

白亜紀の放射年代

——とくに地質年代尺度に関連して*——

柴 田 賢**

Radiometric ages for the Cretaceous Period
——with special reference to the time scale——

Ken SHIBATA**

Abstract Glauconite ages amount to about half of the data used and play an important part in constructing a Cretaceous time scale. However, quite different time scales are proposed as a result of critical evaluation of glauconite ages. Recently proposed time scales also reveal the difference in duration of the ages; thereby further refinement in biostratigraphy will be needed.

A Rb-Sr whole-rock age of 125 ± 3 Ma and K-Ar mineral ages of 116 ± 4 Ma for the Miyako Granite, which is assigned to the Upper Neocomian, are important data for the calibration of the Early Cretaceous time scale, and support the time scale of HARLAND *et al.* (1982). Biotites from the Lower Turonian and Santonian acidic tuffs from the Obira and Manji areas in Hokkaido, respectively, give concordant K-Ar and Rb-Sr ages, but these ages are slightly discordant with the scale of HARLAND *et al.* (1982).

New K-Ar and Rb-Sr age determinations on igneous rocks from the Nemuro Groups give the following results: dolerite and basalt from the Middle~Upper Campanian Nokkamappu Formation: 75.0 Ma and 72.0 Ma, 73.9 Ma, respectively; monzonite from the Uppermost Campanian~Lowermost Maastrichtian Otamura Formation: 70.3 Ma and 69.5 Ma; dolerite from the Maastrichtian Hamanaka Formation: 66.0 Ma and 67.6 Ma. These age results provide valuable calibration points for the Late Cretaceous time scale, and are generally consistent with the scale of HARLAND *et al.* (1982).

I. はじめに

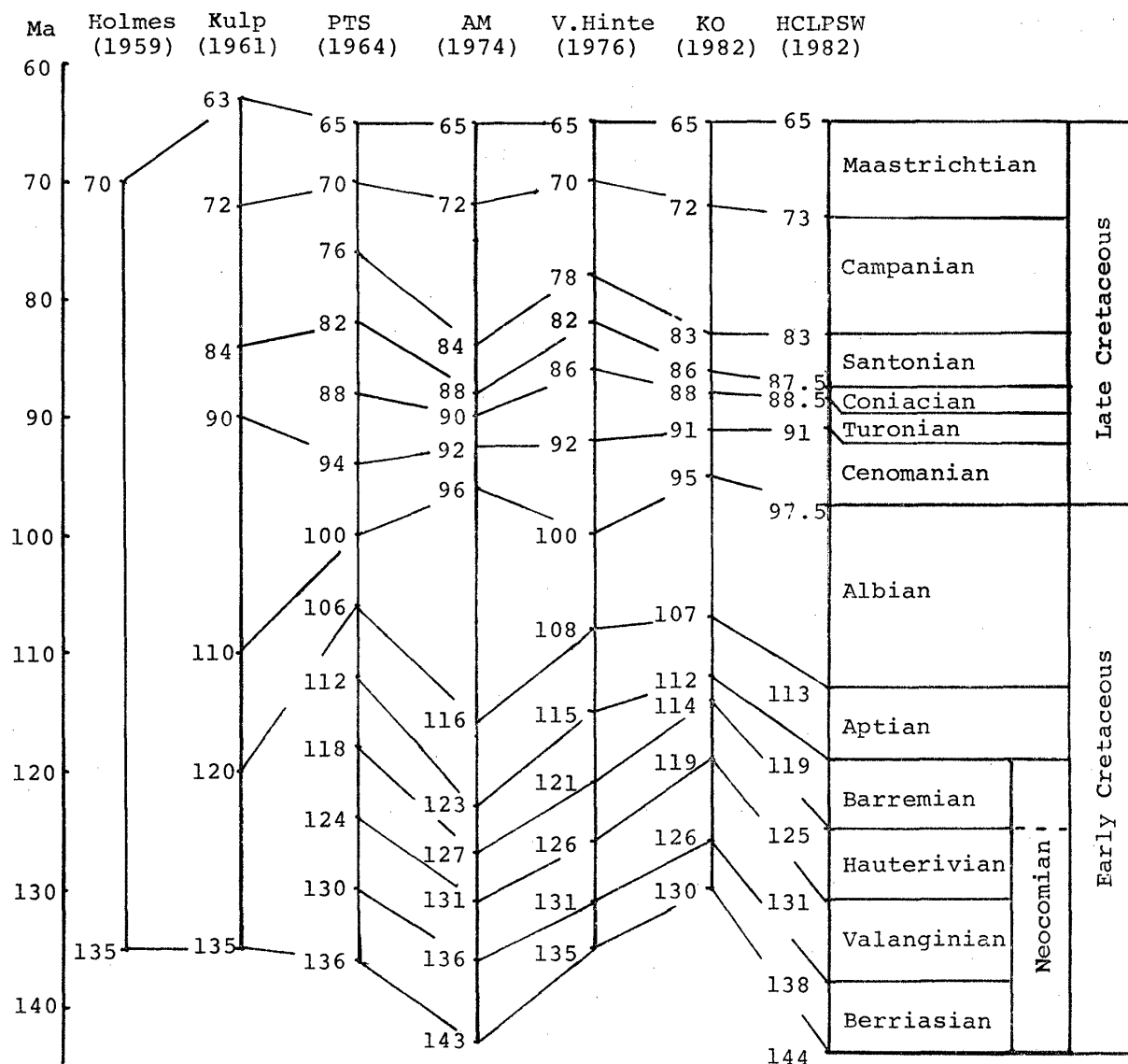
地質系統に年数の目盛を入れて地質年代尺度を作るためには、化石によって時代が限定された岩石を精度よく年代測定する必要がある。このための理想的な岩石は堆積岩である。しかし堆積岩を直接年代測定する方法はまだ確立されておらず、また堆積岩中の自成鉱物である海緑石の年代測定にも問題がある。一方地層中に挟在する火山岩は年代尺度作成のための重要な試料である。これに対して深成岩は時代を詳しく限定することが困難な場

