



GEOTOP

Rapport soumis au:
Ministère des Ressources naturelles du Québec

Contrat de services professionnels N° 30-511097-20

N° de projet: 1997-5110-235-7116

Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-nord Phase II

par
Martin Parent
janvier 1998

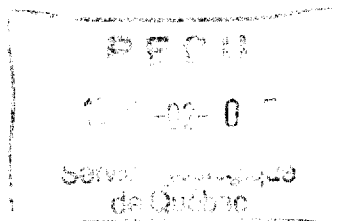
Responsable administratif et coordonnateur: Clément Gariépy

MRN-GÉOINFORMATION 2003

GM 59904

Table des Matières

	page
Introduction	1
Méthodes analytiques	2
Résultats et interprétation	
1) La sous-province de l'Ashuanipi	3
2) La sous-province de La Grande	33
3) terrane de Wakeham	54
Remerciements	59
Références.....	60



INTRODUCTION

Le programme de datation U-Pb complété durant l'année 1997 apporte des données complémentaires afin de préciser les résultats obtenus au cours des deux dernières années dans le cadre des projets Moyen-nord (David 1996, David et Parent 1997). Des datations ont été réalisées, en collaboration avec les géologues en charge des différents projets, dans les sous-provinces d'Ashuanipi et de La Grande ainsi que dans la Province de Grenville (terrane de Wakeham).

Dans la sous-province d'Ashuanipi les datations ont été effectuées dans le but de définir l'évolution tectonique de celle-ci, et d'en préciser la chronologie des événements géologiques associés. Ainsi, nous avons précisé l'âge de formation des diatexites, l'âge du volcanisme et du magmatisme ainsi que l'âge des deux épisodes de métamorphisme dans le domaine Ashuanipi sud. Nous avons également analysé une tonalite syn-volcanique, associée au Groupe de Raynouard, dans le domaine de Caniapiscau. Finalement, un granite post-tectonique du domaine Caniapiscau a été daté dans le but d'obtenir un meilleur contrôle chronologique concernant ces intrusions, lesquelles semblent être l'un des événements magmatiques les plus jeunes de la Province du Supérieur.

Les travaux réalisés dans la sous-province de La Grande portent sur deux régions distinctes, soit celle du lac Yasinski et celle de la rivière Eastmain. Un échantillon de tonalite provenant de la région du lac Yasinski vise à définir un âge minimum pour le volcanisme et un âge maximum pour la déformation. Trois échantillons provenant de la région de la rivière Eastmain furent analysés dans le but de définir l'âge du socle, l'âge du volcanisme mafique, ainsi que l'âge des intrusions porphyriques associées aux minéralisations.

Finalement, dans le terrane de Wakeham, un échantillon de granite tardif a été analysé afin de définir un âge maximum pour la déformation grenvillienne.

MÉTHODE ANALYTIQUES

Les méthodes analytiques utilisées pour la technique de datation U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique ont été décrites en détail par Machado et al. (1990). La totalité des analyses de zircon a été effectuée sur des minéraux ayant subi une abrasion d'intensité variable selon la technique décrite par Krogh (1982). L'incertitude (à 2 écarts-type) sur les rapports isotopiques est le résultat d'un calcul de propagation des erreurs tenant compte de l'erreur analytique pour chacun des rapports mesurés, de l'incertitude sur la discrimination de masse, du niveau des blancs de préparation chimique, de la reproductibilité des étalons de Pb et d'U et finalement de la composition du plomb initial incorporé dans les minéraux. Les calculs de droite discordia ou de mélange ont été faits en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) et prennent en considération les erreurs corrélées des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, de même que celle associée au rapport $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Les incertitudes sur les âges déterminés dans ce travail sont toutes présentées pour un intervalle de confiance de 95%. Finalement, nous avons utilisé dans ce rapport l'expression "probabilité de coïncidence" pour traduire la notion de *probability of fit* telle que définie par Davis (1982), laquelle traduit sur une échelle de 0 à 100% la probabilité que les résultats analytiques soit effectivement alignés sur une même droite discordia, compte tenu des erreurs associées à chacun des points d'analyse.

RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

1 La sous-province d'Ashuanipi

Les travaux de géochronologie réalisés au cours de l'année 1997 dans la sous-province d'Ashuanipi visent à préciser le cadre chronologique des différents événements géologiques qui ont affectés cette sous-province. Le projet de cette année s'inscrit dans la poursuite des travaux entrepris en 1996-1997 (David et Parent 1997). L'objectif poursuivi, lors de la sélection et de l'analyse des échantillons, était de préciser les résultats obtenus durant l'année 1996-97 et d'apporter de nouvelles informations permettant de mieux définir l'âge des événements suivants: la formation des diatexites; les épisodes métamorphiques M1 et M2; l'épisode magmatique associé au métamorphisme M2 dans le domaine Ashuanipi sud; ainsi que les épisodes magmatiques syn-volcanique et post-tectonique dans le domaine Caniapiscau.

Dans le cadre des travaux de géochronologie réalisés durant l'année 1997, nous avons obtenu des données U-Pb pour six nouveaux échantillons. Quatre de ceux-ci furent prélevés durant la saison de cartographie 1997, alors que les deux autres l'ont été durant la campagne de 1996. De plus, deux échantillons pour lesquels nous avons présenté des résultats partiels l'an dernier (DL96-131 et DL96-3155; David et Parent 1997) ont été analysés de manière plus exhaustive afin de livrer des informations plus complètes quant à leurs histoires géologiques.

TABLEAU 1 - Résultats analytiques: Secteur Ashuanipi

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
DL96-3155 - Diatexite						(2665±2Ma / 100±300 Ma, 80 % probabilité)						
						(2633+6/-4 Ma / 120±580 Ma, 10 % probabilité)						
1*	1z,ic,eq,dia	12	50	33	14	1480	0.368	0.4921±48	12.061±51	0.17775±12	2632.0	2.4
2*	1z,ic,eq,dia	22	57	39	10	4018	0.424	0.4981±28	12.210±32	0.17790±10	2632.4	1.2
3*	1z,b,pc,dia	12	58	38	7	2926	0.356	0.4941±36	12.089±38	0.17745±18	2629.1	1.9
4*	1z,b,pc,dia	2	372	208	7	3168	0.089	0.5125±40	12.895±47	0.18248±22	2675.5	0.4
5*	1z,b,pc,dia	6	194	102	9	3880	0.035	0.4998±34	12.714±36	0.18450±10	2693.8	3.6
6*	1z,b,pc,dia	2	318	178	9	2126	0.117	0.4998±30	12.483±34	0.18119±10	2663.8	2.4
7	1z,b,pc,dia	1	3464	2055	18	6094	0.190	0.5023±45	12.666±37	0.18290±31	2679.3	2.5
8	1z,b,pc,dia	1	350	190	1	9289	0.057	0.5097±35	12.739±38	0.18127±09	2664.6	0.4
9	1z,b,pc,dia	1	300	171	8	1229	0.135	0.5036±40	12.586±44	0.18126±17	2664.5	1.6
10	1m,au,fi	7	nd	1897	17	3627	14.800	nd	nd	0.17761±12	2630.7	nd
DL96-131 - Gneiss felsique du Lac Opiscotéo						(2709+6/-5Ma / 1300±170 Ma, 50 % probabilité)						
11*	1z,pc,ic,dia	3	99	51	6	1430	0.079	0.4740±35	12.159±38	0.18605±12	2707.5	9.2
12*	1z,pc,b,dia	2	191	107	8	1598	0.134	0.4944±40	12.406±43	0.18199±14	2671.1	3.7
13*	1z,pc,ic,dia	1	110	68	6	658	0.108	0.5483±67	15.518±72	0.20525±24	2868.4	2.2
14*	1z,pc,ic,dia	1	412	86	9	985	0.162	0.5384±47	14.987±54	0.20188±20	2841.5	2.8
15*	1z,pc,b,dia	2	122	71	4	2161	0.127	0.5144±37	13.134±40	0.18517±12	2699.7	1.1
16	1z,pc,b,dia	1	461	281	11	1442	0.170	0.5208±38	13.562±40	0.18886±13	2732.3	1.3
17	1z,pc,b,dia	1	216	133	25	294	0.196	0.5173±85	13.225±88	0.18544±20	2702.1	0.6
18	1z,pc,ic,dia	8	102	54	8	426	0.043	0.4958±62	13.200±68	0.19308±22	2768.6	7.6
19	1z,pc,b,dia	1	104	70	3	1224	0.169	0.5599±62	16.129±76	0.20891±36	2897.1	1.3
DL96-049 - Tonalite foliée						(2636±2 Ma / 740±70 Ma, 44 % probabilité)						
20	1z,pc,b,dia	1	423	248	23	634	0.127	0.5188±41	13.170±38	0.18412±18	2690.4	-0.2
21	1z,pc,b,dia	1	68	41	3	869	0.167	0.5129±80	12.894±84	0.18233±12	2674.2	0.2
22	1z,pc,b,dia	1	293	141	11	754	0.083	0.4459±78	10.657±80	0.17333±23	2590.0	10.0
23	1m,fi	2	212	10126	21	651	110.0	0.4959±79	12.147±80	0.17765±26	2631.1	1.6
24	1m,fi	5	1271	9197	96	2135	15.323	0.5059±28	12.426±32	0.17813±10	2635.5	-0.2
25	1m,fi	2	856	6582	23	2345	16.454	0.5039±29	12.379±33	0.17716±10	2635.8	0.2
26	6t,au,fi	20	361	258	103	2185	0.524	0.4908±31	11.911±35	0.17600±10	2615.6	2.3
DL96-124 - Métatonalite						(âge métamorphique: 2666±6 Ma)						
27	1z,pc,b,dia	1	38	20	4	607	0.075	0.5013±80	13.018±90	0.18834±34	2727.8	4.8
28	1z,pc,dia	2	nd	28	2	1292	0.171	nd	nd	0.20955±12	2902.1	nd
29	1z,pc,b,dia	1	46	18	5	268	0.008	0.3827±99	8.6651±99	0.16418±66	2499.2	19.2
30	4z,pc,b,dia	5	43	24	6	1089	0.135	0.4821±42	12.560±45	0.18895±14	2733.1	8.7
31	5z,pc,b,dia	6	48	28	6	1681	0.116	0.5139±40	13.609±44	0.19208±17	2760.0	3.9
32	1m,fi	2	809	8831	36	1484	23.400	0.5118±90	12.806±95	0.18145±20	2666.2	0.1
DL96-007 - Rhyolite de Raynouard						(2708+9/-7 Ma / 757±300 Ma, 37 % probabilité)						
33*	2z,pc,ic,dia	2	112	70	47	176	0.183	0.5323±46	13.586±55	0.18512±19	2699.3	-2.4
34*	1z,pc,ic,dia	1	76	45	4	598	0.118	0.5206±80	13.355±93	0.18580±41	2705.4	0.3
35*	1z,pc,ic,dia	2	622	93	8	1245	0.183	0.4374±34	11.272±39	0.18691±12	2715.1	16.5
36*	4z,pc,ic,dia	5	112	62	9	1912	0.174	0.4686±35	13.131±37	0.18535±15	2711.0	10.4
37	4z,pc,ic,dia	3	38	23	17	232	0.192	0.5010±66	12.756±72	0.18466±18	2695.2	3.5
38	5z,pc,ic,dia	5	21	12	16	226	0.209	0.4919±82	12.453±88	0.18362±28	2685.8	4.8
DL97-01 - Tonalite à horblende, domaine Caniapiscou						(2704±2 Ma / 240±290 Ma, 30 % probabilité)						
39	1z,pc,ic,dia	1	130	63	11	396	0.100	0.5227±62	13.388±70	0.18578±28	2705.1	-0.2
40	1z,pc,ic,dia	1	106	63	5	696	0.119	0.5233±58	13.405±62	0.18580±18	2705.3	-0.3
41	2z,pc,ic,dia	1	110	63	7	508	0.142	0.4980±60	12.741±72	0.18552±37	2702.8	4.4
42	5z,pc,ic,dia	6	73	43	5	2743	0.131	0.5138±32	13.131±37	0.18535±15	2701.3	1.3
43	5t,fg,b,fi	29	186	130	102	1703	0.427	0.5037±28	12.358±32	0.17793±10	2633.6	0.2
44	14t,bc,fg,fi	78	27	18	64	1052	0.387	0.5016±34	12.195±40	0.17633±14	2618.7	-0.1

TABLEAU 1 - Résultats analytiques: Secteur Ashuanipi (suite)

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
DL97-02 - Pluton du lac Taffanel						(2572±1 Ma / 90±275 Ma, 79 % probabilité)						
45	1z,p,b,dia	5	371	201	13	4465	0.128	0.4846±27	11.457±30	0.17147±09	2572.1	1.2
46	1z,p,b,dia	4	243	132	21	1489	0.113	0.4892±34	11.563±38	0.17143±10	2571.7	0.2
47	1z,p,b,dia	4	321	167	37	1067	0.103	0.4746±36	11.209±44	0.17129±20	2570.3	3.1
48	1z,p,b,dia	3	333	182	5	5719	0.126	0.4888±32	11.558±35	0.17146±12	2571.9	0.3
DL97-88- Pluton du lac Dustello						(2642+9/-5 Ma / 1100±300 Ma, 23% probabilité)						
49	1z,pc,b,dia	1	385	213	10	1209	0.107	0.5009±40	12.327±50	0.17856±23	2639.4	1.0
50	1z,pc,b,dia	1	182	107	5	2193	0.189	0.5019±52	12.299±53	0.17860±20	2638.7	0.5
51	1z,pc,b,dia	1	165	94	23	243	0.139	0.5022±52	12.307±64	0.17774±32	2631.9	0.4
52	1z,sc,b,dia	1	356	196	5	2323	0.127	0.4885±44	11.897±43	0.17667±24	2621.3	2.6
53	2z,pl,ic,dia	3	379	225	9	4050	0.196	0.5006±30	12.352±32	0.17895±10	2643.2	1.2
54	1z,sc,b,dia	1	84	45	2	1092	0.094	0.4915±70	12.005±74	0.17714±19	2626.3	2.3
DL97-1132- Monzogranite du lac Dumas						(2647+3/-1 Ma / 530±600 Ma, 38% probabilité)						
55	1z,sc,bp,dia	1	740	470	20	1204	0.290	0.5023±32	12.400±36	0.17905±11	2644.1	0.9
56	1z,pc,b,dia	2	183	117	3	3329	0.152	0.5073±32	12.537±37	0.17925±13	2646.0	0.1
57	1z,pc,b,dia	3	224	147	8	2678	0.168	0.5079±30	12.564±33	0.17934±11	2647.2	0.0
58	1z,sc,bp,dia	3	230	417	13	1630	0.152	0.5046±32	12.476±36	0.19734±10	2646.7	0.6

* Résultats présentés par David et Parent (1997)

1 Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; p=pyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; sc=surcroissance; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc.; fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pen

2 Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 Corrigé pour la discrimination de masse

4 Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=15 pg, U=2 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

1.1 DL 96-3155: Diatexite

coordonnées utm: 573283m E, 5906640m N

Les travaux réalisés antérieurement (David et Parent 1997) sur cet échantillon de diatexite provenant du domaine d'Ashuanipi sud avait permis de distinguer plusieurs populations de zircon. L'analyse de deux de ces populations avait permis d'établir un âge de $2633 \pm 6/-4$ Ma pour l'épisode métamorphique M2, ainsi qu'un âge de 2675 ± 6 Ma qui pouvait être considéré comme marquant l'âge de formation des diatexites. Cependant, des analyses additionnelles de la plus vieille population étaient nécessaires afin de confirmer cette interprétation.

Étant donné la diversité des zircons et la complexité des résultats obtenus, nous reprenons la description des zircons afin de mieux illustrer la problématique de cet échantillon. La diatexite contient des zircons de qualité, de morphologie et de couleur très variables. Une population de prismes équidimensionnels à multiples faces cristallines très bien développées, incolores, limpides et sans surcroissance visible présente des caractéristiques similaires à celles de zircons métamorphiques. Une deuxième population consiste en prismes brun pâle, automorphes à terminaisons pyramidales peu développées, sur lesquels on reconnaît une mince surcroissance. Cette seconde population qui semble être d'origine magmatique, mise à part les surcroissances, pourrait être liée au(x) processus de fusion responsable(s) de la formation des diatexites. Les surcroissances présentes sur ces zircons étaient trop fines et ne pouvaient livrer suffisamment de matériel pour l'analyse U-Pb. Il est important de souligner que ces surcroissances ont toutefois été dûment éliminées du matériel analysé, par la technique d'abrasion, puisqu'elles pouvaient représenter un événement de croissance cristalline plus jeune que celui enregistré par le coeur des grains. Plusieurs autres populations de zircon montrent des caractéristiques morphologiques typiques de grains hérités et/ou d'origine sédimentaire.

