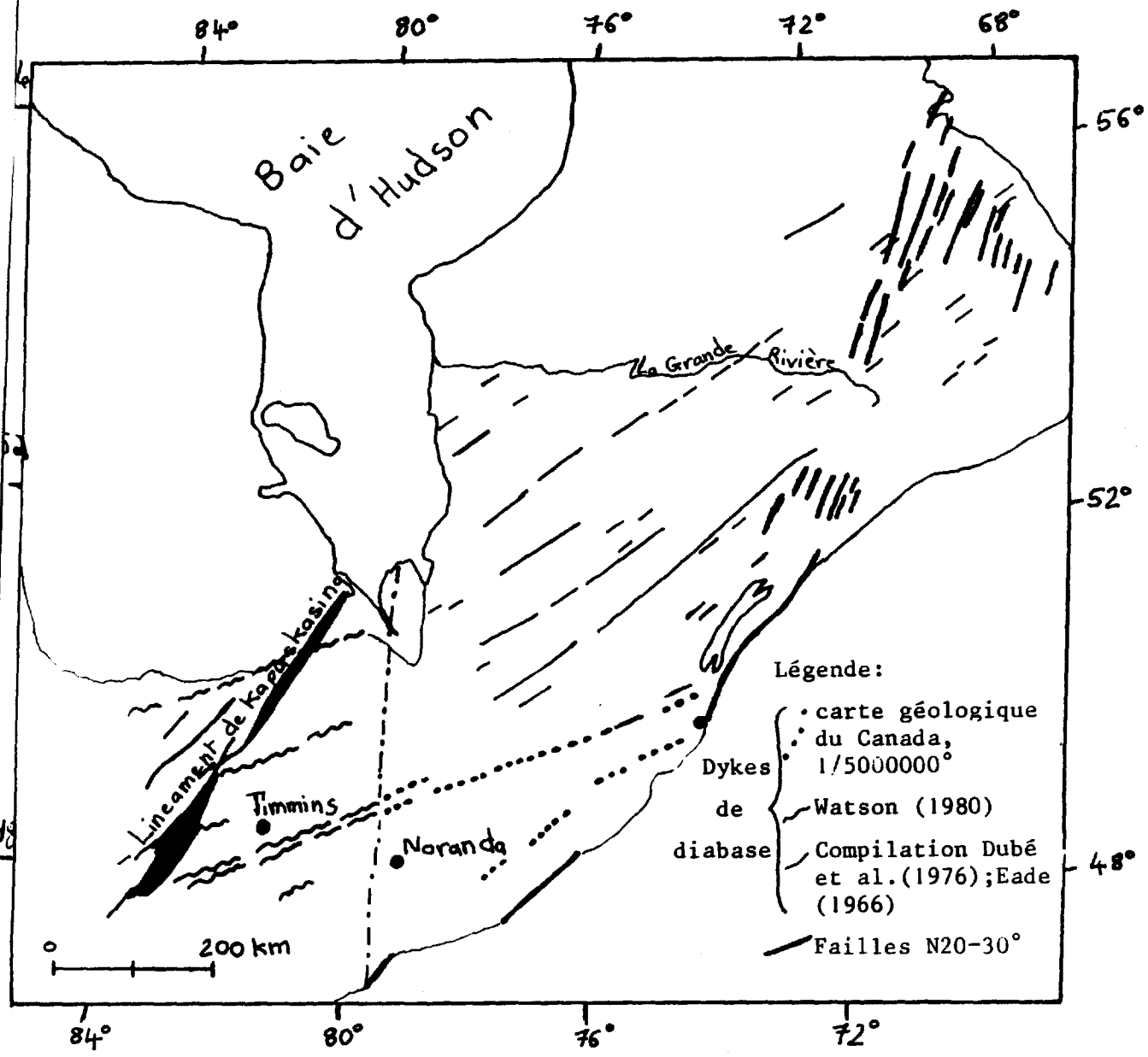


Fig. 106
Répartition des dykes de diabase de direction N50-60° et des fractures du système N20-30° schéma interprétatif

Ces fractures de Riedel R peuvent être affectées d'un mouvement dextre, de faible ampleur, induisant l'individualisation de fractures en échelons, mais montrent également une tendance à l'ouverture.

L'âge de cette phase tectonique n'est pas connue. La mise en place des dykes interviendrait postérieurement, vers 2 150 M.a. (période 3 de WATSON, 1980). fig. 107).

| Phases of structural disturbance (A-D) dated in relation to the times of emplacement of igneous suites (1-5) | |
|--|--|
| | D Differential subsidence of region northwest of line during or after period of Cretaceous sedimentation |
| | 5 <i>Kimberlitic dikes?</i> Jurassic? |
| | C Differential subsidence of Moose River Basin northwest of line, Ordovician to Devonian |
| Relative age not known | 4 <i>Alkaline complexes and carbonatites</i> 1700-1050 Ma |
| | 3 <i>Abitibi dike swarm</i> , 2150 Ma, dextral displacements |
| | B ? Differential uplift of block northwest of line and subsequent erosion before deposition of Animikie (no Huronian west of line) |
| | 2 <i>Matachewan dike swarm</i> and inferred extensions 2690 Ma, sinistral displacements |
| A | Definition of Kapuskasing line in deep crust and mantle; up-faulting of granulites, etc. in narrow strips, sinistral displacements |
| 1 | Development of granite-greenstone belt assemblage; Archaean 2700 Ma metamorphism, emplacement of Shawmere anorthosite complex at depth |

Fig. 107 - Différents stades évolutifs du linéament de Kapuskasing (WATSON, 1980)

WATSON (1980) a fait une synthèse sur l'origine et l'évolution de la zone gneissique de Kapuskasing. Il en ressort que la déformation des anomalies aéromagnétiques à l'intérieur et près de la bande de granulites suggère que les premiers mouvements, s'effectuant le long d'une zone de cisaillement ductile, étaient de composante senestre. La mise en place des intrusions de dykes de diabase de Matachewan interviendrait durant un stade tardif de cette phase de déplacement senestre (fig. 104).

Des déplacements successifs, de sens de mouvement différents, semblent être intervenus le long de cette zone, notamment dextre (période 3).

Pour WATSON (1980), depuis le protérozoïque inférieur, cette dislocation apparaît s'être comportée principalement comme une zone de faiblesse qui a joué en fonction des différents régimes tectoniques successifs.

G.3.5. Conclusion

G.3.5.1. Hypothèses quant aux relations entre les systèmes N 80° et N 20° - 30°

L'étude précédente conduit à envisager que les dykes de diabase se sont mis en place dans des réseaux de fractures liés à des mouvements le long des deux systèmes majeurs de fracturation :

- réseaux N 140° et N 170° liés au mécanisme de décrochement dextre de direction générale N 80° et correspondant respectivement à des fractures de tension T/D₁ et T/D₂ ;

- réseau N 50 - 60° lié à un décrochement dextre le long du système N 20 - 30° et correspondant à une position de fractures de Riedel R.

Cet arrangement régulier des dykes de diabase, selon les fractures de tension T/D_1 et T/D_2 , montre une persistance d'un même champ de contrainte depuis la fin de l'Archéen et le début de l'Aphébien (phase de tectonique cassante antérieure au dépôt de la formation de Sakami, datée de 2 400 M.a. par SEGUIN et al., 1980, comm. pers.), jusqu'au milieu de l'Aphébien (mise en place du réseau N 140° vers 2 200 M.a.).

Etant donné que les dykes d'Abitibi se sont mis en place vers 2 147 M.a., la fracturation N 50° - 60° doit donc être placée avant l'Aphébien moyen.

On peut se demander si le déplacement dextre proposé pour le système N 20° - 30°, notamment le long de la zone de Kapuskasing, n'aurait pas été induit par l'importante composante de cisaillement dextre qui a affecté la province du Supérieur, tant en Ontario (BLACKBURN, 1979) qu'au Nouveau Québec (fig. 108).