合が多い。

白亜紀の年代尺度を作る試みは、標準地域である西ヨーロッパ白亜系の海緑石について、K-Ar 年代が増えだした1960年代初め頃から行われるようになった。その後北米白亜系中に挟在する凝灰岩による年代データも加わり精度のよい尺度作成に貢献してきた。しかし、現在でも特に前期白亜紀については、正確な尺度はできていない。この事実は尺度作成のための条件を満たすデータが、いかに少いかということを物語っている。本論文では、前半において、白亜紀の地質年代尺度の変遷を簡単に紹介し、特に尺度についての問題点などに言及する。後半では白亜紀の年代尺度に関連のあるわが国の放射年代データをいくつか紹介し、さらに根室層群の火成岩についての新しい年代測定結果を報告する。

* 1984年3月29日 日本地質学会第91年年会討論会（於早稲田大学）で講演。

** 地質調査所 Geological Survey of Japan, Yatabe, Ibaraki 305.



第1図 白亜紀の年代尺度の比較。

AM : ARMSTRONG and McDOWALL (1974), KO : KENNEDY and ODIN (1982),
HCLPSW : HARLAND *et al.* (1982).

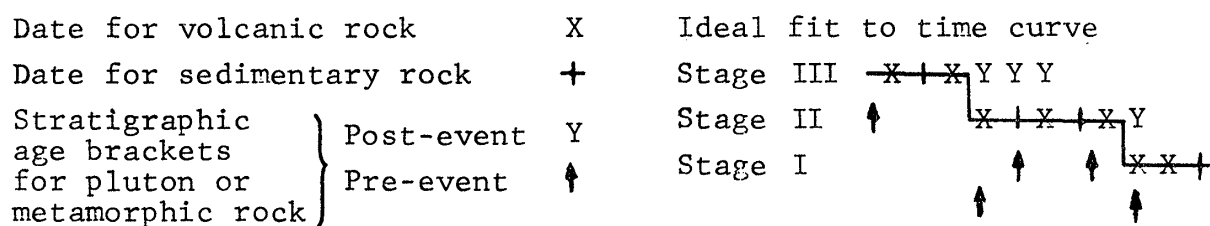
本研究を進めるにあたり、貴重な試料を提供していただき、かつ有益な御助言を賜った西南学院大学松本達郎教授、山形大学岡田尚武助教授、地質調査所山口昇一・矢崎清貫両博士、根室層群火成岩について貴重な御教示をいただいた北星学園大学八木健三教授、ならびに K-Ar 年代測定に御協力いただいた地質調査所内海 茂・宇都浩三両氏、以上の方々に深謝の意を表す。

