

四国西部における砂岩, 頁岩の K, Na, Th, U の広域的变化

石原舜三* 坂巻幸雄* 望月常一** 寺島 滋** 遠藤祐二*

ISHIHARA, Shunso, SAKAMAKI, Yukio, MOCHIZUKI, Tsunekazu, TERASHIMA, Shigeru and ENDO, Yuji (1981) Distribution of K, Na, Th and U in sandstones and shales from western Shikoku, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 32(6), p. 329-342.

Abstract: Regional variation of K, Na, Th and U was studied on 58 sandstones, 81 shales and 3 green schists from sedimentary terrains across the western Shikoku district. The studied district is underlain, from north to south, by Upper Cretaceous Izumi Group, Sambagawa metamorphic rocks, upper Paleozoic-lower Mesozoic Chichibu and Sambosan Groups and Cretaceous-Paleogene Shimanto Supergroup. The Shimanto Supergroup is divided into, from north to south, the Lower Shimanto Group (Cretaceous) of the North Uwa, South Uwa and Nakasuji belts, and the Upper Shimanto Group (Paleogene, locally Neogene) of the Nakasuji, Hiromi and Shimizu belts.

Regional characteristics of the sedimentary rocks are best demonstrated on compositions of the sandstones. Sandstones that have granitic and rhyolitic rocks in their source area and that are deposited rapidly are rich in potassium (e.g., Izumi Group), whereas those derived dominantly from mafic volcanic area have high Na contents (e.g., Chichibu Group). Sandstones of the Shimanto Supergroup have intermediate values, and K (also K + Na) contents become low in the south where the younger, Upper Shimanto Group is exposed.

Th and U of both sandstone and shale are highest in the Izumi Group and generally low in the Shimanto Supergroup. Black shale of the Shimanto Supergroup shows no U-anomaly. Within each group, highly matured rocks give slightly higher Th/U ratio. It appears that the amounts of radioactive elements are related to kind of the source rocks, maturity of the sediments and rate of the sedimentation. The highly matured, poly-cyclic sediments contain the least amount of the radioactive elements.

Radioactive anomalies were found by car-borne survey at three places in the Chichibu and Sambosan belts. One is due to anomalous potassium contained in sericite, but the two others owe their anomaly on uranium of black shale alternated in chert zone. Similar anomalies were discovered in foot wall of bedded-type manganese deposits in the same zone. Basaltic rocks are accompanied with the ore deposits. This uranium may have been precipitated from seawater in eutheic environment developed locally during the submarine basaltic activities. Possibility of anomalous concentration of sedimentary uranium may be the least in the Shimanto Supergroup.

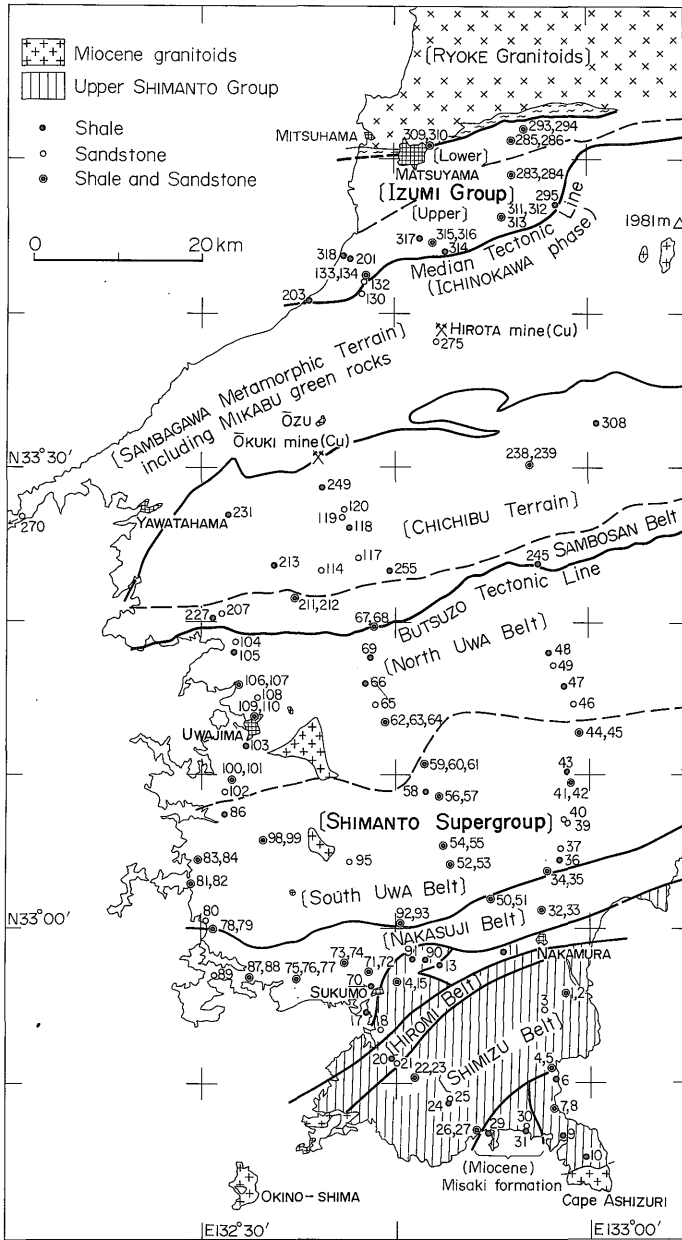
1. 緒 言

地質調査所における特別研究の一つであった、いわゆる「ウラン特研」は1955(昭和30)年に始まったが、その末期に日本の主要地質単元におけるウランの潜在能力の評価が計画、実施された。今日のエネルギー問題の重要性、世界的なウラン探査の隆盛をみる時、その計画の先見性が豊かであったことがわかる。成果の一部は阿武隈高地について石原ほか(1973)によって発表され、また花崗岩に関する部分は KANAYA and ISHIHARA (1975)にも含めて公表されている。非花崗岩地域の結果は、あ

まりにウランのポテンシャルが低かったために公表されていないものが多い。ここに報告する四国西部の評価はその計画の一部であって、堆積岩地域を対象としたものである。まずカーボン探査により地域全体の放射能評価が行われ、ついで放射能異常の原因の究明及び野外におけるサンプリング、その後一般岩石の放射能が元素別に検討された。地域の選定に当っては次の点も考慮された。

日本における組織的なウラン探査が開始された後、資源的に重要なウラン鉱床、すなわち堆積型鉱床の探査指針として、「花崗岩類(微量成分としてのウラン含有量が高いほどよい)を基盤とし、その上位にウラン鉱物を沈

* 鉱床部 ** 技術部



第1図 四国西部の地帯区分と分析試料の採取位置

Fig. 1 Geotectonic and stratigraphic division of western Shikoku and locality of the analyzed samples. Two copper mines are of the Besshi type.