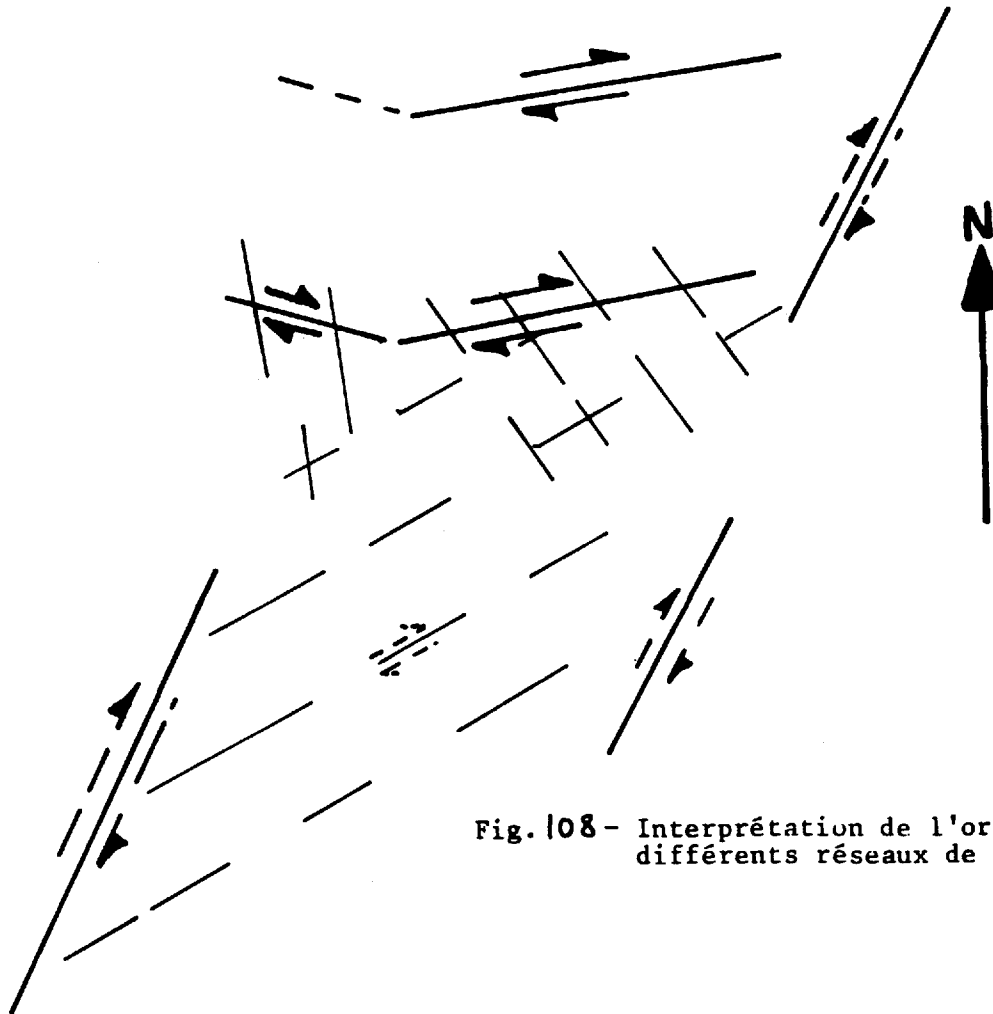


Fig. 108 - Interprétation de l'orientation des différents réseaux de dykes de diabase

Une telle interprétation suggère donc que le système de fractures N 20° - 30° est antérieur au mécanisme de décrochement dextre défini au Nouveau Québec et qu'il délimiterait ainsi un domaine structural particulier compris entre la faille de Kapuskasing à l'Ouest, et la faille de Mistassini et les fractures de l'ensemble granitique de Caniapiscau à l'Est. Ce domaine ainsi délimité est affecté non plus par un mécanisme décrochant parallèle aux structures, tel qu'observé au Nouveau Québec, mais plutôt par une

fracturation N 50 - 60°, liée à un rejeu dextre des accidents N 20 - 30°.

Ces fractures s'observent également dans la région de Noranda (carte de VAN DE WALLE, 1972) et dans la région de Chibougamau (paragraphe G.3.5.2.).

G.3.5.2. Hypothèses quant à la fracturation de la région de Chibougamau

DUQUETTE (1972) rapporte trois principales directions de fractures, (Fig. 109).

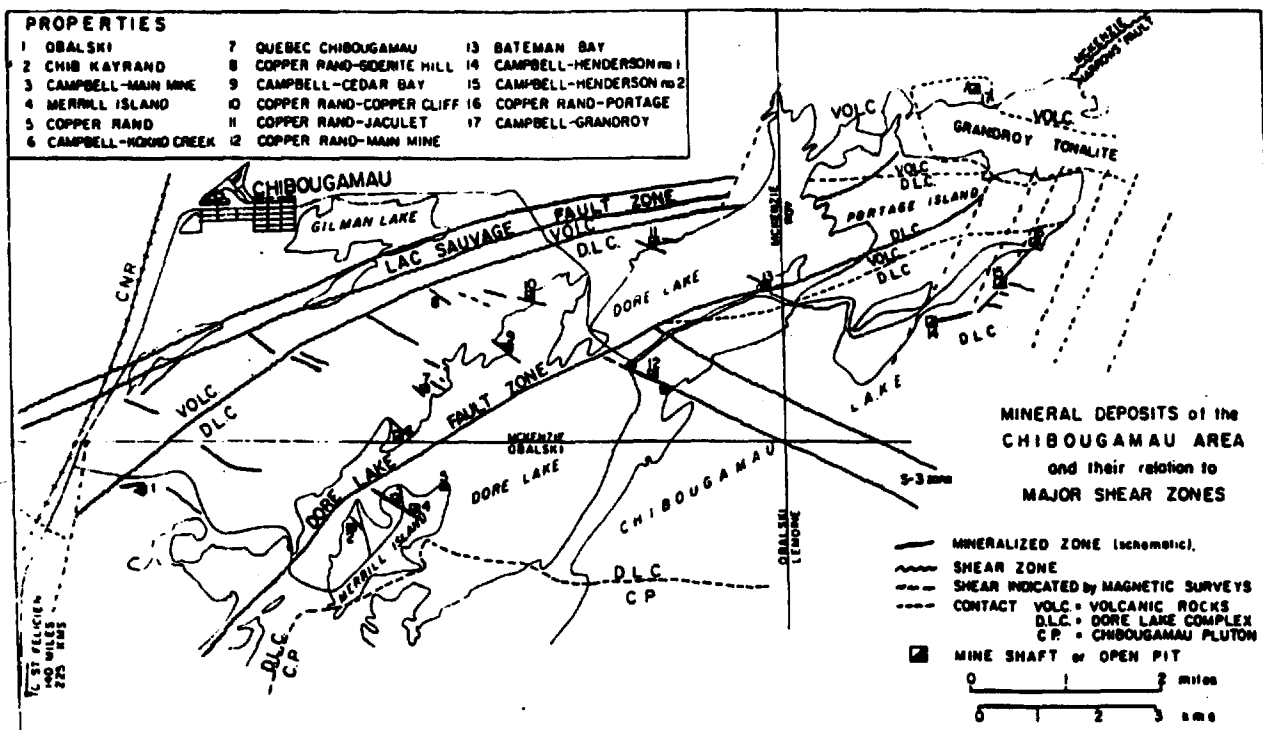


Fig. 109 - Carte géologique de la région de Chibougamau (ALLARD, 1972)

- Réseau nord est (N 50 - 60°)

Il comprend la faille du lac Gwillim, de rejet oblique senestre (1,6 km de rejet horizontal), la faille du lac Doré et la faille de McKenzie Narrows, de 1,6 km environ de rejet horizontal dextre (MATHIEU, 1966).

La faille de Waconichi appartiendrait à ce même réseau.

- Réseau ouest nord ouest (N 110°)

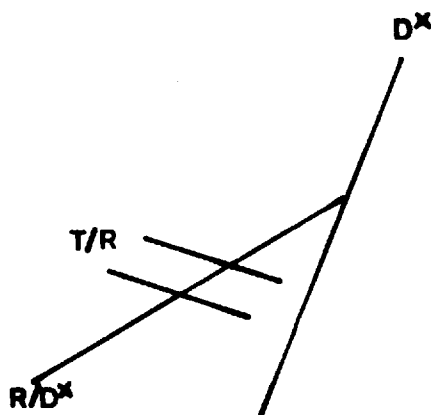
Ce réseau présente un grand intérêt économique puisqu'il constitue le contrôle structural évident de la plupart des gîtes de cette région (ALLARD, 1972).

- Réseau nord nord est (N 20° - 30°)

Il est disposé à proximité du front de Grenville, avec de nombreuses fractures de rejet senestre (ALLARD, 1967).

Les relations entre ces différents réseaux de fractures sont encore mal connues. Néanmoins, en se basant sur l'interprétation proposée de l'orientation du réseau N 50 - 60°, on peut invoquer l'hypothèse suivante : l'agencement en plan de ces différents réseaux s'intégrerait dans un modèle de décrochement dextre.

- réseau N 20 - 30° : fractures D², reprises lors de l'orogénèse grenvillienne ;
- réseau N 50 - 60° : fractures de Riedel de D²
- réseau N 110° : fractures d'extension T de Riedel R.