Un prisme brun individuel (#4) de la seconde population livre un âge concordant de 2675 ± 6 Ma, tandis que cinq autres prismes similaires (#5, 6, 7, 8 et 9, Tableau 1) livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2694, 2664, 2679, 2665 et 2665 Ma, respectivement discordants de 3.6, 2.4, 2.5, 0.4 et 1.6%. Trois de ces prismes, soit les analyses #6, 8 et 9, définissent une discordia (80% de probabilité de coïncidence) dont l'intercepte supérieur à 2665 ± 2 Ma (Fig. 1.1) est interprété comme la fin du processus de migmatisation alors que l'intercepte inférieur à 100 ± 300 Ma reflète le phénomène de perte de plomb récent. Ces résultats indiquent à la fois l'instant du blocage de la diffusion du plomb dans le système U-Pb du zircon (remise à zéro; $\sim 800^\circ\text{C}$), ainsi que le moment où les derniers liquides ont été produits (cristallisation de zircon) par le processus de migmatisation. L'âge obtenu pour les diatexites à 2665 ± 2 Ma est donc interprété comme la fin de l'épisode de migmatisation. L'importante quantité de diatexite générée dans le domaine Ashuanipi sud nous amène à croire que le processus de fusion pourrait avoir duré plusieurs millions d'année. L'âge du plus vieux zircon concordant (2675 ± 6 Ma) nous indiquerait une période d'environ 10 Ma, soit entre 2665 Ma et 2675 Ma, pour la production des diatexites dans la région étudiée. Par ailleurs, les analyses #5 et 7 pourraient correspondre à des zircons hérités qui n'auraient été que partiellement assimilés dans le liquide généré lors de la production de diatexite.

De plus, trois analyses de prisme individuel appartenant à la première population (#1 à 3) livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2632, 2632 et 2629 Ma, respectivement discordants de 2.4, 1.2 et 1.9 %. Une droite de régression calculée pour ces trois prismes définit un intercepte supérieur à $2633 + 6/-4$ Ma, lequel est interprété comme représentant un âge métamorphique (Fig. 1.1). L'analyse d'une monazite individuelle (#10, tableau 1) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2631 Ma, mais il nous a été impossible de déterminer les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Toutefois, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de la monazite est identique à celui des zircons métamorphiques (#1 à 3) ce qui confirme la présence d'un épisode thermique à ca. 2633 Ma. Cet épisode métamorphique correspondrait à un deuxième événement thermique (M2) qui aurait généré suffisamment de chaleur pour produire une seconde phase

de fusion partielle à l'intérieur même des diatexites. Les observations de terrains indiquent une deuxième génération de mobilisats contenant de l'orthopyroxène, ce qui suggère des conditions au faciès granulitique pour l'épisode métamorphique M2.

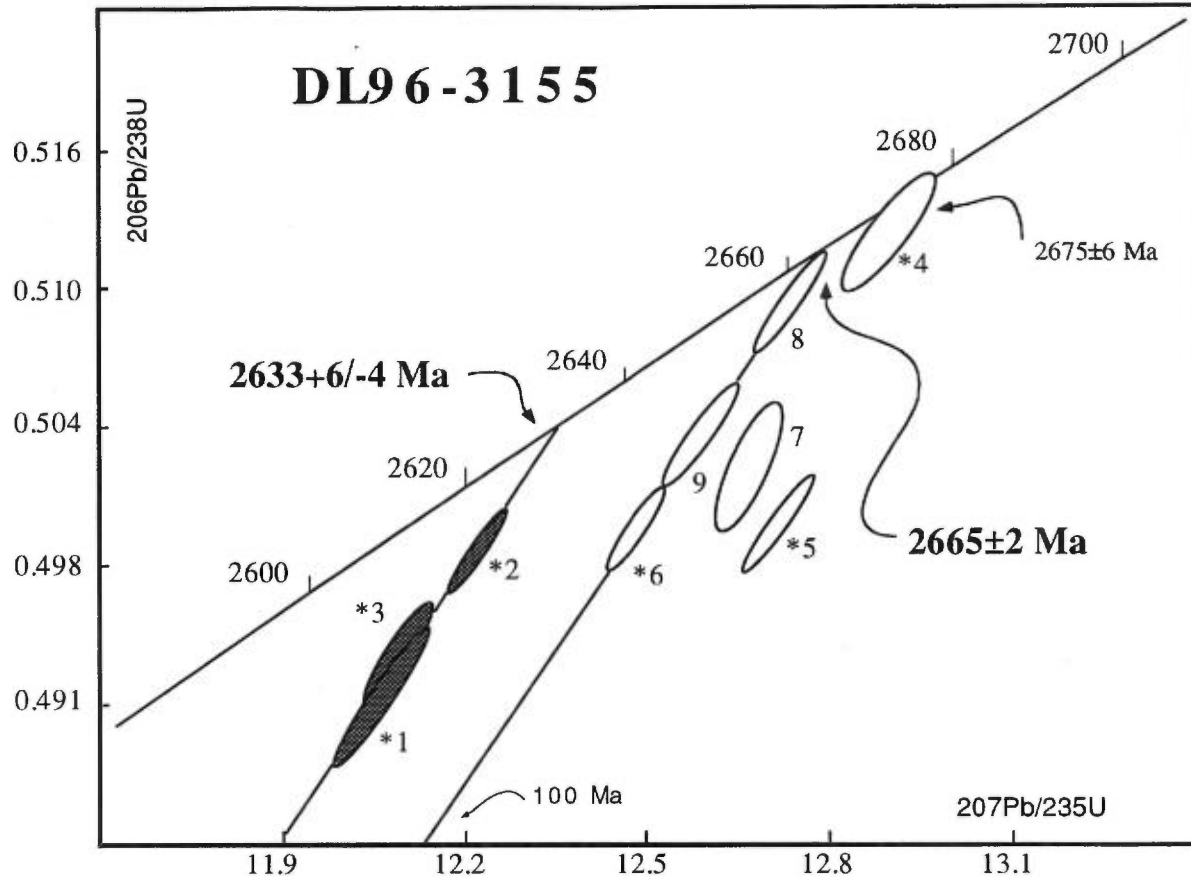


Figure 1.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour neuf zircons individuels provenant de la diatexite située dans le domaine Ashuanipi sud. Les numéros d'analyse précédés d'un astérisque correspondent à des résultats présentés par David et Parent (1997). Les ellipses ombragées représentent des zircons métamorphiques alors que les ellipses blanches représentent de zircons magmatiques ou hérités. L'analyse #10 n'est pas illustrée sur ce diagramme.

1.2 DL 96-131: Gneiss du lac Opiscotéo.

coordonnées utm: 559884m E, 5887459m N

Cet échantillon a déjà fait l'objet de cinq analyses sur des zircons individuels (David et Parent 1997) à partir desquelles nous avons déterminé un âge probable pour le volcanisme à $2711 \pm 7/-5$ Ma ainsi qu'un âge de 2897 ± 10 Ma qui suggérerait la participation d'une composante crustale plus ancienne.

Encore ici, pour faciliter la compréhension des résultats, nous reprenons la description des zircons et des résultats du précédent rapport (David et Parent 1997). Les zircons extraits du gneiss felsique sont peu abondants. Deux populations sont présentes: une première constituée de prismes automorphes et incolores, montrant nettement de minces surcroissances et une seconde, plus abondante, faite de petits prismes bruns, sub-automorphes, possédant également de fines surcroissances. Dans le cas de cet échantillon il n'y a pas *a priori* de critère morphologique permettant d'assigner l'une ou l'autre des populations à un phénomène igné ou métamorphique. Les surcroissances présentes sur les zircons de ces deux populations ne livrent pas suffisamment de matériel pour l'analyse U-Pb. Les surcroissances ont été éliminées du matériel analysé, par abrasion.

Les résultats de l'analyse de quatre prismes incolores (#11, 13, 14 et 18) appartenant à la première population livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2708, 2868, 2842 et 2769 Ma (Tableau 1). En dépit d'une abrasion prolongée, ces quatre prismes sont assez fortement discordants (respectivement de 9.2, 2.2, 2.8 et 7.6 %). Les résultats de l'analyse de cinq prismes bruns (#12, 15, 16, 17 et 19) ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2671, 2700, 2732, 2702 et 2897 Ma, discordants de 3.7, 1.1, 1.3, 0.6 et 1.3 %. Une discordia calculée (77% de probabilité de coïncidence) pour les résultats analytiques obtenus sur les prismes bruns #12, 15 et 17 livre un intercepte supérieur de $2709 \pm 6/-5$ Ma (Fig. 1.2) et un intercepte inférieur à 1200 Ma. L'âge U-Pb de $2709 \pm 6/-5$ Ma demeure nettement plus

ancien que celui des épisodes métamorphiques enregistrés dans les échantillons DL96-3155 (2675 ± 6 Ma et $2633 + 6 / - 4$ Ma) et DL96-008 (2598 ± 3 Ma; David et Parent 1997). A notre avis, cet âge représente la mise en place du protolithe (rhyolitique ?) de ce gneiss. Par ailleurs, les analyses #11, 13, 14, 18 et 19 définissent une discordia (17% de probabilité de coïncidence) dont l'intercepte supérieur à $2906 + 9 / - 8$ Ma représente vraisemblablement l'âge de zircons plus anciens qui n'ont été que partiellement assimilés dans le magma rhyolitique original. La probabilité que cinq zircons d'âge différents s'alignent le long d'une même discordia est très faible. Par conséquent, le fait que ces cinq analyses s'alignent relativement bien (17% de probabilité) indique que les zircons sont du même âge et qu'ils témoignent de la présence d'un segment crustal de 2.9 Ga. L'âge de $2906 + 9 / - 8$ Ma défini par l'intercepte supérieur est, dans le contexte des données géochronologiques disponibles pour la sous-province de l'Ashuanipi, beaucoup plus ancien que tous les événements géologiques déjà répertoriés. L'âge de *ca.* 1.70 Ga défini par l'intercepte inférieur peut être comparé à celui de plusieurs unités géologiques présentes dans la Province de Grenville, à quelques dizaines de kilomètres au sud-est de la région étudiée.

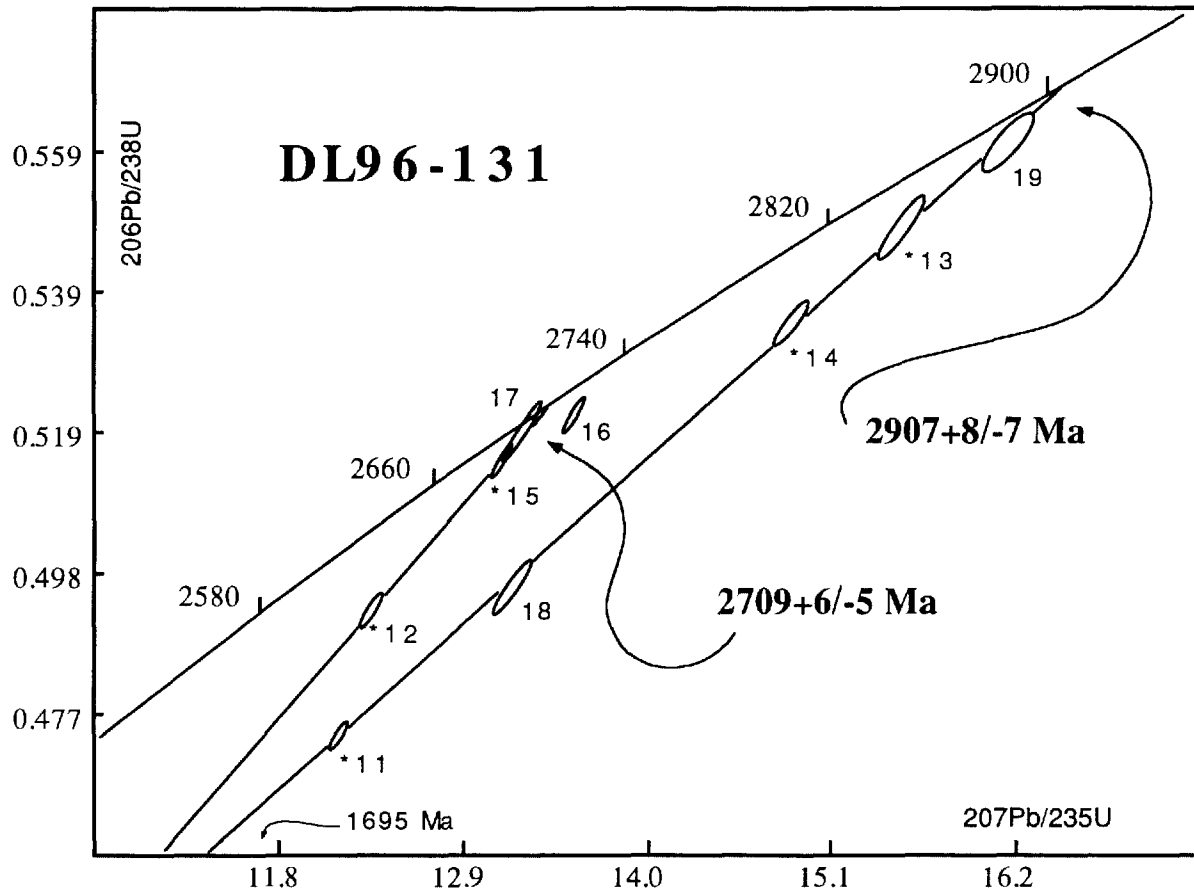


Figure 1.2: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de neuf zircons individuels provenant d'un gneiss felsique du lac Opiscotéo situé dans le domaine Ashuanipi sud. Les numéros d'analyse précédés d'un astérisque correspondent à des résultats présentés par David et Parent (1997).

1.3 DL96-049: Tonalite leucocrate faiblement déformée

Coordonnées utm: 576 012 m E, 5 881 564 m N

Un échantillon de leucotonalite peu déformée a été prélevé dans le domaine Ashuanipi sud, environ 75 km à l'est du Batholite de Delmothe, où l'intrusif recoupe les diatexites. L'objectif visé par la datation de cet échantillon est de confirmer la présence d'un événement magmatique régional, dont le batholite de Delmothe serait aussi l'un des témoins, responsable de l'épisode métamorphique M2.

Les zircons extraits de cet échantillon sont très abondants et montrent d'importantes variations chromatiques et morphologiques. Nous avons observé une fine surcroissance autour de plusieurs grains. Les surcroissances présentes sur ces zircons étaient trop fines et ne pouvaient livrer suffisamment de matériel pour l'analyse U-Pb. Toutefois, une population de petits prismes courts brun pâle, translucides, limpides et sans surcroissance visible semblaient être la population la plus susceptible de définir l'âge de cristallisation. L'analyse de deux prismes individuels (#20 et 21) a livré des âges concordants de 2690 ± 5 Ma et 2674 ± 3 Ma. Un troisième prisme (#22) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2590 Ma, fortement discordant de 10% (Tableau 1). L'âge concordant le plus jeune (2674 ± 3 Ma) n'est pas cohérent avec le contexte régional (données géochronologiques et géologiques), puisque cette tonalite est faiblement déformée et qu'elle recoupe les diatexites datées à 2665 ± 2 Ma. Étant donné la complexité des différentes populations minérales ainsi que la présence, souvent difficile à déceler de fines pellicules de surcroissance, il nous est apparu préférable de concentrer nos efforts sur l'analyse de monazite. En effet, une bonne quantité de monazite a été extraite de cet échantillon. L'analyse de deux monazites individuelles (#24 et 25) a livré des âges concordants de 2636 ± 3 Ma et 2635 ± 3 Ma. Une troisième monazite (#23) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2631 Ma, discordant de 1.6%. Une droite de régression calculée (44% de probabilité) pour ces trois monazites définit un intercepte supérieur à

2636±2 Ma (Fig. 1.3), lequel est interprété comme représentant l'âge de mise en place de l'intrusion. Une fraction de titanite (#26), composée de 6 cristaux automorphes brun foncé, livre un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2616 Ma, discordant de 2%. L'analyse de la fraction de titanite se situe à gauche de la discordia définie par les analyses de monazite. Normalement, dans le cas d'intrusions de roches granitoïdes mises en place dans les niveaux superficiels de la croûte, le taux de refroidissement est suffisamment rapide pour que la clôture du système U-Pb (diffusion du plomb) se produise simultanément (à 1-2 Ma près) dans les différents minéraux utilisés en géochronologie U-Pb (zircon, monazite, titanite...). Toutefois, la présence de chaleur lors d'un épisode métamorphique induit la fermeture du système U-Pb dans les différents minéraux sur un intervalle de temps plus long. Dans ces conditions, le refroidissement se produit plus lentement et la température de clôture de la monazite est atteinte (650-700°C) bien avant celle de la titanite (500°C). Ce phénomène pourrait expliquer la position de la titanite par rapport à celle de la monazite dans le diagramme concordia (Fig. 1.3).

