地質学論集 第57号 171-181 ページ, 2000年9月 Mem. Geol. Soc. Japan, no. 57, 171-181, September 2000

西オーストラリア,ピルバラ地塊,マーブルバー地域における 太古代初期(3.5Gyr)の珪質泥岩と砂岩の地球化学

Geochemistry of early Archean (3.5Gyr) siliceous mudstone and sandstone from the Marble Bar area in the Pilbala craton, Western Australia

Abstract

加藤泰浩* 池崎秋芳

Yasuhiro Kato* and Akiyoshi Ikezaki

1999年5月10日受付.

2000年7月18日受理.

- 山口大学理学部地球科学教室 Department of Earth Sciences, Yamaguchi Univer-
- sity, 1677-1, Yoshida, Yamaguchi 753-8512, Japan * 現在の所属:東京大学大学院工学系研究科地球シス
- テム工学専攻 Present address: Department of Geosystem
- Engineering, University of Tokyo, 7–3–1, Hongo, Tokyo 113–8656, Japan

Major, minor and rare earth element abundances are reported for early Archean (3.5Gyr) siliceous mudstone and sandstone from the Marble Bar area in the Pilbara craton, Western Australia. Major and minor elemental patterns normalized to NASC (North American Shale Composite) indicate that these clastic rocks were mostly derived from felsic rocks such as granite and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). The Ni and Cr concentrations of siliceous mudstone are anomalously lower than those of other Archean shales in greenstone belts, suggesting that komatiitic components did not contribute substantially to the mudstone. The chondrite-normalized REE patterns of siliceous mudstone and sandstone are similar to those of granite and TTG, except for positive Eu anomalies. The positive Eu anomalies are probably due to local accumulation of feldspar during sedimentation. Negative Eu anomalies in two siliceous mudstone samples imply that a differentiated and fractionated granitic rock with negative Eu anomalies had already been exposed in the early Archean. In general, the siliceous mudstones have a greater contribution of granite than do the sandstones. These geochemical lines of evidence suggest that the siliceous mudstones and sandstons were deposited near a continental margin with a provenance composed mostly of granite.

Keywords: siliceous mudstone, sandstone, geochemistry, rare earth elements (REEs), Eu anomaly, continental crust, early Archean

はじめに

泥岩や砂岩などの陸源砕屑岩は、大陸(島弧)地殻の化 学組成、テクトニックセッティング、および地殻の進化な どについて、様々な情報を提供してくれる.こうした観点 に基づいて、TaylorやMcLennanなどの研究者が、砕屑岩 類の化学組成の時代的変化から、太古代や原生代の大陸地 殻進化の解明に精力的に取り組んできた(例えば、Taylor and McLennan、1985;McLennan and Taylor、1991).彼 らはその一連の研究により、太古代-原生代境界に砕屑岩 の化学組成上の大きな不連続点が存在し、およそ25億年前 を境として、未分化で未発達な島弧地殻から分化した広大 な大陸地殻の出現へと地球表層に大きな変化があったと結 論している.彼らの主張の根拠は、(1)太古代の砕屑岩は Eu 異常を示す(intracrustalな分化作用により地殻下部 で斜長石の分別が起こり、その結果として負のEu 異常を もつ上部大陸地殻が発達した),(2)太古代-原生代境界を 境として,Th/Sc比が急激に増加する,などの観察事実で ある.

これに対して、Gibbs や Condie らは、Taylor らの提示し た観察事実はいずれも大陸地殻組成の時代的変化を表して いるのではなくて、テクトニックセッティングの違いを反 映しているだけであると指摘している(例えば、Gibbs et al., 1986; Condie, 1993). つまり、太古代の岩石試料が 主に緑色岩帯から得られているのに対して、原生代のそれ は大陸緑辺域やクラトン内で堆積したものであり、分析さ れた試料に人為的な違いが存在していると警告している. さらに Condie らは、負の Eu 異常を示す太古代の花崗岩を 報告し、少なくとも太古代中期にはすでに分化した大陸地 殻が存在していたと主張している(Reimer et al., 1985; Boryta and Condie, 1990). しかし、こうした花崗岩が地 球表層に広く露出していたかどうかは、明らかにはされて いない.

© The Geological Society of Japan 2000



第1図.調査地域の位置(Hickman, 1983を一部改変).

いずれにしても、こうした論争は、議論を尽くすのに十 分なデータが不足していることに直接的に起因している. そこで本論文では、西オーストラリア、ピルバラ地塊の マーブルバー地域に分布する Salgash 亜層群(3.5Gyr)の 最上部層の珪質泥岩や砂岩などの砕屑岩試料について、そ の全岩化学組成(主要、微量および希土類元素)を報告 し、35億年前に露出していた大陸地殻の地球化学的特徴に ついて議論する.本調査地域を含むピルバラ地塊は、プ レーナイト-パンペリーアイト相程度の弱い変成作用しか 受けておらず、おそらく最も初生的かつ重要な情報を保持 した緑色岩-花崗岩帯として、初期地球を解く鍵と見なさ れており、その重要性が近年ますます高まってきている (例えば、Cloud、1988; Barley、1998).

地質概要と試料記載

調査地域(第1図)には、Warrawoona 層群の Salgash 亜 層 群 が 分 布 し て い る.従来の 層 序 区 分 に 従 え ば, Warrawoona 層群は、下位より、Talga Talga 亜層群、Duffer 累層, Salgash 亜層群からなる。Duffer 累層は主に珪長質 な火山岩類からなり、そのジルコンから3464±2Myrの SHRIMP 年代が得られている(McNaughton et al., 1993). Salgash 亜層群については、上位層準の珪長質火山岩のジ ルコンから、3454±1MyrのU-Pb 年代が見積もられている (Thorpe et al., 1992).Duffer 累層 の 下 位 に 分 布 す る Talga Talga 亜層群は、本来 Duffer 累層 の 下 位 に 分 布 す る Talga Talga 亜層群は、本来 Duffer 累層 よりも古い年代を 示すはずであるが、3450 Myr から3000 Myr の若い年代が報 告されており(Thorpe et al., 1992; McNaughton et al., 1993)、テクトニクスのデータと合わせて、Warrawoona 層 群の層序の再検討が行われている(例えば、Krapez, 1993).