II. 白亜紀の年代尺度

白亜紀を区分する期の境界に目盛を入れて、白亜紀の地質年代尺度を作る試みは、1961年に KULP によって初めて行われた。KULP (1961) は25個の放射年代を使用

して7つの境界に年数を入れた。第1図に白亜紀の年代尺度の変遷を示したが、KULP の尺度は、最新の尺度である HARLAND *et al.* (1982) と比較して、それほど大きくは違ってない。なお KULP が使用した年代データのうち、11個が海緑石によるものであった。

1964年ロンドン地質学会が主催して、“顕生時代の地質年代尺度に関するシンポジウム”が開催された。これは年代尺度の研究に情熱をそそいだ HOLMES をたたえて行われたもので、その成果は“The Phanerozoic Time-scale” (略して PTS, HARLAND *et al.*, 1964) として同学会から出版され、その後しばらくの間この尺度は重要な資料とし、広く利用された。しかし白亜紀の



第2図 ARMSTRONG (1978) による尺度作成の理想例.

第1表 年代測定に用いられる放射性同位体の壊変定数と年代換算係数

同位体	古い壊変定数(1)	新しい壊変定数(2)	係数 $\left(\frac{(2) \text{による年代}}{(1) \text{による年代}}\right)$
$^{238}\text{U}\lambda$	$1.54 \times 10^{-10}/\text{年}$	$1.55125 \times 10^{-10}/\text{年}$	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ 法: 0.9927
$^{235}\text{U}\lambda$	9.71または $9.72 \times 10^{-10}/\text{年}$	$9.8485 \times 10^{-10}/\text{年}$	$^{235}\text{U}-^{207}\text{Pb}$ 法: 0.9859
$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	137.8	137.88	$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 法: 不定
$^{232}\text{Th}\lambda$	$0.499 \times 10^{-10}/\text{年}$	$0.49475 \times 10^{-10}/\text{年}$	$^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$ 法: 1.0086
$^{40}\text{K}\lambda_\beta$	$4.72 \times 10^{-10}/\text{年}$	$4.962 \times 10^{-10}/\text{年}$	
$^{40}\text{K}\lambda_\alpha + \lambda_\beta$	0.585または $0.584 \times 10^{-10}/\text{年}$	$0.581 \times 10^{-10}/\text{年}$	K-Ar法: 不定
$^{40}\text{K}/\text{K}$	1.19×10^{-4}	1.167×10^{-4}	
$^{87}\text{Rb}\lambda$	1.39または $1.47 \times 10^{-11}/\text{年}$	$1.42 \times 10^{-11}/\text{年}$	Rb-Sr法: 0.9789(1.39)または1.035(1.47)

尺度については、33個の海緑石を含む53個の年代データについて詳しい検討が加えられた結果、信頼のおけるデータが少いということから、CASEY (1964) は12の期を等分して各期を6 Ma とする仮の尺度を提案し、これを討論のベースとした。

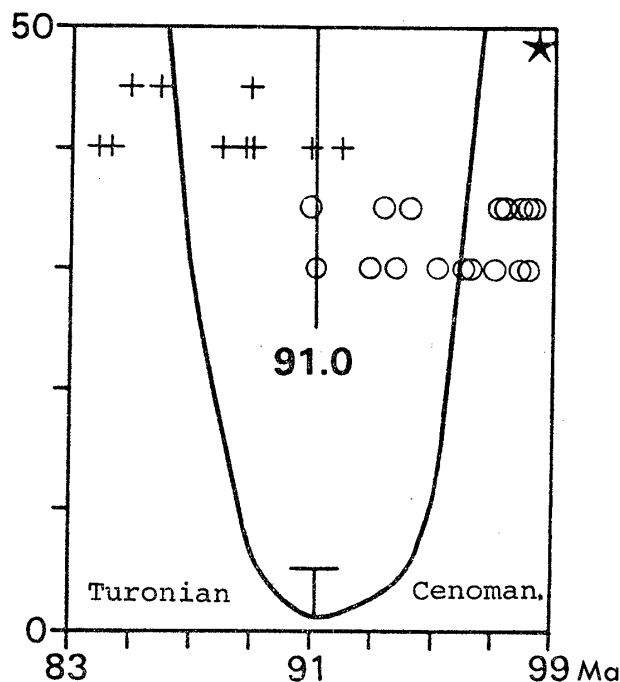
1974年パリで開催された第3回地質年代学宇宙年代学同位体地学国際会議の折に、ARMSTRONG and McDOWALL は新しい年代尺度を提案した。彼等は、1964年のPTS と1971年のPTS 補遺 (HARLAND and FRANCIS, 1971) の年代データをさらに詳しく検討し、それ以後の新しいデータを加えて、235個のデータを選び出し、それをもとに中・古生代の尺度を作った。その手順は期と年代とを縦横の軸とするグラフ上に、選別された点をプロットし、できるだけ矛盾のないように期と年代とをステップ状の線で関係づける(第2図)。測点の少ない領域では全体がスムーズな傾向となるように線を引く。このようにして、ほとんどの期の境界に目盛の入った最初の詳しい年代尺度が作られた。白亜紀の部分を第1図に示したがそれには94個の放射年代が使用されており、そのうち海緑石は55個である。この尺度はPTS の仮尺度と異なり期の長さにかかなりの差があることがよくわかる。なおARMSTRONG and McDOWALL (1974) は発表当初からグラフを示しただけで、期の年代値は示さなかった。

