MB 90-15

GEOLOGIE DE LA REGION DE LA RIVIERE DEAT (RAPPORT FINAL)

Documents complémentaires

Additional Files

Licence

License

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

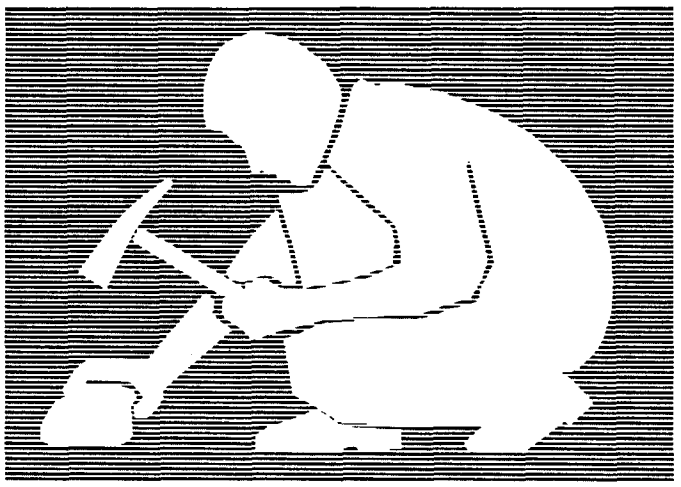
Énergie et Ressources naturelles
Québec

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Québec

Géologie de la région de la rivière Déat

(Rapport final)

Réjean Girard



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre le l'entente auxillaire Canada - Québec sur le développement minéral.

Cette étude s'est effectuée en coopération avec l'Université du Québec à Chicoutimi

MB 90 - 15

1990

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION p.1
Localisation et accès p.1
Physiographie et drainage p.1
Végétation et peuplement p.1
Travaux antérieurs p.3
Logistique des travaux de terrain p.3
Travaux de laboratoire p.4
Remerciements p.4
Contexte géologique régional p.5

CHAPITRE 1: **LITHOSTRATIGRAPHIE** p.7
Groupe A: Gneiss et Migmatites p.7
Lithofacies A-1: Gneiss 1 ..... p.7
A-1-a: Gneiss dioritiques à granodioritiques 1 biotite et/ou hornblende p.7
A-1-b: Gneiss à biotite-muscovite-grenat
A-1-c: Paragneiss à sillimanite-grenat +/- staurotite p.8
A-1-d: Gneiss leucocrates à hololeucocrates p.9
A-1-e: Gneiss oeillés p.9
Lithofacies A-2: Gneiss dioritiques à tonalitiques 2 ..... p.9
A-2-a: Gneiss dioritiques à tonalitiques 2 associés aux zones de cisaillement F4 ..... p.9
A-2-b: Gneiss dioritiques à tonalitiques à protolithe méta-volcanique p.14
A-2-c: Gneiss leucocrates 2 à lambeaux d'amphibolites 1 ..... p.14
Lithofacies A-3: Gneiss dioritiques à granitiques 3 ..... p.14

Groupe B: Roches intrusives basiques à ultrabasiques 1 ..... p.16
B-1: Gabbros à olivine p.16
B-2: Norites à cumulat d'orthopyroxènes p.20
B-3-a: Amphibololites massives
B-3-b: Amphibololites bréchiques p.23
B-4: Filons-couche de gabbros du lac Pallatin p.23

Groupe C: Roches méta-volcaniques p.24
C-1: Amphibolites 1 ..... p.24
C-1-a: Amphibolites 1, métabasites massives, localement à coussins, brèches de coulée et métatuf mafiques laminés p.24
C-1-b: Amphibolites 1 bréchiques p.30
C-2: Méta-volcanoclastites intermédiaires à acides p.30
C-2-a: Méta-volcanoclastites acides p.30
C-2-b: Méta-volcanoclastites à cristaux de feldspath p.31
C-2-c: Méta-volcanoclastites phylliteuses p.35
C-2-d: Méta-volcanoclastites graphiteuses p.36

Groupe D: Roches méta-sédimentaires..... p.36
D-1: Méta-wackes..... p.36
D-1-a: Méta-wackes arkosiques..... p.36
D-1-b: Méta-wackes arénites arkosiques..... p.37
D-1-c: Méta-wackes lithiques..... p.37
D-2: Méta-arkoses..... p.37
D-3: Paragneiss et paraschistes alumineux..... p.38
D-3-a: Schistes à muscovite et porphyroblastes de biotite..... p.38
D-3-b: Gneiss à sillimanite..... p.39

Groupe E: Roches intrusives pré-cinématiques
à dominance granodioritique..... p.40

E-1: Granitoïdes porphyriques non-différenciés..... p.41
E-2-a: Eucrites..... p.41
E-2-b: Gabbros 1 bréchiques..... p.41
E-3: Gabbros et diorites 1..... p.42
E-4: Granodiorites..... p.42
E-5: Granites..... p.48
E-6: Alaskites..... p.48
E-7: Granodiorites massives..... p.48

Groupe F: Granite de Déat..... p.51

Groupe G: Roches basiques intrusives syn- à post-cinématiques..... p.56
G-1: Gabbros et dolérites 2..... p.56
G-2: Dolérites 3..... p.58

Groupe H: Roches d'altération précoce- à tardi-cinématiques..... p.58
H-1: Marbres et roches calco-silicatées..... p.58
H-2: Schistes à arsénopyrite-quartz..... p.61
H-3: Schistes à séricite..... p.61
H-4: Episyénites..... p.61

CHAPITRE 2: **PÉTROGENÈSE, GÉOCHIMIE ET MISE EN PLACE DU COMPLEXE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DE NTSHUKU ET DE LA SUITE INTRUSIVE DE PALLATIN**..... p.63
Reconstitution stratigraphique..... p.63
Relation avec les autres complexes de la région..... p.63
Interprétation du milieu paléogéographique de mise en place..... p.66
Géochimie des métabasites..... p.66
Pétrogénèse des roches gabbroïques..... p.67
Géochimie des granitoïdes de la Suite de Pallatin..... p.75
Relations entre les granitoïdes et les volcanoclastites..... p.75
Sommaire de l'hypothèse de mise en place de la séquence..... p.79

CHAPITRE 3: **STRUCTURE** p.80
Pli régional de Pallatin - La Hutte p.80
Plis mésoscopiques p.89
La zone de cisaillement de la Rivière George p.89
F1: Cisaillements révélés par les altérations pré-métamorphisme p.92
F2: Comminution précoce p.92
F3: Mylonites et ultramylonites p.92
F4: Cisaillements hétérogènes de décrochements p.93
Plissements superposés corrolaires des cisaillements F4 ..... p.98
Tectonique verticale associée avec les cisaillements F4 ..... p.98
F5 Cataclase p.101

CHAPITRE 4: **MÉTAMORPHISME** p.103
M1: Altération métasomatique pré-paroxysmale p.103
M2: Métamorphisme paroxysmal p.103
M3: Rétrométamorphisme p.106
M4: Rétrométamorphisme au faciès des schistes-verts p.107
Évolution du régime métamorphique p.107

CHAPITRE 5: **GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE ET MÉTALLOGÉNIE** p.109
L'indice Van der Leeden p.109
L'indice Poitras p.111
L'indice Chabot p.112
Granite de Déat p.113
Les roches gabbroïques p.113

DISCUSSION p.115
Sommaire des caractéristiques de la séquence p.115
L'événement magmatique Ntshukien p.115
Échelle tectostratigraphique p.116
Contexte géodynamique régional p.118
Contexte géotectonique de mise en place des gneiss de la région de la rivière George p.120

CONCLUSIONS p.121

RÉFÉRENCES p.123

ANNEXE 1: Analyses lithogéochimiques p.130
Annexe 1-A: Analyse d'intérêt économique p.130
Annexe 1-B: Éléments majeurs et normes p.131
Annexe 1-C: Éléments traces p.138
Annexe 1-D: Éléments des terres rares p.146
Annexe 1-E: Analyse du facies altéré du granite de Déat (F) p.148

CARTES

#1: Géologie de la région de la rivière Déat; 1:20 000 Hors-texte 1
#2: Détail de l'affleurement #140; 1:1 000
#3: Détail de l'affleurement #220; 1:12 500 } Hors-texte 2
#4: Secteur de l'indice Van der Leeden; 1:4 000
#5: Secteur de l'indice Poitras; 1:4 000

INTRODUCTION

Le présent rapport présente les résultats des travaux de cartographie de détail effectués dans le secteur de la rivière Déat, région de la rivière George, territoire du Nouveau-Québec. Ces travaux furent menés durant l'été de 1985 et vérifiés en 1986 par l'auteur et un assistant. Cette cartographie s'insère dans le projet de cartographie régionale de la rivière George en tant que projet spécifique. Deux raisons motivèrent cette cartographie de détail: la possibilité d'y reconnaître les protolithes des gneiss de la région, et la présence de deux indices minéralisés.

LOCALISATION ET ACCÈS

La région cartographiée se situe à quelques 200 kilomètres au nord-est de Schefferville. Couvrant une superficie de 120 kilomètres carrés, elle s'étend entre les longitudes 64°32' et 64°44' ouest (UTM 391000 à 404000, découpure SNRC. 24A-02 et 23P-15) et les latitudes 55°59' et 56°05' nord (UTM 6206000 à 6216000) (Fig.1 et l'encadré de la carte #1).

La région est accessible par hydravion via la base du lac de la Squaw près de Schefferville, et ce d'une période allant de la mi-juin à octobre. L'amerrissage est possible sur le lac de la Hutte sauvage (rivière George) ou sur le lac Pallatin, à quelques kilomètres au sud de la région. Malgré sa superficie, le lac Ntshuku Ministuku est à déconseiller pour l'amerrissage à cause de ses nombreux haut-fonds.

PHYSIOGRAPHIE ET DRAINAGE

La topographie de la région est dominée par la dépression de la vallée de la rivière George (300 mètres) et deux séries de crêtes rocheuses, l'une en son côté ouest et l'autre en son centre (Collines Tshiasketnau), culminant à 580 mètres. Des plateaux valloneux avoisinant 400 mètres composent le reste de la région. Le relief est modelé par l'interaction du grain tectonique nord-sud, des cisaillements diversement orientés et de l'écoulement glaciaire à N60°. Quoique présentant des dénivellés considérables, le relief est doux et arrondi.

Les eaux se drainent vers la baie d'Ungava via la rivière George. L'affluence y est directe ou via la rivière Déat. Cette dernière prend sa source dans les lacs Ntshuku Minustuku et Kashetsheministukut et est par conséquent entièrement incluse dans le secteur cartographié. Ses nombreuses chutes et cataractes, dont les Nutshipaustukueshats katas, la rendent très pittoresque.

Les expressions du paysage glaciaire sont abondantes (Planche 1). Un esker se déroule ouest-est de l'ouest des collines de Tshiasketnau au lac Kashetsheministukut. Une morraine frontale se situe à son extrémité ouest. Des morraines latérales ceinturent les collines à une altitude d'environ 510 mètres. Un dépôt sablonneux de terrasse fluvio-glaciaire couvre une bonne étendue près de la décharge de la rivière Déat, à une altitude d'environ 320 mètres. Des felsenmeers, d'étendues variables, tapissent le fond de nombreuses vallées. Un pergélisol discontinu existe sous la région, causant de nombreux phénomènes de cryoturbation.

VÉGÉTATION ET PEUPLEMENT

La région se situe à la limite forestière septentrionale. L'épinette noire et le mélèze laricin forment des peuplements espacés sur les rives des rivières George et Déat, et à la base sud-ouest des collines. Ils y atteignent localement des tailles respectables (60 centimètres de diamètre). L'aulne rugueux, le bouleau nain et diverses espèces de saule forment des broussailles denses sur les rives des plans d'eau, la base des escarpements et les flancs sud et ouest des collines. Les sommets de collines, fréquemment couverts de dépôts meubles, sont dénudés de couvert végétal, exception faite des éricacées et autres plantes de toundra. Le sous-bois est abondamment couvert de cladonie.

La région se situe dans l'aire de migration du troupeau de caribous de la Rivière George. Cet animal est ainsi extrêmement abondant à certaines périodes de l'année. L'ours brun, le loup gris, le castor et le lièvre arctique y sont occasionnels.

Quelques anciens campements amérindiens se retrouvent sur les rives du lac Ntshuku Ministuku, ou dans les collines Tshiasketnau. Des camps temporaires de chasse aux caribous appartenant aux diverses pourvoiries de la région se situent à l'embouchure de la rivière Déat et du Ruisseau Atshakash.

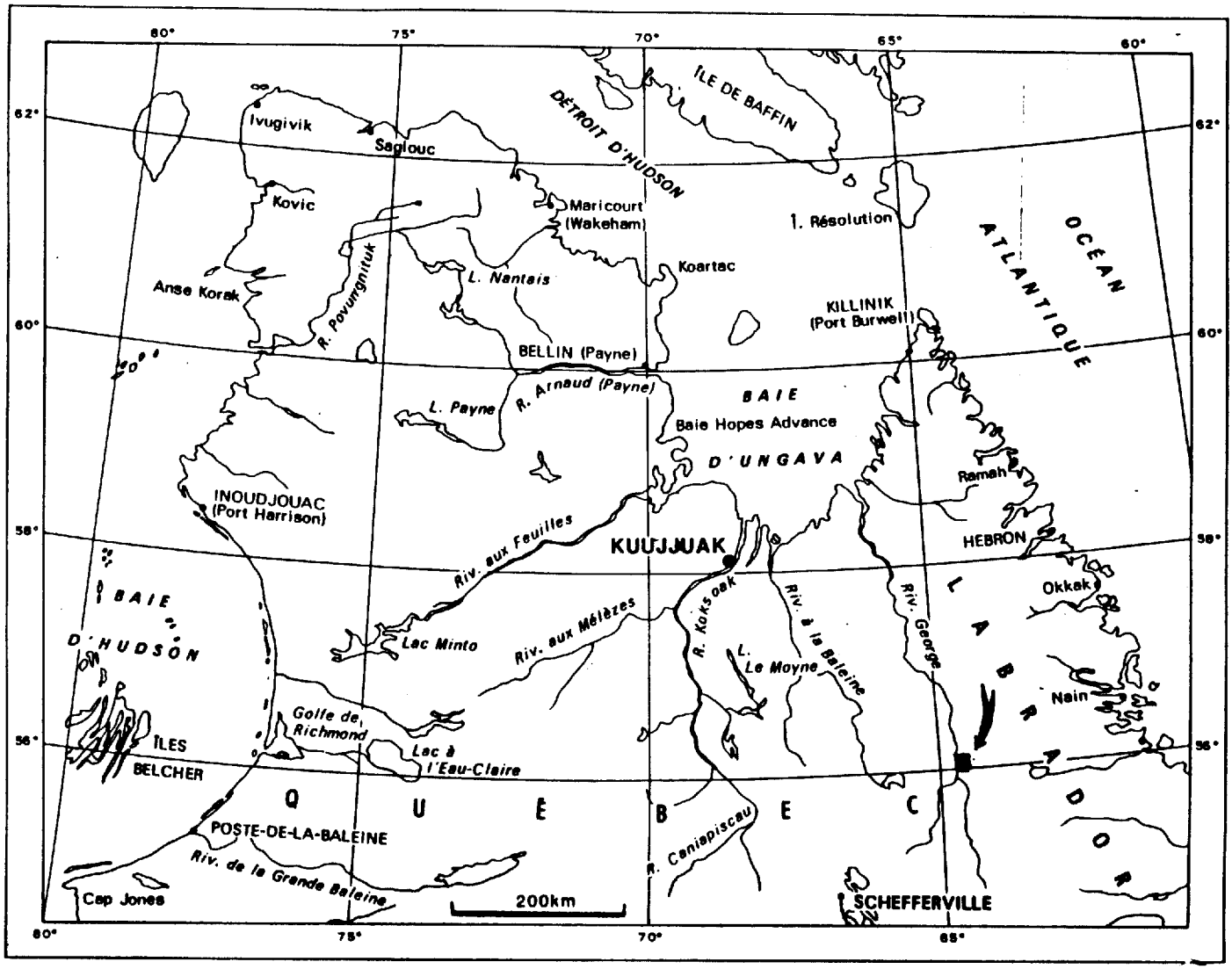


Figure 1 - *Carte de localisation de la région.* Le secteur cartographié se situe aux abords de la rivière George, à 200 kilomètres au nord-est de Schefferville, près de la ligne de partage des eaux, territoire du Nouveau-Québec.

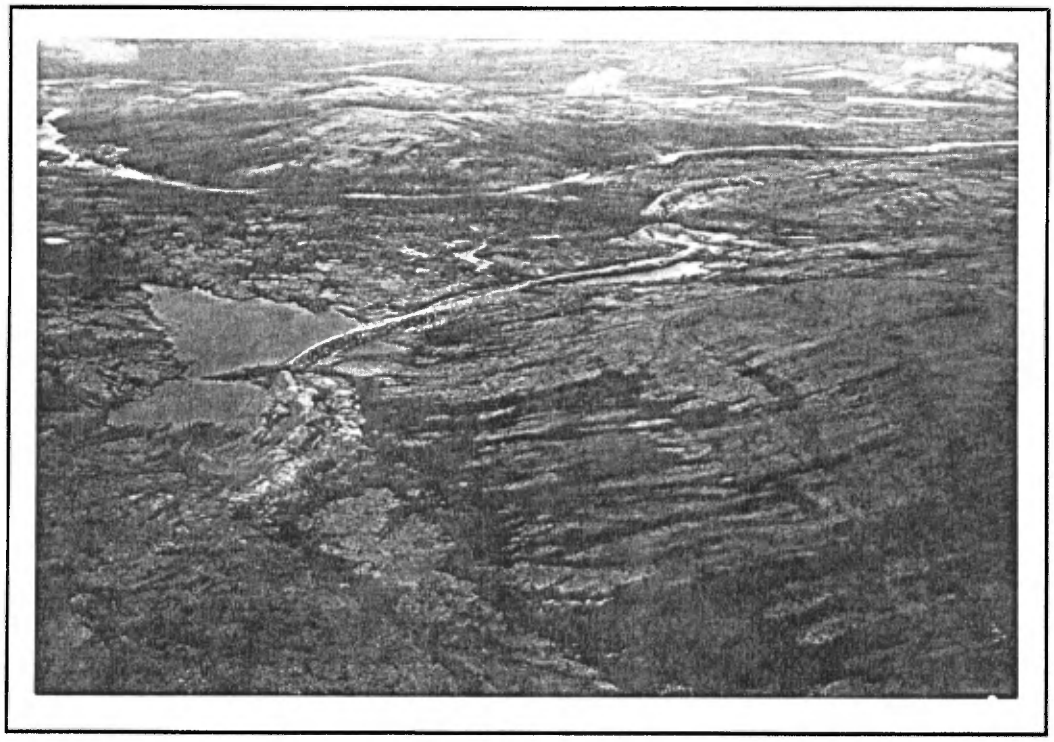


Planche 1: Vue à vol d'oiseau de la région, regardant vers le nord. On remarque, à la droite, la colline Tshiasketnau, et à l'arrière plan, la rivière Déat. La vallée avec le lac, à la gauche, est l'expression de la zone mylonitique centrale. On note la maigre végétation restreinte aux vallées et à la base des collines. L'esker du lac Ntshuku Ministuku est visible ainsi que les moraines latérales accrochées aux flancs des collines.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'histoire des travaux géologiques dans la région est relativement récente. La cartographie de reconnaissance (1:250 000) fût effectuée par la Commission Géologique du Canada entre 1967 et 1971 (Taylor 1970, 1979). Un relevé aéromagnétique au 1:50 000 (GSC 1981) et de géochimie des sédiments de fond de lac au 1:250 000 (Beaumier 1982) y furent menés.

Faisant suite à la découverte du dépôt de Yttrium-Niobium-Zirconium du lac Brisson par la compagnie minière IOC., et de la fin des activités minières à Schefferville, le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec entreprit, en 1983, une campagne de cartographie à l'échelle 1:50 000 de la région. Van der Leeden (1983, 1985, 1986, manuscrit soumis, manuscrit en préparation) couvrit le secteur ici traité, et Bélanger (1983) le secteur adjacent à l'est. Une cartographie de détail (1:2 000) d'un indice minéralisé fût effectuée par Bélanger (1984), et une étude de télédétection par Giroux (1986).

L'intérêt pour la région de la part des compagnies d'exploration minérale est récent. Esso mineral y fit quelques visites en 1985. La Fosse Platinum y prit un permis d'exploration en 1986 et y fit un échantillonnage pour l'or et un relevé électro-magnétique (Avison 1986).

LOGISTIQUE DES TRAVAUX DE TERRAIN

L'été 1985 a été consacré aux travaux de cartographie systématique de la région à l'échelle de 1:20 000 (Girard 1985a, b, carte #1). Les traverses ont été espacées au kilomètre sur le granite de Déat, présentant une lithologie monotone. Dans les secteurs gneissiques, une couverture aussi systématique que possible a été réalisée. L'affleurement y est très abondant (20-30%) quoique

discontinu. Le camp se situait à l'embouchure du ruisseau Atshakash, sur la rive ouest de la rivière George.

Le mois de juillet 1986 a été consacré à des cartographies de détail (carte #2 1:400, #3 1:1 000) et à des vérifications dans le secteur cartographié en 1985 et les régions attenantes (Girard 1986 a, b). Des camps volants ont été effectués sur la rivière George, les lacs Ntshuku Ministuku et Pallatin.

TRAVAUX DE LABORATOIRES

Les travaux de laboratoire furent effectués à l'Université du Québec à Chicoutimi où une thèse de doctorat sur le sujet est en cours. Deux mémoires de fin d'études furent réalisés par les assistants juniors (Chabot 1986, Croteau 1988).

Les travaux de pétrographie incluent la description de 177 sections minces, une coloration au cobaltinitrite de potasse de plus de 500 sections d'échantillons et une coloration au rouge d'amaranthe et un comptage modal de 48 sections d'échantillons. Les travaux de géochimie comprennent une analyse totale (oxydes majeurs et éléments traces) de 51 roches provenant de diverses lithologies d'origine magmatique, effectuées par le Centre de Recherches Minérales du Québec ou dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi. Quinze échantillons ont été analysés pour les éléments d'intérêts économiques par le CRM., ainsi que 33 déterminations des éléments de terres rares par activation neutronique à l'UQAC.. Des analyses de minéraux à la micro-sonde électroniques furent gracieusement effectuées à la Commission Géologique du Canada, ainsi que divers diffactogrammes X et déterminations à la platine universelle à l'UQAC Environ 500 mesures de susceptibilité magnétiques furent effectuées sur des échantillons témoins à l'aide d'un susceptibilimètre portatif digitalisé SM-5 de Scintrex. Deux radiodatations préliminaires U/Pb sur zircons furent effectuées à la Washington University, St-Louis, Missouri, par S. Bowring; d'autres seront effectuées incessamment par l'auteur.

REMERCIEMENTS

Des remerciement sincères sont adressés à M. Marc Bélanger, du MERQ., instigateur du projet et responsable du projet Rivière George. L'aide, les conseils et les idées de John Van der Leeden furent aussi appréciés au plus haut niveau. La patience et la disponibilité intarissable du Professeur Gérard Woussen, directeur de thèse à l'UQAC., sont de premier plan. Finalement, un tel travail de terrain n'eut été possible sans la vaillance des valeureux assistants géologues juniors, François Chabot et Michel Croteau, qui eurent à subir le camp de concentration Déat.

Et il ne faudrait pas oublier les divers autres intervenants impliqués de près ou de loin: Y. Bachand, M. Bonardi, Y. Boudreault, S. Bowring, E.H. Chown, J. Cimon, C. Dallaire, D. Danis et son équipe, B. Doyon, F. Gaboury, J. Guha, P. Harnois, R. Lechasseur, les équipes du centre analytique du CRM. et de Cargair, ainsi que les fonds alloués par les programmes FCAR, PAIR-UQAC et action structurante-UQAC, CRSNG, ainsi que du MAIN.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région se situe près de la frontière entre les provinces tectoniques du Churchill et du Nain, dans la sous-province du "Western Nain" (Stockwell 1982). Celle-ci se caractérise par un grain tectonique nord-sud. Elle est adjacente à la sous-province de Tulunic, caractérisée par un grain tectonique nord-est, qui semble prolonger les mêmes unités lithologiques. Ce point reste sujet à controverses, Taylor (1971) considérant les deux sous-provinces comme parties intégrantes de la province de Churchill. Il fût récemment proposé d'inclure la région dans la province archéenne du Rae (Hoffman 1988).

La région se situe au coeur d'une bande gneissique sise entre le batholite tardi-cinématique hudsonnien de De Pas (Martelain 1986, ex-batholite d'Ungava, Wardle 1985) à l'ouest et les intrusifs post-cinématiques paléohélikiens du Lac Brisson, de Mistastin, de Harp Lake et autres (Emslie 1980, 1980b) à l'est.

Taylor (1979) cartographia ces gneiss comme "granite gneiss, granodiorite gneiss (Agg), migmatites (Amg), paragneiss (Apg), schiste (Asc), amphibolites (Aab) et quartzite (Aqz)". Il les considéra d'âge aphébien.

Ces gneiss furent discriminés en différents

complexes gneissiques par Van der Leeden (et al. 1987, manuscrit soumis). Les principaux sont, d'est en ouest, le Complexe paragneissique de Mistinibi, le Complexe méta-volcanique-volcanoclastique de Ntshuku recoupé de la Suite intrusive gabbroïque à granitique pré-cinématique de Pallatin, le Complexe gneissique de la George composé de roches dioritiques similaires au Ntshuku mais recoupés de gneiss granitiques , et le Complexe d'Atshakash composé de sédiments et de volcanites pélagiques (Fig. 2). Ces complexes gneissiques s'étendent selon des bandes étroites nord-sud sur un minimun de 150 kilomètres. Une séquence tardive de métasédiments siliciclastiques continentaux, le Groupe de la Hutte Sauvage (Van der Leeden, manuscrit soumis), est coincé au nord entre les Complexes de Mistinibi, de Ntshuku et de la George.

La région ici à l'étude couvre le Granite de Déat, satellite du batholite de De Pas, la quasi-totalité du Complexe de Ntshuku, la partie nord de la Suite intrusive de Pallatin et effleure les Complexes de Mistinibi et de la George.

Ces gneiss furent plissés puis cisaillés lors de l'orogénèse hudsonienne et présentent un grain tectonique dominant nord-sud. Le métamorphisme croît à l'échelle régionale d'ouest en est du faciès des amphibolites au faciès des granulites.

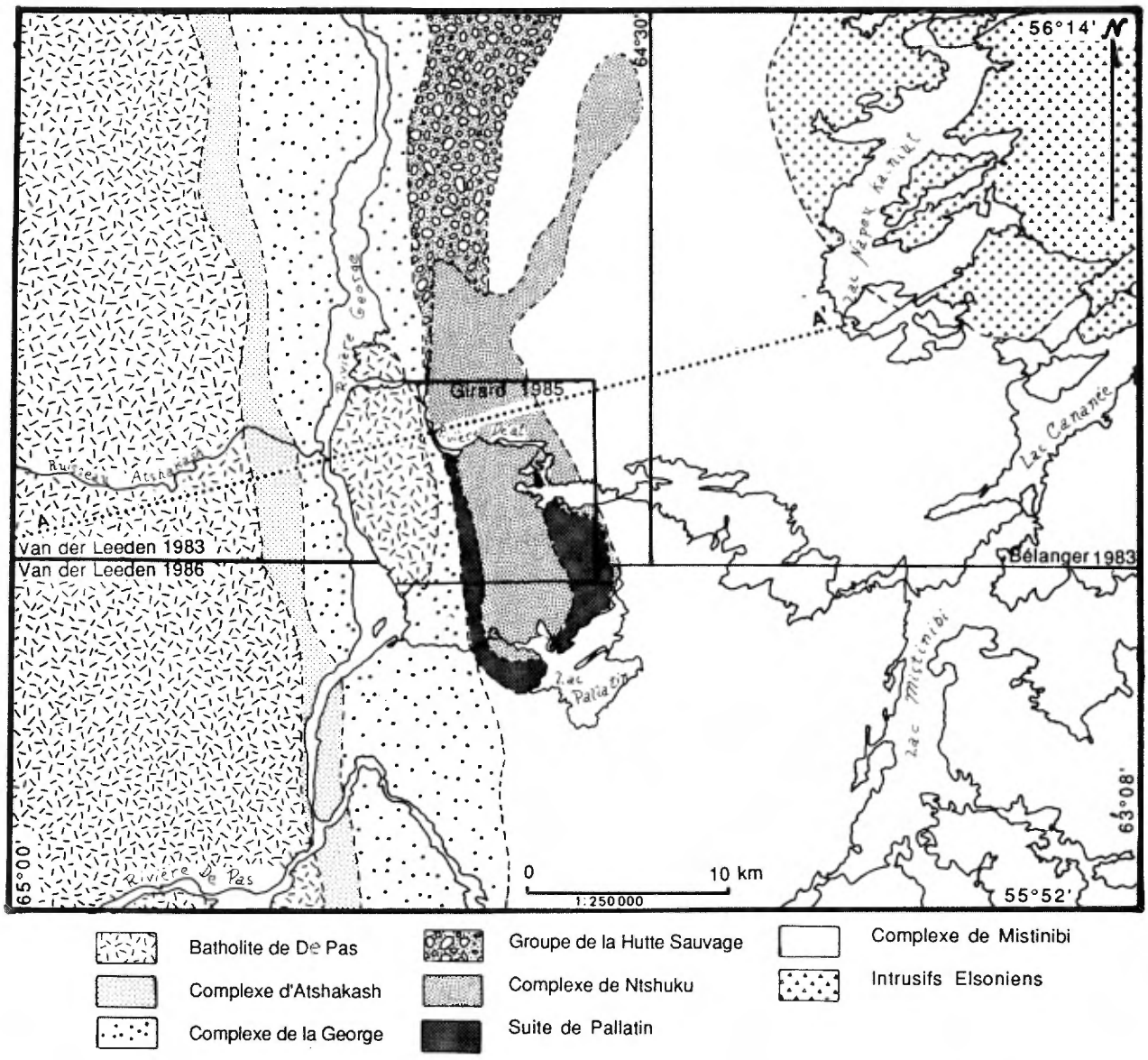


Figure 2 - *Carte géologique simplifiée*, montrant l'alignement Nord-Sud des différents lithodomaines (Van der Leeden *et al.* 1987) et les différentes cartographies effectuées (Bélanger 1983, Van der Leeden 1983, 1986).

Chapitre 1: **LITHOSTRATIGRAPHIE**

Les roches gneissiques, qui composent la majeure partie du territoire de la rivière George, furent discriminées en divers complexes gneissiques par Van der Leeden (manuscrit soumis, manuscrit en préparation). La région de la rivière Déat comprend la quasi-totalité du Complexe à protolithe volcano-sédimentaire de Ntshuku (groupes C et D), l'extrémité nord de la Suite intrusive de Pallatin (groupes B et E), la quasi-totalité du Granite de Déat (groupe F), une coupe dans la partie est du Complexe de gneiss de la George (sous-groupes A-2 et A-3), une petite partie du Complexe paragneissique de Mistinibi (sous-groupes A-1) et est recoupée par l'essaim de diabases de Ministuku (G-2). La légende litho-tectonique de ce rapport respecte dans les grandes lignes la légende lithologique intégrée du projet Rivière George. Ceci entraîne certaines inversions entre la lithostratigraphie utilisée dans ce chapitre et la tectostratigraphie proposée dans les chapitres subséquents.

Huit grands groupes lithologiques furent reconnus, soit:

A: Gneiss et migmatites	25 %
B: Intrusions mafiques à ultramafiques	2 %
C: Métavolcanites.	15 %
D: Métasédiments	16 %
E: Granitoïdes pré-cinématiques.	15 %
F: Granite tardif.	25 %
G: Intrusions mafiques tardives	1 %
H: Roches d'altération	1 %

GROUPE A: GNEISS ET MIGMATITES

La quasi-totalité des roches de la région pourraient être considérées comme gneissiques, compte-tenu de la foliation qui y est omni-présente et du haut degré de recristallisation métamorphique qui les affecte. Dans le cadre de cette cartographie, une roche ne fût considérée comme un gneiss qu'avec la présence d'un minimum de 5% de mobilisat, ou d'un taux de déformation ayant oblitéré la totalité des textures primaires.

Trois familles de gneiss sont discriminées sur la base du type de mobilisation qui les affecte. Selon leur ordre de formation probable ce sont:

A-1: Gneiss 1, Mobilisation par ségrégation métamorphique

A-2: Gneiss 2, Mobilisation induite par la déformation

A-3: Gneiss 3, Mobilisation par injections allochtones.

Lithofacies A-1: GNEISS 1

Les gneiss du lithofaciès A-1 se retrouvent essentiellement dans la portion nord-est de la carte. Ils font partie de l'ensemble lithodémique du Complexe de Mistinibi. Diverses petites lentilles gneissiques répondant aux descriptions des unités des gneiss 1 se retrouvent aussi dispersées dans les Complexes de la George et de Ntshuku, sans qu'aucune interprétation stratigraphique en soit tirée.

La remobilisation dans ces gneiss semble essentiellement *in-situ*, originant de ségrégations métamorphiques quartzo-feldspathiques (Sawyer et Robin 1986) (Planche #2) ou localement d'anatexie. Le mobilisat est déduit comme autochtone sur la base de la dépendance de sa composition, de son abondance et de sa texture face à la nature du protolithe.

A-1-a: Gneiss dioritiques à granodioritiques 1 à biotite et/ou hornblende

Cette unité forme environ 50% des gneiss 1 de la région. Ces gneiss gris, tant en cassure fraîche qu'en surface altérée, leucocrates à mésocrates (IC = 15-35%), localement mélanocrates, (IC = 70%) montrent une paragénèse quartzo-plagioclasique à biotite et/ou hornblende. Le feldspath potassique, le grenat et la muscovite y sont occasionnels, les opaques, le zircon, l'apatite et la chlorite y forment des traces. La granulométrie est millimétrique homogranulaire. Le rubannement gneissique centimétrique à décimétrique se superpose à une lamination primaire ou déformationnelle millimétrique.

L'abondance du remobilisat varie entre 5% et 50% avec une moyenne de 20%, dépendamment de l'indice de coloration des roches; les plus felsiques étant les plus remobilisées. L'épaisseur des leucosomes et leur granulométrie est aussi fonction de l'indice de coloration du protolithe, prenant l'aspect d'un pegmatoïde dans les niveaux les plus felsiques. Le leucosome montre généralement une texture stromatique hémi- à pluri-centimétrique. Sa régularité

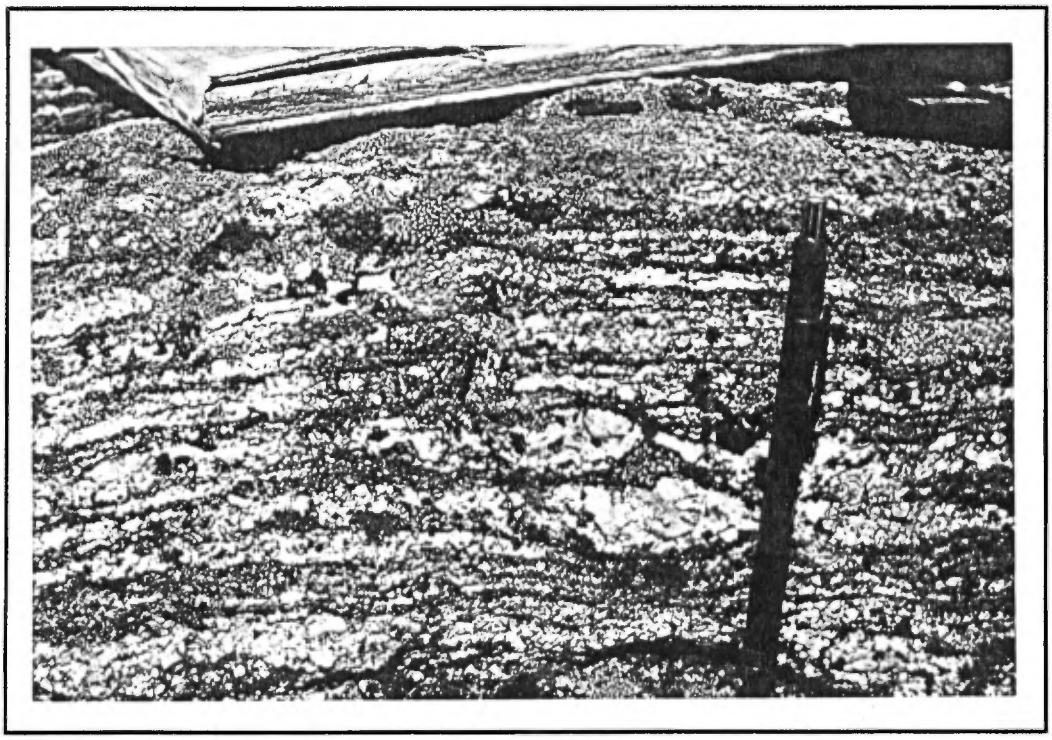


Planche 2: Gneissification 1 par ségrégation métamorphique dans les gneiss dioritiques et tonalitiques 1 (A-1-a). Le leucosome, tonalitique, est à texture stromatique régulière centimétrique. Le paléosome est dioritique à tonalitique.

dépend du taux de déformation postérieur à la ségrégation. Des textures oeillées (Ophtlamique), en flocons (Stictolitique), en filet (Diktyonitique) et très bouleversées (Phlébetique et Embréchitique, Menhert 1968) sont aussi présentes.

Le paléosome, mésocrate en moyenne, varie d'une amphibolite à une tonalite foliée à biotite - hornblende. Des bordures de mélanosome à biotite sont occasionnelles. Des vestiges de tufs à cristaux (C-2-b, D-1-a), d'arkoses (D-2) et d'amphibolites (C-1-b) sont discernables, indiquant un protolithe psammitique ou semi-pélitique. Ce protolithe pourrait localement être similaire ou équivalent aux roches volcano-détritiques du Complexe de Ntshuku.

A-1-b: Gneiss à biotite - muscovite - grenatet
A-1-c: Paragneiss à sillimanite - grenat +/- staurotite

Ces deux unités de gneiss alumineux forment des lentilles plus ou moins continues, d'épaisseur métrique à hectométrique, intercalées dans les gneiss dioritiques à biotite -hornblende (A-1-a). Ces gneiss alumineux, généralement mésocrates, ont une patine altération farineuse grise parfois légèrement rouille. Ils montrent une paragénèse à quartz-plagioclase-biotite-grenat rouge à rose pourpré, avec des quantités variables de feldspaths potassiques, sillimanite ou muscovite. Le zircon, l'apatite, les opaques, l'allanite, la pistachite, le sphène et la hornblende sont présents à l'état de traces. La muscovite est soit en paillettes millimétriques attribuable au métamorphisme régional, soit en micro-paillettes effilochées attribuable à des altérations tardives. Le grenat peut atteindre 10% de la roche, et se retrouve indifféremment dans le leucosome ou le paléosome. Du staurotide fût observé sur le terrain. Le plagioclase forme localement des "augens" centimétriques.

Le leucosome est quartzo-feldspathique ou granitique, à grain grossier ou pegmatoïdique, et forme de 20% à 70% de la roche, avec une moyenne autour de 35%. Le paléosome, massif à folié, est à grain fin, et montre des reliques locales de cristaux de

feldspaths détritiques (D-1-a). Les franges mélanosomatiques sont fréquentes. La texture du gneiss est stromatique irrégulière, ophtalmique à lentilles centimétriques de leucosome diffus, ou très irrégulières dans les secteurs tectonisés. Un protolithe pélitique à semi-pélitique se déduit de la paragénèse alumineuse. Ces pélites s'interdigitent et passent graduellement vers les sédiments plus psammitiques (A-1-a) similaires aux volcanoclastiques du Complexe Ntshuku. Ceci semble donc indiquer localement un contact graduel entre les Complexes de Mistinibi et Ntshuku.

A-1-d: Gneiss leucocrates à hololeucocrates

Une lentille pluri-décamétrique de gneiss leucocrate contraste par sa couleur blanche avec les gneiss dioritiques et alumineux adjacents, juste au nord de l'esker du lac Ntshuku-Ministuku. De composition trondhjemitique, avec la biotite, muscovite, zoïsite, apatite, opaques et zircons comme minéraux mineurs et accessoires, cette roche à grain fin est en voie d'homophanisation. Une relique de rubanement à niveaux mésocrates est la seule texture présente. Le protolithe de cette roche reste indéterminé.

A-1-e: Gneiss Oeillés

Les gneiss oeillés sont des gneiss quartzo-feldspathiques à biotite, hornblende et parfois muscovite et grenat. Ils se distinguent par les mégacristaux oeillés de felspaths centimétriques qui composent entre 30% et 50% de la roche. Cette roche est homogène, non rubanée, légèrement foliée, et forme des niveaux décamétriques continus. Quelques petits niveaux de ces gneiss se retrouvent intercalés avec les gneiss du Complexe de la George, en bordure du granite de Déat. Le protolithe s'interprète comme un granitoïde porphyrique.

Lithofacies A-2:
GNEISS DIORITIQUES À TONALITIQUES 2

Un continuum existe entre les roches volcano-détritiques du Complexe de Ntshuku et les gneiss dioritiques à tonalitiques du Complexe de la George, les premières étant selon toute vraisemblance les protolithes des seconds. Sur la base de l'intensité de la déformation, de la recristallisation et de la migmatisation qui les affectent, trois assemblages lithologiques s'y définissent comme gneiss.

Ces trois assemblages gneissiques possèdent une minéralogie similaire. Ce sont des gneiss gris en surfaces fraîches ou altérées, mésocrates (IC = 15-35%), exceptionnellement leucocrates ou mélanocrates. Ils présentent un rubanement centimétrique à décimétrique avec un indice de coloration variable, hérité de la variabilité compositionnelle du litage dans les protolithes. La minéralogie se compose de quartz, plagioclase andésine, biotite et hornblende, des quantités mineures de minéraux opaques, sphène, rutile, apatite et zircon, occasionnellement du feldspath potassique, du grenat, ainsi que des minéraux d'altérations tels chlorites, épidotes et micas blancs. De petites lentilles métriques de roches à paragénèses alumineuses (grenat-sillimanite), de micaschistes à quartz-biotite et de gneiss rouillés à pyrrhotite-pyrite se distribuent dans les gneiss quartzo-feldspathiques. Les amphibolites en niveaux décimétriques à métriques sont abondantes, de même que les niveaux de granitoïdes de Pallatin (E-1) et les métarkoses (D-2). Les nombreuses reliques de volcanoclastites de même que la composition modale similaire indiquent l'affinité du protolithe.

A-2-a:Gneiss dioritiques à tonalitiques 2 associés aux zones de cisaillement F4

Les gneiss dioritiques à tonalitiques 2 associés aux zones de cisaillement F4 (Chap. 3) sont issus de la déformation en régime ductile-fragile qui affecte les roches volcano-sédimentaires (Groupe C) à l'intérieur du Complexe de Ntshuku. La relation entre les gneiss et leurs protolithes est mise en évidence sur les cartes de détails #2 et #3, où les bandes de roches migmatisées, schistosées et bouleversées recoupent les séquences volcanoclastiques ou intrusives non-bouleversées. Ces gneiss forment une bande composée d'une série de lentilles décamétriques à plurihectométriques anastomosées et/ou en échelon qui suit la zone de cisaillement de Nutshipaustukueshats (Chap. 3).

Ces gneiss se caractérisent par une foliation contournée, abondamment plissée. Des brèches

tectoniques à fragments d'amphibolites oblongs (C-1-b), de dimension métrique, flottent dans la matrice quartzo-feldspathique (Planche #3). Les micaschistes sont abondants et montrent des systèmes de schistosités et linéations multiples, replissées et tardives. Une schistosité pénétrante recoupe localement les faciès quartzo-feldspathiques. Le taux de déformation varie à l'échelle mésoscopique, faisant côtoyer les faciès relativement frais de volcanoclastites avec les gneiss ultramylonitiques (Planche #4).

La gneissification et la migmatisation (> 5%, < 20% de leucosome) de ces zones résultent de la superposition de plusieurs phénomènes. Le rubanement de la roche origine soit:

A) de l'alternance primaire de lithons leucocrates et mésocrates (Planche #5).
B) d'une foliation mylonitique (Planche #6).

La migmatisation ss origine soit:

C) d'une ségrégation métamorphique (migmatisation I) (Planche #7).
D) de la recristallisation consécutive à la granulation le long des plans de cisaillements mésoscopiques, phénomène qui mène à la formation de veines de leucosome à grains grossiers recoupant la foliation (Planche #8).
E) de la recristallisation et de la transposition des veinules de quartz Et quartz-feldspaths précoces (Planche #9).
F) d'une injection de matériel pegmatitique blanc allochtone. Des relations de recoupement nous indiquent la postériorité de cette famille de mobilisat sur la mobilisation 1.

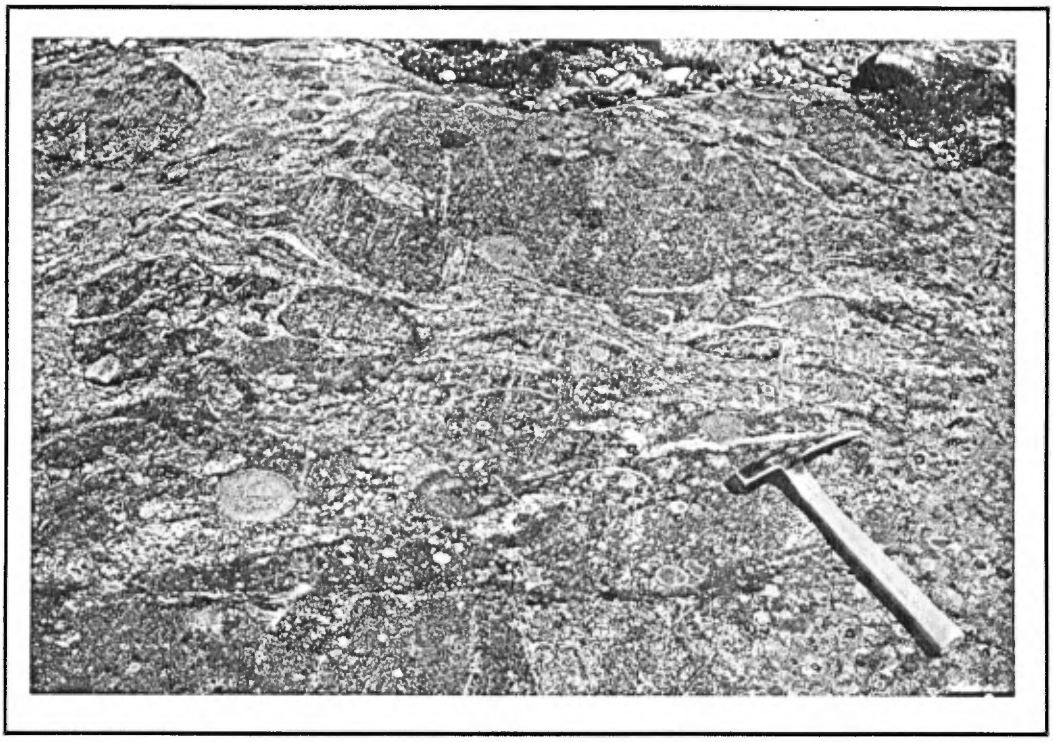


Planche 3: Brèche amphibolitique (C-1-b) dans un gneiss dioritique à tonalitique 2 associée à un cisaillement F4P. Les fragments montrent une forme oblongue anguleuse ou pincée. La matrice est une volcanoclastite à cristaux (C-2-b) dans lequel se développe un rubanement mylonitique enveloppant les fragments amphibolitiques.

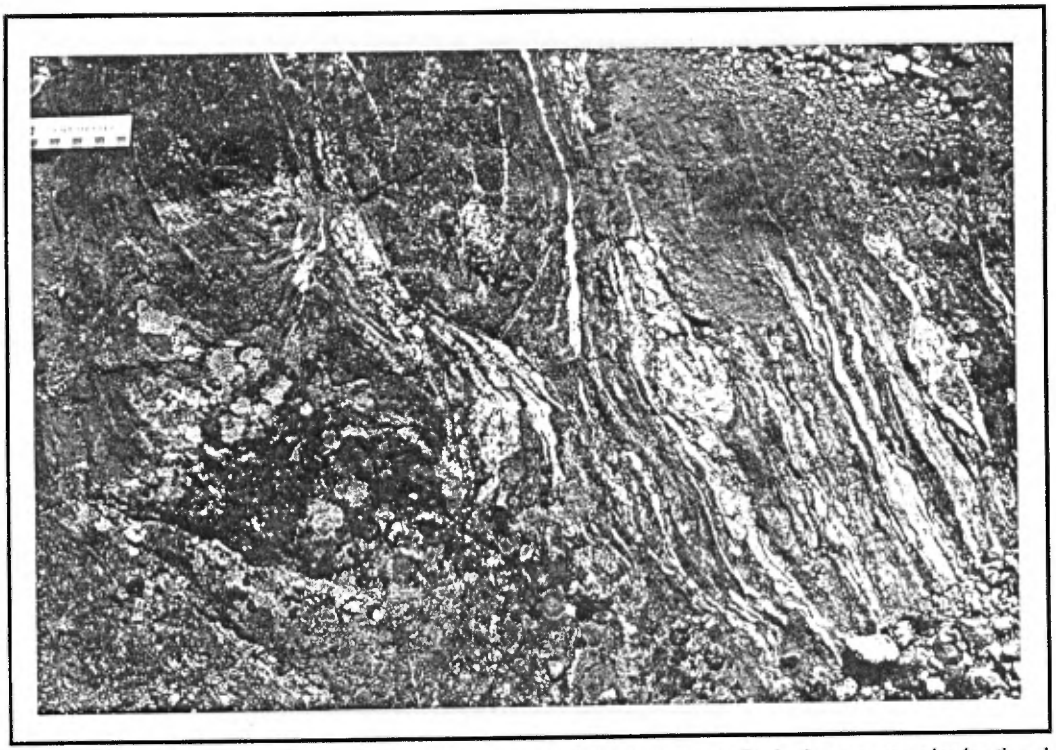


Planche 4: Gneiss dioritique 2 (A-2-a) hétérogène associé à du cisaillement F4. Le leucosome ségrégationel ou blastogénétique, à distribution irrégulière, est plissé isoclinalement et montre des indications de mouvements tant dextres que senestres. Des fragments amphibolitiques, légèrement migmatisés, montrent une foliation interne plissée.

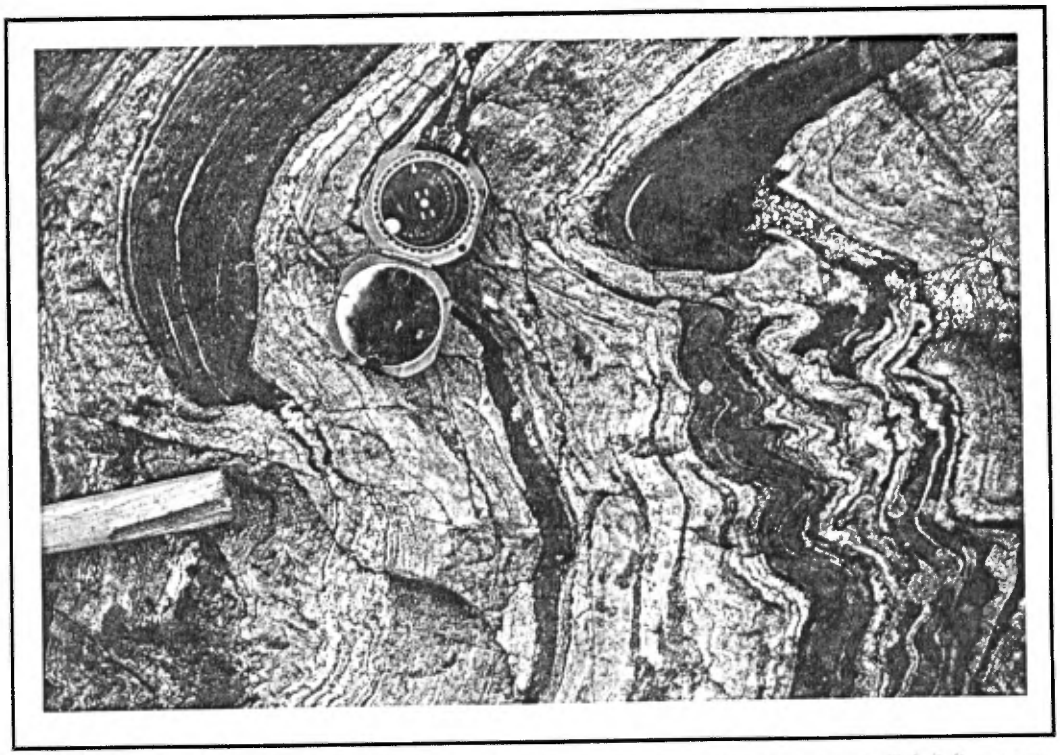


Planche 5: Gneiss dioritique à tonalitique 2 (A-2-b). Le gneiss montre un rubanement dû à l'alternance primaire de niveaux amphibolitiques (C-1-a), tonalitiques volcanoclastiques (C-2-b) et felsiques. La remobilisation est peu abondante. Le plissement est parasitique, associé à la charnière du pli régional de Pallatin-La Hutte.

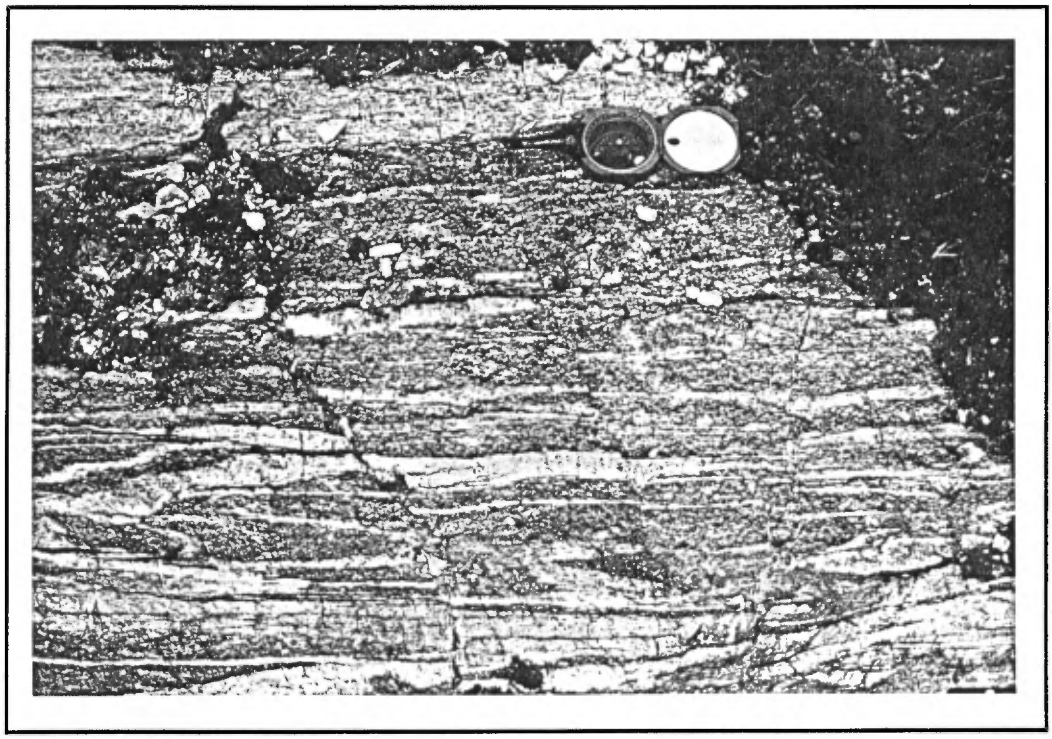


Planche 6: Gneiss tonalitique 2 (A-2-b). Le rubanement est ici dû à l'accentuation du litage primaire par un écrasement proto-mylonitique et à la parallélisation des injectats felsiques. Photographie provenant de la bordure est de la zone mylonitique centrale.

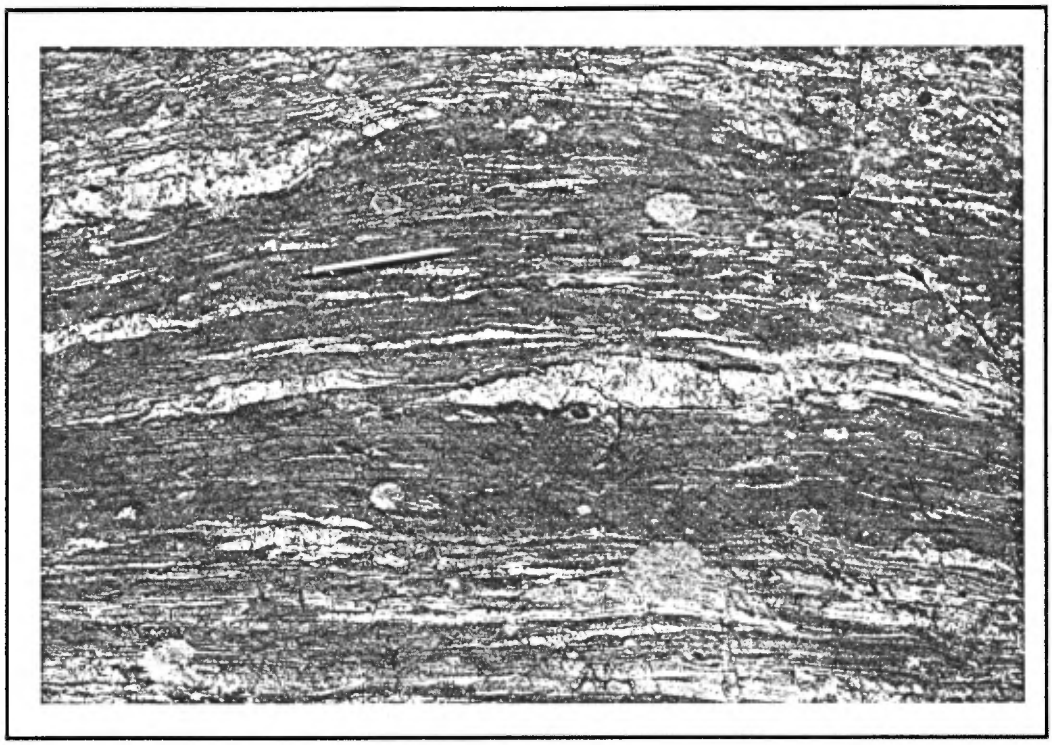


Planche 7: Gneiss dioritique à tonalitique 2 (A-2-b). Le leucosome plagioclasique est interprété comme une ségrégation métamorphique. La texture est stromatique discontinue. Le paléosome est dioritique, aucun mélanosome ne s'observe.

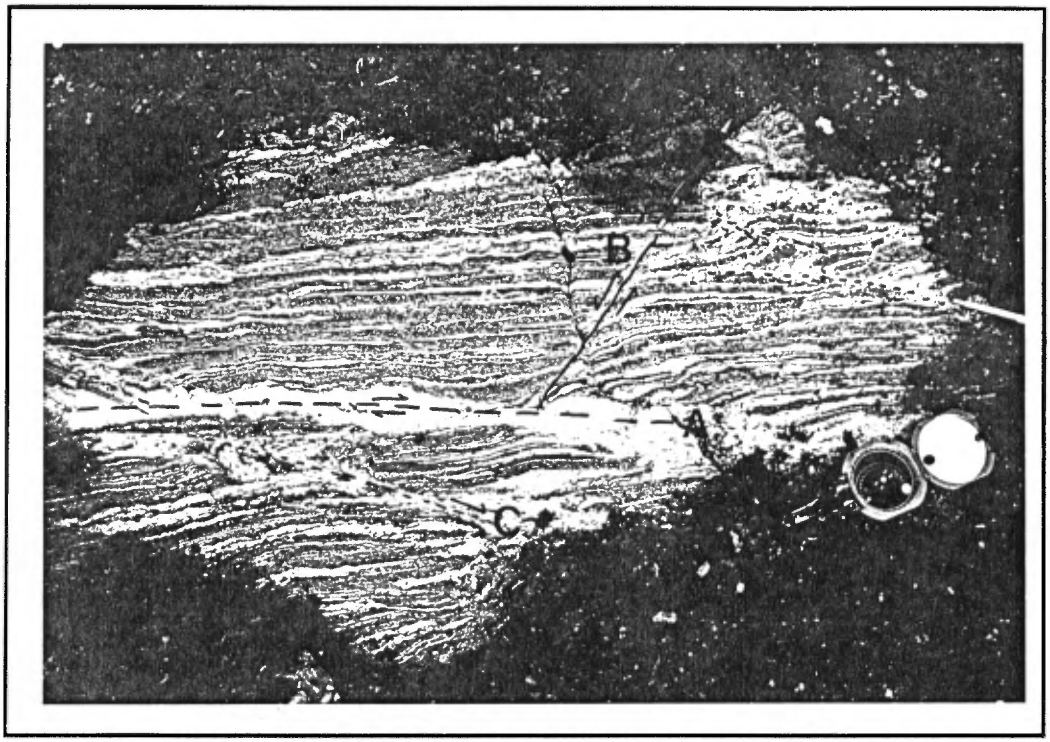


Planche 8 : Gneiss dioritique 2 (A-2-a). Le leucosome dictyonitique par blastogenèse dans des plans de cisaillements se superpose à une remobilisation stromatique ségrégationelle avec bordures de mélanosome. Outre le mobilisat stromatique montrant des textures de boudinages, on note le cisaillement (A) dextre N-035° injecté de pegmatite, le cisaillement senestre antithétique (B) N-125° et le cisaillement N-05° dextre correspondant aux fractures de Riedel F4R' (C). La boussole pointe vers le nord.

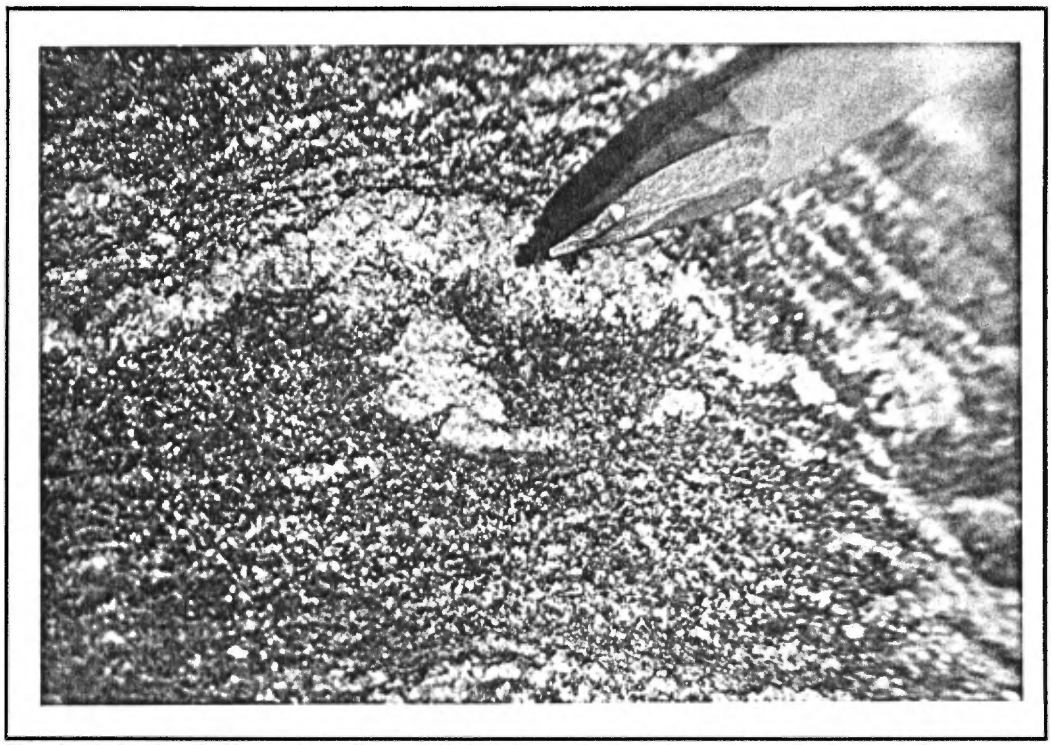


Planche 9: Gneiss dioritiques à tonalitique 2 (A-2-a). Une veinule de leucosome plissé ptygmatique recoupe la foliation dans le paléosome et est recoupée d'une veine stromatique. Ceci démontre la nature polyphasée et complexe de la migmatisation par ségrégation métamorphique.

A-2-b: Gneiss dioritiques à tonalitiques à protolithe métavolcanique

Ces gneiss dioritiques à tonalitiques, appartenant au Complexe gneissique de la rivière George, représentent un équivalent fortement déformé de volcanoclastites similaires à celles du Complexe de Ntshuku. Ces gneiss forment une bande nord-sud dans la portion ouest de la carte, des collines de Tshiasketnau au granite de Déat (F) qu'ils encaissent, ainsi que sur le bord de la rivière George. Ils forment l'axe de la zone de cisaillement de la rivière George (F4D, Chap. 3), où la déformation en régime ductile fût la plus intense.

Ces gneiss gris montrent un rubanement centimétrique à décimétrique régulier; toutes les structures qu'ils contiennent étant transposées sur la foliation nord-sud. La ségrégation métamorphique (Planche 7) est le type de remobilisation la plus abondante, formant de 5 à 40% de leucosome à texture stromatique hémi- à pluricentimétrique. Cette texture, associée à la foliation proto- à ultramylonitique omni-présente (Planche #6), confère l'aspect rubané caractéristique à ces gneiss. Une recristallisation consécutive de la granulation le long de cisaillements mésoscopiques (Planche #8) génère localement une texture en filet (diktyonitique). Aucune évidence pour une anatexie ne fût observée. Le paléosome, dioritique à tonalitique, montre une recristallisation complète, ne préservant que très peu de textures primaires des volcanoclastites originales. Les niveaux amphibolitiques montrent une faible ségrégation métamorphique (<5%) tonalitique, plissée, ainsi qu'une texture agmatitique fréquente. Quelques niveaux de méta-arkoses (D-2) et granitoïdes porphyriques (E-1) présents ne furent pas migmatisés. Ils montrent une déformation mylonitique.Cet assemblage lithodémique de gneiss gris, amphibolites, méta-arkoses, granitoïdes, paragneiss et paraschistes alumineux ou rouillés reflète dans ses proportions les lithologies présentes dans le complexe de Ntshuku. Il est donc proposé que les gneiss gris dioritiques à tonalitiques de cette portion du Complexe de la George soient l'équivalent du Complexe volcano-sédimentaire de Ntshuku, déformé par le cisaillement de la rivière George.

A-2-c: Gneiss leucocrates 2 à lambeaux d'amphibolites

Cette unité de gneiss, affleurant sur le flanc sud-est de la colline de Tshiasketnau, se compose d'un assemblage de gneiss dioritiques et tonalitiques 2 (A-2-b) et de gneiss mixtes amphibolitiques et leuco-tonalitiques (Planche #10). Ces gneiss mixtes se composent de proportions variables (20%-80%) des deux lithofaciès, lesquels forment un mélange d'origine tectonique probable.

Les amphibolites sont des roches noires, mésocrates (IC = 50%) à plagioclases - hornblendes, homogranulaires et à grain moyen. Elles sont peu remobilisées (< 5% de ségrégation métamorphique). Elles forment des lambeaux tabulaires allongés et effilés, métriques à décamétriques, recoupés ou flottant dans la matrice felsique. Cette matrice se compose de gneiss tonalitiques leucorates à hololeucocrates (IC < 20%), composés de quartz et plagioclases, ainsi que de quantités mineures de feldspaths potassiques, biotites et hornblendes. La granulométrie est variable, de millimétrique à pegmatitique, dépendamment de l'intensité de la déformation. Cette lithologie est foliée ou rubanée.

Le protolithe des lambeaux amphibolitiques est vraisemblablement les métabasites du Complexe de Ntshuku (C-1-a). Le protolithe des gneiss leuco-tonalitiques reste incertain, les textures primaires étant presque totalement oblitérées par la déformation. Il s'agit éventuellement d'un mélange d'arkoses, de conglomérats sub-quartzitiques, de volcanoclastites acides, de pegmatites et de mobilisat. Cet assemblage gneissique pourrait s'interpréter comme la prolongation du niveau principal de métabasite du Ntshuku (C-1-a), dans la zone cisaillée formant les gneiss de la George.

Lithologie A-3:
GNEISS DIORITIQUES À GRANITIQUES

Cet ensemble gneissique, confiné en bordure du granite de Déat (F) se caractérise par un aspect diapré,défini par l'alternance de gneiss gris, dioritiques à tonalitiques et de gneiss roses, granodioritiques à granitiques (Planche #11). Les gneiss gris sont les gneiss typiques de la zone cisaillée de la George (gneiss 2, A-2-b), montrant un mode, une minéralogie

Planche 10: Gneiss leucocrate 2 à lambeaux d'amphibolites 1 (A-2-c). Cet affleurement montre l'abondance du leucosome (blanc) dans lequel flottent des lambeaux effilochés de paléosome dioritique (ocre) et quelques amphibolites (grises).

Planche 11: Gneiss granodioritiques 3 (A-3). Le mobilisat allochtone granitique (rose) provenant de la mise en place du granite de Déat recoupe les gneiss dioritiques et tonalitiques 2 mylonitiques (A-2-b) (gris) et des amphibolites 2 (G-1?). Les contacts sont légèrement diffus.

et une variabilité similaire. Les gneiss roses possèdent une paragénèse à quartz-plagioclase sodique-feldspath potassique-biotite verte-hornblende vert-olive ainsi que des quantités mineures de sphène, épidote,allanite, apatite, zircon, opaques. Ils sont leucocrates à hololeucocrates, de granulométrie très fine à pegmatitique. La texture varie à l'échelle mésoscopique, pouvant être homogène aplitique, porphyrique en feldspath potassique, pegmatitique, pegmatoïdique, oeillée, flaser, ultramylonitique, rubanée, foliée, schistosée, laminée, homophane ou nébulitique.

