

L'or dans les roches de haut grade métamorphique

PROJET 2003-2A

PAR : SYLVAIN TRÉPANIÉ

JUIN 2007



AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non- commerciales en citant la référence suivante :

Trépanier, S. 2007. L'or dans les terrains de haut grade métamorphique. Rapport, projet CONSOREM 2003-2A, 74 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Il y a très peu de gisements aurifères dans les roches de haut grade métamorphique au Québec. Pourtant, ces roches couvrent une très grande partie du territoire québécois. Cette étude a pour objectif d'évaluer le potentiel de ces terrains pour des minéralisations aurifères. Pour arriver à cette fin, il faut d'abord caractériser les différents types de minéralisations aurifères qui peuvent se retrouver dans ces roches, à partir d'exemples connus dans le reste du monde.

Les gisements d'or orogéniques hypozonaux se forment dans des conditions métamorphiques élevées ($T > 475^{\circ}\text{C}$), qui sont très souvent en équilibre avec les conditions métamorphiques de la roche hôte ou qui sont légèrement rétrogrades. Ils sont caractérisés par des minéraux d'altération de haute température (biotite-grenat-pyroxène), par un assemblage de minéraux métalliques à pyrrhotite-arsénopyrite-loellingite-chalcopryrite, un contrôle structural ductile et des roches hôtes qui sont en majorité limitées aux lithologies riches en fer (amphibolites, BIF, roches ultramafiques, diorites). Ces gisements se forment durant le métamorphisme régional de haut grade de leurs roches hôtes. Les exemples les plus importants hors du Canada sont trouvés en Australie, en Inde, au Groënland, au Zimbabwe et en Afrique du Sud.

Les gisements d'or orogéniques mésozonaux sont clairement rétrogrades par rapport à leurs roches hôtes très métamorphisées. Il s'agit de gisements caractérisés par des altérations compatibles avec le faciès schistes verts (séricite-ankérite-chlorite-albite), montrant un contrôle structural ductile-cassant à cassant. La nature des roches hôtes est très variée (orthogneiss, paragneiss, granites). Les minéraux métalliques associés à l'or sont principalement la pyrite, l'arsénopyrite et la chalcopryrite. Ils se forment typiquement durant les phases tardives des épisodes orogéniques, caractérisées par une tectonique d'extension et d'exhumation des roches profondes. En général, ils présentent des caractéristiques minéralogiques très similaires aux gisements orogéniques mésozonaux de l'Abitibi. Les exemples les plus importants sont localisés en Chine, au Brésil, en Alaska et en France.

Il existe également quelques gisements qui présentent des caractéristiques très particulières et atypiques, ou qui sont encore mal compris. Dans cette catégorie, on retrouve les gisements de Hemlo, Big Bell, Puffy Lake, et Challenger.

À partir de l'examen de ces gisements, trois modèles pouvant être appliqués à l'exploration au Québec sont présentés. Ces modèles s'appliquent aux environnements géologiques suivants :

1. les ceintures de roches vertes très métamorphisées de l'Archéen du Nord du Québec ;
2. les arcs magmatiques continentaux du Protérozoïque ;
3. les fronts de chevauchement majeurs superposant des roches très métamorphisées sur des roches peu métamorphisées.

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement.....	ii
Résumé.....	iii
Table des matières.....	iv
Liste des figures.....	v
Liste des tableaux.....	vi
1 Introduction et objectifs.....	1
2 Sélection des gisements.....	1
3 Méthodes de classification des gisements.....	2
3.1 Classification selon les modèles de gisements aurifères.....	2
3.2 Classification selon la relation entre la mise en place de la minéralisation et le métamorphisme.....	3
3.3 Classification selon l'assemblage lithotectonique hôte.....	3
4 Base de données des gisements.....	4
5 Caractéristiques générales des gisements.....	4
5.1 Principales catégories de gisements.....	4
5.2 Localisation et importance des principaux districts.....	4
6 Caractéristiques des gisements d'or orogéniques hypozonaux.....	6
6.1 Importance des gisements.....	7
6.2 Répartition des gisements selon le métamorphisme.....	7
6.3 Lithologies hôtes.....	8
6.4 Contrôles structuraux à l'échelle des provinces.....	8
6.5 Contrôles structuraux régionaux/locaux.....	9
6.5.1 Contrôle par des zones de cisaillement ductiles.....	10
6.5.2 Contrôle par lithologies compétentes fracturées.....	10
6.6 Styles de minéralisation et formes des gisements.....	10
6.7 Minéralogie des altérations de la roche hôte.....	11
6.8 Minéraux métalliques associés à la minéralisation.....	12
6.9 Discussion et comparaison avec les gisements mésozonaux.....	12
6.9.1 Pourquoi ne trouve-t-on pas plus de gisements hypozonaux?.....	12
6.9.2 Pourquoi les roches hôtes des gisements sont-elles surtout des roches riches en fer et/ou compétentes?.....	14
7 Exemples de districts d'or orogénique hypozoneal.....	14
7.1 Ceintures volcanosédimentaires archéennes.....	14
7.1.1 Les gisements du craton du Yilgarn.....	14
7.1.2 La ceinture de Kolar (Inde).....	16
7.1.3 Implications pour l'exploration dans les ceintures de roches vertes archéennes au Québec.....	16
7.2 Chevauchement d'un bloc de roches de haut grade métamorphique sur des roches de faible métamorphisme (Limpopo).....	18
7.2.1 Zone marginale sud du Limpopo.....	18
7.2.2 Renco : Zone marginale nord du Limpopo.....	19
7.2.3 Implications pour l'exploration au Québec.....	19
7.3 Zone d'avant-arc d'un arc magmatique continental du Paléoprotérozoïque : exemple de Nalunaq, Groenland.....	20
7.3.1 Implications pour l'exploration au Québec.....	21
8 Les gisements atypiques/controversés.....	23
8.1 Hemlo.....	23
8.1.1 Caractéristiques.....	23
8.1.2 Implications pour l'exploration au Québec.....	25
8.2 Challenger.....	26
9 Caractéristiques des gisements orogéniques mésozonaux (rétrogrades).....	26
9.1 Importance des gisements et principaux districts.....	27

9.2	Caractéristiques des gisements.....	27
9.2.1	Lithologies hôtes.....	27
9.2.2	Minéralisation et altération.....	27
9.2.3	Contexte tectonique des minéralisations.....	27
9.2.4	Contrôle structural à l'échelle des provinces.....	28
9.2.5	Styles de minéralisation et forme des gisements.....	28
9.2.6	Association avec des intrusions tardives.....	28
10	Exemples de districts d'or orogénique mésozonal (rétrograde).....	29
10.1	Limousin, Massif Central, France.....	29
10.2	Craton de Chine du Nord.....	30
10.3	Implications pour l'exploration au Québec.....	30
11	Conclusions et recommandations.....	31
	Remerciements.....	32
	Références.....	33
	Cahier des figures.....	39

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Diagramme de métamorphisme schématique illustrant les conditions de métamorphisme nécessaires dans les roches hôtes.....	39
Figure 2.	Contexte tectonique des gisements d'or épigénétiques.....	39
Figure 3.	Environnement crustal de formation des gisements d'or épigénétiques.....	40
Figure 4.	Localisation des principaux districts selon le type de gisement.....	40
Figure 5.	Tonnages et teneurs des gisements selon la catégorie.....	41
Figure 6.	Comparaison de l'importance des gisements dans les roches hautement métamorphisées entre l'Australie et le Canada, dans les roches archéennes.....	41
Figure 7.	Répartition de l'âge des gisements d'or hypozonaux répertoriés.....	42
Figure 8.	Importance des gisements d'or hypozonaux à l'Archéen.....	42
Figure 9.	Répartition des gisements d'or selon le métamorphisme, craton de Yilgarn, Australie.....	43
Figure 10.	Répartition des lithologies hôtes des gisements selon le métamorphisme.....	43
Figure 11.	Failles d'envergure crustale contrôlant la localisation des districts aurifères mésozonaux.....	44
Figure 12.	Géologie régionale de l'extrémité sud de l'Afrique.....	44
Figure 13.	Chevauchement des granulites du Limpopo sur les ceintures de roches vertes adjacentes, en rapport avec les minéralisations aurifères.....	45
Figure 14.	Différents styles de conduits minéralisés selon la profondeur de mise en place des minéralisations.....	45
Figure 15.	Contrôle de la localisation des gisements hypozonaux par cisaillements ductiles régionaux, la région de Southern Cross, Australie.....	46
Figure 16.	Contrôle de la localisation des gisements hypozonaux par cisaillements ductiles régionaux. Ceinture de Hutti, Inde.....	47
Figure 17.	Contrôle de la localisation d'un gisement hypozonal par une lithologie compétente fracturée. Renco, Zimbabwe.....	48
Figure 18.	Contrôle de la localisation d'un gisement hypozonal par une lithologie compétente fracturée, Three Mile Hill, Australie.....	48
Figure 19.	Styles de minéralisation des gisements hypozonaux.....	49
Figure 20.	Minéraux d'altération observés dans les gisements hypozonaux.....	49
Figure 21.	Minéraux d'altération selon les lithologies et la profondeur de mise en place des gisements pour les gisements du Yilgarn, Australie.....	50
Figure 22.	Principaux minéraux d'altération des gisements d'or orogénique mésozonal, Zone Volcanique Sud de l'Abitibi, projet 2002-04.....	51
Figure 23.	Minéraux métalliques des gisements hypozonaux (n = 24).....	51

Figure 24. Principaux minéraux métalliques associés aux gisements mésozonaux de l'Abitibi, zone volcanique sud.....	52
Figure 25. Importance des principaux mécanismes de précipitation de l'or selon la température.....	52
Figure 26. Compétence-réactivité de différentes lithologies typiques des cratons archéens.....	53
Figure 27. Gisements d'or hypozonaux du craton du Yilgarn, Australie.....	54
Figure 28. Gisements hypozonaux de la ceinture de Southern Cross, craton du Yilgarn, Australie.	54
Figure 29. Géologie du craton de Dharwar, Inde. Noter les districts de Kolar (KO) et Hutti (HU).....	55
Figure 30. Géologie de la ceinture de Kolar (modifiée de Siddaiah et Rajamani, 1989).	55
Figure 31. Gisements de la partie centrale de la ceinture de Kolar (modifiée de Mishra et Panigrahi, 1999).....	56
Figure 32. Comparaison entre la taille de la ceinture de Kolar et de l'une des ceintures du Grand-Nord du Québec.....	56
Figure 33. Répartition des indices et gîtes sans formations de fer dans les roches archéennes du nord-ouest du Québec.....	57
Figure 34. Répartition des indices et gîtes associés à des formations de fer dans les roches archéennes du nord-ouest du Québec.	57
Figure 35. Contexte géologique des gisements hypozonaux de la zone marginale sud du Limpopo.....	58
Figure 36. Modèle génétique du gisement de Renco.	58
Figure 37. Géologie locale du gisement de Renco.....	59
Figure 38. Mylonites aurifères de Renco.	59
Figure 39. Géologie simplifiée de l'orogénie ketilidienne du sud du Groenland.....	60
Figure 40. Coupe à travers l'orogénie ketilidienne.....	60
Figure 41. Corrélations entre l'orogénie ketilidienne et la Province de Churchill au Québec.....	61
Figure 42. Géologie régionale de la Province de Churchill au Québec.....	62
Figure 43. Schéma évolutif de la Province de Churchill au Paléoproterozoïque.....	63
Figure 44. Potentiel aurifère de la partie est de la Province de Churchill.	64
Figure 45. Coupe E-W à travers la partie est de la Province de Churchill.	65
Figure 46. Géologie régionale de la ceinture de Hemlo-Schreiber.....	66
Figure 47. Géologie locale du gisement de Hemlo.	67
Figure 48. Modèle génétique proposé pour le gisement de Hemlo.	68
Figure 49. Géologie régionale de la région du Limousin, France.	69
Figure 50. Contexte tectonique régional des gisements du craton de Chine du Nord.	70
Figure 51. Coupe transversale du gisement de Pogo, Alaska.....	70
Figure 52. Schéma évolutif des minéralisations du Massif Central.	71
Figure 53. Géologie régionale du Massif Central.	72
Figure 54. Coupe transversale du gisement Le Bourneix, Limousin, France.....	73
Figure 55. Modèle génétique de mise en place des gisements du Massif Central.	73
Figure 56. Modèle génétique de formation des gisements chinois au Mésozoïque.....	74

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Principales catégories de gisements d'or dans les roches hautement métamorphisées.....	5
Tableau 2: Tonnage et teneur des gisements hypozonaux.....	7
Tableau 3: Répartition des minéralisations aurifères du Moyen et Grand-Nord du Québec selon le métamorphisme et la présence de formations de fer associées.....	17
Tableau 4: Intrusions contemporaines à la minéralisation pour quelques districts.....	29

1 INTRODUCTION ET OBJECTIFS

Les gisements d'or connus au Québec sont presque tous localisés dans les terrains métamorphiques du faciès des schistes verts de l'Abitibi. On ne connaît que très peu de gisements aurifères dans les terrains hautement métamorphisés qui occupent une bonne partie du Québec. On peut penser entre autres à toute la Province de Grenville, la Province de Supérieur au nord du 53^e parallèle et toute la région à l'est de la fosse du Labrador. Y a-t-il un potentiel aurifère dans ces terrains très métamorphisés ?

Pour répondre à cette question, il faut d'abord répertorier les gisements aurifères se trouvant dans des roches hautement métamorphisées ailleurs dans le monde. Pour en dresser le portrait le plus complet possible, il est important de caractériser le plus grand nombre possible de gisements. À partir de ces caractéristiques, il sera possible d'évaluer le potentiel pour le territoire québécois et de proposer des secteurs propices pour la recherche de ces gisements aurifères.

2 SÉLECTION DES GISEMENTS

Les gisements aurifères dans les roches hautement métamorphisées ne constituent pas une classe de gisement au sens métallogénique du terme. À priori, on peut penser que plusieurs types de gisements aurifères d'origines très différentes pourraient se retrouver inclus dans des roches hautement métamorphisées, par exemple des porphyres aurifères métamorphisés, des gîtes épithermaux aurifères métamorphisés, amas sulfurés aurifères, gîtes d'or orogéniques, etc. Un premier problème se pose donc au niveau méthodologique : comment déterminer quels gisements choisir ?

Dans le but de dresser un portrait le plus fidèle possible du potentiel des terrains de haut grade, de telles considérations génétiques n'ont pas été incluses dans le choix des gîtes à étudier. Pour choisir les gîtes, voici donc les critères qui ont été retenus :

1. le faciès métamorphique des roches hôtes du gisement doit être au faciès des amphibolites ou plus (absence de chlorite dans les roches de composition mafique) ;
2. la priorité dans les choix de gisements a été donnée aux faciès élevés, soit amphibolitique moyen ou plus (épidote absente dans les roches de composition mafique) ([figure 1](#)) ;
3. le métamorphisme doit être régional et non pas seulement de contact ;
4. l'or est la principale substance récupérée ;
5. sauf exceptions, on ne considère que les gisements au sens strict, c'est à dire ceux qui ont des réserves et/ou une production antérieure significative rapportées (> 5 tonnes d'or) ;
6. on ne tient pas compte des conditions de P-T de mise en place de la minéralisation aurifère.

On considère donc principalement les gisements dont les roches hôtes ont subi un métamorphisme au faciès moyen des amphibolites (température supérieure à 550 °C approximativement).

3 MÉTHODES DE CLASSIFICATION DES GISEMENTS

3.1 Classification selon les modèles de gisements aurifères

La définition précédente implique de ne pas tenir compte des mécanismes à l'origine des différents gisements, mais seulement du faciès métamorphique des roches hôtes du gisement. Ainsi, les gisements considérés seront potentiellement formés de façons très différentes et auront des caractéristiques et des guides d'exploration variés. Une fois la sélection des gisements faite, il est donc important de les relier aux modèles génétiques de gisements aurifères établis, dans la mesure du possible. Il sera alors possible de faire la différence entre plusieurs origines possibles des gisements et en tenir compte par la suite. Dans cette étude, la classification des gisements aurifères épigénétiques proposée par Groves et al. (1998) a été utilisée ([tableau 1](#)). Cette classification comprend également une mise en contexte tectonique des gisements ([figure 2](#) et [figure 3](#)). Il est important, à ce stade, de mettre en contexte ces différents modèles puisque cette discussion sera utile pour la suite de la réflexion.

La plupart des gisements d'or épigénétiques se forment dans des zones de tectonique convergente ([figure 2](#)). Des exceptions notables, non traitées ici, sont les gisements de type Olympic Dam qui se forment dans des contextes d'extension, et certains amas sulfurés aurifères développés aux dorsales. Ainsi, les porphyres aurifères, les skarns riches en or, les épithermaux et les gisements d'or orogéniques se forment tous dans le contexte d'une marge tectonique convergente. Les épithermaux, les porphyres aurifères et les skarns se forment aussi bien dans les arcs insulaires que les arcs continentaux. Les gisements d'or orogéniques se forment dans les arcs continentaux, la plupart du temps dans les terrains océaniques accrétés à l'arc principal lors d'épisodes orogéniques. Dans une telle marge continentale active, les porphyres et épithermaux se forment plutôt dans l'arc magmatique lui-même. On peut noter, sur le schéma, l'étendue verticale de formation des gisements orogéniques.

On peut ainsi classer les gisements d'or épigénétiques en deux grandes catégories. D'abord, on trouve les gisements qui se forment durant les phases de construction volcanosédimentaire des arcs ou durant des périodes d'extension post-orogénique, souvent dans des environnements en extension, parfois en compression. Cette catégorie comprend les VMS aurifères, les porphyres aurifères, les skarns et les épithermaux. À l'opposé, les gisements orogéniques se forment dans des environnements de compression/transpression, typiquement dans des épisodes de collision/accrétion des arcs.

Une différence fondamentale additionnelle entre ces deux catégories est la profondeur de formation des gisements ([figure 3](#)). Il est maintenant établi que les gisements orogéniques peuvent se mettre en place à des profondeurs très variables, allant de 20 km à moins de 5 km (Mikucki et Ridley, 1993 ; McCuaig et Kerrich, 1998 ; Groves, 1993 ; Barnicoat et al., 1991). En conséquence, les roches hôtes des gisements orogéniques peuvent être faiblement à fortement métamorphisées. Par opposition, les autres gisements sont plutôt restreints aux 5 premiers kilomètres de la croûte ; ils se forment donc dans des roches peu ou pas métamorphisées. Dans le cas des gisements orogéniques, il semble que les fluides minéralisateurs soient issus du métamorphisme, alors que pour les autres gisements, on peut, la plupart du temps, associer les fluides minéralisateurs à des magmas spatialement et temporellement coïncidents.

Les gisements orogéniques peuvent être classés selon les conditions P-T de leur formation (Groves et al., 1998). On retrouve, du moins profond au plus profond : les gisements épizonaux (150-300°C, < 6km de profondeur), les gisements mésozonaux (300-475°C, 6-12 km) et les gisements hypozonaux (> 475°C, >12 km). Cette classification, selon la profondeur de formation, est primordiale puisque les conditions de P-T de mise en place ont une influence déterminante notamment sur la minéralogie des altérations et le style structural des gisements. Elle sera utilisée tout au long de ce rapport.

Donc, cette classification des gisements aurifères sera utile pour différencier les gisements dans les roches hautement métamorphisées selon leur modèle génétique.

3.2 Classification selon la relation entre la mise en place de la minéralisation et le métamorphisme

Il est également important de tenir compte de la chronologie de la formation de la minéralisation aurifère par rapport au métamorphisme. Le gisement s'est-il formé avant le métamorphisme, pendant, ou après ? Pour une même classe de gisement (ex. : un gisement aurifère de type skarn), on peut penser qu'il est possible d'avoir un skarn aurifère pré-métamorphique métamorphisé et un skarn aurifère post-métamorphique recoupant les roches hautement métamorphisées. Quoique appartenant à la même classe de gisement comme telle, ces deux gisements de même origine (ici deux skarns aurifères) auront alors des caractéristiques et, en conséquence, des guides d'exploration qui peuvent différer à cause de l'effet du métamorphisme sur le gisement. Voici donc la classification simple qui a été utilisée pour la relation métamorphisme et mise en place de la minéralisation :

1. pré-métamorphique : les assemblages minéralogiques originaux associés à la minéralisation ont été modifiés par l'assemblage de l'apogée métamorphique ;
2. syn-métamorphique : les assemblages minéralogiques sont en équilibre P-T avec les minéraux de l'apogée métamorphique ;
3. tardi-métamorphique : les assemblages minéralogiques sont compatibles avec un métamorphisme de faciès amphibolitique, mais de P-T plus basse que les assemblages de l'apogée métamorphique (légèrement rétrograde) ;
4. tardive : les assemblages minéralogiques sont indicateurs de conditions de formation à basse température, c'est à dire clairement rétrogrades (faciès des schistes verts ou moins).

3.3 Classification selon l'assemblage lithotectonique hôte

Du point de vue de l'exploration minérale, il peut être utile de considérer les gisements sous l'angle de l'assemblage lithotectonique hôte des gisements. On parle ici des assemblages à l'échelle des sous-provinces géologiques. Les assemblages ont été gardés très simples pour faciliter la classification. Des assemblages lithotectoniques bien connus de la Province de Supérieur au Québec ont été utilisés comme points de comparaison :

1. ceintures volcanosédimentaires (ex. : Abitibi) ;
2. orthogneiss et granitoïdes intermédiaires à felsiques (ex. : Opatica) ;
3. ceintures sédimentaires (ex. : Pontiac) ;
4. mixte ou complexe.

4 BASE DE DONNÉES DES GISEMENTS

Pour déterminer les caractéristiques et l'éventail des gîtes aurifères que l'on peut retrouver dans les terrains de haut grade, il est essentiel de procéder à une caractérisation des exemples les plus importants à travers le monde. Pour ce faire, une base de données MS-Access a été construite et remplie au cours de la partie recherche bibliographique. Pour chacun des gîtes étudiés, la base de données répertorie les aspects suivants (lorsque disponibles):

1. localisation, tonnage, teneur et tonnes d'or ;
2. contexte géologique et niveau de métamorphisme de roches hôtes et roches associées ;
3. assemblages des minéraux reliés à la minéralisation, assemblages d'altération, cortège métallique associé à l'or ;
4. contrôles sur la minéralisation ;
5. figures synthétiques, liste de références complètes et parfois articles originaux ;
6. modèles génétiques proposés selon les auteurs et lien entre métamorphisme et minéralisation ;
7. moteur de recherche simple à partir des minéraux d'altération, de la roche hôte, etc.

La catégorisation des gîtes permet de faire ressortir des tendances au niveau de la minéralogie, des roches hôtes, des tonnages, etc. Cette base de données est également fournie comme produit avec le projet et permettra aux utilisateurs de comparer rapidement leurs minéralisations avec des exemples connus et d'avoir accès à toutes les références pertinentes sur chaque gîte.

La base de données contient une quarantaine d'exemples détaillés de gisements.

5 CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES GISEMENTS

5.1 Principales catégories de gisements

La compilation a permis de reconnaître trois principales catégories de gisements (**tableau 1**). Cette classification servira de fil conducteur pour le reste du rapport et chacune des grandes catégories sera présentée plus en détails par la suite.

5.2 Localisation et importance des principaux districts

Des districts aurifères se retrouvent dans des roches très métamorphisées sur tous les continents (**figure 4**). Les districts ou gisements sont classés selon les trois catégories présentées à la section 5.1. La quantité d'or approximative est donnée pour chacun des districts (comprend la production antérieure et les réserves).

Tableau 1: Principales catégories de gisements d'or dans les roches hautement métamorphisées

Modèle	Chronologie	Âge des roches hôtes	Assemblages lithotectoniques	Exemples
Or orogénique hypozonal	Syn- à tardi métamorphique	Archéen ou Paléoprotérozoïque	Surtout les ceintures volcanosédimentaires	Southern Cross, Kolar
Or orogénique mésozonal	Tardif (rétrograde : au faciès des schistes verts)	Archéen à Mésozoïque	Tous les assemblages	Orogène hercynien d'Europe, Craton de Chine du Nord, district de La Ronge (Saskatchewan), Pogo (Alaska)
Autres	Variable	Archéen	Variable	Hemlo et Puffy Lake (Ontario), Big Bell et Challenger(Australie)

[Retour section 3](#)

- Les principaux districts pour l'or orogénique hypozonal sont :
 1. Kolar-Hutti, Inde (~850 t) ;
 2. craton de Yilgarn, Australie (~290 t Au, comprend seulement les gisements hypozonaux) ;
 3. orogène svécofénien, Finlande (20 t Au) ;
 4. Limpopo au Zimbabwe-Afrique du Sud (~40 t Au) ;
 5. Musselwhite, Eastmain, Canada (~55 t Au) ;
 6. Nalunaq, Groënland (15 t Au prouvé, 55 t ressources).

- Pour l'or orogénique mésozonal, on trouve principalement les districts suivants :
 1. craton de Chine du Nord, Chine (~400 t Au) ;
 2. région du Quadrilitero Ferrifero, Brésil (~175 t Au) ;
 3. région de Tapajos, Brésil (~100 t Au) ;
 4. Massif Central, France (~45 t Au) ;
 5. Pogo, Alaska (130 t Au) ;
 6. La Ronge, Saskatchewan, Canada (~75 t Au).

- Pour les autres gisements, atypiques et/ou controversés, on a les données suivantes :
 1. Hemlo, Canada (760 t Au) ;
 2. Big Bell, Australie (85 t Au) ;
 3. Challenger, Australie (15 t Au) ;
 4. Puffy Lake, Canada (10 t Au).

Il est possible de comparer les tonnages et teneurs de ces gisements avec d'autres gisements aurifères. Pour en apprécier l'importance, la comparaison est ici faite avec tous les gisements d'or archéens ([figure 5](#)). Toute une série de petits gisements contenant 5-15 tonnes d'or se retrouvent dans les roches fortement métamorphisées, avec une décroissance systématique du nombre de gisements en allant vers les gisements plus importants. Cette distribution est valide à la fois pour les gisements mésozonaux et hypozonaux et n'est sensiblement pas différente de celle observée pour les gisements archéens en général. D'autre part, les gisements mésozonaux sont généralement plus importants que les gisements hypozonaux. La faible quantité de gisements atypiques/controversés ne permet pas de tirer des conclusions sur leur distribution.

Les gisements géants (100 t et plus) se retrouvent dans les roches fortement métamorphisées qui se comparent avantageusement avec les autres gisements archéens de très grande taille. Kolar (or orogénique hypozonal) et Hemlo (atypique) sont les deux meilleurs exemples.

Malgré le fait que le Canada comprend de très grandes régions de roches hautement métamorphisées, il ne contient relativement que peu de gisements dans ces roches. On peut, par exemple, comparer l'importance de ces gisements au Canada par rapport à l'Australie, à l'Archéen ([figure 6](#)). On constate que le nombre de gisements canadiens est largement inférieur à l'Australie et que la proportion qu'ils représentent sur le nombre de gisements archéens du Canada est également très faible. Si on regarde la quantité d'or, les chiffres sont plus similaires, mais en faisant abstraction du géant Hemlo, on arrive à la même constatation. Au Québec, un seul gisement est répertorié, le gisement Eastmain, à la Baie-James. Cette disproportion entre l'Australie et le Canada est-elle réelle ou héritée des différences dans les méthodes d'exploration ?

6 CARACTÉRISTIQUES DES GISEMENTS D'OR OROGÉNIQUES HYPOZONAUX

Il est maintenant reconnu que ces gisements d'or peuvent se former dans des conditions métamorphiques correspondant au faciès des amphibolites ou plus, à un niveau crustal relativement profond (>475°C jusqu'à 700°C et plus de 3,5 kbar 12-15 km). Cette approche a été développée en particulier par les chercheurs australiens sur les gisements du sud-ouest du craton de Yilgarn, notamment dans la ceinture de Southern Cross (Micucki et al., 1995). D'autres exemples ont été reconnus subséquentement ailleurs dans le monde.

Toutes les évidences indiquent qu'il ne s'agit pas de gisements au faciès des schistes verts subséquentement métamorphisés. Les gisements se mettent en place dans des conditions métamorphiques élevées, communément dans des conditions approchant le maximum du métamorphisme de l'encaissant. Les fluides sont peu salins et riches en CO₂, semblables aux fluides minéralisateurs des gisements moins profonds. Comme ces fluides sont semblables à ceux produits par le métamorphisme régional, ils sont interprétés comme étant d'origine métamorphique.

Les chercheurs australiens ont proposé l'idée qu'il pourrait exister un continuum crustal entre les gisements orogéniques mésozonaux (ou mésothermaux) typiques, comme ceux de l'Abitibi, et ces gisements d'or de haute température. On retrouverait donc des gisements d'or orogéniques formés sur les 20 premiers kilomètres de la croûte ([figure 3](#)).

D'autres chercheurs croient plutôt que ces gisements constituent un cas particulier de gisements de type « skarn » aurifères, surtout en raison de la minéralogie des altérations qui constituent effectivement des skarns au niveau minéralogique (Mueller, 1988, 2000). Cette idée est appuyée entre autres par des observations de géochronologie fine faites sur des gisements de la ceinture de

Southern Cross en Australie et qui suggèrent que la minéralisation post-date l'apogée du métamorphisme par plus de 150 Ma.

6.1 Importance des gisements

Pour bien évaluer l'importance de ces gisements, leur tonnage cumulé a été comparé avec le tonnage cumulé des autres gisements d'or archéens ([figure 7](#) et [figure 8](#)). Il est à noter que dans le cas des gisements hypozonaux, tous les gisements importants à l'échelle mondiale ont été étudiés ; les statistiques présentées ici sont donc assez fidèles. Les gisements hypozonaux représentent environ 6% du tonnage des gisements archéens et environ 2% du nombre total de gisements. Si on fait abstraction du géant Kolar, la proportion du tonnage tombe à environ 2%. La liste complète des gisements étudiés ainsi que leurs tonnages est donnée au **tableau 2**.

Tableau 2: Tonnage et teneur des gisements hypozonaux

Nom	Teneur	Tonnes Au	Pays
Klein Letaba	?	10	Afrique du Sud
Franke	4.35	2	Afrique du Sud
Osprey	?	?	Afrique du Sud
Chalice	4.9	18	Australie
Frasers mine	8.4	24	Australie
Gibson	1.8	10	Australie
Griffins find	3.8	3	Australie
Hopes Hill / Corinthia	2.8	13	Australie
Marvel Loch	4.5	23	Australie
Nevoria	3.1	22	Australie
Scotia	?	?	Australie
Three Mile Hill	2.6	12	Australie
Westonia	5.2	19	Australie
Zakanaka	0	3	Australie
Musselwhite	6.8	37	Canada
Eastmain	15	15	Canada
Lilois	-	-	Canada
Laivakangas	4	10	Finlande
Osikonmaki	3	12	Finlande
Nalunaq	32	13	Groenland
Champion Reef	17.8	800	Inde
Hutti	6.5	64	Inde
Mallappakonda	3	?	Inde
Oriental lode	3	10	Inde
Renco	8.2	6	Zimbabwe

6.2 Répartition des gisements selon le métamorphisme

Le craton de Yilgarn est le second craton en importance pour la quantité d'or contenue dans les gisements hypozonaux. La [figure 9](#) montre la répartition des gisements d'or du Yilgarn selon le faciès métamorphique des roches hôtes en termes de nombre de gisements et de tonnes d'or. Dans le cas

du Yilgarn, les minéralisations se sont mises en place à des températures similaires à celles de leurs roches hôtes, ce qui fait que cette répartition est également représentative de la profondeur de mise en place de la minéralisation. On remarque clairement dans ce cas que la grande majorité des gisements se trouve dans les terrains au faciès des schistes verts ou à la transition entre schistes verts et amphibolites (~82% du nombre et ~88% de l'or contenu). D'autre part, il y a une diminution systématique du nombre de gisements et des tonnes d'or avec l'augmentation du degré de métamorphisme, à partir du maximum localisé au faciès moyen à supérieur des schistes verts.

6.3 Lithologies hôtes

Il est particulièrement intéressant de comparer les lithologies hôtes des gisements hypozonaux et mésozonaux ([figure 10](#)). La partie supérieure de cette figure, montre les données de la compilation mondiale des gisements hypozonaux, ainsi que celle des gisements de Yilgarn au faciès des amphibolites (qui sont des gisements hypozonaux aussi). Les roches mafiques, qui incluent ici autant les roches volcaniques que plutoniques, sont dominantes. Les autres lithologies hôtes sont les formations de fer, les roches ultramafiques et les intrusions intermédiaires à felsiques (dans ce cas, principalement intermédiaires). Dans le cas des gisements du faciès des schistes verts du Yilgarn et de l'Abitibi (mésozonaux), les roches mafiques sont encore les roches hôtes dominantes. Toutefois, une plus grande diversité de lithologies hôtes est observée au faciès schistes verts. En effet, on y retrouve des lithologies qui ne sont pas présentes dans les terrains amphibolitiques, notamment les porphyres felsiques et les roches sédimentaires clastiques. De façon générale, les formations de fer et les roches ultramafiques y sont proportionnellement beaucoup moins importantes. Ce sont principalement des lithologies riches en FeO qui sont les lithologies hôtes importantes, particulièrement pour les gisements hypozonaux. Cette répartition des lithologies hôtes s'explique par les processus de précipitation de l'or qui seront traités subséquentement.

Il faut noter la contribution importante des formations de fer, particulièrement pour les gisements hypozonaux. Cette contribution est particulièrement remarquable quand on compare cette proportion à l'importance spatiale des formations de fer dans les ceintures de roches vertes. En effet, les formations de fer ne représentent qu'une partie très mineure des successions volcanosédimentaires typiques. Dans cette optique, les formations de fer deviennent des cibles d'exploration particulièrement intéressantes pour les gisements d'or orogéniques hypozonaux. La production moyenne des formations de fer en termes de tonnes d'or par rapport à leur superficie, est très certainement loin devant toutes les autres lithologies.