On a été amené à proposer un tel modèle pour la fracturation de la région de Chibougamau, car elle s'intègre dans le schéma d'ensemble précédemment établi (fig. 106). Il est néanmoins à prendre avec précaution car il fait abstraction d'une part du rejet senestre observé le long de la faille du lac Gwillim et du réseau N 20° - 30°, d'autre part de la proximité du front de grenville qui s'est vraisemblablement sur-imposé à une fracturation ancienne.

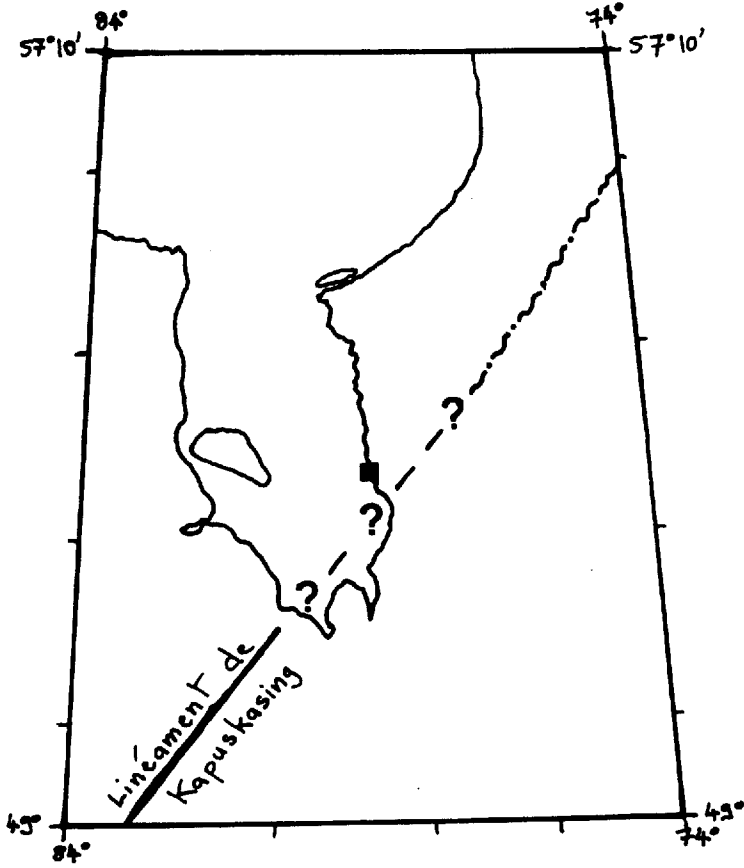
H - PROLONGATION NORD-EST DE LA ZONE GNEISSIQUE DE KAPUSKASING ?

La zone gneissique de Kapuskasing (fig. 110), de direction est nord est, recoupe nettement les directions structurales est-ouest de l'Archéen. Elle coïncide avec un accroissement brutal du métamorphisme, un changement de nature lithologique, une large zone mylonitique et une forte susceptibilité magnétique (GIBB, 1978). Elle s'étend du lac Supérieur à la baie de James, et se marque par une anomalie gravimétrique positive et par une bande d'anomalies magnétiques distinctes.

Le problème de la prolongation de cette structure vers le Nord-Est, sous la baie James, a longtemps été discuté (synthèse in GIBB, 1978).

Des données gravimétriques récentes (GIBB, 1978) (fig. 69) montrent que la zone gneissique de Kapuskasing se termine brutalement au Sud de l'île d'Animikie, le long de l'extension orientale de la faille de la rivière Winisk.

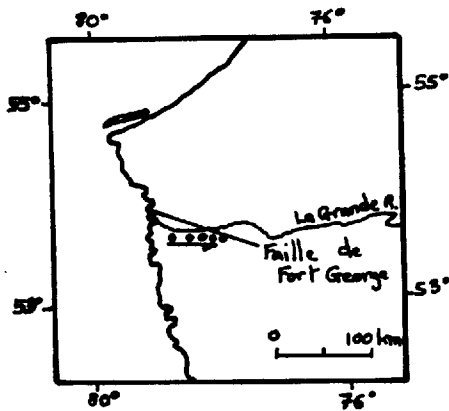
Les données magnétiques de la région (fig. 80 et carte EASTMAN 33D) ne montrent aucune structure particulière de direction est nord est, dans la prolongation de la zone gneissique de Kapuskasing.



~.~.~. Limite entre fractures
N80° et N110°

■ Occurrence de
syénites alcalines
(Rémick, 1977)

Fig. 110 - Prolongation possible
du linéament de Kapuskasing vers
le Nord Nord Est



• Echantillons
→ Sens du rajeunissement

Fig. 111 - Localisation des échantillons analysés
(d'après BROOKS, 1980)

Par contre, sur la carte structurale du Nouveau Québec (pl. h. texte II) un élément pourrait suggérer une telle prolongation du linéament de Kapuskasing. En effet, le passage du régime des décrochements D_1 ($N 80^\circ$) à celui de leur Riedel D_2 ($N 110^\circ$) semble se faire selon des limites $N 20^\circ - 30^\circ$ (fig. 71), qui correspondent ainsi aux grandes limites de domaines de la province géologique. Cartographiquement, cette limite se place dans la prolongation vers le Nord Est du linéament de Kapuskasing (fig. 110). D'autre part, on a déjà souligné (paragraphe C.2.2.2., a) que cette limite correspond également à un changement brutal de comportement gravimétrique.

REMICK (1977) note un massif de syénites alcalines en bordure de la baie de James (fig. 110). Il est interprété comme matérialisant probablement le prolongement de la zone gneissique de Kapuskasing (FRANCONI, 1979).

Compte tenu des données dont nous disposons, il est difficile de se faire une idée définitive sur une telle prolongation du linéament de Kapuskasing. Néanmoins, dans un tel cas, à la différence de sa partie ontarienne (au Sud de la baie James) où il correspond à une structure majeure, il se prolongerait vers le Nord Est de manière plus diffuse sous la forme d'une zone de faiblesse, d'importance mineure, révélée lors d'une fracturation postérieure.

BROOKS (1980) met en évidence un âge d'errochrone de roches totales d'environ 2 300 M.a. par méthode Rb/Sr, fourni par des gneiss et migmatites échantillonnés entre le lac Duncan et Fort George (fig. 111). Il l'interprète comme résultant d'une rééquilibration isotopique partielle, incomplète, durant un épisode Aphébien. L'explication proposée rattache ces données à une extrapolation de la zone gneissique de Kapuskasing vers le Nord Est.

Compte tenu des arguments avancés précédemment, il est à notre avis peu vraisemblable d'invoquer une telle hypothèse pour expliquer cet âge de 2 300 M.a. Une explication plus plausible rattacherait cet âge à la phase de tectonique cassante qui a affecté le Nouveau Québec.

En effet, les données montrent un rajeunissement en se déplaçant vers l'Est ; une telle évolution coïncide avec un changement de nature lithologique de gneiss en migmatite (BROOKS, 1980). Il est noté une séricitisation et une saussuritisation des plagioclases, et des limites de grains flous dans les échantillons situés à l'extrémité orientale de la coupe (fig. 111).

Cartographiquement, on s'aperçoit que l'intensité du rajeunissement s'accroît en se rapprochant de la trace de la faille de Fort George. On peut se demander s'il ne résulterait pas des effets de la mylonitisation (séricitisation et saussuritisation notamment), d'autant que les cartes aéromagnétiques de la région montrent que la faille de Fort George affecte une tranche de socle relativement importante (paragraphe B.2.1.2., a).

I - APPORT DE L'ETUDE STRUCTURALE A LA PROSPECTION MINIERE

Il concerne principalement la prospection de l'uranium et du cuivre.

I.1. URANIUM

D'importantes campagnes de prospection d'uranium ont été et sont actuellement entreprises dans le Nouveau Québec. Elles sont le fait de nombreuses compagnies minières :

- Groupe minier S.E.S. (S.D.B.J. - Eldorado Nucléaire et Seru Nucléaire) dans le secteur de La Grande rivière ;
- Eldorado Nucléaire et Uranerz dans le secteur de la Petite rivière de la Baleine ;
- Seru Nucléaire, Soquem et Uranerz dans le secteur des Monts Otish.

Dès 1976 et 1977, SHARMA attire l'attention sur l'important potentiel uranifère représenté par la région de La Grande rivière. Il note des minéralisations uranifères contenues dans des zones cisailées, et conseille une recherche intensive sur tous les systèmes de fracturation.