本調査地域の地質図を第2図に示す.調査地域の東縁に デイサイトを主体とする Duffer 累層が分布し,その西側に 緑色岩と層状チャートが繰り返して重なる Salgash 亜層群 が認められる. Salgash 亜層群は,西側と南側において2.7 Gyr の洪水玄武岩である Mt. Roe 玄武岩に不整合に覆われ る. Salgash 亜層群の緑色岩は主に枕状溶岩からなり,確認



第2図. マーブルバー地域の地質図(加藤ほか, 1995を一部 改変)

されたものはすべて西上位を示している. Salgash 亜層群の 層状チャートは様々な層厚を示すが、東側のチャート層に は50mを超える層厚をもつものが多い(第2図中の1).こ の厚い層状チャートは"マーブルバーチャート"と呼ばれ、 総じて赤色を呈するものが多い.この層状チャートの見か け上位(西側)は激しく剪断されている.この剪断帯の西 側の緑色岩の最上部には、約15m層厚の灰色から白色の層 状チャートが分布する(第2図中の2).この層状チャー トには、黒色~灰色を呈する塊状チャートがほぼ45°くらい に岩脈状に斜交する. 岩脈状の塊状チャートは, "T-チャート"と従来より呼称されており, 層状チャートと区 別されている.その幅は一般には5~10m程度であること が多いが,層状チャートとの交会部で厚く,最大30mに '達する.下位の緑色岩中に1km 近く続くものも存在する. 上位に分布する層状チャートを貫くことはなく, T-チャー トの周囲の緑色岩は激しく熱水変質されている.したがっ て、このT-チャートは熱水性の層状チャートを海底面上に もたらした熱水フィーダーであると考えられる(加藤ほ か、1995). この層状チャートの見かけ上位も激しく剪断 されており、さらに西側には、しばしばスピニフェックス 組織が認められ、コマチアイト質の緑色岩が卓越する(第 2図中の3).フローユニットの上部は、一般に激しい熱 水変質作用を受けており、全長が100mに満たないT-チャートが局所的に発達し、しばしば5m程度の層厚の層 状チャートが緑色岩最上部を整合に覆う(第2図中の4). その接触部では、インターピローの窪みに沿うように層状 チャートの層理が曲がっているのが観察されることもあ る. この層状チャートをさらに次の緑色岩のユニットが整 合に覆っており、3~5m程度の薄い層厚の層状チャー トが、4~5枚繰り返して西側に分布する.こうした西側 の薄い層状チャートと緑色岩の整合関係は、東側の厚い層 状チャート(第2図中の1と2)が上位の緑色岩と剪断帯 を介して接することと大きく異なる. 薄い層状チャートと コマチアイト質の緑色岩が繰り返すユニットの見かけ最上 部に本研究対象である珪質泥岩 / 砂岩互層が分布している (第2図中の5).

この珪質泥岩/砂岩互層ユニットの最下部には,層厚が およそ10m 程度の灰色の層状チャートと一部に珪化した 緑色岩が伴われ、初生的な層序関係を表していると考えら れる (第3図). さらにこのユニットには, 層状チャート の最下部を切るスラストが南に収斂するようなデュープ レックス構造が認められる(第2図). Mt. Roe 玄武岩に 不整合に覆われるために、この珪質泥岩 / 砂岩互層ユニッ トの正確な全層厚は不明であるが、180m以上はあると推 定される.このユニット中の砂岩層は、(1)層厚変化がほ とんど認められず、良好な側方連続性を示すこと、(2)明 瞭な境界を介して,珪質泥岩に累重し,下位の珪質泥岩層 を削り込むこと、(3)淘汰が不良なこと、(4)大部分塊状 であるが、最上部で細粒化し、級化(コーステールグレー ディング)を示すこと、などからタービダイトと考えられ る. 珪質泥岩は, 珪質(チャート質)・緻密であり, 灰色 から灰白色を呈する. 1~2 mm 程度の細かい葉理を示す 試料も存在するが,一般に葉理·層理は不明瞭なことが多 い.極めて細粒の石英・イライトから主に構成され,不透 明鉱物は少量である.砂岩は上位層準に向かって卓越し、 細粒から粗粒のものまで認められる. 石英粒子の粒径は主 に0.1~0.5mm 程度であり、最大で1 mm 程度の粗粒なも のも存在する. 淘汰は不良であり, 塊状で層理は不明瞭で ある. 灰色から暗灰色を呈する. 主に石英・イライトから なり、イライトの粒径は泥岩のものよりも一般的に大き い. 珪質泥岩よりも不透明鉱物が多い傾向が認められる.

分析手法

ダイアモンドカッターを用いて岩石試料から20g程度の チップを切り出し,超音波洗浄機でよく洗浄する.これを サランラップで幾重にも包み,ハンマーで粗割した.変 質・風化した部分,切断面の汚れ,脈を取り除き,メノウ 乳鉢でケシ粒大まで砕いた後,それらをメノウ製ボールミ ルで約20分間粉砕し,全岩化学分析用試料とした.

主成分元素:主成分元素含有量の測定は,東京大学海洋研究所の蛍光 X 線分析装置(理学電機株式会社製3270 spectrometer Rh管球,50kV,50mA)により行った. 110℃で十分乾燥させた粉末試料をマッフル炉に入れ,950℃で約5時間灼熱し,Loss on Ignition (LOI)を測定する.この灼熱減量した粉末0.4000gを四ホウ酸リチウム4.0000gと正確に1:10の比で混合したものを白金るつぼに入れ,1150~1170℃で7分間ビードサンプラーで溶解し,ガラス円板(ビード)を作製した.分析に際しては標準化試料としてJB-1aを用い,Irino (1996)の手法に従った.

微量元素・希土類元素:微量および希土類元素の分析は通 商産業省工業技術院地質調査所の誘導結合プラズマ質量分 析計(ICP-MS:横川電機株式会社製 PMS-200)により行っ た.110℃で十分乾燥させた粉末試料を0.1000g秤量し, これを12mlのテフロン PFA ジャーに入れる.これに硝酸 (HNO₃)2ml,過塩素酸(HClO₄)1.5ml,フッ化水素酸(HF) 2.5mlを加え,蓋をよく閉めて,160-180℃で5日間ホッ



第3図. 珪質泥岩/砂岩ユニットの柱状図. 黒丸(・) は分 析試料の位置を表す.

トプレート上で加熱する.その後容器の蓋を取り,180° で蒸発乾固する.その残渣を(1+1) HNO₃5 ml で溶解 し,それに内標準溶液として,5 ml の4 ppm In 溶液,超 純水を加えてメスフラスコで100 ml に定溶し,この溶液を 分析に供した.分析に際しては,同様の混酸処理により作 成した JB-1標準溶液とブランク溶液により検量線を作成 した.分析は,よりよい分析感度を得るために,相対的に 軽い質量数の微量元素 (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba)と,重い質量数の希土類 元素(La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Hf, Ta, Th, Uについてそれぞれ別々に 行った.なお,前者の相対的に軽い質量数の微量元素の測 定については,標準添加法により行った.測定条件などの 詳細については, Imai (1990) に与えられている.