Les gneiss roses forment des zones, lentilles, dykes et injections informes dans une trame de gneiss gris (A-2-b). Ils comptent pour 10% à 60% de l'ensemble. Les gneiss roses étant plus ductiles que les gneiss gris, la déformation y rend les relations originelles de recoupement entre les deux lithologies difficiles à faire ressortir du mélange tectonique. De par la minéralogie caractéristique et de leur proximité, ces gneiss roses sont rattachés au granite de Déat. Ils en forment des injections pegmatitiques ou aplitiques, des apophyses, dykes ou écailles du granite même, ou des effets d'une granitisation métasomatique (Chap. 4). Ceci forme la remobilisation 3, d'origine allochtone, qui se superpose à la gneissification 2 et éventuellement 1.

GROUPE B: ROCHES INTRUSIVES BASIQUES À ULTRABASIQUES 1

Les roches intrusives basiques à ultrabasiques 1 de la région se composent essentiellement des gabbros de la Suite intrusive de Pallatin (Van der Leeden, manuscrit soumis, manuscrit en préparation). Elles se divisent en quatres faciès: les gabbros à olivine (B-1), les norites à cumulat d'orthopyroxènes (B-2), les amphibololites (B-3) et les gabbros de Pallatin (B-4).

Lithologie B-1: GABBROS À OLIVINE

Les gabbros à olivine sont des roches massives à grains fins. Elles se reconnaissent à leur patine d'altération iddingsitique et leur texture en peau d'éléphant (Planche #12), témoignant la présence d'olivine.

Ces gabbros forment quatres petits massifs pluridécamétriques, tous encaissés dans les wackes (D-1) et les gneiss (A-1) au nord de la rivière Déat (Fig. 3). Le contact entre les gabbros et l'encaissant est net ou bréchique, sans auréole de métamorphisme. Via la photo-interprétation, on observe que ces massifs sont invariablement à proximité d'un cisaillement F4P ou F4R' ou de leurs intersections (Chap. 3). Les relations de terrains ne permettent pas de savoir si ces cisaillements prédatent ou postdatent la mise en place des gabbros. Aucune fabrique tectonique ne pénètre les massifs.

La minéralogie et les textures primaires sont localement bien conservées. Les gabbros à olivine se composent d'olivine hyalosidérite (Fo 58, Fo 55-80?) et de diopside (Wo:48, En:43, Fs:09) dans un ratio de 1 à 4. Ils se présentent comme un cumulat à texture granulaire hypidiomorphique (Planche #13). L'orthopyroxène s'observe à l'état de reliques ou de lamelles d'exsolution dans l'augite. Le plagioclase semble absent. Des traces de sulfures en plages allotriomorphes y sont dispersées.

La roche subit une amphibolitisation marquée (40-100%). L'amphibole est une magnésio-hornblende (Leake 1978) vert pâle, peu biréfringente, aciculaire (2V:-80, c^z:24°). Localement elle montre des évidences de remplacement pseudomorphique des pyroxènes. Ces évidences sont son habitus intercumulus, une zonation avec le coeur plus pâle (magnésien?) et des traînées d'ilménite suivant l'axe "C" typiques des pyroxènes. L'amphibolitisation est responsable de la disparition du plagioclase et de l'orthopyroxène du gabbro (Opx + An —> Hbl + SiO2, Deer et al. 1964, t.2, p.245 ou Opx + Cpx + An —> Hbl , idem p. 306). Une chlorite magnésienne, du clinoclore $[(Fe_{(1.7)}\text{-}Mg_{(10.3)})O)_{12}(Al_2O_3)_2(SiO_2)_7 + 11\% H_2O$ montre un habitus sub-automorphe et des textures d'équilibres avec les amphiboles.

Localementdes assemblages méta-morphiques plus complexes s'observent. L'olivine peut s'altérer en un assemblage de chlorite magnésienne, serpentine ferrifère, d'oxyde de fer et de rutile. De la chrysotile en trace souligne les fractures, accentuant la texture en peaux d'éléphants. Une carbonatisation tardive se superpose localement à ce métamorphisme. La projection des normes sur les diagrammes de classification modale de Streikeisen (1976) (Fig. 4a,b) montre que les gabbros à olivines

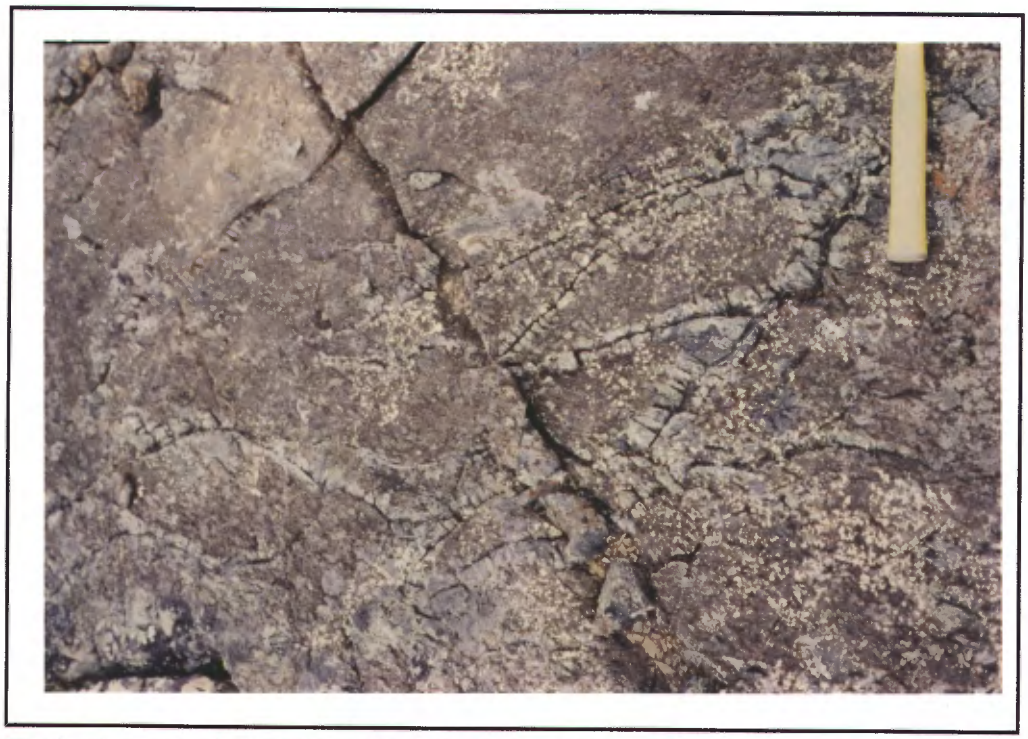


Planche 12: Gabbros à olivine (B-1). Une patine en peau d'éléphant, caractéristique des affleurements de ce gabbro, est générée par la serpentinisation préférentielle le long des plans de fractures. La coloration brunâtre de la roche provient de l'altération iddingsitique des olivines.

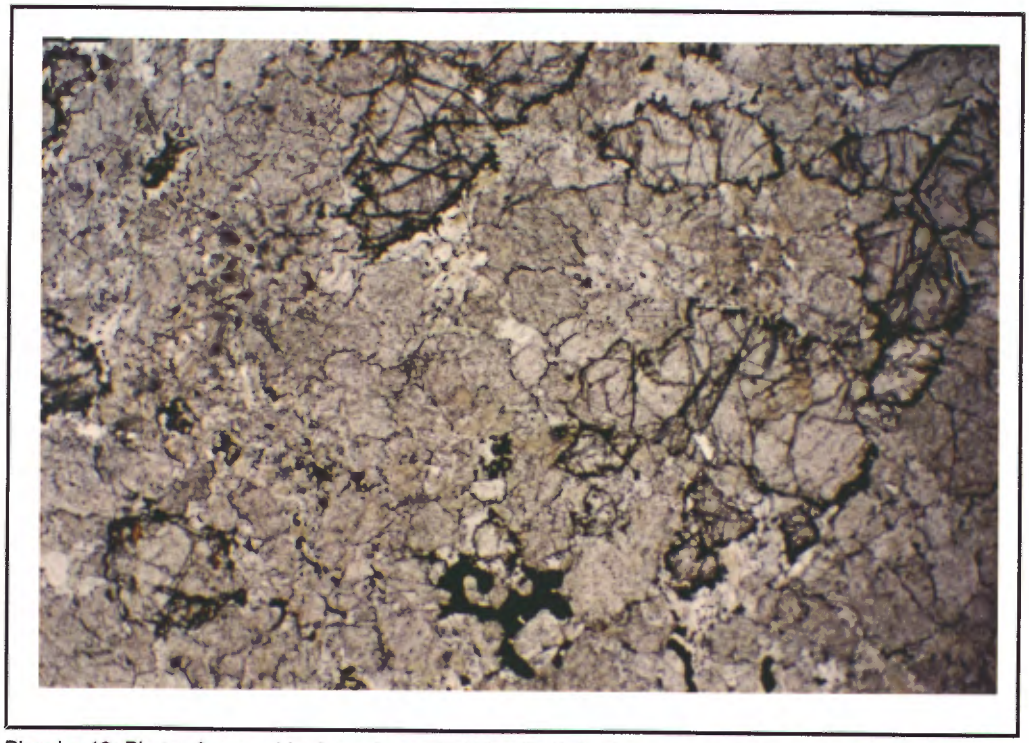


Planche 13: Photomicrographie des gabbros à olivine (B-1). L'olivine (contours ombragés) fracturée et non altérée montre un habitus hypidiomorphe aux bordures corrodées. L'augite est amphibolitisée et montre des bordures suturées. La texture générale est cumulus granulaire. La pyrrotine (noire) montre un habitus intercumulus xénomorphe. La largeur du champ est de 4 mm.

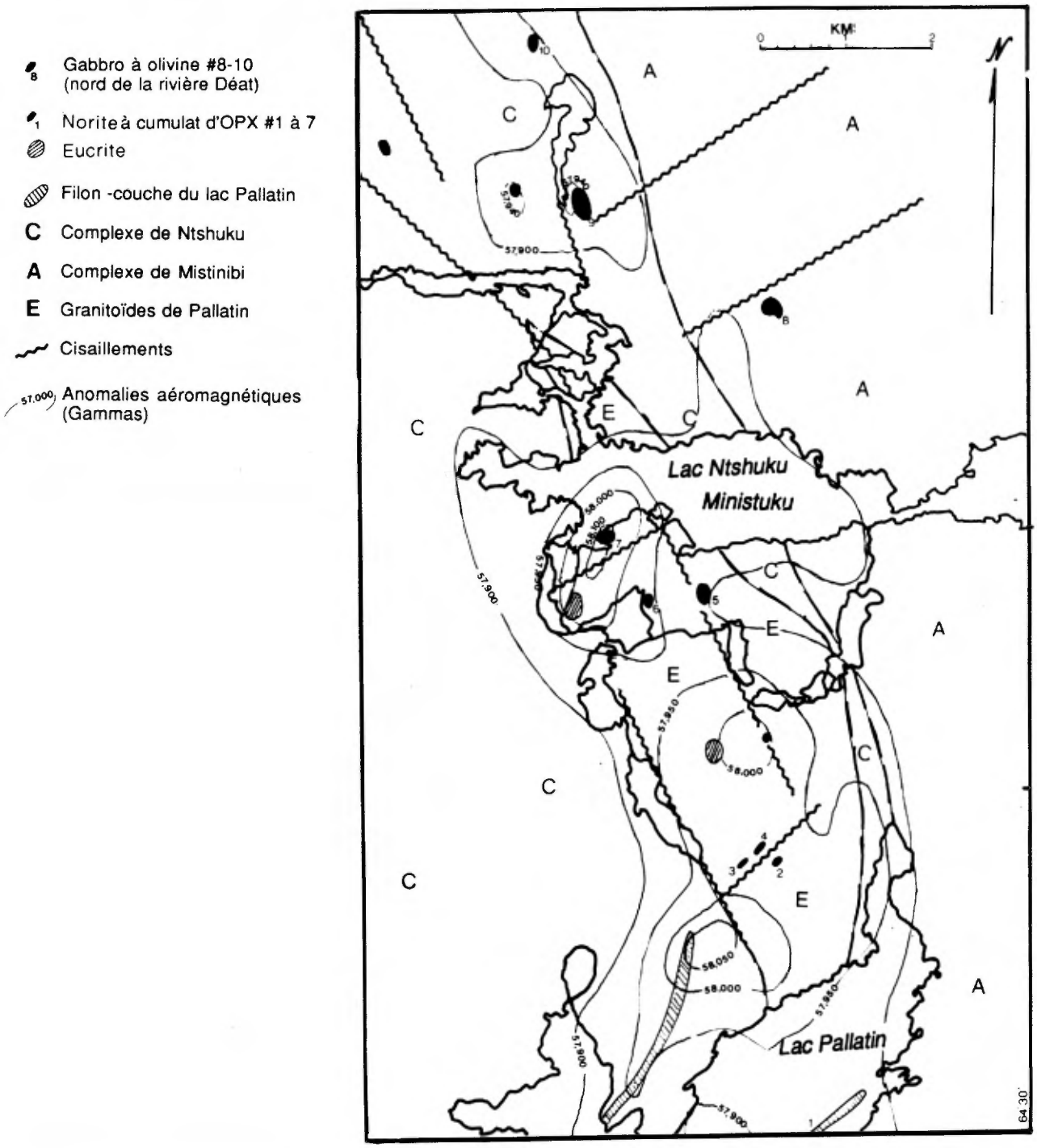


Figure 3 - *Carte couvrant le secteur est de la région et son extension vers le lac Pallatin, et indiquant la position des différents massifs de roche gabbroïque.* Les massifs (numérotés du sud au nord, de 1 à 10) sont généralement à proximité de cisaillements d'importance variable, et peuvent être associés à des anomalies aéromagnétiques.

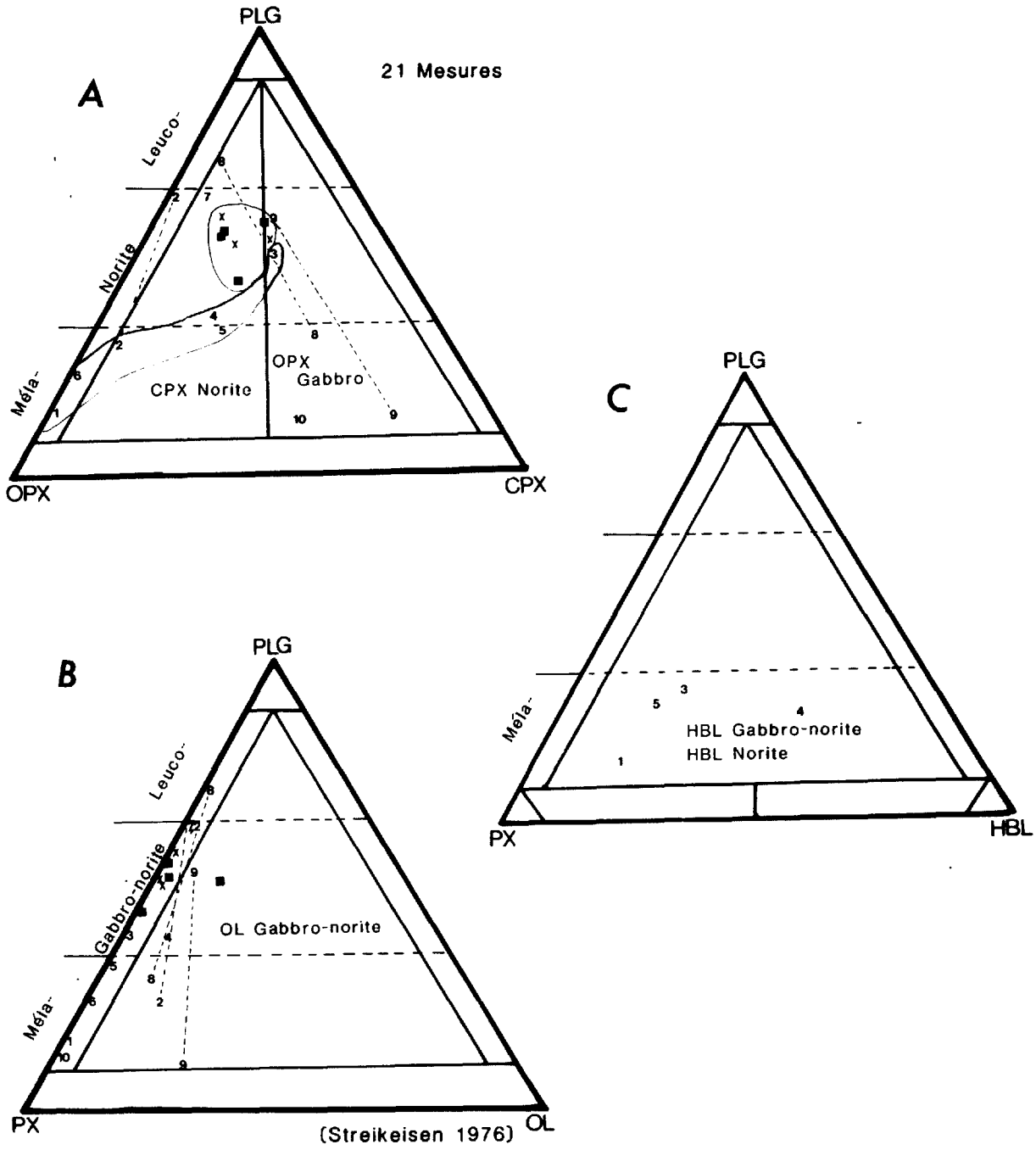


Figure 4 - *Diagrammes de classification modale (Streickeisen 1976) pour les roches mafiques* sur lesquels sont projetées les normes des différentes roches gabbroïques. Les numéros réfèrent à ceux des différents massifs de la figure 3. Les carrés représentent des eucrites (E-2), les X des gabbros 2 (G-1). La norme est modifiée pour tenir compte de la présence de hornblende magmatique (points 1, 3, 4 et 5, voir le texte). Le point 1 représente un gabbro de Pallatin (B-4), les points 2 à 7 sont des norites à cumulats d'orthopyroxènes (B-2), et les points 8 à 10 sont des gabbros à olivine (B-1). On remarque que les faciès différenciés (liés par des tiretés) tendent vers une composition leuco-noritique.

tombent dans les champs des méla-gabbro-norites à olivine, des gabbro-norites à olivine, et des méla-gabbros à orthopyroxène aux leuco-norites à clinopyroxène. Ces massifs sont donc différenciés. Un passage graduel s'y observe entre ces différents faciès ainsi qu'avec des leuco-gabbros et des amphibololites (B-3-a) (tiretés entre les points 8 et 9 sur les figures 4a et 4c).

Lithofacies B-2:
NORITES À CUMULAT D'ORTHOPYROXENES

Les norites à cumulat d'orthopyroxène forment un chapelet de six (6) petits massifs hectométriques alignés nord-ouest - sud-est (Fig. 3) dans le coin sud-est de la région. Cet ensemble prolonge vers le sud celui des massifs de gabbros à olivine (B-1). Ces massifs de norites sont invariablement associés aux granitoïdes (E-1). Ils forment des buttes tranchantes dans le paysage (Planche #14). La roche se reconnaît à sa patine noire et son altération granuleuse.

La minéralogie primaire et les textures des norites à cumulat d'orthopyroxènes sont généralement bien préservées. La bronzite et l'hyperstène (orthopyroxène, En:65 variant de En55 à 80, Wo:0.8, Wo:+/-0.4 si on inclue les exsolutions de cpx) prédomine nettement sur la salite (clinopyroxène de composition En:38, Fs:15, Wo:47) jusqu'à devenir le seul pyroxène de la roche. Ces deux minéraux, sous forme de mégacristaux et de glomérophyrocrystaux (2-10 millimètres), forment un cumulat. Des reliques d'olivine (Fo:68) corrodées sont parfois préservées en inclusions dans la bronzite (En:72, Fs:24, Wo:04) (Planche #15). Ces deux minéraux sont en équilibre magmatique (Deer et al. 1964, t.2) et montrent ainsi une réaction péritectique. De la pargasite (2V:+70°, c^z:18°, brun paille à verdâtre, peu biréfringente) auréole la bronzite avec une texture post-cumulus (Planche #16). Sa composition varie d'une hornblende pargasititque à une édenite (Leake 1978).

L'habitus du plagioclase varie suivant l'indice de coloration de la roche. Dans les faciès les plus riches en pyroxènes, il présente une texture intercumulus oïkocristalline. Il forme alors de grandes plages en continuité optique embrassant les pyroxènes. Sa composition varie de An 60 à 90 (Or < 01). Il est peu altéré. Dans les faciès plus felsiques (Leuco-norite), le plagioclase devient une phase cumulus mégacristalline ou granulaire. Sa calcicité descend alors à An 35.

L'ilmenite en faible quantité (<5%) et les sulfures en traces, forment des plages intercumulus poecilitiques. La texture de la roche est donc localement un hétéradcumulat (Planche #16). De la biotite titanifère (3.5% -4% TiO_2, 0.2% Cl) primaire montrant une altération basaltique fait aussi partie des phases intercumulus.

Le degré d'ouralitisation de la roche est très variable; celle-ci passe de fraîche à une amphibololite. L'amphibole majoritairement formée est similaire à celle dans les gabbros à olivines. Des couronnes plus complexes montrent la suite réactionnelle suivante:

Bronzite —> Cummingtonite —> Hornblende verte —> Plagioclase

7 OPX + H2O + SiO2 = 1 CUMM.
3 CUMM + 14 AN + 4 H2O = 7 HBL + 10 SiO2
(Deer et al. 1964, t.2, p.245)

Cette ouralitisation a comme effet de fausser le rapport OPX-CPX-PLG modal, augmentant l'indice de coloration de la roche.

Les massifs de norites à cumulat d'orthopyroxènes (B-2) possèdent des contacts bréchiques avec leurs encaissants (Planche #17), étant généralement sis dans des secteurs mylonitisés des granitoïdes. Ces brèches se composent de fragments arrondis à oblongs, décimétriques à métriques. Ce mélange tectonique met en évidence la présence d'une différenciation magmatique dans les massifs. On y retrouve une prédominance de fragments de norites à cumulat d'orthopyroxène, mélangés à des fragments de leucogabbros, d'amphibololites porphyroblastiques, de métabasites à grains fins, de granitoïdes et de leuco-norites à cumulats de pyroxènes-plagioclases. La matrice de ces brèches se compose de matériel amphibolitique schisteux ou d'injections leucogranitiques. Une fabrique linée est fréquente.

Aucune fabrique tectonique ne se développe toutefois dans le coeur des masses. De petites injections pegmatitiques (<5 cm, < 5%) forment des réseaux réticulés. Outre les brèches polygéniques de

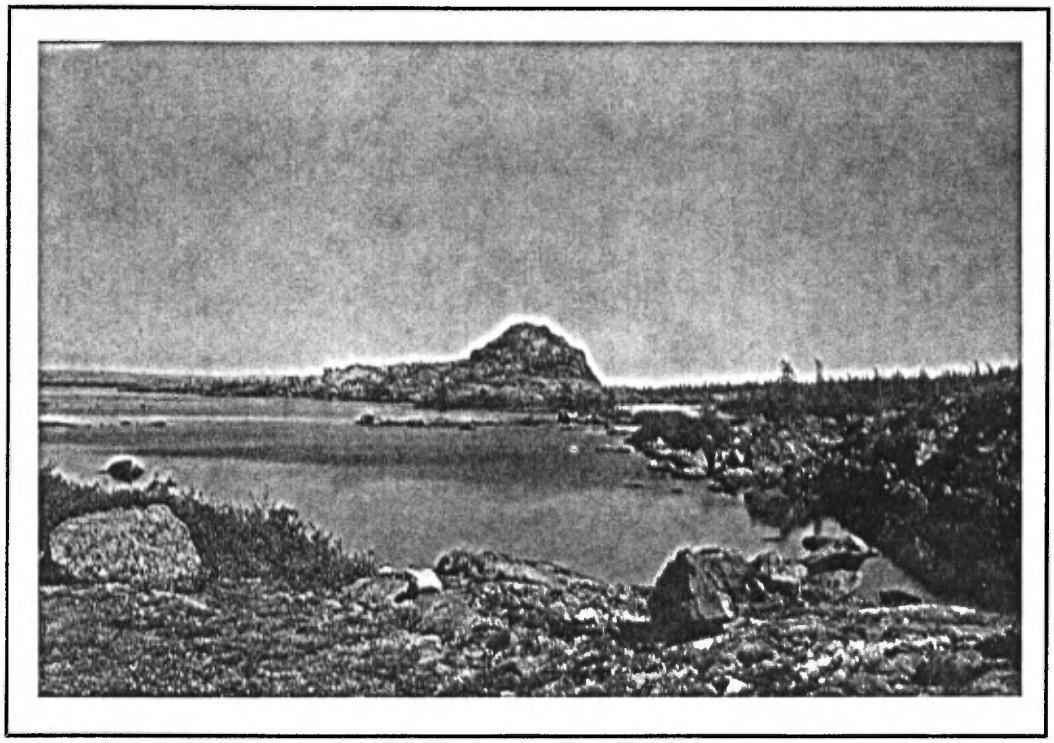


Planche 14: Butte de norite à cumulat d'orthopyroxène (B-2) sur le lac Ntshuku Ministuku résultant de l'érosion différentielle. On remarque la faible dimension (pluridécamétrique) de ces massifs.

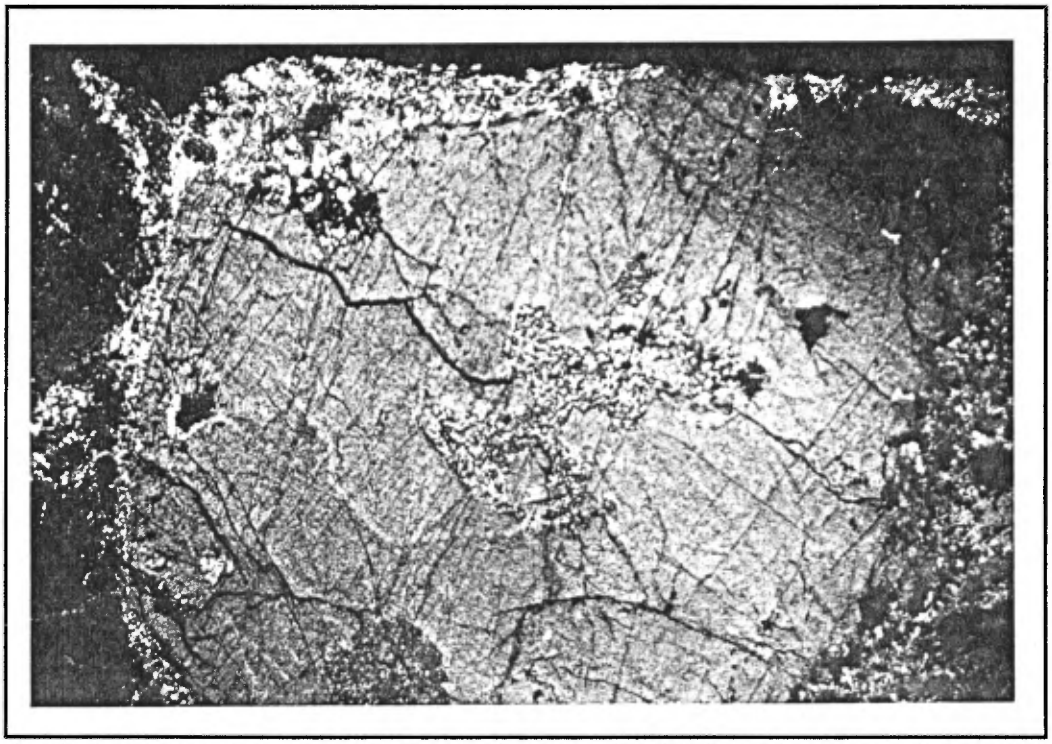


Planche 15: Photomicrographie en lumière polarisée d'un vestige d'olivine (Fo 68) au coeur d'un cristal de bronzite (En 72), dans une norite à cumulat d'orthopyroxène (B-2). Cette inclusion est en équilibre magmatique avec son hôte, indiquant le passage de la relation péritectique Ol-Opx-Qtz. La dimension du champ est de 4 mm.

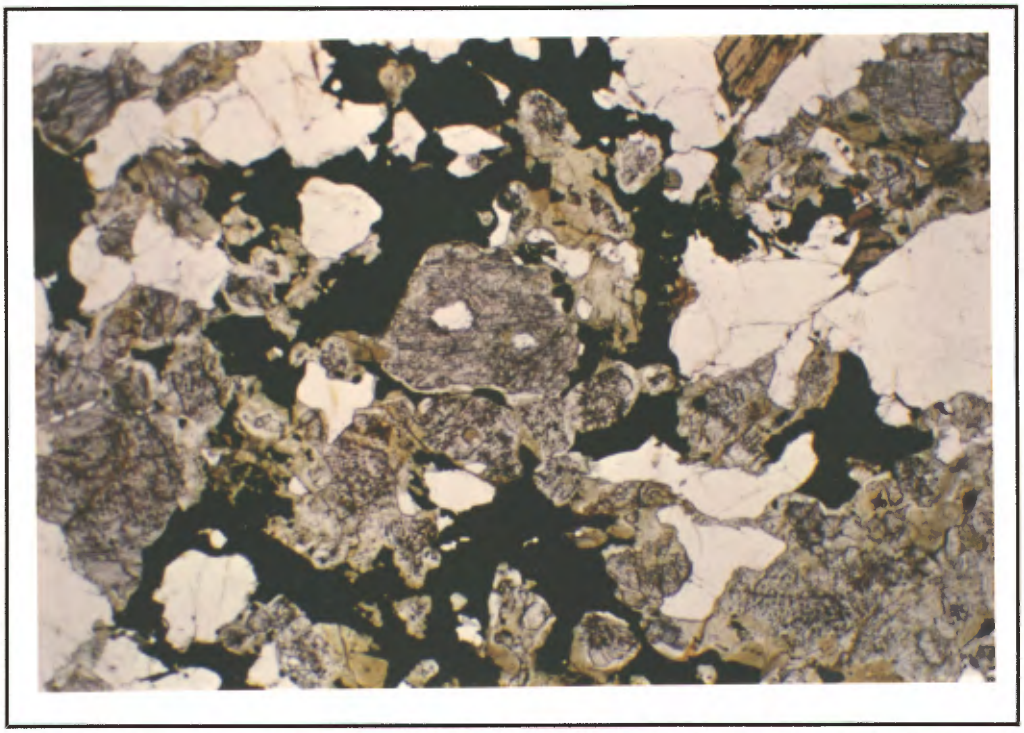


Planche 16: Photomicrographie d'une norite à cumulat d'orthopyroxène (B-2). La bronzite (opx) et la salite (cpx, grises fracturées) subautomorphes forment une texture cumulus. La pargasite (brun-vert) auréole les pyroxènes en cristallisation post-cumulus. La biotite (marron) montre une altération basaltique et un habitus sub-automorphe. Le plagioclase (limpide) et l'ilménite (noire) sont xénomorphes en plage intercumulus. La texture générale est un hétéradcumulat. La dimension du champ est de 4 mm.

Planche 17: Brèche de bordure du massif de norite (B-2) 7 près du lac Ntshuku Ministuku. Les fragments monogéniques (dans ce cas) sont de norite à indice de coloration variable. Ils présentent une forme arrondie à oblongue et sont parfois pincés dans la foliation. La matrice de la brèche est rubanée, irrégulière, felsique et amphibolitique.

bordures (tireté entre les points 2 sur la figure 4), aucune évidence notable de différenciation ne s'observe sur le terrain. Les variations granulométriques y sont aléatoires , aucun effet de trempe ne s'observe. Aucun métamorphisme de contact n'est, non plus, présent. Aucun litage magmatique n'est visible. Les massifs sont non-zonés et homogènes. Une variation dans la proportion des différents minéraux, de la granulométrie des cumulats (2 à 20 mm pour la bronzite) et du degré d'ouralitisation se présentent d'un massif à l'autre sans qu'aucune évolution spatiale n'y soit décelée.

L'absence d'olivine modale et la présence de pargasite primaire en quantité appréciable nous amène à modifier le calcul de la norme (CIPW.), selon l'équation:

$$100\ Par + 10\ SiO_2 = 28\ An + 26\ Dio + 26\ Ol + 2\ Mt$$

Le calcul se poursuit jusqu'à l'épuisement d'une des phases impliquées. Ces normes, projetée sur les diagrammes de classification modale de Streckeisen (1976), tombent dans les champs des méla-norites à hornblendes et des méla-gabbro-norites à hornblendes (Fig. 4c).

Lithofacies
B-3-a: AMPHIBOLOLITES MASSIVES
B-3-b: AMPHIBOLOLITES BRÉCHIQUES

L'amphibolitisation des gabbros se produit à des degrés divers et conduit ultimement à la formation d'une amphibolite ultramafique, Sviz une amphibololite. Ce phénomène devient prononcé dans les faciès bréchiques des gabbros. La roche produite se reconnait à sa patine noire ou vert olive vitreuse et sa texture granuleuse.

La principale amphibole présente est une hornblende édénitique (Leake 1978) vert pâle peu pleiochroïque (2V:+60°-80°, C^Z:15°-30°, all+, Ng-Np:0.18). Elle se présente en plages granuleuses aux bordures suturées, ou avec une texture granoblastique parfaite (1-10 mm). Des inclusions marron d'oxydes de fer et d'ilménite (entre les plans (100) et (110)), du rutile et du sphène s'allongent selon l'axe [001]. De la biotite et de la cummingtonite s'orientent selon les plans (100) et (001) respectivement.

De la magnésio-hornblende (ouralite) croît en cristaux aciculaires ou granulaires, libre d'inclusions, à la bordure de la hornblende édénitique, soit en continuité optique, soit en cristaux distincts.

De la biotite brun pâle, de l'ilménite, du sphène et de l'apatite, ainsi que du quartz et/ou plagioclase (An:44) entrent pour moins de 10% de la roche. Des altérations en ripidolites et autres chlorites (après la biotite ou la hornblende) et en carbonate sont observées.

Les amphibololites se rencontrent en association avec les gabbros (B-1, B-2), principalement dans les faciès bréchiques de bordure. Certains massifs subirent une altération complète (B-3-a). Cette amphibolitisation tend à estomper les différences entre les différents faciès gabbroïques, leur conférant une apparence ultrabasique. Elle augmente l'indice de coloration via la destruction du plagioclase.

Des fragments centimétriques à métriques d'amphibololites (B-3-b) flottent ici et là dans les wackes (D-1) ou les gneiss (A-1). Ils se retrouvent isolés ou en essaims, associés à un cisaillement F4 (Chap. 3), ou dans des roches apparemment intactes. La schistosité locale les contourne. Aucune structure de charge ou autre caractéristique sédimentaire ne s'y observe. Leur origine reste énigmatique, vraisemblablement tectonique.

Lithofacies B-4:
Filons-couches de gabbros du lac Pallatin

Les filons-couches de gabbros du lac Pallatin étant hors des limites de la cartographie faite dans le cadre du projet, seules quelques visites y furent effectuées par l'auteur. Ce sont des intrusifs de puissance hectométrique et d'extension kilométrique (Van der Leeden 1987). Ils sont formés de roches massives et homogènes, généralement non foliées. La roche se compose principalement de hornblende verte, de magnésio-hornblende aciculaire (ouralite) et de plagioclase (20 à 40%). Le plagioclase montre parfois une relique de texture intercumulus. Il peut localement être porphyrique. De rares mégacristaux de pyroxènes s'y retrouvent. Ces massifs sont légèrement différenciés. Dans les zones les moins affectées par l'altération métamorphique, une texture et une minéralogie très similaires à celles des norites à cumulat d'orthopyroxènes sont présentes.

Le chapelet de petits massifs de gabbros (B-1, B-2, b-3) s'échelonne le long du flanc est du pli de Pallatin-La Hutte. Géographiquement, il prolonge les filons-couches des gabbros de Pallatin (B-4).

Cet ensemble correspond, sur la carte aéromagnétique (CGC. 1981), à une chaîne d'anomalies positives pouvant atteindre 200 gammas (Fig. 3). Ceci se corrèle à une susceptibilité magnétique des gabbros pouvant atteindre 6.4 unités cgs. (Bruit de fond régional < 0.1 cgs.). La continuité de l'anomalie magnétique, l'homogénéité texturale et minéralogique, les relations bréchiques avec l'encaissant et l'association avec des zones cisaillées, font que ce chapelet de massifs gabbroïque s'interprète comme des fragments d'un même complexe gabbroïque démembré par la technique.

GROUPE C: ROCHES MÉTAVOLCANIQUES

Les roches du groupe lithologique "C" forment l'essentiel des protolithes des complexes gneissiques de Ntshuku et de la rivière George. Deux types principaux de volcanites se rencontrent; des effusives basiques (C-1) et des volcanoclastites et épiclastites intermédiaires à acides (C-2). Ces dernières prédominent nettement dans toute la séquence.

Le Complexe de Ntshuku possède une distribution géographique plutôt restreinte, étant presque totalement couvert par la présente cartographie. Une extension beaucoup plus régionale des volcanites peut être déduite de celle des gneiss du Complexe de la George, lesquels possèdent un protolithe identique. Malgré une déformation pénétrante, des lambeaux y subsistent où il est possible d'y discerner des textures primaires similaires à celles des volcanites du Complexe de Ntshuku. Les roches métavolcaniques s'étendent ainsi sur une bande nord-sud d'un minimum de 150 kilomètres. Toutefois, seules les roches non gneissifiées du Complexe de Ntshuku sont incluses dans le groupe C.

Lithofaciès C-1: AMPHIBOLITES 1

Les amphibolites 1 sont les roches basiques les plus anciennes de la région. Elle forment un chapelet de massifs plurihectométriques, lequel correspond vraisemblablement à un niveau boudiné, situé à la base de la stratigraphie, et suivant le pli régional (Chap. 3). Ces amphibolites se retrouvent aussi comme bancs décimétriques à décamétriques concordants dans les volcanoclastites. Ces bancs sont toujours d'extension limitée, décamétrique à hectométrique, et ne peuvent être utilisés comme repères stratigraphiques. Leur abondance, atteignant 30% au sud de la séquence, décroît en montant dans la stratigraphie (nord) jusqu'à quasi-disparaître au nord de la rivière Déat. Les massifs importants résistèrent mieux à l'érosion et forment des buttes comparativement aux volcanoclastites encaissantes. La roche est gris foncé à noire, localement tachée de rouille en surface altérée, et gris foncé verdâtre en surface fraîche.

C-1-a: Amphibolite 1. Métabasites massives, localement à coussins, brèches de coulée et méta-tufs mafiques laminés

Les amphibolites et métabasites 1 sont des roches mafiques (indice de coloration de 50-60%), homogranulaire submillimétrique. Trois types pétrographiques s'observent, non-discriminés sur les cartes, soit avec un assemblage à:

1: hornblende verte-andésine
2: plagioclase calcique-phlogopite-trémolite-pyralspite-sphène
3: ouralite-andésite.

Le type dominant (1) se compose de hornblende verte et d'andésine. L'apatite, le sphène et le zircon se retrouvent en traces. De nombreux autres minéraux de métamorphisme sont présents dans certains lithons, tel l'anthophyllite, la pistachite, la zoïsite, l'allanite, le grenat de type pyralspite, la trémolite, la hornblende bleu-vert (coexistant avec la hornblende verte), la ripidolite, la calcite et le quartz.

Une texture blasto-ophitique se reconnait localement. Des nodules millimétriques d'anthophyllite-trémolite-quartz et des glomérо-porphyroblastes de hornblende possédant un habitus similaire s'interprètent comme un remplacement pseudomorphique d'augite primaire.

Cet assemblage forme une roche essentiellement massive et homogène, ou localement nébulitique. Des petites zones décimétriques de matériel quartzo-feldspathique à grenats y sont dispersées.

Diverses textures volcaniques primaires y sont reconnaissables. Des brèches autoclastiques (Fisher 1960) ou hyaloclastiques (Dimroth 1977), composées de fragments amphibolitiques décimétriques très anguleux flottant dans une matrice soit quartzo-feldspathique à grenats, soit amphibolitique, soit carbonatée (Planche #18), sont observables. Des bordures de trempes s'y décèlent à la bordure des fragments (Planche #19). Ces brèches se retrouvent soit à l'interface métabasite-volcanoclastite, soit à l'intérieur des massifs métabasitiques. Certaines des brèches à matrice volcanoclastitique de l'unité C-1-b suggèrent fortement un mode de fragmentation syn-volcanique plutôt que tectonique (Fig. 5a). Leur nature anguleuse et le peu d'évidence de déformation ductile associée sont diagnostiques. Toutes ces brèches s'interprètent comme des brèches de coulées ou des fragments de coussins.

Aucune texture observée ne peut être identifiée sans équivoque comme coussins; deux d'entre elles sont toutefois fortement suggestives. La première texture se situe dans un petit niveau décamétrique (à proximité de la carte de détail #2). Elle se présente comme une imbrication de blocs amphibolitiques métriques arrondis et pédonculés (Planche #20). Un patron de fracturations radiales et concentriques s'y dessine. Les blocs sont séparés par des filonets centimétriques de matériel quartzo-felspathique. Il est toutefois difficile de trancher entre une origine primaire ou tectonique pour cette texture. La seconde texture fût observée par Bélanger (1984) dans le massif amphibolitique de l'indice Poitras (carte #5). Elle se compose de formes elliptiques pluridécimétriques bordées de zones plus felsiques à patine d'altération légèrement rouille. La forme suggère des coussins avec croûte rentrante (Dimroth et al. 1978). Non loin, de petites lentilles de carbonates (<1 décimètre), distribuées ici et là avec un espacement métrique, s'interprètent comme des chambres évidées de coussins. Aucune bordure de coussin ne s'y observe.

Le second type pétrographique forme une amphibolite laminée (Planche #21). Celle-ci est une roche grise, mésocrate, foliée centimétrique et laminée millimétrique. Elle se distribue en niveaux métriques à l'intérieur du premier assemblage, ou à l'interface métabasite-volcanoclastite. Elle possède un assemblage minéralogique particulier, homogranulaire millimétrique, composé de plagioclases calciques (bytownite et anorthite), phlogopite, trémolite, pyrrhotite, sphène ainsi que du rutile auréolé de sphène, de la biotite de couleur paille, de la hornblende verte et du zircon en trace. La texture est granoblastique à sublépidoblastique. Une altération rouille pénétrante est conséquente de l'oxydation des sulfures.

La chimie montre un enrichissement anormal en potasse et autres éléments mobiles, tenant place de la soude. Cet enrichissement et la texture foliée peuvent s'interpréter de différentes façons. Un protolithe d'hyalotuf pourrait produire une telle roche. Le caractère laminé et folié, la forte teneur en sulfures (Cousineau 1980) et en barium (Muffler et al. 1969) sont des évidences appuyant cette hypothèse. L'enrichissement en potasse peut alors se produire lors de la palagonitisation du tuf, de la diagenèse ou par un mélange avec des sédiments pélitiques. Une seconde interprétation serait une origine par cisaillement pré-métamorphisme paroxysmal F1 ou F2 (Chap. 3 et 4). La texture foliée est alors expliquée. Une altération potassique et une pyritisation expliquerait les anomalies géochimiques associées. Une troisième alternative serait une contamination à l'état magmatique.

Le troisième type pétrographique, peu abondant, est une amphibolite massive, verte, millimétrique homogranulaire. Elle se compose de hornblende, andésine et pyrite-pyrrhotite, avec de l'épidote, apatite et sphène en traces. La hornblende est vert-pâle, polycristalline en plage. Ses bordures sont irrégulières et interpénétrantes. Elle est optiquement similaire aux amphiboles magnésiennes (ouralites) provenant des amphibololites indifférenciés (B-3). Ces trois types pétrographiques, sur un diagramme modal des minéraux felsiques, mafiques et opaques (Fig.6), définissent un champ restreint, suggérant leur parenté. Ils sont aussi similaires chimiquement (Chap. 2).

Planche 18: Brèche de métabasite 1 (C-1-a). Les fragments sont anguleux et flottent dans une matrice de carbonates. Une bordure réactionnelle est visible à l'interface fragment-matrice. Ces brèches forment une lentille métrique dans les métabasites massives. Elles sont interprétées autoclastiques sur la base de l'absence d'évidence de déformations ductiles adjacentes, de leur non continuité, et de la matrice carbonatée. Il s'agit probablement d'une brèche de coulée.

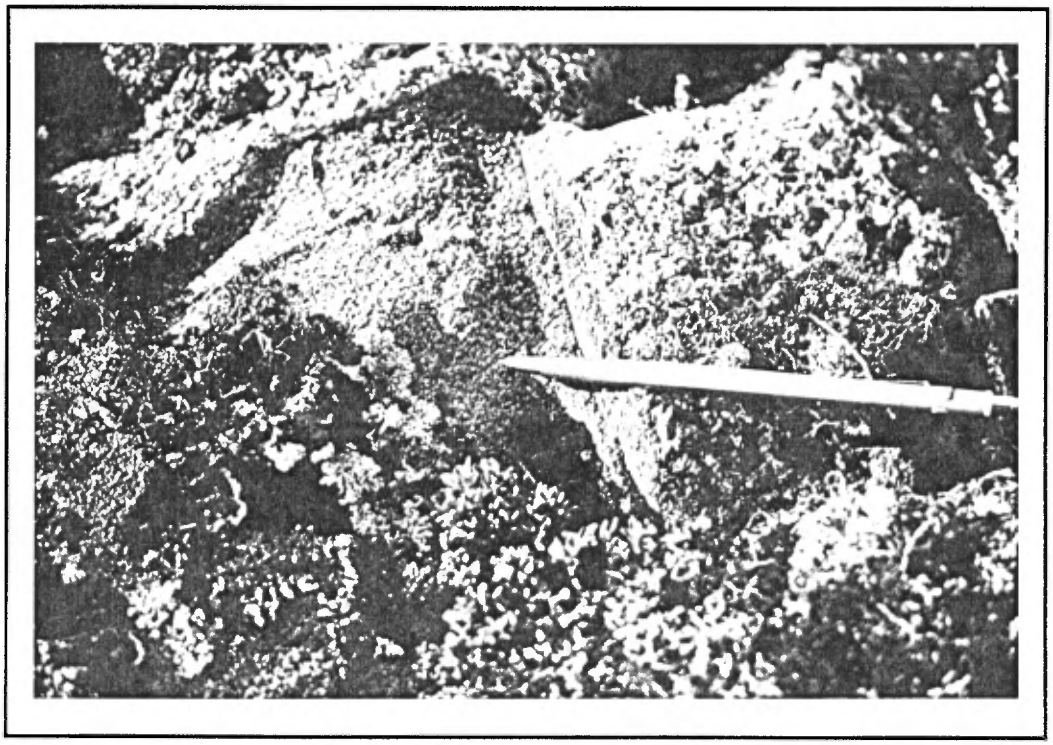


Planche 19: Brèche de métabasite 1 (C-1-a). Le fragment montre une bordure de trempe sur une de ses interfaces (pointe du crayon) avec la matrice quartzo-feldspathique. Cette bordure de trempe suggère une fracturation autoclastiques produisant des brèches à fragments de coussinets.

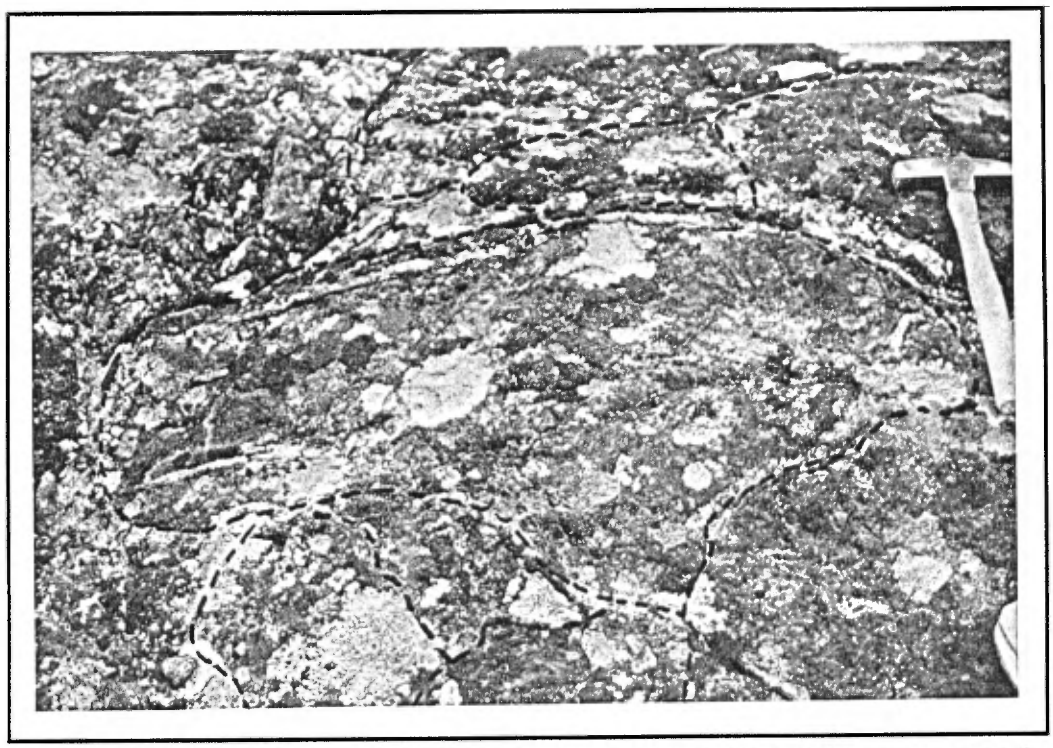


Planche 20: Coussins de métabasites (C-1-a). Ces coussins proviennent de la localité 1, au nord de la rivière Déat. Un premier coussin est situé sous le marteau, le manche indiquant le pédoncule. Un second coussin est à la gauche du manche du marteau, de la même épaisseur que celui-ci, avec le pédoncule au centre. Le sommet stratigraphique est interprété au haut de la photographie, soit vers l'est, ou vers le coeur du synclinal. L'espace entre les coussins est mince (<1 cm) et rempli de matériel quartzo-feldspathique.

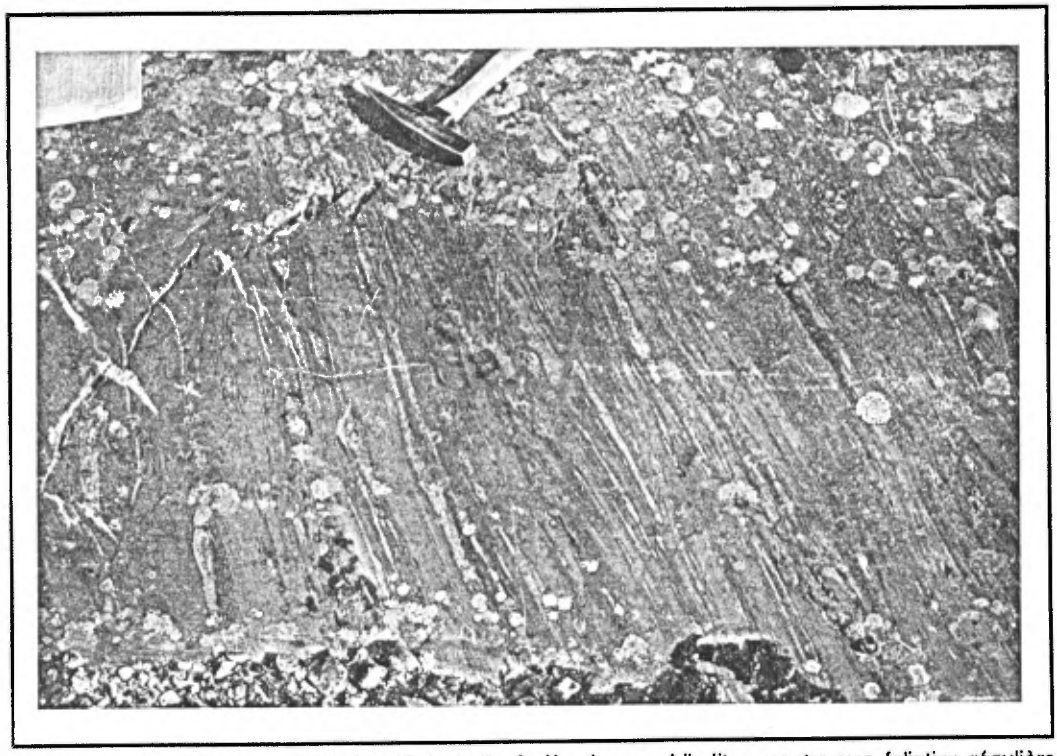


Planche 21: Amphibolites 1 laminées (C-1-a). Ce faciès des amphibolites montre une foliation régulière centimétrique, une lamination millimétrique et des textures mylonitiques. La nature primaire relique ou secondaire mylonitique de la foliation est indéterminée.

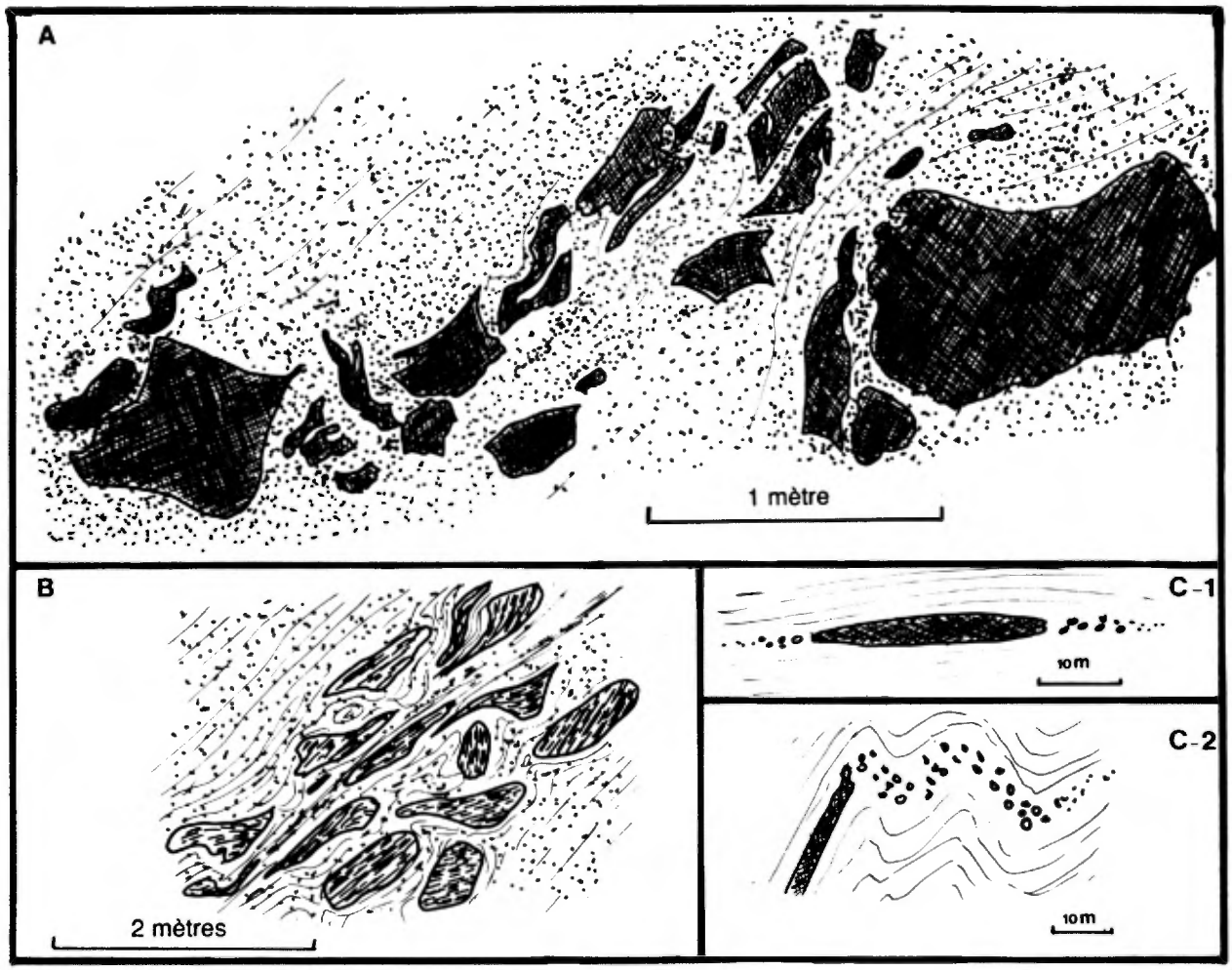


Figure 5 - *Croquis des brèches de métabasites 1* (C-1-a) flottant dans une matrice de volcaniclastites à cristaux (C-2-b). Les *brèches autoclastiques* (5a) se caractérisent par leur habitus anguleux avec de nombreuses échancrures, et par l'absence de texture mylonitique dans la matrice. Les b*rèches tectoniques* (5b) se caractérisent par leur habitus oblong à fusiforme, souvent moulé à la schistosité locale, ou à la texture fortement contournée ou micacée de la matrice.

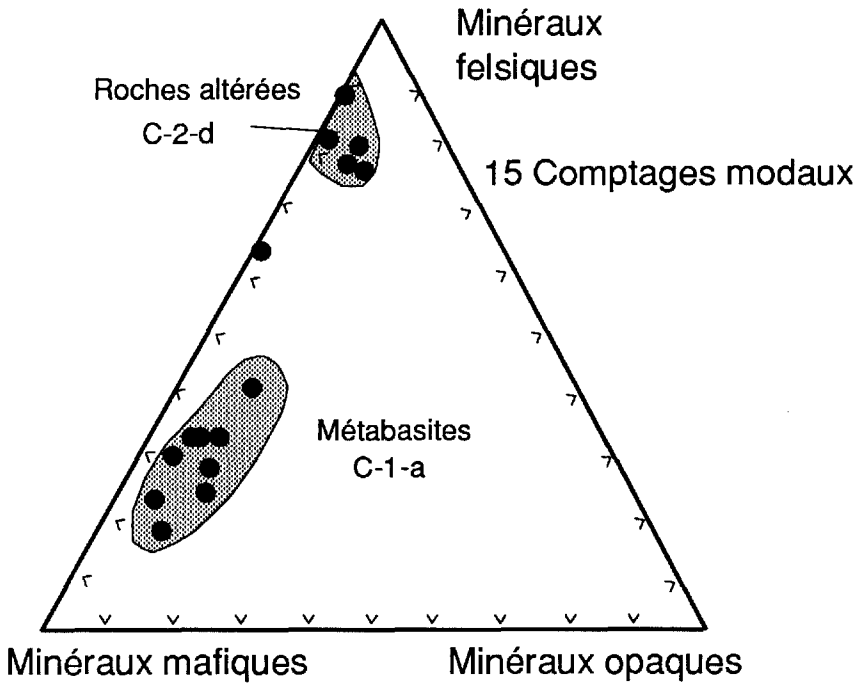


Figure 6 - *Diagramme modal des différents assemblages de métabasite.* Le champ défini est relativement restreint, avec un indice de coloration moyen de 70%. Les volcaniclastites altérées (C-2-d), adjacentes aux métabasites (C-1-a) proviennent des indices Poitras et Chabot. Minéraux mafiques: hornblende, anthophyllite, actinolite, trémolite, biotite, phlogopite, épidote, sphène, rutile. Minéraux opaques: ilménite, pyrrothine, chalcopyrite. Minéraux felsiques: plagioclase, quartz.

C-1-b: Amphibolites 1 bréchiques

Les amphibolites 1 forment de nombreuses brèches à fragments centimétriques à métriques, anguleux à oblongs, sises en niveaux décamétriques dans les volcanoclastites (C-2). Ces brèches sont parfois des brèches autoclastiques (Fig. 5a). La majorité d'entre-elles sont toutefois des brèches tectoniques associées aux cisaillements F4, ou des brèches autoclastiques reprises par la déformation. Les bancs décamétriques d'amphibolites massives (C-1-a) se terminent latéralement en général sur une traînée de telles brèches (Fig. 5b) L'important contraste de ductilité explique la bréchification tectonique des amphibolites alors que les encaissants de roches quartzo- feldspathiques ont subi une déformation en régime ductile. La majorité des fragments d'amphibolites sont laminés (type pétrographique 2), supportant l'hypothèse d'une origine tectonique.

Lithofaciès C-2: MÉTA-VOLCANOCLASTITES INTERMÉDIAIRES À ACIDES

La Lithofaciès C-2 est la plus importante du Complexe gneissique de Ntshuku. Elle compose, avec les gneiss qui en sont dérivés, plus de 70% de la portion cartographiée du complexe. Elle affleure essentiellement à l'intérieur de la portion centrale de la carte. La déformation y est généralement intense, mais discontinue. Elle forme des lambeaux centimétriques à hectométriques non-déformés, où il est encore possible de discerner les textures primaires, dans les gneiss dioritiques 2 (A-2). Elle correspond aussi au protolithe de la majorité des gneiss du Complexe de la George.

Les roches du sous-groupe C-2 se caractérisent par leur hétérogénéité modale et texturale (Planche #22). Une alternance métrique à décamétrique des différentes unités et faciès avec des niveaux amphibolitiques (C-1), des méta-arkoses (D-2), et quelques niveaux de cherts et autres méta-sédiments en témoignent.

Ces roches affleurent densément sous forme de petites buttes décamétriques discontinues. Elles constituent la zone de plateaux entre les monts Tshiasketnau et le lac Ntshuku Ministuku.

Quatre faciès furent distingués.

C-2-a: Méta-volcanoclastites acides

Cette unité est une composante mineure de la séquence. Elle n'est reportée que sur la carte de

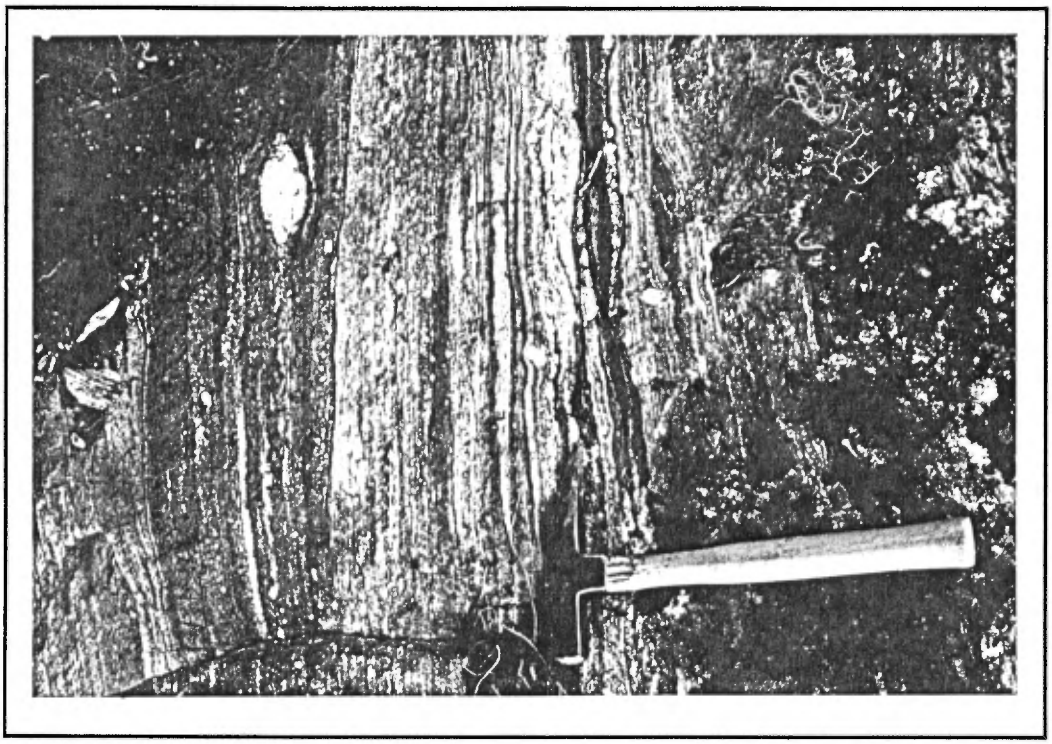


Planche 22: Volcanoclastite à cristaux hétérogènes (C-2-b) montrant une alternance de niveaux amphibolitiques, mésocrates (andésitiques?) et leucocrates (dacitiques?). Une lamination interne est visible. On note le litage légèrement oblique pouvant suggérer des micro-discordances. Les cristaux détritiques de feldspath flottent dans la matrice. Ils sont quasi exclus des niveaux les plus felsiques. Certains niveaux en sont par contre presqu'exclusivement formés (pointe du marteau). A remarquer aussi les mégacristaux (<2 cm) de feldspath automorphes moulés par la foliation (6 cm à la droite de la pointe du marteau). Leur nature primaire ou blastogénétique n'est pas établie.

détail #5 (Bélanger 1984). Elle fût observée ici et là en association avec l'unité suivante (C-2-b).

C'est une roche gris-crème claire, hololeucocrate, essentiellement quartzo-feldspathique. La granulométrie est submillimétrique, conférant une texture saccharoïde ou gréseuse à la roche. Ces roches sont litées centimétriquement et non laminées, contrairement aux méta-arkoses (D-2). Localement elle alterne avec des lits centimétriques de schistes à quartz-biotite. Aucune texture primaire ne semble préservée. Un protolithe rhyolitique est probable, tel que suggéré par une analyse chimique (Van der Leeden, manuscrit soumis).

C-2-b: Méta-volcanoclastites à cristaux de feldspaths

Cette unité compte pour la moitié des roches de la séquence volcano-sédimentaire, avec 70% des méta-volcanoclastites. C'est une roche grise, pâle à foncée en surface fraîche, et gris pâle avec parfois des tons de crème ou de brun en surface altérée.

Ces roches sont quartzo-feldspatiques, avec un indice de coloration variant de 5% à 25%. Elles ont majoritairement la composition d'une tonalite, mais varient d'une diorite quartzifère à une granodiorite. Ceci correspondrait à des pyroclastites dacitiques, parfois rhyodacitiques ou andésitiques (Streckeisen 1979).

Ces roches contiennent deux fractions; une fraction matrice et une fraction lapilli (<2 mm.) (Schmid 1981). Les fragments plus grands que 64 millimètres sont rares. Ces Volcaniclastistes pourraient ainsi être dérivées de T-FS à lapilli).

La fraction lapilli se compose essentiellement de cristaux de feldspaths. Ces cristaux vont d'une granulométrie similaire à celle de la matrice jusqu'à 4 centimètres, le mode se situant vers 3 millimètres. Ils forment entre 5% et 70% de la roche, le mode étant à 15% (Fig. #7a). Une relation existe entre la granulométrie et le pourcentage; les lapillistones sont enrichis en cristaux les plus grossiers et possèdent souvent une granulométrie à distribution bimodale (1-3 mm, 25% et 0.5-2 cm, 10%) alors que les tufs contiennent des cristaux de petite dimension (moins de 3 mm).

Un litage décimétrique en moyenne, mais pouvant varier de centimétrique à métrique est souligné par les variations dans la taille et la teneur en cristaux. Les volcanoclastites à lapilli à proximité du niveau de métabasite (C-1-a) principal, au sud de la séquence, sont hétérogènes. Ils deviennent plus homogènes et montrent des variations granulométriques moins brusques en montant dans la stratigraphie, vers le nord. Des laminations millimétriques et centimétriques sont fréquentes à l'intérieur des strates. Des niveaux massifs de plusieurs mètres s'associent avec les volcanoclastites à lapilli grossières et sont en contacts graduels avec la granodiorite massive (E-7). Outre le litage, aucune structure sédimentaire n'a été observée.

Les cristaux ont une forme arrondie à subanguleuse (Planche #23). Ils sont oblongs à équants, fréquemment étirés par la déformation. Des formes irrégulières ou en agrégats sont fréquentes. Les bordures sont communément corrodées et interpénétrées par les minéraux métamorphiques de la matrice adjacente.

Les cristaux sont majoritairement (>80%) du plagioclase. Sa composition est homogène à An 35-40%, soit de l'andésine (fig. 8a). Quelques-uns sont d'oligoclase ou de labrador. Aucun lien avec la granulométrie n'est noté.

Ces cristaux sont maclés albites et parfois de combinaisons albite- péricline ou albite-alacline. Des macles de cristallisation telles que la macle Carlsbad dénotent l'origine primaire de ces cristaux (Fig.8b, Smith 1974).

L'orthose forme 20% des cristaux. Sa distribution est générale dans la séquence, mais semble préférentielle à certaines strates. Ses cristaux sont communément plus grossiers que ceux de plagioclase. L'orthose peut être perthitique et riche en inclusion de quartz.

Quelques rares cristaux de quartz (< 2 millimètres) flottent dans ces tufs. Les fragments lithiques, de composition dioritique, sont rares. Un bloc de métabasite de 10 centimètres, avec une structure d'impact ou de charge très bien conservée, s'observe à proximité de l'indice Poitras (Carte #5, Planche #25).