L'âge de cristallisation de cette leucotonalite (2636±2 Ma) est contemporain, aux erreurs près, à celui obtenu pour la mise en place du batholite de Delmothe (2638±2 Ma; David et Parent 1997) et celui de zircons métamorphiques provenant des diatexites (2633+6/-4 Ma). Ces événements semblent donc témoigner d'une activité magmatique importante vers 2633-2640 Ma qui aurait généré suffisamment de chaleur pour mener à un deuxième épisode métamorphisme (M2) de haute température, à l'échelle régionale.

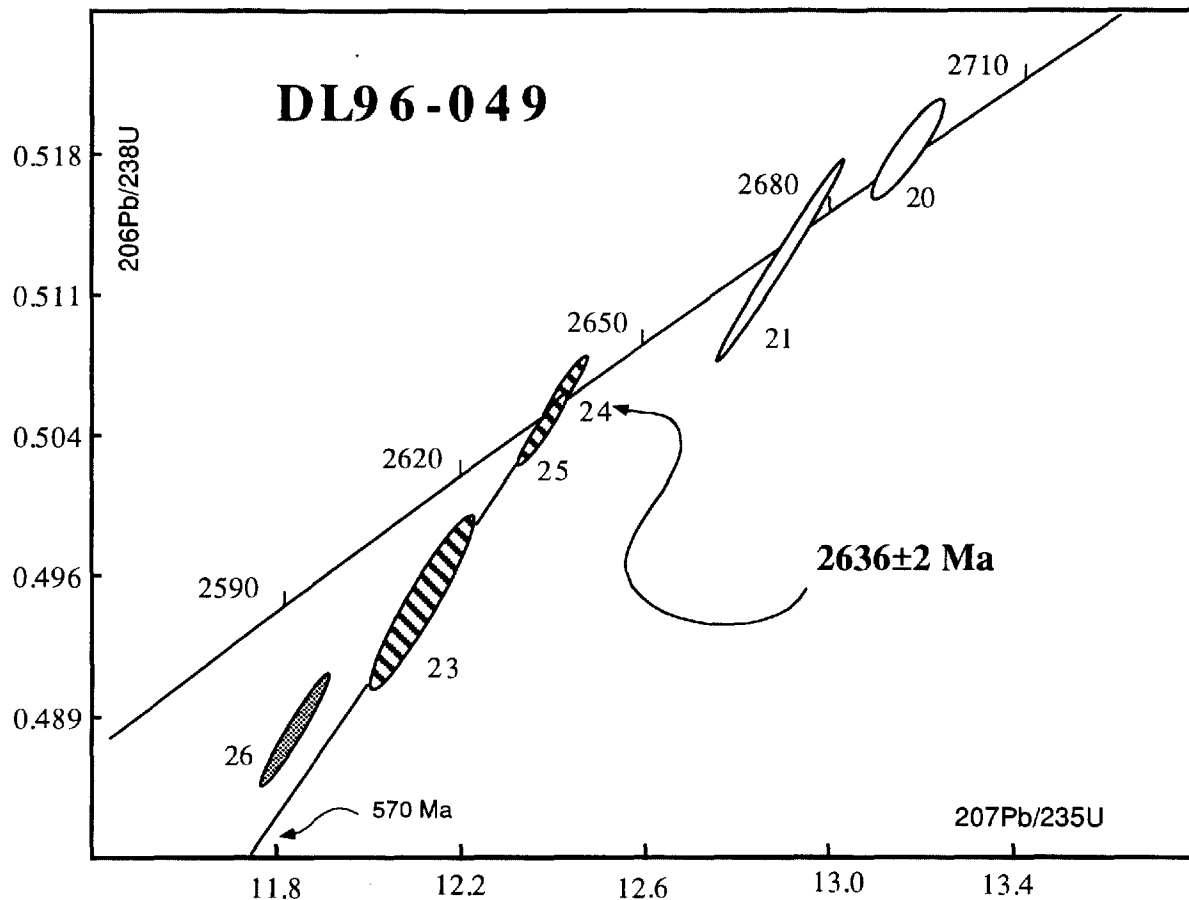


Figure 1.3: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour deux fractions de zircon (ellipses blanches), trois monazites individuelles (ellipses hachurées) et une fraction de titanite (ellipse grise) provenant d'une leucotonalite peu déformée du domaine Ashuanipi sud. L'analyse #22, discordante de 10 %, n'est pas illustrée sur ce diagramme.

1.4 DL96-124: Métatonalite

Coordonnées utm: 565 867m E, 5883194m N

Un échantillon de tonalite fortement foliée fut prélevé à l'été 1996 au sud du lac Opiscotéo, à quelques kilomètres du gneiss felsique daté à 2709+6/-5 Ma (DL96-131; David et Parent 1997). La métatonalite fait partie d'une série d'intrusions mises en place avant le métamorphisme granulitique. L'objectif visé par l'analyse U-Pb de cet échantillon est de préciser l'âge des métatonalites et, par le fait même, de mieux comprendre le rôle de ces intrusions dans l'évolution tectonique de la sous-province de l'Ashuanipi.

Les zircons extraits de cet échantillon montrent des morphologies variables. Certains zircons ont des facettes arrondies et émoussées, caractéristiques typiques des zircons détritiques. Toutefois, des prismes courts, automorphes à sub-automorphes, de couleur brun, translucides et limpides semblent être la population la plus susceptible de représenter l'âge de mise en place de cet intrusif. Un prisme individuel de cette population (#27) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2728 Ma, discordant de 4.8%. L'analyse d'un prisme individuel (#29) et de deux fractions de prismes courts (#30 et 31) composées de 4 et 5 cristaux a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2499, 2733 et 2760 Ma, discordants de 19.2, 8.5 et 3.9% (Fig. 1.4). Un prisme individuel (#28, tableau 1) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2902 Ma (non illustré). Cependant, il nous a été impossible de déterminer les âges U-Pb pour cet échantillon car l'analyse de l'uranium n'a pas livré de résultats statistiquement valables. Toutefois l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, quant à lui, doit être considéré comme un âge minimum. Cet âge est similaire à celui défini par l'une des discordia obtenue pour le gneiss felsique du lac Opiscotéo (DL96-131). Finalement, l'analyse d'une monazite individuelle (#32) a livré un âge concordant de 2666 ± 6 Ma, interprété comme un âge métamorphique (Fig. 1.4). Cet âge est contemporain à celui obtenu pour la formation des diatexites (2665 ± 2 Ma; DL96-3155) et confirme la présence d'un épisode métamorphique (M1) de haute température à

2.66 Ga. L'âge variable des zircons analysés, *a priori* considéré comme faisant partie de la même population, pourrait remettre en question la nature du protolithe de cette roche. En effet, les zircons de la population de prismes courts pourraient représenter, comme toutes les autres populations, des grains hérités et/ou détritiques. A notre avis, il sera difficile, malgré des analyses supplémentaires, de déterminer avec une certitude raisonnable l'âge de mise en place de cette roche puisque son cortège de zircons contient indubitablement un trop grand nombre de grains détritiques (hérités).

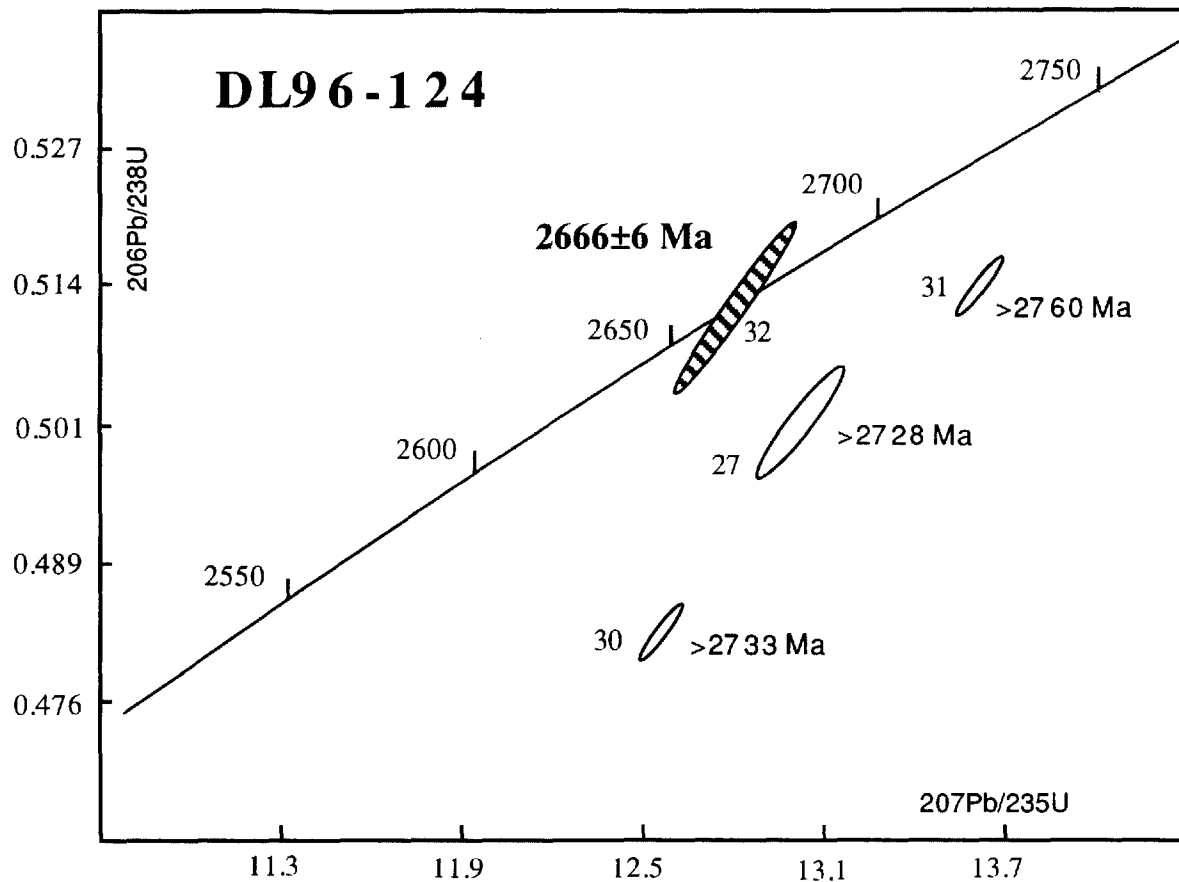


Figure 1.4: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour trois zircons individuels (ellipses blanches) et une monazite individuelle (ellipse ombragée) extraits d'une métatonalite du domaine Ashuanipi sud. Les analyses #28 et 29 ne sont pas illustrées sur ce diagramme.

1.5 DL96-007: Rhyolite de Raynouard

Cet échantillon a déjà fait l'objet de quatre analyses sur des zircons individuels et des fractions de zircon (David et Parent 1997) à partir desquelles nous avons déterminé un âge de 2707 ± 5 Ma pour le volcanisme dans le domaine Caniapiscau. Cependant, les résultats fortement discordant (10 et 16%) ainsi que l'intercepte négatif de la droite discordia -144 Ma, nous ont mené à effectuer deux analyses supplémentaires (sans frais pour le MRNQ) afin de valider l'âge du volcanisme.

Une observation attentive nous a permis de reconnaître la présence de plusieurs populations de zircon. Toutefois, la population de petits prismes automorphes, incolores et translucides telle que décrite par David et Parent (1997) représente vraisemblablement des cristaux issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. L'analyse d'un prisme individuel (#34) a livré un âge concordant de 2705 ± 11 Ma. Cinq autres fractions (#33, 35, 36, 37 et 38), composées de 2 à 4 cristaux prismatiques, livrent des âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2699, 2715, 2711, 2695 et 2686 Ma, respectivement discordants de -2.4, 10.4, 16.5, 3.5 et 4.8%. Les résultats obtenus pour les deux nouvelles fractions (#37 et 38, Fig. 1.5) sont beaucoup moins discordants que ceux utilisées antérieurement pour définir la droite discordia (cf. Fig. 5.2, p.73; David et Parent 1997). Une droite de régression calculée en utilisant les résultats obtenus sur les fractions #34, 37 et 38 définit une discordia dont les interceptes supérieur et inférieur représentent l'âge de mise en place de la rhyolite à $2708 + 9 / - 7$ Ma et le phénomène de perte en plomb récent à 750 ± 300 (Fig. 1.5). L'âge défini par l'intercepte inférieure de cette discordia (750 ± 300 Ma) est plus réaliste que celui obtenu pour les analyses #34, 35 et 36 (-119 ± 150 Ma; cf. Fig. 5.2, p.73; David et Parent 1997). Par conséquent, nous considérons que l'âge de cristallisation de la rhyolite ($2708 + 9 / - 7$ Ma, Fig. 1.5) est plus probable, malgré le fait que les erreurs soient légèrement plus grandes que celles présentées par David et Parent (1997; 2707 ± 5 Ma). Les analyses #35 et 36, qui

se situent à droite de la discordia (Fig. 1.5), peuvent s'expliquer par la présence de zircon hérité plus ancien que l'âge de cristallisation de la rhyolite de Raynouard.

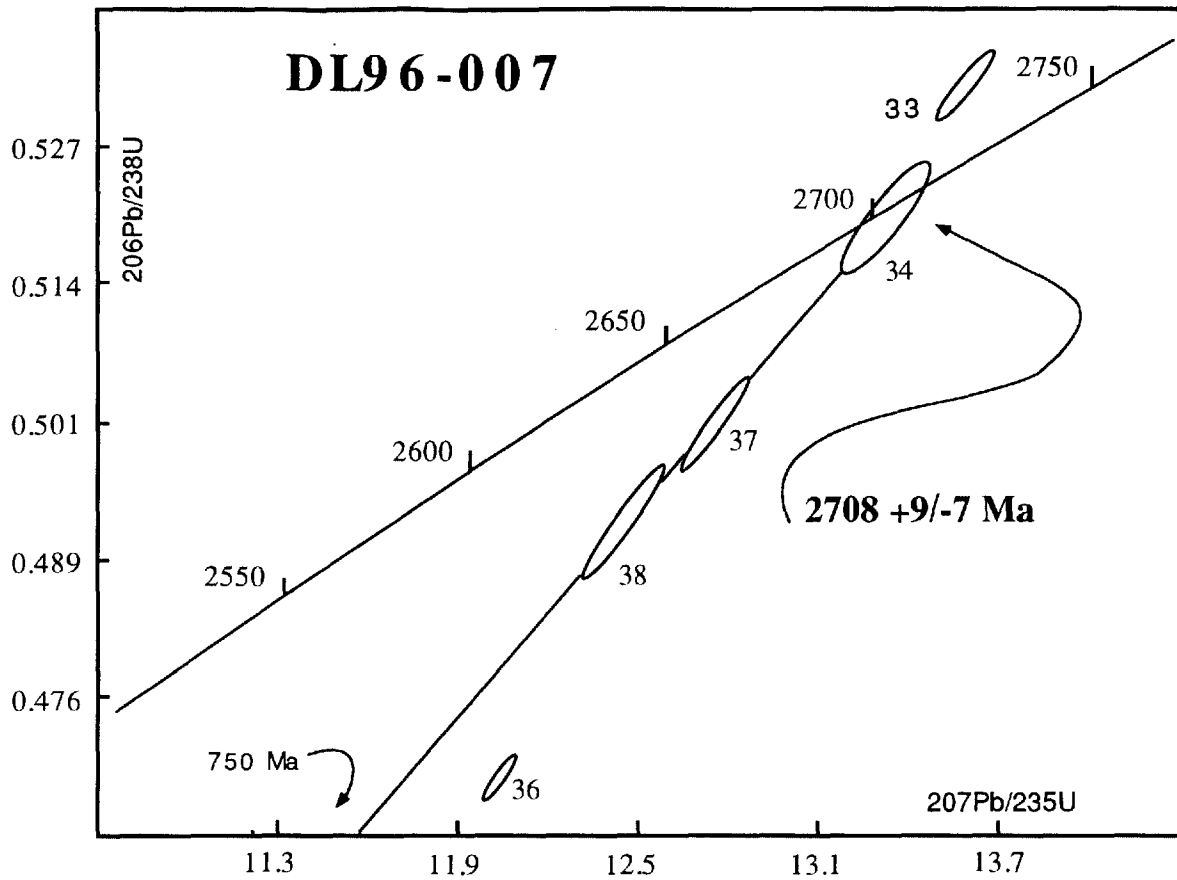


Figure 1.5: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour cinq fractions de zircon provenant de la rhyolite de Raynouard, domaine Caniapiscou. L'analyse #35, discordante de 16.5%, n'est pas illustrée sur ce diagramme.