分析結果と議論

1. 珪質泥岩と砂岩の地球化学的特徴と起源物質

分析結果を第1,2表に示す.第4図に本研究の珪質泥 岩・砂岩と他地域の頁岩のSiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂Oをプロッ トした.他地域の頁岩としては、Taylor and McLennan (1985)により与えられている太古代初期、太古代後期、 太古代以降の頁岩と、Wronkiewicz と Condieの一連の研究 (Wronkiewicz and Condie, 1987, 1989, 1990)による南

510 ₂ (wt%) T10 ₂		SI THS	si ms	si ms	si ns	sims	si ms	si ms	sims	sims	sims	si ms	n=12
TIO2	86.75	90.19	83.58	87.73	89.26	85.98	83.27	84.59	78.54	90.35	90.01	90.15	86.70 ± 3.68
	0.17	0.13	0.35	0.17	0.11	0.13	0.46	0.41	0.30	0.10	0.26	0.16	0.23±0.12
Al ₂ O ₃	0.6	6.8	11.3	8.5	7.6	6.9	11.6	10.7	15.2	6.9	6.6	7.0	9.3±2.6
Fe_O3*	0.11	0.04	0.08	90:06	0.03	0.04	0.07	0.06	0.10	0.13	0.27	0.07	0.09 ± 0.06
Mno	0.005	0.004	0.006	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004 ± 0.001
MgO	0.07	0.03	0.11	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.07	0.00	0.01	0.02	0.03 ± 0.03
CaO	0.08	90.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.12	0.08	60.0	0.07	60:0	0.07	0.08 ± 0.02
Na,O	0.11	0.08	0.22	0.14	0.16	0.34	0.53	0.52	0.77	0.53	0.44	0.16	0.33 ± 0.22
ŕ,ô	2.19	1.60	2.57	1.96	1.66	2.08	2.15	2.00	2.74	0.86	0.87	1.19	1.82 ± 0.61
P,0,	0.006	0.003	0.028	0.021		0.002	0.107	0.028	0.002	,	0.002	0.002	0.017±0.030
LOI	1.45	1.11	1.69	1.30	1.14	1.44	1.70	1.61	2.21	1.03	1.40	1.16	1.44 ± 0.33
(101	4 70	1 54	1 02	A 75	5 74	5.61	5 08	314	4 04	3.10	4.55 ± 0.87
sc (ppm) v	8 C C		35.3	500	18.0	14.8	43.6	36.7	32.3	5.13	37.9	13.2	22.1 ± 14.0
<u>،</u> د	10.0	40.0 02.0	101	199	217	5.48	20.4	17.2	9.89	1.80	56.2	6.91	15.2 ± 14.2
58	2.19	0.47	0.12	0.11	0.30	0.25	0.47	3.70	0.38	0.51	0.36	0:30	0.76±1.08
ž	6.6	4.80	6.30	4.08	2.99	3.05	4.30	8.81	4.74	8.47	11.0	4.45	6.03 ± 2.70
Cu	12.8	4.64	2.24	1.96	2.06	5.15	17.8	42.9	2.16	6.50	6.44	4.36	9.08 ± 11.7
zn	8.91	12.4	5.58	2.57	1.87	9.91	21.7	9.89	4.08	14.1	2.91	4.18	8.18 ± 5.89
82	73.8	49.7	78.9	59.6	45.9	65.9	66.0	61.9	78.0	25.3	31.5	35.9	56.0 ± 18.2
Sr	57.1	43.2	93.6	63.4	49.9	106	321	164	160	124	81.0	51.9	110 ± 78.5
≻ :	12.1	6.81	16.0	13.8	5.75	9.87	13.5	6.50	4.77	3.89	6.11 oc.0	9.59	8.72 ± 4.13
Ľ.	71.1	45.3	162	64.6 5 20	4/.1	64.2 2.06	1/5	164 5 20	83.9 2.51	33.5 27.0	80.9 3.58	3 71	4 46 + 1 49
	0.0 72	4 F	12.1	87.0 134	0.61	0.90	0.20	0.08	0.21		0.22		0.49±0.75
	67A	607	550	565	503	525	515	473	640	269	515	229	506±134
55	17.1	12.9	31.5	34.3	77.7	16.4	14.0	14.5	8.66	10.3	9.47	11.7	15.7 ± 8.56
ů	35.4	26.6	65.6	67.3	15.0	30.2	28.7	30.6	15.9	19.6	17.8	22.5	31.3±17.6
Pr	3.72	2.73	6.83	6.68	1.53	2.95	2.97	3.15	1.56	1.93	1.85	2.28	3.18±1.80
PN	12.4	9.16	24.7	21.8	5.60	10.4	11.2	11.7	5.46	6.75	6.58	8.43	11.2 ± 6.1
ST	2.42	1.57	4.65	3.31	0.96	1.83	1.94	2.08	0.88	50.1	1.23	20.1	0.61 + 0.35
Eu	0.74	0.49	1.12	0./4	85.0	1970	0.87	0.80	14.0	0.04	50.0	112	1.75 + 0.95
54	97.7	5.0	0.60	0.34	0.15	0.26	0.47	0.26	0.13	0.15	0.16	0.17	0.27 ± 0.15
2 6	2.00	8	3.66	2.00	0.87	1.48	2.54	1.20	0.69	0.83	0.77	0.96	1.51 ± 0.90
£	0.42	0.24	09.0	0.45	0.18	0.35	0.45	0.24	0.16	0.17	0.16	0.18	0.30±0.15
ш,	1.33	0.72	1.70	1.52	0.55	1.09	1.38	0.72	0.53	0.50	0.54	0.58	0.93 ± 0.44
Ē	0.24	0.14	0.24	0.24	0.10	0.20	0.17	0.13	0.08	0.10	0.11	0.03	0.08 + 0.45
2	29.1	86.0 0 1 0	09.1	40	70.0		3.5	0.10	800	8	010	010	0.14 + 0.06
33	67.0	0.13	0.20 202 202	47.0	0.03	1 05	4 14	3.71	1 93	1.24	1 80	1.70	2.31 ± 1.03
4	114		0.87	120	0.22	0.66	0.72	0.67	0.43	0.52	0.39	0.44	0.68 ± 0.30
: ¢	13.3	10.2	9.02	13.6	1.88	4.80	3.15	3.21	1.71	3.54	2.43	3.28	5.85 土 4.45
5	3.35	3.22	2.83	2.96	0.68	2.22	1.68	1.54	0.58	1.03	0.86	0.96	1.83 ± 1.04
sio/Al.o.	9.59	13.4	7.41	10.3	11.8	8.66	7.21	7.93	5.17	13.1	13.6	12.9	10.1 ± 2.8
K-OMa-O	10.8	205	a 11 8	13.0	101	615	4.01	3.82	3.55	1.62	2.00	7.30	8.71±6.58
Thrsc	0.0	2.55	0.11	3.01	BE U	101	0.55	0.57	0.34	1.13	0.60	1.06	1.32 ± 0.96
	200	8.7 7	04.0	0.0	90.5	10.1		90.1		1 03	0 03	0.96	1 06 + 0 20
כתיכה	0.96	1.01	0./ 9	0./3	o7.1	cl.1	77.1	07.1		8.1	0.50	06.0	010 T 001