6.4 Contrôles structuraux à l'échelle des provinces

Il est maintenant généralement accepté qu'à l'échelle des provinces géologiques, les gisements d'or orogéniques sont contrôlés par la présence de failles majeures d'envergure crustale. Les gisements semblent particulièrement bien développés aux endroits où se trouve des essaims de dykes porphyriques felsiques (d'origine crustale) ou de dykes de lamprophyres, communément shoshonitiques (origine du manteau métasomaté par la subduction) associés à ces structures (Groves et al., 1995). Ces structures régionales elles-mêmes ne sont pas directement porteuses de la minéralisation dans la plupart des cas, mais peuvent servir de « superconduits » principaux qui alimentent des structures adjacentes de plus petite envergure de 2^e ou 3^e ordre (Groves et al., 1995). Ces structures permettent donc d'amener vers la surface des fluides et/ou magma produits en profondeur lors de l'évènement thermique profond causant la formation de la minéralisation aurifère. Ces structures d'échelle crustale montrent communément des déplacements verticaux importants et en conséquence, se reconnaissent généralement par le fait qu'elles juxtaposent des assemblages lithotectoniques distincts et/ou des terrains de faciès métamorphiques très différents. La présence de

roches magmatiques issues du manteau (c.-à-d. les lamprophyres) montrent bien, dans plusieurs cas, que ces structures vont puiser des matériaux/fluides à des profondeurs relativement importantes.

De telles structures ont été reconnues dans le cas de plusieurs districts d'or orogénique mésozonaux, notamment la zone de faille de Cadillac-Larder Lake dans le sud de l'Abitibi ([figure 11](#)), la faille de Ida dans le secteur de Kalgoorlie en Australie, la faille d'Argentat dans le Massif Central en France ([figure 11](#)), les failles délimitant des blocs cratoniques soulevés en Chine, etc.

Qu'en est-il alors des gisements hypozonaux? Montrent-ils aussi une association avec des structures majeures trans-crustales semblables? Certains exemples types suggèrent que c'est effectivement le cas, notamment pour des gisements hypozonaux du Limpopo. Les gisements d'or hypozonaux situés au pourtour de la ceinture du Limpopo, au Zimbabwe et en Afrique du Sud, sont un bon exemple de contrôle structural des gisements aurifères par des structures majeures trans-crustales ([figure 12](#) et [figure 13](#)). Les gisements sont localisés dans et au pourtour de la ceinture du Limpopo, un complexe de granulites-granitoides charnockitiques d'âge archéen, localisé entre les cratons archéens du Zimbabwe (ZwC) au nord et le craton du Kaapval au Sud, tous deux également d'âge archéen. La structure contrôlant la minéralisation à l'échelle de la province est la zone de chevauchement qui juxtapose les granulites du Limpopo, d'une part, et les terrains moins métamorphisés des ceintures de roches vertes-granites des deux cratons, respectivement au nord et au sud. La ceinture de Limpopo chevauche à la fois le craton du Zimbabwe et le craton du Kaapval, le long de grands cisaillements inverses-obliques. Des intrusions syn- à tardi chevauchement se sont mises en place à la faveur de ces grands plans de faiblesse (granites potassiques de Razi, au nord, et charnockites de Matok, au sud). On trouve un gisement important près de la marge nord du Limpopo, à l'intérieur des granulites de la zone marginale nord (Renco), et près de la marge sud, dans les granulites de la zone marginale sud (SMZ) et dans une ceinture de roches vertes située près du contact (gisements de la ceinture de Sutherland).

6.5 Contrôles structuraux régionaux/locaux

Comme les gisements hypozonaux semblent se mettre en place à des profondeurs et températures plus importantes que les gisements mésozonaux, on peut s'attendre à ce que la nature des structures abritant les gisements soit représentative de cette situation. Ainsi, par rapport aux gisements mésozonaux, les gisements hypozonaux sont caractérisés en général par un contrôle structural qui tend à être plus ductile ([figure 14](#)). Toutefois, il s'agit d'une simplification, car des variations importantes sont observées selon les gisements. En plus de la profondeur de mise en place comme telle, la nature des structures hôtes de la minéralisation est influencée par les contrastes de compétence des différentes lithologies, par le champ de contraintes régionales des roches se trouvant hors des conduits minéralisés et par les types de roches hôtes elles-mêmes (Groves et al, 1995).

Dans la majorité des cas, les gisements se trouvent dans des zones de cisaillement régionales qui sont principalement ductiles. C'est le cas par exemple de la plupart des gisements de la ceinture de Southern Cross, en Australie, et du gisement de Hutti, en Inde. Cependant, il existe également d'autres gisements qui, tout en montrant les mêmes évidences de formation à haute température, sont situés dans des terrains caractérisés par un niveau de contraintes beaucoup plus faible et qui montrent un contrôle par des structures ductiles-cassantes à cassantes à l'échelle du gisement. Dans ces cas, la localisation des conduits minéralisés est communément contrôlée par des lithologies compétentes. C'est le cas notamment de certains gisements au faciès des amphibolites du secteur de Coolgardie, en Australie (Knight et al., 1993).

6.5.1 Contrôle par des zones de cisaillement ductiles

La [figure 15](#) montre un agrandissement de la partie centrale de la ceinture de roches vertes de Southern Cross, dans la portion ouest du craton de Yilgarn en Australie (figure modifiée de Mueller, 1988). La ceinture contient plusieurs gisements qui totalisent plus de 250 tonnes d'or (production + réserves, Mueller et al., 2000). Les structures contrôlant la localisation des minéralisations au niveau régional sont de grandes zones de cisaillement ductiles D3 (en rouge) d'orientation NW-SE (Dalstra, 1999). La plus importante économiquement est celle de Frasers Corinthia, située au contact ou près du contact entre la ceinture de roches vertes et les gneiss bordiers du dôme de Ghooli. Plusieurs gisements sont situés directement dans la zone de cisaillement. Celle-ci contient les gisements de Copperhead, Corinthia, Hope Hill, Frasers, Marvel Loch et Great Victoria. La taille de cette zone peut aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres de largeur et fait environ 70 km de long. (Bloem et al, 1994). Cette ceinture est l'une des plus étudiées pour les gisements d'or orogéniques hypozonaux et sera présentée plus en détails un peu plus loin.

Un autre exemple de contrôle par cisaillement ductile régional nous vient de la ceinture de roches vertes de Hutti en Inde ([figure 16](#)). Les gisements aurifères de la région sont concentrés dans le secteur de Hutti et totalisent environ 65 tonnes d'or (production + réserves). Les gisements de Hutti sont contrôlés au niveau régional par une zone de cisaillement ductile de grande ampleur fortement inclinée qui traverse toute la ceinture. La zone de cisaillement a un mouvement décrochant à décrochant-oblique (Kolb et al, 2004). Lorsqu'on la regarde de façon plus détaillée, cette grande zone est en fait constituée de plusieurs zones de cisaillement anastomosées plus minces. Les amas minéralisés individuels se trouvent dans ces cisaillements.

6.5.2 Contrôle par lithologies compétentes fracturées

Le gisement de Renco au Zimbabwe (~20t Au) est un exemple de contrôle par une lithologie compétente. Le gisement est situé dans une tonalite à hypersthène massive, encaissée dans des gneiss charnockitiques moins compétents. La minéralisation est développée dans d'étroites zones de cisaillement ductiles à cassantes qui sont limitées à la tonalite ([figure 17](#)).

Le district de Coolgardie dans le craton de Yilgarn montre quelques gisements d'or hypozonaux dont la localisation est contrôlée principalement par la fracturation d'unités compétentes (ex : Three Mile Hill, Greenfields). Les gisements montrent des minéraux d'altération et métalliques de haute température qui sont typiques des gisements hypozonaux. Ici, toutefois, le contrôle immédiat sur la localisation de ces gisements n'est pas relié à la présence de zones de cisaillement ductiles mais à la fracturation d'unités très compétentes (Knight et al., 1993). Ces zones de fracturation constituent probablement des zones de contraintes faibles durant la déformation ([figure 18](#)).

Même dans le cas de ces gisements formés à haute température, il est possible d'avoir des comportements cassants dans des faciès très compétents. La fracturation favorise la précipitation de l'or, comme il en sera question dans une des sections suivantes.

6.6 Styles de minéralisation et formes des gisements

Dans le cas de gisements associés à des zones de cisaillement ductiles, les gisements forment des corps lenticulaires de roches altérées, veinées et minéralisées, dans la plupart des cas parallèles à la zone de cisaillement hôte et à sa foliation (Eilu et al., 1999). Dans de nombreux cas, les corps minéralisés sont fortement allongés selon la linéation d'étirement du cisaillement (Witt et al., 1998). La [figure 19](#) montre les trois aspects les plus courants des zones minéralisées des gisements localisés dans des roches de fort métamorphisme du craton de Yilgarn (Eilu et al., 1999).

À l'échelle des gisements, la minéralisation aurifère se trouve dans des veines développées dans les cisaillements hôtes et ce même dans les gisements au faciès métamorphique les plus élevés (ex : Griffin's find en Australie au faciès inférieur des granulites). Un style très courant de minéralisation est la présence de nombreuses petites veines laminées et parallèles à la foliation du cisaillement (type VIII). Ces veines indiquent la présence de zones d'ouvertures locales dans les cisaillements hôtes; ce qui suggère un comportement local ductile-cassant possiblement dû à la présence de pressions de fluides très importantes lors de la minéralisation. Ce style de minéralisation caractérise par exemple le gisement de Marvel Loch en Australie (faciès moyen des amphibolites, dans des métakomatiites).

Dans le cas des gisements dont la localisation est contrôlée par la présence d'unités très compétentes, la minéralisation peut prendre la forme de veines ou réseaux de veines de quartz massives, montrant des épontes foliées et altérées (type II) (Eilu et al., 1999). C'est le cas, entre autres, d'une partie de la minéralisation dans le gisement de Westonia dans le ceinture de Southern Cross en Australie (faciès moyen des amphibolites, dans un gneiss tonalitique), Osikonmaki en Finlande (faciès moyen des amphibolites, dans une tonalite) et Three Mile Hill dans le district de Coolgardie en Australie (faciès inférieur à moyen des amphibolites, dans un métagabbro différencié).

Des cisaillements purement ductiles peuvent contenir des minéralisations aurifères sous forme disséminée (type IX). Dans ces cas, on note la faible proportion de veines de quartz dans la zone de cisaillement, mais les altérations calcosilicatées de la roche hôte demeurent visibles. Une difficulté peut être de reconnaître la zone de cisaillement ductile elle-même, puisque dans des environnements profonds, toutes les roches ont tendance à montrer des évidences de déformation.

Finalement, un remplacement complet de la roche hôte par la minéralisation peut être observé. Cette situation est très commune dans le cas d'une roche hôte très réactive, comme pour les formations de fer par exemple.

6.7 Minéralogie des altérations de la roche hôte

Les gisements d'or orogéniques hypozonaux sont caractérisés par des minéraux d'altération de haute température. La [figure 20](#) présente ici les principaux minéraux associés à la minéralisation aurifère dans ces gisements. L'histogramme de la figure 20 est le produit de la compilation de 24 gisements d'or orogéniques hypozonaux à travers le monde. Les données proviennent de la base de données construite durant le projet et représentent le nombre de gisements où le minéral d'altération a été observé. La biotite, le clinopyroxène (surtout le diopside dans les amphibolites), les amphiboles (hornblende dans les amphibolites, grunérite dans les formations de fer) et le grenat sont des minéraux associés à plus de la moitié des gisements et peuvent être considérés les plus typiques des altérations associées à ce type de gisement. Donc, de façon générale, les altérations sont riches en K, Fe et Ca.

Normalement, l'altération est presque uniquement limitée aux zones de cisaillement hôtes, ne pénétrant que quelques mètres au plus dans la roche non cisailée encaissante. L'exception semble être le cas des formations de fer où le remplacement et l'altération de la formation de fer peuvent être beaucoup plus extensifs.

La [figure 21](#) présente une comparaison des minéraux d'altération selon la température de mise en place et la lithologie hôte, pour les gisements de Yilgarn, en Australie (modifiée de McCuaig et al., 1998). La figure suivante ([figure 22](#)) montre les minéraux d'altération dans le cas des gisements d'or du sud de l'Abitibi.

Les altérations développées dans les roches mafiques sont les suivantes:

1. la dolomite-ankérite, ubiquiste au faciès des schistes verts, est absente et des quantités plus faibles de calcite seulement sont présentes. De façon générale, la quantité de carbonates diminue avec l'augmentation du faciès métamorphique ;
2. au niveau des minéraux potassiques, la séricite-muscovite est remplacée par la biotite;
3. la chlorite est absente au faciès amphibolites-granulites ;
4. des minéraux calcosilicatés deviennent importants : d'abord les amphiboles calciques et le plagioclase calcique et, à plus haute température, le diopside et le grenat grossulaire (ces altérations rappellent celles des skarns) ;
5. l'albite, importante au faciès schistes verts, est remplacée par le plagioclase calcique à plus haute température.

Dans les formations de fer, on trouve de façon générale les équivalents ferrifères des minéraux développés dans les roches mafiques (ex: diopside vs hedenbergite, grunérite vs hornblende). De la même façon, les roches ultramafiques, se caractérisent plutôt des minéraux magnésiens (ex : la trémolite plutôt que la hornblende, la phlogopite plutôt que la biotite).

6.8 Minéraux métalliques associés à la minéralisation

La [figure 23](#) montre les principaux minéraux métalliques observés en association avec la minéralisation aurifère. L'axe des ordonnées indique le nombre de gisements où le minéral a été observé en quantité appréciable. La [figure 24](#) montre l'abondance des minéraux métalliques pour les gisements du sud de l'Abitibi. On remarque clairement que, contrairement aux gisements mésozonaux, la pyrrotite est le sulfure de fer dominant; elle est présente dans 20 gisements sur 23. L'arsénopyrite et la chalcopryrite sont également très caractéristiques, puisqu'elles sont observés dans près de 2/3 des gisements. Groves et al., (1995) notent d'ailleurs que les teneurs en cuivre (et bismuth) des gisements hypozonaux sont plus importantes que dans le cas des gisements mésozonaux. On remarque également la présence de loellingite dans près du tiers des gisements; rappelons que la loellingite est un minéral d'arsenic caractéristique de conditions métamorphiques élevées.

6.9 Discussion et comparaison avec les gisements mésozonaux

6.9.1 Pourquoi ne trouve t'on pas plus de gisements hypozonaux?

Certaines questions importantes doivent être posées dans le cas de ces gisements. D'abord, une des conséquences importantes de la présence des gisements hypozonaux et de l'idée du continuum crustal des gisements est que les fluides nécessaires à la formation des gisements doivent être formés à des températures encore plus grandes que celles correspondant au faciès des amphibolites (granulites, granulitisation de la croûte?). Alors, en remontant pour aller former les gisements au faciès des schistes verts, les fluides passent par les roches du faciès des amphibolites. Or, les chiffres concernant l'abondance des gisements hypozonaux montrent qu'il sont beaucoup moins importants que les gisements mésozonaux en termes de nombre et de tonnes d'or.

Deux explications sont possibles :

1. une exploration déficiente qui n'a pas permis de reconnaître les signaux de la minéralisation car les évidences de l'or sont subtiles : les altérations calcosilicatées à biotite-grenat-diopside ressemblent aux minéraux métamorphiques de la roche hôte et

la minéralisation est communément sous forme disséminée avec peu de veines de quartz ;

2. des raisons liées aux processus de dépôt de l'or.

La première explication ne peut probablement pas à elle seule expliquer la situation. Mais pour vraiment comprendre l'abondance relativement plus faible des gisements hypozonaux versus les gisements mésozonaux, il faut regarder du côté des processus de transport et de précipitation de l'or dans les fluides hydrothermaux typiques des minéralisations orogéniques.

D'abord, il semble que dans des conditions typiques du faciès des amphibolites, la solubilité de l'or est très grande et on considère que dans ces conditions, il est fort probable que le fluide soit largement sous-saturé en or (Mikucki, 1998). Cette grande solubilité rendrait donc inefficace la précipitation; on aurait ainsi besoin de changements vraiment très drastiques dans les conditions du fluide pour précipiter de l'or, beaucoup plus drastiques qu'à des températures plus basses.

Une deuxième raison pourrait avoir trait aux processus de précipitation de l'or. Pour les gisements d'or orogéniques en général, plusieurs processus de précipitation de l'or sont possibles (Mikucki, 1998) ([figure 25](#)), dont :

1. séparation de phase en réponse à une diminution de pression;
2. mélange de deux ou plusieurs fluides différents;
3. refroidissement simple du fluide;
4. interaction entre le fluide et la roche hôte.

La séparation de phases due à une diminution de pression dans les gisements d'or orogéniques mésozonaux survient typiquement lors des ruptures de failles en contexte cassant à ductile-cassant. Ce processus est probablement beaucoup moins commun à plus grande profondeur puisque, d'une part, la température est trop élevée (Mikucki, 1998) et que, d'autre part, le régime de déformation devient principalement ductile et aiséismique. Toutefois, certains gisements hypozonaux suggèrent que, dans certaines conditions particulières, ce mécanisme peut être localement important (ex : Renco).

Le mélange de deux ou plusieurs fluides différents est également plus probable dans les gisements mésozonaux à épizonaux. En effet, on reconnaît dans certains gisements peu profonds des influences de fluides météoritiques qui peuvent favoriser la précipitation de l'or.

À cause de certaines contraintes chimiques, le refroidissement simple ne peut se produire qu'à haute température. En l'absence de mécanismes de refroidissement brusques et localisés réalistes, ce processus ne produit probablement pas de concentrations d'or importantes, mais plutôt de faibles disséminations verticalement continues (Mikucki, 1998).

Le seul mécanisme qui reste vraiment efficace peu importe la profondeur est un mécanisme principalement chimique, la sulfurisation de la roche hôte. La réaction entre une roche contenant abondamment du fer et le fluide riche en S provoque la formation de sulfures dans l'encaissant, ce qui diminue le H₂S du fluide et diminue de façon très drastique la solubilité de l'or qui précipite donc. Ce mécanisme est particulièrement efficace dans une roche hôte riche en Fe et l'est encore plus si la roche est très réactive (par exemple, si les minéraux ferrifères sont des oxydes).

Donc, dans les cas des gisements mésozonaux, plusieurs mécanismes de précipitation différents peuvent subvenir. Au contraire, dans le cas des gisements hypozonaux, la sulfurisation de la roche hôte est probablement le seul mécanisme vraiment efficace. La séparation de phases par chute de

pression peut également subvenir dans certains cas extrêmes où un comportement cassant se produit à grande profondeur (ex: Renco), mais ce processus est tout de même beaucoup moins probable qu'à faible profondeur. Il est possible d'expliquer la plus faible importance des gisements hypozonaux par la solubilité de l'or plus grande au faciès des amphibolites et au nombre plus restreint de mécanismes de précipitation de l'or.

6.9.2 Pourquoi les roches hôtes des gisements sont-elles surtout des roches riches en fer et/ou compétentes?

Les mécanismes de précipitation de l'or discutés précédemment pourraient également expliquer que l'éventail de roches hôtes au faciès des amphibolites semble restreint aux formations de fer, amphibolites, roches ultramafiques et intrusions intermédiaires. D'une part, seules les roches ferrifères sont susceptibles de provoquer des réactions de sulfuration efficaces menant à la précipitation de l'or. D'autre part, seules les lithologies extrêmement compétentes pourraient développer un comportement cassant même à haute température et provoquer des chutes drastiques de pression du fluide.

Il est donc plus facile de comprendre pourquoi une formation de fer devient une lithologie hôte si commune à haute température. Les formations de fer combinent une proportion de fer très élevée (réactivité extrême) pour les réactions de sulfuration et elles sont également très compétentes, pouvant développer des comportements cassants à haute température.

La [figure 26](#) montre les comportements (compétence et réactivité) des roches typiques des ceintures de roches vertes. Par leur proportion élevée en FeO et leur forte compétence, les amphibolites (sur le schéma, dolérites, basaltes tholéitiques et dolérites granophyriques) sont également très favorables. Les tonalites demeurent également une lithologie favorable par la combinaison d'une réactivité assez bonne et d'une très grande compétence.

Les lithologies hôtes préférentielles des gisements d'or sont donc celles qui sont compétentes pour favoriser un comportement cassant et/ou très riches en fer pour favoriser la sulfuration de la roche et la précipitation de l'or.

7 EXEMPLES DE DISTRICTS D'OR OROGÉNIQUE HYPOZONAL

7.1 Ceintures volcanosédimentaires archéennes

7.1.1 Les gisements du craton du Yilgarn

Le craton du Yilgarn est le plus important au monde pour le nombre de gisements hypozonaux et le second en importance pour le nombre de tonnes d'or, après le craton de Dharwar (Inde). La [figure 27](#) montre la localisation et l'importance des différents districts contenant des gisements hypozonaux.

Les gisements hypozonaux sont localisés presque exclusivement dans les ceintures volcanosédimentaires. Les grandes zones de granulites/granitoides entre les ceintures sont complètement dépourvues de gisements, sauf dans certains cas, à leur périphérie, près du contact avec les ceintures volcanosédimentaires. Les gisements hypozonaux sont exclusivement concentrés dans la partie ouest du craton, là où les ceintures sont plus métamorphisées. Ils sont situés soit dans des ceintures de roches vertes beaucoup plus étroites (Griffins's find, Southern Cross, Westonia) ou communément dans des étranglements aux extrémités de plus grandes ceintures (ex : Big Bell, Scotia, Chalice, Gibson). Seuls les gisements du district de Coolgardie ne suivent pas cette règle. Bien que

l'âge des ceintures plus à l'ouest soit totalement différent (3,0 Ga à l'ouest vs 2,7 Ga à l'est; séparation en pointillés) la minéralisation est à peu près synchrone dans tout le craton, vers 2,63 Ga, ce qui suggère un événement minéralisateur commun à l'échelle du craton.

Dans le secteur de Southern Cross, la zone de cisaillement de Koolyanobing, à 40 km à l'est, est interprétée comme étant la structure d'ampleur crustale de premier ordre contrôlant la minéralisation.

Ceinture de Southern Cross

La [figure 28](#) montre un agrandissement de la partie centrale de la ceinture de roches vertes de Southern Cross. La ceinture, dont le métamorphisme varie du faciès moyen à supérieur des amphibolites (Dalstra et al., 1999), contient plusieurs gisements qui totalisent plus de 250 tonnes d'or (production + réserves; Mueller et al., 2000). Les structures contrôlant la localisation des minéralisations au niveau régional sont de grandes zones de cisaillement ductiles D3 d'orientation NW-SE (Dalstra, 1999). Les cisaillements sont fortement pentés vers le SW et leur mouvement est principalement décrochant (Mueller, 1988). La zone de cisaillement la plus importante dans la région est celle de Koolyanobing dont la largeur est kilométrique et la longueur a plus de 300 km (visible dans le coin NE de la figure) (Mueller, 1988). Elle est considérée comme une structure trans-crustale majeure. Des minéralisations aurifères mineures sont associées à cette zone de cisaillement. Cependant, ce sont des zones de cisaillement D3 de plus petite ampleur, mais toujours régionales et parallèles à la zone de Koolyanobing, qui contrôlent la localisation des gisements d'or (Dalstra, 1999). La plus importante économiquement est celle de Frasers Corinthia, située au contact entre la ceinture de roches vertes et les gneiss bordiers du dôme de Ghooli. Elle contient les gisements de Copperhead, Corinthia, Frasers, Marvel Loch et Great Victoria. La taille de cette zone peut aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres de largeur et fait environ 70 km de long. (Bloem et al, 1994). De façon détaillée, la zone de cisaillement de Frasers-Corinthia est constituée de plus petites zones de cisaillement anastomosées (Mueller, 1988).

Tous les gisements majeurs et la majorité des indices se trouvent dans la ceinture de roches supracrustales, principalement dans les amphibolites, les roches ultramafiques et les formations de fer. Les graywackes adjacents aux roches vertes ne contiennent que très peu d'indices. La seule exception est le gisement de Westonia, qui est situé dans un filon-couche de gneiss tonalitique dans une ceinture satellite. Les métagrauwwackes adjacents sont très peu minéralisés. Toutefois, quelques petits gisements se trouvent dans les orthogneiss à biotite bordiers de Ghooli (Radio, 2.4 t Au, Reynolds Find, 0.03 t Au).

On retient de la région de Southern Cross les points suivants :

1. une association générale des gisements avec diverses lithologies riches en FeO (amphibolite, BIF, roches ultramafiques) ;
2. une association avec une zone de cisaillement ductile régionale près du contact ou au contact avec des orthogneiss à biotite plus métamorphisés ;
3. des altérations et une minéralogie typique des gisements hypozonaux (grenat, clinopyroxènes, biotite, amphiboles, pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopyrite) ;
4. en considérant la quantité d'or par kilomètre carré de ceinture de roches vertes, il s'agit de la ceinture la plus prolifique de tout le craton du Yilgarn, tous les faciès métamorphiques confondus.

7.1.2 La ceinture de Kolar (Inde)

La ceinture de Kolar est un district historique très important pour les gisements hypozonaux. La ceinture de Kolar contient plus de 800 t Au (production + réserves). Kolar est situé dans le craton de Dharwar, en Inde ([figure 29](#)). Les ceintures les plus prolifiques du craton sont celles de Kolar et Hutti. On peut noter que ces ceintures sont parmi les plus petites du craton, ce qui contraste beaucoup avec ce que l'on trouve par exemple au Canada dans la Province de Supérieur.

La ceinture de Kolar est d'âge archéen (~2,6-2,5 Ga) et est principalement constituée de roches volcaniques mafiques métamorphisées au faciès moyen à supérieur des amphibolites. Des gisements sont présents sur presque toute la largeur de la ceinture ([figure 30](#) et [figure 31](#)). Le style de déformation dans la ceinture est principalement caractérisé par des zones de cisaillement ductiles anastomosées. On y trouve principalement deux types de gisements dans la ceinture de Kolar (Siddaiah et Rajamani, 1989) :

1. des veines de quartz aurifères laminées très étendues, avec moins de 1% de sulfures microscopiques (ce type de minéralisation représente plus de 95% de la production de la ceinture) ;
2. des amas de quartz-pyrrhotite-arsénopyrite aurifères dans des formations de fer silicatées altérées (moins de 5% de la production).

La minéralogie des altérations à Kolar semble montrer des minéraux formés à des températures moyennes (amphiboles, calcite, biotite), ce qui pourrait laisser croire que la minéralisation est rétrograde par rapport au maximum métamorphique des roches hôtes, tout en étant quand même considérée comme hypozonale. Les conditions de mise en place de la minéralisation restent toutefois assez mal définies; très peu d'études récentes y ont été réalisées.

On retient de Kolar les points suivants :

1. concentration phénoménale d'or dans une ceinture très étroite (3 km de largeur au plus large) et très métamorphisée (faciès moyen-supérieur des amphibolites) ;
2. or dans les amphibolites et dans les BIF ;
3. or dominant dans les amphibolites, sulfures très mineurs dans les veines de quartz aurifères.

7.1.3 Implications pour l'exploration dans les ceintures de roches vertes archéennes au Québec

Deux points majeurs se dégagent de l'examen des districts de Kolar et de Southern Cross :

1. la très petite taille et le fort métamorphisme (amphibolites moyen-supérieur) de ces ceintures par rapport à leur productivité aurifère. Dans les deux cas, les ceintures font en moyenne moins de 3-4 km de large. Ces tailles sont très comparables à celles de ceintures du Moyen et Grand-Nord du Québec ([figure 32](#));
2. les minéralisations se trouvent dans les amphibolites, les formations de fer, et les roches ultramafiques des ceintures. Dans le cas de Kolar, les amphibolites correspondent à la roche hôte dominante.

Les petites ceintures volcanosédimentaires métamorphisées du Moyen et Grand-Nord du Québec pourraient être des endroits favorables pour des minéralisations semblables. Deux cartes illustrant la

répartition des indices et gîtes d'or connus dans la partie nord-ouest du Québec sont présentées. La première figure (**figure 33**) montre la répartition des indices d'or qui ne sont pas associés spatialement à des formations de fer, puis ceux associés à des formations de fer (**figure 34**). Pour des fins de simplifications, les modèles génétiques n'ont pas été considérés. La carte de la figure 34 inclut les indices où l'or est la première substance principale tels que rapportés dans le SIGEOM. La formation de fer n'est pas non plus nécessairement la première lithologie mentionnée dans la fiche de gîte, mais doit s'y trouver néanmoins. Dans la majorité des cas cependant (>95%), la formation de fer est la roche hôte principale.

Au total, on remarque qu'environ le tiers des indices aurifères ont des formations de fer associées (**Tableau 3**). Il est intéressant de s'attarder à la répartition des gisements aurifères associés à des formations de fer dépendamment de la ceinture volcanosédimentaire et de son métamorphisme.

Tableau 3: Répartition des minéralisations aurifères du Moyen et Grand-Nord du Québec selon le métamorphisme et la présence de formations de fer associées.

Secteur	Sans formation de fer	Avec formation de fer	Total	% avec formation de fer	Métamorphisme des roches supracrustales	--% Formation de fer ++ -- Métamorphisme ++
Eastmain	76	14	90	15%	Schiste vert à amphibolite moyen	
La Grande	108	40	148	27%	Schiste vert supérieur à amphibolite moyen	
Grand Nord	24	25	49	48%	Amphibolite moyen à supérieur	
Ashuanipi	11	38	49	78%	Granulite	

Les formations de fer sont omniprésentes comme roches hôtes des minéralisations aurifères dans les ceintures du Grand-Nord et dans l'Ashuanipi, . Comme mentionné précédemment, les formations de fer deviennent une lithologie plus importante aux faciès métamorphiques élevés, à cause des processus de précipitation de l'or. Mais il semble tout de même y avoir une certaine sur-représentation des formations de fer dans ces deux cas, si on compare avec les graphiques présentés dans la section 6.3.

Comment peut-on expliquer cette situation?

1. Il est possible qu'elle soit due, au moins en partie, aux modèles d'exploration utilisés dans ces régions qui ont été centrés sur la prospection des formations de fer.
2. Dans le contexte du nord du Québec, les formations de fer sont très faciles à suivre et à voir sur le terrain, en raison de leur altération ubiquiste en chapeaux de fer. Elles deviennent un pôle d'attraction immédiat lors de la prospection.
3. Les formations de fer contiennent beaucoup plus de sulfures que les amphibolites minéralisées pour une même teneur en or. La détection des sulfures associés à l'or est alors beaucoup plus facile dans les formations de fer.

Lorsqu'on regarde les ceintures de Kolar et de Southern Cross, on constate que les formations de fer ne sont qu'une des lithologies hôtes possibles. Un point important ici est de constater que les

formations de fer aurifères sont accompagnées de gisements souvent plus importants dans les amphibolites adjacentes. La présence d'une formation de fer aurifère dans un secteur donné souligne donc le potentiel des roches mafiques-ultramafiques ou des tonalites adjacentes. Toutefois, les minéralisations aurifères dans les amphibolites seront très certainement plus discrètes, parce que les sulfures y seront beaucoup moins abondants.

L'idée à retenir est donc la possibilité d'utiliser les formations de fer aurifères comme pôles indicateurs du potentiel aurifère des roches adjacentes.

7.2 Chevauchement d'un bloc de roches de haut grade métamorphique sur des roches de faible métamorphisme (Limpopo)

7.2.1 Zone marginale sud du Limpopo

La zone marginale sud de la ceinture archéenne du Limpopo, ainsi que la ceinture de roches vertes de Sutherland adjacente, dans le craton du Kaapval, contient également des gisements d'or orogéniques hypozonaux ([figure 35](#)). Le craton du Kaapval, au sud, est constitué de l'assemblage typique granites-roches vertes. La zone marginale sud de la ceinture du Limpopo, au nord, est constituée principalement de granulites dérivées de roches sédimentaires, de lambeaux de ceintures de roches vertes au faciès des granulites et d'intrusions granitiques (parfois des charnockites) syn- à post-tectoniques. La ceinture de granulites du Limpopo est en contact chevauchant par-dessus le craton du Kaapval au sud, selon un mouvement du nord au sud. La zone de suture est le « Hout River Shear zone » qui montre un mouvement inverse-oblique. Le début du mouvement sur le cisaillement a débuté vers 2690 Ma et est synchrone avec une déformation et un métamorphisme de faciès granulitique dans la ceinture du Limpopo. Des plutons syn-cisaillement charnockitiques se sont mis en place au pourtour de la zone de cisaillement au cours du métamorphisme de haut-grade, vers 2670-2660 (Kreissig et al., 2001). Le déplacement vertical sur la structure est évalué à 15 km.

Vers la fin de la déformation, il se produit un métamorphisme rétrograde de faciès amphibolitique supérieur, centré sur le chevauchement (Van Reenen et al., 1994). Les fluides métamorphiques rétrogrades, porteurs de CO₂, provoquent une réhydratation partielle rétrograde des granulites, principalement dans le mur du chevauchement. Le front de réhydratation est marqué par un isograde d'ortho-amphibole. Simultanément, un métamorphisme prograde de faciès amphibolite est observé dans les roches du craton du Kaapval adjacentes à la suture. Plusieurs gîtes et gisements d'or se trouvent dans la ceinture de roches vertes de Sutherland et dans de petites ceintures de roches vertes situées dans la zone rétrograde du Limpopo adjacent. Tous les gisements, de part et d'autre du cisaillement, présentent des caractéristiques similaires, compatibles avec les gisements d'or hypozonaux tels que présentés par les chercheurs australiens : ils sont associés de près à des zones de cisaillement ductiles inverses à obliques, généralement E-W, à pendage vers le nord, subsidiaires au cisaillement de Hout River ;

2. les roches hôtes sont des amphibolites, des formations de fer métamorphisées, roches méta-ultramafiques ou métasédiments ;
3. les altérations et les minéraux associés à l'or sont typiques du faciès supérieur des amphibolites (grenat, biotite, pyroxènes et hornblende) ;
4. les sulfures associés sont la pyrrhotite, loellingite, arsénopyrite.

Plusieurs éléments sont en faveur d'une mise en place de l'or durant un épisode métamorphique rétrograde centré sur le chevauchement qui forme la suture entre la ceinture du Limpopo et le craton du Kaapval. L'épisode rétrograde a provoqué une réhydratation des granulites et un métamorphisme

dans le craton du Kaapval adjacent, ainsi que la formation de gîtes d'or dans les cisaillements subsidiaires, parallèles au chevauchement principal.

