

Géochimie des granitoïdes archéens et de la croûte primitive

Bor-ming JAHN

UP 4661, CNRS, Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1,
Campus Beaulieu, 35042 RENNES cedex.

- 1. INTRODUCTION**
- 2. CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES
ET ISOTOPIQUES DES TTG ARCHÉENNES**
- 3. CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES
ET ISOTOPIQUES DES ROCHES
MONZODIORITIQUES ARCHÉENNES
(« SANUKITOÏDES »)**
- 4. MODÈLES PÉTROGÉNÉTIQUES DES TTG**
 - 4.1 Contraintes apportées par les études expérimentales
sur la genèse des magmas de type TTG.
 - 4.2 Modèles basés sur le comportement
des terres rares : un résumé
 - 4.3 Anomalies du Nb et du Ta
- 5. APPAUVRISSEMENT DU MANTEAU ARCHÉEN**
- 6. IMPLICATIONS TECTONIQUES**
- BIBLIOGRAPHIE**
- ANNEXE**

Géochimie des granitoïdes archéens et de la croûte primitive

Bor-ming JAHN

I. INTRODUCTION

L'histoire précoce de la Terre est enregistrée dans la croûte archéenne, composée principalement de granitoïdes intrusifs et de ceintures de roches vertes subordonnées. Comprendre l'origine et la mise en place de ces grandes quantités de granitoïdes est fondamental pour comprendre l'évolution précoce de la croûte continentale. Contrairement aux basaltes, qui dérivent directement du manteau, les granites (*s.l.*) sont produits par la fusion partielle de roches crustales très diverses telles que métasédiments, granitoïdes et même roches basaltiques. L'étude de roches magmatiques de compositions équivalentes mais d'âges différents devrait nous permettre de comprendre l'évolution chimique de la croûte terrestre, et aussi la différenciation du manteau au cours des temps géologiques.

Les granitoïdes archéens, principalement de composition tonalitique, trondhjémitique ou granodioritique (TTG), ont été métamorphisés à des degrés divers allant du faciès schistes verts au faciès granulite. Mais quel que soit le degré de métamorphisme, ces roches présentent des caractéristiques géochimiques similaires, suggérant que ce processus n'a pas affecté leur composition chimique globale (Weaver et Tarney, 1980, 1981 ; Jahn *et al.*, 1981, 1988 ; Jahn et Zhang, 1984 ; Jahn, 1990a ; Martin, 1987, 1994). Si donc, leurs compositions chimiques sont demeurées globalement intactes au travers du métamorphisme, on notera toutefois leur appauvrissement occasionnel en certains éléments tels que K, Rb, Cs, U et à moindre degré, Th, dans les granulites.

Dans les terrains archéens de hauts degrés, deux types d'associations sont généralement reconnus :

- celles à **dominante magmatique** (TTG, volcanites basiques à acides, intrusions gabbroïques, etc.) où les métasédiments sont subordonnés. Les études géochimiques et isotopiques suggèrent que ces roches représentent des additions crustales juvéniles (Arth et Hanson, 1975 ; Moor bath, 1977 ; Glikson, 1979 ; Jahn *et al.*, 1981, 1988 ; Jahn, 1990a,b ; Condie, 1986 ; Martin, 1987, 1994 ; Martin *et al.*, 1984).
- celles à **dominante sédimentaire** (métasédiments clastiques, carbonatés et BIF (*Banded Iron Formation*)) accompagnées par des intrusions granitiques. Ces dernières sont produites principalement par la fusion d'autres roches crustales et ne

représentent donc pas une addition crustale juvénile. Une grande partie de la ceinture granulitique du sud de l'Inde et du nord du Craton Sino-Coréen sont de ce type (Condie, 1989a ; Condie 1993).

Les granitoïdes archéens de type TTG sont généralement supposés dériver par fusion partielle de protolithes basiques (Arth et Hanson, 1975 ; Glikson, 1979 ; Jahn *et al.*, 1981 ; Jahn et Zhang, 1984 ; Martin *et al.*, 1983 ; Martin, 1986, 1987, 1994). Certaines études ont cependant suggéré qu'ils pourraient dériver par cristallisation fractionnée d'un liquide basaltique hydraté (Barker *et al.*, 1976 ; Arth *et al.*, 1978 ; Kramers, 1988). En fait, la nature bimodale de nombreux ensembles de gneiss gris est compatible avec une origine des TTG par fusion partielle de protolithes basaltiques, mais ceci n'est pas une preuve. Les données géochimiques, isotopiques et expérimentales qui seront présentées ici sont en faveur de cette hypothèse.

Cette discussion sera limitée à la géochimie et aux origines des granitoïdes les plus « primitifs », qui proviennent du manteau ou d'un protolithe à faible temps de résidence crustale. Ces roches peuvent être considérées comme des additions crustales juvéniles contribuant à la croissance continentale. Elles comprennent les TTG ainsi que des roches moins abondantes, à composition monzodioritique ou trachyandésitique (connues par ailleurs sous le nom de **sanukitoïdes**, Shirey et Hanson, 1986 ; Jahn *et al.*, 1988 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern et Hanson, 1992, Jayananda *et al.*, 1995), ce qui exclu les granites riches en K d'origine crustale. Ces granitoïdes primitifs doivent être distingués de la croûte primordiale de la Terre, qui était plutôt de composition basique ou komatiitique. Ainsi, la transition entre croûte mafique et sialique est marquée par l'apparition des premiers granitoïdes de type TTG, qui constituent les éléments essentiels du stade « proto-continental » de l'évolution crustale (Barker *et al.*, 1981).

La production de magmas de type TTG n'est pas limitée aux époques archéennes. Les roches tonalitiques et trondhjémiques existent aussi dans les batholites calco-alcalins des marges continentales post-archéennes, dans les arcs insulaires sous forme de roches dacitiques ou dans les suites ophiolitiques sous forme de plagiogranites (Barker, 1979 ; Martin, 1986 ; Defant et Drummond, 1990 ; Drummond et Defant, 1990). La distinction principale entre les TTG archéennes et les plagiogranites plus récents apparaît dans leurs spectres de terres rares : très fractionnés avec forts rapports La/Yb pour les premiers et peu fractionnés, voire même appauvris, en terres rares légères (type MORB), et donc avec donc de faibles rapports La/Yb, pour ces derniers.

2. CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DES TTG ARCHÉENNES

Les TTG sont des roches siliceuses (tableau 1) dont la teneur en silice est comprise entre 65 et 75 %, avec :

- $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ à 70% de SiO_2 et $< 14\%$ à 75% de SiO_2 ,
- $(\text{FeO}^{*1} + \text{MgO}) < 3,4\%$,
- $\text{FeO}^*/\text{MgO} \approx 2-3$,
- $\text{CaO} \approx 1,5-3\%$,
- $\text{Na}_2\text{O} \approx 4-5,5\%$
- et $\text{K}_2\text{O} < 2\%$ (Barker, 1979).

Elles peuvent être séparées en deux types en fonction de leur teneur en Al à 70% de SiO_2 % (Barker et Arth, 1976 ; Barker, 1979) :

- un type riche en Al avec $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$
- un autre type pauvre en Al avec $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$

De telles différences sont liées aux conditions de fusion et à la nature des assemblages restitiques (Johnston et Wyllie, 1988 ; Beard et Lofgren, 1991 ; Rapp *et al.*, 1991 ; Rushmer, 1991 ; Wolf et Wyllie, 1994).

Les TTG pauvres en Al contiennent généralement peu de Sr (<200 ppm). Elles présentent des spectres de terres rares enrichis en terres rares légères (LREE), relativement plats au niveau des terres rares lourdes (HREE) et avec des anomalies négatives en Eu. Ces caractéristiques géochimiques suggèrent le fractionnement de plagioclase ± hornblende ± pyroxène pendant la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle à faible pression (≤ 5 kbars). Les trondhjemites, plagiogranites et dacites pauvres en K mis en place après l'Archéen sont de ce type. Quant aux plagiogranites, leurs spectres de terres rares (plats ou appauvris en LREE) ont été utilisés pour suggérer que ces roches dérivent de la cristallisation fractionnée localisée de magmas parentaux du type MORB (Coleman et Peterman, 1975 ; Coleman et Donato, 1979 ; Ashley *et al.*, 1983). Cependant, d'autres hypothèses ont été proposées : fusion partielle de protolithes basiques dans des conditions hydratées (Gerlach *et al.*, 1981 ; Pedersen et Malpas, 1984), et immiscibilité de liquides silicatés (Dixon et Rutherford, 1979).

Les TTG archéennes sont généralement du type riche en Al (tableau 1). Elles sont beaucoup plus riches en Sr (>300 ppm) que les précédentes et ont de faibles rapports Rb/Sr (≤ 0.15). Leurs spectres de terres rares sont très fractionnés (enrichis en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes, $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 5-150$), avec une anomalie en Eu faible ou inexistante. Dans le diagramme de S.S. Sun (1980), ou **spidergram**, ces roches présentent une anomalie négative en Nb. Les modélisations géochimiques indiquent qu'elles seraient plutôt produites par fusion partielle d'une amphibolite à grenat ou d'une éclogite à quartz, laissant un résidu dominé minéralogiquement par de l'amphibole et/ou du grenat (Arth et Hanson, 1975 ; Barker et Arth, 1976 ; Glikson, 1979 ; Jahn *et al.*, 1981 ; Jahn et Zhang, 1984 ; Martin, 1986 ; Martin *et al.*, 1983 ; Condie, 1986 ; Shirey et Hanson, 1986 ; Drummond et Defant, 1990).

1 - FeO^* représente la totalité du fer sous forme de FeO

Les compositions isotopiques du Sr et du Nd des TTG archéennes étaient indistinguables des valeurs mantelliques au moment de leur mise en place. Ceci se comprend si la genèse de ces magmas a eu lieu relativement peu de temps (≤ 100 Ma) après que leurs protolithes ont été séparés du manteau, ou bien si leurs protolithes ont des rapports Sm/Nd et Rb/Sr inférieurs ou comparables aux valeurs mantelliques. Dans ce dernier cas, l'intervalle de temps (ΔT) entre la séparation des protolithes du manteau et leur fusion partielle engendrant les TTG est sans effet sur la conservation des signatures isotopiques mantelliques. À titre d'illustration, la fusion partielle d'un metabasalte de type N-MORB d'âge archéen produirait aujourd'hui un liquide granitique dont les compositions isotopiques du Sr et du Nd seraient mantelliques! Néanmoins, de nombreuses contraintes géologiques, géochimiques et géochronologiques indiquent que très fréquemment les TTG archéennes ont été formées peu de temps après la séparation de leurs protolithes du manteau.

Pour les TTG produites par la fusion partielle de la plaque subductée dans les zones de convergence, un ΔT inférieur à 25 Ma semble nécessaire, comme cela a été argumenté avec de nombreux analogues tectoniques modernes (Martin, 1987 ; Defant et Drummond, 1990 ; Drummond et Defant, 1990). Ceci suggère que la fusion partielle n'a lieu que quand la lithosphère subductée est encore suffisamment chaude. Le taux de production de chaleur à l'Archéen étant au moins deux fois plus important qu'aujourd'hui, cette condition était alors très facilement remplie. La fusion des protolithes basiques (= la plaque subductée) pouvait alors raisonnablement intervenir ≤ 50 Ma après leur séparation du manteau, et produire ainsi des granitoïdes avec des rapports isotopiques initiaux similaires. C'est pour cette raison que des isochrones définies par les analyses de roches métamorphiques associées acides ou basiques (*mixed isochrons*), permettent souvent de calculer des âges raisonnables. La sub-contemporanéité des TTG et de certaines ceintures de roches vertes est connue et bien documentée. Cependant, les âges obtenus de cette façon doivent être utilisés avec prudence et doivent évidemment être en accord avec des données géochronologiques complémentaires (par exemple U/Pb sur zircons).

3. CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES DES ROCHES MONZODIORITIKES ARCHÉENNES (« SANUKITOÏDES »)

Des roches monzodioritiques riches en magnésium ont été reconnues dans de nombreux terrains archéens tardifs : dans la Province du Wyoming aux U.S.A. (Mueller *et al.*, 1983), dans le SW de la Province Supérieure au Canada (Shirey et Hanson, 1984, 1986 ; Stern *et al.* ; 1989 ; Stern et Hanson, 1991), dans le craton du Dharwar en Inde (Balakrishnan et Rajamani, 1987 ; Jayananda *et al.*, 1995) et dans le complexe du Taishan en Chine (Jahn *et al.*, 1988). À cause de leur ressemblance avec les andésites riches en magnésium (tableau 2) rencontrées dans la ceinture volcanique japonaise de Setouchi et localement appelées *sanukitoïdes* (Tatsumi et Ishizaka, 1982), les

monzodiorites et trachyandésites archéennes ainsi que leurs produits de différenciation, ont été appelés **suite sanukitoïdique** (Shirey et Hanson, 1984 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern et Hanson, 1991). Ces roches, habituellement intrusives dans les gneiss gris de type TTG, ont des caractéristiques géochimiques particulières (tableau 2) qui les distinguent des gneiss encaissants ou de granites crustaux.

La suite sanukitoïdique est composée de diorites, monzodiorites, monzonites, quartz-monzonites et granodiorites. Elles sont massives ou grossièrement foliées, habituellement de couleur saumon et à grain moyen à gros. En plus du quartz et des feldspaths (plagioclase dominant), la hornblende, la biotite et le clinopyroxène sont des constituants communs. Le sphène et les minéraux opaques sont les phases accessoires les plus fréquentes (Jahn *et al.*, 1988 ; Stern *et al.*, 1989 ; Stern et Hanson, 1991). Ces roches présentent souvent des Mg# élevés² (60-40), des concentrations élevées en Ni et Cr (>100 ppm), en Sr (500 à 2000 ppm), en Ba (500 à 2500 ppm), et des spectres de terres rares très fractionnés avec $La_N = 90-300x$ et $Yb_N = 3-10$ (tableau 2). Les valeurs de Mg# ainsi que les fortes teneurs en Ni et en Cr suggèrent que ces roches ont des sources mantelliques.