第1表、ピルバラ地塊、マーブルバー地域の珪質泥岩の全岩化学組成

The Geological Society of Japan

174

Sample No.	MBT-14	MBT-17	MBT-19	MBT-25	MBT-33	MBT-38	MBT-42	MBT-43	MBT-50	MBT-57	MBT-59	MBT-62	MBT-65	MBT-69	Average n=14
Lithology	55	SS	fg ss	SS	SS	tg ss	1g SS	SS	1g ss	1g ss	ss 6i	SS	80	ee Fi	
SiO, (wt%)	81.96	77.38	86.43	82.53	86.23	83.07	90.94	85.05	87.64	86.72	90.55	87.98	81.96	85.58	85.29 ± 3.66
TIO	0.36	0.37	0.21	0.36	0.29	0.31	0.19	0.42	0.15	0.29	0.20	0.25	0.20	0.31	0.28 ± 0.08
Al-0-	12.6	15.8	9.0	11.5	9.6	11.5	6.3	10.7	7.8	9.3	6.6	8.5	12.6	6.6	10.1 ± 2.6
Fe.O.	0.06	0.11	0.43	0.75	0.21	1.19	0.05	0.27	1.17	0.18	0.14	0.07	0.11	0.13	0.35 ± 0.40
MnO	0.004	0.005	0.006	600.0	0.005	0.009	0.004	0.004	600.0	0.005	0.003	0.004	0.004	0.003	0.005 ± 0.002
	0.06	0.08	0.19	0.29	0.03	0.20	0.03	0.05	0.33	0.05	0.00	0.04	0.13	0.01	0.11 ± 0.11
	0.08	0.08	60.0	60 [.] 0	60'0	60.0	90.0	0.08	0.11	60.0	0.06	0.09	0.13	0.11	0.09 ± 0.02
Na.C	0.45	0.61	0.26	0.47	0.63	0.55	0.14	0.18	0.21	0:30	0.15	0.37	0.60	0.63	0.40±0.19
2420	2.53	3.27	180	2.17	1.33	1.02	1.25	1.26	1.13	1.31	0:90	1.50	2.20	1.52	1.66 ± 0.67
20	0,000	2000	2000		0000	0.06	1000	0000	0.022	0.041	0.003	0.001	0.003		0.010 ± 0.014
P205	0.000	0.00	700.0			2000	00.1	- 00	1 46	1.66	1 26	1 15	2 05	1 83	1.68 ± 0.34
LOI	1.84	2.24	40.1	. 1.82	00.1	3.2	8	08.1	D.	3	201	2		1	
Sc (nnm)	10.2	10.7	4.24	4.67	3.78	5.52	2.59	6.12	3.43	4.51	4.65	3.65	3.91	4.59	5.18 ± 2.39
	101	75.8	23.3	35.8	23.9	20.6	28.5	43.3	14.7	23.0	22.1	14.6	17.1	28.8	33.8±24.9
- 0	157	56.3	13.1	12.8	7.92	10.7	16.6	21.7	8.23	3.76	6.82	21.4	8.72	9.62	25.3 ± 39.9
5 8	0.61	0.77	2.06	3.23	0.83	4.33	0.17	1.89	5.01	0.91	0.44	0.71	0.78	1.12	1.63 ± 1.52
ŝ	6.63	8.01	35.1	33.9	10.0	35.2	2.65	20.4	74.9	13.8	17.3	5.12	9.03	6.79	20.1 ± 19.4
2	7.91	7.36	10.5	7.57	6.86	19.9	5.17	13.1	8.86	10.6	9.42	3.52	12.6	9.36	9.48 ± 3.98
22	9.25	5.04	41.3	37.0	27.1	21.0	5.30	11.2	42.6	16.5	14.5	3.84	8.70	5.27	17.8 ± 13.9
1	85.0	121	53.9	67.9	41.0	29.9	44.0	43.4	34.5	44.6	45.1	23.4	60.8	45.7	52.9 ± 25.1
2	204	130	59.5	112	137	122	57.3	57.6	55.7	91.3	94.9	51.4	123	139	103 ± 44
; -	16.7	11.6	8.74	4.01	4.65	4.75	4.32	3.25	6.15	8.97	8.24	8.27	11.4	10.0	7.94 ± 3.75
Zr	67.9	97.5	63.7	111	99.5	108	65.1	135	73.1	8.66	83.6	74.1	60.1 2	98.4	88.3 ± 22.1
ą	3.01	4.45	3.08	4.01	4.11	4.21	3.04	4.25	2.85	4.41	3.25	2.51	2.41	3.38	3.0 ± 0.0
Mo	0.30	0.32		0.13	0.86	0.62	0.29	/ G.D	0.36	0.07	0.89	106	305	301	424 + 247
Ba	780	1105	359	566	363	256	391	677	36.0	C/2	5/5 801	11.4	111	101	11.9+2.7
La	10.2	10.6	9.19	15.8	12.2	16.0	20.6	12.0	9.35 17 0	0.71	0.01	4.11	213	19.2	23.0 + 4.7
ບໍ	21.0	21.1	18.4	32.3	23.5	31.1	19.7	0.47 7	0.1	3.40	50.5	PC C	2.22	2.12	2.45 ± 0.52
ř	2.32	2.09	10.2	0.4. 0.4.	04:X	200	90 g	102	A 07	10.5	8.05	8 00	8.59	8.58	9.26 ± 1.86
PN	37.6	1.10	121	0.4	5.0.5 1.47	194	1 45	2.01	113	2.02	1.47	1.29	1.48	1.70	1.65 ± 0.33
Ē	2.6		34. 1987 (0.70	0.41	0.67	0.49	0.61	0.41	0.71	0.36	0.57	0.78	0.71	0.61 ± 0.17
	20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 2	1.35	114	1.62	116	1.69	1.23	1.45	11	1.78	1.08	1.60	1.66	2.11	1.52 ± 0.38
5 4	0.43	0.20	0.18	0.16	0.15	0.20	0.20	0.22	0.21	0.27	0.19	0.37	0:30	0.41	0.25 ± 0.09
2 2	2.20	1.31	1.08	0.75	0.74	06.0	0.75	0.72	0.99	1.42	1.11	2.06	1.81	1.96	1.27 ± 0.53
5£	0.46	0.31	0.24	0.15	0.17	0.15	0.15	0.11	0.20	0.27	0.26	0.30	0.35	0.34	0.25 ± 0.10
Ľ,	1.21	0.92	0.88	0.47	0.55	0:50	0.45	0.35	0.61	0.77	0.92	0.92	0.92	0.88	0./4 IU.25
Ē	0.18	0.13	0.15	0.08	0.10	0.07	0.06	0.06	60.0	0.12	11.0	51.0	0.13	61.0	0.01210
ዋ	1.07	0.85	0.84	0.49	0.55	0.54	0.42	0.37	/9:0	0.0 0	0.89	6/70 1	0.10	0.14	0.11 + 0.03
E	0.16	0.13	0.12	0.07	0.10	80.0	9.0 •	0.00	80.0	21.0	5.0	at 0	2	114	1.93 ± 0.67
Ŧ	1.62	2.05	1.74	2.65	2.34	2.41	20.1	2.80	1.1	0 E 4	40.2	0.10	125	0.38	0.41 ± 0.08
e I	0.32	0.42	40.0	4 7 .0	0.53	0.40	0.08	0.4.0	0.40	50.0	2 2 2	070	1.31	1.82	2.16 ± 0.51
£	8 4 - 6	8/1	ŧ, 6	17.7	R0.7	0.0	5			0.78		113	0.51	0.61	0.77 ± 0.19
5	/c.0	17.0	6/.0	c/.0	0.74	0.4	80' I	20.02	61.0	2	2	2			
SIO-JALO-	6.49	4.88	9.56	7.16	00.6	7.21	14.5	7.91	11.3	9.28	13.7	10.3	6.50	8.66	9.03±2.73
	5.57	5.36	7.00	4.65	2.11	1.84	8.79	6.87	5.50	4.32	5.85	4.04	3.67	2.41	4.86 ± 1.99
TLES	0.15	0.17	043	0.47	0.71	0.49	0.99	0.28	0.68	0.68	0.48	0.68	0.34	0.40	0.50 ± 0.23
10.90	2.0	5								÷.	0.05	60 F	1 63	116	1 15 + 0 17
EwEu*	1.38	1.26	1.13	1.13	0.93	1.12	1.11	1.04	1.12	1.13	C8.0	1.23	8	01.4	11.0 ± 01.1
,			00 0001	ipocc		Concision of	topoor p	000							
13 ss = 1	ine-grain	ed sanus	stone, ss	= meaiu	M-~COAL	se-yraine	D Sanusi	auo							
,	,					•									

