MM 2015-01

Synthèse géologique et métallogénique de la sous-province d'Ashuanipi, Province du Supérieur

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

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI, PROVINCE DU SUPÉRIEUR

MM 2015-01

Martin Simard, Lynda Paquette et Martin Parent

Québec

Synthèse géologique et métallogénique de la sous-province d'Ashuanipi, Province du Supérieur

Martin Simard, Lynda Paquette et Martin Parent

Mots clés : Archéen, Supérieur, Ashuanipi, minéralisation aurifère, diatexite, intrusions, paragneiss

MM 2015-01

RÉSUMÉ

La Sous-province d'Ashuanipi est un domaine archéen de haut grade métamorphique localisé à l'extrémité est de la Province du Supérieur. Elle couvre une superficie de près de 90 000 km^2 située principalement sur le territoire québécois. L'histoire géologique de la Sous-province d'Ashuanipi s'étend sur plus de 150 Ma. Elle a débuté par la formation d'un ou plusieurs grands bassins sédimentaires (2725 à 2680 Ma) où des centres volcaniques isolés se sont développés. Ces roches volcano-sédimentaires ont été coupées par des intrusions tonalitiques et granodioritiques et par de petites intrusions de roches mafiques à ultramafiques. Toutes ces roches anciennes ont été affectées par un événement tectonométamorphique majeur à un niveau profond de la croûte sous des conditions du faciès granulitique. Cet événement s'est échelonné sur plus de 70 Ma et a entraîné la fusion partielle d'une bonne partie de la croûte pour former de grandes unités régionales de diatexites (2680 à 2660 Ma). Cette fusion s'est produite dans un environnement tectonique actif favorisant le développement d'une foliation migmatitique qui souligne le grain structural régional. La formation des diatexites a été suivie par la mise en place de grandes intrusions régionales de granitoïdes à microstructure porphyroïde et d'intrusions charnockitiques (2650 à 2635 Ma), ainsi que par des intrusions de leucogranites (<2635 Ma) et des petites masses de syénites (<2625 Ma). Toutes ces unités intrusives pourraient correspondre à des produits de fractionnement évolués reliés à la fusion régionale. Finalement, un dernier événement magmatique archéen est à l'origine du cortège de plutons subcirculaires de granite à fluorine anorogénique (2575 Ma) localisés dans la partie sud-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. La croûte archéenne a été affectée par deux événements protérozoïques. Un système de failles NE-SW, qui affecte l'est de l'Ashuanipi, s'est développé lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec et a contrôlé la mise en place des Dykes de diabase de Senneterre (2,2 Ma). La partie sud-est de l'Ashuanipi est affectée par des failles de chevauchement associées au Front du Grenville correspondant à la limite de l'Orogène grenvillienne (environ 1,0 Ma).

L'histoire de l'exploration dans l'Ashuanipi est relativement récente. Les travaux d'exploration ont débuté de façon significative après la mise au jour en 1985 d'un indice aurifère dans le secteur du lac Lilois (nord-est de l'Ashuanipi), amenant la découverte de plus de 96 indices minéralisés. Ces indices ont été classés en deux grandes catégories, syngénétique et épigénétique, et ont été assignés à 11 types de gîtes différents. Ils sont concentrés dans trois secteurs principaux. Le secteur de Raynouard, au sud, est caractérisé par la présence de nombreux indices syngénétiques de type sulfures volcanogènes associés aux roches volcaniques de ce secteur. Le secteur du lac Pau, au nord du réservoir de Caniapiscau, regroupe plusieurs indices aurifères associés à une zone de cisaillement précoce qui affecte les tonalites et les paragneiss. Finalement, dans le secteur de Lilois, la majorité des indices aurifères se trouvent dans les formations de fer associées aux paragneiss.

Ce document synthèse présente l'état actuel des connaissances géologiques et métallogéniques de la Sous-province d'Ashuanipi. Il est accompagné de deux cartes à l'échelle du 1/500 000. La première propose une stratigraphie unifiée de l'Ashuanipi. La seconde présente la distribution des différents types d'indices minéralisés.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Lecture critique

Claude Dion, ing.

Auteurs

Martin Simard, géo., Lynda Paquette, géo. et Martin Parent, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Frédéric St-Pierre et Pierre-Thomas Poulin

Graphisme

André Tremblay

Dépôt légal – Bibliothèque et Archives nationales du Québec
ISBN : 978-2-550-72718-7
© Gouvernement du Québec, 2015

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ 1

CHAPITRE 1

INTRODUCTION 7
LES PRINCIPAUX ÉLÉMENTS DU PRÉSENT DOCUMENT 7
REVUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS 9
REMERCIEMENTS 9

CHAPITRE 2

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 11
LES SOUS-PROVINCES ARCHÉENNES LIMITROPHES DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI 11
Sous-province de Minto 11
Sous-province de La Grande 11
Sous-province d'Opinaca 11
Sous-province d'Opatica 12
GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI 15

CHAPITRE 3

STRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI 17
DESCRIPTION DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES 19
Les unités archéennes 19
Complexe de Gayot (Agat) 19
Complexe de Hublet (Ahub) 19
Complexe de Raynouard (Aray) 21
Complexe de Grosbois (Agrs) 22
Complexe de Lilois (Aloi, nouvelle unité) 22
Suite de Calvet (Acvt) 23
Suite de Marquiset (Amaq) 23
Suite de Desliens (Ades1) 24
Suite de Beausac (Abea) 25
Suite d'Opiscotéo (Aopi) 26
Suite de Caniapiscau (Acnp) 27
Suite de Rousson (Arsn) 27
Suite de Gamart (Agam) 27
Suite de Lataignant (Altg) 29
Suite de Dervieux (Ader) 31
Suite de Lachaîne (Alha) 31
Suite de Sérigny (Asry) 32
Suite de la rivière Pons (Apns) 32
Suite de LeFrançois (Alfc) 33
Suite de Ligneron (Alig) 33
Suite de Joinville (Ajov) 33
Suite syénitique de Goodwood (Agoo) 35
Suite de Lippé (Alip) 35
Suite de Niaux (Anix) 35
Suite de Viau (Avia) 36

Les unités archéennes à protérozoïques 36
Pluton de Vignal 36
Dykes de diabase 36
Essaim de Mistassini (nAmib) 37
Dykes de Senneterre (Psen) 37
GÉOCHRONOLOGIE ET RELATIONS RÉGIONALES DES UNITÉS ARCHÉENNES 37
Événement 1 – période entre <2725 et 2680 Ma 37
Événement 2 – période entre 2680 et 2660 Ma 38
Événement 3 - période entre 2650 et 2625 Ma 39
Événement 4 – période autour de 2570 Ma 40

CHAPITRE 4

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL 45
MÉTAMORPHISME PROGRADE ARCHÉEN 45
Secteurs au faciès des amphibolites 48
Distribution régionale du grenat 49
MÉTAMORPHISME RÉTROGRADE 50
Rétromorphisme archéen (M3) 50
Rétromorphisme protérozoïque 50
Le Front du Grenville 50

CHAPITRE 5

GÉOLOGIE STRUCTURALE 51
DÉFORMATIONS ARCHÉENNES 51
Structures primaires 51
Phase de déformation D1 51
Failles reliées à la déformation D1 51
Phase de déformation D2 53
Failles reliées à la déformation D2 55
Phase de déformation D3 55
Failles reliées à la déformation D3 56
Phase de déformation D4 57
Phase de déformation D5 57
DÉFORMATIONS PROTÉROZOÏQUES 57
Le Front du Grenville 58

CHAPITRE 6

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DE L'ASHUANIPI 59
ÉVÉNEMENTS DE LA CONSTRUCTION DU CRATON ARCHÉEN 59
Événement 1 – Construction initiale du craton (environ 2725 – 2680 Ma) 59
Événement 2 – Fusion et mise en place des diatexites (2680 – 2660 Ma) 61
Événement 3 – Mise en place des intrusions granitiques et charnockitiques, déclin thermique du métamorphisme M2 (2650 – 2625 Ma) et métamorphisme rétrograde M3 62
Événement 4 - Événement magmatique archéen tardif (environ 2570 Ma) 62
ÉVÉNEMENTS PROTÉROZOÏQUES 62
Paléoprotérozoïque 62
Mésoprotérozoïque 63

CHAPITRE 7

GÎTOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE 65
HISTORIQUE 65
CARACTÉRISATION DES INDICES MINÉRALISÉS 65
Les minéralisations syngénétiques 67
Sulfures volcanogènes (type 1) 67
Intérêt économique et potentiel minéral 69
Minéralisations de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo (type 2) 69
Intérêt économique et potentiel minéral 71
Disséminations polymétalliques à Cu ± Zn ± Au ± Ag (type 3) 71
Syénite à néphéline de la Suite de Goodwood (type 4) 73
Intérêt économique et potentiel minéral 73
Les minéralisations épigénétiques 73
Les minéralisations aurifères 73
Or dans les formations de fer (stratoïde) (type 5) 73
Intérêt économique et potentiel minéral 75
Disséminations à Au-Ag (type 6) 77
Zones de cisaillement à Au-Ag-Cu (type 7) 77
Intérêt économique et potentiel minéral 79
Or associé à de l'arsénopyrite dans des veines de quartz (type 8) 79
Les minéralisations en métaux usuels 80
Minéralisations en Pb-Zn (type 9) 80
Brèche hydrothermale cuprifère (type 10) 80
Minéralisations en Th ± U (type 11) 80
CONCLUSION 81

RÉFÉRENCES 88

CARTES HORS TEXTE

MM 2015-01-C001 : Carte stratigraphique de la sous-province d'Ashuanipi, Province du Supérieur
MM 2015-01-C002 : Gîtes minéraux de la sous-province d'Ashuanipi, Province du Supérieur

CHAPITRE 1
INTRODUCTION

La Sous-province d'Ashuanipi correspond à un domaine de haut grade métamorphique localisé à l'extrémité orientale de la Province du Supérieur (figure 1.1). Elle couvre une superficie de plus de 90 000 km^2 située majoritairement sur le territoire québécois, et qui déborde vers l'est au Labrador (figure 1.2). L'histoire géologique de cette portion de la croûte archéenne s'est échelonnée sur plus de 150 Ma et fait intervenir un événement de fusion majeur entre 2680 et 2660 Ma responsable du recyclage d'une partie importante de l'empilement sédimentaire original. Cette fusion s'est déroulée à un niveau profond de la croûte dans des conditions du faciès des granulites et est à l'origine des grandes unités de migmatites qui caractérisent cette sous-province.

La Sous-Province d'Ashuanipi a longtemps été considérée comme un territoire stérile et sans grand intérêt économique en raison de l'absence d'indice minéralisé et de la méconnaissance des terrains de haut grade métamorphique. Les compagnies d'exploration minière concentraient plutôt leurs efforts plus à l'est dans les roches volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques de l'Orogène du Nouveau-Québec, connu aussi sous le nom de Fosse du Labrador (figure 1.2), réputées pour leur potentiel ferrifère. Pendant que les travaux d'exploration et de cartographie détaillés se multipliaient dans la Fosse du Labrador, la Sous-Province d'Ashuanipi était peu touchée et la connaissance géologique de ce territoire se limitait à une reconnaissance régionale (échelle 1/1 000 000). Cette situation change en 1985 avec la découverte de nouveaux indices aurifères dans le nord-est de l'Ashuanipi (secteur de Lilois) par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (maintenant le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles). Ces découvertes ont éveillé l'intérêt pour ce secteur et ont incité les compagnies minières à y effectuer des travaux d'exploration. Parallèlement, des levés de cartographie géologique ont été réalisés par le Ministère et la Commission géologique du Canada à l'échelle 1/50 000 et 1/125 000 respectivement. Il faut toutefois attendre le milieu des années 90 pour que le Ministère entreprenne une cartographie géologique systématique de la Sous-province d'Ashuanipi à l'échelle 1/250 000. Ces travaux s'inscrivaient dans le cadre des programmes Moyen Nord et Grand Nord qui visaient à ouvrir de nouveaux territoires à l'exploration minière et à acquérir de nouvelles données géoscientifiques dans les vastes régions peu connues du nord du Québec. La cartographie géologique de la Sous-province d'Ashuanipi s'est terminée à l'été 2008. Les données géoscientifiques recueillies dans le cadre de ces vastes projets de cartographie régionale ont été intégrées au Système d'Information géominière du Québec (SIGÉOM). Les travaux de cartographie et d'exploration ont contribué à la découverte de 96 indices minéralisés appartenant à 11 types de gîtes différents, témoignant de la diversité et du potentiel économique de la Sous-province d'Ashuanipi.

LES PRINCIPAUX ÉLÉMENTS DU PRÉSENT DOCUMENT

Ce document présente l'état actuel de la connaissance géologique et métallogénique de la Sous-province d'Ashuanipi. Il est le résultat d'une compilation des principales données disponibles dans les rapports gouvernementaux, les articles scientifiques, les monographies universitaires et les archives des travaux d'exploration minière. Le présent ouvrage et la base de données géoréférencées qui s'y rattache devraient représenter une source d'information importante pour les intervenants du domaine minier et la communauté scientifique qui oeuvrent dans cette partie du Québec.

Le document comprend sept sections : 1) Introduction; 2) Contexte géologique régional; 3) Stratigraphie et géochronologie; 4) Métamorphisme régional; 5) Géologie structurale; 6) Évolution géologique de la croûte archéenne; 7) Gîtologie et métallogénie. Il est accompagné de deux cartes hors texte, une carte géologique, sur laquelle sont positionnés les sites d'échantillonnage géochronologique, et une carte de localisation des indices minéralisés. Ces cartes papier (échelle 1/500 000) sont également disponibles en format numérique via E-Sigeom (Examine). **http://www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp**

La section *Contexte géologique régional* situe la Sous-province d'Ashuanipi à l'intérieur de la Province du Supérieur. Elle décrit également les principales caractéristiques de l'Ashuanipi et traite brièvement de ses relations avec les sous-provinces voisines.

La section *Stratigraphie et géochronologie* présente une description de toutes les unités stratigraphiques identifiées sur la carte géologique (hors texte) qui accompagne ce document. Il présente également une compilation des données géochronologiques provenant de sources variées qui ont permis d'attribuer un âge à plusieurs des unités stratigraphiques. Finalement, elle met en relation les différentes unités stratigraphiques et les place dans un modèle d'évolution.

La section *Métamorphisme régional* décrit les phases du métamorphisme régional responsable de la fusion partielle d'une partie importante des unités archéennes de l'Ashuanipi. Il traite également des événements tardifs protérozoïques qui ont affecté la croûte archéenne après son refroidissement.

La section *Géologie structurale* décrit les différentes phases de déformation archéennes et protérozoïques qui ont affecté les roches de la Sous-province d'Ashuanipi en

FIGURE 1.1 – Localisation de la Sous-province d'Ashuanipi dans la Province géologique du Supérieur.

mettant l'accent sur les fabriques, les plissements et les failles reliés à chacune de ces phases.

La section *Évolution de la croûte archéenne* décrit les grandes étapes de la construction et de l'évolution de la Sous-province d'Ashuanipi basées sur les données stratigraphiques et géochronologiques et sur les événements métamorphiques et tectoniques présentés dans les chapitres précédents.

La section *Gîtologie et métallogénie* présente une compilation et une classification des indices minéralisés de la Sous-province d'Ashuanipi. Les indices ont été classés en différents types de gîtes en fonction du style de minéralisation, du contexte structural et de la nature de la roche encaissante. La carte gîtologique (hors texte) qui accompagne le document présente la distribution régionale des indices en fonction des différents types de gîtes.

Le lecteur désirant plus d'informations trouvera à la fin du manuscrit la liste des nombreuses références relative aux rapports géologiques, aux articles scientifiques, aux monographies, aux thèses universitaires et aux rapports des travaux des compagnies minières qui ont été utilisés pour la production de cette synthèse.

REVUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premières observations géologiques dans la Sous-province d'Ashuanipi ont été réalisées par Low (1896a, 1896b et 1896c) le long de la rivière Caniapiscau. Il identifie le contact entre les gneiss archéens et les roches de la Fosse du Labrador, auxquelles il attribue un âge cambrien (Low, 1896a). Par la suite, la Sous-province d'Ashuanipi a été l'objet de deux grandes vagues de levés géologiques (figure 1.2). Les premières campagnes de reconnaissance régionale ont été réalisées par la Commission géologique du Canada durant les années 1950 et 1960. La carte de Eade (1966; nº 1, figure 1.2a), au 1/1 000 000, couvre les trois quarts ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Les secteurs est et nord ont été couverts par plusieurs levés à l'échelle 1/253 440 (nos 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, figure 1.2a), et les secteurs sud-est et nord-est par des levés au 1/100 000 (nos 10, 11 et 12, figure 1.2a). Ces travaux, qui visaient principalement la cartographie des roches de la Fosse du Labrador, ont permis de tracer le contact entre les unités protérozoïques et les roches archéennes de l'Ashuanipi. En 1979, le Ministère a réalisé un levé au 1/100 000 du secteur du réservoir de Caniapiscau (Sharma et Dubé, 1980; nº 13, figure 1.2a) avant que celui-ci ne soit inondé. Finalement, Clark (1984; nº 14, figure 1.2a) a réalisé un levé au 1/50 000 à l'extrémité nord de l'Ashuanipi visant, entre autres, à décrire en détail les lambeaux de la Formation de Sakami qui se trouvent dans ce secteur.

La seconde vague de cartographie a été réalisée en majeure partie par le Ministère après 1985 (figure 1.2b). Lapointe (1986) a d'abord réalisé des travaux de reconnaissance dans un secteur situé au nord-ouest de Schefferville pour évaluer le potentiel économique de trois petits plutons de syénite à néphéline localisés dans la Sous-province d'Ashuanipi, juste à l'ouest de la Fosse du Labrador. Ces travaux ont mené à la découverte de nouveaux indices aurifères dans le secteur de Lilois. La mise au jour de ces indices a incité le Ministère à réaliser des levés géologiques au 1/50 000 dans ce territoire peu connu (Lapointe, 1989, nº 25, figure 1.2b; Chevé et Brouillette, 1988, 1990, 1992a et 1992b). Ces levés ont mené à la publication d'une carte synthèse au 1/100 000 de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Chevé et Brouillette, 1995, nº 24, figure 1.2b). Parallèlement à ces levés, une étude métallogénique des indices aurifères du lac Lilois a été réalisée dans le cadre d'un projet de doctorat (Lapointe, 1996). Durant la même période, la Commission géologique du Canada a effectué une cartographie au 1/125 000 (Percival, 1993, nº 26, figure 1.2b) du feuillet SNRC 23J, localisé juste au sud et dont les deux tiers se trouvent au Labrador. Les résultats des études spécifiques reliées à ces travaux ont été publiés dans diverses revues scientifiques (Percival, 1987, 1991a, 1991b; Percival et Girard, 1988; Percival *et al*., 1992, 2003). La partie de l'Ashuanipi localisée au Labrador a également été couverte par les travaux de James (1997) au 1/100 000 (nº 27, figure 1.2b) et par ceux plus récents de van Nostrand et Bradford (2014) au 1/50 000 (nº 28, figure 1.2b). Finalement, Perreault (1994, nº 16, figure 1.2b) a réalisé un levé au 1/50 000 dans un secteur situé à une cinquantaine de kilomètres à l'ouest de Fermont afin de documenter le contact entre les provinces du Grenville et du Supérieur. Les levés au 1/250 000 effectués entre 1996 et 2008 par le Ministère dans le cadre des programmes Moyen Nord et Grand Nord ont permis de compléter la cartographie géologique de la Sous-province d'Ashuanipi (nos 15, 17, 18, 19, 20, 21 et 23, figure 1.2b). Deux projets de doctorat ont été réalisés conjointement à ces travaux dans la partie sud de la sous-province. Le premier présente une interprétation tectonométamorphique du nord de la Province du Supérieur (Cadéron, 2003). Le second traite de la formation et de l'évolution d'un magma granitique à partir des migmatites de la Sous-province d'Ashuanipi (Guernina, 2007).

La Sous-province d'Ashuanipi est couverte de façon inégale par plusieurs levés de géochimie de sédiments de fond de lac. Plusieurs échantillons provenant de ces levés ont été réanalysés à une ou deux reprises pour de nouveaux éléments ou pour abaisser les seuils de détection. Tous les résultats des analyses concernant ces levés sont disponibles dans la base de données SIGÉOM du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles à l'adresse suivante : **http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_index.**

Des levés aéromagnétiques (Dion et Lefebvre, 2006; Commission géologique du Canada, 2011) et gravimétriques (Commission géologique du Canada, 1994) couvrent toute la Sous-province d'Ashuanipi. Des levés aéromagnétiques plus récents touchent ses limites ouest (EON Géosciences, 2009; Geo Data Solutions GDS, 2009), sud (Intissar et Benahmed, 2013) et sud-est (Coyle et Kiss, 2011). Un nouveau levé magnétique et spectrométrique aéroporté touche sa limite nord-est (D'Amours et Intissar, 2013).

Les travaux d'exploration ont débuté durant les années 70 et se sont poursuivis de façon plus ou moins continue jusqu'à ce jour, influencés par la demande mondiale, le prix des métaux et par la découverte de nouveaux indices minéralisés. L'historique des travaux d'exploration réalisés dans la Sous-province d'Ashuanipi est présenté au chapitre 7 (« Gîtologie et métallogénie »).

REMERCIEMENTS

L'avancement de la connaissance géologique de la Sous-province d'Ashuanipi est le résultat d'un travail colossal qui s'est échelonné sur plusieurs années. Ce travail a demandé la contribution de nombreux géologues, assistants-géologues et techniciens qui ont sillonné le territoire en quête de nouvelles données géoscientifiques. Nous tenons à souligner leur travail qui a été réalisé dans des conditions souvent difficiles. Nous voulons aussi mentionner la contribution du personnel de soutien, cuisiniers, hommes de camp, pilotes et mécaniciens d'hélicoptère, sans laquelle ces projets n'auraient pu être réalisés. Signalons également

l'importance du travail des techniciens qui ont contribué à l'intégration des données géoscientifiques à la base de données du Ministère, ainsi qu'à la production des cartes et des figures des différents rapports. Finalement, les lecteurs critiques et les éditeurs ont permis d'améliorer la qualité des manuscrits avant leur publication.

Nous tenons à remercier Pierre-Thomas Poulin pour la mise à jour des cartes de compilation de la Sous-province d'Ashuanipi dans le système SIGÉOM et Frédéric St-Pierre pour la production des cartes qui accompagnent ce document. Nous voulons remercier particulièrement Claude Dion pour la lecture critique de ce manuscrit et pour son travail d'édition.

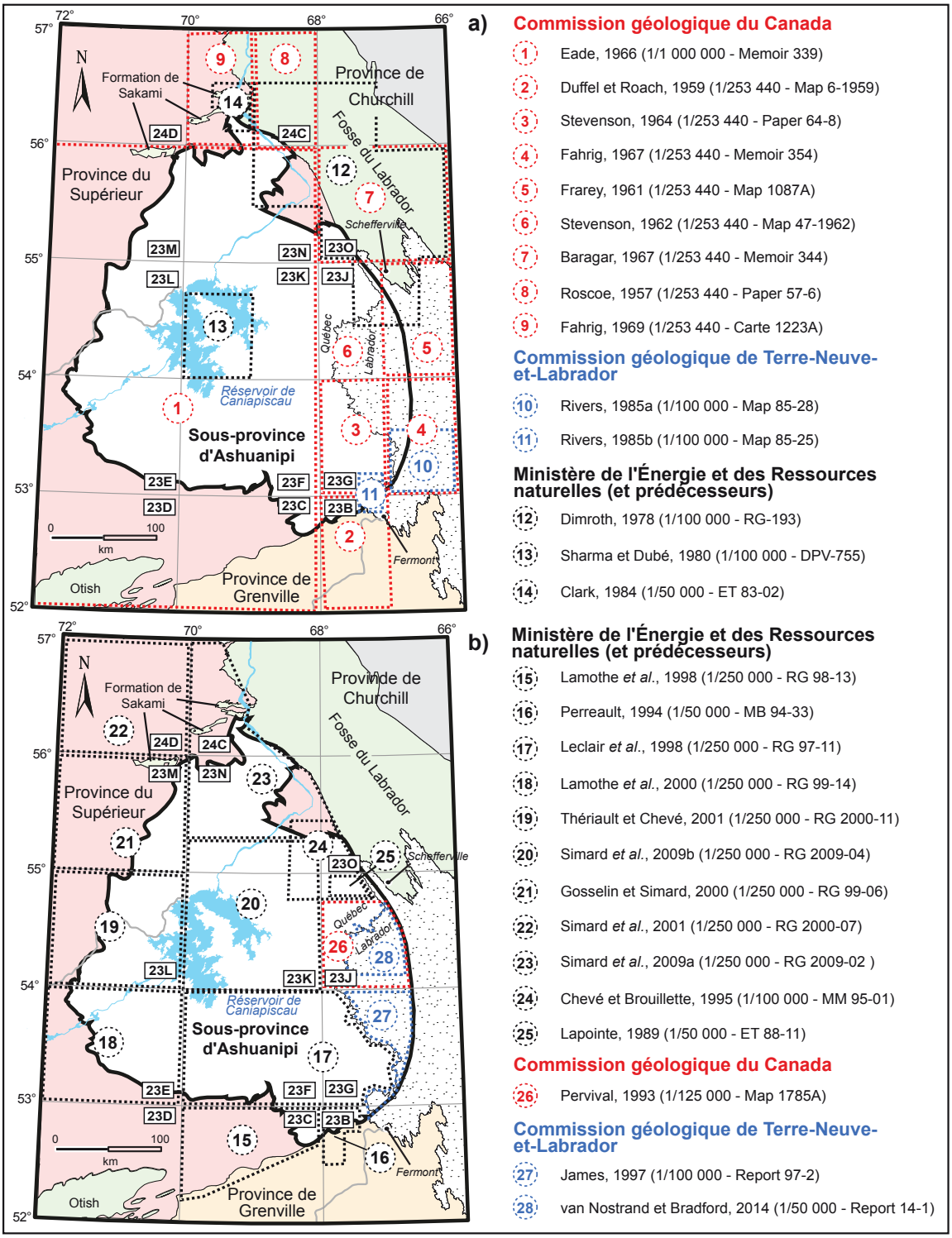


FIGURE 1.2 – Localisation des principaux travaux de cartographie géologique qui touchent la Sous-province d'Ashuanipi : **a**) travaux anciens (avant 1985); **b**) travaux récents (après 1985).

CHAPITRE 2
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La Sous-province d'Ashuanipi (Card et Ciesielski, 1986) est un domaine archéen de haut grade métamorphique localisé à l'extrémité est de la Province du Supérieur (figures 2.1 et 2.2). Cette sous-province, de forme grossièrement circulaire, couvre une superficie de près de 90 000 km^2 située en grande partie sur le territoire québécois (figure 1.2). Elle est constituée d'unités anciennes (<2725 à 2680 Ma) de roches métasédimentaires, de roches volcaniques, d'intrusions tonalitiques et granodioritiques et, en moindre proportion, de roches mafiques à ultramafiques. Les unités anciennes sont coupées par des masses volumineuses de diatexites (2680 à 2660 Ma) qui caractérisent la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.3). Les diatexites sont le produit de la fusion partielle des unités anciennes, principalement des paragneiss qui constituaient l'assemblage lithologique dominant de cette sous-province avant l'épisode de fusion. Toutes ces unités sont coupées par un cortège d'intrusions plus tardives de granite, de granodiorite et de tonalite (2650 à 2635 Ma), par des leucogranites (<2635 Ma), des petites masses de syénite (2625 Ma) et par des plutons subcirculaires de granite à fluorine anorogénique (2570 Ma) (figure 2.3).

La Sous-province d'Ashuanipi est bordée à l'est par les roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador (Province de Churchill, figure 2.2) (Clark et Wares, 2004; van Nostrand et Bradford, 2014) et au sud-est par la Province de Grenville (Perreault, 1994; Lamothe *et al*., 1998; James, 1997). À l'intérieur de la Province du Supérieur, la Sous-province d'Ashuanipi est en contact avec les sous-provinces de Minto au nord, de La Grande à ouest et au nord-ouest, et avec les sous-provinces d'Opinaca et d'Opatica au sud (figures 2.2 et 2.3).

LES SOUS-PROVINCES ARCHÉENNES LIMITROPHES DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI

Sous-province de Minto

La Sous-province de Minto (figures 2.2 et 2.3) est caractérisée par une histoire complexe comprenant plusieurs épisodes de volcanisme, de sédimentation, de plutonisme, de déformation et de métamorphisme s'échelonnant sur environ 1,2 Ga (3,82 à 2,64 Ga). Cette histoire illustre les processus de croissance et de remaniement de la croûte archéenne (Simard *et al*., 2008). Les vestiges des événements anciens ont permis de mettre en évidence la présence de deux grands terranes, le Terrane de la rivière Arnaud, au nord, et celui de la baie d'Hudson, au sud. Ces deux terranes ont eu une évolution différente et ont joué un rôle important dans la construction de la croûte archéenne avant 2740 Ma. L'image actuelle du Minto a toutefois été façonnée après 2740 Ma à la suite de la mise en place de grandes unités intrusives néoachéennes syntectoniques de composition granitique et charnockitique (2740 à 2690 Ma) qui soulignent le grain structural dominant NW-SE à N-S. Les roches de la Sous-province de Minto sont coupées, au sud-est, par les diatexites et les granites plus jeunes de la Sous-province d'Ashuanipi (Simard *et al*., 2009a).

Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande (figures 2.2 et 2.3) est constituée principalement de roches intrusives tonalitiques dans lesquelles sont encaissées de nombreuses séquences de roches supracrustales déformées et métamorphisées au faciès des amphibolites. Ces roches sont coupées par des plutons de composition tonalitique à granitique. Cette sous-province comprend deux bandes volcaniques distinctes : la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE) au sud, et la bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG), au nord. La première (BVRE) comprend des roches dont l'âge varie entre 2750 et 2670 Ma (Moukhsil *et al*, 2003; Parent, 2011), alors que la seconde (BVRLG) présente des âges plus étalés (3352 Ma à 2670 Ma; Parent, 2011; Davis *et al.*, 2014) en raison de la présence d'importantes unités de gneiss tonalitiques et de roches volcano-sédimentaires plus vieilles que 2788 Ma. La Sous-province de La Grande a une orientation générale E-W qui bifurque vers le NE en bordure de la Sous-province d'Ashuanipi. À cet endroit, le contact entre les deux sous-provinces est marqué par la présence des grandes intrusions de granodiorite et de granite à microstrutures porphyroïde et à susceptibilité magnétique élevée (figure 2.3). Toutefois le contact nord entre les sous-provinces de La Grande et d'Ahuanipi pourrait être en partie tectonique et marqué par les failles de Vaujours (Gosselin et Simard, 2000) et du Sable (Simard *et al.*, 2009a; voir « Chapitre 5 – Géologie structurale »).

Sous-province d'Opinaca

La Sous-province d'Opinaca (figures 2.2 et 2.3) représente les vestiges d'un ancien bassin sédimentaire orienté E-W et métamorphisé au faciès des granulites. Elle est constituée de paragneiss migmatitiques formés principalement de métagrauwackes et d'une faible proportion de métapélites (Doyon, 2004; Morfin *et al*., 2013). Des bandes de roches mafiques de moins de 100 m d'épaisseur sont intercalées dans la séquence métasédimentaire. L'Opinaca est connectée à l'ouest avec la Sous-province métasédimentaire de Nemis-

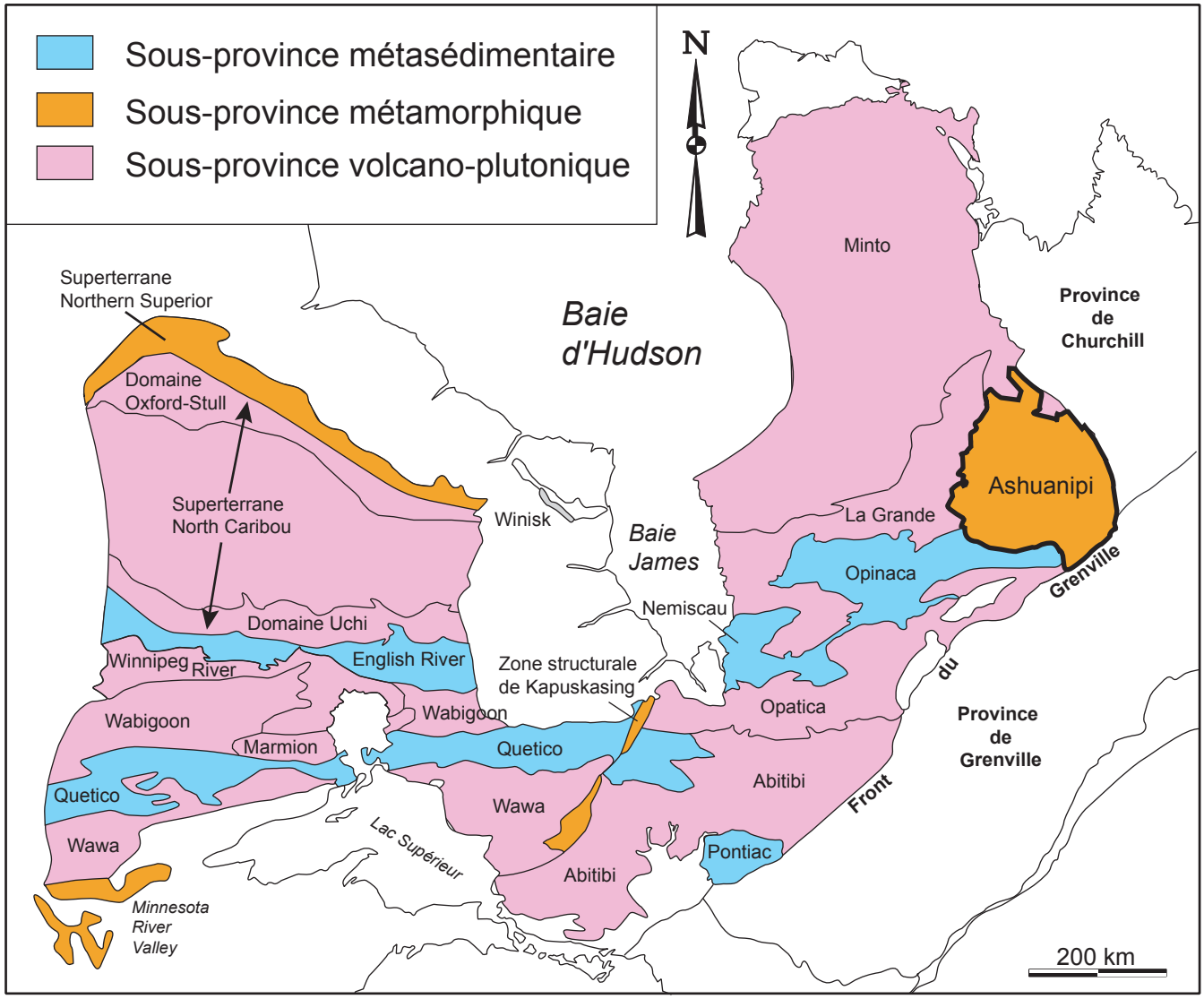


FIGURE 2.1 – Localisation de la Sous-province d'Ashuanipi et principales subdivisions géologiques de la Province du Supérieur. Adaptée de Simard *et al*., 2008 et Percival *et al.*, 2006

cau, et s'étend vers l'est jusqu'à la limite sud de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.2). La transition entre les sous-provinces d'Opinaca et d'Ashuanipi est marquée par une augmentation progressive de la proportion de leucosome dans les paragneiss (Lamothe *et al*., 1998), suggérant que les deux sous-provinces appartiennent peut-être à une même grande ceinture métasédimentaire. L'âge de la sédimentation des roches de la Sous-province d'Opinaca est toutefois mal connu. Des âges maximaux pour la déposition des sédiments de 2728 Ma et de 2721 Ma ont été obtenus sur des zircons détritiques provenant respectivement du Complexe de Laguiche (David *et al*., 2011) et de la Formation de Mercator (Wodicka *et al*., 2009). De plus, les zircons hérités contenus dans un granite (Granite du Vieux Comptoir) et interprétés comme provenant des paragneiss, ont donné un âge de 2720 Ma (Goutier *et al.*, 1999).

Sous-province d'Opatica

La Sous-province d'Opatica couvre une superficie importante entre la Sous-province volcanique de l'Abitibi, au sud, et la bande métasédimentaire Nemiscau-Opinaca-Ashuanipi, au nord (figure 2.2). L'Opatica est constituée de roches intrusives métamorphisées de composition tonalitique à granitique d'âges très variés (2825 à 2672 Ma, Parent, 2011) et comprend, dans sa partie centrale, une importante ceinture volcano-sédimentaire, la Ceinture de Frotet-Evans (Hocq, 1994). Le contact entre la Sous-province d'Opatica et la Sous-province d'Opinaca correspond à une faille de chevauchement à mouvement vers le sud (Faille de Vallard; Lamothe *et al*., 1998). Les roches de l'extrémité orientale de la Sous-province d'Opatica sont coupées par les diatexites de l'Ashuanipi. Les assemblages lithologiques et les données géochronologiques de certains événements magmatiques et volcaniques (2720 à 2700 Ma) suggèrent une corrélation

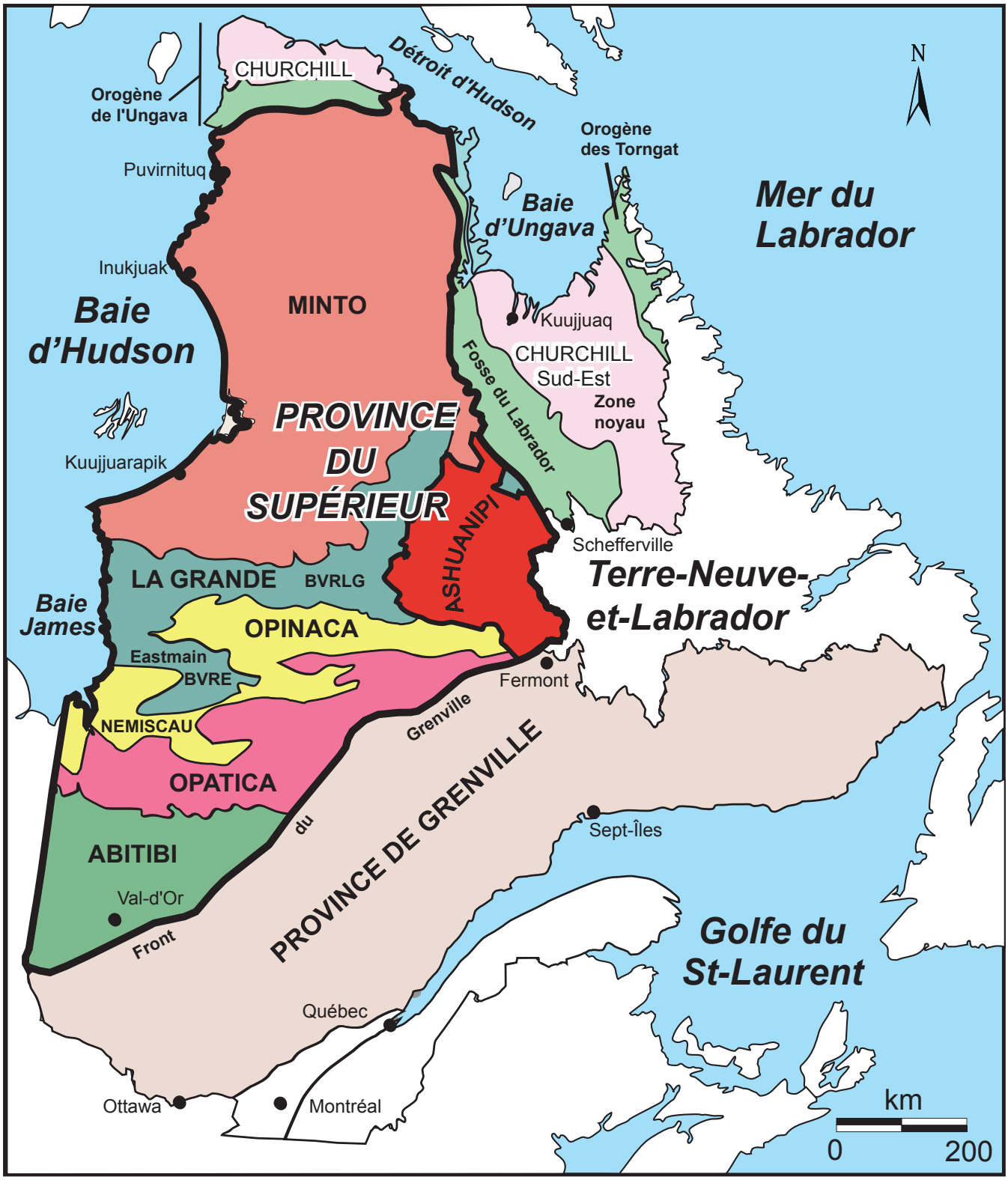


FIGURE 2.2 – Localisation de la Sous-province d'Ashuanipi et principales subdivisions géologiques des provinces du Supérieur et du Churchill au Québec.

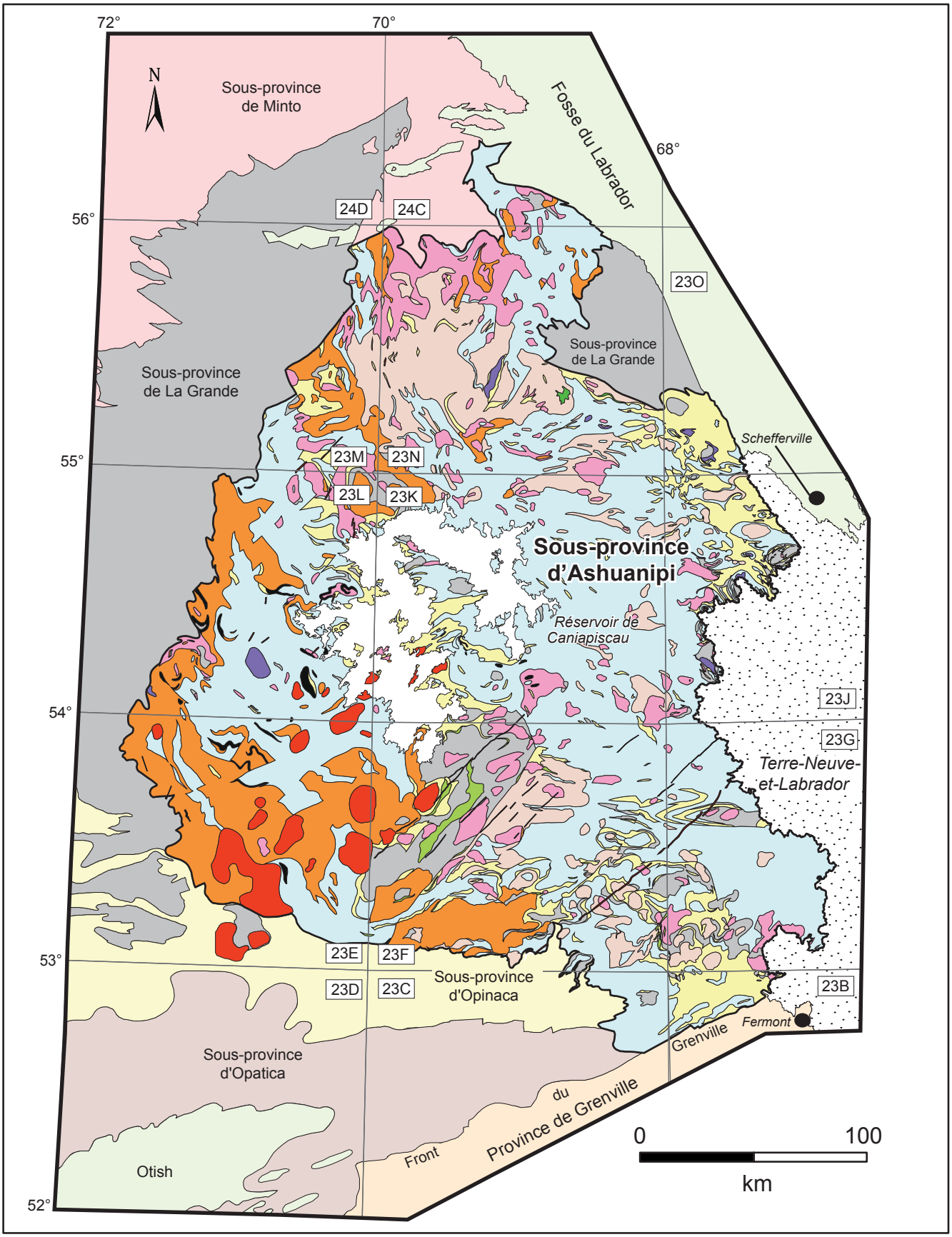


FIGURE 2.3 – Géologie simplifiée de la Sous-province d'Ashuanipi et limites des grands ensembles lithotectoniques limitrophes.

Légende stratigraphique (figure 2.3)

Sous-province d'Ashuanipi

Unité de granite anorogénique (environ 2570 Ma)

- Granite anorogénique

Unités de granitoïdes (2650 à 2625 Ma)

- Syénite à néphéline et syénite alcaline
- Leucogranite à biotite
- Granite et granodiorite à microstructure porphyroïde
- Suite charnockitique (charnockite, opdalite enderbite)

Unités de diatexite (2680 à 2660 Ma)

- Diatexite

Unités anciennes (2725 à 2680 Ma)

- Métatonalite
- Intrusions mafiques à ultramafiques
- Roches métavolcaniques
- Roches métasédimentaires

Complexe de Gayot (2880 à 2873 Ma)

- Roches métavolcaniques

entre les unités les plus jeunes de la partie nord-est de la Sous-province d'Opatica et la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE; Sous-province de La Grande; Moukhsil *et al*., 2003), plus à l'ouest (figure 2.2).

GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI

Les paragneiss représentent une part importante des unités anciennes de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.3) et constituent la majorité des enclaves à l'intérieur des diatexites, indiquant que l'étendue de la couverture sédimentaire était très importante avant les événements de fusion. L'âge de la sédimentation, mal défini, a été évalué à environ 2700 Ma d'après l'âge des zircons détritiques les plus jeunes obtenus dans un seul échantillon de paragneiss de la région de Schefferville (Percival *et al.*, 1992). Par contre, Wodicka *et al*. (2009) interprètent un âge maximal de 2726 Ma pour la déposition des sédiments du sud de l'Ashuanipi. Dans ce secteur, des roches volcaniques et des intrusions synvolcaniques datées à environ 2709-2704 Ma représentent les vestiges d'une activité volcanique bimodale contemporaine à la sédimentation (Parent, 1998). Ces séquences volcaniques renferment plusieurs indices minéralisés de type sulfures volcanogènes. L'âge du volcanisme et du magmatisme associé se compare à certains événements similaires dans la Sous-province d'Opatica et dans la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE, Sous-province de La Grande; figure 2.2). Les roches sédimentaires et volcaniques de la Sous-province d'Ashuanipi ont été injectées par des tonalites, des granodiorites et par des roches de composition ultramafique à intermédiaire mises en place sous la forme de filons-couches et de plutons entre 2700 et 2680 Ma (Mortensen et Percival, 1987; Percival *et al*., 1992; Chevé et Brouillette, 1992a et 1992b; David *et al*., 2009b et 2011).

L'Ashuanipi a été affectée par un événement tectonométamorphique granulitique polyphasé qui s'est échelonné sur près de 70 Ma, entre 2700 et 2632 Ma. Cet événement est responsable de la fusion d'une bonne partie de l'empilement initial réalisée dans des conditions métamorphiques de haute température et de basse pression correspondant à des profondeurs de 15 à 20 km (Percival, 1990; Percival *et al*., 1992). Un magmatisme basaltique à la base de la croûte serait à l'origine de l'augmentation du régime thermique et de la circulation des fluides responsables de cet épisode (Percival, 1991a; Percival *et al*., 1992; Thériault et Chevé, 2001). Les phases initiales du métamorphisme (M1) et de la déformation (D1) ont transformé les protolites en métatexites par la modification des assemblages minéralogiques originaux, le développement d'une première foliation et le début de la fusion partielle *in situ*. L'augmentation graduelle du degré de fusion partielle (M2) a engendré une quantité importante de matériel granitique à l'origine des grandes unités de diatexite (2680 à 2660 Ma; figure 2.3). Celles-ci se sont mises en place dans un environnement tectonique actif (D2) favorisant le développement d'une foliation magmatique régionale qui souligne le grain structural dominant de la Sous-province d'Ashuanipi. La formation des diatexites a été suivie par la mise en place d'intrusions granitiques à microstructure porphyroïde et d'intrusions charnockitiques (2650 à 2635 Ma) dans le nord, l'ouest et le sud de l'Ashuanipi (figure 2.3). Ces granitoïdes pourraient correspondre à des phases évoluées dérivées du fractionnement du matériel de fusion à l'origine des diatexites (Guernina, 2007). Ces intrusions se sont mises en place durant la phase de déformation D3 à laquelle sont associés des plis régionaux E-W à NW-SE et des failles de chevauchement (Lamothe *et al*., 1998 et 2000; Leclair *et al*., 1998). Des intrusions tardives de leucogranite à biotite (<2635 Ma) et quelques petites masses de syénite à néphéline (2625 Ma) se sont injectées dans une croûte plus froide, possiblement durant un métamorphisme rétrograde M3. Une phase de déformation archéenne (D4) est à l'origine de grands plis régionaux N-S et une cinquième phase de déformation (D5) a généré des zones de cisaillement ductile-cassant orientées NE-SW. Finalement, le sud-ouest de la Sous-province de l'Ashuanipi a été affecté par un dernier événement magmatique archéen (environ 2570 Ma) qui a produit un cortège d'intrusions subcirculaires de granite à fluorine anorogénique.

CHAPITRE 3
STRATIGRAPHIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA SOUS-PROVINCE D'ASHUANIPI

Le terme Ashuanipi a été introduit dans les années 40 par les géologues de la *Labrador Mining and Exploration Company* qui désignaient sous le terme informel de *Ashuanipi series* les roches anciennes métamorphisées localisées à l'ouest de la Fosse du Labrador, dans le secteur de Schefferville (Frarey et Duffell, 1964). Harrison (1952) a proposé le terme *Ashuanipi Complex* pour désigner ces roches, alors que Frarey (1961) a utilisé le terme *Ashuanipi Group* et Baragar (1967) celui de *Basement Complex*. Par la suite le terme « Complexe d'Ashuanipi » a été abondamment utilisé lors des projets régionaux de cartographie géologique (Fahrig, 1967; Rivers, 1985a et 1985b; Dimroth, 1978; Clark, 1984). Dans leur nouvelle subdivision de la Province du Supérieur, Card et Ciesielski (1986) ont élevé l'Ashuanipi au rang de sous-province en le définissant comme une sous-province gneissique de haut grade métamorphique. Dès lors, le terme « Sous-province d'Ashuanipi » a été accepté au Québec et utilisé par la majorité des auteurs qui y ont réalisé des travaux (Hocq, 1994; Lamothe *et al*., 1998 et 2000; Chevé et Brouillette, 1995; Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al*., 2008, 2009a et 2009b; Parent, 2011; Guermina et Sawyer, 2003; Morfin *et al*., 2013 et 2014). Par contre, le terme « Complexe d'Ashuanipi » (*Ashuanipi Complex)* a été préféré à celui de « Sous-province d'Ashuanipi » au Labrador (James, 1997; van Nostrand et Bradford, 2014), ainsi que dans plusieurs articles scientifiques (Percival, 1987, 1990, 1991a, 1991b, 1993; Percival et Girard, 1988; Percival *et al*., 1992, 2003; Mortensen et Percival, 1987).

Les premiers travaux réalisés dans la Sous-province d'Ashuanipi (figure 1.2a) ont permis de définir les grandes divisions lithologiques régionales et de tracer les limites de cette sous-province avec la Fosse du Labrador, à l'est, et la Province de Grenville, au sud-est. Les premières grandes divisions stratigraphiques ont été proposées par Chevé et Brouillette (1995; n^{o} 24, figure 1.2b) dans le nord-est de l'Ashuanipi. Ces auteurs ont défini deux grands complexes, le « Complexe de Canyon Eaton » et le « Complexe de Rivière du Sable », deux termes maintenant abandonnés. Les unités de ces deux complexes ont été respectivement réassignées à la Sous-province de La Grande (Simard *et al*., 2009a) et aux diverses unités de la Sous-province d'Ashuanipi (ce rapport). Les projets de cartographie géologique au 1/250 000 réalisés par la suite (n^{os} 15, 17, 18, 19, 20, 21, et 23, figure 1.2b) ont mené à la définition de nombreuses unités stratigraphiques dans la Sous-province d'Ashuanipi.