L'étude structurale du Nouveau Québec permet de définir des zones plus particulièrement favorables, pour la recherche des minéralisations uranifères, de type filonien :

- les failles majeures de Fort George, de La Grande rivière, de la Petite rivière de la Baleine et de sa prolongation jusque dans le secteur du Golfe de Richmond ;

- toutes les failles jouant en ouverture :

- . les failles de Riedel, qui permettent l'individualisation des grabens dans la région du lac Tilly et de la rivière Laforge, constituent les pièges les plus favorables ;
- . les failles d'extension T (T/D_1 et T/D_2) ;
- . et plus accessoirement, les failles limitant les bassins sédimentaires de Sakami, le long desquelles se sont effondrés les différents panneaux de socle.

Remarque : la veine d'uranium observée en bordure nord-ouest du graben de la rivière Laforge, de direction $N 150^\circ$, se dispose selon une fracture d'extension T.

Une attention particulière devrait être portée à la limite entre les domaines structuraux du lac Bienville et de La Grande rivière de la Baleine (fig. 71). En effet, elle correspondrait à une zone en extension, matérialisée par des fractures d'extension T/D_1 , de direction $N 140^\circ$, comprises dans le dièdre défini par les familles $N 110^\circ - N 80^\circ$.

I.2. CUIVRE

La région des lacs Duncan - Yasinski - Bruce a été l'objet de nombreuses campagnes de prospection dans le début des années 60. Des minéralisations sulfurées, surtout pyrite, ont été trouvées toujours associées aux roches métavolcaniques (MILLS, 1967).

La découverte la plus importante a été faite sur le rive sud de la péninsule du lac Janjandashi. La roche minéralisée se compose de sulfures massifs à disséminés, surtout chalcopryrite, dans une zone de cisaillement silicifiée de direction est-ouest (in EADE, 1966). Un échantillonnage

préliminaire indiqua 8,1 % Cu, 1,13 Oz Ag (32 g) et 0,01 % de Sélénium par tonne sur une largeur de 44 pieds (13,5 m) (in SHARMA, 1977). Des études ultérieures n'ont pas permis de mettre en évidence d'autres amas aussi importants.

L'origine exacte de cette minéralisation n'a pas été clairement définie, néanmoins un contrôle structural est vraisemblable. Dans une telle hypothèse, et étant donné que l'indice se dispose dans l'axe de la faille de Fort George, il serait souhaitable d'effectuer des recherches plus précises le long de cet accident majeur, du lac Janjandashi jusqu'en bordure de la baie de James.

Conclusion

L'étude structurale conduit à définir certaines "cibles" d'intérêt économique en ce qui concerne surtout l'uranium et le cuivre.

A notre avis, la faille de Fort George, de signature magnétique et gravimétrique remarquables, est une zone particulièrement favorable tant pour l'uranium que pour les métaux de base.

J - CONCLUSION

L'étude structurale du Nouveau Québec telle qu'elle vient d'être exposée a été élaborée à partir de l'interprétation conjointe des photographies de satellites et des cartes aéromagnétiques. Il convient donc d'apprécier la valeur de cette méthodologie avant de résumer les principaux résultats qui ont été ainsi obtenus.

1. Interprétation des documents de satellites. Confrontation avec les cartes aéromagnétiques

L'analyse des documents de satellites est actuellement de plus en plus répandue. Dans le domaine géologique, elle conduit, entre autre, à l'établissement de cartes d'alignements.

Sur ce point, un risque évident guette l'opérateur. En effet, les tracés linéaires décelables, qu'ils soient rectilignes ou curvilignes, sont innombrables. Souvent, ils sont d'ordre géologique (fractures, foliation, axes de plis, diaclases...), mais parfois ils peuvent ne pas l'être (artéfacts liés au système de détection ou dans les zones à forte densité de population : voies de circulation, lignes à haute tension, ...). De plus, pour ceux d'origine géologique, leur nombre est si élevé qu'il est impensable de tous les représenter et qu'il est nécessaire de les trier et de les hiérarchiser.

Ensuite, en admettant que les alignements tracés soient vraiment de nature géologique, se pose le problème de leur réelle signification. Ainsi, GOGUEL (1978) considère que "la recherche systématique d'alignements visibles sur les photographies E.R.T.S. n'apporte pas une information significative sur la structure", car le plus souvent, "ils ne correspondent qu'à la coalescence de taches fortuites".

De la sorte, il est nécessaire de faire preuve d'une extrême prudence et d'abord de n'utiliser cette méthode que dans les régions qui s'y prêtent.

Sur ce point, nous pensons que le territoire du Nouveau Québec est particulièrement favorable à l'analyse des documents de satellites pour

trois principales raisons :

- relief pratiquement nul, donc absence d'ombres parasites ;
- important réseau hydrographique qui, du fait du faible relief, est plus particulièrement disposé le long des fractures ou selon les plans de foliation plus facilement érodés ;
- recouvrement morainique peu épais.

Du point de vue opératoire, nous avons débuté par une étude photo-géologique locale (échelle 1/31 680) pour bien définir les critères de reconnaissance des accidents tectoniques et nous "imprégner" des interactions entre morphologie et géologie (lithologie, tectonique).

Cet "étalonnage" étant fait, nous n'avons pris en compte sur les documents de satellites que les alignements dûs à l'évidence à des fractures, tels que les tracés des rivières, le découpage des lacs, leur répartition en chapelet, etc... et qui ne pouvaient être interprétés comme les tracés des plans de foliation.

Simultanément, nous avons utilisé les cartes aéromagnétiques qui nous ont permis soit de confirmer des fractures vues sur les photographies de satellites, soit de voir le prolongement de certaines d'entre elles, soit d'en déceler d'autres (faille des îles Combs). En effet, les fractures provoquent dans certains cas, une perturbation du champ magnétique se traduisant par une indentation, une torsion, un resserrement des lignes de flux ou bien sont à l'origine d'une anomalie négative (faille de Fort George).

Il est certain qu'une telle façon de procéder est entachée de subjectivité. Elle a au moins à notre avis deux mérites :

- le premier est d'intégrer toute une série de données locales dans un schéma le plus cohérent possible à l'échelle d'un territoire ;
- le second est d'avoir dégagé certains "secteurs clés" qui pourront du fait de leur surface relativement réduite, faire l'objet d'études de terrain détaillées pouvant confirmer ou infirmer nos conclusions. Le meilleur exemple d'un tel secteur présentant une grande complexité structurale est la région des lacs Janjandashi, Coutaceau et Sakami.

2. Les réseaux de fractures du territoire du Nouveau Québec

Les données obtenues, comme il vient d'être dit, à partir des photographies de satellites et des cartes aéromagnétiques ont été confrontées aux données géologiques existantes, en particulier celles concernant les dykes de diabase. Ceci a permis de définir six familles de fractures : N 80°, N 140°, N 110°, N 170°, N 45 - 55°, N 20 - 30°, parmi lesquelles quatre discontinuités majeures ont été dégagées : les failles de Fort George, de La Grande rivière, de la Petite rivière de la Baleine et du lac Sakami.

Leur répartition cartographique a conduit à la définition de six domaines structuraux, chaque domaine étant caractéristique d'un ensemble lithologique particulier. Il a ainsi été montré un contrôle de la fracturation par la nature lithologique des ensembles affectés.

L'agencement en plan des différentes familles de fractures permet de définir deux systèmes principaux :

a) Système N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 - 55°

Leur agencement en plan ainsi que la cinématique des principaux accidents s'intègrent dans un modèle de décrochement dextre, caractérisé par :

- des fractures de cisaillement D_1 , de direction N 80° ;
- des fractures de Riedel R/D_1 , devenant dans la partie occidentale, direction majeure de mouvement D_2 , de direction N 110° ;
- des fractures de type P/D_1 , de direction N 45° - 55°, relativement accessoires et interprétées localement comme des ruptures de ponts entre des relais D_1 (région du lac Vincelotte) ;
- des fractures d'extension T/D_1 et T/D_2 , de direction respectivement N 140° et N 170°.

Des décrochements d'anomalies aéromagnétiques suggèrent pour la faille de Fort George un rejet horizontal dextre de 20 km.

Ces différentes familles de fractures s'organisent selon une "zone de décrochement" (ROBERT et VIALON, 1976), caractérisée par :

- une zone interne qui correspond à l'ensemble granitique du Nouveau Québec, avec des fractures D_1 , R/D_1 et P , et qui est limitée par deux discontinuités majeures dans lesquelles se concentreraient les mouvements : les failles de La Grande rivière et de la Petite rivière de la Baleine ;
- une zone externe, correspondant aux ensembles métasédimentaires de Rossignol et/ou granitique d'Ungava, caractérisée par des fractures d'extension T/D_1 principalement.

Les bassins sédimentaires de Sakami se disposent de part et d'autre de la zone interne, jalonnant les deux discontinuités majeures.