殿させるための還元性物質を含む堆積岩が分布する地域を探索する」ことが最初の10年間に経験的に確立され、以後これに沿ってウラン探査が進められた。成因的には、基盤からの溶脱され易いウランが上方あるいは側方に移動して鉱床を形成すると考えるものである(石原・鈴木, 1969)。この考えは1960年代に交流が深かったアメリカ原子力委員会の地質家には受け入れられず、アメリカ側からは、「日本では花崗岩地域に探査が集中されてい

るため、このような結論が得られた」との意見が提出されていた。

非花崗岩地域における探査密度が低かったことは事実であるが、ウランが潜在していそうな飛騨山地の手取層群の分布地域や、堆積岩類が広く分布する北上山地ではかなりの面積にわたってカーボンが実施されており、また西南日本内帯では花崗岩地帯の探査過程で古生層地域も断片的には調査されていた(堀川, 1969)。しかしな

がら, これらの調査で現在までに発見された堆積岩地域の放射能異常点はごく僅かである。四国西部で実施した今回の放射能評価は, 非花崗岩地域における最初の組織的なものであるが, 結論的には鉱床規模の異常を認めることが出来ず, 従来からの探査指針を確認する結果に終わった。一方, アメリカ国内においても, 第一次石油ショック以後のウランブームによって組織的なウラン探査が再び盛んとなり, その過程で, たとえばワイオミングの著名なウラン鉱床地域では深所に先カンブリア紀の高ウラン含有基盤花崗岩類が発見され, それにウランの起源を求める地質家が出始めている (STUCKLESS *et al.*, 1977)。すなわち日本の若いウラン鉱床で得られた探査指針はアメリカ大陸でも適用できそうな情勢に変わっているのである。

この報告は四国西部の主要ルートに沿って物理探査部によるカーボン調査を実施し, それにより発見された

放射能異常の原因を追跡すると共に, 別に地表で採取した岩石について, K, Th, U を分析し, 地域全体の放射性物質評価をおこなうと共に, 堆積岩と放射性元素との関係を追及しようとするものである。三波川帯, 御荷鉢帯では苦鉄質火成岩が多産するために, 低放射能帯であることが予想され, 予察的なサンプリングがおこなわれたに過ぎない。試料採取位置を第1図に示す。

野外調査とサンプリングとは, 1970年3月に実施した。この調査に前後して, 地質については寺岡易司, 田中啓策両技官から有益な助言を賜った。また原稿については柴田 賢, 寺岡易司両技官から貴重なお意見をいただいた。

2. 地質概要と分析試料

四国西部の堆積岩類を第1図に示すように, 北から南へ, 和泉帯, 御荷鉢緑色岩類を含めた三波川帯, 秩父

第1表 和泉層群の砂岩と頁岩の化学分析値
Table 1 Analytical data for the Izumi Group (Upper Cretaceous).

Sample No.	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	NI-GGL's k	U/K (×10 ⁻⁴)	Th/U
<i>Sandstone, Lower formation</i>							
70 S-286	3.00	3.00	8	2.1	0.40	0.84	3.8
293	3.05	3.48	7	2.1	0.43	0.73	3.3
<i>Shale, Lower formation</i>							
70 S-285	1.61	4.51	14	3.4	0.65	0.91	4.1
294	1.96	3.71	n.d.	3.2	0.56	1.04	—
309	1.55	3.60	13	3.9	0.61	1.30	3.3
310	2.07	3.10	11	2.9	0.50	1.13	3.8
<i>Sandstone, Upper formation</i>							
70 S-133	3.25	2.00	8	1.7	0.29	1.02	4.7
284	2.73	2.40	9	2.1	0.37	1.06	4.3
313	1.95	3.02	9	1.7	0.51	0.68	5.3
316	2.37	2.50	10	1.6	0.41	0.77	6.3
<i>Shale, Upper formation</i>							
70 S-134	1.75	3.60	n.d.	2.6	0.58	0.87	—
201	1.05	3.60	13	3.3	0.69	1.10	3.9
203	2.00	3.22	n.d.	2.9	0.51	1.09	—
283	1.74	4.30	n.d.	3.5	0.62	0.98	—
295	1.75	3.02	17	2.9	0.53	1.16	5.9
311	1.15	4.62	16	4.0	0.73	1.04	4.0
312	1.20	3.06	n.d.	2.6	0.63	1.02	—
314	1.62	3.67	n.d.	3.2	0.60	1.05	—
315	1.75	4.00	13	3.6	0.60	1.08	3.6
317	2.11	3.41	n.d.	2.9	0.52	1.03	—
318	1.93	3.76	n.d.	3.2	0.56	1.03	—

Na₂O and K₂O, analyzed by atomic absorption method (analyst, S.T.); Th by colorimetric method and U by fluorescent method (analyst, T. M.). NI-GGL's k, molar K₂O/K₂O+Na₂O. n.d., not determined.

帯, 三宝山帯, 四万十帯と, 5 帯に分ける。これらから砂岩 58 個, 頁岩 81 個, 三波川変成岩 3 個, 合計 142 個を採集し, 分析に供した。分析試料としては個々の地域で出来るだけ一般的な砂岩, 頁岩を選び, 砂岩と頁岩が互層する場合には同一露頭から, それぞれ代表的なものを採取した。砂岩は主に細粒砂岩であり, 頁岩はシルト及び粘土サイズのものからなる。分析試料は層理面に直交して切断した幅 7 cm 以上のスライスを粉末化したものである。K, Na は原子吸光法 (寺島, 1970) によって寺島が, Th は比色法 (関根・望月, 1976), U は蛍光法 (望月・関根, 1976) によって, 共に望月が分析した。

松山付近の和泉層群は原田 (1965) によって研究され, 3 回の堆積輪廻からなる 3 層, すなわち下部層 (層厚 2,300m), 中部層 (2,200m) 及び上部層 (760m) に分け

られている。筆者らの試料は主に下部層と中部層から採取したが, 一部は上部層に属するものが含まれる。試料は原田 (1965) の下部層からのものを下部層, 中部層と上部層からのものを上部層として第 1 表に示した。なお, この様に下部層と上部層に分ける区分は愛媛県地質図 (永井ほか, 1967) においても採用されている。

和泉層群の堆積物は南西ないし西向きの流れによって運ばれ, 比較的急速に堆積したもので, 碎屑物は主に礫岩の解析からごく初期には内帯の領家変成岩, 火山岩から, ついで花崗岩類からも供給された (原田, 1965)。しかし, より広範囲に得られた砂岩の観察によると, 全層を通じて珪長質火山岩岩片が圧倒的に卓越している (寺岡, 1977)。筆者らの試料は原田 (1965) の花崗岩礫が出現する以降の地層からのものである。

第 2 表 秩父帯, 三宝山帯, 三波川帯諸岩石の化学分析値
Table 2 Analytical data for rocks from the Sambagawa, Chichibu and Sambosan belts (upper Paleozoic to lower Mesozoic).