1.6 DL97-01: Tonalite à biotite et hornblende du domaine Caniapiscau

coordonnées UTM: 535 600m E, 5 937720m N

Une tonalite à biotite et hornblende a été échantillonnée dans le domaine de Caniapiscau. Cette intrusion pluri-kilométrique appartient à la suite de Marquiset et recoupe les roches volcaniques du Groupe de Raynouard. L'objectif visé par l'étude de cette tonalite est de confirmer l'association temporelle des roches intrusives de la suite Marquiset et des roches volcaniques du Groupe de Raynouard.

Les zircons extraits de cette tonalite montrent une importante variation morphologique. Toutefois, une population de prismes automorphes, incolores à faiblement colorés, à section prismatique simple et aux terminaisons peu développées représente possiblement la cristallisation d'un liquide magmatique. L'analyse de deux prismes individuels (#39 et 40) livre des âges concordants de 2705 ± 7 Ma et 2705 ± 5 Ma. Deux fractions (#41 et 42), composées de 2 et 5 cristaux prismatiques, livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2703 et 2701 Ma, respectivement discordants de 4.3 et 1.2%. Une droite de régression calculée (30% de probabilité de coïncidence) en utilisant les résultats obtenus pour les fractions #39 à 42 définit une discordia dont les interceptes supérieur et inférieur représentent l'âge de mise en place de l'intrusion à 2704 ± 2 Ma et le phénomène de perte en plomb récent à 240 Ma.

Deux populations distinctes de titanite ont été reconnues dans cet échantillon. Une fraction composée de 5 fragments de couleur brun-rouge foncé (#43) a livré un âge concordant de 2634 ± 3 Ma. Une seconde fraction composée de 14 fragments dont la couleur hétérogène (à l'intérieur du même fragment) varie de faiblement coloré à brun-rouge moyen (#44) a livré un âge concordant de 2619 ± 4 Ma. L'âge obtenu sur les titanites foncées (#43; 2634 ± 3 Ma) est similaire aux âges obtenus pour le deuxième épisode métamorphique (M2) dans le domaine de l'Ashuanipi, ce qui indiquerait que les domaines

de Caniapiscou et Ashuanipi sud ont été affectés, de façon contemporaine, par ce même épisode thermique. Par contre, l'âge des titanites de couleur hétérogène et moins riches en uranium pourrait indiquer que le soulèvement du domaine Caniapiscou se soit produit de façon relativement lente dans un contexte où la température est demeurée voisine de 500 °C durant 15 Ma (2619-2634 Ma).

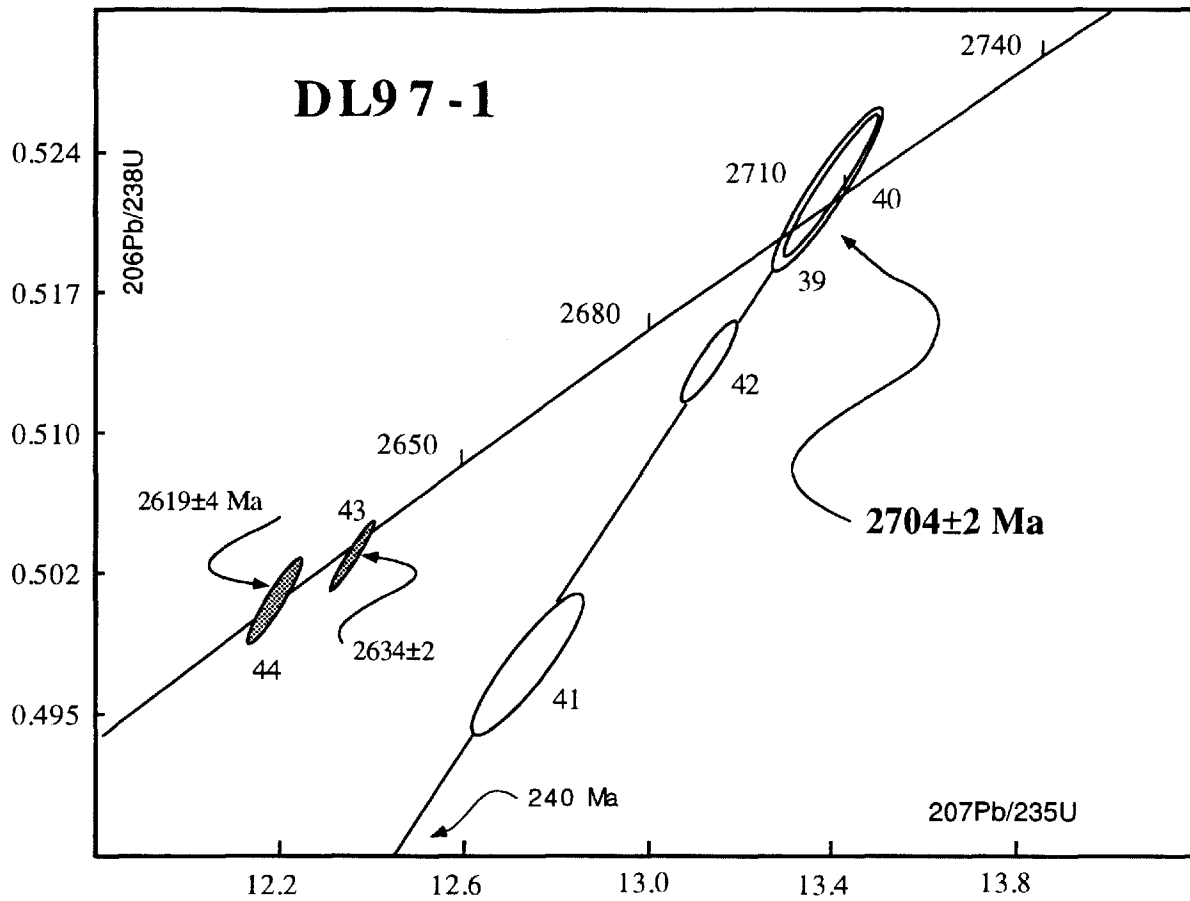


Figure 1.6: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques obtenus pour une tonalite syn-volcanique du domaine Caniapiscau. Ellipses blanches: zircons. Ellipses grises: titanites.

1.7 DL97-02: Pluton du lac Taffanel

Coordonnées UTM: 390 325m E, 5 910 700m N

Le pluton du lac Taffanel, qui appartient à la Suite intrusive du lac Viau, est caractéristique des intrusions post-tectoniques associées à des anomalies magnétiques positives distinctes qui recourent le grain structural régional. Ces intrusions se situent à la limite entre la sous-province de La Grande et le domaine de Caniapiscau. Un échantillon de granite à fluorine provenant du pluton de Taffanel a été prélevé à l'extrémité ouest du domaine Caniapiscau.

Les zircons extraits de cet échantillon varient en morphologie, en couleur et en qualité. Plusieurs prismes possèdent des inclusions fluides et la présence de noyaux a été observée à quelques occasions. On y a cependant reconnu une population de zircons constituée de prismes courts automorphes à sections prismatiques simples, de même que des fragments de terminaisons pyramidales simples de couleur brun foncé. Les caractéristiques morphologiques de cette population sont typiques de zircons issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. L'analyse de deux terminaisons pyramidales individuelles (#46 et 48) a livré des âges concordants et identiques de 2572 ± 3 Ma. Deux autres terminaisons (#45 et 47) ont respectivement livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2572 Ma et 2570 Ma, discordants de 1.2 et 3.1 %. Ces quatre résultats définissent une discordia (79% de probabilité de coïncidence) dont l'intercepte supérieur à 2572 ± 1 Ma représente l'âge de mise en place du pluton de Taffanel tandis que l'intercepte inférieur à 90 ± 275 Ma reflète le phénomène de perte en plomb récent (Fig. 1.7). L'âge de cette intrusion est identique, aux erreurs près, à celui du pluton du lac Viau (2571 ± 2 Ma, David et Parent 1997). Ces résultats indiquent donc la présence, à l'échelle régionale, d'une importante suite d'intrusions post-tectoniques caractérisée par une forte intensité magnétique. Cette activité magmatique est l'une des plus jeunes recensées dans la Province du Supérieur.

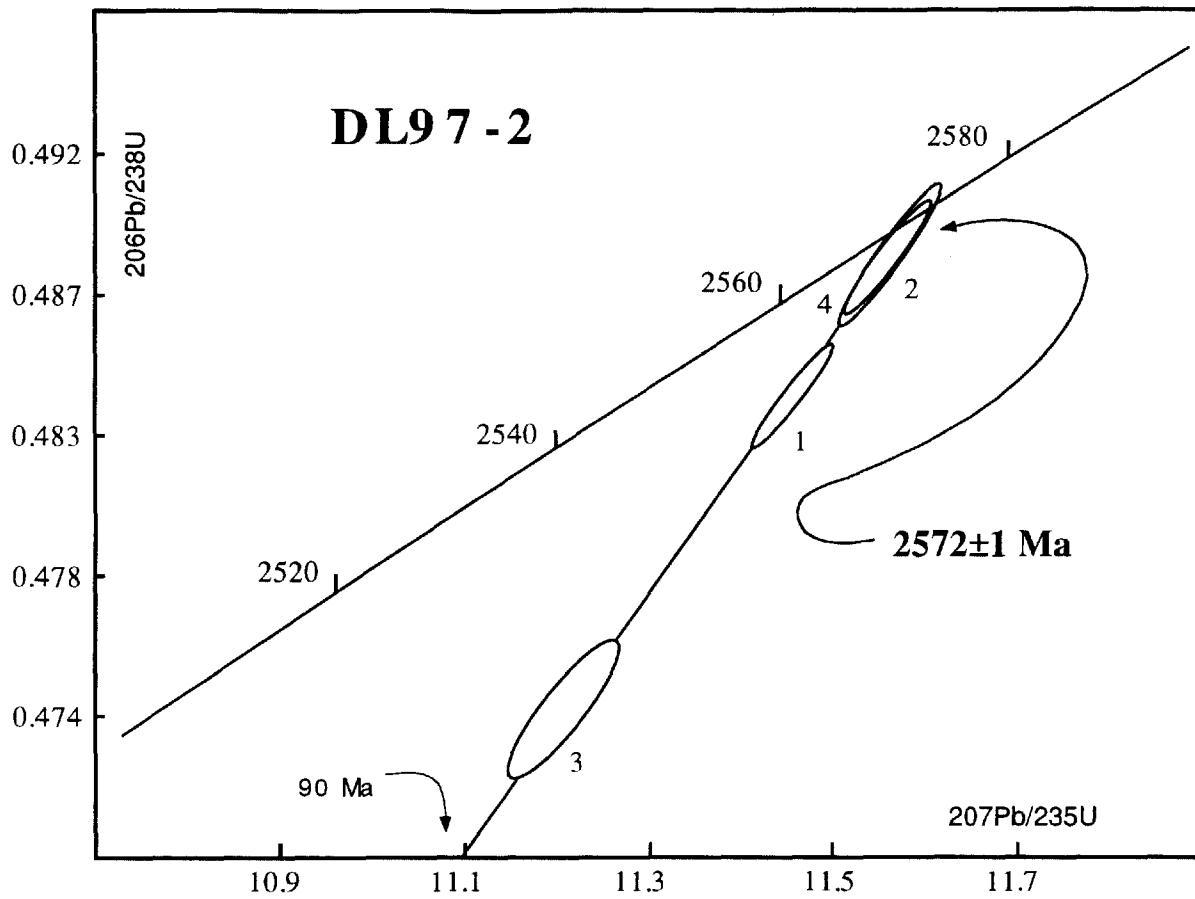


Figure 1.7: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de quatre zircons individuels provenant du pluton de Taffanel, domaine Caniapiscau.

1.8 DL97-88: Pluton du lac Dusterlo

Coordonnées UTM: 491 950m E, 5 862 480m N

Un granite à feldspath alcalin méga-porphyrrique a été échantillonné dans le pluton du lac Dusterlo situé à 20 km au sud du Batholite de Delmothe. Ce pluton possède des caractéristiques pétrographiques ainsi qu'une signature magnétique similaires à celles du Batholite de Delmothe. Sur les cartes magnétiques, le pluton du lac Dusterlo montre une anomalie positive allongée qui définit un large pli en "S" de génération P3. Bien que le granite soit généralement d'apparence massive, une foliation pénétrative a été observée à certains endroits. La datation de ce pluton pourrait permettre de préciser l'âge maximal de la déformation D3.

Les zircons extraits du pluton du lac Dusterlo montrent plusieurs populations, de couleur et morphologie variables. Toutefois, une population de petits cristaux prismatiques à équidimensionnels, de couleur brun, aux facettes bien développées et sans surcroissance visible, pourrait représenter des cristaux issus de la cristallisation d'un magma. De plus, nous avons observé de petits fragments de surcroissance de couleur brun pâle déjà détachées de leur noyau. Ces fines surcroissances représentent possiblement une épisode de cristallisation de zircon sur des noyaux hérités. Afin de s'assurer de bien dater la phase de cristallisation du pluton du lac Dusterlo, nous avons analysé séparément la population de petits prismes ainsi que les fines surcroissances. L'analyse de trois prismes individuels (#49, 50, 51) a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2640, 2639 et 2632 Ma, respectivement discordants de 1.0, 0.5 et 0.4 %. L'analyse de deux surcroissances, analysées séparément, (#52 et 54) a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2621 Ma et 2626 Ma, discordants de 2.6 et 2.3%. L'analyse d'une fraction de zircon composée de deux prismes allongés automorphes à sub-automorphes, de couleur brun pâle (#53), a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2643 Ma, discordant de 1.2%. Une discordia calculée (23 % de probabilité de coïncidence) en

utilisant les résultats des analyses #49, 50, 51, 52 et 54 livre un intercepte supérieur à 2642 ± 9 Ma et un intercepte inférieur à 1097 ± 300 Ma (Fig. 1.7). L'âge de 2642 ± 9 Ma est interprété comme celui de la mise en place du pluton du lac Dusterlo. Les surcroissances sont contemporaines de cet événement et représenteraient donc des produits de fin de cristallisation.

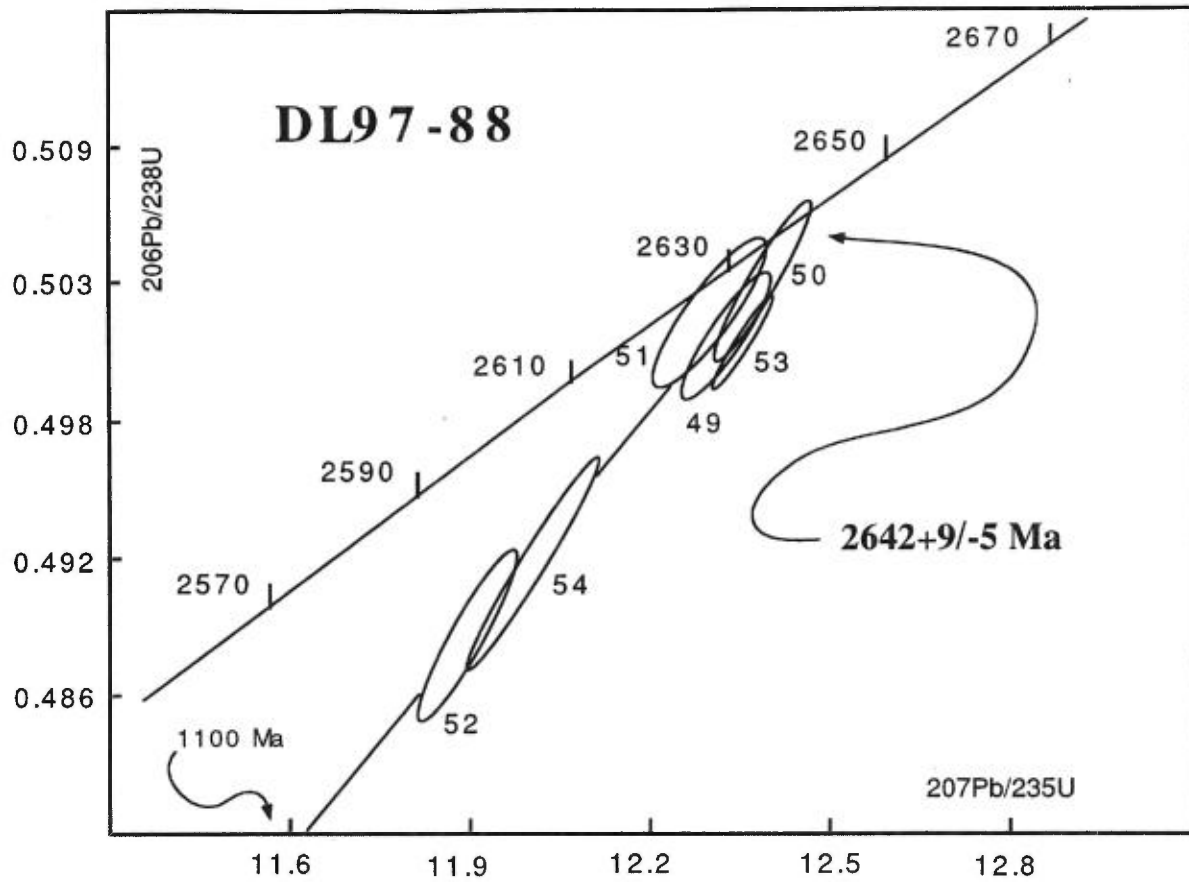


Figure 1.7: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de cinq zircons individuels et une fraction de zircon provenant du pluton du lac Dusterlo, domaine Ashuanipi sud.