7.2.2 Renco : Zone marginale nord du Limpopo

Le gisement Renco (~20 t Au?) est situé dans la zone marginale nord de la ceinture du Limpopo, près de la limite nord avec le craton du Zimbabwe. La zone marginale nord est surtout constituée de gneiss charnockitiques-enderbitiques d'origine plutonique mis en place entre 2720 et 2620 Ma (Kolb et al., 2000). Le chevauchement de ces gneiss sur le craton du Zimbabwe s'est produit principalement entre 2620 Ma et 2570 Ma et s'est accompagné d'un métamorphisme de faciès granulitique (850°C et 8 kbar) et de l'intrusion de granites syn-cinématiques potassiques et porphyriques (suite de Razi). L'enderbite hôte du gisement Renco, massive à légèrement foliée s'est mise en place vers 2570 Ma. Par la suite, comme dans le cas de la partie sud du Limpopo, on observe un métamorphisme rétrograde répandu affectant à la fois l'enderbite hôte et les gneiss charnockitiques-granulitiques adjacents, dans des conditions P-T du faciès des amphibolites (650°C et 4 kbar; Kolb et al., 2000). Le développement de zones de mylonites, dans l'enderbite, s'est produit durant l'épisode rétrograde de faciès amphibolitique.

Le modèle proposé est que l'or s'est mis en place lors du métamorphisme rétrograde de faciès amphibolitique, durant la réhydratation des granulites de la zone marginale nord vers la fin du chevauchement ([figure 36](#)). Kolb et al. (2000) proposent que les fluides provoquant le métamorphisme rétrograde ont été produits lors de la superposition de la ceinture du Limpopo (granulites chaudes) sur les ceintures de roches vertes de faible métamorphisme (froides) du craton du Zimbabwe, au nord, lors du chevauchement et de l'exhumation du Limpopo. Le contact thermique bloc chaud (800°C) - bloc froid (400°C) aurait alors provoqué le métamorphisme des roches vertes de plus faible grade métamorphique et la production de fluides, qui auraient remonté à la faveur des zones de cisaillement formées lors du chevauchement lui-même (Kolb et al., 2000).

Au niveau local, le gisement est situé dans une enderbite massive, relativement peu foliée et plus compétente que l'encaissant ([figure 37](#)). Les auteurs croient qu'il s'agit d'un contrôle rhéologique; l'enderbite massive et compétente vis-à-vis les gneiss foliés encaissants a été une zone de stress moyen plus faible où les fluides ont été concentrés (Kolb et al., 2000). Dans le détail, la minéralisation aurifère à Renco se trouve dans des zones de mylonites secondaires, possiblement associées au chevauchement principal. L'or et l'altération sont principalement concentrés dans des mylonites montrant des macrolithons altérés en grenat-biotite-pyrrhotite-chalcopryrite dans les mylonites, compatibles avec des conditions rétrogrades sur l'enderbite hôte ([figure 38](#)). Certains lithons sont des sulfures semi-massifs à massifs et les teneurs en cuivre des lithons peuvent aller de 0,1 à 0,5% (Kisters et al., 2000). Les lithons montrent des évidences de fracturation cassante épisodique à haute température; cette fracturation est expliquée par un processus de segmentation hydrologique des fluides (détails dans Kisters et al., 2000). La précipitation de l'or se serait produite par la diminution drastique de pression du fluide et l'immiscibilité résultante lors de cette fracturation cassante.

7.2.3 Implications pour l'exploration au Québec

De ces gisements, on peut retenir de façon générale les guides d'exploration suivants :

1. les structures chevauchantes ductiles majeures juxtaposant un bloc lithotectonique « chaud » sur un bloc « froid » et hydraté qui est important pour la production de fluides lors du métamorphisme de contact ;

2. on peut trouver des gisements autant du côté mur que du côté toit de la structure chevauchante ;
3. la circulation des fluides le long du chevauchement est marquée par des évidences de réhydratation au faciès des amphibolites (ou plus bas?) des roches anhydres (granulites) du bloc chaud près du chevauchement ;
4. la zone de contact entre les deux blocs de températures différentes est marquée par la présence de granites syn-chevauchement produits par la fusion hydratée résultant de la production des fluides ;
5. les altérations et les minéraux métalliques associés à l'or indiquent une formation à haute température, au faciès des amphibolites. Les métasomatisme lié aux fluides est donc rétrograde dans les granulites (bloc « chaud »), mais prograde dans les roches du bloc « froid » ;
6. les zones locales de roches compétentes sont importantes pour pouvoir développer un comportement localement ductile-cassant, favorisant la précipitation de l'or par diminution de pression (ex : enderbite massive à Renco).

Ce modèle ouvre de toutes nouvelles perspectives pour l'exploration. *Les fronts de chevauchements de roches très métamorphisées sur des roches de plus faible métamorphisme deviennent donc des endroits propices pour des minéralisations aurifères.* Ce modèle peut être appliqué au Grenville par exemple (voir le volet 2 du projet).

7.3 Zone d'avant-arc d'un arc magmatique continental du Paléoprotérozoïque : exemple de Nalunaq, Groenland

Les gisements d'or orogéniques hypozonaux présentés jusqu'ici étaient tous des gisements formés à l'Archéen. Or, le Protérozoïque inférieur est aussi une période importante de formation de gisements d'or orogéniques (Goldfarb et al, 1998).

Le gisement de Nalunaq est un exemple de gisement du Protérozoïque inférieur du Groenland. Les réserves actuelles de ce gisement sont évaluées à 13 tonnes d'or, avec une teneur de 32 g/t environ. De façon préliminaire, on évalue le potentiel de la structure minéralisée à environ 56 tonnes d'or. L'exploitation du gisement a débuté en 2003 (Geology of Greenland Survey Bulletin 189, 70-75).

Nalunaq est situé dans l'orogénie ketilidienne du sud du Groenland ([figure 39](#)). Du nord au sud, la zone orogénique comprend un avant-pays archéen et une zone de bordure (métasédiments et métavolcanites mafiques protérozoïques), un arc magmatique calco-alcalin (batholite de Julianehab) et une zone d'avant-arc migmatisée (psammites et pélites, quelques roches volcaniques mafiques, intrusions granitiques) (Garde et al., 2002).

L'orogénie ketilidienne a été formée par la subduction, vers le nord, d'une plaque océanique sous le craton archéen de l'avant-pays. L'important batholite de Julianehab s'est formé entre 1854-1795 Ma et représente l'arc magmatique associé à la subduction, formé à la marge du craton archéen. Les métasédiments des zones de psammites et pélites (incluant aussi des volcanites mafiques) sont les produits de l'érosion de l'arc magmatique dans le bassin d'avant-arc, dont l'accumulation s'est poursuivie jusqu'à 1790 Ma. Les sédiments grossiers se sont accumulés près du batholite (zone de psammites) et les sédiments fins plus loin (zone de pélites). Vers 1795 Ma, la zone d'avant-arc subit un métamorphisme HT-LP (faciès des amphibolites-granulites), augmentant du NW au SE, accompagné de fusion partielle et migmatisation des métasédiments et de l'intrusion de magma granitique de type S. Il est difficile de déterminer si cet événement tectonique est lié à la collision d'un bloc continental ou simplement à l'accrétion du bassin d'avant-arc suite à un changement du régime

de subduction, puisque cette partie est maintenant manquante (serait plus au sud) (Garde et al., 2002). Le gisement de Nalunaq est le plus important de nombreux indices d'or situés dans l'avant-arc. Il est situé dans une petite bande d'amphibolites encaissée dans les roches métasédimentaires (Kaltoft et al., 2000).

La [figure 40](#) présente le schéma représentant une coupe selon l'axe approximatif A-B tracé sur la figure précédente. On peut noter la subduction interprétée vers le nord, le batholithe calco-alcalin résultant de la subduction, et la zone d'avant-arc très métamorphisée comprenant le gisement.

Nalunaq est donc situé dans une zone qui représente un bassin d'avant-arc accrété à un arc magmatique calco-alcalin, formé au-dessus d'une zone de subduction. La localisation du gisement dans un tel environnement présente beaucoup de similarités avec des gisements d'or orogéniques plus récents, particulièrement dans la Cordillère de l'Ouest de l'Amérique du Nord (Goldfarb et al., 1998). Dans le contexte d'une marge continentale active où une plaque océanique subducte sous le continent, on retrouve typiquement les gisements d'or orogéniques dans des roches océaniques accrétées à l'arc magmatique, donc du côté océanique de l'arc. La présence de roches océaniques hydratées subissant un gradient thermique élevé lors d'un événement thermique important semble cruciale dans la production des fluides (Groves et al., 1998). Dans un tel contexte, les gisements aurifères se forment surtout autour de grandes failles marquant les sutures entre les différents terrains accrétés.

Les gisements d'or de la Californie Centrale se situent dans le « Mother Lode » qui est un district classique d'or orogénique, avec une production historique de plus de 100 MOZ d'or (incluant les placers). Les gisements sont situés à quelques dizaines de kilomètres du côté océanique d'un arc magmatique continental majeur formé vers 120 Ma (le batholithe de la Sierra Nevada), dans une série de terranes océaniques très étroites accrétées le long de la marge ouest du batholithe calco-alcalin. Les terranes hôtes de la minéralisation aurifère sont principalement formées de roches métasédimentaires et métavolcaniques mésozoïques et paléozoïques. L'âge de formation des gisements est évalué à 127-108 Ma (Goldfarb et al., 1998).

7.3.1 Implications pour l'exploration au Québec

L'orogénie ketilidienne de la partie sud du Groenland n'est en fait qu'une partie d'une grande ceinture de roches du Paléoprotérozoïque de l'Amérique du Nord. On peut corréler assez facilement les roches de l'orogénie ketilidienne avec celles de la Province de Makkovik au Labrador ([figure 41](#)), en dépit du fait que ces dernières aient été sectionnées par le Front du Grenville (Garde et al., 2002; Wardle et al., 2002). Rappelons d'ailleurs que la séparation entre le Groenland et le Labrador est très récente, puisque la mer du Labrador qui les sépare est cénozoïque.

Au Québec, la partie sud-est de la Province de Churchill est constituée de roches d'âges très semblables ([figure 42](#)). Le contexte tectonique de mise en place de ces roches présente beaucoup de similitudes avec le cas du Groenland. Il est intéressant de l'examiner plus en détail d'un point de vue tectonique ([figure 43](#)).

Le craton archéen du Nain constitue, comme au Groenland, la base sur laquelle s'est développée la Province de Churchill au Québec. La première phase de développement de l'orogénie est marquée par le développement d'une subduction dirigée vers l'est, sous le craton du Nain, et d'un arc magmatique continental développé sur le craton archéen vers 1,91-1,89 (arc de Burwell) ([figure 43](#)). Un premier épisode d'accrétion s'est produit vers 1,87-1,85 Ga, avec la formation de l'orogénie des Torngats. La collision met en cause le craton du Nain, à l'est, et un bloc de roches archéennes intermédiaires entre le Nain et le Supérieur (« Core Zone »). Des roches sédimentaires océaniques du Paléoprotérozoïque ont été coincées, déformées et métamorphosées au faciès des amphibolites-granulites durant la collision : les gneiss de Tasiuak représentent possiblement le prisme d'accrétion océanique d'avant-

arc associé à la zone de subduction (Wardle et Kranendonk, 1996). Les données sismiques récentes confirment ces hypothèses.

Suite à la collision formant les Torngats entre le « Core Zone » et les Torngats, la subduction continue plus à l'ouest, dans une zone de subduction plongeant vers l'est, sous le « Core Zone ». Un nouvel arc magmatique continental se forme sur le « Core Zone » entre 1,85-1,82 Ga et est représenté par le très extensif batholite de De Pas et le plus modeste batholite de Kuujjuaq. Cette subduction prend fin lors de la collision entre le craton du Supérieur et le « Core Zone » vers 1,82-1,77 Ga, avec l'accrétion des terrains océaniques au devant de l'arc magmatique. Immédiatement à l'ouest du batholite de De Pas, on trouve notamment des roches principalement sédimentaires flyshoïdes, métamorphisées au faciès des amphibolites (groupe de Laporte). Des zones locales de roches métavolcaniques y sont également reconnues. Le groupe de Laporte pourrait représenter la zone d'avant-arc du prisme d'accrétion associé à la zone de subduction ayant formée le De Pas, accrétée lors de la collision (Wardle et Kranendonk, 1996). Contrairement aux roches de la Fosse du Labrador plus à l'ouest, elles contiennent aussi différentes intrusions granitiques syn-tectoniques, qui soulignent le fait qu'elles ont été le focus de la production de chaleur et de fluides.

La Fosse du Labrador représente plutôt les roches de la marge passive du Supérieur (zone de Schefferville-Melezes) et un rift océanique sédimenté (zone de Baby Howse) pré-subduction, coincées lors de la collision Supérieur-« Core Zone » (Wardle et Kranendonk, 1996).

Potentiel aurifère

Donc, deux épisodes de subduction avec formation d'arcs magmatiques continentaux très extensifs sont reconnus du côté québécois (arc de Burwell et les batholites de De Pas et de Kuujjuaq). Les cas de Nalunaq au Groenland et des gisements récents de la Cordillère soulignent le potentiel aurifère très intéressant de ces environnements, particulièrement du côté des roches océaniques accrétées, adjacentes à l'arc magmatique continental. Cette zone d'avant-arc est une zone de flux de chaleur élevé et de production intense de fluides venant de la déshydratation des roches océaniques. Ces conditions sont très favorables à la formation de minéralisations aurifères. Dans le cas du Québec, deux secteurs d'intérêt méritent d'être soulignés : les roches métasédimentaires du Groupe de Laporte qui sont les roches d'avant-arc accrétées sur la marge ouest du batholite de De Pas à 1,82 Ga, et les gneiss de Tasiuyak qui représentent les roches de l'avant-arc de la zone de subduction précédente, accrétées sur l'arc de Burwell et la Province de Nain vers 1,87 Ga.

Partie ouest des batholites De Pas et Kuujjuaq 1,85-1,82Ga

Le potentiel de la partie ouest du batholite de De Pas est concentré dans les roches métasédimentaires (\pm métavolcaniques) du Groupe de Laporte. Des indices aurifères et cuproaurifères ont été reconnus dans ces roches, principalement dans la partie sud (partie ouest du SNRC 23P). Ce sont d'ailleurs les seuls endroits qui ont fait l'objet d'une cartographie à l'échelle 1 :50 000, outre le secteur de Kuujjuaq (Girard, 1995). Toute la zone entre la fosse du Labrador et le batholite (moitié nord-est de SNRC 24B, partie sud-est de 24F et tout 24G) n'a été cartographiée qu'à l'échelle du 1 :1 000 000 et très peu de travaux d'exploration minière y ont été effectués.

Toutes les zones couvertes par les roches métasédimentaires du Groupe de Laporte et les roches métasédimentaires du secteur de Kuujjuaq présente ainsi un potentiel méconnu. En particulier, on peut considérer les aspects supplémentaires suivants :

1. les zones montrant des anomalies en arsenic dans les lacs ([figure 44](#));
2. les grands linéaments ductiles (tels que présentés dans le projet 2000-3) devraient être considérés comme de grandes structures de premier ordre contrôlant la

localisation des minéralisations, notamment la zone de cisaillement du lac Tudor, qui sépare le batholite de De Pas des métasédiments du Laporte (contient d'ailleurs un indice d'or dans des gneiss calco-silicatés, indice Danis #3).

Les paragneiss de Tasiuyak

Les paragneiss de Tasiuyak représentent les roches du prisme d'accrétion de l'avant-arc accrétées au Nain lors de la collision qui a formé les Torngats. Les interprétations des données sismiques de Lithoprobe ainsi que de la géologie de surface ont permis de déterminer que les paragneiss de Tasiuyak se trouvent à la position de la zone de suture majeure représentant la zone de subduction 1,91-1,89 Ga ([Figure 45](#)). Dans la partie nord, devant l'arc magmatique de Burwell, la signature de la zone de subduction est encore évidente (coupe A-A'). La zone de cisaillement d'Abloviak, qui fait plus de 1000 km de long et qui mylonitise les gneiss de Tasiuyak, marque la zone de suture qui descend jusqu'au manteau. Les gneiss de Tasiuyak sont principalement métasédimentaires mais contiennent aussi des niveaux mafiques ou ultramafiques.

Le potentiel aurifère des paragneiss de Tasiuyak est souligné par la découverte d'un gîte d'or possiblement hypozonal dans ces roches dans le secteur de Voisey's Bay au Labrador, à quelques kilomètres seulement du gisement de Ni-Cu. Le gîte VBE-2 a été découvert en 1997, par hasard, en recherchant du Ni-Cu (Skanes et al., 2004). Il s'agit d'une minéralisation à pyrrhotite-loellingite-arsénopyrite aurifère dans un niveau de gneiss à quartz-pyroxène-grenat encaissé dans les paragneiss à biotite-grenat de Tasiuyak. La minéralisation est suivie sur près de 300 m et les meilleures intersections sont de 2,1 m à 5,5 g/t et 4,0 m à 2,3 g/t (Skanes et al., 2004). Il pourrait s'agir d'une formation de fer aurifère métamorphisée dans laquelle l'introduction de l'or serait précoce (Skanes et al., 2004).

Zone à l'est du batholite de De Pas, est de 23P

La zone à l'est du batholite de De Pas contient des roches métasédimentaires et métavolcaniques protérozoïques dont l'origine est mal comprise mais qui contiennent un indice Au-As avec arsénopyrite massive (indice Van Der Leeden). Elle contient également plusieurs anomalies en arsenic dans les fonds de lacs. Ces roches pourraient représenter les vestiges d'un arc magmatique plus ancien (2,3-1,9 Ga; Girard, 1990).

8 LES GISEMENTS ATYPIQUES/CONTROVERSÉS

8.1 Hemlo

8.1.1 Caractéristiques

Géologie régionale

Hemlo constitue le 3^{ième} plus important gisement d'or au Canada, avec plus de 760 tonnes d'or à une teneur de 8 g/t. Hemlo se trouve dans la ceinture de Schreiber-Hemlo de la Sous-province de Wawa en Ontario ([figure 46](#)). Cette ceinture contient des roches volcaniques mafiques tholéitiques, plusieurs petits centres volcaniques calco-alcalins, felsiques à intermédiaires, et une importante proportion de roches métasédimentaires, surtout dans sa partie orientale. Ces roches supracrustales ont subi plusieurs épisodes de déformation, laissant de nombreux plis de grande ampleur et plusieurs zones de cisaillement ductiles. La ceinture contient aussi au moins deux générations de granitoïdes internes (Muir, 2003).

Géologie locale

La séquence de la mine est principalement constituée d'un complexe volcanique felsique (Moose Lake complex) et de roches sédimentaires volcanoclastiques et épicastiques (Muir, 2002) (figure 47). Les roches supracrustales y sont fortement déformées par des plis isoclinaux, parfois de grande ampleur, et par plusieurs zones de cisaillements ductiles qui font partie d'un corridor de déformation régionale. Au niveau local, la minéralisation semble contrôlée par ces zones de cisaillement ductiles parallèles et est concentrée aux contacts entre les volcaniques felsiques et les roches métasédimentaires.

Le gisement est centré sur une inflexion très nette dans la ceinture de roches vertes, qui est également reflétée dans l'orientation des cisaillements. La minéralisation suit également cette inflexion. Un fait important est que le style de minéralisation, l'altération et les contraintes sont très différents de part et d'autre du point d'inflexion; ce point divise le gisement en 2 segments distincts : le segment ouest et le segment principal (Muir, 2002).

Altération et minéralisation

Le segment principal, à l'est, est caractérisé principalement par de la minéralisation disséminée en Au-Mo avec un peu de minéralisation contrôlée par des fractures. L'altération pénétrante, surtout potassique et parfois siliceuse, est caractérisée par de la microcline, muscovite, biotite, pyrite ± quartz ± hématite, avec des quantités variables de barite, dans les roches volcaniques et les roches métasédimentaires. La présence de mica vanadifère vert ou de molybdénite indique de bonnes teneurs en or. On retrouve communément des zones d'altérations zonées à microcline au centre et muscovite en périphérie. Typiquement, on nomme les zones minéralisées selon le minéral dominant, comme « feldspathic ore », « muscovite ore » ou « barite ore ». On trouve deux zones minéralisées parallèles, chacune associée à une zone de cisaillement ductile. Les roches du segment principal sont fortement cisillées et montrent des plis isoclinaux à plusieurs échelles. La zone d'altération y est plus étroite et correspond de près à la minéralisation aurifère (Muir, 2002).

Le segment ouest présente des caractéristiques semblables au segment principal dans sa partie est. Dans sa partie ouest, l'altération et la minéralisation sont plutôt caractérisées par l'altération principalement sodique en albite, quartz, carbonates, phlogopite et/ou trémolite-actinote. Une altération feldspathique contrôlée par des fractures se superpose à cette première altération. Les zones minéralisées du segment ouest sont moins riches, plus courtes et plus erratiques. La zone d'altération y est plus large et dépasse largement l'enveloppe minéralisée. La déformation du segment ouest est moins importante que dans le segment principal (Muir, 2002).

Caractéristiques atypiques

Plusieurs caractéristiques du gisement Hemlo distinguent clairement ce gisement des autres gisements d'or archéens orogéniques typiques (Muir, 2002):

1. la minéralisation se présente surtout sous forme disséminée dans la roche hôte altérée (il y a peu de veines de quartz ou carbonates) ;
2. l'assemblage métallique associé à l'or est atypique (e gisement contient en moyenne 0,1 % Mo, 13,4 % barite, des teneurs élevées en As, Hg, Sb, et V et peu de W et Bi) ;
3. au faciès des amphibolites, les gisements orogéniques sont normalement dominés par la pyrrhotite comme principal sulfure associé, alors qu'à Hemlo, la pyrite domine ;
4. il n'y a pas de roches volcaniques ou plutoniques mafiques-ultramafiques et pas de formations de fer dans la séquence de la mine (la minéralisation est au contact entre

un complexe volcanique felsique (Moose Lake) et des sédiments épicastiques-volcanoclastiques) ;

5. la minéralisation a subi un métamorphisme de faciès amphibolitique après sa formation ainsi qu'au moins deux épisodes de déformation ductile.

Chronologie de mise en place

Des études très détaillées durant les cinq dernières années ont permis de définir de façon assez précise les conditions et la chronologie de mise en place du gisement. Dans la chronologie des événements, tout s'est passé très rapidement dans la ceinture. Entre la formation des roches volcaniques felsiques et le métamorphisme de faciès amphibolite, on compte à peine 15 Ma. Cet intervalle très restreint contraste avec ce qu'on observe typiquement dans les gisements orogéniques, où la minéralisation est souvent des dizaines de millions d'années plus jeune que les roches encaissantes.

Modèle génétique

L'hypothèse la plus récente (Muir, 2002), est celle d'un gisement d'or orogénique atypique, associée à des zones de cisaillement ductiles ([figure 48](#)). La minéralisation se serait formée dans des conditions P-T élevées compatibles avec le faciès des amphibolites, mais de façon antérieure au pic du métamorphisme, et vers le début de l'épisode de déformation ductile responsable des zones de cisaillement ductiles. La localisation du gisement serait contrôlée par un « coude » dans la ceinture de roches vertes. Les fluides hydrothermaux auraient été focalisés entre autres par le contraste de compétence sédiments-volcanites felsiques et par une dilatation locale formée dans le « coude », qui marque d'ailleurs un changement drastique dans le style minéralogique de la minéralisation. On explique l'association métallique atypique et le caractère plutôt oxydé du gisement à la présence de fluides magmatiques oxydés, peut-être par la présence d'un pluton en profondeur. L'influence magmatique expliquerait le caractère oxydé de la minéralisation (pyrite à haute température, barite), l'altération potassique prédominante et l'abondance de molybdène. On considère que Hemlo s'est formé dans des conditions aux limites entre celles des gisements orogéniques mésozonaux et hypozonaux, selon la classification de Groves (1998).

Outre ses différences, certaines caractéristiques de Hemlo le rapprochent des gisements orogéniques hypozonaux typiques décrits dans cette étude : le contrôle par des zones de cisaillement ductiles, la minéralisation de type disséminée, l'absence d'altération carbonatée.

8.1.2 Implications pour l'exploration au Québec

Les points suivants du gisement de Hemlo pourraient s'appliquer à l'exploration au Québec:

1. la présence de zones de cisaillement purement ductiles d'ampleur régionale ;
2. une minéralisation disséminée relativement discrète, sans veines de quartz ou carbonatation ;
3. l'absence de veines de quartz ne signifie pas absence de minéralisation ;
4. l'importance des changements de direction dans des grandes zones de cisaillement ductiles ;
5. la présence d'une source de fluides magmatiques oxydés qui pourrait expliquer la grande taille du gisement par rapport aux gisements d'or hypozonaux (précipitation efficace par mélange de fluides) ;

6. des évidences de circulations hydrothermales oxydantes, par la présence de minéraux oxydés dans les roches de haut grade (barite, hématite, mica vert, pyrite dans les roches de faciès amphibolitique);
7. le molybdène comme traceur géochimique.

8.2 Challenger

Le gisement de Challenger se situe dans le craton de Gawler du sud de l'Australie. Le gisement comprend environ 15 tonnes d'or, avec une teneur de 8,57 g/t. Il se situe dans un endroit où la couverture superficielle est très développée, si bien que le gisement n'affleure pas. La géologie de la région est mal comprise en raison du manque d'affleurement. Le gisement lui-même a été découvert à la suite du développement d'une technique d'échantillonnage géochimique des calcretes (Tomkins et Mavrogenes, 2002). Les roches hôtes sont archéennes (3150-2950 Ma).

Challenger est un gisement présentant des caractéristiques très distinctes. Le gisement se trouve encaissé dans des paragneiss alumineux migmatitisés. La minéralisation se présente sous forme de pyrrhotite-arsénoopyrite-loellingite. L'or et les sulfures se trouvent concentrés dans les leucosomes des paragneiss migmatitisés. Aucune altération n'est visible dans les roches hôtes, mais la migmatitisation du paragneiss est beaucoup plus intense dans les zones minéralisées, ce qui pourrait suggérer qu'une zone d'altération précoce était présente et a favorisé la migmatitisation par sa composition différente des roches encaissantes (Tomkins et Mavrogenes, 2002).

Le modèle suggéré pour la formation de ce gisement est qu'il s'agit d'un gisement d'or précoce ayant subi le métamorphisme au faciès des granulites. Les conditions de métamorphisme ont été si intenses que l'or et les sulfures déjà présents dans la roche ont probablement subi une fusion partielle en même temps que le paragneiss, et ont été entraîné avec le magma silicaté sous forme de magma polymétallique. Les deux magmas ont migré vers les flancs courts de plis ptygmatitiques, dans des zones de dilatation locales.

Il est très difficile de retenir des critères d'exploration autres que géochimiques dans un tel contexte. En raison de l'absence d'affleurement dans la région de Challenger et à cause du fait que le gisement n'affleure pas non plus, il reste encore peu compris. Le développement minier dans les prochaines années permettra probablement d'en connaître un peu plus sur ce gisement très énigmatique.

9 CARACTÉRISTIQUES DES GISEMENTS OROGÉNIQUES MÉSOZONAUX (RÉTROGRADES)

Il existe toute une série de gisements qui, tout en étant encaissés dans des roches de faciès métamorphique élevé, montrent des caractéristiques franchement rétrogrades. Dans ces cas, tout indique que la minéralisation s'est mise en place à des P-T beaucoup plus basses que celles des roches hôtes, compatibles avec le faciès des schistes verts. Ils sont donc associés à des événements hydrothermaux rétrogrades, qui peuvent se produire à la fin de l'orogénèse dans laquelle les roches ont été métamorphisées (ex : Massif Central en France) ou durant un événement complètement différent (Craton de Chine du Nord).

9.1 Importance des gisements et principaux districts

En général, les gisements mésozonaux dans les roches de haut grade sont de plus grande taille que les gisements hypozonaux ([figure 5](#)). Contrairement aux gisements hypozonaux qui sont principalement archéens, l'âge des minéralisations est beaucoup plus variée, s'étalant de l'Archéen jusqu'au Mésozoïque.

Parmi les districts les plus importants, on trouve :

1. Limousin, Massif Central, France : > 45 t Au;
2. District de La Ronge, Saskatchewan : 75 t Au;
3. Craton de Chine du Nord : ~400 t Au;
4. Tapajos, Brésil : > 100 t Au;
5. Quadrilatere ferrifero, Brésil ; > 175 t Au;
6. Pogo, Alaska : 130 t Au.

9.2 Caractéristiques des gisements

9.2.1 Lithologies hôtes

Contrairement aux gisements hypozonaux qui sont principalement limités à des lithologies riches en fer et/ou compétentes, les lithologies hôtes de ces gisements sont beaucoup plus diverses et presque tous les types de roches métamorphiques sont possibles. Par exemple, dans le district du Limousin dans la partie nord-ouest du Massif Central en France, on trouve des gisements associés à des orthogneiss felsiques, des paragneiss aussi bien que des granites ([figure 49](#)). La nature des lithologies hôtes semble donc jouer un rôle beaucoup moins important que dans le cas des gisements hypozonaux.

9.2.2 Minéralisation et altération

La minéralisation et l'altération sont typiques des gisements d'or orogéniques mésozonaux tels que connus en Abitibi. Il s'agit principalement de veines de quartz-carbonates aurifères accompagnées de quantités variables de sulfures, surtout la pyrite. L'arsénopyrite et la scheelite sont souvent présentes. Les gisements sont variablement enrichis en W, As, Bi et Sb. Les roches hôtes sont typiquement altérées en ankérite, calcite, séricite et pyrite. Il faut noter que l'altération rétrograde des roches de haut grade métamorphique est localisée très près des structures minéralisées sans rétrogression généralisée des autres roches de haut grade.

9.2.3 Contexte tectonique des minéralisations

Dans la majorité des districts, la minéralisation aurifère s'est mise en place durant des périodes de tectonique en extension. Ces périodes d'extension sont associées aux périodes de soulèvement finales qui surviennent à la fin des orogénèses (ex : Pogo, Alaska, Rhys et al., 2003; Limousin, France, Bouchot et al., 2000). Ils peuvent aussi se former durant la réactivation ultérieure en tectonique d'extension de roches fortement métamorphisées depuis très longtemps (craton de Chine du Nord; Zhou et al., 2002). Dans le cas des gisements du district de Tapajos, au Brésil, la minéralisation est également contemporaine à des périodes d'extension post-orogéniques (Santos et al., 2001).

Cette association de la minéralisation avec des événements tectoniques en extension est différente de ce que l'on trouve normalement dans les gisements orogéniques classiques, qui sont associés aux périodes de compression orogéniques ([figure 3](#)). Cependant, ces gisements ressemblent beaucoup aux gisements orogéniques quant à la composition des fluides, les altérations, le style structural local et les associations métalliques. Néanmoins, leur classification en gisements « orogéniques » est plutôt précaire en raison de leur régime tectonique très distinct. Certains auteurs leur ont plutôt collé le terme « intrusion-related » (Rhys et al., 2003) qu'il faudrait alors prendre comme une association avec des intrusions au niveau temporel plutôt que strictement spatial.

9.2.4 Contrôle structural à l'échelle des provinces

Dans les districts bien étudiés, il a été démontré que les gisements présentent, au niveau régional, une association avec de très grandes structures cassantes, d'envergure crustale. Ces structures verticalement extensives affectent la croûte sur presque toute son étendue verticale et sont communément même visibles jusqu'au manteau. On peut noter l'exemple de la faille d'Argentat, dans le Massif Central français (voir [figure 11](#)) et des failles limitant les blocs archéens remontés en Chine ([figure 50](#)).

9.2.5 Styles de minéralisation et forme des gisements

Comme ces minéralisations se mettent communément en place durant des phases tectoniques d'extension et à des profondeurs relativement faibles, les structures hôtes sont, dans la plupart des cas, cassantes à ductiles-cassantes. Des brèches sont régulièrement observées. Les veines de quartz-carbonates aurifères peuvent être d'ampleur considérable, comme dans le cas de Pogo en Alaska où la veine principale fait jusqu'à 20 m d'épaisseur (Rhys et al., 2003; [figure 51](#)).

9.2.6 Association avec des intrusions tardives

Dans la majorité des cas bien documentés, on reconnaît à l'échelle régionale différentes intrusions tardives qui sont contemporaines à la mise en place de la minéralisation aurifère. Certains des gisements montrent une association génétique très claire avec ces intrusions. On trouve certains districts où la minéralisation est, la plupart du temps, associée directement aux intrusions tardives et d'autres où l'inverse se produit. Dans le craton de Chine du Nord, par exemple, les minéralisations du district de Jiao Dong sont reliées aux intrusions alors que ce n'est pas le cas dans le district de Xiaoqinling. Dans un même district, certains gisements sont clairement associés aux intrusions, alors que d'autres ne le sont pas du tout, même si les minéralisations sont strictement contemporaines et spatialement rapprochées. *Cette étude ne considère que les gisements qui ne sont pas clairement reliés aux intrusions.*

La dualité exposée précédemment suggère que la minéralisation aurifère peut suivre deux vecteurs différents dans une même région, soit des magmas ou des fluides indépendants. Cette situation a été très bien démontrée dans le cas du Massif Central où la majorité de l'or se trouve sans association à des intrusions, dans des minéralisations à Au-As, mais une partie reliée à des granites spécialisés à Li-F-W-(Au) contemporains. Dans cet exemple, on peut considérer que les magmas produits et les fluides aurifères sont deux manifestations d'un même événement tectono-magmatique à l'échelle crustale (Bouchot et al., 2000). Le même exemple s'applique probablement avec les gisements chinois.

Le **tableau 4** répertorie les intrusions tardives contemporaines à la minéralisation aurifère dans le cas de districts bien étudiés. On note aussi si les intrusions contemporaines sont également hôtes de la minéralisation.

La présence de lamprophyres et d'intrusions alcalines associés de très près à la minéralisation aurifère est caractéristique dans plusieurs districts. Les lamprophyres en particulier sont une indication très claire que les conduits minéralisés sont d'une étendue trans-lithosphérique. Ils indiquent que les magmas et les fluides ont leur origine dans des processus très profonds, utilisant de grandes zones de sutures (Bierlein et al., 2001).

De telles associations spatio-temporelles avec des lamprophyres sont également reconnues pour certains gisements archéens du Yilgarn et du Supérieur et de l'est de l'Australie au Paléozoïque (Bierlein et al., 2001).

Tableau 4: Intrusions contemporaines à la minéralisation pour quelques districts

District	Types d'intrusions temporellement associées	Contexte tectonique de la minéralisation	Âge des intrusions	Âge de la minéralisation	Hôtes (?)
Limousin	Granites spécialisés à Li-F (305 Ma); lamprophyres (295 Ma)	Extension et soulèvement post-orogénique	310-295 Ma	305Ma	Non
Xiaoqinling	Granites, lamprophyres mafiques, dykes mafiques	Extension et amincissement de la lithosphère	178-104 Ma	194-109 Ma	Rarement
Tapajos	Granites type A riches en F, syénites	Rifting et extension post-orogénique	1877-1864 Ma	~1860 Ma	Parfois
Pogo	Dykes de granites à biotite ± grenat	Extension post-orogénique	~106 Ma	~100 Ma	Non

10 EXEMPLES DE DISTRICTS D'OR OROGÉNIQUE MÉSOZONAL (RÉTROGRADE)

10.1 Limousin, Massif Central, France

Les gisements du Limousin en France ont fait l'objet de nombreux travaux de recherche dans les dernières années, à l'aide de techniques très modernes et variées. Ces travaux ont permis de définir de façon très précise le cadre de mise en place de minéralisation.