この尺度の論文としての公表は ARMSTRONG (1978) であるが、その中でも数値は示されていない。第1図の数値はグラフから筆者が読みとったものである*。さらに1977年には STEIGER and JÄGER によって新しい壊変定数の統一使用が勧告されたので(第1表), ARMSTRONG (1978) では新しい壊変定数が採用された。従って第1図の年代値は新しい壊変定数によるものである。

一方 VAN HINTE (1976) も、PTS のデータとその後の新しいデータをもとに、古地磁気層序も考慮に入れて、PTS の等分の尺度をより現実的なものにすることを試みた。ただし VAN HINTE (1976) の尺度では壊変定数は古い値のままである。

1982年には年代尺度に関する二つの重要な本が出版され、際立って対照的な尺度が示された。一つは HARLAND *et al.* (1982) の“A geologic time scale”, もう一つは ODIN (1982a) の“Numerical Dating in Stratigraphy”である。二つの尺度の白亜紀の部分を第1図に示した (HCLPSW: HARLAND *et al.*, 1982; KO:

* 最近 R.L. ARMSTRONG 博士にこの数値の確認をしていただいた。論文中に数値を示さなかったのは、細かい数字で表現できる程元のデータの精度がよくないため、とのことであった。しかし多くの人がグラフから数値を読みとり、そのために混乱も生じているので、やはり数値を発表すべきであったと同博士はのべている。貴重な資料や情報を提供していただいた ARMSTRONG 博士に厚く御礼申上げる次第である。



第3図 HARLAND *et al.* (1982) のクロノグラム
(Turonian-Cenomanian 境界).

横軸は年代, 縦軸は誤差関数 (E^2), 右肩の星印はこの境界年代が tie-point であることを示す。上段の+印は層序学的に境界より若い海緑石の年代, 下段の+印は海緑石以外の若い年代を表わし, 下段の○印は境界より古い海緑石の年代, 上段の○印は海緑石以外の古い年代を表わす。境界の年代は縦線で示される 91 Ma である。

KENNEDY and ODIN, 1982). HARLAND *et al.* (1982) は基本的には ARMSTRONG (1978) をデータベースにし, それに1976年のシドニーシンポジウムの他の成果 (COHEE *et al.*, 1978) を加えたもので, 結果的には ARMSTRONG (1978) の尺度に近いものになっている。境界の年代を定める方法として彼らは COX and DALRYMPLE (1967) が古地磁気尺度で用いたと同じ統計的処理を行った。すなわち, 個々の年代及び誤差から計算される誤差関数 (E^2) と年代との関係を表わすクロノグラム (chronogram) を作り, E^2 が最小になる年代を境界の年代と定める (第3図)。こうして各期の境界毎にクロノグラムを作ってみると, 信頼性の高い境界の年代がいかに少いかということが, 改めて認識された。そこで HARLAND *et al.* (1982) は一定の規準以下の誤差 (200 Ma 以下では 5 Ma 以下) を持つ境界年代を “tie-point” として重要な基準点とした。白亜紀の尺度における tie-point は Maastrichtian-Campanian 境界から Albian-Aptian 境界までの7点で, それより古い方