1.9 DL97-2650: Granite pegmatitique

Coordonnées utm: 482384m E, 5922634m N

La partie pegmatique d'un petit pluton de monzogranite (Suite intrusive de Gamart) a été prélevée dans le domaine Ashuanipi Sud. Les intrusions de monzogranites présentent fréquemment des phases pegmatitiques. L'échantillon choisi est une pegmatite composée principalement de quartz gris et de feldspath alcalin rose.

Cet échantillon a été broyé, les minéraux séparés et l'observation au binoculaire effectuée. Cependant, Daniel Lamothe et Alain Leclair ont choisi de le retirer de la liste des priorités au profit de l'échantillon DL97-1132 qui semblait plus représentatif de la suite de Gamart. L'examen au binoculaire n'a pas montré la présence de zircon dans cet échantillon. Toutefois, une bonne quantité de titanite a été extraite de ce granite pegmatitique. Ces titanites forment une population homogène de fragments et de cristaux automorphes de couleur foncée. L'analyse de titanite pourrait aider à la compréhension du métamorphisme M2 et pourra peut-être expliquer l'âge de 2598 ± 3 Ma obtenu sur les monazites du batholite de Delmothe, lequel est demeuré inexplicé jusqu'à ce jour.

1.10 DL97-1132 Monzogranite du lac Dumas

Coordonnées UTM: 478 160m E, 5 882 190m N

Une monzogranite leucocrate, à clinopyroxène et biotite, homogène et de granulométrie moyenne a été prélevée dans le domaine Ashuanipi sud. La monzogranite du lac Dumas, située à 5 km au sud du Batholite de Delmothe, appartient à la suite intrusive de Gamart. Cette suite intrusive recoupe les diatexites, les métatonalites et les paragneiss. En général, les intrusions de cette suite présentent des signatures géochimiques qui les distinguent des autres types d'intrusions du domaine Ashuanipi sud (Leclair et al. 1997).

Les zircons extraits de cet échantillon se regroupent en différentes populations. Nous avons observé une population de cristaux prismatique courts, automorphes, de couleur brun, translucide, limpide et ayant des facettes bien développées qui semblent issus du processus de cristallisation du magma. En outre, plusieurs types de grains sub-automorphes de couleur variable, interprétés comme hérités, semblent avoir de fines surcroissances en périphérie. Nous avons observé des fragments de fines pellicules (déjà détachés de leur noyau), faiblement colorés (brun pâle) qui pourraient représenter les surcroissances observées sur les grains sub-automorphes. Afin de s'assurer d'obtenir l'âge de mise en place de l'intrusion et non l'âge de zircon hérités, nous avons choisi d'analyser séparément, les prismes automorphes et les fragments de fines pellicules. L'analyse de deux fragments (#55 et 58) individuels de surcroissance a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2644 Ma et 2647 Ma, respectivement discordant de 0.9 et 0.6%. Deux prismes individuels (#56 et 57) ont livré des âges concordants de 2646 ± 3 Ma et 2647 ± 3 Ma. La droite de régression calculée pour les résultats de ces quatre analyses définissent une discordia (38% de probabilité de coïncidence) dont les interceptes supérieur et inférieur à $2647 + 3/-1$ Ma et 530 Ma sont interprétés comme l'âge de mise en place de la monzogranite du lac Dumas et le phénomène de perte en plomb récent.

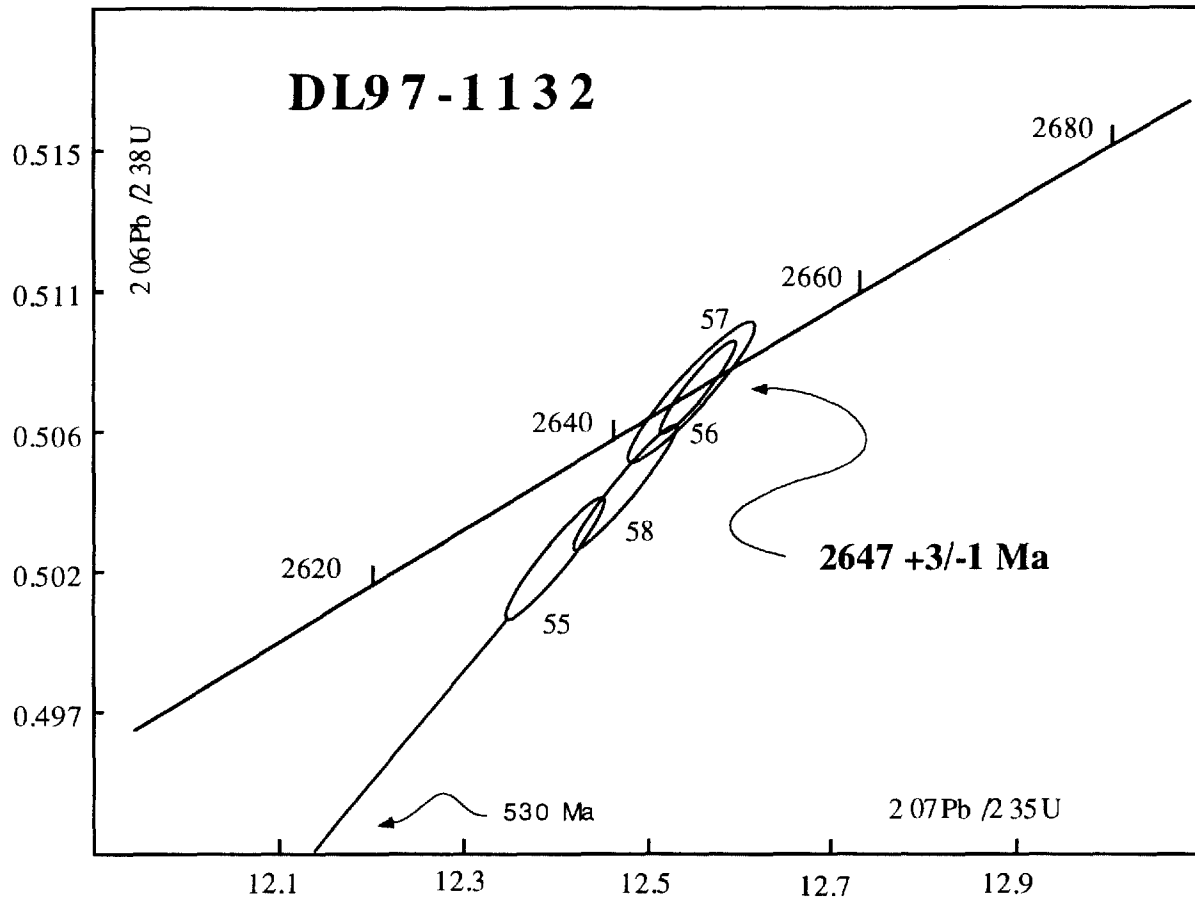


Figure 1.8: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de quatre zircons individuels extraits de la monzogranite du lac Dumas, domaine Ashuanipi sud.

2 Sous-province de La Grande

Les travaux de l'année 1997 dans la sous-province de La Grande visent à apporter un complément d'information aux études réalisées au cours des deux dernières années dans les ceintures volcano-sédimentaires de La Grande et de la rivière Eastmain. Un échantillon provenant du secteur du lac Yasinski visait à mieux préciser l'âge maximum de la déformation et l'âge minimum du volcanisme dans la ceinture de La Grande. De plus, trois échantillons dans le secteur de la rivière Eastmain ont été étudiés en ayant comme objectif de préciser l'âge du volcanisme mafique, des intrusions porphyriques associées aux minéralisations aurifères et du socle tonalitique de la bande volcanique de la rivière Eastmain. Finalement, quelques analyses supplémentaires ont été effectuées, sans frais pour le MRNQ, sur les tonalites gneissiques du lac Ménaric et du lac Guyer.

TABLEAU 2 - Résultats analytiques: Secteur de La Grande

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
LG95-GT37 - Tonalite du Lac Guyer						(2881±2 Ma / 100±500 Ma, 74% de probabilité) (âge métamorphique: 2602±3 Ma)						
1*	1z,b,pl,dia	1	169	107	6	974	0.115	0.5571±39	15.880±12	0.20674±30	2880.2	1.1
2*	1z,b,pl,dia	2	118	74	8	1045	0.009	0.5647±21	16.107±75	0.20688±46	2881.3	-0.2
3*	1z,b,pl,dia	1	1	178	4	1772	0.126	0.5516±26	15.726±78	0.20676±32	2880.3	2.1
4	5t,f,fi	28	185	95	59	2774	0.035	0.4956±28	11.927±32	0.17453±10	2601.6	0.3
LG95-GT77a - Tonalite du Lac Ménarik												
5**	1z,ic,dia	2	211	128	21	673	0.133	0.5282±20	14.879±62	0.20430±26	2860.9	5.4
6**	1z,ic,pl,dia	2	651	404	18	2412	0.102	0.5396±15	17.441±55	0.23443±26	3082.5	12.0
7**	1z,ic,dia	1	483	288	15	1037	0.169	0.5053±28	14.010±88	0.20108±56	2835.0	8.5
8	1z,ic,dia	1	141	110	67	98	0.283	0.6013±160	18.899±178	0.22795±46	3037.7	0.1
9	1z,p,ic,dia	1	90	59	3	1225	0.167	0.56072±70	15.704±70	0.20314±20	2851.6	-0.8
10	1z,s,ic,dia	1	295	165	10	903	0.148	0.4848±37	13.005±40	0.19455±14	2781.0	10.0
11	1z,ic,pr,dia	1	56	37	4	561	0.177	0.5550±98	15.355±99	0.20065±39	2831.5	-0.6
LG96-3399 - Tonalite d'Amisach Wat						(2716±3 Ma)						
12	1z,br,M0	5	52	31	13	665	0.138	0.5230±22	13.471±66	0.18680±36	2714.2	0.1
13	1z,br,dia	5	37	21	4	1435	0.080	0.5235±25	13.789±70	0.19104±24	2751.1	1.7
14	1z,br,M0	8	96	57	13	1932	0.140	0.5217±19	13.458±52	0.18711±20	2716.9	0.5
15	1z,br,M0	4	30	18	6	618	0.156	0.5244±32	13.506±91	0.18678±44	2713.9	0.2
LG95-397.6 - Gneiss tonalitique rivière Eastmain						(2728±4/-3 Ma / 177±300 Ma, 13% de probabilité)						
16	1z,pc,b,dia	1	121	72	14	318	0.119	0.5266±87	13.695±95	0.18861±31	2730.1	0.1
17	1z,pc,b,dia	4	121	75	4	4121	0.132	0.5171±42	13.396±49	0.18787±19	2723.6	1.6
18	3z,pc,b,dia	4	109	60	3	4300	0.101	0.5028±44	13.050±45	0.18824±17	2726.9	4.5
19	2z,pc,b,dia	2	138	82	54	186	0.149	0.5730±56	13.431±64	0.18832±20	2727.5	1.8
20	5z,pc,b,dia	5	nd	27	5	1519	0.121	nd	nd	0.18834±15	2728.0	nd
21	5t,f,fi	73	14	9	152	243	0.152	0.5132±48	12.818±58	0.18114±26	2663.2	-0.3
GT96-20 - Porphyre du lac Kali, rivière Eastmain						(2701±8 Ma)						
22	1z,ic,pc,au,dia	4	14	9	4	383	0.111	0.5236±98	13.380±99	0.18832±40	2701.1	-0.6
23	1z,ic,pc,au,dia	5	28	17	4	1094	0.099	0.5231±47	13.652±50	0.18930±14	2736.1	1.1
24	1z,ic,pc,au,dia	1	49	31	3	532	0.165	0.5311±99	13.923±99	0.19022±20	2744.1	0.1
25	1z,ic,pc,au,dia	1	nd	67	8	467	0.166	nd	nd	0.18802±42	2724.0	nd
26	1z,ic,pc,au,dia	1	50	30	15	141	0.103	0.5355±99	13.866±99	0.18778±36	2722.8	-1.9
GT96-23 - tuf felsique de l'indice Lidge, rivière Eastmain						(2703±8 Ma)						
27	1z,ic,pc,au,dia	3	84	49	7	1308	0.101	0.5222±44	13.521±47	0.18780±22	2723.9	0.7
28	1z,ic,pc,au,dia	1	nd	71	10	403	0.177	nd	nd	0.18893±28	2732.9	nd
29	5z,ic,pc,au,dia	5	34	20	5	1101	0.093	0.5197±45	13.372±27	0.18661±12	2712.5	0.7
30	5z,ic,pc,au,dia	5	nd	112	18	1704	0.140	nd	nd	0.18951±12	2737.9	nd
31	3z,ic,pc,au,dia	7	40	24	6	1451	0.149	0.5214±38	13.679±42	0.19029±14	2744.7	1.8
32	1z,ic,pc,au,dia	1	92	54	10	327	0.113	0.5211±64	13.318±76	0.18538±34	2701.6	-0.1
33	1z,ic,pc,au,dia	1	76	45	5	556	0.108	0.5256±76	13.452±82	0.18562±29	2703.7	-0.9

** Résultats présentés par David (1996)

* Résultats présentés par David et Parent (1997)

1 Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; p=pyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; sc= surcroissance; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de per

2 Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 Corrigé pour la discrimination de masse

4 Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t.m. Pb=15 pg, U=2 pg), l'étalon et le

Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le

modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

2.1 LG96-37: Tonalite du lac Guyer

Coordonnées utm: 499000m E, 5920125m N

Cet échantillon de gneiss tonalitique a déjà fait l'objet de trois analyses sur des zircons individuels (David et Parent 1997) à partir desquelles un âge de mise en place à 2881 ± 2 Ma avait été déterminé. Le gneiss tonalitique du lac Guyer représente la plus ancienne lithologie datée jusqu'à ce jour (à l'exception de la Formation d'Apple) dans la sous-province de La Grande. Ce gneiss est interprété comme faisant partie du socle des roches supracrustales de la sous-province de La Grande. L'échantillon sélectionné est situé à environ 2 km au nord de la limite entre les sous-province de La Grande et de l'Opinaca. À cet endroit, la sous-province de La Grande chevaucherait celle de l'Opinaca vers le sud. Nous avons analysé une fraction de titanite dans le but de déterminer l'âge du métamorphisme qui a affecté les roches de la région du lac Guyer.

L'analyse d'une fraction de titanite, composée de 5 fragments foncés (#4), a livré un âge concordant de 2602 ± 3 Ma (Fig. 2.1), interprété comme un âge métamorphique. Cet âge est identique, aux erreurs près, à celui obtenu pour les titanites d'un tuf felsique situé au sommet de la formation d'Apple (LG95-298: 2605 ± 3 Ma; David et Parent 1997). Une étude pétrographique effectuée sur les arénites de la Formation d'Apple (Paquette 1998), situées à une centaine de mètres du tuf felsique daté, a reconnu la présence de titanite associée aux minéralisations hydrothermales produites durant le cisaillement. Les observations de Paquette (1998) suggèrent que l'âge des titanites de la formation d'Apple (secteur Sakami) date la mise en place de minéralisations hydrothermales tardives, et par le fait même, les zones de cisaillements qui y sont associées. L'âge identique des titanites des échantillons du lac Sakami (LP95-298, tuf felsique) et du lac Guyer (GT-96-37, gneiss tonalitique) ainsi que leur proximité du front de chevauchement suggèrent que cette zone tectonique entre les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca était active à ca. 2605 Ma. Toutefois, il est possible que ces structures tardives résultent d'une simple réactivation de structures antérieures. La réactivation tectonique de ces structure pourrait avoir un

importance majeure en contrôlant la distribution des minéralisations aurifères à l'échelle de la sous-province de La Grande.