La déformation principale dans le Massif Central s'est produite entre 355 et 330 Ma. Les gisements du Limousin se sont formés postérieurement aux phases de compression, vers 310-305 Ma, durant les phases de relaxation, soulèvement et extension orogénique. On remarque que la formation des gisements est synchrone avec l'accélération de la vitesse de soulèvement post-orogénique ([figure 52](#)).

Dans le Limousin ([Figure 53](#), partie nord-ouest du Massif Central), les minéralisations semblent contrôlées par la faille crustale N-S d'Argentat, qui a servi de conduit de premier ordre pour les fluides minéralisés (Bouchot et al., 2000). Cette faille est interprétée comme allant jusqu'à la base de la croûte, à l'aide de méthodes géophysiques diverses ([figure 11](#)). De façon plus locale, les minéralisations se trouvent dans des failles cassantes ENE qui recoupent toutes les roches métamorphiques de haut-grade (paragneiss, orthogneiss, granites) ([figure 49](#) et [figure 54](#)). De façon régionale, des leucogranites à Li-F sont contemporains de la minéralisation. Des dykes de lamprophyres sont également observés autour de 300 Ma.

Il semble que les minéralisations soient synchrones avec un événement de granulitisation de la croûte inférieure ([figure 55](#)). Les fluides et les leucogranites auraient été formés par l'expulsion des fluides de la base de la croûte lors de la granulitisation. La granulitisation a pu être causée par un sous plaquage (underplating) de magmas basaltiques mantelliques à la base de la croûte (Bouchot et al., 2000). Les anomalies thermiques importantes responsables de cette granulitisation vers 305 Ma auraient pu être causées par une remontée de l'asthénosphère créée par la délamination de la lithosphère (Marignac et al., 1999). La présence de lamprophyres en surface est une indication de ce processus profond.

Une association très forte de l'or avec l'arsenic est caractéristique. Cette association a permis d'utiliser les valeurs en arsenic dans les ruisseaux pour tracer la localisation des paléochamps hydrothermaux en surface ([figure 53](#)).

10.2 Craton de Chine du Nord

Le craton de Chine du Nord contient plusieurs districts aurifères très importants. Les minéralisations aurifères sont principalement associées à des blocs de roches précambriennes contenant plusieurs intrusions surtout granitiques d'âge mésozoïque ([figure 50](#)) (Yang et al., 2003; Zhou et al., 2002). Dans certains districts, la minéralisation recoupe très clairement ces granites (ex : district de Jiao Dong) et leur est localement génétiquement associée (ex : gisement de Niuxinshan, district de Est Hebei). Dans d'autres cas, quoique les granites mésozoïques soient présents, la minéralisation ne leur est spatialement aucunement reliée (ex : district de Xiaoqinling).

Il semble que ces gisements soient associés à un événement d'amincissement général et à la délamination de la lithosphère durant un épisode d'extension généralisé vers 130-110 Ma ([figure 56](#)). Cet amincissement a causé une remontée de l'asthénosphère chaude, la fusion de la croûte (provoquant la formation des granites de type I contemporains) et du manteau lithosphérique (dykes mafiques et lamprophyres contemporains) (Yang et al., 2003). On note clairement dans le modèle l'amincissement de la lithosphère et la remontée de l'asthénosphère contemporaine à l'extension et à la formation des gisements ([figure 56](#)).

De façon similaire au cas du Massif Central, cet épisode tectono-magmatique est donc matérialisé par une combinaison de magma d'origine crustale, de magma mantellique et de fluides aurifères.

10.3 Implications pour l'exploration au Québec

Les exemples présentés montrent que les phases finales des orogénèses peuvent s'accompagner de minéralisations aurifères qui se forment dans les roches de haut grade métamorphique lors de leur exhumation. Voici les principaux critères à utiliser :

1. les évidences de tectonique en extension se produisant juste à la fin des orogénèses, lors du soulèvement et de l'exhumation finale des roches profondes :

- a) reconnaître les failles tardives de grande ampleur;
- b) reconnaître les évidences de magmatisme tardi- à post- orogénique associées aux failles de grande ampleur :
 - i. lamprophyres;
 - ii. intrusions alcalines;
 - iii. granites;
- 2. les évidences d'altérations à séricite-carbonates dans les failles tardives;
- 3. les anomalies géochimiques en As (c.f. le Massif Central).

Il s'avère difficile de cibler de telles minéralisations à grande échelle. D'une part, on ne trouve pas d'association très claire avec des ceintures volcanosédimentaires comme dans le cas des gisements hypozonaux, ce qui élargit énormément le champ de recherche. L'absence d'altération hors des failles minéralisées rend également difficile la reconnaissance des zones propices, puisque les roches de haut grade régional ne montreront pas d'évidences de rétrogression généralisées. Également, au Québec, les secteurs composés de roches de haut grade métamorphique diverses ont été généralement très peu étudiés.

La meilleure possibilité au niveau régional serait peut-être de miser sur la présence des intrusions tardi- à post-orogéniques qui marquent la présence de structures trans-lithosphériques et d'événements magmatiques en profondeur lors des phases finales d'exhumation des orogénies. Ces intrusions sont généralement facilement reconnues par les travaux de cartographie régionale et des dates sont également disponibles.

11 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Le potentiel aurifère des roches de haut grade métamorphique au Québec reste encore très peu connu. Cependant, la caractérisation des gisements de ce type à travers le monde suggère un potentiel aurifère intéressant. Ce projet a permis de suggérer plusieurs approches innovatrices basées sur la géologie de ces gisements et qui pourraient être utilisées pour l'exploration au Québec.

On retrouve trois principaux types de gisements aurifères dans les roches de haut grade métamorphique :

1. Des gisements orogénique hypozonaux caractérisés par :
 - une mise en place dans des conditions métamorphiques élevées, au faciès des amphibolites, durant le métamorphisme régional ;
 - une association avec des lithologies riches en fer et/ou montrant une compétence très élevée par rapport aux roches environnantes ;
 - des minéraux d'altération typiques d'une formation à haute température : pyroxène, grenat, biotite, amphibole, pyrrhotite, loellingite, arsénopyrite ;
 - une association avec des zones de cisaillement ductiles.
2. Trois environnements propices sont présentés pour ces gisements hypozonaux :
 - les ceintures volcanosédimentaires archéennes ;
 - les zones de chevauchement de roches de métamorphisme élevé sur des roches de métamorphisme plus faible ;

- les zones d'avant-arc des arcs magmatiques paléoprotérozoïques.

3. Des gisements orogéniques mésozonaux caractérisés par :

- une mise en place dans des conditions de métamorphiques plus basses, rétrogrades par rapport aux roches hôtes, et de faciès schistes verts ;
- une association avec les phases d'extension et de soulèvement tardi- à post-orogéniques, possiblement accompagnées de remontées asthénosphériques ;
- des lithologies hôtes très diverses ;
- des assemblages d'altération typiques de conditions métamorphiques des schistes verts : séricite, carbonates, chlorite, albite, pyrite ;
- une association avec des failles et zones cisaillements tardifs, de caractère ductile-cassant à cassant.

D'autres gisements qui sont atypiques ou controversés, en raison de leurs caractéristiques très particulières qui rendent leur classification plus difficile. Parmi ces gisements, on retrouve :

- Hemlo, Canada
- Challenger, Australie
- Big Bell, Australie

La recherche sur les gisements mésozonaux (rétrogrades) pourrait être poursuivie en documentant de façon plus précise la relation temporelle et spatiale entre ces gisements et le magmatisme alcalin, les lamprophyres, l'extension post-orogénique, les failles d'envergure crustale et les plumes ou remontées asthénosphériques. Il s'agirait de documenter les gisements orogéniques en général mais en particulier les gisements mésozonaux encaissés dans des roches de haut grade métamorphique.

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier mes collègues du Consorem, Stéphane Faure, Damien Gaboury, Vital Pearson, Michel Jébrak et Réal Daigneault, qui ont, par leurs commentaires constructifs lors des réunions, contribué grandement à l'amélioration de ce document. Je tiens également à remercier tout particulièrement Marie-Line Tremblay qui a pris soin de réviser le document et de faire la mise en page finale, et Dominique Gagné et Jean-Denis Bouchard qui ont contribué à modifier plusieurs figures et qui a compilé une bonne partie des références.

RÉFÉRENCES

- Anselmo, M., Ferrari, D., Choudhuri, A. 2004. Structural controls on gold mineralization and the nature of related fluids of the Paiol gold deposit, Almas greenstone belt, Brazil. *Ore geology reviews*, 24: 173-197.
- Baker, D.E.L., Seccombe, P.K., Collins, W.J. 2002. Structural history and timing of gold mineralization in the Northern East Strelley Belt, Pilbara Craton, Western Australia. *Economic Geology* vol 97: 775-785.
- Barnicoat, A., Fare, R., Groves, D.I., McNaughton, N. 1991. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. *Geology*, v.19: p.921-924.
- Bierlein, F.P., Hughes, M., Dunphy, J., McKnight, S., Reynolds, P., Waldron, H. 2001. Tectonic and economic implications of trace element, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Sm–Nd data from mafic dykes associated with orogenic gold mineralisation in central Victoria, Australia. *Lithos*, 58: 1–31.
- Blenkinsop, T.G., Frei, R. 1996. Archean and Proterozoic Mineralization and Tectonics at the Renco Mine (Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe). *Economic Geology* vol. 91: 1225-1238.
- Bloem, E., Dalstra, H., Groves, D., Ridley, J. 1994. Metamorphic and structural setting of Archean amphibolite-hosted deposits near Southern Cross, Southern Cross Province, Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, vol 9: 183-208.
- Boiron, M-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J. 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequence for gold deposition. *Chemical Geology*, 194: 119-141.
- Bouchot, V. Gros, Y. Bonnemaïson, M. 1989. Structural Controls on the Auriferous Shear Zones of the Saint Yrieix District, Massif Central, France : Evidence from the Le Bourneix and Laurières Gold Deposits. *Economic Geology* vol 84: 1315-1327.
- Bouchot, V., Milesi, J.P. & Ledru, P. 2000. Crustal Scale Hydrothermal Palaeofield and Related Au, Sb, W Orogenic Deposits at 310–305 Ma (French Massif Central, Variscan Belt). *SGA News*, n°10, 1 and 6–12.
- Braux, C., Moravek, P., Janatka, J., Bonnemaïson, M. 1991. Comparaison des minéralisations aurifères du socle varisque français et du massif de Bohême. *Chronique de la recherche minière*, no 504: 21-39.
- Bucci, L.A., Haggemann, S.G., Groves, D.I., Standing, J.G. 2002. The Archean Chalice Gold Deposit: a record of complex, multi-stage, high-temperature hydrothermal activity associated with granitic rocks in Yilgarn craton, Western Australia. *Ore geology reviews* vol 19: pp.23-67.
- Couture, J.-F. Thèse de doctorat sur le gisement de Eastmain. 1993. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.
- Cuney, M., Marignac, C. 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita*, vol. 34: 472-504.
- Dalstra, H.J., Ridley, J.R., Bloem, J.M. and Groves, D.I. 1999. Metamorphic evolution of the central Southern Cross Province, Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46: 765–784.
- Edited by S.E. Ho, D.I. Groves, J.M. Bennett. 1990. Gold deposits of the Archean Yilgarn Block, Western Australia : Nature, Genesis, and Exploration Guidelines. Geology Department (Key Centre) & University Extension. The University of Western Australia Publication no 20.
- Eilu, P.K., Mathison, C.I., Groves, D.I., Allardyce, W.J. 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. *Geology and Geophysics Department, the University of Western Australia*, publication no. 30.

- Fan, H., Groves, D., Mickucki, E.J., McNaughton, N.J. 2000. Constrasting fluid types at the Nevorla Gold deposit in the Southern Cross Greenstone Belt, Western Australia: Implications of Auriferous Fluids Depositing Ores within an Archean Banded Iron Formation. *Economic Geology* vol. 95, no 7: 1527-1536.
- Fare, R.J., Groves, D.I., McNaughton, N.J. 1990. A syn-metamorphic, lower-granulite facies, lode-gold deposit at Griffin's find, Western Australia: Implications for sources of Archean auriferous fluids. In: *Greenstone gold and crustal evolution, Nuna conference volume*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, pp.155-157.
- Gan, S., van Reenen, D.D. 1995. Geology of gold deposits in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt and the adjacent Sutherland Greenstone Belt, South Africa - Franke mine. *South African Journal of Geology*, vol. 98, no. 3: 263-275.
- Gan, S., van Reenen, D.D. 1997. Geology of gold deposit in the Southern Marginal zone of the Limpopo belt and adjacent Sutherland Greenstone Belt, South Africa: Klein Letaba. *South African Journal of Geology*, vol. 100: 73-83.
- Gan, S., Qiu, Y.-M., Yang, H.-Y., van Reenen, D.D. 1994. The Hadamengou mine: A Typical Gold Deposit in the Archean Granulite Facies Terrane of the North China Craton. *International Geology review*, vol 36: 850-866.
- Garde, A.A., Hamilton, M.A., Chadwick, B., Grocott, J., McCaffrey, K.J.W. 2002. The Ketilidian orogen of South Greenland: geochronology, tectonics, magmatism, and fore-arc accretion during Palaeoproterozoic oblique convergence. *Can. J. Earth Sci.*, 39: 765–793.
- Girard, R. 1990. Evidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2,3 Ga) sur le plateau de la rivière George. *Geoscience Canada*, volume 17, no. 4.
- Girard, R. 1995. Géologie de la région du lac Deborah – Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles. MB-95-20.
- Giritharan, T.S., Rajamani, V. 2001. REE Geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the Eastern Dharwar craton, South India. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, vol. 110: 143-159.
- Goldfarb, R.J., Phillips, G.N. and Nokleberg, W.J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews*, 13: 185–218.
- Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 366-374.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, vol.98: 1-29.
- Groves, D.I., Ridley, J.R., Bloem, E.M.J., Gebre-Mariam, M., Hageman, S.G., Hronsky, J.M.A., Knight, J.T., Mcnaughton, N.J., Ojala, J., Vielreicher, R.M., Mccuaig, T.C., Holyland, P.W. 1995. Lode-gold deposits of the Yilgarn block: products of Late Archaeon crustal-scale overpressured hydrothermal systems. *Geological Society Special Publication*, no 95: 155-172.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. & Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, Volume 13, Issues 1-5, Pages 7-27.
- Groves, D.I. 2002. Orogenic gold deposit workshop. UQAM, Montreal, Avril 2002.
- Ho, S.E., Glover, J.E., Myers, J.S. et Muhling, J.R., *editors*, 1990. Third international Archaeon symposium, Perth, 1990; excursion guidebook. 397 p.
- Hoffman, P.F. 1990. Dynamics of the tectonic assembly of northeast Laurentia in geon 18 (1,9-1,8 Ga). *Geoscience Canada*, volume 17, no. 4.

- Hrdy, F., Kyser, T.K. 1995. Origin, timing, and fluid characteristics of an auriferous event: the Proterozoic Jasper Lode Gold Deposit, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, vol. 90: 1918-1933.
- Huang, Z., Liu, C., Yang, H., Xu, C., Han, R., Xiao, Y., Zhang, B., Li, W. 2002. The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan Province, China: Implications for its characteristics of source region. *Geochemical Journal*, Vol. 36, pp. 91-112.
- James, D.T., Connely, J.N., Wasteneys, H.A and Kilfoil, G.J. 1996. Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, Wertern Labrador. *Can. J. Earth Sci.*, 33: 216-230.
- James, D.T., Dunning, G.R. 2000. U–Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*, 103: 31–54.
- Kaltoft, K., Schlatter, D.M., Kludt, L. 2000. Geology and genesis of Nalunaq Paleoproterozoic shear zone-hosted gold deposit, South Greenland. *Transactions of the Institute for Mining and Metallurgy: section B: Applied Earth Sciences*. Volume 109.
- Kisters, A.F.M., Kolb, J., Meyer, F. Michael. 1998. Gold Mineralization in High-Grade Metamorphic Shear Zones of the Renco Mine, Southern Zimbabwe. *Economic Geology* vol. 93: 587-601.
- Kisters, A.F.M., Kolb, J., Meyer, F.M., Hoernes, S. 2000. Hydrothermal segmentation of high-temperature shear zones: structural, geochemical and isotopic evidence from auriferous mylonites of the Renco mine, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology* 22: 811-829.
- Kerrick, R. and Ludden, J. 2000. The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview. *Can. J. Earth Sci.*, 37: 135–164.
- Knight, J.T., Groves, D.I., Ridley, J.R. District-scale structural and metamorphic controls on Archean lode-gold mineralization in the amphibolite facies Coolgardie Goldfield, Western Australia. *Key Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits, Department of Geology, The University of Western Australia*.
- Knight, J.T., Groves, D.I., Ridley, J.R. 1993. The Coolgardie Goldfield, Western Australia: district-scale controls on an Archean gold camp in an amphibolite facies terrane. *Mineralium Deposita*, vol 28: 436-456.
- Kolb, J., Kisters, A.F.M., Hoernes, S., Meyer, F.M. 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in mid-crustal auriferous mylonites of the Renco mine, Southern Zimbabwe. *Mineralium Deposita*, vol 35: 109-125.
- Kolb, J., Kisters, A.F.M., Meyer, F.M., Siemes, H. 2003. Polyphase deformation of mylonites from the Renco mine (Zimbabwe): identified by crystallographic preferred orientation of quartz. *Journal of Structural Geology* 25: 253-262.
- Kolb, J., Rogers, A., Meyer, F.M., Vennemann, T.W. 2004. Development of fluid conduits in the auriferous shear zones of the Hutti gold mine, India: evidence for spatially and temporally heterogeneous fluid flow. *Tectonophysics* 378: 65-84.
- Kranendonk, M.J.V., St-Onge, M.R. and Henderson, J.R. 1993. Paleoproterozoic tectonic assembly of Northeast Laurentia through multiple indentations. *Precambrian Research*, 63: 325-347.
- Kreissig, K., Holzer, L., Frei, R., Villa, I.M., Kramers, J.D., Kröner, A., Smit, C.A., van Reenen, D.D. 2001. Geochronology of the Hout River Shear Zone and the metamorphism in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*,
- 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* 28: 191-197.

- Lind, M., Kludt, L., Ballou, B. 2001. The Nalunaq gold prospect, South Greenland: test mining for feasibility studies. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 189: 70-75.
- Mao, J., Goldfarb, R., Zhang, Z., Xu, W., Qiu, Y., Deng, J. 2002. Gold deposits in the Xiaojinling-Xiong'ershan region, Qinling Mountains, central China. *Mineralium Deposita* vol 37: 306-325.
- Marignac, C., Cuney, M. 1999. Ore deposits of the French Massif Central : insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineralium Deposita* 34 : 472-504.
- Marsh, E.E., Goldfarb, R.J., Hart, C.J.R. and Johnson, C.A. Geology and geochemistry of the Clear Creek intrusion-related gold occurrences, Tintina Gold Province, Yukon, Canada.
- McCourt, S. and Reenen, D.V. 1992. Structural geology and tectonic setting of the Sutherland Greenstone Belt, Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, 55: 93-110.
- McCuaig, T.C., Kerrich, R., Groves, D.I., Archer, N. 1993. The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Norseman goldfields: the missing link in a crustal continuum of deposits? *Mineralium Deposita*, vol 28: 420-435.
- McCuaig, T.C., Kerrich, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12: 381-453.
- Mikucki, E.J., Ridley, J.R. 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineral deposita*, 28: 469-481.
- Mikucki, E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Reviews*, 13: 307–321.
- Mishra, B., Panigrahi, M. K. 1999. Fluid evolution in the Kolar Gold Field : evidence from fluid inclusion studies. *Mineralium Deposita*, v.34: 173-181.
- Moorhead, J. and Hynes, A. 1986. Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough: Evidence for major early, NW-vergent basement transport. *Geoscience Canada*, volume 17, no. 4.
- Mueller, A.G. 1988. Archean gold-silver deposits with prominent calc-silicate alteration in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia : analogues of phanerozoic skarn deposits. *Geology Department @ University Extension, the University of Western Australia Publication no.12*: 141-163.
- Mueller, A.G. 1997. The Nevoria Gold Skarn Deposit in Archean Iron-Formation, Southern Cross Greenstone Belt, Western Australia: 1. Tectonic Setting, Petrography and Classification. *Economic Geology* vol. 92: 181-209.
- Mueller, A.G., Groves, D.I. 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, 6: 291-331.
- Mueller, A.G., Campbell, I.H., Schiotte, L. Sevigny, J.H., Layer, P. 1996. Constraint on the Age of Granitoid Emplacement, Metamorphism, Gold Mineralization, and Subsequent Cooling of the Archean Greenstone Terrane at Big Bell, Western Australia. *Economic Geology* vol. 91: 896-915
- Mueller, A.G., McNaughton, N.J. 2000. U-Pb Ages Constraining Batholith Emplacement, Contact Metamorphism, and the Formation of Gold and W-Mo Skarns in the Southern Cross Area, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, vol. 93: 1231-1257,
- Muir, T.L. 2002. The Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: principal deposit characteristics and constraints on mineralization. *Ore Geology Reviews*, 21: 1 –66.
- Muir, T.L. 2003. Structural evolution of the Hemlo greenstone belt in the vicinity of the world-class Hemlo gold deposits. *Can. J. Earth Sci.*, 40: 395–430.
- Neumayr, P., Groves, D.I., Ridley, J.R., Koninh, C.D. 1993. Syn-amphibolite facies, Archean Lode gold mineralisation in the Mt York District, Pilbara block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28: 457-468.

- Neumayr, P., Ridley, J.R., McNaughton, N.J., Kinny, P.D., Barley, M.E., Groves, D.I. 1998. Timing of gold mineralization in the Mt York district, Pilgangoora greenstone belt, and implications for the tectonic end metamorphic evolution of an area linking the western and eastern Pilbara Craton. *Precambrian research* 88: 249-265.
- Ostry, G., Halden, N.H. 1995. Geology of the Puffy Lake Au Deposit, Sherridon District, Manitoba. *Exploration and mining geology* vol. 4, no 1: 51-63.
- Qiu, Y.M., McNaughton, N.J., Groves, D.I. and Dalstra, H.J. 1999. Ages of internal granitoids in the Southern Cross region, Yilgarn Craton, Western Australia, and their crustal evolution and tectonic implications. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46: 971–981.
- Ridley, J. 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein-and lode-style gold deposits. *Ore Geology reviews*, 8: 23-37.
- Roig, J-Y., Faure, M., Maluski, H. 2002. Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, 14 : 25-32.
- Rhys, D., DiMarchi, J., Smith, M., Friesen, R., Rombach, C. 2003. Structural setting, style and timing of vein-hosted gold mineralization at the Pogo deposit, East Central Alaska. *Mineralium Deposita*, 38: 863-875.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajos and Alta Floresta domains, Tapajos-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita* 36 : 278-299.
- Siddaiah, N.S., Hanson, G.N., Rajamani, V. 1994. Rare Earth element evidence for syngenetic origin of an Archean Stratiform Gold Sulfide Deposit, Kolar Schist Belt, South India. *Economic Geology* vol. 89: 1552-1566.
- Siddaiah, N., Rajami, V. 1989. The Geological Setting, Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits of the Archean Kolar Schist Belt, India. *Economic Geology* vol. 84: 2155-2172.
- Site internet de la Geological Survey of Finland : www.gsi.fi/explor/gold (Consulté le 27 janvier 2004). 2004.
- Skanes, M., Kerr, A., Sylvester, P.J. 2004. The VBE-2 gold prospect, Northern Labrador : geology, petrology, and mineral geochemistry. *Current Research (2004) Newfoundland Department of Mines and Energy*.
- Tomkins, A., Mavrogenes, J. 2002. Mobilization of Gold as a Polymetallic Melt during Pelite Anatexis at the Challenger Deposit, South Australia: A Metamorphosed Archean Gold Deposit. *Economic Geology*, v. 97: 1249-1271.
- Van Reenen, D.D., Pretorius, A.I., Roering, C. 1994. Characterization of fluids associated with gold mineralization and with regional high-temperature retrogression of granulites in the Limpopo belt, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, no. 3: 1147-1159.
- Wang, L.G., McNaughton, N.J., Groves, D.I. 1993. An overview of the relationship between granitoid intrusions and gold mineralisation in the Archaean Murchison Province, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 482-494.
- Wang, L.G., Qiu, Y.M., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Luo, Z.K., Huang, J.Z., Miao, L.C., Liu, Y.K. 1998. Constraints on crustal evolution and gold metallogeny in the Northwestern Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U–Pb zircon studies of granitoids. *Ore Geology Reviews*, 13: 275–291.
- Wardle, R.J., James, D.T., Scott, D.J and Hall, J. 2002. The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Can. J. Earth Sci.*, 39: 639–663.
- Wardle, R.J., Kranendonk, M.J.V. 1996. The Palaeoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and

indentation. Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Regio, Geological Society Special Publication no 112 : 137-153.

Witt, W.K., Vanderhor, F. 1998. Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn Craton of Western Australia: An overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore geology reviews* 13: 29-64.

Wyman, D.A., Kerrich, R. and Groves, D.I. 1999. Lode gold deposits and Archean mantle plume-island arc interaction, Abitibi subprovince, Canada. *The journal of Geology*, volume 107: 715-725.

Yang, J-H., Wu, F-Y., Wilde, S.A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: an association with lithospheric thinning. *Ore Geology Reviews*, 23: 125–152.

Yao, Y, Morteani, G. Trumbull, R.B. 1999. Fluid inclusion microthermometry and the P-T evolution of gold-bearing hydrothermal fluids in the Niuxinshan gold deposit, eastern Hebei province, NE China. *Mineralium deposita* 34: 348-365.

Yeats, C., Groves, D. 1998. The Archean Mount Gibson gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Products of combined synvolcanic and syntectonic alteration and mineralisation. *Ore geology reviews*, vol 13: 103.129.

Zang, H., So, C. Yun, S. 1999. Regional geological setting and metallogenesis of Central Inner Mongolia, China: guide for exploration of mesothermal gold deposits. *Ore Geology reviews* vol. 14: 129-146.

Zhou, T., Goldfarb, R.J., Phillips, G.N. Tectonics and distribution of gold deposits in China – an overview. 2002. *Mineralium Deposita* 37: 249-282.

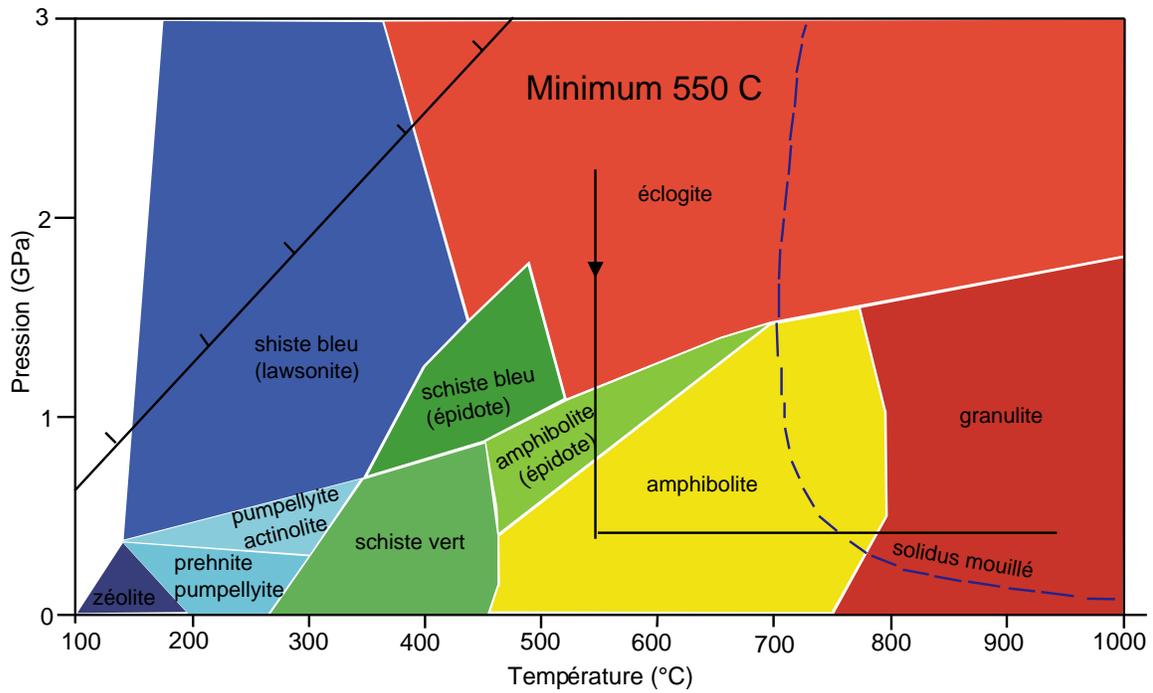


Figure 1. Diagramme de métamorphisme schématisant les conditions de métamorphisme nécessaires dans les roches hôtes. Figure modifiée de <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/part6.html>. [Retour au texte](#)

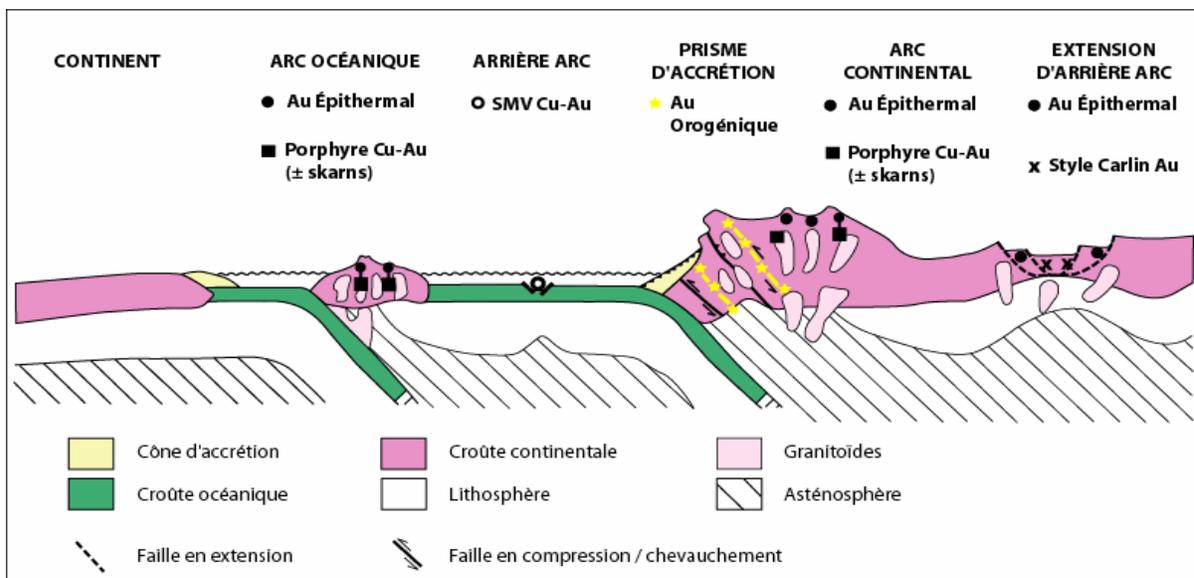


Figure 2. Contexte tectonique des gisements d'or épigénétiques (modifiée de Groves et al., 1998). [Retour au texte](#).