Ce chapitre vise à uniformiser la nomenclature des unités stratigraphiques définies au cours de ces différents projets. Le présent rapport est accompagné d'une carte comportant une légende stratigraphique uniformisée (hors texte) qui tient compte des principes de la stratigraphie proposés pour les terrains métamorphiques et intrusifs dans le Code stratigraphique nord-américain (Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). La synthèse stratigraphique a permis d'uniformiser la nomenclature et d'assigner les unités lithologiques de Percival (1993; n^{o} 26, figure 1.2b) et les subdivisions du Complexe de Rivière du Sable de Chevé et Brouillette (1995) aux différentes unités stratigraphiques définies ailleurs dans l'Ashuanipi. Elle permet également de formaliser l'abandon d'unités stratigraphiques et de noms de domaines qui n'étaient plus utilisés. Parmis ceux-ci, outre les complexes de Canyon Eaton et de Rivière du Sable, mentionnons les « Domaine Ashuanipi nord », « Domaine Ashuanipi sud » et « Domaine de Caniapiscau » proposés par Leclair *et al*. (1998) dans le sud de l'Ashuanipi. Ces domaines n'ont pas été reconnus vers l'ouest (Lamothe *et al*. (2000) et vers le nord (Simard *et al*., 2009b) et ne constituent pas des subdivisions régionales utiles.

Différentes terminologies ont été utilisées pour décrire les migmatites de l'Ashuanipi. Dans ce rapport, la diatexite représente une roche dont la proportion de matériel provenant de la fusion est supérieure à 50 %, comme proposé par Brown (1973). Le terme général « métatexite » est habituellement utilisé pour désigner les roches dont la proportion de matériel de fusion est inférieure à 50 %. Toutefois, ce terme ne permet pas de distinguer le protolite des roches migmatitiques. Pour cette raison, nous préférons utiliser des termes comme « paragneiss migmatitiques » ou « tonalites migmatitiques » plutôt que celui de métatexites comme l'ont fait la majorité des auteurs pour décrire les unités stratigraphiques de la Sous-province d'Ashuanipi.

La section qui suit donne une description générale des unités stratigraphiques présentées dans la carte géologique (hors texte) et dans les figures 3.2 à 3.5. Ces descriptions ont été réalisées à partir de l'information fournie dans les différents rapports géologiques (figure 1.2). La compilation des données géochronologiques, présentées au tableau 3.1 (tiré et modifié de Parent, 2011), a permis d'attribuer des âges absolus ou relatifs aux unités stratigraphiques et de les placer dans un cadre chronologique (figure 3.1).

Les unités stratigraphiques peuvent être regroupées en quatre grands ensembles qui représentent les principaux événements de la construction du craton archéen de l'Ashuanipi (figure 3.1). Les unités les plus anciennes, associées au premier événement (2725 à 2680 Ma; événement 1, figures 3.1 et 3.2), correspondent à des paragneiss (complexes de Hublet, de Grosbois et de Lilois), des roches volcano-sédimentaires (complexes de Raynouard et de Hublet), ainsi qu'à des unités tonalitiques et granodioritiques auxquelles sont associées de petites quantités de roches mafiques et

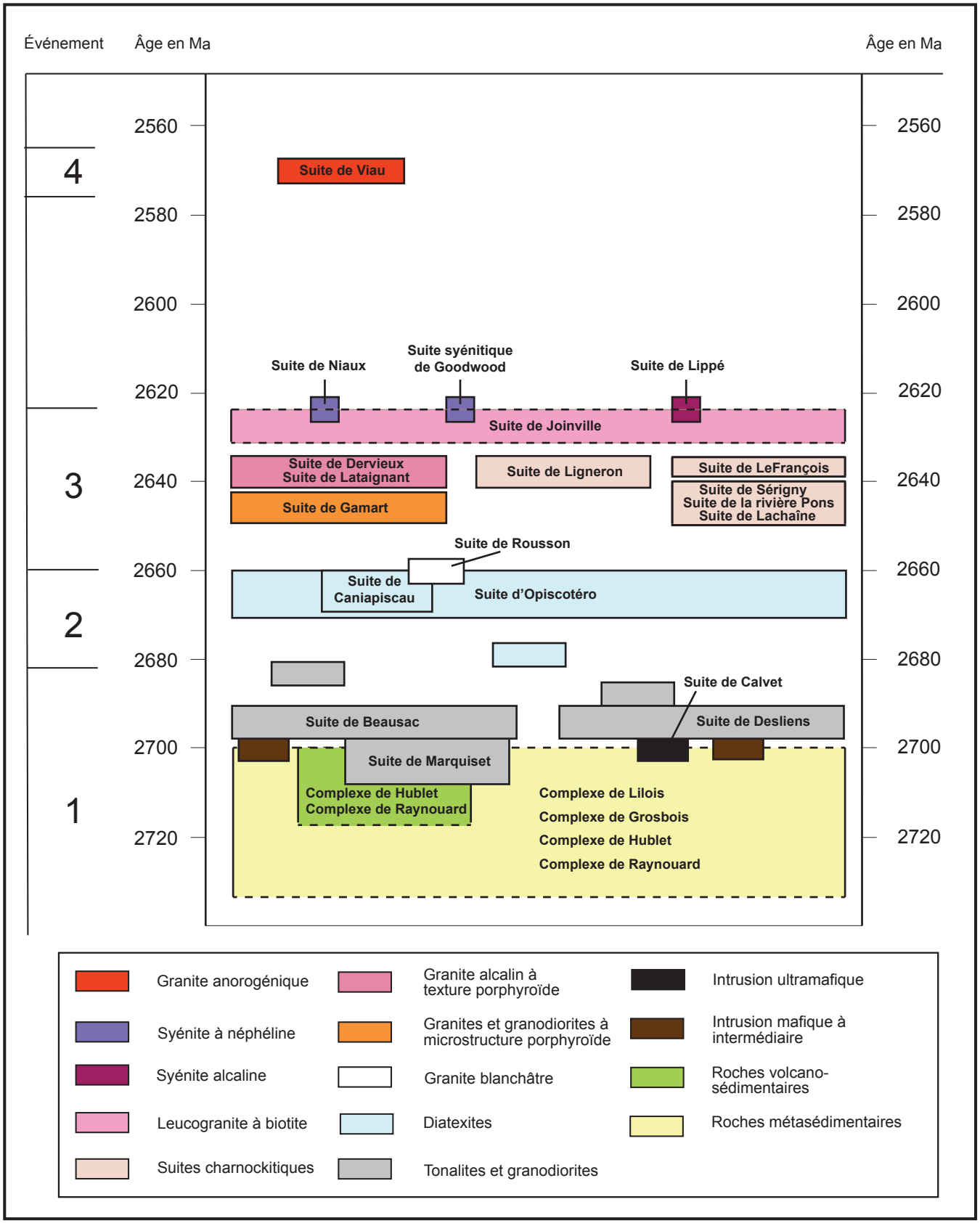


FIGURE 3.1 – Chronologie des unités stratigraphiques de la Sous-province d'Ashuanipi.

ultramafiques (suites de Marquiset, de Beausac, de Desliens et de Calvet). L'événement 2 (2680 à 2660 Ma; événement 2, figures 3.1 et 3.3) est associé aux grandes unités de diatexite (suites d'Opiscotéo et de Caniapiscau) et à une unité de granite blanchâtre (Suite de Rousson). Ces unités, issues de la fusion des unités anciennes (événement 1), couvrent plus de 60 % de la superficie totale de la Sous-province d'Ashuanipi. L'événement 3 (2650 à 2625 Ma; événement 3, figures 3.1 et 3.4) correspond à la mise en place de grandes unités intrusives de granodiorite et de granite à microstructure porphyroïde (suites de Gamart, de Lataignant et de Dervieux), de roches charnockitiques (suites de Lachaîne, de Sérigny, de la rivière Pons, de Le François et de Ligneron), de leucogranite (Suite de Joinville) et d'unités isolées de syénite à néphéline (suites de Goodwood et de Niaux) et de syénite alcaline (Suite de Lippé). Finalement, la Suite de Viau, constituée d'intrusions de granite à fluorine anorogénique, est associée au dernier événement archéen (autour de 2570 Ma; événement 4, figures 3.1 et 3.5).

Les roches archéennes de la Sous-province d'Ashuanipi sont coupées par des dykes de diabase tardi-archéens à protérozoïques assignés à l'Essaim de Mistassini (2515 Ma) et à l'essaim de Dykes de Senneterre (2216 Ma).

DESCRIPTION DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES

Les unités archéennes

Complexe de Gayot (Agat)

Le Complexe de Gayot (Gosselin et Simard, 2000) est une unité volcano-sédimentaire située au nord-est de la Sous-province de La Grande (Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al*., 2001; Thériault et Chevé, 2001; Simard *et al*., 2009a; Simard *et al*., 2008) et dont l'âge se situe entre 2880 et 2873 Ma (David *et al*., 2009b). Deux petits lambeaux de roches volcaniques métamorphisées, localisés dans le nord-est de l'Ashuanipi, ont été assignés au Complexe de Gayot (carte géologique hors texte) par Simard *et al*. (2009a; n^{o} 23, figure 1.2b). Ces lambeaux proviendraient d'une fenêtre de la Sous-province de La Grande exposée tout juste au nord de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 2.3).

Le lambeau de roches volcaniques métamorphisées le plus volumineux (8 par 6 km) correspond à la « Ceinture de Piscau » (Simard *et al*., 2009a). Celle-ci est constituée d'amphibolite et de niveaux felsiques (jusqu'à 15 %) décimétriques à métriques correspondant à des métatufs, des métasédiments et des zones fortement silicifiées. La ceinture comprend aussi plusieurs dykes ou filons-couches mafiques à ultramafiques d'épaisseur métrique à décamétrique, ainsi que quelques niveaux métriques de formation de fer au faciès des silicates. L'amphibolite est une roche rubanée, finement grenue, caractérisée par une microstructure granoblastique bien définie. Elle renferme de grands cristaux pœciloblastiques de clinopyroxène qui contiennent de nombreuses inclusions de plagioclase et de hornblende. Les intrusions mafiques à ultramafiques possèdent une granulométrie moyenne et sont moins recristallisées que l'amphibolite.

Complexe de Hublet (Ahub)

Leclair *et al*. (1998) ont introduit le terme « Groupe de Hublet » pour désigner des lambeaux plurikilométriques de roches supracrustales migmatitiques à orthopyroxène contenus à l'intérieur des grandes masses de diatexites de la région du lac Bermen (n^{o} 17, figure 1.2b). Par la suite, Lamothe *et al*. (1998 et 2000; n^{os} 15 et 18, figure 1.2b) ont assigné les paragneiss migmatitiques de la Sous-province d'Opinaca à la Formation de Mercator, qu'ils incluaient dans le Groupe de Hublet. Dans le présent rapport, nous modifions le terme « Groupe de Hublet » par celui de « Complexe de Hublet » en raison du caractère lithodémique de l'unité, conformément au Code stratigraphique nord-américain (Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). De plus, nous limitons pour l'instant le Complexe de Hublet à la Sous-province d'Ashuanipi en excluant la Formation de Mercator localisée dans la Sous-province d'Opinaca. Le Complexe de Hublet est donc redéfini comme une unité de roches volcano-sédimentaires métamorphisées localisée dans la partie sud et sud-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.2). Il comprend deux unités de paragneiss (Ahub1 et Ahub2), ainsi qu'une unité de roches métavolcaniques intermédiaires et mafiques (Ahub3) (carte géologique hors texte).

Le Complexe de Hublet est constitué principalement de paragneiss migmatitique. Le paragneiss est une roche quartzo-feldspathique dont la composition varie de psammitique à pélitique. Il présente un rubanement compositionnel qui pourrait correspondre à des vestiges d'un litage primaire. Le paragneiss montre l'assemblage orthopyroxène + biotite (Ahub1) ou orthopyroxène + biotite + grenat (Ahub2). La présence ou l'absence de grenat pourrait refléter des variations de composition dans les séquences sédimentaires originales (Leclair *et al*., 1998). Le paragneiss a une granulométrie fine à moyenne et une teinte gris brunâtre ou brun rouille. La microstructure granoblastique est bien définie par le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique. Il renferme entre 5 et 50 % de rubans millimétriques à décimétriques de leucosome blanchâtre de composition tonalitique à granitique, parallèles à la foliation du paragneiss. Les unités de paragneiss contiennent quelques niveaux boudinés de formation de fer silicatée qui forment des zones rouillées pouvant atteindre 30 m d'épaisseur. Les formations de fer sont homogènes ou rubanées et souvent plissées et cisaillées. Les paragneiss du Complexe de Hublet alternent couramment avec des niveaux de métatonalite de la Suite de Desliens (décrite plus loin).

Un échantillon de paragneiss à grenat + orthopyroxène (Ahub2) a été prélevé dans la région du lac Bermen pour déterminer l'âge de la sédimentation. Les analyses SHRIMP indiquent deux modes principaux à 2726 Ma et 2684 Ma

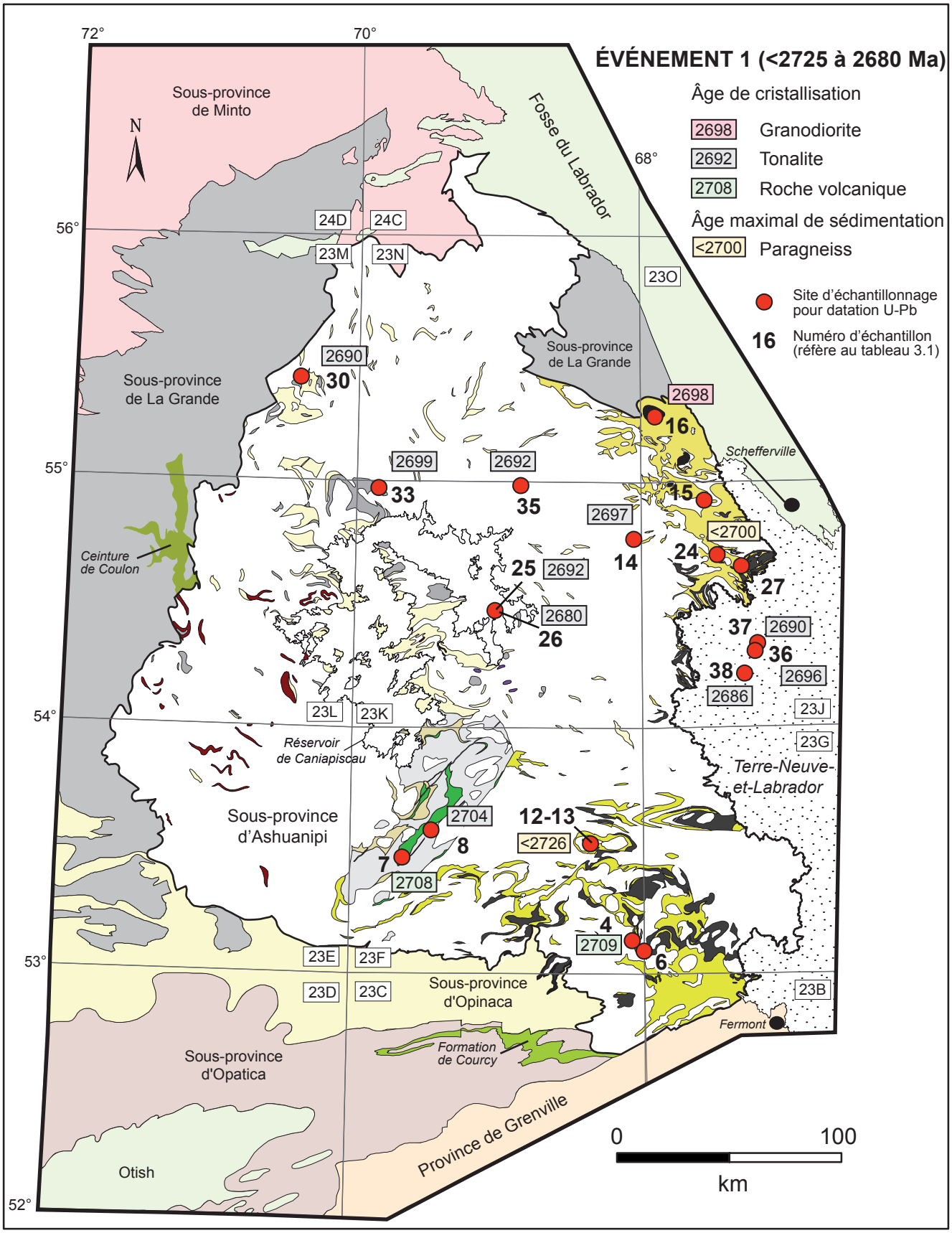


FIGURE 3.2 – Distribution régionale des unités de paragneiss, de roches volcaniques, de roches intrusives mafiques à ultramafiques et de tonalites-granodiorites, ainsi que des âges U-Pb correspondants pour la période comprise entre 2725 et 2680 Ma (événement 1, figure 3.1).

Légende stratigraphique (figure 3.2)

Sous-province d'Ashuanipi

Tonalites et granodiorites

Suite de Beausac (Abea2)

Suite de Desliens (Ades)

Suite de Marquiset (Amaq)

Intrusions intermédiaires à ultramafiques

Suite de Calvet (Acvt)

Suite de Beausac (Abea1)

Paragneiss migmatitiques

Complexe de Lilois (Aloi)

Complexe de Grosbois (Agrs)

Complexe de Raynouard (Aray2)

Complexe de Hublet (Ahub1 et Ahub2)

Roches volcaniques

Complexe de Raynouard (Aray1)

Complexe de Hublet (Ahub3)

interprétés respectivement comme l'âge maximal de déposition des sédiments du Complexe de Hublet et l'âge du métamorphisme (Wodicka *et al*., 2009; datation nº 12, tableau 3.1 et figure 3.2). Cet échantillon a aussi donné des âges plus anciens de 2827 et 2889 Ma, indiquant que ces sédiments sont en partie dérivés de roches aussi vieilles que de 2,9 à 2,8 Ga.

Les gneiss mafiques et les métabasaltes (Ahub3) forment quelques lentilles de puissance kilométrique associées aux paragneiss. La roche a une granulométrie fine à moyenne et une teinte gris verdâtre foncé à noire. Elle renferme moins de 20 % de leucosome blanchâtre à grain grossier de composition tonalitique en rubans ou en lentilles de moins de 10 cm d'épaisseur parallèles à la foliation. Des structures coussinées ont été préservées à certains endroits. Les métabasaltes coussinés alternent avec des niveaux felsiques interprétés comme des coulées ou des tufs dacitiques ou rhyolitiques. Des niveaux rouillés et sulfurés discontinus, localisés au contact entre les roches mafiques et les roches felsiques, suggèrent un potentiel pour les gîtes exhalatifs volcanogènes (Leclair *et al*., 1998). L'unité Ahub3 du Complexe de Hublet comprend aussi quelques rares niveaux kilométriques de gneiss intermédiaires rubanés associés aux paragneiss et aux roches mafiques. Ces roches intermédiaires seraient possiblement d'origine volcanique (Leclair *et al*., 1998). Il s'agit d'une roche gris verdâtre qui renferme moins de 20 % de minéraux mafiques (orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + biotite) contenus dans une matrice granoblastique de quartz et de feldspath.

Une datation U-Pb sur zircons a été réalisée sur une roche gneissique felsique associée aux métabasaltes (Ahub3). Cette roche, qui pourrait représenter une rhyolite métamorphisée (Parent, 1998), a donné un âge de cristallisation de 2709 +6/-5 Ma et un âge d'héritage de 2906 +9/-8 Ma (datation nº 4, tableau 3.1 et figure 3.2). L'âge de cristallisation se compare à celui obtenu dans la principale ceinture volcanique du Complexe de Raynouard (décrit plus loin).

Complexe de Raynouard (Aray)

Leclair *et al.* (1998) ont proposé le terme « Groupe de Raynouard » dans la région du lac Bermen (nº 17, figure 1.2b) pour désigner une unité de roches d'origine volcanique et sédimentaire métamorphisées au faciès des amphibolites moyen à supérieur. Ces roches ne présentent plus de structures primaires permettant d'établir une succession stratigraphique et doivent donc être considérées comme une unité lithodémique. Conséquemment, le terme « Groupe de Raynouard » est abandonné et remplacé par l'unité lithodémique plus appropriée de « Complexe de Raynouard » de façon à respecter les normes du Code stratigraphique nord-américain (Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). Le Complexe de Raynouard comprend une unité de roches d'origine volcanique (Aray1) et une unité de roches d'origine sédimentaire (Aray2) (figure 3.2 et carte géologique hors texte). Plusieurs indices minéralisés sont associés aux roches volcaniques du Complexe de Raynouard (voir « Chapitre 7 - Gîtologie et métallogénie ») qui constituent les séquences volcaniques les mieux préservées de la Sous-province d'Ashuanipi.

L'unité Aray1 correspond à une séquence volcanique bimodale. L'unité est formée principalement de basaltes amphibolitisés, communément coussinés, qui alternent avec des roches de composition felsique à intermédiaire et, plus rarement, avec des niveaux de formation de fer silicatée. Toutes ces roches sont foliées et possèdent une microstructure granoblastique. Des coulées massives de basalte de 7 à 12 m d'épaisseur ont aussi été identifiées à quelques endroits. Des paragneiss semblables à ceux de l'unité Aray2 sont régulièrement intercalés dans les séquences volcaniques.

L'unité Aray2 est constituée de lambeaux plurikilométriques de paragneiss à grenat + sillimanite + biotite + muscovite localisés près des lambeaux de roches d'origine volcanique. Le paragneiss est rubané, localement migmatitique, gris brunâtre à brun rouille et à granulométrie moyenne. Cette roche métasédimentaire a une composition variant de pélitique à psammitique. L'unité de paragneiss contient des niveaux métriques à décamétriques de formation de fer silicatée et quelques niveaux de schistes à porphyroblastes de grenat.

Une datation U-Pb sur zircons, réalisée sur un échantillon de rhyolite, a donné un âge de 2708 +9/-7 (datation nº 7, tableau 3.1 et figure 3.2). Ce résultat s'apparente à celui obtenu pour une roche felsique du Complexe de Hublet (2709 +6/-5 Ma; datation nº 4, tableau 3.1 et figure 3.2) indiquant que les roches volcaniques de ces deux unités sont contemporaines.

Complexe de Grosbois (Agrs)

Gosselin et Simard (2000) ont assigné à la « Formation de Grosbois » les lambeaux de paragneiss migmatitiques à orthopyroxène de l'Ashuanipi localisés dans le sud-est de la région du lac Gayot (nº 21, figure 1.2b). Cette formation a été suivie vers le sud dans la région du lac Hurault (nº 19, figure 1.2b) où Thériault et Chevé (2001) l'ont divisée en deux unités (Ags1 et Ags2) en fonction de la présence ou de l'absence de grenat. Par la suite, Simard *et al*. (2008) ont renommé la Formation de Grosbois « Complexe de Grosbois » conformément à la nomenclature des unités lithodémiques recommandée dans le Code stratigraphique nord-américain (Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). Dans le secteur de la rivière Sérigny (nº 23, figure 1.2b), Simard *et al*. (2009a) ont subdivisé le Complexe de Grosbois en deux unités comme l'avaient fait Thériault et Chevé (2001) : une unité de paragneiss à biotite + orthopyroxène + grenat (Agrs1) et une unité de paragneiss à biotite + orthopyroxène (Agrs2). Juste au sud, Simard *et al*. (2009b) ont instauré une nouvelle unité de paragneiss à biotite sans orthopyroxène (Agrs3) très peu migmatitisés qui couvre une superficie importante dans le secteur du réservoir de Caniapiscau (nº 20, figure 1.2b).

Les paragneiss migmatitiques du Complexe de Grosbois (Agrs1 et Agrs2; carte géologique hors texte) forment des lambeaux hectométriques à plurikilométriques à l'intérieur des diatexites de la Suite d'Opiscotéo et des suites intrusives de la Sous-province d'Ashuanipi. Le paragneiss est une roche à granulométrie fine à moyenne, foliée, à microstructure granoblastique et qui présente une patine brun jaunâtre ou brun rouille caractéristique. Le métamorphisme et la recristallisation de la roche ont complètement oblitéré les structures primaires. La roche renferme entre 15 à 25 % d'orthopyroxène et de biotite rougeâtre de hautes températures, accompagnés de grenat dans les paragneiss de l'unité Agrs1. Les paragneiss des unités Agrs1 et Agrs2 contiennent 10 à 40 % de bandes millimétriques à décimétriques de leucosome blanchâtre ou gris verdâtre, ondulantes et souvent lenticulaires, subparallèles à la foliation du paragneiss, produisant un rubanement irrégulier. Le leucosome est à granulométrie moyenne à grossière, localement pegmatitique, avec une composition variant de tonalitique à granitique. Il contient communément des pœciloblastes centimétriques d'orthopyroxène accompagnés, dans l'unité Agrs1, de pœciloblastes de grenat. Des niveaux décimétriques à métriques de formation de fer rubanée au faciès des oxydes ou des silicates sont localement associés aux paragneiss migmatitiques. Les formations de fer présentent une couleur rouille caractéristique en surface d'altération.

Le paragneiss de l'unité Agrs3 (carte géologique hors texte), dépourvu d'orthopyroxène, affleure de manière importante dans le secteur du réservoir de Caniapiscau. Sharma et Dubé (1980; nº no 13, figure 1.2a) avaient également noté la rareté de l'orthopyroxène dans les paragneiss de ce secteur. Le paragneiss de l'unité Agrs3 se distingue également des unités Agrs1 et Agrs2 par un degré de migmatitisation moindre et par une microstructure granoblastique moins développée. Ces caractéristiques suggèrent que le paragneiss de l'unité Agrs3 a subi un métamorphisme moins élevé que les paragneiss des deux autres unités (Simard *et al*., 2009b). De plus, un rubanement compositionnel observé à plusieurs endroits représente possiblement les vestiges du litage primaire. Ce paragneiss est une roche bien foliée, à granulométrie fine à moyenne, grisâtre en cassure fraîche et brun jaunâtre sur la patine d'altération. Il contient entre 15 et 30 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite accompagnée ou non de grenat, avec localement de la sillimanite et de la cordiérite. Le leucosome blanchâtre, de composition tonalitique à granitique, représente moins de 20 % de la roche. Il se présente en rubans discontinus et lenticulaires, en poches ou en amas millimétriques à centimétriques, orientés parallèle à la foliation du paragneiss. Les rubans de leucosome sont affectés par de nombreux plis ptygmatiques. Quelques formations de fer oxydées ou silicatées sont localement associées aux paragneiss de l'unité Agrs3.

Le Complexe de Grosbois n'a pas fait l'objet d'étude géochronologique. Les paragneiss de ce complexe sont migmatitiques et se trouvent en enclaves dans les diatexites, indiquant que les roches sédimentaires se sont déposées avant l'épisode de fusion régionale. Les paragneiss du Complexe de Grosbois sont donc assignés à l'événement 1 (2725 à 2680 Ma; figures 3.1 et 3.2).

Complexe de Lilois (Aloi, nouvelle unité)

Nous introduisons le « Complexe de Lilois » pour désigner une importante unité de paragneiss localisée dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.2; carte géologique hors texte). Cette unité est caractérisée par la présence de nombreuses formations de fer, dont plusieurs sont aurifères (voir « Chapitre 7 - Gîtologie et métallogénie »). Les roches métasédimentaires migmatitiques de ce secteur ont été divisées en unités informelles de métatexites par Chevé et Brouillette (1995; nº 24, figure 1.2b) et de paragneiss par Percival (1993; nº 26, figure 1.2b). Chevé et Brouillette (1988, 1990, 1992a, 1992b et 1995) ont divisé les métatexites en plusieurs unités et sous-unités en fonction de la granulométrie du paragneiss, de l'abondance du grenat et de l'orthopyroxène, de la présence ou non de niveaux de diatexite ou de tonalite et de la proportion du leucosome. Dans le but d'unifier la légende stratigraphique, nous avons regroupé ces subdivisions en trois unités qui respectent la

nomenclature établie par Percival (1993) : une unité de paragneiss à biotite + pyroxène ± grenat (Aloi1), une unité de paragneiss à biotite + grenat ± pyroxène (Aloi2) et une unité mixte de paragneiss et de métatonalite interstratifiés (Aloi3). L'unité Aloi2 a été subdivisée en deux sous-unités en fonction de l'abondance du leucosome selon les critères proposés par Chevé et Brouillette (1995), soit la sous-unité Aloi2a, qui comporte moins de 33 % de leucosome, et Aloi2b avec 33 à 66 % de leucosome. Les roches constituées de plus de 66 % de leucosome ont été incluses dans les unités de diatexite de la Suite Opiscotéo (décrites plus loin). Ailleurs dans la Sous-province d'Ashuanipi, la proportion de leucosome qui marque la limite entre les paragneiss migmatitiques (métatexites) et les diatexites a été fixée à 50 %. Ainsi, dans les régions cartographiées par Chevé et Brouillette, une partie des paragneiss de l'unité Aloi2b qui renferme entre 50 et 66 % de leucosome seraient considérés comme des diatexites dans le reste de l'Ashuanipi.

Les paragneiss migmatitiques du Complexe de Lilois montrent un rubanement millimétrique à métrique, hétérogène et irrégulier, produit par l'alternance de bandes de paléosome grisâtre (paragneiss) et de leucosome blanchâtre. Le paléosome est une roche foliée qui présente une granulométrie fine à moyenne et une microstructure granoblastique généralement bien définie. Il renferme entre 10 et 30 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite, du pyroxène et du grenat. À quelques rares endroits, le paragneiss montre un rubanement compositionnel interprété comme les reliques du litage primaire (Percival, 1987; Percival *et al*., 1992; Lapointe, 1996; van Nostrand et Bradford, 2014). Les études géochimiques suggèrent que les paragneiss du Complexe de Lilois proviendraient du métamorphisme de wackes et de shales (Lapointe, 1996). Chevé et Brouillette (1988, 1992a et 1992b) décrivent deux générations de leucosome. La première, à granulométrie moyenne, forme des bandes millimétriques à centimétriques parallèles à la foliation du paragneiss. La seconde, plus grossière et localement pegmatitique, se présente en injections décimétriques à métriques, concordantes ou discordantes par rapport à la foliation et à la première génération de leucosome. Le leucosome de deuxième génération se retrouve surtout dans l'unité Aloi2b. Le Complexe de Lilois contient aussi quelques niveaux métriques d'amphibolite associés au paragneiss.

Les formations de fer sont présentes dans les trois unités du Complexe de Lilois (Aloi1, Aloi2, et Aloi3). Elles forment des niveaux boudinés et rouillés de cinq décimètres à cinq mètres d'épaisseur dans les paragneiss. Il s'agit principalement de formations de fer au faciès des silicates qui présentent un rubanement millimétrique à centimétrique et des plissements intrafoliaux.

L'unité mixte de paragneiss et de métatonalite intrastratifiés (Aloi3) est constituée d'une alternance de niveaux de 1 à 30 m d'épaisseur de paragneiss migmatitiques et de métatonalite (Percival, 1993). Les niveaux de métatonalite correspondent probablement à des filons-couches de la Suite de Desliens (décrite plus loin), dont plusieurs lambeaux se trouvent à proximité de l'unité mixte du Complexe de Lilois.

Percival *et al*. (1992) rapportent que les zircons détritiques provenant d'un échantillon de paragneiss (Aloi2a) ont donné des âges variant entre 3,4 et 2,7 Ga, indiquant un âge de déposition maximal de 2,7 Ga (datation n^{o} 24, tableau 3.1 et figure 3.2) pour les roches métasédimentaires du Complexe de Lilois.

Suite de Calvet (Acvt)

La Suite de Calvet est constituée de petits lambeaux de roches ultramafiques localisés dans le secteur du réservoir de Caniapiscau (figure 3.2 et carte géologique hors texte). Sharma et Dubé (1980; no 13, figure 1.2a) ont été les premiers à rapporter la présence de roches ultramafiques à proximité du lac Lantignac, dans le centre de la Sous-province d'Ashuanipi (feuillet 23K). Des travaux d'exploration subséquents, visant à évaluer le potentiel économique de ces roches, ont permis de définir une bande principale de roches ultramafiques plissée de 12 km de longueur et d'une puissance de 500 m (Noël, 1999). Simard *et al*. (2009b; no 20, figure 1.2b) ont identifié d'autres lambeaux kilométriques de roches ultramafiques dans la région au sud-ouest du réservoir de Caniapiscau et ont assigné toutes les roches ultramafiques de ce secteur à la Suite de Calvet. Ces auteurs avaient également assigné à la Suite de Calvet quatre petits lambeaux de roches mafiques granoblastiques localisés en bordure du réservoir de Caniapiscau, à l'ouest des roches ultramafiques. Dans le présent rapport, nous réassignons ces lambeaux de roches mafiques à l'unité Abea1 de la Suite de Beausac (décrite plus loin) qui regroupe de nombreux lambeaux de roches mafiques immédiatement à l'ouest du réservoir. La Suite de Calvet ainsi redéfinie correspond à une unité de roches ultramafiques comprenant neuf petits lambeaux concentrés dans le centre sud du feuillet SNRC 23K, dans le secteur du réservoir de Caniapiscau (carte géologique hors texte).

Les lambeaux de la Suite de Calvet sont constitués de pyroxénite, de péridotite et, plus rarement, de dunite. Toutes ces roches sont foliées, homogènes, à granulométrie très fine à moyenne et possèdent une microstructure granoblastique plus ou moins prononcée. Elles sont gris verdâtre ou gris noirâtre en cassure fraîche et présentent une croûte d'altération brunâtre caractéristique. Les minéraux mafiques originaux sont fortement à complètement remplacés par la serpentine qui forme une matrice dans laquelle on observe des reliques d'orthopyroxène et d'olivine.

Suite de Marquiset (Amaq)

La Suite de Marquiset (figure 3.2) a été introduite par Leclair *et al*. (1998) dans la région du lac Bermen (n^{o} 17, figure 1.2b) pour désigner des intrusions de diorite, de tonalite et de monzogranite qui occupent une partie importante du sud de l'Ashuanipi. Ces auteurs ont divisé la Suite

de Marquiset en trois unités composées de diorite et de diorite quartzifère (Amaq1), de tonalite foliée blanchâtre (Amaq2) et de monzogranite (Amaq3). Dans le présent rapport, nous redéfinissions la Suite de Marquiset comme une suite constituée uniquement de diorite et de tonalite. Les monzogranites de l'unité Amaq3 ont été réinterprétés et assignés à la Suite de Gamart (décrite plus loin) reconnue à l'ouest, dans la région du lac Nitchequon (Lamothe *et al*., 2000; no 18, figure 1.2b). Par ailleurs, les intrusions de monzogranite et de syénogranite à biotite de forme ovale de l'unité Amaq3 de la région du lac Bermen sont maintenant incluses dans la Suite de Joinville (décrite plus loin). La Suite de Marquiset ainsi redéfinie comprend donc uniquement les unités de diorites et diorites quartzifères (Amaq1) et de tonalite (Amaq2) définies par Leclair *et al*. (1998) (carte géologique hors texte).

Les diorites et diorites quartzifères (Amaq1) se trouvent dans trois grands lambeaux plurikilométriques enclavés à l'intérieur des intrusions de la Suite de Gamart (décrite plus loin). Les roches sont mésocrates, vert foncé à gris verdâtre, massives, foliées ou gneissiques et d'apparence homogène à hétérogène. Elles renferment de 30 à 50 % de minéraux mafiques comprenant la hornblende, la biotite, le clinopyroxène et la magnétite. Les roches intermédiaires passent localement à des tonalites mélanocrates.

Les tonalites (Amaq2) sont des roches homogènes et foliées, gris pâle ou blanchâtre, et à granulométrie fine à moyenne. Elles renferment entre 10 et 40 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende, avec un peu de biotite et de magnétite. Leclair *et al*. (1998) mentionnent que les tonalites passent localement à des granodiorites. Simard *et al*. (2009b) ont également identifié une phase granodioritique en contact graduel et diffus avec la phase tonalitique. Ces auteurs mentionnent toutefois que les cristaux de feldspath potassique sont distribués de façon hétérogène dans la roche et que la phase potassique pourrait être tardive par rapport à la phase tonalitique.

Une datation U-Pb sur zircons réalisée sur un échantillon de tonalite (Amaq2) a donné un âge de 2704 ±2 Ma (Parent, 1998; datation n^{o} 8, tableau 3.1 et figure 3.2). Cet âge est similaire à celui des roches volcaniques du Complexe de Raynouard (2708 +9/-7 Ma; datation n^{o} 7, tableau 3.1 et figure 3.2), suggérant que les tonalites de la Suite de Marquiset sont associées à ces épanchements volcaniques comme proposé par Leclair *et al*. (1998).

Suite de Desliens (Ades1)

La Suite de Desliens est une unité de tonalite à orthopyroxène localisée dans l'est et le sud-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.2; carte géologique hors texte). Percival (1991b) a nommé cette suite pour désigner les métatonalites de la région de Schefferville (Percival, 1987; Percival, 1993, n^{o} 26, figure 1.2b) auxquelles il associe un peu de diorite, de gabbro et de pyroxénite qu'il interprète comme des phases précoces. Les roches de la Suite de Desliens forment des corps d'épaisseur métriques à plurikilométriques concordants à l'intérieur des unités de paragneiss. Au sud-ouest, Leclair *et al*. (1998) ont assigné à la Suite de Desliens les tonalites gneissiques de la région du lac Bermen (n^{o} 17, figure 1.2b) qui forment de grandes masses irrégulières plurikilométriques ou s'injectent en feuillets métriques à décamétriques à l'intérieur des paragneiss du Complexe de Hublet (décrit précédemment). Au sud et à l'ouest de cette dernière région, Lamothe *et al*. (1998 et 2000; n^{o} 15 et 18, figure 1.2b) ont inclus dans la Suite de Desliens des tonalites en intrusions dans les paragneiss de la Formation de Mercator de la Sous-province d'Opinaca. Dans ce rapport, nous considérons la Suite de Desliens comme une unité circonscrite uniquement à la Sous-province d'Ashuanipi. Des travaux de cartographie géologique en cours dans les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca permettront probablement de corréler les unités de ces sous-provinces avec celle de l'Ashuanipi. Nous avons inclus dans la Suite de Desliens trois petites intrusions de granodiorite (Ades1a) qui avaient été identifiées par Chevé et Brouillette (1995) dans le nord-est de l'Ashuanipi, mais qui n'avaient été assignées à aucune unité stratigraphique.

La Suite de Desliens est constituée de tonalite à biotite + orthopyroxène ± clinopyroxène ± grenat, foliée à gneissique et à granulométrie fine à moyenne. Elle renferme entre 10 et 20 % de bandes de leucosome tonalitique soulignant la foliation migmatitique. La roche est caractérisée par une surface mouchetée noire et blanche reliée à la présence de cristaux pœcilitiques centimétriques d'orthopyroxène contenus dans une matrice granoblastique de plagioclase et de quartz. Les cristaux d'orthopyroxène sont déformés, partiellement à fortement recristallisés et parsemés d'inclusions de quartz et de plagioclase granoblastiques similaires à ceux de la matrice. De la même manière, des feuillets de biotite, des cristaux trapus d'orthopyroxène et, plus rarement, de grenat se superposent aux cristaux pœcilitiques. Le grenat et les cristaux trapus d'orthopyroxène se retrouvent également dans les bandes de leucosome. Percival (1991b) interprète les cristaux pœcilitiques déformés d'orthopyroxène comme des reliques d'oikocristaux d'origine ignée. Les cristaux trapus représenteraient une génération plus jeune de cristaux d'orthopyroxène métamorphique. James (1997), pour sa part, mentionne que des cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène similaires ont été observés dans les roches métasédimentaires migmatitiques, suggérant qu'il s'agit plutôt de porphyroblastes. La Suite de Desliens renferme également quelques lambeaux lenticulaires isolés de diorite, de gabbro et de roches ultramafiques.

Les trois intrusions assignées à la sous-unité Ades1a (carte géologique hors texte) sont constituées de granodiorite à biotite + clinopyroxène ± hornblende homogène, gris clair à rosé et à granulométrie moyenne (Chevé et Brouillette, 1995).

Des datations U-Pb sur zircons ont été réalisées sur cinq échantillons de tonalite (Ades1) et sur une granodiorite (Ades1a) assignées à la Suite de Desliens (datations n^{os} 6,

16, 27, 36, 37 et 38, tableau 3.1 et figure 3.2). Parmi celles-ci, des âges de cristallisation ont été interprétés pour trois échantillons de tonalite (Ades1) provenant du Labrador, juste à l'est de la frontière avec le Québec (datations nos 36, 37 et 38), et pour une granodiorite (Ades1a) située près du contact avec la Sous-province de La Grande, dans le nord de l'Ashuanipi (datation no 16). Les datations nos 37 et 38 ont donné des âges de cristallisation respectifs d'environ 2690 Ma et 2685,5 +2,3/-2,7 Ma, interprétés comme l'âge de mise en place de la Suite de Desliens par Percival (1991b) et Percival *et al*. (1992). L'échantillon de granodiorite (datation no 16) a donné un âge de cristallisation de 2698 ±3 Ma (Chevé et Brouillette, 1992b). Les analyses U-Pb (SHRIMP) de la datation no 36 (tableau 3.1; Percival *et al*., 2003) ont donné des résultats complexes et difficiles à interpréter. Percival *et al*. (2003) ont estimé pour cet échantillon un âge de cristallisation de 2723 ±6 Ma, un âge métamorphique de 2696 ±13 Ma, ainsi que des âges métamorphiques plus jeunes de 2643 Ma et 2605 ±36 Ma. L'échantillon a aussi livré des âges plus anciens entre 2927 et 2733 Ma considérés comme de l'héritage provenant des paragneiss du Complexe de Lilois. Un examen approfondi des résultats permet de mettre en doute l'interprétation initiale de l'âge de cristallisation de cet échantillon. Les zircons montrant une zonalité magmatique de type oscillatoire (*OZP*) ont donné des âges qui se situent entre 2725 et 2618 Ma. De plus, on n'observe pas de progression systématique des âges entre le cœur et la bordure des zircons. Certains cristaux semblent même avoir des cœurs plus jeunes que leurs bordures. Pour ces raisons, Parent (2011) a réinterprété les résultats de cet échantillon et considère l'âge de 2696 ±13 Ma comme l'âge le plus probable de la cristallisation de la tonalite (datation no 36, tableau 3.1 et figure 2.3). L'âge de 2723 Ma est plutôt interprété comme de l'héritage provenant des paragneiss. L'âge de mise en place de cette tonalite est donc comparable à celui de la granodiorite localisée dans la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (datation no 16) datée à 2698 ±3 Ma. Nous appuyons cette nouvelle interprétation qui ramène l'âge de la Suite de Desliens autour de 2698-2685 Ma, comparable aux autres tonalites anciennes de l'Ashuanipi (Suite de Beausac).

Suite de Beausac (Abea)

La Suite de Beausac est localisée dans l'ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.2 et carte géologique hors texte). Gosselin et Simard (2000) ont introduit le terme « Suite de Beausac » dans la région du lac Gayot (no 21, figure 1.2b) pour désigner des lambeaux constitués de tonalite, de granodiorite et de monzodiorite quartzifère contenus dans les diatexites et les intrusions tardives de la partie nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Dans la région du lac Hurault (no 19, figure 1.2b), Thériault et Chevé (2001) ont subdivisé la Suite de Beausac en deux unités : une unité constituée de gabbro, de gabbronorite et de pyroxénite (Abea1) et une unité de roches felsiques à intermédiaires comprenant des tonalites, des granodiorites et des monzonites quartzifères (Abea2). Dans le présent rapport, nous intégrons à l'unité Abea1 de la Suite de Beausac les lambeaux de roches mafiques assignés auparavant à la Suite de Calvet (décrite précédemment) dans la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009b; no 20, figure 1.2b) et à la Formation de Mercator dans de la région du lac Nitchequon (Lamothe *et al*., 2000; no 18, figure 1.2b). Nous assignons également à l'unité Abea2 les zones plurikilométriques de tonalite et de diorite quartzifère préservées à l'intérieur des diatexites de la Suite de Caniapiscau (décrite plus loin). Ces tonalites avaient précédemment été assignées à l'unité Acnp1 de la Suite de Caniapiscau par Simard *et al*. (2009b). Ces auteurs mentionnaient d'ailleurs que les tonalites et les diorites quartzifères de l'unité Acnp1 pouvaient être considérées comme les protolites des diatexites de la Suite de Caniapiscau et possédaient des caractéristiques pétrographiques et géochimiques qui s'apparentent à celles de la Suite de Beausac.

Thériault et Chevé (2001) indiquent que l'unité Abea1 forme des filons-couches composés de métagabbro et de métagabbronorite avec localement des niveaux ultramafiques à la base et des roches felsiques au sommet. Les roches gabbroïques sont massives à bien foliées, ont une granulométrie fine à moyenne et possèdent une microstructure granoblastique bien développée. Elles montrent une patine d'altération gris brunâtre et contiennent des rubans de leucosome tonalitique indiquant que ces roches ont subi une fusion partielle. Les minéraux mafiques constituants sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la biotite, la hornblende et la magnétite. L'orthopyroxène se présente en petits grains granoblastiques et en porphyroclastes d'un centimètre de longueur.

Les tonalites, diorites quartzifères et granodiorites de l'unité Abea2 forment des lambeaux kilométriques dans les diatexites ou des bandes métriques parallèles à la foliation à l'intérieur des paragneiss du Complexe de Grosbois. Cette unité occupe une superficie plus importante au nord du réservoir de Caniapiscau où elle renferme plusieurs minéralisations aurifères et de métaux usuels (voir « Chapitre 7 - Gîtologie et métallogénie »). Les roches de l'unité Abea2 ont une teinte grisâtre ou blanchâtre et une granulométrie qui varie de fine à moyenne. Ce sont des roches très foliées à rubanées qui présentent communément une microstructure granoblastique. Elles renferment entre 10 et 20 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende et de la biotite, sauf dans la région du lac Hurault (no 19, figure 1.2b) où le clinopyroxène et l'orthopyroxène accompagnent la biotite. Simard *et al*. (2009b) mentionnent que les phases tonalitiques et granodioritiques de l'unité Abea2 sont intimement liées avec des contacts diffus et graduels. Ces auteurs ont également observé que, à l'instar de la Suite de Marquiset (décrite précédemment), les cristaux de feldspath potassique de la phase tonalitique présentaient une distribution hétérogène.

Deux datations U-Pb sur zircons réalisées sur des échantillons de tonalite (Abea2) provenant des régions du lac Gayot

et du réservoir de Caniapiscau ont donné des âges respectifs de 2690 ±7 Ma et de 2698,8 ±0,8 Ma (datations n^{os} 30 et 33, tableau 3.1 et figure 3.2). Mortensen et Percival (1987) ont daté un échantillon de tonalite foliée à hornblende + biotite + pyroxènes prélevé en bordure du lac Clairambault, correspondant aujourd'hui à une partie du réservoir de Caniapiscau. Dans le présent rapport, les tonalites de ce secteur sont assignées à la Suite de Beausac. Cet échantillon a donné un âge de cristallisation de 2691,7 +9,7/-7,8 Ma (datation n^{o} 25, tableau 3.1 et figure 3.2) qui se compare aux âges obtenus pour les tonalites de cette suite. Percival *et al*. (1992) ont présenté un âge de 2680,1 +3,9/-3,4 Ma pour le même échantillon (datation n^{o} 26, tableau 3.1 et figure 3.2), sans toutefois fournir les données analytiques.

Suite d'Opiscotéo (Aopi)

La Suite d'Opiscotéo est une unité de diatexite caractéristique de la Sous-province d'Ashuanipi.

La diatexite est une migmatite dont la proportion du produit issu de la fusion (néosome) est supérieure à celle des restites (paléosome) de la roche originale (Brown, 1973; Saywer, 2008). Les structures antérieures à la fusion partielle ne sont généralement plus visibles dans le néosome et ont été remplacées par des structures de fluage reliées au phénomène d'anatexie (Saywer, 2008). Percival (1987 et 1993) a défini les diatexites de la région de Schefferville (n^{o} 26, figure 1.2b) comme des roches contenant plus de 50 % de matériel de fusion (leucosome). Cette limite a été utilisée lors des travaux de cartographie subséquents touchant la Sous-province d'Ashuanipi (n^{os} 15, 17, 18, 19, 20, 21, 23, 27 et 28, figure 1.2b). Toutefois, Chevé et Brouillette (n^{o} 24, figure 1.2b) avaient précédemment fixé cette limite à 66 % dans le nord-est de l'Ashuanipi, rendant les corrélations plus difficiles entre les unités de roches migmatitiques de cette région et celles des régions limitrophes. Percival (1987 et 1993) a également introduit le concept de diatexites homogènes pour les roches contenant moins de 25 % d'enclaves et de diatexites hétérogènes pour celles dont la proportion est comprise entre 25 et 50 %.

La Suite d'Opiscotéo a été nommée par Leclair *et al*. (1998) pour décrire les diatexites de la région du lac Bermen (n^{o} 17, figure 1.2b). Ces auteurs les décrivent comme des roches intrusives de composition granodioritique à granitique à orthopyroxène + biotite ± grenat, homogènes (<25 % d'enclaves) ou hétérogènes (entre 25 et 50 % d'enclaves). Les enclaves sont principalement constituées de paragneiss ou, localement, de roches mafiques. En se basant sur la présence ou l'absence de grenat, la quantité et la nature des enclaves, Leclair *et al.* (1998) subdivisent la Suite d'Opiscotéo en six unités : 1) diatexite hétérogène à grenat (Aopi1); 2) diatexite hétérogène sans grenat (Aopi2); 3) diatexite hétérogène à enclaves mafiques (Aopi3); 4) diatexite homogène à grenat (Aopi4); 5) diatexite homogène sans grenat (Aopi5); et 6) diatexite homogène à enclaves mafiques (Aopi6). Ces subdivisions ont été en bonne partie respectées par les différents auteurs dans les autres secteurs de l'Ashuanipi (figure 1.2b; n^{os} 15 18, 19, 21, 23 et 20). Dans les régions de la rivière Sérigny et du réservoir de Caniapiscau (n^{os} 23 et 20, figure 1.2b), Simard *et al*. (2009a et 2009b) ont défini une nouvelle unité de diatexite homogène à biotite + grenat dans laquelle l'orthopyroxène est absent (Aopi7). Dans le présent rapport, les sept unités informelles de la Suite d'Opiscotéo ont été conservées et étendues à l'ensemble de la Sous-province d'Ashuanipi (carte géologique hors texte).

La diatexite de la Suite d'Opiscotéo forme de grandes masses plurikilométriques et des injections qui coupent les unités volcano-sédimentaires et tonalitiques anciennes de l'Ashuanipi. La diatexite est une roche de composition tonalitique à granitique, blanc jaunâtre ou gris brunâtre et à granulométrie moyenne à grossière. Elle présente un aspect hétérogranulaire caractéristique et contient couramment des phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm qui donnent localement une microstructure porphyroïde. La roche se compose de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de 10 à 25 % de minéraux mafiques comprenant la biotite rougeâtre de haute température et l'orthopyroxène (sauf l'unité Aopi7; carte géologique hors texte). Le grenat caractérise les unités Aopi1 et Aopi4 dans lesquelles il représente jusqu'à 15 % du total des phases minérales. Sa distribution est beaucoup plus irrégulière dans les autres unités de diatexite de la Suite d'Opiscotéo. L'orthopyroxène et le grenat se présentent généralement sous la forme de gros cristaux pœcilitiques centimétriques. Le clinopyroxène a été observé dans les unités de diatexite à enclaves mafiques (Aopi3 et Aopi6), lesquelles sont localisées exclusivement dans la partie sud de l'Ashuanipi.

Les contacts entre les unités homogènes et hétérogènes sont généralement graduels et mal définis, marqués par une augmentation progressive de la proportion d'enclaves. Ces enclaves sont étirées, de dimension centimétrique à métrique et montrent fréquemment une foliation interne discordante par rapport à celle de la diatexite encaissante. La foliation dans les diatexites est définie par l'alignement de la biotite et la présence de schierens de biotite. Ces schlierens forment un rubanement irrégulier, ondulant et discontinu, résultat d'un écoulement magmatique dans les diatexites (Lamothe *et al*., 2000).