Le **groupe dioritique** (\approx suite sanukitoïde) du complexe de Taishan (Chine) a été daté à 2555 ± 5 Ma par la méthode conventionnelle U/Pb sur zircons, et à 2595 ± 100 Ma par la méthode Rb/Sr sur roches totales (Jahn *et al.*, 1988). Ces roches ont un faible rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,7008 \pm 0,0008$, et un ϵNd initial élevé de l'ordre de +4 (compris entre +3,1 et +4,7). Les roches monzodioritiques âgées de 2,7 Ga de la région de Rainy Lake (Canada) sont aussi caractérisées par des $\epsilon Nd(T)$ positifs (+3,3 à +1 ; Shirey et Hanson, 1986). Les diorites et les granodiorites du complexe de Roaring River (Canada) ont un faible rapport isotopique initial du Sr de $0,70134 \pm 0,00004$ et des $\epsilon Nd(T)$ légèrement positifs ($+0,8 \pm 0,3$; Stern et Hanson, 1991). Toutes ces données impliquent que ces roches monzodioritiques dérivent de sources mantelliques bien antérieurement appauvries. Les Mg# élevés et les fortes teneurs en Ni et Cr sont compatibles avec une origine à partir des péridotites mantelliques.

Si les magmas de type TTG peuvent dériver de la fusion partielle de la plaque subductée, la richesse en Sr, Ba et les spectres de terres rares très fractionnés des roches monzodioritiques ne peuvent être expliqués par les mêmes processus pétrogénétiques ainsi que l'indiquent les modélisations géochimiques (Stern et Hanson, 1991). Il apparaît que leurs sources ont été enrichies en éléments traces incompatibles avant la fusion partielle, comme celles de certains basaltes alcalins.

Les contraintes apportées par les éléments incompatibles suggèrent que des basaltes alcalins pourraient être les magmas parents de la suite monzodioritique. Cependant, une telle hypothèse n'est pas soutenable à cause de la sur-saturation en silice et des teneurs élevées de Mg#, Ni et Cr. En effet, si les produits de différenciation des basaltes alcalins comme les trachyandésites, benmoréites et phonolites ont des teneurs en SiO_2 comparables ($\approx 55-65\%$), ils ont par contre des teneurs en MgO faibles ($\leq 2\%$) et sont très pauvres en Ni et Cr (< 20 ppm, Wilson, 1989).

2 - Mg# représente la proportion atomique du magnésium par rapport à la totalité des atomes fer ferreux + magnésium (= $[Mg]/([Mg]+[Fe^{2+}])$)

Localité	Rainy Lake		Roaring River Complex		Wabigoon		Roaring River Complex		Wabigoon		Taishan Complex		Taishan Complex		Vermilion		Seibuchi	
	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	Ontario	China	China	China	China	Minnesota	Minnesota	SW Japan	SW Japan
n° échantil.	5-80	41-66	57	58	12	13	14	13	14	81	CF84-61	CF84-70	CF84-72	CF84-77	B-18	B-18	TK-52	TK-52
Reference	Shirey et Hanson (84)		Stern et Hanson (91)		Stern et Hanson (91)		Stern et Hanson (91)		Stern et Hanson (91)		Jahn et al. (88); Jahn (non-publiés)		Jahn et al. (88); Jahn (non-publiés)		Hanson(75) Ishizaka(82)		Arift et Tatsuami et Hanson(75) Ishizaka(82)	
Type roche	monzodio.		monzodio.		monzodio.		monzodio.		monzodio.		monzodio.		monzodio.		monzodio.		trachyande. Hf-Mg andes.	
SiO ₂	54,55	58,06	56,9	58,06	60,28	60,77	66,9	60,77	66,9	70,51	57,79	63,7	57,52	58,86	54,6	56,4	54,6	56,4
Al ₂ O ₃	14,38	14,3	16,3	16,68	16,17	15,69	16,17	15,69	16,17	15,41	15,61	15,44	15,4	16,42	15,1	15,6	15,1	15,6
Fe ₂ O ₃ (T)	8,56	6,678	5,7	5,27	5,05	4,48	3,07	4,48	3,07	2	8,59	5,36	8,61	7,43	7	5,792	7	5,792
MnO	0,12	0,11	0,104	0,084	0,077	0,072	0,052	0,072	0,052	0,038	0,1	0,07	0,11	0,08	0,14	0,11	0,14	0,11
MgO	7,98	5,99	4,76	3,89	3,36	3,29	1,59	3,29	1,59	0,79	2,5	1,43	2,9	2,44	6,4	8,35	6,4	8,35
CaO	8,71	5,96	7,55	6,29	5,31	5,24	3,23	5,24	3,23	2,15	4,89	3,43	4,77	4,4	7,42	6,38	7,42	6,38
Na ₂ O	2,87	3,61	5,62	5,19	5,43	4,84	4,85	4,84	4,85	4,68	4,19	3,96	3,88	3,89	4,27	2,99	4,27	2,99
K ₂ O	1,34	2,43	1,64	3,26	3,18	4,22	3,37	3,74	3,3	3,77	3,2	3,77	3,2	3,69	2,22	1,73	3,2	3,69
TiO ₂	0,72	0,71	0,39	0,47	0,62	0,59	0,413	0,59	0,413	0,253	1,36	0,73	1,22	1	0,73	0,84	1	0,73
P ₂ O ₅	0,36	0,35	0,518	0,41	0,39	0,383	0,19	0,39	0,383	0,11	0,75	0,35	0,87	0,6	0,34	0,17	0,6	0,34
LOI																		
Total	99,59	98,138	99,482	99,604	99,867	99,575	99,835	99,575	99,835	99,681	99,56	99,03	99,41	99,56	98,22	98,182	98,22	98,182
Mg/No.	0,65	0,61	0,623	0,594	0,569	0,593	0,506	0,593	0,506	0,437	0,56	0,56	0,56	0,56	0,62	0,72	0,62	0,72
Rb	627	1164	28	37	34	58	73	34	58	111	94	119	145	152				
Sr	33,4	42,4	52,08	51,41	56,32	67,2	37,7	56,32	67,2	663	828	565	810	716				
Ba	6,39	7,23	9,11	9,2	9,14	11,7	5,69	9,14	11,7	1152	1255	1246	1243	1243				
V	1,64	1,77	2,6	2,7	2,22	2,58	1,34	2,22	2,58	34	127	72	127	111				
Nb	7	7,3	66	50	172	123	156	172	123	23	23	19	26	17				
Zr	138	140	66	66	50	172	123	50	172	116	321	306	352	238				
Y	188	159	86	71	64	51	21	64	51	34	34	20	39	27				
Ni	469	291	150	115	100	86	36	100	86	14	25	19	39	21				
Co	138		23	4	26	16	8	26	16	21	26	61	75	71				
Cr			12	10	10	10	7	10	10	1	127	87	130	99				
Zn										45	44	44	59	71				
Cu										4	4	4	59	71				
Sc										4	4	4	59	71				
La(L.D.)	28,4									87	87	59,16	89,14	66				
Ce	64,7	86,4	101	99,8	131	141,1	96,5	131	141,1	192	137,7	137,7	194,7	141,3				
Nd	33,4	42,4	52,08	51,41	56,32	67,2	37,7	56,32	67,2	84	84	57,61	83,64	58,6				
Sm	6,39	7,23	9,11	9,2	9,14	11,7	5,69	9,14	11,7	13,27	13,27	12,93	12,93	9,28				
Eu	1,64	1,77	2,6	2,7	2,22	2,58	1,34	2,22	2,58	2,89	2,89	1,863	2,81	1,97				
Gd	5,1	4,85	5,93	6,04	5,67	7,49	3,54	5,67	7,49	2,22	8,49	5,6	8,33	6,06				
Tb																		
Dy	4,44	3,47	2,78	2,79	2,65	3,52	1,91	2,65	3,52	5,49	5,49	3,74	5,57	3,06				
Er	2,5	1,79	1,03	1,02	0,995	1,31	0,858	0,995	1,31	2,58	2,58	1,76	2,413	1,76				
Yb	2,31	1,64	0,753	0,75	0,756	0,953	0,761	0,756	0,953	2,092	2,092	1,542	2,04	1,45				
Lu										0,23	0,23	0,23	0,3	0,217				
Eu/Eu*	0,89	0,93	1,10	1,12	0,95	0,9	0,92	0,95	0,9	0,8	0,8	0,82	0,84	0,81				
(La/Yb)N	8,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	27,5	27,5	25,3	28,9	30,1				

Tableau 2 : Compositions chimiques des roches monzodioritiques et sanukitoïdes.

Expérimentalement, la genèse de magmas andésitiques à partir de péridotites en présence d'eau est connue depuis les années 1970 (par exemple Green, 1973, 1976 ; Mysen *et al.*, 1974 ; Mysen et Boettcher, 1975), mais les compositions des liquides obtenus ainsi que les pressions maximales ont toujours été discutées. En présence d'eau, les pressions maximales ont été estimées entre 25 kbars (Mysen, 1982) et 10 kbars (Green, 1976). Dans des conditions anhydres, ces pressions seraient inférieures à 5 kbars (Jaques et Green, 1980 ; Takahashi et Kushiro, 1983). Les études expérimentales de Tatsumi (1981, 1982) sur les andésites riches en magnésium (HMA ou *High Magnesian Andesite*) démontrent qu'elles peuvent être produites par fusion partielle de péridotites mantelliques à des pressions de l'ordre de 10 à 15 kbars avec ou sans eau. Bien que de tels liquides HMA puissent être alors en équilibre avec de l'olivine, des pyroxènes, du spinelle, de l'amphibole, etc., le grenat n'a jamais été trouvé dans les assemblages résiduels. Le grenat serait stable à des pressions supérieures à 15 kbars (Green, 1976 ; Olafsson et Eggler, 1983) et ne serait donc pas une phase résiduelle durant la formation des sanukitoïdes pour des pressions comprises entre 10 et 15 kbars.

Une observation importante extraite des résultats expérimentaux ci-dessus est que les compositions des liquides ne sont pas connues avec précision sauf en ce qui concerne leurs fortes teneurs en MgO, Ni, Cr, et leur composition à quartz normatif, et leur potentiel à être en équilibre avec l'olivine et les pyroxènes mantelliques. Quoi qu'il en soit, les résultats de Tatsumi (1981, 1982) montrent l'origine très probable de certains magmas andésitiques par fusion de péridotites mantelliques. Wyllie (1984) a aussi conclu que les magmas andésitiques riches en Mg ou tonalitiques peuvent être produits par la fusion de péridotite subocéanique à faible profondeur, haute température, et forte activité d'eau.

En conclusion, les magmas dioritiques à monzodioritiques primaires ou les moins différenciés, sont probablement produits par la fusion partielle (10-15 kbars) de péridotites mantelliques enrichies en éléments incompatibles et en terres rares légères (Stern et Hanson, 1991). Au cours de leur différenciation, ces magmas peuvent être contaminés par du matériel crustal, ainsi que cela a été démontré dans le cas du complexe de Taishan (Jahn *et al.*, 1988). Comme souligné par Stern et Hanson (1991), la présence d'intrusions de composition dioritique à granodioritique de type sanukitoïdique dans de nombreux terrains archéens impliquerait que l'extraction directe de matériel « crustal » à partir du manteau (un seul stade de fusion, suivi par des processus de fractionnement) est plus que d'importance locale. La production de magmas de type TTG et de sanukitoïdes, respectivement par fusion partielle de croûte basaltique juvénile et de péridotites mantelliques, serait le principal mécanisme de la croissance continentale à l'Archéen. La proportion de TTG/sanukitoïdes est environ de 95/5.

4. MODÈLES PÉTROGÉNÉTIQUES DES TTG

4.1 Contraintes apportées par les études expérimentales sur la genèse des magmas de type TTG.

Les expériences de laboratoire apportent des contraintes très utiles sur la nature possible des protolithes, les conditions de pression et de température de la fusion, ainsi que sur la nature des phases résiduelles (par exemple Wyllie, 1984). Les informations sur la nature des phases résiduelles sont particulièrement importantes pour les modélisations géochimiques. Durant les deux dernières décennies, de nombreuses expériences ont été conduites afin de reproduire des magmas granitiques (Holloway et Burnham, 1972 ; Helz, 1976 ; Wyllie, 1984 ; Huang et Wyllie, 1986 ; Johnston et Wyllie, 1988 ; Rutter et Wyllie, 1988 ; Beard et Lofgren, 1991 ; Rapp *et al.* ; 1991 ; Rushmer, 1991 ; Van der Laan et Wyllie, 1992 ; Wolf et Wyllie, 1994). En général, les expériences de fusion partielle de matériaux basaltiques saturés en eau montrent que des liquides tonalitiques ou trondhjémittiques peuvent être produits entre 1 et 30 kbars, mais ces derniers sont trop riches en Al (hyperalumineux) et en Ca, et trop pauvres en Fe comparés aux TTG rencontrés dans la nature (Beard et Lofgren, 1991). Des études plus récentes indiquent que lorsque l'unique source d'eau est la liaison OH⁻ des minéraux métamorphiques (principalement les amphiboles), les liquides produits sont plus proches des magmas de type TTG (Beard et Lofgren, 1991 ; Rapp *et al.*, 1991 ; Rushmer, 1991 ; Wolf et Wyllie, 1994). En conséquence, seuls ces derniers résultats de fusion en l'absence de fluide externe (*dehydration melting*) vont être brièvement résumés ici (figure 1). Pour la fusion partielle de basaltes océaniques hydrothermalisés, nous utiliserons les résultats obtenus avec quelques pour-cent d'eau en excès ($\leq 5\%$).