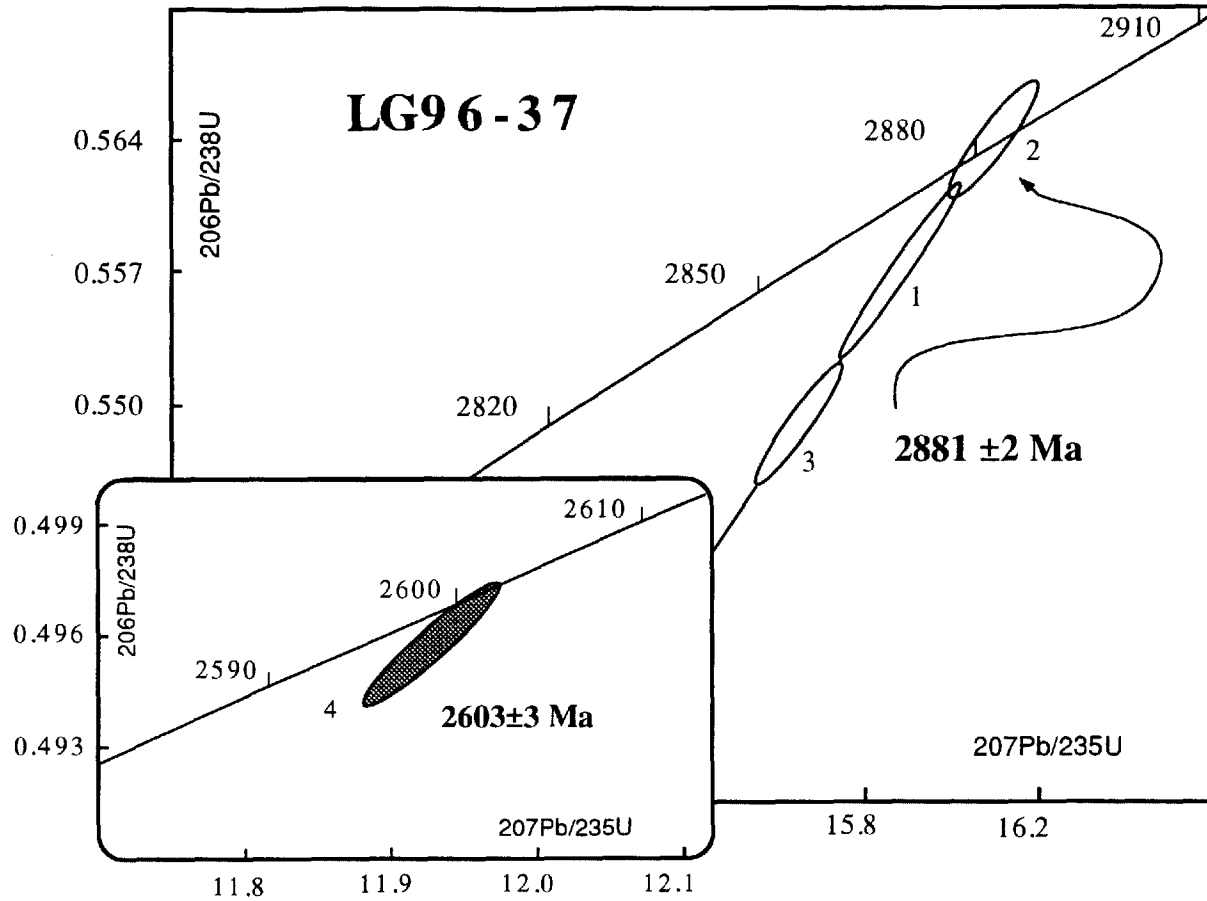


Figure 2.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques provenant de la tonalite du lac Guyer. Les ellipses blanches représentent les résultats obtenus pour des zircons individuels présentés par David (1996). L'ellipse grise représente les résultats d'une fraction de titanite.

2.2 LG95-77A: Tonalite du lac Ménaric

Coordonnées utm: 349250m E, 5919250m N

Les travaux réalisés antérieurement (David 1996) sur cet échantillon ont permis d'établir un âge probable de cristallisation à 2900+15/-11 Ma et ont montré la présence de zircons hérités aussi vieux que 3083 Ma. La tonalite du lac Ménaric était alors interprétée comme l'un des éléments du socle de la sous-province de La Grande, socle sur lequel les séquences supracrustales se seraient mises en place. Toutefois, de nouvelles données de terrain (J.Gouthier, comm. pers.) suggèrent que la tonalite du lac Ménaric recoupe les roches volcaniques datées à 2732+8/-6 Ma (David et Parent 1997). Nous avons analysé quatre autres zircons individuels dans le but de préciser les résultats antérieurs.

Les zircons extraits de cette tonalite sont très hétérogènes. On y trouve des cristaux dont les caractéristiques indiquent qu'il pourraient être issus d'événements magmatiques différents i.e. à section prismatique dont le développement des faces cristallines varie de simple à très complexe; à terminaisons pyramidales qui varient autant en complexité qu'en élongation et finalement en couleur. Les résultats présentés par David (1996) indiquaient des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2861, 3083 et 2835 Ma (#5, 6 et 7), discordants de 5.4, 12 et 8.5% (Tableau 2, Fig. 2.2). L'analyse d'un cristal (prisme court, incolore et à terminaison simple) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2851 Ma (#9), discordant de 0.8%. L'analyse de deux autres prismes similaires au précédent a livré des âges concordants de 3037±14 et 2832±11 Ma (#8 et 11). Une observation plus détaillée a révélé la présence de fines surcroissances sur certains grains. Afin d'obtenir l'âge du dernier épisode de croissance cristalline, nous avons analysé une fine pellicule de surcroissance qui avait été soigneusement séparée de son noyau. Cette surcroissance (#10) a livré un âge de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2781 Ma, fortement discordant de 10 %. Compte tenu de la faible quantité de matériel disponible, l'abrasion n'a pas pu être poussée à fond, ce qui explique le fort degré de discordance de cette analyse.

Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer les résultats obtenus pour la tonalite du lac Ménaric. La première, basée sur les nouvelles données de terrain, assume que cette tonalite est intrusive dans les roches volcaniques (2732±8/-6 Ma, David et Parent 1997). La fourchette d'âges définie par les analyses #5, 7, 9, 10 et 11 (2781 à 2861 Ma) correspond toutefois à des dates qui ont déjà été obtenues pour différentes séquences tonalitiques de la sous-province de La Grande, notamment les échantillons GT96-37 (David et Parent 1997) et LG95-KM517A et B (David 1996), qui sont toujours considérés comme faisant partie du socle des roches supracrustales. Dans ce contexte, i.e. où la tonalite serait plus jeune que ca. 2732 Ma, la seule interprétation que l'on peut invoquer est la suivante: l'ensemble des zircons analysés (soit 7 spécimens individuels incluant une surcroissance) sont hérités et ne témoignent pas de l'âge de formation du gneiss. Il serait alors hautement probable, au vu de la fourchette d'âges représentés, que ce gneiss tonalitique soit le résultat d'une remobilisation de matériaux analogues à ceux du socle. Sur la base des données géochronologiques disponibles, cette interprétation demeure néanmoins difficile à justifier puisque les résultats obtenus pour la surcroissance fixent à au moins 2.78 Ga l'âge du dernier événement tectono-magmatique ayant affecté, à température relativement élevée, la tonalite.

La seconde interprétation, basée uniquement sur les données géochronologiques, indique un âge maximal de 2832±5 Ma pour l'âge de mise en place cette tonalite. Cet âge est établi sur la base du plus jeune zircon concordant (#11, Fig. 2.2). Cette interprétation est soutenue par l'absence de zircon plus jeune qui serait issu d'un processus de cristallisation magmatique ultérieur à la mise en place des basaltes.

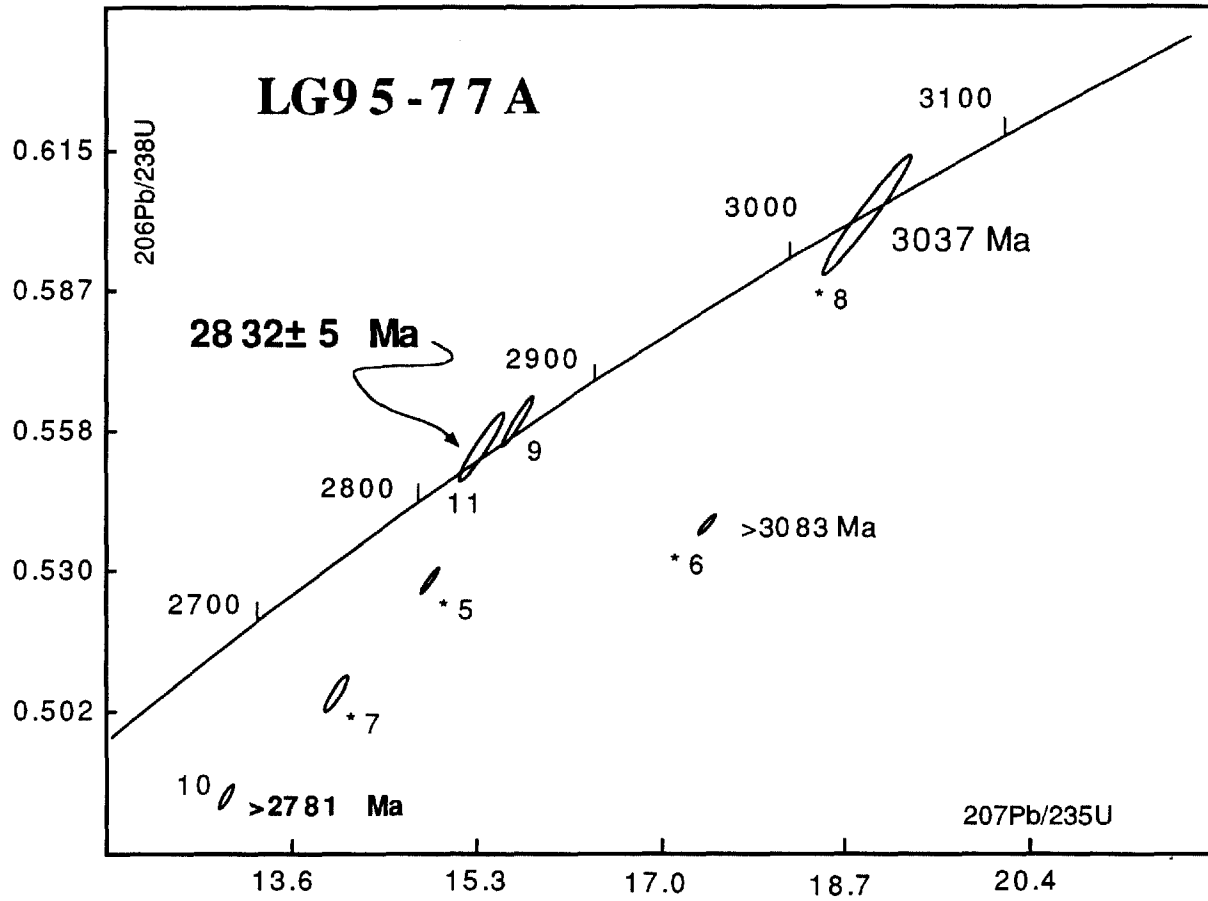


Figure 2.2: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques pour sept zircons individuels provenant du gneiss tonalitique du la Ménaric. Les numéros d'analyse précédés d'un astérisque correspondent à des résultats présentés par David (1996).

2.3 LP96-3399: Tonalite à hornblende d'Amisach Wat

Coordonnées utm: 344451m E, 5916173m N

Un échantillon de tonalite foliée a été recueilli dans la partie centrale du synclinal du lac Yasinski, au sud du barrage de LG2. A cet endroit l'intrusion recoupe clairement un empilement basaltique faisant partie d'une importante séquence volcano-sédimentaire. D'ailleurs on a reconnu, à la périphérie de l'intrusion tonalitique, des enclaves de composition basaltique. La tonalite est en outre recoupée par un granite rose, tardif, non déformé et daté 2699 ± 4 Ma (David et Parent 1997). La datation de la tonalite foliée permettra de préciser l'âge minimum du volcanisme basaltique et l'âge maximum de la déformation de la séquence supracrustale de la région du lac Yasinski.

Les zircons extraits de cet échantillon sont abondants et se regroupent en deux populations morphologiques différentes. Une première population très homogène est constituée de cristaux brunâtres prismatiques et trapus qui sont automorphes, à section octogonale et à terminaison complexe. Trois analyses effectuées à partir de cristaux uniques (#12, 14 et 15) ont livré des âges concordants et pratiquement identiques variant entre 2713.9 Ma et 2716.6 Ma. La moyenne pondérée de ces trois résultats correspond à un âge de 2716 ± 3 Ma. Une seule analyse a été effectuée sur un cristal de la deuxième population constituée de petits prismes allongés ayant une morphologie simple. Les résultats obtenus pour cette analyse (#13) ont livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2751 Ma (discordant de 1.7%).

L'âge de 2716 ± 3 Ma est interprété comme celui de la mise en place de la tonalite et conséquemment l'âge maximum de la déformation. Par contre l'âge minimum de 2751 Ma obtenu pour le cristal de la deuxième population est interprété comme celui d'un contaminant.

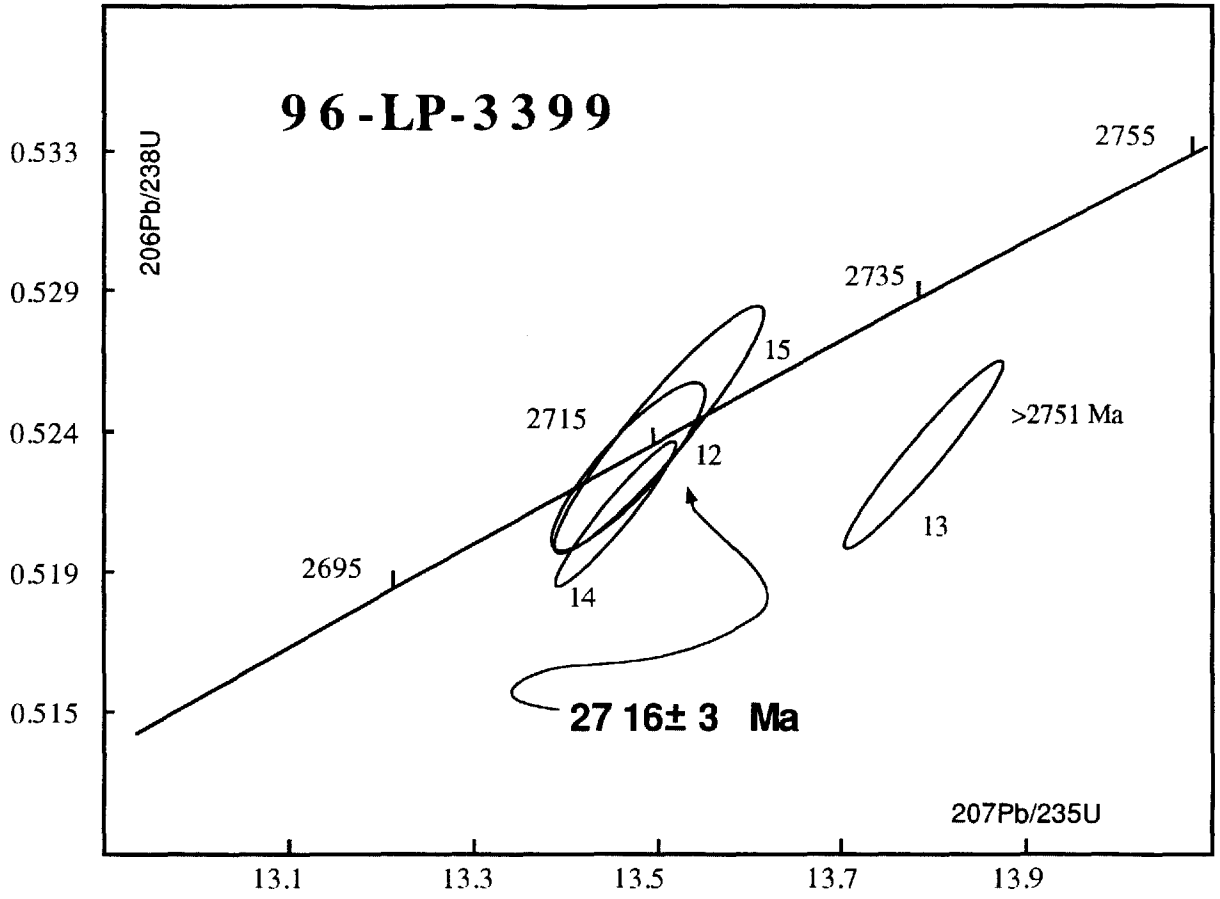


Figure 2.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de quatre zircons individuels provenant de la tonalite d'Amisach Wat.