Des datations U-Pb sur zircons ont été réalisées sur cinq échantillons de diatexite provenant de la Suite d'Opiscotéo. Quatre d'entre eux ont donné des âges de cristallisation compris entre 2667 et 2660 Ma (datations n^{os} 3, 28, 29 et 32, tableau 3.1 et figure 3.3). Le cinquième échantillon a donné un âge de mise en place de 2682 +5/-3,4 Ma, ainsi qu'un âge métamorphique sur monazites de 2666 ±2,3 Ma (datation n^{o} 19, tableau 3.1 et figure 3.3). De plus, deux échantillons de leucosome associés à la Suite d'Opiscotéo ont donné des âges sur monazites de 2660 ±1 Ma et 2668 ±1,2 Ma (datations n^{os} 22 et 23, tableau 3.1 et figure 3.3) suggérant

que ces leucosomes sont contemporains à la mise en place des diatexites. Tous ces résultats nous permettent d'établir que l'événement de fusion responsable de la formation des diatexites s'est déroulé entre 2680 et 2660 Ma (figure 3.1).

Suite de Caniapiscau (Acnp)

La Suite de Caniapiscau (figure 3.3; carte géologique hors texte) a été nommée dans la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009b; no 20, figure 1.2b) pour décrire une unité de diatexite (Acnp2) dans laquelle se trouvent des zones préservées de tonalite et de diorite quartzifère (Acnp1). Simard *et al*. (2009b) mentionnent que ces tonalites et diorites quartzifères possèdent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques qui s'apparentent à celles des roches de la Suite de Beausac (décrite précédemment). Ils suggèrent que les diatexites de la Suite de Caniapiscau représenteraient le produit de la fusion des tonalites et des diorites quartzifères de la Suite de Beausac. Ces observations et la distribution régionale des unités nous amènent donc à assigner les roches de l'unité Acnp1 de la Suite de Caniapiscau à la Suite de Beausac (Abea2). La Suite de Caniapiscau est donc redéfinie comme une unité constituée exclusivement de diatexite (Acnp; carte géologique hors texte) issue de la fusion des tonalites et des diorites.

La diatexite de la Suite de Caniapiscau est une roche rubanée et hétérogène dont la composition varie de diorite quartzifère à tonalitique. Elle est hétérogranulaire, gris clair ou gris blanchâtre et à granulométrie moyenne à grossière. Elle renferme entre 15 et 35 % de minéraux mafiques, exclusivement de la biotite. Le rubanement et l'hétérogénéité de ces roches sont reliés à la présence de schlierens de biotite et d'enclaves décimétriques à décamétriques (5 et 30 %) de tonalite et de diorite quartzifère fortement assimilées et allongées parallèlement à la foliation magmatique. La diatexite de la Suite de Caniapiscau renferme aussi, à plusieurs endroits, des enclaves métriques, subanguleuses à subarrondies, de diorite, de gabbro, d'amphibolite, de roches ultramafiques et de paragneiss migmatitique. Localement, elle contient des amas décimétriques blanchâtres de composition granitique, riches en cristaux centimétriques d'orthopyroxène ou de grenat. Finalement, une phase de granite rose à biotite, à granulométrie grossière à pegmatitique, forme des amas et des lentilles aux contacts diffus avec la diatexite. Cette phase, qui représente entre 5 et 40 % de la surface de l'affleurement, pourrait correspondre un produit évolué relié au processus de fusion.

Deux échantillons de diatexite homogène assignée à la Suite de Caniapiscau ont donné des âges U-Pb sur zircons comparables de 2668 +1,2/-0,7 Ma et 2664 +9/-7 Ma (datations n^{os} 20 et 34, tableau 3.1 et figure 3.3). Ces résultats indiquent que la mise en place des diatexites de la Suite de Caniapiscau est contemporaine à celle des diatexites de la Suite d'Opiscotéo (2680 à 2660 Ma; figure 3.1).

Suite de Rousson (Arsn)

La Suite de Rousson (figure 3.3; carte géologique hors texte) regroupe des intrusions kilométriques à plurikilométriques de granite blanc localisées dans la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009b; n^{o} 20, figure 1.2b) et dans la partie sud de la région de la rivière Sérigny (Simard *et al*., 2009a; n^{o} 23, figure 1.2b). Le granite se présente aussi sous la forme d'injections métriques à décamétriques dans les paragneiss du Complexe de Grosbois et dans les diatexites de la Suite d'Opiscotéo. Le granite blanchâtre de la Suite de Rousson s'apparente au leucosome observé dans les paragneiss migmatitiques du Complexe de Grosbois. Ces grandes intrusions de granite représentent des accumulations volumineuses du produit de fusion évolué relié au phénomène régional d'anatexie (Simard *et al*., 2009a et 2009b). La Suite de Rousson est restreinte à la partie centrale de la Sous-province d'Ashuanipi, puisqu'aucun granite similaire n'a été décrit ailleurs dans cette sous-province.

Le granite de la Suite de Rousson est une roche homogène blanchâtre, d'aspect massif et à granulométrie moyenne à grossière, couramment pegmatitique. Il contient généralement moins de 1 % de minéraux mafiques représentés principalement par des petits feuillets de biotite et des petits grains de grenat. Des concentrations de grains centimétriques de grenat sont observées localement. L'orthopyroxène a été observé à plusieurs endroits dans les secteurs où le granite de la Suite de Rousson coupe les diatexites à orthopyroxène de la Suite d'Opiscotéo. Le granite renferme un peu de muscovite et, plus rarement, de la sillimanite. Les enclaves métriques à décamétriques de paragneiss sont répandues et représentent, dans certains secteurs, plus de 30 % de l'affleurement.

Le granite de la Suite de Rousson n'a pas été daté. Toutefois, il correspond à du matériel formé lors de l'épisode de fusion régionale (2680 à 2660 Ma; événement 2, figures 3.1 et 3.3), au même titre que le leucosome blanchâtre.

Suite de Gamart (Agam)

La Suite de Gamart regroupe de grandes masses intrusives localisées dans la partie sud-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi, près du contact avec la Sous-province de La Grande (figure 3.4; carte géologique hors texte). Cette suite a été nommée par Leclair *et al*. (1998) dans la région du lac Bermen (n^{o} 17, figure 1.2b) pour désigner la majorité des roches intrusives de composition granitique de cette région. Ces auteurs décrivent la Suite de Gamart comme une unité constituée d'intrusions subcirculaires de leucogranite de moins de 15 km de diamètre. Immédiatement à l'ouest, dans la région du lac Nitchequon (n^{o} 18, figure 1.2b), Lamothe *et al*. (2000) mentionnent que cette suite est plutôt constituée de grandes masses intrusives régionales de monzogranite hétérogène coupant les diatexites et qui se trouvent à l'interface des sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Vers le nord, Thériault et Chevé (2001; n^{o} 19,

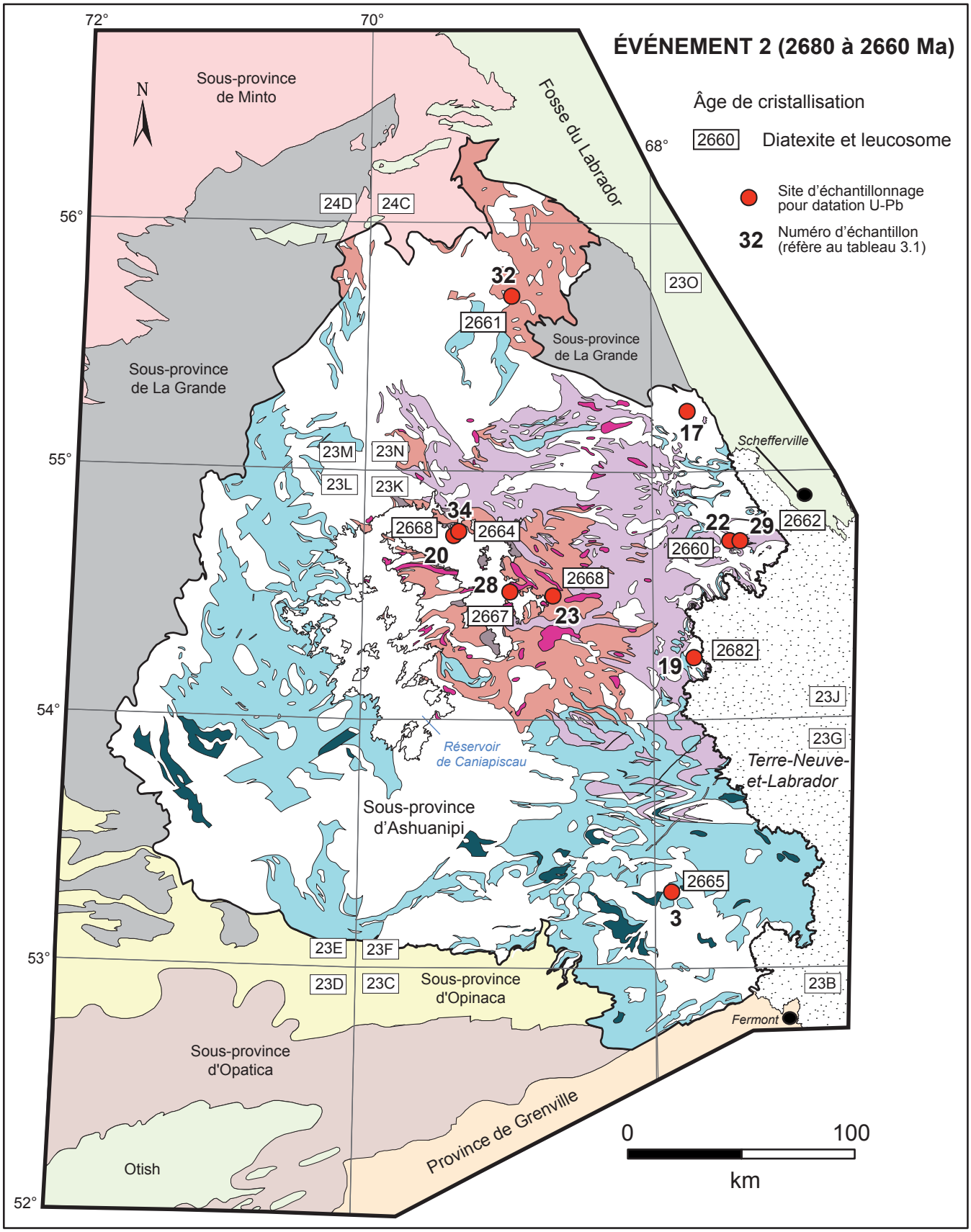


FIGURE 3.3 – Distribution régionale des unités de diatexite et de granite blanchâtre, ainsi que des âges U-Pb correspondants pour la période comprise entre 2680 et 2660 Ma (événement 2, figure 3.1).

Légende stratigraphique (figure 3.3)

Sous-province d'Ashuanipi

Granite blanchâtre

Suite de Rousson (Arsn)

Diatexite à enclaves de tonalite

Suite de Caniapiscau (Acnp)

Diatexites à enclaves de paragneiss

Suite d'Opiscotéo (Aopi7)
(à biotite ± grenat)

Suite d'Opiscotéo (Aopi2 et 5)
(à biotite-orthopyroxène)

Suite d'Opiscotéo (Aopi1 et 4)
(à biotite-orthopyroxène-grenat)

Diatexite à enclaves mafiques

Suite d'Opiscotéo (Aopi3 et 6)

figure 1.2b) assignent également à la Suite de Gamart les grandes masses intrusives formant une bande continue de 10 à 20 km de largeur située à la limite entre les deux sous-provinces. Suite aux descriptions de Lamothe *et al*. (2000) et de Thériault et Chevé (2001), nous redéfinissons la Suite de Gamart comme une unité constituée des grandes masses de monzogranites localisées principalement dans le sud-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi, près de la frontière avec la Sous-province de La Grande. Conséquemment, nous réassignons les intrusions subcirculaires de leucogranite de la région du lac Bermen à la Suite de Joinville (décrite plus loin). De plus, certaines grandes intrusions de syénogranite attribuées à la Suite de Gamart dans la région du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001) sont réassignées à la Suite de Lataignant (décrite plus loin).

La Suite de Gamart est constituée de monzogranite et de granodiorite rosâtres, homogènes, d'aspect massif ou folié, à granulométrie moyenne à grossière et qui présentent régulièrement une microstructure porphyroïde. Cette structure est attribuable à la présence de 10 à 25 % de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique qui peuvent atteindre localement 5 cm de longueur. La roche renferme de 5 à 15 % de minéraux mafiques incluant la biotite, le clinopyroxène, la hornblende et, plus rarement, l'orthopyroxène. Une datation réalisée sur un monzogranite provenant de la partie sud de la Sous-province d'Ashuanipi a donné un âge U-Pb sur zircons de 2647 +3/–1 Ma (datation n^{o} 11, tableau 3.1 et figure 3.4).

Suite de Lataignant (Altg)

La Suite de Lataignant regroupe de grands plutons de granite alcalin à biotite + hornblende + magnétite à microstructure porphyroïde très bien développée, localisés dans le sud et l'ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4; carte géologique hors texte). Cette suite a été nommée par Lamothe *et al*. (2000) dans la région du lac Nitchequon (n^{o} 18, figure 1.2b). D'après ces auteurs, la suite inclut également le Batholite de Delmothe (Adlm) de la région du lac Bermen (Leclair *et al*., 1998; n^{o} 17, figure 1.2b), à la limite sud de l'Ashuanipi, ainsi que le Batholite de Dusterlo de la région du lac Vallard (Lamothe *et al*., 1998; n^{o} 15, figure 1.2b) dans la Sous-province d'Opinaca. Étant donné que le Batholite de Delmothe représente une intrusion bien circonscrite et datée, nous conservons cette appellation et le considérons comme un lithodème à l'intérieur de la Suite de Lataignant (Adlm; carte géologique hors texte). Par contre, le Batholite de Dusterlo se trouve à l'intérieur de la Sous-province d'Opinaca et sa relation avec la Suite de Lataignant reste à établir. Les intrusions de la Suite de Lataignant sont spatialement associées à celles de la Suite de Gamart. Il est probable que les deux suites correspondent à des phases différentes d'un même événement magmatique. Toutefois, les roches de la Suite de Lataignant se distinguent de celles de Gamart par leur caractère plus alcalin, par l'absence de clinopyroxène, par une microstructure porphyroïde toujours bien développée et par une signature magnétique régionale plus prononcée. À partir de ces critères, nous avons réassigné à la Suite de Lataignant une proportion importante de roches qui avait été assignée à la Suite de Gamart par Thériault et Chevé (2001) dans la région du lac Hurault (n^{o} 19, figure 1.2b). Dans la partie nord de l'Ashuanipi, des roches similaires à celles de la Suite de Lataignant ont été assignées à la Suite de Dervieux (décrite plus loin).

La Suite de Lataignant est constituée de granite alcalin homogène, fortement magnétique, caractérisé par une microstructure porphyroïde très nette reliée à la présence de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. La roche est brun jaunâtre ou blanc rosâtre et à granulométrie grossière à très grossière. Les intrusions de la Suite de Lataignant contiennent de la biotite, de la hornblende et de la magnétite. De l'orthopyroxène a été observé localement dans le Batholite de Delmothe (Leclair *et al*., 1998). Le granite est généralement massif et montre par endroits une faible foliation définie par la biotite et par l'alignement des phénocristaux. Cette foliation peut être d'origine magmatique ou tectonique post-magmatique (Lamothe *et al*., 2000).

Un âge de cristallisation de 2638 ±2 Ma a été obtenu pour un échantillon du Batholite de Delmothe (datation n^{o} 2, tableau 3.1 et figure 3.4). Cet âge est considéré, pour l'instant, comme celui de la mise en place des intrusions de la Suite de Lataignant. Le Batholite de Dusterlo a donné un âge de 2642 +9/–5 Ma (datation n^{o} 10, tableau 3.1 et figure 3.4). Si l'on considère la marge d'erreur, cette intrusion pourrait être contemporaine aux intrusions de la Suite de Lataignant (2638 ±2 Ma) ou à celles de la Suite de Gamart (2647 + 3/-1 Ma). Des données supplémentaires sont donc nécessaires afin de corréler les intrusions de la Sous-province d'Opinaca avec celles de la Sous-province d'Ashuanipi.

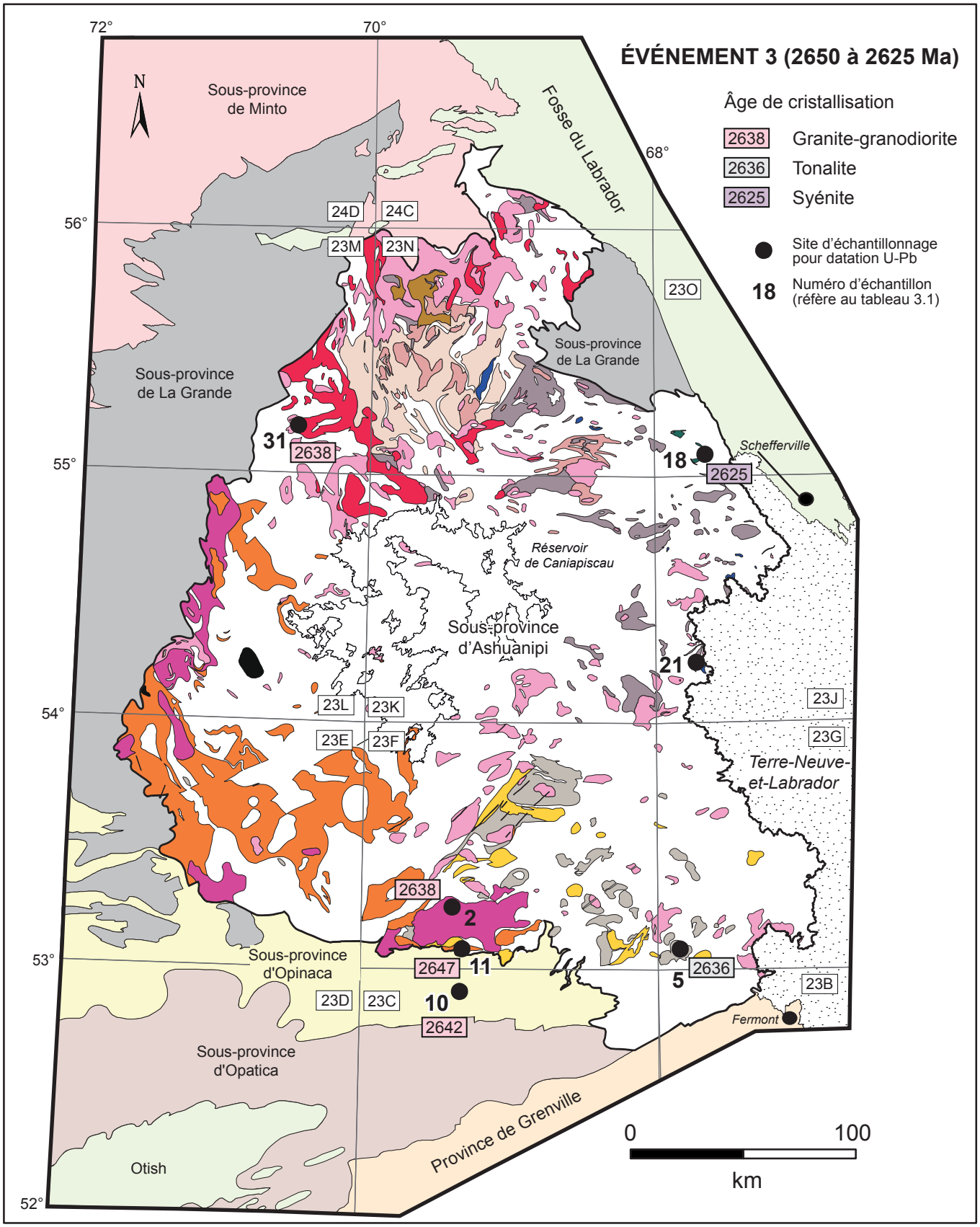


FIGURE 3.4 – Distribution régionale des unités de roches intrusives de composition intermédiaire à felsique, ainsi que des âges U-Pb correspondants pour la période comprise entre 2650 et 2625 Ma (événement 3, figure 3.1).

Légende stratigraphique (figure 3.4)

Sous-province d'Ashuanipi

Syénites

Suite de Niaux (Anix2 et 3)

Suite syénitique de Goodwood (Agoo1 et 2)

Suite de Lippé (Alip)

Leucogranite à biotite

Suite de Joinville (Ajov)

Granites et granodiorites à microstructure porphyroïde

Suite de Dervieux (Ader)

Suite de Lataignant (Altg)

Suite de Gamart (Agam)

Suites charnockitiques

Suite de Ligneron (Alig2) (opdalite)

Suite de Ligneron (Alig1) (enderbite)

Suite de Le François (Alfc) (charnockite)

Suite de la rivière Pons (Apns) (opdalite à microstructure porphyroïde)

Suite de Sérigny (Asry) (opdalite et granodiorite à CX)

Suite de Lachaîne (Alha) (diorite à tonalite à CX et OX)

Suite de Dervieux (Ader)

La Suite de Dervieux (figure 3.4 et carte géologique hors texte) regroupe de grandes intrusions de granodiorite et de granite à biotite ± hornblende très magnétiques et à microstructure porphyroïde localisées près de la limite nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Cette suite a été nommée dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000; n^{o} 21, figure 1.2b), puis reconnue dans les régions de la rivière Sérigny et du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al.*, 2009a et 2009b, n^{os} 23 et 20, figure 1.2b).

La granodiorite et le granite de la Suite de Dervieux sont homogènes, massifs à faiblement foliés et caractérisés par la présence de 10 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur responsables de la microstructure porphyroïde bien définie. La roche est gris rosâtre et sa granulométrie varie de moyenne à grossière. Elle renferme entre 5 et 15 % de minéraux mafiques constitués de biotite plus ou moins chloritisée, de magnétite et d'un peu de hornblende. Les intrusions de la Suite de Dervieux correspondent à des anomalies magnétiques positives bien visibles sur la carte aéromagnétique régionale.

Un âge de cristallisation de 2638 ±8 Ma a été obtenu pour un échantillon de la région du lac Gayot (datation n^{o} 31, tableau 3.1 et figure 3.4). Au départ, cet échantillon avait été interprété comme provenant d'une diatexite homogène de la Suite d'Opiscotéo (Gosselin et Simard, 2000). À la suite du levé de la région de la rivière Sérigny (n^{o} 23, figure 1.2b), cette intrusion homogène et contenant peu d'enclaves (David *et al.*, 2009b) a été réinterprétée et est maintenant assignée à la Suite de Dervieux. La Suite de Dervieux pourrait être équivalente à la Suite de Lataignant (décrite précédemment), dont l'une des intrusions a donné un âge comparable (2638 ±2 Ma).

Suite de Lachaîne (Alha)

La Suite de Lachaîne est une unité de diorite et de tonalite à pyroxènes localisée dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi. Cette suite a été nommée par Simard *et al.* (2009a) dans la région de la rivière Sérigny (n^{o} 23, figure 1.2b) où ces auteurs l'ont divisée en deux unités principales : une unité de diorite (Alha1) et une unité de diorites quartzifères et de tonalites (Alha2). Cette dernière a été subdivisée en deux sous-unités en fonction de la prédominance du clinopyroxène (Alha2a) ou de l'orthopyroxène (Alha2b). La sous-unité Alha2b a été suivie vers le sud, dans la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al.*, 2009b; n^{o} 20, figure 1.2b). Certaines tonalites à orthopyroxène décrites par Chevé et Brouillette (1995) et par Percival (1993) (n^{os} 24 et 26, figure 1.2b) à l'est de la région du réservoir de Caniapiscau possèdent des caractéristiques similaires à celles de la Suite de Lachaîne. Ces tonalites sont donc assignées à l'unité Alha2b.

L'unité Alha1 comprend quelques petits lambeaux kilométriques isolés de diorite magnétique bien foliée, gris verdâtre foncé et à granulométrie moyenne. Ces lambeaux sont contenus dans les intrusions de la Suite de Joinville (décrite plus loin). Ils sont abondamment injectés par le granite de cette dernière unité, ce qui leur donne un aspect migmatitique. La roche renferme de 20 à 35 % de minéraux mafiques, essentiellement de la biotite et du clinopyroxène avec, plus rarement, de la hornblende et de l'orthopyroxène. Les relations entre ces diorites et les tonalites de l'unité Alha2 de la Suite de Lachaîne n'ont pas été établies.

L'unité Alha2 est constituée de diorite quartzifère et de tonalite homogènes, massives à foliées, à granulométrie fine à moyenne, et caractérisées par une susceptibilité magnétique élevée. Elles renferment communément entre 5 et 20 % de rubans granitiques centimétriques à métriques qui leur donnent un aspect migmatitique. Les roches de la sous-unité Alha2a sont gris verdâtre et contiennent de 5 à 15 % de minéraux mafiques (biotite, clinopyroxène et hornblende). Celles de la sous-unité Alha2b sont gris verdâtre ou verdâtres et les minéraux mafiques (5 à 20 %) comprennent de la biotite et de l'orthopyroxène en proportion égale avec, localement,

un peu de clinopyroxène et de hornblende verte. À certains endroits, on observe une phase granitique à orthopyroxène (charnockite) en contact diffus et graduel avec les diorites quartzifères et les tonalites à orthopyroxène.

Une datation U-Pb sur zircons réalisée sur un échantillon de tonalite à orthopyroxène (enderbite) de l'unité Alha2b de la région du réservoir de Caniapiscau a donné un âge 2692 ±1 Ma (datation nº 35, tableau 3.1 et figure 3.2). Simard *et al.* (2009b) mentionnent que ce résultat contredit les observations de terrain qui suggèrent que les roches de la Suite de Lachaîne sont plus jeunes que les diatexites (2680 à 2660 Ma). Ces auteurs rapportent également que la signature lithochimique de cet échantillon diffère de celle des autres tonalites à orthopyroxène de la Suite de Lachaîne. La tonalite datée appartiendrait donc probablement à un lambeau ancien préservé à l'intérieur des intrusions de cette suite. Cette tonalite ancienne représenterait vraisemblablement un vestige de la Suite de Beausac exposée immédiatement à l'ouest, ou bien de la Suite de Desliens qui se trouve à l'est. Chevé et Brouillette (1995) ont également obtenu un âge de 2697 ±3 Ma (datation nº 14, tableau 1 et figure 3.2) pour une tonalite à orthopyroxène qu'ils interprétaient comme plus jeune que les diatexites. Cette tonalite se trouve dans le prolongement oriental d'une intrusion assignée à l'unité Alha2 par Simard *et al*. (2009b) dans la région du réservoir de Caniapiscau. Ces résultats géochronologiques mettent en évidence la complexité de la Suite de Lachaîne. Les âges suggèrent qu'il s'agit d'une unité ancienne, alors que les observations de terrain indiquent que ces roches sont plus jeunes que les diatexites. La Suite de Lachaîne contiendrait donc des tonalites anciennes et des tonalites plus récentes difficiles à différencier sur le terrain.

Suite de Sérigny (Asry)

La Suite de Sérigny (figure 3.4; carte géologique hors texte) a été introduite par Simard *et al*. (2009a) dans la région de la rivière Sérigny (nº 23, figure 1.2b) pour décrire des intrusions de granodiorite et de tonalite à pyroxènes localisées dans la partie nord de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces auteurs ont divisé la suite en deux grandes unités, l'une à clinopyroxène (Asry1), l'autre à orthopyroxène (Asry2). Ils ont également réassigné à la Suite de Sérigny plusieurs intrusions à pyroxène de la région du lac Gayot (nº 21, figure 1.2b) qui avaient été auparavant décrites comme des diatexites de la Suite d'Opiscotéo par Gosselin et Simard (2000). La Suite de Sérigny a été suivie vers le sud où Simard *et al*. (2009b; nº 20, figure 1.2b) l'ont redéfinie comme une unité constituée exclusivement d'intrusions de granodiorite à pyroxènes. Ces auteurs ont assigné les tonalites à pyroxènes de cette région à la Suite de Lachaîne (décrite précédemment).

Les contacts entre les unités à clinopyroxène (Asry1) et à orthopyroxène (Asry2) sont généralement graduels et imprécis. Les roches à clinopyroxène sont gris légèrement verdâtre, tandis que les roches à orthopyroxène ont une teinte verdâtre un peu plus prononcée. Les roches intrusives de la Suite de Sérigny sont homogènes, à granulométrie moyenne et d'aspect massif à légèrement folié. Elles renferment entre 1 et 10 % de phénocristaux de feldspath potassique de 0,5 à 2 cm de longueur, mais ce pourcentage peut atteindre localement 30 %. Les minéraux mafiques représentent entre 5 à 12 % de la roche et sont constitués de l'assemblage biotite + clinopyroxène dans le cas de l'unité Asry1, et de biotite + orthopyroxène ± clinopyroxène pour l'unité Asry2. Les roches intrusives des deux unités contiennent moins de 5 % d'enclaves décimétriques à métriques de paragneiss ou de diorite. À plusieurs endroits, une phase charnockitique est en contact graduel et diffus avec la phase granodioritique de l'unité Asry2.

Les roches intrusives de la Suite de Sérigny n'ont pas été datées. Elles contient localement des enclaves de diatexite de la Suite d'Opiscotéo (2682 à 2660 Ma; décrite plus haut) et sont coupées par des injections de la Suite de Joinville (<2635 Ma; décrite plus bas). Les intrusions de la Suite de Sérigny sont considérées comme contemporaines aux événements magmatiques (2650 à 2625 Ma; événement 3, figures 3.1 et 3.4) qui suivent la mise en place des diatexites.

Suite de la rivière Pons (Apns)

La Suite de la rivière Pons (Simard *et al*., 2009a; nº 23, figure 1.2b) est représentée par quelques intrusions plurikilométriques de granodiorite à orthopyroxène (opdalite) homogène à microstructure porphyroïde localisées près de la limite nord de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4 et carte géologique hors texte). Il s'agit d'une roche magnétique, bien foliée, qui possède une patine gris jaunâtre clair ou brun jaunâtre. Les phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 4 cm de longueur représentent de 10 à 30 % de la roche et sont bien alignés dans la foliation. Contrairement à la Suite de Sérigny (décrite précédemment), la répartition des phénocristaux est très homogène et la roche montre une structure porphyroïde nette. L'opdalite renferme entre 5 et 15 % de minéraux mafiques constitués de biotite, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'un peu de hornblende verte. À certains endroits, la composition de la roche est plus granitique (charnockite). Elle est alors légèrement rosée et montre une quantité moindre de minéraux mafiques (moins de 3 %).

Les intrusions de la Suite de la rivière Pons n'ont pas été datées. Elles renferment des enclaves de paragneiss de même nature que ceux du Complexe de Grosbois (décrit plus haut) et sont injectées par les granites tardifs des suites de Joinville et de LeFrançois (décrites plus loin). Les intrusions de la Suite de rivière Pons se trouvent dans le même secteur que celles de la Suite de Sérigny. Ces deux suites se sont probablement mises en place lors d'un même événement magmatique charnockitique (2650 à 2625 Ma; événement 3, figures 3.1 et 3.4).

Suite de LeFrançois (Alfc)

La Suite de LeFrançois (figure 3.4 et carte géologique hors texte) regroupe des intrusions de granite à orthopyroxène (charnockite) localisées dans le nord de la Sous-province d'Ashuanipi. L'unité a été nommée par Simard *et al*. (2009a) dans la région de la rivière Sérigny (nº 23, figure 1.2b), puis prolongée jusqu'au nord de la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009b; nº 20, figure 1.2b). Le granite est homogène, à granulométrie moyenne à grossière et d'aspect massif à faiblement folié. Il présente une patine d'altération gris brunâtre ou brun jaunâtre caractéristique des roches charnockitiques. Le granite de la Suite de LeFrançois est caractérisé par la présence de grains de quartz fumé gris foncé ou noirâtre. Il contient une faible proportion de minéraux mafiques (moins de 5 %) constitués de feuillets de biotite rougeâtre, de cristaux d'orthopyroxène fortement altéré et, plus rarement, de clinopyroxène. L'unité renferme des amas pegmatitiques centimétriques à métriques dans lesquels on observe fréquemment des cristaux centimétriques d'orthopyroxène ou de grenat. Par endroits, le granite de la Suite de LeFrançois a une teinte rosée et est pratiquement dépourvu de minéraux mafiques. Il est alors difficile de le différencier du granite de la Suite de Joinville (décrit plus loin).

Le granite de la Suite de LeFrançois n'a pas été daté, mais il s'injecte dans les autres unités de granitoïdes à pyroxènes du secteur nord de l'Ashuanipi. La Suite de LeFrançois pourrait représenter une phase tardive plus évoluée reliée aux suites intrusives à pyroxènes de la partie nord de la Sous-province d'Ashuanipi (suites de Lachaîne, Sérigny et de la rivière Pons, décrites précédemment), auxquelles elle est spatialement associée.

Suite de Ligneron (Alig)

La Suite de Ligneron (figure 3.4 et carte géologique hors texte) désigne un cortège de petites intrusions tardives de tonalite et de granodiorite à pyroxènes reconnues dans la région du lac Bermen (Leclair *et al*., 1998; nº 17, figure 1.2b). Ces intrusions coupent les unités localisées dans le sud-est de la Sous-province d'Ashuanipi. Dans la Sous-province d'Opinaca, Lamothe *et al*. (2000 et 1998) ont aussi assignées à la Suite de Ligneron quelques intrusions situées au sud (nº 15, figure 1.2b) et à l'ouest (nº 18, figure 1.2b) de l'Ashuanipi. Dans le présent document, seules les intrusions localisées dans la Sous-province d'Ashuanipi sont considérées. Le lien entre les intrusions de l'Ashuanipi et de l'Opinaca reste à confirmer.

Leclair *et al.* (1998) ont assigné les tonalites à orthopyroxène (enderbite) de la Suite de Ligneron à l'unité Alig1 et les granodiorites à orthopyroxène (opdalite) à l'unité Alig2. L'unité de tonalite (Alig1) est la plus répandue. Leclair *et al*. (1998) mentionne que le contact entre les deux unités est graduel et que la granodiorite passe progressivement à une tonalite. Les roches intrusives de la Suite de Ligneron forment généralement des plutons ovales de moins de 25 km de diamètre. La tonalite et la granodiorite sont des roches homogènes, massives à foliées, gris pâle, blanches ou rosées avec une granulométrie moyenne, localement grossière. Elles contiennent entre 5 et 20 % de minéraux mafiques constitués de biotite, de clinopyroxène et d'orthopyroxène, avec un peu de magnétite et de hornblende. L'orthopyroxène est plus rare dans la phase granodioritique. Localement, des diorites et des diorites quartzifères sont associées à la tonalite.

Une datation réalisée sur un échantillon de tonalite à hypersthène et augite a donné un âge de 2636 ±2 Ma (datation nº 5, tableau 3.1 et figure 3.4), confirmant que les intrusions de la Suite de Ligneron se sont mises en place durant l'épisode magmatique relié à l'événement 3 (figure 3.1 et 3.4)

Suite de Joinville (Ajov)

La Suite de Joinville (figure 3.4 et carte géologique hors texte) a été introduite par Simard *et al*. (2008) pour désigner un ensemble d'intrusions tardives de leucogranite localisées dans le nord-ouest et l'ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces roches avaient originellement été assignées à la Suite de Tramont dans les régions du lac Gayot et du lac Hurault (Gosselin et Simard, 2000; Thériault et Chevé, 2001; nos 21 et 19, figure 1.2b). La Suite de Tramont, reconnue dans les sous-provinces de La Grande et de Minto, est associée à un événement magmatique qui s'est déroulé entre 2705 et 2680 Ma (Simard *et al*., 2008). Par contre, dans la Sous-province d'Ashuanipi, les leucogranites de la Suite de Joinville coupent des unités aussi jeunes que 2638 Ma (Suite de Dervieux) indiquant que cette suite est nettement plus jeune que la Suite de Tramont. La Suite de Joinville a par la suite été identifiée dans les régions de la rivière Sérigny et du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009a et 2009b; nos 23 et 20, figure 1.2b). Dans ce rapport, nous assignons à la Suite de Joinville les intrusions de leucogranite décrites par Percival (1993) dans la partie est de l'Ashuanipi (nº 26, figure 1.2b). Ce dernier mentionne toutefois que quelques plutons et dykes de pegmatites associés à ces leucogranites peuvent contenir du pyroxène, ce qui suggère que certaines de ces intrusions pourraient être plutôt associées à la Suite de LeFrançois. Nous avons également inclus dans la Suite de Joinville la majorité des intrusions isolées de leucogranite à biotite de la région du lac Bermen (Leclair *et al*., 1998; nº 17, figure 1.2b) qui avaient été assignées à la Suite de Gamart (décrite précédemment). Une importante intrusion de granite située dans le sud-est de la région du lac Bermen a été réassignée à la Suite de Joinville. Cette intrusion correspond au prolongement du pluton de Walsh River localisé au Labrador (James, 1997).

La Suite de Joinville est constituée de leucogranite à biotite rosâtre ou gris blanchâtre, homogène, d'aspect massif à faiblement folié et à granulométrie fine à grossière, localement pegmatitique. La roche renferme une faible proportion de minéraux mafiques (moins de 5 %) constitués de petits

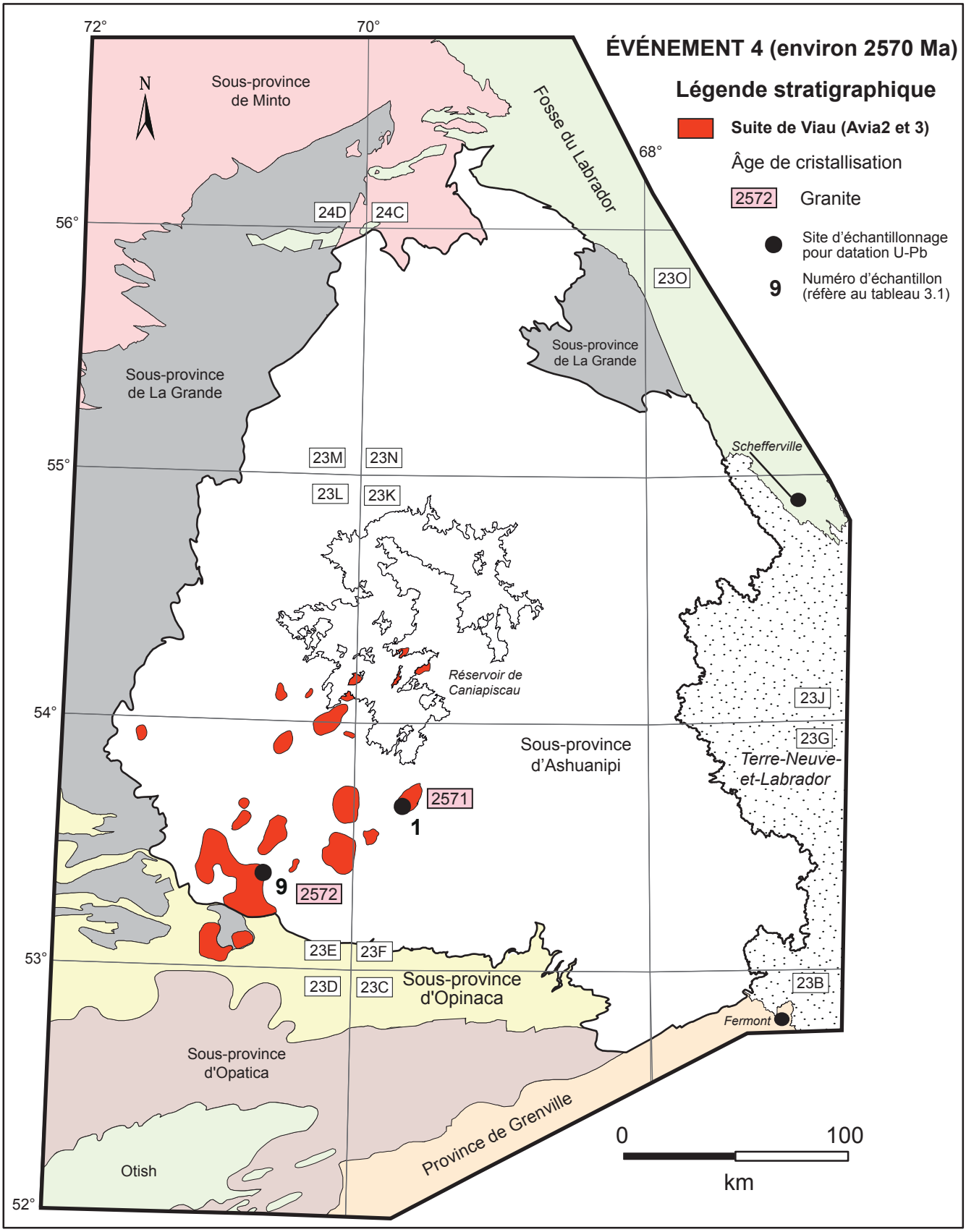


FIGURE 3.5 – Distribution régionale des intrusions de granite de la Suite de Viau et des âges U-Pb correspondants (autour de 2570 Ma; événement 4, figure 3.1).

feuillets de biotite et de chlorite avec un peu de magnétite. Les masses plurikilométriques de granite s'injectent dans les unités plus anciennes et renferment fréquemment des enclaves métriques à décamétriques provenant des unités encaissantes. L'unité n'a pas été datée. Toutefois, les relations de recoupement observées sur le terrain situent la Suite de Joinville parmi les plus jeunes unités intrusives associées à l'événement 3 (figures 3.1 et 3.4).

Suite syénitique de Goodwood (Agoo)

La présence d'intrusions syénitiques archéennes à pyroxène a d'abord été rapportée par Baragar (1967) à l'est de la Fosse du Labrador, juste au sud de la rivière Goodwood. Par la suite, Fumerton et Barry (1984) ont identifié trois plutons de syénite à néphéline dans ce secteur en suivant vers la source une traînée de dispersion de blocs s'étendant jusqu'à la Fosse du Labrador. Ils ont assigné ces intrusions aux « Plutons de la rivière Goodwood ». Des travaux subséquents, réalisés dans le secteur de la rivière Goodwood (Lapointe, 1986; Chevé et Brouillette, 1988, 1990 et 1992b), ont mené à la découverte de nouvelles intrusions de syénite à néphéline, incitant Chevé et Brouillette (1995) à élever l'unité lithodémique au rang de suite. Les intrusions de la Suite syénitique de Goodwood sont situées dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4 et carte géologique hors texte), à l'exception d'un pluton qui coupe des gneiss tonalitiques à l'intérieur d'une fenêtre de la Sous-province de La Grande (Simard *et al*., 2009a). Les intrusions sont constituées principalement de syénite à néphéline (Agoo1), massive à faiblement foliée, associée à des phases plus restreintes de diorite et de gabbro foliés à gneissiques à granulométrie moyenne (Agoo2; Chevé et Brouillette, 1995). Chevé et Brouillette (1995) mentionnent également la présence d'un peu de syénite alcaline sans néphéline (moins de 5 % de quartz) qui pourrait s'apparenter à celle de la Suite de Lippé (décrite plus loin).

Les intrusions de syénite sont grossièrement zonées et présentent une augmentation de la granulométrie et de la proportion de néphéline de la bordure vers le centre (Fumerton et Barry, 1984; Lapointe, 1986). La syénite est gris clair à gris moyen et est constituée principalement de feldspath potassique, de néphéline, de biotite et de clinopyroxène. La néphéline est facilement identifiable en surface altérée, ce qui permet de bien évaluer son pourcentage (Chevé et Brouillette, 1988). Un litage rythmique décimétrique à métrique produit par l'alternance de bandes plus ou moins riches en néphéline est couramment visible en bordure des intrusions (Fumerton et Barry, 1984; Lapointe, 1986). Les unités encaissantes, généralement des paragneiss migmatitiques du Complexe de Lilois et des diatexites de la Suite d'Opiscotéo, se retrouvent en enclaves dans les intrusions et sont injectées par des dykes de syénite à néphéline (Fumerton et Barry, 1984). Le caractère tardif de la Suite syénitique de Goodwood a été confirmé par un âge de 2625 ±3 Ma (datation nº 18, tableau 3.1 et figure 3.4) obtenu à partir de la baddeleyite extraite d'un échantillon de syénite à néphéline.

Suite de Lippé (Alip)

La Suite de Lippé est constituée de petites intrusions de syénite à biotite + hornblende + clinopyroxène localisées dans le nord de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4 et carte géologique hors texte). La plus volumineuse de ces intrusions est située dans le sud de la région de la Rivière Sérigny (nº 23, figure 1.2b) et est à l'origine du nom de l'unité (Simard *et al*., 2009a). Il s'agit d'une intrusion d'environ 20 km de longueur allongée selon une direction NNE-SSW. Deux autres intrusions de superficie plus restreinte, localisées dans le nord de la région du réservoir de Caniapiscau (nº 20, figure 1.2b), ont également été incluses dans cette suite (Simard *et al*., 2009b). Plus à l'ouest, dans le feuillet 23J (nº 26, figure 1.2b), Percival *et al*. (1993) ont identifié six intrusions de syénite à biotite + clinopyroxène que nous assignons à la Suite de Lippé. Ces auteurs mentionnent en effet que cette syénite est saturée en silice, contrairement aux intrusions de syénite à néphéline de la Suite syénitique de Goodwood (décrite précédemment) localisées juste au nord, dans le secteur nord-est de l'Ashuanipi (Chevé et Brouillette, 1995). Mentionnons toutefois que Percival (1987) a rapporté la présence locale d'une phase à néphéline dans certaines intrusions de ce secteur.

La syénite de la Suite de Lippé est une roche homogène, gris rosâtre ou rose pâle, à granulométrie fine à moyenne, d'aspect massif à faiblement folié et caractérisée par une susceptibilité magnétique élevée. Les minéraux mafiques (biotite + hornblende + clinopyroxène) représentent de 3 à 6 % du total de la roche. La syénite est caractérisée par la présence de grands cristaux de feldspath potassique à microstructure perthitique très bien développée. La faible déformation et l'absence de structure métamorphique suggèrent que les intrusions de syénite sont tardi- à post-tectonique.

Une datation U-Pb d'un échantillon de syénite de la Suite de Lippé n'a pas permis d'obtenir un âge de cristallisation. Des zircons hérités ont cependant été datés à 2670 Ma et la datation de monazites a permis d'obtenir un âge secondaire (métamorphique) de 2604,7 ±0,9 Ma (datation nº 21, tableau 3.1 et figure 3.4).

Suite de Niaux (Anix)

La Suite de Niaux (figure 3.4 et carte géologique hors texte) a été introduite par Thériault et Chevé (2001) dans la région du lac Hurault (nº 19, figure 1.2b) pour désigner des plutons différenciés de syénite à néphéline localisés de part et d'autre de la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Les plutons de la Suite de Niaux ont une forme arrondie à ovale et une superficie variant de 75 à 100 km^2. Thériault et Chevé (2001) mentionnent que les intrusions de syénite à néphéline de la Suite de Niaux s'apparentent aux syénites de la Suite syénitique

de Goodwood (décrite précédemment) qui affleurent dans la région de Schefferville, à environ 150 km plus à l'est. La syénite de Niaux n'a pas été datée. Rappelons toutefois qu'un âge de 2625 ±3 Ma a été obtenu pour un échantillon de syénite de la Suite syénitique de Goodwood (datation n^{o} 18, tableau 3.1 et figure 3.4).

Thériault et Chevé (2001) ont reconnu trois phases dans les plutons différenciés de la Suite de Niaux : une phase de monzodiorite (Anix1), une phase de monzonite (Anix2) et une phase de syénite à néphéline (Anix3). Les deux premières phases se trouvent en bordure des intrusions, alors que la phase syénitique forme le coeur de celles-ci. La phase de monzodiorite n'a toutefois pas été observée dans les plutons de la Sous-province d'Ashuanipi. La monzodiorite et la monzonite sont des roches à biotite + hornblende ± clinopyroxène (5 à 15 % de minéraux mafiques) gris rosé, massive à faiblement foliée, à granulométrie fine à moyenne et qui possèdent une microstructure porphyroïde associée à la présence de phénocristaux de feldspath potassique. La monzonite contient de la hornblende sodique et de l'augite aegyrinique qui témoignent de sa composition alcaline. La syénite présente une surface altérée gris clair à blanchâtre où les cristaux hypidiomorphes de néphéline (15 à 25 %) se présentent en relief négatif caractéristique. La roche possède une texture massive à légèrement foliée et une granulométrie moyenne à grossière, localement pegmatitique. Elle renferme de 5 à 15 % de minéraux mafiques représentés par de la biotite et de la hornblende sodique avec un peu de clinopyroxène.

Suite de Viau (Avia)

La Suite de Viau (figure 3.5 et carte géologique hors texte) regroupe des intrusions subcirculaires de granite anorogénique, homogène et d'aspect massif, associées à de fortes anomalies aéromagnétiques concentrées dans la partie sud-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi. Certaines intrusions se trouvent un peu plus au sud à l'intérieur de la Sous-province d'Opinaca. Cette suite a été introduite dans la région du lac Bermen (Leclair *et al*., 1998; no 17, figure 1.2b) pour décrire deux intrusions de syénogranite à biotite + fluorine + magnétite. Les intrusions de la Suite de Viau sont particulièrement abondantes dans la région du lac Nitchequon (Lamothe *et al*., 2000; no 18, figure 1.2b) et ont également été reconnues dans le sud-est de la région du lac Hurault (Thériault et Chevé, 2001; no 19, figure 1.2b) et dans le sud-ouest de la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al*., 2009b; no 20, figure 1.2b). Dans ces trois dernières régions, la Suite de Viau a été divisée en deux unités, les unités Avia2 et Avia3. Nous conservons cette nomenclature afin de faciliter le lien entre cette carte synthèse et les cartes des différents rapports publiés antérieurement. Ainsi, la Suite de Viau ne comprend pas d'unité Avia1. La première unité (Avia2), la plus répandue, est constituée de syénogranite et de monzogranite rosâtres à biotite + titanite + magnétite ± hornblende, à granulométrie moyenne à grossière, qui présentent fréquemment une microstructure porphyroïde ou pegmatitique. Cette unité forme habituellement la phase de bordure des intrusions de la Suite de Viau. La seconde unité (Avia3), qui occupe généralement la partie centrale des plutons, est un granite alcalin à biotite + magnétite qui se distingue des roches de l'unité Avia2 par une couleur plus rougeâtre et par la présence de fluorine interstitielle.

Des datations U-Pb réalisées sur deux intrusions de la Suite de Viau ont donné des âges de 2571 ±2 Ma et 2572 ±1 Ma (datations n^{os} 1 et 9, tableau 3.1et figure 3.5). La Suite de Viau est donc la plus jeune unité archéenne connue jusqu'à maintenant dans la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.1).

Les unités archéennes à protérozoïques

Pluton de Vignal

Le Pluton de Vignal (carte géologique hors texte) correspond à une petite intrusion allongée de péridotite non déformée décrite par Leclair *et al.* (1998) dans la région du lac Bermen (no 17, figure 1.2b). Ces auteurs mentionnent également la présence d'autres masses allongées, de taille non cartographiable à l'échelle de leurs travaux (1/250 000), à quelques endroits dans cette région. La péridotite est homogène et massive, vert moyen ou noir et à granulométrie moyenne à grossière. Elle est constituée de hornblende, d'olivine, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de spinelle. La serpentine, la chlorite, la phlogopite et la séricite sont des minéraux d'altération qui témoignent d'un métamorphisme au faciès inférieur des schistes verts probablement relié à un phénomène local d'altération hydrothermale (Leclair *et al*., 1998). L'unité n'a pas été datée, mais pourrait être tardi-archéenne ou protérozoïque.

Dykes de diabase

Les roches archéennes de la Sous-province d'Ashuanipi sont coupées par des dykes de diabase archéens à protérozoïques de faible puissance et d'extension limitée. Ce sont des corps intrusifs homogènes, de composition gabbroïque, plus ou moins rectilignes et discontinus et dont l'épaisseur est inférieure à 50 m, sauf quelques intrusions qui montrent une puissance supérieure à 100 m. La susceptibilité magnétique élevée de la roche permet de les reconnaître et de les tracer facilement sur les cartes aéromagnétiques régionales. La diabase est gris foncé ou gris verdâtre et présente une patine d'altération brunâtre caractéristique. Les dykes ont une granulométrie qui varie de très fine à moyenne et possèdent une bordure figée aphanitique de quelques centimètres d'épaisseur. Dans les dykes plus épais, la granulométrie peut varier de fine à moyenne de la bordure vers le centre de l'intrusion. La diabase montre une microstructure ophitique ou subophitique constituée de plagioclase et de clinopyroxène avec de la magnétite interstitielle. Certains dykes contiennent aussi de l'olivine.