NII-Electronic Library Service

176



第4図. SiO₂/Al₂O₃ vs K₂O/Na₂O 図で表した砕屑岩の化学組 成の特徴. 太古代初期,太古代後期,太古代以降の頁岩 (Taylor and McLennan, 1985),南アフリカのKaapvaal地 塊のPongola 累層群の頁岩(Wronkiewicz and Condie, 1989), Witwatersrand 累層群の頁岩(Wronkiewicz and Condie, 1987), Venterdorp およびTransvaal 累層群の頁岩 (Wronkiewicz and Condie, 1990), NASC (Gromet et al., 1984). Si mudstone: 珪質泥岩(以下同様)

アフリカの Kaapvaal 地塊の Pongola 累層群(3.0Gyr)から Transvaal 累層群(2.6~2.1Gyr)の頁岩を取り上げた.こ れらの研究は、ともに先カンブリア時代の頁岩について最 も系統的なデータセットを提供している.また、比較のた めに, 顕生代の代表的頁岩である North American Shale Composite (NASC; Gromet et al., 1984) も合わせてプ ロットした.一般的に、本研究の珪質泥岩は珪質である ことを反映して、他の頁岩と比べて SiO₂/Al₂O₃比が高い. また、珪質泥岩は砂岩に対して、イライトが相対的に多い ことを反映して、総じて高い K₂O/Na₂O 比を示す. Taylor and McLennan (1985) は、太古代の頁岩は顕生代のものよ りカリウムが少ないことを指摘し、太古代の大陸地殻はカ リウムに乏しかった(K に富む花崗岩の欠乏)と結論して いる.しかし, Kaapvaal 地塊の3.0Gyr から2.1Gyr の一連 の頁岩は、K2O/Na2O比に関して一定した傾向を示してお らず、例えば、太古代中期の Pongola 累層群でもかなり K に富むことが明確に認められる (Wronkiewicz and Condie, 1989). 太古代初期の本研究の珪質泥岩も比較 的カリウムに富む傾向を示しており, Taylor and McLennan (1985) の単純化された結論を支持しない.

第5図に、いくつかの主要元素と微量元素をNASCで規 格化した図を示す. Condie (1993) により与えられている 太古代のコマチアイトやソレアイト質玄武岩は、V, Sc, Co, Mg, Cr, Ni などの元素に富む傾向を明確に示す. 対 照的に, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) や花崗岩 はこれらの元素に乏しく,相対的にK, Th, Ba, Rb, Hf,



第5図. NASC 規格化図. (a) 太古代のコマチアイト,ソレ アイト 質 玄 武 岩, TTG,花 崗 岩 の 平 均 値 (Condie, 1993). (b) 泥岩および (c) 砂岩. 左から右へ珪長質起源 から苦鉄質起源の物質に多く含まれる元素の順番にプロッ トした. NASC の主要・微量元素は Gromet et al. (1984) による.

Taに富む.総じて珪質泥岩と砂岩は, Co, Mg以外につい て花崗岩やTTG に類似したパターンに示しており,右上 がりのパターンを示すコマチアイトや玄武岩とは大きく異 なる.しかし,規格化値(濃度)は,花崗岩やTTGよりも やや低い傾向を示す.また,珪質泥岩が明確な左上がりの パターンを示すのに比べて,砂岩の方がややフラットに近 いパターンを示す.これは,砂岩が相対的に多くの苦鉄質 物質を含むことを示唆している.Co,Mgの大きな枯渇の 原因は不明であるが,おそらく続成,変成,あるいは変質 による再移動によるものと考えられる.

これらの元素のうち,特にNiとCrについては多くの データが蓄積され,太古代と太古代以降の頁岩や泥岩とに は,NiとCrの含有量に大きな違いがあることが指摘され ている(例えば,Taylor and McLennan, 1985). 第6図に Taylor and McLennan (1985), Wronkiewicz and Condie (1987, 1989, 1990) らによる頁岩のNi,Cr含有量の領域 を,太古代のTTG・花崗岩・玄武岩・コマチアイトの平均



 第6図. Cr vs Ni 図で表した砕屑岩の化学組成の特徴. 頁岩のデータソースは第4図と同じ. KO (コマチアイト), BA (ソレアイト質玄武岩), TTG, GR (花崗岩) は, Condie (1993) による.

値,およびNASCの値と合わせてプロットした.太古代の 頁岩がNi, Cr に富むのは,明らかにコマチアイト,また は玄武岩からの砕屑物の寄与を受けていることを示してい る.特に玄武岩のNi, Cr 含有量を超えるもの(例えば, Witwatersrand 累層群, Ventersdorf 累層群など)は,相当 量のコマチアイトの寄与なしでは,その高い含有量を説明 できない.これとは対照的に,本研究の珪質泥岩は太古代 初期の砕屑岩にもかかわらず,異常に低いNi, Cr 含有量 を示す.この珪質泥岩のNi, Cr 含有量は,TTG や花崗岩 と原点を結ぶ付近にプロットされ,TTG や花崗岩を起源 物質として,珪質な岩相を構成するシリカによって希釈さ れたことを示唆している.コマチアイトは珪質泥岩よりも 2桁以上も高いNi, Cr 含有量をもつことから,起源物質 としてはほとんど含まれ得ないと考えられる.