Les expériences de fusion avec déshydratation de metabasaltes pauvres en K à relativement faible pression (1 à 6,9 kbars) démontrent que des liquides granodioritiques à trondhjémittiques moyennement peralumineux à méta-alumineux sont produits (Beard et Lofgren, 1991). Na/K est fonction de la composition du matériel de départ. La fusion commence vers 850-900 °C (figure 1a) avec disparition de l'amphibole et du quartz produisant un liquide et des pyroxènes. À 1000 °C, les proportions volumiques de liquides produits sont comprises entre 30 et 40 %. Le résidu anhydre (*restite*) est composé de plagioclase ($\approx 50\%$) + orthopyroxène + clinopyroxène + magnétite ± ilménite (figure 1a). Des expériences de fusion partielle d'un matériel saturé en eau ont été réalisées par les mêmes auteurs (Beard et Lofgren, 1991) afin de comparer les relations de phases et les compositions des magmas produits. Les résultats montrent qu'entre 3 et 7 kbars, les liquides (60 % du volume) coexistent avec un assemblage résiduel composé d'amphibole + magnétite + clinopyroxène ± plagioclase ± ilménite ; l'orthopyroxène est absent. Le plagioclase est présent dans la plupart des expériences, mais son abondance diminue rapidement quand la température augmente. Il a totalement disparu à 7 kbars pour des températures supérieures à 850 °C.

Tous les liquides produits à partir d'un matériel de départ saturé en eau sont hyperalumineux et ont un plagioclase normatif plus calcique que ceux produits lors des expériences de fusion avec déshydratation. Ces différences reflètent la stabilité et l'abondance plus faibles du plagioclase dans les systèmes saturés en eau. Les compositions de ces magmas « expérimentaux » sont très différentes de celles des TTG archéens ou des tonalites-dacites-plagiogranites dans les arcs insulaires actuels ou des environnements océaniques.

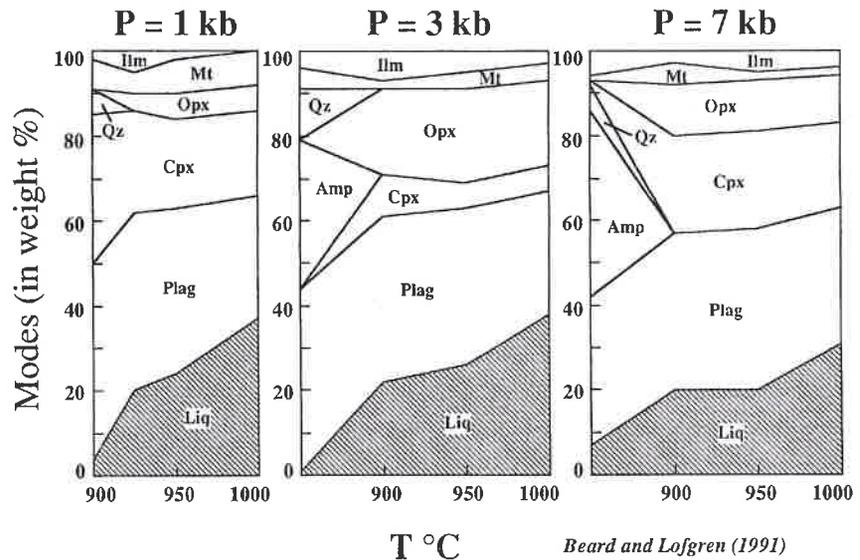


Figure 1a : Relations de phases dans la fusion avec déshydratation d'un protolite métabasaltique à basses pressions (1, 3, et 7 kbar), d'après Beard and Lofgren, 1991.

Les résultats des expériences de fusion avec déshydratation à 8 kbars de Rushmer (1991) sur deux amphibolites à composition de tholéiite pauvre en K (IAT) et d'un basalte alcalin (ABA), sont comparables à ceux de Beard et Lofgren (1991). La fusion commence à environ 800 °C pour les IAT et 900 °C pour le basalte alcalin (figure 1b). La proportion volumique de liquide atteint 40 % à 1000 °C. Les amphiboles sont stables jusqu'à 950 °C pour les IAT et 1000 °C pour ABA. Dans les deux cas, les liquides produits sont tonalitiques et coexistent avec un assemblage résiduel anhydre composé de plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + ilménite.

Ces expériences à pression relativement faible (≤ 8 kbars) permettent une meilleure compréhension de la genèse des magmas tonalitiques par fusion partielle de la plaque subductée dans les zones de subduction modernes. Les assemblages restitiques sont composés de plagioclases (environ 50 %), de pyroxènes, d'amphiboles et de phases opaques (magnétite et ilménite) ; le grenat est absent. Les proportions d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène sont fonction de la pression, de la tem-

pérature, du pourcentage de liquide, mais aussi de la composition du matériel de départ. Dans les expériences de Beard et Lofgren (1991), l'amphibole est absente des restites quand la température dépasse 900 °C ou quand le taux de fusion excède 20 %. De telles restites ne sont pas susceptibles d'entraîner un fort fractionnement des terres rares dans les liquides en équilibre qui devraient avoir les caractéristiques des plagiogranites océaniques récents (spectre de terres rares relativement plats s'ils dérivent de tholéiites océaniques). Or, beaucoup de modélisations géochimiques ont montré que le grenat devait être présent au résidu afin d'expliquer les spectres très fractionnés des TTG archéennes (Arth et Hanson, 1975 ; Glikson, 1976 ; Condie et Hunter, 1976 ; Compton, 1978 ; Jahn *et al.*, 1981, 1988 ; Jahn et Zhang, 1984 ; Condie, 1989a, 1989b ; Martin, 1986, 1987). En conséquence, il est nécessaire d'envisager des études expérimentales à plus hautes pressions de façon à expliquer la genèse de ces TTG archéennes.

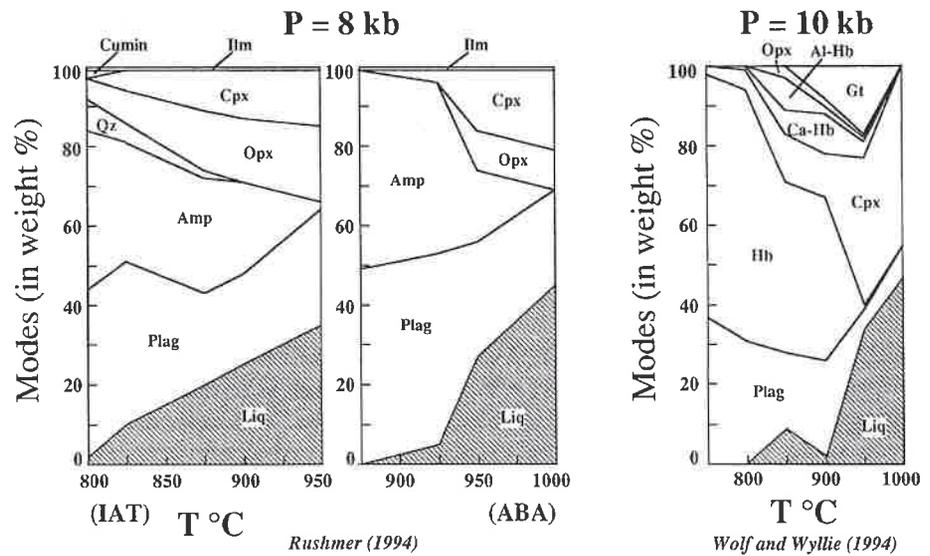


Figure 1b : Fusion avec déshydratation de deux amphibolites de composition de tholéite d'arc insulaire (IAT) et de basalte alcalin (ABA) à 8 kbars, données de Rushmer (1991) ; et d'une amphibolite low-k à 10 kbars, données de Wolf et Willye (1994).

Une série d'expériences de fusion avec déshydratation sur 4 metabasaltes naturels, à des pressions comprises entre 8 et 32 kbars (figure 1c), a été réalisée par Rapp *et al.* (1991). À 8 kbars, les résultats sont légèrement différents de ceux de Rushmer (1991) sur deux points :

- l'amphibole est toujours abondante à 1000 °C ($\approx 30\%$) et persiste jusqu'à 1050 °C, et
- le clinopyroxène n'est pas encore formé à 1000 °C quand le taux de fusion partielle atteint 10 % (30-40 % du liquide déjà formé dans les expériences de Rushmer).

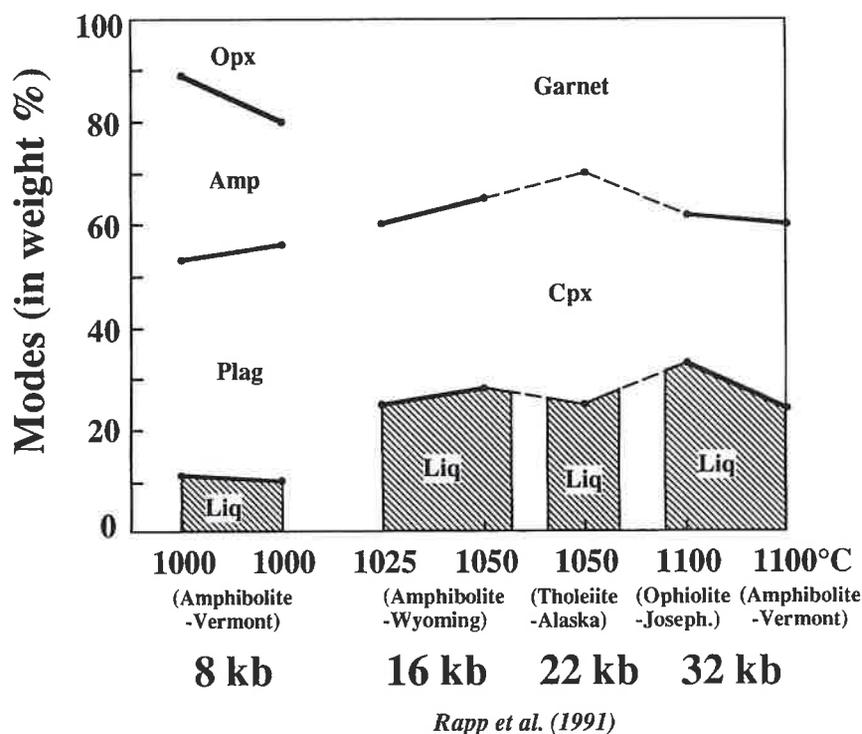


Figure 1c : Fusion avec déshydratation de roches métabasaltiques à diverses hautes pressions. Données de Rapp et al. (1991).

Néanmoins, les liquides formés sont tonalitiques ou trondhjémiques. Dans la fusion avec déshydratation sur l'amphibolite (*low-K*) à 10 kbars, Wolf et Wyllie (1994) observent une température de solidus ≤ 750 °C et l'apparition du grenat à 850 °C (figure 1b). Les liquides obtenus sont plus calciques et alumineux que les tonalites naturelles, ce qui peut être attribué à la teneur élevée en anorthosite (An90) du plagioclase présent dans l'amphibolite utilisée. À plus forte pression (16 à 32 kbars), les résultats sont très cohérents : 30 % de liquides tonalitiques ou trondhjémiques sont produits entre 1025 et 1100 °C, en équilibre avec une restite composée essentiellement de grenat et de clinopyroxène (en proportions égales). Du plagioclase, de l'amphibole, du quartz, du rutile et de la magnétite sont occasionnellement présents dans quelques essais expérimentaux (*runs*).

En résumé, les liquides produits au cours de ces expériences sont relativement pauvres en Al_2O_3 (12-14 %) quand la température est légèrement supérieure à celle du solidus à 8-16 kbars (taux de fusion de l'ordre de 5 à 10 %, 73-77 % de SiO_2) et deviennent plus alumineux (15 à 19 % d' Al_2O_3) pour des taux de fusion plus forts (de l'ordre de 10-40 %, 60-72% de SiO_2) ou pour des pressions plus importantes (16 à 32 kbars). Ainsi, la teneur en alumine des liquides semble être liée à la fois au taux de fusion partielle et à la pression. Les liquides expérimentaux contiennent en moyenne

5,2 % de Na₂O et présentent des rapports Na₂O/K₂O compris entre 2,4 et 12. Les assemblages résiduels sont :

- amphibole + plagioclase ± orthopyroxène ± oxydes ferrotitanés à 8 kbars ;
- grenat + clinopyroxène ± amphibole ± plagioclase ± orthopyroxène ± oxydes ferrotitanés à 16 kbars ;
- grenat + clinopyroxène ± rutile à 22 et 32 kbars.

Ces résultats expérimentaux à haute pression sont parfaitement en accord avec les études géochimiques antérieures (Arth et Hanson, 1975 ; Glikson, 1976 ; Jahn *et al.*, 1981 ; Jahn et Zhang 1984 ; Condie et Hunter, 1976 ; Martin *et al.*, 1983 ; Martin, 1986, 1987 ; Drummond et Defant, 1990). Enfin, on notera que bien qu'absentes au cours des expériences, les phases accessoires comme l'apatite, le zircon, la monazite ou l'allanite doivent être prises en compte dans les modélisations géochimiques, comme le soulignent Rapp *et al.* (1991).

4.2 Modèles basés sur le comportement des terres rares : un résumé

Les terres rares sont certainement le groupe d'éléments dont le comportement géochimique et les coefficients de partage sont les mieux connus. Avec les compositions isotopiques, elles sont un des outils les plus puissants dans les études pétrogénétiques. La figure 2a présente les spectres de terres rares des granitoïdes archéens et post-archéens compilés par Martin (1986) dans le diagramme $(La/Yb)_N = f(Yb_N)$ introduit par Jahn *et al.* (1981). L'avantage principal de ce diagramme est que chaque point représente un spectre de terres rares linéaire ou légèrement curvilinéaire (souvent le cas pour les TTG) et que plusieurs centaines de spectres de terres rares peuvent être figurés dans ce diagramme qui permet d'avoir une vision d'ensemble de l'échantillonnage. Les granitoïdes archéens et post-archéens y occupent des positions distinctes (figure 2a), avec un très faible recouvrement des deux nuages. Une telle différence est probablement réalisée par une évolution temporelle du ou des mécanismes de production des magmas, en particulier pendant la transition Archéen - Protérozoïque (Martin, 1986 ; Defant et Drummond 1990 ; Drummond et Defant, 1990). De toute évidence, cette observation est très importante pour la compréhension de l'évolution de la croûte continentale.