La fraction matrice est mésocrate (IC entre 10 et 50%) et submillimétrique. La recristallisation métamorphique y est complète. Une texture schisteuse ou saccharoïde s'y développe localement. La phase mafique principale est la biotite brune ou verte. Le grenat pyralspite et/ou la zoïsite-allanite, la

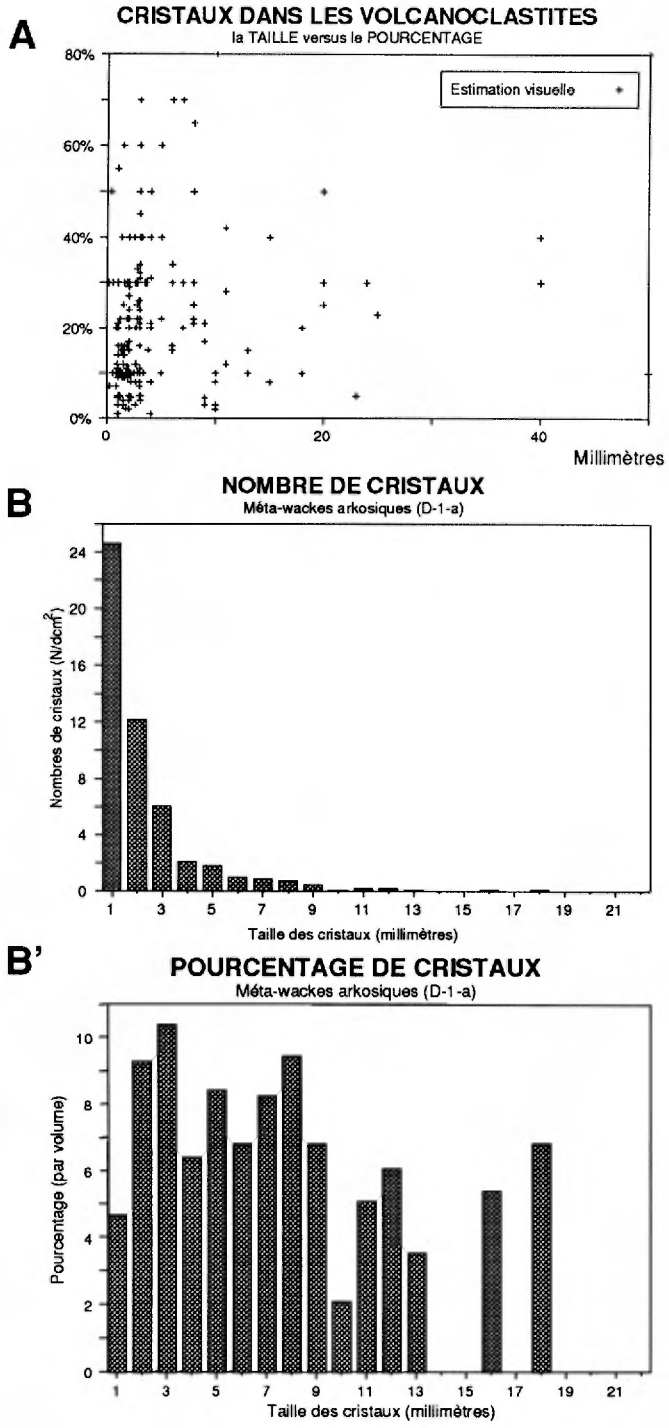
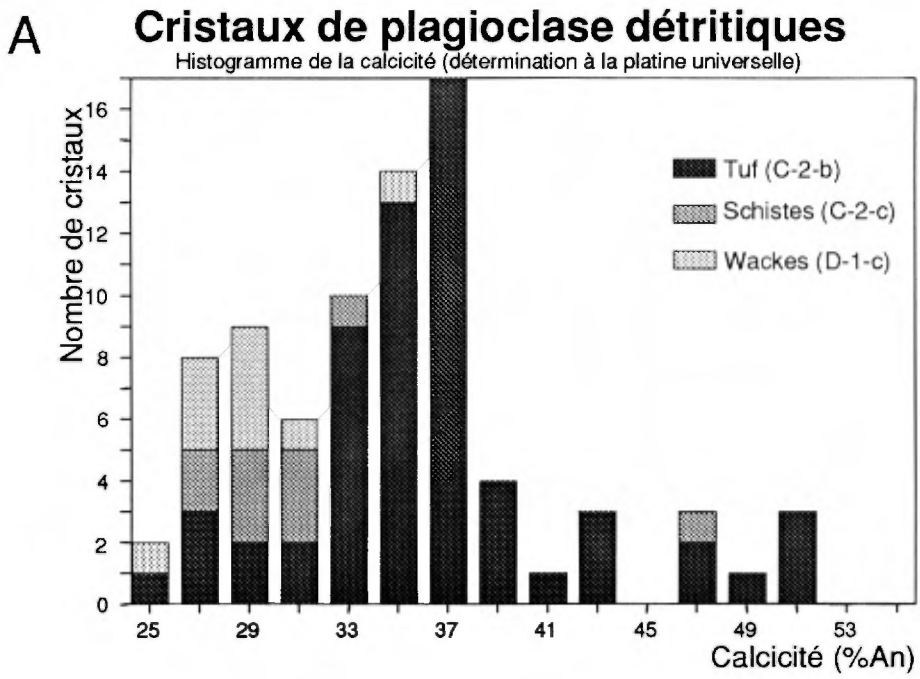


Figure 7a- *Diagramme du pourcentage de cristaux (estimation visuelle) versus leur taille moyenne (estimée)* pour l'ensemble des volcaniclastites (C-2) et wackes (D-1) de la région (164 mesures).

Figure 7b - *Histogramme du nombre de cristaux et de leur pourcentage volumique* dans les volcaniclastites à cristaux (C-2-b). Estimation effectuée par comptage sur une surface composite totalisant 1000 cm², à l'affleurement #140 (carte #2).



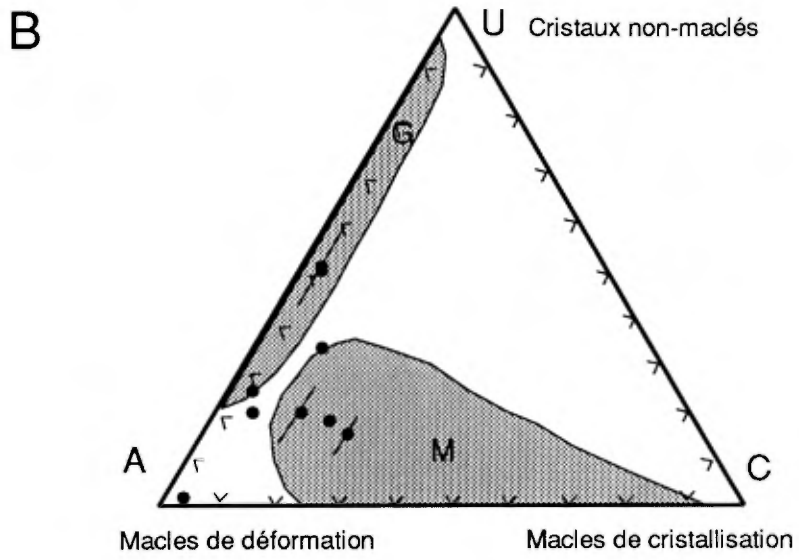


Figure 8a - *Histogramme de la calcicité des plagioclases détritiques* dans les volcaniclastites (C-2-b, C-2-c) et les wackes (D-1-a, D-1-c). Une distribution tri-modale est observée. La différence entre la première population (AN:28) et la seconde (AN:36) est induite par des hétérogénéités lithologiques ou métamorphiques, celles-ci ne se retrouvant pas simultanément sur dans les mêmes roches. La troisième population, plus calcique (An:48), côtoie les autres, et reflète ainsi une hétérogénéité sédimentaire primaire. Diagramme basé sur 81 mesures faites à la platine universelle.

Figure 8b - *Diagramme de la proportion des différentes macles présentes dans les feldspaths détritiques.* La distribution observée chevauche les champs des feldspaths magmatiques (M) et métamorphiques (G) (Smith 1974). Chaque mesure correspond à une section mince. Macles de déformation: albite, péricline. Macles de cristallisation: carlsbad, baveno, alacline.

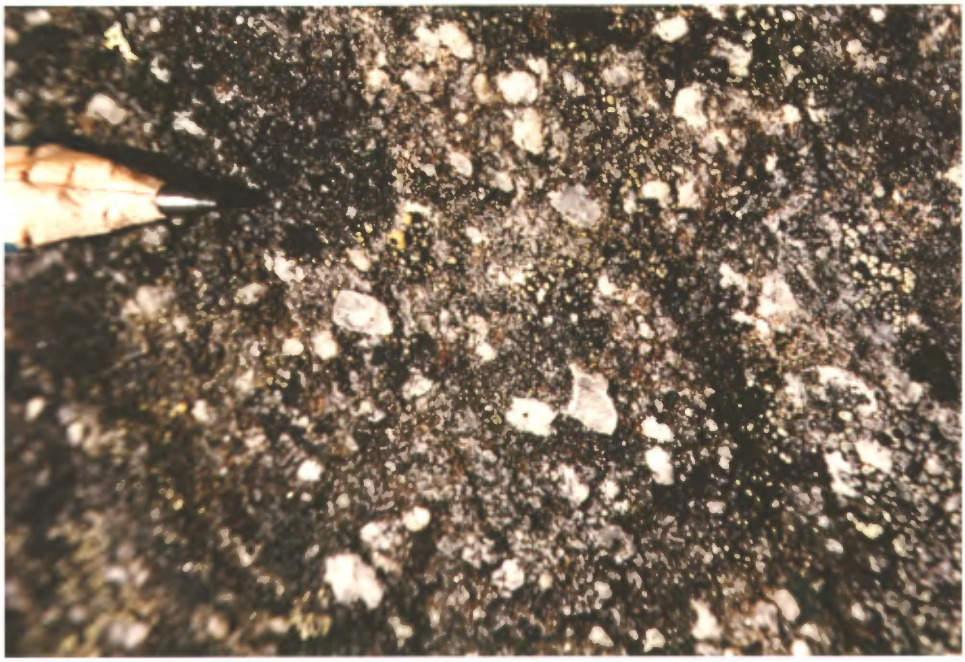


Planche 23: Gros plan sur un méta-wacke arkosique (D-1-a) à cristaux de feldspath. La nature détritique immature de ces cristaux se met en évidence par leur habitus anguleux non-recristallisé ou corrodé. La matrice est finement grenue, quartzo-feldspathique à biotite. La pointe du crayon donne l'échelle.

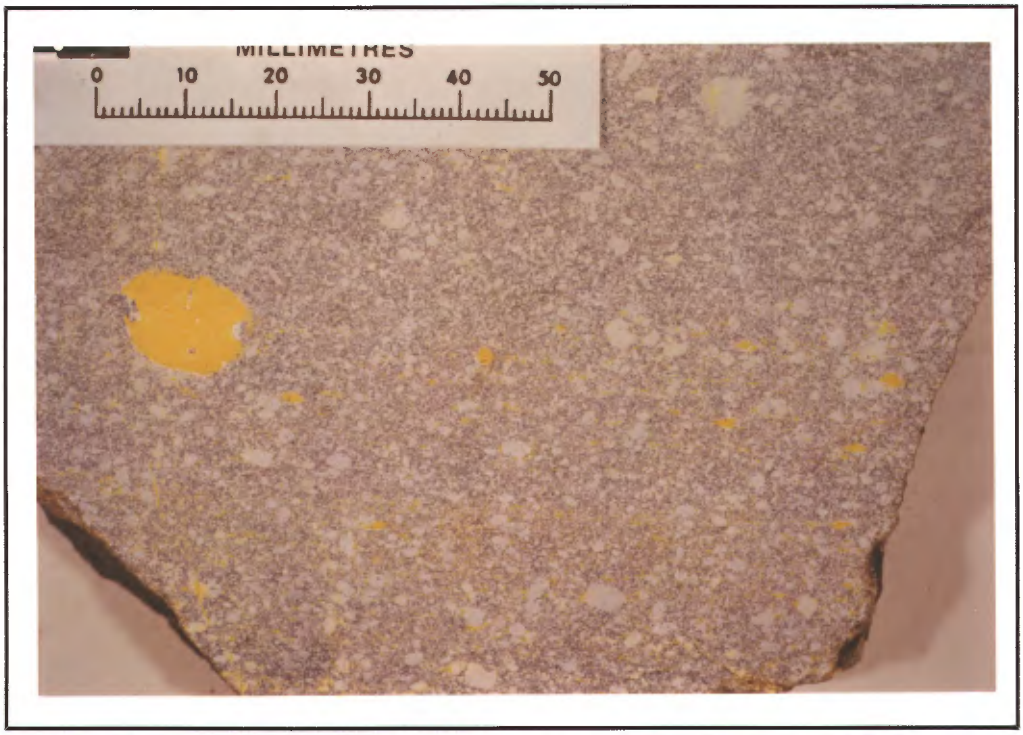


Planche 24: Échantillon de Volcanoclastite à cristaux (C-2-b) (D-1-a?) coloré au cobalti-nitrite de potassium. Les cristaux détritiques forment deux familles, soit les cristaux de feldspath potassique (jaune) qui forment des mégacristaux peu abondants, et les cristaux de plagioclase (blanc) qui sont de tailles plus modestes, mais nettement plus abondants. Cette présence de deux populations de cristaux suggère une affinité entre les volcanoclastites et la granodiorite de Pallatin (E-4), qui possède aussi deux populations de feldspaths

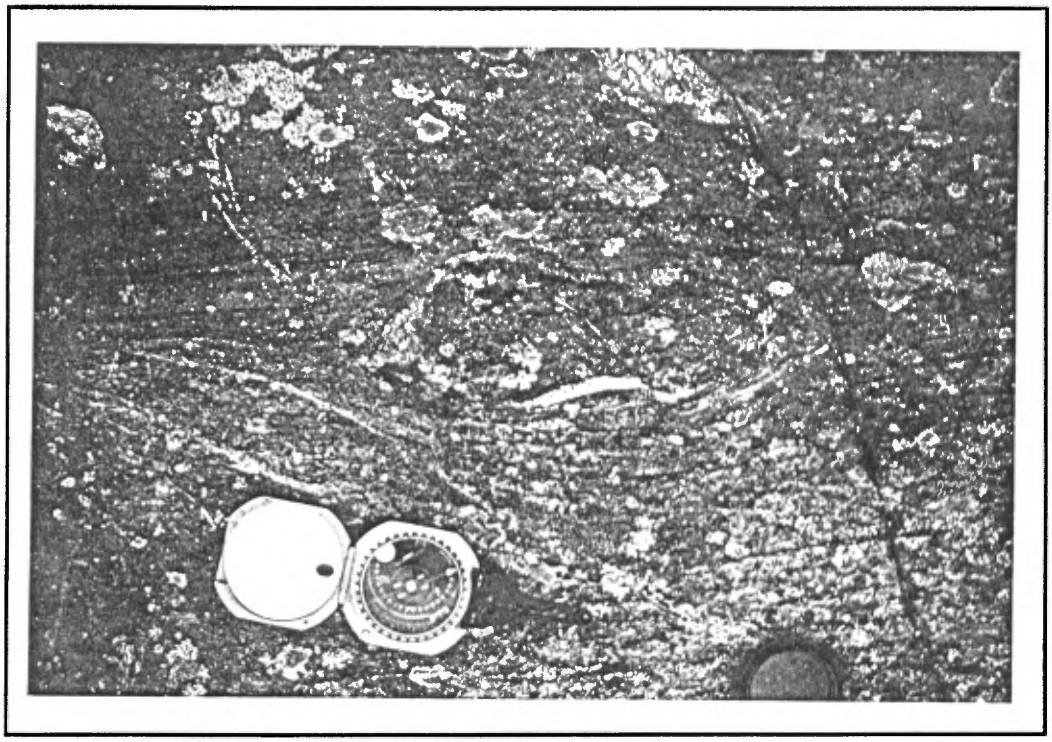


Planche 25: Fragment de métabasite flottant dans un wacke arkosique, près de l'indice Poitras. Une structure de charge ou d'impact se devine par l'asymétrie du litage de part et d'autre du fragment.

hornblende verte, le sphène et les opaques sont en traces ou occasionnels. Ces minéraux sont intersticiels entre les grains de quartz-feldspaths. Les feldspaths, principalement du plagioclase, présentent une texture blasto-psammitique. Sa calcicité est la même que celle de la fraction lapilli. Le feldspath potassique y est rare. Le quartz présente une recristallisation granoblastique.

La déformation dans ces roches est très hétérogène. Le litage, régulier et rythmique lorsque non-déformé, devient contourné et plissoté. La granulométrie et la fréquence des cristaux de feldspaths détritiques diminuent, laissant place à une recristallisation en filonets mylonitiques. Une schistosité plus ou moins pénétrative se développe de concert avec une texture lépidoblastique.

C-2-c: Méta-volcanoclastites phylliteuses

Les méta-volcanoclastites phylliteuses sont des roches friables, de coloration grise, brunâtre ou rosâtre. Une patine d'altération rouille y est fréquente. La granulométrie est submillimétrique. Elles se retrouvent sous forme de niveaux concordants ou de zones métriques à hectométriques dans les volcanoclastites à cristaux (C-2-b).

Ces volcanoclastites se constituent d'une alternance de microlithons millimétriques quartziques ou quartzo-feldspathiques et phyllosilicatés. La fraction phyllosilicatée (microlithons < 0.3 millimètres) se compose principalement de muscovite, associée à de la biotite brune, et de ripidolite en quantité mineure. L'épidote ou le grenat sont occasionnels. Une altération en mica blanc remplace fréquemment cet assemblage.

La fraction felsique (microlithons de 1-2 millimètres) se compose principalement de quartz microcristallin et d'un peu defeldspath. Une recristallisation en rubans cosertaux montre l'importance de la déformation. Des grains de feldspath oligoclase ou microcline aux textures détritiques (<2 mm.) sont occasionnels. Leurs macles sont tordues et la damouritisation est importante.

Une légère remobilisation stromatique (< 10%) centimétrique origine probablement d'un début de ségrégation métamorphique.Une schistosité

très bien développée caractérise l'unité. Des schistosités secondes, des clivages et des crénulations multiples sont fréquentes. Les évidences de déformations complexes sont omniprésentes. Ceci est attribuables à la plus grande susceptibilité à enregistrer la déformation d'une roche riche en phyllosilicates. En corollaire, cette richesse en phyllosilicates peut localement être redevable à des altérations associées aux cisaillements (Chap. 4). L'abondance de micas blancs rétromorphiques en témoigne.

Cette unité montre des contacts graduels sur quelques décimètres avec les tufs à cristaux. Ceci se fait via la diminution de la taille et de l'abondance des cristaux de feldspath détritique.

Le protolite serait majoritairement des volcanoclastites riches en cendres et matériel péliteux, et localement une roche rhyolitique.

C-2-d: Méta-volcanoclastites graphiteuses

Ce faciès est une roche extrêmement friable, blanche farineuse et à patine rouille. Il forme une bande plurimétrique à l'interface entre les métabasites (C-1-a) et les méta-volcanoclastites à cristaux (C-2-b) aux indices Poitras (carte #5, Bélanger 1984) et Chabot (Chap. 5).

Ces roches sont profondément lixiviées et poreuses. Elles se composent de quartz en rubans cosertaux, de felspaths résiduels saussuritisés, et de micas blancs. Les micas blancs sont soit des micas d'altération, soit de la muscovite en microlithons, et localement de la fuschite et autres micas blancs non identifiés (XRD). Des reliques de biotite s'associent avec du clinoclore. Le graphite a été observé sur le terrain, mais non-confirmé en laboratoire. Ce graphite est compatible avec la présence de sulfures dans les métabasites adjacentes.

La lixiviation est attribuable à la percolation des eaux acides créée par l'oxydation des sulfures des métabasites adjacentes.

GROUPE D: ROCHES MÉTA-SÉDIMENTAIRES

Le groupe lithologique "D" rassemble toutes les roches du Complexe de Ntshuku dont le protolithe sédimentaire a pu être établi.

Lithofaciès D-1: MÉTA-WACKES

Les méta-wackes forment une séquence de roches semi-pélitiques à psammitiques relativement homogène. Elles se retrouvent principalement au nord de la rivière Déat. Elles sont apparentées et interdigitées avec les volcanoclastites à cristaux (C-2). Elles en sont discriminées pour permettre de mettre en évidence la dominance du caractère sédimentaire au sommet (nord) de la séquence.

D-1-a: Méta-wackes arkosiques

Les méta-wackes arkosiques forment 90% des méta-wackes, dans lesquels les autres unités sont interlités. Ils forment des affleurements abondants, mais discontinus, de roches gris pâle en surface altérée et grise en surface fraîche.

Ces méta-wackes montrent une composition tonalitique à granodioritique, et un assemblage de cristaux de feldspaths et de matrices similaires à celui des volcanoclastites à cristaux (C-2-b). Leur minéralogie et mode (Fig. 7b) sont aussi similaires. Les wackes arkosiques diffèrent des pyroclastites de par leur plus grande homogénéité texturale et modale (Planche #26). Les amphibolites 1 (C-1-a) et granitoïdes intrusifs (E-1), omniprésents dans la séquence volcanique, y sont quasi-absents.

Les reliques de textures primaires observées sont le litage, de rares granoclassements et du litage oblique. Le litage est rythmique, variant de pluricentimétrique à décimétrique. Il est souvent feint ou amalgamé, donnant un aspect massif à la roche.

Les cristaux de feldspath et plus rarement de quartz y flottent aléatoirement dans la matrice. Leur taille varie de 2 à 4 millimètres, composant en moyenne 30% de la roche (Fig. 7c, d). Leur forme varie d'anguleuse équante à arrondie oblongue. La matrice est tonalitique à biotite, soit semi-pélitique ou limoneuse.Ces roches sont interprétées comme l'équivalent épiclastique des volcanoclastites (C-2). Leurs caractères texturaux, la rareté du feldspath potassique et leur gradation avec les faciès pyroclastiques les associent à des graywackes feldspathiques (Pettijohn, 1975, p.214, p.225). L'absence d'évidence d'érosion, de chenalisation, de conglomérats et de niveau pélitique importants suggère une sédimentation rapide dans un milieu en

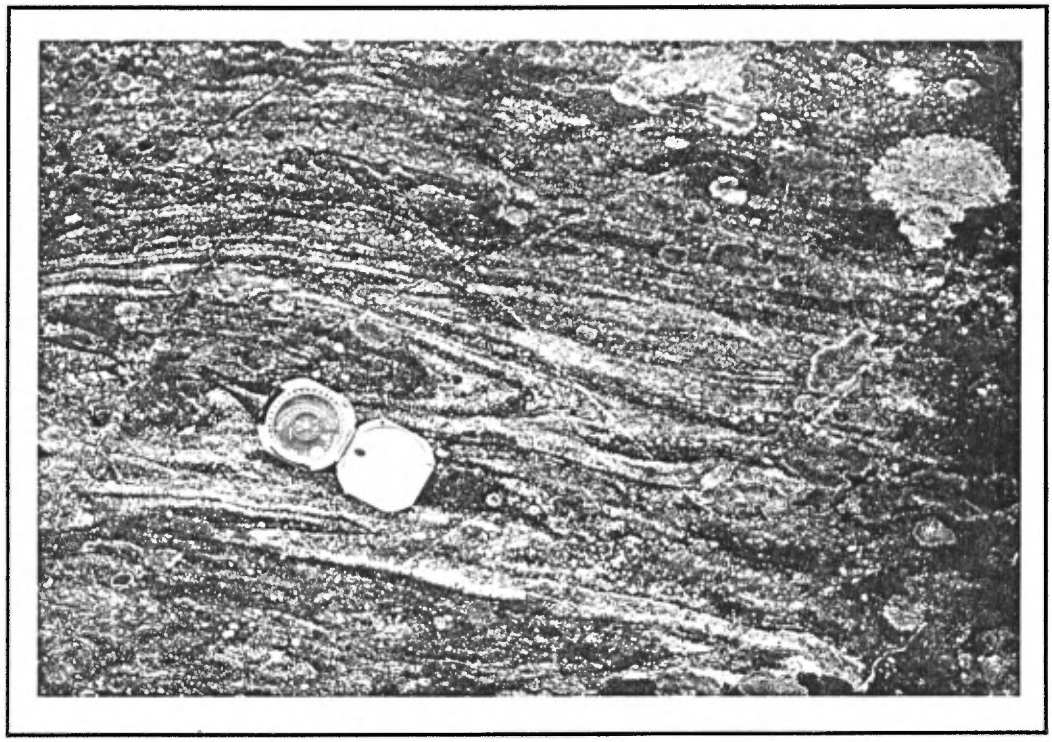


Planche 26: Méta-wackes arkosiques (D-1-a) montrant un litage régulier et une homogénéité modale. Les cristaux de feldspath détritique flottent dans la matrice micro-grenue. Le plissement est serré, isoclinal, et montre des structures en canoës ainsi que des plis d'entraînement dextres et senestres.

eaux calmes. La séquence peut être apparentée à des coulées de débris associées à des turbidites de faciès intermédiaires (Walker 1979).

Deux faciès furent discriminés sur la carte étant donné leur valeur comme marqueurs stratigraphiques. Ce sont des niveaux de puissance décamétrique, continus sur plusieurs kilomètres. Des lambeaux décamétriques se retrouvent dispersés dans les zones cisaillées.

D-1-b: Méta-wackes-arénites arkosiques

Les méta-wackes-arénites arkosiques se caractérisent par leur matrice arénacée, reconnaissable à sa texture saccharoïde. Leucocrate à mésocrate, ces roches se composent de quartz, plagioclase et biotite. Des cristaux de feldspaths plus grossiers d'origine détritique y flottent en faible proportion. Le litage peut être feint ou souligné par une alternance centimétrique avec des lithons micacés. Une légère migmatisation stromatique est occasionnelle.

D-1-c: Méta-wackes lithiques

Les méta-wackes lithiques sont des roches de composition dioritique, massives et à grains moyens (1-3 millimètres). Mésocrates, elles se composent d'oligoclase à texture détritique flottant dans une matrice de hornblende verte fortement recristallisée. Le quartz, le sphène et la biotite sont des minéraux mineurs. Ces roches pourraient aussi être interprétées comme des coulées d'andésites porphyriques.

Lithofaciès D-2: MÉTA-ARKOSES

Les méta-arkoses sont un constituant mineur de la séquence, rarement en proportion suffisante pour être indiquées sur la carte. Elles se retrouvent en association avec les volcanoclastites et les wackes, dont elles représentent moins de 3% environ.

Reconnaissables à leur couleur blanche laiteuse , verdâtre ou crème, elles contrastent des

roches encaissantes grises. Elles montrent avec celles-ci un contact franc, limitant des bancs décimétriques (hémicentimétriques à métriques), fréquemment regroupés en essaims. Elles représentent parfois jusqu'à 50% de l'affleurement. Ces bancs pouvant être continus sur une centaine de mètres, ils servent de marqueurs stratigraphiques locaux (carte #2).

Hololeucocrates, les arkoses sont composées essentiellement de quartz, de microcline et de plagioclase en proportions similaires. Les micas et les opaques forment moins de 5%. La granulométrie est submillimétrique et homogène. La roche peut être massive et à texture granoblastique ou laminée. Les faciès laminés présentent, après une coloration au cobaltinitrite, une alternance de lamines riches en plagioclase et en microcline, pouvant être confondue avec une pegmatite ultramylonitisée.

Un niveau de quartzite à diopside, ougrandite, carbonate et pistachite s'observe sur la carte #2. Il représente un banc de quartzite dolomitique.

Un quartzite à pistachite est localement présent dans la séquence. Il s'agit d'une roche ayant un habitus très similaire aux arkoses, de coloration verte, et très finement laminée.Des niveaux centimétriques sont interprétés comme étant des cherts sur le terrain.

Lithofaciès D-3: PARAGNEISS ET PARASCHISTES ALUMINEUX

Les paragneiss et paraschistes alumineux se caractérisent par la présence de silicates d'alumine (2-20%) dans leur paragénèse.

Ces roches forment un niveau concordant de puissance décamétrique, démembré par le tectonisme. Ce niveau constitue un repère stratigraphique situé à quelques centaines de mètres au dessus (nord) du niveau principal de métabasite (C-1-a). Il s'observe aussi comme un petit niveau métrique sur la carte #2. A cet endroit, il est apparemment discordant par rapport à la stratification des wackes, phénomène résultant du tectonisme. Des lambeaux décamétriques se retrouvent isolés dans les gneiss dioritiques 2 (A-2).

La paragénèse alumineuse (24% Al2O3, analyse #47) et la faible proportion de feldspath suggère une pélite ou autre matériel argileux comme protolithe.

Le niveau principal se compose de deux faciès. Ceux-ci graduent latéralement de l'un à l'autre, dans l'espace de quelques décamètres. Ils originent d'un même protolithe dont ils représentent des expressions métamorphiques différentes.

D-3-a: Schistes à muscovite et porphyroblastes de biotite

Les schistes à muscovites et porphyroblastes de biotite sont des roches schisteuses, non litées, de coloration gris-bleuté et à patine d'altération légèrement rouille. Les porphyroblastes de biotite lui confèrent un aspect tacheté.

La paragénèse est complexe. La minéralogie pré- à syn-déformation (syn-S_1) forme une alternance de microlithons de quartz et de muscovite, avec de la sillimanite et des traces de fibrolite et biotite. Les feldspaths plagioclase et microline et la hornblende verte sont occasionnels. Les crénulations et schistosités multiples (S_2) abondent. Du grenat rose pâle granuleux y croît tardif (tardi-S_1), englobant les microlithons, et généralement en inclusion dansl'andalousite tardive. Les textures hélicitiques y sont fréquentes (tardi-S_1, précoce-S_2).

L'andalousite (5-20%) croît aux dépens des microlithons de muscovite et du grenat sous forme de porphyro-poïkiloblaste (1 cm) (Planche #27). De coloration rose pourpré, elle est un des critères distinctifs de l'unité. D'habitus idioblastique, elle présente des évidences de rotation post-cristallisation. Des traînées d'inclusions de quartz, opaques, biotite, sillimanite et grenat, y définissent des textures hélicitiques. L'andalousite montre ainsi une croissance tardive (post-S_1 et syn-S_2). Elle développe des intercroissances peudomorphiques avec la sillimanite.

La biotite (15-25%) forme des porphyroblastes (5 mm) post-déformation (post-S_2). Ces porphyroblastes s'orientent aléatoirement et englobent les microlithons pré-existants. Localement, ils présentent un alignement préférentiel selon un allongement suivant l'axe "C", parallèlement à l'allongement de l'andalousite. Ils croissent aux dépens des microlithons de muscovite et présentent des intercroissances avec l'andalousite et la

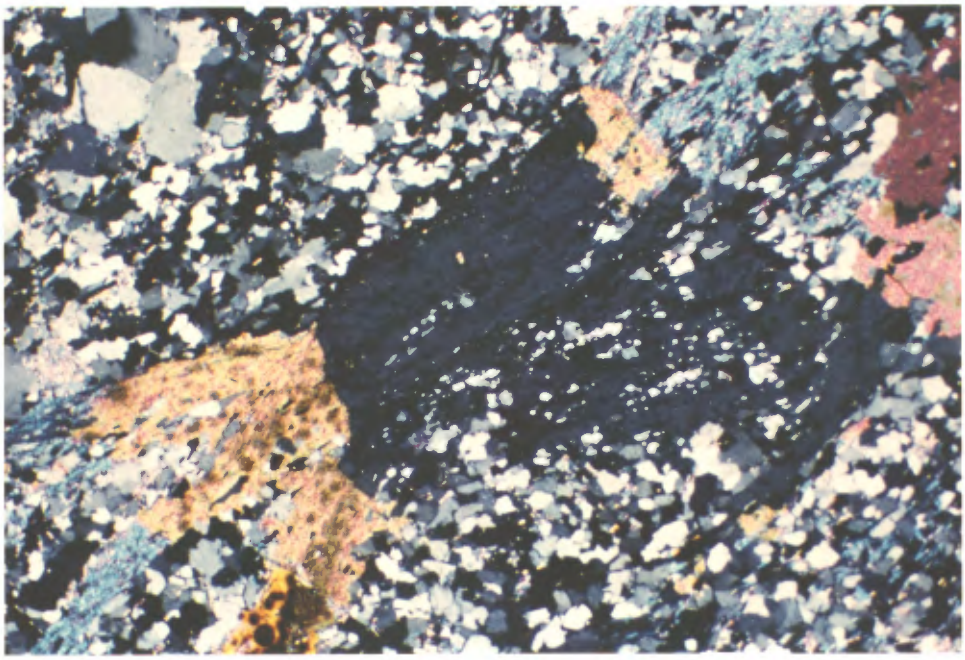


Planche 27: Photomicrographie en lumière polarisée d'un schiste à muscovite et porphyroblastes de biotite (D-3-a). La matrice quartzique micro-granulée alterne avec des lithons à paragénèse alumineuse (du coin supérieur droit à inférieur gauche). La biotite (jaune crème), riche en zircons auréolés, et l'andalousite (gris sombre, au centre de la photographie) montrent une croissance post-cinématique aux dépens des lithons de muscovite (bleu clair) syn-cinématique. Le champ de la photographie couvre 4 mm.

sillimanite. Ils sont riches en zircons à auréoles pléochroïques.

Cette roche est en contact avec les volcanoclastites phylliteuses (C-2-c). Le passage gradue sur quelques mètres via l'apparition de cristaux de felspaths détritiques et d'un rubanement, la diminution de la quantité de lithons quartzitiques et de la quantité de phyllosilicates, et la disparition des minéraux alumineux caractéristiques

D-3-b: Gneiss à sillimanite

Les gneiss à sillimanite se retrouvent en continuité avec les niveaux de schistes à muscovites. Il s'agit d'une roche grise, montrant une patine d'altération rouille farineuse caractéristique. Cette unité forme des niveaux continus, parfois interdigités avec des gneiss dioritiques et des quartzites. Elle est habituellement très bouleversée par le tectonisme.

Les gneiss présentent une alternance de lithons de remobilisats granitiques centimétriques (5-10%) discontinus avec un paléosome alumineux. Le paléosome se compose de microlithons de sillimanite (10-40%) et biotite en alternance millimétriques avec des microlithons plus quartzeux. Des grenats rose pâle forment des petits amas granuleux (<2 mm). La sillimanite et le grenat prédatent le développement d'une crénulation S_2. Une seconde famille de sillimanite croît suivant la linéation L_2^1 (Planche #28).Un remplacement pseudomorphique sillimanite-kyanite est noté sur le terrain. Des porphyroblastes (1 cm) d'amphiboles, de plagioclases et de pyrites sont occasionnels.

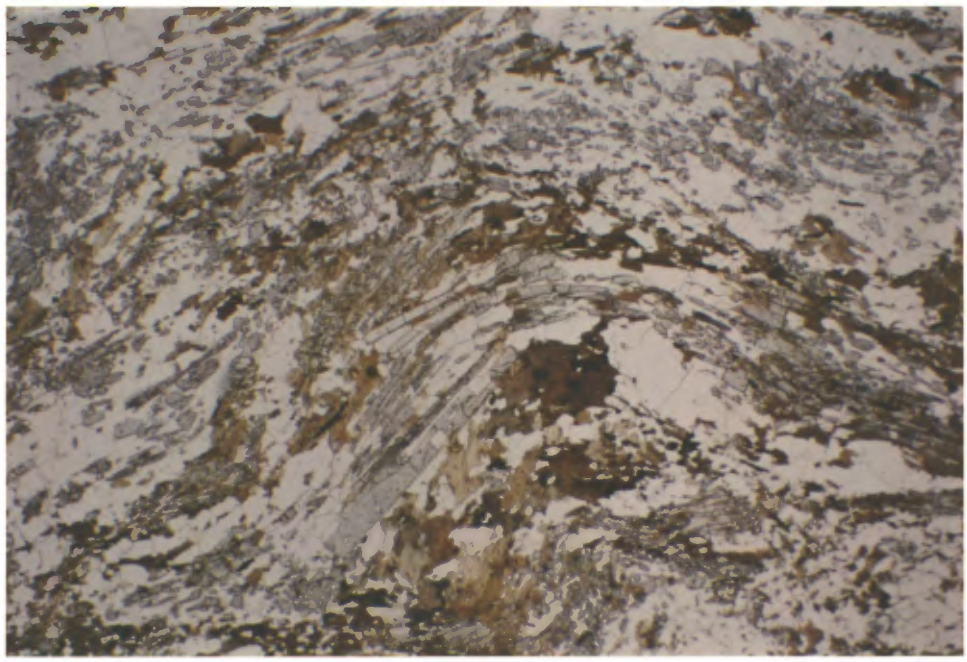


Planche 28: Photomicrographie du paléosome des gneiss à sillimanite (D-3-b). La sillimanite (batonnets) et la biotite à zircons auréolés (marron) définissent des crénulations S_2 sur un plan de foliation S_1. Ces cristaux ne sont toutefois pas plissés ou fracturés eux-mêmes. Ces minéraux ont crû donc aux dépens de microlithons à muscovite, syn-cinématiquement avec la seconde schistosité. Le champ de la photographie couvre 4 mm.

GROUPE E: ROCHES INTRUSIVES PRÉ-CINÉMATIQUES À DOMINANCE GRANODIORITIQUE

Les roches intrusives précinématiques à dominance granodioritique, regroupant un continuum magmatique allant d'une eucrite à une alaskite, appartiennent à la Suite intrusive de Pallatin. Originellement décrite dans le secteur du lac Pallatin, au sud de la région (Van der Leeden, manuscrit soumis), cette suite intrusive a été subséquemment reconnue sur toute l'interface entre les complexes de la George et de Mistinibi, s'étendant ainsi vers le sud sur près de 150 kilomètres, et d'extension inconnue vers le nord (Girard et al. 1988a, Van der Leeden et al, manuscrit soumis).

Dans le secteur de la rivière Déat, les granitoïdes de Pallatin forment un massif tabulaire d'épaisseur variable, généralement plurihectométrique. Ce massif définit deux bandes: la bande est prolongeant la zone cisaillée de Nutshipaustukueshats (chap. 3) et la bande ouest interfaçant les volcanoclastites (C-2) du Complexe de Ntshuku et les gneiss (A-2-b) du Complexe de la Rivière George. Ces deux bandes se joignent dans le secteur du lac Pallatin, au sud et représentent les deux flancs du pli régional de Pallatin-la Hutte (Chap. 3). La bande est, avec une épaisseur de près de deux kilomètres, inclut les centres de différenciation eucritique (E-2) et alaskitique (E-6). Elle s'estompe au nord dans la zone de cisaillement de Nutshipaustukueshats. La bande ouest est épaisse en moyenne de 400 mètres, avec un renflement d'origine tectonique de l'ordre du kilomètre au centre de la région. Elle s'estompe au nord sous la rivière Déat dans la zone mylonitique centrale (chap. 3). Elle montre un dédoublement au sud.

La nature des contacts entre le granitoïde et son encaissant est généralement masquée par le cisaillement mylonitique. Lorsque observés, les

contacts sont nets ou graduels sur moins d'un décimètre. Les interdigitations entre le granitoïde et les volcanoclastites ou gneiss encaissants montrent un patron complexe, concordant, se produisant à toutes les échelles. Des enclaves d'encaissants poursuivent les indentations du contact et forment localement des niveaux ou lits de volcanoclastites, métabasites ou gneiss continus sur des centaines de mètres dans le granitoïde. Ces niveaux sont localement plissés hectométriquement. Ces imbrications peuvent s'interpréter en termes d'apophyses, filons-couches composites, dykes, septa, retombants de toits et enclaves. Aucune déformation due à la mise en place de l'intrusion, très peu d'effets d'abatage, aucune injection franchement recoupante, aucun métamorphisme de contact ni anatexie de l'encaissant ne s'observent. La mise en place de ces granitoïdes est ainsi contrôlée par la géométrie de l'encaissant, et considérée comme épizonale, voire hypabyssale.

Les granitoïdes forment aussi des niveaux métriques à décamétriques, concordants, continus sur des centaines de mètres, interlités avec les volcaniclastites. Ils se retrouvent principalement dans la portion sud du Complexe de Ntshuku, étant rares dans les méta-wackes (D-1) de la partie nord. Le contact entre ces niveaux minces et les volcanOclastites est généralement net. Toutefois des contacts de transition sur quelques mètres s'observent via l'apparition d'un litage frustre ou amalgamé, une diminution de la taille et de la proportion de mégacristaux de feldspath, et une néoblastogénèse importante sur ces mégacristaux, leur conférant un aspect nébulitique. Un tel phénomène est visible principalement sur la carte de détail #2. L'origine de ces niveaux reste énigmatique, pouvant être des filons-couches, des coulées de laves massives, des coulées pyroclastiques, ou même des épiclastites à litage amalgamé recristallisées.

Une schistosité bien développée et replissée à la grandeur du massif de granitoïde, un rubanement mylonitique local, et un métamorphisme au faciès des amphibolites dénotent la nature pré-cinématique de ces intrusions.

Le gros du volume des intrusions (80%) est de composition granodioritique (E-4). Toutefois, dans la bande est, ces intrusions montrent des centres de différenciation allant d'une eucrite (E-2), à des granites (E-5) et des alaskites (E-6).

E-1: GRANITOIDES PORPHYRIQUES NON-DIFFÉRENCIÉS

Hors des centres nettement différenciés cartographiés en détails (Carte #3), les différents granitoïdes ne sont pas discriminés dans le cadre d'une cartographie régionale. Bien que montrant certaines variations de texture, couleur et mode, ces granitoïdes sont suffisamment homogènes pour être considérés comme une seule entité lithologique. Ces roches sont à grande majorité des granodiorites (E-4).

E-2-a: Eucrites

Les eucrites forment un petit massif pluridécamétrique dans le coin sud-ouest de la carte #3 (au sud du lac Ntshuku Ministuku). Ce sont des roches noires, grenues, montrant une surface altérée à cupules centimétriques. Massives, homogènes et non-foliées, elles se composent d'environ 40% de plagioclase anorthite ou bytownite, de hornblende verte et bleu-vert, ainsi que de quantités mineures d'orthopyroxènes, d'actinolites, d'opaques et de biotites. L'orthopyroxène est une bronzite granulaire formant des reliques au coeur des hornblendes vertes. Le plagioclase possède une texture granulaire, microporphyrique ou glomeroporphyrique, à l'origine des cupules d'altération. De l'actinolite et de la hornblende vert pâle ou bleutée, fibreuse (ouralite) pseudomorphose les pyroxènes granulaires. Les opaques sont de la pyrrhotite en plages allotriomorphes. La magnésio-hornblende verte croît en poïkiloblastes centimétriques englobant, corrodant et pénétrant tous ces minéraux (Planche # 29). Les eucrites sont aurolées de gabbros et diorites (E-3) en contact de transition.

E-2-b: Gabbros 1 bréchiques

Des brèches à fragments métriques elliptiques de l'unité précédente (E-2-a) bordent celle-ci lorsqu'elle est en contact direct avec l'encaissant gneissique. La nature tectonique ou syn-intrusive de ces brèches n'est pas établie.

E-3: GABBROS ET DIORITES1

Les gabbros et diorites 1 sont des roches noir-verdâtre, massives, foliées, grenues, aphyriques ou mégacristallines en plagioclases. Le plagioclase forme entre 30% et 50% de la roche, se présentant sous une forme granulaire millimétrique ou en mégacristaux centimétriques idiomorphes à texture de cumulat (Planche 30), zonés ou non de façon normale de An 40 à An 80. La texture est toutefois habituellement oeillée et granulée par la déformation. Leur accumulation entraîne la formation locale de gabbro-anorthositiques. Les phases intercumulus sont la hornblende vert pâle fibreuse (ouralite après un pyroxène), les reliques de bronzite et les opaques. Un litage magmatique frustre est localement préservé (Planche #30). De la hornblende bleu-vert, fibro-radiale, croît en association avec des grenats submillimétriques à l'interface entre le plagioclase et l'ouralite. De la biotite brune, de la hornblende verte et du quartz sont occasionnels. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite.

Les gabbros 1 forment une auréole autour des eucrites, ainsi que quelques niveaux décamétriques ici et là dans le granitoïde. Ils ont un contact graduel avec l'eucrite, net ou graduel avec la granodiorite, net, bréchique ou de transition avec les dykes ou les masses de gabbros 2. Indiscernables en terme modal des eucrites, ils forment avec celles-ci un nuage distinct sur les diagrammes Qtz-Plg-Feld K-mafiques (Fig.9). Un hiatus dans le vecteur de différentiation vers les granodiorites s'observe même si une telle discontinuité n'est pas notée sur le terrain.

Les gabbros 1 mélanocrates (E-3-a) et mésocrates (E-3-b) ont été discriminés sur le terrain (Carte #3) sur la base de leur indice de coloration et l'abondance des mégacristaux de plagioclases.

E-4: GRANODIORITES

Les granodiorites forment la trame (80%) des granitoïdes de Pallatin. Ce sont des roches brun-rose en surface fraîche, et gris saumoné en surface altérée. Les affleurements sont généralement grands et d'aspect massif. La granodiorite, foliée, montre une texture porphyrique oeillée en feldspaths potassiques et plagioclases, avec un indice de coloration de l'ordre de 15% (Fig. 9b).

Cette lithologie possède une paragénèse à feldspaths potassiques, plagioclases et quartz dans des proportions de 2:6:3 (Fig. 9a, planche #32), et à biotite et hornblendes comme phases mafiques. Le grenat, l'ouralite, la bronzite et les minéraux opaques sont présents sporadiquement comme phases mineures. Le zircon, l'apatite, le rutile forment des traces, alors que la zoïcite, la pistachite, l'allanite, le sphène, la biotite brun pâle et verte, et la muscovite sont présents, dûs à des altérations secondaires.

Le feldspath potassique, principalement du microcline brun, se présente en mégacristaux dont la taille varie de 1 à 3 centimètres, et dont la proportion se situe autour de 20%. Ces mégacristaux sont idiomorphes et non-orientés dans les faciès non-déformés, mais montrent généralement un habitus oblong à oeillé avec une bordure néoblastique blanchâtre millimétrique (Planche #33). Le microcline est maclé en treillis (albite et péricline) et carlsbads. L'orthose est aussi notée. Le coeur des yeux feldspathiques montre une texture de perthites en taches ("patch") et localement en bâtonnets ("string perthites" Spry 1969) à continuité optique (Planche #34). La bordure et les plans de fracturation des mégacristaux montrent une granulation néoblastique où coexistent les grains de feldspath potassique, d'albite et de quartz. L'albite exsolvée vers la périphérie des cristaux forme des "bordures albitiques" (Planche #33). Les myrmékites y abondent (Planche #35).

Le plagioclase, gris, possède un habitus microporphyrique (2-5 millimètres), subidiomorphe à oeillé. Il s'agit d'andésine (An 28-35), maclée irrégulièrement albite ou albite-péricline. La déformation y génère une texture polydomaine ou une granulation en mortier submillimétrique.

Les feldspaths alcalins, provenant des petits niveaux de granodiorites intercalés dans les volcanoclastites, possèdent localement une texture méso-perthitique, et anti-perthitique pour les plagioclases. Ceci pourrait être la conséquence d'une cristallisation hypabyssale ou à l'état d'extrusive.

Le quartz, dans les faciès non déformés, possède un habitus xénomorphe de 2 à 4 millimètres. Déformé, il montre plus caractéristiquement un habitus en rubans cosertaux polycristallins millimétriques moulant la forme des porphyroclastes de feldspaths.

La biotite, brun chocolat, et la hornblende

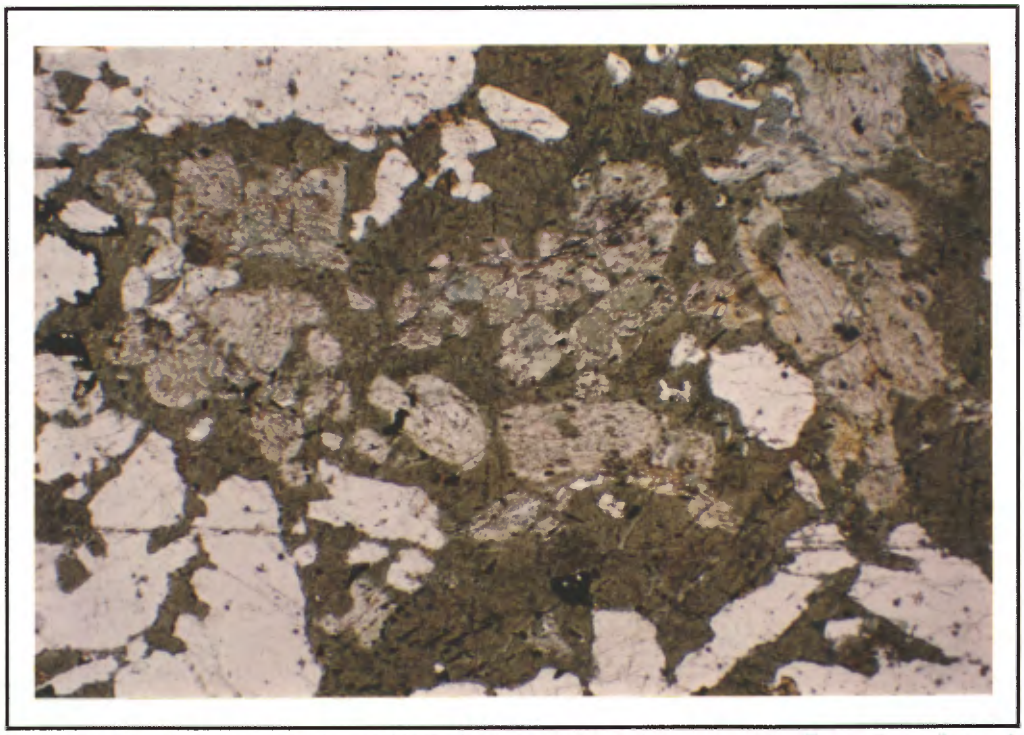


Planche 29: Photomicrographie d'un poïkiloblaste de hornblende dans une eucrite (E-2-a). Les reliques de bronzite (grises) sont pseudomorphisées par l'ouralite (actinolite-anthophyllite, jaune-paille fracturées). Leur habitus était automorphe. Le plagioclase (limpide) forme de larges cristaux sub-automorphes ou des plages xénomorphes. Ces deux minéraux sont corrodés à leur bordure par la croissance de poïkiloblastes de hornblende (verte). Les opaques forment des grains dispersés dans la hornblende. Le champ couvre 4 mm.

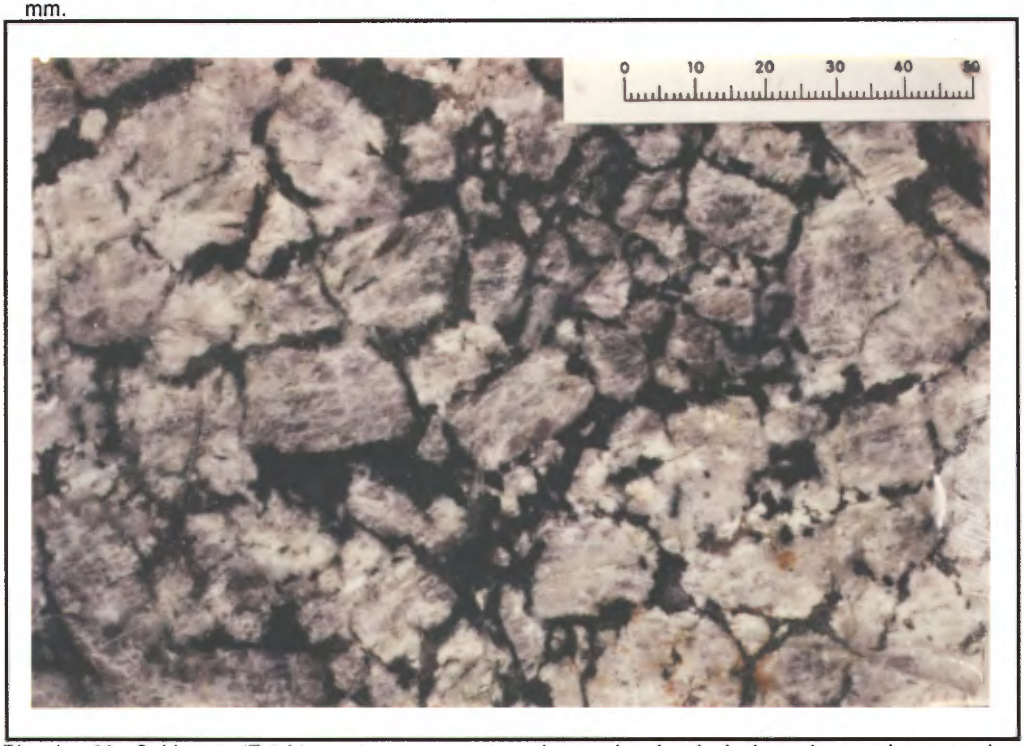


Planche 30: Gabbro 1 (E-3-b) montrant une texture à cumulat de plagioclase. La matrice entre les plagioclases est ouralitique. L'échelle est graduée en millimètres.

Planche 31: Litage magmatique dans un gabbro 1 (E-3-a). Le litage est causé par des variations subtiles dans l'indice de coloration de la roche. Une petite discordance angulaire est notée près de la réglette. L'échelle est graduée en centimètres.

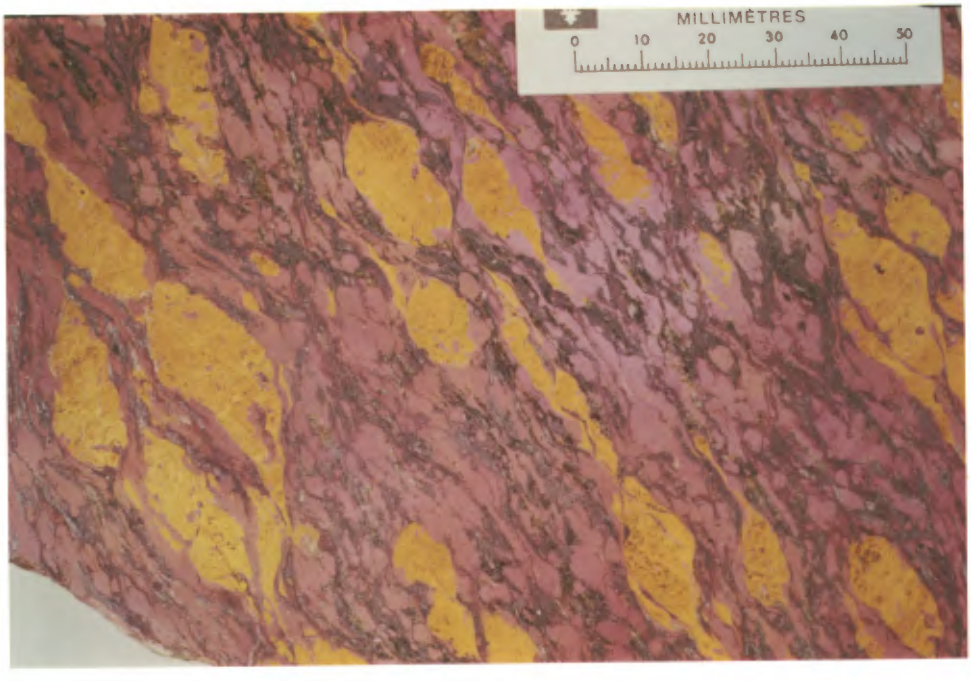


Planche 32: Coloration d'une granodiorite de Pallatin (E-4). Le feldspath potassique (jaune) montre un habitus mégacristallin, le plagioclase (rose) montre un habitus micro-porphyrique, et le quartz (gris) et les mafiques (noirs et gris rougeâtre) sont interstitiels. Une fabrique SCC' est définie par l'alignement des feldspaths selon la schistosité (S) et leur étirement sigmoïdal selon les clivages conjugués (C, C').

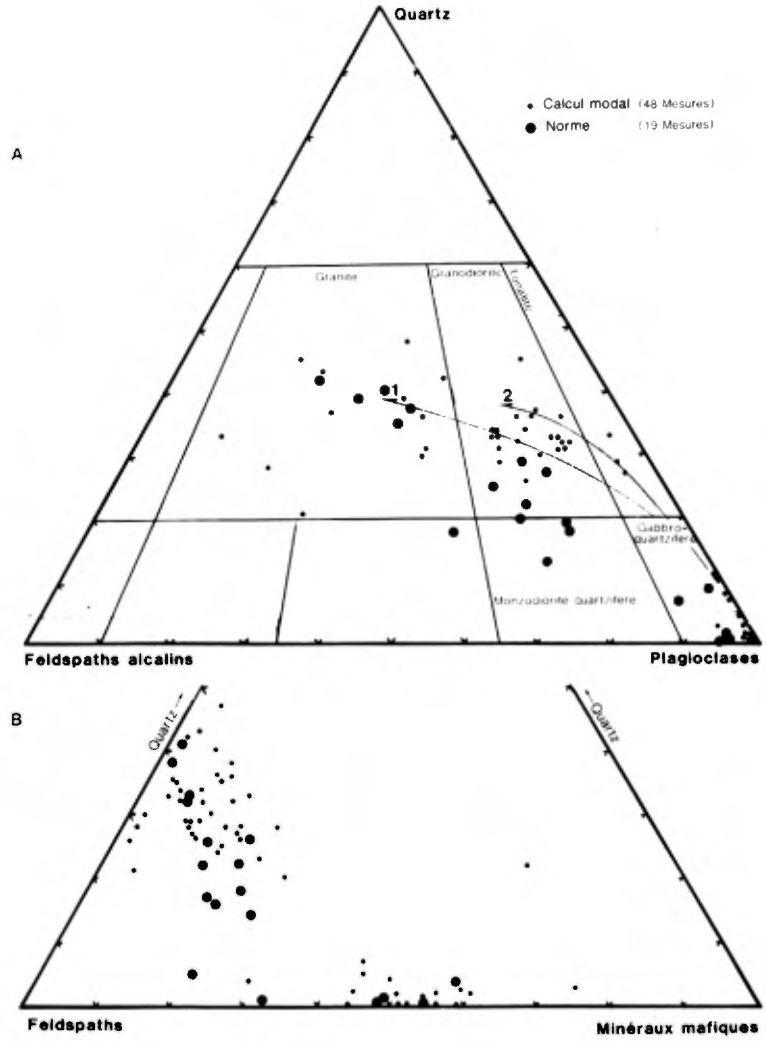


Figure 9a - *Diagramme de classification des granitoïdes de Pallatin* (E, Streckeisen 1976). La distribution est tri-modale: les eucrites, gabbros et diorites (E-2 et E-3) se distribuent près du pôle plagioclase, dans le champ des gabbros et des gabbros quartzifères. Les granodiorites (E-4) se distribuent dans les champs des granodiorites et des tonalites. Les calculs normatifs pour les granodiorites se distribuent dans les champs des granodiorites et des monzonites quartzifères. La divergence entre les deux distributions s'explique par la plus forte teneur en silice des minéraux cafémiques anhydres de la norme comparativement aux minéraux hydratés (biotite, hornblende) du mode. Les granites et alaskites (E-5 et E-6) se distribuent dans le champs des granites. La divergence entre le nom et la classification vient du fait que l'albite est ici comptée comme plagioclase plutôt que comme feldspath alcalin. Les points définissent un vecteur calco-alcalin granodioritique (1), près de celui calco-alcalin throndjémitique (2) (Lameyre et Bowden 1982).

Figure 9b - *Diagramme de distribution quartz-feldspaths-mafiques.* Les granitoïdes montrent une distribution bimodale. Les roches gabbroïques se situent entre les pôles feldspaths et mafiques avec un indice de coloration de l'ordre de 50-60%. Les granodiorites et granites se distribuent sur la droite à 60% de feldspaths, et montrent un indice de coloration de 15% pour les granodiorites et de <5% pour les granites et alaskites.

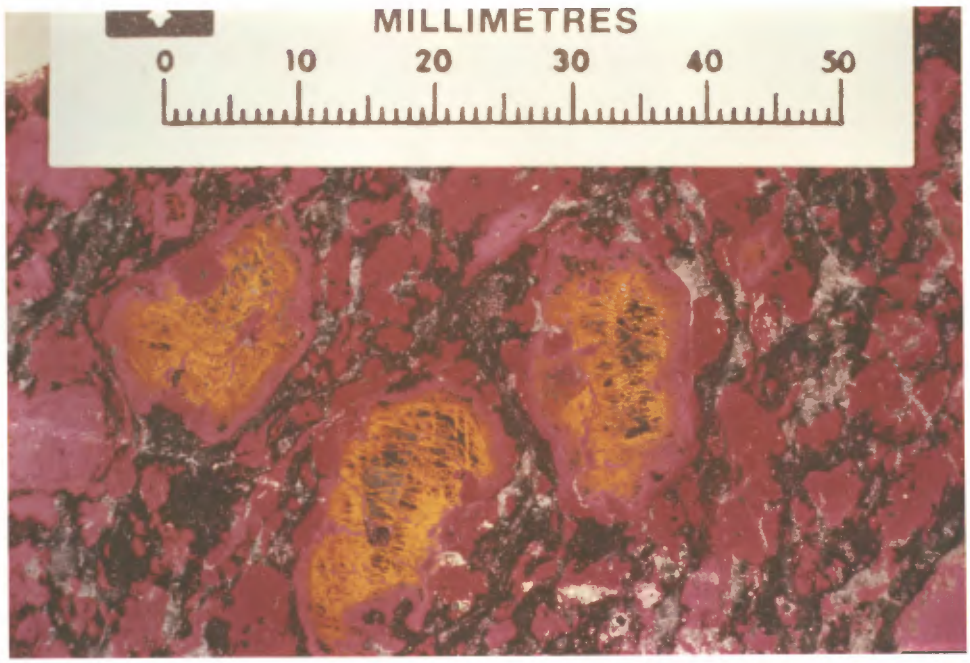


Planche 33: Gros plan de la coloration d'une granodiorite de Pallatin (E-4). Les mégacristaux de feldspath potassique (jaunes) s'auréolent d'une bordure albitique (rose pâle). Cette albite contraste avec les cristaux de plagioclase (andésine, rouge). Le quartz (blanc) et les minéraux mafiques (noirs) sont interstitiels.

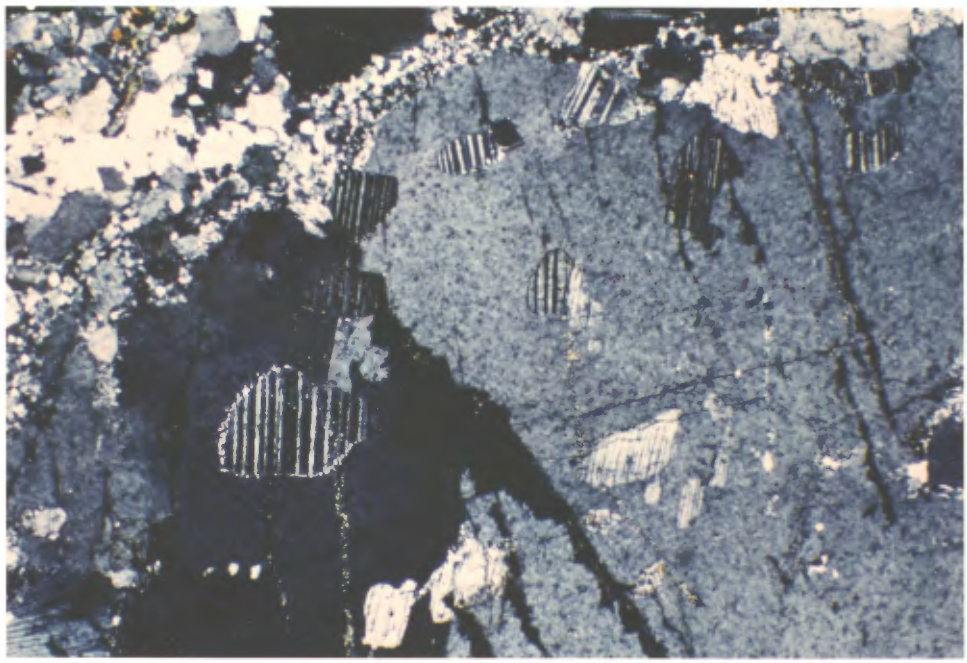


Planche 34: Photomicrographie en lumière polarisée d'un mégacristal de microcline de la granodiorite (E-4). L'extinction est régulière, mais polydomaine. Des pertites en taches ("patch") montrent une continuité optique à travers les domaines du cristal hôte. La bordure du mégacristal est finement granulée, menant à la formation des bordures albitiques. Le champs couvert par la photographie est de 4 mm.

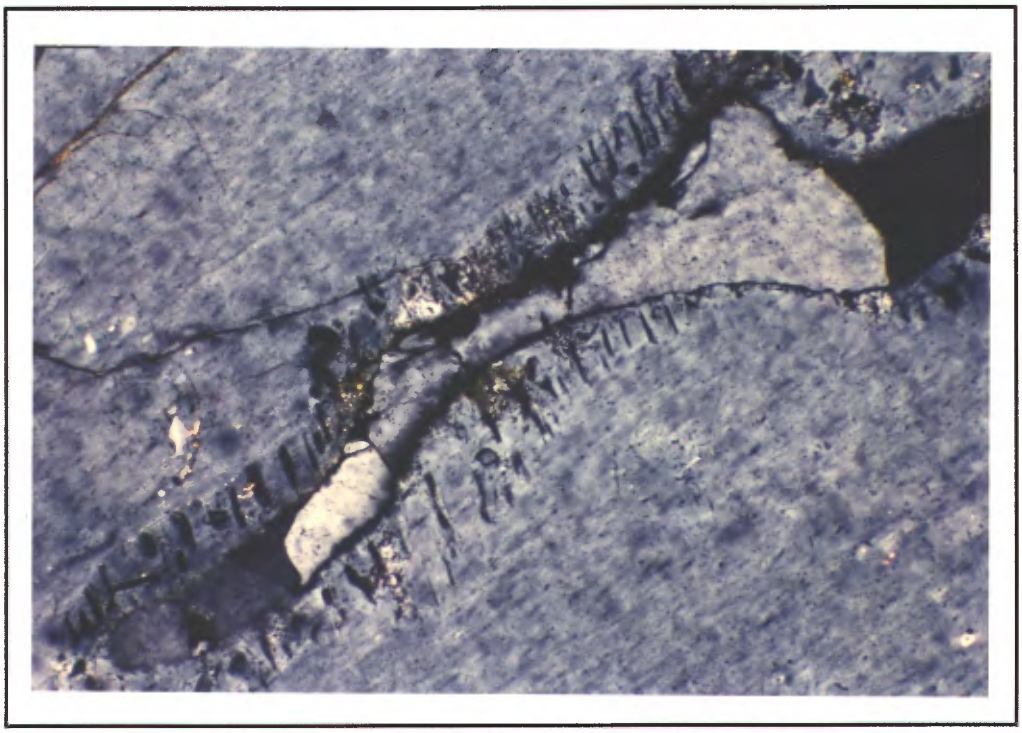


Planche 35: Photomicrographie en lumière polarisée d'une inclusion (exsolution?) de quartz dans un mégacristal de microcline (E-4). On remarque la croissance de myrmékites orthogonales à l'inclusion. De telles textures sont abondantes le long des plans de fracturation granulés dans les mégacristaux. La photographie couvre un champ de 2 mm.

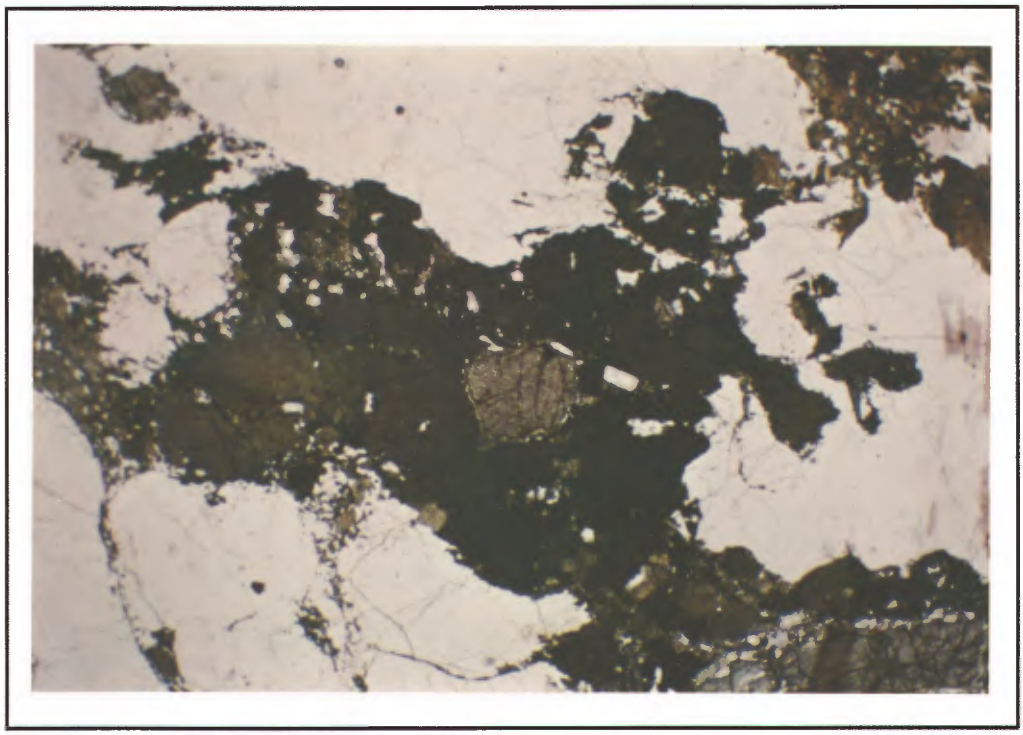


Planche 36: Microphotographie d'un xénocristal d'orthopyroxène dans la granodiorite (E-4). L'eulite (gris jaunâtre, au centre) montre un habitus arrondi corrodé. Elle est auréolée de hornblende (olive). Sa présence suggère un magma relativement sec refroidi rapidement. Du grenat (gris, coin inférieur droit), de la biotite (brune, coin supérieur droit) compose le reste des phases mafiques. Le champ de la photographie couvre 4 mm.

verte, très biréfringente, peuvent être soit bien cristallisées (2 mm), ou fortement granulées et effilochées en association avec les plagioclases granulés. Le grenat rouge est peu abondant, granuleux et arrondi. Les opaques sont disséminés dans la masse, tout comme le zircon qui est abondant et hémimillimétrique. Quelques cristaux d'eulite (un orthopyroxène, Fs:72, En:26, Wo:02) sont notés, aurolés ou totalement altérés en hornblende vert-pâle (ouralite, Planche #36). Cet orthopyroxène est typique des suite charnokitique. Toutefois, comme aucune trace de métamorphisme granulitique n'est observée à moins de 15 kilomètres, la nature métamorphique de cet orthopyroxène est mise en doute. Retrouvé toujours à proximité des norites (B-1) et des gabbros (E-3) de la Suite, une nature xénocristique ou par contamination (assèchement) est plus probable.

Les épidotes sont effilochées dans les zones fortement déformées, en association avec la calcite, et peuvent former des symplectites avec les plagioclases. La muscovite est en paillettes isolées, et la biotite brun pâle et verdâtre remplace indifféremment les autres minéraux (Planche 37).

La déformation, de type "S", est modérée. Le faciès frais ne s'observe qu'à un seul endroit, une schistosité irrégulière et une texture oeillée étant plus caractéristique. Localement, une texture flaser et protomylonitique se développent, de même qu'une schistosité pénétrante en bandes anastomosées.

La granodiorite enchâsse les autres faciès des granitoïdes, lesquels semblent s'en différencier.

Des granodiorites mésocrates (E-4-a) et leucocrates (E-4-b) ont été discriminées sur le terrain (Carte #3). Cette classification repose sur l'indice de coloration de la roche ou sur la présence de rubans de quartz enveloppant les mégacristaux.

E-5: GRANITES

Les granites sont des roches blanc saumoné, à microcline microporphyrique à porphyriques. Ils forment des lentilles ou niveaux décamétriques en alternance avec la granodiorite. Les contacts sont diffus sur moins d'un mètre. Ils constituent environ 10% du volume des granitoïdes, mais peuvent localement atteindre 50% de la surface affleurante dans le secteur entre les lacs Pallatin et Ntshuku Ministuku.