珪質泥岩と砂岩のコンドライト規格化希土類元素(REE) パターンを、太古代の代表的な火成岩の平均値のパターン とともに第7図に示す.花崗岩は、軽希土類元素(LREE) に富み、負のEu異常を示し、全体的に高いREE 濃度で特 徴づけられる.花崗岩と同様にTTGもLREE に富む傾向 を示すが、負のEu異常を示さず、REE 濃度は花崗岩より も低い.玄武岩はややLREE に富むものの、規格化値が10 程度のフラットに近いパターンを示す.コマチアイトは LREE が枯渇した右上がりのパターンを示し、REE 濃度は 極めて低い.本研究の珪質泥岩と砂岩は、ともにLREE に 富んだ左上がりのパターンを示し、前述した主要・微量元 素の特徴からの推論と同様に、TTGや花崗岩に極めて類 似していることがわかる.規格化値はLaで20~100程度で あり、TTGや花崗岩よりもかなり低い.REE 濃度が高い 2試料の珪質泥岩には、有意な負のEu異常が見られるが、



第7図. コンドライト規格化 REE パターン.(a) 太古代の コマチアイト,ソレアイト質玄武岩,TTG,花崗岩の平 均値(Condie, 1993),(b) 泥岩および(c) 砂岩. コンド ライトの値は, Boynton (1984) による.

半数以上の試料には明確な正のEu 異常が認められる.こ のことが,TTG や花崗岩のREE パターンとの重要な相違 点である.この正のEu 異常の原因に関しては,Eu/Eu* (Eu 異常値)とAl₂O₃含有量との関係により理解すること ができる(第8図).この図は,Al₂O₃含有量とEu 異常値 が正相関することを示している.両者間の相関係数は 0.49であるが,試料数26におけるこの値の大きさ は,95%の信頼区間において両者が十分有意に相関して いることを表している.正のEu 異常をもたらす物質は, 長石(Gromet and Silver, 1983)か,海嶺熱水溶液(Michard and Albarède, 1986)であるが,Eu 異常がAl₂O₃含有量と 正相関することは,この正のEu 異常が長石(あるいは長 石由来の粘土鉱物)に由来することを示唆している.こ れらの砕屑岩の源岩が,長石を集積したキュームレイトで あった可能性も否定できないが,層厚が180mを超える



第8図. Eu/Eu* vs Al₂O₃の 関 係. Eu/Eu* = (2Eu/Eu_{ch})/ (Sm/Sm_{ch}+Gd/Gd_{ch}), Eu_{ch}, Sm_{ch}, Gd_{ch} はコンドライトの 値を表す.1は異常がないこと,1より大きい値は正異 常,1より小さい値は負異常を表す.

タービダイトをもたらした後背地にキュームレイトだけが 広範に分布していたとは考えづらい.むしろ堆積作用の過 程で長石が局所的に濃集した可能性の方が高い.長石に 由来した正の Eu 異常は,西オーストラリアの太古代に属 する Kalgoorlie 層群の頁岩 (Nance and Taylor, 1977) や Cleaveraville 累層の頁岩 (Kato et al., 1998) などの砕屑岩 からも同様に報告されており,どちらの場合も砕屑性長石 の局所的な濃集によると考えられている.

この正のEu異常とは対照的に, 珪質泥岩の2試料には, 弱いながらも明確な負の Eu 異常が認められる(第7, 8 図). これら2 試料は,他の珪質泥岩よりも REE 濃度が高 く、負の Eu 異常をもつことから、REE 濃度の高い花崗岩 (第7図a)の寄与が相対的に大きかったことを暗示して いる.このことは、すでに35億年前に地殻下部で斜長石の 分別が起こり, 負の Eu 異常をもつ分化した花崗岩地殻が 地球表層に露出していたことを示唆している. この結論 は、負の Eu 異常をもつ大陸地殻が太古代に存在していた とする Condie らの推論 (例えば, Reimer et al., 1985; Boryta and Condie, 1990)を支持している. 花崗岩中の 長石自体は一般には正の Eu 異常を示し、他の構成鉱物が 強い負の Eu 異常をもつことにより、全岩として花崗岩は 負のEu異常を示す.したがって、負のEu異常をもつ花崗 岩由来の長石が砕屑物中に集積した場合には,正の Eu 異 常を示すことに注意する必要がある。本研究の珪質泥岩の うち正の Eu 異常を示すものは、こうした成因によるもの と考えられる(第10図を参照).

本研究の珪質泥岩と砂岩は,主にTTGや花崗岩などの 珪長質な岩石を起源物質とした砕屑岩であり,互いに類似 した地球化学的特徴を有している.しかし,REEパター ンの特徴などからみて,珪質泥岩の一部の試料は,砂岩 の場合よりも相対的に花崗岩の寄与が大きいことを示し



第9図. Th/Sc のヒストグラム. コマチアイトと玄武岩が等 量からなる仮想的な苦鉄質岩(KO+BA)に, TTG や花崗 岩が様々な割合で混合した場合(%で表示)の Th/Sc 比を 合わせて与えた. コマチアイト, ソレアイト質玄武岩, TTG, 花崗岩の値は, Condie (1993)による.

ている.Th/Sc は砕屑岩の起源に制約をあたえる優れた指 標となることが知られており (例えば, Taylor and McLennan, 1985; McLennan and Hemming, 1992), \neq の値が苦鉄質と珪長質で著しく違うだけでなく、花崗岩と TTGでも大きく異なる. したがって, このTh/Sc比により TTG や花崗岩の相対的な寄与を評価できる可能性がある. Th 含有量はグラニュライト相程度の変成作用をうけると 影響されることが指摘されている(例えば, Rudnick et al., 1985)が、本研究地域程度の低い変成度では問題にな らない. 第9図に, Th/Scのヒストグラムを示す. この図 には、コマチアイトと玄武岩が等量からなる仮想的な苦鉄 質岩に, TTG や花崗岩が様々な割合で混合した場合の Th/Sc 比も与えてある. この図から, 珪質泥岩の方が砂岩 よりも、Th/Sc 比が総じて高い傾向が認められる.とくに 4 試料の珪質泥岩が示す高い Th/Sc 比は、重量比で90%を 超えるような高い花崗岩の寄与なしでは説明できない.