Les dykes de diabase qui coupent les roches de la Sous-province d'Ashuanipi présentent deux orientations préférentielles, NE-SW et NW-SE à N-S. Dans ce rapport, les dykes de diabase ont été assignés provisoirement aux essaims de Mistassini (NW-SE à N-S) et de Senneterre (NE-SW) en fonction de leur orientation (carte géologique hors texte). Toutefois, ces dykes n'ont jamais fait l'objet de travaux détaillés qui permettraient de confirmer ces affiliations.

Essaim de Mistassini (nAmib)

L'Essaim de Mistassini (carte géologique hors texte) regroupe de nombreux dykes de direction NW-SE qui s'étendent sur une distance de 285 km à partir du lac Mistassini (Buchan *et al*., 2007) où ils ont été décrits pour la première fois (Fahrig *et al*., 1986). Selon Buchan et Ernst (2004), ces dykes se seraient mis en place autour de 2470 Ma. Buchan *et al*., (2007) rapportent toutefois que des travaux plus récents suggèrent un âge plus ancien, entre 2510 et 2500 Ma. Le caractère ancien de l'Essaim de Mistassini a été confirmé par une datation U-Pb sur baddeleyites qui a donné un âge néoarchéen de 2515 ±3 Ma (Hamilton, 2009). Les dykes de l'Essaim de Mistassini se distinguent en lames minces par la présence de microstructures micrographiques caractéristiques constituées de quartz, de microcline, d'apatite et de rutile (Fahrig *et al*., 1986; Buchan *et al*., 2007). Les dykes NW-SE à N-S observés dans la Sous-province d'Ashuanipi pourraient représenter des intrusions distales de moindre envergure reliées à l'événement magmatique responsable de la formation de l'Essaim de Mistassini. Les dykes de l'Ashuanipi se trouvent à plus de 100 km à l'est des derniers dykes d'extension régionale assignés à l'Essaim de Mistassini par Buchan et Ernst (2004). L'assignation de ces dykes à l'Essaim de Mistassini dans l'Ashuanipi est donc incertaine et basée uniquement sur leur orientation. Il est également possible que ces dykes soient reliés à l'essaim de Dykes de Senneterre (décrit plus loin) et que leur orientation soit uniquement associée à la présence d'un système de failles NW-SE à N-S. Ce système est peu développé dans l'Ashuanipi, ce qui pourrait expliquer le nombre restreint de dykes ayant cette orientation.

Dykes de Senneterre (Psen)

Les Dykes de Senneterre (carte géologique hors texte) appartiennent à un gigantesque essaim de dykes d'âge protérozoïque présent dans toute la partie est de la Province du Supérieur (2216 +8/-4 Ma; Buchan et Ernst, 2004; Buchan *et al*., 2007). Les dykes NE-SW qui coupent les roches archéennes de l'Ashuanipi se trouvent directement dans le prolongement NE de l'Essaim de Senneterre tracé sur la carte de Buchan et Ernst (2004). Dans la Sous-province d'Ashuanipi, les dykes de diabase NE-SW assignés à l'essaim de Dykes de Senneterre sont plus abondants dans la moitié sud de la sous-province où certains d'entre eux peuvent être suivis sur plusieurs dizaines de kilomètres.

GÉOCHRONOLOGIE ET RELATIONS RÉGIONALES DES UNITÉS ARCHÉENNES

L'évolution des roches archéennes de la Sous-province d'Ashuanipi s'échelonne sur plus de 150 Ma durant la période comprise entre 2725 et 2570 Ma. La distribution spatiale et temporelle des unités stratigraphiques (carte géologique hors texte) nous permet d'établir quatre événements majeurs (figure 3.1) correspondant aux grandes étapes de la formation du craton archéen de la Sous-province de l'Ashuanipi. Ces différents événements comprennent : 1) la formation de roches supracrustales et la mise en place d'intrusions principalement tonalitiques (<2725 à 2680 Ma); 2) le métamorphisme et la fusion partielle des unités anciennes entraînant la production de diatexites (2680 à 2660 Ma), 3) la mise en place d'intrusions felsiques et de suites charnockitiques (2650 à 2625 Ma), et finalement, 4) la mise en place d'intrusion anorogénique (environ 2570 Ma).

Événement 1 – période entre <2725 et 2680 Ma

Le premier événement correspond à une période de sédimentation majeure accompagnée de volcanisme, de magmatisme synvolcanique, ainsi que de la mise en place d'intrusions et de filons-couches de tonalite, de granodiorite et de roches intrusives mafiques à ultramafiques (figures 3.1 et 3.2). Les grandes unités de roches métasédimentaires (complexes de Hublet, de Grosbois, de Lilois et de Raynouard), ainsi que la prédominance des enclaves de paragneiss dans les diatexites témoignent de l'ampleur de la couverture sédimentaire qui couvrait probablement la majeure partie de l'Ashuanipi à cette époque. L'âge de la sédimentation est encore mal connu en raison des données géochronologiques limitées pour les unités de paragneiss. Un âge maximal de sédimentation de 2726 Ma a été interprété par Wodicka *et al*. (2009) pour un échantillon de paragneiss du Complexe de Hublet (datation n^{o} 12, tableau 3.1 et figure 3.2) et Percival *et al*. (1992) attribuent un âge maximal de sédimentation d'environ 2,7 Ga (datation n^{o} 24, tableau 3.1et figure 3.2) aux paragneiss migmatitisés du secteur de Schefferville maintenant assignés au Complexe de Lilois. Les relations entre les unités de paragneiss et les autres unités de l'événement 1 fournissent également des informations complémentaires sur l'âge de la sédimentation. Les roches volcaniques associées aux roches métasédimentaires ont donné des âges de 2709 +6/-5 Ma pour le Complexe de Hublet et de 2708 +9/-7 Ma pour le Complexe de Raynouard (datations n^{os} 4 et 7, tableau 3.1 et figure 3.2). Il est donc fort probable que la sédimentation soit contemporaine de ce volcanisme. Les unités de paragneiss sont également injectées par les unités de métatonalites (suites de Desliens et de Beausac) dont les âges sont principalement compris entre 2700 et 2690 Ma, permettant d'estimer l'âge minimal de la déposition des sédiments. Toutes ces informations suggèrent que l'épisode de sédimentation est

compris entre environ 2725 et 2690 Ma (figure 3.1), quoique les limites temporelles de cet épisode demeurent imprécises. Les corrélations entre les différentes unités sédimentaires à l'intérieur de l'Ashuanipi sont également difficiles à établir en raison du degré élevé de métamorphisme et de la fusion partielle qui ont grandement modifié la roche originale et oblitéré les structures primaires. On note tout de même certaines différences régionales qui pourraient correspondre à des variations dans les milieux de déposition. Mentionnons, entre autres, la proportion importante de formations de fer qui caractérise le Complexe de Lilois dans la partie est de l'Ashuanipi. Ce complexe pourrait donc représenter un bassin ou une séquence sédimentaire distinct. De même, les unités métasédimentaires du sud de la Sous-province d'Ashuanipi semblent correspondre au prolongement vers le nord-est des unités métasédimentaires de la Sous-province d'Opinaca (Lamothe *et al*., 1998; figure 2.2 et 3.2). Selon cette hypothèse, le sud de l'Ashuanipi et l'Opinaca pourraient appartenir à un même grand domaine métasédimentaire d'envergure régional. Ainsi, une partie des roches métasédimentaires de l'Ashuanipi pourraient être corrélées à celles de la Formation de Mercator (Lamothe *et al*., 2000), localisée au sud de l'Ashuanipi, et au Complexe de Laguiche (Bandyayera *et al*., 2010; Simard et Gosselin, 1999), situé plus à l'ouest dans la Sous-province d'Opinaca. Des données géochronologiques ponctuelles ont permis d'interpréter des âges de sédimentation maximaux de 2721 Ma pour la Formation de Mercator et de 2728 et 2720 Ma pour le Complexe de Laguiche (Parent, 2011). Toutefois, les données géochronologiques provenant des roches métasédimentaires des sous-provinces d'Ashuanipi et d'Opinaca sont encore trop fragmentaires pour permettre de confirmer ou d'infirmer ces corrélations.

Les vestiges de l'activité volcanique reliée à l'événement 1 sont concentrés dans la partie sud de la Sous-province d'Ashuanipi et correspondent principalement au Complexe de Raynouard. Ce complexe est constitué de séquences volcaniques bimodales qui ont conservé, par endroits, des structures primaires. La ceinture la plus importante (5 km sur 50 km) du Complexe de Raynouard offre un potentiel élevé pour la découverte de minéralisations de type sulfures volcanogènes (voir « Chapitre 7 - Gîtologie et métallogénie »). Il est à noter que le Complexe de Hublet renferme aussi quelques petits lambeaux de roches volcaniques, associées aux paragneiss, et dans lesquels des laves coussinées ont été identifiées.

Rappelons que des âges de 2708 +9/-7 Ma et 2709 +6/-5 Ma ont été obtenus pour les roches volcaniques des complexes de Raynouard et de Hublet respectivement (datations n^{os} 4 et 7, tableau 3.1 et figure 3.2). Les tonalites de la Suite de Marquiset ont donné un âge de 2704 ±2 Ma (datation n^{o} 8, tableau 3.1 et figure 3.2), comparable à celui des roches volcaniques, suggérant un lien génétique entre ces lithologies (Leclair *et al*., 1998; figure 3.1).

Le volcanisme bimodal de la Sous-province d'Ashuanipi serait contemporain à l'épisode volcanique le plus jeune de la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE) (Formation de Komo, 2703 ±8 Ma et 2705 ±3 Ma, Moukhsil *et al.*, 2001; et Formation de Kasac, 2704,4 ±1,1 Ma, David *et al.*, 2009a), ainsi qu'aux volcanites localisées dans la Sous-province d'Opatica (Formation de Courcy, 2706 ±9 Ma, Wodicka *et al.*, 2009 et Lamothe *et al*., 1998).

Plusieurs niveaux métriques à décamétriques d'amphibolite se trouvent ailleurs dans l'Ashuanipi, mais ne constituent pas d'unités cartographiques. L'origine intrusive ou effusive de ces amphibolites n'a généralement pu être déterminée. Des petits lambeaux kilométriques de gabbro, de gabbronorite et de roches ultramafiques ont été assignés à la Suite de Beausac (Abea1) dans la partie ouest de l'Ashuanipi et des roches ultramafiques ont été assignées à la Suite de Calvet dans la partie centrale. Ces unités n'ont pas été datées, mais elles sont migmatitiques, partiellement à fortement recristallisées et se trouvent en enclaves dans les diatexites. Ces roches mafiques et ultramafiques représentent probablement des filons-couches et des dykes qui se sont mis en place dans les séquences sédimentaires durant l'événement 1. Percival (1987 et 1993) a également rapporté la présence de diorite, de gabbro et de pyroxénite dans la région de Schefferville qu'il interprète comme des phases précoces associées aux tonalites de la Suite de Desliens (2700 à 2685 Ma). Une pyroxénite située dans la Sous-province d'Opinaca et assignée à la Suite de Desliens par Lamothe *et al*. (1998) a été datée à 2686 ±1 Ma (Wodicka *et al.*, 2009).

Des intrusions de composition tonalitique à localement granodioritique (suites de Beausac et de Desliens) se sont mises en place à la fin de la période principale de sédimentation. Les tonalites se présentent en feuillets parallèles à la foliation dans les paragneiss ou en unités discordantes plurikilométriques, suggérant qu'elles se sont mises en place sous la forme de filons-couches et de plutons dans les séquences de roches sédimentaires. Les datations réalisées pour les roches des suites de Beausac et de Desliens indiquent que ces tonalites et granodiorites ont fait intrusion entre 2700 et 2680 Ma (Beausac, datations n^{os} 25, 26, 30 et 33; Desliens, datations n^{os} 16, 36, 37 et 38; tableau 3.1 et figures 3.1 et 3.2). Percival *et al*. (2003) ont interprété un âge de cristallisation de 2723 ±6 Ma dans une tonalite assignée à la Suite de Desliens à partir de résultats complexes qui portent à interprétation. Nous avons réinterprété ces données et considérons que l'âge de cristallisation le plus probable pour cette tonalite est de 2696 ±13 Ma (datation n^{o} 36, tableau 3.1 et figure 3.2; voir la section « Suite de Desliens (Ades1) »).

Événement 2 – période entre 2680 et 2660 Ma

La période comprise entre 2680 et 2660 Ma correspond à la mise en place des grandes unités de diatexites (suites d'Opiscotéo et de Caniapiscau) qui couvrent près de 60 % de la superficie de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces diatexites sont le produit de la fusion partielle d'une partie importante des unités anciennes (événement 1). Les études

minéralogiques et géochimiques indiquent que la majorité des diatexites proviendrait de la fusion de roches métasédimentaires de type métagrauwacke (Percival, 1991a; Guernina et Sawyer, 2003; Guernina, 2007) confirmant l'importance de la composante sédimentaire lors de la phase initiale de l'évolution de l'Ashuanipi. Dans la partie centrale de la sous-province, les diatexites de la Suite de Caniapiscau renferment des enclaves de tonalite, suggérant que ces diatexites seraient plutôt le produit de la fusion des tonalites de la Suite de Beausac (Simard *et al*., 2009b). Toutefois, aucune étude minéralogique et géochimique n'a été réalisée pour confirmer cette association.

Plusieurs datations U-Pb réalisées dans les diatexites des suites d'Opiscotéo (datations n^{os} 3, 28, 29 et 32, tableau 3.1 et figure 3.3) et de Caniapiscau (datations n^{os} 20 et 34) ont permis d'interpréter des âges de cristallisation compris entre 2668 et 2660 Ma, à l'exception d'un seul échantillon qui a donné un âge plus ancien de 2682 +5/-3,4 Ma (datation n^{o} 19, tableau 3.1 et figure 3.3). La datation de monazites provenant de ce même échantillon indique également un âge métamorphique de 2666 ±2 Ma. Deux échantillons de leucosome associé à la Suite d'Opiscotéo ont donné des âges sur monazites de 2660 et 2668 Ma (datations n^{os} 22 et 23, tableau 3.1 et figure 3.3), suggérant que ces leucosomes sont contemporains à la mise en place des diatexites. Tous ces résultats nous permettent d'établir que l'événement de fusion responsable de la mise en place des diatexites s'est produit dans un intervalle de temps compris entre 2680 et 2660 Ma, avec une période plus intense entre 2668 et 2660 Ma (figure 3.1).

Dans le centre et le nord de l'Ashuanipi, les unités anciennes et les diatexites sont injectées et coupées par des intrusions de granite blanchâtre à grenat de la Suite de Rousson qui s'apparente au leucosome observé dans les paragneiss. Le granite blanc de la Suite de Rousson n'a pas été daté, mais ses relations avec les diatexites suggèrent qu'il représente une phase tardive reliée au phénomène de migmatitisation régional (Simard *et al*., 2009b). Le caractère plus évolué de ce granite suggère que le matériel fusionné s'est mis en place à l'extérieur de la région source où s'est produite la fusion (Sawyer, 2008).

Événement 3 - période entre 2650 et 2625 Ma

La mise en place des diatexites a été suivie par l'intrusion de grandes unités de roches granitiques et charnockitiques entre 2650 et 2625 Ma (figures 3.1). Les roches granitiques forment de grandes unités magnétiques à microstructure porphyroïde (suites de Gamart, de Lataignant et de Dervieux), localisées à la bordure sud, ouest et nord-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4). La Suite de Gamart, constituée de granodiorite et de granite à biotite + hornblende + clinopyroxène, est la plus ancienne avec un âge de 2647 +3/1 Ma (datation n^{o} 11, tableau 3.1 et figure 3.4). Les suites de Lataignant et de Dervieux sont formées de granites alcalins à biotite + hornblende plus jeunes (2638 Ma; datations n^{os} 2 et 31, tableau 3.1 et figure 3.4) qui pourraient correspondre à une phase plus évoluée reliée au magmatisme potassique de la Suite de Gamart.

Les unités charnockitiques sont principalement localisées au nord et au sud de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.4). Les suites de Lachaîne, de Sérigny, de la rivière Pons et de LeFrançois, situées au nord, sont spatialement associées et sont probablement reliées au même événement magmatique charnockitique. Les suites de Lachaîne, de Sérigny et de la rivière Pons sont des unités de granitoïde à clinopyroxène et orthopyroxène constituées respectivement de tonalite et de diorite quartzifère, de granodiorite et de granodiorite à microstructure porphyroïde. La Suite de LeFrançois, formée de granite charnockitique leucocrate, constitue une phase tardive, car elle coupe les roches à pyroxènes des trois autres unités. Les roches de la Suite de Lachaîne ont donné deux âges anciens à 2697 ±3 Ma et 2692 ±1 Ma (datations n^{os} 14 et 25, tableau 3.1) qui contredisent les observations de terrain suggérant que le Lachaîne est plus jeune que les diatexites (2680 à 2660 Ma) et contemporain des autres unités charnockitiques de ce secteur. Il semble donc que la Suite de Lachaîne représente une unité complexe constituée d'un mélange de tonalites anciennes (environ 2695 Ma) et plus récentes (<2660 Ma) difficiles à différencier sur le terrain. Les suites de Sérigny, de la rivière Pons et de LeFrançois n'ont pas été datées, mais les roches de ces unités coupent les diatexites de la Suite d'Opiscotéo, indiquant un âge plus jeune que 2660 Ma. Dans la partie sud de l'Ashuanipi, une tonalite à pyroxène (enderbite) de la Suite de Ligneron a donné un âge de 2636 ±2 Ma (datation n^{o} 5, tableau 3.1 et figure 3.4), comparable aux âges des suites de Lataignant et de Dervieux, suggérant que les magmatismes granitique et charnockitique sont contemporains.

L'événement 3 s'est poursuivi par la mise en place des plutons homogènes et massifs de leucogranite à biotite de la Suite de Joinville (figure 3.4), auxquels sont associées des phases pegmatitiques. Ce granite pourrait représenter une phase plus évoluée reliée aux magmatismes granitique et charnockitique décrits précédemment. Le granite de la Suite de Joinville n'a pas été daté, mais les relations avec les autres unités indiquent qu'il s'agit d'une des unités les plus jeunes de l'Ashuanipi. Ce granite est probablement équivalent au pluton de Walsh River reconnu au Labrador, dans la partie sud-est de l'Ashuanipi (James, 1997).

Les petites intrusions de syénite alcaline de la Suite de Lippé et de syénite à néphéline des suites syénitiques de Goodwood et de Niaux (figures 3.1 et 3.4) correspondent aux dernières phases intrusives reliées à l'événement 3. Un âge de 2625 ±3 Ma a été obtenu pour un échantillon de syénite à néphéline de la Suite syénitique de Goodwood (datation n^{o} 18, tableau 3.1 et figure 3.4). Toutefois, aucune relation de recoupement n'a été observée entre les syénites et le granite de la Suite de Joinville, ce qui permettrait d'affirmer que les syénites sont plus jeunes.

Événement 4 – période autour de 2570 Ma

Le dernier événement correspond à la mise en place des intrusions de granite alcalin à fluorine anorogénique de la Suite de Viau (figure 3.1). Ces intrusions, situées dans la partie sud-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (figure 3.5), sont associées à de fortes anomalies aéromagnétiques subcirculaires distribuées le long d'un corridor de 80 par 200 km qui s'étend de la partie nord de la Sous-province d'Opinaca jusqu'au réservoir de Caniapiscau. La présence de fluorine, jumelée à un fort enrichissement en éléments incompatibles, suggèrent que ces intrusions sont des granites de type A (Thériault et Chevé, 2001). Des datations U-Pb réalisées sur deux intrusions de la Suite de Viau ont donné des âges de 2571 ±2 Ma et 2572 ±1 Ma (datations n^{os} 1 et 9, tableau 3.1 et figure 3.5).

TABLEAU 3.1 - Données géochronologiques U-Pb de la Sous-province d'Ashuanipi.

N°	N° d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone UTM	Estant	Nordant	Références
1	DL 96-3323	Suite de Viau Avia	Syénogra-nite	ID-TIMS	2571 ±2 (ZC)				Figure 3.5	19	455 103	5 947 665	David et Parent, 1997
2	DL 96-008	Suite de Lataignant Altg (Batholite de Delmothe)	Granite	ID-TIMS	2638 ±2 (ZC)		2598 ±3 (MZ)		Figure 3.4	19	473 813	5 900 288	David et Parent, 1997
3	DL 96-3155	Suite d'Opiscotéo Aopi5	Diatexite	ID-TIMS	2665 ±2 (ZC)	2675 ±6	2633 +6/-4 (ZC)		Figure 3.3	19	573 283	5 906 892	Parent, 1998
4	DL 96-131	Complexe de Hublet Ahub3	Rhyolite?	ID-TIMS	2709 +6/-5 (ZC)	2906 +9/-8			Figure 3.2	19	560 271	5 887 455	Parent, 1998
5	DL 96-049	Suite de Ligneron Alig1	Tonalite	ID-TIMS	2636 ±2 (MZ)	2674 ±3 2690 ±5			Figure 3.4	19	575 981	5 881 750	Parent, 1998
6	DL 96-124	Suite de Desliens Ades1	Tonalite	ID-TIMS		< 2728	2666 ±6 (MZ)		Figure 3.2	19	565 919	5 883 428	Parent, 1998
7	DL 96-007	Complexe de Raynouard Aray1	Rhyolite	ID-TIMS	2708 +9/-7 (ZC)				Figure 3.2	19	456 599	5 925 653	Parent, 1998
8	DL 97-01	Suite de Marquiset Amaq2	Tonalite	ID-TIMS	2704 ±2 (ZC)		2634 ±3 (SN) 2619 ±4 (SN)		Figure 3.2	19	469 507	5 937 825	Parent, 1998
9	DL 97-002	Suite de Viau Avia	Granite	ID-TIMS	2572 ±1 (ZC)				Figure 3.5	19	393 166	5 917 514	Parent, 1998
10	DL 97-088	Batholite de Dusterlo (Opinaca)	Granite	ID-TIMS	2642 +9/-5 (ZC)				Figure 3.4	19	491 986	5 862 732	Parent, 1998
11	DL 97-1132	Suite de Gamart Agam	Monzogra-nite	ID-TIMS	2647+3/-1 (ZC)				Figure 3.4	19	478 216	5 882 437	Parent, 1998
12	DL97-25A	Complexe de Hublet Ahub2	Paragneiss	SHRIMP		2827 2889	2684 (ZC)	< 2726	Figure 3.2	19	540 553	5 932 253	Wodicka *et al*., 2009
13	DL97-25A	Complexe de Hublet Ahub1	Paragneiss	ID-TIMS			2638-2636 (MZ) 2660-2651 (MZ)		Figure 3.2	19	540 553	5 932 253	Wodicka *et al*., 2009
14	89-GP-4269A	Suite de Lachaîne Alha	Tonalite	ID-TIMS	2697 ±3 (ZC)		2656 ±4 (ZC)		Figure 3.2	19	561 200	6 068 800	Chevé et Brouillette, 1992a
15	87-SC-600	Suite de Desliens Ades1a	Granodiorite	ID-TIMS			2653 ±3 (ZC)		Figure 3.2	19	590 040	6 086 000	Chevé et Brouillette, 1992a Parent, 2011

TABLEAU 3.1 - Données géochronologiques U-Pb de la Sous-province d'Ashuanipi (suite).

N°	N° d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone UTM	Estant	Nordant	Références
16	87-SC-371	Suite de Desliens Ades1a	Granodiorite	ID-TIMS	2698 ±3 (ZC)		2619 ±6 (MZ)		Figure 3.2	19	570 080	6 124 400	Chevé et Brouillette, 1992b
17	88-CAN-2	Suite d'Opiscotéo Aopi	Leucosome	ID-TIMS			2645 ±6 (MZ)		Figure 3.3	19	580 720	6 122 400	Chevé et Brouillette, 1992b
18	88-SC-506	Suite syénitique de Goodwood Agoo1	Syénite	ID-TIMS	2625 ±3 (BY)				Figure 3.4	19	580 680	6 106 800	Chevé et Brouillette, 1992b
19	Ashuanipi 86-578	Suite d'Opiscotéo Aopi	Diatexite	Inconnue	2682 +5/-3,4 (ZC)		2666 ±2,3 (MZ)		Figure 3.3	19	583 593	6 012 096	Percival *et al.*, 1992
20	Ashuanipi 85-68	Suite de Caniapiscau Acnp	Diatexite	ID-TIMS	2668 +1,2/-0,7 (ZC)		2664 ±0,9 (MZ)		Figure 3.3	19	476 377	6 067 034	Percival *et al.*, 1992 Mortensen et Percival 1987
21	Ashuanipi 86-575	Suite de Lippé Alip	Syénite	Inconnue		2670	2604,7 ±0,9 (MZ)		Figure 3.4	19	582 550	6 012 078	Percival *et al.*, 1992
22	Ashuanipi 86-1092	Suite d'Opiscotéo Aopi	Pegmatite/ leucosome	Inconnue	2660 ±1 (MZ)				Figure 3.3	19	599 843	6 064 402	Percival *et al.*, 1992
23	Ashuanipi 85-75	Suite d'Opiscotéo Aopi	leucosome	Inconnue	2668 ±1,2 (MZ)	2786			Figure 3.3	19	520 529	6 039 200	Percival *et al.*, 1992 Mortensen et Percival 1987
24	Ashuanipi 86-304	Complexe de Lilois Aloi	Paragneiss	SHRIMP			2641-2632 (MZ)	< 2700 (2,7 à 3,4)	Figure 3.2	19	598 790	6 062 487	Percival *et al.*, 1992
25	Ashuanipi 85-51	Suite de Beausac Abea2	Tonalite	Inconnue	2691,7 +9,7/-7,8 (ZC)				Figure 3.2	19	498 898	6 037 262	Mortensen et Percival, 1987
26	Ashuanipi 85-51	Suite de Beausac Abea2	Tonalite	Inconnue	2680 +4/-3 (ZC)				Figure 3.2	19	498 898	6 037 262	Percival *et al.*, 1992
27	Ashuanipi 86-21	Suite de Desliens Ades1	Tonalite	Inconnue			2641,5 ±1,1 (MZ)		Figure 3.2	19	609 685	6 057 172	Percival *et al.*, 1992
28	Ashuanipi 85-44	Suite d'Opiscotéo Aopi	Diatexite	Inconnue	2667 ±1,5 (MZ)		2642 ±3 (ZC)		Figure 3.3	19	501 100	6 041 045	Percival *et al.*, 1992
29	Ashuanipi 86-1098A	Suite d'Opiscotéo Aopi	Diatexite	Inconnue	2661,9 ±0,9 (MZ)	2710 ±5,5			Figure 3.3	19	603 064	6 064 475	Percival *et al.*, 1992

TABLEAU 3.1 - Données géochronologiques U-Pb de la Sous-province d'Ashuanipi (suite et fin).

N°	N° d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Référence à la figure pour l'âge de cristallisation	Zone UTM	Estant	Nordant	Références
30	98-MS-92A	Suite de Beausac Abea2	Tonalite	LA-ICP-QMS	2690 ±7 (ZC)	2747 ±22 2810 ±20	2613 ±24 (ZC)		Figure 3.2	19	411 622	6 142 817	David *et al.* 2009b
31	98-MS-95A	Suite de Dervieux Ader	Granite	LA-ICP-QMS ID-TIMS	2638 ±8 (ZC)	2715 ±14 2825 ±18			Figure 3.4	19	404 564	6 118 292	David *et al.*, 2009b
32	2007-MS-0061	Suite d'Opiscotéo Aopi	Diatexite	ID-TIMS	2660,6 ±3,6 (ZC)				Figure 3.3	19	502 037	6 173 654	David *et al.*, 2010
33	2008-MS-0040	Suite de Beausac Abea2	Tonalite	ID-TIMS	2698,8 ±0,8 (ZC)				Figure 3.2	19	446 250	6 092 575	David *et al.*, 2011
34	2008-MP-1081	Suite de Caniapiscau Acnp	Diatexite	ID-TIMS	2664 +9/-7 (ZC)				Figure 3.3	19	477 507	6 068 275	David *et al.*, 2011
35	2008-MP-1047	Suite de Lachaîne Alha	Tonalite	ID-TIMS	2692 ±1 (ZC)				Figure 3.2	19	510 303	6 092 844	David *et al.*, 2011
36	PBAG-87-132	Suite de Desliens Ades1	Tonalite	SHRIMP	2696 ±13(ZC)	2723 ±6	2643 (ZC) 2605 ±36 (ZC)		Figure 3.2	19	615 511	6 018 576	Percival *et al.*, 2003 Parent, 2011
37	86-497	Suite de Desliens Ades1	Tonalite	Inconnue	2690 (ZC)		2632,5 ±0,9 (MZ)		Figure 3.2	19	617 037	6 022 099	Percival *et al.*, 1992
38	Ashuanipi 86-588	Suite de Desliens Ades1	Tonalite	Inconnue	2685,5 +2,3/-2,7 (ZC)		2649,6 ±1,1 (MZ)		Figure 3.2	19	610 848	6 008 966	Percival *et al.*, 1992

ID-TIMS: dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique; LA-ICP-QMS: Ablation laser- Spectromètre de masse quadripôles à ionisation au plasma; SHRIMP: Sensitive High Resolution Ion Microprobe
ZC: Zircon; MZ: Monazite; BY: Baddélleyite

CHAPITRE 4
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les roches de la Sous-province d'Ashuanipi ont été affectées par un événement tectonométamorphique granulitique, continu et polyphasé qui a contribué à remodeler la croûte archéenne sur une période de près de 70 millions d'années entre 2700 et 2632 Ma. Cet événement est responsable de la recristallisation et de la fusion partielle des unités anciennes (événement 1; chapitre 3) qui a culminé par la production d'une quantité importante de matériel de fusion à l'origine des grandes unités de diatexite (événement 2; 2680 à 2660 Ma). Les unités granitiques et charnockitiques mises en place subséquemment (événement 3; 2650 à 2625 Ma) correspondraient à des phases fractionnées reliées à ce même événement majeur de fusion régionale (Guernina, 2007). Les paragenèses minérales ou assemblages métamorphiques, principalement la présence très répandue de l'orthopyroxène, ainsi que les âges U-Pb (tableau 3.1) indiquent que les conditions du faciès granulitique ont perduré pendant une longue période de temps. Toutefois, certains secteurs dans les parties centrale et nord de l'Ashuanipi présentent des assemblages correspondant au faciès des amphibolites (figure 4.1). Des phénomènes thermiques plus tardifs semblent avoir succédé au métamorphisme granulitique régional, comme le suggère la présence de titanites et de monazites datées entre 2620 et 2598 Ma (tableau 3.1 et figure 4.1). Finalement, les roches de l'Ashuanipi ont été localement rétrogradées au faciès des schistes verts le long des failles cassantes tardives, et au faciès des amphibolites dans le secteur du Front du Grenville.

MÉTAMORPHISME PROGRADE ARCHÉEN

Le métamorphisme prograde granulitique de l'Ashuanipi s'intègre dans un processus tectonométamorphique progressif et continu qui s'est échelonné sur près de 70 Ma. Quoiqu'il s'agisse d'un processus continu, on peut reconnaître deux phases distinctes dans l'évolution du métamorphisme régional, identifiées M1 et M2. La phase M1 a débuté autour de 2700 Ma et a touché toutes les unités anciennes associées à l'événement 1 (voir « Chapitre 3 – Stratigraphie et géochronologie de la Sous-province d'Ashuanipi »). Cette première phase de métamorphisme correspond à l'initiation du processus de fusion partielle et est responsable de la recristallisation et de la transformation des roches sédimentaires en paragneiss et des roches mafiques en amphibolite. La fusion des roches s'est poursuivie jusqu'à la mise en place des premières diatexites (2680 Ma) qui marque le début de la seconde phase du métamorphisme (M2). La phase M2 correspond à l'événement régional de fusion responsable de la production des diatexites. Le maintien des conditions métamorphiques reliées à cette phase (M2) a permis par la suite de générer les grandes unités de granitoïdes et de charnockites (2650 à 2625 Ma). Les phases de métamorphismes M1 et M2 sont respectivement contemporaines aux phases de déformations D1 et D2 qui ont affecté la Sous-province d'Ashuanipi (voir « Chapitre 5 - Géologie structurale »).

La fusion partielle *in situ* qui a affecté les roches des unités anciennes (événement 1; figure 3.1) lors de la phase de métamorphisme M1 a produit une première génération de leucosome sous la forme de rubans ou de lentilles millimétriques à centimétrique, parallèles à la foliation S1. Ces leucosomes, observés un peu partout dans l'Ashuanipi, se trouvent aussi dans les enclaves des unités anciennes présentes à l'intérieur des diatexites, démontrant leur caractère précoce. La présence d'orthopyroxène a été rapportée dans tous les lambeaux et les enclaves des unités anciennes, sauf dans la région du réservoir de Caniapiscau et dans le nord de l'Ashuanipi qui présentent plutôt des assemblages typiques du faciès des amphibolites (figure 4.1). La répartition de l'orthopyroxène indique que le faciès granulitique a été atteint dans la majeure partie de la Sous-province d'Ashuanipi. Thériault et Chevé (2001; n^{o} 19, figure 1.2b) mentionnent que les paragneiss contiennent deux générations d'orthopyroxène, l'une sous forme de gros cristaux pœcilitiques dans le leucosome et l'autre correspondant à des petits cristaux partiellement recristallisés dans le paléosome. Les cristaux d'orthopyroxène recristallisés pourraient s'être développés de façon précoce au cours de la première phase métamorphique (M1). Dans le sud de l'Ashuanipi, Cadéron (2003) a reconnu l'assemblage orthopyroxène ± grenat + biotite + plagioclase + quartz associé à la foliation S1 dans les enclaves de métasédiment comprises dans les diatexites de la Suite d'Opiscotéo. Elle associe cette paragenèse au métamorphisme granulitique M1 pour lequel elle a déterminé des conditions maximales de température et de pression de 955 ±50 °C et 8,8 ±1 kbar. Cadéron (2003) interprète le métamorphisme M1 de la Sous-province d'Ashuanipi comme étant synchrone au métamorphisme M1 qui a affecté les paragneiss de la Sous-province d'Opinaca.

Dans le secteur de Schefferville, les métatonalites de la Suite de Desliens possèdent un aspect moucheté associé à la présence de cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène, auxquels se superpose une génération plus jeune d'orthopyroxène sous la forme de cristaux trapus. Percival (1991b) propose que les cristaux pœcilitiques correspondent à des vestiges d'oikocristaux d'origine ignée, alors que les cristaux trapus d'orthopyroxène seraient d'origine métamorphique. James (1997) mentionne toutefois que des cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène similaires ont été observés dans les roches

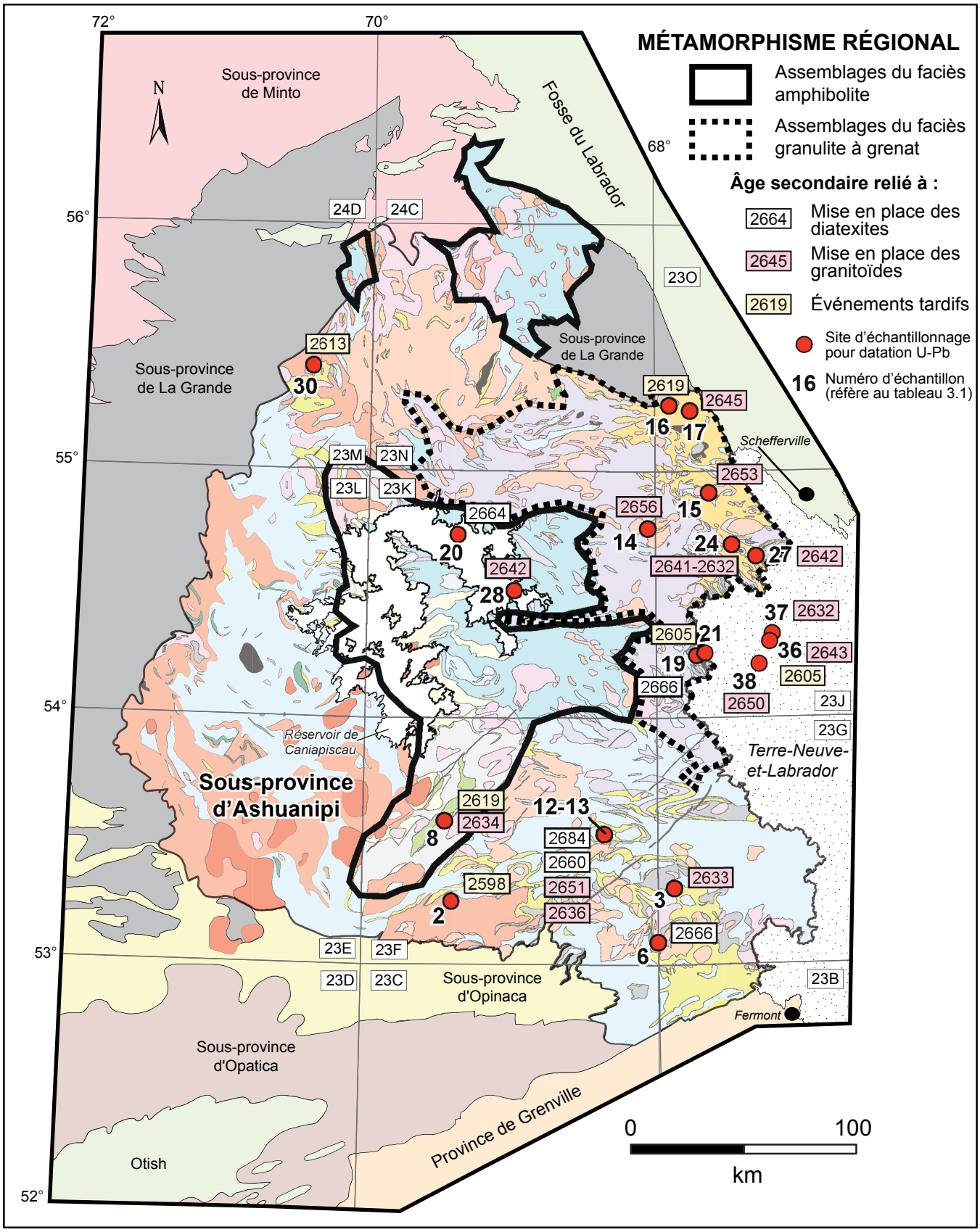


FIGURE 4.1 – Limites des domaines métamorphiques et distribution des âges secondaires U-Pb sur zircons, titanites et monazites.

Légende stratigraphique (figure 4.1)

Sous-province d'Ashuanipi

Unité de granite anorogénique (environ 2570 Ma)

Granite anorogénique

Unités de granitoïdes tardifs (<2635 à 2625 Ma)

Syénite à néphéline et syénite alcaline

Leucogranite à biotite

Unités de granitoïdes (2650 à 2635 Ma)

Granite et granodiorite à microstructure porphyroïde

Suite charnockitique (charnockite, opdalite enderbite)

Unités de diatexite (2680 à 2660 Ma)

Diatexite à biotite ± grenat

Diatexite à biotite-orthopyroxène-grenat

Diatexite à biotite-orthopyroxène

Unité anciennes (2725 à 2680 Ma)

Tonalite à biotite-hornblende

Tonalite à orthopyroxène

Roche mafique à orthopyroxène

Roches volcaniques à hornblende

Paragneiss à biotite

Paragneiss à biotite-orthopyroxène-grenat

Paragneiss à biotite-orthopyroxène

métasédimentaires et considère plutôt une origine métamorphique pour ces cristaux. Si tel est le cas, cette première génération d'orthopyroxène aurait probablement cristallisé de façon précoce durant la première phase du métamorphisme régionale (M1). Ces différentes observations, jumelées à la présence fréquente et répandue de petits cristaux d'orthopyroxène dans le paléosome des unités anciennes, suggèrent que les conditions du faciès granulitiques ont été atteintes dès le début du processus de fusion partielle, durant la première phase de métamorphisme (M1) et avant la mise en place des grandes unités de diatexites (environ 2680 Ma).

Le passage de la première phase du métamorphisme (M1) à la seconde phase (M2) se manifeste par une augmentation graduelle de l'intensité de la fusion partielle. Cette augmentation du degré de fusion a généré une quantité importante de liquide magmatique à l'origine les grandes unités de diatexite (2682 et 2660 Ma). Les âges U-Pb réalisés sur plusieurs échantillons de diatexite (tableau 3.1 et figure 3.3) indiquent que l'épisode principal de fusion s'est déroulé entre 2668 et 2660 Ma. Guernina et Sawyer (2003) évaluent qu'en moyenne 31 % du volume des roches a été fusionné permettant d'extraire des métasédiments et des tonalites un volume de 642 600 km^3 de liquide granitique pour l'ensemble de l'Ashuanipi. Ce matériel granitique a migré à travers la roche résiduelle le long de structures favorables jusqu'aux sites d'accumulation pour former les grandes masses de diatexites. La déformation synchrone à l'accumulation de matériel fusionné a favorisé la migration du magma granitique vers les niveaux supérieurs de la croûte, loin de la région source (Guernina, 2007; Sawyer, 2008). Une partie de ce matériel s'est également injecté de façon plus ou moins parallèle à la foliation des unités anciennes pour former une seconde génération de leucosome orienté souvent à angle par rapport à la génération de leucosome *in situ* développé lors de la première phase du métamorphisme (M1). À certains endroits, le matériel de fusion blanchâtre forme des petits plutons (Suite de Rousson) ou des dykes qui coupent les unités anciennes migmatitiques et les diatexites.

Guernina et Sawyer (2003) mentionnent que très peu de matériel de fusion a été conservé dans les roches résiduelles, ce qui suggère que l'extraction de ce matériel durant le métamorphisme granulitique au niveau de la croûte moyenne a été pratiquement complète. Les variations de composition des diatexites, de tonalitique à granitique, seraient le résultat de la séparation et de l'accumulation des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique à partir du produit de fusion initial (Guernina, 2007). Les diatexites de l'Ashuanipi et les leucosomes contiennent généralement de l'orthopyroxène, indiquant que la fusion reliée à la phase de métamorphisme M2 s'est effectuée dans les conditions du faciès des granulites.

Les diatexites ont une texture ignée et présentent généralement des contacts nets et discordants avec les unités anciennes migmatitisées (métatexites). Percival (1991a) mentionne que les observations texturales, structurales et métamorphiques suggèrent que les diatexites ont été générées à la suite d'un processus igné où les liquides issus de la fusion partielle d'une source crustale profonde se sont mis en place à un niveau plus superficiel. Van Nostrand et Brandford (2014), quant à eux, rapportent qu'il est possible d'observer sur certains affleurements une transition entre les métatexites et les diatexites, suggérant que des variations dans le degré de fusion partielle auraient permis localement la production de diatexites *in situ* à partir des unités anciennes migmatitisées. Selon Guernina (2007), les zones de transition entre les métatexites et les diatexites de l'Ashuanipi s'expliqueraient plutôt par une augmentation de la quantité d'injections multiples de matériel granitique vers un site favorable à son accumulation.

Dans la région de Schefferville, les travaux de thermobarométrie de Percival (1991a) sur les assemblages grenat + orthopyroxène + biotite + plagioclase + quartz ont donné des températures entre 700 et 835 °C avec des pressions de 6 à 6,5 kbar pour les paragneiss et une pression plus

faible de 3,5 à 5,5 kbar pour les diatexites. Dans le sud de l'Ashuanipi, Cadéron (2003) a réalisé des études thermobarométriques sur les assemblages orthopyroxène + grenat + biotite + plagioclase + quartz dans les roches affectées par la foliation S2. Cette auteure rapporte des conditions de température et pression maximales de 940 ±50 °C et de 9,8 ±1 kbar, comparables à ceux obtenus pour la phase M1. Ces conditions se rapprochent de celles obtenues dans les roches métasédimentaires de la Sous-province d'Opinaca (900 ±50 °C et 8,2 ±1 kbar; Cadéron, 2003). Guernina et Sawyer (2003) évaluent que, dans le sud de l'Ashuanipi, la température a atteint au moins 820 °C, possiblement plus de 900 °C par endroits, avec des pressions de 6 à 7 kbar ou plus. Ces données confirment donc que les conditions métamorphiques du faciès des granulites ont persistées durant les phases M1 et M2 et démontrent une continuité entre ces deux phases.

La poursuite du métamorphisme M2 a permis la mise en place des grandes unités granitiques à microstructure porphyroïde (suites de Gamart, de Lataignant et de Dervieux) le long des bordures ouest, sud-ouest et nord de l'Ashuanipi, et des unités charnockitiques du sud (Suite de Ligneron) et du nord (suites de Sérigny, de la rivière Pons et de LeFrançois) de la sous-province. Ces unités de granitoïdes se sont mises en place entre 2650 et 2635 Ma durant la période de déclin thermique du métamorphisme granulitique M2. Guernina (2007) propose que ces granitoïdes aient un lien génétique avec les diatexites et qu'ils représentent le produit évolué issu d'un processus de cristallisation fractionné à partir du matériel de fusion initial. Des liens étroits avaient déjà été observés sur le terrain entre les monzogranites de la Suite de Gamart et les diatexites de la Suite d'Opiscotéo, suggérant que le granite pourrait résulter de la fusion partielle ou du fractionnement du liquide magmatique à l'origine des diatexites (Lamothe *et al*., 2000; Thériault et Chevé, 2001). Dans la partie nord de l'Ashuanipi, Simard *et al*. (2009a et 2009b) mentionnent également le lien génétique possible entre les diatexites de la Suite d'Opiscotéo et les roches intrusives à orthopyroxène des suites de Sérigny et de Lachaîne. La présence de poches de granite aux contacts diffus à l'intérieur des diatexites est interprétée comme le produit d'un fractionnement *in situ* qui appuie l'hypothèse que les granitoïdes seraient génétiquement liés aux diatexites (Guernina, 2007). De façon générale, les unités granitiques et charnockitiques sont intrusives dans les diatexites et renferment des enclaves de ces unités, ce qui suggère que la source magmatique se trouvait à un niveau un peu plus profond que celui de leur mise en place. La poursuite de ces événements magmatiques reliés à la fusion régionale a probablement contribué à maintenir les conditions de température élevée. Le refroidissement de la Sous-province d'Ashuanipi aurait donc été un processus lent échelonné sur environ 40 Ma avec une température près du solidus des granites (T >650 °C) (Guernina et Sawyer, 2003; Guernina, 2007). Les âges U-Pb des zircons et des monazites provenant des différentes lithologies s'étalent effectivement entre 2668 et 2632 Ma (tableau 3.1 et figure 4.1), suggérant une longue période de cristallisation à haute température.

Secteurs au faciès des amphibolites

Les études thermobarométriques ont été réalisées dans les secteurs où les métatexites et les diatexites présentent des paragenèses typiques du faciès des granulites. Toutefois, dans la partie centrale de l'Ashuanipi et dans certains secteurs de la partie nord de la sous-province, ces roches montrent des assemblages typiques du faciès des amphibolites (figure 4.1) suggérant que dans ces secteurs : 1) le faciès granulitique n'a pas été atteint; 2) le faciès granulitique a été atteint, mais les conditions ne permettaient pas la cristallisation de l'orthopyroxène; 3) le métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites a oblitéré les assemblages granulitiques; 4) la libération de l'eau durant la cristallisation du matériel fusionné a entraîné la rétrogression des assemblages granulitiques.

Plusieurs auteurs ont interprété les assemblages métamorphiques dans ces secteurs comme prograde et associées à un métamorphisme amphibolitique, indiquant que les conditions granulitiques n'ont pas été atteintes. Sharma et Dubé (1980), qui ont cartographié le secteur du réservoir de Caniapiscau (n° 13, figure 1.2a), rapportent que le faciès moyen à supérieur des amphibolites est le plus répandu avec, localement, des zones au faciès des granulites. Selon Thériault et Chevé (2001; n° 19, figure 1.2b), la présence de hornblende dans les roches du secteur du réservoir de Caniapiscau implique un métamorphisme prograde au faciès des amphibolites qui pourrait être relié à des conditions de température plus faibles, plutôt qu'au rétromorphisme. Simard *et al*. (2009b; n° 20, figure 1.2b) rapportent que les paragneiss localisés dans le secteur du réservoir de Caniapiscau ne contiennent pas d'orthopyroxène (unité Agrs3 du Complexe de Grosbois) et présentent un degré de recristallisation et de migmatitisation moins élevé que pour les paragneiss localisés dans les secteurs où l'orthopyroxène est présent. De plus, les tonalites de la Suite de Beausac, les intrusions blanchâtres de la Suite de Rousson et la majorité des diatexites qui se trouvent dans cette région ne contiennent pas d'orthopyroxène (Suite de Caniapiscau et unité Aopi7 de la Suite d'Opiscotéo; figure 4.1). Selon ces auteurs, ces observations suggèrent que le faciès granulitique n'a pas été atteint dans le secteur du réservoir de Caniapiscau. Deux échantillons de diatexite à biotite (sans orthopyroxène) provenant du secteur du réservoir de Caniapiscau et du nord de l'Ashuanipi ont donné des âges de 2661 ±4 Ma et 2664 +9/-7 Ma (datations n^{os} 32 et 34, tableau 3.1 et figure 3.3), indiquant que ces diatexites sont contemporaines aux diatexites à orthopyroxène. Plus au sud, Leclair *et al.* (1998; n° 17, figure 1.2b) avaient identifié des tonalites (Suite de Marquiset) et des roches supracrustales (Complexe de Raynouard) au faciès des amphibolites dans

la région du lac Bermen. À cet endroit, la coexistence de la muscovite et du feldspath potassique indique des conditions métamorphiques maximales de 650 °C et 5 kbar (disparition de la muscovite). Selon Leclair *et al*. (1998), ces roches ont subi une fusion partielle dans des conditions qui n'ont pas atteint le faciès des granulites. Dans la partie nord-est de l'Ashuanipi, Lapointe (1989) mentionne également que certains secteurs n'ont pas atteint le faciès des granulites et que la région du lac Lilois est située à la frontière des faciès des granulites et des amphibolites. Dans le sud-est de l'Ashuanipi, au Labrador, James et Mahoney (1993) décrivent une transition métamorphique prograde entre le faciès des amphibolites et le faciès des granulites, du sud vers le nord, dans le secteur du pluton de Walsh River.

Dans le secteur du réservoir de Caniapiscau, Simard *et al*. (2009b) remarquent que les diatexites sans orthopyroxène contiennent de la biotite rouge de haute température indiquant un métamorphisme atteignant au moins le facies supérieur des amphibolites. Ces auteurs mentionnent que, considérant la quantité importante de matériel fusionné nécessaire pour générer les grandes unités de diatexite de ce secteur, il est possible que le faciès des granulites ait été atteint à certains endroits, mais que les conditions ne permettaient pas la cristallisation de l'hypersthène.

D'autres auteurs, tel que Herd (1978), ont plutôt identifié la partie centrale de l'Ashuanipi comme un secteur où les roches au faciès des granulites ont été rétrogradées au faciès des amphibolites. Mortensen et Percival (1987) et Percival *et al*. (1992) avaient aussi mentionné la présence de diatexites granulitiques rétrogradées dans ce secteur, dont l'une a donné un âge de 2667 ±1,5 Ma (datation nº 28, tableau 3.1 figure 3.3). Dans le sud-est de l'Ashuanipi, James (1997) a réinterprété la variation du faciès métamorphisme dans le secteur du pluton de Walsh River comme étant reliée à une rétrogression.

Finalement, Morfin *et al*., (2013 et 2014) expliquent l'absence presque totale de l'hyperstène dans les migmatites de la Sous-province d'Opinaca par l'extraction d'une importante quantité d'eau lors de la cristallisation du matériel fusionné et qui aurait réhydraté les assemblages granulitiques dans les roches encaissantes. Un phénomène similaire pourrait expliquer l'absence d'orthopyroxène dans les secteurs central et nord de la Sous-province d'Ashuanipi.

L'origine des assemblages au faciès des amphibolites demeure incertaine. Plusieurs hypothèses ont été proposées par les différents auteurs mentionnés précédemment pour expliquer l'absence de l'orthopyroxène dans ces secteurs. Toutefois, les données disponibles provenant des projets de cartographie de reconnaissance régionale (1/250 000) sont insuffisantes pour permettre d'appuyer ou d'infirmer l'une ou l'autre de ces hypothèses. Des études plus détaillées sur les assemblages et les microstructures métamorphiques, ainsi que des travaux de géothermobarométrie seraient nécessaires pour améliorer la connaissance et l'histoire métamorphique de ces secteurs.