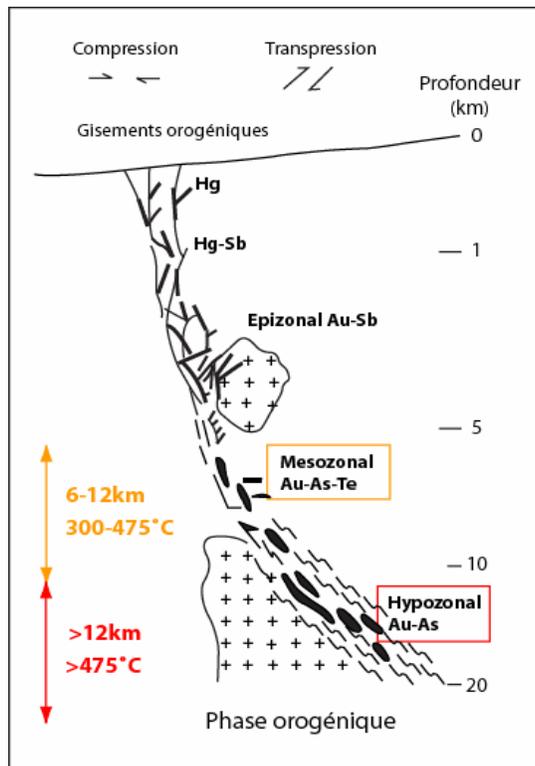


Figure 3. Environnement crustal de formation des gisements d'or épigénétiques (modifiée de Groves et al., 1998). [Retour au texte](#) ; [Retour section 6](#) ; [Retour section 9](#)

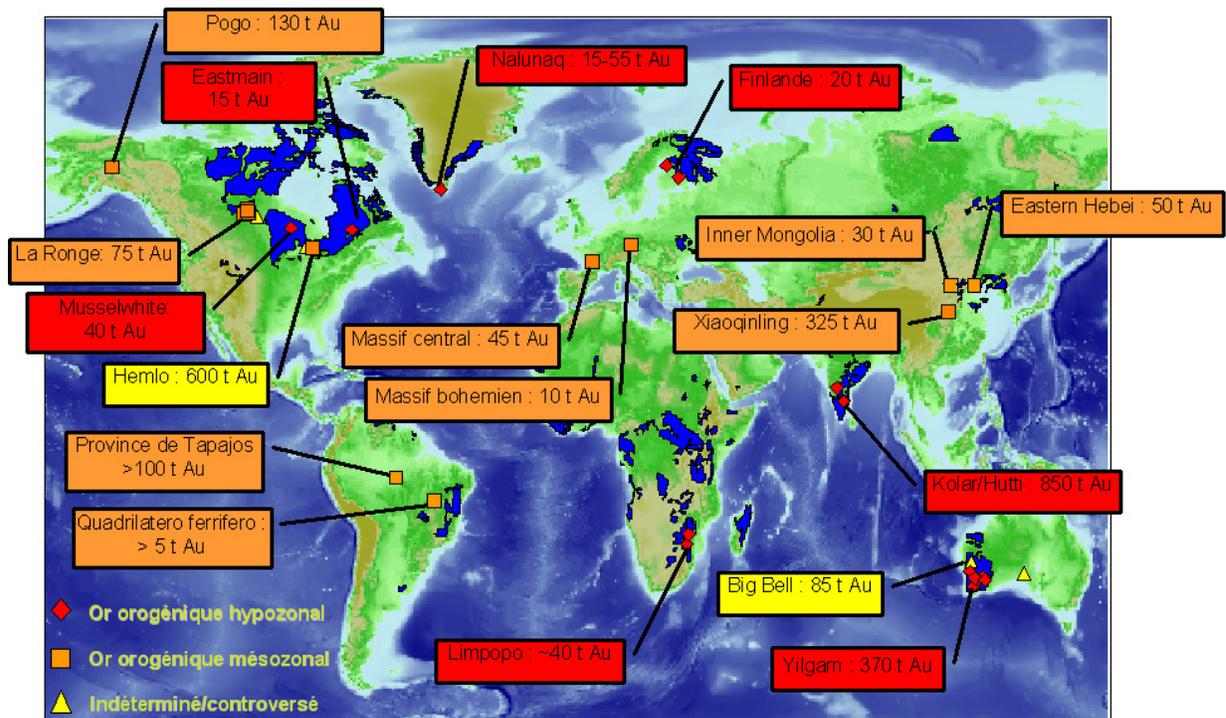


Figure 4. Localisation des principaux districts selon le type de gisement. [Retour au texte](#)

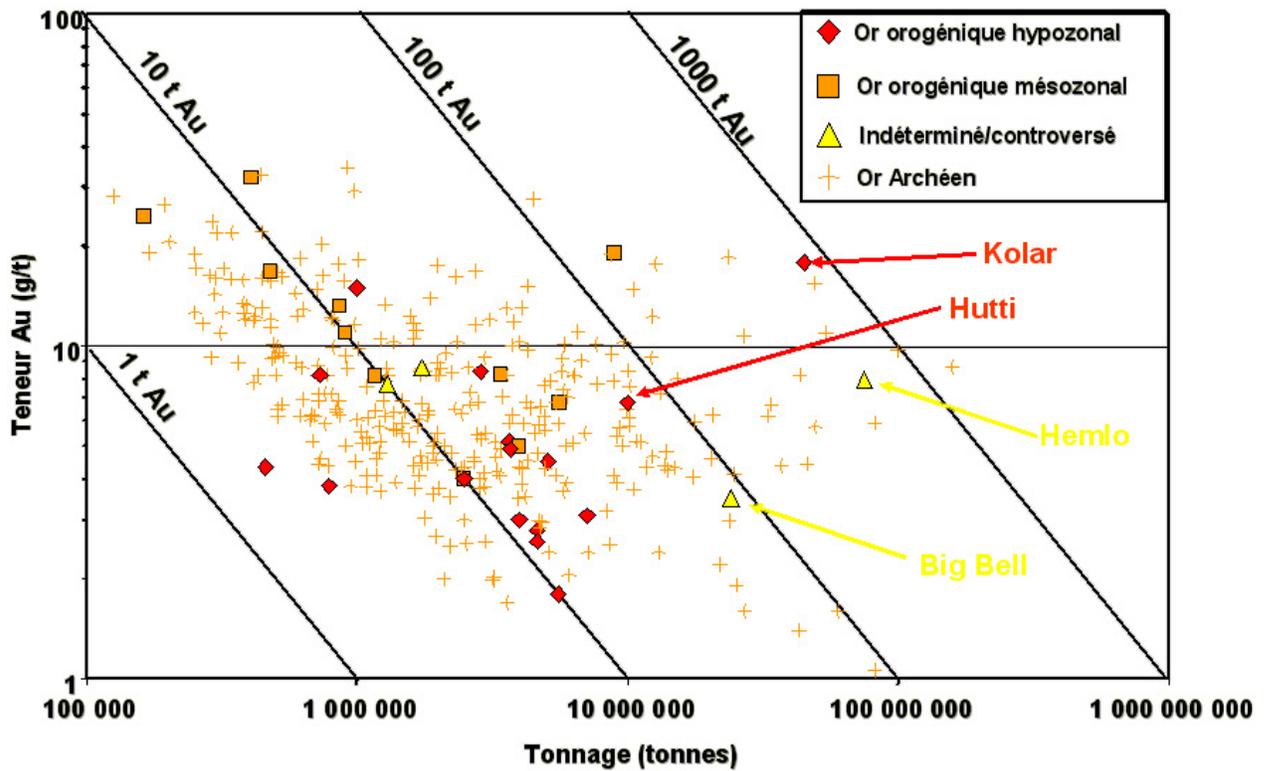


Figure 5. Tonnages et teneurs des gisements selon la catégorie. Les données pour les gisements archéens sont affichées à titre de comparaison et proviennent de la Commission Géologique du Canada. [Retour au texte](#) ; [Retour section 9](#)

Pays	Gisements d'or archéens en terrains de haut-grade			
	N	% du nombre de gisements total	Tonnes d'or	% du tonnage d'or
Australie	23	25,8%	372	10,6%
Canada	5	2,9%	675	8,3%
Canada sauf Hemlo	4	2,3%	79	1,1%
Québec	1	1,6%	15	0,8%

Figure 6. Comparaison de l'importance des gisements dans les roches hautement métamorphisées entre l'Australie et le Canada, dans les roches archéennes. [Retour au texte](#)

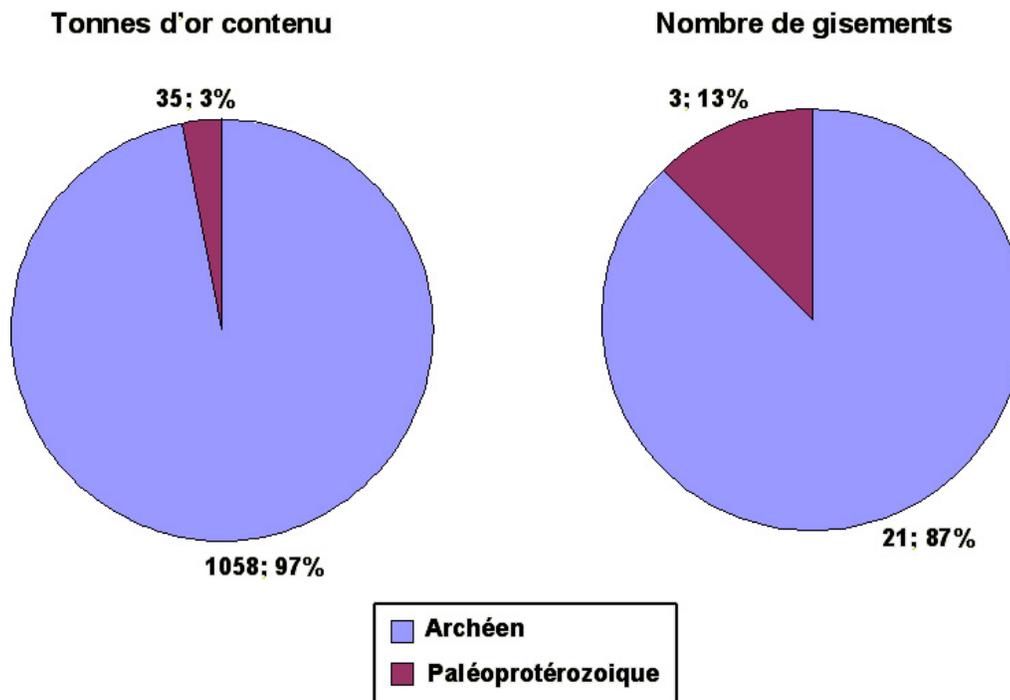


Figure 7. Répartition de l'âge des gisements d'or hypozonaux répertoriés. [Retour au texte](#)

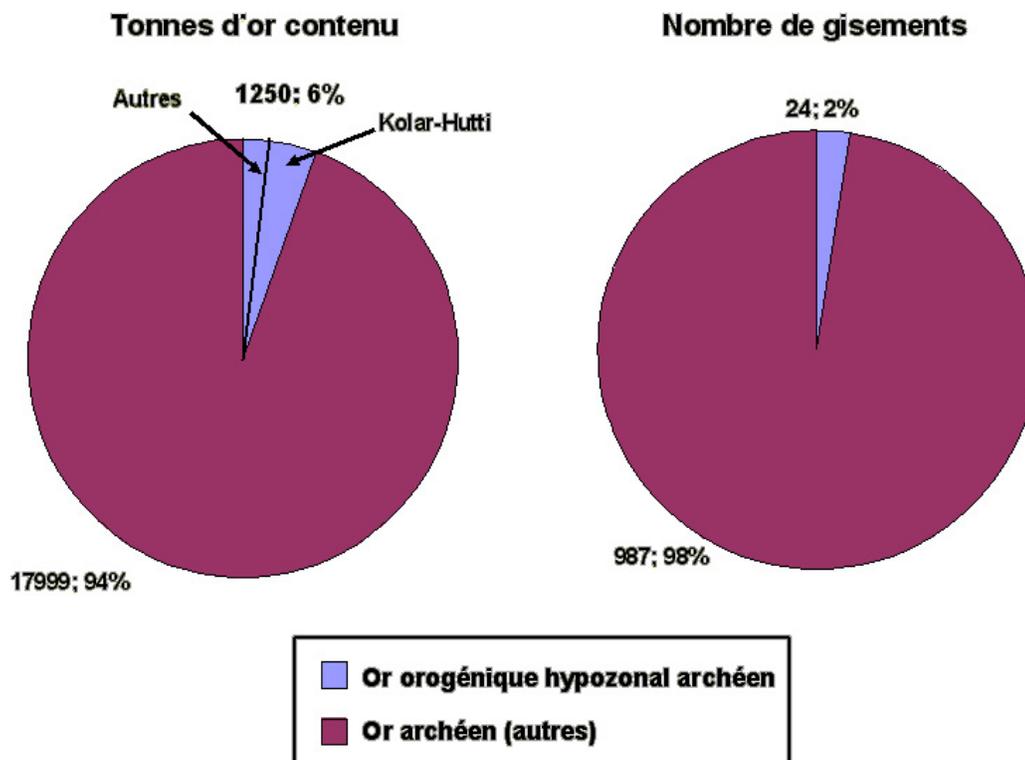


Figure 8. Importance des gisements d'or hypozonaux à l'Archéen. Données des gisements archéens de la CGC. [Retour au texte](#)

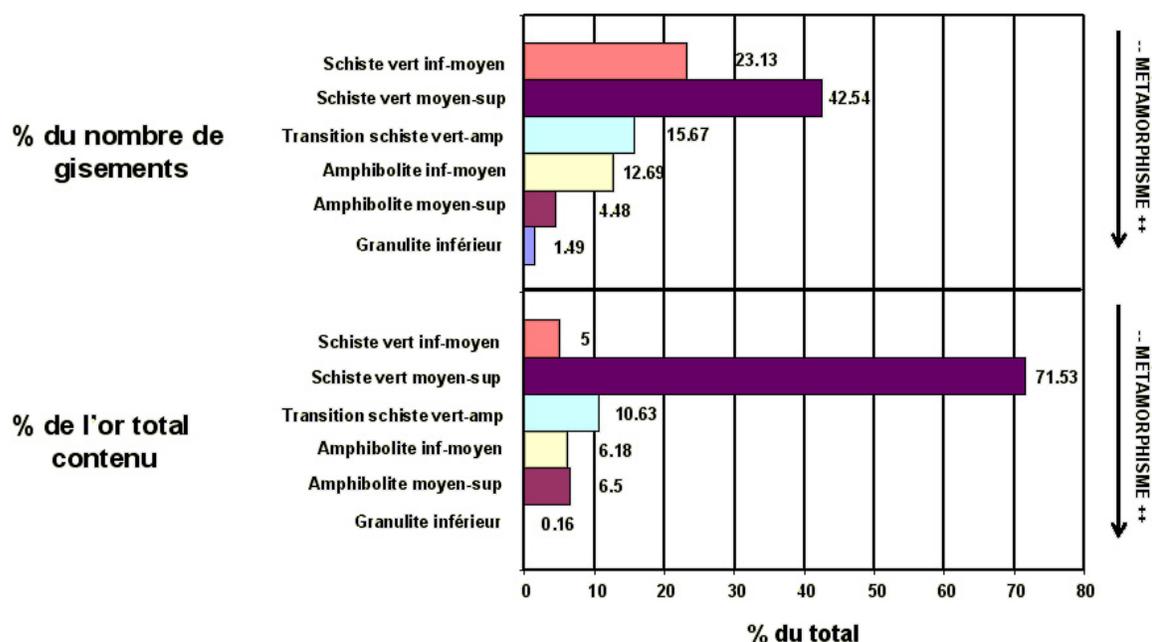


Figure 9. Répartition des gisements d'or selon le métamorphisme, craton de Yilgarn, Australie. D'après les données de Ho et al. (1990). [Retour au texte](#)

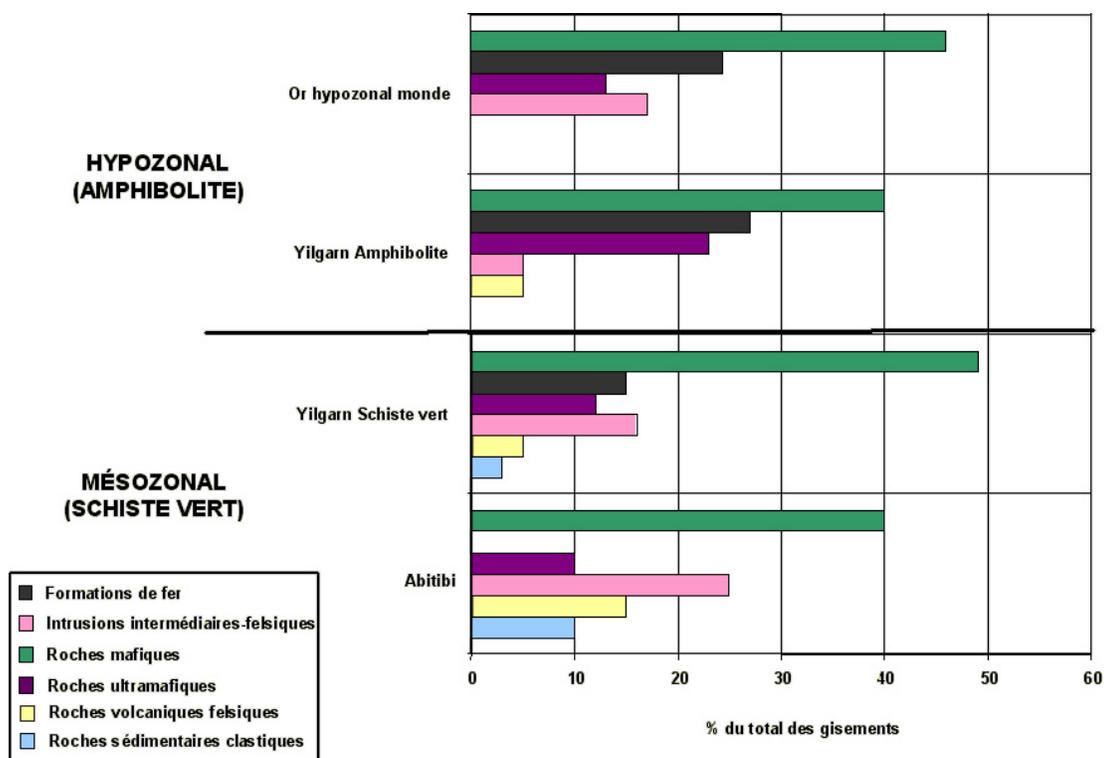


Figure 10. Répartition des lithologies hôtes des gisements selon le métamorphisme. D'après les données de Ho et al. (1990) pour le Yilgarn, et celles de l'Abitibi sont tirées du projet 2002-04. [Retour au texte](#)

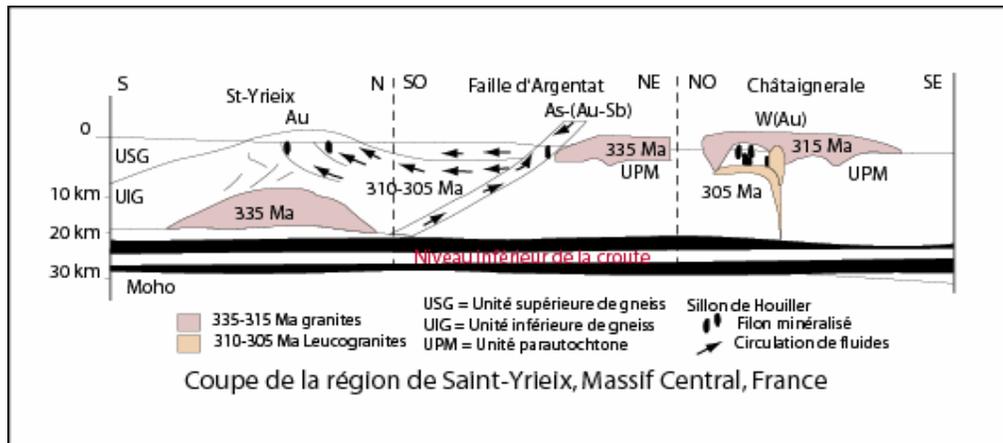
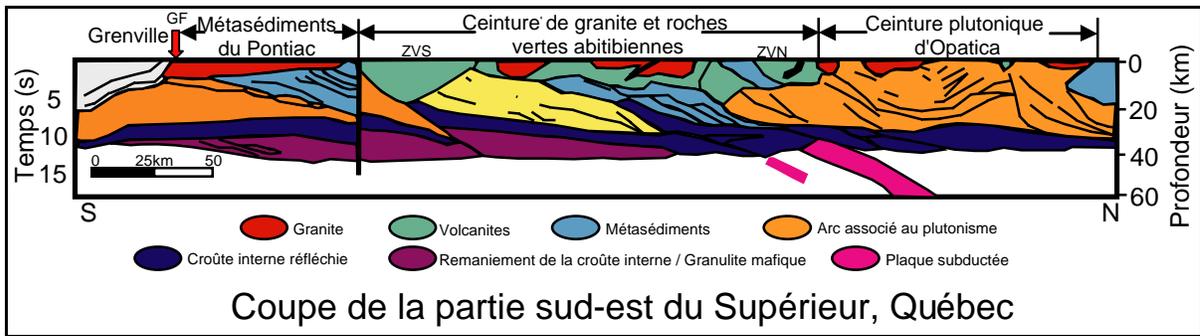


Figure 11. Failles d'envergure crustale contrôlant la localisation des districts aurifères mésozonaux. Figure du haut: cas de l'Abitibi (modifiée de Ludden et al., 2000). Figure du bas: cas du Massif Central, France (modifiée de Bouchot et al., 2001). [Retour au texte](#) ; [Retour section 9](#) ; [Retour section 10](#)

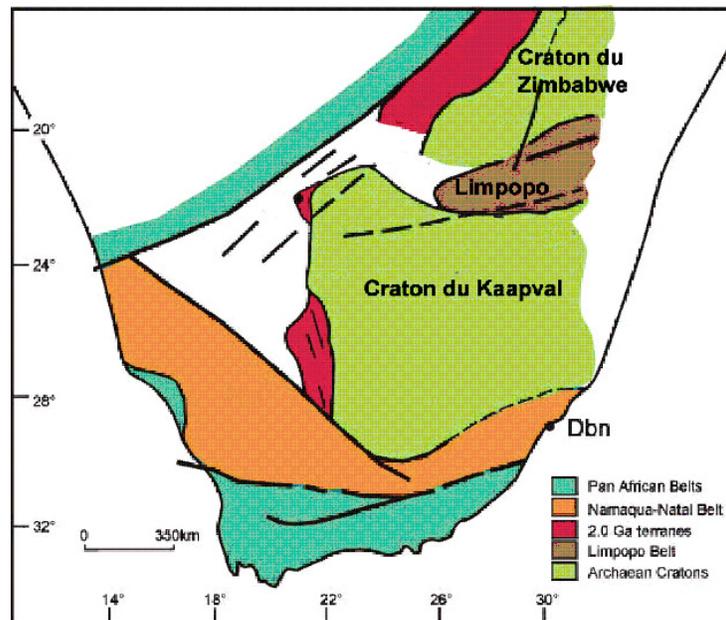


Figure 12. Géologie régionale de l'extrémité sud de l'Afrique. [Retour au texte](#)

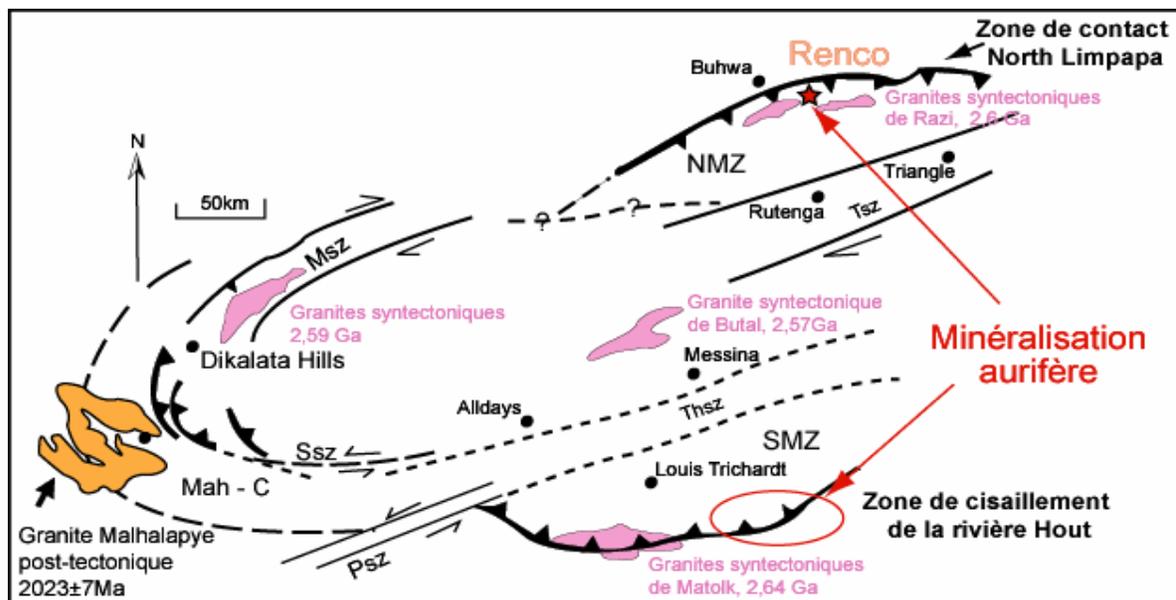


Figure 13. Chevauchement des granulites du Limpopo sur les ceintures de roches vertes adjacentes, en rapport avec les minéralisations aurifères. [Retour au texte](#)

Niveau de la croûte	Failles / zones de cisaillement contrôlant le passage des fluides	Styles de veine dominante	Perméabilité de fracture contrôlant le passage des fluides	Styles de veine dominante
Sous faciès schiste vert		Brèches et veines de quartz en extension (Wiluna, Golden Kilomètre)		Brèches et veines de quartz en extension (Racetrack, Mt Pleasant)
Faciès schiste vert		Réseau de veines de quartz (Mile Golden / Kambalda)		Réseaux de veines de quartz en extension (Mt Charlotte)
Faciès amphibolite inférieur à moyen		Filons de quartz laminé/ Remplacements dans les zones de cisaillement (Norseman / Coolgardie)		Réseaux de veines de quartz en extension (Lindsays, Three Mile Hill, Coolgardie)
Faciès amphibolite moyen à faciès granulite		Larges zones de cisaillement déformées (Southern Cross)		Veines de quartz en extension (Nevoria, Southern Cross)

Figure 14. Différents styles de conduits minéralisés selon la profondeur de mise en place des minéralisations (modifiée de Groves et al., 1995). [Retour au texte](#)

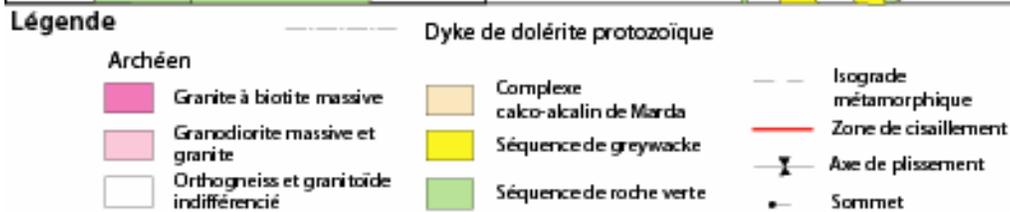
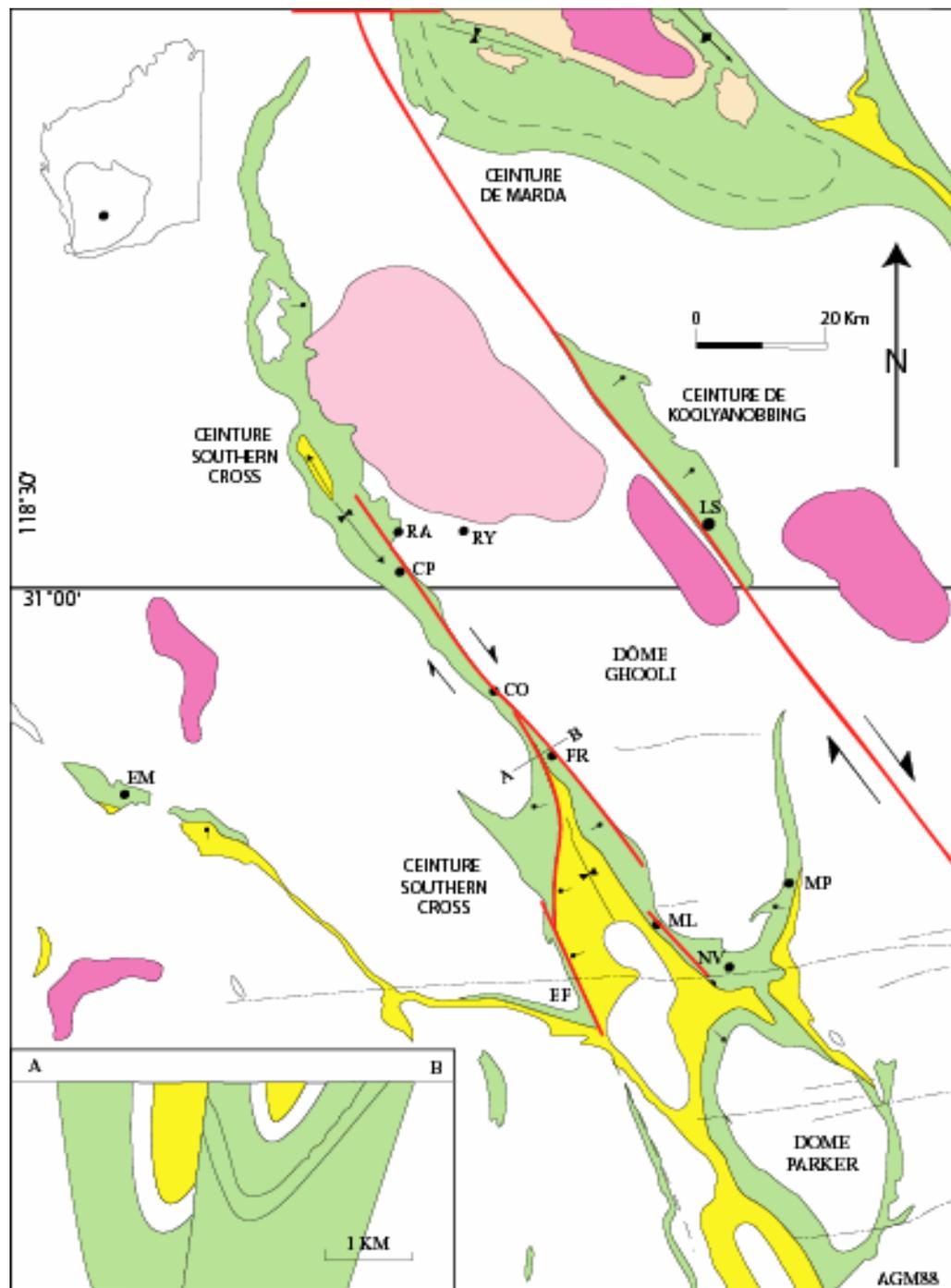


Figure 15. Contrôle de la localisation des gisements hypozonaux par cisaillements ductiles régionaux, la région de Southern Cross, Australie. Figure modifiée de Mueller et al. (1988). [Retour au texte](#)

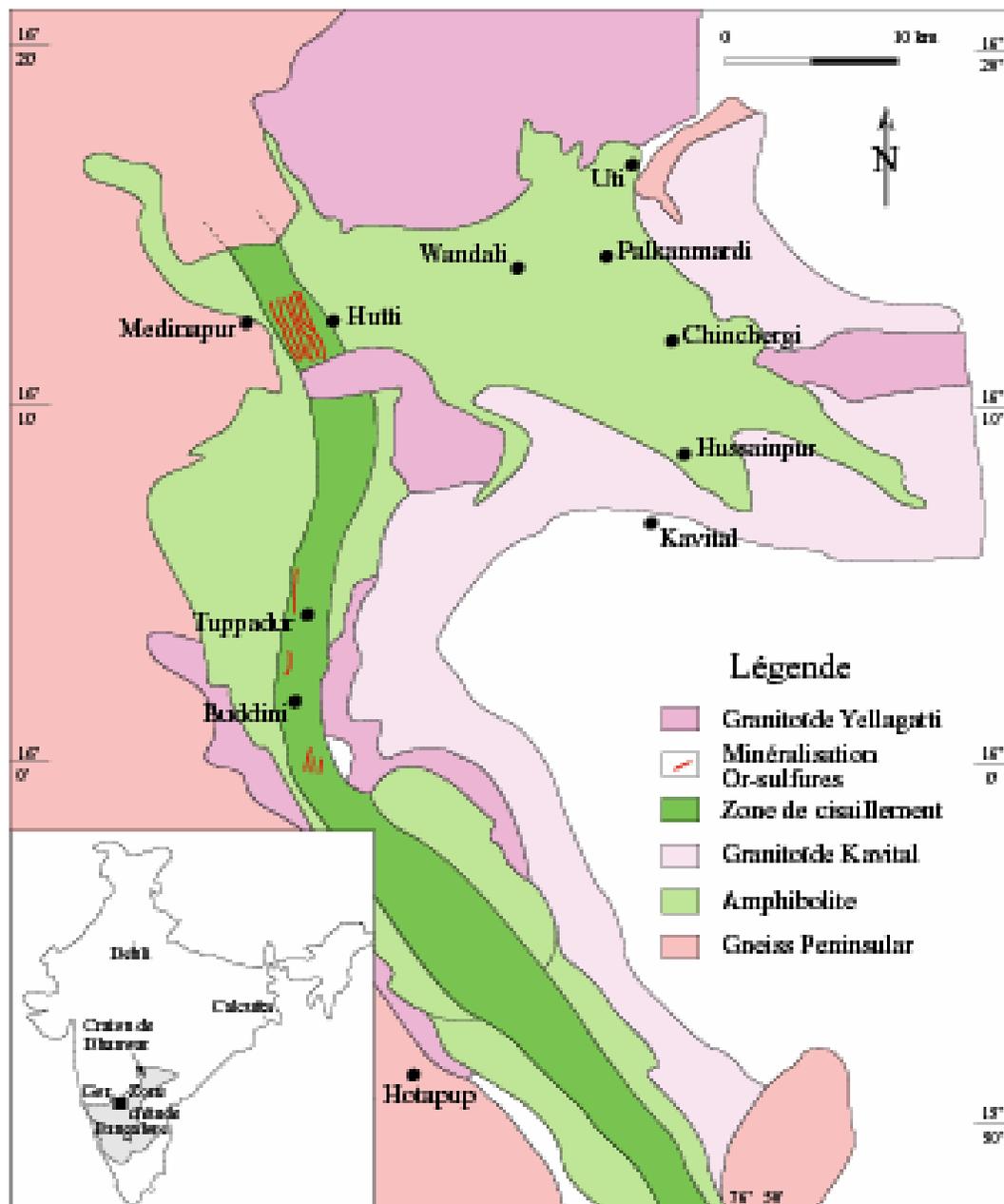


Figure 16. Contrôle de la localisation des gisements hypozonaux par cisaillements ductiles régionaux. Ceinture de Hutti, Inde. Figure modifiée de Kolb et al. (2004). [Retour au texte](#)

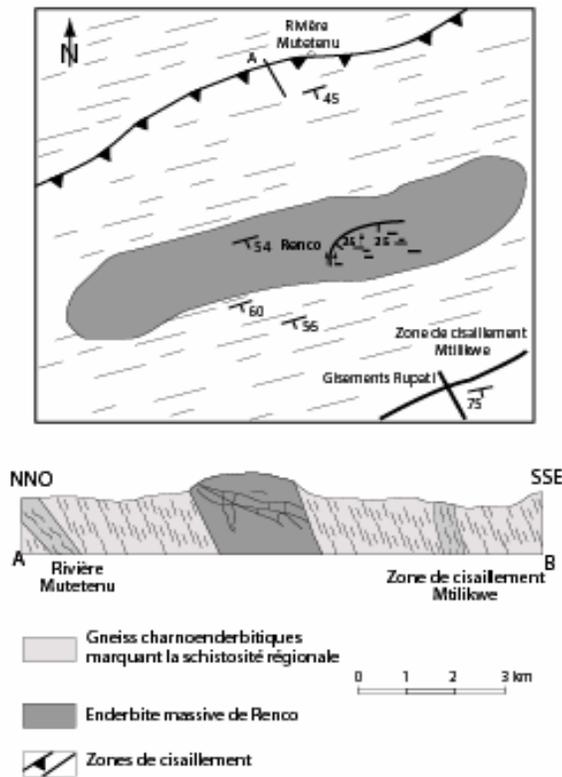


Figure 17. Contrôle de la localisation d'un gisement hypozonal par une lithologie compétente fracturée. Renco, Zimbabwe. Figure modifiée de Kisters et al. (2000). [Retour au texte](#)