しかし、この図からでは、それ以外の珪質泥岩や砂岩が、 どの程度の割合のTTGや花崗岩に由来しているのかを判 定することはできない.このことに関して新たな制約条件 を得るために、第10図にTh/ScとEu異常値の関係をプ ロットした.珪質泥岩と砂岩には、これらの値に関して、 明瞭な負の相関関係が認められる(第10図 a).すなわち、 Eu異常が正から負になるにつれて、Th/Sc比は大きく増加 する.第10図bには、仮想的な苦鉄質岩(KO + BA)に、 様々な割合でTTGや花崗岩が混合した場合の混合曲線が 与えてある.TTGと苦鉄質岩の混合曲線(TTG line)は、 Eu/Eu*値がほぼ1のあたりにプロットされ、珪質泥岩と 砂岩のプロットの傾向とは大きく異なる.これに対して、 花崗岩と苦鉄質岩の混合曲線(GR line)は、Eu異常値が



第10図. Th/Sc vs Eu/Eu*の関係.(a) 珪質泥岩と砂岩,
(b) コマチアイトと玄武岩が等量からなる仮想的な苦鉄質岩(KO+BA)に, TTG や花崗岩が様々な割合で混合した場合の混合曲線. TTG line:TTGと苦鉄質岩の混合曲線,
GR line:花崗岩と苦鉄質岩の混合曲線, GR line A:GR line に重量比で30%の長石が混合した場合の混合曲線,
GR line B:GR line に重量比で50%の長石が混合した場合の混合曲線. コマチアイト, ソレアイト質玄武岩, TTG,
花崗岩の値は, Condie (1993) による.

負の方へずれているものの, 珪質泥岩と砂岩のプロットに ほぼ沿った変化を示す. 第8図から, 珪質泥岩と砂岩が示 す正の Eu 異常は、砕屑性長石に由来することが示唆され たので、この GR line(花崗岩と苦鉄質岩の混合曲線)に、 重量比で30%と50%の長石が混合した場合の Eu/Eu* の変 化曲線を, GR line A, Bとしてさらに書き加えた. 混合 した長石の REE 含有量は、珪質泥岩と砂岩の REE 含有量 の平均値を仮想的な珪長質メルトの REE 含有量と仮定し, Henderson (1984) により見積もられた珪長質岩石と斜長 石との分配係数を乗じて求めた、珪質泥岩と砂岩は、ほぼ この2つの混合曲線に挟まれた領域にプロットされる. 苦 鉄質岩に対する花崗岩の混合割合は、砂岩が20~70%、珪 質泥岩が50~90%と見積もられ、珪質泥岩の方が花崗岩の 寄与率が有意に高いと考えられる。第5図からは、砂岩が 相対的に多くの苦鉄質物質を含むことが示唆されたが、こ のことは、砂岩の方が苦鉄質岩の寄与の割合が高いという 第10図からの見積もりと矛盾しない.ただし,珪質泥岩の Ni, Cr含有量が極めて低いこと(第6図)から,花崗岩と 混合した苦鉄質岩としてコマチアイトを考えることはでき

ない.いずれにしても、これらの砕屑岩は主に花崗岩が露 出した後背地に由来し、花崗岩起源の砕屑物が局所的に長 石を濃集させたことにより生成したと結論される.

2. 珪質泥岩と砂岩の堆積環境

上述した一連の地球化学的特徴は、これらの砕屑岩がコ マチアイトなどの寄与がなく、主に花崗岩が露出した後背 地からもたらされたことを示している.前述したように, 太古代初期の緑色岩帯中の頁岩は、Cr や Ni 含有量が極め て高く、コマチアイトからの寄与を強く受けていることが 報告されている.これに対して,本研究の砕屑岩はコマチ アイト由来の元素に極めて乏しい.我々の知るかぎり、こ のような例は他に報告されていない。本研究で扱った砕屑 岩のみかけ下位の層準には、コマチアイト質の緑色岩が広 範に分布しているにもかかわらず、累重する砕屑岩にはコ マチアイト質の緑色岩に由来する地球化学的特徴は検知で きない、このことは、これらの砕屑岩がコマチアイト質岩 をもたらす火山活動の衰退期あるいは休止期に、同一の堆 積場において一連整合に堆積したのではなく、空間的に異 なる場で堆積したことを暗示している. 遠洋海域の海嶺や 海山(海台)で玄武岩(緑色岩)の噴出とそれに引き続く 層状チャートの形成があり、その堆積場が水平的に移動し て海溝近傍に達し、おもに花崗岩が露出した後背地から供 給された砕屑物が、タービダイトとして定置したものと推 論される.実際に下位層準の厚い層状チャートの地球化学 的特徴は、現在の海嶺近傍の熱水性堆積物のそれとよく一 致しており、その上位の薄い層状チャートは海山や海台に おける貧弱な熱水系から生成した熱水性チャートと考えら れる(加藤ほか、1999).何枚も挟まれる薄い層状チャー トは、上位に分布するものほど Th/Sc 比が高くなり、花崗 岩や TTG からなる大陸地殻物質の寄与が相対的に大きく なることを示している(加藤ほか, 1999).これは、これ らのチャートの堆積場が徐々に大陸縁辺域に近づいたこと を示唆しており、珪質泥岩や砂岩が最上位に分布すること やその地球化学的特徴とも調和的である.こうしたこと は、太古代にすでに現在と同じような水平運動の卓越した プレートテクトニクスが機能していたとする主張(de Wit et al., 1992; Kato et al., 1998; Komiya et al., 1999) を支持している.

まとめ

ピルバラ地塊,マーブルバー地域の珪質泥岩と砂岩の全 岩化学組成から,以下のことが明らかになった.

- (1) 珪質泥岩と砂岩は、太古代初期の砕屑岩としては異常 に低い Ni, Cr 含有量を示す.これは、コマチアイトに 由来する物質の寄与がなかったことを示唆している.
- (2) 珪質泥岩と砂岩は、ともに花崗岩や TTG に類似した LREE に富んだ左上がりの REE パターンを示すが、長石 (長石由来の粘土鉱物)の局所的な濃集により Eu の正異 常を示すものが認められる.また、一部の珪質泥岩に負 の Eu 異常を持つものが存在し、太古代初期にすでに少

なくとも一部には分化した花崗岩地殻が地球表層に露出 していたことを示唆している.