Ce système de fractures se prolonge de part et d'autre du craton d'Ungava, dans les régions de Richmond Gulf d'une part, et des lacs Cambrian et Castignon d'autre part. Cela suggère une mise en place des différents grabens en liaison avec le mécanisme de décrochement dextre. Une telle disposition conduit à proposer une corrélation stratigraphique entre les formations d'origine continentale de Pachi et Richmond Gulf, de Chakonipau et de Sakami.

Un agencement structural similaire à celui du Nouveau Québec est à envisager en Ontario et au Manitoba, où d'importantes failles à rejet horizontal similaire (failles de Sydney lake, Wabigoon et Quético) sont observées aux limites des différentes subprovinces géologiques, ordonnées en segments est-ouest.

b) Système N 20 - 30°

Il affecte surtout l'ensemble granitique de Caniapiscau. Plus au Sud, il s'observe dans la région des Monts Otish, la faille de Mistassini marquant probablement sa prolongation méridionale. Il est à corrélérer au linéament de Kapuskasing, de même direction.

Cette disposition suggère ainsi l'existence d'un important système de cassures, de direction N 20 - 30°, observé au Sud du 52° de latitude.

L'analyse des différents réseaux de dykes de diabase , entre les 50° et 56° de latitude, met en évidence trois directions majeures : N 140°, N 170° et N 50° - 60°. Il apparaît qu'ils se sont mis en place dans des fractures liées aux deux systèmes de fracturation.

Les réseaux N 140° et N 170° se disposent respectivement selon les fractures d'extension T/D₁ et T/D₂, liées au mécanisme de décrochement dextre qui a affecté le Nouveau Québec.

Le réseau N 50 - N 60°, corrélé aux dykes d'Abitibi, est par contre disposé en échelon par rapport au système N 20 - 30° ; il correspondrait à des fractures de Riedel R induites par un mouvement dextre du réseau N 20 - 30° (D²).

CONCLUSION GENERALE

Nous allons résumer brièvement les principaux résultats obtenus dans cette étude. Cette dernière n'est pas, bien entendu, exhaustive et beaucoup de problèmes restent posés : datations absolues des phénomènes, relations entre les différents systèmes de fractures, genèse des minéralisations uranifères, etc...

Nous espérons néanmoins qu'ils constitueront un apport à la connaissance de ce vaste territoire du Nouveau Québec.

1) Les bassins sédimentaires protérozoïques de la région du lac Tilly et de la rivière Laforge

La série stratigraphique de la formation sédimentaire de Sakami de cette région est subdivisée en trois parties :

- partie inférieure, constituée d'argilites et silts verts à la base, puis rouges au sommet ;
- partie moyenne composée de grés ;
- partie supérieure, représentée par un conglomérat polygénique à matrice carbonatée.

L'analyse des indicateurs de paléo-environnements et l'étude granulométrique suggèrent une évolution paléo-géographique étroitement liée à une activité tectonique. Elle peut se résumer ainsi :

- après une importante phase tectonique cassante qui a déterminé la formation d'un système horst et graben, et du fait d'une érosion préférentielle le long des zones broyées et cisailées, on a création de dépressions propices à l'installation de lacs ;
- la sédimentation s'effectue sous des conditions d'abord réductrices, puis oxydantes ;
- après une réactivation tectonique, l'effondrement du graben détermine une sédimentation arénacée (partie moyenne) issue d'un milieu de transport de type fluviatile long ;
- le dépôt des conglomérats de la partie supérieure résulterait également d'un effondrement brutal du bassin, le long de l'accident majeur : le linéament Tilly - Laforge.

Durant toute la sédimentation, la partie méridionale du bassin a constitué un paléo-relief, qui a alimenté le dépôt du conglomérat à galets de quartzite sombre interstratifié dans les niveaux argilo-silteux et arénacés.

Ces sédiments ont été affectés par un métamorphisme anchizonal à épizonal, caractérisé par la paragenèse minérale : illite - chlorite - pyrophyllite - épidote s.str. et des indices de cristallinité de l'illite compris entre 5 et 2,7. La woodhouseïte serait contemporaine de ce métamorphisme.

L'origine de ce dernier n'a pu être clairement définie. Il pourrait résulter, à notre avis, d'un flux thermique lié aux dernières phases de réactivation tectonique.

2) La place des bassins sédimentaires protérozoïques dans l'agencement structural du Nouveau Québec

Ce contrôle tectonique des divers bassins sédimentaires protérozoïques étant établi, nous avons été conduits à les replacer dans le vaste contexte structural du Nouveau Québec. Nous avons pu ainsi définir deux systèmes de fracturation.

- Système N 80° - N 110° - N 140° - N 170° - N 45 - 55°

Il affecte pratiquement l'ensemble du Nouveau Québec, à l'exception de son extrémité orientale. Ces différentes fractures s'intègrent dans un modèle de cisaillement dextre, de direction N 80° (D₁). Il est caractérisé par des fractures de Riedel R (N 110°), des fractures d'extension T/D₁ (N 140°) et des fractures P (N 45-55°).

A l'extrémité occidentale du territoire, le réseau N 110° devient direction de mouvement majeur D₂, qui détermine la création de fractures d'extension T/D₂ de direction N 170°. Sur la base de décrochement d'anomalies aéromagnétiques, on peut avancer un déplacement de l'ordre de 20 km le long de la faille de Fort George.

Les réseaux de dykes de diabase N 140° et N 170° se sont mis en place selon les fractures T/D₁ et T/D₂.

Ce système s'organise selon une "zone de décrochement" induite par la nature lithologique des différentes subprovinces géologiques et qui se décompose en :

- . une zone interne, avec des fractures D₁, R et P, correspondant à l'ensemble granitique du Nouveau Québec et qui est limitée par les failles de La Grande rivière au Sud et de la Petite rivière de la Baleine au Nord, ces failles majeures étant jalonnées par les bassins sédimentaires de la formation de Sakami.

- . deux zones externes, avec des fractures T/D₁ principalement (voire D₁), qui correspondent aux ensembles métasédimentaires de Rossignol (zone nord) et granulitique d'Ungava (zone sud).

Au Sud des failles de Fort George et de La Grande Rivière, qui se raccordent dans la région des lacs Coutaceau et Janjandashi, s'individualisent différents blocs où les foliations ont subi des rotations internes anti-horaires du fait d'un rejet horizontal dextre des divers accidents, dont la faille du lac Sakami.

On peut enfin noter que ce système de fractures a contrôlé non seulement la mise en place des bassins de la formation de Sakami, mais aussi celle des grabens de la région des lacs Cambrian et Castignon à l'Est et du Golfe de Richmond à l'Ouest.

- Système N 20 - 30°

Il affecte essentiellement l'ensemble granulitique de Caniapiscou, et se poursuit probablement au Sud par la faille du lac Mistassini. Il correspond à un important système de fractures (D₂) englobant notamment le linéament

de Kapuskasing.

Le réseau de dykes de diabase de direction N 50 - 60°, disposé en échelon par rapport au système N 20 - 30°, se serait mis en place selon des fractures de Riedel R/D*.

La chronologie de ces différents événements peut s'établir comme suit :

- l'activité tectonique cassante se place au tout début de l'Aphébien et correspond vraisemblablement aux dernières manifestations de l'orogénèse kénoréenne (2 480 M.a.). Elle se caractérise par différents réseaux de fractures qui sont en grande partie contrôlés par la nature lithologique des sub-provinces géologiques ;
- le dépôt de la formation de Sakami s'effectue à l'Aphébien inférieur, vers 2 400 M.a. (SEGUIN et al., 1980, par méthode paléomagnétique), dans des grabens précédemment délimités et soumis à de fréquentes réactivations ;
- l'intrusion des dykes de diabase est d'âge aphébien moyen : réseaux N 140° vers 2 200 M.a. (SEGUIN et al., 1980, par méthode paléomagnétique) et N 50 - 60° vers 2 150 M.a. (GATES et HURLEY, 1973, par méthode Rb/Sr).