La figure 2b montre une série de courbes représentant des compositions de liquides, en termes de distribution de terres rares. Différentes sources potentielles sont considérées, en utilisant les assemblages restitiques les plus raisonnables et les plus conformes avec les résultats expérimentaux résumés plus haut. De plus, si l'on tient compte des teneurs en certains éléments compatibles comme Ni et Cr, il est clair que beaucoup de TTG archéennes dérivent de liquides moins siliceux (Martin, 1987). En conséquence, les coefficients de distribution des terres rares utilisés pour calculer ces courbes sont légèrement plus faibles que ceux utilisés par Hanson (1980) pour les dacites et rhyolites. Cependant, ces modifications n'apportent aucun changement notable dans le scénario pétrogénétique global.

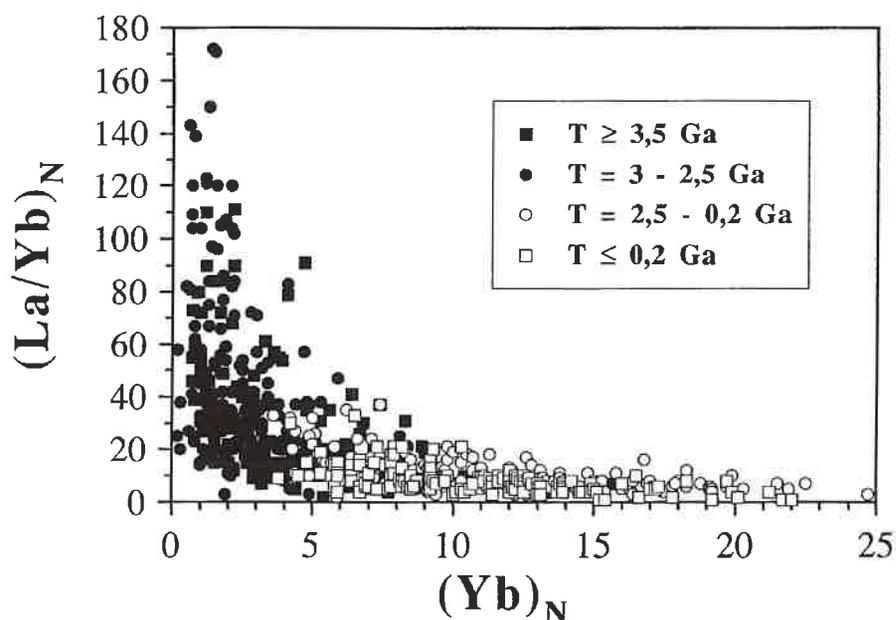


Figure 2a : Les abondances de terres rares des granitoïdes Archéens et post-Archéens représentées dans le diagramme de $(La/Yb)_N$ en fonction de $(Yb)_N$, dont chaque point représente un spectre de terres rares (d'après Martin, 1986, avec des nouvelles données publiées depuis 1987). Excepté un petit champ de recouvrement, les granitoïdes archéens sont distingués de ceux post-archéens par leurs spectres très fractionnés, ou leurs très forts rapports de $(La/Yb)_N$, leur appauvrissement des terres rares lourdes, ou leurs faibles valeurs de $(Yb)_N$.

En conclusion, les TTG archéennes dont les spectres de terres rares sont très fractionnés ont été probablement produites par fusion partielle d'une source basaltique (ou basalte komatiitique) composant la lithosphère océanique subductée, et produisant des résidus éclogitiques ou amphibolitiques à grenat. Les conditions de fusion seraient supérieures à 10-30 kbars (ou 30-100 km de profondeur) dans le champ de stabilité du grenat et/ou de l'amphibole.

Occasionnellement, des TTG très sodiques ($Na_2O \geq 6\%$) et possédant de très forts rapports $Na_2O/K_2O (\geq 15)$ sont observées. De telles caractéristiques chimiques ne peuvent être expliquées par la fusion partielle de protolithes basiques ordinaires, suivie par des mécanismes de cristallisation fractionnée. L'existence de quantités importantes d'eau à la surface du globe à l'Archéen précoce est démontrée par la présence de *Banded Iron Formations* ou de dépôts aquatiques (par exemple, formation d'Isua à l'Ouest du Groenland ; Allaart, 1976). L'altération de basaltes océaniques ou de komatiites par de l'eau de mer conduisant à la formation de spilites a pu être à cette époque un phénomène très important. Dans ces conditions, la fusion partielle de protolithes basiques spilitisés apparaît comme le processus le plus probable pour expliquer l'origine de telles tonalites ou trondhjémites. Alternativement, la formation d'un tel type de trondhjémite par des processus métasomatiques (échange d'alcalins ; albittisation) a été démontrée par Drummond *et al.* (1986).

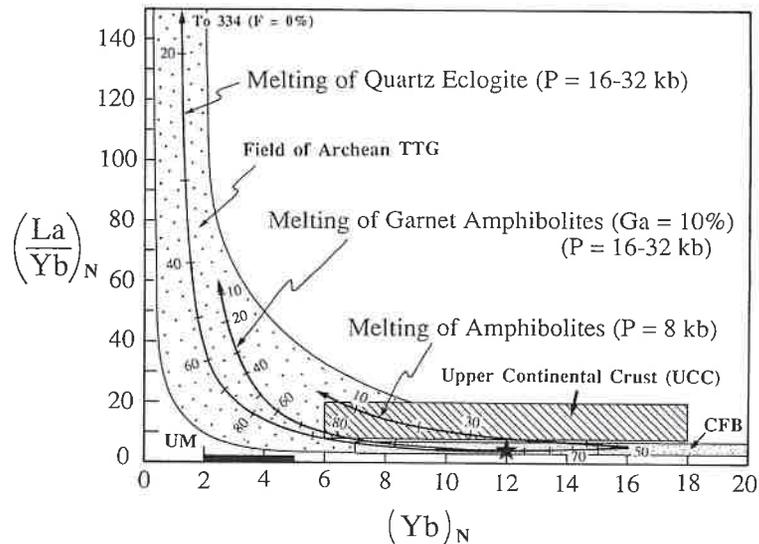


Figure 2b : Les trajectoires de fusion représentées ont été calculées pour diverses pressions à partir d'une source basaltique enrichi 12 fois en Yb par rapport aux chondrites. Les calculs sont fondés sur les relations de phases montrées en Fig. 1. Les coefficients de partage pour (La, Yb) sont: Plag (0.2, 0.04), Amph (0.5, 4.0), Cpx (0.2, 0.9), Opx (0.06, 0.5), Opq (0.02, 0.5), Ga (0.05, 25), Qtz (0, 0). Le rapport de $(La/Yb)_N = 4$ et le modèle de fusion «batch» sont utilisés. Les flèches représentent les valeurs limites théoriques à zéro degré de fusion ($F = 0$). La cristallisation fractionnée subséquente à la fusion partielle va fractionner encore les spectres de terres rares. À noter que la trajectoire de fusion d'amphibolite à 8 kbar comporte un point d'inflexion situé à $F = 50\%$ quand l'amphibole est entièrement consommée.

Enfin, il faut souligner que les TTG montrent souvent l'effet de cristallisation fractionnée. Ceci est bien démontré par les données de terrain ainsi que par les faibles teneurs des éléments compatibles, tels que Ni, Cr, et Co. En général, le degré de cristallisation fractionnée est faible, limité à $\approx 30\%$ (Martin, 1987, 1994).

4.3 Anomalies du Nb et du Ta

Dans le diagramme de Sun (1980) ou *spidergram*, les TTG archéennes comme toutes les roches sialiques crustales présentent des anomalies négatives en Nb et Ta (*e.g.*, Condie, 1989a ; figure 3). Les volcanites des arcs insulaires modernes ont aussi cette particularité. Les anomalies négatives en Nb et Ta sont fréquemment associées à des anomalies négatives en Ti, mais ceci n'est pas systématique (Smalley *et al.*, 1983 ; Briquieu *et al.*, 1984).

Les causes de ces anomalies ont été très discutées au cours de ces dernières années. Dans le cas des volcanites d'arc, il a été proposé que des phases titanées telles que le rutile, le sphène, l'ilménite, la perovskite ou une clinohumite titanifère pouvaient être présentes dans les sources des laves et contribuer à l'appauvrissement en Ti et en Nb et Ta dans les laves (par la rétention de ces éléments dans ces phases titanées résiduelles lors de la fusion partielle), les coefficients de partage étant très importants pour ces phases (Briquieu *et al.*, 1984 ; Tatsumi et Nakamura, 1986 ; Green et Pearson, 1986 ; Ryerson et Watson, 1987).

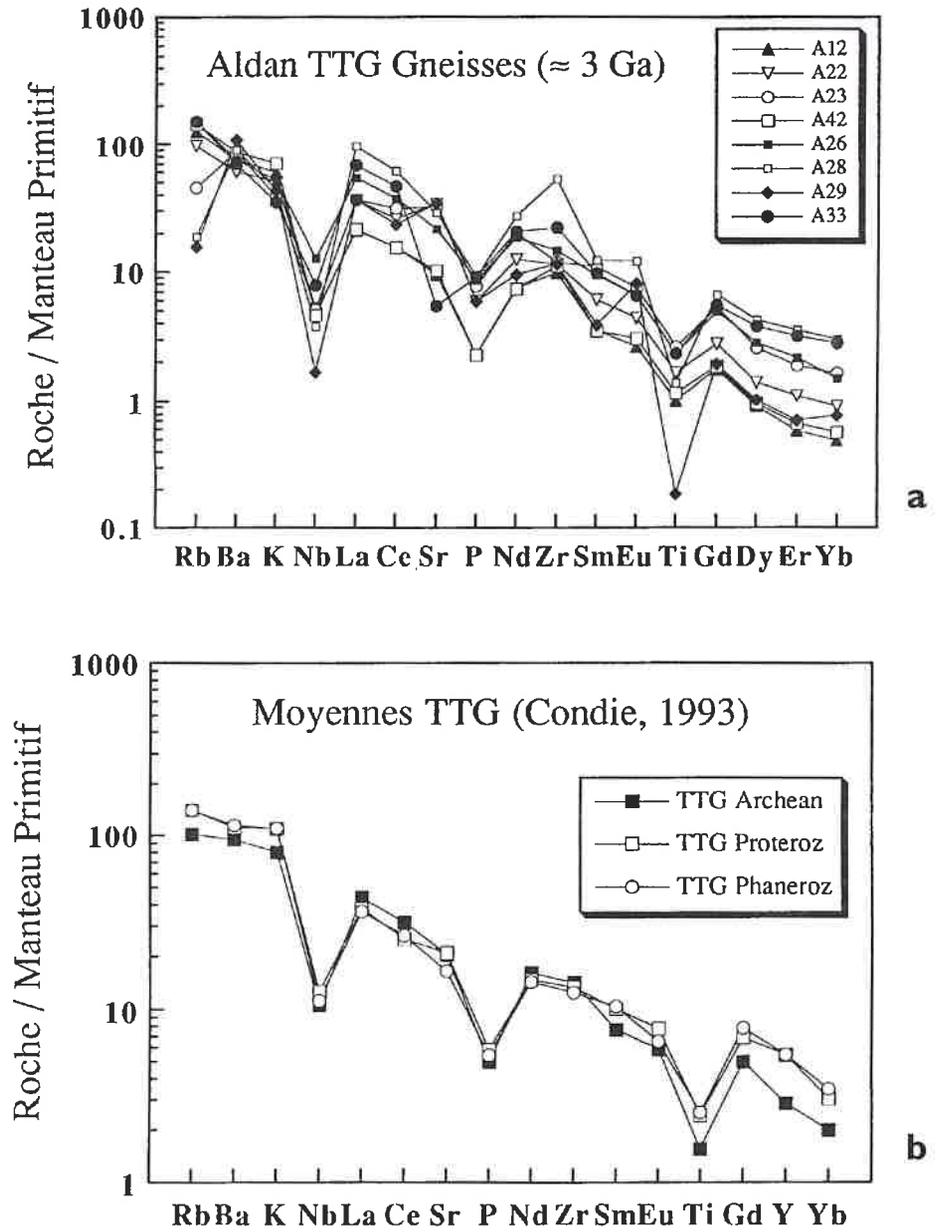


Figure 3 : Spidergrams des TTG archéennes montrant des anomalies négatives en Nb et/ou Ta, souvent accompagnées par des anomalies négatives en Ti. Les anomalies négatives en P sont probablement liées au fractionnement d'apatite. Compte-tenu de leur similitude, Nb et Ta sont confondus dans les diagrammes.
Données : (a) Aldan Shield (Jahn *et al.*, 1998),
(b) compilation de Condie (1993).