2.2 Tonalite gneissique du secteur de la rivière Eastmain (Km 397.6)

Coordonnées: route de la Baie James, kilomètres 397.6

Un échantillon de gneiss tonalitique interprété comme le socle de la séquence volcano-sédimentaire exposée dans la région de la rivière Eastmain fut prélevé par Jean David à l'été 1995. Jusqu'à ce jour, les datations effectuées sur des roches gneissiques, interprétées comme étant le socle des roches supracrustales de la sous-province de La Grande, ont livré des résultats entre 2.79 et 2.88 Ga (David 1996; David et Parent 1997). L'intérêt que revêt l'analyse de cet échantillon est de déterminer l'âge du socle de la bande volcanique de la rivière Eastmain, et ainsi dater la partie la plus méridionale du socle de la sous-province de La Grande. En effet, l'échantillon est situé à quelques dizaines de kilomètres de la limite entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca.

Les zircons extraits de cet échantillon sont très abondants et présentent des variations chromatographiques et morphologiques. Plusieurs cristaux semblent posséder une fine pellicule en périphérie. On y a cependant observé une population prédominante de prismes automorphes à sub-automorphes à section simple, parfois à section carrée, sur lesquels la présence de surcroissance n'est pas décelable. Cette population est interprétée comme étant issue de la cristallisation du magma.

L'analyse d'un prisme individuel (#16) de cette population a livré un âge concordant de 2730 ± 8 Ma. Un deuxième prisme similaire (#17) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2724 Ma, discordant de 1.6%. L'analyse de deux fractions (#18 et 19), composées de 3 et 2 cristaux, a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2727 et 2728 Ma, discordants de 4.5 et 1.8%. Une dernière fraction, composée de 5 cristaux (#20), a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2728 Ma (Tableau 2). Il nous a été impossible de déterminer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ à cause de difficultés techniques. Néanmoins, l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cette analyse est cohérent avec les autres résultats obtenus pour cet échantillon. Une droite de régression calculée en

utilisant les résultats obtenus pour les analyses #16 à 19 (13% de probabilité de coïncidence) définit une discordia dont les interceptes supérieur et inférieur représentent l'âge de la mise en place de la tonalite à $2728 \pm 4/-3$ Ma et le phénomène de perte en plomb à 177 Ma (Fig. 2.4). L'âge de $2728 \pm 4/-3$ Ma est comparable, aux erreurs près, au volcanisme de la région du lac Yasinski ($2732 \pm 8/-6$ Ma; David et Parent, 1997). Toutefois, cette tonalite gneissique est interprétée comme étant le socle (ou une partie du socle) des séquences supracrustales de la bande volcanique de la rivière Eastmain. Il est donc primordial de vérifier les relations de terrain afin d'avoir un meilleur contrôle sur le contexte géologique de cet échantillon.

Finalement, l'analyse d'une fraction de titanite (#21) a livré un âge concordant de 2663 ± 7 Ma que l'on interprète comme représentant l'épisode métamorphique qui a affecté les roches de cette région. L'âge défini par la fraction de titanite est similaire aux âges obtenus pour la formation des diatexites ainsi que pour le métamorphisme M1 dans la sous-province de l'Ashuanipi (2665-2675 Ma; DL 96-3155).

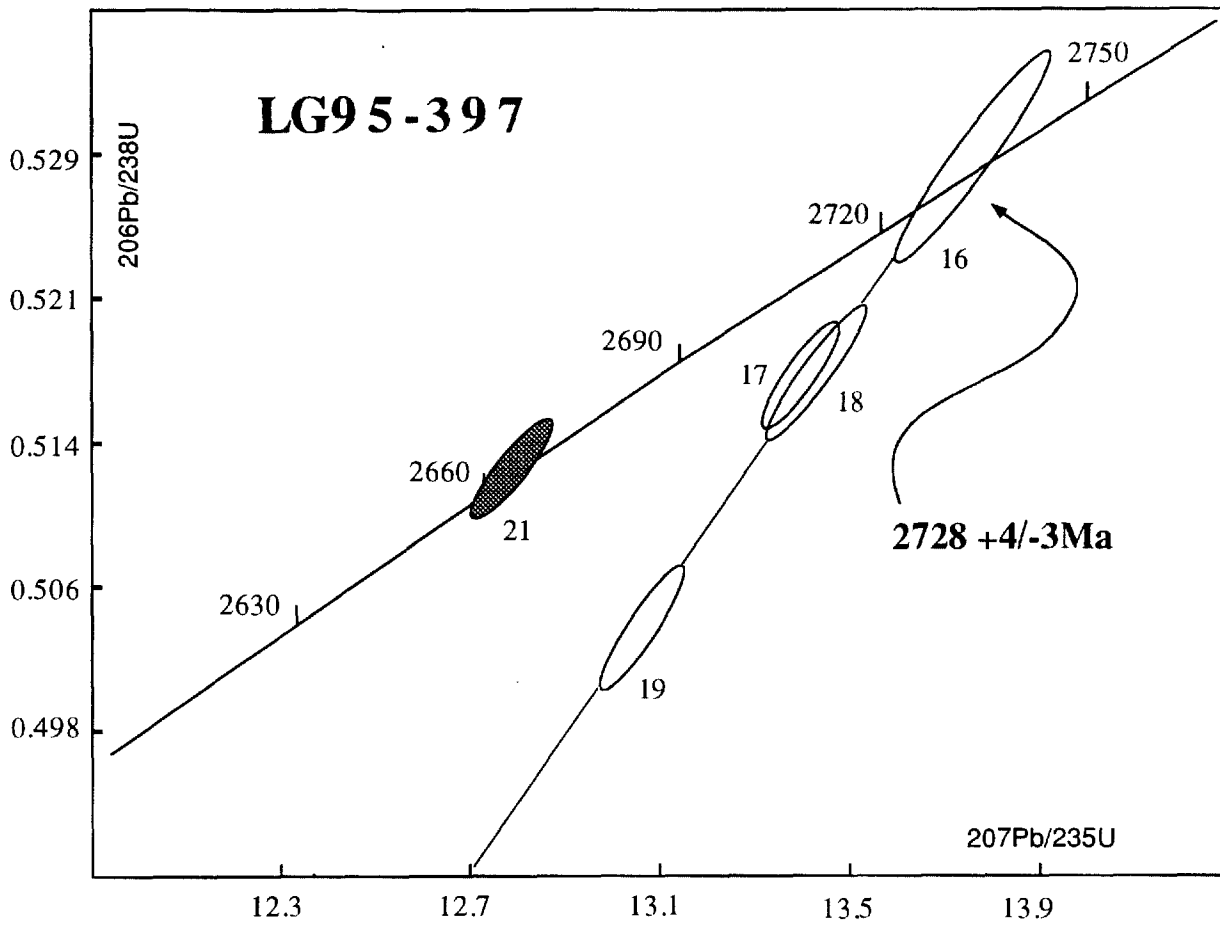


Figure 2.4: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques pour le gneiss tonalitique du secteur de la rivière Eastmain. Les ellipse blanches représentent des analyses de zircon individuel alors que l'ellipse grise représente l'analyse d'une fraction de titanite. L'analyse #20 n'est pas illustrée sur ce diagramme.

2.3 LG96GT-20: Porphyre à quartz et feldspath (OFP), Rivière Eastmain

Coordonnées utm: 305700m E, 5794750m N

Un échantillon de porphyre à quartz et feldspath a été prélevé dans la région du lac Kali, situé à environ 55 km au W-SW de la jonction entre la rivière Eastmain et la route de la Baie James. L'objectif visé par l'étude de cet échantillon est de déterminer l'âge de la minéralisation (Au-Cu) associée à la mise en place du porphyre et d'établir une relation chronologique entre les intrusions porphyriques (LG96GT-20) et les minéralisations du secteur Eastmain, le massif de Duxbury (2710±2 Ma; Gauthier et al. 1982), le batholite de Bienville (2712±3 Ma; Mortensen et Ciesielski 1987) et les roches volcaniques de l'ex lac Long (2705+6/-4 Ma, David 1996). Ce porphyre est associé à un empilement volcanique dominé par du magmatisme felsique lequel semble nettement différer de l'empilement situé immédiatement au sud (LG96GT-23) lequel est à dominance basaltique.

Les zircon extraits de cet échantillon sont abondants et présentent trois populations morphologiques différentes. Une première population relativement homogène est composée de prismes automorphes courts et incolores. Une seconde population consiste de prismes automorphes, allongés et incolores. Les zircons de la troisième population sont des prismes courts sub-automorphes qui sont vraisemblablement hérités. La plupart des zircons des deux premières populations possèdent des inclusions. L'analyse de deux prismes individuels (#22 et 24) de la première population a livré des âges concordants de 2701±8 et 2744±5 Ma. L'analyse de deux prismes individuels (#23 et 26; population 1) a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2736 et 2723 Ma, discordants de 1.1 et -1.9%. De plus, un prisme de la seconde population (#25) a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2724 Ma. Malheureusement, il nous a été impossible de déterminer les teneurs en uranium de cette fraction à cause de problèmes techniques. L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, de bonne qualité, peut toutefois être considéré comme un âge minimum. L'analyse (#22) représente la meilleure estimation de l'âge de la

mise en place du porphyre du lac Kali à 2701 ± 8 Ma. Cet âge confirme donc la présence d'un événement magmatique felsique à l'échelle de la sous-province de La Grande dont les témoins seraient les intrusions porphyriques (LG96GT-20), le massif de Duxbury (2710 ± 2 Ma; Gauthier et al. 1982), le batholite de Bienville (2712 ± 3 Ma; Mortensen et Ciesielski 1987) et les roches volcaniques de l'ex lac Long ($2705 +6/-4$ Ma, David 1996).

La fourchette d'âges définie par les analyses #23 à 26 ($2723-2744$ Ma) est comparable aux âges obtenus pour le volcanisme de la région du lac Yasinski ($2732 +8/-6$ Ma; David et Parent, 1997), pour le gneiss tonalitique le la rivière Eastmain ($2728 +4/-3$ Ma; LG95-397) ainsi que pour une volcanite felsique dans la région du lac Guyer (2744 Ma Gauthier 1995). Les analyses #23 à 26 peuvent donc être interprétées comme des zircons hérités des roches volcaniques et de certaines intrusions tonalitiques.

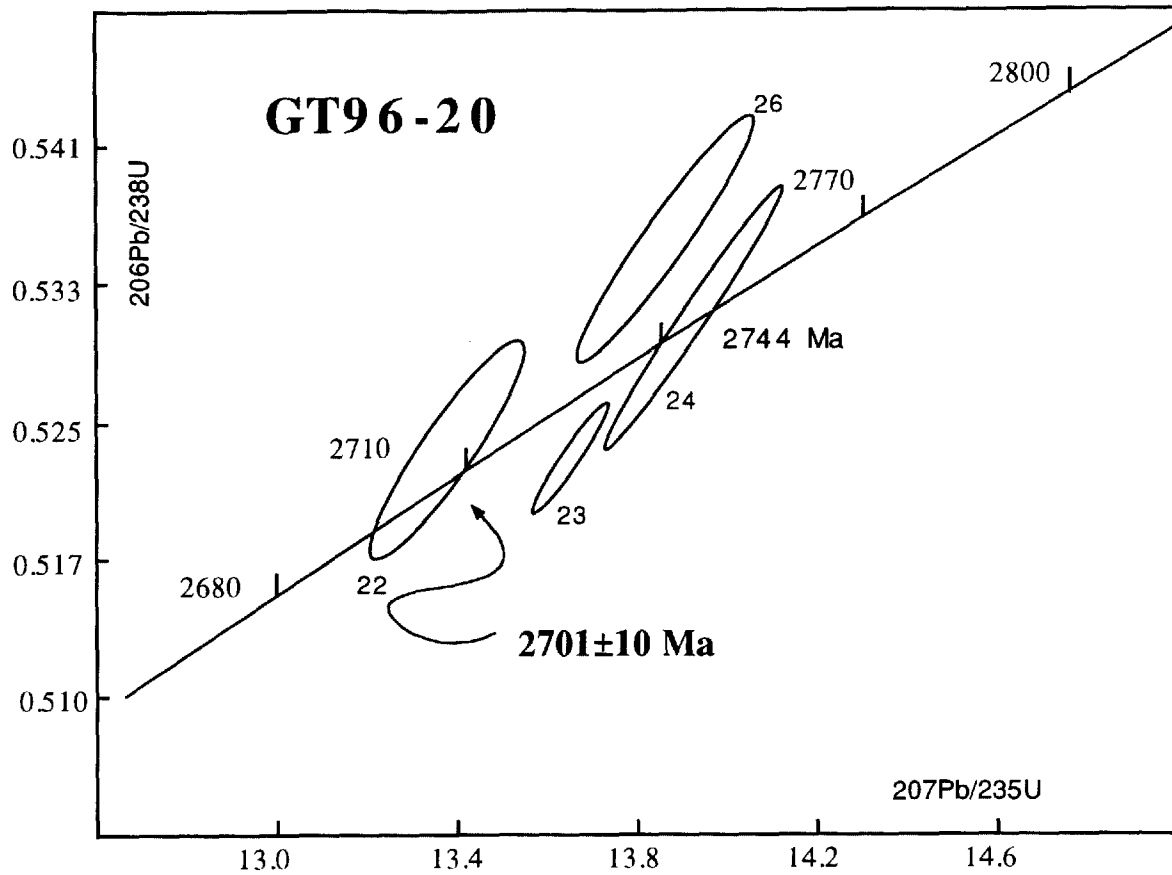


Figure 2.5: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques pour quatre zircons individuels provenant du porphyre du lac Kali, secteur de la rivière Eastmain. L'analyse #25 n'est pas illustrée sur ce diagramme.

2.4 LG96GT-23: tuf felsique de l'indice Lidge, rivière Eastmain

Coordonnées utm: 333 000m E, 5 782 750m N

Un échantillon de tuf felsique à yeux de quartz a été prélevé à l'intérieur d'une séquence basaltique, dans le secteur de la rivière Eastmain. L'horizon de tuf felsique de l'indice Lidge, situé à une dizaine de kilomètres au nord du contact entre les sous-provinces de Némiscau et de La Grande, est fortement cisailé. L'objectif visé par l'étude de cet échantillon est de préciser l'âge de la séquence volcanique de la rivière Eastmain.

Les zircons extraits de ce tuf felsique montrent des variations morphologiques importantes. La qualité de ces zircons est très variable et plusieurs populations ont été reconnues. Toutefois, une population de prismes courts automorphes, incolores et limpides semblait être la plus susceptible de définir l'âge de mise en place du tuf felsique. L'analyse de deux prismes de cette population (#32 et 33) a livré des âges concordants de 2702 ± 9 et 2704 ± 8 Ma. Un prisme (#27) et deux fractions composées de 5 et 3 cristaux (#29 et 31) ont livrés des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2724, 2713 et 2745 Ma, respectivement discordants de 0.7, 0.7 et 1.8%. L'analyse de deux autres prismes (#28 et 30), dont la teneur en uranium n'a pu être déterminée, a livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2733 et 2738 Ma. La moyenne des deux analyses concordantes (#32 et 33) indique un âge de 2703 ± 8 Ma, lequel est le meilleur estimé de la mise en place du tuf felsique de l'indice Lidge. Ces résultats sont cohérents avec les résultats obtenus par David et Parent (1997; 2705 ± 3 Ma, LG95-394) et suggèrent que les basaltes de la bande volcanique de la rivière Eastmain sont légèrement plus jeunes que ceux de la bande volcanique de la rivière La Grande. Toutefois, la fourchette d'âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ définie par les analyses #26 à 30 (2712-2745 Ma) reflète la présence de zircons hérités partiellement assimilés par le magma lors de la mise en place de ce tuf. Ces résultats correspondent à des âges connus dans l'ensemble de la sous-province de La Grande (LG96-JG1061; $2732 + 8 / - 6$ Ma; David et Parent 1997, LG95-397: $2728 + 4 / - 3$ Ma; ce rapport, volcanite felsique lac Guyer: 2748 Ma; Gauthier 1995). Bien que les

roches volcaniques de la rivière Eastmain semblent être plus jeunes que celles de la bande de la rivière La Grande, la fourchette d'âges observée pour les zircons hérités dans cet échantillon (2712-2745 Ma) pourrait témoigner d'une activité magmatique s'étendant sur des périodes de temps similaires.