- (3) 珪質泥岩と砂岩は、主に花崗岩を起源物質としているが、珪質泥岩の方が砂岩よりも花崗岩の寄与が相対的に 大きい。
- (4) 珪質泥岩と砂岩は、主に花崗岩からなる大陸地殻を後 背地とし、大陸縁辺域において海溝充填型タービダイト として形成されたと推論される。

謝 辞

本研究を進めるに際して,通商産業省工業技術院地質調 査所の今井登,渡部芳夫両博士に ICP-MS の分析の便宜を はかっていただいた. XRF 分析については、東京大学海 洋研究所の石井輝秋博士,東京大学理学部の吉田英人技官 にお世話になった.地質調査および試料の採取に関して は,東京工業大学理学部の丸山茂徳博士,東京大学総合文 化研究科の磯崎行雄博士, 香川大学工学部の寺林優博士な ど多くの方々にお世話になった.また山口大学理学部の君 波和雄, 宮田雄一郎両博士には, 有益な助言を賜った. 匿 名の査読者には本論の改善のために有益な指摘をしていた だいた。以上の方々に厚く謝意を表す。また本論文の研究 に際して,重点領域研究「全地球史解読 — 物理的地球環境 の日常性とイベント」No. 259 (平成7-9年度),国際学術 研究 No. 06041038 (平成 6 年度), No. 08041102 (平成 8-9年度), 奨励研究(A) No. 07740426 (平成7年度), 山口 大学学内研究特別助成金(平成8年度)の一部を充てた.

文 献

- Barley, M.E., 1998, The tectonic and metallogenic evolution of the Pilbara Craton: Preface. *Precamb. Res.* 88, 1-2.
- Boryta, M. and Condie, K.C., 1990, Geochemistry and origin of the Archaean Beit Bridge complex, Limpopo Belt, South Africa. J. Geol. Soc. London, 147, 229–239.
- Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In* Henderson, P., ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier. Amsterdam, 63–114.
- Cloud, P., 1988, Oasis in Space: Earth History from the Beginning. Norton and Company, New York, 508 p.
- Condie, K.C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1–37.
- de Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E., and Hart R.A., 1992, Formation of an Archaean continent. *Nature* 357, 553–562.
- Gibbs, A.K., Montgomery, C.W., O'Day, P.A., and Erslev, E.A., 1986, The Archean-Proterozoic transition: Evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2125–2141.
- Gromet, L.P. and Silver, L.T., 1983, Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their pertogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 925–939.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L., 1984, The "North American Shale Composite": Its composition, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochin. Acta*, **48**, 2469–2482.
- Henderson, P., 1984, General geochemical properties and

abundances of the rare earth elements. In Henderson, P., ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier. Amsterdam, 1-32.

- Hickman, A.H., 1983, Geology of the Pilbara Block and its Environs. Geol. Surv. West. Aust. Bull., 127, 268 p.
- Imai, N., 1990, Multielement analysis of rocks with the use of geological certified reference material by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Sci.*, 6, 389-395.
- Irino, T., 1996, Quantification of Kosa, eolian dust, contribution to the sediments and reconstruction of its flux variation at ODP Site 797, the Japan Sea during the last 200 Ky. PhD thesis, University of Tokyo, 130 p.
- Henderson, P., 1984, General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. *In* Henderson, P., ed., *Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier*, Amsterdam, 1-32.
- 加藤泰浩・遠藤秀視・河上貴範・木村学・丸山茂徳・渡部芳夫,1995, 西オーストラリア・ピルバラ地塊・マーブルバー地域(3.5Ga) の層状チャートの起源と初期地球像. 資源地質学会第45回年 会講演要旨集,0-14.
- 加藤泰浩・池崎秋芳・河上貴範, 1999, 西オーストラリア・ピル バラ地塊・マーブルバー地域(3.5Ga)の太古代層状チャー トの地球化学,地球惑星関連学会予稿集, Ah-009.
- Kato, Y., Ohta, I., Tsunematsu, T., Watanabe, Y., Isozaki, Y., Maruyama, S., and Imai, N., 1998, Rare-earth element variations in mid-Archean banded iron formations: Implications for chemistry of ocean and continent and plate tectonics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 3475–3497.
- Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., and Okamoto, K., 1999, Plate tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland., J. Geol., 107, 515–554.
- Krapez, B., 1993, Sequence stratigraphy of the Archean supracrustal belts of the Pilbara Block, Western Australia. *Precamb. Res.*, **60**, 1-45.
- McLennan, S.M. and Hemming, S., 1992, Samarium/ neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 887-898.
- McLennan, S.M. and Taylor, S.R., 1991, Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. J. Geol. 99, 1–21.
- McNaughton, N.J., Compston, W. and Barley M.E., 1993, Constraints on the age of the Warrawoona Group, eastern Pilbara Block, Western Australia. *Precamb. Res.* 60, 69–98.
- Michard, A. and Albarède, F., 1986, The REE content of some hydrothermal fluids., *Chem. Geol.* 55, 51-60.
- Nance, W.B. and Taylor, S.R., 1977, Rare earth element patterns and crustal evolution-II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 225-231.
- Reimer, T.O., Condie, K.C., Schneider, G. and Georgi, A., 1985, Petrography and geochemistry of granitoid and metamorphite pebbles from the early Archaean Moodies Group, Barberton Mountainland/South Africa. *Precamb. Res.*, 29, 383-404.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., and Taylor, S.R., 1985, Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1645–1655.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell. 312 p.
- Thorpe, R.I., Hickman, A.H., Davis, D.W., Mortensen, J.K. and Trendall, A.F., 1992, U-Pb zircon geochronology of Archean felsic units in the Marble Bar region, Pilbara Craton, Western Australia. *Precamb. Res.*, 56, 169-189.
- Wronkiewicz, D.J. and Condie, K.C., 1987, Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South

Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2401–2416.

- Wronkiewicz, D.J. and Condie, K.C., 1989, Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1537–1549.
- Wronkiewicz, D.J. and Condie, K.C., 1990, Geochemistry and mineralogy of sediments from the Vendersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 343–354.

(要 旨)

加藤泰浩・池崎秋芳, 2000, 西オーストラリア, ピルバラ地塊, マーブルバー地域における太古代 初期 (3.5Gyr)の珪質泥岩と砂岩の地球化学. 地質学論集, 第57号, 171-181. (Kato, Y. and Ikezaki, A., 2000, Geochemistry of early Archean (3.5Gyr) siliceous mudstone and sandstone from the Marble Bar area in the Pilbala craton, Western Australia. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 57, 171-181.)

西オーストラリア,ピルバラ地塊,マーブルバー地域の Salgash 亜層群(3.5Gyr)の最上部に 分布する珪質泥岩/砂岩の全岩化学組成(主要,微量,希土類元素)を検討した.本検討試料は, 他の太古代初期の緑色岩帯中の頁岩に比較して,Ni,Cr含有量が異常に低く,他の微量元素組 成の特徴も,花崗岩やTTGなどの珪長質な岩石に由来することを示す.コンドライト規格化希 土類元素パターンも,花崗岩やTTGのパターンに類似しているが,半数程度の試料に長石の局 所的な濃集による正のEu異常が認められる.一部の珪質泥岩は負のEu異常を示し,太古代初期 にすでに分化した花崗岩地殻が地球表層に露出していたことを示唆している.これらの珪質泥岩/ 砂岩は,主に花崗岩からなる大陸地殻を後背地として,大陸縁辺域において海溝充填型タービダ イトとして形成されたと考えられる.