Cependant, cette interprétation s'est heurtée à plusieurs problèmes et a été très discutée pour les raisons suivantes :

- Les expériences de Green et Pearson (1986) et de Ryerson et Watson (1987) montrent que la solubilité du Ti est extrêmement dépendante de la composition des liquides silicatés. Ti est beaucoup plus soluble dans les liquides basiques qu'acides ; la saturation en rutile dans des liquides basaltiques, andésitiques, et dacitiques nécessite respectivement 7-9, 5-7 et 1-3 % de TiO_2 pour des pressions de l'ordre de 8-30 kbars et des températures comprises entre 1000 et 1300 °C. Parce que ces teneurs en Ti sont largement plus élevées que celles de ces diverses roches, les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti ne peuvent être attribuées à la présence de minéraux titanés (rutile et ilménite qui ont la même solubilité, ou sphène) dans les régions sources.
- La présence de pérovskite (CaTiO_3) dans les régions sources (Morris et Hart, 1983) a été considérée comme improbable par Ryerson et Watson (1987) pour deux raisons :
 - elle n'a jamais été observée au cours des expériences bien que l'activité de TiO_2 ait été fixée à la plus forte valeur possible (dans certains cas, cette phase a même été ajoutée directement),
 - dans les conditions de pétrogenèse des magmas d'arc ($P \leq 50$ kbars), l'activité de la silice est trop forte pour que la pérovskite soit stable (elle réagirait pour former du sphène).
- L'amphibole est considérée comme susceptible de fractionner Ti et Nb dans les magmas acides (Drummond et Defant, 1990). Cette hypothèse est fondée sur les forts K_d (Ti, 7 ; Nb, 4) recommandés par Pearce et Norry (1979), mais ces coefficients de partage sont en fait mal connus. Henderson (1982) donne une faible valeur de K_d pour Ta au voisinage de 0,3 ; Kramers utilise un K_d de l'ordre de 1,0 pour Nb et Ta entre amphibole et liquides andésitiques. En bref, les coefficients de partage de Ti, Nb et Ta pour l'amphibole sont encore mal connus. De plus, les expériences de fusion partielle montrent que l'amphibole disparaît quand la proportion de liquide atteint 20% du volume à faible pression (< 7 kbars, Beard et Lofgren, 1991), et est absente à forte pression (≥ 16 kbars, Rapp et al., 1991). En conséquence, le rôle de l'amphibole dans l'appauvrissement en Nb, Ta et Ti n'est pas très clair au vu des données actuelles.

L'absence de sphène dans les basaltes est en accord avec les résultats expérimentaux sur la solubilité du Ti. Quoi qu'il en soit, la présence de sphène dans les magmas intermédiaires ou felsiques suggère que ces liquides, au cours de leur histoire, ont atteint, voire dépassé, les concentrations de saturation, même si leurs teneurs actuelles en Ti sont bien inférieures à ces dernières. Par exemple, les TTG archéennes contiennent 0,3-0,5 % de TiO_2 (Martin, 1987 ; Condie, 1986, 1993), mais il est possible que ces teneurs aient été affectées par le fractionnement de phases titanées quand la concentration de saturation a été atteinte au cours de la différenciation. Ceci peut expliquer du même coup l'appauvrissement simultané en Ti, Nb et Ta. En d'autres termes, le fractionnement de titanates n'est pas possible dans les magmas basiques,

mais devient possible quand l'acidité des liquides croît. Ainsi les faibles concentrations en TiO_2 observées dans les roches acides et intermédiaires résultent probablement du fractionnement des minéraux titanés. Le fait que les phases opaques (ilménite, magnétite ou rutile) ont été systématiquement observées dans les phases résiduelles des expériences de laboratoires (figure 1) favorise le rôle des opaques dans le fractionnement de Ti-Nb-Ta.

Récemment, plusieurs hypothèses ont été proposées pour interpréter les anomalies en Nb-Ta dans les magmas d'arcs actuels. Bien que, comme mentionné ci-dessus, la solubilité élevée du Ti dans les liquides basiques et intermédiaires inhibe la précipitation des phases titanées, Foley et Wheller (1990) ont cependant suggéré que de plus bas niveaux de saturation en TiO_2 pouvaient être favorisés par plusieurs facteurs :

- par la présence d' H_2O en quantité qui abaisse les températures de fusion,
- par les conditions de fusion sous plus haute pression, et
- par la plus forte abondance d'alcalins, de terres rares, et de la fugacité d'oxygène $f\text{O}_2$ dans les liquides.

Ces auteurs ont considéré que ces facteurs peuvent surclasser l'effet « négatif » de la faible teneur en SiO_2 , et donc peuvent produire une saturation en titane des liquides alcalins produits par de faibles degrés de fusion partielle, à haute pression sous les arcs. De plus, ils ont proposé que si les sources mantelliques étaient métasomatisées, un liquide de fusion partielle a plus de chance d'être saturé en titane. Par ailleurs, les résultats expérimentaux de Meen *et al.* (1989) en présence de CO_2 ont montré que l'ilménite pouvait cristalliser à partir d'un liquide basique ($\text{SiO}_2 = 44-45\%$) contenant 1 à 1.5% de TiO_2 , à 14 kbars et à 1100-1200 °C. Ceci démontre l'effet puissant du CO_2 sur l'abaissement des niveaux de saturation du TiO_2 .

À côté de ce mécanisme impliquant la précipitation et le fractionnement de titanates, plusieurs modèles existent qui insistent sur le rôle du métasomatisme par des fluides (Tatsumi *et al.*, 1986; McCulloch et Gamble, 1991). Après comparaison des rapports Zr/Nb vs Nb et TiO_2/Zr vs Zr dans les IAB et les MORB, McCulloch et Gamble (1991) concluent que la source des IAB, qu'elle soit au niveau du coin de manteau (*mantle wedge*) ou de la plaque (*slab*), ne contient pas de titane résiduel (rutile). Ils considèrent que les péridotites du coin de manteau ont été métasomatisées à la fois par des fluides provenant de la plaque, et par des liquides riches en SiO_2 , de composition probable de TTG. Comme dans le modèle de métasomatisme par des fluides de Tatsumi *et al.* (1986), le coefficient de partage fluide/solide du Nb-Ta, beaucoup plus faible que celui des éléments LIL (K, Rb, Sr, Ba, etc.), doit conduire à un enrichissement en LILE, mais à un appauvrissement en Nb et Ta dans le fluide métasomatisant. Par conséquent, la fusion partielle du coin de manteau métasomatisé doit produire des magmas d'arc avec des anomalies négatives en Nb-Ta.

Enfin, une contamination crustale dans une source mantellique offre une explication alternative pour les anomalies en Nb et Ta. Beaucoup d'études isotopiques ont mis en avant un recyclage crustal par réinjection de composants crustaux dans le manteau. La découverte récente de roches métamorphiques de ultra-haute pression à coe-

site et diamant (Chopin, 1984 ; Wang *et al.*, 1989 ; Xu *et al.*, 1992) indique que la subduction de blocs continentaux à des profondeurs mantelliques (> 100 km) est possible, et peut s'accompagner de certaines interactions croûte-manteau. Il est donc nécessaire ici d'attirer l'attention sur les modifications possibles du coin de manteau par la contamination crustale : par des sédiments ou par tout autre fragment sialique. En raison du bilan de masse, les anomalies négatives en Nb-Ta dans les magmas d'arcs modernes peuvent aussi être expliquées par rapport à leurs sources contaminées. Par exemple, la contamination d'un manteau primitif ($La \approx Nb = 0,7$ ppm, $K = 250$ ppm ; pas d'anomalie en Nb) par 2 % de matériaux dérivant de la croûte supérieure ($La = 30$ ppm, $Nb = 5$ ppm, $K = 2,5\%$, forte anomalie négative en Nb) produira une nouvelle source ($La = 1,3$ ppm, $Nb = 0,8$ ppm, $K = 745$ ppm) avec une anomalie négative en Nb, mais sans modifier sensiblement ses teneurs en éléments majeurs.

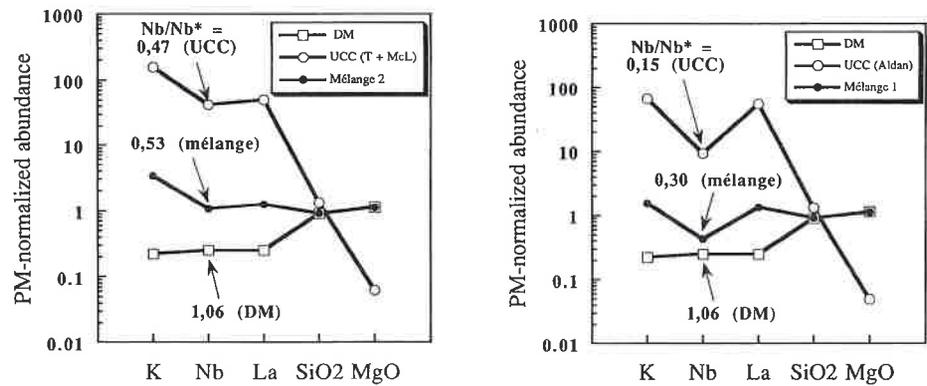


Figure 4 : Modèles de calculs montrant la création des anomalies négatives en Nb dans une source mantellique appauvrie (DM, périclase à spinelle ou à grenat) par contamination crustale sans changer significativement sa composition en éléments majeurs. Le contaminant (2%) est une croûte supérieure moyenne (UCC, Taylor and McLennan, 1985) ou (b) les roches TTG archéennes (les données des TTG d'Aldan sont utilisées dans ce cas).

Les valeurs suivantes sont employées pour les calculs :

	DM	UCC (T + McL)	UCC (Aldan)
K (ppm)	40	28.000	12.000
Nb (ppm)	0,15	25	5,5
La (ppm)	0,15	30	33
SiO2 (%)	45	66	66
MgO (%)	40	2,2	1,7

La figure 4 illustre ce point en utilisant deux groupes de valeurs pour le manteau appauvri et la croûte continentale de Taylor et McLennan (1985). La source contaminée montre clairement une anomalie en Nb. En conséquence, un magma d'arc dérivant de ce type de source par fusion partielle aura une anomalie négative en Nb sans pour autant que cela nécessite l'existence de phases titanées au résidu. Par contre, tout fractionnement de titanates au cours de la différenciation ne pourra qu'accroître

cette anomalie en Nb. En résumé, on peut admettre que la présence d'une anomalie négative en Nb indique un processus de contamination crustale. Cette interprétation n'est pas limitée aux magmas d'arcs modernes, mais est applicable à la genèse des roches crustales de tout âge. L'omniprésence de cette anomalie dans les TTG et granites archéens et souvent dans les formations basaltiques métamorphisées, suggère un rôle important du recyclage crustal dans la tectonique archéenne.

5. APPAUVRISSEMENT DU MANTEAU ARCHÉEN

La plupart des roches archéennes, quelles que soient leurs compositions, sont connues pour avoir des $\epsilon_{Nd}(T)$ positifs compris entre +1 et +4 sans corrélation avec leur âge (figure 5). Ceci suggère :

- qu'elles dérivent de réservoirs appauvris depuis l'Archéen précoce, et
- que les processus de recyclage crustal et de ré-enrichissement de réservoirs mantelliques appauvris étaient importants afin d'expliquer la répartition des points, systématiquement sous les courbes d'évolution isotopique du manteau appauvri de type N-MORB (ou DM dans la figure 5).

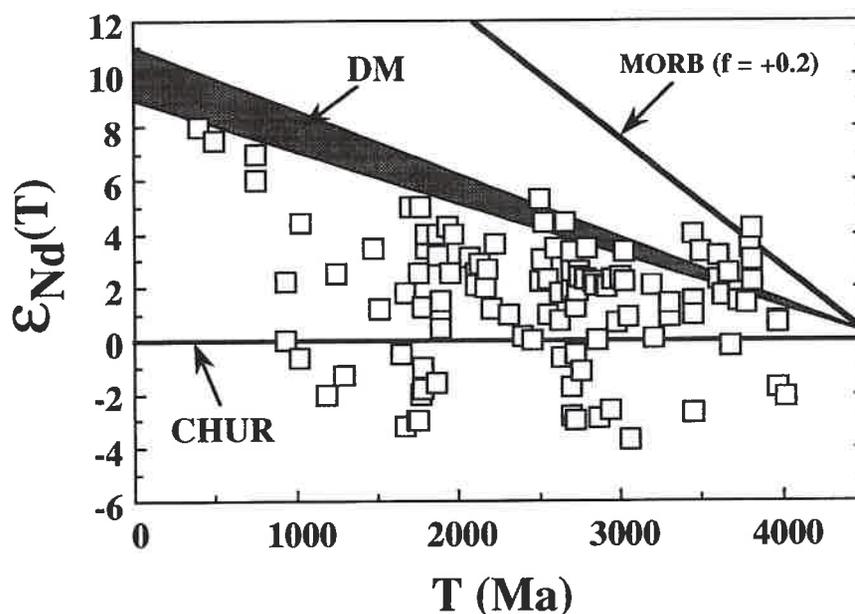


Figure 5 : Diagramme d'évolution isotopique pour les roches archéennes et protérozoïques. Sources des données : voir tableau 3 en Annexe. Les chemins de l'évolution isotopique du manteau appauvri (DM) et du manteau chondritique (CHUR) et le taux de croissance en ϵ_{Nd} dans la source du type MORB ($f = +0,2$) sont montrés pour référence. Le paramètre f est un indice de fractionnement du rapport Sm/Nd relatif aux chondrites, défini comme $(Sm/Nd)_{\text{échantillon}} / (Sm/Nd)_{\text{CHUR}} - 1$. L'ensemble des données indique que le recyclage de croûte sialique est significatif depuis l'Archéen précoce.

La même observation est aussi vraie pour les roches post-archéennes, excepté pour les granites d'origine crustale. Les mécanismes d'appauvrissement et la reconnaissance des réservoirs complémentaires enrichis sont, pour la plupart des auteurs, évidents : ils correspondent à l'extraction de la croûte continentale à partir du manteau.

Afin d'expliquer les valeurs d' $\epsilon\text{Nd}(T)$ positives mises en évidence dans les roches de l'Archéen précoce ($T \geq 3.5$ Ga), Chase et Patchett (1988) ont proposé un mécanisme d'appauvrissement par formation et stockage temporaire dans le manteau de croûte océanique « enrichie », de composition basaltique ou komatiitique. Ils considèrent que l'extraction de croûte continentale précoce n'explique pas cet appauvrissement. Leur modèle numérique de l'évolution isotopique du réservoir mantellique appauvri est fondé sur la différenciation simple (*one-way, one-pass*) du manteau primitif en un manteau résiduel appauvri et une croûte (océanique ou continentale). De toutes façons, la validité d'une telle supposition est très discutable puisqu'un recyclage sialique (ignoré dans ce modèle) existait probablement à l'Archéen précoce. De plus, comme argumenté par Arndt et Chauvel (1990), les incertitudes multiples sur la dimension des zones de fusion ainsi que sur les compositions des différents réservoirs sont très importantes, l'utilité de l'approche de Chase-Patchett reste donc très limitée. D'ailleurs, et suivant un modèle assez similaire à celui de Chase et Patchett, Galer et Goldstein (1991) ont suggéré que l'appauvrissement du manteau précoce pourrait être expliqué par la formation d'une croûte basaltique « enrichie », épaisse, et continue sur tout le globe.