Sample No.	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	NIGGLI's k	U/K (×10 ⁻⁴)	Th/U
<i>Sambagawa metamorphic rocks</i>							
70S-130	2.52	1.40	3	0.6	0.27	0.52	5.0
270	2.51	2.65	8	2.1	0.41	0.96	3.8
275	2.51	3.09	9	2.1	0.45	0.82	4.3
<i>Sandstone, Chichibu Group</i>							
70S-114	6.04	0.25	2	0.4	0.03	1.91	5.0
117	5.62	0.54	6	1.3	0.06	2.89	4.6
119	4.18	2.17	13	1.7	0.25	0.94	7.7
120	4.73	1.20	6	1.5	0.14	1.50	4.0
239	5.00	1.86	9	2.1	0.20	1.36	4.3
<i>Shale, Chichibu Group</i>							
70S-118	3.55	2.20	11	2.8	0.29	1.53	3.9
213*3	0.10	2.65	9	10.0	0.95	4.55	0.9
231*1	2.14	3.22	13	2.4	0.50	0.90	5.4
238*2	2.54	3.01	8	2.0	0.44	0.80	4.0
249	2.35	3.12	12	2.8	0.47	1.08	4.3
255*1	2.58	2.86	7	2.1	0.42	0.89	3.3
308*3	0.35	8.11	12	2.6	0.94	0.39	4.6
<i>Sandstone, Sambosan Group</i>							
70S-207	3.00	2.41	10	1.4	0.35	0.70	7.1
212	3.22	2.31	10	2.6	0.29	1.35	3.9
<i>Shale, Sambosan Group</i>							
211	2.15	3.83	18	4.1	0.54	1.29	4.4
227*3	1.15	3.20	17	4.1	0.65	1.54	4.1
245	2.11	3.05	11	2.5	0.49	0.99	4.1

Samples for the Sambagawa metamorphic rocks: 70S-130, epidote green schist more than black schist; 70S-270, quartz schist much more than black schist; 70S-275, quartz schist more than black schist. *1, phyllitic; *2, calcareous; *3, 70S-213, coaly and radioactive; 70S-308, sericite (-quartz-calcite) rock and radioactive; 70S-227, cherty and radioactive.

砂岩、頁岩の K・Na・Th・U (石原・坂巻・望月・寺島・遠藤)

第3表 下部四万十層群 (白亜系) の砂岩と頁岩の化学分析値
Table 3 Analytical data for rocks from the Lower Shimanto Group (Cretaceous).

Sample No.	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	NIGGL's k	U/K ($\times 10^{-4}$)	Th/U
<i>Sandstone, North Uwa belt (Lower to Upper Cretaceous)</i>							
70 S - 49	3.63	2.26	7	1.2	0.29	0.64	5.8
65	4.37	2.06	7	0.9	0.24	0.53	7.8
67	3.91	2.27	8	1.1	0.28	0.59	7.3
78	3.60	1.27	9	1.3	0.19	1.24	6.9
80	4.17	2.40	6	1.6	0.28	0.80	3.8
81	4.90	1.04	7	1.2	0.12	1.40	5.8
83	3.78	1.97	7	1.2	0.26	0.73	5.8
95	3.32	4.08	9	1.6	0.45	0.47	5.6
98	4.18	2.51	8	1.2	0.28	0.58	6.7
100	3.41	2.98	8	1.4	0.37	0.57	5.7
102	3.39	2.07	7	1.2	0.29	0.70	5.8
104	3.52	2.15	4	1.1	0.29	0.62	3.6
106	4.42	2.07	5	0.9	0.24	0.52	5.6
108	3.26	2.87	7	1.2	0.37	0.51	5.8
110	3.03	2.04	6	0.8	0.31	0.47	7.5
<i>Shale, North Uwa belt (Lower to Upper Cretaceous)</i>							
70 S - 48	1.71	2.69	n.d.	2.2	0.51	0.99	—
62	0.96	2.33	n.d.	5.6	0.62	2.90	—
63	1.61	3.40	11	1.6	0.58	0.57	6.9
64	1.15	2.97	n.d.	1.9	0.63	0.77	—
66	2.56	2.32	n.d.	1.7	0.37	0.88	—
68	1.57	3.44	n.d.	2.2	0.59	0.77	—
69	2.81	2.22	8	1.5	0.34	0.82	5.3
101	2.18	4.83	12	3.3	0.59	0.82	3.6
103	2.00	2.71	n.d.	2.2	0.47	0.98	—
105	1.69	3.25	11	1.8	0.56	0.67	6.1
107	2.42	3.87	n.d.	3.1	0.51	0.97	—
109	1.80	2.86	8	1.7	0.51	0.72	4.7
<i>Sandstone, South Uwa belt (Upper Cretaceous)</i>							
70 S - 34	3.63	2.08	9	1.2	0.27	0.69	7.5
37	3.54	2.33	10	1.1	0.30	0.57	9.1
39	4.77	2.26	7	1.2	0.24	0.64	5.8
40	4.10	2.05	5	0.8	0.25	0.47	6.3
41	3.66	2.45	6	1.0	0.31	0.49	6.0
44	2.77	2.26	6	1.2	0.35	0.64	5.0
46	4.52	2.25	6	1.4	0.25	0.75	4.3
52	3.26	2.97	8	1.3	0.38	0.53	6.2
54	4.91	0.96	8	0.9	0.11	1.13	8.9
56	3.38	2.98	7	1.2	0.37	0.49	5.8
59	3.39	1.07	7	1.3	0.20	1.46	5.4
<i>Shale, South Uwa belt (Upper Cretaceous)</i>							
70 S - 35	1.82	4.13	n.d.	2.7	0.60	0.79	—
36	1.93	3.22	n.d.	2.0	0.52	0.75	—
42	1.62	3.20	n.d.	2.1	0.57	0.79	—

第 3 表 (つづき)
Table 3 Continued

Sample No.	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	NIGGLI's k	U/K (×10 ⁻⁴)	Th/U
70S-43	2.60	2.65	n.d.	3.1	0.40	1.41	—
45	1.25	4.10	n.d.	2.3	0.68	0.68	—
47	1.65	4.20	14	2.6	0.63	0.75	5.4
53	1.27	3.87	n.d.	2.1	0.67	0.65	—
55	1.87	3.12	n.d.	2.3	0.52	0.89	—
57	2.22	4.40	n.d.	3.5	0.57	0.96	—
58	1.83	4.52	n.d.	2.6	0.62	0.69	—
60	1.57	3.53	n.d.	2.1	0.60	0.72	—
61	1.52	3.54	n.d.	2.1	0.61	0.71	—
79	1.96	3.43	n.d.	2.3	0.54	0.81	—
82	1.52	4.15	n.d.	2.4	0.64	0.70	—
84	2.00	3.26	10	2.2	0.52	0.81	4.6
86	1.72	3.75	n.d.	2.3	0.59	0.74	—
99	1.64	3.04	n.d.	2.1	0.55	0.83	—
<i>Sandstone, Nakasuji belt (Upper Cretaceous)</i>							
70S-32	4.80	1.32	12	0.9	0.15	0.82	13.3
50	3.85	2.10	6	1.2	0.26	0.69	5.0
71	2.73	0.78	1	0.9	0.16	1.39	1.1
73	4.01	2.13	8	1.1	0.26	0.62	7.3
75	2.91	2.46	8	1.8	0.36	0.88	4.4
77	4.42	1.96	7	1.1	0.23	0.68	6.4
88	2.80	2.11	8	1.7	0.33	0.97	4.7
89	4.16	2.25	6	1.2	0.26	0.64	5.0
92	2.72	1.91	5	0.8	0.32	0.50	6.3
<i>Shale, Nakasuji belt (Upper Cretaceous)</i>							
70S-11	2.48	2.76	10	2.0	0.42	0.87	5.0
17	1.39	3.70	n.d.	1.9	0.64	0.62	—
33	2.13	3.20	n.d.	2.0	0.50	0.75	—
51	2.63	3.72	n.d.	2.8	0.48	0.91	—
70	2.21	2.95	n.d.	2.5	0.47	1.02	—
72	2.40	2.68	n.d.	2.0	0.42	0.90	—
74	2.10	3.02	12	2.5	0.49	1.00	4.8
76	2.35	2.95	12	2.2	0.45	0.90	5.5
87	1.87	3.12	n.d.	1.1	0.52	0.43	—
93	2.42	2.62	n.d.	1.9	0.42	0.87	—