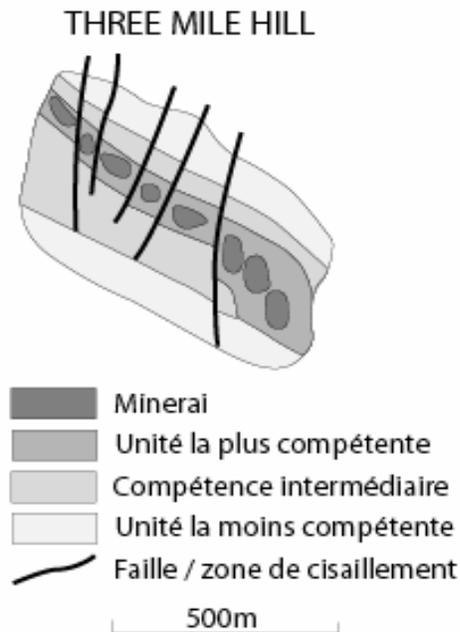


Figure 18. Contrôle de la localisation d'un gisement hypozonal par une lithologie compétente fracturée, Three Mile Hill, Australie (modifiée de Groves et al., 1995). [Retour au texte](#)

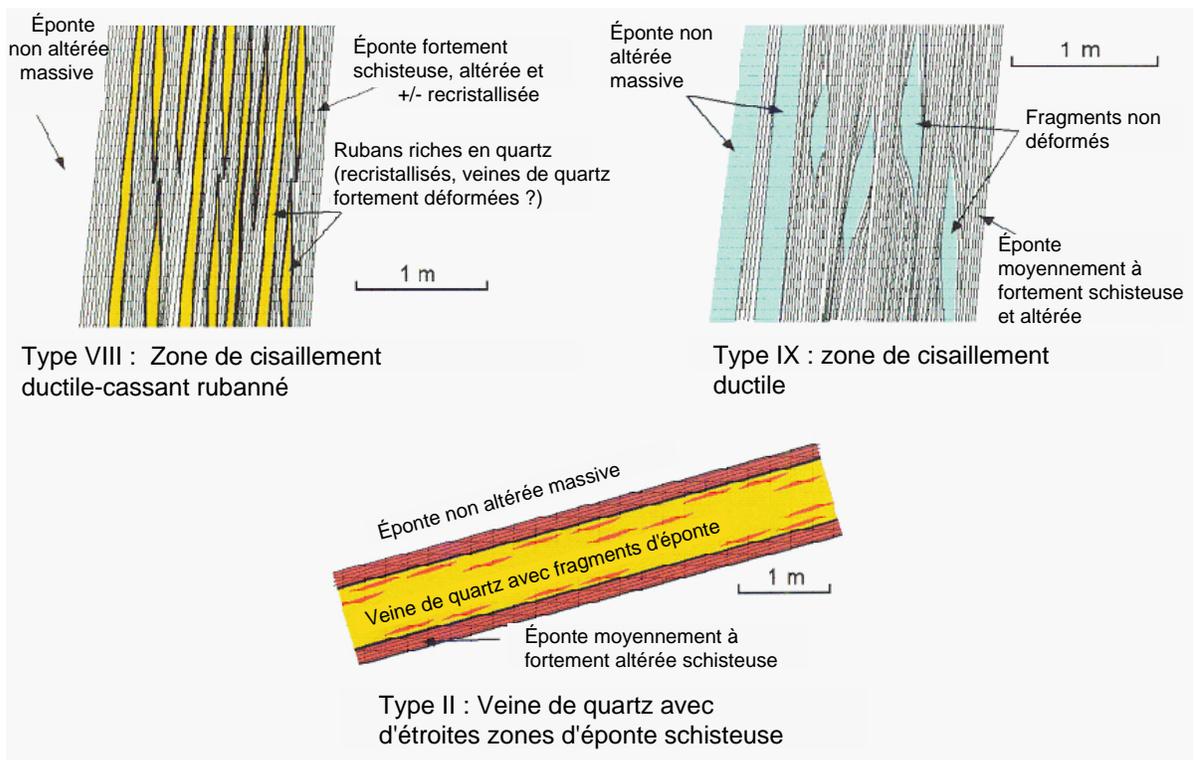


Figure 19. Styles de minéralisation des gisements hypozonaux (modifiée de Eilu et al., 1999). [Retour au texte](#)

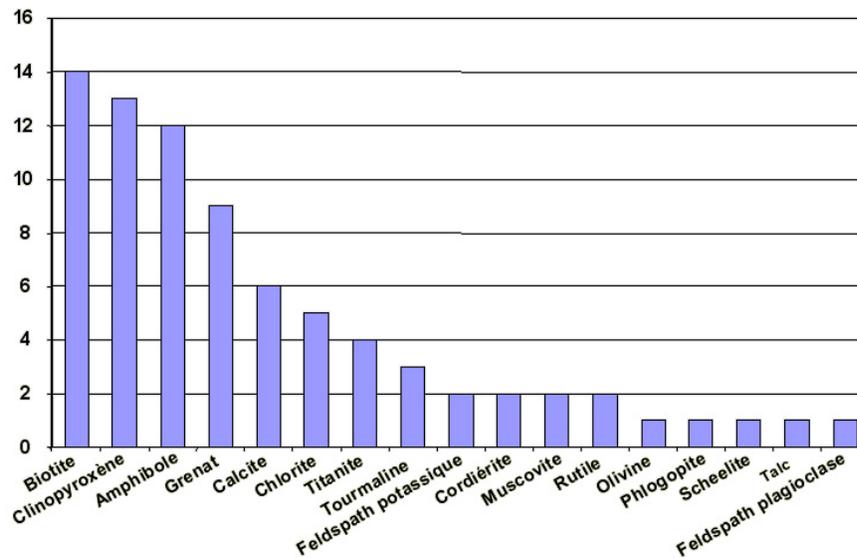


Figure 20. Minéraux d'altération observés dans les gisements hypozonaux. Construit à partir de la base de données fournie pour le projet (n = 24 gisements). [Retour au texte](#)

Conditions P-T	Roches mafiques	Roches ultramafiques	Granitoïdes	Formations de fer rubanées (BIF)
225°-400°C <1-3 kbar <5 à 10 km Schistes verts inférieurs à moyens	Albite Ankérite/dolomite Muscovite (\pm mica-V) Chlorite Biotite Paragonite Clinozoïsite Tourmaline	Muscovite-Cr Magnésite/dolomite Chlorite-Mg Biotite-Mg Muscovite Trémolite	Albite Muscovite Chlorite Ankérite/calcite Biotite Tourmaline	Ankérite/sidérite Chlorite Albite Muscovite
375°-550°C 2-4 kbar 7 à 14 km Schistes verts à amphibolites	Amphibole-Ca Biotite Plagioclase-Ca Calcite/ankérite Clinozoïsite/épidote Chlorite Feldspath-K Titanite	Trémolite Phlogopite Chlorite-Mg Calcite/dolomite Amphibole-Ca Talc	Amphibole-Ca Biotite Plagioclase-Ca Calcite Feldspath-K Titanite Muscovite Épidote/clinozoïsite	Amphibole-Fe Ankérite/calcite Chlorite Feldspath Muscovite
525°-700°C 3-5 kbar 10 à 18 km Amphibolites à granulites	Diopside Grenat (grandite) Amphibole-Ca Biotite Calcite Plagioclase-Ca Feldspath-K Cordiérite Clinozoïsite Sillimanite / andalousite	Diopside Olivine (forstérite) Trémolite Phlogopite Calcite Cordiérite Grenat (grandite) Anthophyllite Spinelle (hercynite)	Diopside Hornblende-(actinote) Plagioclase-Ca Biotite Feldspath-K Calcite Titanite Grenat Cordiérite Sillimanite / andalousite	Hédenbergite Amphibole-Fe Grenat-Fe Olivine (fayalite) Biotite Calcite/sidérite

Figure 21. Minéraux d'altération selon les lithologies et la profondeur de mise en place des gisements pour les gisements du Yilgarn, Australie (modifiée de McCuaig et Kerrich, 1998). [Retour au texte](#)

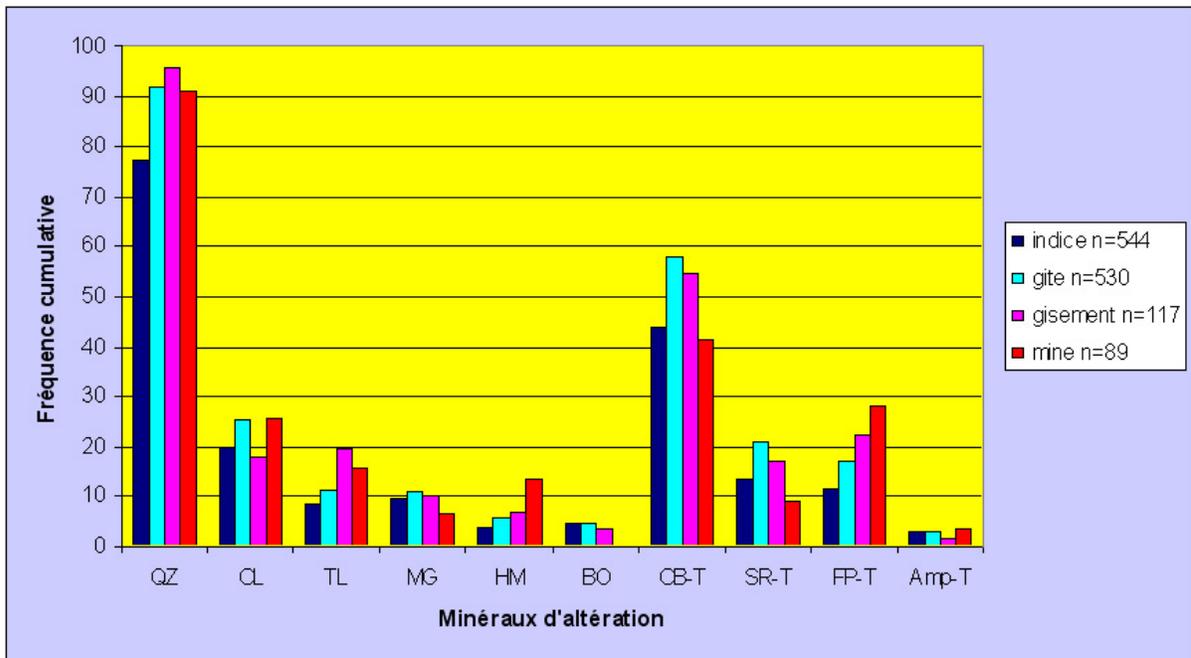


Figure 22. Principaux minéraux d'altération des gisements d'or orogénique mésozonaux, Zone Volcanique Sud de l'Abitibi, projet 2002-04. [Retour au texte](#)

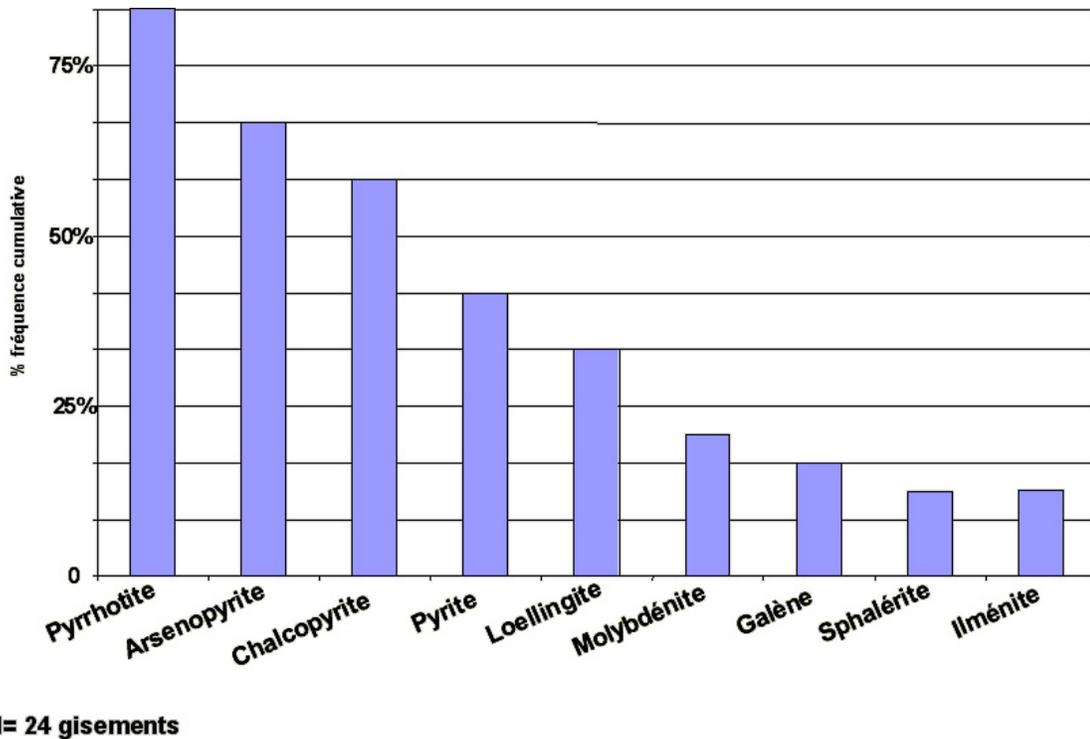


Figure 23. Minéraux métalliques des gisements hypozonaux (n = 24). [Retour au texte](#)

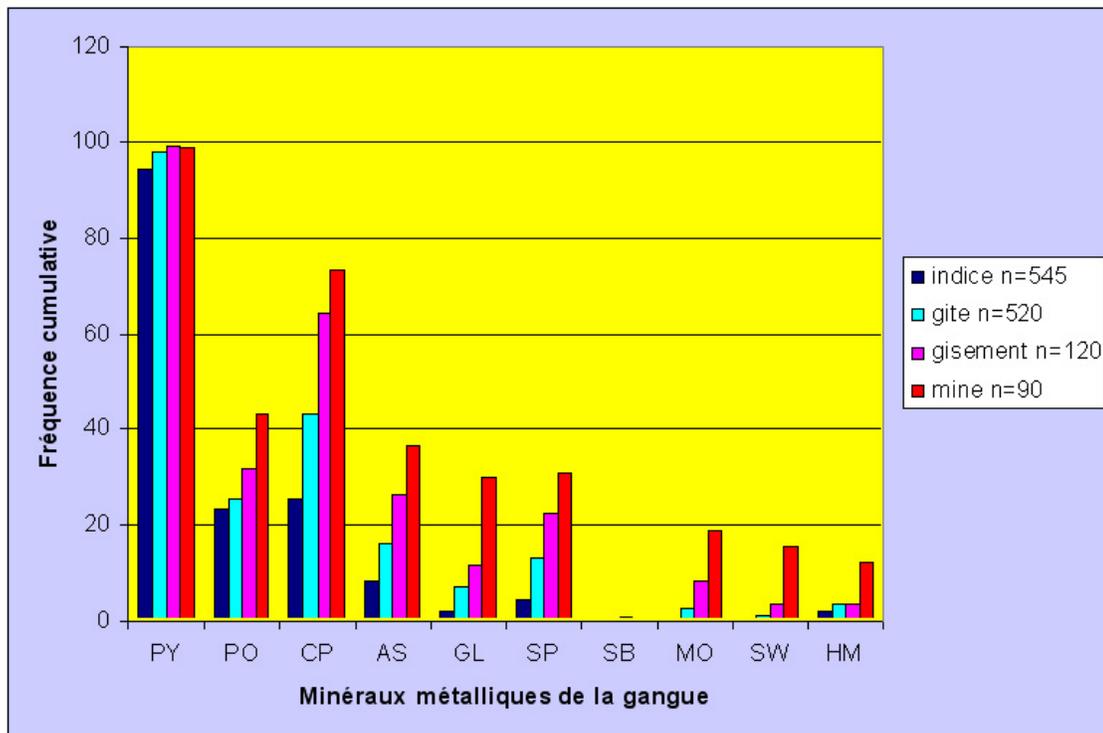


Figure 24. Principaux minéraux métalliques associés aux gisements mésozonaux de l'Abitibi, zone volcanique sud. Graphique tiré du projet 2002-04. [Retour au texte](#)

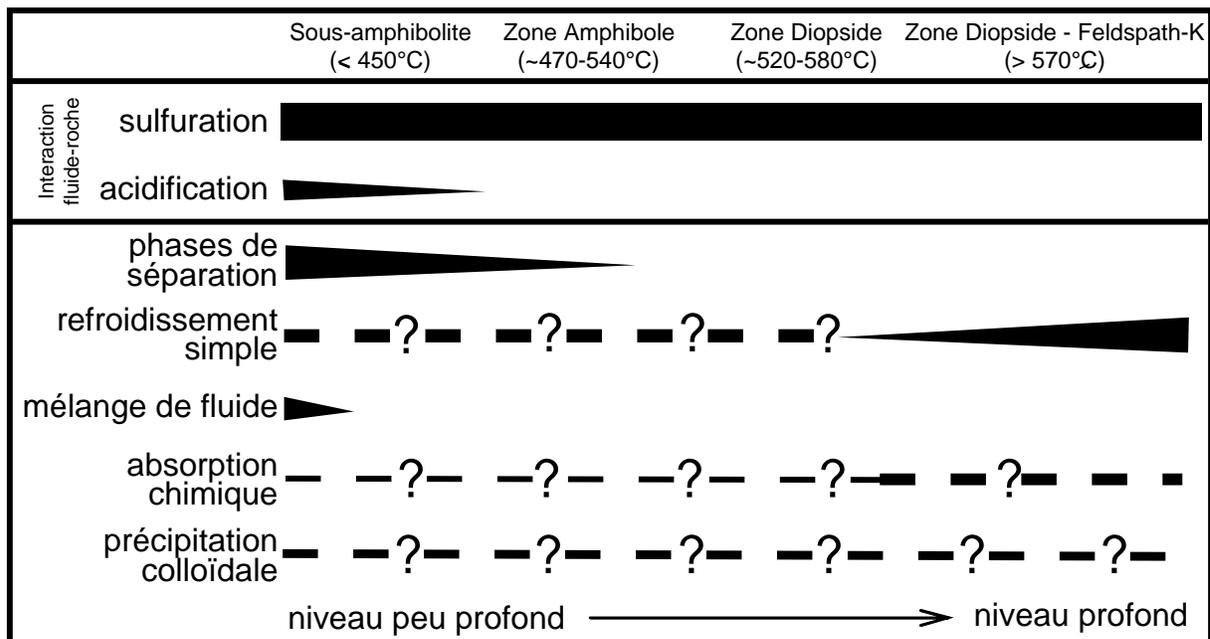


Figure 25. Importance des principaux mécanismes de précipitation de l'or selon la température. Figure modifiée de Mikucki (1998). [Retour au texte](#)

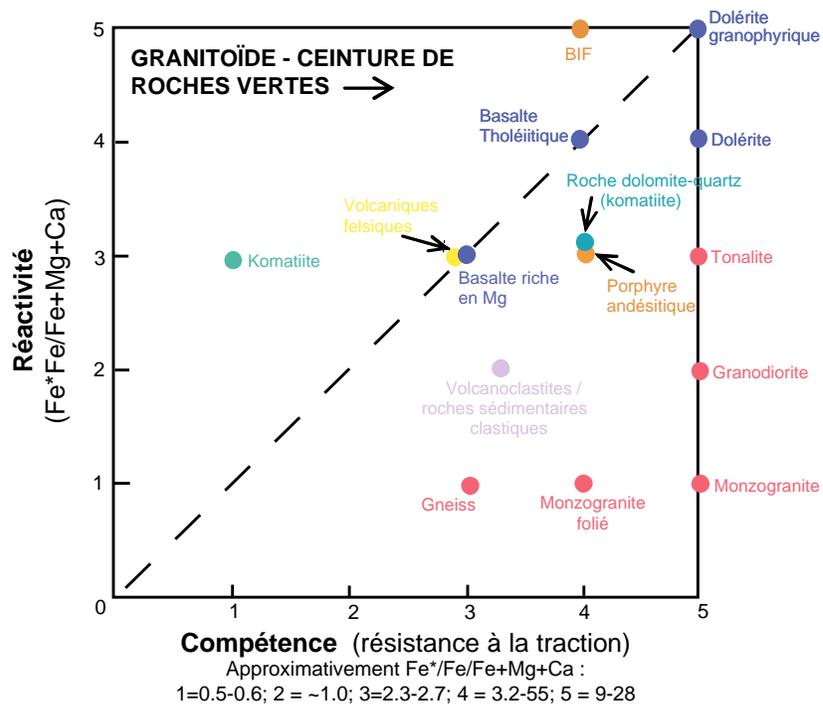


Figure 26. Compétence-réactivité de différentes lithologies typiques des cratons archéens (modifiée de Groves, 2002). [Retour au texte](#)

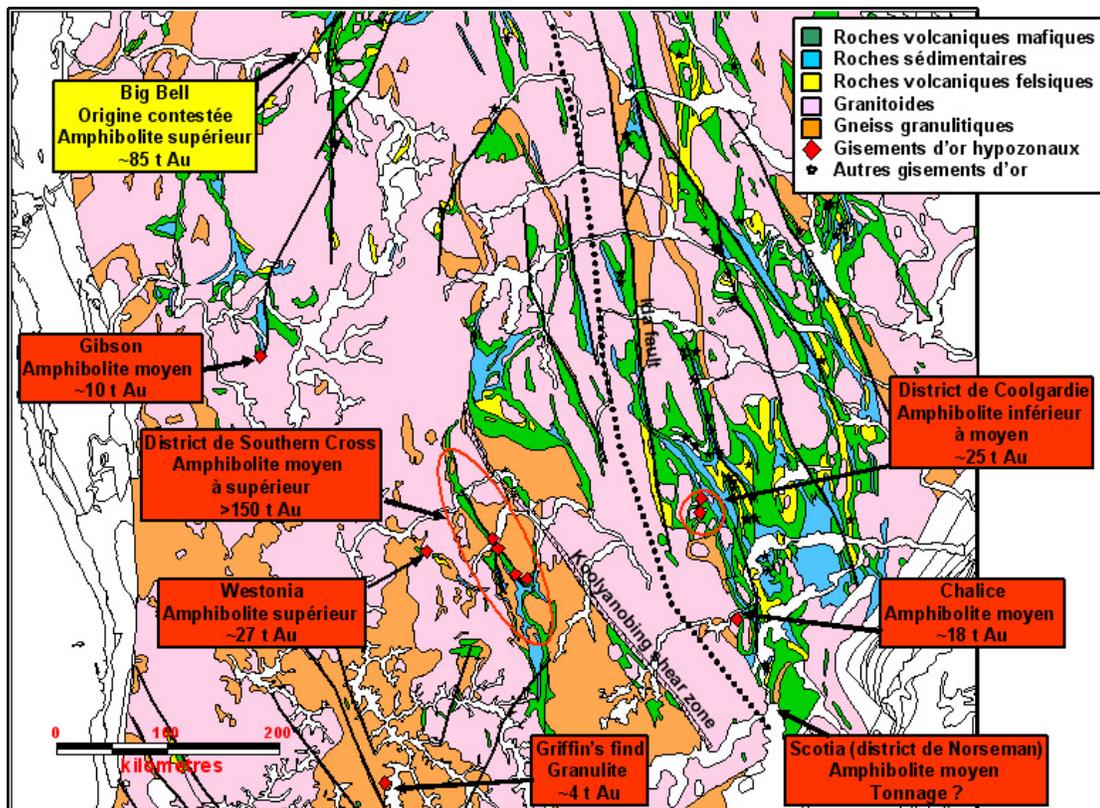


Figure 27. Gisements d'or hypozonaux du craton du Yilgarn, Australie. [Retour au texte](#)

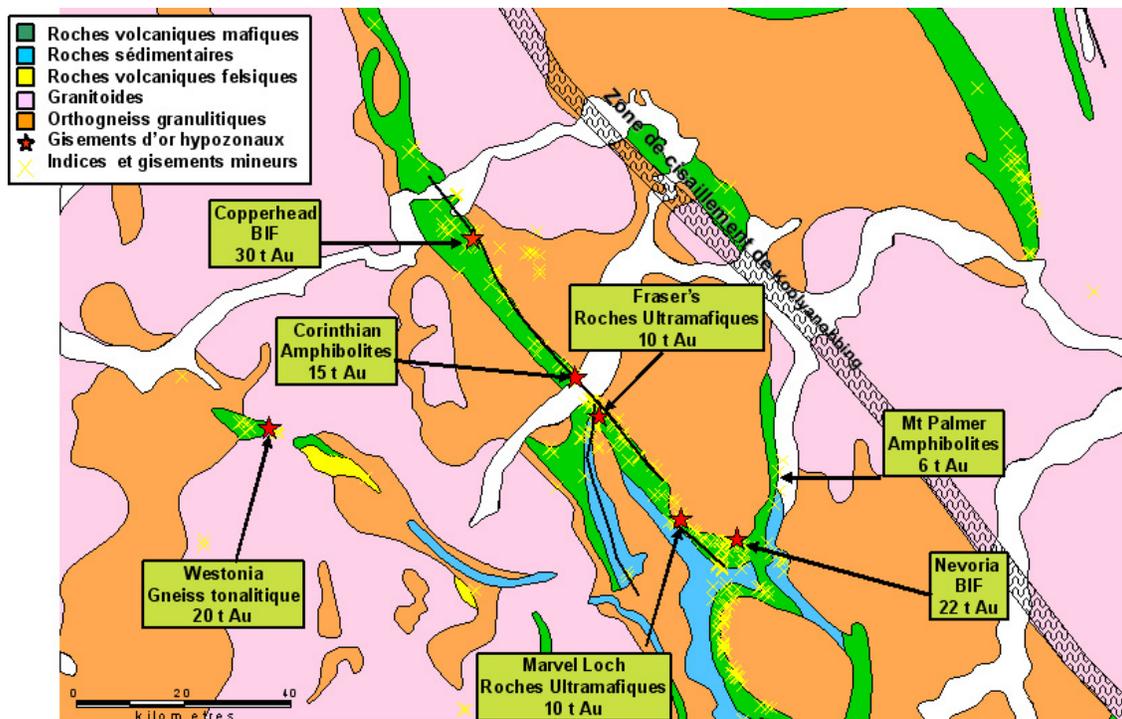


Figure 28. Gisements hypozonaux de la ceinture de Southern Cross, craton du Yilgarn, Australie. [Retour au texte](#)

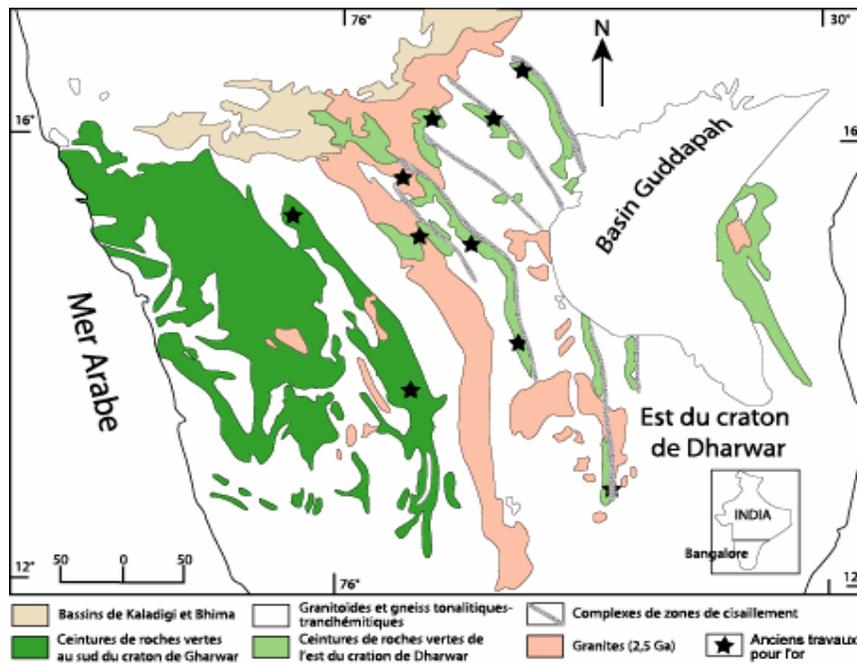


Figure 29. Géologie du craton de Dharwar, Inde. Noter les districts de Kolar (KO) et Hutti (HU). [Retour au texte](#)

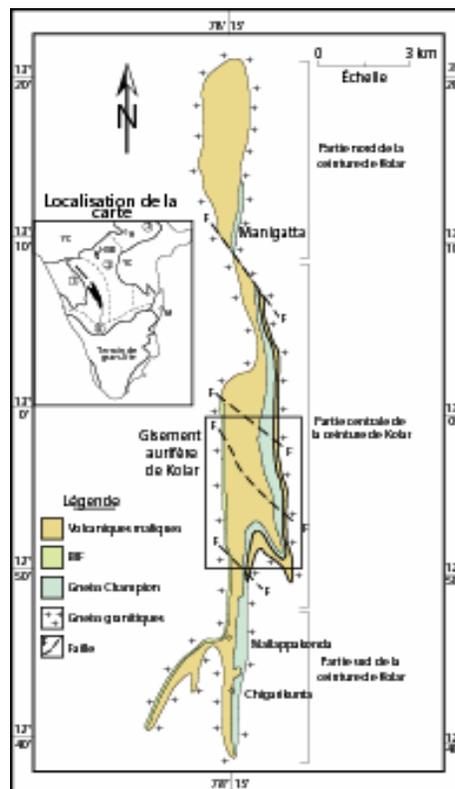


Figure 30. Géologie de la ceinture de Kolar (modifiée de Siddaiah et Rajamani, 1989). [Retour au texte](#)

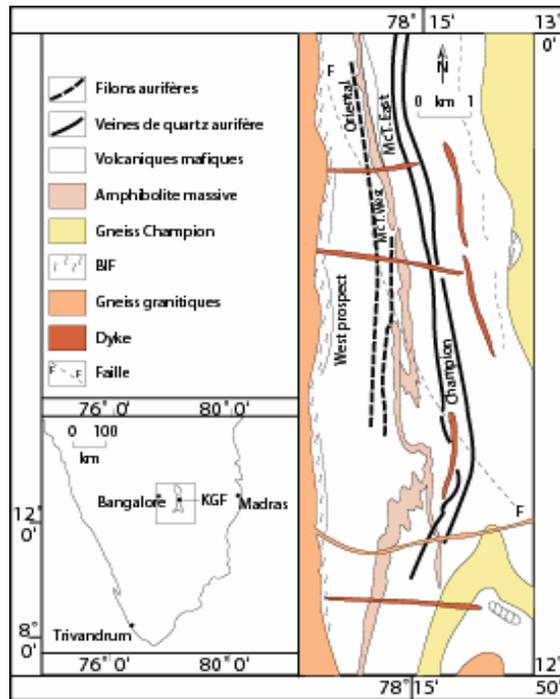
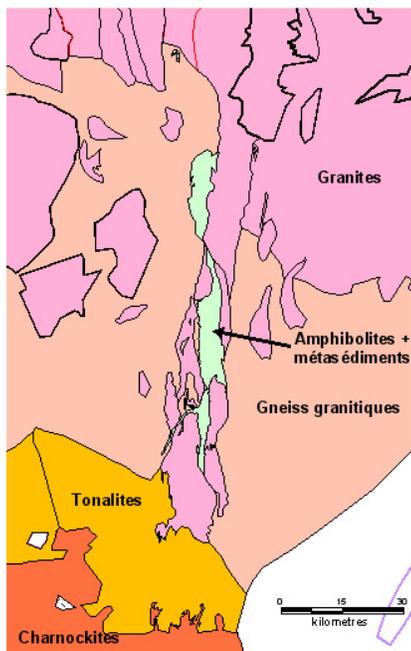


Figure 31. Gisements de la partie centrale de la ceinture de Kolar (modifiée de Mishra et Panigrahi, 1999). [Retour au texte](#)

Ceinture de Kolar, Inde, 800 t Au



Ceinture de Qalluviartuuq, Québec, 0 t Au?