La microcline varie de 0.5 à 1 centimètre et compte pour 30% de la roche (Planche #38). Le plagioclase est une andésine An 15 à 25, fortement granulée, faisant partie de la fraction matrice. Le quartz forme des rubans cosertaux. Ces trois minéraux définissent un nuage diffus au centre du diagramme Qtz-Plg-Feld K (Fig 9A). La fraction mafique est inférieure à 10%, et se compose de biotite brun foncé à verte en paillettes isolées. La zoïcite, l'allanite et la muscovite forment les minéraux secondaires finement disséminés. Le zircon et l'apatite sont accessoires.

La déformation de type "S" ou "L" est importante. Elle génère un habitus oeillé des porphyres et une granulation en mortier importante (Planche 39). La texture flaser et le rubanement mylonitique sont généralisés.

E-6: ALASKITES

Les alaskites sont des roches blanches hololeucocrates. Elles forment des lentilles métriques recoupant la granodiorite, regroupées en essaims à proximité des centres de différenciation. Lorsque non-déformé, le contact est flammé et irrégulier (Planche #40), et la texture porphyrique est similaire à celle de la granodiorite. La granulation en mortier oblitère la majorité des textures primaires.

La minéralogie se compose principalement de microcline, avec des quantités moindres de plagioclase (albite) et quartz. La calcicité du plagioclase, étant inférieure à l'exsolution de la péristrine, fait que ce dernier est inclu avec les feldspaths alcalins dans la classification des granitoïdes (Fig. 9A). Les phases mafiques (< 5%) se composent de biotite brune, muscovite secondaire, zoïcite, allanite, calcite, zircon et apatite disséminés dans la pâte quartzo-feldspathique.

Le quartz, très abondant, amène la roche à être étirée (déformation "L"), généralement ultra-mylonitique (F3, chap. 3). La schistosité des petites lentilles forme une continuité sigmoïde avec celle de la granodiorite encaissante. Une pegmatite pourrait être le protolithe de certaines de ces petites lentilles.

E-7: GRANODIORITES MASSIVES

Les granodiorites massives posent de sérieux problèmes à leur interprétation. Cette lithologie forme un niveau métrique à décamétrique continu tout au

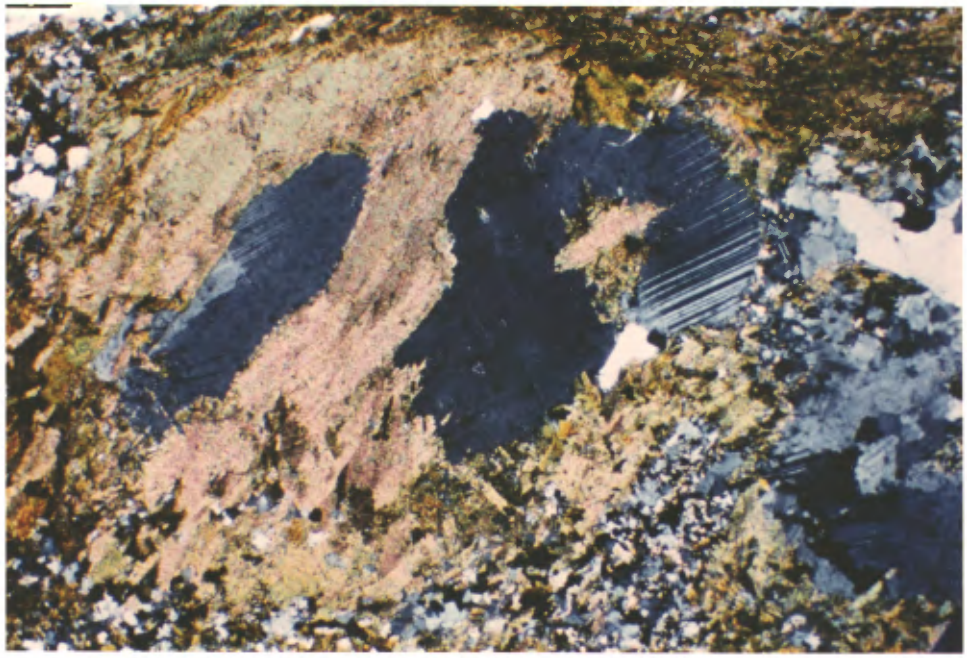


Planche 37: Photomicrographie en lumière polarisée de biotite secondaire (rose clair) corrodant un cristal de microcline. La biotite secondaire s'associe à un microlithon de biotite primaire effilochée (brun doré). Le champ de la photographie couvre 4 mm.

Planche 38: Coloration d'un granite (E-5). Les felspaths potassiques (jaunes) microporphyriques s'associent de rares plagioclases (rose) à l'habitus similaire. Ces mégacristaux sont dans une pâte microgranulée de quartz (blanc) et de feldspath. La biotite (noire) forme des filonets (horizontaux) définissant le clivage d'une fabrique CS. L'alignement des feldspaths définit la schistosité (S).

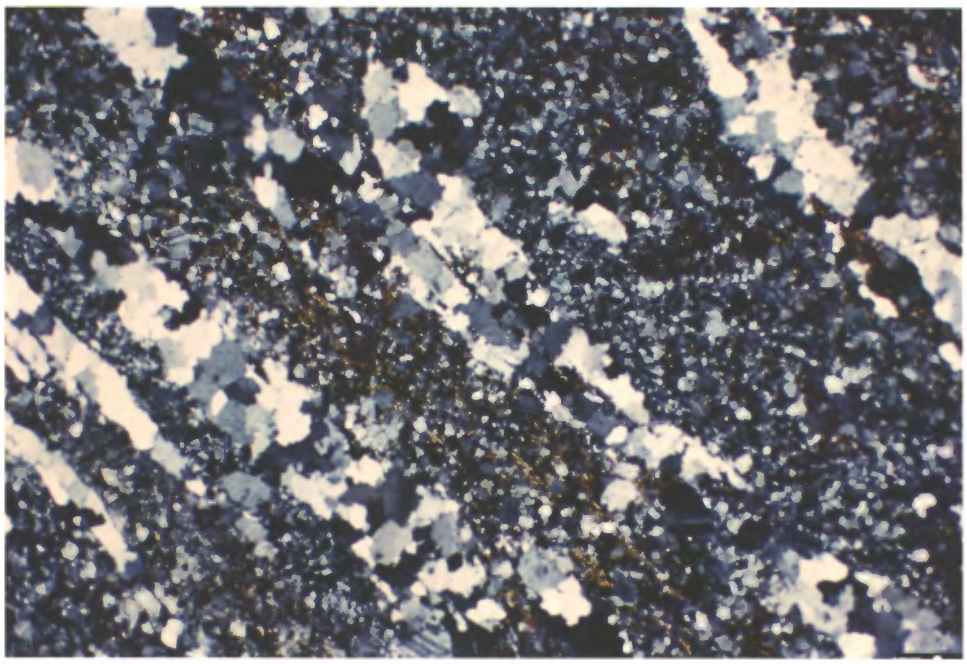


Planche 39: Photomicrographie de la texture mylonitique dans une alaskite (E-6). Les rubans de quartz cosertaux (grains moyens à bordures suturés) alternent avec les lithons de feldspaths micro-granulés. De la biotite effilochée (couleur vive) est interstitielle. Le champ de la photographie couvre 10 mm.

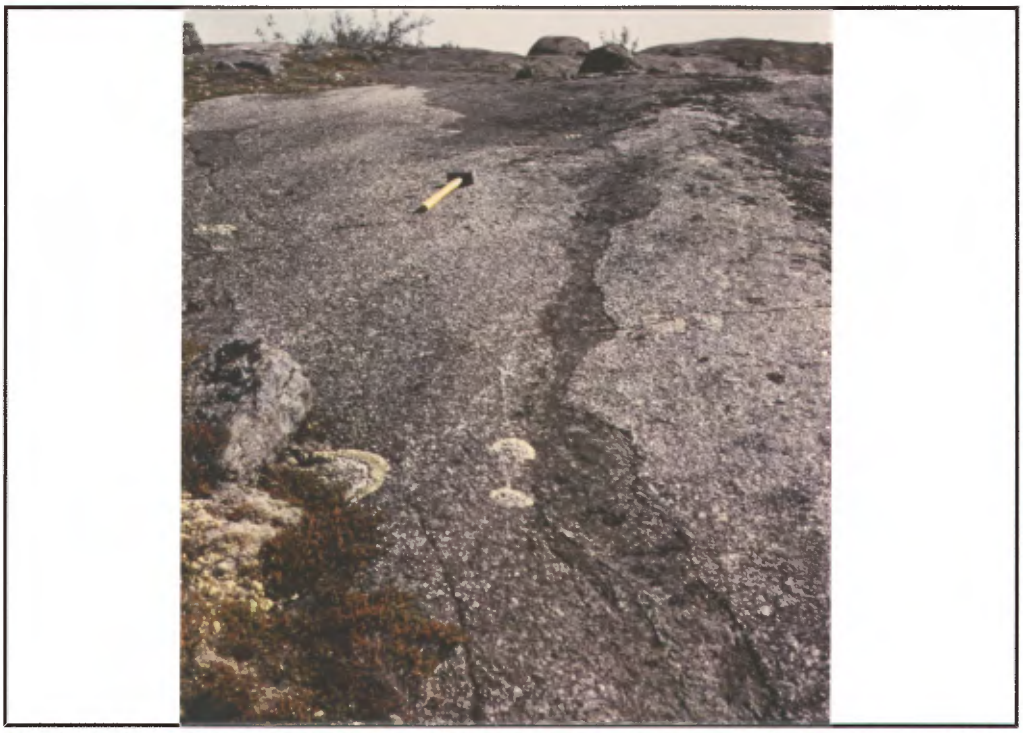


Planche 40: Contact entre une alaskite (E-6, pâle) non déformée et une granodiorite (E-4). Le contact est net et flammé, dénotant la nature composite des intrusions.

long de l'interface est entre les granitoïdes de la bande ouest et les volcanoclastites encaissantes. Elle forme aussi de nombreux niveaux plus modestes dans la granodiorite, ou à l'interface entre les petits horizons de celle-ci et leur encaissant. La composition varie d'une granodiorite à une tonalitique, modalement similaire aux granitoïdes adjacents. De granulométrie submillimétrique, elle montre une texture granoblastique "massive" à finement foliée mylonitique (Planche #41). Des mégacristaux de feldspaths (1-50 millimètres) y flottent dispersés, perturbant la foliation (Planche #42). Leur dimension et composition sont similaires à celles des mégacristaux de la roche encaissante, seule la proportion en est énormément réduite (de 30% à 0-5%). Leur allongement est irrationnel en regard de leur structure cristalline, dénotant leur nature clastique. Des poïkiloblastes millimétriques à centimétriques de hornblende bleu-vert et d'allanite y croissent post-cinématiques (Planche #43). La biotite marron (10%), la hornblende verte (10%) et les minéraux accessoires tels le grenat xénoblastique ou granulé, l'épidote, l'allanite et les carbonates sont disséminés dans la pâte quartzo-feldspathique.

Les contacts entre cette lithologie et ses encaissants sont graduels sur environ un mètre. Ils montrent une diminution de la proportion de mégacristaux, et une apparition progressive de la foliation vers les granitoïdes et du litage vers les volcanoclastites. La nature tantôt concordante, tantôt recoupante de ce faciès versus les granitoïdes, la similitude modale et minéralogique ainsi que l'omni-association de ces deux lithologies permettent d'assumer leurs natures identiques. La granodiorite massive (E-7) semble provenir d'une comminution précoce de la granodiorite (E-1), tel que suggéré par les textures mylonitiques locales (Planche #45).

GROUPE F: GRANITE DE DÉAT

Le granite de Déat (granodiorite de Déat, Van der Leeden, manuscrit soumis) forme un pluton oblong d'une largeur de 4 kilomètres et d'une longueur de 14 kilomètres, soit une superficie totale d'environ 40 kilomètres carrés. Allongé nord-sud selon le grain tectonique régional, il forme la série de collines adjacentes à la rivière George et affleure sur de grandes surfaces continues. Les zones de cataclases (F5, Chap. 3), qui recoupent le massif, contrôlent sa topographie.

Le granite est une roche rose pâle, homogène, avec une foliation frustre parallèle à l'allongement du pluton. Un alignement magmatique sub-vertical des mégacristaux est préservé dans les lambeaux non-foliés. Le granite typique est à grains moyens et à mégacristaux de feldspaths potassiques. Le feldspath potassique, le plagioclase et le quartz sont en proportion semblable, déterminant une composition granitique (adaméllitique), granodioritique si on exclue la fraction mégacristique (Fig.10A). Aucune zonation compositionnelle n'est décelée.

Les mégacristaux sont des microclines centimétriques, automorphes ou porphyroclastiques. Elles contiennent des perthites en taches ("patchs") ou bâtonnets ("stringlets"), ainsi que des inclusions d'autres minéraux. Le plagioclase, une oligoclase An25, est idiomorphe grenu, maclé albite, péricline et carlsbad. Le quartz est xénomorphe, en grains isolés poly-domaines ou recristallisé en rubans poly-cristallins. Une légère néoblastogénèse est omni-présente à la bordure des grains, consécutive à la foliation de la roche.

Un faciès aphyrique, non altéré, retrouvé en zones hectométriques, correspond à une granodiorite ayant subit une comminution de ses mégacristaux et une néoblastogenèse intense.La proportion des minéraux mafiques varie de 20% dans le granite folié à 30% dans le faciès aphyrique (Fig. 10B). La biotite vert-olive (riche en Fe_2O_3 et pauvre en TiO_2, 1.5%) est le principal minéral ferro-magnésien. La pistachite symplectitique, la magnétite, la pyrite automorphe et le sphène automorphe poecilitique s'associent à la biotite pour former des amas poly-minéraliques intersticiels aux cristaux de feldspaths (Planche #46). De l'allanite (riche en cérium et lanthane), présente en quantité appréciable (jusqu'à 1%), s'auréole de pistachite. L'apatite, le zircon et le rutile sont accessoires. Des traces de muscovite (secondaire) et hornblende bleu-vert sont aussi présentes. De la fluorine s'observe dans les zones altérées.

Des pegmatites, parfois radioactives, recoupent le granite sous forme de dykes pré-cinématiques, de lentilles et zones informes. L'orientation est aléatoire. Elles passent latéralement à des aplites. Elles sont affectées du même raccourcissement que celui qui a folié le granite.

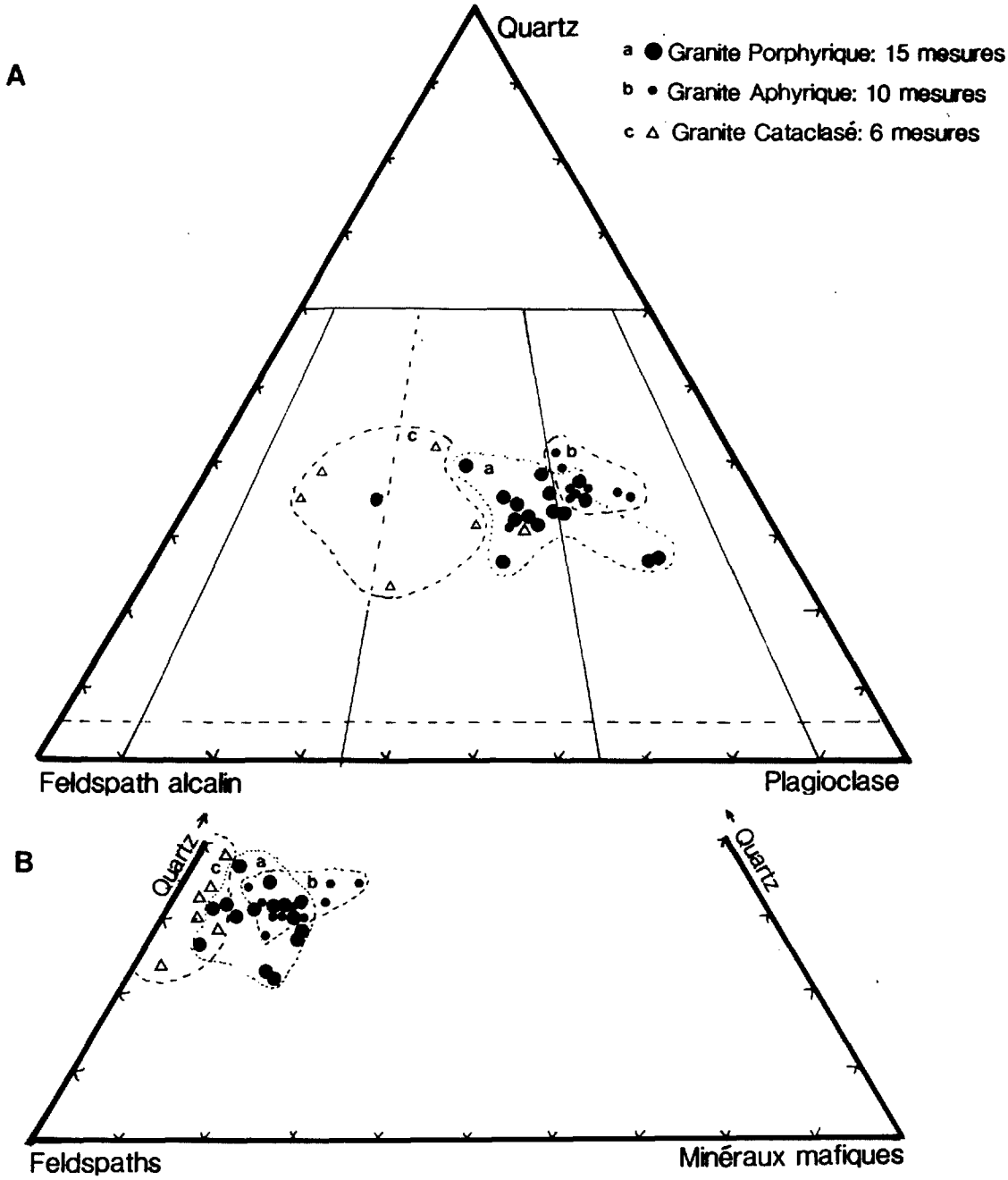


Figure 10a - *Diagramme de classification modale (Streckeisen 1976) pour les roches du Granite de Déat.* Le granite porphyrique (gros points, champ a) se distribue dans le champ des granites B. Les granites aphyriques (petits points, champ b) se distribuent dans le champ des granodiorites et correspondent à la composition de la matrice du granite porphyrique (a). Les granites cataclasés (triangles, champ c) se distribuent dans le champs des granites A et B, indiquant ainsi un enrichissement en potasse.

Figure 10b - *Diagramme de distribution quartz-feldspath-mafiques.* Les différents faciès se distribuent dans un champ restreint. Le granite aphyrique (b) montre un léger enrichissement en minéraux mafiques par rapport au granite porphyrique (a) alors que le granite cataclasé (c) montre un appauvrissement, et ce avec une proportion constante de quartz.

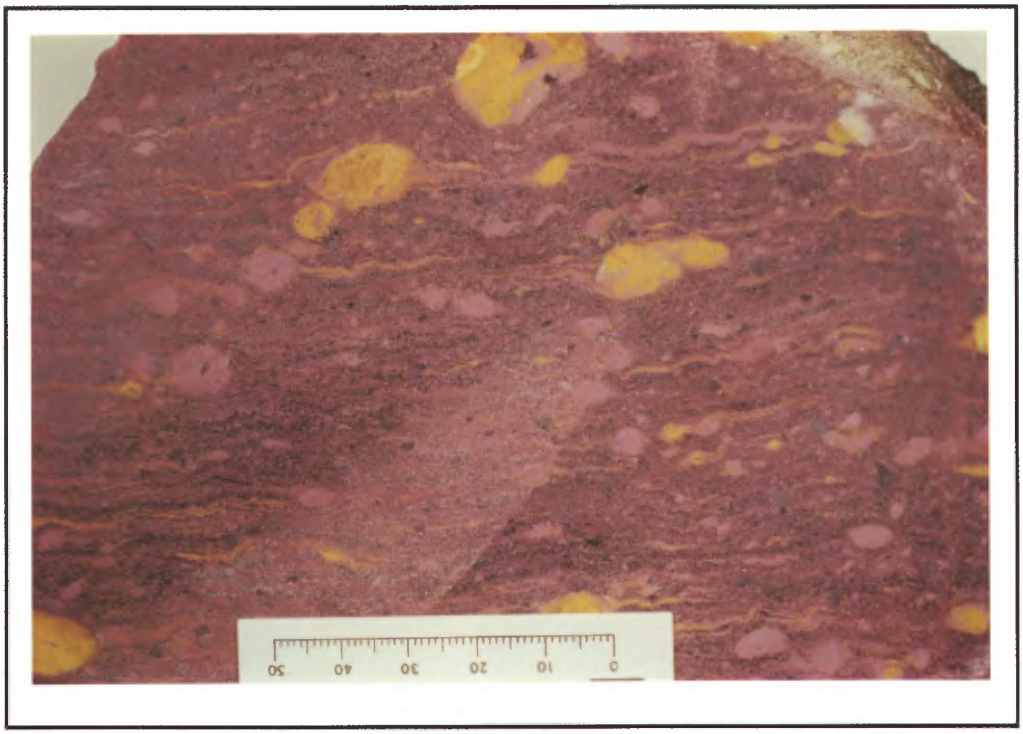


Planche 41: Coloration d'une granodiorite massive mylonitisée (E-7). On remarque la forme ovée des mégacristaux de feldspaths potassiques (jaune) et plagioclase (rose pâle) contrastant avec celle sub-automorphe dans la granodiorite (E-4). Des halos de pression et des textures hélicitiques y sont associés. La matrice montre une foliation mylonitique. L'échelle est graduée en millimètres.

Planche 42: Granodiorite massive (E-7) non mylonitique. Aucune foliation, évidence d'écrasement, ni indicateur cinématique n'est visible dans la matrice de la roche ce qui suggère une origine cataclastique précoce recristallisée. Les porphyroclastes sont arrondis et flottent dans la matrice.

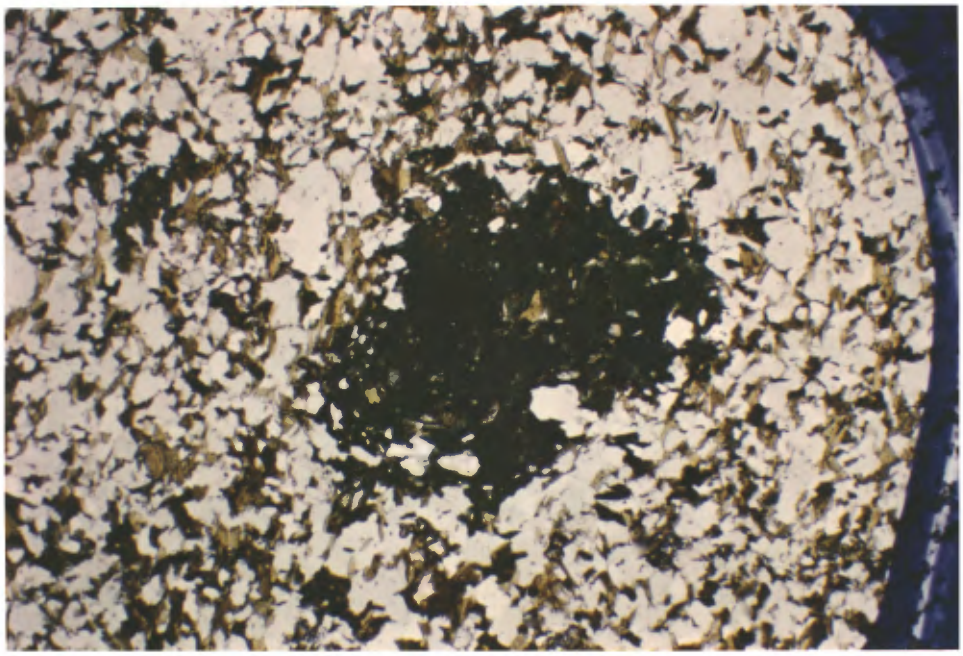


Planche 43: Photomicrographie d'un porphyroblaste de hornblende (verte) post-cinématique dans la matrice finement granulée et recristallisée de la granodiorite massive (E-7). Le champ couvre 4 mm.

Planche 44: Contact graduel sur 2 décimètres entre la granodiorite massive (E-7) et la granodiorite foliée (E-4). La gradation se fait via l'apparition progressive de la foliation et la diminution de la proportion de mégacristaux de feldspath. L'habitus des mégacristaux passe d'étirés sub-automorphes dans le faciès folié, à arrondis oblong dans le faciès massif.

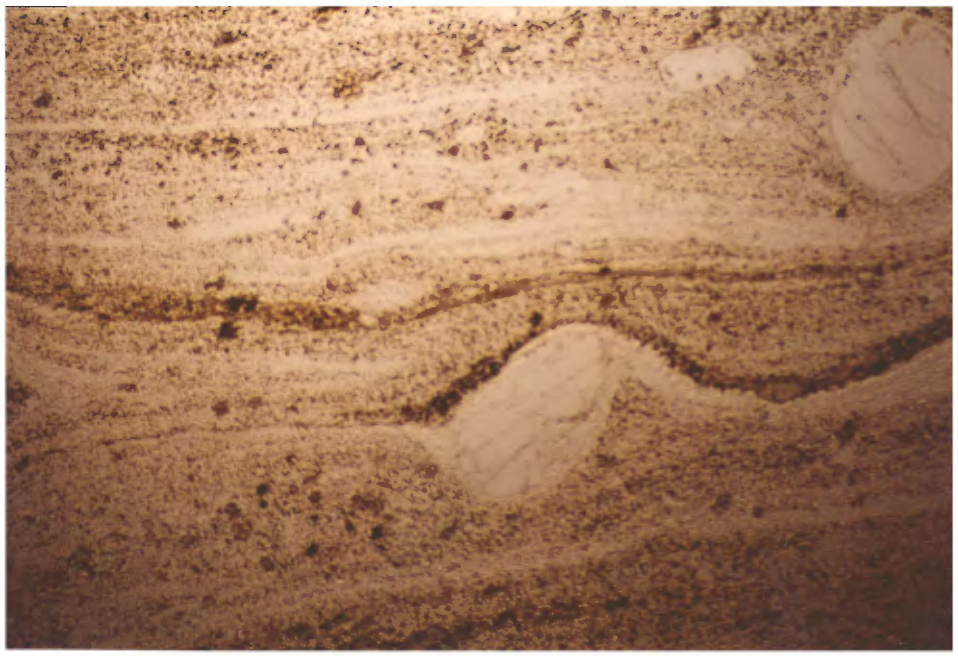


Planche 45: Photomicrographie d'une granodiorite massive mylonitisée rubanée (E-7). On remarque la forte granulation des quartz et feldspaths, l'habitus arrondi des porphyroclastes de feldspaths, les halos de pression et les queues d'étirement à leurs extrémités ainsi que les textures hélicitiques générées. Le champ couvre environ 5 centimètres.

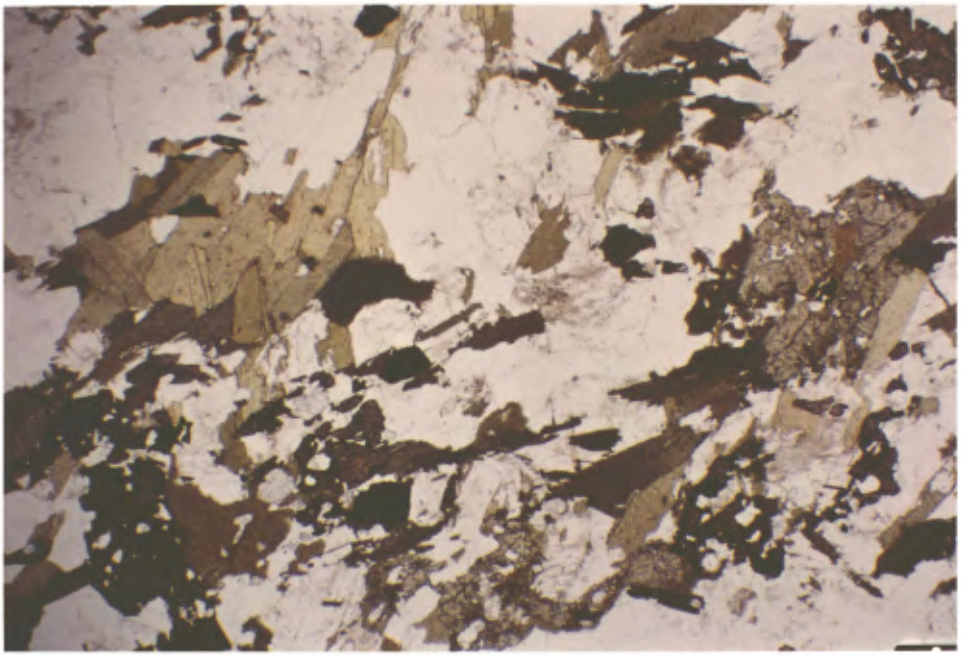


Planche 46: Photomicrographie d'amas polyminéraliques dans le granite de Déat (F). La biotite (vert olive d'intensité variable) incrustée de zircons se regroupe avec la pistachite (grise) auréolant l'allanite (ocre) ainsi qu'avec le sphène (brun foncé effiloché) et l'apatite (limpide automorphe) pour former des amas interstitiels aux cristaux subautomorphes de feldspaths. Le champ couvre 4 mm.

Le granite est encaissé par les gneiss dioritiques tonalitiques 2 (A-2-b) du Complexe de la rivière George. Il recoupe ainsi la zone mylonitique de la rivière George. Le contact avec les gneiss est net, avec apophyses et interdigitations. La foliation de part et d'autre du contact est subparallèle, mais non en continuité. De nombreuses enclaves de gneiss décimétriques à hectométriques, ainsi que d'amphibolites magmatiques se retrouvent le long de la bordure ou en essaims dans le massif. De forme allongée arrondie, ces enclaves ont un contact diffus avec le granite, signe d'une granitisation partielle. Des schlirens dioritiques dessinent des fantômes gneissiques. L'auréole métamorphique du granite se limite à l'injection du mobilisat allochtone granitique 3 (A-3). Ce type de relation avec l'encaissant caractérise une mise en place catazonale du granite (Hughes 1982).

La mylonitisation associée au cisaillement de la rivière George ne pénètre pas le granite, signe d'une mise en place tardi-cinématique. Toutefois, des lambeaux décamétriques de granite sont coincés dans les mylonites immédiatement à l'est du massif, ainsi qu'à l'ouest de la rivière George, hors du secteur cartographié.

Les zones cataclasées (F5, chap. 3) abondent dans le massif. La comminution est progressive, débutant par une proto-cataclase causant une attrition et une néoblastogenèse à la bordure des grains et une fracturation des phénocristaux. Une granulation des quartz et feldspaths s'ensuit jusqu'au stade d'une ultra-cataclastite où la roche est réduite à l'état d'une poudre recristallisée à l'aspect cherteux. Une hématisation et une damouritisation des feldspaths sont consécutives de la cataclase, concomitamment à la chloritisation des biotites, la croissance de fluorite et la propylitisation locale. La roche prend alors une coloration rouge-brique caractéristique. Les ultra-cataclasites sont le siège d'un métasomatisme, les feldspaths y étant essentiellement du microcline (Fig. 10b). Comparativement au granite frais, la proportion de quartz reste constante, et celle des minéraux cafémiques diminue énormément (Fig.10b). De façon ultime, ce processus mène à la formation des épisyénites (H-4).Consécutivement à l'hématisation de la magnétite du granite, la susceptibilité magnétique de celui-ci chute de 2.5 à moins de 0.1 unit CGS. Ceci cause la formation de vallées aréomagnétiques, permettant la cartographie de ces cisaillements.

GROUPE G: ROCHES BASIQUES INTRUSIVES SYN- A POST-CINÉMATIQUES

Les roches du groupe G sont des dolérites (diabases) et microgabbros recoupant la stratification primaire dans le Complexe de Ntshuku et de la Suite Intrusive de Pallatin. Deux familles de dolérites sont observées, la première précoce-cinématique ou tardi-volcanique, la seconde post-hudsonienne.

Lithologie G-1: MICROGABBROS ET DOLÉRITES 2

Les microgabbros et dolérites 2 sont des épidiorites recoupant, entre autres, les métabasites (C-1) et gabbros 1 (E-2). Ces métabasites 2 forment des dykes centimétriques à décamétriques ou de petits massifs allongés hectométriques (cartes de détails #2 et #3). Leurs distributions se concentrent dans les secteurs de la zone centrale du Cisaillement de la Rivière George, ou avec les granitoïdes de Pallatin (E).

Ces métabasites sont des roches vertes, massives, non-foliées ni schistosées, homogènes, homogranulaires et millimétriques. Une légère linéation d'élongation des plagioclases et des amphiboles est présente par endroit. Une fracturation en parallépipèdes caractérise ses affleurements, associée à une cassure pseudo-concoïdale dans les faciès grains très fins.

Ces métabasites se composent d'ouralite ou hornblende verte, localement zonée et poïkiloblastique, ainsi que d'oligoclase finement granulé. Une relique de texture blasto-ophitique (Planche #47) ainsi que des macles de cristallisation (Carlsbad et Baveno) sont localement préservées. Des opaques, du quartz, du sphène, de la biotite brune rutilée, de l'apatite et diverses familles d'épidotes complètent la minéralogie (Planche #48).

Lorsque injectés dans la zone de cisaillement, les dykes montrent des bordures de trempes distinctes et parfois une cristallisation dendritique ou de crescumulat à partir des parois. Ils recoupent la stratification des volcaniclastites, les nez de plis précoces et sont transposés, sub-paralèlles à la foliation dans les gneiss. Ils sont toutefois plissés et

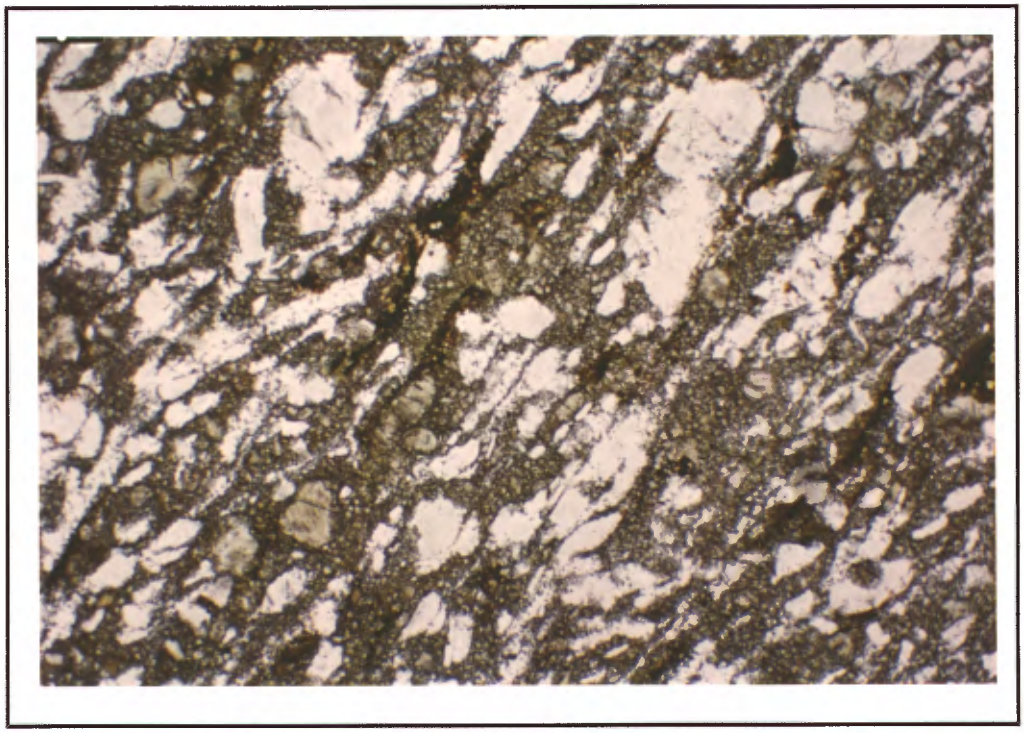


Planche 47: Photomicrographie d'une métadolérite 2 (G-1). Le plagioclase montre une texture blasto-ophitique héritée de la texture primaire. La matrice amphibolitique est finement grenue. Les opaques forment des traînées suivant la foliation, originant probablement d'un étirement protomylonitique. De l'augite pseudomorphisée par l'actinolite (vert pâle) forme des petits cristaux dans la pâte amphibolitique. Le champ couvert par la photographie est 2 mm.

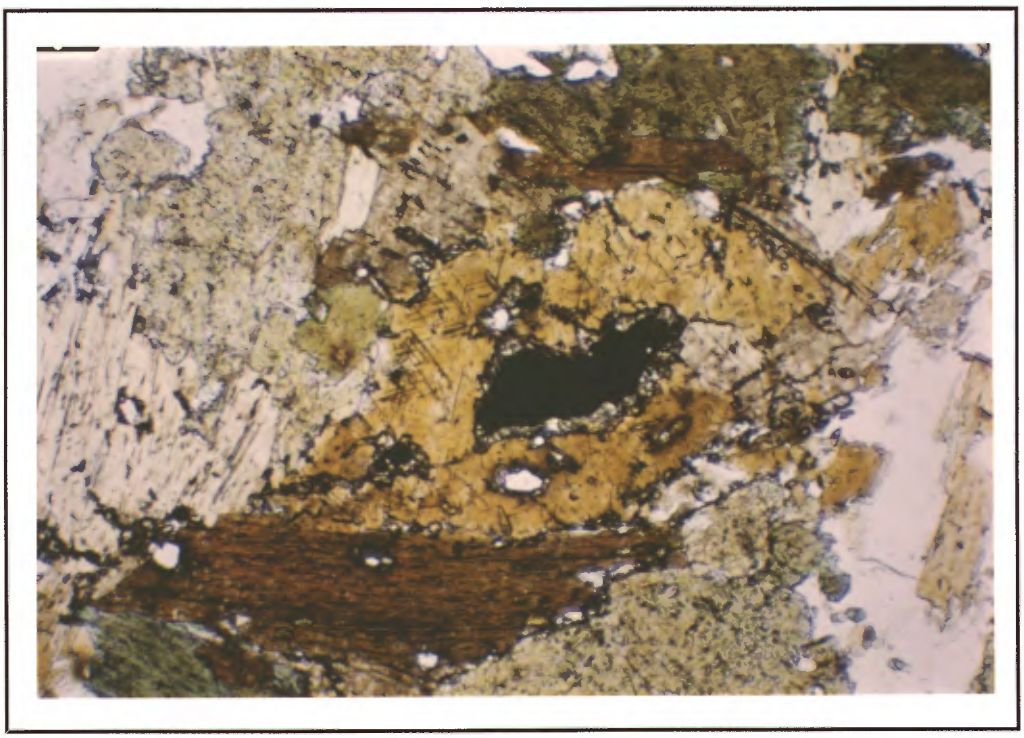


Planche 48: Photomicrographie d'un microgabbro 2 (G-1) montrant une paragénèse complexe des phases mafiques. Les opaques (oxydes, noir) et l'apatite (limpide) sont auréolés de pistachite et de sphène, le tout en inclusion dans de la biotite (brune ou jaune) rutilée riche en zircons auréolés. La biotite s'associe à la hornblende (verte, vert-jaunâtre) et au plagioclase (limpide). Le champ couvert par la photographie est de 2 mm.

affectés par les métamorphismes précoce (M1) (Planche #49) et paroxysmal (M2, chap. 4). Ils sont ainsi précoce-cinématiques.

Les petits massifs injectés dans les granitoïdes montrent localement des bordures diffuses avec les gabbros 1 (E-3). Ils sont recoupants avec des bordures de trempes ou une bréchification intrusive par rapport aux granitoïdes (Planche #50). Ils présentent de plus une forte similarité texturale, minéralogique et géochimique avec certains faciès des gabbros 1 ainsi qu'avec les métabasites 1 (C-1). Leur cosanguinité est probable, ce qui en ferait des injections tardi-volcaniques.

G-2: DOLÉRITES 3

Les dolérites 3 sont des intrusives faisant partie de l'essaim de dykes doléritiques de Ministuku (Van der Leeden, manuscrit soumis). Très peu abondantes, elles forment des dykes décimétriques à plurimétriques de longueur limitée (hectomètre ?), orientés nord-ouest - sud-est à nord-sud, et concentrés dans le secteur du lac Ntshuku Ministuku. Elles montrent une texture diabasique millimétrique (Planche #51) et des bordures de trempes. Une altération iddingsitique leur donne une coloration brun-beige.

Le plagioclase, 50% à 70%, est un labrador-andésine (An 55 35) parfois zoné normal ou complexe. Il présente une texture subophitique et est maclé albite, péricline, carlsbad et/ou baveno. La pigeonite subidiomorphe, l'olivine granulaire ou l'orthopyroxène en prismes allongés, ainsi que les opaques xénomorphes forment l'essentiel de la minéralogie.

A l'échelle régionale, ces diabases ne se retrouvent qu'à proximité de la zone de Cisaillement de la Rivière George, ou des cisaillements nord-est - sud-ouest. Ces dolérites postdatent toutes les autres lithologies et événements métamorphiques dans la région.

GROUPE H: ROCHES D'ALTÉRATION PRÉCOCE A TARDI-CINÉMATIQUES

Les roches du groupe H sont la signature d'altérations métasomatiques associées aux différents cisaillements (Chap.3 et 4) de la région. Ces altérations correspondent à des ajouts, lessivages ou précipitations par les fluides hydrothermaux dans les roches encaissant les cisaillements. La chimie de la roche, et corollairement sa minéralogie, y subissent des modifications substantielles. Ces altérations peuvent être antérieures (M1) au métamorphisme paroxysmal (M2), ou postérieures représentant un rétromorphisme (M3 ou M4, chap. 4).

H-1: MARBRES ET ROCHES CALCO-SILLICATÉES

Les marbres et roches calco-silicatées constituent une lithologie hétérogène. Ils forment de petites lentilles métriques à décamétriques dispersées en périphérie des cisaillements de la région. Une série de ces lentilles forme un chapelet recoupant le granitoïde de Pallatin (carte de détails #3). Leur origine par métasomatisme est incertaine, la possibilité d'une origine sédimentaire ne pouvant être réfutée.

Les marbres et les roches calco-silicatées étant des lithologies particulièrement ductiles, une déformation intense s'y concentre. Une fabrique mylonitique rubanée, des plis en fourreaux (Planche #52) et la proximité d'alaskites ultramylonitiques (E-6) en témoignent. Les lentilles dans le granitoïde de Pallatin forment le restant de chamières de plis d'entraînement, les flancs ayant totalement flué (encadré de la carte #3). Ces lentilles se composent d'un coeur de marbres calciques et/ou dolomitiques, lequel s'auréole d'une zone calco-silicatée formée de roches rubanées millimétriques à centimétriques. Le rubanement se définie par l'alternance de lithons carbonatés, quartzitiques et quartzo-feldspathiques. Les lithons à quartz, plagioclases et microclines finement granulés montrent une texture en mortier dans laquelle se retrouvent ou non en proportions variables l'ouralite, la biotite vert pâle, le sphène, l'allanite, le grenat et les carbonates. La clinozoïzite croît aux interfaces entre les grains de feldspaths. Les feldspaths possèdent des macles et des microperthites légèrement tordues.Les lithons quartzitiques se composent de rubans de quartz cosertaux ou polygonalisés. Le grenat y croît isolé ou en chapelet, automorphe, poïkiloblastique ou squelettique. Les lithons carbonatés se composent de carbonates mal cristallisés, aux bordures très irrégulières. Des fragments de cristaux de plagioclases arrondis millimétriques, du diopside et du

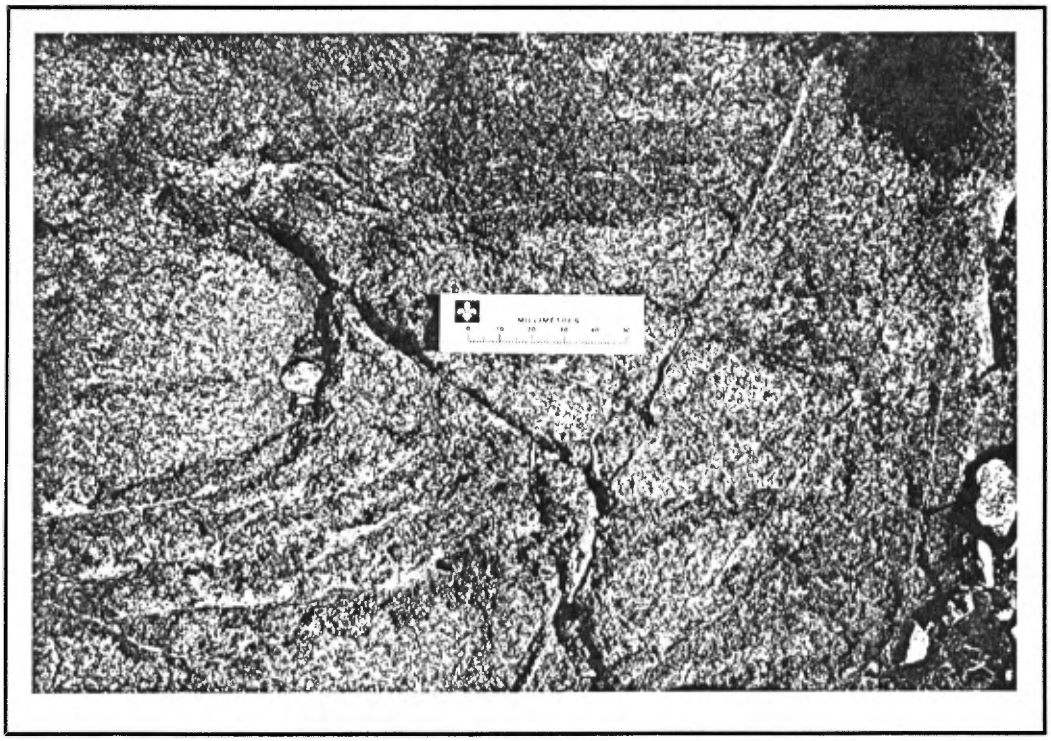


Planche 49: Gabbro 2 (G-2) mésocrate recoupé de veinules mélanocrates enrichies en hornblende. Ces veinules sont interprétées comme le produit d'altérations chloriteuses précoces le long de fractures, postérieurement affectées par le métamorphisme paroxysmal.

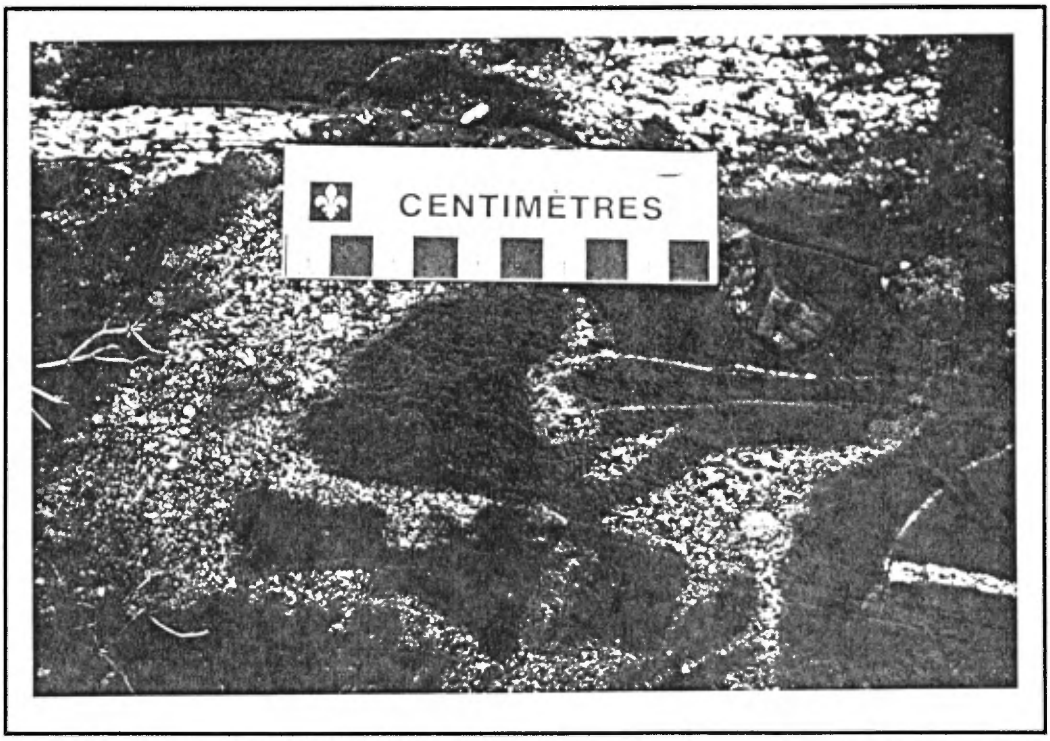


Planche 50: Brèches d'intrusions de métadolérite 2 (G-2) dans la granodiorite de Pallatin (E-4). La dolérite possède un habitus similaire à celle des dykes recoupant la région, sauf qu'elle forme des fragments, blocs et gouttes dans la granodiorite. La bordure réactionelle est d'origine métamorphique. Aucune déformation d'origine tectonique n'est observée ici. Une telle relation indique la contemporainéité des magmas basiques et granodioritiques.

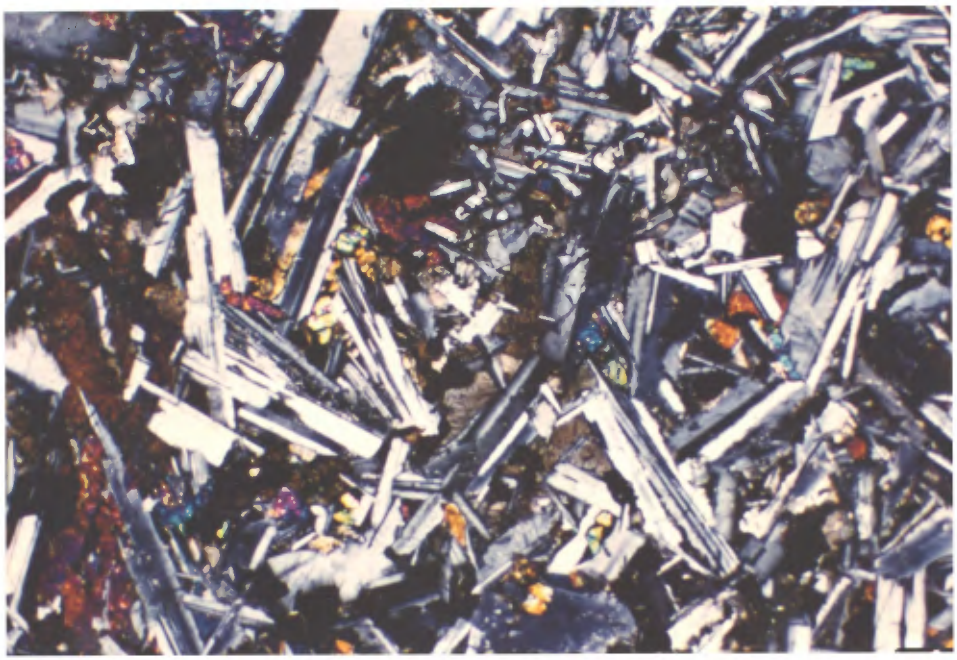


Planche 51: Photomicrographie en lumière polarisée d'une dolérite 3 (G-2). Les lattes de plagioclase sub-ophitique forment un treillis où la pigeonite (grise ou brune), l'olivine (colorée) et les minéraux opaques sont interstitiels. Aucune altération, métamorphisme ou déformation n'affecte ces roches. Le champ de la photographie couvre 4 mm.

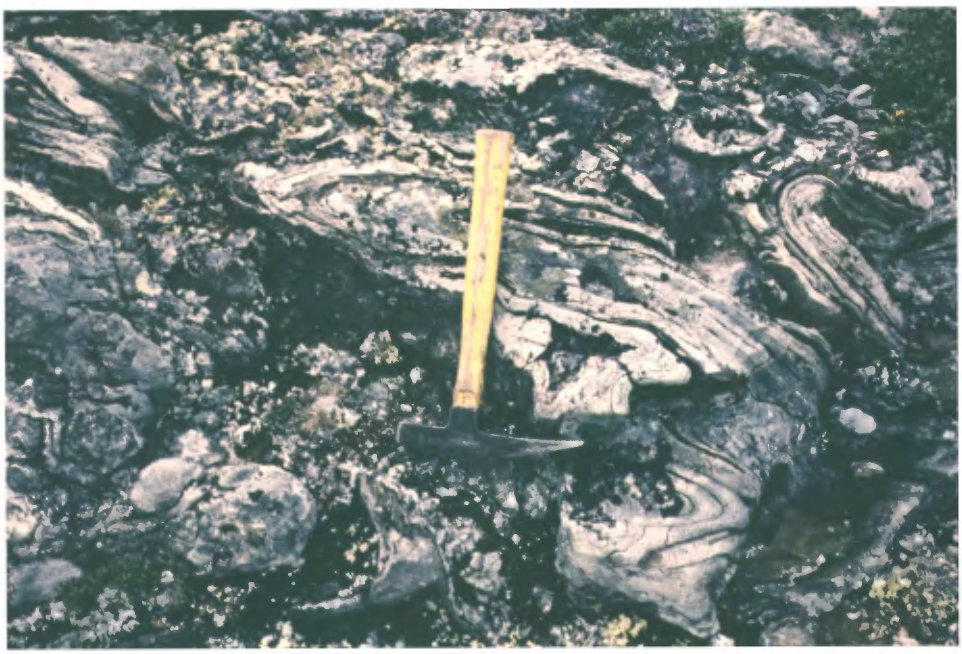


Planche 52: Roche calco-silicatée définissant des plis en fourreaux. La roche calco-silicatée est rubanée; les niveaux quartziques, plagioclasiques, diopsidiques et carbonatés alternent centimétriquement, pour former le relief. Les coeurs de carbonates constituent la matrice à relief négatif. Les plis en fourreaux montrent un axe parallèle aux linéations trouvées dans les mylonites adjacentes (F3). La photographie est une vue vers le sud-ouest.

grenat en grains isolés flottent dans ces carbonates. Des nodules centimétriques de diopside avec un coeur de plagioclases et carbonates sont observés.

Les carbonates peuvent être précoces et recristallisés granoblastiques, ou tardifs de remplacement entre les grains, similairement à l'épidote. Ils forment des textures de remplacement entre les grains de quartz-feldspaths ainsi que dans les fractures en bordure des lentilles calco-silicatées dans les épontes gneissiques. Il s'y trouve aussi un assemblage local à biotite (?) orange-verdâtre et carbonate, une damouritisation les feldspaths et des zones à muscovite (?) post-cinématique. Le diopside et le grenat soulignent la nature pré-métamorphique (M1) des carbonates. Une remobilisation post-métamorphique de ceux-ci a été générée lors du rétrométamorphisme au faciès des schistes-verts (M4). Une silicification (H-2) et une séricitisation (H-3) s'associent à la carbonatisation.

H-2: ALTÉRTATIONS EN ARSéNOPYRITE-QUARTZ

Une lentille d'altération silicique (50 m. x 10 m.) avec un coeur enrichi en arsénopyrite grenue (20 m. x 2 m.) se retrouve au nord de la rivire Déat, non loin de la seconde série de cascades. Cette minéralisation est connue sous le nom d'indice Van der Leeden (Van der Leeden, manuscrit soumis, Chabot 1986, Bélanger 1986, Clark et al. 1986). Une seconde zone silicifiée, de moindre importance et sans sulfure, se situe 250 mètres au sud de la première.

Ces lentilles montrent une paragénèse à quartz et phlogopite, avec des quantités mineures de micas blancs et d'épidote, ainsi qu'un coeur sulfuré (Chap.5). Les sulfures montrent une texture cataclastique (Planche #53). Les schistes silicifiés ont une texture mylonitique avec un alignement des cristaux de quartz. L'encaissant est un wacke arkosique (D-1-a). La silicification est progressive, les fragments de feldspaths détritiques étant les dernières reliques préservées. L'altération semble ainsi rattachée à des cisaillements antérieur au métamorphisme paroxysmal (F1, chap. 3, M1, chap. 4).

H-3: SCHISTES A SÉRICITE

Les schistes à séricite forment de petites lentilles métriques à décamétriques au sud des monts Tshiasketnau et l'ouest des chutes Nutshipaustukueshats Katats. Il s'agit de schistes lustrés bleuâtres composés d'une alternance millimétrique de microlithons de séricite crénulée et de quartz microgranulé (Planche #54). Ces schistes s'associent avec des schistes et gneiss à sillimanite. A la localité au sud des monts Tshiasketnau, les gneiss à sillimanite encaissant sont des paragneiss. Ceux de la localité près des chutes, associés aux schistes à séricites, ne peuvent être certifiés comme paragneiss, pouvant provenir de l'effet du métamorphisme paroxymal (M2) sur des schistes d'altération séricitique précoce (M1). Cette dernière lentille s'inscrit dans un linéament formé par les lentilles d'altération carbonatée (H-1) et silicieuse (H-2) (cisaillement F1).

H-4: ÉPISYÉNITES

Les épisyénites sont des roches massives, non-foliées, rouge-brique. Elles s'associent aux gneiss granitiques (A-3) ayant subit une cataclase (F5, chap. 3) importante. Le quartz y est totalement lessivé, laissant un résidu d'hornblende et de feldspath.

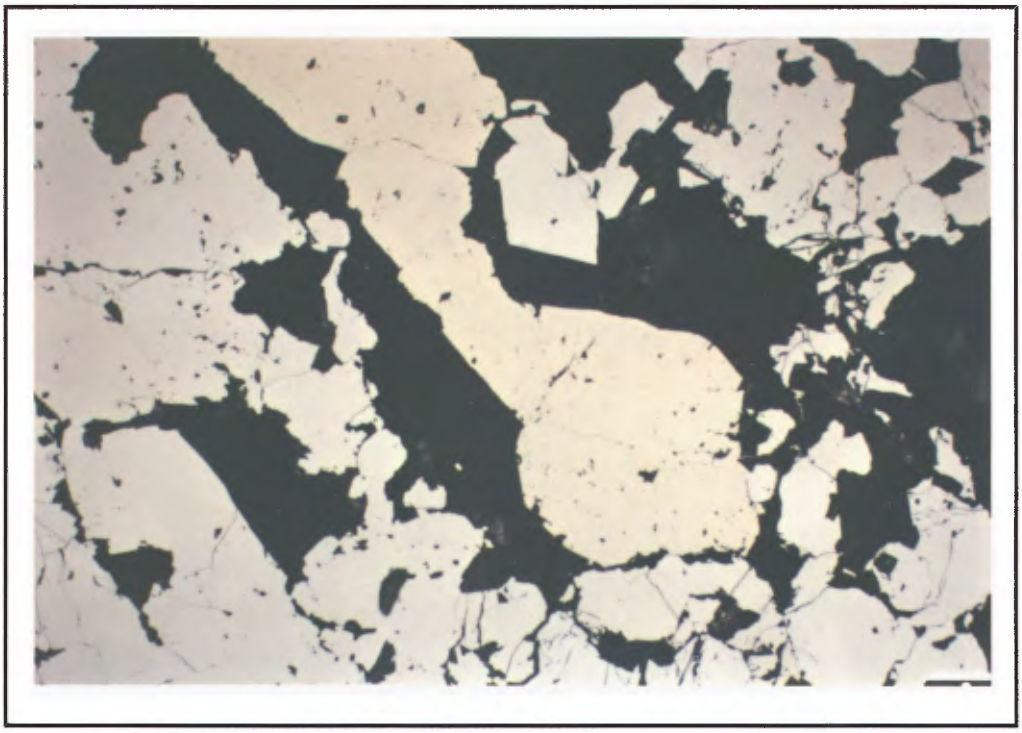


Planche 53: Photomicrographie en lumière réfléchie de la minéralisation provenant de l'indice Van der Leeden. L'arsénopyrite (gris bleuté) montre un habitus fracturé et cataclasé, alors que la pyrite (paille) est automorphe. La guangue (noire) est quartzeuse. Le champ couvre environ 2 mm.

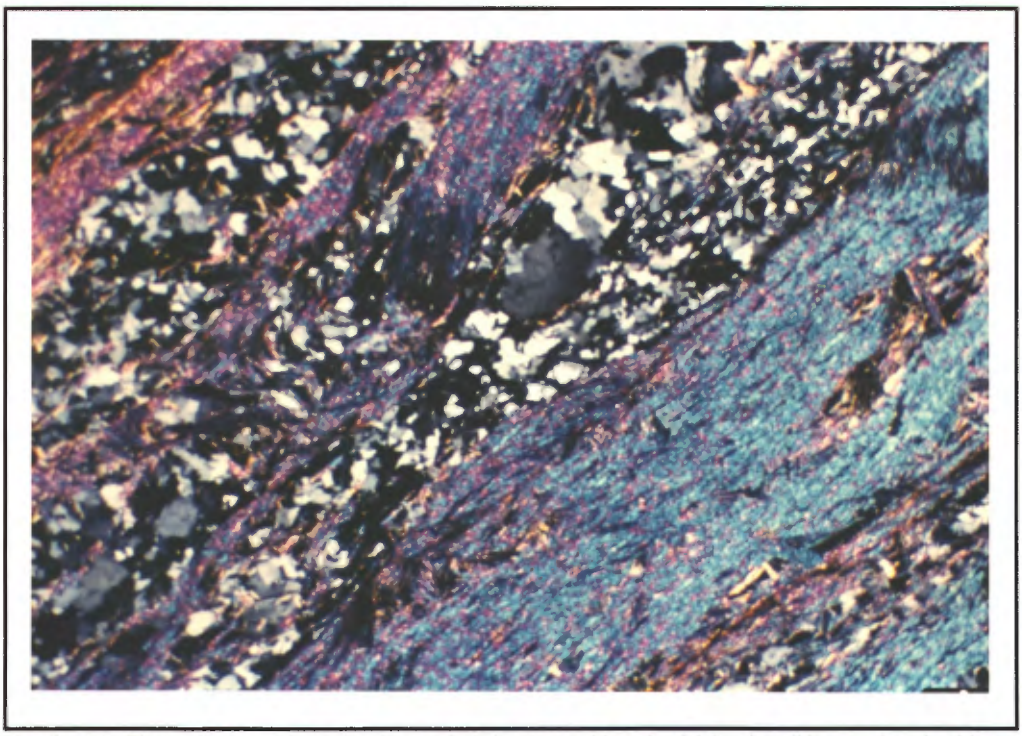


Planche 54: Photomicrographie en lumière polarisée d'un schiste à séricite. Les lithons micacés (bleus) crénulés alternent avec les lithons quartziques à l'échelle millimétrique. L'absence de toute trace du métamorphisme amphibolitique indique la nature tardive de ces altérations associées à des cisaillements.

Le Complexe volcano-sédimentaire gneissifié de Ntshuku montre d'abondantes reliques de textures primaires ainsi qu'une coupe stratigraphique quasi complète des édifices volcaniques. Une interprétation du milieu et du mode de mise en place est ainsi possible. De plus la lithochimie des différents faciès de roches magmatiques donne des résultats consistants sur les diagrammes pétrologiques. Le métamorphisme régional hors des secteurs cisaillés est assumé iso-chimique, à l'exception des phases volatiles. L'évolution pétrogénétique de la séquence peut ainsi être ébauchée.

RECONSTITUTION STRATIGRAPHIQUE

La stratigraphie du Complexe de Ntshuku et de la Suite de Pallatin est obscurcie par la complexité tectonique de la région. Le pli régional de Pallatin-La Hutte (Chap. 3) imprime le patron structural général, sur lequel interfèrent les abondants cisaillements et plis parasitiques.

Les différentes unités stratigraphiques fournissent un contrôle stratigraphique et structural partiel. Dans l' extrados du pli, les massifs tabulaires de granitoïdes et les filons-couches de gabbro de la Suite de Pallatin forment des niveaux concordants qui délimitent l'enveloppe de la stratigraphie. Dans le coeur du pli, les différents niveaux repères montrent un démembrement tectonique et des répétitions stratigraphiques consécutives aux boudinages, aux cisaillements et aux plissements parasitiques. La portion nord du complexe, au delà de la rivière Déat, montre un patron stratigraphique régulier suivant le pli régional (Fig. 11).

Le sommet de la séquence fait face au coeur du pli, tel qu'indiqué par les quelques lits obliques, empreintes de charge, pédoncules de coussins et granoclassements. Les zones d'altération rouille au contact entre les métabasites (C-1-a) et les wackes du coté de l'intrados suggèrent la constance de la polarité. Les filons-couches de Pallatin (B-4), sous-jacents aux métabasites (C-1) qui leur sont rattachées, corroborent cette interprétation.

Malgré le tectonisme intense, aucun dédoublement, bris ou inversion important de la stratigraphie ne s'observe. Une colonne lithostratigraphique est établie (Fig. 12), indiquant une épaisseur totale pré-tectonique entre 4 et 9 kilomètres.

Le massif tabulaire de granodiorite de Pallatin (E) occupe la base de la séquence, interlité avec les gneiss dioritiques (A-2) et les filons-couches de gabbro (B-4). La portion basale de la séquence est ainsi à dominance intrusive. Ceci est suivi du niveau boudiné de métabasites (C-1), puis du niveau de métapélites (D-3), interlités dans des volcanoclastites hétérogènes associées à de petits niveaux de métabasites et de granitoïdes de Pallatin. La portion médiane de la séquence est ainsi à dominance volcanique. Dans le secteur au nord de la rivière Déat, la séquence est dominée par les wackes (D-1). Les métabasites et les granitoïdes y sont peu abondants. La statigraphie s'établit aussi comme une suite intrusive, surmontée d'un cycle volcanique et recouvert d'une séquence sédimentaire.

RELATIONS AVEC LES AUTRES COMPLEXES DE LA RÉGION

Le Complexe de Ntshuku et la Suite de Pallatin sont en contact à l'ouest avec le Complexe de Rivière la George, à l'est et au sud avec le Complexe de Mistinibi, et au nord avec le Groupe de la Hutte Sauvage (Fig. 12).

Le Complexe de la Rivière George, à l'ouest coïncide avec l'axe de déformation maximale de la zone de cisaillement de la Rivière George (Van der Leeden et al., manuscrit soumis, Girard 1989a). Il se compose de gneiss dioritiques à tonalitiques, localement granodioritiques, incluant de nombreux vestiges de roches de nature volcano-détritique. De par la similitude texturale et modale, ainsi que par l'association avec des granitoïdes de la Suite de Pallatin, le Complexe de la George est considéré comme un lithodème stratigraphiquement équivalent au complexe de Ntshuku, porté à des niveaux de déformation plus élevé.

Le Complexe de Mistinibi, à l'est, se compose de gneiss dioritiques à tonalitiques entremêlés à des paragneiss alumineux ou potassiques (Van der Leeden et al. 1987, manuscrit soumis). À l'échelle régionale, le contact entre ce complexe et ceux de Ntshuku ou de la George est souligné par le chapelet de lambeaux de la Suite de Pallatin (E) (Girard et al. 1988). Une telle relation est suggestive d'un bris

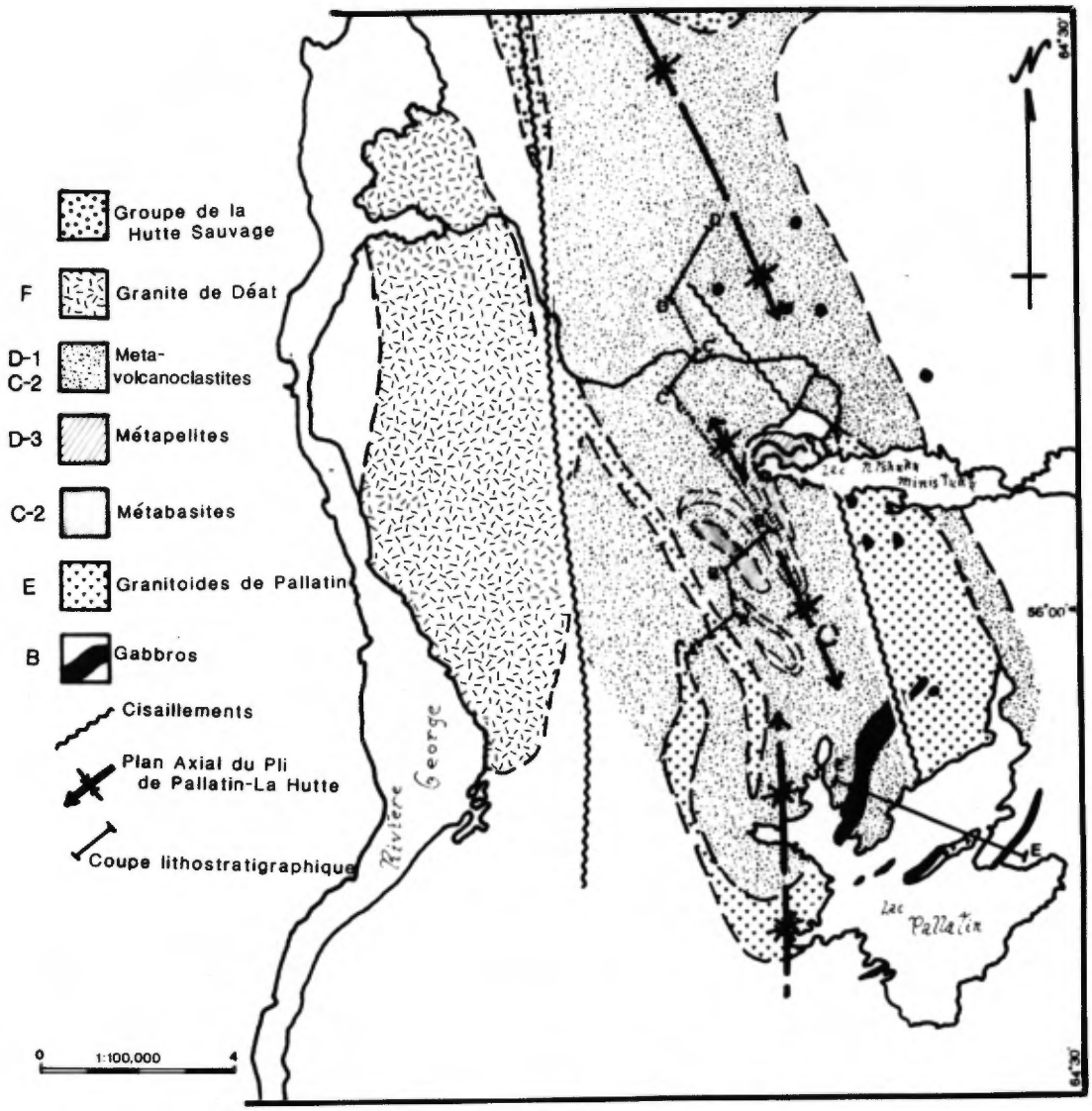


Figure 11 - *Carte géologique simplifiée du Complexe de Ntshuku et de la Suite intrusive de Pallatin.* Les différentes unités stratigraphiques significatives, la position des coupes stratigraphiques (Figure #12) et la trace de la surface axiale en échelon du pli régional de Pallatin-La Hutte sont indiqués.