三波川帯からは、全体的な傾向を知るために、最も一般的にみられる変成岩を 3 個選んだ。御荷銻緑色岩類は放射能強度が低いので分析しなかった。秩父帯の試料は鹿島 (1967, 1969) の大藪層 (試料番号, No. 118), 双岩層 (No. 231), 宇和川層 (Nos. 117, 120, 249), 田之筋層 (No. 213), 野村層群 (No. 255) から採取したが、一部は未区分の地層から採集したものである。秩父帯の諸岩石は堆積後に著しい変形を受けているために、上記

の地層が持つ意味は和泉層群の場合のように明瞭でないが、KASHIMA (1969) は砂岩に見られる岩片の観察から、これらの地層の供給源として、主に玄武岩-安山岩、ついで堆積岩、花崗岩、変成岩などを推察している。三宝山帯の試料は KASHIMA (1969) の板荷谷層から主として採集した。

四万十帯では化石の豊富な宇和島-近永地域において詳細な地層区分がおこなわれ (寺岡・小島, 1975; 寺岡

第4表 上部四万十層群 (第三系等) の砂岩と頁岩の化学分析値
Table 4 Analytical data for rocks from the Upper Shimanto Group (Tertiary etc.).

Sample No.	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	NIIGLI's k	U/K (×10 ⁻⁴)	Th/U
<i>Sandstone, Nakasuji belt (Oligocene)</i>							
70 S- 18	3.00	1.90	7	1.3	0.29	0.82	5.4
<i>Shale, Nakasuji belt (Oligocene)</i>							
70 S- 13	1.27	2.00	n.d.	1.1	0.51	0.66	—
14	2.25	2.55	10	2.2	0.43	1.04	4.6
15	1.82	2.40	n.d.	1.5	0.47	0.75	—
90	1.80	2.46	n.d.	2.3	0.47	1.13	—
91	2.15	2.68	n.d.	2.0	0.45	0.90	—
<i>Sandstone, Shimizu belt (Eocene etc.)</i>							
70 S- 2	2.55	1.32	10	1.2	0.25	1.09	8.3
3	2.81	1.10	7	1.7	0.21	1.87	4.1
5	3.09	0.66	8	0.8	0.12	1.46	10.0
8	3.30	0.61	5	1.2	0.11	2.35	4.2
21*1	1.80	1.85	7	1.4	0.40	0.91	5.0
23	2.97	0.70	7	0.7	0.13	1.21	10.0
25	2.32	1.82	7	1.4	0.34	0.93	5.0
26	2.96	1.52	9	1.0	0.25	0.79	9.0
30*2	3.24	1.73	9	1.2	0.26	0.83	7.5
<i>Shale, Shimizu belt (Eocene etc.)</i>							
70 S- 1	2.26	2.32	n.d.	2.1	0.40	1.09	—
4	1.25	3.47	n.d.	2.6	0.65	0.90	—
6	2.42	2.45	10	2.2	0.40	1.08	4.6
7	1.94	2.93	11	2.0	0.50	0.82	5.5
9	1.58	2.60	n.d.	2.3	0.51	1.07	—
10	1.20	3.08	14	2.5	0.63	0.98	5.6
20*1	1.90	2.86	n.d.	1.8	0.50	0.76	—
22	1.60	3.00	12	1.8	0.55	0.72	6.7
24	1.22	3.12	n.d.	2.4	0.63	0.93	—
27	1.65	2.81	n.d.	2.6	0.53	1.12	—
29*2	2.13	2.93	n.d.	1.9	0.48	0.78	—
31*2	1.86	3.42	n.d.	2.5	0.55	0.88	—

*1 Hiromi belt of Upper Cretaceous age *2 Misaki Formation of Miocene age (KATTO and TAIRA, 1978)

ほか, 1980), また南部の宿毛地域については最近の図幅調査の結果が公表されている (田中, 1980). 寺岡 (1979) によると, 四万十層群は下部四万十層群 (白亜系) と上部四万十層群 (古第三系) とに区分され, 北から南へ, 北宇和帯, 南宇和帯, 中筋帯, 弘見帯, 清水帯に分けられる. 下部四万十層群は弘見帯以北に分布し, 北宇和帯の地層は宮古-浦河統, 中筋帯のものと南宇和帯の大部分はヘトナイ統にそれぞれ対比される. 弘見帯の地層もヘトナイ統の可能性が大きい. 一方, 上部四万十層群は中筋・清水両帯に分布し, 中筋帯の地層 (宿毛層群) は漸新統であり, 清水帯のものは主として始新統,

ごく一部は中新統からなる. 分析試料は上記の各帯からできるだけ等間隔に採集した.

上述のように四万十帯の地層は北から南へ全体として若くなる. これは四万十地帯における沈降の中心が時代と共に南方へ移動したことを示し, 堆積物は当時, 火成活動が盛んであった内帯の隆起部から主として供給されたものと考えられている (寺岡, 1979). 砂岩のモード分析によれば, 堆積物の供給源としては堆積岩や変成岩もあったが, 火成岩が最も重要であり, その時代の変遷をみると宮古世とヘトナイ世では火山岩類が, ギリヤク-浦河世では花崗岩類の占める割合が特に大きい (寺