には tie-point は一つもない。特に Barremian 以前では海緑石を除くと信頼のおける年代データがきわめて少い。そこで HARLAND *et al.* (1982) は Aptian から Berriasian までの5つの期をほぼ等分した尺度を提案した。なおこの尺度で宮古花崗岩の年代 (SHIBATA *et al.*, 1978) が日本の年代データとしてははじめて, 年代尺度に利用された。同岩の年代については次節でくわしくのべる。

ODIN 編の “Numerical Dating in Stratigraphy” は 1000ページを越す大作で, IGCP 計画-133 として行われた研究の集大成であり, 多くの研究者が参加しているが, ODIN の主張がかなり色濃くでた内容のものといえる。第1部と第2部に分かれ, 第1部の大半が, 方法論で占められている。特に海緑石に関する論文が7編, 実に 120 ページに及ぶことが, この本を特徴づけている。第2部は主に 251 編の Abstract からなり, 各編が新しい年代データと共に層序学的資料, 評価を含んでおり, きわめて貴重なデータ集といえる。白亜紀の年代尺度は KENNEDY and ODIN (1982) によってまとめられたが, それはほぼ同時に発表された HARLAND *et al.* (1982) の尺度と比較して, きわめて対照的である (第1図)。すなわち KENNEDY and ODIN では前期白亜紀がいちじるしく短くなっている。これは海緑石の年代データを積極的にとり入れた結果である。HARLAND *et al.* (1982) も認めているように, 前期白亜紀, 特に Aptian 以前では海緑石以外は年代データがきわめて少い。

年代データの解釈にもとづく結論の相違の1例を Valanginian-Hauterivian の境界年代について示してみよう。KREUZER (NDS* 148) はドイツの海緑石の年代によりこの境界の年代の最小値は 119 ± 2 Ma であるとした。また CONARD *et al.* (NDS 74) によるフランスの海緑石のデータからは $115 \sim 121$ Ma の間にあるとされる。一方 CURRY and ODIN (NDS 72) ほかにによるイギリスの Hauterivian 海緑石の年代は $108 \sim 117$ Ma である。そこで KENNEDY and ODIN (1982) はこの境界の年代を 119 ± 3 Ma とした。ここで Valanginian-Berriasian を通じて海緑石を除くとたった一つのデータである LANPHERE and JONES (1978) の 136.5 Ma という年代のとりあつかいが問題となる。これはアラスカ中部の Late Valanginian の凝灰岩からの黒雲母の K-Ar 年代である。KENNEDY and ODIN (1982) は黒雲母の K_2O 含量が 2.6% と低いことから, この年代値を採用せず, ヨーロッパの海緑石によるデータから 119

* “Numerical Dating in Stratigraphy” 中の Abstract の番号

Ma という境界年代を定めた訳である。なおこの年代の妥当性について KENNEDY and ODIN(1982) は SHIBATA *et al.* (1978) の原地山層火山岩の年代を引用しているが、この点についてのコメントは次節でべる。

最近, Geological Society of America が主催して行っている記念事業 Decade of North American Geology (DNAG) のための地質年代尺度が発表された (PALMER, 1983). 白亜紀の部分については, Barremian-Aptian 境界から Coniacian-Santonian 境界までは HARLAND *et al.* (1982) の年代値を採用している。その他の境界でこれと異なるものは, Hauterivian-Barremian の 124 Ma, Santonian-Campanian の 84 Ma, Campanian-Maastrichtian の 74.5 Ma, 白亜紀-第三紀境界の 66.4 Ma である。

以上 KULP (1961) 以来白亜紀の年代尺度の主なるものを紹介した。白亜紀の尺度の特徴は海緑石の年代が数多く使用されていることであろう。どの尺度でも海緑石の年代データは全体の半数あるいはそれ以上を占めている。特に前期白亜紀については、ほとんどの年代データが海緑石によるものである。海緑石の放射年代の信頼性については、現在でもまだ議論が続けられており、その評価の違いが尺度にも現われていることはすでにのべたとおりである。そこで海緑石を年代尺度作成に使用する場合、ODIN (1982b) が示した基準を紹介する。