La formation d'une croûte sialique avant 4 Ga a été vraisemblablement confirmée par la découverte de zircons très anciens (4,2-4,3 Ga) dans les métaquartzites ($\approx 3,1$ Ga) de Jack Hills et du Mont Narryer de l'Ouest de l'Australie (Froude *et al.*, 1983 ; Compston et Pidgeon, 1986) ainsi que par les restes de gneiss tonalitiques d'Acasta (Slave Province, Canada) datés aux environs de 4 Ga (Bowring *et al.*, 1989, 1990). La rareté de telles reliques n'implique pas nécessairement que la production de croûte à l'Archéen précoce ait été faible, si l'on tient compte de la possibilité d'un recyclage rapide de cette dernière par des processus tectoniques ou par « remélange » quasi-complet causé par des impacts météoritiques fréquents (Arndt et Chauvel, 1990). Dans les modèles de Chase et Patchett (1988) et Arndt et Chauvel (1990), les couches épaisses basaltiques les plus anciennes sont supposées légèrement enrichies et servent de protolithes aux « tout-premiers » granitoïdes archéens. Le reste du volume (= résidu après fusion partielle et éclogite dérivant des basaltes non fondus) est réintégré au manteau. Dans cette optique, le réservoir enrichi ultime, complémentaire du manteau appauvri, est encore une fois la croûte sialique. En conséquence, les calculs de bilan de masse à l'échelle globale qui tendent à démontrer l'insuffisance de l'extraction continentale comme cause principale de l'appauvrissement du manteau sont probablement trompeurs, parce que la fusion peut avoir lieu dans des petites zones et avoir été répétitive. Le manteau appauvri comme source des basaltes océaniques actuels ainsi que les $\epsilon\text{Nd}(T)$ positifs de la plupart des metabasaltes et TTG archéens indiquent que des sources mantelliques peuvent subir de multiples épisodes de fusion partielle et de ré-

enrichissements occasionnels en composants crustaux ou en fluides métasomatiques. Les komatiïtes appauvries en terres rares légères et les metabasaltes aux caractéristiques de N-MORB sont fréquemment trouvés dans les terrains archéens (voir Jahn, 1990a, Fig. 13.10 ; Collerson *et al.*, 1991). Ces sont des témoins directs de sources mantelliques appauvries.

6. IMPLICATIONS TECTONIQUES

L'Archéen est considéré comme principale période de croissance continentale, se traduisant par la mise en place de quantités massives de TTG dans la croûte (Armstrong, 1981 ; Moorbath et Taylor, 1981 ; Taylor et McLennan, 1985). Bien que des magmas de type TTG ne puissent être produits directement par fusion des péridotites mantelliques, leur genèse par fusion de protolithes basiques est généralement assimilée à une addition de masse crustale juvénile séparée du manteau supérieur.

Dans tous les cas, les contraintes pétrologiques et géochimiques impliquent nécessairement l'existence de protolithes basiques antérieurs aux TTG. De fait, la plus ancienne croûte terrestre devait être de composition basaltique ou komatiitique. Ceci n'implique pas que les roches basiques-komatiitiques des ceintures de roches vertes archéennes soient les sources des TTG qui leur sont spatialement associées, ni même qu'elles soient plus anciennes. Il est possible que ces ceintures, en grande partie volcaniques, aient été formées plus tard dans un environnement de rift continental ; les TTG étant en fait préexistantes et plus anciennes.

La grande quantité de TTG produite à l'Archéen est sans aucun doute à relier au régime thermique et aux processus tectoniques qui prévalaient durant cette période. Le manteau archéen devait avoir des températures plus élevées et produire plus de chaleur par désintégration radioactive que le manteau actuel (Richter, 1985). Ceci implique que le taux de refroidissement terrestre était relativement élevé, probablement :

- par dissipation de la chaleur grâce à des dorsales océaniques plus longues (Burke et Kidd, 1978 ; Hargraves, 1986),
- par des mouvements de plaques plus rapides (Bickle, 1978 ; Dewey et Windley, 1981 ; Windley, 1984), ou
- pour ces deux raisons à la fois.

Les conditions P-T enregistrées dans les granulites archéennes ne montrent pas de gradients thermiques exceptionnellement élevés (England and Bickle, 1984 ; Newton, 1990). Cela implique que la croûte continentale archéenne avait au moins la même épaisseur (30-50 km) que celle d'aujourd'hui (Condie, 1989a, 1989b). Si le recyclage de la croûte continentale, par un processus de soulèvement-érosion-subduction, a été rapide comme on peut le supposer à partir des arguments géochimiques et isotopiques, cela suggère aussi que l'épaississement a fonctionné de pair avec la dénudation crustale via *underplating* ou collision continentale et empilement de tranches crustales (Condie, 1989a).

À l'Archéen précoce, la présence d'une épaisse lithosphère continentale, atteignant au moins localement 150 km d'épaisseur, est confirmée par les données P-T dispo-

nibles sur les diamants formés à grande profondeur (Boyd *et al.*, 1985). Ceci veut dire que des **plaques** ou des lithosphères rigides existaient déjà à cette époque (Nisbet, 1987), permettant le fonctionnement d'une tectonique de type **tectonique des plaques**. L'existence de suites calco-alkalines dans les terrains archéens seraient, dans ces conditions, les témoins de processus de subduction.

Dans l'optique de la tectonique des plaques, la dissipation calorifique était plutôt réalisée au niveau des dorsales océaniques. Les calculs de Hargraves (1986) indiquent que la perte de chaleur océanique est proportionnelle à la racine cubique de la longueur de la dorsale. Si l'on suppose que le flux de chaleur à l'Archéen était trois fois plus élevé qu'à présent, la longueur des dorsales archéennes devait être 27 fois plus grande. Ceci suggère que la lithosphère archéenne était constituée de nombreuses petites plaques. Pour que les magmas de type TTG puissent provenir de la fusion d'une croûte basaltique ou komatiitique produite peu de temps avant, il est nécessaire que la plupart des plaques subductées aient été jeunes et par conséquent de petites dimensions. Elles avaient probablement une longévité moyenne de l'ordre de 50 Ma au plus, beaucoup plus faible que celle de la croûte océanique actuelle (de l'ordre de 200 Ma). De telles petites plaques océaniques, petites et nombreuses, auraient favorisé non seulement la dissipation de la chaleur, mais également la production de TTG grâce à la multiplicité des zones de subduction. Ces processus n'exigent pas de mouvements plus rapides de plaques, mais simplement beaucoup plus d'interactions entre les plaques. Les analyses des pôles paléomagnétiques archéens du Craton de Kaapvaal pour la période comprise entre 3,5 et 2,4 Ga indiquent que :

- les processus de la tectonique des plaques, similaires en style à ceux existant depuis le Protérozoïque supérieur, ont fonctionné au moins il y a 3,4 Ga, et
- le déplacement des plaques s'est fait à vitesse normale (environ 17 mm/an minimum), comparable à celle des temps géologiques plus récents (Kröner et Layer, 1992).

Dans une excellente synthèse sur les volcanites des arcs insulaires modernes, Defant et Drummond (1990) ont conclu que seule une croûte océanique subductée de moins de 25 Ma est suffisamment chaude pour initier une fusion génératrice des magmas TTG ou **adakitiques**. Pour les TTG archéennes, étant donné que les arguments géochimiques nécessitent la présence de grenat au résidu, les conditions de fusion devaient être $P \geq 12$ kbars et $T \approx 1000-1100$ °C (Rapp *et al.*, 1991). L'association de géothermes archéens élevés avec une croûte océanique jeune et chaude a dû faciliter la fusion de la croûte subductée avant sa déshydratation complète (Martin, 1986, 1994 ; figure 6). Par comparaison, les granitoïdes post-archéens ont été produits principalement par la fusion de coins de manteau induite par l'invasion de fluides provenant de la déshydratation des plaques subductées. Le style tectonique à l'Archéen devait donc correspondre à de petits océans ouverts et fermés de façon répétée, conduisant à la production de magmas TTG **syntectiques** (formés par fusion de mélanges en proportions variables de composants mantelliques et crustaux) et de magmas granitiques subordonnés dérivés de la fusion crustale. Ces magmas ont pu se

mettre en place diapiriquement et former des structures en dômes comme celles observées dans la plupart des ensembles de granites-roches vertes. Ce mécanisme d'ouverture et de fermeture répétée et rapide de petits océans, auquel se sont ajoutés des processus de collision et de collage de microcontinents, aurait permis la production de très grandes quantités de matériel granitique ainsi qu'en témoigne la large superficie actuellement occupée par les TTG dans les domaines archéens.

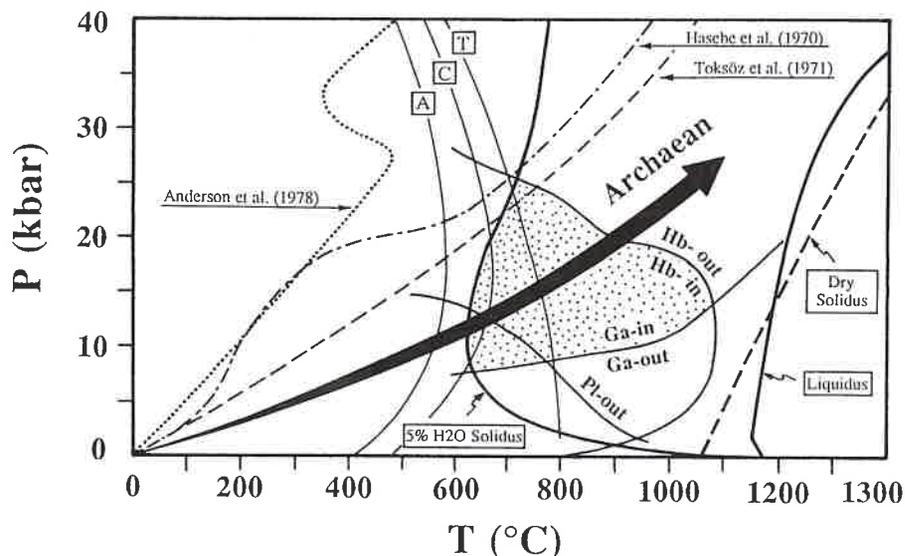


Figure 6 : Diagramme P-T qui comporte les diverses courbes de stabilité et des gradients géothermiques dans les zones de subduction (d'après Martin, 1986). Les courbes A, C, et T représentent les réactions de déshydratation.

A : anthophyllite = forstérite + talc + H_2O ;

C : chlorite = enstatite + forstérite + spinelle + H_2O ;

T : talc = enstatite + quartz + H_2O . Le gradient géothermique de l'Archéen se croise avec le solidus à 5% H_2O à une température plus basse qu'avec les courbes de déshydratation C et T. Le grenat est une phase stable pendant la fusion partielle à hautes pressions et représente probablement une phase résiduelle. Les auteurs des gradients géothermiques sont indiqués dans la figure.

Cette interprétation repose essentiellement sur l'assertion que la tectonique des plaques était fonctionnelle à l'Archéen. Kröner et collaborateurs (Kröner, 1991 ; Kröner et Layer, 1992) ont avancé une autre hypothèse suivant laquelle la croûte continentale à l'Archéen précoce ($\geq 3,5$ Ga) s'est formée suivant des modalités analogues à la croissance de l'Islande au-dessus d'une plume, avec *underplating* en grande quantité de magmas basaltiques et fusion partielle subséquente des protolithes basaltiques génératrice des magmas de type TTG. D'une façon semblable à celle proposée par Arndt et Goldstein (1989), cette hypothèse envisage une délamination de l'assemblage résiduel à grenat et sa réincorporation dans le manteau convectif. Les modélisations isotopiques et géochimiques ne permettent pas de trancher entre cette hypothèse (ascension-*underplating*-fusion-délamination) et celle proposée ici par l'auteur (subduction de petites plaques).

Remerciements

L'auteur remercie B. Auvray, J. A. Barrat, J. Bernard-Griffiths, R. Capdevila, et H. Martin pour leurs commentaires judicieux et critiques constructives à la première et la deuxième version de ce texte.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLAART J.H. (1976). The pre-3760 my old supracrustal rocks of the Isua area, central West Greenland, and the associated occurrence of quartz-banded ironstone. *In* : The Early History of the Earth, B.F. Windley éd., Wiley, London, 177-189.
- ARMSTRONG R.L. (1981). Radiogenic isotopes : the case for crustal recycling on a near-steady-state no-continental growth Earth. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A301, 443-472.
- ARNDT N.T. et S.L. GOLDSTEIN (1989). An open boundary between lower continental crust and mantle : its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161, 201-212.
- ARNDT N. et C. CHAUVEL (1990). Crust of the Hadean Earth. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 39, 145-151.
- ARTH J.G. et G.N. HANSON (1975). Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of Northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.
- ARTH J.G., F. BARKER, Z.E. PETERMAN et I. FRIEDMAN (1978). Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and its implications for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *J. Petrol.*, 19, 289-316.
- ASHLEY P.M., B.J. FRANKLIN et A.S. RAY (1983). Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia. *Geol. Magazine*, 120, 1-20.
- BALAKRISHNAN S. et V. RAJAMANI (1987). Geochemistry and petrogenesis of granitoids around the Kolar schist belt, South India : constraints for the evolution of the crust in the Kolar area. *J. Geol.*, 95, 219-240.
- BARKER F. (1979). Trondhjemites : definition, environment, and hypotheses of origin. *In* : Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, F. Barker (Ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- BARKER F. et J.G. ARTH (1976). Generation of trondhjemite-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.