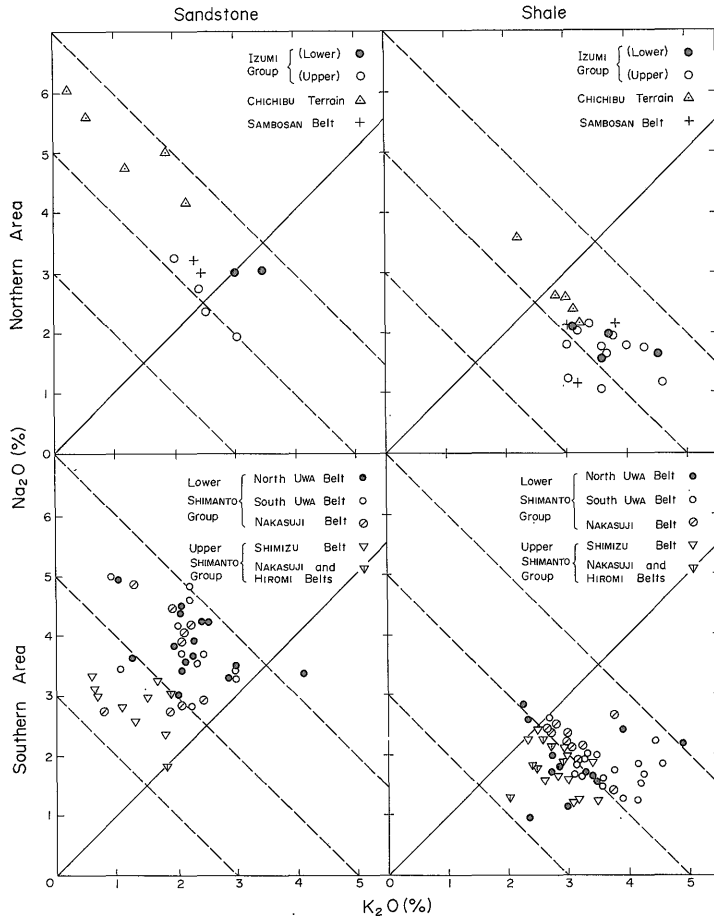
岡, 1977). なお, ヘトナイ統の和泉層群の砂岩においては, 砂粒の半分近くが珪長質火山岩からなっている. 一方, 清水帯の古第三紀砂岩は, 白亜紀のものと同く, 石英に富み, 長石に乏しい傾向があり, 概して熟成度が高い. その主原因としては, 白亜紀末-古第三紀初頭(市の川時階)における三波川帯の大規模な隆起のために内帯起源物質の流入がさまたげられたこと, 三波川帯から四万十帯北部にかけての地域にも陸地が出現し, そこから多輪廻性碎屑物がもたらされたこと, などが考察されている(寺岡, 1979).

3. カリウムとナトリウム

砂岩, 頁岩に含まれる Na_2O と K_2O 含有量を第2図に示す. 砂岩, 頁岩中のナトリウムは碎屑物中の斜長石

含有量に比例し, カリウムは砂岩においては碎屑性カリウム長石や珪長質火山岩岩片, 頁岩においては自生, または碎屑性の雲母類に主として含まれるものと思われる. 分析試料全体を通じて, 地域別あるいは地層別の特徴は砂岩で明瞭に表われる.

$\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 図において, 砂岩は一般に $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ であり, 頁岩は $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ であるが(第2図), 和泉層群の砂岩は K_2O に富む傾向があり, 秩父帯の頁岩では Na_2O がやや多い. 前者の原因は和泉層群が後背地に近く, 後背地の珪長質火成岩類からの碎屑物が多く含まれているためであり, 後者の原因は苦鉄質火成岩岩片が多く含まれていることに起因する. 和泉層群では下部層の砂岩が上部層のものより $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 総量が多い特徴がある. この事実は下部層の砂岩に上部層の砂岩より



第2図 砂岩及び頁岩のアルカリ比
 Fig. 2 Alkali ratio of sandstone and shale from western Shikoku. The Shimizu belt includes the Misaki Formation.

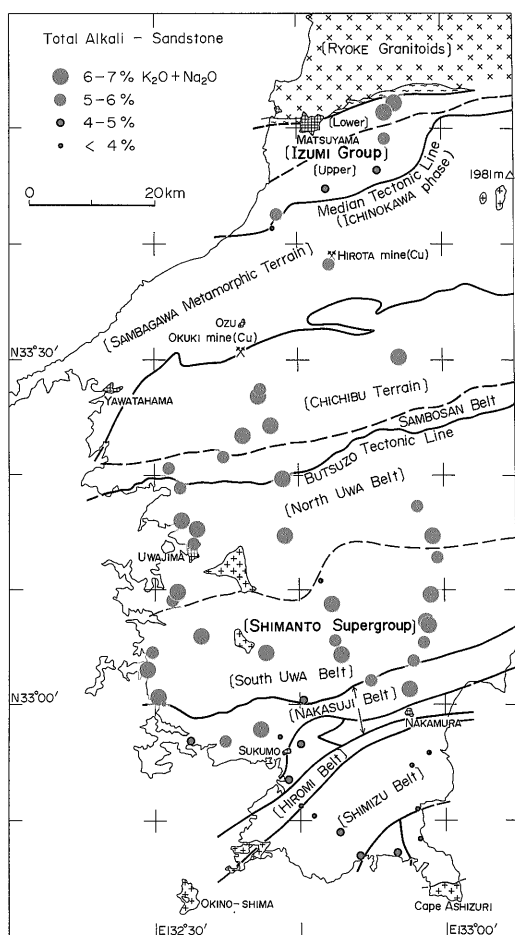
多くの長石(斜長石>カリウム長石)が含まれている鏡下観察と一致し, 上部層の方が下部層より熟成度が高いことを示している。

四万十層群においては, 砂岩中のアルカリ総量が下部四万十層群(白亜系)と上部四万十層群(古第三系)とでは明瞭に異なる。清水帯の砂岩では K_2O+Na_2O が著しく低い(第2, 3図)。この事実は清水帯の古第三紀砂岩が長石に乏しく石英に富むモード組成(寺岡, 1977)を持つことと一致するもので, この砂岩が白亜系のものより熟成度が高いことを示している。同様な現象は中筋帯の漸新統宿毛層群の砂岩にも認められる。

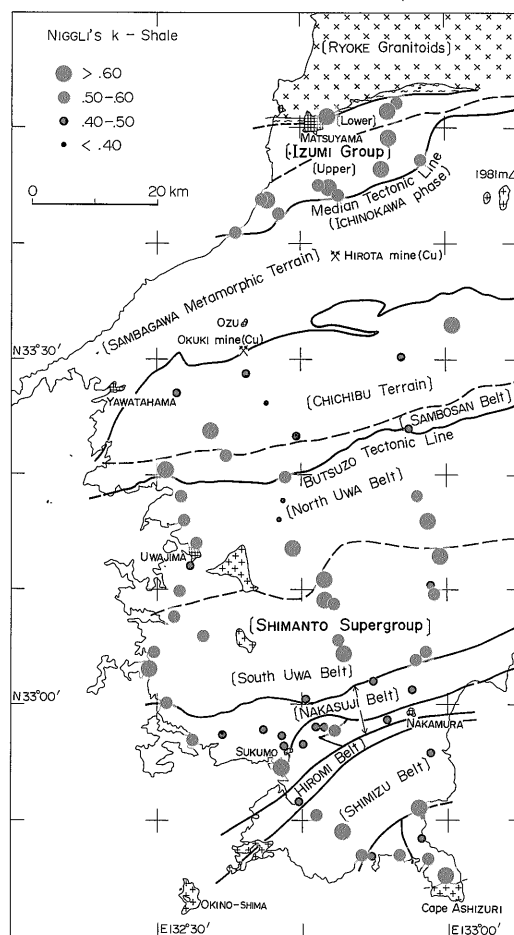
第3図は砂岩の K_2O+Na_2O を平面的に示したものであるが, その含有量が清水帯や中筋帯の古第三系で低いことが明瞭である。和泉層群では, 既述のように下部層

より上部層で低い。以上の傾向は K_2O のみ考慮した場合でも同様であるが, 秩父帯では Na_2O/K_2O が著しく高いものがあるために, K_2O と K_2O+Na_2O とは関連しない。

砂岩に見られる一般的傾向は頁岩においても僅かに認められる(第2図)。しかし一部では異なる傾向があらわれる。たとえば, 清水帯や中筋帯の上部四万十層群の砂岩は中筋帯以北のものにくらべて K_2O+Na_2O が著しく少なく, K_2O/K_2O+Na_2O (モル比, すなわち NIGGLI's k) も小さいが, 頁岩の K_2O/K_2O+Na_2O (モル比) の場合は中筋帯のもので最も小さく, 清水帯では逆に高いものが多い(第4図)。これは上部四万十層群中には三波川変成岩から由来したと推定される絹雲母が多いこと(寺岡, 1977)の影響かも知れない。



第3図 砂岩のアルカリ総量の広域的分布
Fig. 3 Distribution of the total alkalis of sandstone and schist from western Shikoku.