Distribution régionale du grenat

Le grenat est généralement distribué de façon erratique dans la région d'étude, sauf dans les secteurs est et nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi où il est très répandu dans les paragneiss du Complexe de Lilois (unités Aloi2a et 2b, carte géologique hors texte) et les diatexites de la Suite d'Opiscotéo (Aoip4, carte géologique hors texte et figure 4.1). Guernina et Sawyer (2003) mentionnent que l'abondance du grenat dans ces paragneiss pourrait refléter une différence de composition dans les métasédiments à travers l'Ashuanipi. Ils indiquent que, lors d'un métamorphisme de haut grade, les pélites riches en fer développeront l'assemblage grenat + orthopyroxène + feldspath potassique + quartz + plagioclase, un assemblage qui s'apparente à celui des roches métasédimentaires riches en grenat du Complexe de Lilois. Ainsi, la présence de grenat dans les métasédiments de l'est et du nord-est de l'Ashuanipi pourrait être reliée à une concentration plus élevée en fer dans les protolites sédimentaires, ce qui se reflète également par la présence des nombreuses formations de fer dans le Complexe de Lilois.

Percival (1991a) a démontré que les diatexites à grenat + orthopyroxène de la région de Schefferville avaient une composition chimique comparable aux paragneiss à grenat de cette même région (Complexe de Lilois), alors que les diatexites à orthopyroxène sans grenat sont chimiquement différentes. Il propose donc que les diatexites à grenat correspondent au produit de la fusion partielle des métasédiments à grenat et que l'absence de cette phase dans les diatexites à orthopyroxène soit reliée à un degré de fusion plus faible. Il suggère également que la source des diatexites sans grenat soit composée principalement de tonalite de la Suite de Desliens. Toutefois, la majorité des diatexites de l'Ashuanipi présentent une distribution erratique du grenat et seraient issues de la fusion partielle très importante d'un métagrauwacke (Guernina et Sawyer, 2003; Guernina, 2007). Le degré de fusion ne semble donc pas être un facteur important pour expliquer la présence ou non du grenat dans les diatexites. La présence ou l'absence de grenat ne dépend pas non plus des conditions de pression et de température (Cadéron, 2003). La composition de la source apparaît donc comme un critère plus plausible. Ainsi, les diatexites à grenat concentrées dans l'est de l'Ashuanipi (figure 4.1) proviendraient de la fusion des roches métasédimentaires à grenat de Complexe de Lilois dont la composition semble se distinguer des autres unités métasédimentaires de l'Ashuanipi par un contenu plus élevé en fer. Une comparaison de la géochimie des différentes unités métasédimentaires de l'Ashuanipi serait toutefois nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

MÉTAMORPHISME RÉTROGRADE

Rétromorphisme archéen (M3)

Les roches de la Sous-province d'Ashuanipi semblent avoir été affectées par une dernière phase de métamorphisme régional (M3). Plusieurs analyses de zircons, de monazites et de titanites ont donné des âges U-Pb variant de 2619 à 2598 Ma (datations n^{os} 2, 8, 16, 21, 30 et 36, tableau 3.1 et figure 4.1). Par exemple, le Batholite de Delmothe (datation n^{o} 2; tableau 3.1), dont l'âge de cristallisation a été établi à 2638 ±2 Ma, a également livré des âges sur monazites de 2598 ±3 Ma, soit 40 Ma plus jeune. Deux hypothèses peuvent être mises de l'avant pour expliquer l'écart entre ces deux âges : 1) le refroidissement du Batholite de Delmothe s'est effectué très lentement, atteignant la température de clôture du système U-Pb de la monazite (environ 650 °C) autour de 2600 Ma, et 2) un nouvel épisode thermique a provoqué la cristallisation de la monazite à cette époque. Dans les sous-provinces d'Opinaca et d'Opatica, Wodicka *et al*. (2009) ont documenté des âges de titanites comparables à 2601 et 2606 Ma. Ces auteurs interprètent l'âge de ces titanites comme étant relié soit à un événement thermique, soit au lent refroidissement de la roche jusqu'à la température de fermeture de la titanite (550 à 650 °C). De plus, ces mêmes auteurs soulignent la présence de zircons métamorphiques à 2612 ±3 Ma dans la Sous-province d'Opinaca. Bien que cette phase de métamorphisme soit peu documentée, les âges radiométriques suggèrent que, régionalement, la température est demeurée supérieure à 550-650 °C jusqu'à 2598 Ma. Le métamorphisme M3 pourrait correspondre au déclin thermique du métamorphisme granulitique (M1-M2).

Rétromorphisme protérozoïque

Les roches archéennes ont subi un métamorphisme rétrograde intense, mais très local, au faciès des schistes verts le long des failles cassantes tardives d'âge paléoprotérozoïque. Ces zones sont caractérisées par les assemblages chlorite + épidote + séricite + hématite ± muscovite. Les roches affectées sont communément coupées par des veines d'hématite, d'épidote, de carbonates et de quartz.

Le Front du Grenville

Le Front du Grenville marque la frontière entre les provinces du Supérieur et de Grenville dans la partie SE de l'Ashuanipi (figure 4.1). Dans ce secteur, Perreault (1994) a tracé le front à la limite nord de la zone affectée par la déformation et le métamorphisme grenvilliens comme proposé par Rivers et Chown (1986) pour l'ensemble du Grenville. Au sud du Front du Grenville, les roches archéennes de l'Ashuanipi et protérozoïques de la Fosse du Labrador, déformées et métamorphisées lors de l'Orogenèse grenvillienne, ont été regroupées dans le Terrane de Gagnon (Rivers *et al*., 1989), inclus dans la Zone Parautochtone de la Province de Grenville. La déformation de la Zone Parautochtone est attribuable au chevauchement des nappes allochtones du Grenville vers le NNW durant l'Orogenèse grenvillienne (Rivers et Chown, 1986).

Le front est marqué par la présence de zones locales de mylonite et de cataclase où les roches archéennes sont recristallisées et transformées par un métamorphisme grenvillien au faciès inférieur des amphibolites (Perreault, 1994; Lamothe *et al*., 1998). Les assemblages archéens de l'Ashuanipi se prolongent au sud du front sur quelques kilomètres (moins de 10 km, Perreault, 1994) dans la Zone Parautochtone de la Province de Grenville où les roches ont été recristallisées et rétrogradées au faciès inférieur des amphibolites. Il mentionne également que l'orthopyroxène a été préservé localement dans les zones moins affectées par la déformation grenvillienne. Dans la Zone Parautochtone, les roches archéennes rétrogradées de l'Ashuanipi sont en contact de faille, au sud, avec les roches protérozoïques équivalentes au Supergroupe de Kaniapiskau (Fosse du Labrador) métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites.

CHAPITRE 5
GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le grain structural de la partie est de la Province du Supérieur présente deux orientations prédominantes : une orientation E-W, reliée aux sous-provinces de La Grande et d'Opinaca, et une orientation NNW-SSE qui correspond à la Sous-province de Minto. La Sous-province d'Ashuanipi se situe à la jonction de ces deux tendances structurales majeures. Elle se caractérise par un grain structural dont l'orientation varie considérablement à l'échelle régionale (figure 5.1). Le schéma structural de la Sous-province d'Ashuanipi reflète une histoire tectonométamorphique complexe résultant de cinq phases de déformation archéennes (tableau 5.1) : quatre phases ductiles (D1 à D4) et une phase cassante (D5). La complexité de ce schéma structural s'explique en grande partie par la déformation prédominante D2 générée à l'état magmatique et associée étroitement à la mise en place des diatexites.

DÉFORMATIONS ARCHÉENNES

Structures primaires

Les différentes phases de déformation et de métamorphisme ont généralement oblitéré les textures et structures sédimentaires et volcaniques primaires (S0). La plupart des auteurs qui ont effectué des travaux de cartographie géologique dans la Sous-province d'Ashuanipi ont cependant rapporté la présence occasionnelle d'un rubanement compositionnel dans les roches métasédimentaires et les formations de fer. Un tel rubanement peut suggérer un litage primaire, quoique fortement modifié et accentué par le métamorphisme. Dans les ceintures volcaniques des complexes de Raynouard et de Hublet, des coussins déformés et étirés ont été préservés par endroits (Leclair *et al*., 1998). Ces vestiges de structures primaires (S0) ont toutefois été complètement transposés par la foliation associée à la phase de déformation D1.

Phase de déformation D1

La première phase de déformation (D1) a affecté uniquement les unités anciennes de roches volcano-sédimentaires et intrusives associées à l'événement 1 (figures 3.1 et 3.2). Elle s'est déroulée avant la mise en place des grandes unités de diatexite, durant la première phase du métamorphisme granulitique (M1). Cette phase est responsable du développement d'une première foliation (S1), de plis serrés à isoclinaux et de zones de cisaillement précoces. La foliation S1 correspond à une fabrique pénétrante définie par l'alignement des minéraux mafiques, principalement la biotite, la hornblende et l'orthopyroxène. Les roches affectées par cette foliation possèdent généralement une microstruture granoblastique bien développée. La fabrique planaire S1 est également soulignée par un rubanement migmatitique relié à la présence de bandes de leucosome blanchâtre résultant de la fusion *in situ* des roches. La présence d'orthopyroxène dans la foliation S1 et dans les bandes de leucosome indique que la phase D1 est contemporaine du métamorphisme granulitique. On estime que l'âge de cette déformation est compris entre 2700 et 2680 Ma. Cet intervalle est défini par l'âge maximal de la sédimentation du Complexe de Lilois (environ 2700 Ma, datation n^{o} 24, tableau 3.1), affecté par la phase D1, et par l'âge des plus vieilles diatexites (2682 +5/-3,4 Ma, datation n^{o} 19, tableau 3.1) qui n'ont pas été touchées par cette déformation. Les intrusions tonalitiques et granitiques de l'événement 1 (figures 3.1 et 3.2), mises en place durant cet intervalle de temps, sont interprétées comme étant syn-D1.

Dans la Sous-province d'Ashuanipi, la foliation S1 a été réorientée par les phases de déformation subséquentes et passablement perturbée par la mise en place des intrusions de diatexites et de granitoïdes. Par conséquent, il est difficile d'évaluer son orientation originale et son effet sur les unités anciennes de la sous-province. La phase de déformation D1 est mieux exprimée dans la Sous-province d'Opinaca qui se trouve en contact graduel avec la partie sud de l'Ashuanipi (Lamothe *et al*., 1998). Dans cette région, les roches anciennes ne sont pas coupées par les intrusions de diatexites et les effets de la déformation reliée à D1 sont mieux préservés. Lamothe *et al*. (1998) et Cadéron (2003) y rapportent la présence de plis isoclinaux P1 qui affectent les structures primaires et dont la trace axiale, orientée E-W, est parallèle à la foliation S1 et au grain structural régional de la Sous-province d'Opinaca. Les plis P1 ont été rarement observés dans la Sous-province d'Ashuanipi sauf dans la partie sud, à proximité de la limite avec la Sous-province d'Opinaca, où Leclair *et al*. (1998) ont observé des plis P1 qu'ils définissent comme des plis isoclinaux affectant les unités métasédimentaires. Ces auteurs mentionnent que l'orientation initiale des structures reliées à D1 est inconnue en raison de l'effet très marqué de la phase de déformation D2. Ils soutiennent toutefois que le grain structural régional E-W dans le sud de l'Ashuanipi suggère une continuité entre l'Opinaca et l'Ashuanipi, ainsi que la préservation partielle de l'orientation initiale de la foliation S1 dans ce secteur.

Failles reliées à la déformation D1

Quelques zones de failles sont associées à la phase de déformation D1 (figure 5.2). Ces structures précoces ont largement été oblitérées lors de la mise en place des diatexites

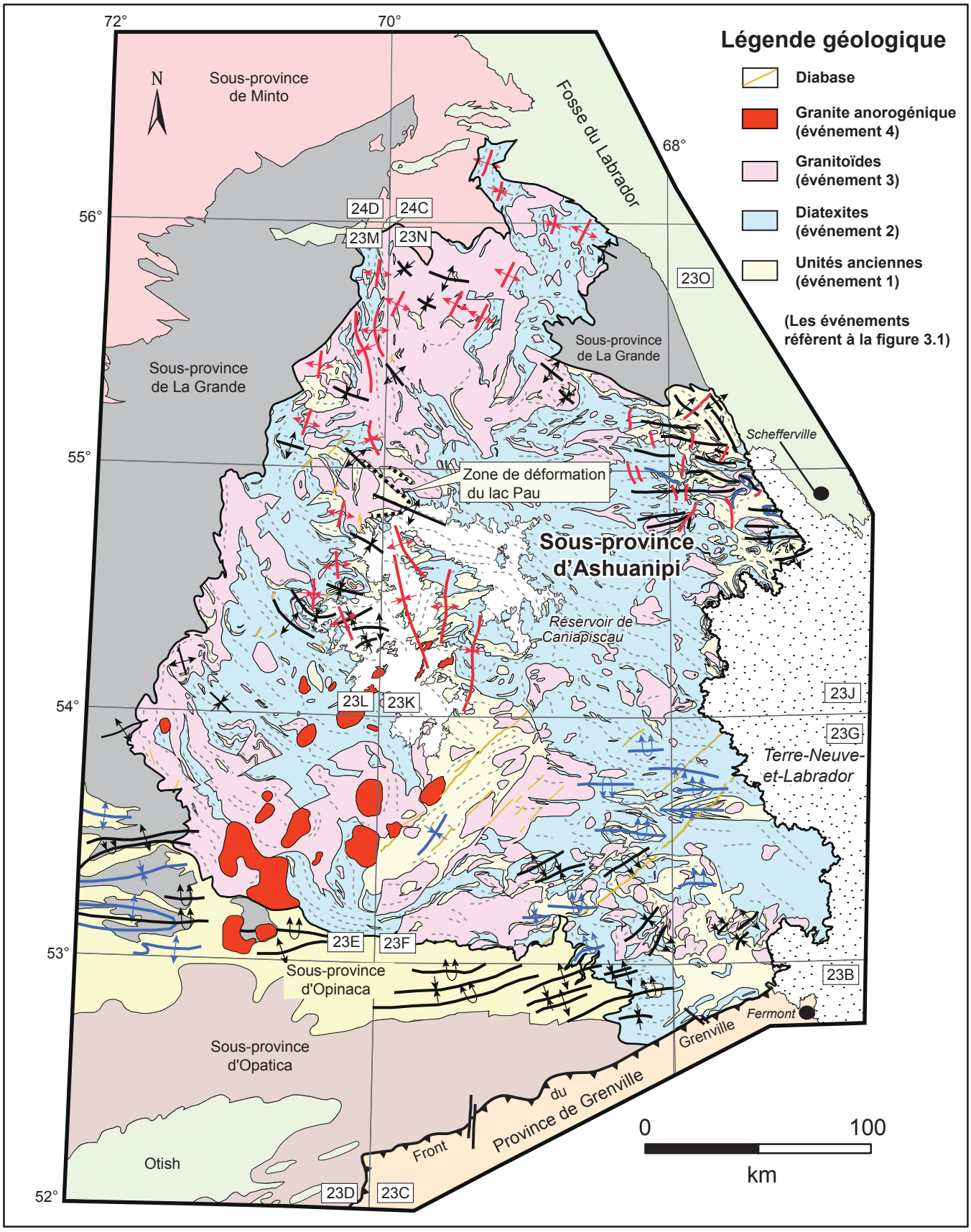
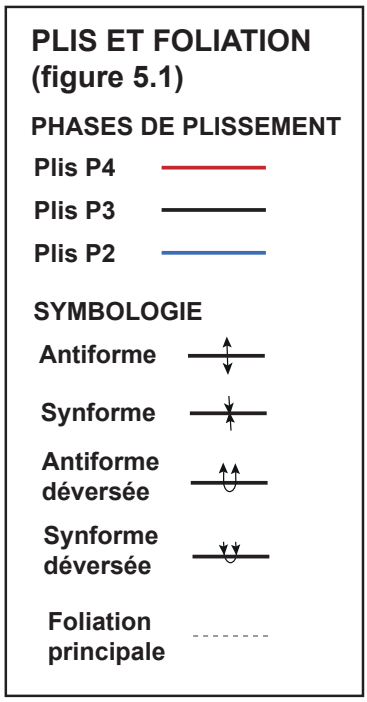


FIGURE 5.1 – Représentation schématique des plis associés aux différentes phases de déformation archéennes et trace de la foliation principale qui définit le grain structural régional.



durant la phase D2. Au nord du réservoir de Caniapiscau, deux zones de déformation ductiles plurikilométriques affectent les tonalites de la Suite de Beausac et les paragneiss du Complexe de Grosbois, mais ne se prolongent pas dans les diatexites et les intrusions granitiques adjacentes (Simard *et al*., 2009b). Ces deux zones sont caractérisées par des tectonites L/S auxquelles est associée une forte linéation subhorizontale ou à faible plongée. L'une de ces zones, la Zone de déformation du lac Pau (n^{o} 1, figure 5.2), est une structure plissée à pendage abrupt qui contient de nombreux indices aurifères (voir « Chapitre 7 - Gîtologie et métallogénie »).

Au sud du réservoir de Caniapiscau, une autre zone de déformation ductile a été reconnue dans les roches du Complexe de Raynouard. Cette zone ductile, désignée comme la Zone de déformation de Guichen (Leclair *et al*. (1998), se caractérise par des fabriques mylonitiques qui réorientent la foliation S1 selon une direction NE-SW. Des linéations d'étirement subhorizontales y sont associées à un mouvement décrochant senestre. Telle que définie par Leclair *et al*., (1998), la Zone de déformation de Guichen fait plus de 10 km de largeur et s'étend sur plus de 100 km de longueur. Elle coupe et réoriente le grain structural E-W de la partie sud de la Sous-province d'Ashuanipi. Selon ces auteurs, cette zone a un âge maximal de 2636 Ma et sa formation suit la mise en place des granitoïdes tardifs, incluant les plutons des suites de Lataignant et de Ligneron. En considérant les observations compilées ailleurs dans l'Ashuanipi, ainsi que la géométrie et le style de déformation de la Zone de Guichen, nous croyons que cette structure régionale représente plutôt une zone de cisaillement précoce associée à la phase D1 (n^{o} 2, figure 5.2). Cette zone aurait été réactivée lors des épisodes de déformation cassants plus jeunes (voir « Phase de déformation D5 »).

Finalement, dans la région du lac Nitchequon, Lamothe *et al*. (2000) associent la Faille de Dalmas (n^{o} 3, figure 5.2) à la phase de déformation D1. Selon ces auteurs, il s'agit d'une structure plissée, parallèle à la foliation S1, qui marque le chevauchement de l'Opinaca sur la Sous-Province de La Grande durant la déformation D1. La Faille de Dalmas est tronquée par les intrusions de la Suite de Gamart (2647 +3/-1 Ma) à la limite ouest de l'Ashuanipi.

Phase de déformation D2

La phase de déformation D2 constitue l'événement de déformation principal ayant affecté les roches de la Sous-province d'Ashuanipi. Cette phase est responsable du développement de la foliation principale S2 qui domine le schéma structural de la sous-province. La foliation S2 s'est développée lors de la mise en place des diatexites (2680 à 2660 Ma) dans les conditions du faciès des granulites correspndant à la seconde phase du métamorphisme régional (M2). La production d'une quantité importante de matériel de fusion durant cet épisode de déformation a permis le développement d'une foliation magmatique. Les minéraux mafiques, les schlierens et les enclaves en suspension dans le magma ont été réalignés par fluage dans le sens de l'écoulement (Lamothe *et al*., 2000; Thériault et Chevé, 2001; Simard *et al*., 2009b). Les manifestations de la foliation S2 sont variables, passant d'un faible alignement des minéraux mafiques à un rubanement magmatique ou migmatitique intense accentué par l'alignement des schlierens et des enclaves étirées. La foliation montre communément un aspect ondulant et discontinu causé par une distribution hétérogène des liquides anatectiques qui produisent des zones de contrastes rhéologiques (Solar, 2008). L'aspect ondulant de la foliation peut aussi s'expliquer par le phénomène de fluage magmatique à l'intérieur des diatexites. D'ailleurs, Lamothe *et al*. (1998) et Thériault et Chevé (2001) mentionnent que l'absence, en lame mince, de déformation des grains de quartz interstitiels dans les diatexites appuie l'hypothèse d'une déformation à l'état magmatique.

La déformation D2 a touché les unités les mieux préservées de roches volcano-sédimentaires et tonalitiques (événement 1). Plusieurs auteurs y ont rapporté la présence de plis P2 mésoscopiques, ouverts à isoclinaux et sans schistosité, qui affectent la foliation S1 et dont la trace axiale est parallèle à S2. Des plis P2 ont été principalement interprétés dans les paragneiss des complexes de Lilois (Chevé et Brouillette, 1995; Percival, 1993) et de Hublet (Leclair *et al*., 1998), ainsi que dans les roches métasédimentaires de la Sous-province d'Opinaca (Lamothe *et al*., 1998 et 2000; figure 5.1).

À plusieurs endroits, la foliation S2 dans les diatexites, de même que les injections de leucosome de deuxième génération associées au métamorphisme M2, sont affectées par les plis P2 (Percival, 1987; Percival et Girard, 1988; Leclair *et al*., 1998; van Nostrand et Bradford, 2014). Ces observations ont amené certains auteurs (Percival et Girard,

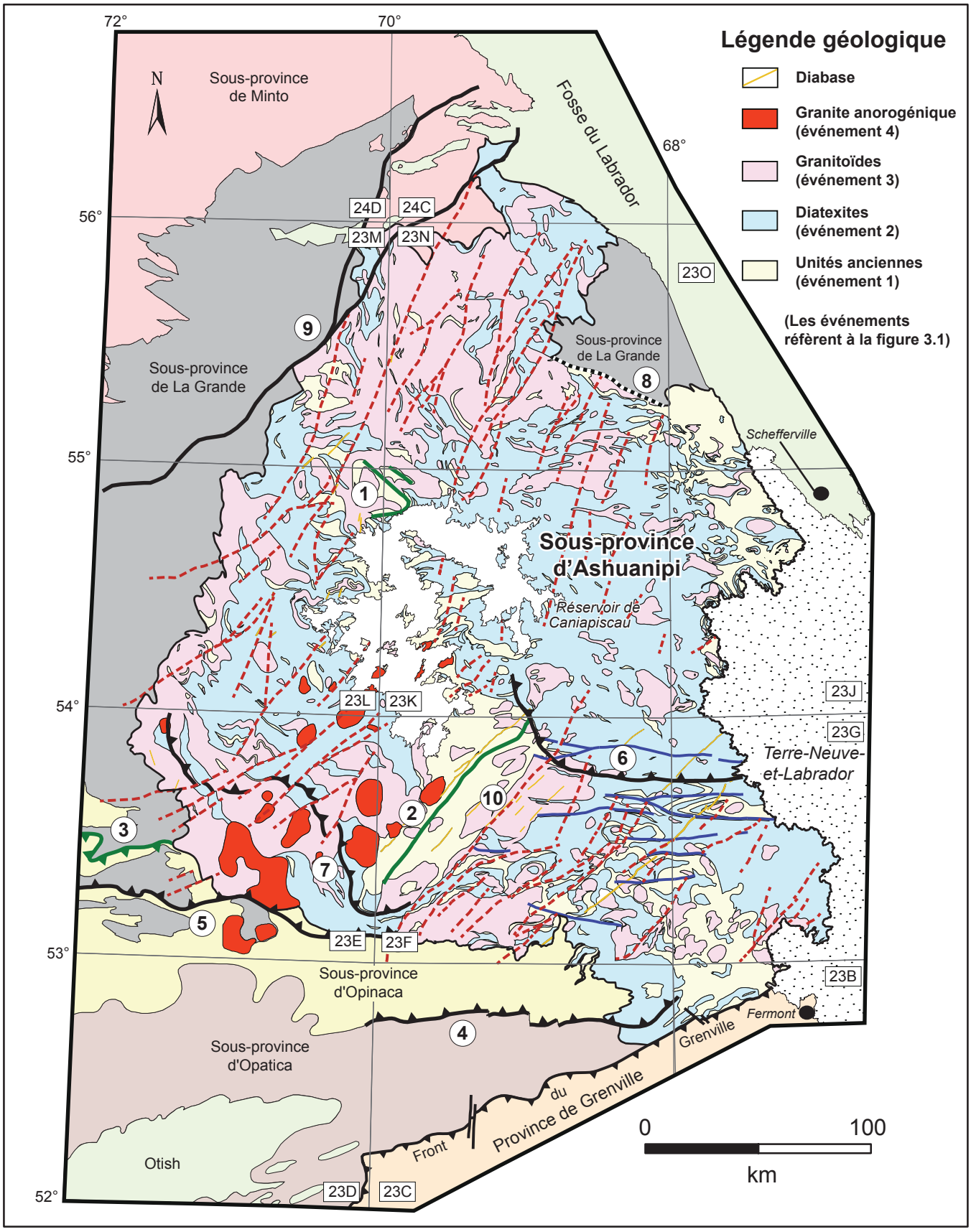


FIGURE 5.2 – Représentation schématique des familles de failles associées aux différentes phases de déformation archéennes. Les numéros identifient les failles régionales principales (voir légende).

FAILLES RÉGIONALES ARCHÉENNES (figure 5.2)

Phase D5

⑩ Zone de déformation de Guichen (mouvement tardif)

Phase D3

⑨ Faille de Vaujours

⑦ Faille de l'Aigle

⑥ Zone de déformation de Chambeaux

⑤ Faille de Nichicun

④ Faille de Vallard

Phase D2 ou D3

Phase D1

③ Faille de Dalmas

② Zone de déformation de Guichen (mouvement précoce)

① Zone de déformation du lac Pau

Phase inconnue

⑧ Faille du Sable

1988; Leclair *et al*., 1998; van Nostrand et Bradford, 2014) à proposer que les diatexites se soient mises en place après D1 et avant D2. Toutefois, compte tenu des évidences démontrant que l'épisode de déformation magmatique s'est étalé sur une période relativement longue durant la déformation D2, il est probable que les phases précoces de diatexites et de leucosomes ont été plissées au cours de cette même phase de déformation. Ainsi, la déformation à l'état subsolidus sur une période continue d'environ 20 Ma (2680-2660 Ma) est à l'origine de la fabrique magmatique, laquelle a été subséquemment entraînée par les plis P2 lors du fluage magmatique. Les variations dans l'orientation du grain structural dans l'Ashuanipi, matérialisées par les nombreux changements de l'attitude de la foliation S2 à l'échelle régionale (figure 5.1), s'expliquent par la complexité de la déformation associée à la mise en place des diatexites. Mentionnons toutefois que la mise en place subséquente des intrusions granitiques et charnockitiques plus jeunes, ainsi que les phases de déformation ultérieures, ont également fortement contribué à perturber l'attitude de la foliation régionale S2.

La phase de déformation D2 est synchrone à la mise en place des diatexites (2680 à 2660 Ma; figures 3.1 et 3.3) et coïncide avec le maximum thermique de la phase M2 du métamorphisme granulitique régional. Puisque les phases de métamorphisme M1 et M2 s'intègrent dans un processus continu, il est fort probable que les phases de déformation D1 et D2 s'inscrivent également dans un même continuum de déformation.

Failles reliées à la déformation D2

Guernina et Sawyer (2003) et Guernina (2007) proposent que, dans la partie sud de l'Ashuanipi, la ségrégation du matériel de fusion se soit produite le long de failles E-W à pendage vers le nord formées durant la phase de déformation D2. Le sens de l'écoulement du matériel magmatique le long de ces structures est interprété à partir de l'asymétrie des plis P2 dans les métasédiments et de l'asymétrie des enclaves, des schlierens et des cristaux de plagioclase dans les diatexites. Il est probable que la trace de plusieurs de ces failles ait été oblitérée lors de la mise en place des diatexites et du fluage magmatique contemporain à la phase D2. Leclair *et al*., (1998) interprètent la présence de plusieurs failles E-W dans la partie sud de l'Ashuanipi. Toutefois, ces failles ont la même orientation que les failles qui se sont développées plus tard durant la phase de déformation D3 (décrite plus loin). Il est donc difficile pour l'instant de déterminer la chronologie exacte des failles E-W identifiées par Leclair *et al*. (1998) dans le sud de l'Ashuanipi (figure 5.2). Celles-ci pourraient être associées à la phase D2 ou à la phase D3.

Phase de déformation D3

L'influence de la phase de déformation D3 sur les roches de la Sous-province d'Ashuanipi est mal connue et difficile à déterminer. Dans le cadre structural proposé ici, la phase de déformation D2 coïncide à la mise en place des diatexites. Par conséquent, les fabriques planaires observées dans les intrusions liées à l'événement 3 (figures 3.1 et 3.4) devraient être associées à la phase de déformation D3. Toutefois, lors des travaux de terrain, la foliation magmatique dans les diatexites et la foliation minérale dans les intrusions plus jeunes de l'événement 3 n'ont pas été distinguées et ont été désignées comme la foliation régionale principale. Conséquemment, il est difficile de traiter statistiquement l'orientation de la foliation S3.

La foliation régionale S2 et les plis P2 ont été plissés par une phase de déformation D3 (figure 5.1). Cette phase serait contemporaine à la mise en place des intrusions granitiques et charnockitiques entre 2647 et 2625 Ma (événement 3, figures 3.1 et 3.4). La limite inférieure de la phase de déformation D3 est marquée par l'âge de la Suite de Gamart (2647 Ma, datation n^{o} 11, tableau 3.1) et la limite supérieure par l'âge de la Suite syénitique de Goodwood (2625 Ma, datation n^{o} 18, tableau 3.1) qui est affectée par les plis P3. Dans le sud de l'Ashuanipi, le changement d'orientation des axes de plis P2 est attribué à la phase de plissement D3 qui a produit des plis P3 serrés à ondulés caractérisés par des plans axiaux subverticaux orientés NE-SW (Leclair *et al*., 1998; figure 5.1). Juste au sud, dans les roches des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande, la déformation D3 a produit des plis P3 orientés principalement E-W, subverticaux à inclinés vers le sud et à faible plongée vers le nord-est et l'est (Lamothe *et al*., 1998 et 2000, figure 5.1). Dans la Sous-province d'Opinaca, Lamothe *et al*. (1998)

rapporte la présence d'une injection plissée qui contient des porphyroblastes d'orthopyroxène aplatis et réorientés dans le plan axial P3, indiquant que cette injection est pré ou syn-D3. Wodicka *et al.* (2009) ont daté cette injection à orthopyroxène qui coupe clairement le rubanement migmatitique S1. L'âge de 2645 +5/-4 Ma obtenu représente l'âge minimal de la déformation D3 et confirme l'intervalle de 2647 à 2625 Ma pour cette phase de déformation. Ces auteurs mentionnent également que les mêmes injections à orthopyroxène coupent les plis P3 à certains endroits, suggérant que le métamorphisme granulitique s'est poursuivi après la fin de la phase D3. Il est également possible que ces injections à orthopyroxène soient associées à la mise en place des intrusions charnockitiques.

La phase de déformation D3 a également été identifiée dans les parties ouest (Thériault et Chevé, 2001) et nord (Simard *et al*., 2009a) de l'Ashuanipi. Cette phase a produit des plis P3 aux plans axiaux verticaux orientés E-W à NW-SE, subparallèles à la foliation S2 (figure 5.1). Ces plis sont bien visibles dans les paragneiss de la partie ouest du réservoir de Caniapiscau (Thériault et Chevé, 2001). D'ailleurs, le pli qui affecte la Zone de déformation du lac Pau (décrite précédemment), au nord du réservoir, est relié à la phase D3 (figure 5.1). Les plis P3 affectent également la foliation migmatitique S2 dans les diatexites et les injections de leucosome. Thériault et Chevé (2001) ont observé des porphyroblastes d'orthopyroxène allongés parallèlement au plan axial P3 à l'intérieur de leucosomes plissés similaires à ceux rapportés par Lamothe *et al*. (1998) plus au sud, dans la Sous-province d'Opinaca. Des plis similaires ont également été identifiés dans le secteur nord-ouest de l'Ashuanipi par Gosselin et Simard (2000) qui les avaient assignés à une phase plus tardive D4. Ces plis ont été réinterprétés par Simard *et al*. (2009a) et assignés à la phase de déformation D3.

Dans le NE de l'Ashuanipi, Chevé et Brouillette (1995) avaient désigné la foliation migmatitique des métatexites et les diatexites comme une fabrique S1, équivalente à la foliation S2 proposée dans ce rapport. Ces auteurs avaient donc interprété les plissements qui affectaient cette fabrique comme des plis P2. Ces plis sont réinterprétés ici comme des plis P3 (figure 5.1).

Failles reliées à la déformation D3

Plusieurs failles de chevauchement régionales orientées E-W ont été associées à la déformation D3 dans le sud de l'Ashuanipi et dans les sous-provinces d'Opinaca et d'Opatica (figure 5.2). La Faille de Vallard (nº 4, figure 5.2), qui marque le contact entre les sous-provinces d'Opatica et d'Opinaca, a été associée à la déformation D3 par Lamothe *et al*. (1998). Ces auteurs considèrent d'ailleurs que la déformation D3 dans ce secteur a été causée par le chevauchement de l'ensemble Ashuanipi-Opinaca sur l'Opatica. Un peu au nord, la Faille de Nichicun (nº .5, figure 5.2) est une structure régionale importante qui affecte les roches de la Sous-province d'Opinaca et marque, à certains endroits, le contact entre cette sous-province et celle de l'Ashuanipi, au nord (Lamothe *et al*., 2000). Cette structure régionale, interprétée comme un chevauchement du nord vers le sud, est soulignée sur le terrain par des zones de mylonite. À proximité de ces zones, la foliation S2 est réorientée parallèlement à la Faille de Nichicun. Dans la partie sud de l'Ashuanipi, Leclair *et al*. (1998) ont reconnu la Zone de déformation de Chambeaux (nº 6, figure 5.2). Cette zone de déformation, qui correspond à de failles E-W parallèles à une série de plis P2 isoclinaux à serrés déversés vers le sud, est interprétée comme un chevauchement du nord vers le sud (Leclair *et al*., 1998).

Dans la région du lac Nitechequon, Lamothe *et al*. (2000) ont interprété la Faille de l'Aigle (nº 7, figure 5.2) à partir des niveaux de gneiss mylonitique et à l'aide des cartes aéromagnétiques. Ils associent cette faille à la déformation D2 et l'interprètent comme un chevauchement qui fait remonter les diatexites de la Suite d'Opiscotéo sur les intrusions de la Suite de Gamart, près de la limite ouest de l'Ashuanipi. Étant donné que nous considérons que la mise en place des intrusions de la Suite de Gamart est synchrone à la déformation D3, nous interprétons désormais la Faille de l'Aigle comme une structure contemporaine aux autres failles de chevauchement reliées à la phase D3.

La Faille de Vaujours (nº 9, figure 5.2) a été interprétée dans la région du lac Gayot (Gosselin et Simard, 2000) où elle marque localement la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Cette faille, considérée comme une structure régionale majeure, correspond à un linéament magnétique bien défini qui s'étend vers l'ouest jusqu'à la baie James en coupant les unités stratigraphiques et le grain structural des sous-provinces de La Grande et de Minto (Simard et Lafrance, 2011a et 2011b). La Faille de Vaujours est mal exposée et sa position est principalement basée sur sa signature magnétique. Son âge, son mouvement et son implication dans le schéma structural de la partie nord-est de la Province du Supérieur sont également mal connus. Dans la région du lac Gayot, quelques observations locales dans les roches volcano-sédimentaires de la Sous-province de La Grande en bordure de la faille suggèrent un mouvement inverse vers le SE, impliquant une remontée du La Grande sur l'Ashuanipi (Gosselin et Simard, 2000). Ce mouvement est toutefois incertain. Juste au sud, dans la région du lac Hurault, Thériault et Chevé (2001) ont identifié de nombreuses failles et zones de mylonites orientées parallèlement aux axes des plis P3 dans les roches du La Grande, près de la limite avec l'Ashuanipi. Ces auteurs mentionnent que ces structures de décrochement senestre pourraient être syn- à tardi-D3 et qu'elles correspondraient à une manifestation précoce d'une déformation compressive reliée à une collision oblique vers le NW ou le NNW entre le La Grande et l'Ashuanipi.

Dans le nord de la Sous-province d'Ashuanipi, Simard *et al*. (2009a) ont interprété la présence de la Faille du Sable qu'ils associent à la phase D3. Ces auteurs tracent cette faille

à la frontière entre l'Ashuanipi et une fenêtre de la Sous-province de La Grande, juste au nord, et la suivent plus à l'ouest dans l'Ashuanipi, où elle est décalée par des failles tardives. Simard *et al*. (2009a) ont interprété le tracé de cette faille à partir des linéaments magnétiques et topographiques qui marquent parfois des changements lithologiques et métamorphiques brusques. Ces auteurs mentionnent toutefois que des zones mylonitiques n'ont été observées qu'à un seul endroit, dans une ceinture volcano-sédimentaire localisée tout près de la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Dans le présent rapport, nous limitons le tracé de la Faille du Sable à la frontière entre les deux sous-provinces (nº 8, figure 5.2) et considérons qu'à l'intérieur de l'Ashuanipi, plus à l'ouest, les contacts sont plutôt de nature intrusive. Étant donné le manque d'informations concernant cette structure, elle ne peut pour l'instant être assignée à une phase de déformation précise.

Phase de déformation D4

La phase de déformation D4 est à l'origine de plis de grande amplitude (P4) orientés généralement N-S à NNE-SSW (figure 5.1). Cadéron *et al*. (2003) et Cadéron (2003) ont identifié cette phase dans la partie sud de l'Ashuanipi, ainsi qu'au sud et sud-ouest de la sous-province, dans les roches du La Grande et de l'Opinaca. Dans la partie est et nord de l'Ashuanipi, les plis P4 ont une orientation N-S à NE-SW, perpendiculaires aux plis P3, produisant des structures en dômes et bassins (Thériault et Chevé, 2001; Gosselin et Simard, 2000; Simard *et al*., 2009a). Dans ce secteur, les structures reliées à D4 sont de grands plis ouverts avec des axes horizontaux ou faiblement plongeants. Dans le secteur du réservoir de Caniapiscau, Simard *et al.* (2009b) ont associé à la phase D3 des plis régionaux NNE-SSW à NNW-SSE interprétés à partir des variations d'orientation de la foliation S2 et des images satellitaires. Ils mentionnent que très peu de structures reliées à ces plis ont été observées en affleurement. Selon l'orientation de ces plis, nous les assignons maintenant à la phase de déformation D4. De même, dans le secteur nord-ouest de l'Ashuanipi, Gosselin et Simard (2000) avaient attribué des plis N-S à la phase de déformation D3 que nous assignons maintenant à la phase D4.

Dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi, Chevé et Brouillette (1995) rapportent que la Syénite de Goodwood (2625 ±3 Ma; datation nº 18, tableau 3.1) est déformée et affectée par les plis P4 indiquant que l'âge de cette phase de déformation est plus jeune que 2625 Ma. Nous considérerons que la phase de déformation D4 est contemporaine à l'épisode de métamorphisme M3 dont l'âge est révélé par les datations des monazites et de titanites comprises entre 2619 et 2598 Ma (voir « Chapitre 4 - Métamorphisme régional »). Considérant que l'orientation des plis P4 est parallèle à la limite actuelle entre les sous-provinces d'Ashuanipi et de La Grande, Thériault et Chevé (2001) interprètent la phase de déformation D4 comme étant relié à une phase tardive de l'épisode de convergence entre les deux sous-provinces.

Phase de déformation D5

La phase de déformation D5 est associée au développement d'un réseau de failles cassantes ou ductile-cassantes qui coupent toutes les lithologies de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces structures, orientées NNE-SSW à NE-SW, correspondent à des linéaments aéromagnétiques et/ou topographiques. Elles ont généralement un pendage vertical à subvertical, coupent le grain structural régional et décalent les structures associées aux phases de déformation D2 et D3 avec des mouvements dextres ou senestres. Les failles D5 sont parfois accompagnées de cataclasites et, plus rarement, de pseudotachylites. Une faible altération (hématitisation et chloritisation) a été observée à certains endroits le long de ces failles cassantes.

La Zone de déformation de Guichen a été décrite par Leclair *et al*. (1998) comme une structure ductile-cassante de plus de 10 km de largeur et qui s'étend sur plus de 100 km de long. Selon ces auteurs, cette zone aurait un âge maximal de 2636 Ma et son mouvement suivrait la mise en place des granitoïdes tardifs, incluant les plutons des suites de Lataignant et de Ligneron. Toutefois, nous considérons plutôt que la Zone de déformation de Guichen correspond à une zone de cisaillement précoce associée à la phase D1 (voir «Phase de déformation D1») qui aurait rejoué de façon importante durant la phase de déformation D5 (nº 10, figure 5.2). Ce mouvement tardif serait à l'origine de structures cassantes NE-SW qui coupent les intrusions de granitoïdes plus jeunes. Dans la portion nord de l'Ashuanipi, Simard *et al*. (2009a) ont également reconnu un réseau important de failles ductiles-cassantes NE-SW qui coupent les intrusions tardives de la Suite de Joinville (figure 5.2). Ces auteurs mentionnent que ces failles présentent possiblement un mouvement tardif cassant et qu'il est difficile de les différencier des failles cassantes de même direction qui se sont développées au Protérozoïque.

DÉFORMATIONS PROTÉROZOÏQUES

Les roches de la Sous-province d'Ashuanipi sont coupées par un réseau de failles cassantes tardives verticales à subverticales dont les directions varient de NE-SW à NW-SE, avec une prédominance vers le NE. Ces failles correspondent généralement à des linéaments magnétiques et topographiques. Leur effet ne se fait sentir que sur quelques mètres de part et d'autre des failles. Elles représentent des zones de cataclasites, associées localement à des pseudotachylites, et sont caractérisées par la présence de veines et d'altérations en quartz, épidote, chlorite et hématite. À plusieurs endroits, ces failles tardives ont contrôlé la mise en place des dykes de diabase. Ces failles se sont probablement développées au début du Protérozoïque, lors des premières étapes de rifting qui ont mené à la création de la Fosse du Labrador.

Le Front du Grenville

Dans le sud-est de l'Ashuanipi, le Front du Grenville (figure 5.2) est caractérisé par des zones de mylonites associées à des failles inverses ou de chevauchement orientées NE-SW à pendage vers le SE (Rivers et Chown, 1986; van Gool, 1992; Perreault, 1994; James, 1997; Lamothe *et al*., 1998). Les indicateurs cinématiques suggèrent un mouvement oblique vers le NNW (van Gool, 1992), ainsi que des mouvements décrochants senestres (Perreault, 1994). Perreault (1994) mentionne que, dans l'Ashuanipi, la foliation archéenne est réorientée à l'approche du front. Dans les zones de déformation reliées au Front du Grenville, les structures archéennes sont oblitérées ou coupées par une forte foliation reliée aux zones mylonitiques, quoique les structures archéennes peuvent avoir été préservées par endroits de part et d'autre du Front (Lamothe *et al*., 1998). À l'intérieur du Terrane de Gagnon, les fabriques observées dans les roches provenant de l'Ashuanipi et de la Fosse du Labrador sont principalement grenvilliennes et correspondent à une foliation régionale, à des plis appartenant à plusieurs phases et à des zones de déformation associées à des failles inverses (van Gool, 1992; Perreault, 1994).

Plusieurs failles grenvilliennes tardives N-S à NNW-SSE associées à une tectonique cassante ont été observées dans le sud de l'Ashuanipi et dans le Terrane de Gagnon (Perreault, 1994; Lamothe *et al*., 1998). Ces failles mineures sont tardives par rapport à la déformation ductile (Perreault, 1994). Il s'agit de zones cataclastiques à pendage fort qui correspondent généralement à des linéaments topographiques. Dans la région du lac Vallard, certaines de ces failles décalent le Front de Grenville (Lamothe *et al*., 1998).

Percival (1987 et 1993) rapporte la présence de grandes failles E-W à WNW-ESE qui déplacent le contact entre les unités protérozoïques de la Fosse du Labrador et les unités archéennes de l'Ashuanipi sur au moins 3 km avec un mouvement senestre, suggérant que ces failles ont été formées ou réactivées tardivement, probablement durant l'Orogenèse grenvillienne. Dans le même secteur et un peu au nord, van Nostrand et Bradford (2014) ont également identifié plusieurs petites failles ENE-WSW qui décalent de façon dextre le contact discordant entre les gneiss de l'Ashuanipi et les roches sédimentaires de la Fosse du Labrador. Ces auteurs évaluent le déplacement de ces failles entre 0,5 et 1 km.

TABLEAU 5.1 - Phases de déformation archéenne de la Sous-province d'Ashuanipi.

Phase	Foliation	Plissement	Failles	Âge
D5			Failles cassantes à ductile-cassantes NNE-SSW à NE-SW. Réactivation de la Zone de déformation de Guichen.	Âge inconnu
D4		Grands plis P4 ouverts et orientés N-S à NNE-SSE		environ 2619 à 2598 Ma (synchrone à M3)
D3	Foliation S3 confondue avec S2: faible alignement des minéraux mafiques et alignement des phénocristaux de FK	Plis P3 orientés NW-SE	Chevauchement vers le sud: Failles de Nichicun, de Vallard, de Chambeaux, de l'Aigle, de Vaujours (?)	2647 à 2625 Ma (synchrone à M2, à la mise en place des granitoïdes et au début de M3)
D2	Phase de déformation principale à l'origine du grain structural régional. L'intensité de la foliation varie d'un faible alignement des minéraux mafiques jusqu'au rubanement magmatique (déformation et fluage magmatique)	Plis P2 qui réalignent les structures primaires et les structures reliées à la déformation D1. Affectent aussi la foliation S2	Failles E-W orientées parallèlement aux plis P2	2680 à 2660 Ma (synchrone à M2 et à la mise en place des diatexites)
D1	Foliation minérale et rubanement migmatitique présents dans les unités anciennes	Plis P1 isoclinaux observés localement	Zones de déformation du lac Pau et de Guichen, Faille de Dalmas	2700 à 2680 Ma (synchrone à M1)
pré-D1	Structures primaires oblitérées par D1 et D2			

CHAPITRE 6
ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DE L'ASHUANIPI

L'évolution de la Sous-province d'Ashuanipi s'échelonne sur environ 150 Ma entre 2725 et 2570 Ma. Son histoire est marquée par plusieurs périodes de croissance crustale, de remodelage, de recyclage et de différentes phases tectono-métamorphiques. Les données stratigraphiques, géochronologiques, métamorphiques et structurales nous permettent de mieux définir les quatre grands événements marquants de l'évolution de l'Ashuanipi (figure 6.1) décrits à la section « Géochronologie et relations régionales des unités » (Chapitre 3; figure 3.1).

L'événement 1 (2725 et 2680 Ma) comprend les épisodes initiaux de sédimentation, de volcanisme et de magmatisme de l'Asuhanipi, ainsi que la première phase de la déformation régionale (D1; figure 6.1). Cette phase D1 s'accompagne d'un stockage infracrustal (sous-placage mantellique) et d'un épaississement de la croûte qui est responsable de la première phase du métamorphisme régional (M1). Durant le **deuxième événement (2680 – 2660 Ma),** le métamorphisme évolue vers une seconde phase (M2) correspondant à un événement de fusion majeur qui a généré les grandes unités de diatexite. Cet événement de fusion régionale s'est déroulé dans un milieu dynamique associé à la phase de déformation D2. Le **troisième événement (2650 et 2598 Ma)** est marqué par la mise en place d'intrusions constituées du matériel différencié issu de l'étape ultime de la fusion régionale. Ces intrusions sont synchrones à la déformation D3 et contemporaines au déclin thermique du métamorphisme M2. La fin de ce troisième événement est aussi marquée par les phases de déformations D4 et D5 associées au métamorphisme rétrograde M3. Finalement, le **quatrième événement (environ 2570 Ma)** consiste à la mise en place d'intrusions anorogéniques après la stabilisation du craton.

Les parties est et sud-est de la Sous-province d'Ashuanipi ont été affectées par deux événements tectoniques importants au protérozoïque. Le premier correspond au développement de l'Orogène du Nouveau-Québec au Paléoprotérozoïque (2,2 à 1,77 Ga) et le second est relié à collision de la Province du Grenville avec le Supérieur au Mésoprotérozoïque, durant l'Orogenèse Grenvillienne (environ 1,0 Ga).

ÉVÉNEMENTS DE LA CONSTRUCTION DU CRATON ARCHÉEN

Événement 1 – Construction initiale du craton (environ 2725 – 2680 Ma)

La construction du craton archéen de la Sous-province d'Ashuanipi a débuté par la création d'un ou de plusieurs bassins sédimentaires couvrant toute la superficie de la Sous-province d'Ashuanipi. Bien que l'âge de la sédimentation soit peu documenté, les zircons détritiques suggèrent que la déposition des sédiments s'est déroulée dans l'intervalle compris entre environ 2725 et 2700 Ma (voir « Chapitre 3 - Stratigraphie et géochronologie »). Cette sédimentation a produit de grandes séquences de grauwacke auxquelles sont associées une quantité plus restreinte de roches pélitiques (Lapointe, 1996; Percival, 1991a). La fourchette d'âges des zircons détritiques dans les roches métasédimentaires (2,7 à 3,4 Ma; tableau 3.1) suggère que la source des sédiments correspond à un craton archéen constitué de roches d'âges très variés. La partie nord de la Sous-province de La Grande (Bande volcanique de la Rivière La Grande; BVRLG) et la Sous-province de Minto représentent des sources potentielles pour les sédiments de l'Ashuanipi (figure 2.2). Ces sédiments se seraient déposés dans un prisme d'accrétion (Percival *et al.* 1992), un bassin d'arrière-arc (Percival *et al.* 2003) ou un bassin marginal (Cadéron, 2003).

Les unités métasédimentaires du sud de la Sous-province d'Ashuanipi pourraient correspondre au prolongement vers le nord-est des unités de la Sous-province d'Opinaca (Lamothe *et al*., 1998; figure 2.2 et 3.2). Cadéron (2003) suggère que les métasédiments du Complexe de Hublet seraient des équivalents latéraux du Complexe de Laguiche de la Sous-province d'Opinaca. Selon cette hypothèse, le sud de l'Ashuanipi et l'Opinaca pourrait constituer un même grand domaine métasédimentaire d'envergure régional. Percival (1989) et Percival *et al*. (1992) proposent d'ailleurs qu'un tel domaine puisse s'étendre vers l'ouest sur plus de 2000 km, englobant les sous-provinces de Nemiscau, de Quetico et, possiblement, d'English River (figure 2.1).

La partie nord-est de l'Ashuanipi semble représenter un milieu de sédimentation particulier caractérisé notamment par la présence de nombreuses formations de fer du Complexe de Lilois. Cette région se distingue également par la présence de nombreux indices aurifères encaissés dans ces formations de fer (voir « Chapitre 7 – Gîtologie et Métallogénie »). L'omniprésence du grenat dans les roches métasédimentaires et les diatexites de la partie nord-est (figure 4.1), en particulier dans le Complexe de Lilois, indique que les protolites de ces roches étaient systématiques plus riches en fer que les autres sédiments de l'Ashuanipi (voir « Chapitre 4 – Métamorphisme régional »). Ces observations suggèrent que ces sédiments se sont mis en place dans un milieu de déposition particulier, différent des autres séquences sédimentaires de la Sous-province d'Ashuanipi.