- BARKER F., J.G. ARTH, Z.E. PETERMAN et I. FRIEDMAN (1976) The 1.7- to 1.8-b.y.-old trondhjemites of Southwestern Colorado and Northern New Mexico : geochemistry and depths of genesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 189-198.
- BARKER F., J.G. ARTH et T. HUDSON (1981). Tonalites in crustal evolution. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A301**, 293-303.
- BEARD J.S. et G.E. LOFGREN (1991). Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *J. Petrol.*, **32**, 365-401.
- BICKLE M.J. (1978). Heat loss from the earth : a constraint on Archean tectonics from the relation between geothermal gradients and the rate of plate production, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 301-315.
- BOWRING S.A., I.S. WILLIAMS et W. COMPSTON (1989). 3.96 Ga gneisses from the Slave Province, N.W.T. Canada. *Geology*, **17**, 971-975.
- BOWRING S.A., T.B. HOUSH et C.E. ISACHSEN (1990). The Acasta gneisses : remanant of Earth's early crust. *In* : Origin of the Earth, H.E. Newsom et J.H. Jones Eds., Oxford Univ. Press, N.Y., LPI, Houston, 319-343.
- BOYD F.R., J.J. GURNEY et S.H. RICHARDSON (1985). Evidence for a 150-200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature*, **315**, 387-389.
- BRIQUEU L.H., H. BOUGAULT et J.L. JORON (1984). Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, 297-308.
- BURKE K. et W.S.F. KIDD (1978). Were Archean continental geothermal gradients much steeper than those of today ? *Nature*, **272**, 240-241.
- CHASE C.G. et P.J. PATCHETT (1988). Stored mafic/ultramafic crust and Early Archean mantle depletion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 66-72.
- CHOPIN C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps : a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**, 107-118.
- COLEMAN R.G. et Z.E. PETERMAN (1975). Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.* **80**, 1099-1108.
- COLEMAN R.G. et M.M. DONATO (1979). Oceanic plagiogranite revisited. *In* : Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, F. Barker éd., Elsevier, Amsterdam, 149-168.

COLLERSON K.D., L.M. CAMPBELL, B.L. WEAVER et Z.A. PALACZ (1991). Evidence for extreme mantle fractionation in Early Archaean ultramafic rocks from Northern Labrador. *Nature*, 349, 209-214.

COMPSTON W. et R.T. PIDGEON (1986). Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, 321, 766-769.

COMPTON P. (1978). Rare earth evidence for the origin of the Nuk gneisses, Buksefjorden region, Southern West Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 283-293.

CONDIE K.C. (1986). Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Res.*, 32, 261-278.

CONDIE K.C. (1989a). Origin of the earth's crust. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and Planet. Change Section)*, 75, 57-81.

CONDIE K.C. (1989b). Plate Tectonics and Crustal Evolution. Pergamon, Oxford, 3^e édition, 476 p.

CONDIE K.C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust : contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geol.*, 104, 1-37.

CONDIE K.C. et D.R. HUNTER (1976) Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 389-400.

DEFANT M.J. et M.S. DRUMMOND (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.

DEWEY J.F. et B.F. WINDLEY (1981). Growth and differentiation of continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A301, 189-206.

DIXON S. et M.J. RUTHERFORD (1979). Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites : an experimental study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 45-60.

DRUMMOND M.S. et M.J. DEFANT (1990). A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Research*, 95, 21503-21521.

DRUMMOND M.S., P.C. RAGLAND et D. WESOLOWSKI (1986). An example of trondhjemite genesis by means of alkali metasomatism : Rockford Granite, Alabama Appalachians. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 98-113.

- ENGLAND P.C. et M.J. BICKLE (1984). Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.*, **92**, 353-367.
- FOLEY S.F. et G.E. WHELLER (1990). Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks : the role of residual titanates. *Chemical Geol.*, **85**, 1-18.
- FROUDE D.O., T.R. IRELAND, P.D. KINNY, R.S. WILLIAMS, W. COMPTON, A.R. WILLIAMS et J.S. MEYERS (1983). Ion microprobe identification of 4100-4200-myr-old terrestrial zircons. *Nature*, **304**, 616-618.
- GALER S.J.G. et S.L. GOLDSTEIN (1991). Early mantle differentiation and its thermal consequences. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 227-239.
- GERLACH D.C., W.P. LEEMAN et H.G.A. LALLEMANT (1981). Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 82-92.
- GLIKSON A.Y. (1976). Trace element geochemistry and origin of Early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1261-1280.
- GLIKSON A.Y. (1979). Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth-Science Reviews*, **15**, 1-73.
- GREEN D.H. (1973). Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 37-53.
- GREEN D.H. (1976). Experimental testing of equilibrium partial melting of peridotite under water-saturated, high pressure conditions. *Can. Mineral.*, **14**, 255-268.
- GREEN T.H. et N.J. PEARSON (1986). Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P,T. *Chemical Geol.*, **54**, 185-201.
- HANSON G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**, 371-406.
- HARGRAVES R.B. (1986). Faster spreading or greater ridge length in the Archaean? *Geology*, **14**, 750-752.
- HELZ R.T. (1976). Phase relations of basalts in their melting ranges at $\text{PH}_2\text{O} = 5$ kb. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.*, **17**, 139-193.

- HENDERSON P. (1982). *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, 353 p.
- HOLLOWAY J.R. et C.W. BURNHAM (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1-29.
- HUANG W.L. et P.J. WYLLIE (1986). Phase relationships of gabbro-tonalite-granite-water at 15 kbar with applications to differentiation and anatexis. *Amer. Mineral.*, 71, 301-316.
- HUNTER, D.R., F. BARKER et H.T. MILLARD (1984). Geochemical investigations of Archaean bimodal and Dwalile metamorphic suites, Ancient Gneiss Complex, Swaziland, *Precambrian res.*, 24, 131-155.
- JAHN B.M. (1990a). Origin of granulites : geochemical constraints from Archean granulite facies rocks of the Sino-Korean Craton, China. *In* : *Granulites and Crustal Evolution*, D. Vielzeuf et Ph. Vidal éds., Kluwer, Dordrecht, 471-492.
- JAHN B.M. (1990b). Early Precambrian basic rocks of China. *In* : *Early Precambrian Basic Magmatism*, R.P. Hall et D.J. Hughes éds., Blackie, Glasgow, 294-316.
- JAHN B.M. et Z.Q. ZHANG (1984). Archean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China : rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 224-243.
- JAHN B.M., A.Y. GLIKSON, J.J. PEUCAT et A.H. HICKMAN (1981). REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia : implications for the early crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1633-1652.
- JAHN B.M., B. AUVRAY, Q.H. SHEN, D.Y. LIU, Z.Q. ZHANG, Y.J. DONG, X.J. YE, Q.Z. ZHANG, J. CORNICHE ET J. MACÉ (1988). Archean crustal evolution in China : The Taishan Complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Res.*, 38, 381-403.
- JAHN, B.M., G. GRUAU, R. CAPDEVILA., J. CORNICHE ET A. NEMCHIN, R. PIDGEON et V.A. RUDNIK (1998). Archaean crustal evolution of the Aldan Sield, Siberia : Geochemical and isotopic constraints. *Precambrian Res.* 91, 333-363.
- JAQUES A.L. et D.H. GREEN (1980). Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- JAYANANDA M., H. MARTIN, J.J. PEUCAT et B. MAHABALESHWAR (1995). Late Archean crust-mantle interactions : geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 314-329.

- JOHNSTON A.D. et P.J. WYLLIE (1988). Constraints on the origin of Archean trondjemites based on phase relationships of Nûk Gneiss with H₂O at 15 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 35-46.
- KRAMERS J.D. (1988). An open-system fractional crystallisation model for very early continental crust formation. *Precambrian Research*, **38**, 281-295.
- KRÖNER A. (1991). Tectonic evolution in the Archaean and Proterozoic. *Tectonophysics*, **187**, 393-410.
- KRÖNER A. et P.W. LAYER (1992). Crust formation and plate motion in the Early Archaean. *Science*, **256**, 1405-1411.
- MARTIN H. (1986). Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**, 753-756.
- MARTIN H. (1987). Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland : major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**, 921-953.
- MARTIN H. (1994). The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. *In* : Archean crustal evolution, K.C. Condie Ed., Elsevier, Amsterdam, 205-259.
- MARTIN H., C. CHAUVEL et B.M. JAHN (1983). Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from Eastern Finland : *Precambrian Res.*, **21**, 159-180.
- MARTIN H., B. AUVRAY, S. BLAIS, R. CAPDEVILA, J. HAMEURT, B.M. JAHN, D. PIQUET, G. QUERRÉ et P. VIDAL (1984). Origin and geodynamic evolution of the Archean crust of Eastern Finland. *Geol. Soc. Finland Bull.*, **56**, 135-160.
- McCULLOCH M.T. et J.A. GAMBLE (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**, 358-374.
- MEEN, J.K., D;H; EGGLER et J.C. AYERS (1989). Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO₂-rich fluids at mantle conditions. *Nature*, **340**, 301-303.
- MOORBATH S. (1977). Ages, isotopes and the evolution of Precambrian crust. *Chemical Geol.*, **20**, 151-187.
- MOORBATH S. et P.N. TAYLOR (1981). Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. *In* : Precambrian Plate Tectonics, A. Kröner Ed., Elsevier, Amsterdam, 491-525.

MORRIS J.D. et S.R. HART (1983). Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 2015-2030.

MUELLER P.A., J.L. WOODEN, K. SCHULZ et D.R. BOWES (1983). Incompatible element rich andesitic amphibolites from the Archean of Montana and Wyoming : evidence for mantle metasomatism. *Geology*, 11, 203-206.

MYSEN B.O. (1982). The role of mantle anatexis. *In* : Andesites, R.S. Thorpe Ed., Wiley, New York, 489-522.

MYSEN B.O. et A.L. BOETTCHER (1975). Melting of hydrous mantle : II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *J. Petrol.*, 16, 549-593.

MYSEN B.O., I. KUSHIRO, I.A. NICHOLLS et A.E. RINGWOOD (1974). A possible mantle origin for andesitic magmas : discussion of a paper by Nicolls and Ringwood. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 221-229.

NEDELEC A., E.N. NSIFA et H. MARTIN (1990). Major and trace element geochemistry of the Archean Ntem plutonic complex (South Cameroon) : petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Res.*, 47, 35-50.

NEWTON R.C. (1990). The Late Archean high-grade terrain of South India and the deep structure of the Dharwar Craton. *In* : Exposed Cross-Sections of the Continental Crust, M.H. Salisbury et D.M. Fountain éd., Kluwer, Dordrecht, 305-326.

NISBET E.G. (1987). The Young Earth : an introduction to Archean geology. Allen & Unwin, Boston, 402 p.

OLAFSSON M. et D.H. EGGLER (1983). Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite : petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 305-315.

PEARCE J.A. et M.J. NORRY (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.

PEDERSEN R.B. et J. MALPAS (1984). The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 36-52.

RAPP R.P., E.B. WATSON et C.F. MILLER (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51, 1-25.

- RICHTER F.M. (1985). Models for the Archean thermal regime, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 350-360.
- RUSHMER T. (1991). Partial melting of two amphibolites : contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 41-59.
- RUTTER M.J. et P.J. WYLLIE (1988). Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, **331**, 159-160.
- RYERSON F.J. et E.B. WATSON (1987). Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 225-239.
- SHIREY S.B. et G.N. HANSON (1984). Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**, 222-224.
- SHIREY S.B. et G.N. HANSON (1986). Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts : evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2631-2651.
- SMALLY P.C., D. FIELD, R.C. LAMB et P.W.L. CLOUGH (1983). Rare earth, Th-Hf-Ta and large ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **63**, 446-458.
- STERN R.A. et G.N. HANSON (1991). Archean High-Mg granodiorite : a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *J. Petrol.*, **32**, 201-238.
- STERN R.A., G.N. HANSON et S.B. SHIREY (1989). Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in Southwestern Superior Province. *Can. J. Earth. Sci.*, **26**, 1688-1712.
- SUN S.S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A297**, 409-445.
- TAKAHASHI E. et I. KUSHIRO (1983). Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Amer. Mineral.*, **68**, 850-879.
- TATSUMI Y. (1981). Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 357-365.
- TATSUMI Y. (1982). Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 305-317.

TATSUMI Y. et K. ISHIZAKA (1982). Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 293-304.

TATSUMI Y. , D.L. HAMILTON et R.W. NESBITT (1986). Chemical characteristics of fluid phase from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Res.*, **29**, 293-309.

TATSUMI Y. et NAKAMURA (1986). Composition of aqueous fluid from serpentinite in the subducted slab. *Geochim. J.*, **20**, 191-196.

TAYLOR S.R. et S.M. McLENNAN (1985). The continental crust : its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 p.

VAN DER LAAN S.R. et P.J. WYLLIE (1992). Constraints on Archean trondhjemitic genesis from hydrous crystallisation experiments on Nûk Gneiss at 10-17 kbar. *J. Geol.*, **100**, 57-68.

WANG X., J.G. LIOU et H.K. MAO (1989). Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in Central China. *Geology*, **17**, 1085-1088.

WEAVER B.L. et J. TARNEY (1980). Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland : implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**, 279-296.

WEAVER B.L. et J. TARNEY (1981). Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 171-180.

WILSON M. (1989). Igneous Petrogenesis : a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 p.

WINDLEY B.F. (1984) *The Evolving Continents*, Wiley, London, 2^e édition, 399 p.

WOLF M.B. et P.J. WYLLIE (1994). Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar : the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* **115**, 369-383.

WYLLIE P.J. (1984). Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A310**, 439-456.

XU S.T., A.I. OKAY, S.Y. JI, A.M.C. SENGÖR, W. SU, Y.C. LIU et L.L. JIANG (1992). Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science*, **256**, 80-82.