第4図 頁岩のニグリーk値の広域的分布
Fig. 4 Distribution of mol. K_2O/K_2O+Na_2O of shale from western Shikoku.

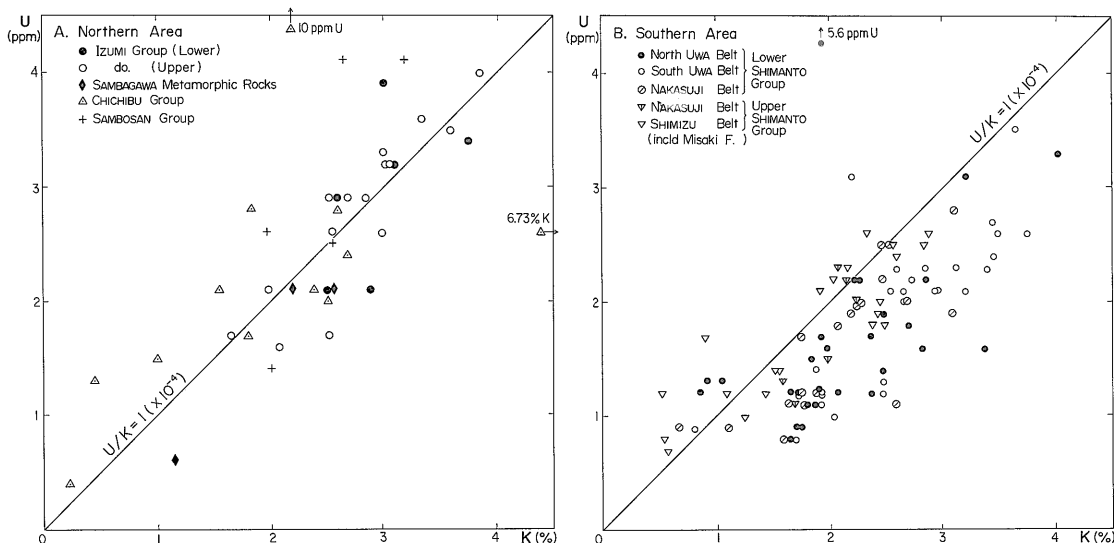
4. ウラン、トリウムと堆積環境

堆積輪廻が明瞭な和泉層群において、砂岩のウラン含有量は下部層では平均 2.1 ppm であり、上部層では 1.8 ppm と若干低下する。トリウムは下部層で 8 ppm、上部層で 9 ppm であり、Th/U 比は 3.6 から 5.1 へ上昇する。堆積岩中の Th/U 比については様々な意見が提出されているが (KOCZY, 1949; ADAMS and WEAVER, 1958; PLILLER and ADAMS, 1961; ROGERS and RICHARDSON, 1964; KOVALEV, 1965)、後背地の岩石と堆積速度、熟成度により大きく影響を受けるものと考えられる。両成分を含む造岩鉱物のうち Th/U 比が高いモナズ石を含む岩石から砕屑物質が供給されると、Th/U 比が高いモナズ石砂鉱が海辺に生ずる可能性がある。もし堆積速度が極めて遅い場合には海水から供給されるウランが吸着沈殿するために、前例とは反対に海辺から沖合へ Th/U 比は上昇するものと思われる。一方、堆積速度が速い場合には難溶性鉱物に多く含まれるトリウムは残存し、溶解度が高いウランが失われるために、細粒物質ほどあるいは沖合へ向うほど Th/U 比が上昇する可能性がある。和泉層群下部層ではトリウム砂鉱に相当するような異常は認められず、砂岩と頁岩共に極めて一般的な Th/U 比を示し、Th, U 存在量, Th/U 比などに既述のような若干の変化が認められた。これは和泉層群の堆積物は後背地から急速に運ばれて堆積したもので、その Th, U 存在量は原岩の値を反映していることを示しているものと考えられ

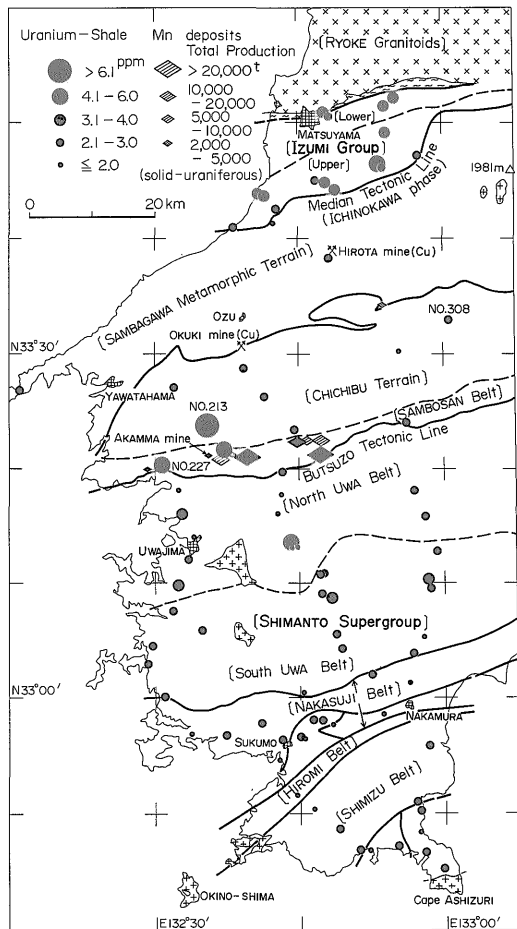
る。

四万十累層群の岩石は広範囲から採取されたために、同様な考察を試みることが出来ないが、ウラン存在量は和泉層群より低い傾向がある。たとえば、U/K 比は和泉層群の頁岩で $1 (\times 10^{-4})$ 台のものが多いのに対して (第 5 図)、四万十累層群ではウラン絶対量が低く、U/K 比も低いものが多くみられる。Th/U 比も清水帯の砂岩や頁岩で高い傾向がある。これらの堆積岩類に対しては砂岩の鉱物学的性質 (寺岡, 1979) 及びアルカリ含有量から北側に後背地が考えられ、次節で述べるように、この頁岩類が海水からウランを著しく濃集したとは思われない。砕屑物が供給地から複雑な経路をたどって長距離運ばれたことや砕屑物が既存の堆積岩や苦鉄質変成岩などに由来することなどにより、ウラン含有量 (第 6 図) や U/K 比の全体的な低下、中筋帯、清水帯にみられる Th/U 比の上昇が得られたものと考えられる。

堆積岩、とくに頁岩中のウランの起源としては、海水からの吸着も十分に考えられる。四万十累層群では有機物や黄鉄鉱に富む黒色頁岩が何カ所かで認められ、その放射能測定やウラン分析には特に注意を払ったが、やや異常とみなしうるものは 5.6 ppm (No. 62) の 1 個のみであった。この事実は、四万十累層群の黒色頁岩は還元性物質を含むものの、海水中のウランを吸着するに十分な反応時間を持たない環境下で生成したことを示しているものと考えられる。なお、和泉層群の炭質物に富む層準にも放射能異常を認め得なかったが、この場合も堆積



第 5 図 砂岩 (一部変成岩) 及び頁岩のウラン/カリウム比の広域的分布
 Fig. 5 Uranium/potassium ratio of sandstone and shale from western Shikoku.