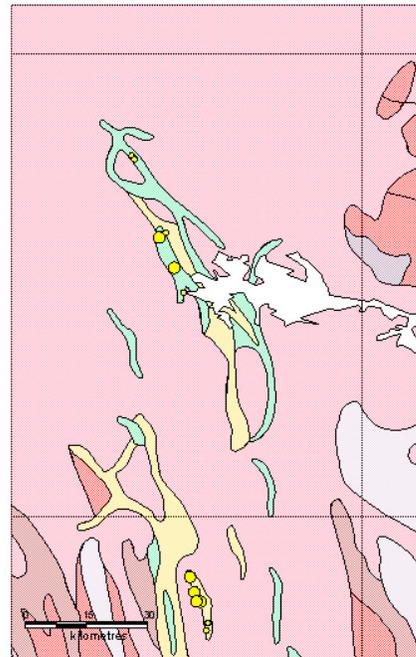
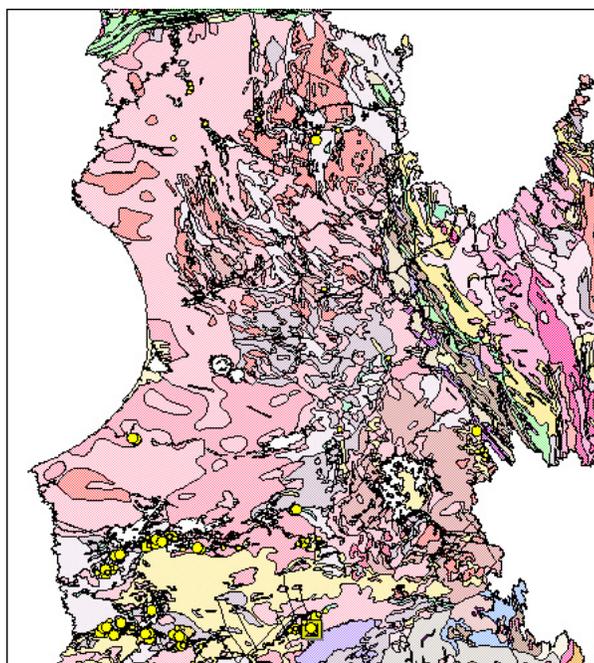
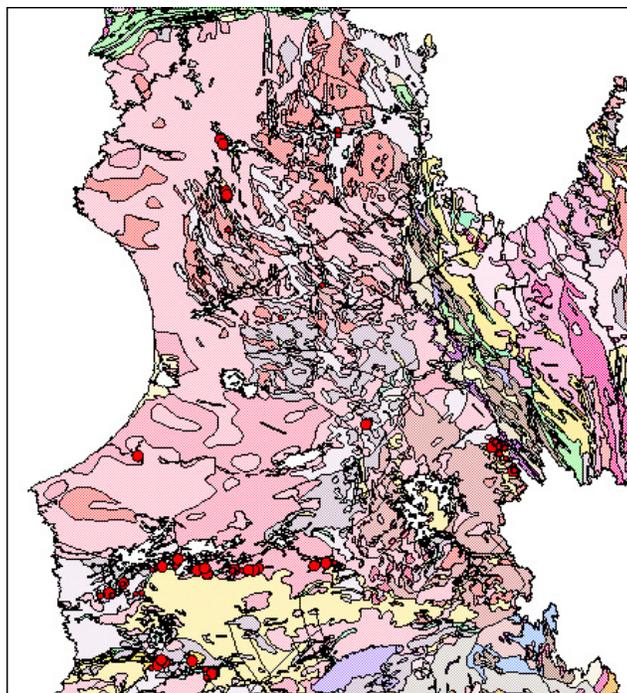


Figure 32. Comparaison entre la taille de la ceinture de Kolar et de l'une des ceintures du Grand-Nord du Québec. Les deux figures sont présentées à la même échelle. [Retour au texte](#)



Minéralisations sans formations de fer associées
N = 220

Figure 33. Répartition des indices et gîtes sans formations de fer dans les roches archéennes du nord-ouest du Québec. [Retour au texte](#)



Minéralisations avec formations de fer associées
N = 117

Figure 34. Répartition des indices et gîtes associés à des formations de fer dans les roches archéennes du nord-ouest du Québec. [Retour au texte](#)

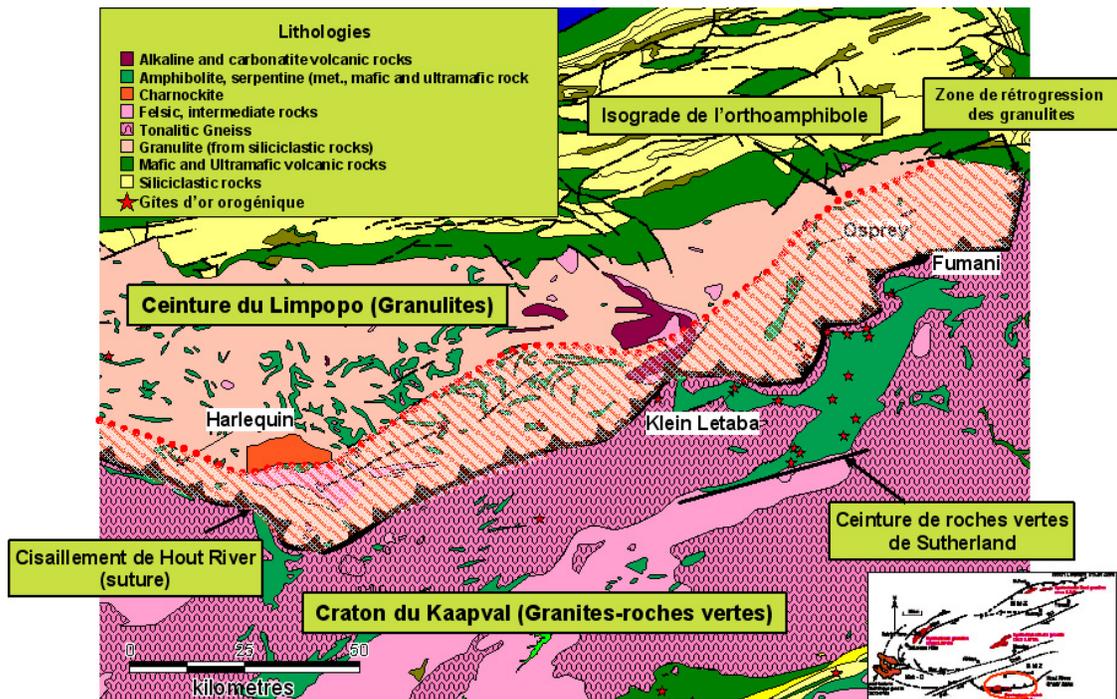


Figure 35. Contexte géologique des gisements hypozonaux de la zone marginale sud du Limpopo (figure inspirée de Kreissig et al. 2001 et Van Reenen et al. 1994). [Retour au texte](#).

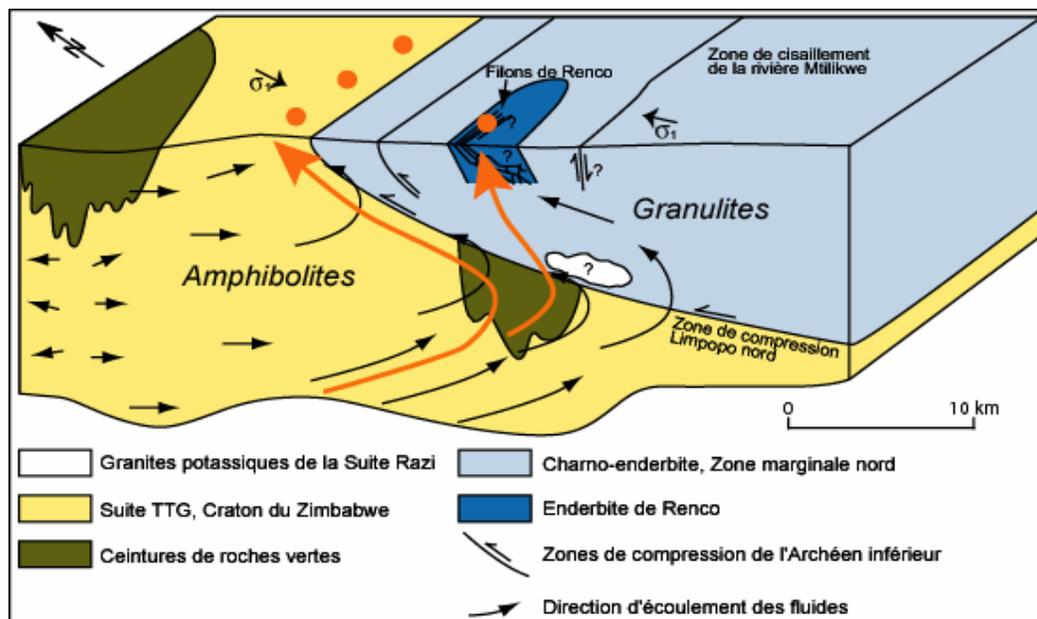


Figure 36. Modèle génétique du gisement de Renco. Figure modifiée et tirée de <http://www.iml.rwth-aachen.de/projekte/enrenco.htm> [Retour au texte](#)

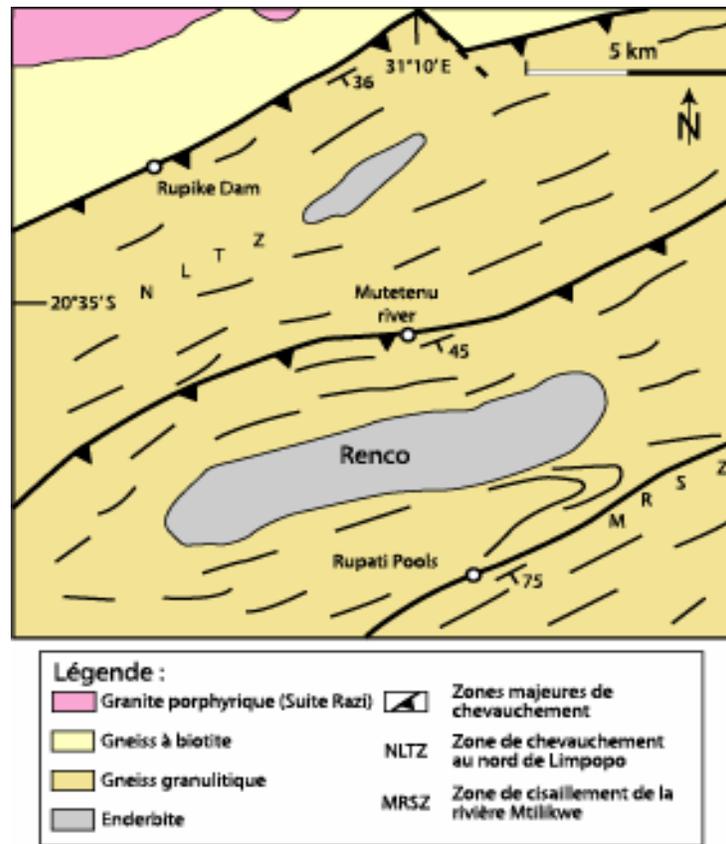


Figure 37. Géologie locale du gisement de Renco (modifiée de Kolb et al., 2000). [Retour au texte](#)

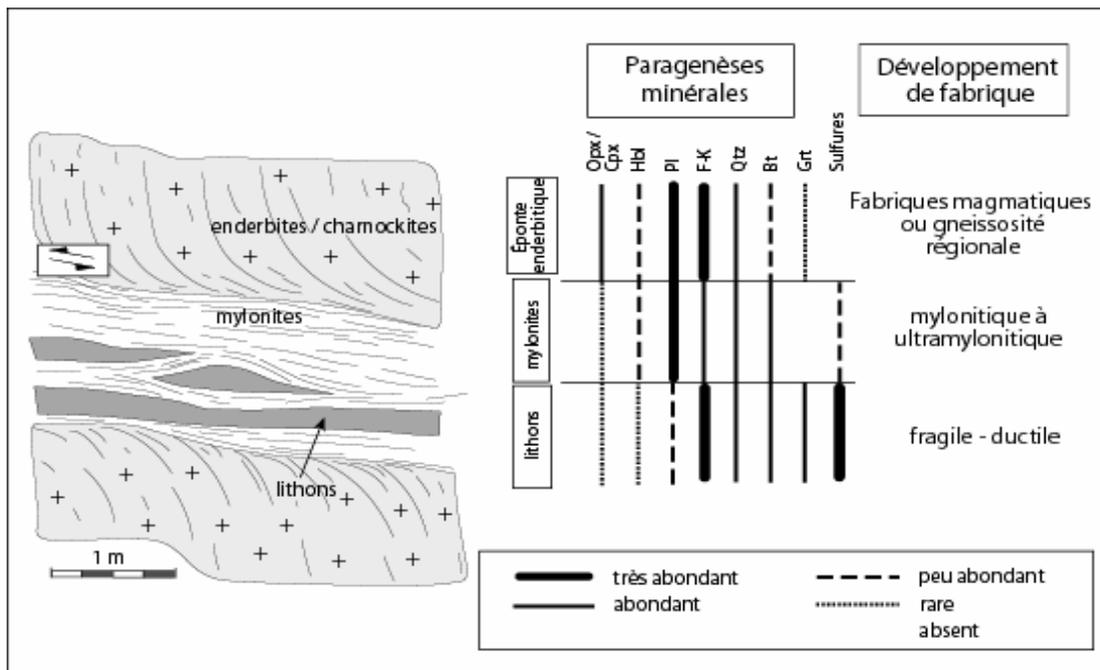


Figure 38. Mylonites aurifères de Renco. L'or est concentré dans les lithons composés de FK-Bt-Gt-Po-Cpy. Noter l'altération de nature rétrograde dans les mylonites et les lithons (modifiée de Kisters et al., 2000). [Retour au texte](#)

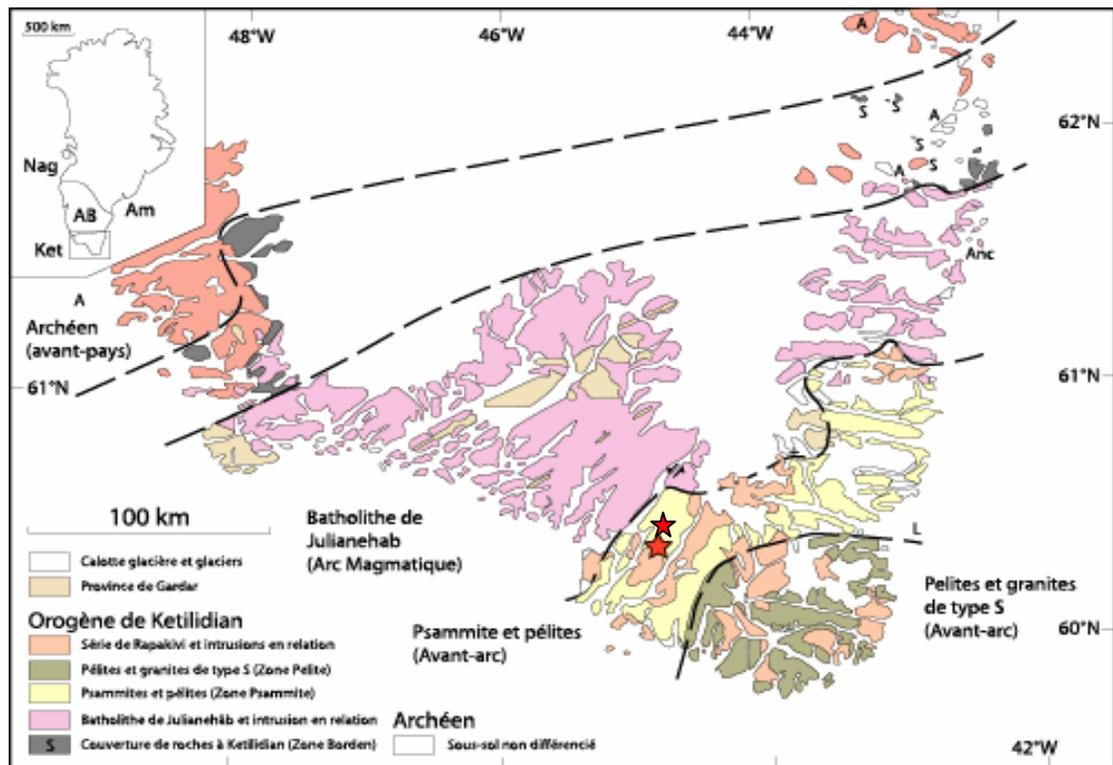


Figure 39. Géologie simplifiée de l'orogénie ketilidienne du sud du Groenland. La position du gisement de Nalunaq est spécifiée par l'étoile rouge (modifiée de Garde et al., 2002). [Retour au texte](#)

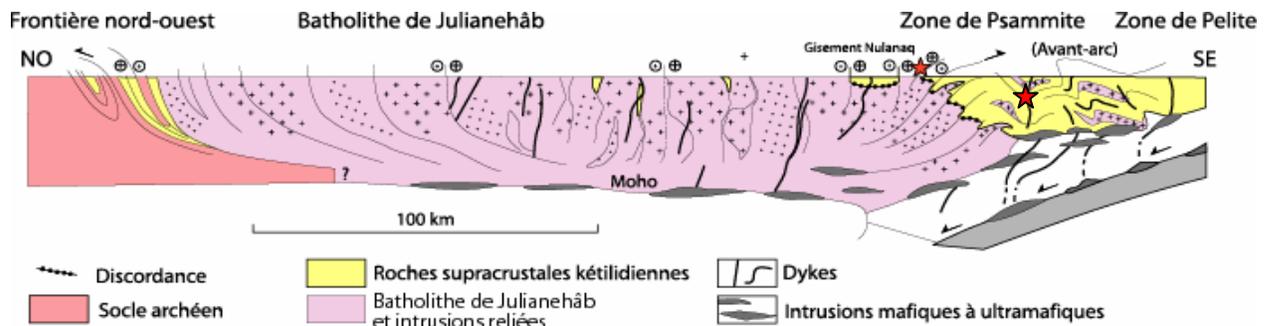


Figure 40. Coupe à travers l'orogénie ketilidienne (modifiée de Garde et al., 2002). [Retour au texte](#)

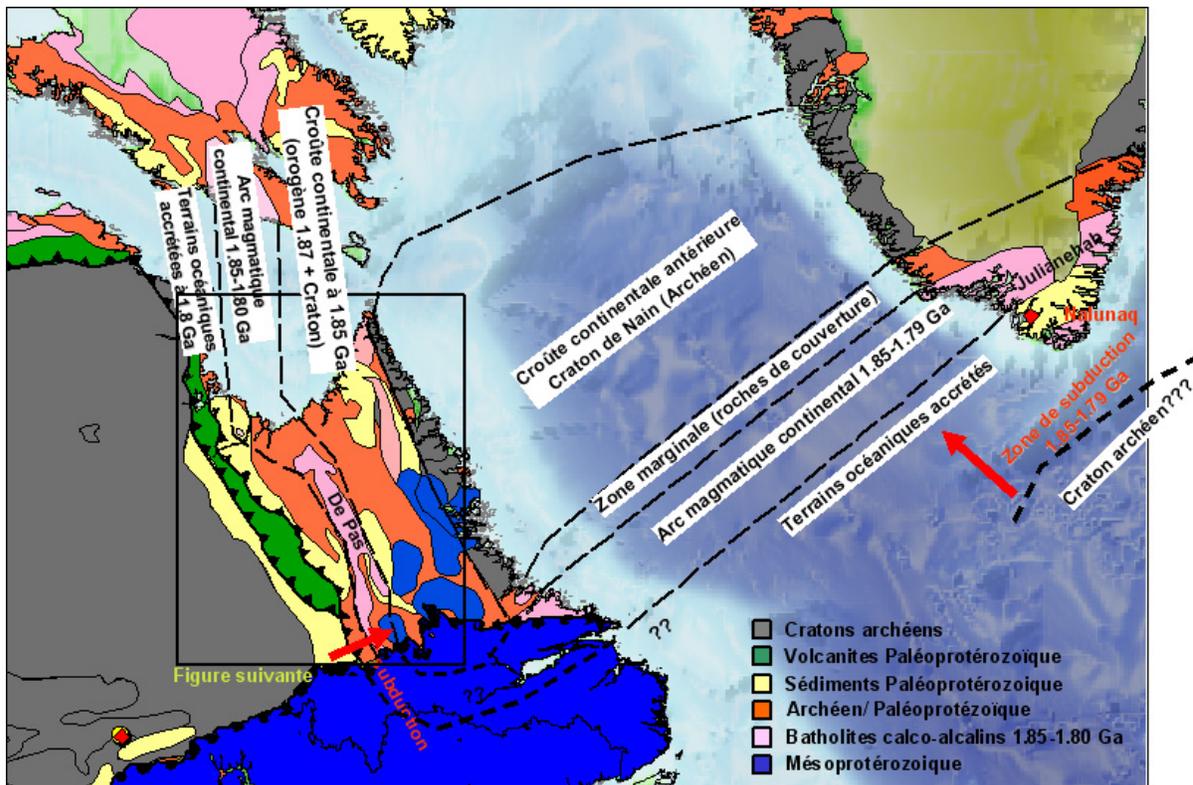


Figure 41. Corrélations entre l'orogénie ketilidienne et la Province de Churchill au Québec. Figure inspirée de Garde et al. (2002) et Wardle et al. (2002). [Retour au texte](#)

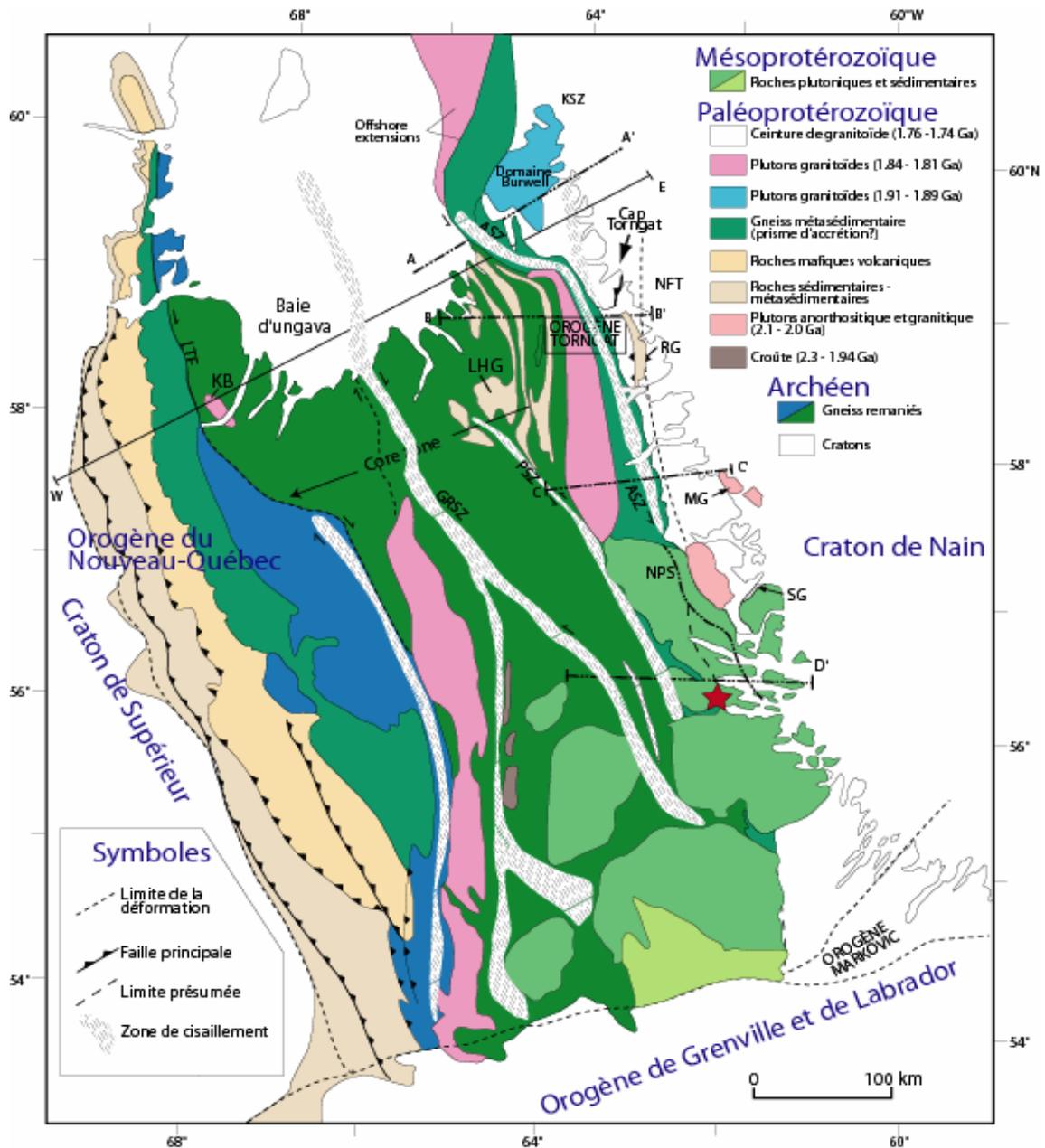


Figure 42. Géologie régionale de la Province de Churchill au Québec (modifiée de Wardle et al., 2002). L'étoile représente le gîte d'or hypozonal VBE-2, tel que situé par Skanes et al. (2004). [Retour au texte](#)

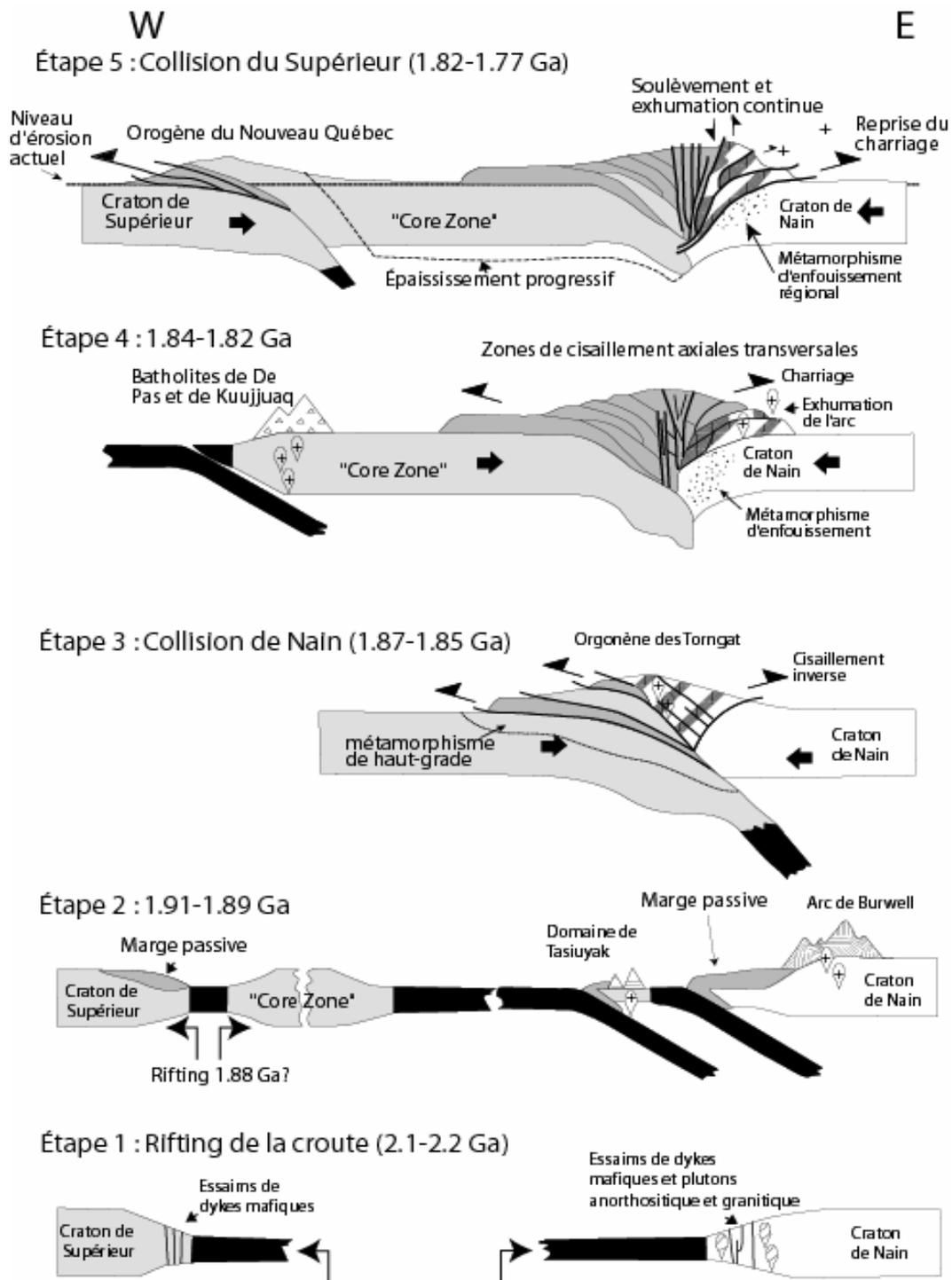


Figure 43. Schéma évolutif de la Province de Churchill au Paléoprotérozoïque (modifiée de Wardle et al., 2002). [Retour au texte](#)

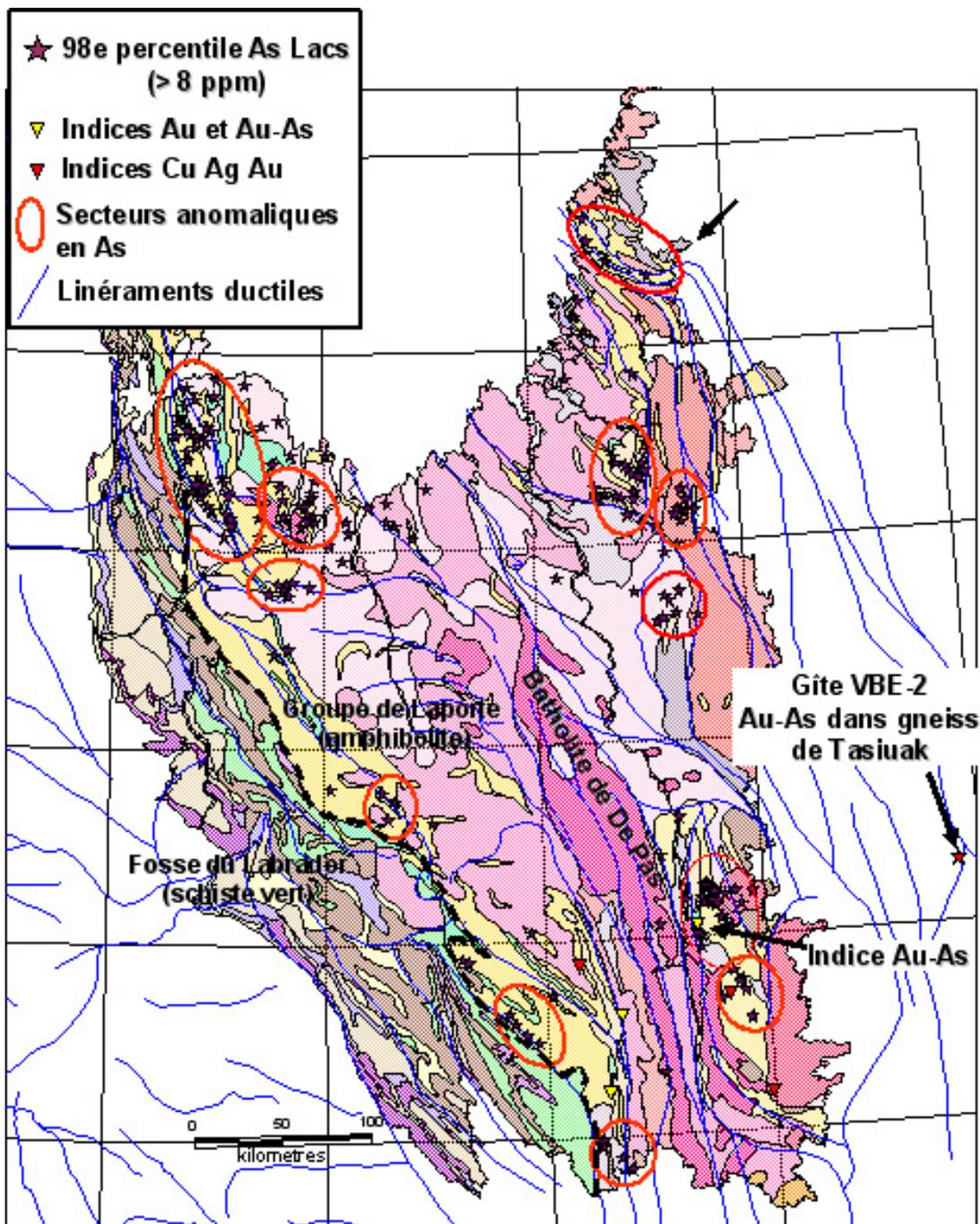


Figure 44. Potentiel aurifère de la partie est de la Province de Churchill. [Retour au texte](#)

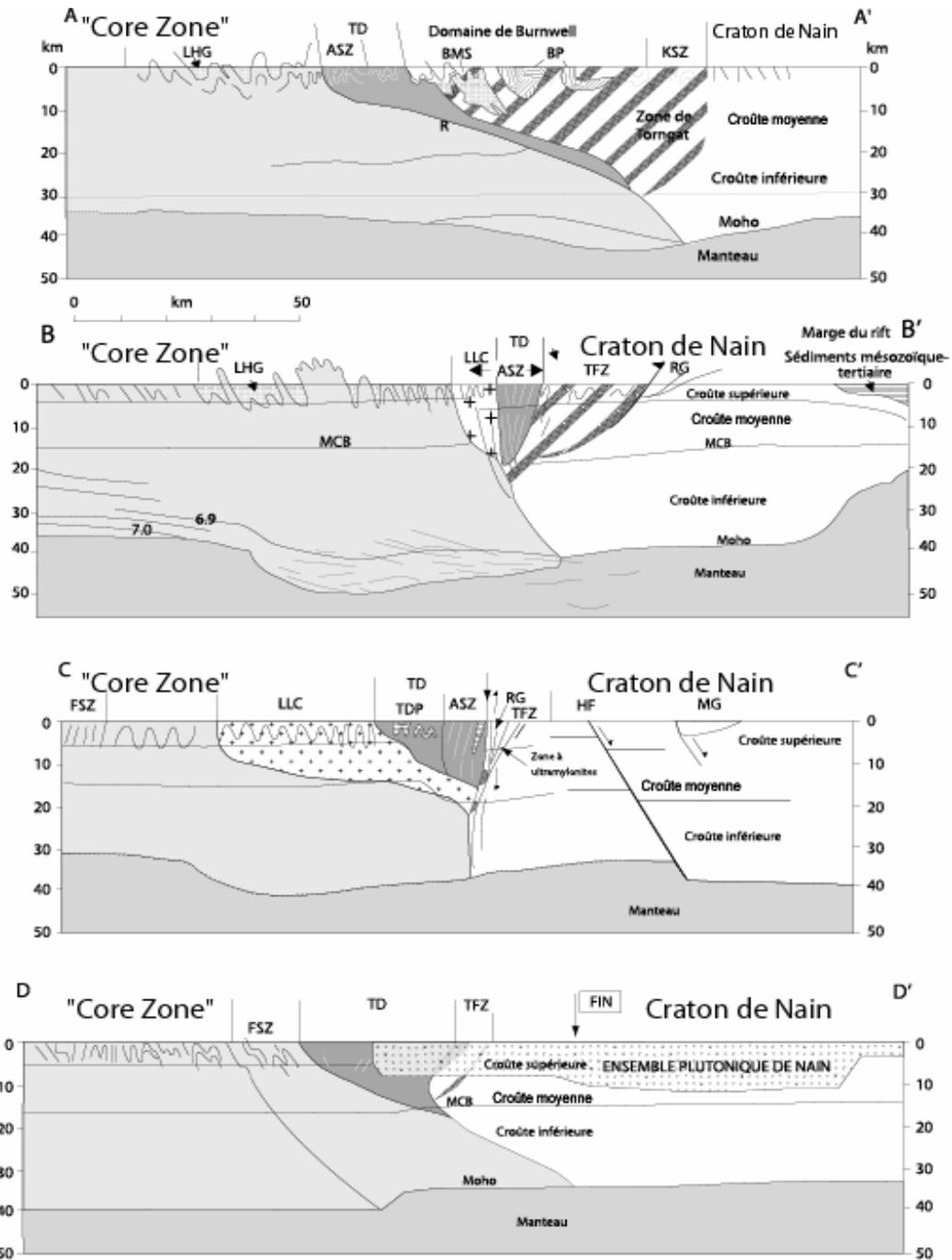


Figure 45. Coupe E-W à travers la partie est de la Province de Churchill. La position des coupes est représentée sur la figure 42. Figure modifiée de Wardle et al. (2002). [Retour au texte](#)