Quelques centres volcaniques isolés se sont développés dans la partie sud de l'Ashuanipi durant cette période de sédimentation. Le Complexe de Raynouard (environ

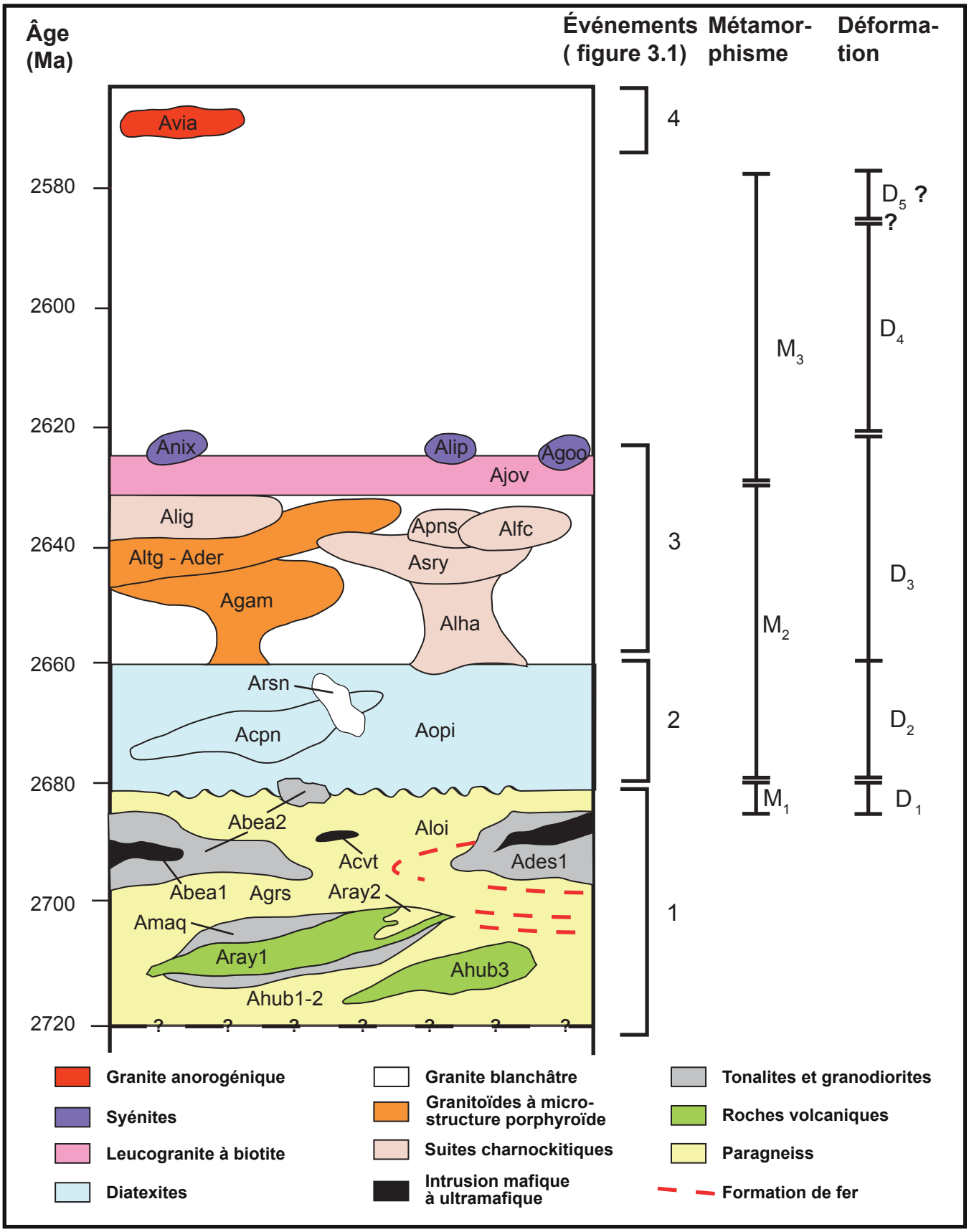


FIGURE 6.1 – Représentation schématique des divers événements impliqués dans la construction et l'évolution de la croûte continentale archéenne de la Sous-province d'Ashuanipi. Les codes des unités stratigraphiques réfèrent à la légende de la carte géologique (hors texte).

2708 Ma) représente le centre le plus volumineux où l'activité volcanique bimodale était accompagnée par un magmatisme tonalitique (Suite de Marquiset, 2704 à 2708 Ma). Ces deux unités couvrent une superficie importante dans le sud de l'Ashuanipi et se distinguent nettement des roches de composition principalement métasédimentaire de la Sous-province d'Opinaca plus au sud. Dans l'Opinaca, les rares unités de roches mafiques correspondent à des petits niveaux d'amphibolite de faible épaisseur dont l'origine intrusive ou effusive est souvent incertaine (Lamothe *et al*., 1998 et 2000; Bandyayera *et al*., 2010; Simard et Gosselin, 1999). Par conséquent, aucune corrélation ne peut donc être établie entre les roches volcaniques du Complexe de Raynouard et les amphibolites reconnues dans la Sous-province d'Opinaca.

Géographiquement, le Complexe de Raynouard se situe à proximité des ceintures de roches supracrustales appartenant à la Bande volcanique de la Rivière La Grande (BVRLG; Sous-province de La Grande; Figure 2.2). Il est toutefois impossible pour l'instant de corréler les roches volcaniques du Complexe de Raynouard (2708 Ma) avec celles de la BVRLG qui ont donné des âges plus anciens (2880 à 2732 Ma). Par contre, le volcanisme bimodal du Complexe de Raynouard (2708 Ma) et le magmatisme tonalitique associé (Suite de Marquiset; 2704-2708 Ma) sont contemporains du plus jeune cycle volcanique de la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE; Sous-province de La Grande; environ 2705 Ma; Moukhsil *et al*., 2003), et des volcanites de l'extrémité orientale de la Sous-province d'Opatica (Wodicka *et al.*, 2009 et Lamothe *et al*., 1998), juste au sud de l'Ashuanipi. Ceci indique que certaines des unités volcaniques de la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE), du nord de la Sous-province d'Opatica et de la Sous-province d'Ashuanipi pourraient être corrélées ou, du moins, sont contemporaines à l'événement 1 (2725 à 2680 Ma, figures 3.1 et 6.1).

La mise en place de filons-couches mafiques à ultramafiques et de plutons granitoïdes (2700-2680 Ma) dans les roches sédimentaires constitue la dernière étape de l'événement 1. Simultanément à la mise en place de ces intrusions, on assiste à une augmentation des conditions de température et de pression. Un événement tectonométamorphique majeur relié à la fermeture du bassin sédimentaire (Cadéron, 2003) a débuté par une première phase de déformation (D1) synchrone à la première phase du métamorphisme régional (M1). Les conditions du faciès granulitique ont été atteintes dans une grande partie du territoire de l'Ashuanipi, favorisant le développement d'une première génération d'orthopyroxène et le début de la fusion partielle *in situ* qui a généré une première génération de leucosome. Les conditions de températures élevées (environ 900 $^{\circ}$C) associées à cet événement tectonométamorphique ont nécessité un apport important de chaleur qui pourrait s'expliquer par un sous-placage mantellique (Percival, 1991a). Dans un autre modèle, Percival *et al.* (2003) propose que la Suite de Desliens aurait une signature adakitique reliée à la délamination et à la fusion partielle d'une plaque jeune en subduction, donc plus chaude. Cette délamination aurait entraîné une perturbation importante du géotherme. Thériault et Chevé (2001) proposent plutôt la présence d'un point chaud sous la croûte de l'Ashuanipi pour expliquer l'augmentation rapide de la température. Selon ces auteurs, le modèle géodynamique du point chaud s'accorde très bien avec la succession rapide des épisodes de sédimentation, de magmatisme et le début du métamorphisme granulitique.

Événement 2 – Fusion et mise en place des diatexites (2680 – 2660 Ma)

La première phase de l'événement tectonométamorphique (M1-D1) progresse de façon continue vers une seconde phase (M2-D2) qui a atteint son paroxysme entre 2680 et 2660 Ma lors de la fusion partielle de l'empilement volcano-sédimentaire et la mise en place des intrusions de diatexite (figure 6.1). À cette occasion, plus de 30 % du volume de cette croûte a été fusionné (Guernina et Sawyer, 2003) pour générer le matériel granitique qui a par la suite migré le long de structures favorables jusqu'aux sites d'accumulation afin de produire les unités de diatexites. La migration du matériel granitique a été contrôlée par les mouvements tectoniques reliés à la déformation régionale D2. Cette déformation s'est effectuée dans un milieu plastique à semi-plastique favorisant le développement d'une foliation magmatique et de structures de fluage correspondant au grain structural régional. Les conditions métamorphiques du faciès des granulites se sont maintenues durant la déformation D2 et le métamorphisme M2, permettant la cristallisation de l'orthopyroxène dans les diatexites et dans les injections associées.

Les métasédiments de la Sous-province d'Opinaca ont été abondamment injectés par le matériel de fusion granitique durant le métamorphisme M2. Une datation U-Pb d'un échantillon provenant d'une de ces injections a donné un âge de 2666 Ma (Morfin *et al*., 2013), contemporain à la mise en place des diatexites de l'Ashuanipi. Morfin *et al.* (2013) proposent que le liquide magmatique ait migré à travers la croûte à partir d'une source profonde qui pourrait correspondre à un environnement équivalent à celui de l'Ashuanipi. La grande quantité de H_2O produite lors de la mise en place et la cristallisation du matériel de fusion aurait entraîné la réhydratation des assemblages granulitiques dans les roches encaissantes, expliquant l'absence presque totale de l'orthopyroxène dans les métatexites de l'Opinaca (Morfin *et al*., 2013 et 2014).

Dans les sous-provinces métasédimentaires plus à l'ouest (Quetico et English River), le métamorphisme est moins élevé et varie du faciès des schistes verts à celui des granulites. Le métamorphisme augmente ainsi de l'ouest vers l'est le long du domaine métasédimentaire (Quetico - English River - Nemiscau - Opinaca - Ashuanipi) pour atteindre son point culminant au niveau de la Sous-province d'Ashuanipi. Le métamorphisme plus élevé dans l'Ashuanipi pourrait être relié au phénomène de sous-placage mantellique à la

base de la croûte associé à la présence d'un point chaud sous l'Ashuanipi. (Percival, 1991a; Percival *et al*., 1992; Thériault et Chevé, 2001).

Événement 3 – Mise en place des intrusions granitiques et charnockitiques, déclin thermique du métamorphisme M2 (2650 – 2625 Ma) et métamorphisme rétrograde M3

Le maintien des conditions granulitiques du métamorphisme M2 après la mise en place des diatexites a permis de générer d'importantes intrusions de granitoïdes et de charnockites (figure 6.1). D'après Guernina (2007), ces granitoïdes correspondent à des phases évoluées dérivées de la cristallisation fractionnée du produit de la fusion partielle des roches métasédimentaires. Ils se sont mis en place après la déformation principale D2 et pendant la déformation compressive D3. Selon Cadéron (2003), cet événement correspondrait à la collision entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. La distribution des intrusions à microstructure porphyroïde, situées en grande partie près de la bordure sud-ouest, ouest et nord de la Sous-province d'Ashuanipi, souligne peut-être la position d'une ancienne suture tectonique avec la Sous-province de La Grande. Dans la partie sud de l'Ashuanipi, les grandes failles D3 marquent le chevauchement de l'ensemble Ashuanipi-Opinaca sur l'Opatica le long de la Faille de Vallard, et du chevauchement de l'Ashuanipi sur l'Opinaca le long de la faille de Nichicun (Lamothe *et al*., 2000).

La présence de l'orthopyroxène dans les intrusions charnockitiques indique que les conditions du faciès des granulites ont persisté durant la phase D3 (Lamothe *et al*., 2000; Thériault et Chevé, 2001), du moins dans certaines parties de l'Ashuanipi. Le déclin thermique qui s'est ensuivi à la suite du paroxysme du faciès granulitique aurait donc été un processus lent, échelonné sur une période d'environ 40 Ma, durant lequelle la température se serait maintenue près du solidus des granites (T >650 °C) (Guernina et Sawyer, 2003; Guernina, 2007). Les âges métamorphiques s'échelonnent effectivement sur une période assez longue comprise entre 2668 et 2632 Ma (tableau 3.1; figure 4.1).

Quelques intrusions isolées de syénite à néphéline se sont mises en place dans la partie nord-est et l'ouest de l'Ashuanipi autour de 2625 Ma. La relation chronologique entre les syénites et les leucogranites de la Suite de Joinville est inconnue, mais il est possible que ces intrusions soient contemporaines. Les syénites se sont mises en place durant la phase de déformation D3 contemporaine au métamorphisme rétrograde M3 qui s'étend jusqu'à 2598 Ma. Ce métamorphisme M3, peu documenté, correspond probablement à une phase de refroidissement de l'Ashuanipi.

La phase de déformation D4 est aussi contemporaine à l'épisode de métamorphisme M3. Thériault et Chevé (2001) interprètent la phase D4 comme étant reliée à une phase tardive de l'épisode de convergence entre les sous-provinces d'Ashuanipi et de La Grande. Ces auteurs émettent l'hypothèse que les syénites ont une source profonde et pourraient correspondre à des phases tardives alcalines associées au point chaud à l'origine du réchauffement et de la fusion de la croûte de la Sous-province d'Ashuanipi.

La phase de déformation D5 a produit des failles NNE-SSW à NE-SW à mouvement décrochant qui ont décalé les structures et les fabriques plus anciennes. Les altérations rétrogrades et les cataclasites observées le long de ces failles suggèrent des mouvements cassants tardifs. L'âge de cette déformation est mal connu. Toutefois, elle est plus ancienne que 2570 Ma puisque les intrusions de la Suite de Viau n'ont pas été affectées par ces structures.

Événement 4 - Événement magmatique archéen tardif (environ 2570 Ma)

Le dernier événement magmatique associé à la cratonisation de la croûte archéenne correspond à la mise en place des intrusions de granite à fluorine anorogénique de la Suite de Viau (2570 Ma). Ces intrusions se distribuent le long d'un corridor de 80 par 200 km qui s'étend de la partie nord de la Sous-province d'Opinaca jusque dans sud-ouest de l'Ashuanipi. Les intrusions de la Suite de Viau transgressent la limite entre les deux sous-provinces et ne sont pas déformées, suggérant que leur mise en place s'est produite après la collision La Grande-Ashuanipi-Opinaca, suite à la stabilisation du craton. Thériault et Chevé (2001) mentionnent que la présence de fluorine et le fort enrichissement en éléments incompatibles suggèrent que ces intrusions sont des granites de type A et qu'elles pourraient provenir de la fusion d'une croûte qui aurait préalablement subi un premier événement de fusion. Ces auteurs proposent que les intrusions de la Suite de Viau correspondent à des phases alcalines tardives reliées au panache mantellique responsable de la fusion régionale.

ÉVÉNEMENTS PROTÉROZOÏQUES

Paléoprotérozoïque

La partie orientale de la Province du Supérieur a subi une phase d'extension importante autour de 2,2 Ga reliée à la présence d'un panache mantellique localisé au sud-est de la baie d'Ungava (Buchan *et al*., 1998 et 2007). Ce panache serait à l'origine du rift le long de la marge NE de la Province du Supérieur et représenterait la source de nombreux essaims de dykes distribués en éventail dans l'est du Supérieur, dont celui de Senneterre (2,2 Ga) qui coupe les roches de la Sous-province de l'Ashuanipi. Cette ouverture a permis la mise en place des premières unités de la Fosse du Labrador (premier cycle). Une deuxième phase de *rifting* aurait affecté la marge orientale du Supérieur autour de 1,88 Ma (Skulski *et al*., 1993; Wardle *et al*., 2002). Cette dernière pourrait être responsable de la séparation d'un fragment du craton du Supérieur correspondant à la Zone noyau dans

la partie sud-est de la Province de Churchill (figure 2.2). Wardle *et al*. (2002) mentionnent toutefois que le moment de cette fragmentation est incertain et qu'elle aurait pu se produire lors de l'épisode précédent. Quoi qu'il en soit, il est probable qu'une partie de l'Ashuanipi ait été arrachée à la suite d'un épisode de rifting.

Les nombreuses failles cassantes NE-SW qui coupent les roches de l'Ashuanipi ont probablement été formées au Paléoprotérozoïque lors de l'ouverture des rifts. Les failles ductiles N-S à NE-SW qui se sont développées à l'Archéen durant la phase de déformation D5 ont possiblement rejoué en régime cassant au Paléoprotérozoïque, ce qui a favorisé la mise en place des dykes de Senneterre principalement dans le sud de la Sous-province d'Ashuanipi. La déformation cassante a été accompagnée de la circulation de fluides hydrothermaux qui ont rétrogradé les assemblages granulitiques au faciès des schistes verts en bordure des failles.

Mésoprotérozoïque

Le transport des nappes allochtones de la Province de Grenville vers le NNW durant la fin du Mésoprotérozoïque (autour de 1,0 Ga; Gower et Krogh, 2002) a entraîné une déformation et un métamorphisme grenvilliens qui ont, en bonne partie, oblitéré les fabriques archéennes et rétrogradé les assemblages granulitiques aux faciès des amphibolites des unités du sud-est de l'Ashuanipi. Ces roches archéennes remodelées ont été assignées à la Zone Parautochtone de la Province de Grenville (Rivers et Chown, 1986) et sont séparées des roches archéennes de l'Ashuanipi par le Front du Grenville. Ce dernier est caractérisé par des zones de mylonites associées à des failles de chevauchement qui se sont formées lors de la collision continentale entre les provinces de Grenville et du Supérieur. Des événements tardifs reliés à la déformation grenvillienne ont produit des failles N-S qui décalent le Front du Grenville.

CHAPITRE 7
GÎTOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE

HISTORIQUE

L'histoire de l'exploration minière de la Sous-province d'Ashuanipi est relativement jeune. Dans cette région éloignée du nord du Québec, l'attention des compagnies a longtemps été portée sur les séquences volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador, situées juste au nord-est (figure 2.2), reconnues pour leur potentiel ferrifère dès le 19e siècle (Clark et Wares, 2004). Le haut degré de métamorphisme et l'aspect migmatitique des roches de l'Ashuanipi, jumelés à l'absence d'indice connu, ont également contribué à décourager les acteurs de l'industrie minérale.

Les premiers travaux d'exploration dans la Sous-province d'Ashuanipi ont été réalisés durant les années 1970, alors qu'un nouvel intérêt pour l'uranium génère une vague d'exploration visant principalement la recherche de bassins sédimentaires uranifères d'âge protérozoïque dans le Moyen Nord québécois. Ces premiers travaux ont été menés conjointement par la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) et la société SERU Nucléaire dans le cadre du projet du Lac Néret dans la partie nord-ouest de l'Ashuanipi (Fouques et Lavoie, 1977). Cette approche n'a pas connu les résultats escomptés et le projet a été abandonné.

En 1985, la découverte de l'indice aurifère du Lac du Canoë par une équipe du Ministère (jusqu'à 18,9 g/t Au; Lapointe, 1986) a déclenché une ruée vers l'or dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi. Entre 1986 et 1997, la cartographie du Ministère (figure 1.2b) et les travaux d'exploration des compagnies minières (principalement Vior-Mazarin et IOC) ont permis de mettre au jour une quarantaine d'indices titrant jusqu'à 40 g/t Au (Chevé et Brouillette, 1995) dans des niveaux de formations de fer associés aux grandes séquences de paragneiss de cette région. Durant cette période, une étude plus spécifique de l'indice du Lac Lilois a été réalisée dans le cadre d'un projet de doctorat (Lapointe, 1996). Les travaux d'exploration réalisés sur les principaux indices de ce secteur ont permis de définir des intersections aurifères métriques économiques à subéconomiques (Panneton et Doucet, 1987 et 1988; Ouellette, 1992; Chevé et Gaudreault, 1996). À la fin des années 1990, le consortium regroupant les trois sociétés minières qui détenaient la majorité des droits d'exploration dans cette région (First Choice Industries, Braddick Resources et United Compass Resources) a connu des difficultés de financement et a abandonné ses propriétés. New Stafford Industries a repris les travaux au début des années 2000 (Dasler, 2003). Plus récemment, Rockland Minerals et Western Troy Capital Resources ont réalisé de nouveaux travaux de forages (Chevé, 2012). Ces derniers ont confirmé les teneurs aurifères déjà connues, mais n'ont pas mené à la découverte de nouveaux indices (Dasler, 2003; Chevé, 2012).

Au début des années 2000, l'engouement pour l'exploration du diamant s'étend dans la partie centre-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi, le long du corridor Wemindji-Caniapiscau (Moorhead *et al*., 2000). Quelques sociétés ont effectué des travaux ponctuels dans le secteur du lac Hervé (Otish Mountain Diamond) et dans le feuillet SNRC 23L, à l'ouest du réservoir de Caniapiscau (Exploration Maude Lake).

Depuis 1996, Mines Virginia a réalisé plusieurs projets d'exploration qui ont permis de mettre en évidence deux nouveaux secteurs offrant un potentiel pour l'or et les métaux usuels dans la Sous-province d'Ashuanipi. Le premier correspond au secteur de Raynouard, dans la partie sud de l'Ashuanipi, où les premiers indices polymétalliques d'affiliation volcanogène (zones Eagle et Peacock) ont été mis au jour à l'intérieur des séquences de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Raynouard (projet Ashuanipi; Lavoie *et al.*, 2008; Grenier et Lévesque, 2012). Le second secteur est localisé au nord du réservoir de Caniapiscau, où plusieurs zones de cisaillement à Au-Ag-Cu sont associées à une zone de déformation précoce, la Zone de déformation du lac Pau, qui présente de nouvelles avenues pour l'exploration aurifère dans la région (projet Lac Pau; Lavoie *et al.*, 2007; Lavoie et Archer, 2008a; Simard *et al.*, 2009b). Les travaux réalisés sur les projets Ashuanipi et Lac Pau ont également révélé plusieurs indices présentant des affinités avec des minéralisations en Au-Cu-Ag ± Mo de type porphyrique (Lavoie et Archer, 2010; Grenier *et al.*, 2011), dévoilant ainsi de nouveaux modèles pour l'exploration dans la Sous-province d'Ashuanipi.

CARACTÉRISATION DES INDICES MINÉRALISÉS

Les travaux d'exploration réalisés dans la Sous-province d'Ashuanipi ont mené à la découverte d'au moins 96 indices minéralisés concentrés dans trois principaux secteurs : le secteur de Lilois au nord-est, le secteur du lac Pau au nord du réservoir de Caniapiscau et le secteur de Raynouard au sud de ce réservoir (figure 7.1; carte gîtologique hors texte). Une compilation des rapports géologiques publiés par le Ministère et un inventaire exhaustif des travaux statutaires soumis par les compagnies d'exploration minière nous ont permis de classer ces indices en 11 types de gîtes minéraux. Ceux-ci sont regroupés en deux grandes catégories, les minéralisations syngénétiques (tableau 7.1) et épigénétiques (tableaux 7.2 et 7.3) :

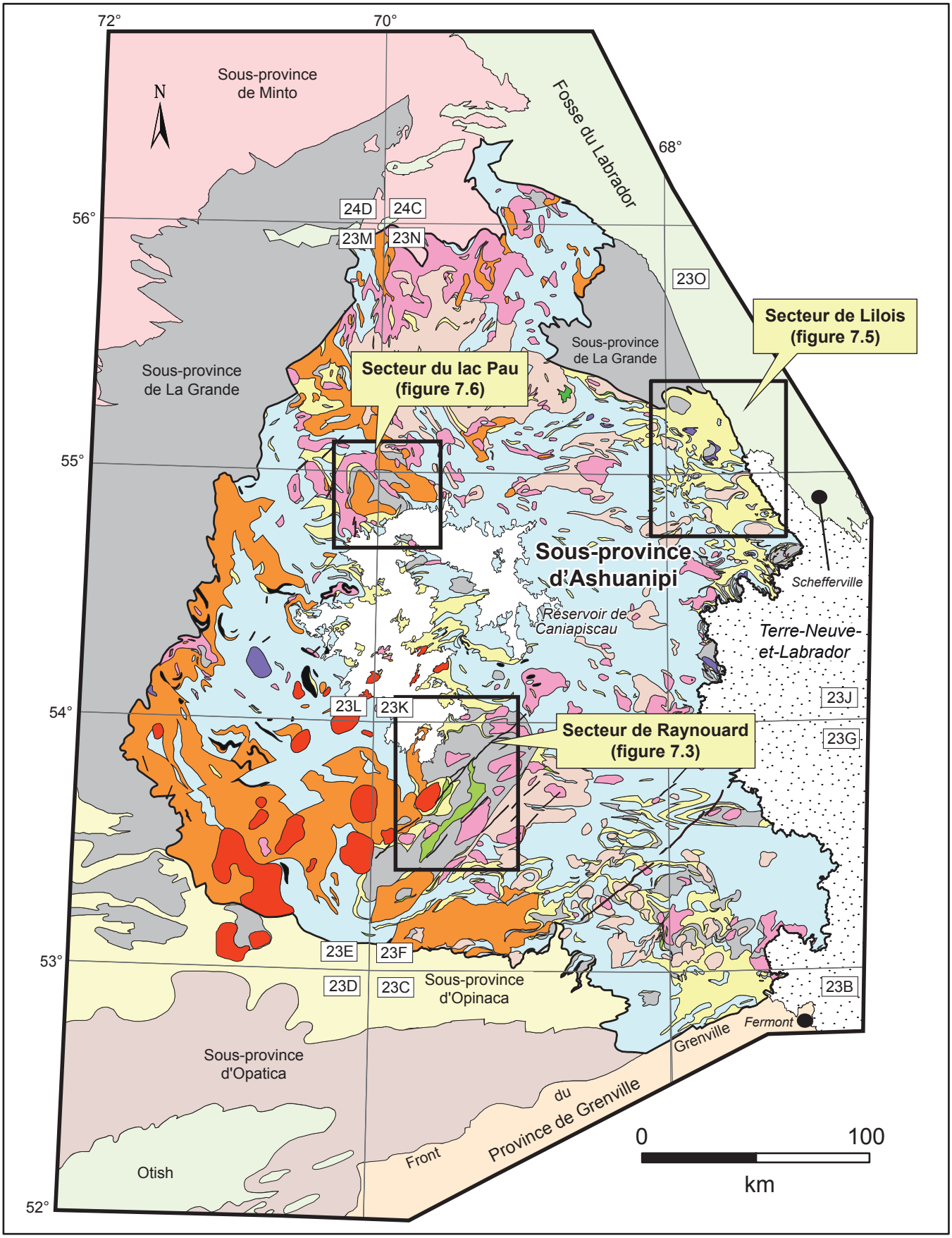


FIGURE 7.1 – Localisation des trois secteurs où sont concentrés la majorité des indices minéralisés de la Sous-province d'Ashuanipi. La légende géologique réfère à celle de la figure 2.3.

Les minéralisations syngénétiques (tableau 7.1)

- Sulfures volcanogènes (type 1)
- Minéralisations de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo (type 2)
- Disséminations polymétalliques à Cu ± Zn ± Au ± Ag (type 3)
- Syénite à néphéline (type 4)

Les minéralisations épigénétiques

- Minéralisations aurifères (tableau 7.2)
  - Or dans les formations de fer (type 5)
  - Disséminations à Au-Ag (type 6)
  - Zones de cisaillement à Au-Ag-Cu (type 7)
  - Or associé à l'arsénopyrite dans des veines de quartz (type 8)
- Minéralisations de métaux usuels (tableau 7.3)
  - Minéralisations en Pb-Zn (type 9)
  - Brèche hydrothermale cuprifère (type 10)
- Minéralisations en Th ± U (type 11) (tableau 7.3)

Les sections qui suivent présentent en détail les 11 types de minéralisation précités et mettent en évidence, pour plusieurs d'entre elles, leur intérêt économique et leur potentiel minéral. La carte gîtologique (hors texte) qui accompagne le document présente la distribution régionale des 96 indices répertoriés selon leur typologie. L'information concernant ces indices est disponible dans la base de données SIGÉOM du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (substances métalliques et non-métalliques) : **http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil**.

Les minéralisations syngénétiques

Les minéralisations syngénétiques regroupent 25 indices (sites n^{os} 1 à 25; tableau 7.1; figures 7.2, 7.3, 7.5 et 7.6; carte gîtologique hors texte), dont la moitié correspondent à des indices de sulfures volcanogènes reliés au Complexe de Raynouard (type 1; sites n^{os} 1 à 13, figure 7.3). Parmi les autres indices, on dénombre des minéralisations de type porphyrique (type 2; sites n^{os} 14 à 20, figures 7.2, 7.3 et 7.6), des disséminations polymétalliques dans les tonalites de la Suite de Marquiset (type 3; sites n^{os} 21 et 22, figure 7.3) et finalement, des concentrations de néphéline associées aux petites intrusions de la Suite syénitique de Goodwood (type 4; sites n^{os} 23 à 25, figures 7.2 et 7.5).

Sulfures volcanogènes (type 1)

Les gîtes de sulfures volcanogènes au Québec sont principalement associés aux ceintures volcano-sédimentaires archéennes de la Sous-province de l'Abitibi. Toutefois, la découverte récente de sulfures volcanogènes (projet Coulon de Mines Virginia) dans la Ceinture volcanique de Coulon (figure 7.2), située dans la Sous-province de La Grande, révèle un nouveau potentiel pour ce type de gîte dans le Moyen Nord québécois. La dernière évaluation des ressources de ce projet dévoile une ressource indiquée de 3 675 000 tonnes à une teneur moyenne de 3,61 % Zn, 1,27 % Cu, 0,40 % Pb, 37,2 g/t Ag et 0,25 g/t Au, et une ressource présumée de 10 058 000 tonnes à une teneur moyenne de 3,92 % Zn, 1,33 % Cu, 0,19 % Pb, 34,5 g/t Ag et 0,18 g/t Au (Amstrong *et al.*, 2009).

Les travaux réalisés par Mines Virginia ont mené à la découverte des premiers indices de sulfures volcanogènes dans la Sous-province d'Ashuanipi (Lavoie et Archer, 2008b). Tous ces indices sont localisés dans les roches volcaniques du Complexe de Raynouard (sites n^{os} 1 à 13, tableau 7.1; secteur de Raynouard, figures 7.2 et 7.3). Ces unités volcaniques bimodales sont réparties dans plusieurs bandes plurikilométriques (voir « Chapitre 3 - Stratigraphie et géochronologie de la Sous-province d'Ashuanipi »). La plus importante de ces bandes forme une ceinture de 5 km de largeur par 50 km longueur dans laquelle se trouvent la majorité des indices de sulfures volcanogènes de l'Ashuanipi (figure 7.3).

Les unités du Complexe de Raynouard se distinguent par une faible migmatitisation et un métamorphisme au faciès des amphibolites, ce qui contraste avec la migmatitisation intense et les assemblages granulitiques plus répandus dans l'Ashuanipi (voir « chapitre 4 - Métamorphisme régional »). Ainsi, les roches volcaniques du Complexe de Raynouard ont conservé, à plusieurs endroits, des textures coussinées, ainsi que des paragenèses d'altération hydrothermale pouvant s'apparenter à un système volcanogène métamorphisé (Leclair *et al.*, 1998). Lavoie et Archer (2008b) y ont d'ailleurs reconnu une séquence tuffacée altérée à porphyroblastes de sillimanite similaire à celle qui encaisse les lentilles de sulfures massifs du projet Coulon.

Les indices de sulfures volcanogènes du secteur Raynouard (sites n^{os} 1 à 13, figure 7.3) se trouvent généralement dans des basaltes et des andésites (Lavoie *et al*., 2008). Grenier *et al*. (2011) mentionnent que des dykes felsiques à phénocristaux de quartz et des niveaux décamétriques de composition rhyolitique sont localement associés aux roches mafiques et intermédiaires minéralisées. Ces auteurs soulignent également que certaines zones minéralisées sont associées à la présence de roches ultramafiques (basalte komatiitique) interprétées comme des coulées ou des filons-couches situés à la base des séquences volcaniques bimodales.

Les teneurs économiques à subéconomiques en Cu-Zn-Au ± Ag ont été obtenues dans des zones parfois intensément altérées en silice et magnésium (Lavoie *et al.*, 2008) ou en silice et carbonates (Simard *et al.*, 2014). Ces altérations (roches métasomatiques) définissent des niveaux décimétriques à plurimétriques dans lesquels on retrouve les sulfures sous forme disséminée, en filonnets ou semi-massifs. La zone Eagle, qui comprend les indices Eagle-éch.152716, Eagle-éch.192778, TR-08-07 et TR-08-06 (sites n^{os} 1 à 4) et leurs extensions, représente un bel exemple de minéralisation en Cu-Zn-Au ± Ag de type volcanogène associée à des roches métasomatiques. Ce niveau minéralisé possède

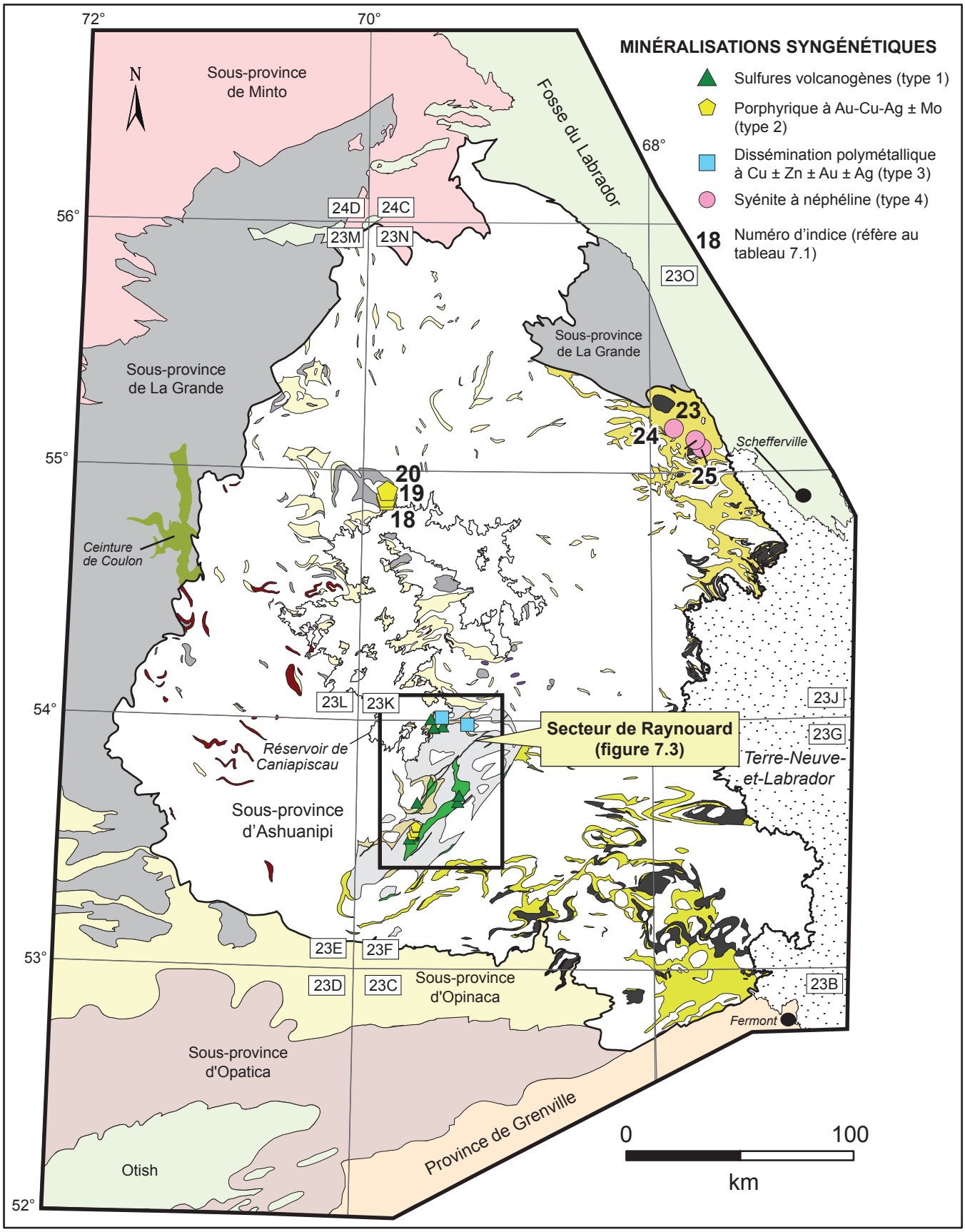


FIGURE 7.2 – Localisation des indices minéralisés syngénétiques. La légende géologique réfère à celle de la figure 3.2.

une épaisseur variant de 2 à 5 m et a été suivi latéralement sur une longueur de 900 m (Grenier et Lévesque, 2012).

À l'indice Eagle-éch.152716 (site n^{o} 1), la minéralisation sulfurée est riche en zinc. Les sulfures (25 % de pyrrhotite, 8 % de sphalérite, 6 % de pyrite, 3 % de chalcopyrite) se présentent sous forme semi-massive ou en filonnets dans un niveau caractérisé par l'assemblage trémolite + phlogopite ± anthophyllite ± séricite ± muscovite. Cette altération magnésienne s'étend latéralement sur au moins 200 m et pourrait représenter une cheminée proximale typique des minéralisations volcanogènes métamorphisées au faciès des amphibolites (Lavoie *et al.*, 2008). L'analyse d'échantillons choisis prélevés sur cet indice a donné des teneurs atteignant jusqu'à 8,94 % Zn, 0,76 % Cu, 0,73 g/t Au et 14,30 g/t Ag. En rainures, les meilleurs résultats ont donné des valeurs de 0,36 % Cu, 0,25 g/t Au et 2,70 g/t Ag sur 3 m (TR-AH-08-02, Lavoie *et al.*, 2008). Un niveau métrique de sulfures massifs associés à une unité de basalte fortement silicifié a également été intersecté en forage (0,76 g/t Au et 0,3 g/t Ag sur 5,5 m incluant 2,77 g/t Au et 1,1 g/t Ag sur 1 m; Simard *et al.*, 2014).

L'indice TR-08-07 (site n^{o} 3) est situé à environ 250 m au NE de l'indice Eagle-éch.152716, dans le prolongement des mêmes unités volcaniques. Les sulfures sont concentrés dans un niveau faiblement silicifié, métrique à plurimétrique, montrant l'assemblage quartz + plagioclase + biotite + magnétite + hornblende ± phlogopite (Lavoie *et al*., 2008). Ce faciès, d'abord interprété comme un paragneiss, pourrait représenter un niveau de nature exhalative ou un tuf. Lavoie *et al.* (2008) mentionnent qu'à certains endroits, ce niveau minéralisé est en contact avec une roche ultramafique (basalte komatiitique) et une andésite. Les concentrations de sulfures sont assez faibles (1 à 2 % de pyrrhotite et des traces de chalcopyrite). Toutefois, les analyses d'échantillons choisis ont révélé des teneurs aurifères intéressantes associées aux sulfures (jusqu'à 4,86 g/t Au; Lavoie *et al*., 2008). La présence d'or, accompagnée de valeurs anomales en cuivre et en zinc, a également été validée par l'échantillonnage en rainures (jusqu'à 3,78 g/t Au sur 1 m; 0,24 g/t Au, 0,24 % Cu et 0,27 % Zn sur 2 m; Lavoie *et al*., 2008).

À une vingtaine de kilomètres au NE de la zone Eagle, plusieurs indices de sulfures ont également été découverts dans une séquence de roches volcaniques bimodales. Ce secteur, défini comme la zone Peacock (Simard *et al.*, 2014), renferme plusieurs indices (sites n^{os} 7 à 9). La minéralisation, disséminée ou semi-massive dans les roches volcaniques intermédiaires à mafiques, se compose de pyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite (Simard *et al.*, 2014). Cette minéralisation est associée à une altération calcosilicatée caractérisée par des veinules millimétriques en mèche (*wisp*) de quartz + carbonates entourées de diopside et actinote. La meilleure teneur aurifère (1,62 g/t Au) a été obtenue dans un échantillon choisi qui provient de l'indice Peacock-1 (site n^{o} 7; Simard *et al.*, 2014). À environ 200 m au nord, une rainure réalisée dans un niveau d'andésite métasomatisée et minéralisée en pyrrhotite + chalcopyrite a donné des teneurs de 1,99 g/t Au, 10,9 g/t Ag et 1 % Cu sur 2 m. Cette andésite est caractérisée par la présence de 40 % de veinules de quartz en mèche similaires à celles décrites plus haut (Simard *et al.*, 2014).

Intérêt économique et potentiel minéral

Les forages réalisés sur la zone Eagle démontrent la continuité du niveau fertile et soulignent le potentiel aurifère des minéralisations de sulfures volcanogènes associées au Complexe de Raynouard (Simard *et al*., 2014). Simard *et al*., (2012) mentionnent que ces minéralisations montrent des similitudes avec les sulfures massifs volcanogènes riches en or (*submarine gold-rich massive sulphides*). Ce contexte s'apparente à celui de certains gisements de SMV (sulfures massifs volcanogènes) situés dans les districts de Rouyn-Noranda et de Cadillac, comme les gisements des Mines Horne et LaRonde.

Les gîtes de sulfures volcanogènes constituent des cibles d'exploration particulièrement importantes dans les roches volcaniques bimodales archéennes (Franklin, 1996). Cependant, l'exploration pour ce type de gîtes dans la Sous-province d'Ashuanipi doit tenir compte des effets de la déformation et du métamorphisme. Une forte déformation contribue à diminuer les dimensions des ceintures volcano-sédimentaires et à modifier la morphologie des concentrations métallifères. Le métamorphisme au faciès des amphibolites/granulites vient quant à lui transformer la minéralogie des paragenèses d'altération. Dans ces conditions, les gisements de sulfures volcanogènes peuvent être exploités de façon rentable, même s'ils présentent des volumes relativement faibles. Mentionnons à titre d'exemple les gisements de Geco, du camp minier de Manitouwage en Ontario (50 Mt à 1,86 % Cu et 3,45 % Zn; Zaleski et Peterson, 1995) et la mine de Pyhasalmi en Finlande (75 Mt à 0,9 % Cu et 1,9 % Zn; Eilu *et al.*, 2003).

Dans ce contexte, les séquences volcaniques bimodales du Complexe de Raynouard représentent la cible la plus favorable pour la découverte de minéralisations de sulfures volcanogènes dans la Sous-province d'Ashuanipi. Le potentiel du Complexe de Raynouard est également souligné par les ressemblances entre les assemblages lithologiques, les minéralisations et les altérations qu'on y observe et ceux de la Ceinture de Coulon.

Minéralisations de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo (type 2)

Mines Virginia ont découvert quelques indices présentant des affinités avec des minéralisations en Au-Cu-Ag ± Mo de type porphyrique (sites n^{os} 14 à 20; tableau 7.1). Ces indices sont spatialement associés aux indices aurifères épigénétiques du secteur du lac Pau (figures 7.4 et 7.6; décrits plus loin) et aux indices syngénétiques de sulfures volcanogènes du secteur de Raynouard (figure 7.2 et 7.3; décrits précédemment).

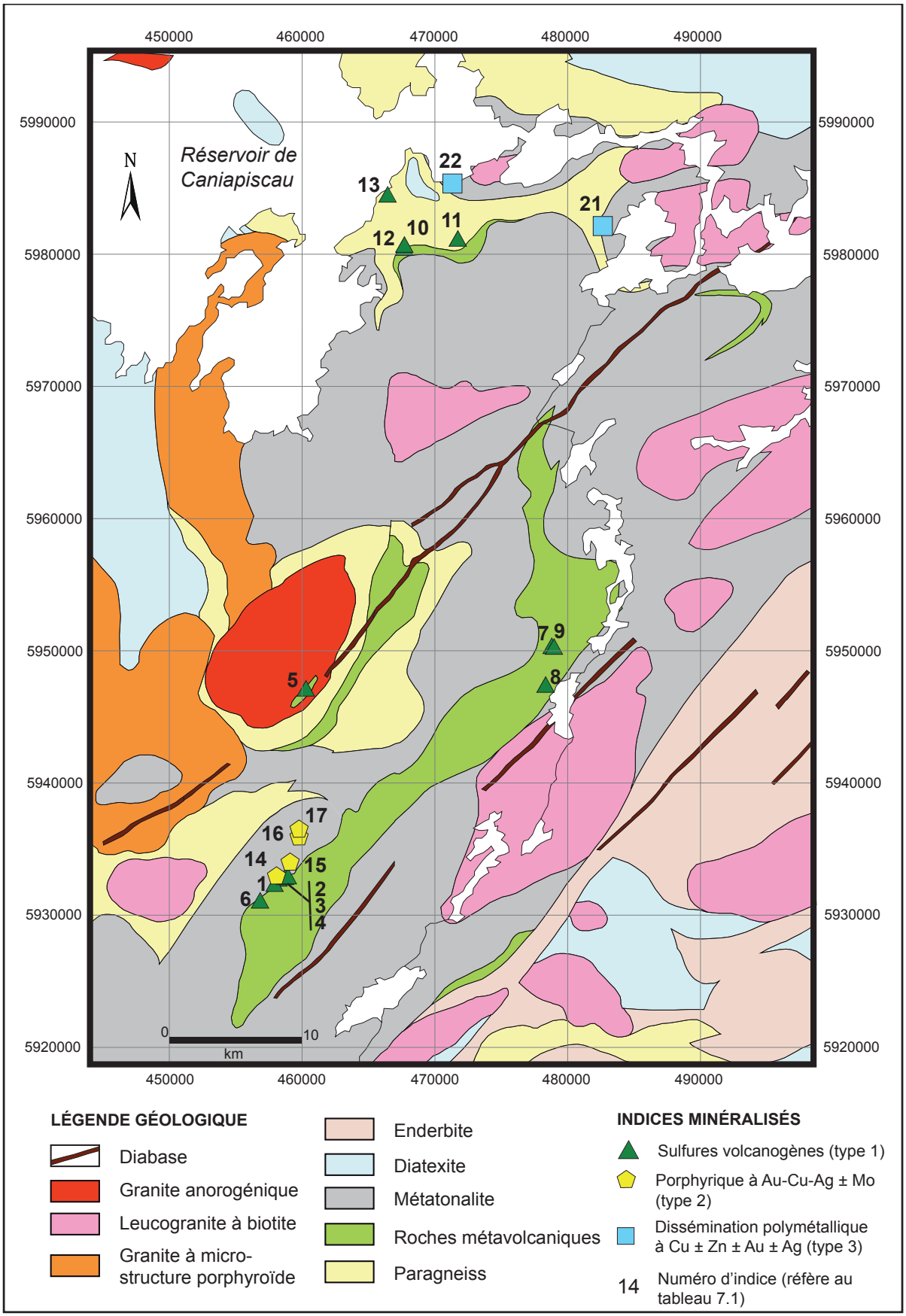


FIGURE 7.3 – Localisation des indices minéralisés syngénétiques situés dans le secteur de Raynouard (figures 7.1 et 7.2).

Les indices de type porphyrique situés dans le secteur du lac Pau (sites nos 18 à 20, tableau 7.1; figures 7.2 et 7.6) sont contenus dans des intrusions felsiques à intermédiaires associées à la Suite de Beausac. À l'indice Hébert-Cu 2 (site no 18), la minéralisation correspond à une veine centimétrique de sulfures cuprifères (chalcopyrite + bornite ± covellite) et à de fines disséminations de chalcopyrite contenues dans une intrusion granodioritique à dioritique présentant une altération potassique modérée (Lavoie et Archer, 2010). L'analyse d'un échantillon choisi a livré des teneurs de 4,31 g/t Au, 23,1 g/t Ag et 3,32 % Cu. (Lavoie et Archer, 2010). D'autres valeurs anomales en cuivre (jusqu'à 0,49 % Cu) ont également été obtenues à environ 800 m au SSW dans une diorite injectée de plusieurs générations de veines minéralisées en chalcopyrite et en bornite (Lavoie *et al*., 2007). L'indice Beausac-2 Nord (site no 20), quant à lui, correspond à un stockwerk composé de veines de quartz minéralisées en chalcopyrite (1 à 5 %), pyrite (traces à 1 %) et malachite-covellite-galène (traces à 1 %) dans une intrusion porphyrique de composition granitique à granodiorite. Des échantillons choisis ont donné des teneurs de 0,59 g/t Au, 11,2 g/t Ag, 2,58 % Cu et 0,28 % Pb (Lavoie et Archer, 2010). Plus récemment, Lavoie *et al.*, (2012) ont identifié une unité de granodiorite porphyrique (*Pau porphyry*) montrant une altération potassique et spatialement associée à des minéralisations aurifères d'affinité porphyrique. Selon ces auteurs, les observations de terrains suggèrent que la Zone de déformation du lac Pau (zone de cisaillement D1) serait postérieure à l'altération potassique et à la minéralisation associée. Ainsi, les minéralisations porphyriques de ce secteur seraient précoces par rapport à la déformation D1.

Dans le secteur de Raynouard (figure 7.2), la zone Falcon (sites nos 14 à 17; tableau 7.1; figure 7.3) correspond à une bande minéralisée de 2 à 15 m de largeur et d'au moins 3 km de longueur qui comprend plusieurs indices. Ces indices sont associés à une intrusion polyphasée de composition monzogranitique à tonalitique (Grenier *et al*., 2011) altérée en quartz + feldspath potassique + épidote ± chlorite. Le lien génétique entre cette intrusion polyphasée appartenant à la Suite de Marquiset et le niveau minéralisé est incertain, quoique Grenier *et al*. (2011) mentionnent que les caractéristiques de la zone Falcon (minéralisation, minéralogie et altération) ressemblent à celles des gîtes de Cu-Au-Mo de type porphyrique. La minéralisation de la zone Falcon se présente sous forme de sulfures disséminés (chalcopyrite + molybdénite ± malachite ± pyrrhotite) dans la roche intrusive ou en association avec des veines de quartz + plagioclase + feldspath potassique (Grenier *et al*., 2011). L'analyse d'échantillons choisis a donné des teneurs atteignant 8,6 % Cu, 1,3 % Mo, 3,8 g/t Au et 49,6 g/t Ag et la meilleure section en rainure a livré 3 % Cu, 4,4 g/t Au et 20,1 g/t Ag sur 1 m (Grenier *et al*., 2011). Des forages ont confirmé la présence des zones minéralisées en profondeur avec des teneurs autour de 0,2 % Cu, ce qui correspond aux valeurs typiquement rencontrées dans les gîtes porphyriques (Simard *et al*., 2014). Cependant, les épaisseurs de ces zones n'excédent pas 15 m et leurs extensions semblent limitées (Simard *et al*., 2012).

Intérêt économique et potentiel minéral

Les indices de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo découverts récemment dans les roches de la Sous-province d'Ashuanipi représentent un type de minéralisation très peu documenté. Ces indices sont associés aux roches intrusives anciennes de la Suite de Beausac (2698,8 ± 0,8 Ma; datation no 33, tableau 3.1 et figure 3.2), dans le secteur du lac Pau, et à celles de la Suite de Marquiset (2704± 2 Ma; datation no 8, tableau 3.1 et figure 3.2), dans le secteur de Raynouard. La relation entre la minéralisation et ces roches intrusives anciennes indique que les zones minéralisées de type porphyrique seraient précoces.

Bien que les gisements associés à des systèmes porphyriques sont surtout d'âges mésozoïque et cénozoïque, on trouve dans la Province du Supérieur quelques gisements porphyriques d'âge archéen. Mentionnons, entre autres, le gîte de Cu-Au de la mine Troïlus dans la Sous-province d'Opatica (Carles *et al.*, 1999), le gîte de Cu-Au du lac Macleod dans la Sous-province d'Opinaca (Winter, 2006) et le gîte de Mo-Cu ± Au de Tilly dans la Sous-province de La Grande (Chapon, 2011). Des gisements archéens porphyriques métamorphisés (*Au-Cu ± Ag ± Mo metamorphosed porphyry-type deposits*) ont également été reconnus ailleurs dans le monde. Mentionnons, entre autres, les gisements de Spinifex Ridge dans le craton de Pilbara en Australie (Jankowski *et al*., 2007), de Chapada dans la région de Goias au Brésil (Richardson *et al*., 2008) et de Kopsa dans la région de Pohjanmaa en Finlande (Gaal et Isohanni, 1979).

Les découvertes récentes de minéralisations de types porphyriques à Au-Cu-Ag ± Mo ouvrent de nouvelles perspectives pour l'exploration de ce type de gîtes dans la Sous-province d'Ashuanipi. Cependant, ce contexte est encore mal connu et des travaux supplémentaires seront nécessaires afin de valider la présence et le potentiel réel pour ce type de minéralisation dans la sous-province.