第6図 頁岩中のウラン含有量, 放射能異常地点 (試料番号付) 及び主要なマンガン鉱床 (総生産量2,000トン以上, 吉村, 1969) の分布

Fig. 6 Distribution of uranium contents of shale, radioactive anomaly (with sample no.) and major bedded-type manganese deposits. Small manganese deposits (total production less than 2,000 tons) are not shown. Mn-data from YOSHIMURA (1969).

盆地の急速な沈降がウラン濃集の場を作りにくくしたものと考えられる。

一方, 秩父帯と三宝山帯では四万十帯と同様な地相堆積作用の場が考えられているが, チャートと苦鉄質火山岩が豊富で, 岩種の組合せが異なっている。秩父帯と三宝山帯ではカーボンにより若干の放射能異常が認められた。秩父帯の No. 308 試料の異常はその K_2O (8.1%) の多さと鏡下観察による絹雲母の存在から, 異常の原因はカリウムにある。No. 213 試料の異常は炭質物に

富む頁岩で, その異常の原因はウラン (10 ppm) である。三宝山帯の No. 227 試料の異常はチャート帯で得られた。露頭としては異常を示すものの, 個々のサンプルでは特に放射性元素に富む傾向は確認できず, 若干ウランに富む岩石が広く露出しているためと考えられる。

四国西部で発見された上記の放射能異常は大局的には秩父帯と三宝山帯中のマンガン鉱床地帯で得られたものである (第6図)。層状のマンガン鉱床に接して, 主として下盤側に分布する粘土質岩にウラン異常が伴われる例は, 各地で既に知られている (浜地, 1961)。この報文に関連するものでは明間鉱山四道坑の変質粘板岩中に 0.022% (U_3O_8) のウラン濃集があるのを最高として, 5鉱山にわたって 0.00n% 台のウラン異常が報告されている (浜地・坂巻, 1962)。鉱床中のマンガンは苦鉄質マグマの噴出活動によりもたらされたものかも知れないが (渡辺, 1959), ウランは恐らく海底噴火に伴う碎屑層・ゲル状物質の供給と循環熱水活動により, 海水からの吸着反応が促進されると同時に, その様な所では局部的に著しい還元環境が発達したために, 海水のウランが黒色頁岩などに固定されたものと考えられる。明間鉱山のウラン濃集部に顕著な Ni, Co, Mo, V の異常が伴われることも, 上記推論を支持する材料である。なお三宝山帯は石灰岩に富むので, それが原地性であるとすれば浅海性の環境が想定され, 含ウラン・ニッケル・コバルト頁岩を含むマンガン鉱床と深海底マンガンノジュールとの関連性は乏しいものと考えられる。

5. 放射性物質の評価

第5表には今回の分析結果を地帯, 地層別の平均値で示した。砂岩は K, Th, U のいずれも低含有量である。一般に炭質物を含む砂岩は堆積型ウラン鉱床に好適な場を提供し, 今回の調査地では和泉層群にその可能性の一端があるが, ウラン異常は発見されなかった。

頁岩は一般に砂岩の2倍弱の K, Th, U を含む。和泉層群では K 3.1%, Th 14 ppm, U 3.2 ppm であるが, 秩父帯・四万十帯などの地相堆積物では K 2.9% 以下, Th 12 ppm 以下, U 2.4 ppm 以下である (第5表)。この地相堆積物の頁岩は, K で片田・小野 (1978) が与えた西南日本内帯の三郡帯, 美濃帯などの頁岩平均値 3.0% ($n=161$) より低く, U についても石原ほか (1969) の西南日本内帯の頁岩平均値, 2.7 ppm ($n=52$) よりも低い。すなわち, 四国外帯の地相堆積物は全般的に放射性物質に乏しいと言える。

既述のように秩父帯や三宝山帯では局部的に K や U の異常が認められる。しかし, 四万十層群では放射能異

第5表 四国西部堆積岩類の地帯別平均値

Table 5 Average contents of K, Th and U for rocks across western Shikoku.

	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	U/K ($\times 10^{-4}$)	Th/U
Sandstone					
Izumi Group	2.27(6)	8.5(6)	1.9(6)	0.83	4.5
Sambagawa schist	1.98(3)	6.7(3)	1.6(3)	0.81	4.2
Chichibu Group	1.00(5)	7.2(5)	1.4(5)	1.40	5.1
<i>Lower Shimanto Group</i>					
Uwa belt	1.84(26)	7.1(26)	1.2(26)	0.64	6.0
Nakasuji belt	1.57(9)	6.8(9)	1.2(9)	0.76	5.7
<i>Upper Shimanto Group</i>					
Shimizu belt	0.92(7)	7.6(7)	1.1(7)	1.25	6.6
Nakasuji belt	1.58(1)	7 (1)	1.3(1)	0.82	5.4
Shale					
Izumi Group	3.05(15)	13.9(7)	3.2(15)	1.05	4.0
Chichibu Group	2.39(5)	10.2(5)	2.4(5)	1.01	4.2
<i>Lower Shimanto Group</i>					
Uwa belt	2.83(29)	10.7(6)	2.4(29)	0.70	5.2
Nakasuji belt	2.55(10)	11.3(3)	2.1(10)	0.82	5.1
<i>Upper Shimanto Group</i>					
Nakasuji belt	2.01(5)	10 (1)	1.8(5)	0.91	4.5
Shimizu belt	2.38(9)	11.8(4)	2.3(9)	0.96	5.5
Average shale	2.82(295)	n.a.	2.7(52)	0.96	n.a.

Samples from Sambosan Group, Hiromi belt, Misaki Formation in Shimizu belt and radioactive samples from Chichibu Group are excluded. Average shale, geosynclinal sediments from the Inner Zone of Southwest Japan. K after KATADA and Ono (1978), U from ISHIHARA *et al.* (1969). Number of analyses in parenthesis. n.a., not available.