1. 海緑石の K_2O 含量が 6% 以下の場合には使用しない。6~7% の場合でも問題があり、この場合は数カ所の露頭での試料による年代が一致した時にのみ使用する。7~8% の場合は問題がない。
2. 一つの試料をいくつかの部分（例えば粒度、結晶度、化学組成などにより）に分けて測定し、年代が一致すれば信頼度が高い。もし一致しない場合は K_2O 含量の一番高い部分がよいことが多い。
3. K-Ar 法と Rb-Sr 法の両法で測定する。ただし海緑石の Rb-Sr 年代はばらつくことが多く、両者が一致しない場合は K-Ar 年代の方をとる。

わが国の白亜紀海緑石の年代データはまだないが、東北日本第三系からのもので年代測定が行われた海緑石・セラドナイトの K_2O 含量は、7% をこすものが 24 個のうちわずか 1 個であり、またかなりの海緑石が層序学的に推定される年代より若くなる (植田・鈴木, 1973)。

白亜紀の尺度のもう一つの特徴は、期の長さにはいろいろの相違があることであろう。HARLAND *et al.* (1982)

の尺度によれば、Albian が 15.5 Ma という長期間であるのに対して、Coniacian はわずか 1 Ma であり、実に 15 倍の差がある。KENNEDY and ODIN (1982) の尺度でも Albian は長く、Coniacian は短い。HARLAND *et al.* (1982) のクロノグラムについても、後期白亜紀では海緑石の年代は火成岩の年代と大体においてよくあい、年代値に大きな問題があるとは考えられない。放射年代によって明らかになった期の長さのいちじるしい違いは、生層序についてのさらに詳しい検討をうながすことになるであろう。

III. 日本の白亜紀に関する放射年代

白亜紀の年代尺度に関係した日本の放射年代はそれほど多くない。従って年代尺度作成に利用されたデータも 2, 3 あるにすぎない。しかし北海道には化石帯区分がよくできている地域に凝灰岩が挟在し、また根室半島ではアルカリ岩が上部白亜系に進入しており、いくつかの重要な年代データも報告されている。一方東北地方では、宮古花崗岩及び原地山層の火山岩が火成岩としては世界的にみても数少ない前期白亜紀に関する年代を提供している。そこで本節ではこれらを紹介し、合わせて根室層群中のアルカリ岩の新しい年代データも報告する。なお年代データの検討のために引用した白亜紀の年代尺度は HARLAND *et al.* (1982) のものである。また年代値はすべて新しい壊変定数 (STEIGER and JÄGER, 1977) によって統一した。その値は $\lambda_{\beta}^{87}Rb = 1.42 \times 10^{-11}/y$, $\lambda_{\beta}^{40}K = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\epsilon}^{40}K = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 0.01167 \text{ atom } \%$ である。

1. 宮古花崗岩及び原地山層の火山岩

北上山地に広く分布する花崗岩類のうち、宮古市周辺に露出する宮古花崗岩は、わが国では層序学的に上下限を最もせまく限られた深成岩体である。宮古花崗岩は陸中層群原地山層を貫き、宮古層群に不整合におおわれる。宮古層群の中部を占める平井賀層は、*Diadochoceras nodosocostatiforme*, *Eodouvilleiceras matsumotoi* などの示準化石を産出し、Upper Aptian である (花井ほか, 1968)。さらに宮古層群上部層の明戸層は *Douvilleiceras mammillatum* を産出し、Lower Albian とされる (小畠・松本, 1977)。従って Aptian-Albian 境界が宮古層群中・上部層の中にあることになる。また宮古花崗岩の時代は Aptian 後期よりも古いということになる。

一方花崗岩の下限を定める陸中層群の層位は、宮古層群ほど詳しくはわかっていない。最上部の原地山層は酸

Age	Stage	Rikuchu coast	Kesennuma district	Oshima Peninsula
(Ma)	Albian	U		
113		M		
		L		
	Aptian	U		
119		L		
	Barremian	Miyako granite (125, 116)	Qz monzonite	Qz diorite
125				
	Hauterivian	Harachiyama F. (117-122)	Oshima F. Kanaigaura F. (122) Niitsuki F. (95)	Yamadori F. (106)
131				
	Valanginian	Omoto F.	Isokusa F.	Ayukawa F.
138				
	Berriasian			
144				
	Tithonian	Koshimeguri F. Magisawa F.	Kogoshio F.	Oginohama F.