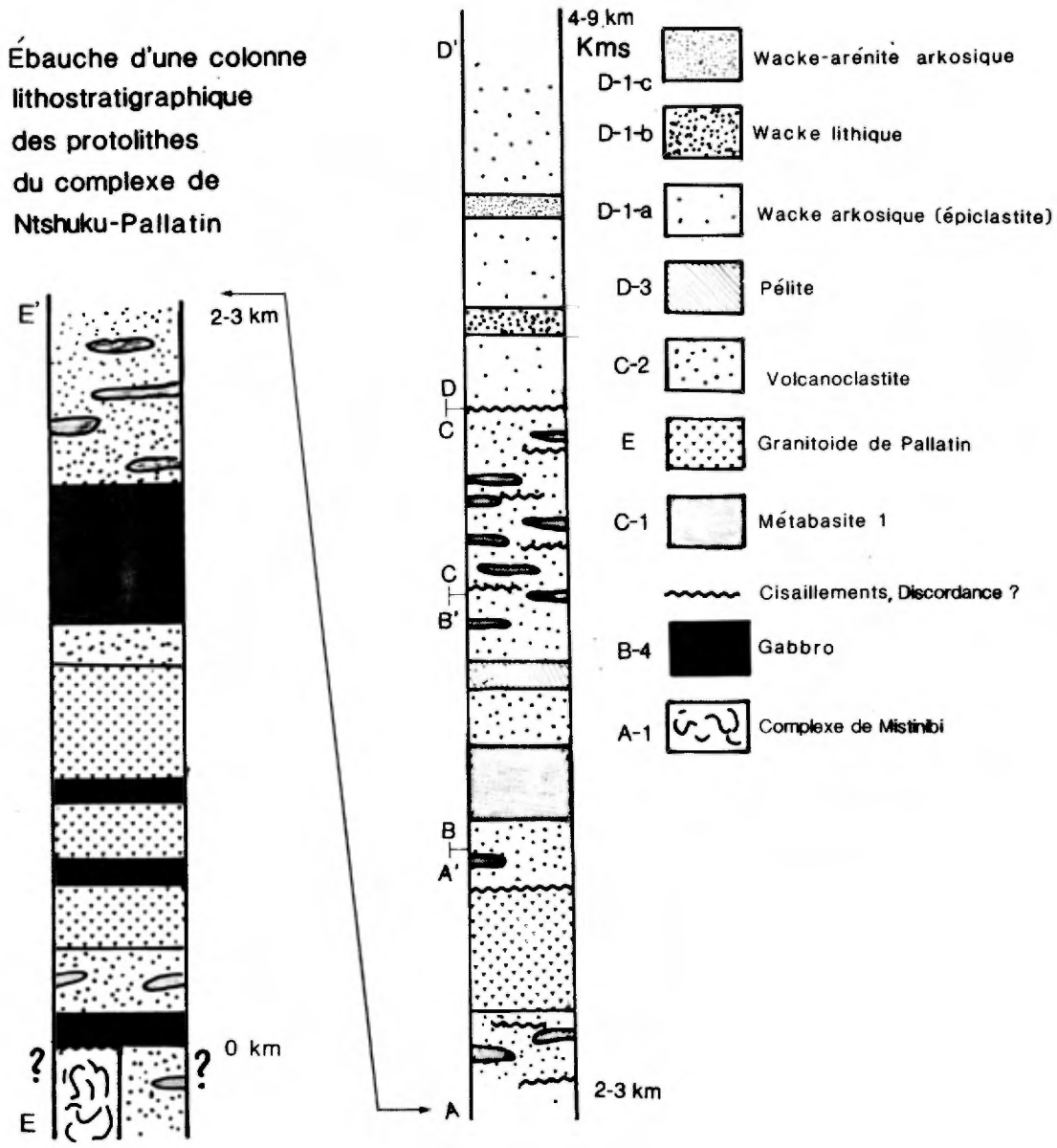


Figure 12 - *Colonne stratigraphique* estimée sur le flanc ouest du pli régional pour le Complexe de Ntshuku (A-D') et le flanc est du pli pour la Suite intrusive de Pallatin (E-E') (Figure #11). *L'épaisseur originelle totale de la séquence* est estimée entre 4 et 9 kilomètres.

stratigraphique entre les deux complexes (la Suite de Pallatin étant contemporaine au Complexe de Ntshuku, il ne peut s'agir d'une simple discontinuité tectonique). Une relation socle-couverture est ainsi possible.

Dans la portion nord du Complexe de Ntshuku, un contact graduel avec celui de Mistinibi s'observe. Les wackes arkosiques (D-1) du Complexe de Ntshuku passent, dans la zone cisaillée des chutes de Ntsukipaustukueshats (Chap. #3), à des gneiss dioritiques à tonalitiques (A-2-a). Ces gneiss sont similaires aux gneiss dioritiques à tonalitiques (A-1-a) retrouvés à la bordure ouest du Complexe de Mistinibi, lesquels passent insensiblement aux faciès plus alumineux et potassiques (A-1-b, A-1-c). Un tel contact suggère ainsi une continuité stratigraphique entre les deux complexes. Un passage des faciès volcanoclastiques à ceux pélitiques distaux dans l'empilement sédimentaire se met ainsi en lumière. L'ambiguïté à savoir s'il existe ou non une relation de socle-couverture entre les deux complexes n'est donc pas levée. Il est toutefois peu probable qu'ils s'agisse de terrains exotiques l'un à l'autre, compte-tenu que les bris tectoniques majeurs se situent à l'intérieur des complexes gneissiques et non à leurs interfaces.

Le Groupe de la Hutte Sauvage (Van der Leeden et al., 1987, manuscrit soumis) comprend un assemblage de sédiments siliciclastiques de taphrogéosynclinal (Van der Leeden, manuscrit soumis). Un saut métamorphique du faciès des amphibolites supérieur à celui des schistes-verts supérieurs indique qu'il ne fait pas partie de la même série lithodémique que les complexes gneissiques. Le Groupe est discordant sur les Complexes de Ntshuku et de Mistinibi. Un conglomérat polygénique ou un cisaillement se situe à leurs interfaces. On ne peut dire si le Groupe est autochtone ou s'il forme un nappe allochtone. Il postdate la migmatisation et une partie de la mylonitisation dans les gneiss. Il est toutefois cohérent avec les gneiss lors des derniers stades de la déformation. Le groupe représenterait un bassin de sédimentation épicratonique sur le socle gneissique dénudé, lors de l'orogénèse hudsonnienne (Van der Leeden et al. Manuscrit soumis, Bélanger et Van der Leeden 1987), possiblement un bassin d'écart ("Pull-apart basin", Girard 1989a). Il fut tentativement corrollé au Groupe de Lake Harbour par Taylor (1979).

INTERPRÉTATION DU MILIEU PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE MISE EN PLACE

La séquence s'est édifiée en milieu marin profond. Les laves coussinées non-vésiculées (Jones 1969) provenant de la portion médiane de la séquence suggèrent un environnement bathyal. Les pyroclastites interlitées impliquent un minimum de quelques centaines de mètres de profondeur d'eau. Elles se caractérisent par la régularité de leur litage, la finesse de leur granulométrie, le mauvais tri, l'absence de fragment lithique, et de vésiculation dans les niveaux effusifs. L'absence de coulée bréchique ou de bloc indique la nature non-explosive des éruptions. La mise en place de telles pyroclastites implique une fragmentation hyaloclastique du magma sans dégasification explosive, et la déposition des cendres et lapilli dans un contexte de coulée de débris.

La séquence passe à son sommet à des grauwackes feldspathiques. La rareté des textures de surface, l'immaturité des sédiments et la régularité du litage suggèrent une origine turbiditique ou de coulée de débris pour ces sédiments. L'absence d'indicateur de milieu de sédimentation à haute énergie tels les conglomérats et chenalisations, et le fort apport sédimentaire souligné par la rareté et la finesse des interlits péliteux, suggère une déposition dans les lobes d'épanchement d'un cône alluvionnaire (Walker 1979) ou de talus. La nature sodique des graywackes et leur similitude texturale avec les pyroclastites suggère qu'ils représentent un équivalent resédimenté des pyroclastites (C-2).

Le cycle volcano-sédimentaire repose ainsi sur l'édification de chambres magmatiques basiques (B-4) et acides (E) en complexes tabulaires. Ces chambres magmatiques recoupent et sont surmontées de leurs extrusives basiques et éjectats acides. Le tout forme des édifices volcaniques centraux sous-marins. Une séquence prograde de turbidites volcano-détritiques recouvre ces édifices.

GÉOCHIMIE DES MÉTABASITES

Les métabasites (C-1) montrent diverses reliques de textures extrusives suggérant un protolithe basaltique. Six analyses ont été effectuées

dans les faciès massifs, cinq autres proviennent des amphibolites laminées. Ces dernières représentent soit des hyaloclastites basaltiques ou des métabasistes mylonitisées et altérées (Fig. 13A). Toutes les métabasites sont concentrées à la base de la séquence et montrent des textures et habitus similaires. Elles sont assumées du même âge et représentant une seule entité magmatique.

Les dolérites et microgabbros 2 (G-1) sont des métabasites pré-tectoniques, tardi-volcaniques. Trois analyses effectuées y montrent une signature géochimique similaire à celle des métabasites (C-1) pour certaines, et distinctes pour d'autres avec enrichissement en Ni et appauvrissement en Eu, Nb, P, Ta et Th (Fig. 13B). Certaines de ces dolérites sont possiblement co-magmatiques aux méta-volcanites (C-1) et représenteraient les filons nourriciers de la suite volcanique basique. D'autres sont totalement indépendante de la suite et se sont injectées dans les zones cisaillées F4 (Chap.#3).

Sur le diagramme de classification chimique des volcanites (Le Bas et al. 1986, Cox et al. 1979) (Fig. 14), les métabasites tombent dans le champ des basaltes. Quelques échantillons altérés se retrouvent dans le champ des basaltes andésitiques. Sur le même diagramme, les métabasites se retrouvent sous la limite des roches subalcalines (MacDonald et Katsura 1961). Les courbes d'isovaleurs du ratio K_2O/ Na_2O indiquent pour les métabasites des valeurs normales (<0.3) (Cox et al. 1979). Les ratios des amphibolites laminées sont toutefois anormalement élevés (Fig. 13A), la nature de cet enrichissement reste incertaine.

L'usage du diagramme AFM (Irvine et Baragar 1970) (Fig. 15A) indique un enrichissement en fer, donc une affinité tholéitique pour les métabasites. Le calcul de la norme CIPW (annexe 1) donne des proportions variables d'orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase labrador, ainsi que de faibles quantités d'olivine ou de quartz (<4%). Ces basaltes sont ainsi des toléites critiquement saturées en regard de la silice (Yoder et Tilley 1962).

Les diagrammes de terres-rares normalisés par rapport aux concentrations dans les chondrites carbonées (CC1) donnent un patron constant (Fig. 16A). Ce patron, à pente négative, montre un léger enrichissement en terres-rares légères (La:40CC1, Lu:10CC1, La/Lu:4, La/Sm:1). Aucune anomalie de l'europium n'est décelée (en annexe).

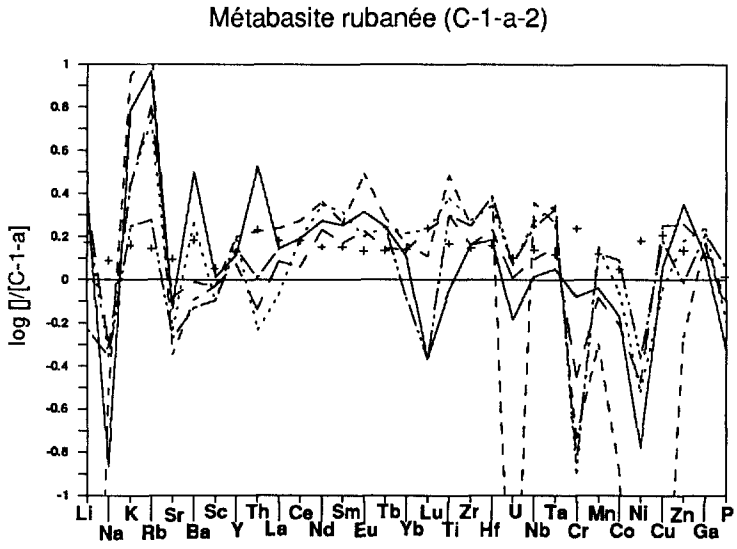
Les diagrammes de discrimination magmato-tectonique de Pearce et Cann (1973) indiquent de façon peu claire un milieu de fonds océaniques (Fig. 18). Toutefois une compilation des différents diagrammes de discrimination magmato-tectonique extrait de la littérature (Tableau 1) mène à une interprétation incohérente de l'environnement géotectonique de mise en place.

PÉTROGÉNÈSE DES ROCHES GABBROIQUES

Les roches gabbroïques de la Suite intrusive de Pallatin forment une série de filons-couches à la base de la stratigraphie du Complexe de Ntshuku, près de l'interface avec le Complexe de Mistinibi. Sous-jacents à l'empilement volcanique, elles se situent de 2 à 4 kilomètres sous le niveau principal de métabasites (C-1). Les gabbros sont pré-cinématiques, tout comme les volcanites et représentent possiblement leurs équivalents intrusifs.

Cinq analyses ont été effectuées dans les gabbros à olivine (B-1), qui montrent des textures de cumulat à olivine-clinopyroxène (1:4). Ces analyses définissent un vecteur d'accumulation sur les diagrammes pétrochimiques, visualisé par un alignement des analyses partant d'une lave basaltique et se projetant vers le pôle représentant le mélange de minéraux fractionnés et accumulés. Le diagramme de la chaux versus l'alumine (Fig. 18) montre un nuage pour les métabasites, débutant à 10% Al_2O_3et 10% CaO, et se projetant vers le pôle des plagioclases calciques (+/- clinopyroxènes), conséquemment à leur texture blasto-ophitique. Le point de départ du nuage intersecte aussi la distribution des analyses des gabbros à olivines (B-1), laquelle forme un vecteur qui pointe vers un pôle situé à 80% de clinopyroxènes et 20% d'olivine ou orthopyroxène.

De façon similaire, les norites à cumulat d'orthopyroxène (B-2) montrent une texture d'accumulation de l'orthopyroxène avec la croissance post-cumulus de pargasite et biotite. Les six analyses effectuées, sur le diagramme de la chaux versus l'alumine (Fig. 18), forment un vecteur se projetant des métabasites vers un point représentant un mélange d'orthopyroxène (olivine) et d'un peu de plagioclase. Ce fractionnement se produit en concommitance



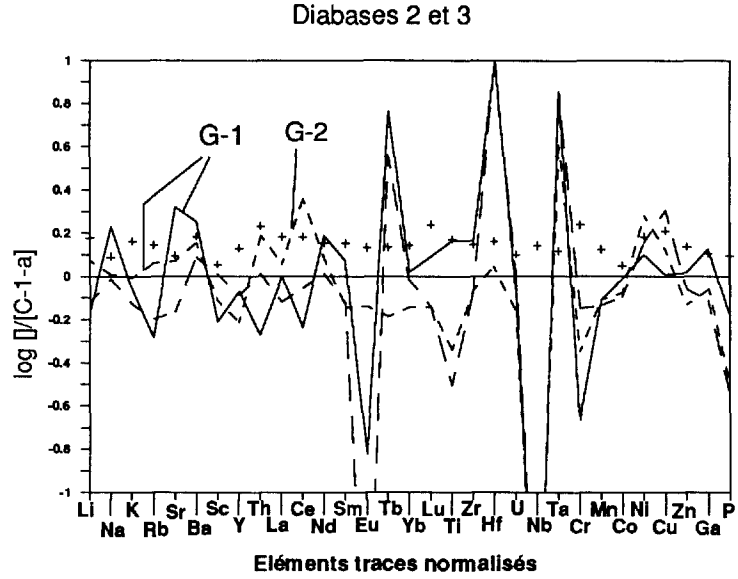


Figure 13a - *Patrons des éléments traces des métabasites rubanées (C-1-a-2)* normalisées sur la moyenne des métabasites massives (C-1-a-1). Les croix indiquent l'écart-type supérieur des métabasites massives. Les métabasites rubanées possèdent un enrichissement important en éléments alcalins lourds (K, Rb), un enrichissement léger pour les éléments des terres rares moyennes (Eu à Tb), en éléments incompatibles (Ti, Zr, Nb et Ta) ainsi qu'en Zn. Un appauvrissement important est présent pour le Na, les métaux compatibles (V, Cr, Ni, Co), ainsi que pour divers éléments tel Sr, Th, Lu.

Figure 13b - *Patrons des éléments traces pour les dolérites 2 (G-1) et 3 (G-2)* normalisés sur la moyenne des teneurs des métabasites massives 1 (C-1-a-1). Une des dolérites 2 donne un patron très semblable à celui des métabasites 1. La seconde dolérite 2 montre un patron très semblable à celui de la dolérite 3, avec un appauvrissement marqué en Eu et Nb, et léger en Ti, Cr et P, ainsi qu'un enrichissement marqué en Th, Hf et Ta.

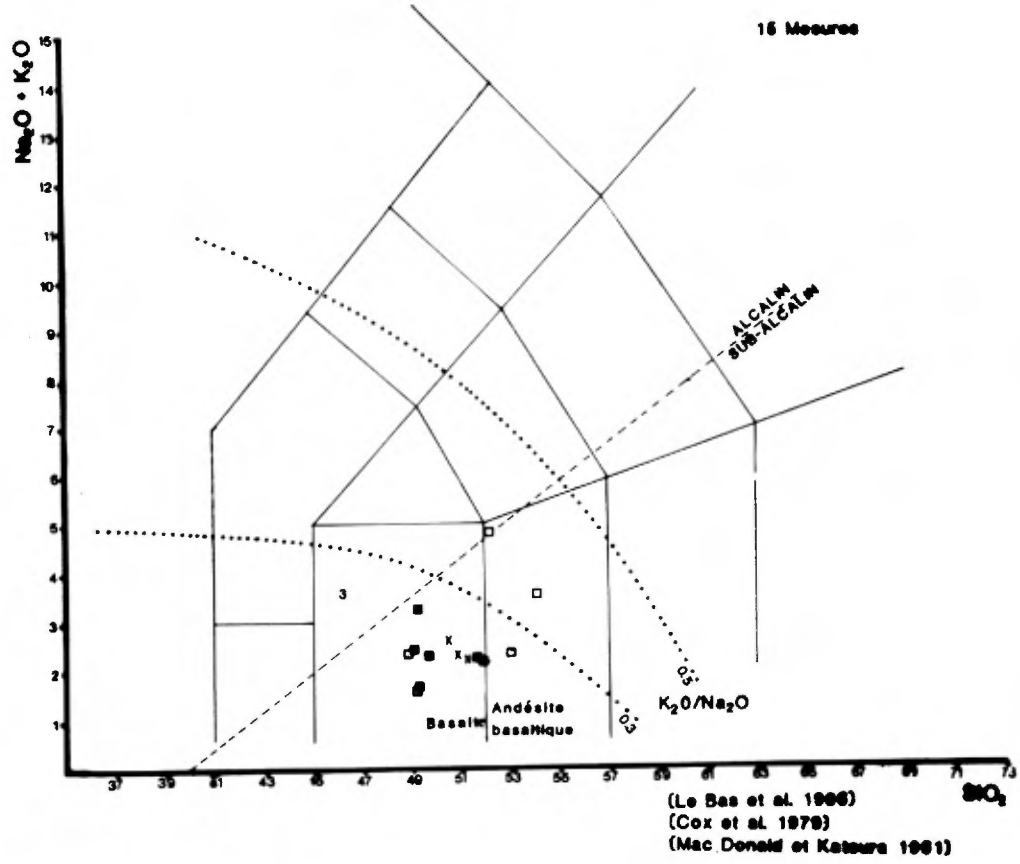


Figure 14 - *Diagramme de classification chimique des métabasites.* Les métabasites 1 (C-1-a, carrés noirs) tombent dans le champ des basaltes (Le Bas *et al.* 1986), alors que les métabasites rubanées (carrés évidés) tombent dans les champs des basaltes et des andésites basaltiques. Les dolérites et gabbros 2 (X, G-1) sont dans le champ des basaltes, très près des métabasites. Toutes ces roches sont sub-alcalines (Mac Donald et Katsura 1961). Les dolérites 3 (3, G-2) tombent dans le champ des basaltes à affinité alcaline. Toutes les analyses ont des ratios K_2O/Na_2O normaux (Cox at al 1979), sauf pour les métabasites rubanées.

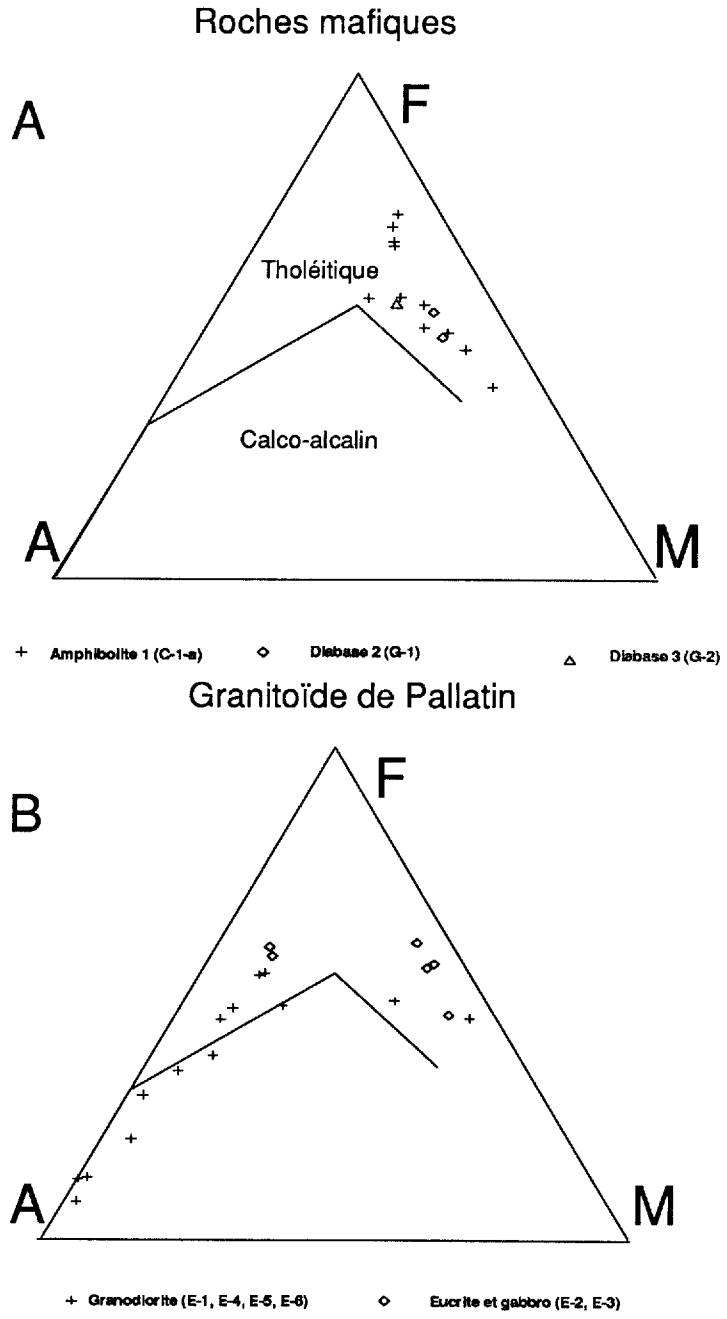


Figure 15a - *Diagramme de distribution AFM (Irvine et Baragar 1970) pour les métabasites.* Toutes les analyses définissent un vecteur tholéïtique. Dolérites 2: (G-1): lozanges; Dolérites 3 (G-2): triangles.

Figure 15b - *Diagramme AFM (Irvine et Baragar 1970)* pour granitoïdes de la Suite de Pallatin. Les gabbros et eucrites(lozanges) (E-2, E-3) forment un vecteur entre les pôles magnésium (M) et fer (F), montrant l'enrichissement en fer typique des suites tholéïtiques. Les granitoïdes (croix) (E-4, E-5, E-6) forment un vecteur à faible teneur en magnésium, franchissant la limite entre les champs tholéïtiques et calco-alcalins. La granodiorite (E-4) montre ainsi une signature tholéïtique contrastant avec celle laissée sur les diagrammes de Peacock (Figure #19a) et de Lameyre (Figure #9A).

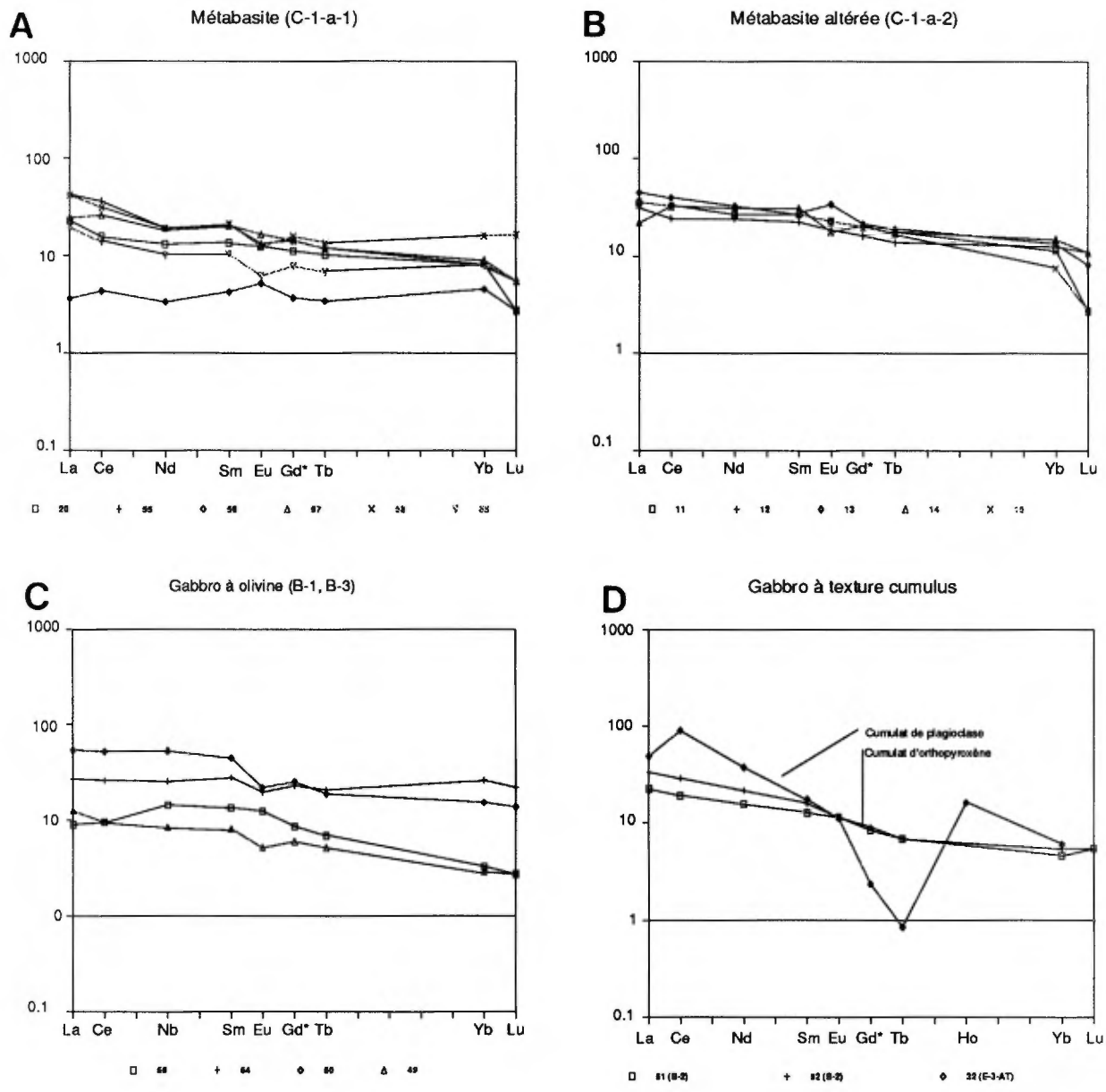
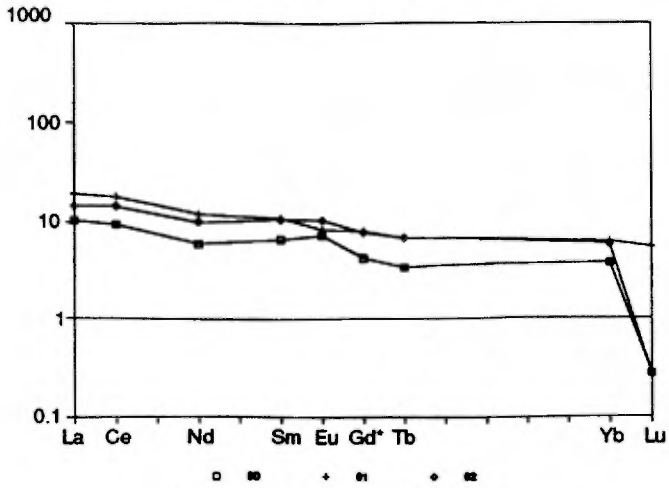


Figure 16 - *Patrons des terres rares normalisées aux chondrites (Anders et Grevesse 1989) pour les différentes lithologies de la région.* On remarque les patrons similaires, uniformes vers 50 chrondrites, sans anomalies d'europium, pour l'ensemble des roches basiques et ultrabasiques d'âge 1 (Complexe de Ntshuku et Suite de Pallatin), et la ressemblance avec ceux des granodiorites (Suite de Pallatin). Seules les dolérites d'âge 2 et 3 donnent des patrons différents, avec une anomalie négative de l'europium.

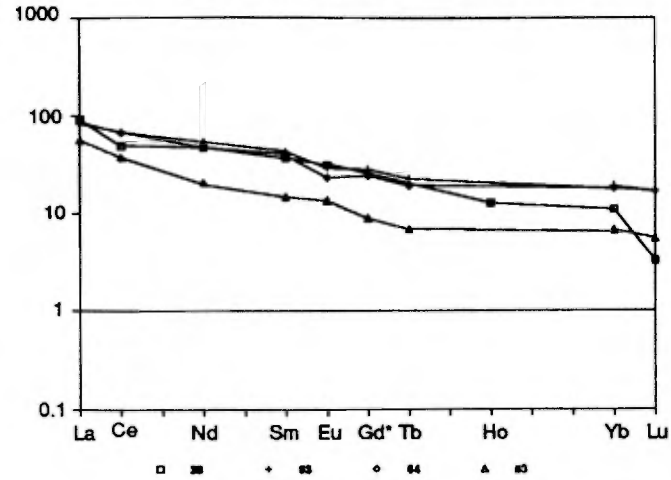
Eucrite et gabbro (E-2, E-3)

E



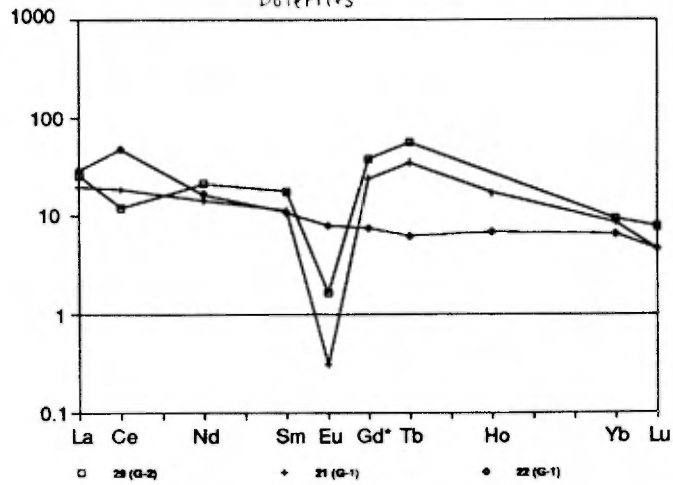
Granodiorite et granite (E-4, E-5)

F



(Diabases) 2 et 3
Dolérites

G



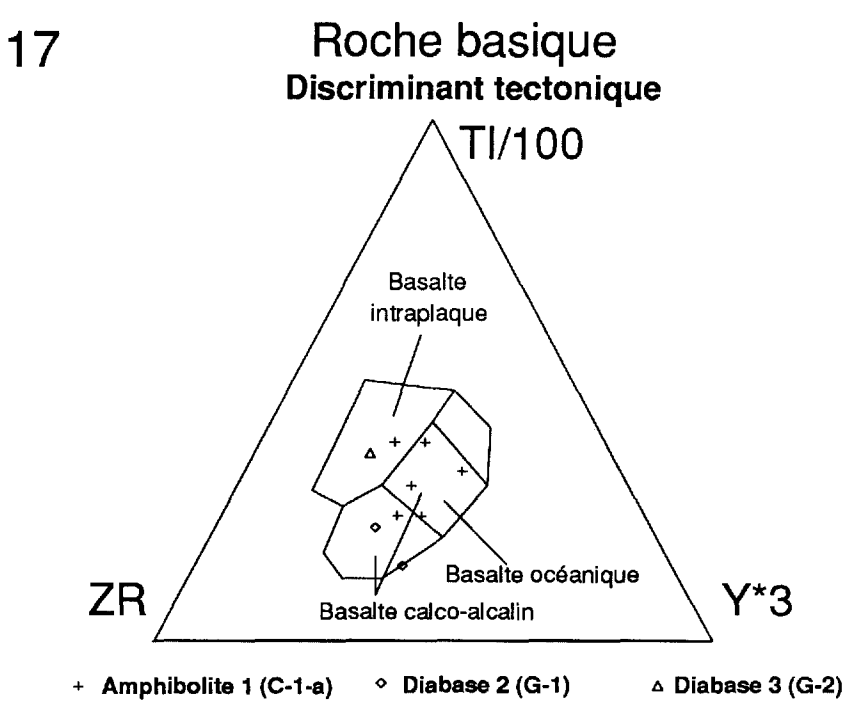


Figure 17 - *Diagramme de discrimination magmato-tectonique pour les métabasites Zr-Y-Ti* (Pearce et Cann 1973). Les métabasites 1 (C-1-a-1) tombent dans le champ conjoint des basaltes de fonds océaniques et des basaltes calco-alcalins. Diagramme fourni uniquement à titre indicatif.

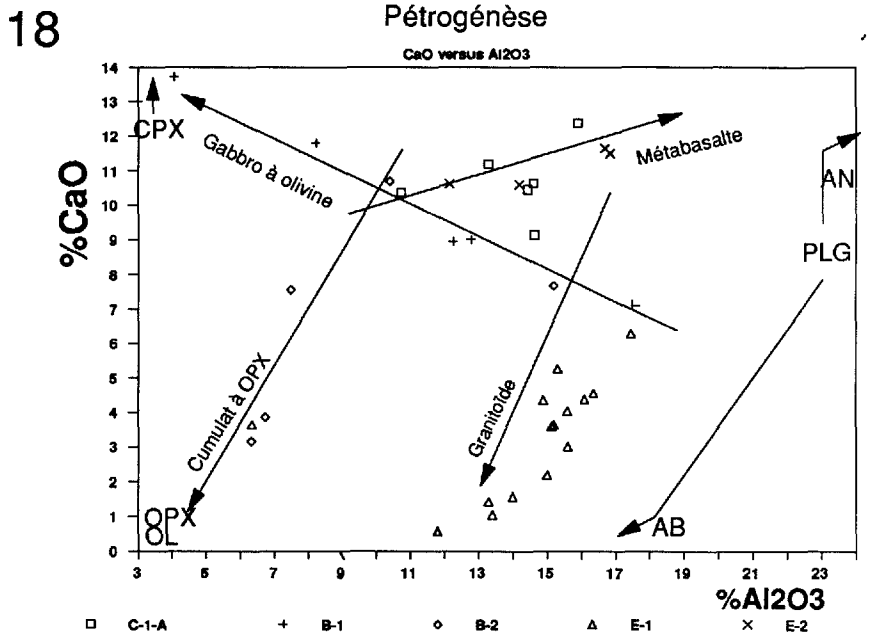


Figure 18 - *Diagramme de Harker opposant la chaux et l'alumine pour toute les roches magmatiques de la région.* Les métabasites (C-1-a, carrés) et les gabbros et eucrites de Pallatin (E-2, E-3, X) forment un nuage s'étirant vers le pôle anorthite (AN, vraisemblablement un mélange plagioclase-clinopyroxène). Les gabbros à olivines (B-1, +) forment un nuage vers un mélange clinopyroxène (80%)-olivine (20%). Les norites à cumulat d'orthopyroxènes (B-2, lozanges) et les gabbros de Pallatin (B-4) forment un nuage s'étirant vers le pôle orthopyroxène. Ces trois vecteurs d'accumulation s'intersectent vers 10% de CaO et 10% d'Al_2O_3. Les gabbros, granodiorites, granites et alaskites de la Suite de Pallatin (E-3, E-4, E-5, E-6, triangles) forment un nuage distinct montrant un appauvrissement progressif en chaux puis en alumine.

Tableau I : COMPILATION DES DIAGAMMES DISCRIMINANTS MAGMATO-TECTONIQUES

ELEMENTS	MOBILITE	AMAS	CONCORDANCE	MILIEU DISCRIMINE	MILIEUX REJETES	REFERENCES
Zr Ti	o +	+	+	BASALTES DE FOND OCEANIQUE	THOLEIITES PEU-POTASSIQUES BASALTES CALCO-ALCALINS	PEARCE ET CANN 1973
Ti/100 Zr Y/3	+ o −	−	++	BASALTES DE FOND OCEANIQUE (THOLEIITES PEU-POTASSIQUE (BASALTES CALCO-ALCALINS)	BASALTES INTRAPLAQUES THOLEIITES PEU-POTASSIQUES BASALTES CALCO-ALCALINS	
Ti/100 Zr Sr/2	+ o −−	++	−	BASALTES DE FOND OCEANIQUE	THOLEIITES PEU-POTASSIQUES BASALTES CALCO-ALCALINS	
Hf/3 Th Ta	o − o	++	-	BASALTES INTRAPLAQUES	MORB. (N&E) MAGMAS DE MARGES ACTIVES	WOOD ET AL. 1979
TiO_2 K_2O P_2O_5	+ ++ −	+	+	THOLEIITES CONTINENTALES	THOLEIITES OCEANIQUES	T.H.PEARCE ET AL. 1974
TiO_2 Zr	+ o	−	++	THOLEIITES CONTINENTALES THOLEIITES OCEANIQUES	BASALTES ALCALINS	FLOYD & WINCHESTER 1975
TiO_2 Y/Nb	+ −/o	−	++	THOLEIITES CONTINENTALES	THOLEIITES OCEANIQUES BASALTES ALCALINS	
TiO_2 MnO_2 P_2O_5	+ − −	+	+	THOLEIITES D'ILES EN ARC BASALTES CALCO-ALCALINS	MORB. THOLEIITES D'ILES OCEANIQUES BASALTES ALCALINS OCEANIQUES	MULLEN 1983
LZr/Y Zr	o/− o	+	−	MORB. BASALTES INTRAPLAQUES	BASALTES D'ILES EN ARC	PEARCE ET NORRY 1979
LOG Cr LOG Y	o −	VEC	+	BASALTES D'ARC VOLCANIQUES	MORB. BASALTES INTRAPLAQUES	PEARCE 1982
LOG Ti LOG Cr	+ o	VEC	+	BASALTES DE FOND OCEANIQUE	THOLEIITES D'ILES EN ARC	PEARCE 1978
LOG Y SiO_2		VEC	++	GRANITES D'ARC VOLCANIQUE GRANITES DE COLLISION	GRANITES INTRAPLAQUES GRANITES DE CRETE OCEANIQUE	PEARCE ET AL. 1984
LOG Nb LOG Y		−	++	GRANITES D'ARC VOLCANIQUE GRANITES DE COLLISION	GRANITES INTRAPLAQUES GRANITE DE CRETE OCEANIQUE	
LOG Rb SiO_2		VEC	++	GRANITE D'ARC VOLCANIQUE	GRANITE DE COLLISION	

Tableau 1: Mobilité de l'élément: Mobilité ou stabilité de l'élément durant l'altération telle que déduite dans les métabasites rubanés (Fig. 13 a). Amas: concentration des points en un amas défini ou éparpillement des points. Concordance: concordance de l'amas observé avec les limites des champs établis par le diagramme. ++: Très bon; +: Bon; 0: Indifférent; -:Mauvais; --: Très mauvais. VEC: Amas définissant un vecteur sur le diagramme.

avec le passage de la péritectique olivine-orthopyroxène.

Ces relations pétrologiques supportent l'hypothèse disant que les filons-couches gabbroïques de la Suite de Pallatin soient l'équivalent des chambres magmatiques associées aux volcanites basiques du Complexe de Ntshuku.

GÉOCHIMIE DES GRANITOIDES DE LA SUITE DE PALLATIN

Les granitoïdes de la Suite de Pallatin (E) montrent une différenciation allant d'une eucrite (E-2-a) à une alaskite (E-6). Une telle variation de la composition se reflète au niveau de la géochimie, formant des vecteurs de différenciation bien développés. Un total de dix-huit analyses ont été effectuées.

Les différents diagrammes de Harker, opposant les oxydes ou les éléments traces à la silice, montrent des distributions linéaires pour des valeurs de SiO_2 entre 50% et 80%. La distribution est décroissante pour CaO, Fe_2O_3 Al_2O_3 et MgO, constante pour Na_2O, et croissante pour K_2O (Fig. 19A, B)). De même, Ti, Ni, V, Zr, Sr et Ba forment une courbe décroissante et Rb une courbe croissante (Fig. 19C, D). Toutes ces tendances s'expliquent en termes d'un appauvrissement en minéraux ferro-magnésiens, de plagioclases moins calciques, et d'une augmentation de la proportion de feldspaths potassiques au long de la différenciation.

Les analyses provenant des gabbros et eucrites (E-2-a, E-3, SiO_2<50%) ne se projettent pas dans la prolongation des droites ci-haut observées. Ces analyses forment un nuage de valeurs, vers 40 à 50% de silice, qui contraste avec les distributions linéaires de la suite de granitoïdes (Fig. 19A-D). Un bris dans les courbes est décelable sur tous les diagrammes. Aucun changement brusque de faciès n'est toutefois corellable sur le terrain, impliquant que la différenciation simple ne peut être invoquée. Une interaction entre 2 magmas est envisagée, sur la base d'évidences de terrain (Planche #50).

Le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1970) montre pour la suite un enrichissement en fer typique des séries tholéitiques (Fig. 15B). Les diagrammes de Harker de la chaux et des alcalis totaux ($K_2O + Na_2O$) en fonction de la silice donnent des distributions linéaires qui s'intersectent vers 58% de SiO_2 (Fig. 19A). La suite présente ainsi une affinité calco-alcaline (Peacock, 1931), corroborée par le diagramme Qtz-Plg-Feld K (Fig. 9A), où la suite coïncide avec le vecteur des granodiorites calco-alcalines (Lameyre et al., 1982).

Les granodiorites (E-4), avec 78% de silice (moléculaire), 8.5% d'alumine, 6.5% d'alcalis et 1.6% de chaux, entrent dans la catégorie des granitoïdes métalumineux, à la limite subalumineux ($Na_2O + KI_2O < SiO_2/6$, $Na_2O + K_2O + CaO = Al_2O_3$, Hughes, 1982). Une affiliation avec les granitoïdes de type "I" (White et Chappel, 1983), est indiquée par l'affiliation gabbro-granodiorite, le ratio Na_2O/K_2O élevé, les fortes teneurs en Ca, Ba, Sr, et la faible teneur en Rb.

Le patron de terres-rares des granodiorites (E-4) montre un enrichissement en terres-rares légères (La:100-1000CC1, Lu:10CC1,La/Lu:10-100, La/Sm:1) (Fig. 16c). Aucune anomalie significative de l'europium est présente. Un tel patron est similaire à celui des granites "I". Les faciès gabbroïques et eucritiques (Fig. 16b) montrent des patrons de terres-rares similaires à celui des métabasites (Fig. 16A). Ce fait supporte l'hypothèse voulant qu'ils possèdent un magma parent distinct de celui des granitoïdes.

RELATIONS ENTRE LES GRANITOIDES ET LES VOLCANOCLASTITES

L'interdigitation des granitoïdes et des volcanoclastites, les contacts parfois graduels entre les deux, ainsi que le contrôle de la géométrie des intrusions par celle de leur encaissants suggèrent une mise en place hypabyssale de la Suite de Pallatin. D'après la position respective des filons-couches gabbroïques et des métabasites, la profondeur des chambres magmatiques serait de l'ordre de quelques kilomètres. Leur développement s'effectuerait dans la portion supérieure du socle (?) et dans leurs propres éjectats.

Les volcanoclastites (C-2) possèdent divers caractères communs avec les granitoïdes. La minéralogie, le mode et sa variabilité sont similaires. Les deux lithologies montrent une granulométrie bimodale des feldspaths, les gros grains étant de feldspath potassique et les petits de plagioclase. Le caractère bimodal de la calcicité des feldspaths

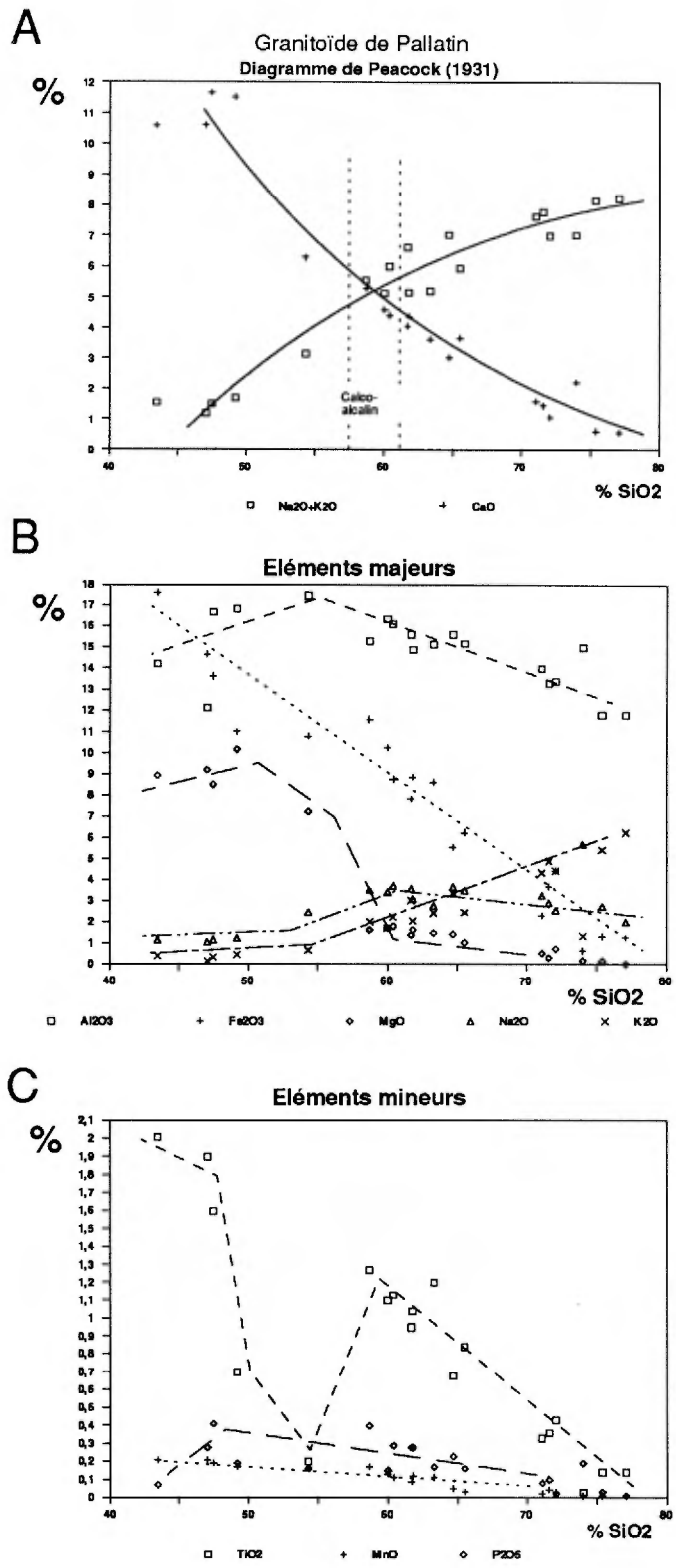


Figure 19 - *Diagramme de Harker opposant la silice et les différents oxydes majeurs (A et B), mineurs (C) et les éléments traces (D, E et F) des granitoïdes de la Suite intrusive de Pallatin (E-1 à E-6).* On remarque le bris marqué dans toute les courbes vers 52 % de silice, discriminant les gabbros et eucrites (E-2, E-3) des granodiorites (E-4), granite (E-5) et alaskites (E-6).

Le diagramme A, opposant les alcalis totaux et la chaux à la silice montre une intersection des courbes vers 59% de silice. Ceci fait correspondre la Suite intrusive de Pallatin à une suite calco-alcaline (Peacock 1931).

Fig. 19 D

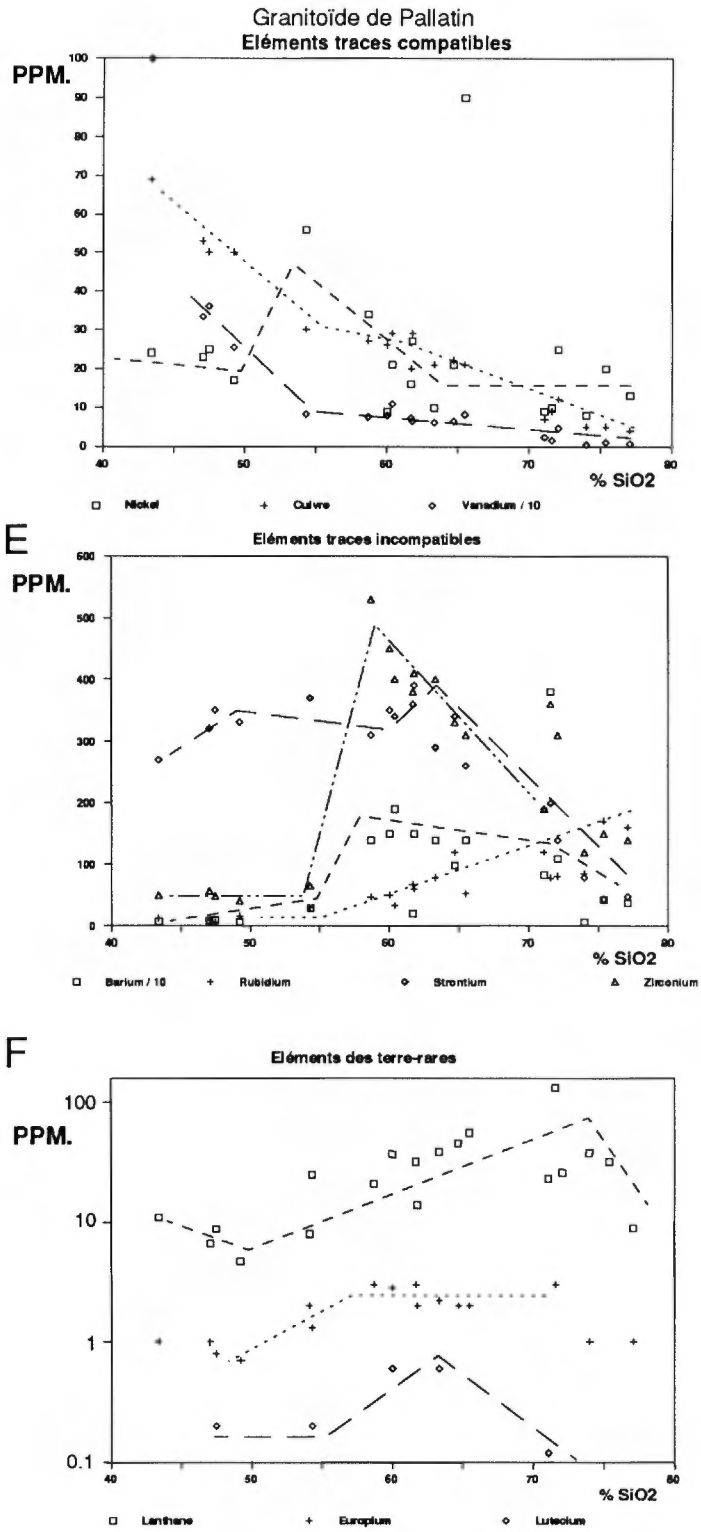

Granitoïde de Pallatin
Eléments traces compatibles
PPM.
% SiO2
Nickel
Cuivre
Vanadium / 10
E
Eléments traces incompatibles
PPM.
% SiO2
Barium / 10
Rubidium
Strontium
Zirconium
F
Eléments des terre-rares
PPM.
% SiO2
Lanthane
Europium
Lutecium

Figure 20 - *Tentative de reconstitution du Complexe volcano-sédimentaire de Ntshuku et de la Suite intrusive de Pallatin.* Le complexe se compose à sa base d'un cycle intrusif comprenant les massifs tabulaires de granodiorites de la Suite intrusive de Pallatin avec ses centres locaux de différentiations acides. Les filons-couches, dykes et massifs de gabbros de la suite intrusive s'y associent, la recoupent, ou y interagissent. Ces intrusifs sont interprétés à l'interface entre le socle gneissique (?) du Complexe de Mistinibi et les roches supra-crusatales volcano-détritiques du Complexe de Ntshuku. Les volcaniclastites, épiclastites, métabasites coussinées, coulées basaltiques et andésitiques du Complexe de Ntshuku surmontent les intrusifs. Des filons-couches de granitoïdes et des dykes de diabases les recoupent. Le cycle volcanique est surmonté d'un cycle sédimentaire où un tablier de flyschs turbiditiques et de coulées de débris épiclastiques recouvre la séquence. La séquence s'est mise en place sur un socle en subsidence rapide.

détritiques pourrait correspondre à celui provenant des deux magmas-sources distincts. Les deux lithologies présentent aussi des exsolutions perthitiques similaires dans leur mégacristaux.

À la lumière de ces données, il est supposé que les pyroclastites, et volcanoclastites qui en découlent, dérivent de l'extrusion du magma des granitoïdes de la Suite de Pallatin.

SOMMAIRE DE L'HYPOTHÈSE DE LA MISE EN PLACE DE LA SÉQUENCE

Le Complexe de Ntshuku et la Suite intrusive de Pallatin représentent une coupe complète à travers un édifice volcanique central sous-marin. Ce volcanisme semble s'être édifié sur un socle gneissique plus ancien en subsidence rapide, le Complexe de Mistinibi (ou est en contact graduel avec un empilement sédimentaire, dépendamment de l'interprétation stratigraphique retenue entre les deux complexes). Les magmas granodioritiques injectent la partie superficielle du socle ainsi que la base de l'empilement volcano-sédimentaire sous forme de massifs tabulaires hypabyssaux. Une différenciation silicique s'y effectue, menant à l'extrusion de matériel pyroclastique. Concomitamment, du magma tholéitique basique s'injecte sous forme de filons-couches au même niveau stratigraphique. Une différenciation s'y produit, le magma résiduel s'épanche à la surface sous forme de coulées basaltiques. Il interagit localement avec le magma granodioritique. La mise en place de la séquence s'effectue dans un milieu marin bathyal. Une séquence de flyschs volcano-détritiques prograde sur l'édifice volcanique. Le modèle est illustré à la figure 20.

Chapitre 3: **STRUCTURE**

La structure dans le secteur de la rivière Déat contraste de la structure régionale par sa complexité. Les gneiss des Complexes de Mistinibi et de la George sont peu plissés à l'échelle mésoscopique et ne montrent des variations d'attitude qu'à l'échelle mégascopique. La région de la rivière Déat, par contre, est intensément plissée et cisaillée, l'attitude de la foliation y varient d'un affleurement à l'autre (Fig. 21).

Deux accidents structuraux contrôlent la géométrie de la région, soit:

1) le pli régional de Pallatin-La Hutte (Van der Leeden 1985) qui imprime le patron général. Des plissements synvolcaniques et tarditectoniques s'y confonden et

2) le cisaillement de la rivière George, superposé au plissement, qui montre une évolution complexe à travers le temps, le régime des pression et température et l'orientation du champ de contrainte. Ses tectonites sont regroupées en 5 familles, en fonction de leur chronologie respective, de leur style de déformation et du métamorphisme qui les affectent.

Dans le cadre de l'analyse structurale, la région est divisée en 10 sous-domaines (Fig. 22):

Domaine 1: Gneiss à l'ouest du Granite de Déat
Domaine 2: Granite de Déat
Domaine 3: Gneiss de la zone mylonitique centrale, F4D
Domaine 4: Secteur ouest, au nord de la rivière Déat
Domaine 5: Coeur du pli, secteur central (nord, centre et sud) de la carte
Domaine 6: Secteur central, au nord de la rivière Déat
Domaine 7: Complexe de Mistinibi
Domaine8: Zone de cisaillement de Nutshipaustukueshats, F4P
Domaine 9: Secteur ouest des granodiorites de Pallatin
Domaine 10: Nez du pli de Pallatin, hors de la carte vers le sud.

Les stéréogrammes des foliations (projections équiangles de Wulff, hémisphère inférieur), linéations et plis sont fournies aux figures 21 et 23.

PLI RÉGIONAL DE PALLATIN-LA HUTTE

Les différentes lithologies pouvant servir de marqueurs stratigraphiques définissent un pli régional (Fig. 11 et 24). Ce pli, reconnu lors de la cartographie régionale (Van der Leeden 1983, 1986) et visible par imagerie Landsat, s'étend d'une dizaine de kilomètres au sud du lac Pallatin jusqu'à l'extrémité nord du Groupe de la Hutte Sauvage, à une cinquantaine de kilomètres au nord de la région.

La base du pli, dans le secteur du lac Pallatin, montre une forme coffrée asymétrique orientée par N055° (Domaine #10, Fig. 22, Fig. 11). Le pli devient moins bien défini dans le coeur de la région (Domaine #5). Des répétitions stratigraphiques et un démembrement (C1a, D3) font suite à du plissement polyharmonique kilométrique, conséquence de la compression dans l'intrados du pli. Les flancs est (Domaines #8 et #9) et ouest (Domaine #3) s'étirent dans les zones mylonitiques centrales et de Nutshipaustukueshats, lesquelles sont responsables de la forme coffrée du pli.

Au nord de la rivière Déat (Domaines #4 et #6), le pli montre un évasement consécutif à l'absence de l'effet du cisaillement de Nutshipaustukueshats. Finalement, le Groupe de la Hutte Sauvage, reposant en discordance stratigraphique et métamorphique sur le Complexe de Ntshuku au nord de la région, se plisse selon le même patron. L'ensemble du Groupe forme un synclinal à double plongement avec une crête anticlinale centrale (Van der Leeden 1985).

La surface axiale du pli se déjète légèrement vers l'est. Elle suit la foliation régionale, telle que définie dans la structure homoclinale du Complexe de la George (Domaines #1 et #3). Elle forme une structure en échelon décalée vers l'est en montant vers le nord (Fig. 24). Chacun des quatres segments correspondent aux différents domaines tectoniques (#10, #5, #4, et le Groupe de la Hutte Sauvage).

Les linéations d'intersection (axes de plis mésoscopiques, crénulations, micromenaux de quartz) associées au pli accusent en moyenne un plongement abrupt vers le nord-ouest. Leur distribution est distincte de celle des linéations d'étirement (granulation des mégacristaux de feldspath, allongement des amphiboles, étirement des corps géologiques), spécialement pour le secteur du nez du pli (domaine #10, Fig. 23). Les linéations

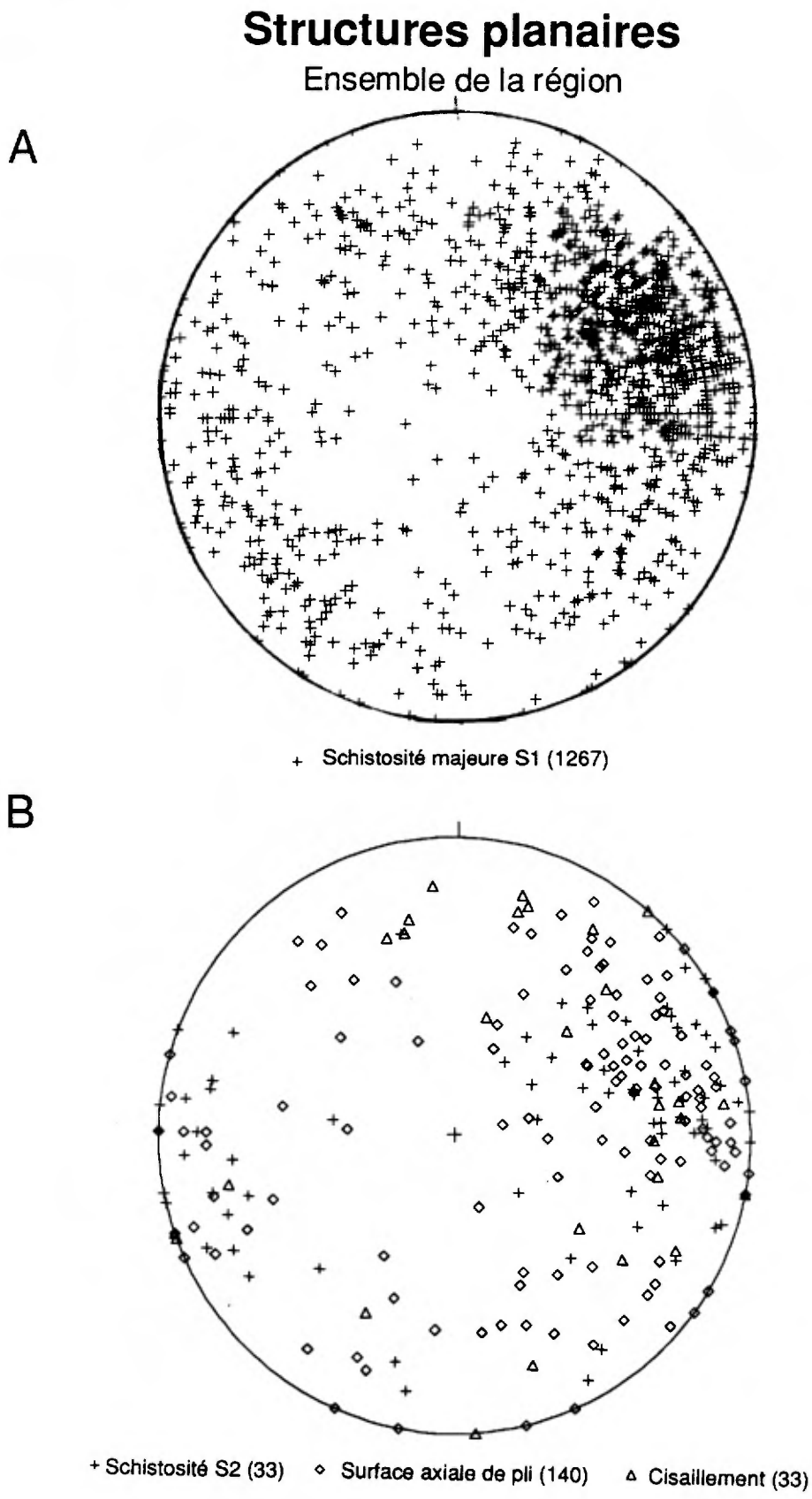
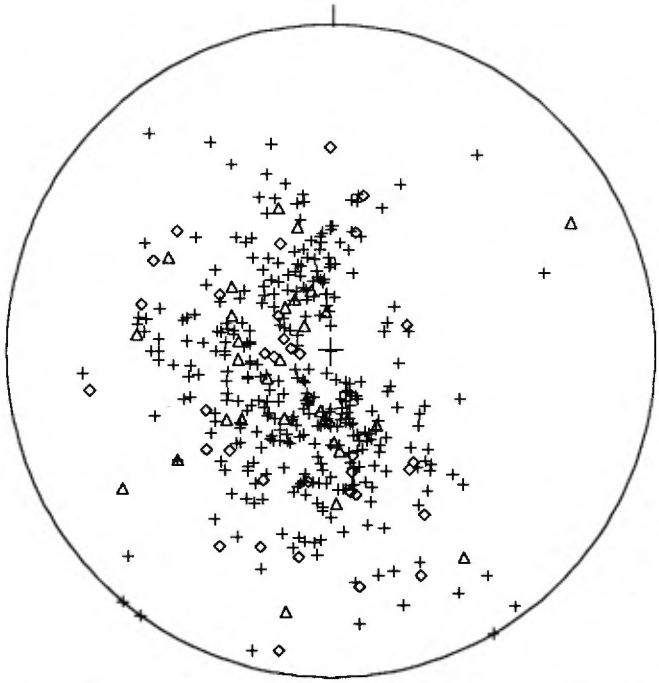


Figure 21 - *Projections stéréographiques (Canevas de Wulff) des éléments structuraux pour l'ensemble de la région.*

C

Linéation d'intersection

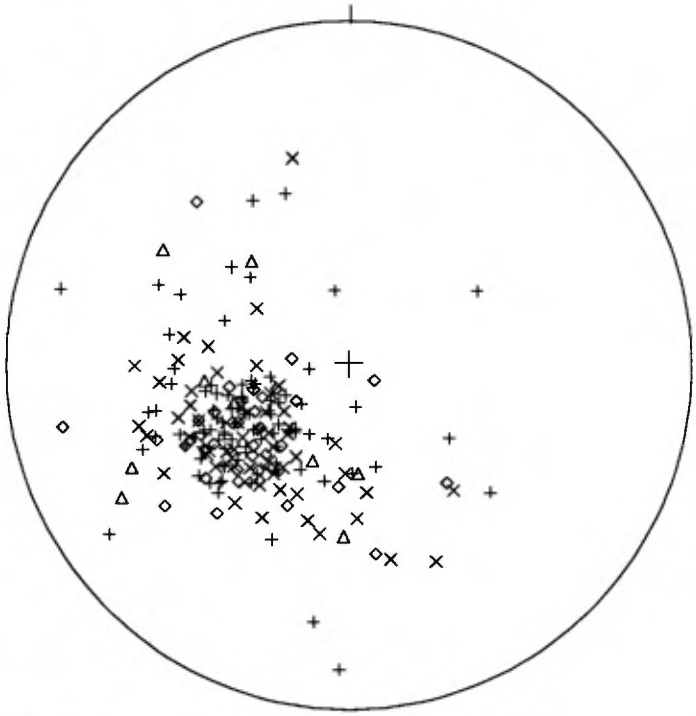
Ensemble de la région



+ Axe de pli (347) ◇ Crénulation (39) △ Micromeneau (28)

D

Linéation d'étirement



+ Feldspath (90) ◇ Amphibole (37) △ Minéraux métamorphiques (10) × Tectonique (58)

Projection équiangle

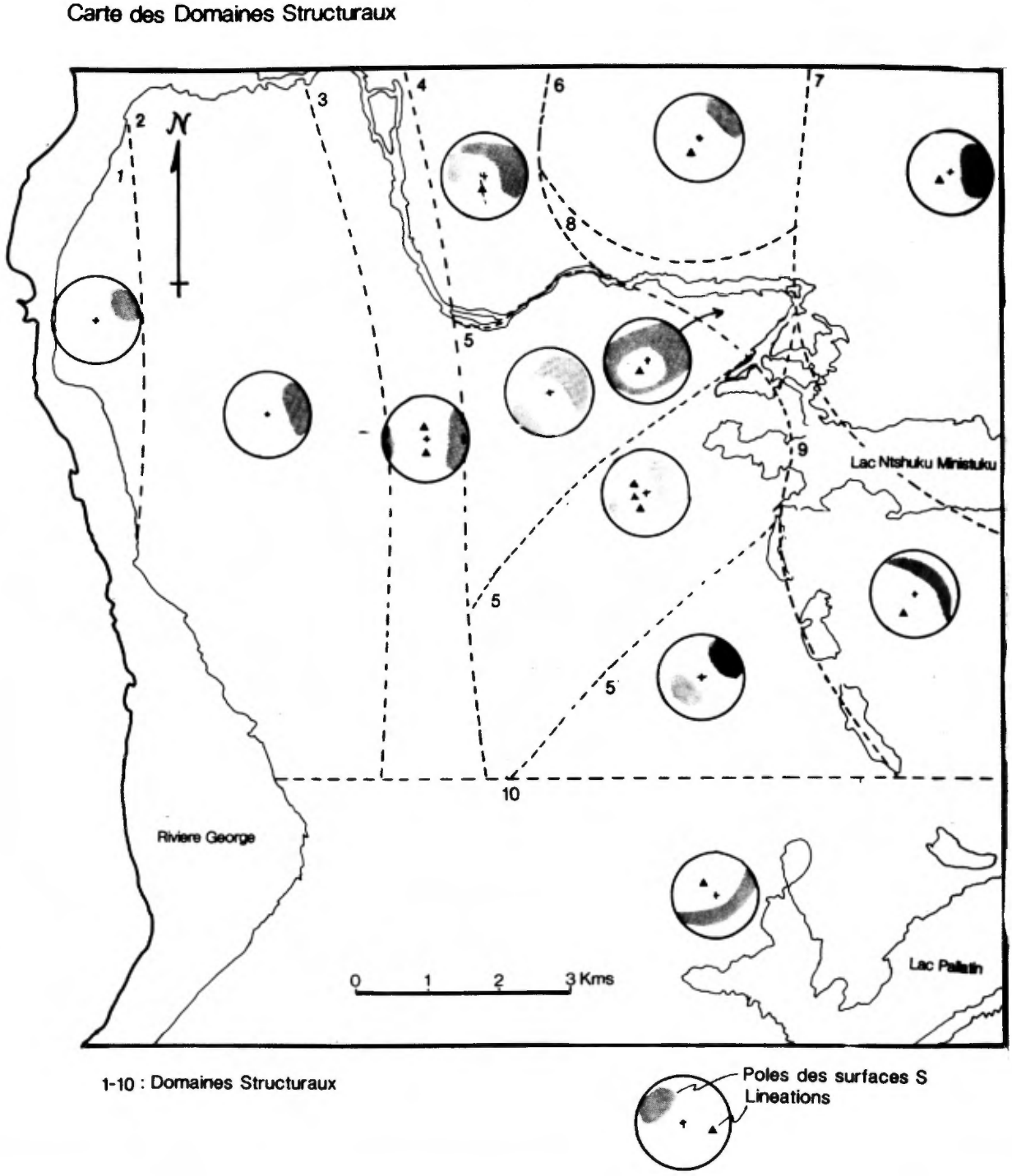


Figure 22 - *Carte de division de la région en domaines tectoniques*. Les domaines #1 à #10 représentent la division de base établie à partir des lithologies, du style de déformation qui affecte les roches, des distributions d'attitudes, etc.