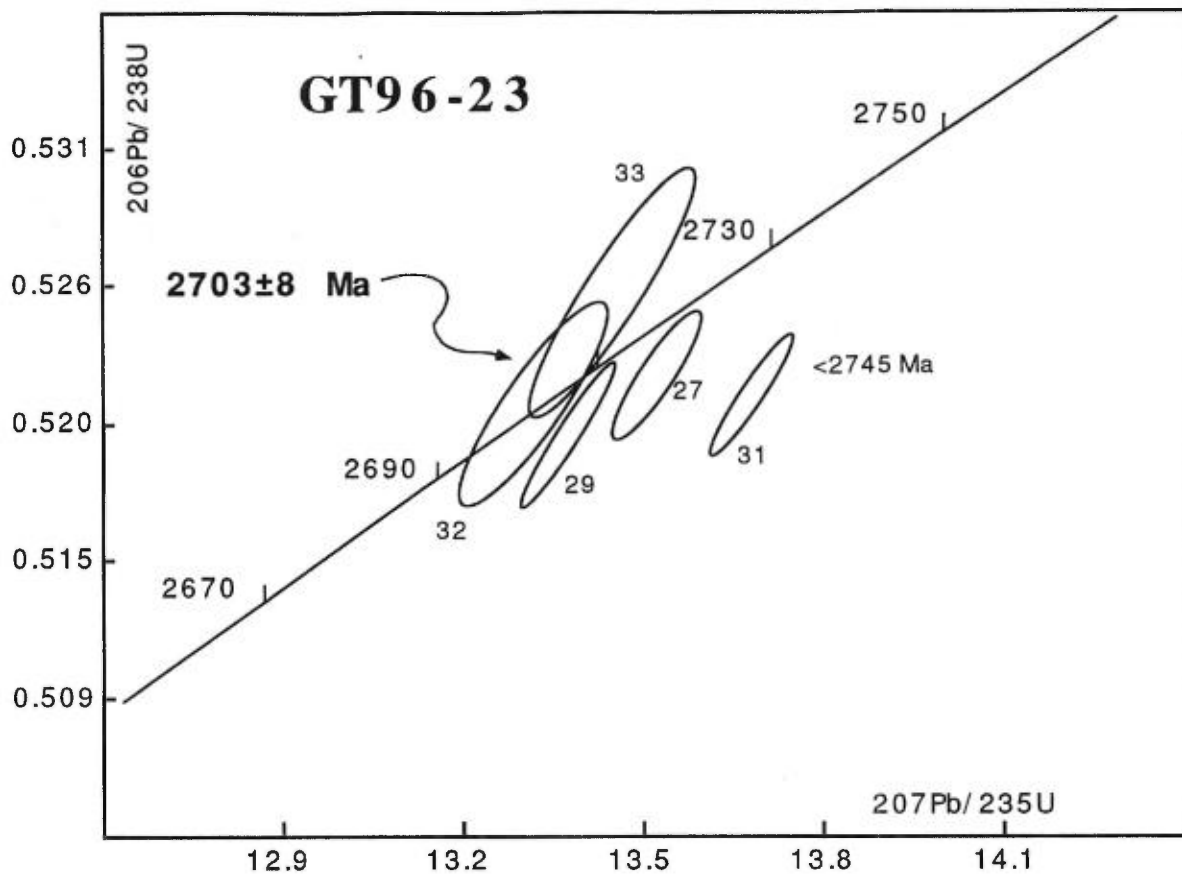


Figure 2.6: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques pour le tuf felsique de l'indice Lidge, secteur de la rivière Eastmain. Les analyses #28 et 30 ne sont pas illustrées sur ce diagramme.

2.5 LG95 LP-017: Pyroclastite felsique, indice Apple

Coordonnées utm: 371525m E, 5894075m N

Un échantillon de pyroclastite à blocs felsiques et matrice mafique a été échantillonné dans la partie inférieure des basaltes qui reposent sur la Formation d'Apple, dans la région du lac Sakami. Cet horizon de pyroclastite felsique représente l'une des rares occasions de déterminer l'âge du début du volcanisme dans la ceinture de La Grande.

Les zircons extraits de cet échantillon sont très abondants et montrent des variations morphologiques et chromatographiques importantes. L'examen des zircons au binoculaire a permis de reconnaître plusieurs populations distinctes. Cependant, tous les zircons (toutes populations confondues) possèdent des caractéristiques de zircons détritiques. Nous avons observé des facettes arrondies, des surfaces de percussion, et tous les grains sont émoussés. Ceci nous amènent à conclure que les blocs felsiques, identifiés au départ comme des blocs d'origine volcanique, sont vraisemblablement des blocs d'arénite quartzifère provenant de la Formation d'Apple. Étant donné la présence exclusive de zircons détritiques et par le fait même, la faible probabilité de pouvoir établir avec certitude l'âge de mise en place des basaltes, nous avons décidé de ne pas procéder à l'analyse de ces zircons.

Toutefois, les résultats géochronologiques de Paquette et al. (1997) obtenus par la méthode ICP-MS sur des zircons détritiques provenant de la Formation d'Apple indiquent des âges entre 3.1 et 3.8 Ga pour la région source. Il serait intéressant, à la lumière de ces résultats, de poursuivre l'étude des zircons de l'échantillon LG95 LP017 afin de mieux comprendre le rôle de la Formation d'Apple et son lien avec la mise en place des basaltes. Pour mieux le définir, nous recommandons une approche similaire à celle utilisée pour l'étude des roches sédimentaires, i.e. par la méthode de datation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircon par ablation laser et ICP-MS. Cette approche rapide, moins onéreuse, permettrait d'obtenir la

fourchette d'âges des zircons hérités (détritiques) et de mieux comprendre les relations entre la Formation d'Apple et les basaltes.

3 Terrane de Wakeham

Les travaux de datation réalisés depuis 1995-1996 ont permis d'établir un cadre géochronologique qui vient appuyer la cartographie effectuée par l'équipe de Pierre Verpaest . Dans la programmation de cette année, un seul échantillon a été traité et analysé, afin d'apporter des précisions quant à l'âge du métamorphisme grenvillien qui a affecté le terrane de Wakeham. Un échantillon de granite tardif a été choisi afin d'atteindre l'objectif fixé.

TABLEAU 3 - Résultats analytiques: Secteur Wakeham

Échantillon		Concentrations				Rapports isotopiques					AGE	
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. %
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)	
PV96-1121- Granite tardif						(981±2 Ma)						
1	8t,f,fi	85	259	45	149	1554	0.168	0.16376±35	1.6218±44	0.07183±24	981.1	0.4
2	12t,f,fi	112	339	58	391	1028	0.152	0.16422±31	1.6245±37	0.07185±18	981.7	0.2

1 Min.: nombre de grains; z=zircon; m=monazite; t=titanite; ic=incolore; b=brun; au=automorphe; sb=subautomorphe; f=fragment; bp=bipyramide; p=pyramide; pc=prisme court; pl=prisme long; eq=équidimensionnel à facettes; tb=tabulaire; susceptibilité du séparateur magnétique: dia=diamagnétique; m0=magnétique à 0° d'inclinaison etc., fi=non-magnétique à 1.0-1.8 A et 10° de pente.

2 Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 corrigé pour la discrimination de masse

4 Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination moyenne (z, Pb=10 pg, U=1 pg; t,m, Pb=15 pg, U=2 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 écarts-type. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

3.1 PV96-1121: Granite tardif

Coordonnées utm: 601948m E, 5 666 619m N

Un échantillon de granite tardif a été prélevé par l'équipe de Pierre Verpaelst à l'été 1996. Ce granite, probablement d'âge grenvillien, recoupe les séquences sédimentaires, les gabbros, un granite à fluorine, de même que la zone de cisaillement de Natashquan. L'objectif visé par la datation de cet échantillon est de déterminer avec précision l'âge maximal de la déformation grenvillienne dans cette région. En effet, bien que David (1996) et David et Parent (1997) aient clairement démontré l'existence d'un "overprint" grenvillien dans la plupart des roches étudiées jusqu'à maintenant, l'âge exact de cet événement reste imprécis parce qu'il a été défini par le biais de l'intercepte inférieur de différentes droites discordia, à l'exception d'une monazite tirée du granite de Sud datée à 1017 ± 22 Ma.

Les zircons tirés de ce granite tardif sont abondants et relativement homogènes. Une population homogène de prismes allongés et incolores à section carrée et à terminaisons peu développées représente des cristaux issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. Cependant, bien que la population soit homogène, les zircons sont métamictes et/ou remplis d'inclusions. L'analyse d'une fraction (#3), composée de trois prismes de qualité moyenne, a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 937 Ma, discordant de -4.2% (Fig. 3.1, résultats non inclus dans le Tableau 3). Étant donné la piètre qualité des zircon et l'impossibilité d'en tirer des résultats valables, il nous est apparu préférable de concentrer nos efforts sur les titanites. En effet, la titanite est présente en grande quantité dans ce granite. Deux populations distinctes de titanite ont été observées. Une première population composée de fragments incolores à faiblement teintés, tandis que la seconde population est composée de fragments automorphes de couleur brun-rouge foncé. Les titanites incolores ont été analysées, mais leur teneur en uranium et en plomb était trop faibles pour livrer des résultats acceptables. L'analyse de deux fractions (#1 et 2; tableau 3), composées 8 et 12

cristaux de titanite foncée, a livré des âges concordants de 981.1 ± 2 et 981.7 ± 2 Ma. La moyenne du centroïde des ellipses des erreurs indique un âge de 981 ± 2 Ma (Fig. 3.1). Dans le cas d'intrusions tardives, où le taux de refroidissement est rapide, l'âge livré par les titanites devrait normalement être le même que celui de zircons ou monazites. Par conséquent, l'âge de 981 ± 2 Ma est interprété comme celui de la mise en place de ce granite et permet d'établir l'âge maximum de la déformation grenvillienne dans le terrane de Wakeham et la zone de cisaillement de Natashquan.

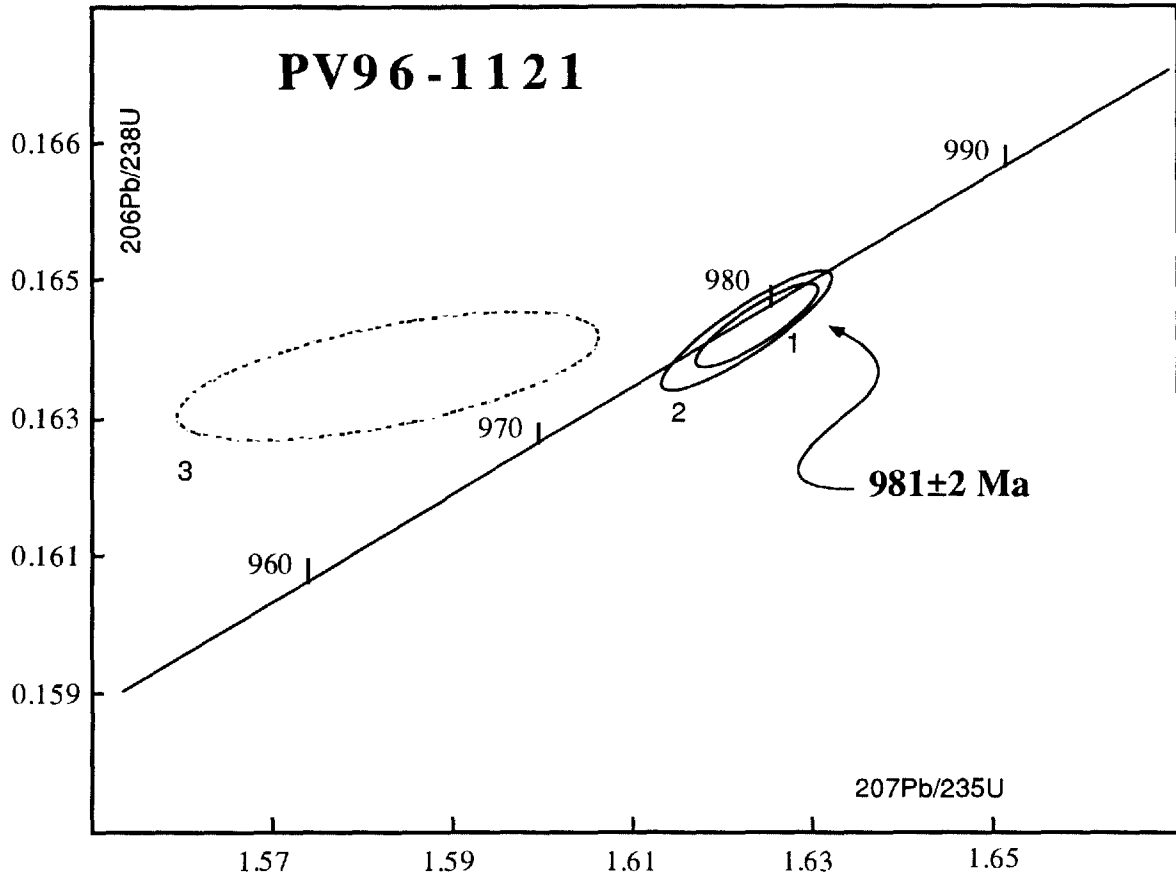


Figure 3.1: Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de deux fractions de titanite (ellipses blanches) et une fraction de zircon (ellipse pointillée) provenant d'un granite tardif.

REMERCIEMENT

Nous désirons remercier les géologues du MRNQ responsables des différents projets, de même que leurs collègues impliqués, qui ont permis la réalisation de ces différentes études: Michel Gauthier, Jean Gouthier, Daniel Lamothe, Alain Leclair, Pierre Verpaelst. Nous tenons également à remercier Jean David pour sa contribution aux différents projets dans la sous-province de La Grande. Nous exprimons également notre gratitude à Gilles Mercier et André Poirier pour s'être bien accommodés de la tâche ingrate du broyage des échantillons ainsi que des premières étapes de la séparation des minéraux, à Sylvain Vallières pour ses conseils judicieux dans le domaine de l'informatique, à Raynald Lapointe qui nous assure l'accès à des spectromètres de masse performants et à Isabelle Jacob qui a réalisé la gestion financière de ce projet

RÉFÉRENCES

- David, J., 1996. Géochronologie du Moyen-nord. Rapport non publié soumis au MNRQ en mai 1996. 29pp.
- David, J. et Parent, M., 1997. Géochronologie du Moyen-nord. Rapport non publié soumis au MNRQ en avril 1997. 88pp.
- Davis, D.W., Optimum linear regression and errors estimation applied to U-Pb data. *Journal Canadien des Sciences de la terre*, vol 19: 2124-2149.
- Leclair, A., Lamothe, D., Choinière, J et Parent, M., 1997. Géologie du Complexe d'Ashuanipi dans la région du lac Berman (SNRC 23F), Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG-97-11.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air-abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 46: 637-649.
- Machado, N., Philippe, S., David, J. et Gariépy, C., 1990. Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses du Labrador et de l'Ungava et sous-province du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest, MB 91-07, 50 p.
- Mortensen, J. K. et Ciesielski, A., 1987. U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville domain, Quebec. *dans Radiogenic age and isotopic studies: Report 1. édité par O. van Breemen. Commission Géologique du Canada. Paper 87-2, pp.129-134.*
- Paquette, L., Gauthier, M., Chartrand, F. et Machado, N., 1997. La formation d'Apple et ses conglomérats uranifères pyriteux archéens, région des lac Sakami et Yasinski, territoire de la Baie-James, Séminaire d'information sur la recherche géologique (Programme et résumés).

Paquette, L., 1998. Étude stratigraphique et métallogénique de la Formation d'Apple, une séquence de plate-forme archéenne à conglomérats pyriteux et uranifères, Baie-James, Québec, Mémoire de maîtrise Université du Québec à Montréal.

Stacey, J.S. et Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, vol 6: 15-25.