Des études ultérieures devront tendre à replacer ces différents événements dans le contexte structural plus général de la province géologique du Supérieur. En effet, compte tenu de l'échelle des phénomènes, sans une intégration de l'ensemble des structures, il est difficile d'expliquer les problèmes se posant à une échelle plus locale. A notre avis, les dykes de diabase constituent un élément déterminant pour l'édification d'un modèle structural global.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD G.O..- 1967.- Géologie du Quart Nord-Ouest du Canton de Rinfret, Comtés d'Abitibi-est et de Roberval.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport préliminaire R.P. 567.
- ALLARD G.O..- 1972.- Géologie du Précambrien et gites minéraux de la région de Noranda - Val d'Or et Matagami - Chibougamau, Québec.- 24ème Congrès géol. intern., excursion A 41 - C 41.
- BARRIOU R..- 1978.- Manuel de Télédétection.- Edit. Sodipe, 1978.
- BELL C.K..- 1971.- Boundary Geology, Upper Nelson River area, Manitoba and Northwestern Ontario.- The Geological Association of Canada, special paper, n° 9, pp. 11-39.
- BERARD J..- 1965.- Région de Toco-Témiscamie, Territoire de Mistassini.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique 113.
- BLACKBURN C.E. and McKASEY W.O..- 1977.- Nature of the Quetico - Wabigoon boundary in the De Courcey - Smiley Lakes area, Northwestern Ontario : Discussion.- Can.J.Earth Sci., 14, 1959-1961 (1977).
- BLACKBURN C.E..- 1979.- Wabigoon fault : a major structural break in Northwestern Ontario ?.- Geological Association of Canada, Annual Meeting, Quebec, Mai 1979, p. 39.
- BOCQUET J..- 1974.- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises.- Th. Doctorat d'Etat, Grenoble.
- BROOKS C..- 1980.- Apehbian overprinting in the Superior Province east of James Bay, Quebec.- Can.J.Earth.Sci., 17, pp. 526-532.
- CAILLEUX A. et TRICART J..- 1959.- Initiation à l'étude des sables et des galets Tome I.- Centre Doc. Universitaire, Paris, 3 tomes.
- CATY J.L..- mai 1976.- Région du Lac Mistassini, Québec : stratigraphie et sédimentologie de la formation de Papaskwasati.- Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des mines, exploration géologique.- 270 p.
- CHANDLER F.W..- 1980.- Proterozoic Redbeds Sequences of Canada.- Geol. Surv. Canada, Bull. 311.
- CHOWN E.H..- 1971.- Région de Tichégami.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport géologique, 144.
- CHOWN E.H., SHARMA K.N.M., DUBE J.P. et LAVIGUEUR C..- 1976.- Origin of the Sakami Formation, La Grande River, Québec.- Geol. Assoc. of Canada and Mineralogical Assoc. of Canada, Ontario, Canada.
- CHOWN E.H..- 1979.- Structure and metamorphism of the Otish Mountain area of the Grenvillian Foreland zone, Quebec.- Geol. Soc. Amer., Bull., U.S.A., (1979), 90, n° 1, pp. 13-15.
- CROUSILLES M., DELOCHE Ch., DIXSAUT Ch. et TAMAIN G..- 1977.- Proposition d'approche méthodologique à l'exploitation géologique de l'imagerie spatiale.- Vème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, 19-22 avril 1977, p. 1975.
- CROUSILLES M., DELOCHE C., DIXSAUT Ch. et TAMAIN G..- 1978.- Télédétection spatiale et fracturologie de la chaîne cantabrique (Espagne) : exemple d'une approche méthodologique.- Bulletin du B.R.G.M. (2ème série), section IV, n° 1 - 1978, pp. 5-38.

- DIMROTH E..- 1968.- The evolution of the central segment of the Labrador geosyncline.- N.Jb.Geol.Paläont., Abh., vol. 132, pp. 22-54.
- DIMROTH E..- 1969.- Geology of the Castignon Lake area, New Quebec Territory.- Ministère des Ressources Naturelles, Québec, rapport préliminaire P.R. 571.
- DIMROTH E., BARAGAR W.R.A., BERGERON R. et JACKSON G.D..- 1970.- The filling of the Circum - Ungava Geosyncline.- Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Canada, Paper 70-40, pp. 45-142.
- DIMROTH E..- 1978.- Région de la Fosse du Labrador Area (54°30' - 56°30').- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique 193.
- DOUGLAS R.J.W. and PRICE R.A..- 1972.- Nature and significance of variations in tectonic styles in Canada.- in Variations in tectonic styles in Canada, The Geological Association of Canada, Special paper n° 11, November 1972, pp. 625-688.
- DUBE, C., FRANCONI, A., HOCQ, M., REMICK, J.H., SHARMA, K.N.M., AVRAMTCHEV, L., and DUCROT, C. 1976 - Compilation géologique du territoire de la baie de James; Min. Rich. Natur. Québec, Open File Rep. DP-358
- DUNOYER de SEGONZAC G..- 1969.- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme.- Mem. Serv. Carte Géol. Als.Lorr., 29, 320 p., Strasbourg.
- DUQUETTE G..- 1972.- La ceinture volcanique du district de Chibougamau.- 24ème Congrès géol. intern. excursion A 41 - C 41.
- EADE K.E..- 1966.- Fort George River and Caniapiscaw river map areas, New Quebec.- Geological Survey of Canada.- Memoire 339, 84 p.
- Eldorado Nucléaire Limitée.- 1977.- Projet 523 Programme 1977, P.E. 611.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 33711.
- Energy, Mines et Ressources Canada.- 1978.- Le Centre canadien de télédétection.- Brochure.
- ESQUEVIN J..- 1969.- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité.- Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A., Vol. 3, n° 1, 31 mai 1969.
- FAHRIG W.F..- 1956.- Cambrian Lake (West half), New Quebec.- Geol. Surv. Can., Paper 55-42.
- FAHRIG W.F..- 1957.- Geology of certain Proterozoic rocks in Quebec and Labrador.- in "The Proterozoic in Canada".- Roy. Soc. Can., Spec. Publ. n° 2, pp. 112-123.
- FAHRIG W.F..- 1963.- Age and Significance of diabase dykes swarms of the Canadian shield.- Nature, v. 200, pp. 934-937.
- FRANCONI A..- 1978.- La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastman inférieure (Ouest de la longitude 76°15').- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport final, D.P.V. 574.
- FRANCONI A..- 1979.- L'Archéen à l'Est de la Baie James, entre les 50° et 54° degrés de latitude, Province du Québec.- Association Géologique du Canada, Annual Meeting, Mai 1979, p. 50.
- FRANCONI A..- 1980.- Région de la Gorge Prosper, Territoire de la Baie James.- Ministère de l'Energie et des Ressources, rapport préliminaire, D.P.V. 720.

- GATES T.M. and HURLEY P.M..- 1973.- Evaluation of Rb/Sr dating methods applied to the Matachewan, Abitibi, Mac-Kenzie and Sudbury dyke swarms in Canada.- Can. Journ. of Earth Sciences, 10, pp. 900-919.
- GIBB R.A. and WALCOTT R.I..- 1971.- A precambrian suture in the canadian shield.- Earth and Planetary Science Letters, 10, n° 4, pp. 417-422.
- GIBB R.A..- 1975.- Collision tectonics in the canadian shield.- Earth planetary Sci. Letters, Netherl., (1975), 27, n° 3, pp. 378-382.
- GIBB R.A..- 1978.- A gravity survey of James bay and its bearing on the Kapuskasing Gneiss Belt, Ontario.- Tectonophysics, Netherl., 1978, 45, n° 2 - 3, pp. 7-13.
- GOGUEL J..- 1978.- Quelle information géologique apportent les images E.R.T.S.? - Bull. B.R.G.M., t. 2, Vol. IV, fasc. 1, pp. 3-4.
- GOODWIN A.M., AMBROSE J.W., AYERS L.D., CLIFFORD P.M., CURRIE K.L., ERMANOVICS I.M., FAHRIG W.F., GIBB R.A., HALL D.H., INNES M.J.S., IRVINE T.N., McLAREN A.S., NORRIS A.W. and PETITJOHN F.J..- 1972.- The Superior Province.- in Variations in Tectonic styles in Canada, The Geological Association of Canada, special paper n° 11, November 1972, pp. 527-623.
- GRENON A., ROY D. et SHARMA K.N.M..- 1977.- Can J. Earth Sci., 14, 3, pp. 500-504.
- Groupe Minier S.E.S..- 1978.- Documents cartographiques sur la géologie du permis S.E.S..- Non publié, comm. pers.
- HASHIMOTO, T., 1962 - Région des lacs Village, territoires de Mistassini et du Nouveau-Québec; ministère des Richesses naturelles, Québec; rapportpréliminaire 473
- HERD R.K..- 1978.- Notes on metamorphism in New Quebec.- Metamorphism in the Canadian Shield, Geol. Surv. Can., Paper 78-10, pp. 79-83, 1978.
- INNES M.J.S., GOODACRE A.K., WEBER J.R. and McCONNEL R.K..- 1967.- Structural implications of the gravity field in Hudson Bay and Vicinity.- Can. J. Earth Sci., Vol. 4, pp. 977-993.
- KATO T..- 1977.- Further refinement of the woodhouseite structure.- N. Jb. Miner. Mh., H. 2, pp. 54-58, Stuttgart 1977.
- KUBLER B..- 1966.- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, pp. 105-122.
- KUBLER B..- 1968.- Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite, Etat des progrès réalisés ces dernières années.- Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A., Vol. 2, n° 2, 30 novembre 1968.
- KUENEN Ph.H..- 1965.- Value of experiments in geology.- Geol. Mijnbouw 44, pp. 22-36.
- LAROCQUE G.S. et AUBIN L..- 1978.- Description des aménagements hydroélectriques du Complexe La Grande.- Société d'Energie de la Baie James.
- LEE S.M..- 1965.- Région d'Innussuaq - Pointe Normand.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique 119.
- LEMMON D.M..- 1937.- Woodhouseite, a new mineral of the Beudantite group.- Journal of the Min. Soc. of America, Vol. 22, n° 9, pp. 939-948.
- LEWIS D.W..- 1971 - Qualitative Petrographic Interpretation of Potsdam Sandstone (Cambrian), Southwestern Quebec.- Can. Journ. of Earth Sci., 8,