ANNEXE

Unité géologique	T (Ma)	± 2s	$\epsilon_{Nd}(T)$	± 2s	Références
Afrique:					
Onverwacht volcanics: kom + fels.	3450		1,0		Gruau et al. (90), CMP 104: 27-34
Onverwacht volcanics: thol.	3450		1,5		Gruau et al. (90), CMP 104: 27-34
Pongola mafic-felsic volc.	2934	114	-2,6	0,9	Hegner et al. (84), EPSL 70: 267-279
Usushwana pyroxenites	2870	30	-2,9	0,2	Hegner et al. (84), EPSL 70: 267-279
Ventersdorp volcanics	2700		-1,7	1,7	Nelson et al. (92), Precam Res. 54: 231-256
Zimbabwe greenstones	2640	140	-0,6	3,5	Hamilton et al. (77), EPSL 36: 263-268
Birimian volcanics, Ghana	2166	66	2,0		Taylor et al. (92), Precam Res. 56: 97-111
Birimian granitoids, Ghana	2175	145	2,7		Taylor et al. (92), Precam Res. 56: 97-111
Birimian volcanics: Mauritania	2229	42	3,6	1,0	Abouchami et al. (90), JGR 95: 17605-17629
Birimian volcanics: Bukina Faso	2126	24	2,9	0,7	Abouchami et al. (90), JGR 95: 17605-17629
Birimian volcanics: E. Senegal	2063	41	3,1	1,0	Abouchami et al. (90), JGR 95: 17605-17629
Birimian granitoids, W. Africa	2200	20	1,2		Boher et al. (92), JGR 97: 345-369
Birimian granitoids, W. Africa	1945	52	2,5		Boher et al. (92), JGR 97: 345-369
Bushmanland Gr. amphibolites	1649	90	-0,5	0,9	Reid et al. (87) Precam Res. 36: 99-126
Namibia Ophiolites(?)	750		6,0	0,5	Hawkesworth et al. (81), Nature 289: 278-282
Australie:					
Narryer gneiss complex -1, WA	3730		1,8		Bennett et al. (93), EPSL 119: 299-317
Narryer gneiss complex -2, WA	3600		2,3		Bennett et al. (93), EPSL 119: 299-317
Talga Talga Subgr. komatiites	3450		4,0		Gruau et al. (87), EPSL 85: 105-116
Talga Talga thol. + felsic volc.	3450		1,0		Gruau et al. (87), EPSL 85: 105-116
North Shaw suite, Shaw Bathol.	3450		1,0		Bickle et al. (93), Precam Res. 60: 117-149
Chocolate Hill suite, Shaw B.	3450		-2,7		Bickle et al. (93), Precam Res. 60: 117-149
Manfred Complex, Mt. Narryer	3680	70	-0,2	0,7	Fletcher et al. (88), Precam Res. 38: 343-354
Western Gn Terr. Yilgarn	3200	190	0,1	2,5	McCulloch et al. (83), JGS Australia 30: 155-160
Diemals-Marda greenstones	3050	100	0,9	0,7	Fletcher et al. (88), Precam Res. 38: 343-354
Warriedar belt	2980	120	0,7	1,2	Fletcher et al. (88), Precam Res. 38: 343-354
Kanowa greenstones	2780	70	2,3	0,5	Fletcher et al. (84), Precam Res. 26: 333-361
Ora Banda Sill, Yilgarn	2763	32	-1,1	0,3	Chauvel et al. (85), EPSL 74: 315-324
Kambalda	2730	30		de -2 à +4	Chauvel et al. (85), EPSL 74: 315-324
Fortescue flood basalts	2725	35	-3,0	1,5	Nelson et al. (92), Precam Res. 54: 231-256
Mt. Isa Inlier, Sybella batholith	1670		1,8		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Mt. Isa Inlier, Naraku batholith	1750		2,5		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Mt. Isa Inlier, Williams batholith	1480		3,5		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Mt. Isa Inlier, Wonga batholith	1740		-3,0		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Mt. Isa Inlier, Argylia Fm	1783	5	-1,8		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Mt. Isa Inlier, Kalkadoon granodi	1862	25	-1,6		Wyborn et al. (88), Precam Res. 40/41: 509-541
Arunta Inlier, Hackitta gabbrros	1780		-1,0		Foden et al. (94), Precam Res. 71: 207-227
Arunta Inlier, Hackitta mangerites	1760		-3,0		Foden et al. (94), Precam Res. 71: 207-227
Arunta Inlier, amphibolites Gr. 1	1770		5,0		Zhao (94), Precam Res. 65: 71-94
Arunta Inlier, amphibolites Gr. 2	1770		-2,0		Zhao (94), Precam Res. 65: 71-94
Fraser Complex (Gabbrros), W. A.	1291	21	-1,3	0,2	Fletcher et al. (91), Chem Geol. 87: 197-216
Canada:					
Acasta Gn. - Slave Prov. tonalite	3962	3	-1,7		Bowring et al. (90), in: Newsom+Jones (eds.)
Acasta Gn. - Slave Prov. tonalite	3962		0,8		Origin of the earth, Oxford, N.Y., 319-343
Acasta Gn. - Slave Prov. amphib.	3962		0,7		Bowring et al. (90)
Saglek-Hebron ultramafic inclus.	3815	121	3,0	0,6	Collerson et al. (91), Nature 349: 209-214
Saglek-Hebron metakomatiites	4017	194	-2,1	2,3	Collerson et al. (91), Nature 349: 209-214
Uivak-Nulliak gn, Labrador	3665	104	2,5	1,0	Collerson et al. (85), Greenland workshop, 37-43
Saglek Bay amphibolites	3600	100	3,2	0,8	Stecher et al. (86), Terra Cognita 6: 236
Weeks amphibolites	3020	40	2,2	0,6	Stecher et al. (86), Terra Cognita 6: 236
Abitibi kom. + thol.	2622	120	1,8	0,5	Zindler (82), in: Komatiites, 399-420
Abitibi kom (Newton T.)	2697	1	3,0	1,5	Cattell et al. (84), EPSL 70: 280-290
Abitibi (Alexo komatiites)	2752	87	2,4	0,5	Dupré et al. (84), GCA 48: 1965-1972
Abitibi greenstones	2702	88	2,6	0,8	Machado et al. (86), GCA 50: 2335-2348
Munro and Alexo komatiites	2700		2,5	0,5	Walker et al. (88), EPSL 87: 1-12
Abitibi Kamiskotia Gabbro Cplx.	2700		2,5	0,8	Barrie et Shrirey (91), Can. JES 28: 58-76
Rainy Lake metaigneous rocks	2737	42	1,9	1,0	Shrirey et Hanson (86), GCA 50: 2631-2651
Roaring River Complex, Superior	2623	19	0,8	0,3	Stern et Hanson (91), J. Petrol. 32: 201-238
Timiskaming alkaline volc.	2702	105	1,9	1,6	Basu et al. (84) EPSL 70: 40-46
Mutcahy Lake Gabbro(Wabigoon)	2744	55	2,6	1,2	Morrison et al. (85), EPSL 73: 306-316
Leaf River plutonic suite	2725	5	1,3		Stern et al. (94), Precam Res 65: 115-153
Leaf River plutonic suite	2725	5	-0,5		Stern et al. (94), Precam Res 65: 115-153
Flin Flon - Bear Lake volcanics	1940	69	4,3	0,1	Stern et al. (94), CMP 119: 117-141
Flin Flon volcanics, Churchill	1875	38	4,0	0,2	Chauvel et al. (87), Can. JES 24: 396-406
Cape Smith komatiites	1871	75	3,2		Zindler (82), in: Komatiites, 399-420
Cape Smith, Purtunig Ophiolites	1970	40	4,0	2,0	Hegner et Bevier (92), Chem Geol. 91: 357-371
Bridges layered intrusion	1667	75	-3,2	0,4	Ashwal et al. (92), Precam Res. 56: 73-87
Bay of Islands	500		7,5	1,0	Jacobsen et Wasserburg (79), JGR 84: 7429-7445

Tableau 3 : Source des données utilisées pour construire le diagramme $\epsilon_{Nd}(T)$ en fonction du temps géologique T.

Unité géologique	T (Ma)	± 2s	εNd(T)	± 2s	Références
Chine:					
Caozhuang amphibolites	3500	80	3,3	0,4	Jahn (90), in: Vietzeuf et Vidal (eds.), Granulites and crustal evolution, Kluwer, 471-492
Qianxi granulites, Hebei	2530	108	4,4	1,0	Jahn (90)
Qianan granulites, Hebei	2790	65	3,5	0,8	Jahn (90)
Taishan Complex: amph + TTG gn.	2700	35	3,3	0,3	Jahn et al. (88), Precam Res. 38: 381-403
Taishan: diorite group	2600		3,5	3-4,7	Jahn et al. (88), Precam Res. 38: 381-403
Taishan: anatectic granites	2400	60	0,2	0,8	Jahn et al. (88), Precam Res. 38: 381-403
Anshan amphibolites + komati.	2660	75	4,4	0,5	Jahn et Ernst (90), Precam Res. 46: 295-306
Dengfeng Group: amph + lepty.	2509	32	2,2	0,8	Li et al. (87), Ke Xue Tong Bao 22: 1728-1731
Wutaishan metavolc.	2520	zircon	3,0	0,5	Li et al. (90), Precam Res. 47: 191-203
Zhongtiao Mtns, Bimodal volc.	2550	50	2,3		DZ Sun et al. (92), Acta Geol. Sinica 5: 23-37 (Engl.)
Zhongtiao: Bizigou metavolc.	2100	5	2,5		DZ Sun et al. (92), Acta Geol. Sinica 5: 23-37 (Engl.)
Kuandian Complex, amphibolites	2315	120	1,0	1,0	M. Sun et al. (92), Precam Res. (in press)
Fuchuan Ophio., Yangtze Craton	935	10	2,2	1,0	Chen et al. (91), Geology 19: 815-818
Zhangshudun Ophiolites, Yangtze	1034	24	4,4	0,1	Chen et al. (91), Geology 19: 815-818
Groënland:					
Akilia gabbros	3800		3,5		Bennett et al. (93), EPSL 119: 299-317
Amitsoq gneisses	3812	10	4,2	0,2	Bennett et al. (93), EPSL 119: 299-317
Amitsoq gneisses	3627	48	1,7		Jones et al. (85), Greenland Workshop, 27-30
Isua clastic sediments	3810	20	2,2	1,7	Jacobsen et Dymek (88), JGR 93: 338-354
Isua Iron Fm	3770	42	1,4	1,8	Hamilton et al. (78), Nature 272: 41-43
Isua Garbenschiffer unit	3730	150	1,5	3,8	Hamilton et al. (83), EPSL 62: 263-272
Tingarmiut amphibolites	3025	56	3,3	0,9	Stecher et al. (86), Terra Cognita 6: 236
Isortuarssup amphibolites	3190	130	2,1	0,8	Stecher et al. (86), Terra Cognita 6: 236
Fiskenaesset anorthosites	2900		2,1		Stecher et al. (86), Terra Cognita 6: 236
Kangimut gneisses	2825	125	2,2		Jones et al. (85), Greenland Workshop, 27-30
Ketilidian, South Greenland	1800		3,5	1,0	Patchett et Bridgwater (84), CMP 87: 311-318
USA:					
Stillwater Gabbros	2701	8	-2,8	0,2	DePaolo et Wasserburg (79), GCA 43: 999-1008
Front Range, Colo	1800		4,0	0,5	DePaolo (81), Nature 291: 193-196
SW North America	1700		5,0	1,5	Nelson et DePaolo (84), Nature 312: 143-146
Adirondack anorthosites	1250		2,5	1,5	Ashwal et Wooden (83), GCA 47: 1875-1885
UK:					
Lewisian Complex	2910	50	2,0	2,2	Hamilton et al. (83), EPSL 62: 263-272
Scandinavie + Finlande:					
Tojottamanselkä gn.	3060	120	-3,7	1,8	Jahn et al. (84), CMP 86: 398-408
E. Finland TTG suite	2860	90	0,0	0,3	Martin et al. (83), Precam Res. 20: 79-91
Sweden: mafic + ultramafic volc.	1890		1,5	1,5	Patchett et al. (87), Precam Res. 35: 145-160
Sweden: granitoids	1890		0,5	1,2	Patchett et al. (87), Precam Res. 35: 145-160
Tras-scandinavian granite belt	1780		1,3	1,0	Patchett et al. (87), Precam Res. 35: 145-160
Protogine Zone, Swède-dolerites	1180		-2,0		Johansson et Johansson (90), Precam Res. 48: 395-414
Protogine Zone, Swède-dolerites	930		0,0	1,0	Johansson et Johansson (90), Precam Res. 48: 395-414
Protogine Zone, Swède-dolerites	1510		1,2	0,5	Johansson et Johansson (90), Precam Res. 48: 395-414
Bergslagen amphibolites, Swède	1886	48	1,1	0,4	Valbracht (91), Precam Res. 52: 215-230
Inde:					
OMG amphibolites, E. India	3305	60	0,9	0,7	Sharma et al. (94), CMP 117: 45-55.
Rajasthan, gneisses	3307	65	1,4	1,0	Gopalan et al. (90), Precam Res. 48: 287-297
Rajasthan, NW India: amphibo.	2846	46	2,1	1,0	Gopalan et al. (90), Precam Res. 48: 287-297
Madras granulites	2555	140	1,0	1,4	Bernard-Griffiths et al. (87), Precam Res. 37: 343-355
South India granulites	2455	121	0,0	1,8	Peucat et al. (89), J. Geol. 97: 537-550.
Rampur metavolc., Himalayas	2509	94	5,3	1,7	Bhat et Lefort (92), Precam Res. 56: 191-210
Ranakpur Diorites	1012	78	-0,6		Volpe et Macdougall (90), Precam Res. 48: 167-191
Amérique du Sud:					
Paramaca Series, Guiana	2110	90	2,1	1,8	Gruau et al. (85), Precam Res. 30: 63-80
Saudi Arabia:					
Ophiolites	750		7,0	1,5	Claesson et al. (84), CMP 85: 244-252
Russie:					
Aldan Shield: amphibo. + TTG	2950	52	2,3	0,4	Jahn et al. (non publié)
Aldan: Odonso massif	3000		2,4	0,4	Neymark et al. (93), Precam Res. 62: 453-472
Urals Ophiolites	400		8,0	0,5	Edwards et Wasserburg (85), EPSL 72: 389-404