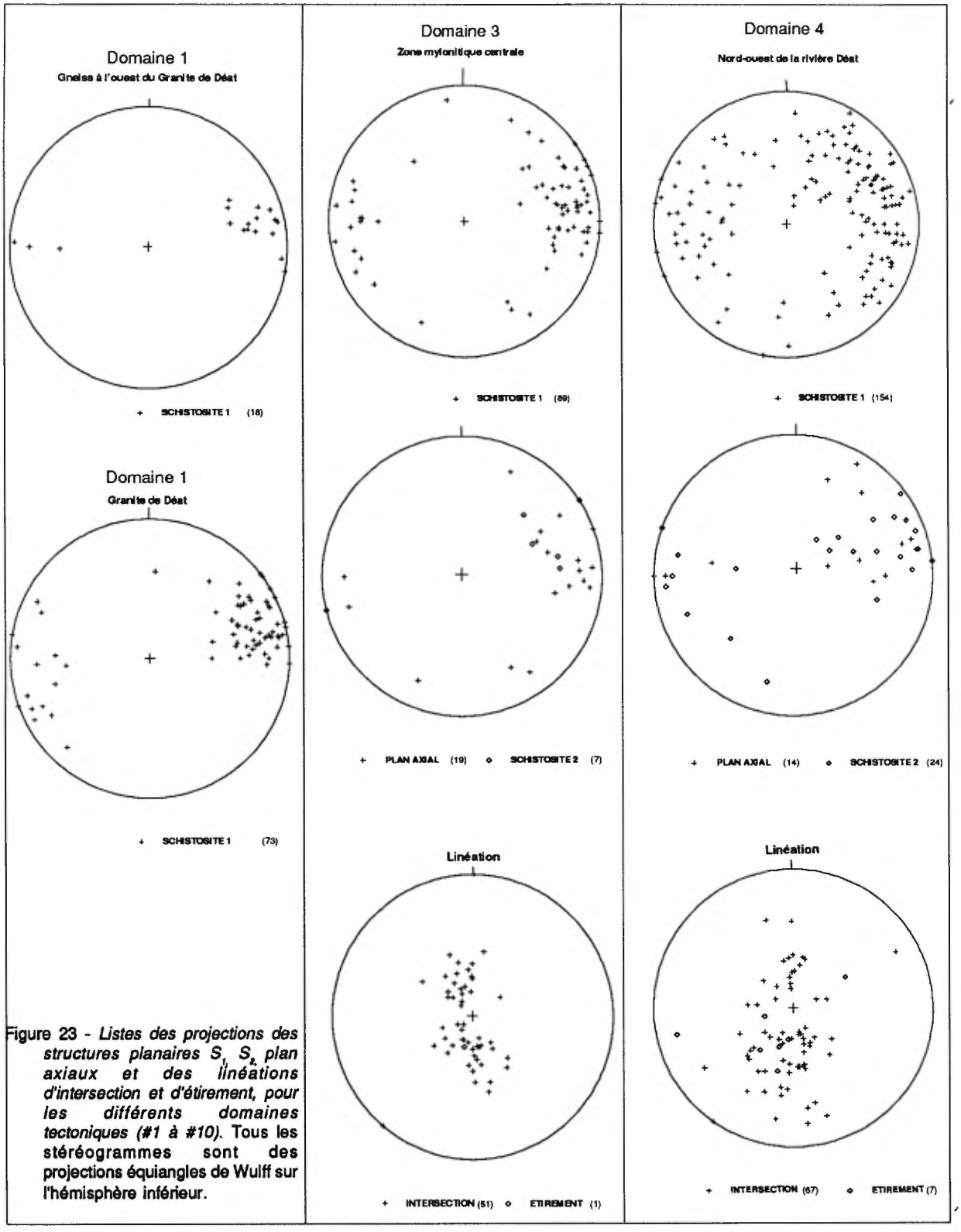
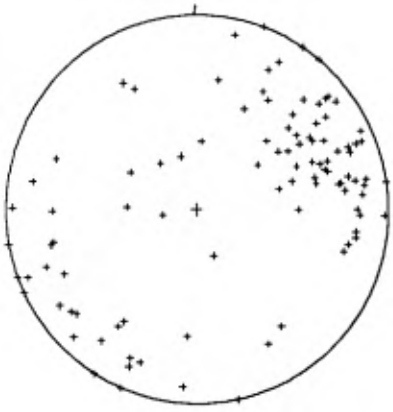


Figure 23 - *Listes des projections des structures planaires S_1, S_2, plan axiaux et des linéations d'intersection et d'étirement, pour les différents domaines tectoniques (#1 à #10).* Tous les stéréogrammes sont des projections équiangles de Wulff sur l'hémisphère inférieur.

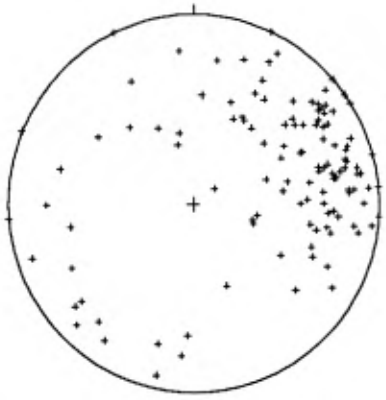
Domaine 5

A: Centre-nord



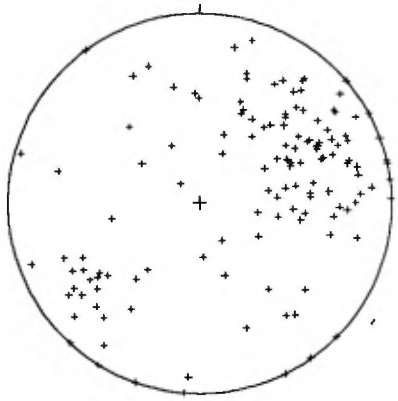
+ SCHISTOSITE 1 (102)

B: Centre

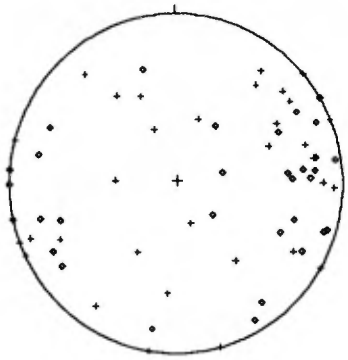


+ SCHISTOSITE 1 (127)

C: Centre-sud

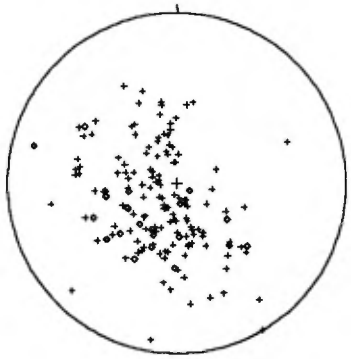


+ SCHISTOSITE 1 (138)

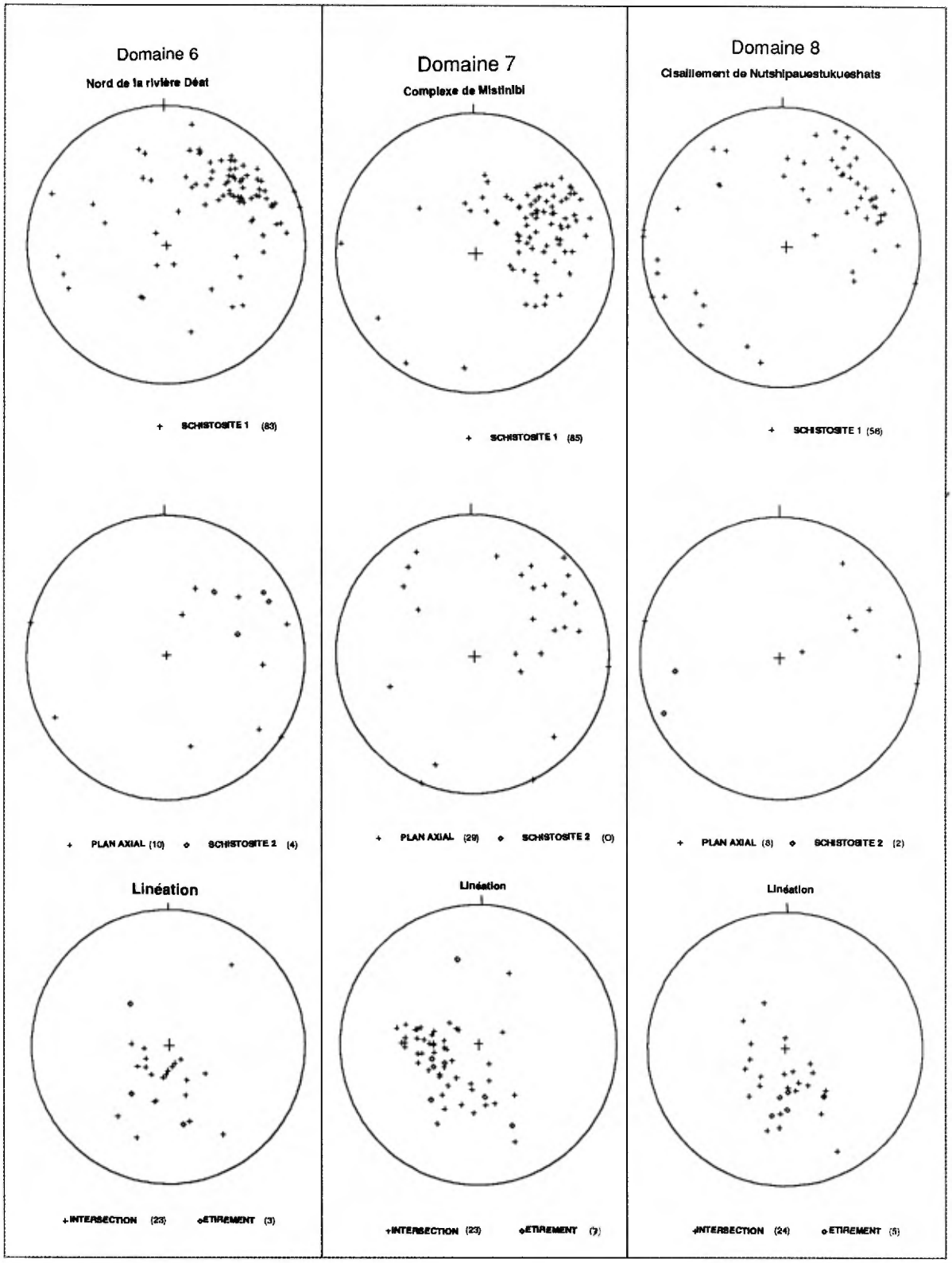


+ PLAN AXIAL(35) ◇ SCHISTOSITE 2 (40)

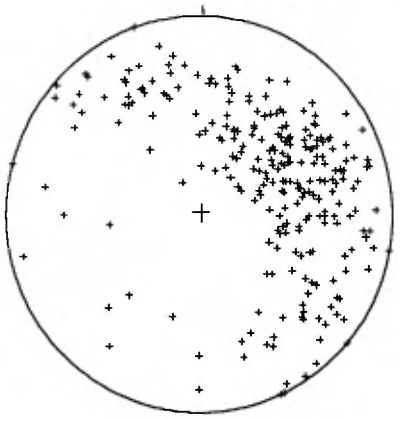
Linéation



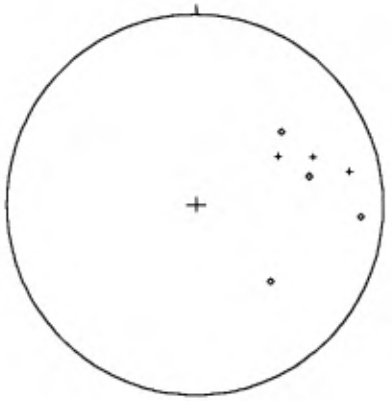
+ INTERSECTION (139) ◇ ETIREMENT (21)


Domaine 6
Nord de la rivière Déat
+ SCHISTOSITE 1 (83)
+ PLAN AXIAL (10) ◇ SCHISTOSITE 2 (4)
Linéation
+INTERSECTION (23) ◇ETIREMENT (3)
Domaine 7
Complexe de Mistinibi
+ SCHISTOSITE 1 (85)
+ PLAN AXIAL (29) ◇ SCHISTOSITE 2 (0)
Linéation
+INTERSECTION (23) ◇ETIREMENT (7)
Domaine 8
Cisaillement de Nutshipauestukueshats
+ SCHISTOSITE 1 (56)
+ PLAN AXIAL (8) ◇ SCHISTOSITE 2 (2)
Linéation
+INTERSECTION (24) ◇ETIREMENT (5)

Domaine 9
Granitoïde est

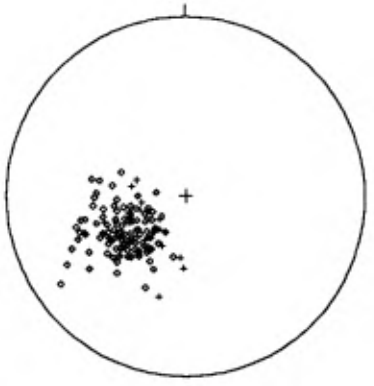


\+ SCHISTOSITE 1 (265)



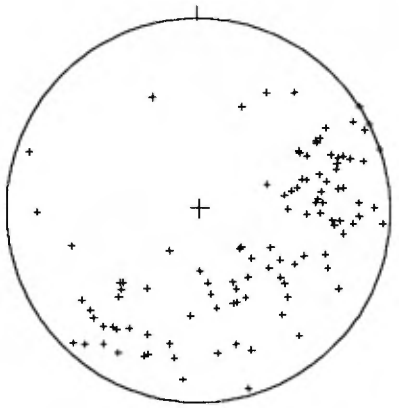
\+ PLAN AXIAL (3) ◇ SCHISTOSITE 2 (4)

Linéation

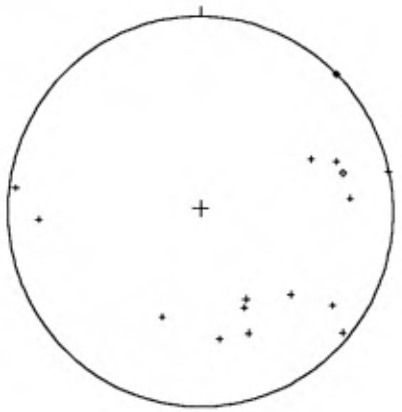


\+ INTERSECTION (17) ◇ ETIREMENT (117)

Domaine 10
Sud de la carte

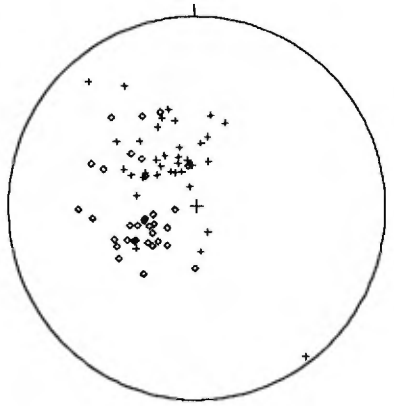


\+ SCHISTOSITE 1 (106)



\+ PLAN AXIAL (14) ◇ SCHISTOSITE 2 (2)

Linéation



\+ INTERSECTION (37) ◇ ETIREMENT(33)

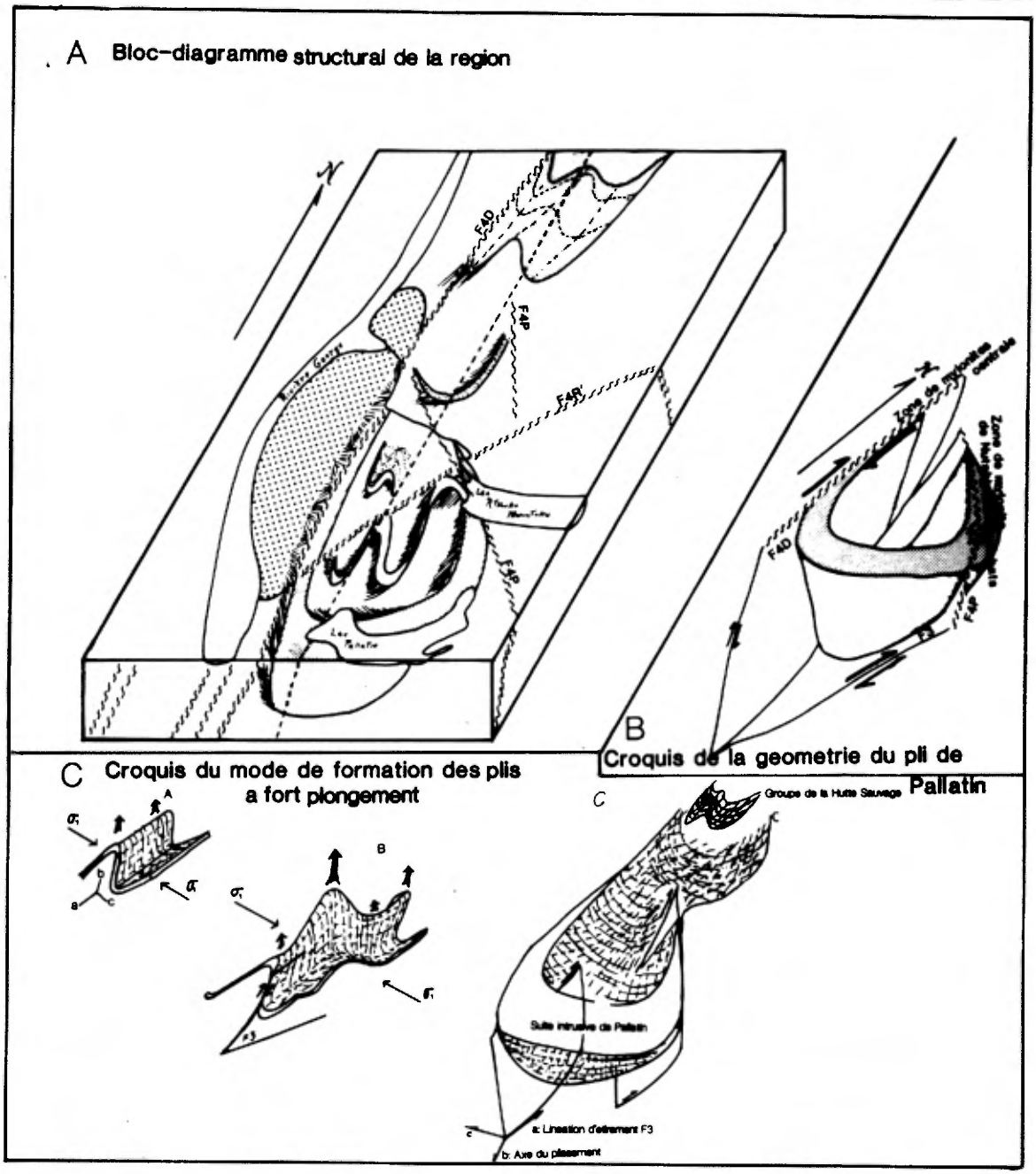


Figure 24a - *Bloc-diagramme de la géométrie du pli régional de Pallatin- La Hutte.*

Figure 24b - *Bloc-diagramme* montrant comment les zones de mylonites centrales et de Nutshipaustukueshats façonnent la forme coffrée du pli.

Figure 24c - *Processus de formation des cisaillements F3.* La région connait d'abord un plissement sub-horizontal similaire à celui dans le Complexe de Mistinibi. Par accroissement du raccourcissement (axe C) dans un régime de contraintes hétérogènes, le plissement (axe B développe des culminations axiales selon un transport tectonique suivant l'axe A. Un raccourcissement dépassant 50% entraîne le développement de plis faillés, formant les chevauchements vers l'est F3.

d'intersection représentent l'axe "A" (charnière) du pli, lesquelles sont partiellement parallèlisées à la direction du transport tectonique dans le même plan et représentées par les linéations d'étirement (axe "B" du pli, ou cisaillement F3?).

Un tel phénomène de parallèlisation des axes "A" et "B" d'un pli est consécutif à un raccourcissement énorme entraînant un écrasement inhomogène le long de l'intrados du pli. Ceci cause un phénomène de culmination axiale similaire à des plis en fourreaux (Fig. 24) (Ramsay, 1967), tel qu'observé à l'échelle mésoscopique. Ce phénomène est à l'origine de la dispersion énorme des foliations (Fig. 23, domaines #5A,B,C)

Le pli se classe comme récliné ou fortement incliné, modérément plongeant, selon la classification de Fleuty (1964) (Fig. 25).

Ce pli appartient à la déformation à l'origine de la géométrie en quille synclinale des compexes Ntshuku et de la rivière George (Fig. 26).

PLIS MÉSOSCOPIQUES

De nombreux plis de longueur d'onde hectométrique sont présents dans divers secteurs de la carte. Ces plis sont disharmoniques avec le pli régional de Pallatin-La Hutte. Ils sont isopactes, ouverts à serrés, avec les flancs devenant localement isoclinaux. Ils montrent des charnières avec ou sans plissements parasitiques (carte #2). Fréquemment limités par des cisaillements, ils ne se répètent généralement pas. Ils abondent dans la portion nord de la carte, affectant la séquence flyschique. Ils se distinguent des plis parasitiques de l'intrados du pli régional par leur degré moindre d'aplatissement et de démembrement. Les plis parasitiques hectométriques à kilométriques de l'intrados du pli régional ne sont pas directement observables sur le terrain, ils ne se déduisent qu'à partir de la distribution des niveaux stratigraphiques repères sur la carte.

Les plis mésoscopiques d'amplitude centimétrique à décamétrique abondent dans la région. Ils sont isoclinaux (Classe 2, Ramsay, 1967) dans les secteurs peu déformés, ou avec épaississement de charnière (Classe 3) dans les zones mylonitiques. Ils sont symétriques ou d'entraînement, isolés ou en essaim.

L'attitude de ces plis varie fortement, souvent dans le même essaim (Fig. 21C). Dans les secteurs très mylonitisés (Domaines #1, #3 et #8), ils sont isoclinaux et parallèles à la foliation locale. Dans le coeur du pli régional et du Complexe de Ntshuku (Fig. 23, domaines #4 et #5), ils montrent un maximum d'éparpillement. Les axes se distribuent selon un grand cercle suivant la foliation régionale (340°/70°) avec un écart jusqu'à 60°. Les surfaces axiales montrent un maximum de distribution selon la foliation régionale. Les plis se classent de droit à fortement inclinés, et de faible à fort plongement (Fleuty, 1964) (Fig. 25).

L'âge des plis mésoscopiques s'échelonne de tardivolcanique à tarditectonique. Les plis tardivolcaniques sont intrafoliaux isoclinaux. Des dykes de dolérites 2 (G1) transposés recoupent leurs charnières. Des plissements rhéomorphiques intrastratification d'amplitude métrique dans les volcanoclastites suggèrent des structures de glissements ("slumps").

La majorité des plis, développés dans des roches quartzo-feldspathiques ne possèdent pas de schistosité ou de clivage axial, et de ce fait témoignent de leur développement en régime catazonal ou précatazonal. Les rares schistosités axiales retrouvées dans les lithologies micacées (C2c, D3a) montrent un éparpillement important (Fig. 21B). Une réfraction du clivage dans les niveaux quartzo-feldspathiques s'observe localement. Ceci témoigne du développement en régime mésozonal de certains plis. La formation de ces plis tarditectoniques se rattache, du moins en partie, au développement de la tectonique cisaillante.

LA ZONE DE CISAILLEMENT DE LA RIVÈRE GEORGE

La zone de cisaillement de la rivière George (ou zone de transpression de la rivière George, Girard 1989a) est une large bande de roches mylonitiques et cataclastiques hétérogènes suivant la vallée de la rivière George (Van der Leeden et al., manuscrit soumis, Van der Leeden, manuscrit soumis). Elle englobe ici les roches du Complexe de la rivière George, le granite de Déat, et affecte le Complexe de Ntshuku. La zone cisaillée couvre en entier la région de la rivière Déat, où elle présente une zone d'influence d'une largeur de près de 20 kilomètres.

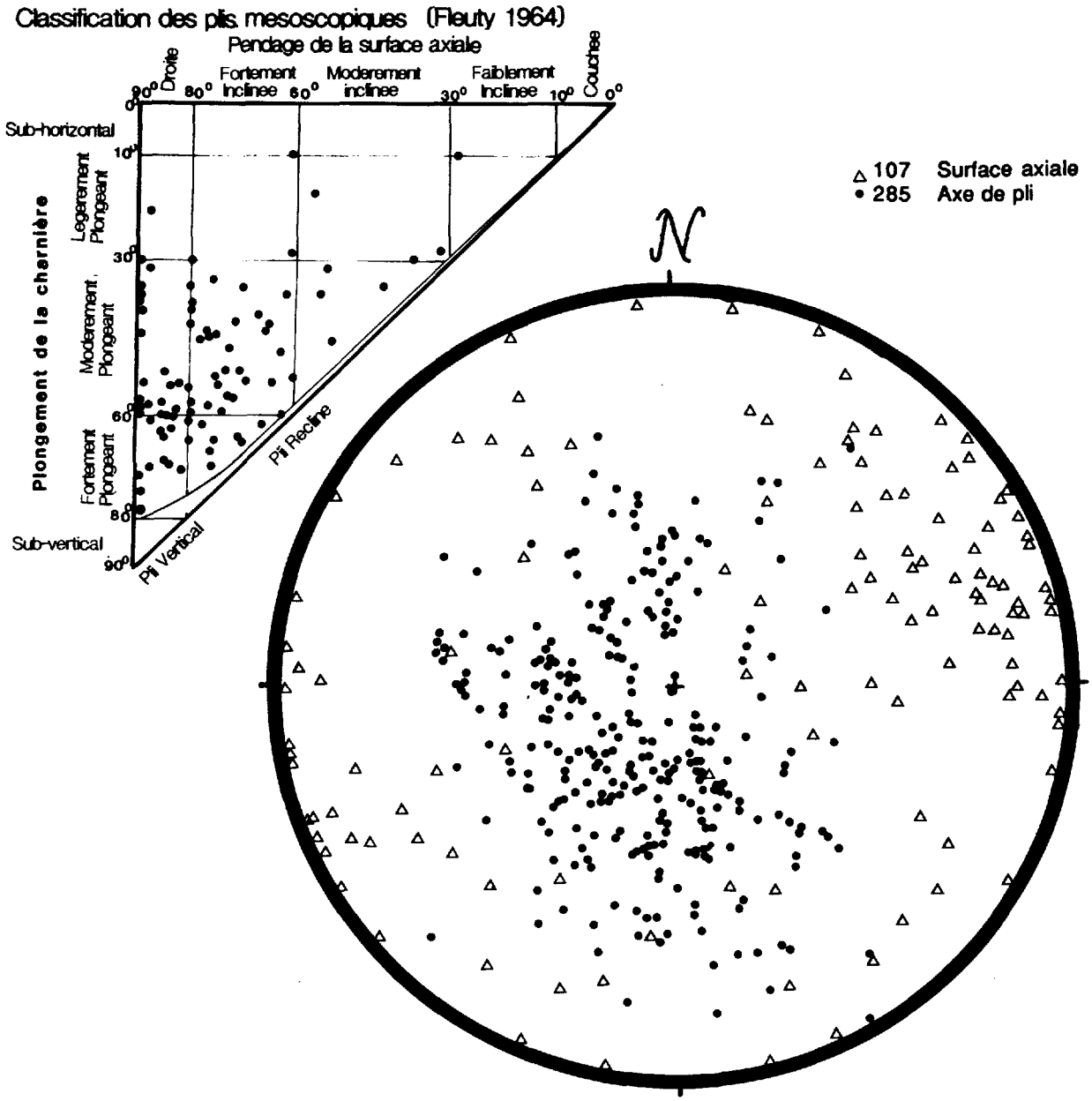


Figure 25 - *Diagramme de classification des plis selon leur attitude* (Fleuty 1964). Le pli mésoscopique moyen pour la région est fortement penté et fortement plongeant.

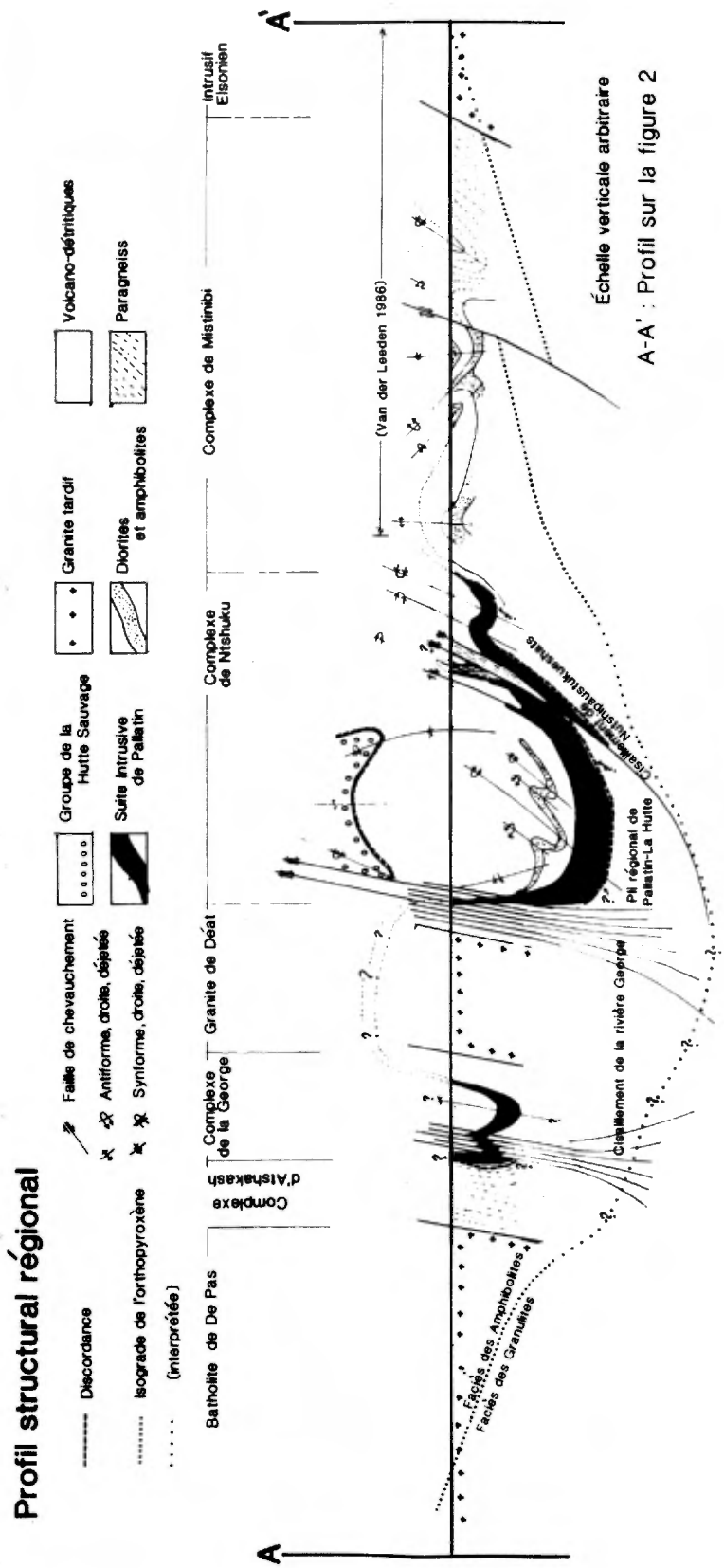


Figure 26 - *Profil structural régional.* Le Complexe de Mistinibi est caractérisé par des plissements ouverts kilométriques à axes sub-horizontaux (Tiré de Van der Leeden 1986). Le Complexe de Ntshuku se caractérise par des plissements serrés faillés inverse vers l'est montrant un plan axial sub-vertical. Le Complexe de la rivière George et les terrains plus à l'est forment une structure homoclinale sub-verticale. Des discordances sont tentativement tracées entre les complexes de Mistinibi, de Ntshuku et le Groupe de la Hutte Sauvage. Le régime métamorphique, représenté par l'isograde de l'apparition de l'orthopyroxène (faciès des granulites), montre

La zone de cisaillement forme une dépression d'extension régionale sur les cartes de levés aéromagnétiques (CGC., cartes NN20M et NO20M, 1985, et 7422G et 7437G, 1974). Le grain tectonique régional nord-sud s'incurve vers l'est dans le secteur du lac Résolution, au sud (Danis 1986). Au nord, le grain tectonique s'incurve vers l'ouest, dans le secteur de la rivière Falcoz. Une structure sigmoïdale N355° dans les gneiss s'orientant régionalement selon N330° s'étend ainsi sur 180 kilomètres, et indique un décrochement dextre de l'ordre de 80 kilomètres (Girard 1989a).

Plusieurs types de tectonites se côtoient ou se superposent dans les roches affectées par les cisaillements. Le style et le régime de déformation, l'orientation du champ de contrainte et le régime métamorphique prévalant permettent de discriminer ces tectonite en 5 familles. Chacune de ces familles de tectonites sont discrètes sur le terrain, et représentent des échelons distincts de l'échelle tectonostratigraphique de la région. Ces familles de tectonite sont:

F1: Cisaillements révélés de par des altérations métasomatiques précoces.
F2: Comminution précoce.
F3: Mylonites et ultramylonites.
F4: Cisaillements hétérogènes de décrochement.
F5: Cataclase tardive.

Leurs caractétistiques sont résumées au tableau 2.

F1: CISAILLEMENTS RÉVÉLÉS DE PAR LES ALTÉRATIONS MÉTASOMATIQUES PRÉCOCES

Les cisaillements F1, mal définis, sont à l'origine des diverses lentilles d'altérations métasomatiques (groupe H). Le type d'altération rencontré dépend du type de lithologies encaissantes ou avoisinantes: altération en carbonates (H1, planche #52) se rencontre dans les granitoïdes et à proximité des masses de roches basiques; l'altération siliceuse (H2) se retrouve dans les wackes arkosiques; et l'altération séricitique (H3) dans les volcanoclastites.

Les assemblages minéralogiques sont soit du faciès des amphibolites avec une texture granoblastique, soit du faciès des schistes verts corrodant leur encaissant. L'âge de ces altérations est par conséquent variable, et s'échelonne de pré à postmétamorphisme paroxysmal (M2). Ces altérations forment des lentilles métriques à décamétriques isolées, ou alignées en chapelet. Le principal train d'altération suit la zone de mylonites de Nutshipaustukueshats, des granitoïdes de Pallatin jusqu'au nord de la rivière Déat. Il n'est pas affecté par le pli régional, est repris par les mylonites F3, et est décalé par les cisaillements F4R'. Aucun indicateur cinématique n'est préservé dans ces cisaillements.

F2: COMMINUTION PRÉCOCE

La comminution précoce affecte extensivement les granitoïdes de Pallatin et est discriminée comme un faciès distinct (E7: Granodiorites massive). La déformation y est cassante sur laquelle se superpose une mylonitisation ductile. Le régime cassant est déduit de l'aspect massif, non folié de la roche, similaire à une ultracataclasite (Planche #42). Les porphyroclastes de feldspaths montrent un habitus oblong irrationnel, signature du processus d'attrition. Un rubanement mylonitique local, des bordures néoblastiques formant des halos de pressions et des queues hélicitiques dénotent une composante ductile de la déformation (Planches #41 et #45).

La matrice de la roche possède une texture granoblastique indiquant une recristallisation importante postérieure à la comminution, celle-ci étant ainsi prémétamorphisme paroxysmal (M2). La coexistence de grenats porphyroclastiques pré-tectoniques et microporphyroblastique post-tectoniques ainsi que de hornblende et allanite poïkiloblastiques situent la déformation ductile comme syn-métamorphique.

Malgré l'extension déca à hectométrique des zones broyées, l'amplitude du mouvement associé semble faible. Les indicateurs cinématiques sont inconsistants.

F3: MYLONITES ET ULTRAMYLONITES

Les mylonites et ultramylonites F3 se retrouvent dans les faciès les plus ductiles du flanc est du pli régional de Pallatin-La Hutte. Les lentilles d'alaskites (pegmatitiques?, E6) et de granite (E5,

Tableau 2: Sommaire des caractéristiques des différents cisaillements

	Lithologie	Déformation	Métamorphisme	Mouvement	Indicateur cinématique	Dimension
F1	H-1 H-2 H-3 C1a2 ?	Altération	M1 Pré-	-	-	10 m
F2	E-6	Comminu-tion	M2 Syn-	-	Incohérent	2-30m x 10-10,000m
F3	E-4 E-5	Mylonite U, Mylonite	M2-3 Syn-Tardi-	Chevauche vers est	Linéation Sigmoïde Sc, SCC'	2 x 10m
F4D	A-2-a A-3	Gneiss rubanés	M3 Tardi-Rétro-	Dextre	Entraîne-ment	3km x 200 km
F4D'	-	Ductile	-	Senestre	Déplacement	? x 200 km
F4R	A-2-b	Schistosé	M3 Rétro	Dextre	Crochons	20 x 100 km Rare
F4R'	A-2-b H-4	Schistosé	M3-M4 Rétro	Dextre Senestre	Déplacement	? x 20 km
F4P	A-2-b C-1-b B-3-b C-2-d	Schistosité Plastique	M3 Rétro	Dextre	Sc, Rotation entraînement	0-3 x 10 km
F5	H-4 H-3 F-1	Cataclase Fragile	M4 Rétro	Effondre-ment	Stries de glissement	0-1x0-10 km

planches #38 et #39) ainsi que les lentilles de roches calcosilicatées (H1, planche #52) agissent comme plans de glissement lors du développement de cette phase de cisaillement. Le contact entre les lentilles et leur encaissant est franc. Une texture ultramylonitique avec une déformation de type "L" les caractérise. La linéation d'étirement correspond à une direction de transport tectonique possiblement reliée au pli régional (Fig. 23, Domaines #9 et #10). La schistosité dans les zones mylonitiques est asymptotique à l'allongement des lentilles. Elle s'incurve à la bordure des zones pour former des structures sigmoïdes qui la confondent à la foliation de la granodiorite encaissante (Ramsay et Graham 1970). Les schistosités dans ces structures sigmoïdes et leur encaissant tournent autour d'un axe parallèle à la linéation des mylonites (Fig. 23, domaine #9), mais ne semblent pas représenter à proprement dit un axe de plissement (carte #3).

Compte-tenu de la faible épaisseur des lentilles affectées, et en supposant une déformation à volume constant et un raccourcissement entre 60% et 80% (Burg et Laurent 1978), les déplacements estimés sont inférieurs à une dizaine de mètres par zone. Le déplacement total est ainsi estimé à quelques centaines de mètres.

Les fabriques "SCC'" (Berthé et al. 1979) sont généralisées dans la granodiorite encaissante (Planche #32). Elles sont contemporaines au développement de la schistosité dans la granodiorite, donc de la mylonitisation F3. Elles indiquent un chevauchement de l'ouest sur l'est et/ou un effondrement d'est vers l'ouest, dont la direction de transport correspond à la linéation dans les mylonites F3.

La paragénèse à hornblende, biotite et grenat ou pistachite allanite ainsi que la recristalisation intense indiquent sa nature syn- à tardimétamorphisme paroxysmal M2 ou M3.

F4: CISAILLEMENTS HÉTÉROGÈNES DE DÉCROCHEMENT

Les cisaillements hétérogènes de décrochement sont l'expression principale de la zone de cisaillement de la rivière George.

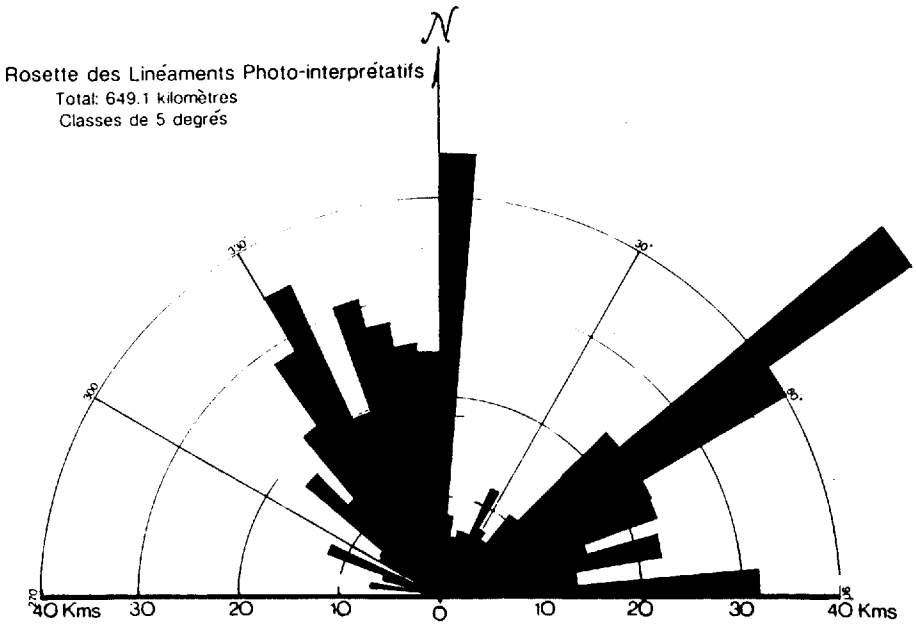
La photo-interprétation de la région par imagerie Landsat (Giroux 1985) ou photos aériennes met en lumière la présence d'un réseau de fracturations prédominant sur la foliation propre des lithologies. Ces structures forment des linéaments majoritairement rectilignes diversement orientés. Ils sont délimités par des dépressions topographiques (falaises, lacs, vallées, etc). Leur longueur varie de la centaine de mètres à la vingtaine de kilomètres. Certains linéaments se poursuivent sur des centaines de kilomètres hors de la région.

Une rosette (Fig. 27A) de l'orientation des linéaments de photo interprétation montre un regroupement multimodal: un premier maximum vers N50°, un second à N0° puis à N330° avec un continuum entre les deux, et un quatrième maximum à N85°. L'amplitude du premier maximum est exagérée par sa coïncidence avec la direction de l'écoulement glaciaire (N58° Fig. 27B).

Chacune des familles de cisaillements sont visibles sur le terrain. Elles se caractérisent par une déformation en régime plastique (Mandle 1988), à la transition des régimes ductile et cassant. Les cisaillements nord-sud font exception, montrant une déformation plus prolongée essentiellement ductile. Les tectonites cassantes associées aux cisaillements F4 se présentent comme des brèches aux fragments arrondis ou étirés, décimétriques à métriques. Elles affectent les lithologies les plus compétentes, telles les métabasites (C1b) (Planches #3,#4 et #5), les gabbros (E2b, G1), et parfois la granodiorite (E4) ou les amphibololites (B3b). Les fragments d'amphibolite (C1b) montrent une foliation mylonitique hémicentimétrique (F1 ou F2) prédatant la bréchification F4. Ces fragments de brèches flottent dans une matrice de gneiss quartzo-feldspathiques (A2a), de volcanoclastites (C2b) ou de micaschistes (C2c).

La matrice de ces brèches se caractérise par une déformation en régime soit plastique, soit ductile. Elle est hétérogène, rubanée, gneissique (Gneiss 2, A2a) ou fortement schistosée. Lorsqu'elle se compose de volcanoclastites à cristaux de feldspath (C2b), elle présente une texture rhéomorphique non-schistosée.

Le rubanement entre les fragments peut être régulier ou fortement contourné (Planche #3). Une schistosité pénétrante s'y développe localement, ces zones cisaillées étant couramment associées à des secteurs micaschisteux. Les schistosités et clivages d'extension seconds et tierces ("ECC", Platt et Vissers 1980) s'y développent (Planche #55), produisant des



Rosette de l'orientation des Stries Glaciaires
55 Mesures
Classes de 2 degrés

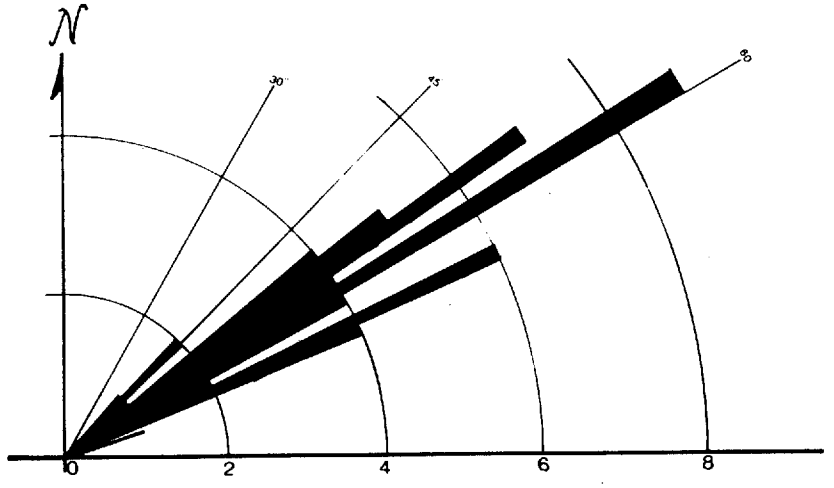


Figure 27 a - *Rosette de l'orientation des linéaments topographiques* (A). Une distribution multimodale montre des maxima à N330°, N000°, N025°, N055° et N085°.

Figure 27 b- *Rosette de l'orientation des stries glaciaires* (B). Un écoulement par N058° est déduit, interférant avec l'un des maximum de la rosette précédente.

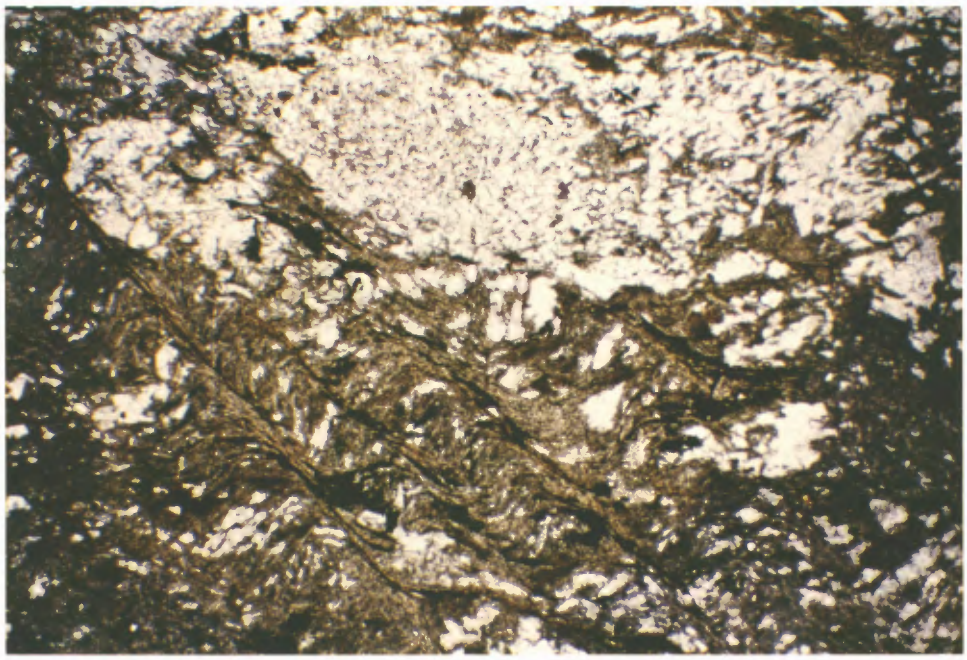


Planche 55: Clivage d'extension de crénulation (ECC) dans un micaschiste (A-2-a). Les biotites (vertes) et les opaques forment une fabrique SC avec un mouvement apparent dextre. Deux ou même trois de ces clivages peuvent être présents dans les secteurs bouleversés par les cisaillements F4.

réseaux de crénulations multiples et des micromenaux de quartz. Ces textures caractérisent la déformation plastique. La complexité de la géométrie indique que ces structures proviennent de contraintes internes aux cisaillements, découlant des effets parasitiques de l'interaction entre les différents fragments de la brèche. Des réseaux métriques de schistosités anastomosées se développent dans les faciès plus massif telle la granodiorite ou le gabbro.

La gneissification 2, à dominance stromatique, caractérise la formation des cisaillements F4. Le rubanement mylonitique (Planche #56) se développe lors de la déformation ductile. La migmatisation par ségrégation métamorphique (Planche #7) et la recristallisation le long des plans cisaillés (Planche #8) se produisent dans les zones les plus affectées par la déformation. Du leucosome allochtone pegmatoïde blanc s'y injecte, suivi par des injections granitiques associées au granite de Déat (A3).

Les tectonites associées aux cisaillements nord-sud présentent un taux de déformation par aplatissement pur ou par étirement très intense. Àl'échelle régionale, hors du secteur de la rivière Déat, les tectonites "L" (prolates) dominent, associées à des granitoïdes de type Pallatin ou à d'autres roches quartzo-feldspathiques. Une texture similaire à celle développée dans les cisaillements F3 y indique un transport subhorizontal nord-sud, en régime ductile. Cette direction du mouvement est constante à l'échelle régionale (observations de l'auteur, Van der Leeden, Manuscrit soumis, Danis, 1986). Les axes de plis et de croissance des minéraux métamorphiques y sont parallèles.

Dans le secteur de la rivière Déat, les cisaillements F4 nord-sud développent des tectoniques "L" du côté ouest de la rivière George. Sur le côté est, ils forment la zone mylonitique centrale. Des tectoniques "S" (oblates) et "L" y définissent le grain nord-sud à fort pendage (Fig. 23, domaine #3). Les linéations dominantes plongent abruptes vers le sud ou le nord. Ce mouvement à composante verticale

Planche 56: Foliation mylonitique dans une granodiorite de Pallatin (E-4). La mylonitisation cause l'allongement des minéraux et développe une alternance de rubans riches en feldspaths potassiques (jaunes) ou en plagioclases (roses). La foliation appartient aux cisaillements F4.

Planche 57: Patron d'interférences en crochet (Type 3, Ramsay 1967) entre des plis isoclinaux est-ouest (N270°) et des plis ouverts nord-sud (N170°), vu en direction nord. L'alternance de niveaux mésocrates et leucocrates riches en feldspaths détritiques dans une volcanoclastite (C-2-b) est rehaussée au crayon.

contraste avec celui subhorizontal du cisaillement à l'échelle régionale.L'entraînement produit dans le corridor de déformation F4 nord-sud entraîne une légère rotation et une augmentation de la plongé des linéations dans les roches adjacentes (Croteau 1988).

Les cisaillements N330° sont de loin les mieux développés du secteur. Subparallèles à la foliation régionale, ils forment une large bande kilométrique de tectonites qui s'étend de la rivière Déat au flanc est du granitoïde de Pallatin, incluant la zone cisaillée de Nutshipaustukueshats. Ces tectonites de régime ductile fragile forment une série de plans de cisaillements discrets qui s'anastomosent et englobent des lentilles de faciès peu déformés, phénomène typique d'une déformation plastique. Les indicateurs cinématiques sont rares et inconsistants, et les linéations à forte plongée.

Les linéaments N50° laissent une cicatrice prononcée en photo interprétation (Fig. 27A), recoupant la région sur sa diagonale, et devenant asymptotiques à la zone milonitique centrale. Peu de tectonites s'y associent.

Les indicateurs cinématiques dextres dominent dans les cisaillement F4. Ce sont des micro-cisaillements avec structures sigmoïdales et crochons, des plis d'entraînement, des strutures hélicitiques sur des cristaux, glomérophénocrystaux ou boudins d'amphibolites et des fabriques "SC" (Lister et Snoke 1985, Simpson et Schmid 1983). Un mouvement dextre concorde avec celui provenant de l'interprétation des cartes aéromagnétiques régionales. La relation angulaire entre ce cisaillement dextre et la foliation régionale indique un champ de contrainte S_1 par N35°. Le même champ de contrainte est aussi consistant avec le mouvement tectonique relié aux linéations d'étirement.

La zone mylonitique centrale représente l'axe de la déformation maximale dans la région (N350°). Elle est parallèle à la zone de cisaillement de la rivière George et correspond en gros à l'un des maxima ci-haut mentionnés (N010°). Les autres maxima de distribution s'interprètent en termes de fracturation conjuguée. Le modèle de Tchalenko (1967) donne une explication satisfaisante d'une telle distribution.

Considérant l'axe du cisaillement de la rivière George (N350°) comme le plan "D" (F4D), le maximum à N330° est le plan de cisaillement "P" (F4D), celui à N55° est le plan de cisaillement "R'" (F4R'), le petit maximum à N20° est le plan "R" (F4R). Le maximum à N85° n'entre pas dans ce patron théorique, mais est tout de même cohérent avec le système de contraintes, représentant les cisaillements "P'" (F4D'), conjugués du cisaillement principal (Fig. 28). Le mouvement prévu par le modèle de Tchalenko (1970) pour une telle distribution de cisaillements est dextre.

Un rétro-morphisme au faciès des amphibolites inférieures (M3) est focalisé le long de ces cisaillements (Chap. 4)

PLISSEMENTS SUPERPOSÉS ASSOCIÉS AUX CISAILLEMENTS F4

De nombreux patrons de plissements superposés mésoscopiques s'observent dans la région (Planche 57). Ils sont absents à l'échelle régionale hors du cisaillement de la rivière George. Ceci suggère que leur formation soit liée à un phénomène restreint à la zone cisaillée.

La surface axiale P_2 se mesure directement et s'oriente selon la foliation régionale (N170°/80°) (Fig. 29). L'orientation de la surface axiale P_1 oscille autour de N-270° et est subverticale ou fortement pentée. Les linéations L^0_2 forment deux concentrations de part et d'autre de la surface axiale P_1. Les contraintes pour la seconde phase s'expliquent en terme de contrainte régionale. La surface axiale de la première phase montre par contre une orientation orthogonale à celle du cisaillement principal F4D. Ses contraintes sont ainsi parallèles au mouvement général dans le cisaillement. Ceci implique que ces interférences de plis sont parasitiques aux cisaillements et ne représentent par conséquent pas des reliques de plissemenst anciens (kénoranien ou autres).

TECTONIQUE VERTICALE ASSOCIÉE AVEC LES CISAILLEMENTS F4

De par le patron sigmoïdal de l'anomalie aéromagnétique, du grain tectonique régional et le réseau de fracturation secondaire répondant au modèle théorique, il ne fait aucun doute que le mouvement dominant dans la zone de cisaillement de la rivière George est horizontal dextre. Toutefois, le fort plongement des linéations dans le plan du cisaillement et l'incohérence locale des indicateurs cinématiques (dextres et/ou sénestres) suggèrent une composante

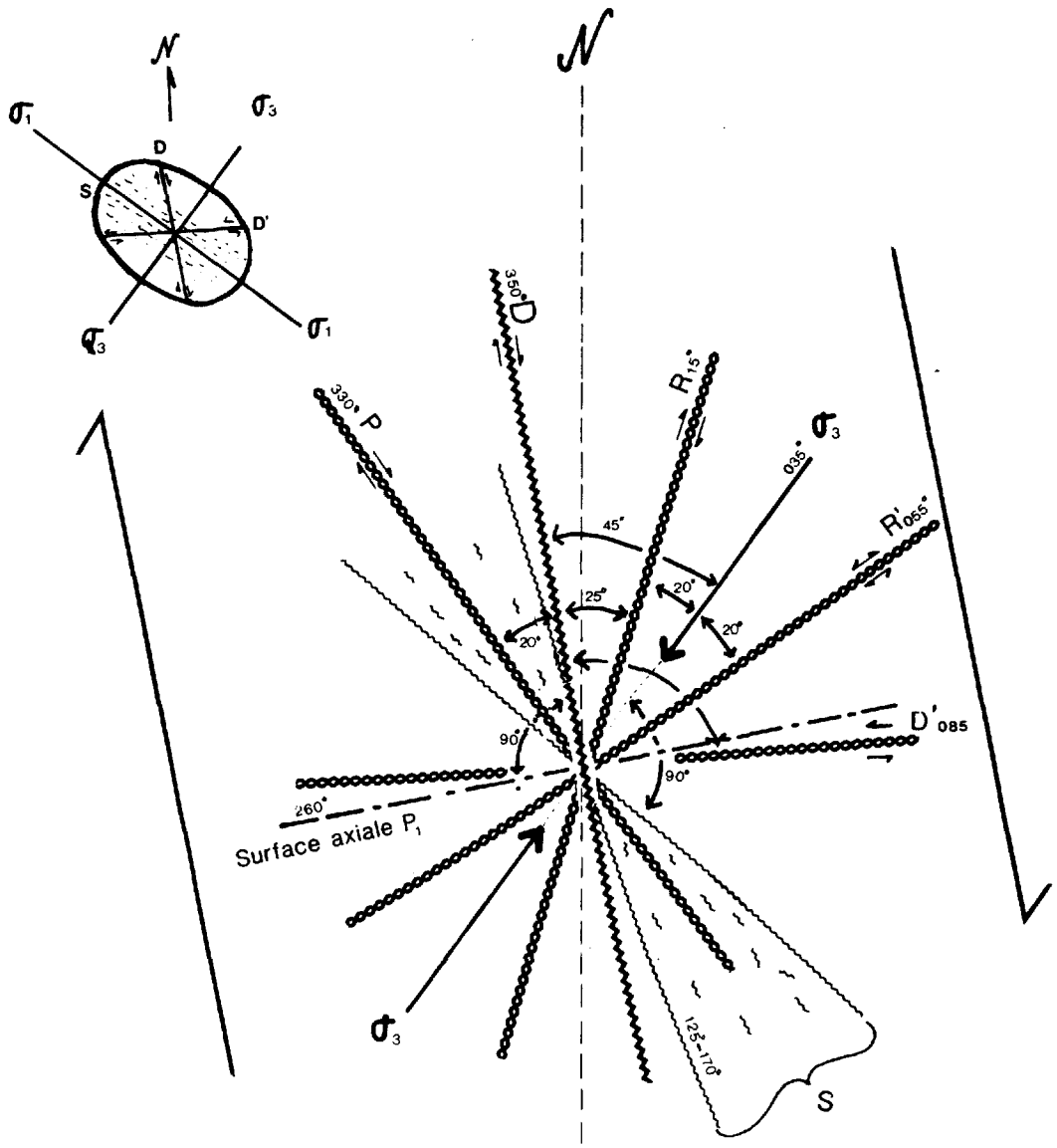
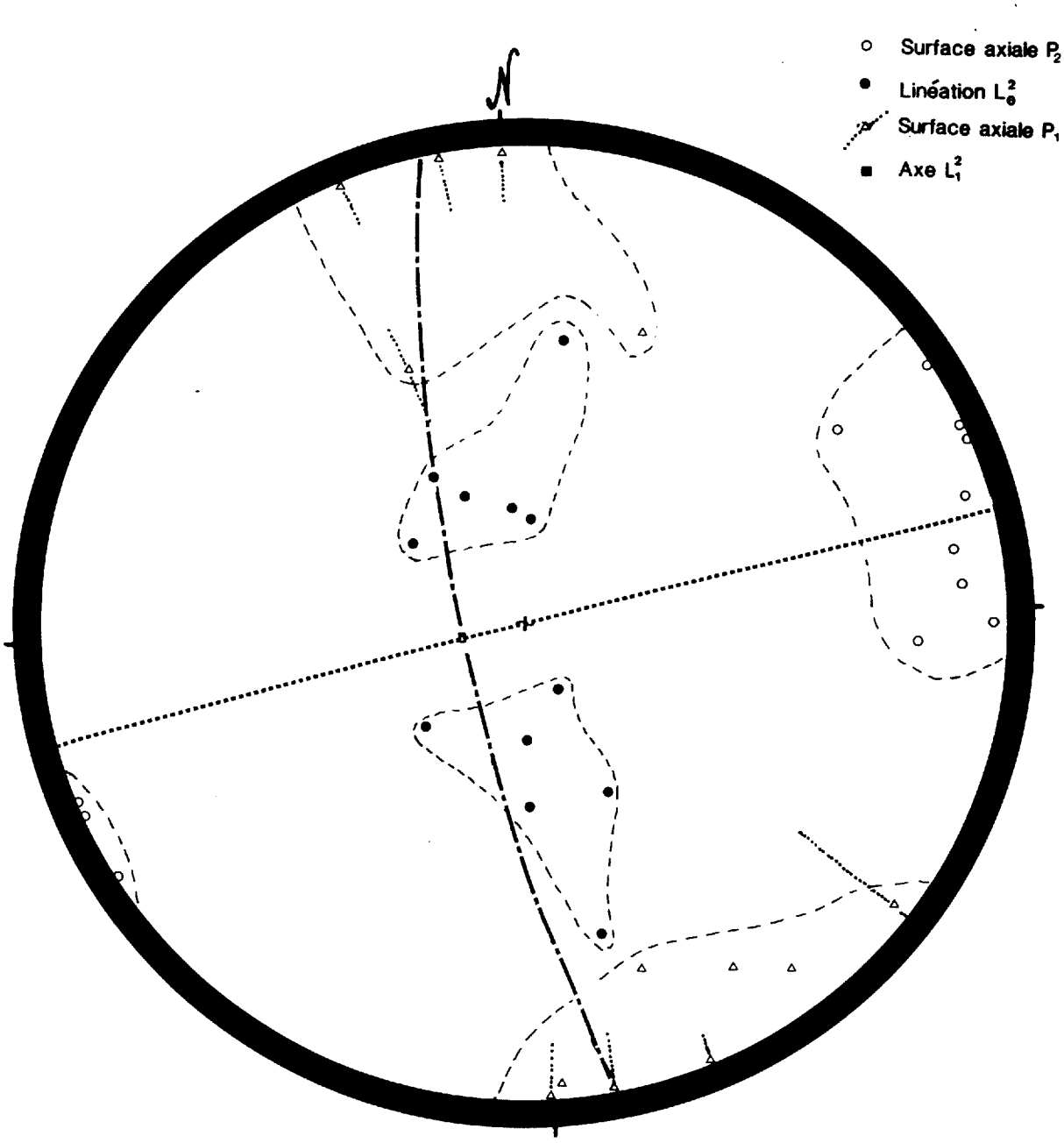


Diagramme des orientations de cisaillements F4

(Selon le modèle de Tchalenko , 1970)

Figure 28 - *Patron de fracturation prévu par le modèle de Tchalenko (1967) dans un régime en cisaillement simple, dextre, orienté par N-350°.* Le patron prévu correspond exactement à la distribution des linéaments topographiques de la région (Figure #27). Le cisaillement principal, F4D, s'oriente par N-350° et sa conjuguée, F4D', s'oriente par N-085°. Les fractures de Reidel, F4R et F4R', s'orientent par N-015° et N-055°. La contrainte maximale, S_1, s'oriente par N-035°.



Stéréogramme des patrons d'interférence P_1-P_2

Figure 29 - *Projection équi-angle des structures associées aux patrons d'interférences mésoscopiques P_1-P_2.* Les surfaces axiales P_1, indiquées par les extrémités des croissant ou l'enveloppe des plis en crochet, s'orientent est-ouest sub-verticales, soit orthogonales aux cisaillements F4D. Les surfaces P_2 sont parallèles à la foliation régionale.

verticale parfois importante au mouvement. Ceci suggère un régime transpressif pour la région (Girard 1989a), possiblement influencé par la mise en place du Granite de Déat.

CATACLASE F5

Une cataclase tardive importante affecte les roches de la zone de cisaillement de la rivière George. Les cataclasites se reconnaissent à la coloration rouge brique consécutive à l'hématisation des feldspaths (H4, métamorphisme M4, Chap. 4). Le degré variable de comminution fait passer la texture de protocataclastique à ultra-cataclastique (Sibson, 1977). Aucune foliation ne se développe, et il y a destruction de toutes les fabriques préexistantes.

Les cataclasites forment des bandes étroites discontinues. La zone la plus fortement affectée se situe à l'est du granite de Déat. Une bande d'un kilomètre de protocataclasite avec un coeur d'ultra-cataclasite d'une centaine de mètres y suit le contact du granite avec son encaissant. De nombreuses zones décamétriques ou plus petites encore recoupent le granite. Consécutivement à l'oxydation de la magnétite du granite dans ces zones, la susceptibilité magnétique se trouve considérablement réduite. Ceci crée des vallées sur le patron aéromagnétique (CGC. cartes 6256G et 6257G, 1981) et rend possible la cartographie de ces cisaillements. Dans l'encaissant gneissique, les cataclasites reprennent les secteurs antérieurement cisaillés, principalement selon les plans F4D et F4R'. Des petites zones décimétriques recoupent les granitoïdes de Pallatin (E, planche #58).

Des brèches locales montrent des fragments de roches antérieurement ultra-mylonitisés (Planche #59). Ceci souligne la superposition que connaissent les différentes phases de cisaillements. Quelques pseudo-tachylites sont présentes (Van der Leeden, communication personnelle).

Des stries de glissement sur des miroirs de failles sont les seuls indicateurs cinématiques retrouvés. Ils indiquent une tectonique verticale d'effondrement.

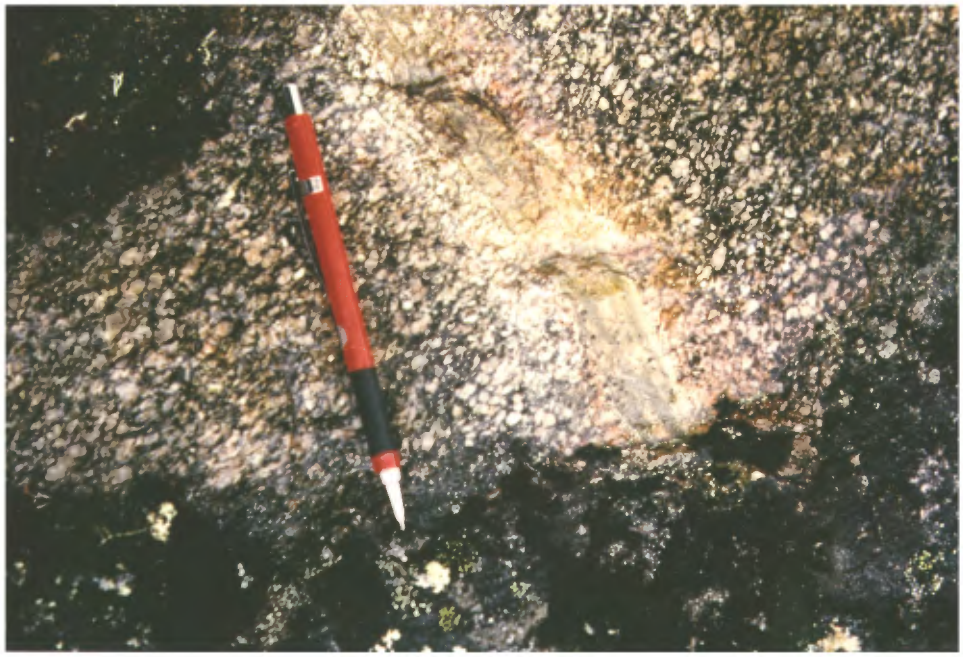


Planche 58: Petite zone de cisaillement F5 et d'altération M4 dans une granodiorite de Pallatin (E-4). La granodiorite fraîche est grise. L'hématisation des feldspaths en bordure de la zone cisaillée lui confère une coloration rose. La zone cisaillée montre une épidotisation et une comminution importante.

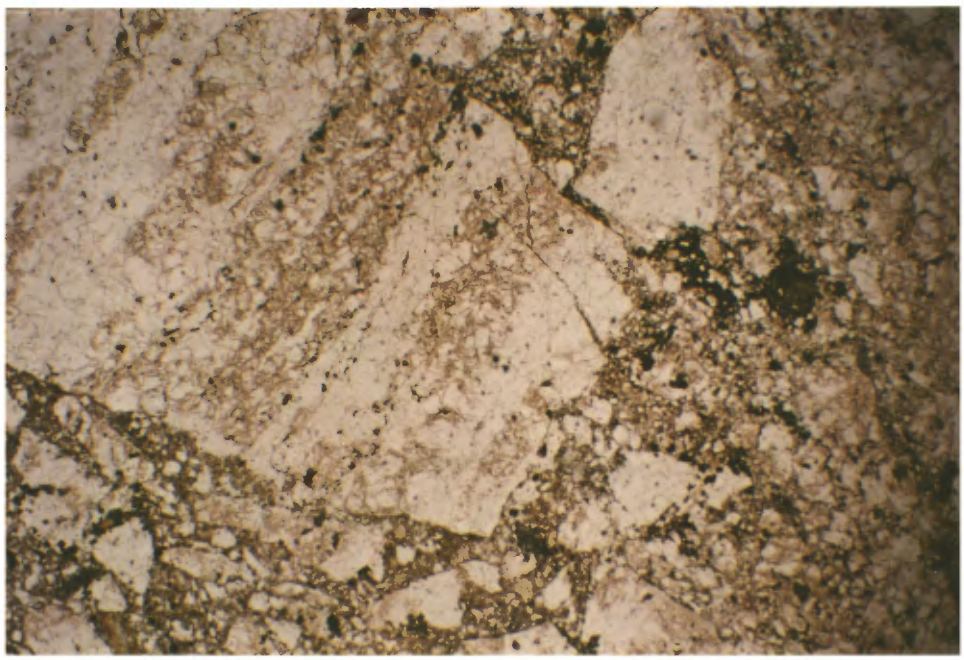


Planche 59: Photomicrographie d'une cataclase F5 provenant de l'ouest de la rivière George. Les fragments sont anguleux et flottent dans une matrice quartzo-feldspathique à épidote et chlorite. Les fragments montrent un rubanement mylonitique ou ultracataclastique, probablement F4. Le champ de la photo couvre environ 2 centimètres.