常は認められず、かつ一般岩石中の放射性物質量が低い。すなわち四万十累層群が四国西部の堆積岩地帯において最も低放射能である。四万十累層群の砂岩と頁岩との比は約1であるが、かりにこれらが深度10 kmに互って大洋性地殻上に折りたたまれていると仮定すると、その発熱能力は0.3 HFU ($\times 10^{-6}$ cal/cm² sec)であって、これは地殻が西南日本内帯の花崗岩からなると仮定した場合の0.5 HFU (ISHIHARA and MOCHIZUKI, 1980)と玄武岩とした場合の0.1 HFU (MIYAKE *et al.*, 1975)との中間の値である。

6. 結 論

四国西部を南北に横断し砂岩と頁岩を対象として放射性物質を主体とする化学的性質の評価をおこなった。K₂O及びK₂O+Na₂O, ThとUは和泉層群において最も多く含まれており、四万十累層群ではこれらが最も乏しい。秩父帯ではNa₂Oに富むものがある。各層群別では熟成度が高いほど、K₂OとK₂O+Na₂Oが減少し、Th/U比が上昇する傾向が認められた。これらの成分は秩父帯や三宝山帯のウランの一部を除き、後背地の岩石のそ

れぞれの含有量を反映しているものと考えられる。この事実を上記堆積岩類の堆積速度が比較的大きかった可能性を示している。四万十累層群の岩石は低放射能で、とくに古第三系の場合にそれが顕著である。これは古第三系岩石が多輪廻性の碎屑物をかなり多く含み、熟成度が高いことに起因するものと考えられる。

秩父帯や三宝山帯には還元性環境で、海水から固定したと考えられるウラン異常が認められた。その産状はマンガン鉱床に伴うウラン異常と共通のもので、同様な成因的背景を持つものと想定される。堆積性ウラン異常の潜在する可能性は四万十帯で最も低く、若干の異常は上記マンガン鉱床地帯で精査によって更に期待される。和泉層群では本論で議論した堆積性ウランのほか、基盤が花崗岩類であるので隆起後の地下水循環による後生的なウラン濃集の可能性があるが、今回の調査ではその様なウランは発見されなかった。

文 献

- ADAMS, J. A. S. and WEAVER, C. E. (1958)
Thorium-to-uranium ratios as indicators

- of sedimentary processes: Example of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 42, p. 378-340.
- 浜地忠男(1961) 層状マンガニ鈾床に伴う含ウラン鈾床. 地調報告, no. 190, p. 104-112.
- ・坂巻幸雄(1962) 愛媛県宇和島地区のマンガニ鈾床に伴うウランについて. 地調月報, vol. 13, p. 605-612.
- 原田幹彦(1965) 松山市東方地域の和泉層群の研究. 九大理学部研究報告, vol. 8, p. 137-156.
- 堀川義夫(1969) 自動車放射能探査による放射能強度分布. 地調報告, no. 232, p. 365-396.
- 石原舜三・鈴木淑夫(1969) 東濃地方ウラン鈾床の基盤花崗岩類. 地調報告, no. 232, p. 155-168.
- ・関根節郎・大場きみじ(1969) 上部古生代粘板岩と新第三紀シルトストーン中のウラン量. 地調報告, no. 232, p. 221-232.
- ・服部 仁・坂巻幸雄・金谷 弘・佐藤岱生・望月常一・寺島 滋(1973) 阿武隈高地一断面における花崗岩質岩石および変成岩の化学的性質の広域的变化—とくに U, Th, K₂O—. 地調月報, vol. 24, p. 269-284.
- ISHIHARA, S. and MOCHIZUKI, T. (1980) Uranium and thorium contents of Mesozoic granites from Peninsular Thailand. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 31, p. 369-376.
- KANAYA, H. and ISHIHARA, S. (1975) Uranium, thorium, and potassium contents of Japanese granitic rocks: A summary up to 1972. *The Natural Radiation Environment II*, vol. II (J. A. S. ADAMS, W. M. LOWDER, T. F. GESELL eds.), U.S. Energy Res. Development Admin., p. 517-533.
- 鹿島愛彦(1967) 四国西部秩父累帯の地層配列. 地質雑, vol. 73, p. 281-289.
- KASHIMA, N. (1969) Stratigraphical studies of the Chichibu belt in western Shikoku. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D, vol. XIX, no. 3, p. 387-436.
- 片田正人・小野千恵子(1978) 本州地向斜の砂岩・泥岩の供給源について. 地質雑, vol. 84, p. 141-154.
- 甲藤次郎・平 朝彦(1978) 四国西南部の三崎層群. 高知大学術研究報告, 自然科学, vol. 27, p. 165-180.
- KOCZY, F. F. (1949) Thorium content of Cambrian Alum shale of Sweden. *Sveriges Geol. Undersok.*, Ser. C, Avhandl. ock Uppat, no. 509, Arsbock 43, p. 1-12.
- KOVALEV, V. A. (1965) Geochemical aspects of investigation of the Th/U ratio in sedimentary rocks. *Geochem. Intern.*, vol. 2, p. 861-864.
- MIYAKE, Y., SUGIMURA, Y. and HIRAO, Y. (1975) Uranium, thorium and potassium contents in granitic and basaltic rocks in Japan. *The Natural Radiation Environment II*, vol. II (J. A. S. ADAMS, W. M. LOWDER, T. F. GESELL eds.), U.S. Energy Res. Development Admin., p. 535-558.
- 望月常一・関根節郎(1976) ウラン. 地球科学的試料の分析法, vol. 1, 地質調査所, p. 229-237.
- 永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島愛彦(1967) 愛媛県地質図1/200,000. トモエヤ.
- PLILER, R. and ADAMS, J.A.S. (1961) The distribution of thorium, uranium and potassium in the Mancos shale. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 13, p. 260-269.
- ROGERS, J. J. W. and RICHARDSON, K. A. (1964) Thorium and uranium contents of some sandstones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1115-1135.
- 関根節郎・望月常一(1976) トリウム. 地球科学的試料の化学分析法, vol. 1, 地質調査所, p. 218-225.
- STUCKLESS, J. S., BUNKER, C. M., BUSH, C. A., DOERING, W. P. and SCOTT, J. H. (1977) Geochemical and petrological studies of a uraniferous granite from the Granite Mountains, Wyoming. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, vol. 5, p. 61-81.
- 田中啓策(1980) 伊予鹿島及び宿毛地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 56p.
- 寺岡易司(1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して—. 地質雑, vol. 83, p. 795-810.

- 寺岡易司(1979) 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. 地質雑, vol. 85, p. 753-769.
- ・小島郁生(1975) 上部白亜系宇和島層群の層序. 国立科学博物館専報, no. 8, p. 5-20.
- ・———・水野岩根(1980) 四国西部近永地域の四万十累層群—とくに宮古・ギリヤーク両統について. 地調月報, vol. 31, p. 307-319.
- 寺島 滋(1970) 原子吸光法によるけい酸塩岩石鉍物ならびに陸水中のナトリウム, カリウム, マグネシウム, カルシウム, マンガン, 鉄の定量. 地調月報, vol. 21, p. 693-707.
- 渡辺武男(1959) 日本の層状含銅硫化鉄鉍床並びに層状マンガン鉍床の成因について. 鉍山地質, vol. 9, p. 1-18.
- 吉村豊文(1969) 日本のマンガン鉍床補遺(後編). 吉村豊文教授記念事業会, p. 835-851.

(受付: 1980年12月20日; 受理: 1981年1月30日)