Disséminations polymétalliques à Cu ± Zn ± Au ± Ag (type 3)

Seulement deux indices (sites nos 21 et 22; tableau 7.1 et figure 7.3) ont été assignés à ce type de minéralisation. Ces indices, découverts en 2008, sont situés en marge d'une petite bande volcano-sédimentaire appartenant au Complexe de Raynouard. À l'indice éch. 153445 (site no 22), la minéralisation se compose d'environ 15 % de sulfures (pyrrhotite + pyrite + sphalérite + chalcopyrite + molybdénite) qui se présentent en filonnets millimétriques dans une tonalite de la Suite de Marquiset (Lavoie *et al.*, 2008). Un échantillon choisi a retourné des teneurs de 2,07 % Zn, 0,22 % Cu, 0,14 g/t Au et 4,20 g/t Ag (Lavoie *et al.*, 2008). Le second indice (éch. 193114, site no 21) comprend une minéralisation

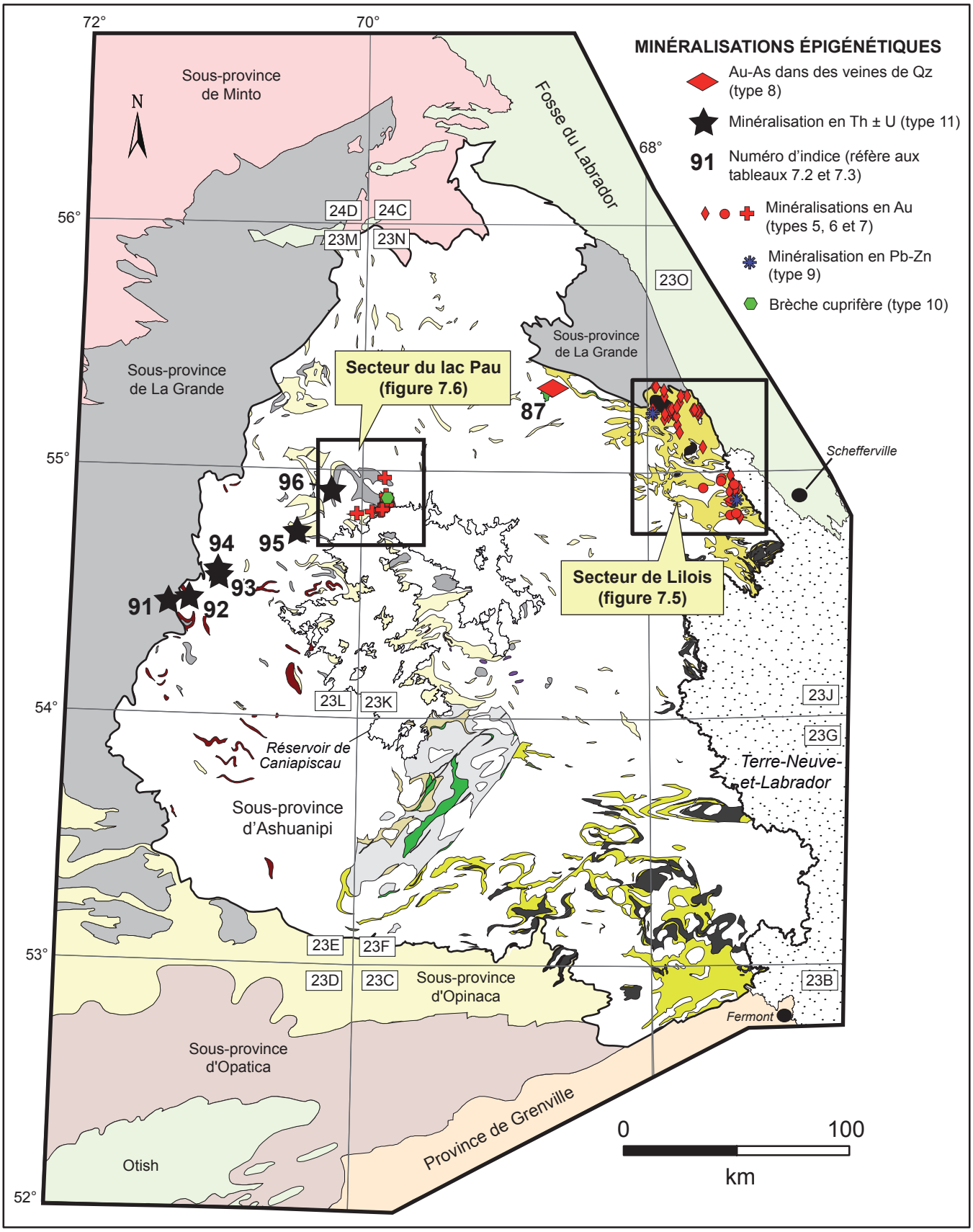


FIGURE 7.4 – Localisation des indices minéralisés épigénétiques. La légende géologique réfère à celle de la figure 3.2.

de chalcopyrite et de malachite disséminées à l'intérieur d'une tonalite de la même unité. Une teneur de 0,81 % Cu a été obtenue pour un échantillon choisi (Lavoie *et al.*, 2008).

L'information concernant ces indices est plutôt fragmentaire. Toutefois, les tonalites hôtes de la minéralisation (Suite de Marquiset) sont interprétées comme des intrusions synvolcaniques contemporaines au volcanisme du Complexe de Raynouard (voir « Chapitre 3 – Stratigraphie et géochronologie de la Sous-province d'Ashuanipi »). Ces minéralisations semblent donc précoces et pourraient être reliées aux minéralisations volcanogènes.

Syénite à néphéline de la Suite de Goodwood (type 4)

En 1983, IOC (*Iron Ore Company of Canada*) a entrepris des travaux d'exploration dans la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi afin de retrouver la source de blocs erratiques de syénite découverts en 1951 (Ferguson, 1951). Les travaux de IOC ont permis la mise au jour de trois intrusions de syénite à néphéline (Suite syénitique de Goodwood) auxquelles sont associés trois indices de néphéline (sites n^{os} 23, 24 et 25; tableau 7.1 et figures 7.2 et 7.5). Les intrusions de syénite sont de dimensions modestes, variant de 2 à 10 km^2. Le contenu en néphéline est variable, mais semble augmenter de la bordure vers le centre des intrusions. Des concentrations en néphéline variant de 20 à 60 % ont été rapportées pour les trois intrusions de syénite mentionnées (Barry et Fumerton, 1983). Aucun travail n'a suivi la découverte de ces indices. L'origine magmatique (syngénétique) de ces masses de syénite à néphéline est évidente.

Intérêt économique et potentiel minéral

Outre l'évaluation du potentiel économique pour la néphéline, les travaux de IOC visaient également la recherche de carbonatites (Barry et Fumerton, 1983). Rappelons que les gîtes associés aux roches alcalines/hyperalcalines et aux carbonatites contiennent la majorité des réserves mondiales des ETR (éléments du groupe des terres rares; Clark et Wares, 2004) et d'éléments comme le niobium. Les syénites de la Suite syénitique de Goodwood sont des intrusions alcalines isolées et leur potentiel économique semble limité. En raison de leur âge archéen, elles ne peuvent être reliées aux roches alcalines minéralisées d'âge paléoprotérozoïque localisées dans la partie centrale de la Fosse du Labrador (Complexe carbonatitique de Le Moyne, indices Erlandson1 et 2; Clark et Wares, 2004), ou encore aux intrusions mésoprotérozoïques situées plus à l'est dans la Province du Churchill, dans la région du lac Brisson (gisement de Strange Lake; Salvi et Williams-Jones, 1990).

Les minéralisations épigénétiques

Environ 75 % des indices répertoriés dans la Sous-province d'Ashuanipi sont de nature épigénétique. La majorité d'entre eux sont des indices aurifères (tableau 7.2; figures 7.4, 7.5 et 7.6) qui ont été associés à quatre types de gîtes minéraux soit : 1) les indices d'or dans les formations de fer (sites n^{os} 26 à 65); 2) les disséminations à Au-Ag (sites n^{os} 66 à 72); 3) les zones de cisaillement à Au-Ag-Cu (sites n^{os} 73 à 85); et 4) l'or associé à de l'arsénopyrite dans des veines de quartz (sites n^{os} 86 et 87). Quelques indices de métaux usuels (sites n^{os} 88 à 90), ainsi que des minéralisations en Th ± U (sites n^{os} 91 à 96) ont également été classés avec les gîtes de nature épigénétique (tableau 7.3 et figures 7.4, 7.5 et 7.6).

Les minéralisations aurifères

Or dans les formations de fer (stratoïde) (type 5)

La découverte en 1985 de l'indice du Lac du Canoë par une équipe du Ministère (jusqu'à 18,9 g/t Au dans une formation de fer; Lapointe, 1986) a été l'élément déclencheur d'une vague d'exploration et de travaux de cartographie visant à définir le potentiel aurifère des roches archéennes de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Lapointe, 1986, 1987 et 1989; Chevé et Brouillette, 1988, 1992a, 1992b et 1995). Cette découverte initiale a été réalisée lors des travaux de reconnaissance qui visaient principalement à évaluer le potentiel des plutons de syénite (Lapointe, 1986). Ces travaux ont coïncidé avec la publication des résultats d'un levé de géochimie de sédiments de fond de lac révélant une anomalie régionale en arsenic, ainsi que des teneurs élevées en or (Beaumier, 1984 et 1985). Entre 1986 et 1997, les travaux du Ministère et des compagnies minières (Vior-Mazarin, Soquem, Northern Dynasty, IOC et Hemlo Gold) ont permis de mettre au jour une quarantaine d'indices titrant jusqu'à 40 g/t Au (Chevé et Brouillette, 1995) dans des niveaux de formations de fer minéralisées en pyrrhotite (3 à 20 %) et en arsénopyrite (jusqu'à 10 %). Parmi les indices connus à ce jour, les principaux sont ceux du Lac du Canoë (site n^o 37), du Lac Lilois (site n^o 33), du Lac Boucault Est (site n^o 27), de Scheffor (ou Delta 8-18; site n^o 63), d'Arsène (site n^o 56), de Baleine Rouge (site n^o 35) et de Rusty Acres (site n^o 52) (tableau 7.2; figure 7.5).

Les formations de fer aurifères correspondent au type de gîte le plus abondant à l'échelle de la Sous-province d'Ashuanipi. Environ 40 indices (sites n^{os} 26 à 65; tableau 7.2), ainsi que plusieurs dizaines de sites minéralisés (Au <1 g/t), ont été répertoriés dans un secteur d'environ 20 km de largeur par 70 km de longueur dans la partie nord-est de cette sous-province, près de la frontière avec le Labrador (secteur de Lilois, figures 7.4 et 7.5). La roche hôte de ces indices aurifères correspond à des niveaux de formation de fer rubanée au faciès des silicates de type Algoma qui sont intercalées dans les paragneiss migmatitiques à biotite ± grenat ± orthopyroxène du Complexe de Lilois. Les formations de fer minéralisées se présentent sous forme de niveaux boudinés, de puissance décimétrique à métrique et d'extension latérale métrique à décamétrique. À plusieurs

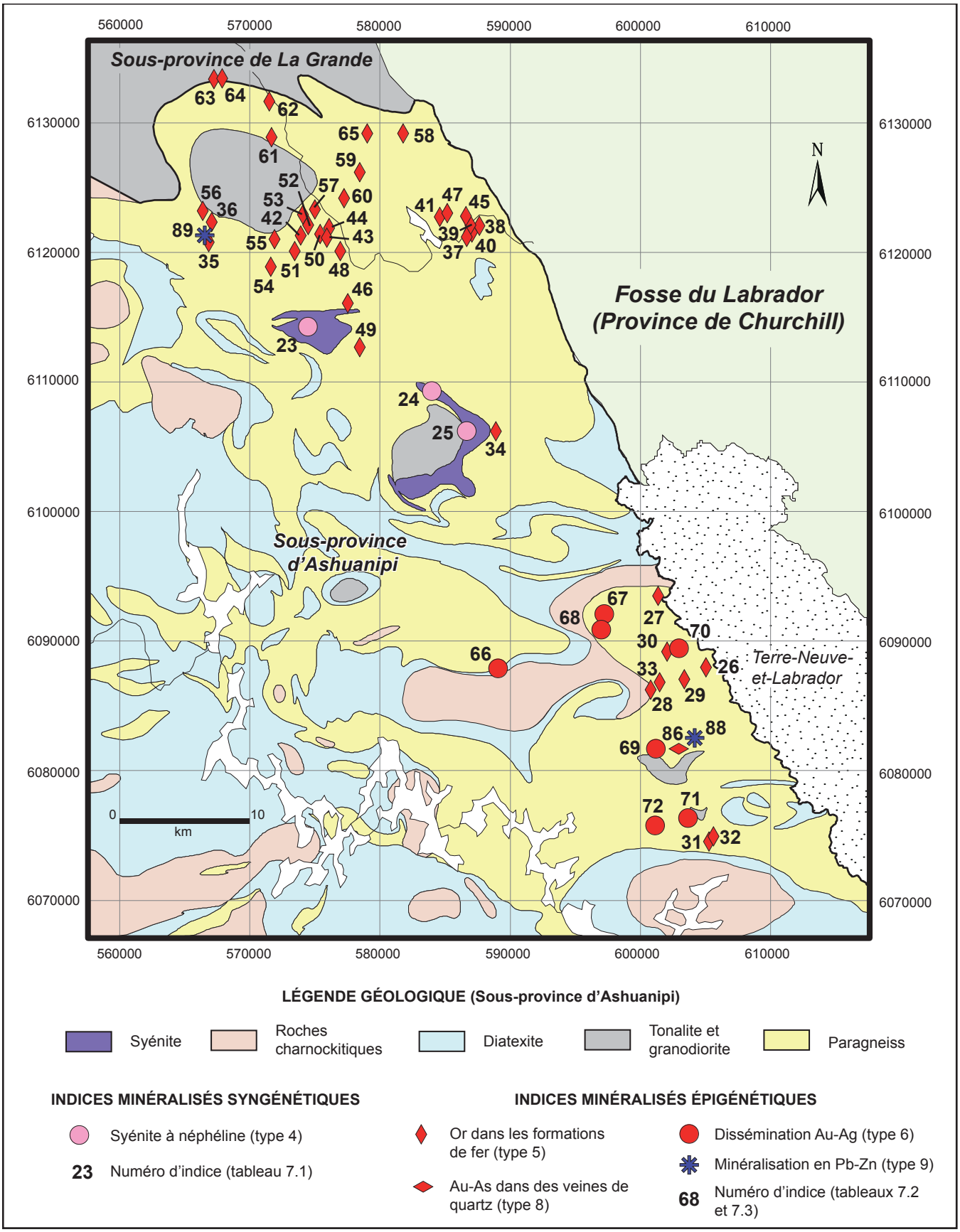


FIGURE 7.5 – Localisation des indices minéralisés épigénétiques (figure 7.4) et syngénétiques (figure 7.2) situés dans le secteur de Lilois (figure 7.1).

sites, la dispersion de ces niveaux boudinés sur quelques centaines de mètres de longueur témoigne de l'existence d'horizons majeurs préexistants. En général, l'aspect rubané des formations de fer se traduit par une alternance régulière de bandes millimétriques à centimétriques riches en quartz (métachert ?) avec des bandes de magnétite ou des bandes de silicates ferrugineux composées d'orthopyroxène + grenat ± amphibole ± clinopyroxène. Wilhemy et Kieller (1986) donnent le nom de *pyrigarnite* à cet assemblage minéralogique qui correspond à une roche au faciès des granulites contenant plus de 30 % de grenat et de pyroxène.

La minéralisation observée dans les formations de fer de la partie nord-est de l'Ashuanipi se développe principalement dans ces bandes de pyrigarnite (Panneton et Doucet, 1987 et 1988). Les sulfures présents sont la pyrrhotite (3 à 20 %) et l'arsénopyrite (tr. à 10 %) accompagnées de pyrite, de chalcopyrite et de löllingite (un arséniure de fer caractéristique des minéralisations de haut faciès métamorphique). Généralement, les plus fortes teneurs en or semblent directement associées à la présence d'arsénopyrite. Cette association est bien documentée dans les indices du Lac Lilois et du Lac du Canoë où l'or natif a été observé dans des grains d'arsénopyrite contenant des cœurs ou des exsolutions de löllingite (Chevé et Brouillette, 1995). Cette relation texturale est le résultat de deux réactions : 1) l'or a d'abord précipité avec la löllingite durant le pic du métamorphisme et, 2) l'or a par la suite été libéré de la structure de la löllingite pendant le métamorphisme rétrograde lors de la réaction entre la löllingite et la pyrrhotite pour former l'arsénopyrite (Lapointe et Chown, 1993). À la suite de travaux récents, Chevé et Sanders (2011) mentionnent cependant que si l'arsénopyrite est un bon indicateur pour l'or, il n'y a pas de corrélation simple entre ces deux minéraux. Des échantillons choisis, prélevés sur le même indice, ont livré des teneurs aurifères comparables pour des concentrations en arsenic très variables (par ex. : 2,14 g/t Au et 10 ppm As versus 1,685 g/t Au et >1 % As; Chevé et Sanders, 2011). L'absence d'arsénopyrite dans les échantillons anomaux en or pourrait suggérer la présence d'or libre. Ainsi, la stratégie d'exploration ne devrait pas être uniquement guidée par la présence de l'arsénopyrite.

Parmi les indices du secteur Lilois (figures 7.4 et 7.5), celui du Lac Lilois (site n^{o} 33) est le plus important en termes d'épaisseur et d'extension latérale. Cet indice est encaissé dans une lentille de formation de fer mesurant 300 m de largeur par 800 m de longueur localisée près d'un contact entre des paragneiss migmatitiques et des tonalites-granodiorites (Lapointe et Chown, 1993). Cette formation de fer rubanée est constituée principalement de bandes de quartz et de pyrigarnite en alternance. Les concentrations de sulfures (pyrrhotite, arsénopyrite, löllingite et pyrite) et de magnétite, généralement concordantes au rubanement, s'observent dans de minces fissures ou sous forme de zones de remplacement (Panneton et Doucet, 1987). Des valeurs atteignant 10,60 g/t Au ont été obtenues dans des échantillons choisis riches en arsénopyrite et en löllingite (Poisson, 1986; Panneton et Doucet, 1988). Des teneurs de 3,08 g/t Au sur 0,65 m (rainure) et de 2,2 g/t Au sur 4,5 m (forage) sont aussi rapportées (Panneton et Doucet, 1987).

Un autre gîte important, l'indice du Lac du Canoë (site n^{o} 37), correspond à une zone minéralisée de quelques dizaines de mètres contenue dans des niveaux discontinus et boudinés de formation de fer rubanée dont la composition alterne entre le faciès des oxydes et le faciès des silicates (Lapointe, 1989; Chevé et Brouillette, 1992a). Ces niveaux de formation de fer sont encaissés dans des paragneiss migmatitisés (50 % de leucosomes) du Complexe de Lilois (Chevé et Brouillette, 1992a). Les niveaux boudinés du faciès oxydé forment des lentilles de 20 cm d'épaisseur et de moins de 3 m de longueur, alors que ceux du faciès silicaté atteignent une épaisseur métrique et jusqu'à 10 m d'extension. Les meilleures valeurs en or proviennent d'une masse de pyrigarnite rouillée située dans la charnière d'une antiforme où l'on observe jusqu'à 10 % de pyrrhotite, entre 1 et 15 % d'arsénopyrite et des traces de chalcopyrite. Des échantillons choisis provenant de cette zone ont donné des valeurs variant entre 1 et 40 g/t d'Au (Panneton et Doucet, 1987 et 1988). Des teneurs de 4,1 g/t Au sur 0,30 m et de 5,81 g/t Au sur 3,04 m ont également été obtenues en rainure et en forage, respectivement (Panneton et Doucet, 1987 et 1988).

Intérêt économique et potentiel minéral

Dans un environnement volcanique ou périvolcanique, comme celui envisagé pour le dépôt des formations de fer de type Algoma, la présence d'or en traces dans les fluides hydrothermaux exhalatifs est probablement responsable d'un faible enrichissement aurifère syngénétique dans les unités ferrifères (Gross, 1996). De ce point de vue, les formations de fer du Complexe de Lilois constituent des unités favorables pour des gîtes aurifères exhalatifs à très basses teneurs (Chevé et Brouillette, 1995). Les données analytiques recueillies pour les formations de fer du nord-est de l'Ashuanipi corroborent cette hypothèse avec un bruit de fond en or deux fois supérieur à celui des métatexites encaissantes (84 ppb Au dans la pyrigarnite de l'indice du Lac Lilois et 41 ppb Au dans la métatexite encaissante; Bernier, 1988).

Selon les travaux de Lapointe (1996), il est cependant peu probable que les fortes teneurs aurifères présentes dans les indices du secteur de Lilois (figures 7.4 et 7.5) soient d'origine syngénétique. L'étude détaillée de l'indice du Lac Lilois (Lapointe, 1996; Lapointe et Chown, 1993) et les travaux de Chevé et Brouillette (1995) suggèrent plutôt que ces teneurs aurifères sont d'origine essentiellement épigénétique. Ces auteurs proposent que l'or soit issu de la croûte profonde, comme le préconise le modèle de Cameron (1989). Dans ce modèle, l'or précipite à partir de fluides métamorphiques oxydants, syn- à tardi-cinématiques, générés en profondeur à la transition amphibolite-granulite. Au cours de leur ascension vers la croûte continentale supérieure, ces fluides se

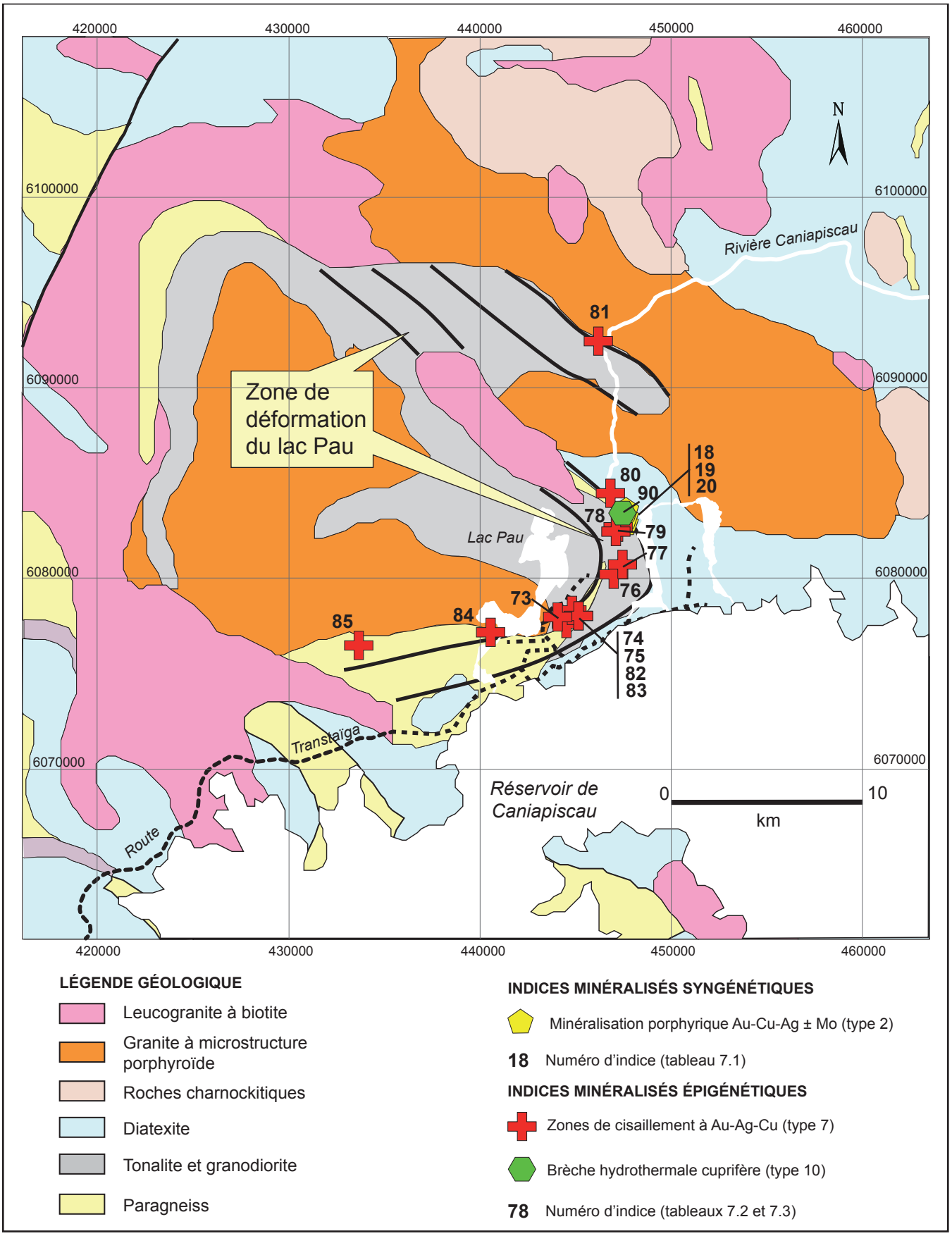


FIGURE 7.6 – Localisation des indices minéralisés épigénétiques (figures 7.4) et syngénétiques (figure 7.2) situés dans le secteur du lac Pau (figure 7.1).

déchargent de leur contenu métallique suite à leur interaction avec des pièges chimiques, tels que les formations de fer du Complexe de Lilois. Les formations de fer du secteur de Lilois n'auraient donc pas été la source de l'or, mais auraient plutôt servi de piège chimique.

Même si l'origine épigénétique de l'or dans les indices du secteur de Lilois semble faire consensus et que les formations de fer représentent un métallotecte majeur à l'échelle régionale, il ne faut pas négliger l'importance du contrôle structural local dans la concentration de l'or dans plusieurs indices présentant des teneurs subéconomiques à économiques. Mentionnons par exemple l'indice Arsène (site n^{o} 56), associé à une zone de cisaillement couche sur couche sur le flanc d'un pli, ou l'indice du Lac du Canoë localisé dans la charnière d'un pli (site n^{o} 37; Chevé et Brouillette, 1995).

Les travaux réalisés jusqu'à maintenant par les compagnies minières ont démontré que les formations de fer du Complexe de Lilois sont généralement boudinées et ont une puissance limitée (épaisseur métrique à décimétrique et extension latérale métrique à décamétrique; Gariépy, 1993). Malgré la présence d'éléments structuraux qui ont permis la mise en place de minéralisations aurifères ponctuelles, ces formations de fer constituent peut-être des pièges de taille trop modeste pour représenter des gîtes rentables. Toutefois, des exemples de gisements de dimensions restreintes existent ailleurs. En Australie, quelques gisements situés dans le Craton de Yilgarn s'apparentent aux minéralisations contenues dans les formations de fer de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces gisements australiens de dimensions modestes, situés dans des terrains de haut grade métamorphique, présentent un contrôle structural important. Par exemple, la mine Nevoria dans la province de Southern Cross a produit 398 500 tonnes de minerai à une teneur de 6,3 g/t Au (pour l'exploitation souterraine) et 2,7 g/t Au (pour l'exploitation de surface; Mueller, 1997).

Selon Lapointe (1996) et le modèle de Cameron (1989), la dimension du piège chimique et la présence de zones de plus grande perméabilité favorables à la circulation des fluides aurifères (contact entre les formations de fer et les paragneiss/métatexites, zone de cisaillement, bordures de grandes masses de diatexites et des intrusions) constituent des facteurs déterminants qui influencent la localisation et l'importance du gîte. Toutefois, comme pour les ceintures de Kolar en Inde et de Southern Cross en Australie, deux districts aurifères majeurs situés dans des roches de haut grade métamorphique, les formations de fer aurifères peuvent être accompagnées de gisements plus importants situés dans les amphibolites et les tonalites adjacentes (Trépanier, 2007).

Disséminations à Au-Ag (type 6)

Les disséminations à Au-Ag regroupent plusieurs petits indices généralement peu étudiés et mal connus. Pour ces raisons, leur typologie est basée sur leurs caractéristiques descriptives plutôt que génétiques.

Tous ces indices sont concentrés dans un périmètre d'environ 8 km par 20 km localisé dans le nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (sites n^{os} 66 à 72; tableau 7.2 et figure 7.5). La minéralisation en Au-Ag est associée à des sulfures disséminés contenus dans des niveaux de paragneiss à biotite + grenat du Complexe de Lilois, ainsi que dans des niveaux lenticulaires métriques à décamétriques d'amphibolite intercalés dans les paragneiss. Les meilleures teneurs atteignent 7,5 g/t Au et 61,3 g/t Ag et proviennent d'échantillons choisis prélevés aux indices du Lac Boucault Sud-1 (site n^{o} 67) et du Lac Brigandin-Nord (site n^{o} 66), respectivement (Lapointe, 1987).

Les indices de disséminations à Au-Ag sont associés aux paragneiss du Complexe de Lilois et sont concentrés dans le même secteur que plusieurs indices d'or contenus dans les formations de fer (type 5 décrit précédemment), notamment ceux du Lac Lilois (site n^{o} 33) et du Lac Boucault-Est (site n^{o} 27). Il est probable que les disséminations en Au-Ag sont contemporaines aux minéralisations contenues dans les formations de fer. Toutefois, elles pourraient aussi correspondre à une remobilisation locale des métaux précieux (Au-Ag) associée à un épisode de déformation et/ou de métamorphisme postérieur. Néanmoins, les disséminations en Au-Ag constituent des zones minéralisées d'épaisseur et d'extension restreintes qui présentent, dans l'état actuel des connaissances, un potentiel économique faible.

Zones de cisaillement à Au-Ag-Cu (type 7)

Les indices en Au-Ag-Cu associés à des zones de cisaillement représentent les plus récentes découvertes faites dans la Sous-province d'Ashuanipi (sites nos 73 à 85, tableau 7.2 et figure 7.6). Ces indices sont tous localisés dans le secteur du lac Pau, au nord du réservoir de Caniapiscau (figure 7.4), là où deux corridors de déformation ductile plurikilométriques affectent les tonalites de la Suite de Beausac et les paragneiss du Complexe de Grosbois. Les grandes zones de cisaillement qui constituent la Zone de déformation du lac Pau (figure 7.6; Simard *et al.*, 2009b) contrôlent la répartition d'une douzaine d'indices aurifères auxquels sont associées des valeurs intéressantes en argent et en cuivre (Lavoie *et al.*, 2007; Lavoie et Archer, 2008a; Lavoie et Archer, 2010; Simard *et al.*, 2009b). La Zone de déformation du lac Pau est interprétée comme une structure précoce reliée à l'épisode de déformation D1 puisqu'elle n'affecte pas les diatexites et les granitoïdes environnants (voir « Chapitre 5, Géologie structurale régionale »).

Les zones minéralisées du secteur du lac Pau (figure 7.6) sont caractérisées par des roches rouillées et une forte altération en chlorite + séricite + biotite + feldspath potassique ± sillimanite (Simard *et al.*, 2009b; Lavoie et Archer, 2010). Elles forment des niveaux métriques qui peuvent être suivis sur des dizaines de mètres voire, dans certains cas, des centaines de mètres. Les zones minéralisées des indices Jedi (site no 73), Tricorne (site no 75), Hope (site no 77) et Beausac-2 (site no 80), les plus importants indices associés

à la Zone de déformation du lac Pau, ont des extensions hectométriques. La minéralisation se présente généralement sous la forme de sulfures (pyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite ± molybdénite) disséminés ou en filonnets millimétriques à l'intérieur de tonalite et de paragneiss à microstructure mylonitique. Par endroits, les sulfures sont également remobilisés dans des injections felsiques ou des leucosomes.

L'indice Jedi (site nº 73) a été découvert en 2006 par Mines Virginia (Lavoie *et al.*, 2007). La zone aurifère fait 800 m de longueur par 3 à 7 m d'épaisseur et est située à l'intérieur d'un corridor de cisaillement (Lavoie et Archer, 2008a). La roche encaissante est un paragneiss migmatitique à feldspath + quartz + biotite + cordiérite + sillimanite dans lequel on observe des veinules de quartz et des leucosomes felsiques millimétriques à centimétriques. Lavoie et Archer (2008a) rapportent que le paragneiss renferme jusqu'à 15 % de sulfures (pyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite ± molybdénite) disséminés ou en veinules millimétriques. Ces auteurs mentionnent également que cette minéralisation est souvent associée aux leucosomes felsiques et à des schlierens de biotite + phlogopite parallèles à la fabrique mylonitique D1. Les meilleurs résultats d'analyse obtenus dans des échantillons choisis ont donné jusqu'à 2,87 g/t Au. La meilleure intersection en rainure a donné une teneur de 2,35 g/t Au sur 6 m (incluant 5,47 g/t Au sur 1 m; Lavoie *et al.*, 2007). Des forages ont également confirmé la présence de minéralisation à faible profondeur avec les résultats suivants : 2,17 g/t Au sur 8,5 m (incluant 3,56 g/t Au sur 3 m) (PAU-11-33; Lavoie *et al*., 2011) et 1,74 g/t Au sur 31,5 m (incluant 5,91 g/t Au sur 1,5 m) (PAU-12-058; Lavoie, 2012). À l'indice Jedi, l'or est localement associé à des minéralisations polymétalliques. Par exemple, une veine de quartz minéralisée en malachite + pyrite + sphalérite encaissée dans une diorite protomylonitique a livré des teneurs intéressantes en Au-Ag-Cu-Zn (1,33 g/t Au, 29,90 g/t Ag, 5,6 % Cu et 4,28 % Zn). De même, un échantillon de paragneiss altéré en silice et potassium contenant de la molybdénite et de la pyrite disséminées a donné 0,55 % Mo (Lavoie et Archer, 2008a).

L'indice Tricorne (site nº 75; figure 7.6) a été découvert en 2007 par Mines Virginia à 800 m au NNE de l'indice Jedi (Lavoie et Archer, 2008a). Cet indice comprend deux zones minéralisées, Tricorne-1 et Tricorne-2, de 350 et 150 m de longueur respectivement (Lavoie et Archer, 2010). L'épaisseur des deux zones varie de 3 à 15 m. Ces niveaux minéralisés contiennent entre 3 et 15 % de sulfures (pyrrhotite + pyrite ± chalcopyrite ± molybdénite) finement disséminés dans le plan de la schistosité principale, en filonnets millimétriques et, plus localement, sous forme semi-massive (Lavoie et Archer, 2010). La minéralisation est contenue dans une tonalite cisaillée de la Suite de Beausac qui présente une altération pénétrante (*pervasive*), parfois intense, en quartz + biotite + chlorite + séricite + sillimanite ± fuschite ± magnétite (Lavoie et Archer, 2010). Des échantillons choisis ont donné des teneurs atteignant 7,51 g/t Au, 10,6 g/t Ag et 0,18 % Cu (Lavoie et Archer, 2010). En rainure, les résultats les plus intéressants sont de 9,02 g/t Au sur 5 m (incluant 17,48 g/t Au sur 2 m) et de 5,39 g/t Au sur 5 m (incluant 7,71 g/t Au sur 3 m; Lavoie et Archer, 2010). Quelques forages ont également coupé des zones subéconomiques avec des teneurs de 1,2 g/t Au sur 10,95 m et de 3,43 g/t Au sur 6 m (Lavoie *et al*., 2012).

L'indice Hope (site nº 77; figure 7.6), localisé à environ 3 km au NE des indices Jedi et Tricorne, correspond à une autre zone aurifère encaissée dans des tonalites altérées à microstructure protomylonitique de la Suite de Beausac. L'échantillonnage en rainure a donné des teneurs de 2,27 g/t Au sur 10 m (incluant 3,91 g/t Au sur 5 m), de 13,04 g/t Au sur 3 m (incluant 37,40 g/t Au sur 1 m) et de 1,39 g/t Au sur 10 m (PAU-2010-TR-066; Savard et Lévesque, 2011). Une zone minéralisée intersectée en forage a titré 69,78 g/t Au sur 1,2 m (incluant 112,5 g/t Au sur 0,70 m, PAU-11-041; Lavoie *et al*., 2011).

L'indice Beausac-2 (site nº 80) a été découvert en 2008 lors des travaux de cartographie du Ministère dans la région du réservoir de Caniapiscau (Simard *et al.*, 2009b, figure 1.2b). Le site de la découverte forme un affleurement continu et bien exposé de 400 m par 300 m qui comporte trois zones minéralisées orientées NW-SE, les zones Contact, Centre et SO (Mines Virginia, communiqué de presse du 2 septembre 2009). Ces trois zones minéralisées associées à la Zone de déformation du lac Pau correspondent à des zones de cisaillement de 3 à 10 m d'épaisseur visibles sur des longueurs variant entre 200 à 400 m. La roche hôte de la minéralisation est une tonalite ou une diorite de la Suite de Beausac à microstructure protomylonitique composée de plagioclase + quartz + biotite + hornblende ± chlorite ± épidote. La roche cisaillée présente une faible altération en chlorite + épidote ± carbonates ± feldspath potassique. Elle renferme des leucosomes felsiques et est injectée par des dykes et des veines de quartz (Lavoie et Archer, 2010; Simard *et al.*, 2009b). La minéralisation aurifère est associée à des sulfures (principalement de pyrite + pyrrhotite ± chalcopyrite ± molybdénite) qui se présentent sous forme disséminée ou en filonnets millimétriques dans les tonalites cisaillées. Lavoie et Archer (2010) mentionnent que de l'or visible a également été observé dans trois rainures. Ils rapportent une teneur de 24,6 g/t Au dans un échantillon choisi de tonalite protomylonitique altérée en potassium, hématite et silice. D'autres échantillons de tonalite cisaillée ont livré des teneurs en or plus modestes accompagnées toutefois de valeurs en cuivre (2,12 g/t Au et 0,22 % Cu; 2,39 g/t Au et 0,56 % Cu; Lavoie et Archer, 2010). L'échantillonnage en rainures a mis en évidence des zones minéralisées d'épaisseur métrique à décamétrique (5,20 g/t Au sur 7 m; 1,91 g/t Au sur 16 m; 2,34 g/t Au et 0,58 % Cu sur 1,7 m; 0,35 g/t Au sur 24 m; Lavoie et Archer, 2010). Bien que la minéralisation soit surtout encaissée dans les tonalites cisaillées, elle a aussi été observée dans les leucosomes felsiques formant des rubans irréguliers, centimétriques à décimétriques, parallèles à subparallèles à la fabrique mylonitique (Lavoie et Archer, 2010; Simard

et al., 2009b). Dans ce cas, la chalcopyrite constitue la phase métallique dominante (3 à 15 %) et est accompagnée de pyrrhotite ± pyrite ± magnétite. L'analyse de plusieurs échantillons provenant de ces leucosomes felsiques a révélé des teneurs notables en cuivre auxquelles sont associées des valeurs anomales en or et en argent (jusqu'à 3,45 % Cu, 1,09 g/t Au et 101 g/t Ag; Simard *et al.*, 2009b).

Intérêt économique et potentiel minéral

Les zones de cisaillement aurifères constituent une classe de gisements importante pour la production d'or à l'échelle mondiale (Jébrak et Marcoux, 2008). Bien que la majorité des minéralisations connues se trouvent dans des terrains métamorphisés au faciès des schistes verts, certains gîtes associés à des zones de cisaillement aurifères ont également été découverts dans des terrains de grade métamorphique moyen à élevé, notamment dans le Craton de Yilgarn en Australie (Ho *et al.*, 1990) et au Zimbabwe (mine Renco, Alexander *et al.*, 1998). Les zones de cisaillement à Au-Ag-Cu mises au jour dans le secteur du lac Pau (figure 7.6) depuis 2007 définissent une zone enrichie en or qui s'étend sur une quinzaine de kilomètres de longueur et qui atteint des épaisseurs hectométriques. L'association étroite entre ces indices aurifères et deux corridors de déformations ductiles plurikilométriques est compatible avec un modèle de zone de cisaillement aurifère archéen (*Archean gold-bearing shear zone*). Selon ce modèle, la Zone de déformation du lac Pau constitue sans aucun doute un métallotecte régional important.

L'origine des minéralisations en Au-Ag-Cu du lac Pau soulève toutefois des interrogations. Malgré l'existence d'un lien évident entre les zones de cisaillement et la présence des minéralisations, plusieurs observations laissent aussi entrevoir une affinité possible avec un modèle de type porphyrique (voir la section « Minéralisations à Au-Cu-Ag ± Mo de type porphyrique »). En effet, plusieurs indices aurifères montrent également des teneurs intéressantes en argent et en cuivre, et, plus rarement, en molybdène. Dans le secteur de l'indice Tricorne (site n^{o} 75) notamment, les niveaux les plus minéralisés semblent être associés à des tonalites fortement altérées décrites comme des roches métasomatiques (Lavoie et Archer, 2010). À l'indice Beausac-2 (site n^{o} 80), Simard *et al*., (2009b) ont noté la présence d'injections felsiques associées à une altération potassique et dans lesquelles la minéralisation cuprifère est dominante (3 à 15 % de chalcopyrite disséminée). Dans le secteur Hébert-Cu, on observe à la fois des minéralisations associées à des tonalites cisaillées (Hébert-Cu 1, site n^{o} 78) et à une intrusion de granodiorite altérée en chlorite + feldspath potassique (Hébert-Cu 2, site n^{o} 18).

Selon ces observations, il est possible que la Zone de déformation du lac Pau se soit préférentiellement développée dans une grande zone d'altération (potassique) associée à un système porphyrique. Ainsi, la minéralisation aurifère de cette région résulterait d'un processus complexe, vraisemblablement polyphasé. Elle aurait été associée au départ à un système porphyrique (minéralisation syngénétique), puis remobilisée dans les zones de cisaillement (minéralisation épigénétique). Quoi qu'il en soit, l'origine de la minéralisation d'affinité porphyrique est nettement précoce puisque la Zone de déformation du lac Pau est interprétée comme une zone de cisaillement associée à la phase de déformation D1.

Les découvertes récentes faites dans le secteur du lac Pau ouvrent de nouvelles perspectives pour l'exploration dans la Sous-Province d'Ashuanipi. Des travaux supplémentaires seront toutefois nécessaires pour mieux comprendre la chronologie de la minéralisation par rapport à la déformation, ainsi que l'influence des phénomènes syngénétiques et épigénétiques sur les concentrations métalliques.

Or associé à de l'arsénopyrite dans des veines de quartz (type 8)

Les minéralisations en or-arsénopyrite reliées à la présence de veines de quartz ont été documentées à deux endroits dans la Sous-province d'Ashuanipi (sites n^{os} 86 et 87, tableau 7.2 et figures 7.4 et 7.5

L'indice Piscau-Nord (site n^{o} 87, figure 7.4) a été découvert lors des travaux de cartographie du Ministère dans la région de la rivière Sérigny (Simard *et al.*, 2009a). Cet indice est situé dans la Ceinture de Piscau, à environ 8 km au sud de la Faille du Sable (Simard *et al.*, 2009a). Selon ces auteurs, la Ceinture de Piscau appartient au Complexe de Gayot et correspondrait à un lambeau associé à la Sous-province de La Grande (voir « Chapitre 3- Stratigraphie et géochronologie de la Sous-province d'Ashuanipi »). L'indice Piscau-Nord est caractérisé par la présence d'un niveau rouillé et sulfuré de 6 m d'épaisseur sur 50 m de longueur au contact entre un métagabbro à clinopyroxène riche en quartz et un niveau métrique altéré en albite et en quartz. La zone rouillée est injectée par des veines de quartz-chlorite et présente un rubanement produit par l'alternance de niveaux fortement altérés en séricite, en silice et en chlorite. Les sulfures sont disséminés dans la zone rouillée et se composent d'arsénopyrite (5 %), de pyrite-pyrrhotite (1 %) et de traces de chalcopyrite. Un échantillon choisi contenant de l'arsénopyrite a donné des teneurs de 2,1 g/t Au et 0,36 % As (Simard *et al.*, 2009a). Plusieurs autres niveaux rouillés d'épaisseur métrique à décamétrique ont été observés dans la Ceinture de Piscau et correspondent à des zones mylonitiques fortement altérées (épidote + silice ± chlorite; Simard *et al.*, 2009a).

L'indice Lac Fred-1 (site n^{o} 86, figure 7.5) renferme une minéralisation aurifère associée à des disséminations d'arsénopyrite dans des veinules de quartz (Poisson, 1986). La roche encaissante est décrite comme un gneiss quartzofeldspatique légèrement cisaillé pouvant appartenir aux diatexites de la Suite d'Opiscotéo ou aux paragneiss migmatitiques du Complexe de Lilois. Un échantillon choisi a donné une valeur de 1,23 g/t Au (Poisson, 1986). Une réanalyse du même échantillon titré 11 g/t Au (Panneton et Doucet, 1988).

L'information disponible concernant ces indices laisse supposer qu'ils sont associés à des zones de cisaillement

mineures. L'importance économique de ce type de gîte à l'échelle de la Sous-province d'Ashuanipi semble limitée.

Les minéralisations en métaux usuels

Seulement trois indices associés à des minéralisations épigénétiques de métaux usuels ont été reconnus jusqu'à maintenant dans la Sous-province d'Ashuanipi (sites n^{os} 88 à 90, tableau 7.3 et figures 7.4, 7.5 et 7.6). Ceux-ci sont associés à des minéralisations en Pb-Zn et à une brèche hydrothermale cuprifère. Ces minéralisations sont peu documentées et leur typologie est basée principalement sur des observations de terrain.

Minéralisations en Pb-Zn (type 9)

L'indice Baleine Rouge Pb-Zn (site n^{o} 89, tableau 7.3 et figure 7.5) a été découvert lors d'une campagne de forages visant à évaluer le potentiel aurifère des formations de fer du secteur de Lilois (figures 7.4 et 7.5; Chevé, 2012). Lors de ces travaux, plusieurs intersections ont révélé la présence de galène et de sphalérite en quantité dans des veinules de calcite + chlorite. Les meilleures intersections en forage ont donné les teneurs suivantes : 6,55 % Pb et 1,47 % Zn sur 4,07 m; 2,4 % Pb et 0,8 % Zn sur 3,05 m; 1,08 % Pb et 0,47 % Zn sur 5,07 m (forage WT-09-04; Chevé, 2012). Ces veinules minéralisées sont encaissées dans un paragneiss du Complexe de Lilois. Elles sont parallèles ou discordantes par rapport à la foliation et au rubanement du paragneiss. Lorsqu'elles sont discordantes, les veinules sont accompagnées de microfailles, de bréches et d'une altération en chlorite. Selon Chevé (2012), le tapissage systématique des veines et des fractures minéralisées par de la chlorite, la cristallinité de la calcite et le caractère fragile des discontinuités indiquent clairement que la minéralisation en Pb-Zn est tardive, post-orogénique, et qu'elle s'est mise en place dans des conditions métamorphiques du faciès des schistes verts. Il est à noter que la présence de minéralisations similaires en Pb-Zn a déjà été rapportée à quelques endroits au nord du lac Canoë (Panneton et Doucet, 1987).

Un second indice de Pb-Zn, l'indice du Lac à la Truite-Nord (site n^{o} 88, tableau 7.3 et figure 7.5), est également situé dans le secteur de Lilois. Il correspond à une minéralisation semi-massive de sphalérite et de galène contenue dans une lentille d'amphibolite rouillée à l'intérieur des paragneiss du Complexe de Lilois. Des valeurs de 3,6 % Pb et 1,41 % Zn y ont été rapportées (Lapointe, 1987). Cet indice, qui pourrait représenter une concentration ponctuelle de sulfures volcanogènes, présente un faible intérêt économique.

Brèche hydrothermale cuprifère (type 10)

L'indice Hébert-Cu 3 (site n^{o} 90, tableau 7.3 et figure 7.6) constitue le seul indice assigné à ce type de minéralisation. Il a été découvert en 2008 par Mines Virginia à proximité des indices épigénétiques (zones de cisaillement à Au-Ag-Cu) et syngénétiques (minéralisations de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo) dans le secteur du lac Pau (figures 7.4 et 7.6). L'indice Hébert-Cu 3 (site n^{o} 90) se compose d'une zone de stockwerk sulfuré associée à une brèche hydrothermale. Ce stockwerk, minéralisé en chalcopyrite (6 %), pyrite (2 %), covellite (1 %) et bornite (traces), présente une altération en silice + feldspath potassique + chlorite + carbonates. Une teneur de 1,29 % Cu y a été rapportée (Lavoie et Archer, 2010). La zone de brèche est observée sur une superficie de 60 m par 125 m, mais ses dimensions réelles sont inconnues (Lavoie et Archer, 2010). Cette brèche coupe des tonalites mylonitisées de la Suite de Beausac contenues dans la Zone de déformation du lac Pau. Dans le secteur de l'indice Hébert-Cu 3, ce corridor de déformation ductile plurikilométrique est orienté N-S et possède une épaisseur d'environ 300 m (Lavoie et Archer, 2010).

La nature de l'indice Hébert-Cu 3 est incertaine en raison du peu d'informations disponibles. Il est possible que cette zone de brèche représente une remobilisation locale et tardive des concentrations cuprifères associées aux zones de cisaillement (type 7, décrit précédemment) ou aux minéralisations de type porphyrique (type 2, décrit dans la section « Minéralisations syngénétiques ») situées à proximité.

Minéralisations en Th ± U (type 11)

La Sous-province d'Ashuanipi a été touchée par la vague d'exploration pour l'uranium qu'a connue le territoire du Moyen Nord québécois dans les années 1970. En 1977, le projet du Lac Néret a couvert un territoire d'une superficie de 17 000 km^2 situé dans les sous-provinces de La Grande, d'Opinaca et d'Ashuanipi. Ce vaste projet d'exploration, réalisé par la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) en partenariat avec SERU Nucléaire, visait principalement les unités de grès de la Formation de Sakami (protérozoïques), les pegmatites du Complexe de Laguiche et les unités de granite et de monzonite quartzifère tardives (Fouques et Lavoie, 1977).

Des levés de radiométrie ont permis de découvrir six indices de thorium ± uranium dans la partie centre-ouest de la Sous-province d'Ashuanipi (sites n^{os} 91 à 96, tableau 7.3 et figure 7.4; Fouques, et Lavoie, 1977). L'information concernant ces indices est cependant très fragmentaire. La minéralisation est contenue dans des migmatites et des gneiss migmatitiques, suggérant que les concentrations épigénétiques en thorium ± uranium seraient le résultat de la fusion partielle du protolite sédimentaire (migmatitisation).

La meilleure teneur en thorium provient d'un gneiss migmatitique (0,848 % Th et 0,011 % U; site n^{o} 91). Des valeurs en thorium sont également associées à une zone de brèche (0,059 % Th; site n^{o} 92) et à des unités mafiques à intermédiaires (0,257 % Th; site n^{o} 93). La plus forte valeur en uranium provient d'un granite pegmatitique (0,073 % U et 0,076 % Th; site n^{o} 96). Selon Fouques et Lavoie (1977), ces indices ne présentent pas de potentiel économique.

CONCLUSION

La caractérisation des indices minéralisés de la Sous-province d'Ashuanipi a permis de les classer en 11 types gîtologiques témoignant de la diversité des contextes de minéralisation dans cette sous-province. L'Ashuanipi demeure toutefois un vaste territoire dont le potentiel économique est encore mal connu. Ce terrain de haut grade métamorphique a été longtemps considéré comme stérile et peu propice à l'exploration minière. Pourtant, ailleurs dans le monde, certains districts miniers se trouvent dans des cratons métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites et des granulites, comme le Craton de Dharwar en Inde, le Craton de Yilgarn en Australie et le Bouclier Fennoscandien. Soulignons également que ces cratons partagent plusieurs caractéristiques avec la Sous-province d'Ashuanipi : 1) ceintures volcano-sédimentaires aux dimensions restreintes; 2) grands corridors de déformation ductile; 3) lithologies favorables à la précipitation de l'or, telles que les roches riches en fer (formation de fer, amphibolite, roche ultramafique) et les roches compétentes (diorite, tonalite); et, finalement, 4) paragenèses d'altération qui s'apparentent aux assemblages minéralogiques du métamorphisme régional.

La caractérisation des indices de la Sous-province d'Ashuanipi a mis en évidence plusieurs contextes favorables à la découverte de nouvelles zones minéralisées. Selon les connaissances actuelles, quatre types gîtologiques apparaissent plus prometteurs, soit : 1) les sulfures volcanogènes (Zn-Cu-Au); 2) les zones de cisaillement aurifères (Au-Ag-Cu); 3) les minéralisations porphyriques à Au-Cu-Ag ± Mo; et 4) les formations de fer aurifères.

Les indices de sulfures volcanogènes de la Sous-province d'Ashuanipi sont tous contenus dans les unités volcaniques bimodales du Complexe de Raynouard, lequel représente la séquence volcanique la plus importante et la mieux préservée de l'Ashuanipi. Le Complexe de Raynouard représente donc la cible la plus favorable pour la mise au jour de gîtes économiques de sulfures volcanogènes dans la sous-province. Mentionnons également que des disséminations polymétalliques (Cu ± Zn ± Au ± Ag) syngénétiques se trouvent dans les tonalites de la Suite de Marquiset, en périphérie de certains indices de sulfures volcanogènes. Ces tonalites sont interprétées comme des intrusions synvolcaniques contemporaines au volcanisme du Complexe de Raynouard (2708 Ma). Les minéralisations dans les tonalites pourraient être reliées au système de minéralisation volcanogène.

Les zones de cisaillement aurifères (Au-Ag-Cu) connues à ce jour dans l'Ashuanipi sont associées à deux corridors de déformation plurikilométriques qui affectent les tonalites de la Suite de Beausac et les paragneiss du Complexe de Grosbois. Ces grandes failles ductiles définissent la Zone de déformation du lac Pau, une structure précoce reliée à la phase de déformation D1. L'association étroite entre les indices aurifères et les grandes failles ductiles est compatible avec un modèle de zone de cisaillement aurifère archéenne. Les nombreuses minéralisations associées à la Zone de déformation du lac Pau démontrent bien que cette grande structure représente un métallotecte régional important. La Zone de déformation de Guichen est une autre grande structure qui pourrait avoir avoir joué précocement lors de la déformation D1. Cette faille coupe des unités anciennes et pourrait représenter une cible pour la prospection des indices aurifères associés aux zones de cisaillement archéennes, malgré qu'à ce jour, les indices reconnus dans ce secteur sont surtout des minéralisations de sulfures volcanogènes.