La région de la rivière Déat montre un métamorphisme paroxysmal au faciès des amphibolites supérieures (M2). Ce paroxisme a été précédé d'altérations supposées précoces (M1), lesquelles sont distinctes par leur paragénèse non habituelle (groupe H). Il est par la suite succédé par une série d'étapes de rétrométamorphisme aux faciès des amphibolites inférieures (M3), au faciès des schistes verts (M4) et de la prehnite-pumpellyite(M5), lesquelles sont focalisées dans les zones cisaillées.

À l'échelle régionale, l'axe de la rivière George représente une cuvette métamorphique. Vers l'est, dans le Complexe de Mistinibi, le métamorphisme croît vers le faciès des granulites (Asselin 1985, Van der Leeden 1986). Symétriquement, vers l'ouest, passé le Complexe d'Atshakash au faciès des amphibolites inférieures, le métamorphisme croît progressivement vers le faciès des granulites dans le batholite de De Pas (Martelain et al., manuscrit soumis, Danis 1986). Le Granite de Déat, qui recoupe le cisaillement de la rivière George, s'est mis en place dans un contexte du faciès des schistes-verts supérieurs-amphibolites inférieures, accentuant la dépression métamorphique (Fig. 26).

Les différents assemblages lithodémiques séparés par des discordances montrent autant de sauts dans le métamorphisme. Le Complexe de Mistinibi, à la base, est affecté par la migmatisation 1 qui semble absente ou ténue dans le Complexe de Ntshuku. Le Groupe de la Hutte Sauvage, au faciès des amphibolites inférieures ou des schistes-verts supérieurs, repose en discordance sur le Complexe Ntshuku, lui-même au faciès des amphibolites supérieures. Un minimum de deux pulsions métamorphiques affectèrent donc le Complexe de Ntshuku.

Les différents événements tectoniques affectant la région enregistrèrent les stades du métamorphisme leur correspondant. Un alignement piézothermique est tracé (fig. 30).

M1: ALTÉRATION MÉTASOMATIQUES PRÉ-PAROXYSMALE

Plusieurs lithologies montrent des paragénèses reflétant une chimie anormale pour des protolithes sédimentaires ou ignées. Un métasomatisme M1 important associé aux cisaillement F1 semble en être l'origine, repris par le métamorphisme paroxysmal M2. Il est représenté par un chapelet de roches aux paragénèses inhabituelles, antérieurement décrites (groupe H, Chap 1 et 3). Ce métamorphisme cryptique montre divers autres effets hors des zones de cisaillement. Des veinules de hornblende (IC=100% planche #49) recoupent localement sous forme de stockwerk les gabbros 2 (G-1, IC=50%). Ces veinules proviennent d'une altération chloriteuse ou épidioritique précoce. De même, il est tentant d'y relier le métasomatisme potassique (si ce n'est pas le fruit d'une altération diagénétique) qu'ont subit les métabasites altérées (C-1-a faciès laminé).

M2: MÉTAMORPHISME PAROXYSMAL

Les différentes paragénèses de la région coïncident pour indiquer un métamorphisme paroxysmal au faciès des amphibolites supérieures. Le faciès des granulites reconnu à proximité au sud (Asselin 1985) et à l'est (Van der Leeden 1986) n'a pas été observé dans le secteur ici traité.

Plusieurs relations permettent de définir ou de limiter le paroxysme du métamorphisme. Hors des cisaillements F4, où elle est induite par la déformation, la mobilisation métamorphique (gneissification 1) est essentiellement associée aux faciès pélitiques ou semi-pélitiques: les faciès psammitiques lui sont réfractaires. La disponibilité du potassium et de l'eau contrôle la présence de cette mobilisation, peu abondante dans le Complexe de Ntshuku. Une paragénèse alumineuse à biotite +/- muscovite est essentielle, localement associée à du microcline, de la sillimanite, du grenat pyralspite pourpré et de la staurotide (bordure ouest du Complexe de Mistinibi, A-1-b, A-1-c). De la cordiérite, de la tourmaline et du graphite sont rapportés à l'est de la région (Van der Leeden, manuscrit soumis). Cet assemblage à muscovite-sillimanite indique le second isograde de la sillimanite (déstabilisation de la muscovite). Cet isograde intersecte la courbe de fusion minimum des granites en système hydraté (Fig. #30). Ces deux courbes forment une frontière thermique que le système n'a pas franchie, étant donné qu'il n'est épuisé ni en muscovite ni en microline.

Une seconde contrainte sur les conditions limites du métamorphisme est l'association kyanite-

sillimanite-andalousite dans les métapélites (D-3). Ces métapélites forment un niveau discontinu plissé où les schistes à muscovite-andalousite (D-3-a) et les gneiss à sillimanites pseudomorphiques après la kyanite (D-3-b) alternent latéralement. Ces deux faciès migrent de l'un à l'autre, la sillimanite étant en inclusion dans l'andalousite ou la remplace pseudomorphiquement. Le système se trouve ainsi contrôlé par une courbe de décompression allant du champ de la kyanite à celui de la sillimanite, puis passant au champ de l'andalousite en suivant l'interface entre des deux derniers (England et Thompson 1984) (Fig. 30).

Le secteur avoisinant l'intersection entre les courbes d'inversion des alumino-silicates, du second isograde de la sillimanite et de la fusion minimale des granites en système hydraté définit les conditions limites de l'alignement piézothermique enregistré par le système, indiquant le paroxysme virtuel du métamorphisme (M2, Fig. 30) (Thompson et England 1984). Ces conditions allant de supérieures à 6 kilobars vers un maximum de 650-700 degrés Celcius (Miyashiro 1973), soit le faciès des amphibolites supérieur dans un régime passant du type Barrovien à Abukuma (Basse pression, Idem).

Ces conditions sont compatibles avec le reste des paragénèses métamorphiques paroxysmales observées:

- Quartz-andésine (oligoclase)-biotite
- Quartz-andésine-biotite-microcline
- Andésine-hornblende verte
- Andésine-hornblende verte-quartz-biotite
- Andésine-hornblende verte-quartz-biotite-ilménite
- Andésine-hornblende verte-actinolite-

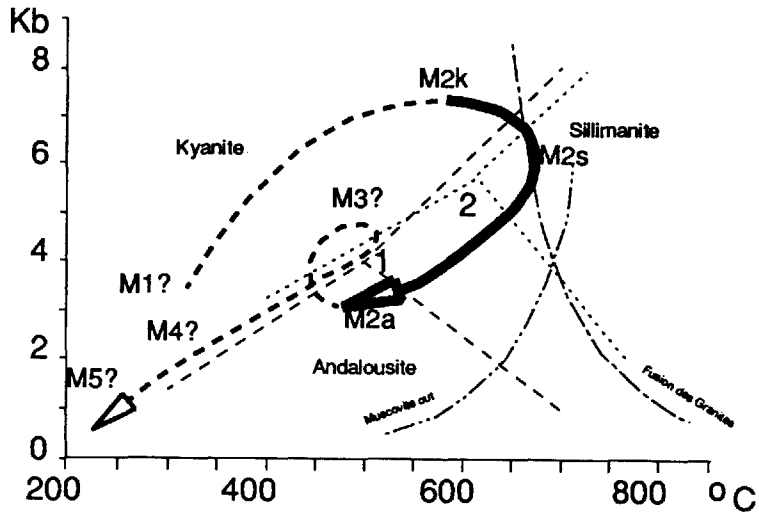


Figure 30 - Alignement piézothermique enregistré par le métamorphisme.

M1: Altération pré-métamorphisme paroxysmal
M2: Métamorphisme paroxismal, K: assemblage à kyalite; S: assemblage à sillimanite; A: assemblage à andalousite.
M3: Rétromorphisme au faciès des amphibolites supérieur associé aux cisaillements F4.
M4: Rétrométamorphisme au faciès des schistes-verts associé à la cataclase F5.
M5: Veinules de Préhnite-Pumpellyïte.

La courbe de fusion minimale des granites en système hydraté, la courbe de la déstabilisation de la muscovite (Miyashiro 1973) et les courbes d'inversion des silicates d'alumine (1:Holdaway 1971, 2: Richardson *et al*, 1969) servent à établir les conditions paroxysmales du métamorphisme M2.

- Andésine-hornblende verte-actinote-pyralspyte-
- Andésite-hornblende verte-biotite-ilménite
- Andésine-hornblende verte-ilménite
- Anthophyllite-quartz-hornblende verte
- Hornblende poikiloblastique
- Labrador-phlogopite-trémolite-sphène-rutile-pyrrhothite
- Bytownite-trémolite-pyrrhothite-sphène
- Quartz-andésine-biotite-pyralspite
- Hornblende magnésienne
- Hornblende magnésienne-hornblende édenitique-ilménite
- Hornblende magnésienne-biotite-ilménite-plagioclase
- Hornblende magnésienne-Clinochlore (Mg-Chlorite)-ilménite
- Quartz-biotite-rutile- Quartz-biotite
- Quartz-biotite-muscovite
- Quartz-oligoclase-biotite-muscovite
- Quartz-oligoclase-biotite-remobilisat
- Quartz-oligoclase-grenat-biotite
- Quartz-oligoclase-microcline-grenat-biotite
- Quartz-oligoclase-microcline-grenat-biotite-staurotite
- Quartz-oligoclase-microcline-biotite-sillimanite-remobilisat
- Quartz-oligoclase-microcline-biotite-grenat-sillimanite-remobilisat
- Quartz-oligoclase-microcline-muscovite-andalousite-biotite
- Quartz-oligoclase-microcline-andalousite-sillimanite-biotite-remobilisat
- Plagioclase calcique-diopside
- Plagioclase calcique-diopside-ougrandite
- Plagioclase calcique-diopside-ougrandite-carbonates
- Quartz-ougrandite-diopside-carbonate-plagioclase

Dans les roches gabbroïques, de nombreuses couronnes réactionnelles sont présentes. Les pyroxènes ouralitisés (Anthophyllite-cummingtonite- actinolite vert pâle), en contact avec les plagioclases calciques primaires, réagissent pour former des bordures de hornblende magnésienne verte fibreuse. Cette réaction se produit par assimilation de calcium, aluminium et sodium, laissant une frange de plagioclases secondaires plus sodiques. De petits grenats granuleux croissent à l'interface hornblende-plagioclase (Planche #60). Une texture semblable est présente dans les

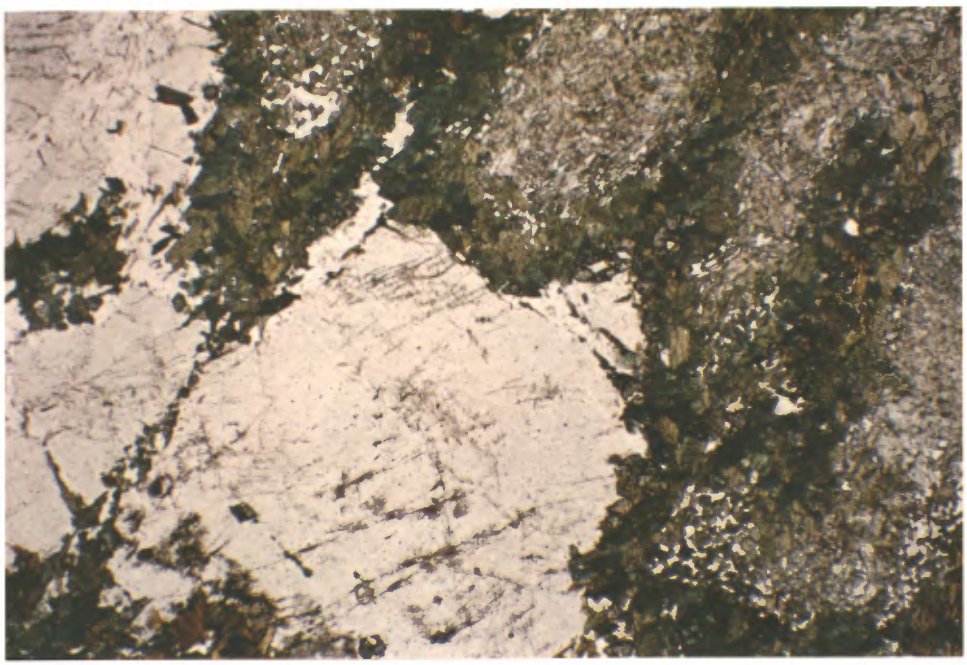


Planche 60: Couronnes métamorphiques dans un gabbro de la Suite de Pallatin (E-3). Les pyroxènes ouralitisés (vert pâle) s'auréolent de hornblende verte. Des petits grenats (gris-beige) croissent à l'interface avec les plagioclases (clairs). Les plagioclases montrent un coeur calcique non-altéré et une bordure recristallisée plus sodique. Ces couronnes signifient que le calcium des plagioclase a migré vers les ouralites lors du métamorphisme M2, pour former les hornblendes. Le champ de la photomicrographie couvre environ 1 centimètre.

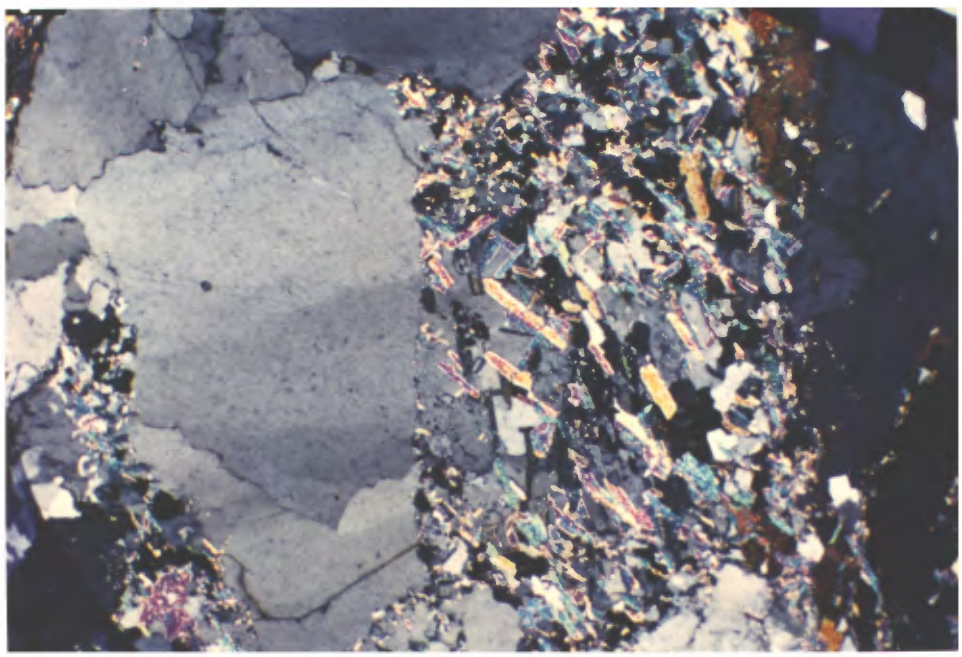


Planche 61: Photomicrographie en lumière polarisée d'un front de silicification dans un gneiss alumineux (A-1-b). La silice forme du quartz à extinction en mosaïque (gris) qui montre une continuité optique avec le secteur riche en paillettes de muscovite (teintes vives). L'habitus général du secteur à muscovite délimite un fantôme de grain de feldspath. Ce phénomène est rattaché au métasomatisme associé à la rétromorphose M3. Le champ de la photographie couvre environ 1 centimètre.

métabasites (C-1-a, G-1).Des couronnes similaires apparaissent dans les eucrites (Planche #29) (E-2-a). La hornblende magnésienne verte prend un aspect oïkoblastique en s'infiltrant entre les cristaux primaires ainsi qu 'au long de leurs fractures et clivages.

M3: RÉTROMÉTAMORPHISME

Un rétrométamorphisme au faciès des amphibolites inférieures (ou amphibolites à épidotes, M3, Fig. 30) affecte les roches des zones cisaillées F4. La croissance de muscovite secondaire est caractéristique. Elle se distingue de la muscovite résiduelle du métamorphisme paroxysmal (M2) par sa nature effilochée et microcristalline. La croissance de cette muscovite ainsi que de biotite vert olive en association avec une granulation importante cause la texture schisteuse des roches des zones cisaillées. La croissance d'allanite auréolée de pistachite, de sphène auréolant le rutile, de pistachite en auréole sur l'ilménite, de pistachite symplectique sur les plagioclases-hornblendes, de symplectite de cummingtonite sur la hornblende, de hornblende bleu-vert sur la hornblende verte ainsi que la déstabilisation des grenats pyralspites indiquent tous un rétrométamorphisme incomplet des paragénèses paroxysmales. Une température de l'ordre de 500° C est estimée.Une altération des olivines (B-1: gabbro à olivine) en serpentines, chlorites magnésiennes et carbonates s'associe à ce même rétromorphisme. Cette réaction implique elle aussi des températures de l'ordre de 500° C (Evans, 1977).

Des évidences d'un métasomatisme potassique s'observent ici et là, via un remplacement par la biotite des grenats (partielle ou complète), des hornblendes et des feldspaths (Planche #37). Une migration de la silice cause un remplacement pseudomorphique des feldspaths (Planche #61). La croissance de biotite verte et d'épidote dénote la nature légèrement oxydante de l'altération.

L'allanite, la pistachite et la clinozoïsite automorphes ou symplectiques croissent dans les faciès mylonitiques F3 des granitoïdes de Pallatin. Les micas blancs et la biotite s'effilochent dans les mêmes faciès.

Le granite de Déat (F), au coeur du cisaillement F4D, montre une paragénèse à biotite verte, pistachite, allanite et sphène (Planche # 46) similaire à celle observée dans les cisaillements F4. Les pressions observées dans l'encaissant étant nettement insuffisantes pour permettre la stabilisation de l'épidote magmatique (Zen et Hammarstrom, 1984), un lien avec celle dans les cisaillements est donc envisageable. Le dégagement d'eau associé à l'intrusion cause une hydratation deutérique et épimagmatique de l'intrusif et des roches cisaillées encaissantes.

M4: RÉTROMÉTAMORPHISME AUX FACIÈS DES SCHISTES-VERTS

L'hématisation associée à la cataclase F5 est indicatrice de la percolation de fluides oxydants dans le réseau de fracturation tardive. Une kaolinitisation des feldspaths alcalins et une épidotisation le long d'une microfracturation (propyllitisation, Planche #58) sont présentes. De la fluorite violette en traces est présente. Une épisyénitisation (lessivage de la silice, H-4, ou enrichissement en potassium des feldspaths, fig. 10) se produit localement dans les zones les plus sévèrement affectées par la cataclase. Les exsudats de quartz laiteux sont communs. La formation de ces différents assemblages rétrométamorphiques témoignent du faciès des schistes-verts ou de plus bas grade (M4, Fig. 30).

Une chloritisation de la biotite s'associe localement aux cisaillements F4. Des schistes à quartz-séricite (H-3) forment des bandes étroites dans des cisaillements tardifs recoupant les gneiss à sillimanites et autres volcanoclastites. Des veines de quartz-épidote fortement cisaillées recoupent les volcanites. Ces trois derniers assemblages très locaux impliquent aussi une superposition tardive du faciès des schistes-verts.

ÉVOLUTION DU RÉGIME MÉTAMORPHIQUE

Le métamorphisme paroxysmal s'établit au faciès des amphibolites supérieures, sous des températures de l'ordre de 650° C et des pressions supérieures à 5 kilobars. Ceci correspond à une profondeur d'enfouissement de 15 kilomètres pour le complexe de Ntshuku. Les sédiments du Groupe de la Hutte Sauvage reposent en discordance sur les gneiss de ce Complexe, et furent métamorphisés au faciès des schistes-verts supérieurs. Ceci implique un double cycle d'enfouissement, séparé par un cycle d'érosion. Deux phases métamorphiques sont ainsi invoquées, ayant leur paroxysmes respectifs aux faciès des amphibolites supérieures suivant une courbe de décompression et au faciès schistes-verts supérieurs - amphibolites inférieures à pression moyenne.

L'enveloppe de la courbe de refroidissement du système (Fig. 30) se trace de par les assemblages rétrométamorphiques associés aux différentes familles de cisaillement. Ces réactions rétrométamorphiques étant principalement des réactions de réhydratation progressive, un apport d'eau leur est essentiel. Les cisaillements constituent le réseau de percolation pour les fluides hydratants et oxydants.

L'alignement piézothermique de la région peut se suivre du métamorphisme paroxysmal jusqu'au faciès de la préhnite-pumpellyite (M5, petites veinules de préhnite-pumpellyite-albite-carbonate-quartz) (Planche #62). Cette courbe évolue dans l'espace pression/température. Le saut métamorphique dans le groupe de la Hutte-Sauvage se corrèlle avec la phase de rétrométamorphisme au faciès des amphibolites supérieures M3. Ceci implique que la courbe de refroidissement est en fait une courbe composite des crêtes des différents cycles métamorphiques imprimés par la tectonique ou les phases d'intrusion, et dont seule l'enveloppe est traçable.

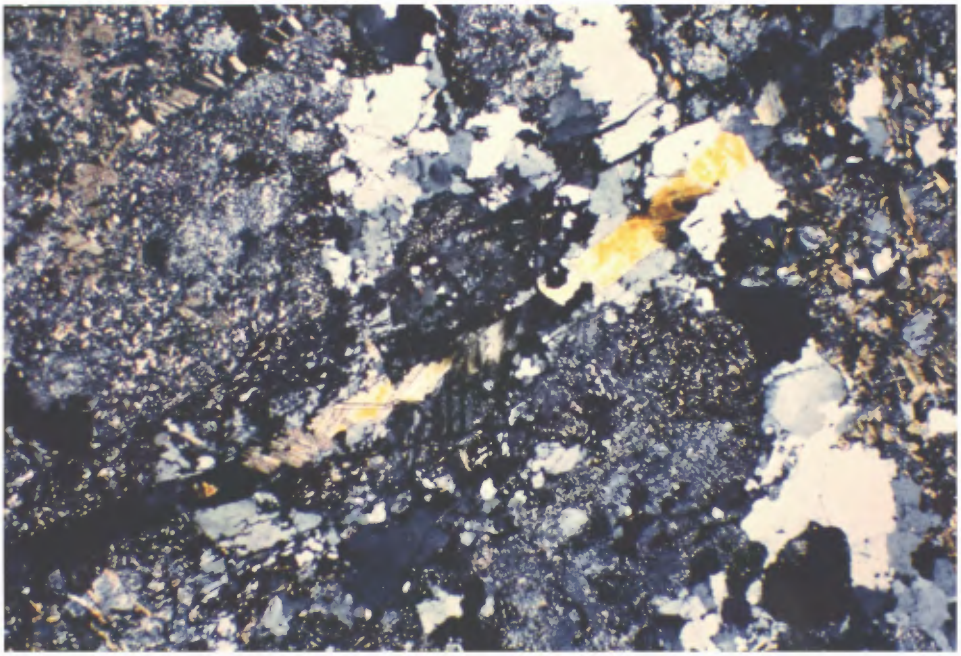


Planche 62: Veinule de préhnite (jaune ou bleu), pumpellyite (grise) et calcite (chamois) recoupant une granodiorite de Pallatin altérée. Ceci témoigne de l'événement métamorphique M5. La veinule a une épaisseur d'environ 1 millimètre de largeur.

La découverte en 1983 (Van der Leeden 1983, Bélanger,1986) de deux indices minéralisés a été une des raisons instigatrices du projet de la rivière Déat, avec l'optique d'en définir le contexte métallogénique. Aucun indice d'importance autre que ceux Van der Leeden et Poitras n'a été trouvé lors de la cartographie systématique, toutefois six cibles potentielles sont définies (Girard 1988a, 1988b).

Règle générale, bien que le métamorphisme et la déformation soient élevés, la région possède des métallotectes intéressants. Un empilement de roches volcaniques et volcano-sédimentaires, recoupé de nombreuses intrusions acides et basiques sont des lithologies propices pour la déposition de métaux de base ou précieux. La région est recoupée de nombreuses zones de cisaillements créant un contexte propice à la migration de fluides minéralisateurs.

L'INDICE VAN DER LEEDEN

L'indice Van der Leeden se compose d'une lentille de roche silicifiée associée au cisaillement F1 (H-1). Il est situé sur la rive nord de la rivière Déat, à environ 500 mètres des premières cascades après les chutes de Nutshipaustukueshats Katats (50°04' nord, 64°37' ouest, Carte #4). Un chapeau d'altération ferrique facilite sa localisation.

L'indice est encaissé dans les méta-wackes arkosiques (D-1-a). Il se compose d'une lentille d'arsénopyrite granuleuse de 2 mètres sur 20 mètres, allongée N150°/70° (Girard 1985). Une éponte siliceuse d'environ 10 mètres sur 50 mètres englobe la minéralisation.

La proportion d'arsénopyrite varie entre 10 et 90%. Elle montre une texture cataclastique (Planche #53). Les grains ont un habitus anguleux, fracturé et non recristallisé. Des reliques de texture idiomorphe sont visibles. Les bordures intergranulaires sont effilochées et irrégulières. Les bordures intragranulaires sont droites ou dentelées, montrant une recristalisation post-cataclase. De la pyrrhotite, chalcopyrite et sphalérite en traces possèdent des bordures mutuelles avec l'arsénopyrite. De la pyrite forme des grains automorphes dissociés en périphérie de l'arsénopyrite. L'alternance de lithons décimétriques riches en sulfures ou en quartz confère une nature foliée à la minéralisation. De l'albite (An12), muscovite, zoisite, pistachite et phlogopite s'associent à la guangue siliceuse. Des fabriques SC sont observées (Chabot 1986).

Une série de dix analyses chimiques ont été effectuées sur des échantillons ponctuels de surface suivant une coupe à travers l'indice et son éponte (Analyse #1 à 10, Fig. 31A, carte #4). Des teneurs de 8.1 g/t. et 3.3 g/t. d'or sont obtenues par pyro-analyse. L'or visible n'est pas noté. L'arsenic montre des teneurs jusqu'à 26%. Une relation directe existe entre la concentration de ces deux éléments (Fig 31B, Chabot, 1986). Il est donc probable que l'or soit dissout dans la structure cristalline de l'arsénopyrite. Des teneurs intéressantes en cadmium (0.1%) sont aussi corrélables aux fortes teneurs d'arsenic (Fig. 31C, Chabot, 1986). Le barium montre une relation inverse et aucun autre métal de base ou précieux n'est présent de façon significative.

Trois faits prédominent dans l'interprétation métallogénique. La zone minéralisée est affectée et éventuellement causée par une tectonique cisaillante, le long d'un cisaillement F1, reprise par un cisaillement F4P, et à proximité de l'intersection avec un linéament F4R'. La minéralisation est riche en éléments volatiles, mais appauvrie en métaux de transition. La minéralisation s'auréole d'une altération métasomatique. Il est ainsi proposé que la minéralisation est secondaire et fût déposée lors de la percolation de fluides minéralisateurs le long de plans de fracturations. Il s'agirait d'un dépôt de type "Lode gold" dans un environnement sédimentaire (Chabot 1986).

Une série d'indices aurifères à l'ouest de la Fosse du Labrador (Indices des lacs Lilois et Canoë, Lapointe, manuscrit soumis, 1986) montrent des similitudes avec l'indice Van der Leeden. Les deux groupes d'indices sont d'arsénopyrite aurifère, encaissés dans des roches supra-crustales silicifiées. Les deux groupes sont à proximité d'intrusions granitiques tardives et d'une discordance socle-couverture sédimentaire (Bélanger et Van der Leeden 1987). Toutefois, aucun cisaillement d'importance affecte les indices à l'ouest de la Fosse. Le taux de migmatisation y est beaucoup plus élevé et le protolithe y semble un skarnoïde (Lapointe, communication personnelle). L'âge de l'encaissant à l'ouest de la Fosse est archéen (Mortenson et Percival 1988), contrairement au secteur étudié qui est

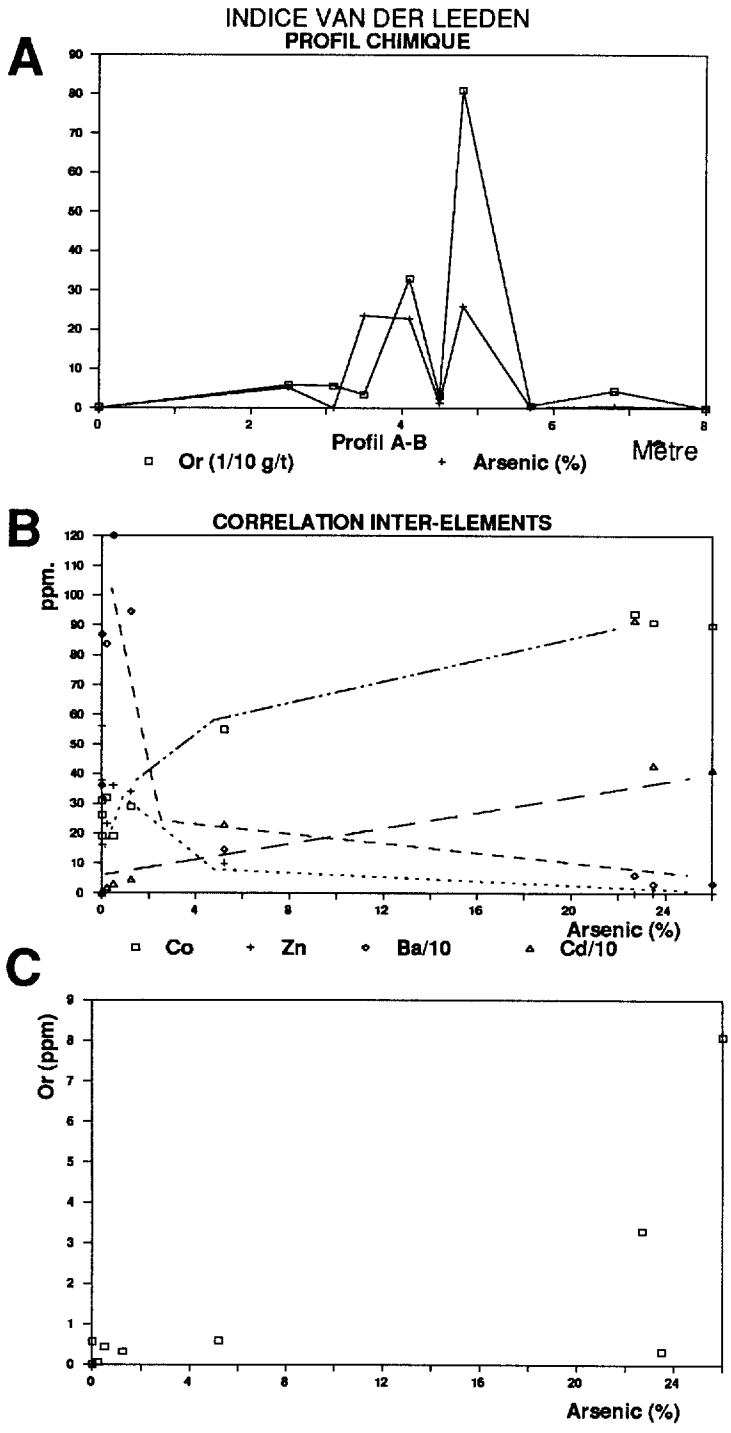


Figure 31A - *Profil de distribution de l'or et de l'arsenic à travers une coupe de l'indice Van der Leeden.* La localisation de la coupe est indiquée sur la carte #4.

Figure 31B,C - *Diagrammes de corrélations des éléments traces et de l'or versus l'arsenic, indice Van der Leeden* (Tiré de Chabot 1986).

aphébien. Un tel parallèle est intéressant compte-tenu de l'intérêt porté pour ces premières minéralisations par les compagnies d'exploration minérale.

Un permis d'exploration couvrant l'indice Van der Leeden fût attribué au "Groupe Platine de la Fosse Inc." en 1986. Un échantillonnage de surface a donné des teneurs inférieures à 2 G/T et un relevé VLF. n'a pas permis de reconnaître une extension de la zone minéralisée (T. Avison, 1986).

L'INDICE POITRAS

L'indice Poitras (du nom de l'un des géologues de l'équipe de Van Der Leeden 1983) forme un chapeau d'altération ferrique facilement localisable par voie aérienne. Il se situe sur le flanc est des collines de Tshiasketnau, deux kilomètres au sud-est du lac Ntshuku Ministuku (56°02' nord, 64°37' ouest). Il forme une lentille d'altération et de lixiviation discontinue sur 2 kilomètres, d'une largeur d'une centaine de mètres, suivant l'interface entre les métabasites (C-1-a) et les volcanoclastites (C-2) (Carte 5).

Les métabasites (C-1-a), massives ou foliées, contiennent jusqu'à 10% de pyrrhotite à grains fins (<0.2 mms, Fig. 6). Celle-ci n'est pas nickelifère (coloration au dioxyne) et ne contient aucune exsolution de pentlandite. De la pyrite et chalcopyrite (<5% des sulfures) en traces montrent des relations mutuelles avec la pyrrhotite. Des figures d'altération en "Bird eye's" sont notées.

Ces métabasites sont en contact avec des volcanoclastites profondément lixiviées (C-2-d). Les volcanoclastites sont dépourvues de sulfure. Lorsque non lixiviées, elles possèdent une paragénèse à quartz, feldspath, feldspath détritique, biotite. La lixiviation y laisse un assemblage de quartz, feldspaths résiduels épidotisés, biotites chloritisées (clinochlore), et micas blancs. Trois types de micas blancs sont discernables à l'oeil, soit un mica brunâtre bien cristallisé, un mica vert similaire à de la fuschite, et un mica microcristallin d'altération. Du graphite fût noté sur le terrain.

La caractéristique la plus distinctive des roches de l'indice est leur patine d'altération rouille. Cette altération affecte peu les métabasites qui contiennent les plus fortes concentrations de sulfure. Elle est par contre très pénétrative dans les volcanoclastites adjacentes qui sont dépourvues de sulfure. Cette altération s'accompagne de dépôts jaune-soufre, marron ou violacés en bordure des microfractures (Planche #63), typique du lessivage de

Planche 63: Altération rouille typique de l'indice Poitras. Des micro-fractures laissent suinter des altérations sulfureuses blanches ou jaunes. Des traces de malachite et de sphalérite sont localement présentes.

la pyrrhotite. Des traces de malachite et de sphalérite s'y observent. La porosité et la lixiviation des tufs graphiteux (C-2-d) proviennent de l'altération consécutive de l'oxydation des sulfures.

L'analyse chimique (#11 à #16) ne montre aucune teneur significative en aucun métal de base ou précieux. Les teneurs oscillent autour de quelques centaines de ppm pour le chrome et le vanadium ce qui est typique pour une roche basaltique (Fig. 13A). Aucune concentration de sulfure ne s'observe et un relevé magnétique au sol (Bélanger, 1984) ne signale aucune anomalie.

La nature primaire ou secondaire de la minéralisation est ambiguë. Un hyalotuff mafique, qui pourrait représenter le protolithe des amphibolites laminées, peut contenir des sulfures primaires ou diagénétiques. Toutefois la nature potassique de la roche suggère qu'elles ont pu être affectées par une phase de métasomatisme précoce (M1?), lequel pourrait avoir précipité ces sulfures. Les volcanoclastites graphiteuses adjacentes montrent une rétromorphose au faciès des schistes-verts ainsi qu'une déformation tardive importante, lesquelles postdatent la déposition des sulfures. Localement, les sulfures montrent les effets d'une certaine remobilisation tardive. Ils s'associent à la calcite et au quartz dans des veinules, et forment des placages dans des plans de clivages.

Une remobilisation des sulfures en masses plus importantes est possible en profondeur, le long ou en périphérie de l'indice.

INDICE CHABOT

L'indice Chabot est une zone rouillée située à 2 kilomètres au sud du lac Ntshuku Ministuku (56°02' nord, 64°33' ouest). Elle se compose d'un niveau de métabasite (C-1-a) de 3 mètres d'épaisseur et de quelques centaines de mètres de long, accompagné de minces lits de volcanoclastites. Cet horizon est replissé hectométrique dans la granodiorite de Pallatin (E-4). Des traces de pyrrothite disséminée et en placage dans les clivages avec la chalcopyrite forment l'essentiel de la minéralisation. Une zone rouillée d'épaisseur métrique affleurant à flanc de colline suit l'interface métabasite-granodiorite (Planche #64).

L'analyse chimique (#18 à #20) n'indique aucune teneur anomalique en métaux de base ou précieux. Le contexte de mise en place se compare à celui pour l'indice Poitras.

Planche 64: Vue générale de l'indice Chabot, similaire à l'indice Poitras. L'horizon à altération rouille correspond aux volcanoclastites à l'interface avec les métabasites. La foliation étant parallèle à la face de l'escarpement, l'épaisseur de la zone rouillée n'est que de quelques

LE GRANITE DE DÉAT

Le granite de Déat (F) contient jusqu'à 1% d'allanite enrichie en lanthane et cerium. Des valeurs oscillant autour de 180 ppm en lanthane et 370 ppm en cerium sont mentionnées par Van der Leeden (manuscrit soumis) pour deux échantillons représentatifs du granite. De petites anomalies scintillométriques accompagnent les pegmatites tardives dans l'encaissant. Le levé limnogéochimique régional (Beaumier 1982) montre des anomalies en Ce, La, Eu, Sm (Fig. #32) coïncidant avec la proximité du granite de Déat.

De plus, la zone cisaillée et rétromorphisée à l'est du pluton pourrait être un contexte favorable pour les minéralisations aurifères. Une altération potassique oxydante, une propyllitisation, de la fluorite et de biotites riches en halogène (Cl, F) et de nombreuses veines de quartz associées à la nature tardive, calco-alcaline et porphyrique du granite constituent un environnement comparable à certains gîtes aurifères de la ceinture de l'Abitibi (Ex.: Mine Bachelor, Lauzière 1989) Une anomalie limnogéochimique en mercure est présente (Beaumier 1982), toutefois aucun résultat significatif ne ressort à l'analyse de roche. On dénote seulement les ratios K2O/Na2O et FeO/Fe2O3 élevés et des teneurs anormales en F (0.31%) et Cl, le tout corroborant la minéralogie observée.

LES ROCHES GABBROIQUES

Les gabbros à olivines (B-1) et les norites à cumulat d'orthopyroxènes (B-2) contiennent jusqu'à 5% de pyrrothite. Ils furent analysés pour le platine, les teneurs sont invariablement sous la limite de détection (<70 ppb). L'analyse #41 indique une teneur anomalique en vanadium (0.1 %) dans une eucrite. Leur présence est visible sur le levé limnogéochimique.

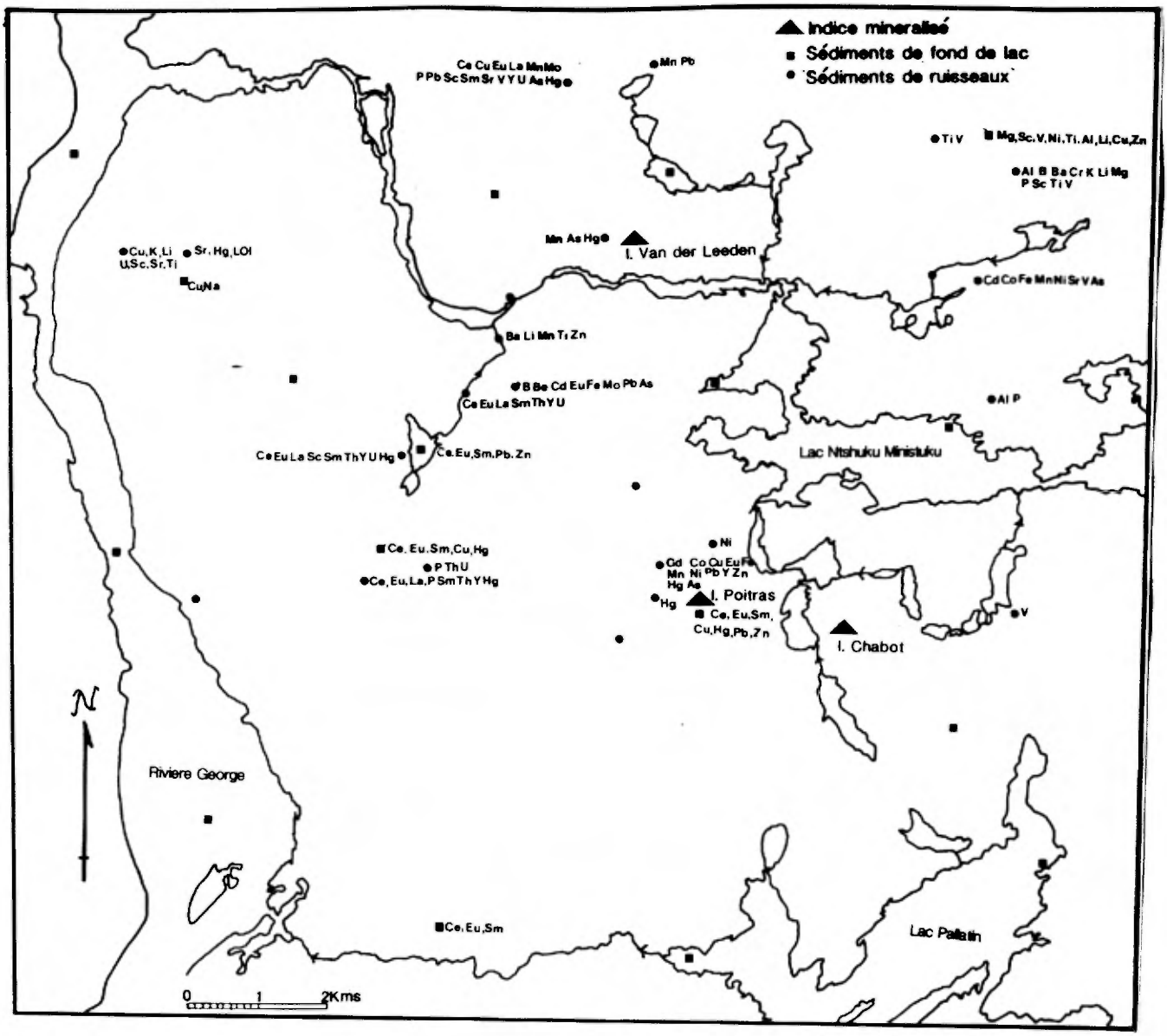


Figure 32 - Carte des anomalies géochimiques de sédiments de fonds de lac (Baumier 1982) et de sédiments de ruisseaux (Otis, 1986a, 1986b). Les seuils anomaliques sont placés au 98° percentile. Une forte anomalie en Ce, La, Eu, Sm, Th, U, Y, et Hg accompagne le granite de Déat (F). Une anomalie en Cu, Hg, Pb, Zn et As accompagne l'indice Poitras. Une anomalie en As, Mn et Hg accompagne l'indice Van der Leeden. Une anomalie en Cd, Co, Ni, V, Cu, Zn et Mg accompagne les gabbros à olivine (B-1).

DISCUSSION

Les diverses données pétrologiques, sédimentologiques et tectoniques permettent d'élaborer un modèle pour l'évolution de la région. Présenté ici de façon succincte, le lecteur curieux d'approfondir la question est prié de se référer à la thèse de doctorat (UQAC) traitant du sujet rédigée concommitamment avec ce rapport par l'auteur.

SOMMAIRE DES CARACTÉRISTIQUES DE LA SÉQUENCE ÉTUDIÉE.

Les caractéristiques et éléments d'interprétation du milieu de mise en place de la séquence peuvent se résumer ainsi:

1- La déposition des volcanites et sédiments se fait en eaux profondes, sur un socle en subsidence rapide.
2- L'empilement volcano-sédimentaire est surmonté d'une progradation d'un prisme flyschique. Ces grauwackes sont des faciès volcano-détritiques caractéristiques d'eugéosynclinaux.
3- L'empilement volcanique du Ntshuku surmonte la suite intrusive de Pallatin. Celle-ci s'interprète comme un ensemble de chambres magmatiques. La mise en place des intrusifs est ainsi hypabyssale et contemporaine de l'empilement.
4- Le magmatisme est bimodal à dominance acide. Les deux types de magmas sont contemporains et se seraient mis en place dans les mêmes conditions.
5- Le magmatisme acide est de type "I" et montre une faible différenciation selon la portion évoluée d'un vecteur calco-alcalin peu potassique.
6- Le magmatisme basique est tholéïtique avec un patron de terres-rares et d'éléments traces incompatibles, enrichi par rapport à un basalte de fond océanique.
7- Le magmatisme montre une évolution et une contamination qui caractérisent une mise en place au travers d'une croûte sialique mince.
8- Très peu d'évidences de sédimentation de plateforme ou de sédimentation épicontinentale sont observées dans cette séquence. De même, le magmatisme intermédiaire, alcalin ou ultramafique, ainsi que les grands empilements basaltiques sont absents.
9- La séquence s'édifie durant un régime tectonique compressif-distensif.
10- La séquence est affectée par un métamorphisme à haute pression décroissant vers un régime à basse pression avant d'être affectée par un second épisode métamorphique datant de l'Hudsonnien.
11- La séquence montre des relations stratigraphiques ambiguës avec les complexes gneissiques adjacents. Elle pourrait être soit l'équivalent des faciès proximaux à la source volcanique des sédiments du Complexe de Mistinibi, ou reposer en discordance sur ce complexe s'il est archéen.
12- La séquence se comporte solidairement du socle (Mistinibi) lors de la déformation hudsonnienne. La déformation hudsonnienne fait suite à une collision du craton Supérieur avec celui Atlantique-Nord.
13- La séquence forme un cordon parallèle à la Fosse du Labrador, situé dans son arrière-pays.
14- Les complexes de Ntshuku, George et Mistinibi forment un socle pré-hudsonnien pour la déposition des sédiments épicratoniques du Groupe de la Hutte Sauvage, avec lesquels ils furent cohérent lors de la déformation hudsonienne.

L'ÉVÉNEMENT MAGMATIQUE NTSHUKIEN

La granodiorite de Pallatin est datée à 2.325 Ga (Age U/Pb préliminaire dans les zircons). Les zircons sont non-zonés, de bonne taille et abondants, conférant une bonne fiabilité à l'âge obtenu (Bowring, communication écrite).

Les magmas granodioritiques et gabbroïques sont contemporains, de par les relations d'hybridation observées. Les métabasites originent de l'extrusion des mêmes magmas gabbroïques, de même que les volcanoclastites proviennent de l'extrusion du magma granodioritique. Le Complexe de la rivière George est l'équivalent tectonisé de ceux de Ntshuku et de Mistinibi. Ces relations font que l'âge obtenu sur la granodiorite de Pallatin peut être extrapolé sur l'ensemble des Complexes de Ntshuku, de la George et de la Suite intrusive de Pallatin.

La granodiorite de Pallatin est reconnue jusqu'au lac aux Goélands vers le sud (55°15',

observations de l'auteur), et jusqu'à la limite nord du terrain cartographié (56°30' nord). Elle se prolonge selon toute vraisemblance beaucoup plus loin vers le nord. Ces massifs forment un cordon discontinu de plus de 160 kilomètres, ce qui en fait un événement magmatique d'importance. La Suite intrusive de Pallatin dans le secteur du lac Pallatin et le Complexe volcano-sédimentaire de Ntshuku sont ici proposés comme localité type représentant "L'ÉVÉNEMENT MAGMATIQUE NTSHUKIEN" (Girard et al. 1988a).

L'Événement Magmatique Ntshukien est défini comme une unité chronolithodémique incluant l'ensemble des roches d'affinité magmatique dont l'âge de cristallisation varie entre circa 2.4 et 2.3 Ga et qui se situe entre les cratons archéens du Supérieur et Atlantique-Nord. Il postdate l'épi-Kénoranien (2.5 Ga.) et prédate l'ouverture de la fosse du Labrador (2.2 Ga.). Il constitue le plus vieil événement de l'Aphébien inférieur de la région reconnu à ce jour.

Outre les complexes gneissiques et plutoniques ici décrits, plusieurs ensembles magmatiques, bien que datés par la méthode Rb/Sr, moins fiable que celle au zircon, ont donné des âges comparables dans les terrains à l'est de la Fosse du Labrador. Des enclaves basiques dans un orthogneiss granitique près du dôme de Wheeler sont datés à 2.370 +/- 0.039 Ga. (Rb/Sr roche totale, Ciesielsky, communication personnelle). Le groupe de Mugford, au Labrador, donne des âges Rb/Sr de 2.386 +/- 0.03 Ga. dans un leucogranite, et de 2.369 +/- 55 pour une diabase syn-volcanique (Barton 1975). Le granite d'Okak, au Labrador, donne un âge Rb/Sr roche totale de 2.333 +/- 30 (Barton 1974).

Des âges similaires sont rapportés dans le Super-groupe huronnien, la ceinture gneissique de Walleston (Hoffmann 1988) et le Front Grenville.

ÉCHELLE TECTOSTRATIGRAPHIQUE

L'histoire géologique de la région s'étend de l'Archéen au Protérozoïque supérieur. Deux datations U/Pb dans des zircons (Bowring 1986) permettent de fourchetter les principaux événements, les événements secondaires étant datés de façon relative. Une échelle tectostratigraphique est tentativement dressée à la figure 33.

Archéen: >2.6 Ga.

L'hypothèse de dire que le Complexe de Mistinibi forme un socle archéen sous le Complexe de Ntshuku (Fig. 33-C1) est plausible mais actuellement non vérifiée. La déformation ou le métamorphisme kénoranien n'y sont pas clairement mis en évidence. De même, la présence d'une discordance entre les complexes de Ntshuku et Mistinibi n'est pas vérifié. Il est aussi possible que le Complexe de Mistinibi soit un amalgame de terrains entremêlés d'âges archéens et plus récents ou d'un socle archéen et de lambeaux du Groupe de Lake Harbour (Taylor 1979, Girard et al 1990).

Ntshukien: 2.4-2.3 Ga.

L'ensemble magmatique de la Suite de Pallatin (2.325 Ga., Bowring, communication écrite) et des volcanites de Ntshuku se mettent en place durant un régime tectonique instable distensif-compressif, dans un environnement marin bathyal, sur une socle sialique en subsidence rapide (Fig. 33-C2). Un prisme de sédiments flyschiques volcano-détritiques prograde sur les centres volcaniques. Des altérations métasomatiques et minéralisatrices (?) M1 se produisent le long de cisaillements précoces F1.

Aphébien: 2.3-1.9 Ga.

La séquence a subi une première pulsion métamorphique paroxysmale au faciès des amphibolites supérieures M2 (Fig. 33-C3). Ce métamorphisme est possiblement lié à l'enfouissement précoce du complexe magmatique lors du plissement régional. Supposant qu'elle n'est pas une relique archéenne, la migmatisation 1 se produit. Le plissement régional de Pallatin-La Hutte s'effectue de façon syn-métamorphique M2. Le cisaillement F2, précoce- à syn-métamorphique, se développe possiblement suite aux contraintes internes induites par le plissement (33-B2).

Hudsonien: 1.87-1.75 Ga

Le raccourcissement et l'épaississement de la séquence entraîne une inversion dans le champ des contraintes agissant sur la croûte (Fig. 33-B3). La contrainte lithostatique égale et surpasse la résistance

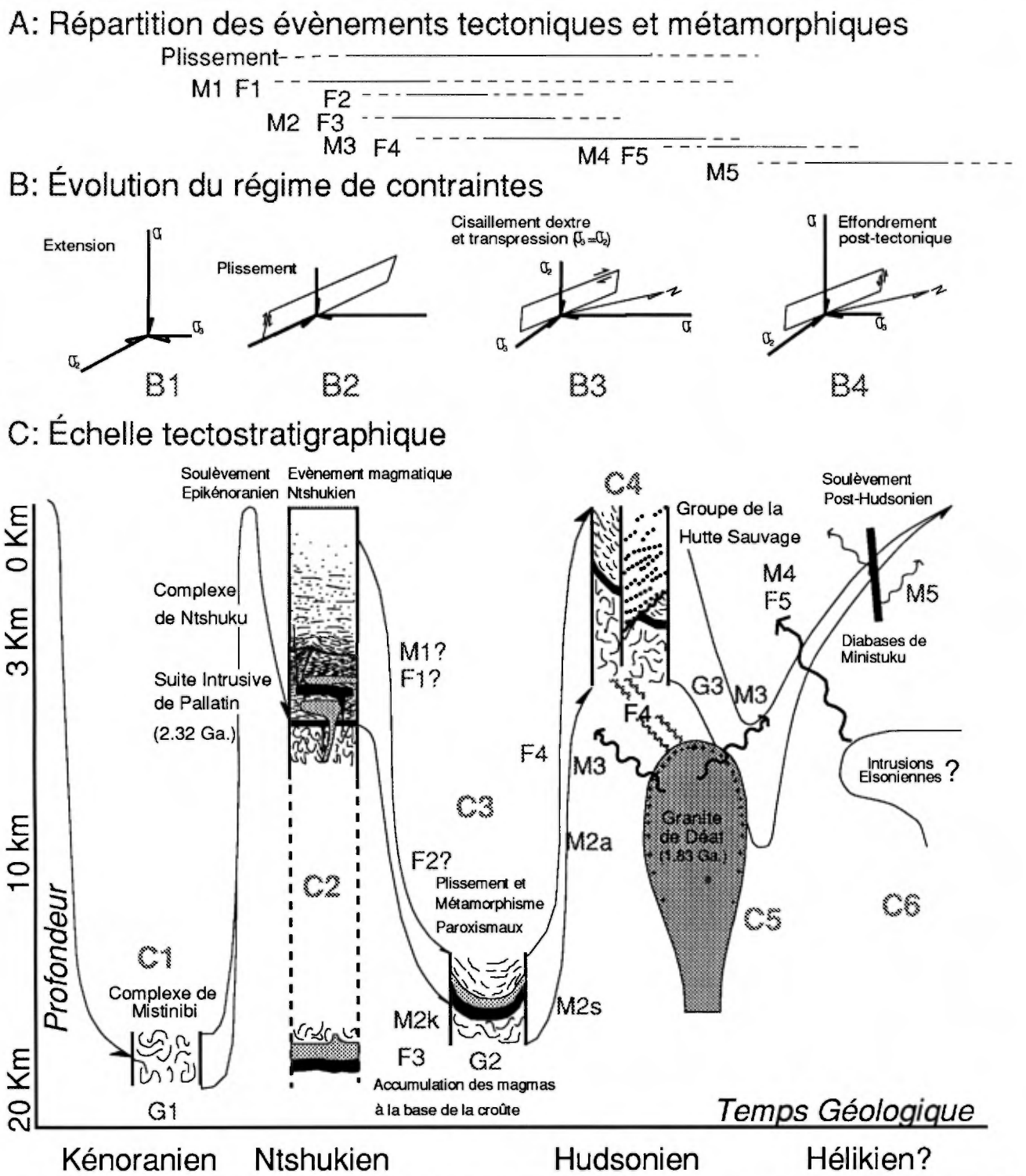


Figure 33 - *Colonne tecto-stratigraphique de la région*, indiquant les mises en place des différentes lithologies (C), le développement (A et C) des principaux cisaillements (F), phases de plissements et pulsions du métamorphisme (M), l'orientation du champs des contraintes (B) et les phases de migmatisation (G) et les événements orogéniques pour la région. Voir le texte pour les détails.

à la rupture du continent. La contrainte tectonique demeure horizontale orientée par N035°. Le régime tectonique passe de compressif à transpressif dextre F3 (Girard, 1989a,1990). Le cisaillement de la rivière George F4 se développe. Le Groupe de la Hutte Sauvage se dépose dans un bassin épicratonique développé en bordure du cisaillement (Fig. 33-C4). Un métamorphisme rétrograde dans le socle M3 et prograde dans la couverture se produit au faciès des amphibolites inférieures. La migmatisation 2 se développe. Le Granite de Déat Fig. 33-C5) perce le cisaillement, en date de 1.83 Ga. (U/Pb dans les zircons, S. Bowring, communication écrite). Ce granite est un satellite du batholite Andin de De Pas. La migmatisation 3 se développe.

Paléohélikien: +/-1.4 Ga. ?

Les cisaillements F5 (Fig. 33-C6) reprennent les anciennes zones de faiblesses. Le régime tectonique est alors distensif. Une rétromorphose au faciès des schistes-verts M4 s'y associe. Ces cisaillements recoupent et/ou sont recoupés par les intrusifs elsoniens à l'est de la région (observations de l'auteur). Le régime tectonique en extension est éventuellement l'expression de l'effondrement "Rifting" passif invoqué pour la mise en place des anorthosites (Emslie 1978). Cette extension résulte du relâchement des contraintes tectoniques. La pression lithostatique devient la contrainte majeure (Fig. 33-B4), et le continent épaissi s'effondre sous son poids.

Néohélikien?: < 1.4 Ga.?

L'essaim de dolérites de Ministuku recoupe la région ainsi que les intrusifs elsonniens. L'altération au faciès préhnite-pumpellyite M5 s'y associe.

Récent: 0.01Ma

La région est affectée par une glaciation causant érosion et sédimentation.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE RÉGIONAL

Plusieurs modèles ont été proposés pour l'évolution du géosynclinal de la Fosse du Labrador (Wilson 1968, Dewey et Burke 1973, Gibb et Walcott 1971, Thomas et Keary 1980, Dimroth 1982, Wardle et Builey 1981, Wardle et all 1990). Suite au projet de la rivière George, une cartographie régionale des terrains gneissiques de l'arrière-pays de la Fosse du Labrador permet une réévaluation de ces modèles géodynamiques.

Le modèle global proposé par Van der Leeden et al. (1987, 1990) (Fig. 34) compare l'évolution du géosynclinal et de son arrière-pays à celle d'une chaîne orogénique andine (Bélanger et Van der Leeden 1987). La Fosse du Labrador correspond aux restes d'un bassin océanique (Groupe de Doublet) obductés sur les sédiments de plateforme (Groupe de Knob lake). Suivant ce modèle, une ligne de suture est supposée à la limite ouest des schistes du Groupe de Laporte. La subduction se produit vers l'est, sous l'arrière-pays. Le cisaillement de Tudor met en contact ces schistes avec le socle granulitique du Complexe de De Pas. Ce socle est percé par le batholite Andin de De Pas (Martelain et al., 1989). Cet arc magmatique date de l'Hudsonien (1.84, U/Pb dans les zircons, Bowring, communication personnelle).

Les terrains gneissiques à l'est du batholithe de De Pas forment le plateau arrière-arc de la rivière George. Des bassins sédimentaires intra-arcs marins (Complexe d'Atshakash) et arrière-arc continentaux (Groupe de la Hutte Sauvage) sont coincés sur ou entre des "socles" pré-hudsonniens. Le socle et sa couverture sont réactivés lors de la déformation hudsonienne.

Ce patron général s'insère dans le cadre géotectonique continental de l'orogène trans-hudsonnienne, dont la fosse du Labrador constitue le segment est (Van Schmus et al. 1987). Le terrain gneissique entre les orogènes de la Fosse (ou du Nouveau-Québec) à l'ouest et des Torngat à l'est est interprété comme une extension de la province archéenne de Rae (Hoffman 1988). Celle-ci, définie dans les Territoires du Nord-Ouest, borde le craton archéen de Hearne au sud et la ceinture de Taltson ainsi que la province des Esclaves au nord.

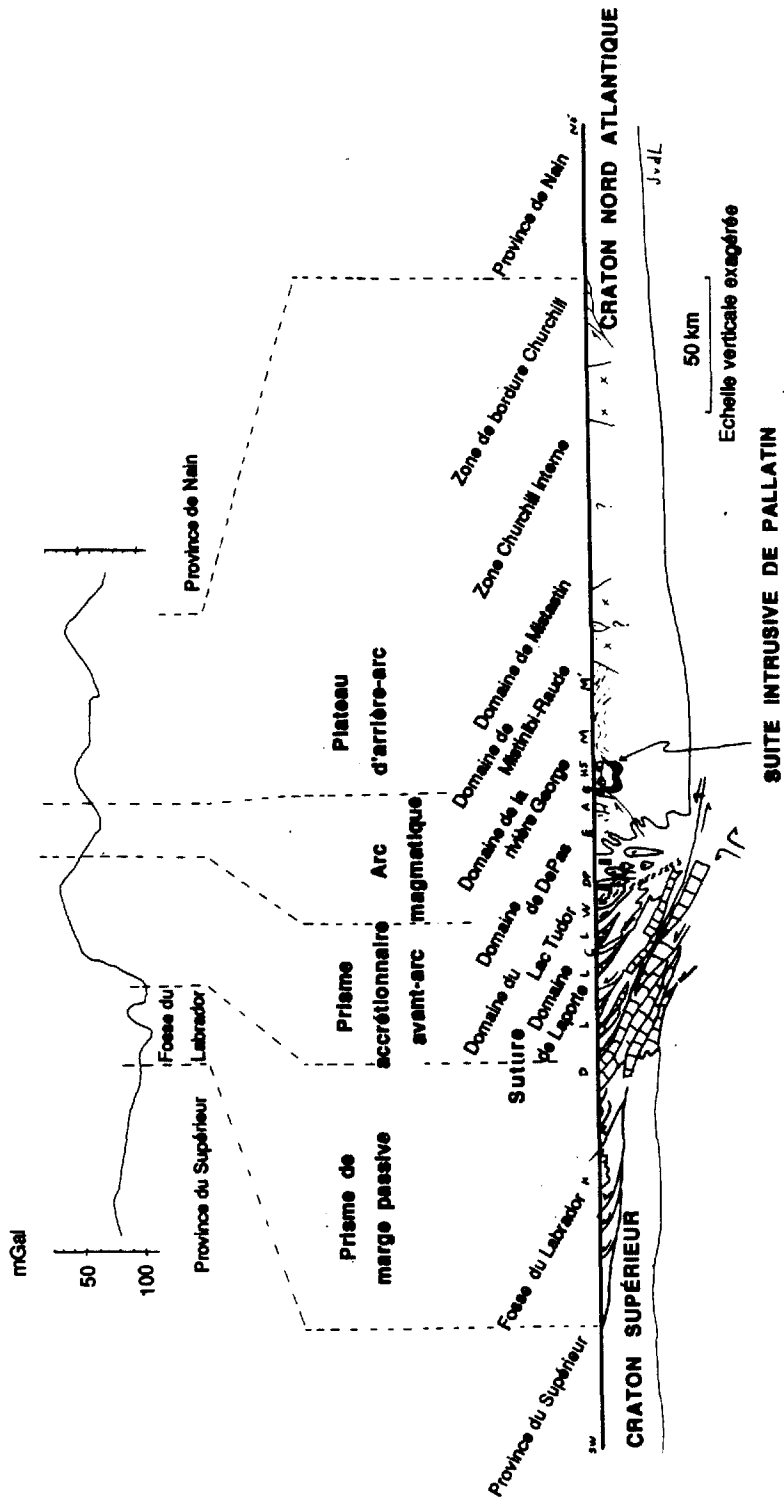


Figure 34 - *Coupe schématique à travers une partie de la province du Churchill de l'est entre le complexe d'Ashuanipi à l'ouest au nord de Schefferville et les intrusifs Elsonien à l'est, à l'ouest du village de Nain* (Tirée de Van der Leeden *et al*, 1990). K: Groupe de Knob-Lake, D: Groupe de Doublet, L: Groupe de Laporte, C: Granodiorite de Champdoré, W et E: Gneiss encaissant à l'ouest et à l'est du Batholite de De Pas, DP: Batholite de De Pas (les rectangles pleins et évidés représentent les suites charnokitiques et granitiques), A: Complexe d'Atshakash, HS: Groupe de la Hutte Sauvage, surmontant le Complexe de Ntshuku (Noir) et la suite intrusive de Pallatin, M: Complexe de Mistinibi, M': suite charnokitique du Complexe de Mistinibi, x: intrusions Elsoniennes. Profil gravimétrique d'après Thomas et Kearey (1980).

La réactivation du craton de Rae dans l'arrière pays de la Fosse du Labrador cause la réorientation de son grain tectonique selon le grain hudsonien nord-nord-ouest (Girard 1990). Plusieurs zones de cisaillements dextres similaires à celles de la rivière George affectent ces terrains. Elles sont visibles sur les cartes aéromagnétiques (CGC. 1985) (Girard 1989A). Un métamorphisme ou rétro-morphisme hudsonien cause la rééquilibration isotopique vers 1.8-1.7 Ga. (Perreault et al. 1987).

La suite intrusive de Pallatin, le Complexe de Ntshuku et de la rivière George et éventuellement une partie des autres complexes gneissiques adjacents recoupent, s'insèrent entre, ou se déposent sur ce socle archéen. Ils prédatent l'ouverture de la Fosse du Labrador à 2.15 Ga. (U/Pb dans des zircons, rhyolites de la Formation de Mistamisk. T. Krogh, communication personnelle, Wardle et al 1990) mais postdatent la stabilisation cratonique épi-Kénoranienne (2.6 Ga.). Le "socle" formant le plateau de la rivière George est ainsi impliqué activement dans l'évolution géotectonique de la région.

CONTEXTE GÉOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE DES GNEISS DE LA RÉGION DE LA RIVIÈRE GEORGE.

Il est difficile d'établir avec certitude le contexte géotectonique de mise en place de la séquence. La signature géochimique et pétrologique ne correspond à aucun patron "classique" des environnements phanérozoïques. De plus, l'incertitude dans les relations stratigraphiques entre les différents complexes entraîne qu'on ne sait si on doit imbriquer leurs différents environnements dans un ensemble cohérent, si ils représentent des éléments exotiques accrétés l'un à l'autre, ou si l'on doit faire intervenir des relations de socle-couverture.

Des nombreuses alternatives s'offrant comme environnements géotectoniques, l'auteur retient celle d'un arc magmatique supra-subduction.

Les magmas à l'origine de la suite observée possèdent une signature ressemblant à celle d'un arc magmatique immature (lignée calco-alcaline peu évoluée, patron de terres-rares légèrement enrichi, enrichissement variable des éléments traces incompatibles, etc.). La sédimentation de faciès flyschiques volcano-détritiques suggère un environnement situé à proximité d'un arc magmatique. La présence éventuelle d'un continuum sédimentaire entre les Complexes de la George et de Ntshuku et les complexes adjacents de Mistinibi à l'est et d'Atshakash à l'ouest indique l'extension importante de l'arc.

La présence probable de lambeaux archéens coincés dans le Complexe de Mistinibi s'explique soit en termes de socle sous-jacent à une marge continentale active immature, ou en terme de microcontinents coincés à l'intérieur de l'arc.

Cet arc magmatique associé à une zone en subduction prédate la déposition de la séquence de rift et la mise en place des basaltes de fonds océaniques de la Fosse du Labrador (2.15 Ga.). Une série d'âges Pb-Pb dans les différentes minéralisations de la Fosse donne des âges modèles plus anciens (Thorpe et Clark, manuscrit soumis). L'arc magmatique de la région de la rivière George est aussi la signature cryptique d'une ancienne zone de suture, éventuellement d'un ensemble orogénique.

L'ouverture de la Fosse du Labrador s'entrevoit dans ce schéma comme un effet de la fermeture ou de l'accrétion Ntshukienne. Un contexte de bassin avant-arc (Hoffman 1987) ou arrière-arc (Girard et al 1988) est suggéré. La nature marginale du bassin de la Fosse du Labrador est corroborée par la réinterprétation de la stratigraphie du Groupe de Laporte (Girard et al. 1989).

CONCLUSIONS

L'étude géologique effectuée dans le secteur de la rivière Déat a permis de faire la lumière sur six problématiques soulevées lors de la campagne de cartographie régionale du projet de la rivière George.

A: Déterminer l'existence ou non d'un socle Archéen et de la déformation kénoranienne dans la région:

Aucune évidence d'un socle archéen n'a été retrouvée à l'intérieur des complexes de Ntshuku et de la George. La lithologie la plus ancienne date de l'Aphébien inférieur. Les patrons de plissements est-ouest observés ne montrent aucune affiliation avec l'orogénèse kénoranienne, étant des effets parasitiques des cisaillements hudsoniens.

Un socle archéen est éventuellement présent dans le Complexe de Mistinibi, quoiqu'il ne fût pas mis en évidence.

B: Caractériser le contexte local et géotectonique de mise en place des volcanites:

Les métabasites montrent une signature géochimique évoluée mais qui ne correspond à aucun environnement magmato-tectonique classique. Les magmas granitiques ressemblent à ceux des contextes supra-subductifs peu évolués. Les sédiments indiquent une profondeur de mise en place bathyale. Un contexte de mise en place géotectonique supra-subductif immature est suggéré.

C: Formuler un modèle pétrogénétique pour la suite magmatique:

Deux lignées magmatiques sont ici en présence. Un magma basaltique tholéïtique est à la source des laves basaltiques et des filons-couches gabbroïques sous-jacents. Un fractionnement et une accumulation du clinopyroxène et de l'olivine, ou de l'orthopyroxène sont à l'origine de la formation des cumulats des gabbros. Un second magma granodioritique contemporain est à la source des granitoïdes de Pallatin et des volcanoclastites acides de la séquence volcanodétritique. Une mise en place hypabyssale est déduite pour ces granitoïdes. Les effets de mélanges entre les deux magmas sont à la base des centres de différentiation eucritique dans les granitoïdes et du fractionnement de l'orthopyroxène dans les gabbros.

D: Déterminer le protolithe des gneiss dioritiques:

Les gneiss dioritiques du Complexe de la George et des autres complexes gneissiques de la région originent d'une gneissification par mylonitisation, déformation, ségrégation métamorphique et injection de roches similaires aux volcanites et volcanoclastites du Complexe de Ntshuku. Originellement, ces volcanites et volcanoclastites s'étendaient sur une ceinture de plus de 200 kilomètres.

E) Déterminer le ou les mouvements dans la zone de cisaillement de la rivière George et ses implications sur la tectonique:

Le raccourcissement s'effectue en premier lieu par plissements horizontaux, puis par plissements à culmination axiale, et cisaillements chevauchants mineurs. Le mouvement a été par la suite latéral dextre, avec une composante de transpression en même temps que se mettait en place le Granite de Déat. Un effondrement subséquent entraîne un mouvement normal tardif. Tout ceci s'effectue en réponse de contrainte tectonique nord-est sud-ouest. L'inversion dans le champ des contraintes moyennes et mineures, cause de la variation de la direction du mouvement, s'effectue postérieurement au paroxysme du métamorphisme au faciès des amphibolites supérieures.