- Mc GLYNN J.C..- 1972.- La province de Churchill.- in Géologie et Ressources minérales du Canada, Comm. Can., Série Géol. Econ. n° 1, A, pp. 94-119.
- MATHIEU A..- 1966.- Géologie du quart nord-est du canton de Roy (Comté d'Abitibi-Est).- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 553.
- MATTER A. and TUCKER M.E..- 1978.- Modern and Ancient Lake sediments.- Special publication n° 2 of the Intern. Assoc. of Sedimentologists.
- MILLOT G..- 1964.- Géologie des argiles.- Masson et Cie, Paris.- 499 p.
- MILLS J.P..- 1967.- Geology of the Long Lake area, New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport préliminaire, G.M. 28515 (DP - 141).
- MILLS J.P..- 1972.- Geology of the Sakami Lake area, New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport préliminaire, G.M. 27907 (DP - 100).
- MILLS J.P..- 1973.- Geology of the Sakami Lake (North) area, Nouveau Québec.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport préliminaire, G.M. 28606 (DP - 148).
- MORTON R.D..- 1961.- Contributions to the mineralogy of Norway. N° 9. On the occurrence of two rare phosphates in the Ødegård apatite mines, Bamble, South Norway.- Norsk Geologisk Tidsskrift, Bind 41, h. 2-4, pp. 233-246.
- MURPHY D.L..- 1966.- Région des Lacs Frotet et Troilus, Territoires d'Abitibi et de Mistassini.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique 123.
- NOGOLE-SADATE M.A.A..- 1978.- Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom.- Thèse de Doctorat de Spécialité, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Ontario Department of Mines.- 1970.- Geological Map of Ontario.- Map sheet 2198, échelle : 16 miles au pouce.
- PABST A..- 1947.- Some computations on Svanbergite, Woodhouseite and Alunite.- Journal of the Min. Soc. of America, vol. 32, n° 1et 2, pp. 16-30.
- PETITJOHN F.J., POTTER P.F. et SIEVER.- 1972.- Sand and Sandstone.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 1972.
- POCACHARD J..- 1977.- Application du magnétomètre différentiel à double résonance à la prospection minière sur des gites métallifères alpins.- Thèse de Doctorat de spécialité, Grenoble, 91 p.
- PORTELLA Ph., APRAHAMIAN J., GIRAUD P..- 1979.- Mise en évidence d'un métamorphisme anchizonal à épizonal dans la formation de Sakami (Province du Supérieur, P.Q., Canada).- 7ème réunion Ann. des Sciences de la Terre, Lyon, 23-25 avril 1979, p. 380.
- POTTER P.F. et PETITJOHN F.J..- 1963.- Paleocurrents and basin analysis.- Springer Verlag Edit., Berlin, 206 p.
- REINECK H.E. et SINGH I.B..- 1973.- Depositional Sedimentary Environments.- Springer Verlag Berlin - Heidelberg - New York.

- REMICK J.H..- 1977.- Wemindji Area, Municipality of James Bay.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport préliminaire, D.P.V. 446.
- ROBERT J.P..- 1976.- Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs sub-alpins Dauphinois.- Thèse de Spécialité, Université de Grenoble, France.
- ROBERT J.P. et VIALON P..- 1976.- Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XVIII, n° 6, pp. 1599-1604.
- ROSCOE S.M..- 1957.- Cambrian lake (East half), Québec.- Geol. Surv. Can., Paper 57-6, with map 18 -1957.
- SABOURIN R.J.E..- 1961.- Rapport préliminaire sur la région des lacs Denys et Fagnant, Nouveau Québec.- Ministère des Richesses Naturelles, R.P. 469.
- SCHWARZ E.J..- 1980.- Paleomagnetism of proterozoic rocks on and along the western part of the Superior Province (New Quebec).- Geological Association of Canada, Annual meeting, 19-21 mai 1980, Halifax, p. 80.
- SCHWARZ E.J. and FUJIWARA Y..- 1980.- Paleomagnetism of the Circum-Ungava Fold Belt II : Proterozoic rocks of Richmond Gulf and Manitounuk Islands.- Geol. Surv. Canada, comm. pers.
- SCHWERDTNER W.M..- 1978.- Archean tectonic record in Superior Province of Northwest Ontario.- Geological Association of Canada, Annual Meeting, Toronto, 1978.
- SEGUIN M.K., SHARMA K.N.M., WOUSSEN G. and St SEYMOUR K..- 1980.- A paleomagnetic study of the mafic and ultramafic rocks, and gabbrodiabase dykes of La Grande Rivière Area, Nouveau Québec Territory.- Comm. pers.
- SEGUIN M.K., SHARMA K.N.M. et WOUSSEN G.- 1980.- Etude paléomagnétique des roches protérozoïques de la formation de Sakami, région de La Grande rivière, Territoire du Nouveau Québec.- Communication personnelle.
- SHARMA K.N.M..- 1974a.- La Grande River Area (1973 project), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, Interim Geological Report, D.P. 221.
- SHARMA K.N.M..- 1974b.- La Grande River Area (1974 project), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, Preliminary geological Report, D.P. 275.
- SHARMA K.N.M..- 1975.- La Grande River Area (1973-1974 project), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, Geological Report, D.P. 311.
- SHARMA K.N.M..- 1976.- La Grande River Area (1975 project), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, Preliminary Geological Report, D.P. 345.
- SHARMA K.N.M..- 1976.- The geology and uranium possibilities of La Grande River Area, James Bay, Quebec.- Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Quebec, April 27, 1976.
- SHARMA K.N.M..- 1977.- La Grande River Area (1976 project), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, Preliminary Report, D.P.V. 493.

- SHARMA K.N.M..- 1977.- Région de La Grande Rivière.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport géologique n° 184.
- SHARMA K.N.M..- 1978.- Région de La Grande Rivière, (projet 1977), New Quebec Territory.- Ministère des Richesses Naturelles, rapport préliminaire, D.P.V. 558.
- SHARMA K.N.M..- 1979.- Région du lac Vincelotte, Territoire du Nouveau Québec.- Ministère de l'Energie et des Ressources, rapport intérimaire, D.P.V. 730.
- SKEMPTON A.W..- 1965.- Some observations on tectonic shear zones. 1er congrès Inter. de mécanique des roches, Lisbonne, 1966, pp. 329-335.
- STEVENSON I.M..- 1968.- A geological reconnaissance of Leaf river map area, New Quebec and Northwest territories.- Geol. Surv. Can., Mem. 356 (with map 1229 A).
- STOCKWELL C.H., McGLYNN J.C., EMSLIE R.F., SANFORD B.V., NORRIS A.W., DONALDSON J.A., FAHRIG W.F. et CURRIE K.L..- 1972.- Géologie du bouclier canadien.- in Geologie et Ressources minérales du Canada, Commission géologique du Canada, série de la Géologie Economique n° 1, pp. 49-166.
- STONE D..- 1978.- Major faults in Northwestern Ontario.- Geol. Assoc. Canada, Annual Meeting, 1978, Toronto.
- TARANIK J.V. and TRAUTWEIN C.M..- 1976.- Integration of geological remote - sensing techniques in subsurface analysis.- U.S. Geological Survey, open-file report 76-402.
- TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N.N..- 1970.- Structural Analysis of the Dasht e Ba'az (Iran) Earthquake fractures.- Geol. Soc. of America Bull., Jan 1970, vol. 81, n° 1, pp. 41-59.
- THOMAS M.D., GIBB R.A. and QUINCE J.R..- 1976.- New evidence from offset aeromagnetic anomalies from transcurrent faulting associated with the bathurst and McDonald faults, Northwest Territories.- Can. J. Earth Sci., 13, pp. 1244-1250.
- URANERZ Exploration and Mining LTD.- 1977.- Gayot Lake Area, project n° 71-86.- Assessment report 1977, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, G.M. 33655.
- VALIQUETTE G..- 1975.- Région de la rivière Nemiscau.- Ministère des Richesses Naturelles du Québec, rapport géologique - 158.
- VAN DE WALLE M..- 1972.- La région de Rouyn-Noranda.- 24ème Congrès géol. intern. excursion A 41 - C 41.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J..- 1976.- Eléments de tectonique analytique.- Masson.
- VIALON P..- 1979.- Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes.- Edogae geol. Helv., Vol. 72/2, pp. 531-549, Bâle, Juillet 1979.
- WATSON J..- 1980.- The origin and history of the Kapuskasing structural zone, Ontario, Canada.- Can. J. Earth Sci., 17, pp.866-875.
- WOODCOCK J.R..- 1960.- Geology of the Richmond Gulf area, New Quebec.- Geological Association of Canada Proceedings, Vol. 12, pp. 21-40.