Les minéralisations de type porphyriques à Au-Cu-Ag ± Mo se trouvent dans deux secteurs différents, soit : 1) dans le secteur du lac Pau, en association avec les minéralisations aurifères liées aux cisaillements de la Zone de déformation du lac Pau (figure 7.6), et 2) dans le secteur de Raynouard, avec les minéralisations associées aux minéralisations syngénétiques de sulfures volcanogènes du Complexe de Raynouard (figure 7.3). Malgré leur association spatiale, la relation génétique entre les indices de type porphyrique et les autres indices de ces deux secteurs n'est pas bien établie. Les indices minéralisés de ces deux secteurs sont tous encaissés dans les roches des unités anciennes appartenant à l'événement 1 (figures 3.1 et 6.1). De plus, plusieurs minéralisations sont associées à des zones de cisaillement de la Zone de déformation du lac Pau (zones de cisaillement D1) qui, d'après les évidences de terrain, serait postérieure au système de minéralisation porphyrique (Lavoie *et al.*, 2012). Ces observations suggèrent que les minéralisations de ces deux secteurs sont relativement précoces dans l'histoire de l'évolution de la Sous-province d'Ashuanipi.

Les sulfures volcanogènes, les zones de cisaillement aurifères et les minéralisations d'affinité porphyrique constituent des découvertes assez récentes dans la Sous-province d'Ashuanipi. Bien que des travaux supplémentaires soient nécessaires pour mieux comprendre la chronologie de la minéralisation et l'influence des phénomènes syngénétiques et épigénétiques sur les concentrations métalliques, ces découvertes soulignent le potentiel des roches anciennes de l'événement 1 (Complexe de Raynouard, Suite de Marquiset, Suite de Beausac) et des structures précoces (D1) qui les affectent.

Les formations de fer aurifères correspondent au type de gîte le plus abondant à l'échelle de la Sous-province d'Ashuanipi. Ces minéralisations sont contenues dans des niveaux de formation de fer associés aux paragneiss migmatitiques du Complexe de Lilois. Bien que ces formations de fer constituent des unités anciennes, une étude détaillée de l'indice du Lac Lilois (Lapointe, 1996) situe la mise en place de la minéralisation aurifère dans l'intervalle 2670 à 2650 Ma, ce qui correspond à la phase M2 du métamorphisme régional défini dans le présent rapport. Les fluides métamorphiques auraient donc favorisé le transport et la précipitation de l'or dans les formations de fer qui ont agi comme des pièges chimiques lors de la mise en place de la minéralisation aurifère.

La présence de 96 indices minéralisés assignés à 11 types de gîtes différents témoigne du potentiel diversifié de l'Ashuanipi. Toutefois, l'exploration demeure une tâche complexe qui présente de nombreux défis puisque les modèles d'exploration classiques doivent être adaptés à la nature polyphasée et au grade métamorphique élevé qui caractérisent la Sous-province d'Ashuanipi.

TABLEAU 7.1 - Description sommaire des indices associés aux gîtes syngénétiques. Les numéros font référence aux sites localisés sur les figures 7.2, 7.3, 7.5 et 7.6 et sur la carte gîtologique (hors texte).

No.	Indice	SNRC	UTM (NAD83) zone 19	Description sommaire de la minéralisation	Teneurs	Références
Type 1- Sulfures volcanogènes						
1	Eagle-éch.152716	23F12	458356E 5932767N	SF semi-massifs ou en filonnets millimétriques dans une roche métasomatique à anthophyllite (25 % PO, 8 % SP, 6 % PY,3 % CP)	jusqu'à 8,94 % Zn, 0,76 % Cu, 0,73 g/t Au et 14,3 g/t Ag	GM 64500
2	Eagle-éch.192778	23F12	458448E 5932904N	SF dans une roche métasomatique avec 40 % de silice et 20 % de sulfures (15-30 % PO, tr.-5 % CP, tr.-2 % PY et tr. GL)	3,92 % Cu, 0,56 % Zn, 0,62 g/t Au et 14,3 g/t Ag	GM 64500
3	TR-AH-08-07	23F12	458084E 5932380N	2 % PO disséminée et tr. CP en filonnets millimétriques dans un paragneiss silicifié	3,78 g/t Au sur 1 m	GM 64500
4	TR-AH-08-06	23F12	458360E 5932760N	SF semi-massifs dans une andésite (2-15 % PO, tr-3 % PY, tr-3 % SP et tr-1 % CP)	1,3 % Zn 0,25 g/t Au sur 2 m	
5	Éch.95406	23F12	460418E 5947158N	10-15 % PO, 5 % PY et 1 % CP sous forme de filonnets dans une amphibolite basaltique silicifiée	0,67 % Cu, 6,3 g/t Ag et 0,33 g/t Au	GM 63621
6	Éch.193148	23F12	456962E 5931101N	1 % PO et tr. CP dans une amphibolite basaltique	jusqu'à 6,29 g/t Au, 9,5 g/t Ag et 0,65 % Cu	GM 64500
7	Peacock-1	23F11	478960E 5950381N	2-3 % PY dans un basalte et/ou dans des injections de quartz millimétriques en forme de mèche	1,62 g/t Au	GM 67959
8	Peacock-2	23F11	478508E 5947488N	SF dans une amphibolite	1,59 g/t Au et 0,13 % Cu	GM 66974
9	Éch.192800	23F11	479096E 5950323N	5 % PY, 3 % PO et tr. CP disséminées dans une formation de fer au faciès des silicates; 2 % PO et 1 % CP dans une andésite métasomatisée	1,03 % Cu, 0,97 g/t Au et 13,60 g/t Ag; rainure: 1,99 g/t Au, 10,9 g/t Ag et 1 % Cu sur 2 m	GM 64500 GM 67959
10	Éch.192523	23F14	467832E 5980549N	15 % PO, 3 % CP et tr. AS-SP dans une andésite silicifiée	jusqu'à 0,51 % Cu, 0,27 g/t Au, 2,6 g/t Ag et 0,14 % Zn	GM 64500
11	Éch.153429	23F14	471889E 5981237N	SF semi-massifs dans une formation de fer au faciès des silicates associée à un basalte amphibolitique (10-40 % PO, 5-10 % PY et 1-4 % CP)	jusqu'à 0,51 % Cu et 4,30 g/t Ag	GM 64500
12	TR-1053	23F14	467853E 5980781N	3-5 % PO et tr. AS dans une andésite silicifiée	rainure: 1,7 g/t Au, 2,5 % As sur 1 m	GM 65699
13	TR-1021	23K04	466581E 5984579N	2-7 % PO, tr.-5 % PO, tr. CP et tr. MG disséminées et sous forme semi-massive dans un gneiss felsique à sillimanite	20,8 g/t Ag, 0,1 % Cu et 0,2 % Zn; rainure: 27,7 g/t Ag, 0,5 % Zn sur 1,8 m	GM 65699
Type 2- Minéralisations de type porphyrique à Au-Cu-Ag ± Mo						
14	Falcon-Sud	23F12	459254E 5933972N	10 % CP, 3 % MO et tr. MC disséminées dans des veines de QZ-PG-FK encaissées une monzonite avec altération potassique	jusqu'à 1,8 g/t Au, 30,2 g/t Ag, 3,3 % Cu et 0,5 % Mo; rainure :1,9 g/t Au, 11,3 g/t Ag et 1,6 % Cu sur 3 m incluant 3,0 % Cu, 4,4 g/t Au et 20,1 g/t Ag sur 1 m	GM 65699
15	Falcon-Nord	23F12	459889E 5936502N	5-15 % CP et 1-5 % MO disséminées dans un orthogneiss felsique (granodiorite à monzonite) avec altération potassique	jusqu'à 3,8 g/t Au, 49,6 g/t Ag, 8,6 % Cu et 1,3 % Mo	GM 65699
16	Falcon-1	23F12	458214E 5932908N	PO et CP dans une tonalite	1 g/t Au, 39,7 g/t Ag et 1,5 % Cu	GM 66974
17	Falcon-2	23F12	459944E 5935987N	1 % MO dans une tonalite silicifiée	0,55 % Mo	GM 66974
18	Hébert-Cu 2	23K13	447508E 6083376N	CP disséminée (tr.-1 %) et veine massive de CP-BN ± CV dans une intrusion felsique à intermédiaire (granodiorite-diorite) altérée en CL-FK	4,31 g/t Au, 23,1 g/t Ag et 3,32 % Cu	GM 65058
19	Cu-Hébert	23K13	447495E 6082911N	15 % PY, 1 % CP et 1 % MC disséminées ou en veinules dans un orthogneiss grantique et tonalitique	jusqu'à 3,65 g/t Au, 17, 2 g/ t Ag et 5780 ppm Cu	GM 65058 GM 65714
20	Beausac-2 Nord	23K13	447170E 6085603N	1-5 % CP, tr.-1 % PY, tr.-1 % MC-CV-GL dans un stockwerk de veines de quartz encaissées dans une intrusion porphyrique felsique (granitique à granodiorite)	0,59 g/t Au, 11,2 g/t Ag, 2,58 % Cu et 0,28 % Pb	GM 65058
Type 3 - Disséminations polymétalliques à Cu ± Zn ± Au ± Ag						
21	Éch.193114	23F14	482815E 5982128N	2 % CP et tr. MC dans une tonalite	0,81 % Cu	GM 64500
22	éch.153445	23K03	471459E 5985375N	5 % PO, 5 % PY, 1-2 % SP, 1 % CP et tr. MO en filonnets millimétriques dans une tonalite	2,07 % Zn, 0,22 % Cu, 0,14 g/t Au et 4,20 g/t Ag	GM 64500
Type 4 - Syénite à néphéline						
23	Lac Poison	23O04	574696E 6114478N	Syénite à néphéline	20 à 40 % NP	GM 40396
24	Lac Spook	23O04	584296E 6109478N	Syénite à néphéline	20 à 40 % NP	GM 40396
25	Lac Langis-Sud	23O04	586946E 6106428N	Syénite à néphéline	40 à 60 % NP	GM 40396

TABLEAU 7.2 - Description sommaire des indices associés aux gîtes épigénétiques aurifères. Les numéros font référence aux sites localisés sur les figures 7.4, 7.5 et 7.6 et sur la carte gîtologique (hors texte).

No.	Indice	SNRC	UTM (NAD83) zone 19	Description sommaire de la minéralisation	Teneurs	Références
Type 5 - Or dans les formations de fer						
26	Indice de la Montagne	23J14	605322E 6088154N	PY disséminée dans des lentilles de formation de fer (pyrigarnite) interlitées dans des paragneiss	7,55 g/t Au et 2,62 g/t Au	GM 44729 GM 44730
27	Lac Boucault Est	23J14	601637E 6093656N	PO-PY-AS-CP disséminées dans une formation de fer (QZ-PX-GR ± GP) démembrée au sein d'une métatexite	1,41 g/t Au	GM 54190
28	Lac Guillaume-1	23J14	601796E 6086954N	Minéralisation disséminée dans des lentilles de formation de fer (pyrigarnite) interlitées dans des paragneiss	2,2 g/t Au	GM 44729
29	Lac Guillaume-2	23J14	603659E 6087225N	SF disséminés (<10 % PO-PY, <1 % AS-CP) dans une formation de fer rubanée et démembrée au sein d'une métatexite	4,46 g/t Au et 2,1 g/t Ag	GM 54190
30	Lac Guillaume-4	23J14	602371E 6089333N	SF disséminés dans une formation de fer (pyrigarnite)	1,61 g/t Au	GM 44729 GM 44730
31	Lac La Borde-1	23J14	605550E 6074651N	PO-PY-AS-GP disséminés (tr. à 1 %) dans des lentilles rouillées de mélanosome à QZ-PX-GR-BO dans une métatexite	10,3 g/t Ag et 425 ppb Au	GM 54190
32	Lac La Borde-2	23J14	605904E 6075064N	2 % PO-PY-MS et traces de GP dans une formation de fer (pyrigarnite)	9,9 g/t Ag et 80 ppb Au	GM 54190
33	Lac Lilois	23J14	601096E 6086379N	SF disséminés ou massifs (PY-PO-AS) avec MG et Au natif dans une lentille de formation de fer (pyrigarnite) interlitée dans des paragneiss	jusqu'à 10,60 g/t Au; forage: 2,2 g/t Au sur 4,5 m	GM 45903 GM 44729 GM 44730
34	Anomalie 691	23O04	589206E 6106348N	PO-PY-AS disséminées dans des lentilles discontinues de formation de fer silicatée interlitées dans des paragneiss	3,04 g/t Au	GM 48485
35	Baleine Rouge	23O04	567070E 6120960N	Minéralisation disséminée à semi-massive (5-10 % PO et 1-5 % AS) dans des niveaux de formation de fer silicatées et sulfurées interlitées dans des paragneiss	12,21 g/t Au; rainure: 3,38 g/t Au sur 2 m	GM 52442
36	Béluga	23O04	567337E 6122538N	Minéralisation disséminée (3-5 %, localement jusqu'à 50 %, PO-AS et traces de PY-CP) à l'intérieur de formations de fer silicatées interlitées dans des paragneiss	1,2 g/t Au	GM 45903
37	Lac du Canoë	23O04	587346E 6121729N	SF (dont AS et löllingite) en amas disséminés dans des boudins de formation de fer (pyrigarnite ?)	jusqu'à 40 g/t Au; forage: 5,81 g/t Au sur 3,04 m	GM 45903 GM 52442
38	Canoë Est	23O04	587933E 6122248N	Idem à l'indice Béluga	16,37 g/t Au; rainure: 4,42 g/t Au sur 0,35 m	GM 44730
39	Canoë Nord	23O04	587252E 6122308N	Idem à l'indice Béluga	18,9 g/t Au; 28,66 g/t Au	MB 85-73 GM 44730
40	Canoë Ouest	23O04	586911E 6121402N	Idem à l'indice Béluga	3,05 g/t Au	GM 44730
41	Delta-1B	23O04	584838E 6122960N	SF dans une formation de fer rubanée de type Algoma encaissée dans des métatexites	5,79 g/t Au; 6,9 g/t Au	MB 85-73 GM 44730
42	Disco	23O04	575650E 6121600N	10 % AS, 4 % PY et traces de CP en bandes centimétriques dans une formation de fer au faciès des silicates, sulfures et oxydes	1,52 g/t Au	GM 44855
43	Disco NE	23O04	576338E 6122075N	Idem à l'indice Béluga	1,70 g/t Au	GM 45903
44	Goodwood-1199	23O04	576189E 6121309N	Disséminations en AS-MG-PY associées à des formations de fer (pyrigarnites) contenues dans des métatexites	jusqu'à 6,53 g/t Au	GM 44730
45	Indice 1067	23O04	586852E 6123001N	Idem à l'indice Béluga	6,3 g/t Au; rainure: 10,05 g/t Au sur 0,15 m	GM 44730
46	Indice 1155	23O04	577761E 6116260N	Idem à l'indice Béluga	1,45 g/t Au	GM 44730
47	Indice 1248	23O04	585460E 6123202N	Idem à l'indice Béluga	2,29 g/t Au	GM 44730
48	Indice 1254	23O04	577238E 6120285N	Idem à l'indice Béluga	3,29 g/t Au	GM 44730
49	Indice 999	23O04	578723E 6112890N	Idem à l'indice Béluga	1,70 g/t Au	GM 44730
50	Rover Valley	23O04	574154E 6121515N	Au natif et As en bandes centimétriques dans des formations de fer discontinues interlitées dans des paragneiss	3,7 g/t Au	GM 44855
51	Rover Valley Sud	23O04	573724E 6120306N	Idem à l'indice Béluga	15,88 g/t Au	GM 45903

TABLEAU 7.2 - Description sommaire des indices associés aux gîtes épigénétiques aurifères. Les numéros font référence aux sites localisés sur les figures 7.4, 7.5 et 7.6 et sur la carte gîtologique (hors texte). (suite).

No.	Indice	SNRC	UTM (NAD83) zone 19	Description sommaire de la minéralisation	Teneurs	Références
52	Rusty Acres	23O04	574746E 6122304N	Lits sulfurés (1-5 % AS) interdigités dans une formation de fer au faciès des oxydes	6,7 g/t Au; rainure: 4,83 g/t Au sur 0,9 m	GM 44855
53	Rusty Acres NO	23O04	574343E 6123114N	Idem à l'indice Béluga	1,74 g/t Au	GM 45903
54	South Hills	23O04	571886E 6119078N	AS disséminée dans des formations de fer interlitées dans des paragneiss à PX-BO-GR	forage: 1,63 g/t Au sur 2 m	GM 44855
55	Wolf	23O04	572126E 6121237N	Jusqu'à 5 % AS en petites lentilles dans une formation de fer plissée intercalée dans des paragneiss à PX-BO-GR	1,08 g/t Au	GM 44855 GM 45903
56	Arsène	23O05	566621E 6123379N	Bandes centimétriques de SF semi-massifs (5-15 % PO et jusqu'à 5 % AS) dans le faciès silicaté d'une formation de fer plissée	jusqu'à 31,13 g/t Au; forage: 4,76 g/t Au sur 1,76 m	GM 45903 GM 52442
57	Goodwood-4207	23O05	575270E 6123533N	SF dans une formation de fer (pyrigarnite)	1,0 g/t Au	GM 45903
58	Indice 1112	23O05	582019E 6129359N	Idem à l'indice Goodwood 4207	2,65 g/t Au	GM 44730
59	Indice 1186	23O05	578731E 6126365N	Idem à l'indice Goodwood 4207	1,81 g/t Au	GM 44730
60	Indice GS6	23O05	577500E 6124350N	AS-PY disséminées dans des formations de fer à PX-chert contenant localement du GR-CL	1,43 g/t Au	GM 44855
61	Rivière Goodwood	23O05	571902E 6129084N	Minéralisation disséminée et en amas centimétriques (3-5 % PO-AS, localement jusqu'à 50 %, et traces de PY-CP) dans des formations de fer silicatées	3,11 g/t Au	GM 45903
62	Rivière Goodwood Nord	23O05	571722E 6131844N	Idem à l'indice Goodwood 4207	1,89 g/t Au	GM 44730
63	Scheffor (Delta 8-18)	23O05	567506E 6133566N	2-5 % PO et 1-2 % PY disséminées dans une formation de fer associée à une séquence d'amphibolites et de roches ultramafiques	1,78 g/t Au	GM 45903
64	Scheffor Est	23O05	568137E 6133613N	Idem à l'indice Goodwood 4207	2,68 g/t Au	GM 45903
65	Secteur 10	23O05	579266E 6129359N	PO (jusqu'à 25 %), localement PY et traces de CP, en bandes/lits centimétriques intercalés dans des formations de fer silicatées en contact avec des paragneiss graphiteux	1,4 g/t Au; rainure: 2,53 g/t Au sur 1 m	GM 44730 GM 52442
Type 6 - Disséminations à Au-Ag						
66	Lac Brigandin-Nord	23J13	589371E 6088079N	Zones rouillées, lenticulaires et boudinées (métriques à décamétriques) dans une amphibolite, intercalées dans des paragneiss	61,3 g/t Ag et 60 ppb Au	DP 87-02
67	Lac Bocault-Sud-1	23J14	597521E 6092254N	SF disséminés et massifs dans des lentilles rouillées d'amphibolite intercalées dans des paragneiss à BO-GR	7,5 g/t Au	DP 87-02
68	Lac Bocault-Sud-2	23J14	597296E 6091054N	AS-CP-PY + traces d'or natif dans des lentilles boudinées d'amphibolite intercalées dans un paragneiss à BO-GR	2,2 g/t Au	DP 87-02
69	Lac Fred-2	23J14	601505E 6081845N	< 2 % SF disséminés (AS?) dans un paragneiss riche en quartz	jusqu'à 3,55 g/t Au	GM 44729 GM 44730
70	Lac Guillaume-Nord	23J14	603256E 6089629N	PY disséminée dans un paragneiss à BO-GR contenant des niveaux d'amphibolite	13,5 g/t Ag	ET 88-11
71	Lac Hamard-Nord-1	23J14	603986E 6076489N	SF semi-massifs (CP) dans des lentilles métriques, rouillées et boudinées d'amphibolites intercalées dans des paragneiss	7,0 g/t Ag	DP 87-02
72	Lac Hamard-Nord-2	23J14	601439E 6075907N	< 1 % SF + GP disséminés dans une lentille de quartzite encaissée dans un gneiss quartzo-feldspathique	1,43 g/t Au sur 4,5 m	GM 46113
Type 7 - Zones de cisaillement à Au-Ag-Cu						
73	Jedi	23K13	444638E 6077756N	3-15 % SF (PY-PO-CP-MO-MS) dans un paragneiss à BO-SM-CD migmatitisé en association avec une zone de cisaillement	jusqu'à 2,87 g/t Au; rainure : 2,35 g/t Au sur 6 m; forage: 2,17 g/t Au sur 8,50 m	GM 63495 GM 63498 GM 66264
74	Jedi Extension	23K13	445305E 6078185N	2-5 % PY-PO et localement tr. CP finement disséminées et en filonnets millimétriques dans une tonalite	rainure: 1,63 g/t Au sur 3,80 m; forage: 3,56 g/t Au sur 5,50 m	GM 65714 GM 66264
75	Tricorne	23K13	444949E 6078480N	3 à 15 % SF (PO-PY ± CP ± MO) finement disséminés, en filonnets millimétriques et sous forme semi-massive dans une tonalite cisaillée et variablement altérée	jusqu'à 7,51 g/t Au, 10,6 g/t Ag et 0,18 % Cu; rainure: 9,02 g/t Au sur 5 m; forage: 3,43 g/t Au sur 6 m	GM 63495 GM 65714 GM 66264

TABLEAU 7.2 - Description sommaire des indices associés aux gîtes épigénétiques aurifères. Les numéros font référence aux sites localisés sur les figures 7.4, 7.5 et 7.6 et sur la carte gîtologique (hors texte). (suite et fin).

No.	Indice	SNRC	UTM (NAD83) zone 19	Description sommaire de la minéralisation	Teneurs	Références
76	Tricorne-NE	23K13	447120E 6080374N	7-10 % PY dans des veines de quartz encaissées dans des protomylonites (tonalite/granodiorite)	jusqu'à 25,8 g/t Au, 8,9 g/t Ag, 0,11 % Cu et 0,73 % Zn	GM 63495 GM 65058
77	Hope	23K13	447613E 6080875N	5-15 % PY-PO en amas ou disséminées dans une tonalite cisaillée et altérée; or visible associé à la zone d'altération	rainure: 13,04 g/t Au sur 3 m; forage: 69,78 g/t Au sur 1,2 m	GM 65714
78	Hébert-Cu 1	23K13	447359E 6082829N	SF disséminés (PY-PO ± CP ± MO) dans une tonalite cisaillée	jusqu' 6,55 g/t Au, 35,6 g/t Ag, 1,39 % Cu et 1,44 % Zn	GM 63495 GM 65058
79	Hébert-Cu 4	23K13	447246E 6082608N	5 % CP et 2 % PY dans un dyke de gabbronorite cisaillé	6,28 g/t Au, 50,3 g/t Ag et 1,78 % Cu	GM 65058
80	Beausac-2	23K13	446952E 6084620N	3-20 % SF (PY-PO ± CP ± MO) disséminés, en filonnets millimétriques ou associés à des injections felsiques dans une protomylonite (tonalite/diorite); or visible associé à des leucosomes felsiques	jusqu'à 24,60 g/t Au, 101 g/t Ag et 3,45 % Cu; rainure: 5,20 g/t Au sur 7 m	RG 2009-04 GM 65058
81	Beausac-3	23K13	446327E 6092636N	3 % PY et 1 % PO disséminées dans une tonalite cisaillée faiblement altérée en chlorite	17,0 g/t Au	GM 65058
82	Vader	23K13	445305E 6078187N	2-10 % PY, tr.-5 % AS et tr. CP dans un paragneiss silicifié	jusqu'à 2,31 g/t Au et 5,60 g/t Ag	GM 63495
83	JAL-PPG	23K13	444210E 6078097N	20 % PO, 5 % PY semi-massives et 1 % CP disséminée dans une tonalite riche en aluminosilicates	1,13 g/t Au; rainure: 2,70 g/t Au sur 10,0 m	GM 65058
84	Obiwan	23K13	440668E 6077329N	2-30 % SF (PO-CP-MO ± PY ± AS) finement disséminés, en filonnets millimétriques et sous forme semi-massive dans une tonalite cisaillée et altérée en silice et potassium	jusqu'à 4,11 g/t Au; rainure: 2,1 g/t Au sur 5 m	GM 63495 GM 65058
85	Naabi	23L16	433786E 6076621N	3 % PY en filonnets millimétriques dans un paragneiss près d'un contact avec une tonalite	2,09 g/t Au, 24 g/t Ag et 0,65 % Cu	GM 65058
Type 8 - Or associé à de l'arsénopyrite dans des veines de quartz						
86	Lac Fred-1	23J14	603059E 6082182N	AS dans des veinules de quartz coupant des gneiss quartzo-feldspatiques	jusqu'à 11,0 g/t Au	GM 44729 GM 44730
87	Piscau-Nord	23N07	521839E 6132550N	5% AS, 1 % PY-PO et traces CP dans un métagabbro altéré et injecté de veines de quartz	2,1 g/t Au, 0,36 % As	RG 2009-02

TABLEAU 7.3 - Description sommaire des indices associés aux gîtes épigénétiques de métaux usuels et de Th ± U. Les numéros font référence aux sites localisés sur les figures 7.4, 7.5 et 7.6 et sur la carte gîtologique (hors texte).

No.	Indice	SNRC	UTM (NAD83) zone 19	Description sommaire de la minéralisation	Teneurs	Références
Type 9 - Minéralisations en Pb-Zn						
88	Lac à la Truite-Nord	23J14	604456E 6082669N	SP et GL semi-massives dans une enclave d'amphibolite associée à un paragneiss	3,6 % Pb, 1,41 % Zn	DP 87-02
89	Baleine Rouge Pb-Zn	23O04	566670E 6121512N	GL-SP ± PY ± CP dans des veinules de calcite-chlorite ou quartz-feldspath-chlorite encaissées dans un paragneiss	forage: 6,55 % Pb et 1,47 % Zn sur 4,07 m	GM 66613
Type 10 - Brèche hydrothermale cuprifère						
90	Hébert-Cu 3	23K13	447594E 6083578N	6 % CP, 2 % PY, 1 % CV et tr. BN dans un stockwerk associé à une brèche hydrothermale altérée en silice et potassium	1,29 % Cu	GM 65058
Type 11 - Minéralisations en Th ± U						
91	Anomalie 22 (Projet lac Néret)	23L06	350046E 6037879N	Gneiss migmatitique	0,848 % Th et 0,011 % U	GM 34156
92	Anomalie 23 (Projet lac Néret)	23L06	359396E 6039479N	Gneiss dans une brèche de faille	0,059 % Th	GM 34156
93	Anomalie 20 (Projet lac Néret)	23L10	372471E 6049479N	Amphibolite intercalée dans une diorite	0,257 % Th	GM 34156
94	Anomalie 25 (Projet lac Néret)	23L10	372346E 6052554N	Migmatite	0,189 % Th	GM 34156
95	Anomalie 19 (Projet lac Néret)	23L16	407745E 6069253N	Gneiss migmatitique	0,206 % Th	GM 34156
96	Anomalie 26 (Projet lac Néret)	23L16	422821E 6087180N	Granite pegmatitique	0,073 % U et 0,076 % Th	GM 34156

RÉFÉRENCES

ALEXANDER, F.M. – KISTERS, J.K. – MEYER, F.M., 1998 – Gold mineralization in high-grade metamorphic shear zones of the Renco Mine, Southern Zimbabwe. Economic Geology; volume 93, pages 587-601.

AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005 – North American stratigraphic code. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin; volume 89, pages 1547-1591.

ARMSTRONG, T. – PURITCH, E. – YASSA, A., 2009 – Technical report and resource estimate on the Coulon property, James Bay area, Middle North Quebec, Latitude 54° 39' N, longitude 71° 13' W. P&E Mining Consultants; rapport technique 43-101 préparé pour Mines Virginia, 207 pages.

BARAGAR, W.R.A., 1967 – Wakuach Lake map-area, Quebec-Labarador (23 O). Geological Survey of Canada; Memoir 344, 174 pages.

BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – BÉDARD, É. – MORFIN, S. – SAWYER, E.W., 2010 – Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2010-02, 46 pages, 1 plan.

BARRY, A.P. – FUMERTON, S.L., 1983 – Report on the nepheline syenite near the Goodwood River, Quebec. Iron Ore Company of Canada, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 40396, 38 pages, 5 plans.

BEAUMIER, M., 1984 – L'or dans les sédiments de lacs, Région de Schefferville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-07, 5 pages, 1 carte.

BEAUMIER, M., 1985 – L'arsenic dans les sédiments de lacs, Région de Schefferville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-22, 23 pages, 2 cartes.

BERNIER, C., 1988 – Rapport synthèse, campagne de sondages de l'été 1987, propriété Scheffor. Société d'exploration minière Mazarin et Société d'exploration minière Vior , rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 45905, 164 pages, 12 plans.

BROWN, M., 1973 – The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association; volume 84, pages 371-382.

BUCHAN, K.L. – ERNST, R.E., 2004 – Essaims de dykes de diabase et unités apparentés au Canada et dans les régions avoisinantes. Commission géologique du Canada; carte 2022A, échelle 1/5 000 000.

BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTION, A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemestry of Lac Esprit area, Quebec, and implication for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 44, pages 643-664.

BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 35, pages 1054-1069.

CADÉRON, S., 2003 – Interprétation tectonométamorphique du nord de la Province du Supérieur, Québec, Canada. Thèse de doctorat en ressources minérales, Université du Québec à Montréal; 314 pages.

CADÉRON, S. – GOULET, N. – TRZCIENSKI, W.E. Jr. – LAMOTHE, D., 2003 – Le Complexe d'Ashuanipi : un épisode métamorphique dans l'évolution tectonothermale polycyclique de la sous-province de l'Opinaca; 65 Ma de métamorphisme granulitique dans le sud-est de la Province du Supérieur, Québec, Canada. *Dans* : Projet de cartographie du Grand-Nord – rapport d'atelier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2003-01, pages 17-18.

CAMERON, E.M., 1989 – Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone: Part 1. Conceptual model. Journal of Geochemical Exploration; volume 31, pages 135-147.

CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.

CARLES, P. – GOODMAN, S. – WILLIAMS-JONES, A.E. – DION, C. – BOILY, B., 1999 – Les phases d'altération et de minéralisation du gisement Au-Cu de Troïlus, Province du lac Supérieur, Québec : un système porphyrique archéen ? *Dans* : Explorer au Québec : Le défi de la connaissance. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Québec; DV 99-03, page 26.

CHAPON, B., 2011 – Le porphyre archéen à Mo-Cu±Au de Tilly, Baie James, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 193 pages.

CHEVÉ, S.R., 2012 – Rapport de forage, Projet Schefferville Gold. Western Troy Capital Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66613, 287 pages.

CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1988 – Reconnaissance géologique et métallogénie au NW de Schefferville : région du lac Fontisson (½E) et de la rivière Goodwood, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-36, 33 pages, 1 carte, échelle 1/50 000.

CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1990 – Reconnaissance géologique et métallogénie au NW de Schefferville : région des lacs Weeks et Paillerault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-12, 38 pages, 1 carte, échelle 1/50 000.

CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1992a – Reconnaissance géologique et métallogénie au NW de Schefferville : région des lacs Lachaussée (½E) et Brigandin (½W), Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-09, 128 pages, 1 carte. échelle 1/50 000.

CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1992b – Reconnaissance géologique et métallogénie au NW de Schefferville : région des lacs Weeks (½E) et Paillerault (½W), Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-12, 226 pages, 1 carte, échelle 1/50 000.

CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la Sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec) – Carte synthèse – 23J, 23K, 23N et 23O. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 95-01, 1 carte synthèse, échelle 1/100 000.

CHEVÉ, S.R. – GAUDREAULT, D., 1996 – Geological exploration report, Schefferville Gold Project. Braddick Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54190, 46 pages, 13 cartes.

CHEVÉ, S.R. – SANDERS, F., 2011 – Rapport d'exploration, Schefferville Gold Project. Western Troy Capital Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65583, 57 pages, 2 cartes.

CLARK, T., 1984 – Géologie de la région du lac Cambrien, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-02, 71 pages.

CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 – Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada. (www.nrcan.gc.ca)

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 2011 – Base canadienne de données aéromagnétiques. Ressources naturelles Canada. (www.nrcan.gc.ca)

COYLE, M. – KISS, F., 2011 – Série de cartes géophysiques, parties des SNRC 23G et 23F01 – Levé aéromagnétique de la région du lac Shabogamo. Commission géologique du Canada et Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-05, 4 pages, 18 plans.

D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2013 – Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur du lac Romanet, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2013-02, 10 pages, 280 plans.

DASLER, P.G., 2003 – Geological and geophysical report and exploration proposal for the Ashuanipi Gold Project, Schefferville, Quebec. New Stafford Industries Ltd, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 61753, 142 pages.

DAVID, J. – DAVIS, D.W. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – MOUKHSIL, A., 2010 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Ashuanipi, de Minto et de La Grande en 2007-2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-03, 28 pages.

DAVID, J., DAVIS, D.W., BANDYAYERA, D., PILOTE, P. ET DION, C., 2009a – Datations effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de La Grande en 2006-2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-02.

DAVID, J. – MAURICE, C. – SIMARD, M., 2009b – Datations isotopiques effectuées dans le nord-est de la Province du Supérieur, travaux de 1999, 2000 et 2001. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-05, 92 pages.

DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du projet Moyen Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 59903, 90 pages.

DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-11, 37 pages.

DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.

DIMROTH, E., 1978 – Région de la fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 193, 396 pages.

DION, D.-J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2006-07.

DOYON, J., – 2004 – Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la Province du Supérieur : une étude géochimique et statistique. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 214 pages.

DUFFEL, S. – ROACH, R.A., 1959 – Mount Wright, Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada; Map 6-1959.

EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) map-areas, New-Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 339, 84 pages.

EASTON, R.M., 2009 – A guide to the application of lithostratigraphic terminology in Precambrian terrains. Stratigraphy, volume 6, pages 117-134.

EILU, P. – SORJONEN-WARD, P. – NIIRANEN, T., 2003 – A Review of Gold Mineralization Styles in Finland. Economic Geology; volume 98, pages 1329-1353.

EON GÉOSCIENCES, 2009 – Levé aéromagnétique sur le territoire de la Baie-James – bloc NE du secteur LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-02, 33 pages, 16 plans.

FAHRIG, W.F., 1967 – Shabagoma Lake map-area, Newfoundland-Labrador and Quebec 23G E½. Geological Survey of Canada; Memoir 354, 23 pages.

FAHRIG, W.F., 1969 – Lac Cambrien (moitié ouest), Québec. Commission géologique du Canada; Carte 1223A.

FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province of some special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarn, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 238-253.

FERGUSON, S.A., 1951 – Report on the geology of Eclipse Lake and Purdy-Ritchie Lakes areas. Iron Ore Company of Canada, rapport interne D240-51D, inédit.

FOUQUES, J.P. – LAVOIE, S., 1977 – Projet Lac Néret, J.V. SDBJ - SNCL, Campagne de prospection, été 1977. SERU Nucléaire (Canada), rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34156, 492 pages, 68 plans.

FRANKLIN, J.M., 1996 – Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (Eckstrand, O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I., éditeurs). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 174-202.

FRAREY, M.J., 1961 – Menihek Lakes, Newfoundland and Quebec. Geological Survey of Canada; Map 1087A.

FRAREY, M.J. – DUFFELL, S., 1964 – Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Geological Survey of Canada; Paper 64-25, 13 pages.

FUMERTON, S.L. – BARRY, A.P., 1984 – Probable Archean nepheline plutons in the Superieur Province adjacent to the Labrador Trough. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 21, pages 615-618.

GAAL, G. – ISOHANNI, M., 1979 – Characteristics if igneous intrusions and various wall rock in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland. Economic Geology ; volume 74, pages 1198-1210.

GARIÉPY, L., 1993 – Travaux d'exploration 1993, Propriété Scheffor. Hemlo Gold, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 52442, 67 pages, 27 cartes.

GEO DATA SOLUTIONS GDS, 2009 – Levé aéromagnétique sur le territoire de la Baie-James – bloc SE du secteur LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-03, 33 pages, 16 plans.

GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.

GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, C, 1999 – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 98-18, 52 pages.

GOWER, C.F. – KROGH, T.E., 2002 – A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 795-829.

GRENIER, L. – LÉVESQUE, J.-A., 2012 - Technical Report and Recommandations, Reconnaissances and Trenching Program, Ashuanipi Project. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66974, 716 pages, 12 cartes.

GRENIER, L. – SIMARD, P. – BOIVIN, J.-F. – ARCHER, P., 2011 – Rapport technique et Recommandations, Programme de Décapage Mécanique et de Reconnaissance, Projet Ashuanipi. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65699, 276 pages, 7 cartes.

GROSS, G.A., 1996 – Formations de fer de type Algoma. *Dans* : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (Eckstrand, O.R., Sinclair W.D. et Thorpe R.I., éditeurs). Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 8, pages 74-82.

GUERNINA, S., 2007 – Formation and evolution of granite magma from migmatites: an exemple from the Ashuanipi subprovince in the Superior Province, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 289 pages.

GUERNINA, S. – SAWYER, E.W., 2003 – Large-scale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Arhean Ashuanipi Subprovince of Quebec. Journal of Metamorphic Geology; volume 21, pages 181-201.

HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes de Mistassini, Québec – U/Pb isotopic of a diabase dyke of the Mistassini swarm, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-17, 13 pages.

HARRISON, J.M., 1952 – The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 5220, 21 pages.

HERD, R.K., 1978 – Notes on metamorphism in New Quebec. *In*: Metamorphism in the Canadian Shield (Fraser, J.A., editor), Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 79-83.

HO, S.E. – GROVES, D.I – BENNET, J.M., 1990 – Gold deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia : Nature, Genesis ans Exploration Guidelines. Geology Department (Key Centre) & University Extension, The University of Western Australia; Publication no 20, 407 pages.

HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 7-20.

INTISSAR, R. – BENAHMED, S., 2013 – Levé magnétique aéroporté dans le secteur du lac Vallard, au sud-ouest de Fermont. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2013-01, 7 pages, 84 plans.

JAMES, D.T., 1997 – Geology of the archean Ashuanipi Complex, western Labrador. Newfoundland-and-Labrador Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch; Report 97-2, 27 pages.

JAMES, D.T. – MAHONEY, K.L., 1993 – Geology of Archean Ashuanipi Complex, west of Labrador City, Labrador. *In:* Current Research 1993. Newfoundland Departement of Mines and Energy, Geological Survey Branch; Report 93-1, pages 51-60.

JANKOWSKI, P. – GUIBAL, D. – FISHER, D. – HEARSE, P., 2007 – Spinifex Ridge Molybdenum-Copper Deposit Western Australia. Moly Mines; NI 43-101 Technical Report, 386 pages.

JÉBRAK, M. – MARCOUX, É., 2008 – Géologie des ressources minérales. Ministères des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-01, 667 pages.

LAMOTHE, D. – LECLAIR, A. – CHOINIÈRE, J., 1998 – Géologie de la région du lac Vallard (SNRC 23C). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-13, 29 pages.

LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23 E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 43 pages.

LAPOINTE, B., 1986 – Reconnaissance géologique de la région du lac Paillerault, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-73, 10 pages, 1 carte, échelle 1/50 000.

LAPOINTE, B., 1987 – Reconnaissance géologique de la région du lac Lilois, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-02, 1 carte annotée (1/50 000).

LAPOINTE, B., 1989 – Géologie de la région du lac Lilois (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-11, 38 pages.

LAPOINTE, B., 1996 – Un exemple de minéralisation aurifère en milieu profond : l'indice d'or au lac Lilois dans le Complexe d'Ashuanipi, Province du Supérieur, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi; 257 pages.

LAPOINTE, B. – CHOWN, E.H., 1993 – Gold-bearing iron-formation in a granulite terrane of the Canadian Shield : a possible deep-level expression of an Archean gold-mineralizing system. Mineralium Deposita; volume 28, pages 191-197.

LAVOIE, J., 2012 – Technical Report and Recommendations, Winter 2012 Drilling Program, Lac Pau Project, Québec. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67100, 878 pages, 19 cartes.

LAVOIE, J. – ARCHER, P., 2008a – Rapport technique et Recommandations, Rapport 43-101, Programme de Reconnaissance, Projet Lac Pau. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63495, 132 pages, 6 cartes.

LAVOIE, J. – ARCHER, P., 2008b – Rapport technique et Recommandations, Rapport 43-101, Programme de Reconnaissance, Projet Ashuanipi. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63621, 109 pages, 5 cartes.

LAVOIE, J. – ARCHER, P., 2010 – Technical Report and Recommendations, 2009 Exploration Program, Lac Pau Project, Québec. Rapport interne produit par Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65058, 397 pages, 7 cartes.

LAVOIE, J. – GRENIER, L. – ARCHER, P., 2008 – Rapport technique et Recommandations, Rapport 43-101, Programme de Reconnaissance, Projet Ashuanipi. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64500, 301 pages, 16 cartes.

LAVOIE, J. – ROY, I. – LÉVESQUE, J.-A., 2011 – Technical Report and Recommandations, Winter 2011 Drilling Program, Lac Pau Project, Québec. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66264, 583 pages, 17 cartes.

LAVOIE, J. – SAVARD, M. – ARCHER, P., 2007 – Rapport technique et Recommandations, Programme de Reconnaissance, Projet Lac Pau. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63498, 80 pages, 5 cartes.

LAVOIE, J. – LÉVESQUE, J.-A. – ARCHER, P., 2012 – Technical Report and Recommandations, Summer 2011 Exploration Program, Lac Pau Project, Québec. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66632, 377 pages, 13 cartes.

LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.

LOW, A.P., 1896a – Map of Labrador Peninsula, North West sheet. Geological Survey of Canada; ; Geological Map 587.

LOW, A.P., 1896b – Map of Labrador Peninsula, North East sheet. Geological Survey of Canada; ; Geological Map 588.

LOW, A.P., 1896c – Map of Labrador Peninsula, South West sheet. Geological Survey of Canada; ; Geological Map 585.

MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.

MOORHEAD, J. – PERREAULT, S. – BERCLAZ, A. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – CADIEUX, A.M., 2000 – Kimberlites et diamants dans le nord du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 2000-05, 10 pages.

MORFIN, S. – SAWYER, E.W. – BANDYAYERA, D., 2013 – Large volumes of antectic melt retained in granulite facies magmatites : An injection complex in northern Quebec. Lithos; volumes 168-169, pages 200-218.

MORFIN, S. – SAWYER, E.W. – BANDYAYERA, D., 2014 – The geochimical signature of a felsic injection complex in the continental crust: Opinaca Subprovince, Quebec. Lithos; volumes 196-197, pages 335-355.

MORTENSEN, J.K. – PERCIVAL, J.A., 1987 – Reconnaissance U-Pb zircon and monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi complex, Quebec. *In:* Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 135-142.

MOUKHSIL, A. – LEGAULT, M. – BOILY, M. – DOYON, J. – SAWYER, E. – DAVIS, D.W., 2003 – Synthèse géologique et métallogenique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James); Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2002-06, 57 pages.

MOUKHSIL, A. – VOICU, G. – DION, C. – DAVID, J. – DAVIS, D.W. – PARENT, M., 2001 – Géologie de la région de la Basse-Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2001-08.

MUELLER, A.G., 1997 – The Nevoria gold skarn deposit in Archean iron-formation, Southern Cross greenstone Belt, Western Australia: I. Tectonic setting, petrography and classification. Geology; volume 92, pages 181-209.

NOËL, N., 1999 – Rapport géologique, Projet Gecko. Rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59291, 12 pages.

OUELLETTE, J.-F., 1992 – Projet Scheffor-Option, rapport des travaux d'exploration, été 1991. Société d'exploration minière Vior-Mazarin, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51686, 124 pages, 23 plans.

PANNETON, G. – DOUCET, D., 1987 – Projet Scheffor : rapport sur les travaux d'exploration de l'été 1986, bloc nord, région de Schefferville, Nouveau-Québec. Société d'exploration minière Vior-Mazarin, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 45903, 395 pages, 13 plans.

PANNETON, G. – DOUCET, D., 1988 – Rapport sur les travaux d'exploration de l'été 1987, Proriété Scheffor, région de Schefferville, Nouveau-Québec, Société d'exploration minière Vior-Mazarin, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 44730, 303 pages, 11 plans.

PARENT. M., 1998 – Géochronologie U-Pb du projet Moyen Nord. Phase II. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59904, 61 pages.

PARENT, M., 2011 – Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, d'Opatica et de La Grande. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2011-04, 13 pages, 1 carte.

PERCIVAL, J.A., 1987 – Geologie of the Ashuanipi Complex in the Schefferville area, Québec. *In:* Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 87-1A, pages 1-10.

PERCIVAL, J.A., 1989 – Granulite terranes and the lower crust of the Superior Province. *In:* Properties and Processes of Earth's Lower Crust (Mereu, R.F., Mueller, S. and Fountain, D.M., editors). International Union of Geodesy and Geophysics and American Geophysical Union; Geophysical Monograph Series, volume 51, pages 301-310.

PERCIVAL, J.A., 1990 – Archean tectonic setting of granulite terranes of the Superior Province, Canada : a view from de bottom. In: Granulites and Crustal Evolution (Vielzeuf, D. and Vidal, P., editors). NATO Advanced Science Institutes Series, Series C: Mathematical And Physical Sciences; volume 311, pages 171 - 193.

PERCIVAL, J.A., 1991a – Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi Complex, Quebec – Labrador, Canada. Journal of Petrology; volume 32, pages 1261-1297.

PERCIVAL, J.A., 1991b – Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Deslines igneous suite, Ashuanipi granulitic complex, Labrador–Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 28, pages 743 – 753.

PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve – Québec. Commission géologique du Canada; carte 1785A, échelle 1/125 000.

PERCIVAL, J.A. – GIRARD, R., 1988 – Structural character and history of the Ashuanipi complex in the Schefferville area, Quebec-Labrador. *In:* Current Research, Part C. Geological Survey of Canada : Paper 88-1C, pages 51-60.

PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BEGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province; the Ashuanipi Complex and Minto Block. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2287-2308.

PERCIVAL, J.A. – SANBORN-BARRIE, M. – SKULSKI, T. – STOTT, G.M. – HELMSTAEDT, H. – WHITE, D.J., 2006 – Tectonic evolution of the western Superor Province from NATMAP and Lithoprobe studies. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 43, pages 1085-1117.

PERCIVAL, J.A. – STERN, R.A. – RAYER, N., 2003 – Archean adakites from the Ashuanipi Complex, eastern Superior Province, Canada; geochemistry, geochronology and tectonic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 145, pages 265-280.

PERREAULT, S., 1994 – Géologie de la région du lac Gensart. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-33, 45 pages.

POISSON, P., 1986 – Projet Scheffor : rapport sur les travaux de terrains effectués sur les permis d'exploration 693 (Delta 2) et 698 (Delta 7), 1986. Société d'exploration minière Vior-Mazarin, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 44729, 27 pages, 7 plans.

RICHARDSON, S.V. – KESLER, S.E. – ESSENE, E.J. – JONES, L.M., 2008 – Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goias, Brazil : a metamorposed wall-rock porphyry copper deposit. Economic Geology; volume 81 no.8, pages 1884-1898.

RIVERS, T., 1985a – Geology of the Wightman Lake area, Labrador-Quebec, 23G (SE). Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Map 85-28.

RIVERS, T., 1985b – Geology of the Lac Virot area, Labrador-Quebec, (part of 23G and 23B). Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division; Map 85-25.

RIVERS, T. - CHOWN, E.H, 1986 – The Grenville Orogen in eastern Quebec and western Labrador – definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, parautochthonous and allochthonous terranes. *In:* The Grenville Province (Moore, J.M., Davidson, A.and Bear, AJ., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 31, pages 31-50.

RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

ROSCOE, S.M., 1957 – Cambrian Lake (east half), New Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 57-6 (Report and Map 18-1957), 13 pages.

SALVI, S. – WILLIAMS-JONES, A.E., 1990 – The role of hydrothermal processes in the granite-hosted Zr, Y, REE deposit at Strange Lake, Québec/Labrador : Evidence from fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 54, pages 2403-2418.

SAVARD, M. – LÉVESQUE, J.-A., 2011 – Technical Report and Recommendations, Summer-Fall 2010 Exploration Program, Lac Pau Project, Québec. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65714, 471 pages, 29 cartes.

SAWYER, E.W., 2008 – Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist; Special Publication 9, 371 pages.

SHARMA, K.N.M. – DUBÉ, C.Y., 1980 – Région des lacs Caniapiscau-Clairambault. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DPV-755, 13 pages.

SKULSKI, T. – WARES, R.P. – SMITH, A.D., 1993 – Early Proterozoic (1.88–1.87 Ga) tholeiitic magmatism in the New Quebec orogen. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1505–1520.

SIMARD, M. – GOSSELIN, C., 1999 – Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-15, 25 pages.

SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.

SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009a – Géologie de la région de la rivière Sérigny (SNRC 24C et 23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-02, 38 pages.

SIMARD, M. – LABBÉ, J.-Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – BOILY, M., 2008 – Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2008-02, 196 pages, 8 cartes.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011a – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG-2011-01, 47 pages.

SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011b – Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 45 pages.

SIMARD, M. – PARENT, M. – PAQUETTE L. – LAFRANCE, I., 2009b – Géologie de la région du réservoir de Caniapiscau (SNRC 23K-23N). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-04, 37 pages.

SIMARD, P. – HÉBERT, S. – ARCHER, P., 2012 – Technical Report and Recommendations, Reconnaissance and Trenching Program, Ashuanipi Project. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67393, 786 pages, 12 cartes.

SIMARD, P. – HÉBERT, S. – ARCHER, P, 2014 – Technical Report 43-101, Technical Report and Recommendations, Reconnaissance and Trenching Program, Ashuanipi Project. Mines Virginia, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67959, 610 pages, 15 cartes.

SOLAR, G.S., 2008 – The interplay between tectonics/structure and migmatite morphology in the field. *In:* Working with migmatites (Sawyer, E.W. and Brown, M., editors). Mineralogical Association of Canada; Short Course Series 38, pages 145-158.

STEVENSON, I.M., 1962 – Lac Bazil, Terre Neuve-Québec. Geological Survey of Canada; Map 47-1962.

STEVENSON, I.M., 1964 – Lac La Jannaye, Quebec-Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 64-8 (Report and Map 1-1964), 5 pages.

THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 49 pages.

TRÉPANIER, S., 2007 – L'or dans les roches de haut grade métamorphique. CONSOREM; rapport projet 2003-2A, 74 pages.

VAN GOOL, J.A.M., 1992 – The Grenville Front foreland fold-and-thrust bert in southwestern Labrador; mid-crustal structural and metamorphic configuration of a Proterozoïc orogenic thrust wedge. Thèse de doctorat, Memorial University of Newfoundland, 372 pages.

VAN NOSTRAND, T.S. – BRADFORD, W., 2014 – Geology of the northeastern Ashuanipi Complex, western Labrador (parts or NTS 1:50 000-scale maps areas 23J/6, 7,10,11,14 and 23O/3). Current Research (2014); Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, Geological Survey; Report 14-1, pages 189-216.

WARDLE, R.J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province : synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 639-663.

WILHEMY, J.F. – KIELLER, B., 1986 – Description pétrographique de dix-huit échantillons aurifères pour S.E.M. Vior-Mazarin. Centre de recherche minéral du Québec; rapport du projet 86-MI-025, 13 pages.

WINTER, L.D.S., 2006 – Macleod Lake Property, Lac Autric Area 33 A/3, Chibougamau Mining District, Quebec. Western Troy Capital Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63215, 40 pages.

WODICKA, N. – LAMOTHE, D. – LECLAIR, A., 2009 – Géochronologie U-Pb du Projet Ashuanipi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2009-03, 21 pages.

ZALESKI, E. – PETERSON, V.L., 1995 – Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge greenstone belt, Superior Province, Ontario. Economic Geology; volume 90, pages 2244-2261.

Énergie et Ressources naturelles
Québec