F) Déterminer le potentiel minéral de la région:

Seulement deux indices d'importance relative se retrouvent dans la région. Le premier correspond à un indice d'or filonnien dans une lentille d'arsénopyrite, le second à une lentille kilométrique de pyrrothite disséminée dans des métabasites. Bien qu'aucun indice dans la région n'ait justifié jusqu'ici des travaux importants, le contexte métallogénique global reste intéressant. La région se compose d'une séquence volcano-sédimentaire recoupée de nombreux intrusifs acides et basiques, et affectée par une zone de cisaillement d'ampleur régionale. Outre

le grade métamorphique plus élevé, le contexte métallogénique pourrait s'apparenter à celui des ceintures de roches-vertes archéennes.

RÉFÉRENCES

ASSELIN R., 1985, Étude du métamorphisme de la région du lac Mistinibi (Rivière George), Mémoire de fin d'étude, Université Laval, Québec, 46p.

ANDERS E., GREVESSE N., 1989, Abundance of the elements: Meteorites and solar, Geochimica et Cosmochimica Acta, 53:197-214.

AVISON T., 1986, Report of Geology sampling and evaluation of the potential for platinium mineralization in the Labrador Trough, GM 45371, déposée au service de la Géo-information, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 154 p.

BEAUMIER M., 1982, Géochimie des sédiments de lac dans la région de la rivière George, Territoire du Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 82-16, 41p.

BÉLANGER M., 1983, Région du lac Brisson, Territoire du Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 84-20 (carte annotée).

BÉLANGER M., 1984, Secteur de la rivière Déat-sud -Indice Poitras-, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, carte non-publiée.

BÉLANGER M., 1986, Nouvelles cibles pour l'or dans l'Archéen, à l'ouest de la Fosse du Labrador, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, document de promotion # 8.

BÉLANGER M., Van der LEEDEN J.,1987,Le projet rivière George: Une première évaluation métallogénique, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 87-25, p.94-100.

BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican Shear Zone, Journal of Structural Geology, 1-1:31-42.

BOIVIN J. et TREMBLAY J., 1985, Application de la spectrométrie des rayons-X au dosage d'éléments en traces dans les roches, Centre de Recherches Minérales du Québec, publication 84-Sp-004, 37 p..

BOIVIN J. et TREMBLAY J., 1986, Application de la spectrométrie des rayons-X à l'analyse de roches et minerais aux matrices variées, Centre de Recherches Minérales du Québec, publication 84-Sp-002, 27 p.

BOWRING S., 1986, Géochronologie de l'arrière-pays et de l'avant-pays de la fosse du Labrador, Rapport d'activité 1986, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-14, p.49

BURG J.P., LAURENT P., 1978, Strain analysis of a shear zone in granodiorite, Tectonophysics, 47:15-42.

BURKE K.C.A., DEWEY J.F., 1973, An outline to Precambrian developpement, *in*: Implication of continental drift to the earth sciences, ed. TARLING D.H., RUNCORN S.K., Academic Press, London, V.2, p.1035-1045.

CARR J., 1985, Igpet, logiciel de traitement des données pétrochimiques.

CHABOT F., 1986, Étude géologique et métallogénique de l'indice Van der Leeden, Mémoire de fin d'étude non-publié, Université Laval, 76 pp.

CLARK T., THORPE R.I., 1990), Model lead ages from the Labrador Trough and their stratigraphic implications, *voir* LEWRY J. et STAUFFER M. sous-presse.

CLARK T., BÉLANGER M., GIOVENAZZO D., 1986, Métaux précieux au Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Document de promotion non-numéroté, 16 pp.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1985, Cartes NO-20-M. et NN-20-M. Cartes aéromagnétiques, 1:1.000.000.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1981, Cartes 6256G et 6257G. Cartes

aéromagnetiques. 1:50 000.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1974, Cartes 7422G et 7437G. Cartes aéromagnétiques. 1:250.000.

COUSINEAU P.A., 1980, Stratigraphie et faciès des andésites d'Amulet, près de la mine Norbec, Rouyn-Noranda, Québec, Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi,104 p.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J., 1979, The interpretation of igneous Srocks, George Allen & Unwin Publ., 450 pp.

CROTEAU M.,1988, Distinction des schistosités de plissement et de cisaillement de la région de la Rivière Déat, Nouveau-Québec, Mémoire de fin d'étude non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, 65 p.

DANIS D. 1988, Géologie de la région du lac Recouet (Territoire du Nouveau- Québec), Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET-86-11 54 p.

DANIS D.,1986, Géologie du la région du lac Raude, Carte annotée , Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-87-07.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1962, Rock forming minerals, 6 volumes, Longman publ. Londre UK.

DIMROTH E., 1982, Labrador geosyncline: Type example of early Proteozoic cratonic reactivation *in*: Precambrian plate tectonic, KRONER A., éditeur, Development in Precambrian Geology #4, Elsevier Publ. p.331-351.

DIMROTH E., 1977, Archean subaquous autoclastic rocks, Rouyn- Noranda area, Québec: Classification, diagenesis and interpretation, Report of activities, GSC Paper 77-1A, p.513-522.

DIMROTH E., COUSINEAU P., LEDUC M., SANSCHAGRIN. Y., 1978, Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada., Journal Canadien des Sciences de la Terre, 15:902-918.

DIMROTH E., YAMAGISHI H., 1987, Criteria for the recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks, Report of the Geological Survey of Hokkaido 58:55-88.

EMSLIE R.F.,1978, Anorthosite massifs, rapakivi granite and the late Proterozoic rifting of North America, Precambrian Research 7:61-98.

EMSLIE R.F., 1980, Geology and petrology of the Harp lake Complex, Central Labrador: an example of Elsonian magmatism, Geological Survey of Canada Bulletin #293, 95 p.

EMSLIE R.F., COUSEN B., HAMBLIN C., BIELECKI J., 1980, The Mistastin Batholith, Labrador-Québec: An Elsonian composite rapakivi suite, Commission Géologique du Canada, Papier 80-1a, p. 95-100.

EVANS B.W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite, Annual Review of the Earth and Planetary Science, 5:397-447.

FISHER R.V., 1960, Classification of volcanic breccias, Bulletin of the Geological Society of America, 71:973-982.

FLEUTY M.J., 1964, The description of folds, Geological Association of America Proceeding, 75:461-492.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, Earth and Planetary Science Letters, 27:211-218.

GAGNÉ R. et GUIMONT J., 1986, Méthodes de dosage de diverses substances minérales par spectrophotométrie d'absorpsion atomique et par spectrométrie d'émission atomique au plasma, Centre de Recherches Minérales du Québec, publication AC-11, 420 p.

GIBB R.A., 1983, Model for suturing of Superior and

Churchill plates: An example of double indentation tectonics, Geology 11:413-417.

GIRARD R., 1985a, Région de la rivière Déat, Ministère de Énergie et des Ressources du Québec, DV 85-12, p.48.

GIRARD R., 1985b, Géologie de la région de la rivière Déat, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 85-27 (carte annotée).

GIRARD R., 1986a, Région de la rivière Déat, Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-86-14, p.48.

GIRARD R., 1986b, Géologie, tectonique et métallogénie de la région de la rivière Déat, Rapport préliminaire soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, non-publié, 43 p.

GIRARD R. 1988 Potentiel minéral de la région de la rivière Déat, Territoire du Nouveau-QuébeC, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-88-04, p. 27.

GIRARD R. 1989 The George river transpression zone, Association Géologique du Canada, Programme et résumés de la réunion annuelle 14:A-9.

GIRARD R. 1989b, Géologie de la région du lac Deborah, Territoire du Nouveau- Québec, Ministère de l'Énergie est des Ressources du Québec, MB-89-37, 34 p.

GIRARD R., 1988b, Potentiel minéral de la région de la rivière Déat, Territoire du Nouveau-Québec *in*: Texte des conférences au Séminaire d'information de Québec, 1988, Ministère de l'Énergie est des Ressources du Québec, MB-89-301, p 161-173.

GIRARD R., 1990, Regional shear pattern and southward tectonic escape between the Labrador Trough and the Ramah Group, I*n:* Recents Advances in the geology of the Eastern Churchill Province (New-Quebec and Torngat Orogens), Northeasthern Quebec and Labrador. Ed. Wardles R.J., Ermanovics I,F., Ryan B. Résumés de conférence tenue à Wakefield, Ontario, Mars 1990 (Manuscrit soumis).

GIRARD R., CLARK T., BÉLANGER M. (1989), A new stratigraphic sub-division of the Laporte Group, Labrador Trough Association Géologique du Canada, Programme et résumés de la

GIRARD R, Van KRANENDONK M., 1990, Symetry and Asymetry between the Southern New-Quebec and Central Torngat Orogen. *In:* Recents Advances in the geology of the Eastern Chrurchill Province (New-Quebec and Torngat Orogens), Northeasthern Quebec and Labrador, Ed. Wardles R.J., Ermanovics I,F., Ryan B. Résumés de conférence tenue à Wakefield, Ontario, Mars 1990 (Manuscrit soumis).

GIRARD R., Van KRANENDONK M., BEAULIEU R., 1990, The Falcoz Shear zone: map-scale shearbands in the Torngat Orogen. Association Géologique du Canada. Programme et résumés de la réunion annuelle, 15: (manuscrit soumis).

GIRARD R., WOUSSEN G., BÉLANGER M., BOWRING S., 1988, The Ntshukian magmatic event and its implication on the Labrador Trough tectonic evolution, Association Géologique du Canada, Programme et résumés de la réunion annuelle, 13:A-45.

GIROUX J., 1985, Contribution du traitement numérique des images Landsat du secteur de la rivière George dans le cadre de la cartographie régionale, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Non-publié, 77 p.

HOFFMAN P., 1988, United plates of America, the birth of a craton, Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 16:543-603.

HOLDAWAY M.H.,1971, Stability of andalousite and the aluminium silicates phase diagram, American Journal of Sciences, 271:97-13

HUGHES C.J., 1982, Igneous petrology, Developpements in petrology t.7, Elsivier publ., Amsterdam, 551 pp.

IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth sciences, 8:523-548.

JONES J.G., 1969, Pillow lavas as depth indicators, American Journal of Science, 267:181-195.

LAMEYRE J., BOWDEN P., 1982, Plutonic rocks types series: Discrimination of various granitoid series and related rocks, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14:169-186.

LAPOINTE B., 1987, Reconnaissance géologique de la région du lac Lilois, Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB-87-82, Carte annotée.

LAPOINTE B., 1986, Reconnaissance géologique de la région du lac Pailleraut, Territoire du Nouveau-Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB-85-73, 10 p.

LAUZIERE K. 1989, Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi ,164 p.

LEAKE B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles, American Mineralogist, 63:1023-1052.

LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, Journal of Petrology, 27:745-750.

LEWRY J.F., STAUFFER M.R., 1990, Early Proterozoic Trans-Hudson orogen: Lithotectonic correllations and evolution, Association Géologique du Canada, Special paper (sous presse).

LISTER G.S., SNOKE A.W., 1985, S-C mylonites, Journal of Structural Geology, 6:617-638.

Mac DONALD G.A., KATSURA T., 1961, Variation in the lava of the 1959 eruption in the Kilauea Iki, Pacific Sciences, 15:358-369.

MANDL G., 1988, Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts, Development in Structural Geology #1, Elsevier, Amsterdfam, 407 p.

MARTELAIN J., 1990, Le Batholite de De PAS (Labrador central, Nouveau Québec, Canada), dans le segment oriental de l'orogénèse trans-hudsonien: typologie et implications géodynamiques, Thèse de doctorat, Université de Lyon-1, 571 p.

MARTELAIN J., BÉLANGER M., CHENEVOY M. 1987,, Le Batholite de De Pas, Labrador central, Nouveau-Québec. Pétrographie et géochimie,112ème Congrès National des Sociétés Savantes, Lyon, 1987, Sciences, I:57-68.

MEHNERT K.R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks, Development in Petrology #1, Elsivier Publ., Amsterdam, 393 pp.

MIYASHIRO A., 1973, Metamorphism and metamorphic belt, George Allen & Unwin Publ., London, 492 pp.

MORTENSEN J.K, PERCIVAL, J.A., (1987) U-Pb Zircon and monazite geochronology of the Clairambault area, Ashuanipi Complex, Quebec. Commission Géogogique du Canada, Papier 87-02, p. 135-142.

MUFFLER L.J.P., SHORT J.M., KEITH T.E., SMITH V.C., 1969, Chemistry of fresh and altered basaltic glass from the upper Triassic Hound island volcanics, south easthern Alaska, American Journal of Sciences, 267:196-209.

MULLEN E.D., 1983, Mno/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, Earth and Planetary Science Letters, 62:53-62.

OTIS M.B., (1986a) Géochimie des sédiments de ruisseau - Région du lac Brisson. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 86-11, 113 p et 2 cartes.

OTIS M.B., (1986b) Géochimie des sédiments de ruisseau - Région du lac Mistassini, sud de la rivière George. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 86-30, 70 p .

OWEN V. Géologie de la région du lac Lief, Nouveau-Québec Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport final, (manuscript soumis) ,102 p.

PEACOCK M.A., 1931, Classification of igneous rocks, Journal of Geology, 39:54-67.

PEARCE J.A., 1975, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic setting on Cyprus, Tectonophysics, 25:41-67.

PEARCE J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *in*: Andesites, THORPES R.S. editor, John Wiley & Son publ., p.525-548.

PEARCE J.A., CANN J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, Earth and Planetary Science Letters, 19:290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic imterpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25:956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, Contribution to Mineralogy and Petrology, 69:33-47.

PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C., 1975, The TiO2-K2O-P2O5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts, Earth and Planetary Science Letters, 24:419-426.

PERREAULT S., HYNES A., MOOREHEAD J. 1987 , Metamorphism of the eastern flank of the Labrador Trough, Kuujjuaq, Ungava, Norhtern Québec Association Géologique du Canada, Programme et résumés de la réunion annuelle 12:80.

PETITJOHN F.J., 1975, Sedimentary rocks, 3rd ed., Harper & Row Publ., New-York, 628 p.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M., 1980, Extensional structures in anisotropic rocks, Journal of Structural Geology, 2-4:397-410.

RAMSAY J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks, International Series in the Earth and Planetary Sciences, McGraw-Hill publ., New-York, 568 p.

RAMSAY J.G., GRAHAM R.H.,1970, Strain variation in shear belts, Canadian Journal of Earth Sciences, 7:786-813.

RICHARDSON S.W., GILBERT M.C, BELL P.M., 1969, Experimental determination of kyalite-andalousite and andalousite-sillimanite equilibria: the aluminium sillicate triple point, American Journal of Science, 267:259-272

SAWYER E.W., ROBIN P.Y.F., 1986, The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments, Metamorphic Geology, 4:237-260.

SCHMID R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, Geology, 9:41-43.

SIBSON R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanism, Journal of the Geological Society of London, 133:191-213.

SIMPSON C., SCHMID S.M., 1983, An evaluation of critera to deduce the sense of movement in sheared rocks, Geological Society of America Bulletin, 94:1281-1288.

SMITH J.V., 1974, Feldspar minerals #2, chemical and textural properties, Springer-Verlag Publ., New-York, 690 p.

SPRY A.,1969, Metamorphic texture, Pergamon press, Oxford UK, 350 p.

STOCKWELL C.H., 1982, Proposals for time classification and correlation of precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian shield: part 1: A time classification of precambrian rocks and events, Commission Géologique du Canada, paper 80-19, 135 p.

STRECKEISEN A., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS, subcommission on the systematics of igneous rocks, Geology, 7:331-335.

STRECKEISEN A., 1976, To each plutonic rocks its proper name, Earth Science Reviews, 12:1-33.

TAYLOR F.C., 1979, Reconnaissance geology of a part of the Precambrian shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories, Commission Géologique du Canada, Memoire 393, 99 p.

TAYLOR F.C., 1971, A revision of Precambrian structural provinces in Northeastern Québec and Northern Labrador, Journal Canadien des Sciences de la Terre, 8:579-585.

TCHALENKO J.S., 1967, The evolution of kink-bands and the development of compression texture in sheared clays, Tectonophysic, 6:159-174.

TCHALENKO J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes Geological Society of America Bulletin, 81:1625-1640.

THOMAS M.D., KEAREY P., 1980, Gravity anomalies, block-faulting and Andean-type tectonism in the eastern Churchill province, Nature, 283:61-63.

THOMPSON A.B., ENGLAND P.C., 1984, Pressure-temperature-time path of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages , Metamorphic Rock Journal of Petrology, 25-4:929-955.

VAN DER LEEDEN J., 1983, Région du lac de la Hutte Sauvage, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 84-29 (carte annotée).

VAN DER LEEDEN J., 1986, Compte rendu des travaux de terrain - 1985 - Région de la rivière George, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport non-publié, 78 p.

VAN DER LEEDEN J., 1985, Géologie de la région du lac Mistinibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 86-12 (carte annotée).

VAN DER LEEDEN J., Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, (Manuscrit soumis), 279 pages.

VAN DER LEEDEN J., Géologie de la région du lac Mistinibi, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 186 p.

VAN DER LEEDEN J., BÉLANGER M., DANIS D., GIRARD R., 1987, Lithotectonic domains in the high-grade terranes east of the Labrador trough (Québec), Association Géologique du Canada, Programme et résumés de la réunion annuelle, 12:98.

VAN DER LEEDEN J., BÉLANGER M., DANIS D., GIRARD R., MARTELAIN J., 1990, Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador trough, voir: LEWRY et STAUFFER 1990 (sous presse).

Van SCHMUS W.R., BICKFORD M.E., LEWRY J.F., Mac DONALD R., 1987, U-Pb geochronology in the Trans-Hudson orogen, northern Saskatchewan, Canada, Journal Canadien des Sciences de la Terre, 24:407-424.

WALKER R.G., 1979, Turbidites and associated coarse clastic deposits, *in:* Facies models, WALKER R.G. éditeur, Geoscience reprint series #1, Geological Association of Canada, p.91-103.

WARDLE R.J., 1985, Geology of the Churchill falls area, Report 85-2, Departement of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, 70 p.

WARDLE R.J., BAILEY D.G., 1981, Early proteozoic sequences in Labrador, *in:* Proteozoic basins of Canada, CAMBELL F.H.A. éditeur, Commission Géologique du Canada, papier # 81-10, p. 331-359.

WILSON J.T., 1968, Comparaison of the Hudson bay arc with some other features, *in:* Science, history and Hudson bay #2, ed. BEALS C.S., Canadian department of Energy, Mines and Ressources, Ottawa, p.1015-1033.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., 1975, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks Earth and Planetary Science Letter 28:459-469.

WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting, Earth and Planetary Science Letter, 45:326-336.

WOUSSEN G., 1985, Pétrostat 1 & 2, logiciel de traitement des données pétrochimiques, Université du Québec à Chicoutimi.

YODER H.S., TILLEY C.E., 1962, Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, Journal of Petrology, 3:342-532

ZEN E., HAMMARSTROM J.M., 1984, Magmatic epidote and its petrologic signifiance, Geology, 12:515-518.

Annexe 1: ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Les analyses chimiques utilisées dans le présent travail ont été réalisées en deux séries, dans deux laboratoires différents. Aucun test de comparabilité n'a été effectué.

Les éléments majeurs pour les analyses #50 à #65, #11 à #15 et #20 furent déterminés dans les laboratoires de l'UQAC. La silice, l'alumine, le fer ferrique et le phosphore furent dosés par fluorescence X sur pastille de tétraborate sur un spectromètre Phillips 1410. Le dosage du phosphore n'est ici que semi-quantitatif. La soude, la potasse, la chaux, la magnésie, le titane et le manganèse furent déterminés par spectrométrie d'absorption atomique sur un appareil Perkin-Elmer 603, avec une mise en solution par perle de métaborate. Notons que les fusions s'effectuent sur des poudres grillées à 1000 degrés pour éliminer toutes traces de sulfure et d'humidité. Certaines amphibolites pouvant contenir jusqu'à 10% de pyrrothite, la teneur en fer obtenue après grillage est faussée par rapport à celle contenue dans la fraction silicatée. La perte au feu n'est pas inclue dans le calcul de fermeture des analyses. Les éléments de terres-rares suivants: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Ho, Yb, et Lu, de même que le Cr, Sc, Hf, Th et Ta ont été dosés par activation neutronique instrumentale (INAA.) à l'UQAC (sur spectromètre Canbera 35) et irradiés au réacteur de l'Ecole Polytechnique de Montréal. Les analyses #23, #24, #27, #31 et #43 ont été analysées par INAA pour ces mêmes éléments (sauf Ta) plus Cs, U, et Au. Une troisième série, comprenant les analyses #21, #22, #28, #29 et #32, contient la même batterie d'éléments, plus Ta, As, Ir, Se et W (contaminé par un broyage au carbure de tungtène).

Le reste des analyses furent réalisées au Centre de Recherches Minérales du Québec (CRM.). Les éléments majeurs (silice, alumine, fer total, magnésie, chaux, soude, potasse, titane, et manganèse) pour les analyses #21 à #47 ont été dosés par fluorescence X sur pastille boratée avec un spectromètre ARL-8420 (Boivin et Tremblay 1986).

Les éléments Ga, Nb, Rb, Sn, Se, Sr, Ta, Te, Th, U, Y, et Zr furent dosés aux CRM. par fluorescence Xpour toutes les analyses (sauf celle précitées déterminées par INAA). Les analyses ont été effectuées sur pastille pressée, à l'aide d'un spectromètre ARL-8420 (Boivin et Tremblay 1985). Les éléments Ba, Be, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Dy, Eu, La, Li, Mo, Nd, Ni, Pb, Pr, Sc, Sm, V et Zn pour toutes les analyses (sauf celles précitées déterminées par INAA) furent faits au CRM. La spectrophotométrie d'absorption atomique au plasma (SEAP) est réalisée sur des échantillons solubilisés à l'acide fluorhydrique et dosés avec un spectromètre à plasma induit Jarrell-Ash #9000 (Gagné et Guimond 1986). L'or, le platine et l'argent furent déterminés par pyro-analyse. L'arsenic fût déterminé par calorimétrie.

La norme est une norme CIPW calculée à l'aide du logiciel Magma-86 (Hugues 1986). Le fer ferreux n'ayant pas été déterminé, il est estimé par la formule FeO = 0.8996 (Fe2O3 - {Ti02+1.5}) (Irvine et Baragar, 1971). Pour les échantillons très pauvres en fer (#26, #27, #33), il est estimé par la formule FeO = 0.8996 (3/4 Fe2O3). Les éléments de terres rares sont normalisés sur les valeurs chondritique de Anders et Grevisse (1989). Le Gd* et Eu* correspondent aux valeurs normalisées interpolées entre celles de Sm et Tb.

Les tableaux de résultats sont divisés en quatres sections:

1A: Analyses d'intérêt économique
1B: Eléments majeurs et normes
1C: Eléments traces
1D: Eléments de terres rares par INAA.

Au sommet des tableaux des résultats apparaissent des données alpha-numériques. Le numéro correspond au numéro d'analyse apparaissant sur la carte (U: analysé à l'UQAC, C: analysé au CRM, V: analyse d'intérêt économique). La lithologie indique l'unité lithologique d'appartenance (al: altéré, tu: volcaniclastique massive?, at: Complexe d'Atshakash br: bréchifié). Le numéro d'affleurement correspond au numéro de référence de la géofiche.

Les résultats de la géochimie furent traités grâce aux lociciels Pétro-Stat (Woussen, 1985), Igpet (Carr, 1985), Magma 86 et Lotus 123. Un chiffrier Lotus ou igpet des données est disponible sur demande auprès de l'auteur.

Annexe 1-A: Analyse d'intérêt économique

NUMERO	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	16	17	18	19
LITHOLOGIE	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	H-2	C-2-D	H-2	A-2-B	E-1
UTMX	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.1	98.7	98.2	01.3	01.3
UTMY	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	13.6	08.6	13.4	07.9	07.90
Ag (0.2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	700	400	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
As (0.5%)	23.5	0.01	5.21	0.01	26	22.7	1.24	0.22	0.49	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Au (15 ppb)	333	566	586	17	8100	3300	316	57	440	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba (ppm)	30	868	147	362	34	61	946	837	1200	869	465	20	245	0.01
Be (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cd (1 ppm)	428	2	230	5	413	918	46	18	30	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (3 ppm)	7	12	31	39	8	4	46	65	82	46	81	4	10	40
Co (2 ppm)	91	19	55	31	90	94	29	32	19	26	28	48	19	18
Cr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	41	0.01	9	0.01	67	0.01	33	13
Cu (1 ppm)	25	25	26	0.01	66	0.01	4	0.01	0.01	0.01	0.01	5	58	0.01
Dy (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Eu (1 ppm)	5	0.01	1	2	6	5	4	1	2	2	0.01	0.01	3	0.01
La (ppm)	4	12	15	21	5	3	27	39	47	26	48	2	7	23
Li (1 ppm)	0.01	1	0.01	5	0.01	0.01	19	4	9	18	5	0.01	0.01	5
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni (25 ppm)	12	0.01	0.01	0.01	10	10	19	0.01	0.01	2	0.01	0.01	9	0.01
Nd (1 ppm)	0.01	35	25	65	0.01	0.01	90	70	95	75	60	0.01	55	45
Pb (12 ppm)	0.01	21	0.01	17	0.01	0.01	28	22	28	30	53	0.01	18	2
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sc (1 ppm)	2	0.01	7	20	5	0.01	19	17	17	9	5	0.01	20	5
Sm (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
V (2 ppm)	0.01	7	20	46	3	0.01	72	21	59	56	54	0.01	123	18
Zn (2 ppm)	0.01	16	10	38	0.01	0.01	34	23	36	56	19	13	56	35

NUMERO	U11	U12	U13	U14	U15	U20	C21	C22
LITHOLOGIE	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1	G-1	G-1
UTMX	98.60	98.90	95.50	96.30	96.10	01.30	00.40	96.00
UTMY	08.60	08.30	15.60	14.90	14.80	08.00	09.20	15.60
SiO2	54.09	53.00	50.98	48.89	49.17	49.65	51.20	50.70
TiO2	1.10	2.51	3.82	3.00	2.50	1.80	0.39	0.57
Al2o3	14.89	15.29	14.64	13.72	13.39	14.44	14.30	16.70
Fe2O3	14.29	12.19	16.25	19.42	19.87	16.40	11.80	10.70
FeO								
MnO	0.20	0.18	0.11	0.31	0.29	0.35	0.16	0.17
MgO	9.46	6.95	6.43	5.29	5.13	5.05	7.36	8.20
CaO	3.19	7.77	4.71	6.25	8.89	10.45	11.40	9.99
Na2O	0.25	0.90	0.54	0.81	0.81	1.40	1.78	1.86
K2O	3.37	1.47	4.82	1.51	0.97	0.91	0.41	0.54
P2O5	0.15	0.23	0.25	0.20	0.36	0.35	0.09	0.10
PaF								0.83
TOTAL	100.89	100.49	101.92	99.40	101.20	100.80	99.43	100.36
FER CALCULE								
FeO*	11.37	7.58	9.46	13.42	14.50	12.32	10.09	8.86
Fe2O3	1.65	3.77	5.73	4.50	3.75	2.70	0.58	0.86
NORME								
Q	19.19	16.60	10.20	18.11	17.61	13.28	9.96	7.40
Or	19.99	8.73	28.10	9.12	5.75	5.42	2.48	3.24
Ab	2.12	7.64	4.50	6.99	6.87	11.91	15.39	15.95
An	14.90	33.42	21.44	29.93	30.08	30.58	30.46	36.11
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	5.39	0.00	0.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	0.00	2.95	0.00	0.34	9.19	15.02	20.84	10.54
wo	0.00	1.58	0.00	0.18	4.93	8.06	11.19	5.66
en	0.00	1.37	0.00	0.16	4.25	6.95	9.65	4.88
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	23.72	16.08	15.84	13.35	8.61	5.75	9.17	15.93
en	23.72	16.08	15.84	13.35	8.61	5.75	9.17	15.93
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.79	5.46	7.63	6.96	5.80	4.65	1.31	1.68
He	9.48	3.84	4.06	8.91	10.54	9.19	9.42	7.83
Il	2.10	4.79	7.15	5.82	4.76	3.44	0.76	1.10
Ap	0.33	0.50	0.54	0.45	0.79	0.77	0.20	0.22
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	C23	C24	C25	C26	C27	C28	C29	30
LITHOLOGIE	E-5	E-5	E-1MY	E-6	E-6	E-3	G-2	B-2
UTMX	01.80	02.90	02.80	00,5	00.50	00.40	00.50	03.10
UTMY	06.10	07.30	08.40	09,5	09.30	09.60	09.50	06.00
SiO2	71.60	71.10	72.10	75.40	77.10	61.70	46.20	84.60
TiO2	0.36	0.33	0.43	0.14	0.14	0.95	1.82	0.93
Al2o3	13.30	14.00	13.40	11.80	11.80	15.60	16.60	12.00
Fe2O3	3.68	2.29	4.43	1.30	1.25	7.84	13.40	12.50
FeO								
MnO	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.09	0.17	0.18
MgO	0.31	0.52	0.73	0.14	0.01	1.39	6.53	10.50
CaO	1.42	1.57	1.04	0.59	0.56	4.04	9.08	11.70
Na2O	2.90	3.27	2.56	2.74	1.98	3.60	3.11	1.70
K2O	4.88	4.35	4.43	5.42	6.25	3.03	0.48	0.41
P2O5	0.10	0.08	0.02	0.03	0.01	0.28	0.21	0.08
PaF	0.26	0.71	0.59	0.43	0.25	1.21	1.78	1.06
TOTAL	98.85	98.94	99.76	97.99	99.33	99.73	99.38	99.66
FER CALCULE								
FeO*	2.82	1.61	3.40	0.98	0.94	5.77	9.60	9.99
Fe2O3	0.54	0.50	0.64	0.21	0.21	1.43	2.73	1.40
NORME								
Q	33.43	32.40	37.46	38.32	40.89	19.84	0.65	29.84
Or	29.38	26.43	26.52	32.90	37.34	18.32	2.94	1.82
Ab	24.94	28.39	21.90	23.76	16.90	31.10	27.24	10.76
An	6.51	7.47	5.09	2.80	2.74	17.80	30.96	17.88
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.90	1.27	2.57	0.42	0.77	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	11.13	19.61
wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	5.98	10.53
en	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	5.15	9.08
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	0.79	1.34	1.85	0.36	0.03	3.25	11.76	10.59
en	0.79	1.34	1.85	0.36	0.03	3.25	11.76	10.59
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	0.84	0.72	0.94	0.31	0.31	2.18	4.22	1.79
He	2.29	1.16	2.80	0.79	0.73	4.40	7.03	6.25
Il	0.70	0.64	0.83	0.27	0.27	1.84	3.58	1.32
Ap	0.22	0.18	0.04	0.07	0.02	0.62	0.48	0.13
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	31	32	33	34	35	36	37	38
LITHOLOGIE	E-1 TU	E-3AT	E-4	E-2	E-7	E-3	E-1 TU	B-1
UTMX	96.30	89.00	00.20	00.50	02.00	02.20	96.30	40.60
UTMY	15.60	14.00	09.50	09.50	07.50	06.30	15.60	13.90
SiO2	64.70	54.10	74.00	58.70	60.40	65.50	61.80	46.40
TiO2	0.68	0.50	0.03	1.27	1.13	0.84	1.04	0.44
Al2o3	15.60	20.80	15.00	15.30	16.10	15.20	14.90	3.01
Fe2O3	5.55	6.86	0.64	11.60	8.77	6.23	8.87	15.40
FeO								
MnO	0.05	0.07	0.01	0.17	0.11	0.03	0.12	0.23
MgO	1.43	2.25	0.17	1.62	1.80	1.03	1.63	19.20
CaO	3.01	9.32	2.19	5.27	4.40	3.65	4.36	13.00
Na2O	3.65	3.60	5.69	3.53	3.74	3.49	3.10	0.34
K2O	3.37	0.99	1.33	2.01	2.25	2.45	2.05	0.09
P2O5	0.23	0.04	0.19	0.40	0.29	0.16	0.28	0.02
PaF	0.95	1.53	1.53	0.10	0.91	0.67	1.09	1.73
TOTAL	99.22	100.06	100.77	99.97	100.10	99.25	99.14	99.86
FER CALCULE								
FeO*	4.08	5.50	0.54	8.72	6.36	4.47	6.58	13.26
Fe2O3	1.02	0.75	0.04	1.90	1.69	1.26	1.56	0.66
NORME								
Q	23.17	8.15	31.72	18.91	19.09	27.47	25.62	0.00
Or	20.38	5.98	7.93	12.03	13.55	14.78	12.45	0.55
Ab	31.55	31.07	48.49	30.18	32.17	30.08	26.90	2.97
An	13.75	38.42	9.71	20.16	20.31	17.41	20.35	6.64
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	1.03	0.00	0.67	0.00	0.19	0.54	0.31	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	0.00	6.65	0.00	2.85	0.00	0.00	0.00	46.62
wo	0.00	3.57	0.00	1.53	0.00	0.00	0.00	25.04
en	0.00	3.08	0.00	1.32	0.00	0.00	0.00	21.58
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	3.66	2.66	0.43	2.78	4.58	2.63	4.18	28.07
en	3.66	2.66	0.43	2.78	4.58	2.63	4.18	28.07
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.51	1.22	0.09	3.05	2.59	1.76	2.47	1.66
He	3.13	4.77	0.48	6.72	4.69	3.35	5.05	12.58
Il	1.32	0.97	0.06	2.44	2.19	1.63	2.03	0.86
Ap	0.51	0.09	0.42	0.88	0.64	0.36	0.63	0.05
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	39	40	41	42	43	44	45	46
LITHOLOGIE	B-2	B-2	B-2	B-1	E-7	H-1	E-2	E-7 AL
UTMX	02.30	03.40	01.70	02.50	02.20	00.70	00.00	99.70
UTMY	06.20	05.80	09.20	12.50	02.40	09.40	09.00	14.10
SiO2	47.80	48.70	49.00	48.10	49.00	20.40	43.40	43.90
TiO2	0.92	0.60	0.57	1.34	0.56	0.27	2.01	0.25
Al2o3	7.50	6.75	10.40	8.22	6.35	3.49	14.20	13.90
Fe2O3	12.30	18.50	10.90	14.00	17.60	2.94	17.60	15.50
FeO								
MnO	0.15	0.28	0.17	0.20	0.24	0.64	0.21	0.16
MgO	17.70	18.90	14.70	13.60	17.90	18.10	8.95	10.60
CaO	7.57	3.86	10.70	11.80	3.65	28.10	10.60	7.23
Na2O	1.09	0.64	0.90	1.07	0.82	0.18	1.15	0.74
K2O	1.75	0.93	0.49	0.67	0.78	0.40	0.38	0.37
P2O5	0.37	0.15	0.06	0.13	0.16	0.06	0.07	0.01
PaF	1.97	1.02	2.28	1.39	1.41	26.20	0.67	5.88
TOTAL	99.12	100.33	100.17	100.52	98.47	100.78	99.24	98.63
FER CALCULE								
FeO*	9.82	15.83	9.04	10.79	15.08	2.28	13.12	13.61
Fe2O3	1.38	0.90	0.86	2.01	0.84	0.41	3.01	0.38
NORME								
Q	0.00	6.55	3.65	3.15	8.67	0.00	3.69	8.04
Or	10.78	5.64	2.99	4.05	4.84	0.00	2.31	2.40
Ab	9.60	5.55	7.85	9.24	7.27	0.00	10.01	6.86
An	10.81	13.10	23.60	15.96	11.87	6.59	33.39	36.72
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.63	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	20.06	4.31	23.95	33.41	4.69	85.67	15.80	2.01
wo	10.77	2.31	12.86	17.94	2.52	46.01	8.48	1.08
en	9.29	1.99	11.09	15.47	2.17	39.66	7.31	0.93
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.12	0.00	0.00
Hy	31.21	46.45	26.85	19.26	44.76	0.00	15.73	28.15
en	31.21	46.45	26.85	19.26	44.76	0.00	15.73	28.15
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	3.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fo	3.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.36	2.13	1.71	3.31	1.96	2.29	4.71	1.10
He	8.60	14.77	8.15	8.73	14.46	0.42	10.27	14.17
Il	1.82	1.17	1.12	2.60	1.12	0.45	3.93	0.52
Ap	0.84	0.34	0.14	0.29	0.37	0.11	0.16	0.02
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	47	49	50	51	52	53	54	55
LITHOLOGIE	D-3-B	B-3	B-1	B-2	B-2	E-1 BR	B-1	C-1
UTMX	99.00	99.50	40.60	00.50	01.00	03.40	97.30	99.70
UTMY	09.30	15.70	13.90	10.00	06.10	05.80	06.50	11.00
SiO2	57.60	52.23	47.23	49.98	50.77	54.31	49.73	51.71
TiO2	0.85	0.70	2.20	2.90	1.20	0.20	2.30	0.80
Al2o3	23.90	4.07	12.25	15.20	6.32	17.45	12.78	10.74
Fe2O3	6.64	10.22	14.82	13.43	15.07	10.79	17.25	12.46
FeO								
MnO	0.04	0.16	0.19	0.16	0.24	0.16	0.21	0.20
MgO	2.78	17.78	7.80	8.11	18.03	7.25	6.13	11.35
CaO	0.45	13.71	8.95	7.68	3.17	6.29	9.01	10.36
Na2O	1.00	0.40	2.56	2.42	0.18	2.46	2.18	2.08
K2O	4.11	0.05	1.11	0.41	0.29	0.67	0.33	0.20
P2O5	0.07	0.50	0.46	0.17	0.21	0.16	0.34	0.30
PaF	2.40							
TOTAL	99.84	99.82	97.57	100.46	96.11	99.74	100.26	100.20
FER CALCULE								
FeO*	4.83	8.25	10.36	8.17	11.94	9.44	12.41	10.13
Fe2O3	1.28	1.05	3.30	4.35	1.80	0.30	3.45	1.20
NORME								
Q	32.11	7.17	3.58	7.90	16.33	13.74	12.39	7.05
Or	25.09	0.30	6.81	2.44	1.82	4.02	1.97	1.19
Ab	8.72	3.42	22.45	20.55	1.62	21.07	18.64	17.75
An	1.83	9.26	19.33	29.50	15.26	30.59	24.37	19.54
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	17.69	0.00	0.00	0.00	0.46	1.62	0.00	0.00
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	0.00	43.75	18.39	5.97	0.00	0.00	14.49	23.63
wo	0.00	23.49	9.88	3.21	0.00	0.00	7.78	12.69
en	0.00	20.25	8.51	2.77	0.00	0.00	6.71	10.94
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	7.17	24.72	11.72	17.60	47.89	18.37	8.80	17.71
en	7.17	24.72	11.72	17.60	47.89	18.37	8.80	17.71
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.83	1.90	5.06	6.16	3.30	0.92	5.19	2.22
He	3.72	7.04	7.27	3.96	10.41	8.93	8.98	8.70
Il	1.67	1.35	4.34	5.54	2.42	0.39	4.42	1.53
Ap	0.16	1.10	1.04	0.37	0.49	0.35	0.75	0.66
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	56	57	58	59	60	61	62	63
LITHOLOGIE	C-1	C-1	C-1	B-1	E-3	E-3	E-2	E-3
UTMX	99.30	98.20	00.60	02.50	00.40	00.00	00.00	00.40
UTMY	12.40	09.40	07.30	12.50	09.20	09.00	09.00	09.00
SiO2	49.29	49.09	53.33	52.92	49.21	47.48	47.05	60.01
TiO2	0.50	2.20	1.30	1.00	0.70	1.60	1.90	1.10
Al2o3	15.90	13.28	14.63	17.51	16.85	16.68	12.15	16.36
Fe2O3	8.42	16.63	13.92	10.26	11.02	13.63	14.65	10.26
FeO								
MnO	0.13	0.26	0.20	0.12	0.17	0.19	0.21	0.13
MgO	10.80	5.30	6.64	5.38	10.18	8.51	9.21	1.70
CaO	12.38	11.19	9.16	7.14	11.51	11.65	10.61	4.57
Na2O	1.34	2.00	2.53	4.23	1.23	1.16	1.06	3.42
K2O	0.36	0.46	0.82	0.17	0.46	0.33	0.14	1.71
P2O5	0.29	0.42	0.36	0.14	0.19	0.41	0.28	0.15
PaF								
TOTAL	99.41	100.83	99.89	98.87	101.52	101.64	97.26	99.41
FER CALCULE								
FeO*	6.90	11.99	10.77	7.88	8.97	10.10	10.62	7.75
Fe2O3	0.75	3.30	1.95	1.50	1.05	2.40	2.85	1.65
NORME								
Q	3.29	10.85	10.43	6.21	4.52	6.30	9.93	22.01
Or	2.16	2.74	4.77	1.03	2.71	1.94	0.86	10.27
Ab	11.49	17.00	21.04	36.49	10.34	9.76	9.33	29.34
An	36.78	26.01	25.68	28.84	38.86	39.10	29.10	22.03
Lc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	18.36	21.05	13.01	4.98	13.03	12.28	18.52	0.00
wo	9.86	11.31	6.99	2.67	7.00	6.59	9.95	0.00
en	8.50	9.75	6.02	2.31	6.03	5.68	8.58	0.00
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	18.88	3.58	10.31	11.42	19.29	15.49	15.40	4.31
en	18.88	3.58	10.31	11.42	19.29	15.49	15.40	4.31
fs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
fa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	1.41	5.13	3.12	2.37	1.90	3.70	4.54	2.59
He	6.02	8.52	8.45	6.41	7.61	7.51	7.92	6.08
Il	0.96	4.20	2.43	1.94	1.32	3.03	3.76	2.12
Ap	0.64	0.92	0.77	0.31	0.41	0.89	0.64	0.33
Cm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
rt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NUMERO	64	65
LITHOLOGIE	E-8	C-1
UTMX	00.50	97.30
UTMY	09.30	09.00
SiO2	63.34	51.99
TiO2	1.20	0.90
Al2o3	15.14	14.61
Fe2O3	8.61	11.17
FeO		
MnO	0.11	0.17
MgO	1.49	8.52
CaO	3.60	10.63
Na2O	2.77	1.65
K2O	2.43	0.54
P2O5	0.17	0.18
PaF		
TOTAL	98.86	100.36
FER CALCULE		
FeO*	6.13	8.83
Fe2O3	1.80	1.35
NORME		
Q	29.01	9.84
Or	14.64	3.21
Ab	23.85	14.04
An	17.08	31.02
Lc	0.00	0.00
Ne	0.00	0.00
C	1.83	0.00
Ac	0.00	0.00
Di	0.00	16.25
wo	0.00	8.72
en	0.00	7.52
fs	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00
Hy	3.79	13.92
en	3.79	13.92
fs	0.00	0.00
Ol	0.00	0.00
fo	0.00	0.00
fa	0.00	0.00
Mt	2.73	2.31
He	4.36	7.30
Il	2.32	1.72
Ap	0.38	0.40
Cm	0.00	0.00
rt	0.00	0.00
ti	0.00	0.00
Cc	0.00	0.00

Annexe 1-C: Éléments traces

NUMERO	U11	U12	U13	U14	U15	U20	C21
LITHOLOGIE	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1	G-1
Ag (200 ppm)	0.2	0.5	0.4	0.4	0.01	0.4	
As (50 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.22
Au (15 ppb)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	30
Ba (ppm)	376	115	95	218	88	89	145
Be (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)							14
Co (2 ppm)	36	33	7	47	66	44	43
Cr (2 ppm)	295	125	65	45	50	125	253
Cs (1 ppm)							37.2
Cu (1 ppm)	67	105	0.01	53	90	50	119
Dy (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3
Eu (1 ppm)							3
Ga (2 ppm)	25	28	29	34	32	25	15
Hf (0.1 ppm)	2.5	2.8	4	3.6	4	1.9	15.7
Ir (10 ppb)							0.01
La (ppm)							13
Li (1 ppm)	29	27	0.01	22	7	0.01	9
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nb (3 ppm)	10	12	22	18	17	12	0.01
Nd (25 ppm)							0.01
Ni (1 ppm)	15	30	0.01	27	39	36	129
Pb (12 ppm)	17	35	21	0.01	0.01	14	0.01
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pt (70 ppb)							
Rb (ppm)	160	110	210	95	33	26	11
Sb (ppm)							0.06
Sc (1 ppm)	45	41	41	35	35	38	45.28
Se (10 ppm)							0.01
Sm (2 ppm)							0.01
Sn (10 ppm)	0.01	0.01	16	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr (ppm)	150	170	92	120	110	250	140
Ta (ppm)	1.1	1.4	1.8	2.2	2.1	1.4	7
Te (10 ppm)							
Th (1 ppm)	4.6	1	2.3	0.8	1.4	1	1.4
U (0.2 ppm)	3	0.01	3	0.01	0.01	3	0.01
V (2 ppm)	168	264	3	300	302	207	266
Y (ppm)	32	29	39	38	34	28	20
Zn (2 ppm)	258	208	62	173	110	177	100
Zr (ppm)	130	130	160	170	160	91	77

NUMERO	C22	C23	C24	C25	C26	C27	C28
LITHOLOGIE	G-1	E-5	E-5	E-1MY	E-6	E-6	E-3
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)	1.3						3.1
Au (15 ppb)	17						16
Ba (ppm)	169	3800	833	1100	426	377	200
Be (1 ppm)	0.01	0.01	2	3	2	0.01	0.01
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)	21	228	51	56	66	26	57
Co (2 ppm)	45	0.01	4	6	0.01	0.01	13
Cr (2 ppm)	159						17
Cs (1 ppm)	1.6						
Cu (1 ppm)	78	9	7	12	5	4	20
Dy (1 ppm)	2	4	4	4	4	3	9
Eu (1 ppm)	3	3	0.01	1	0.01	0.01	3
Ga (2 ppm)	17	18	20	11	16	15	24
Hf (0.1 ppm)	1.8						
Ir (10 ppb)	0.01						0.01
La (ppm)	14	132	23	26	32	9	32
Li (1 ppm)	14	13	20	12	13	7	25
Mo (4 ppm)	0.01		0.01		0.01		0.01
Nb (3 ppm)	0.01	4	3	3	0.01	0.01	9
Nd (25 ppm)	0.01	50	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni (1 ppm)	171	10	9	25	20	13	16
Pb (12 ppm)	0.01	21	27	29	29	30	18
Pr (2 ppm)	0.01	21	2	7	12	9	0.01
Pt (70 ppb)							
Rb (ppm)	20	78	120	81	170	160	67
Sb (ppm)	0.06						0.11
Sc (1 ppm)	34.4	8	3	10	3	1	19
Se (10 ppm)	35						
Sm (2 ppm)	0.01	15	8	9	11	8	16
Sn (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr (ppm)	240	200	190	140	43	48	360
Ta (ppm)	4	18	14	16	21	15	3
Te (10 ppm)							
Th (1 ppm)	2.12	0.01	5	0.01	0.01	0.01	4.9
U (0.2 ppm)	0.01	0.01	4	0.01	5	4	0.01
V (2 ppm)	177	16	23	47	10	8	73
Y (ppm)	15	13	19	49	12	8	31
Zn (2 ppm)	85	85	78	72	51	43	142
Zr (ppm)	77	360	190	310	150	140	380

NUMERO	C29	30	31	32	33	34	35
LITHOLOGIE	G-2	B-2	E-1 TU	E-3AT	E-4	E-2	E-7
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)	0.01			0.01			
Au (15 ppb)	7			0.01			
Ba (ppm)	212	123	987	188	63	1400	1900
Be (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	4	0.01	0.01
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)	21	28	87	18	77	49	92
Co (2 ppm)	52	49	11	23	0.01	16	18
Cr (2 ppm)	76.6			14			
Cs (1 ppm)	10.8			1.3			
Cu (1 ppm)	60	89	22	17	5	27	29
Dy (1 ppm)	6	5	8	4	9	9	7
Eu (1 ppm)	3	3	2	2	0.01	3	3
Ga (2 ppm)	26	17	23	20	17	29	26
Hf (0.1 ppm)	16.8			1.8			
Ir (10 ppb)	0.01			0.01			
La (ppm)	11	14	46	8	38	21	48
Li (1 ppm)	8	11	26	24	7	14	21
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	10	0.01
Nb (3 ppm)	0.01	0.01	14	0.01	0.01	17	14
Nd (25 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	30	0.01	0.01
Ni (1 ppm)	113	147	21	63	8	34	21
Pb (12 ppm)	0.01	0.01	28	0.01	61	13	0.01
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	14	0.01	11	0.01	5
Pt (70 ppb)							
Rb (ppm)	9	8	120	42	85	47	33
Sb (ppm)	0.01			0.01			
Sc (1 ppm)	27.63	47	16	15.8	2	24	26
Se (10 ppm)	0.01			42			
Sm (2 ppm)	10	12	21	9	19	14	15
Sn (10 ppm)	0.01						
Sr (ppm)	430	280	340	450	79	310	340
Ta (ppm)	7	0.01	23	6	66	7	8
Te (10 ppm)							
Th (1 ppm)	0.73	0.01	0.01	14.4	0.01	0.01	0.01
U (0.2 ppm)	0.01	0.01	7	4	9	3	4
V (2 ppm)	217	275	64	161	5	75	109
Y (ppm)	21	16	29	12	56	47	27
Zn (2 ppm)	119	163	172	127	42	187	185
Zr (ppm)	130	54	330	42	120	530	400

NUMERO	36	37	38	39	40	41	42
LITHOLOGIE	E-3	E-1 TU	B-1	B-2	B-2	B-2	B-1
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)							
Au (15 ppb)			0.01	0.01	0.01	0.01	40
Ba (ppm)	1400	1500	16	681	331	129	122
Be (1 ppm)	0.01	1	2	0.01	0.01	0.01	0.01
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)	105	33	6	84	33	39	42
Co (2 ppm)	11	12	97	75	97	64	88
Cr (2 ppm)							
Cs (1 ppm)							
Cu (1 ppm)	21	29	231	51	44	153	183
Dy (1 ppm)	7	8	5	5	4	7	5
Eu (1 ppm)	2	2	2	3	2	3	3
Ga (2 ppm)	25	27	3	15	13	11	20
Hf (0.1 ppm)							
Ir (10 ppb)							
La (ppm)	56	14	5	48	16	14	17
Li (1 ppm)	16	18	5	16	11	16	16
Mo (4 ppm)	15	0.01	0.01	29	74	0.01	0.01
Nb (3 ppm)	0.01	13	0.01	4	0.01	0.01	4
Nd (25 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni (1 ppm)	90	27	359	690	310	300	278
Pb (12 ppm)	0.01	14	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pr (2 ppm)	14	6	0.01	0.01	5	0.01	0.01
Pt (70 ppb)			0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb (ppm)	53	60	4	44	36	19	12
Sb (ppm)							
Sc (1 ppm)	18	15	58	24	29	53	54
Se (10 ppm)							
Sm (2 ppm)	18	17	16	21	13	20	8
Sn (10 ppm)							
Sr (ppm)	260	390	42	680	130	180	160
Ta (ppm)	10	8	3	5	6	4	0.01
Te (10 ppm)							
Th (1 ppm)	5	0.01	5	0.01	0.01	0.01	0.01
U (0.2 ppm)	4	6	3	0.01	3	0.01	3
V (2 ppm)	82	65	472	163	164	365	351
Y (ppm)	18	41	8	11	9	9	27
Zn (2 ppm)	143	156	106	127	155	168	103
Zr (ppm)	310	410	30	190	51	42	85

NUMERO	43	44	45	46	47	49	50
LITHOLOGIE	E-7	H-1	E-2	E-7 AL	D-3-B	B-3	B-1
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)							
Au (15 ppb)		33	0.01	37	0.01		
Ba (ppm)	243	118	70	109	613	22	192
Be (1 ppm)	0.01	1	0.01	0.01	1	0.01	0.01
CO2 (%)		30.8					
Cd (1 ppm)		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)	32	13	5	0.01	109		
Co (2 ppm)	93	7	63	111	19	70	49
Cr (2 ppm)						1050	240
Cs (1 ppm)							
Cu (1 ppm)	269	8	69	834	23	139	123
Dy (1 ppm)	2	2	2	0.01	4	0.01	7
Eu (1 ppm)	4	0.01		3	2		
Ga (2 ppm)	12	0.01	23	18	31	4	29
Hf (0.1 ppm)						1	2.6
Ir (10 ppb)							
La (ppm)	16	9	11	3	66		
Li (1 ppm)	18	3	18	12	45	1	28
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nb (3 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	8	5	13
Nd (25 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	35		
Ni (1 ppm)	522	15	24	77	50	191	75
Pb (12 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	24	0.01	0.01
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pt (70 ppb)	0.01		0.01	0.01			
Rb (ppm)	29	17	12	20	130	4	25
Sb (ppm)							
Sc (1 ppm)	35	3	46	28	24	55	41
Se (10 ppm)			0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sm (2 ppm)	4	0.01	0.01	0.01	9		
Sn (10 ppm)			0.01	0.01	0.01	17	0.01
Sr (ppm)	130	76	270	520	150	84	510
Ta (ppm)	7	8	7	4	0.01	0.4	1
Te (10 ppm)			0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th (1 ppm)	0.01	5	0.01	5	0.01	1	0.8
U (0.2 ppm)	0.01	3	0.01	0.01	7	0.01	0.01
V (2 ppm)	216	14	1000	192	137	146	363
Y (ppm)	12	8	5	0.01	27	10	42
Zn (2 ppm)	174	28	104	68	103	53	128
Zr (ppm)	56	48	50	31	210	36	97

NUMERO	51	52	53	54	55	56	57
LITHOLOGIE	B-2	B-2	E-1 BR	B-1	C-1	C-1	C-1
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)							
Au (15 ppb)							
Ba (ppm)	181	198	288	78	56	61	119
Be (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)							
Co (2 ppm)	58	104	40	57	51	50	64
Cr (2 ppm)	16	925	60	95	635	790	125
Cs (1 ppm)							
Cu (1 ppm)	71	220	30	117	10	53	28
Dy (1 ppm)	0.01	2	1	8	3	0.01	5
Eu (1 ppm)							
Ga (2 ppm)	20	14	22	24	15	12	26
Hf (0.1 ppm)	11	1	1.5	3.8	2	0.5	2.8
Ir (10 ppb)							
La (ppm)							
Li (1 ppm)	19	25	22	14	17	10	18
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nb (3 ppm)	9	9	5	14	9	4	16
Nd (25 ppm)							
Ni (1 ppm)	154	627	56	82	58	165	72
Pb (12 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pt (70 ppb)							
Rb (ppm)	14	14	30	11	4	14	20
Sb (ppm)							
Sc (1 ppm)	25	32	20	43	53	50	38
Se (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sm (2 ppm)							
Sn (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr (ppm)	530	240	370	110	250	150	250
Ta (ppm)	2.2	0.7	0.7	1.3	0.8	0.5	1.3
Te (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th (1 ppm)	3.6	0.6	1.3	1	1.1	0.3	1
U (0.2 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3
V (2 ppm)	225	179	83	475	255	174	385
Y (ppm)	13	16	12	60	21	12	28
Zn (2 ppm)	105	168	145	141	134	45	143
Zr (ppm)	94	57	65	180	88	26	130

NUMERO	58	59	60	61	62	63	64
LITHOLOGIE	C-1	B-1	E-3	E-3	E-2	E-3	E-8
Ag (200 ppm)							
As (50 ppm)							
Au (15 ppb)							
Ba (ppm)	237	125	68	99	85	1500	1400
Be (1 ppm)	0.01	0.01	0.01				
CO2 (%)							
Cd (1 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce (ppm)							
Co (2 ppm)	55	50	49	60	56	33	29
Cr (2 ppm)	175	120	125	155	130	16	15
Cs (1 ppm)							
Cu (1 ppm)	98	139	50	50	53	26	21
Dy (1 ppm)	5	0.01	1	1	1	6	7
Eu (1 ppm)							
Ga (2 ppm)	23	23	16	19	20	26	20
Hf (0.1 ppm)	1	1.1	0.8	1.5	1.4	11	10
Ir (10 ppb)							
La (ppm)							
Li (1 ppm)	14	6	17	20	19	20	30
Mo (4 ppm)	0.01	0.01	0.01				
Nb (3 ppm)	9	0.01	5	7	6	23	23
Nd (25 ppm)							
Ni (1 ppm)	66	130	17	25	23	9	10
Pb (12 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	21	23
Pr (2 ppm)	0.01	0.01	0.01				
Pt (70 ppb)							
Rb (ppm)	22	4	15	6	9	50	79
Sb (ppm)							
Sc (1 ppm)	44	15	51	50	52	25	21
Se (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sm (2 ppm)							
Sn (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sr (ppm)	200	1100	330	350	320	350	290
Ta (ppm)	1	0.9	0.5	1	1.3	2.2	2.3
Te (10 ppm)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th (1 ppm)	3.4	0.2	0.5	0.3	0.3	3.6	4.5
U (0.2 ppm)	0.01	0.01	0.01				
V (2 ppm)	285	172	254	362	333	80	62
Y (ppm)	39	9	8	16	14	40	39
Zn (2 ppm)	110	112	55	89	104	147	116
Zr (ppm)	130	60	40	49	57	450	400

NUMERO	65
LITHOLOGIE	C-1
Ag (200 ppm)	
As (50 ppm)	
Au (15 ppb)	
Ba (ppm)	149
Be (1 ppm)	
CO2 (%)	
Cd (1 ppm)	0.01
Ce (ppm)	
Co (2 ppm)	57
Cr (2 ppm)	275
Cs (1 ppm)	
Cu (1 ppm)	114
Dy (1 ppm)	2
Eu (1 ppm)	
Ga (2 ppm)	16
Hf (0.1 ppm)	1.6
Ir (10 ppb)	
La (ppm)	
Li (1 ppm)	12
Mo (4 ppm)	
Nb (3 ppm)	8
Nd (25 ppm)	
Ni (1 ppm)	143
Pb (12 ppm)	0
Pr (2 ppm)	
Pt (70 ppb)	
Rb (ppm)	18
Sb (ppm)	
Sc (1 ppm)	40
Se (10 ppm)	0.01
Sm (2 ppm)	
Sn (10 ppm)	0.01
Sr (ppm)	130
Ta (ppm)	0.9
Te (10 ppm)	0.01
Th (1 ppm)	1.4
U (0.2 ppm)	
V (2 ppm)	240
Y (ppm)	19
Zn (2 ppm)	80
Zr (ppm)	70

NUMERO	C29	C21	C22	U11	U12	U13	U14	U15	U20	55	56	57	58	65	59
LITHOLOGIE	G-2	G-1	G-1	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1AL	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	C-1	B-1
La (ppm)	11.50	8.80	13.10	16.00	14.00	20.00	9.80	16.00	10.20	19.00	1.60	11.00	18.70	8.70	4.00
Ce (ppm)	14.20	21.70	56.00	38.00	28.00	46.00	38.00	38.00	18.00	42.00	5.00	30.00	36.00	16.00	11.00
Nd (ppm)	18.00	12.00	14.00	22.00	20.00	27.00	26.00	22.00	11.00	16.00	2.80	16.00	16.00	8.40	12.00
Sm (ppm)	4.64	2.96	2.81	7.00	5.80	7.20	8.10	7.00	3.50	5.40	1.10	5.30	5.50	2.70	3.50
Eu (ppm)	0.16	0.03	0.78	2.20	1.80	3.30	1.70	2.20	1.20	1.30	0.50	1.60	1.20	0.60	1.20
Tb (ppm)	3.30	2.06	0.37	1.00	0.80	1.10	1.00	1.00	0.60	0.70	0.20	0.70	0.80	0.40	0.40
Ho (ppm)	NA	1.50	0.60	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Yb (ppm)	2.29	2.11	1.58	2.80	3.00	3.20	3.60	1.80	2.00	1.90	1.10	2.20	3.90	2.00	0.80
Lu (ppm)	0.29	0.17	0.17	0.10	0.40	0.30	0.40	0.10	0.10	0.20	0.10	0.20	0.60	0.20	0.10
Log LaN	1.41	1.29	1.47	1.55	1.49	1.65	1.34	1.55	1.36	1.63	0.55	1.39	1.62	1.29	0.95
Log CeN	1.09	1.27	1.68	1.52	1.38	1.60	1.52	1.52	1.19	1.56	0.63	1.41	1.49	1.14	0.98
Log NdN	1.33	1.16	1.22	1.42	1.38	1.51	1.49	1.42	1.12	1.28	0.52	1.28	1.28	1.00	1.16
Log SmN	1.25	1.05	1.03	1.43	1.35	1.44	1.49	1.43	1.13	1.32	0.62	1.31	1.32	1.01	1.13
log EuN	0.22	-0.51	0.90	1.35	1.27	1.53	1.24	1.35	1.09	1.13	0.71	1.22	1.09	0.79	1.09
log Gd*	1.58	1.38	0.88	1.30	1.20	1.33	1.32	1.30	1.05	1.16	0.56	1.15	1.20	0.89	0.93
Log TbN	1.75	1.54	0.80	1.23	1.13	1.27	1.23	1.23	1.01	1.07	0.53	1.07	1.13	0.83	0.83
Log HoN	NA	1.23	0.84	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Log YbN	0.97	0.94	0.81	1.06	1.09	1.12	1.17	0.87	0.92	0.89	0.66	0.96	1.21	0.92	0.52
Log LuN	0.90	0.66	0.66	0.43	1.04	0.91	1.04	0.43	0.43	0.73	0.43	0.73	1.21	0.73	0.43
Log Eu*	1.42	1.22	0.95	1.36	1.28	1.38	1.40	1.36	1.09	1.24	0.59	1.23	1.26	0.95	1.03
Eu/Eu*	0.15	-0.42	0.95	0.99	0.99	1.11	0.88	0.99	1.00	0.91	1.20	0.99	0.87	0.83	1.06
La/Lu	1.57	1.95	2.21	3.59	1.44	1.81	1.29	3.59	3.13	2.22	1.28	1.89	1.34	1.76	2.20
La/Ce	1.30	1.02	0.87	1.02	1.08	1.03	0.88	1.02	1.14	1.04	0.87	0.98	1.09	1.13	0.97
La/Sm	1.13	1.23	1.42	1.09	1.11	1.15	0.90	1.09	1.20	1.24	0.88	1.06	1.22	1.27	0.84
La/Yb	1.45	1.38	1.80	1.46	1.37	1.47	1.14	1.79	1.48	1.82	0.84	1.45	1.34	1.41	1.84
Ce/Sm	0.87	1.21	1.63	1.06	1.03	1.11	1.02	1.06	1.06	1.18	1.02	1.08	1.13	1.12	0.87
Ce/Yb	1.12	1.36	2.07	1.43	1.27	1.43	1.29	1.74	1.30	1.75	0.97	1.48	1.24	1.24	1.89
Tb/Yb	1.79	1.64	0.98	1.16	1.04	1.14	1.05	1.41	1.10	1.20	0.81	1.12	0.94	0.91	1.61
Tb/Lu	1.95	2.33	1.20	2.84	1.09	1.40	1.19	2.84	2.33	1.46	1.23	1.46	0.94	1.13	1.92
Yb/Lu	1.09	1.41	1.23	2.45	1.05	1.23	1.13	2.01	2.11	1.22	1.51	1.30	1.00	1.25	1.20

NUMERO	54	50	49	51	52	28	32	60	61	62	63	64	53	NORME
LITHOLOGIE	B-1	B-1	B-3	B-2	B-2	E-3	E-3AT	E-3	E-3	E-2	E-3	E-8	E-1 BR	CC1
La (ppm)	12.00	24.00	5.60	9.90	15.00	41.00	21.70	4.70	8.80	6.60	37.00	39.00	25.00	0.45
Ce (ppm)	30.00	60.00	11.00	22.00	33.00	57.00	104.00	11.00	21.00	17.00	80.00	78.00	43.00	1.16
Nd (ppm)	21.00	44.00	7.00	13.00	18.00	39.00	31.00	5.00	10.00	8.50	45.00	40.00	17.00	0.84
Sm (ppm)	7.20	11.60	2.10	3.30	4.10	9.47	4.59	1.70	2.80	2.70	11.00	10.00	3.80	0.26
Eu (ppm)	1.90	2.10	0.50	1.10	1.10	3.00	1.07	0.70	0.80	1.00	2.80	2.20	1.30	0.10
Tb (ppm)	1.20	1.10	0.30	0.40	0.40	NA	0.05	0.20	0.40	0.40	1.30	1.10	0.40	0.06
Ho (ppm)	NA	NA	NA	NA	NA	1.10	1.40	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.09
Yb (ppm)	6.30	3.70	0.70	1.10	1.30	2.63	1.45	0.90	1.50	1.40	4.50	4.30	1.60	0.24
Lu (ppm)	0.80	0.50	0.10	0.20	0.20	0.12	NA	0.01	0.20	0.01	0.60	0.60	0.20	0.04
Log LaN	1.43	1.73	1.10	1.34	1.52	1.96	1.69	1.02	1.29	1.17	1.92	1.94	1.75	
Log CeN	1.41	1.71	0.98	1.28	1.45	1.69	1.95	0.98	1.26	1.17	1.84	1.83	1.57	
Log NdN	1.40	1.72	0.92	1.19	1.33	1.67	1.57	0.78	1.08	1.01	1.73	1.68	1.31	
Log SmN	1.44	1.65	0.91	1.10	1.20	1.56	1.25	0.81	1.03	1.01	1.62	1.58	1.16	
log EuN	1.29	1.33	0.71	1.05	1.05	1.49	1.04	0.86	0.92	1.01	1.46	1.35	1.13	
log Gd*	1.35	1.40	0.77	0.92	0.95	NA	0.37	0.63	0.90	0.89	1.44	1.38	0.94	
Log TbN	1.31	1.27	0.71	0.83	0.83	NA	-0.07	0.53	0.83	0.83	1.34	1.27	0.83	
Log HoN	NA	NA	NA	NA	NA	1.10	1.20	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Log YbN	1.41	1.18	0.46	0.66	0.73	1.03	0.78	0.57	0.79	0.76	1.27	1.25	0.82	
Log LuN	1.34	1.13	0.43	0.73	0.73	0.51	NA	-0.57	0.73	-0.57	1.21	1.21	0.73	
Log Eu*	1.40	1.52	0.84	1.01	1.07	NA	0.81	0.72	0.96	0.95	1.53	1.48	1.05	
Eu/Eu*	0.92	0.88	0.85	1.04	0.98	NA	1.29	1.19	0.95	1.06	0.95	0.92	1.07	
La/Lu	1.07	1.53	2.53	1.83	2.08	3.83	NA	-1.80	1.76	-2.06	1.58	1.60	2.38	
La/Ce	1.01	1.01	1.12	1.05	1.05	1.16	0.86	1.04	1.03	1.00	1.04	1.06	1.11	
La/Sm	0.99	1.05	1.21	1.22	1.27	1.26	1.35	1.25	1.25	1.15	1.18	1.23	1.50	
La/Yb	1.01	1.46	2.39	2.05	2.09	1.90	2.17	1.80	1.64	1.54	1.51	1.55	2.13	
Ce/Sm	0.98	1.04	1.08	1.16	1.22	1.08	1.57	1.20	1.22	1.15	1.13	1.15	1.35	
Ce/Yb	1.00	1.45	2.13	1.95	2.00	1.64	2.52	1.72	1.59	1.53	1.45	1.46	1.92	
Tb/Yb	0.93	1.07	1.54	1.27	1.14	NA	-0.09	0.93	1.05	1.09	1.06	1.02	1.02	
Tb/Lu	0.98	1.12	1.63	1.13	1.13	NA	NA	-0.94	1.13	-1.47	1.11	1.05	1.13	
Yb/Lu	1.06	1.04	1.06	0.89	0.99	2.02	NA	-1.00	1.08	-1.34	1.05	1.03	1.12	

Numero	LD	66	67	68	69
Lithofacies		Cataclase	Aplite	Aplite cataclasée	Ultracataclase
UTMX		92.7	92.4	93.6	94.5
UTMY		09,5	15.5	16,0	14.6
SiO2	%	62.4	73.1	75.4	60
Al2O3	%	14.5	13.8	13	18
Fe2O3	%	5.88	1.65	0.7	5.29
MgO	%	1.56	0.42	0.07	2.04
CaO	%	2.96	0.74	0.35	1.66
Na2O	%	3.02	3.16	3.92	7.35
K2O	%	4.38	5.79	5.22	2.45
TiO2	%	1.18	0.17	0.05	0.65
MnO	0,01%	0.08	0.02	NA	0.07
P2O5	0,01%	0.46	0.06	NA	0.21
PAF	%	1.88	0.86	0.41	1.83
K2O/Na2O		1.45	1.83	1.33	0.33
FeO	%	3.36	0.7	0.06	2.66
Fe2O3v	%	2.15	0.87	0.63	2.33
FeO/Fe2O3v		1.56	0.8	0.09	1.14
S	0,01%	0.04	NA	NA	NA
F	ppm	3100	350	360	540
Cl	ppm	250	180	230	370
Ba	ppm	1800	853	483	619
Be	1ppm	NA	1	2	NA
Cd	2ppm	NA	NA	NA	NA
Ce	ppm	317	124	5	120
Co	2ppm	10	2	NA	13
Cu	ppm	28	20	197	50
Dy	1ppm	6	NA	NA	1
Eu	1ppm	NA	NA	NA	NA
La	ppm	203	63	3	73
Li	ppm	22	8	1	27
Mo	4ppm	NA	NA	NA	NA
Nd	25ppm	100	40	NA	NA
Ni	1ppm	NA	NA	NA	NA
Pb	ppm	44	46	42	18
Pr	2ppm	25	NA	NA	NA
Sc	1ppm	11	3	1	16
Sm	2ppm	18	NA	NA	NA
V	2ppm	74	10	NA	86
Zn	2ppm	95	40	NA	63
As	1ppm	1	NA	NA	NA
Au	5ppb	NA	NA	NA	NA
Br	1ppm	1	1	2	2
Cs	1ppm	NA	1	NA	NA
Sb	0.1ppm	NA	NA	NA	NA
Se	10ppm	10	NA	NA	NA
Tl	500ppm	NA	NA	NA	NA
Tm	2ppm	NA	NA	NA	NA
U	ppm	6.1	3.3	8.7	0.9
W	1ppm	2	NA	NA	NA