第4図 北上山地下部白亜系層序対比 (SHIBATA *et al.* (1978) を一部修正)。カッコ内の数字は同位体年代 (Ma)。年代尺度は HARLAND *et al.* (1982) を使用した。

性ないし中性の火山岩と碎屑岩からなるが、化石は産出せず地質時代は決定できない。しかし原地山層の下位に整合関係で位置する小本層は前期白亜紀を示す領石化石植物群を産し、さらに前期白亜紀以降を示す二枚貝 *Pterotrigonia* も産する。従って小本層は下部白亜系、おそらく Lower Neocomian に対比される (杉本, 1974)。そこで原地山層は Upper Neocomian (Hauterivian~Barremian に担当) と推定され、結局宮古花崗岩の時代は Barremian~Aptian と定められる (第4図)。

宮古花崗岩と原地山層の火山岩の放射年代測定は SHIBATA *et al.* (1978) によって行われた。宮古花崗岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 125 ± 3 (1 σ) Ma で、これは Barremian~Aptian の年代を示すことになる (第4図)。この年代を HARLAND *et al.* (1982) の尺度にあてはめてみると、Barremian-Hauterivian 境界に丁度あたる。従って上述の生層序関係とは矛盾しないが、宮古花崗岩の時代はよくわかっているといってもあいまいさが残り、また Rb-Sr 全岩年代が花崗岩形成のどの時期を示すかについても若干の問題があり、この年代値の年代尺度における重要性はどうしてもうすれる。

宮古花崗岩の黒雲母・角閃石・カリ長石7個による K-Ar 年代は平均で 116 ± 4 (1 σ) Ma であり、Rb-Sr 全岩年代より若い。この差は花崗岩貫入後の冷却期間に相当するものであろう。宮古層群の基底部には岩石学的に宮古花崗岩と認められる礫が多量に含まれており、宮古層群堆積時には宮古花崗岩はすでに地表に露出していたものと推定される。従って宮古層群は 116 ± 4 Ma より若く、また宮古層群中に存在する Aptian-Albian 境界もこの年代より若いということになる。HARLAND *et al.* (1982) の尺度における同境界の年代は 113 Ma である