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 3 Novembre 1970.

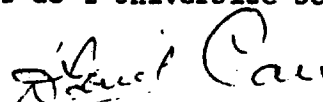
Le Président de la thèse


R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 4.11.1980 .

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale


G. CAU

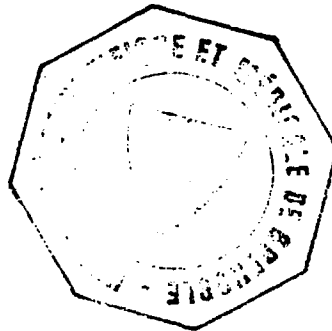
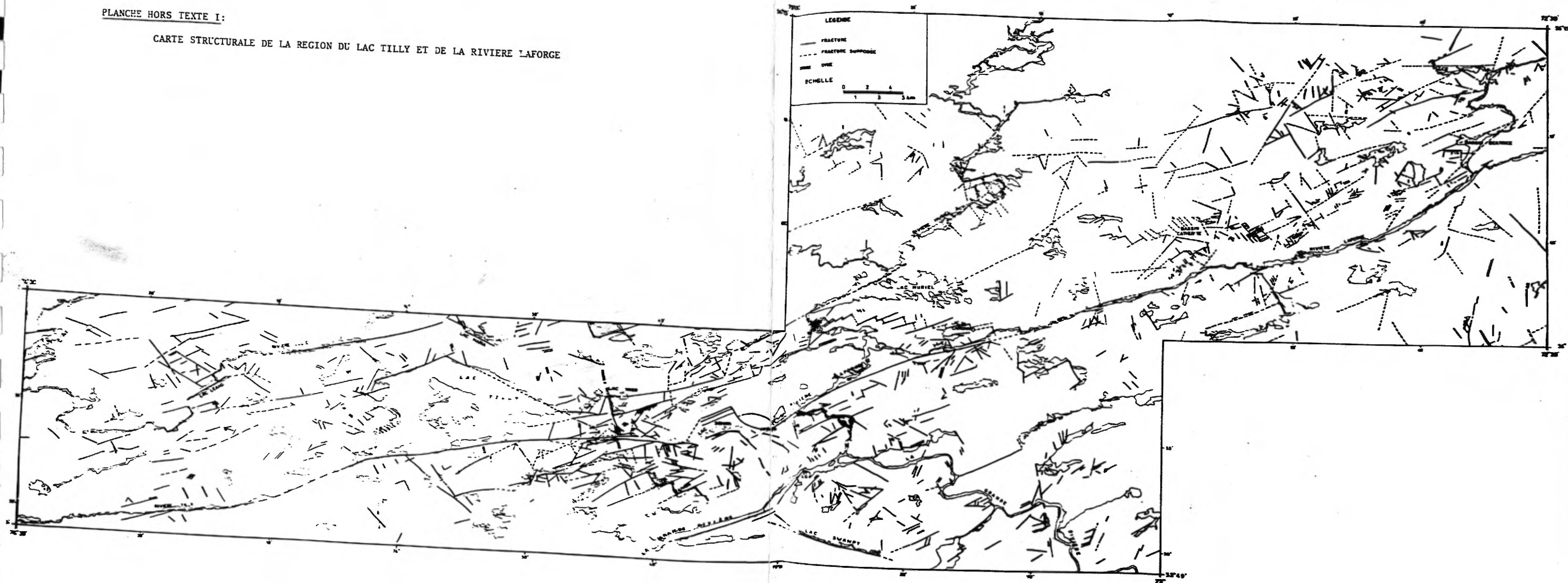


PLANCHE HORS TEXTE I:

CARTE STRUCTURALE DE LA REGION DU LAC TILLY ET DE LA RIVIERE LAFORGE



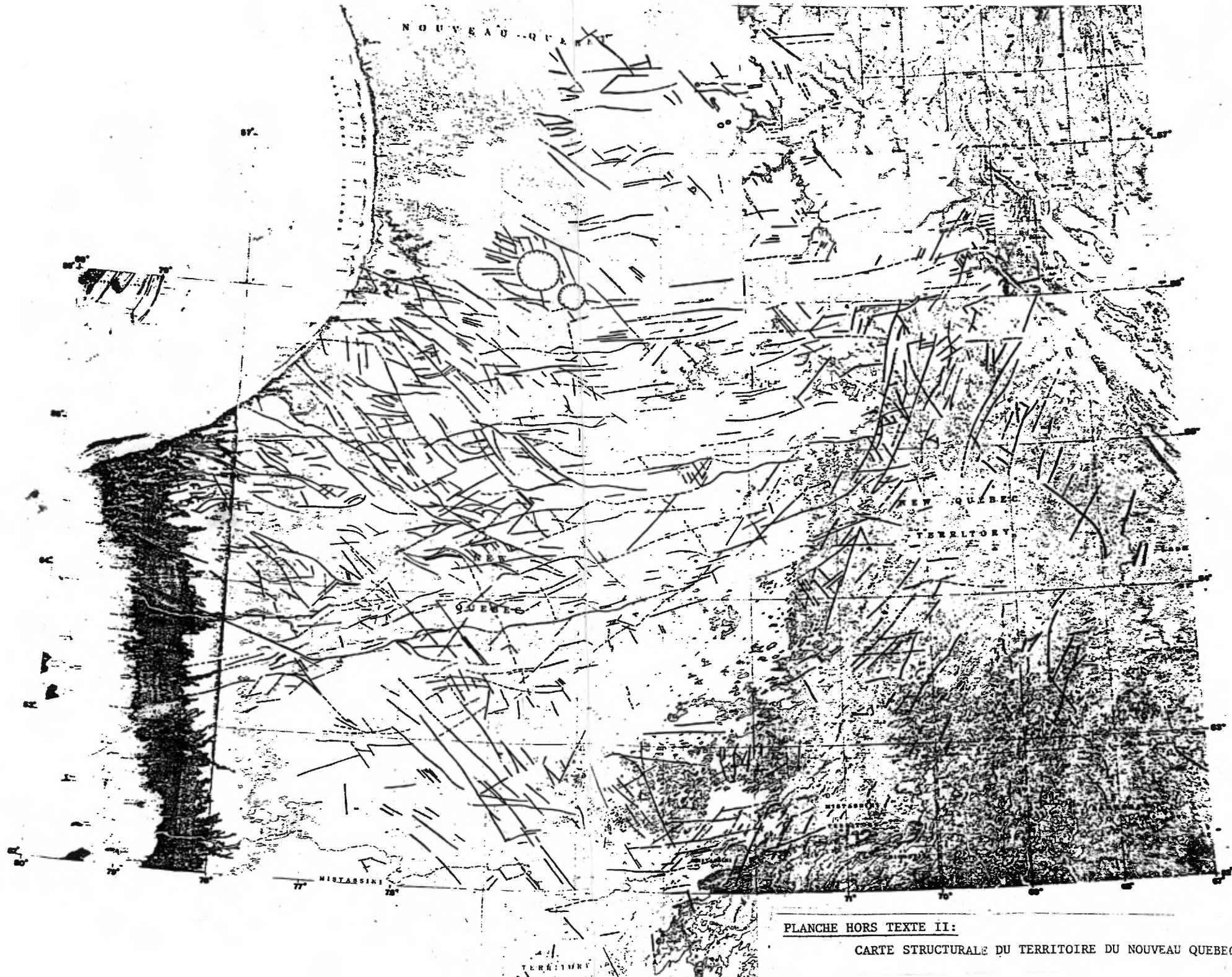


PLANCHE HORS TEXTE II:

CARTE STRUCTURALE DU TERRITOIRE DU NOUVEAU QUEBEC