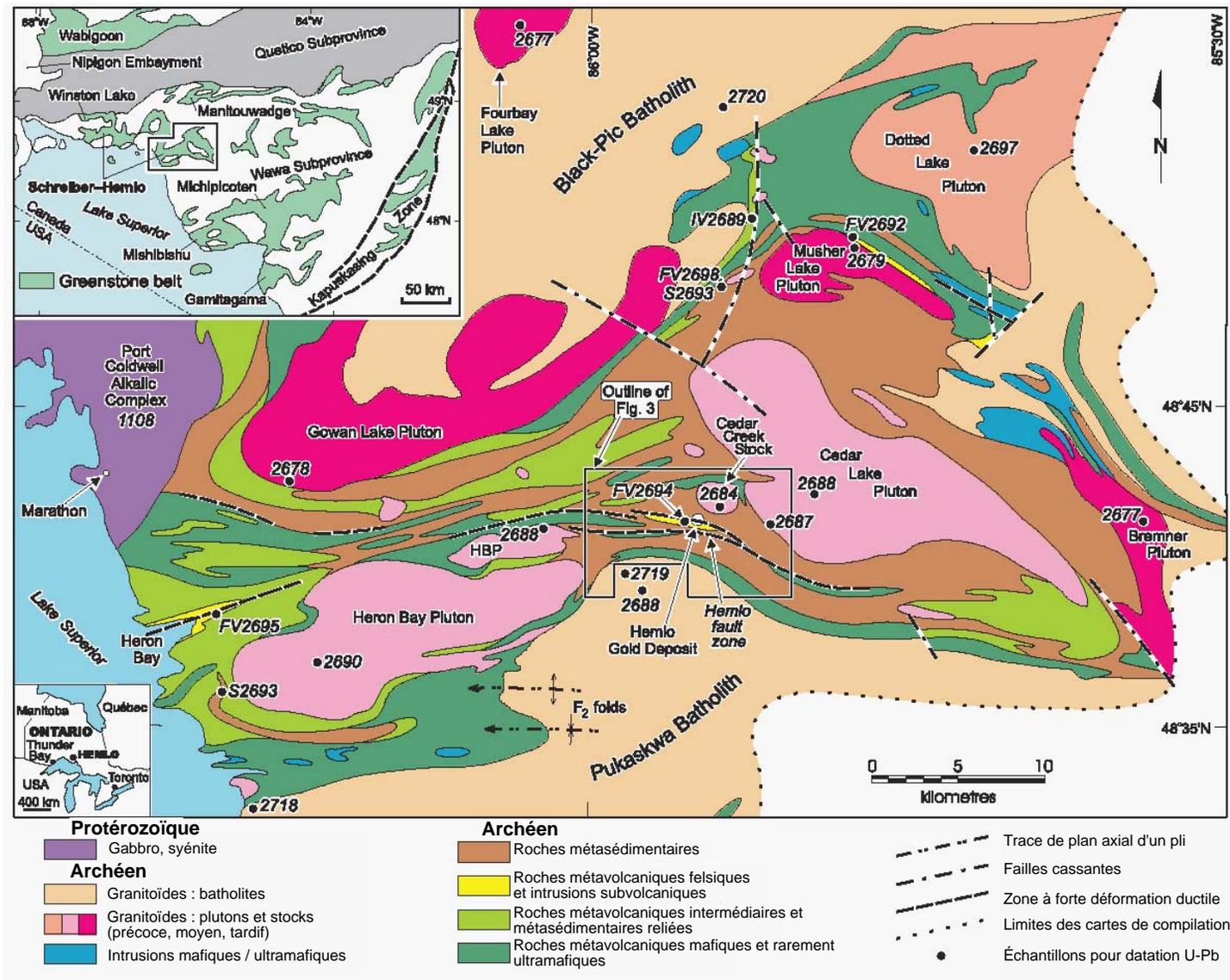


Figure 46. Géologie régionale de la ceinture de Hemlo-Schreiber. Figure modifiée de Muir (2003). [Retour au texte](#)

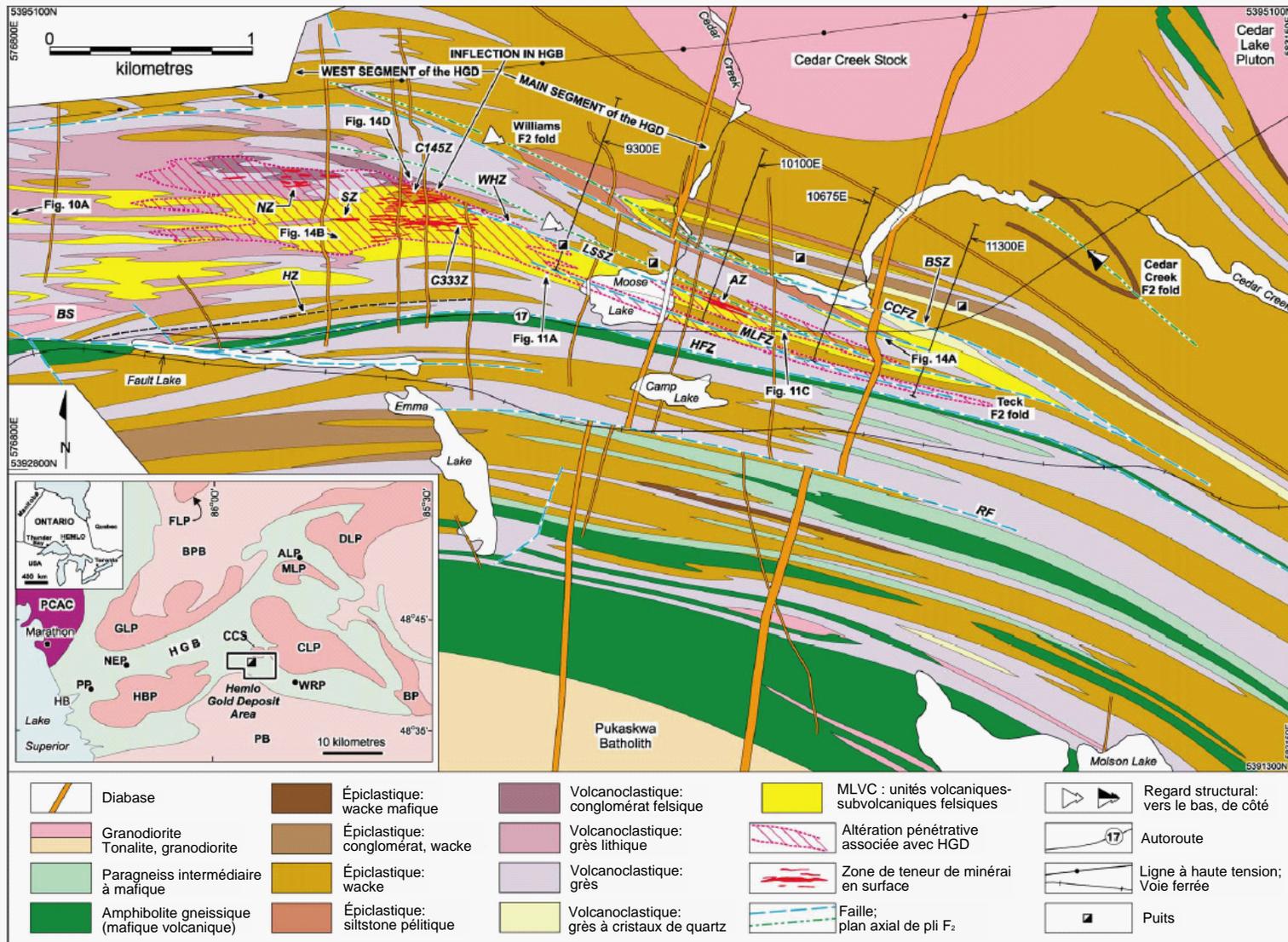


Figure 47. Géologie locale du gisement de Hemlo. Figure modifiée de Muir (2002). [Retour au texte](#)

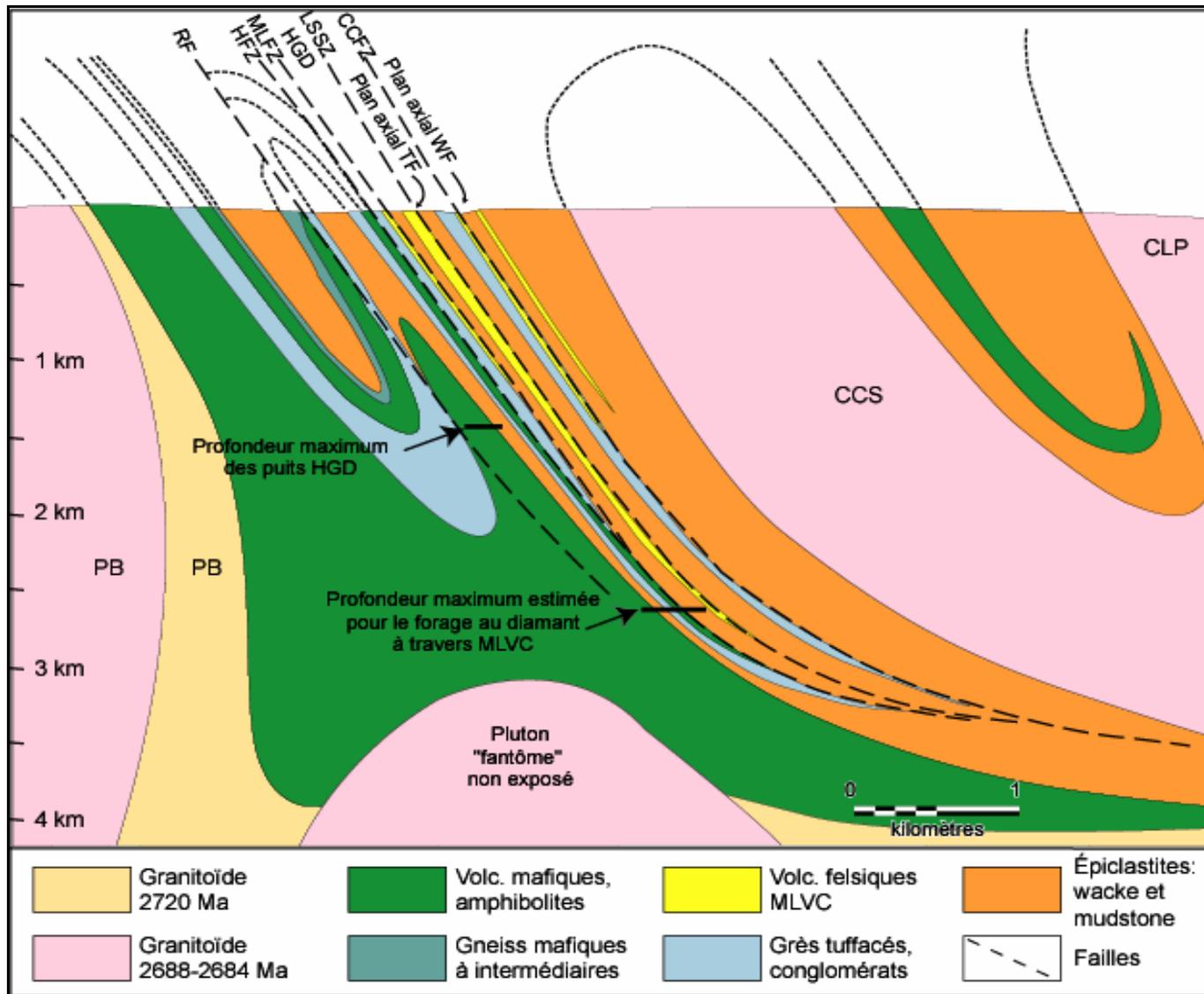


Figure 48. Modèle génétique proposé pour le gisement de Hemlo. Figure modifiée de Muir (2002). [Retour au texte](#)

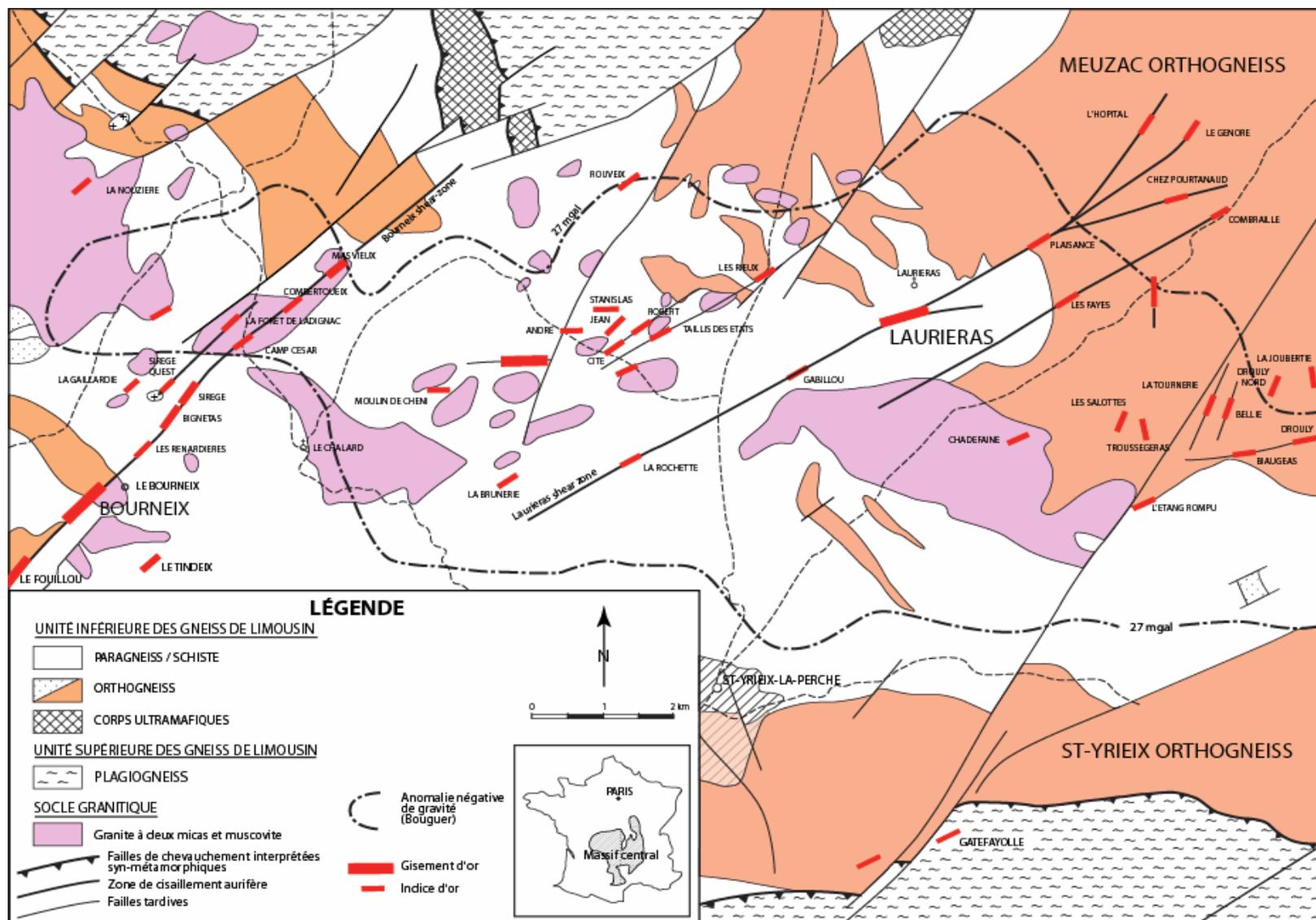


Figure 49. Géologie régionale de la région du Limousin, France. Figure modifiée de Bouchot et al. (1989). [Retour au texte](#) ; [Retour section 10](#)

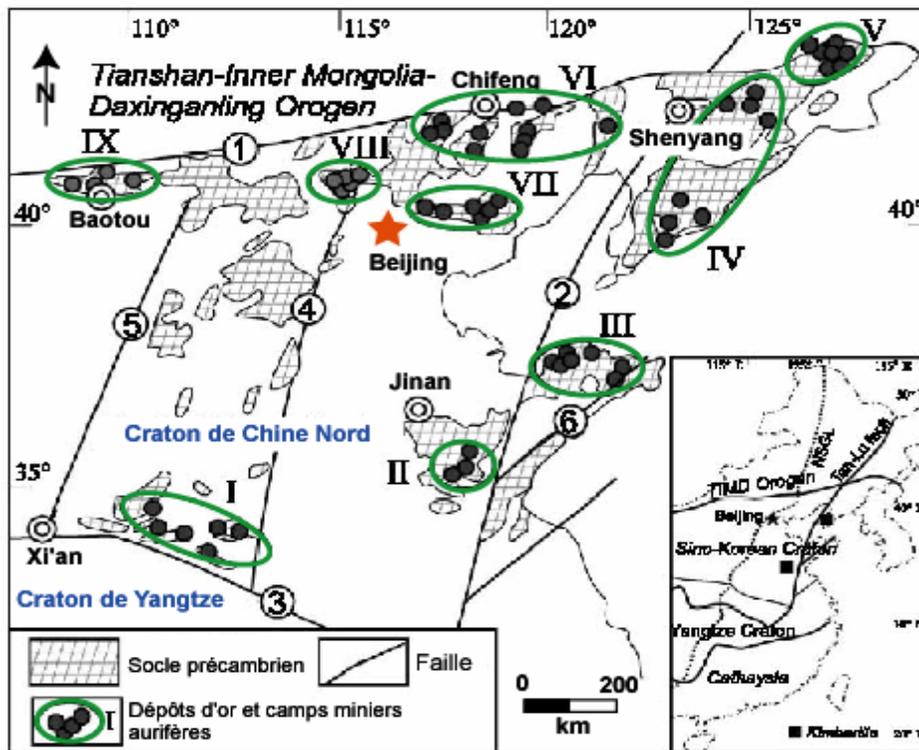


Figure 50. Contexte tectonique régional des gisements du craton de Chine du Nord. Noter l'association des gisements avec les fragments de socle précambrien remontés par les grandes failles. Figure modifiée de Yang et al. (2003). [Retour au texte](#) ; [Retour section 10](#)

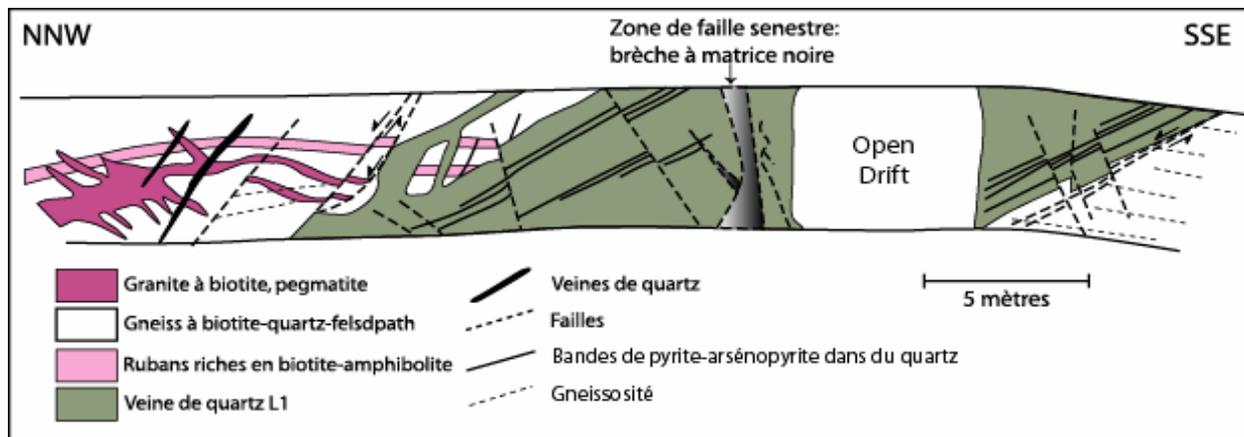


Figure 51. Coupe transversale du gisement de Pogo, Alaska. Figure modifiée de Rhys et al. (2003). [Retour au texte](#)

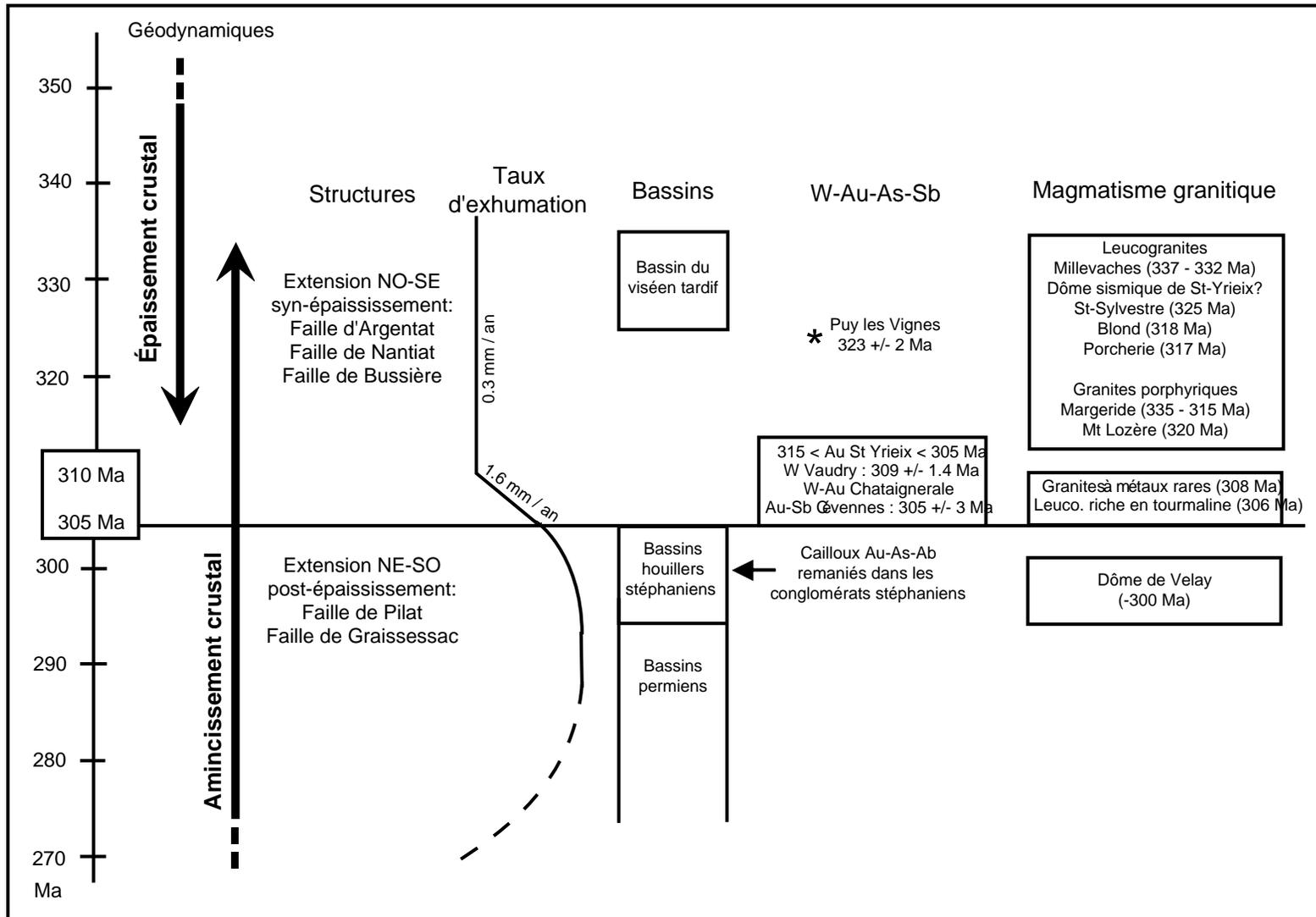


Figure 52. Schéma évolutif des minéralisations du Massif Central. Noter l'association de l'or à 305 Ma avec une tectonique en extension durant l'exhumation rapide de la chaîne et les granites spécialisés à métaux rares et tourmaline contemporains (figure modifiée de Bouchot et al., 2000). [Retour au texte](#)

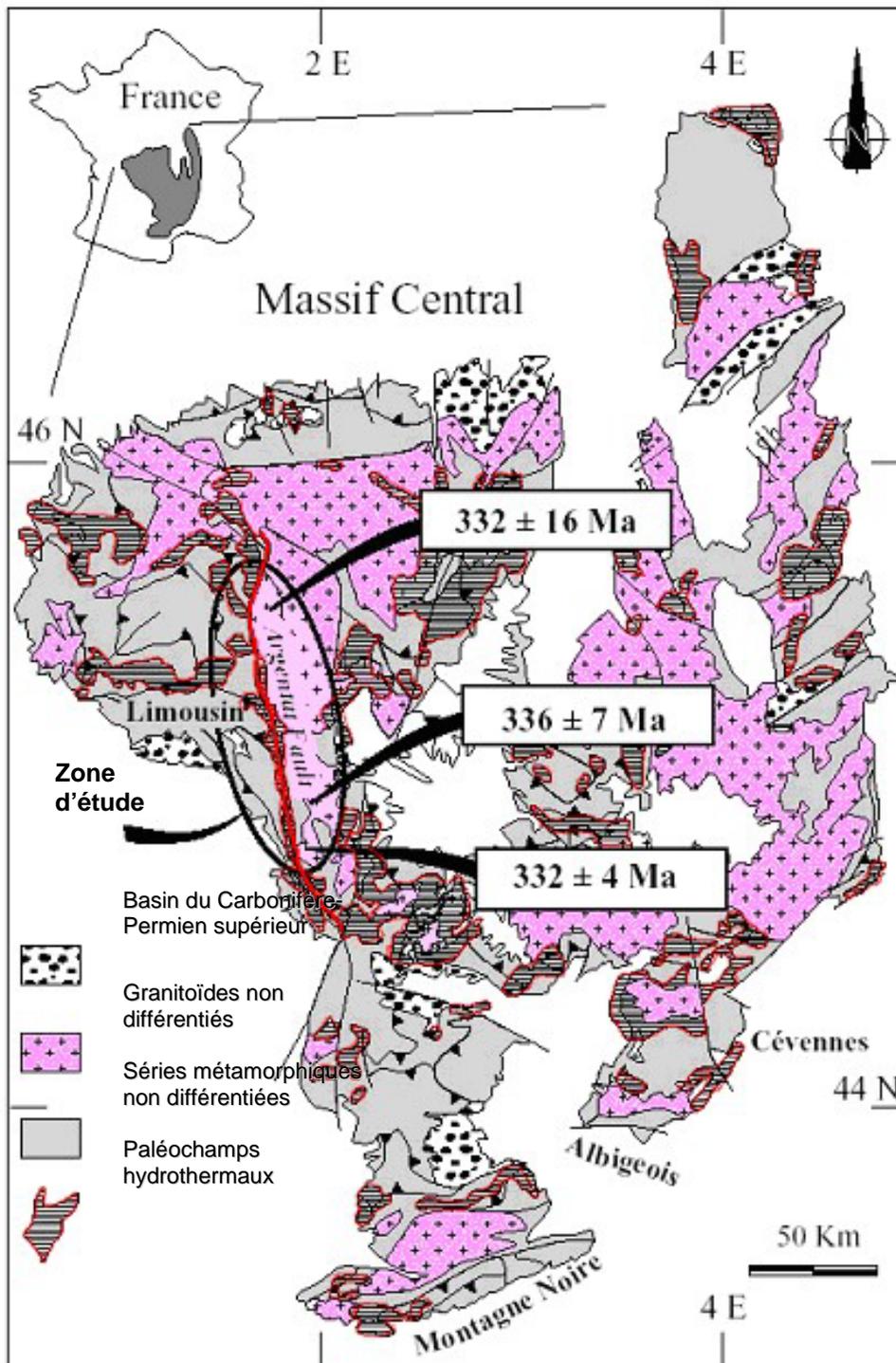


Figure 53. Géologie régionale du Massif Central. Les paléochamps hydrothermaux ont été tracés par les auteurs grâce aux anomalies en As dans les ruisseaux. Figure modifiée de Roig et al. (2002). [Retour au texte](#)

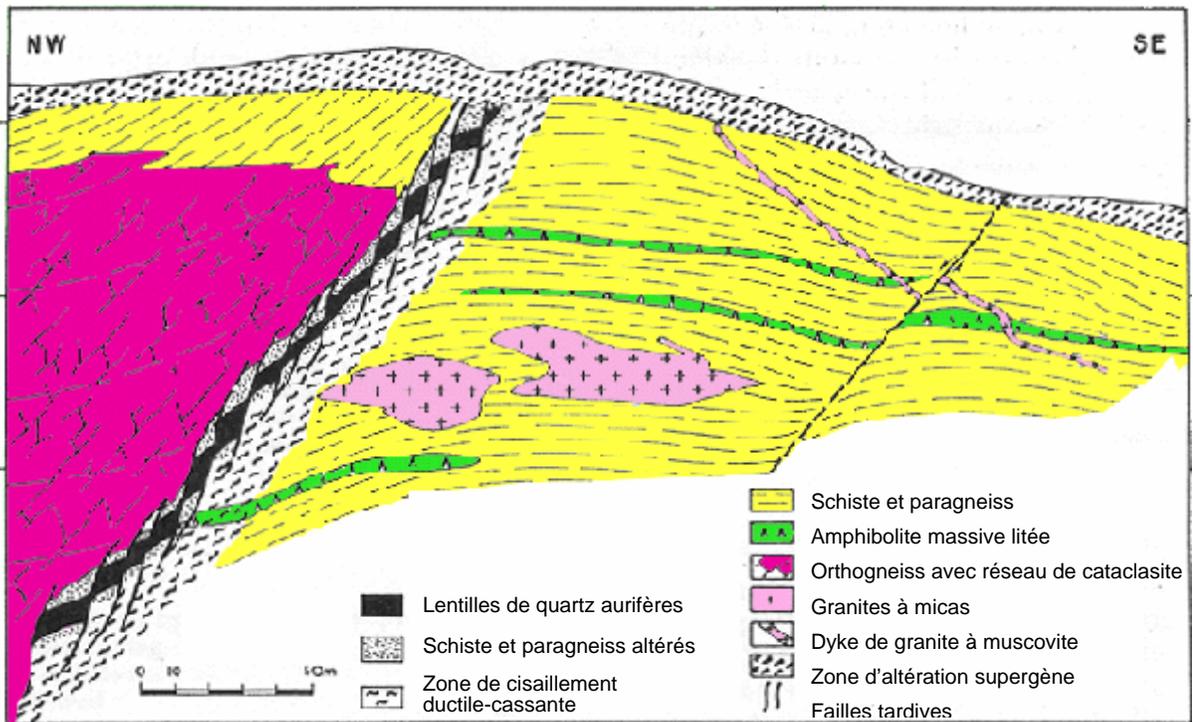


Figure 54. Coupe transversale du gisement Le Bourneix, Limousin, France. Figure modifiée de Bouchot et al. (1989). [Retour au texte](#)

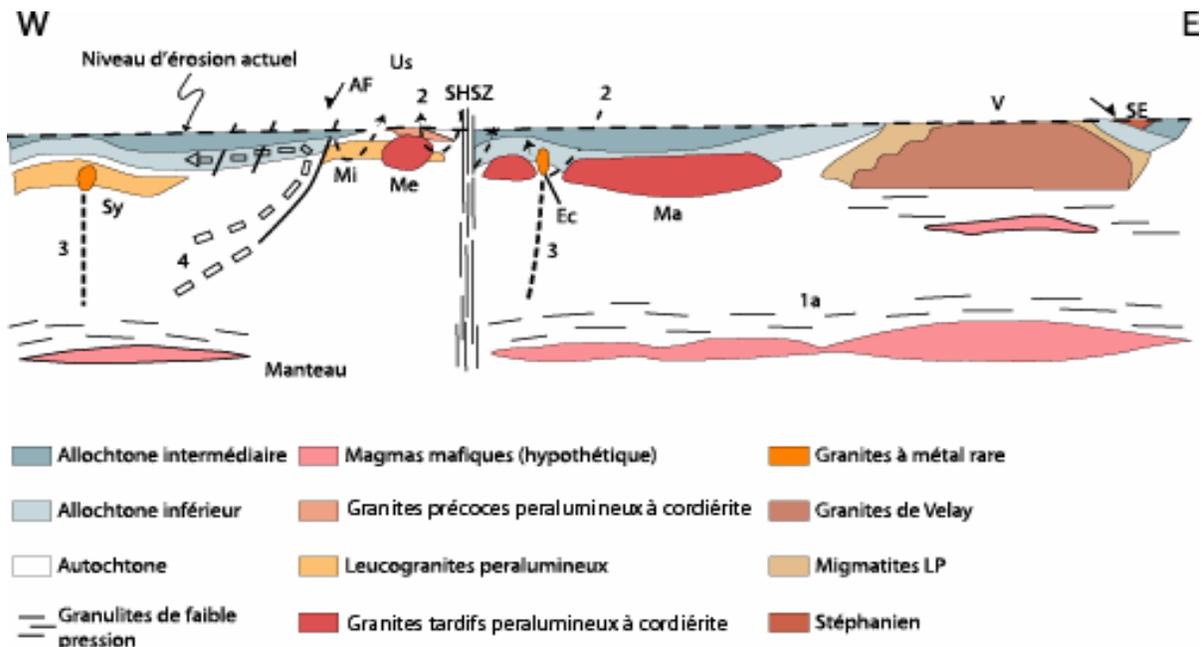
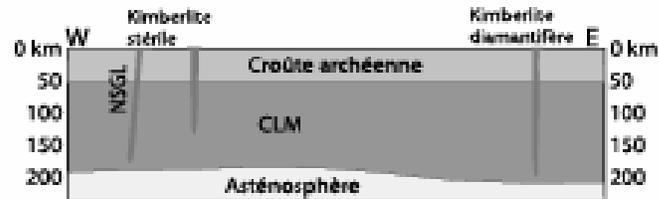


Figure 55. Modèle génétique de mise en place des gisements du Massif Central. Figure modifiée de Marignac et al. (1999). [Retour au texte](#)

(a) Paléozoïque (Ordovicien ~460 Ma)



(b) Mésozoïque (250-180? Ma)



(c) Mésozoïque supérieur (160-110 Ma)



(d) Mésozoïque supérieur jusqu'au Cénozoïque (90 Ma à aujourd'hui)



NSGL: linéament de gravité nord-sud

CLM: manteau lithosphérique continental

Roches UHPM: roches métamorphiques à très grande pression

Figure 56. Modèle génétique de formation des gisements chinois au Mésozoïque. Noter l'association de la minéralisation avec l'amincissement de la lithosphère à la fin du Mésozoïque et l'intrusion de granites-lamprophyres. Figure modifiée de Yang et al. (2003). [Retour au texte](#)