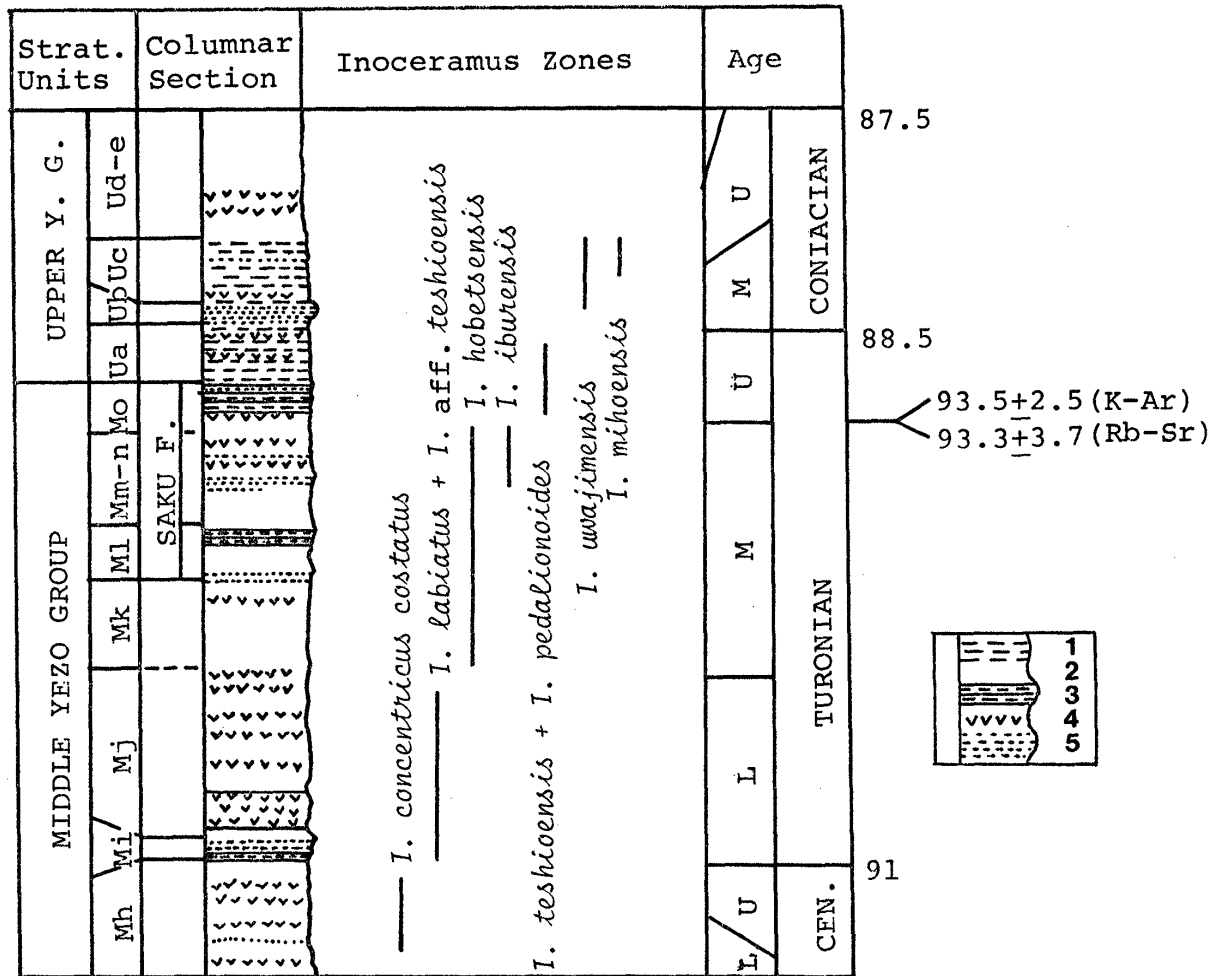
ので、宮古花崗岩の鉍物年代から推定される境界年代と矛盾しない。

原地山層の火山岩の K-Ar 年代は 117~122 Ma、また原地山層とほぼ同層準とみなされる気仙沼地域の鼎浦層と新月層の火山岩の年代は 122 Ma と 95 Ma、牡鹿半島の山鳥層の火山岩の年代は 106 Ma である (第4図)。このうち新月層の試料は明らかに変質が認められるらもので、若い年代はそのためであろう。原地山層の 117~122 Ma という年代は宮古花崗岩の鉍物年代に近いものである。原地山層は低度の広域変成作用をこうむっており (守屋, 1969)。また所により宮古花崗岩の貫入による接触変成作用も受けている。従って原地山層の年代は若干若くあっている可能性が大きい。

KENNEDY and ODIN (1982) は Valanginian-Hauterivian 境界の年代を 119 ± 3 Ma としたが、その際原地山層の 117~122 Ma という年代を引用して、119 Ma という年代の妥当性をうらづけるものとした。しかし 117~122 Ma という年代は火山岩噴出の真の年代より若いことは明らかであり、また原地山層を貫く宮古花崗岩の年代が 125 ± 3 Ma であることから、同境界の年代を 119 ± 3 Ma とすることには無理がある。宮古花崗岩の年代からみて、前期白亜紀の年代尺度は HARLAND *et al.* (1982) の方がより妥当なものと考えられる。

2. 小平地域の中エゾ層群

北海道小平地域にはイノセラムスやアンモナイトなどの化石を多産する白亜系エゾ層群が分布する。この地域については、棚部ほか (1977) によって化石層序、地質構造、堆積相に関する詳しい報告がなされた (第5図)。小平地域のエゾ層群中には、多くの層準に酸性凝灰岩が



第5図 小平地域上部白亜系の層序（棚部ほか，1977）と凝灰岩の年代。
岩相の凡例；1：シルト岩，2：粘土岩，3：砂岩泥岩互層，4：酸性凝灰岩，5：砂岩

挟在していて，中には黒雲母を含むものもあり，年代尺度検定のための重要な試料と考えられる。柴田・宮田（1978）は石炭内沢南側支流の佐久層からの粗粒白色凝灰岩について年代測定を行った。この地域の Mi, Mj（第5図）からは *Inoceramus* aff. *teshioensis* が得られており，Lower Turonian とされる（棚部ほか，1977）。年代測定の対象とした凝灰岩を含む地層からは化石が得られておらず，時代は決定できていない。しかし同じルート of 転石から得られた化石の中には *I. teshioensis* が含まれ，凝灰岩を含む地層は Upper Turonian とされ，Mo に対比される可能性が高い。

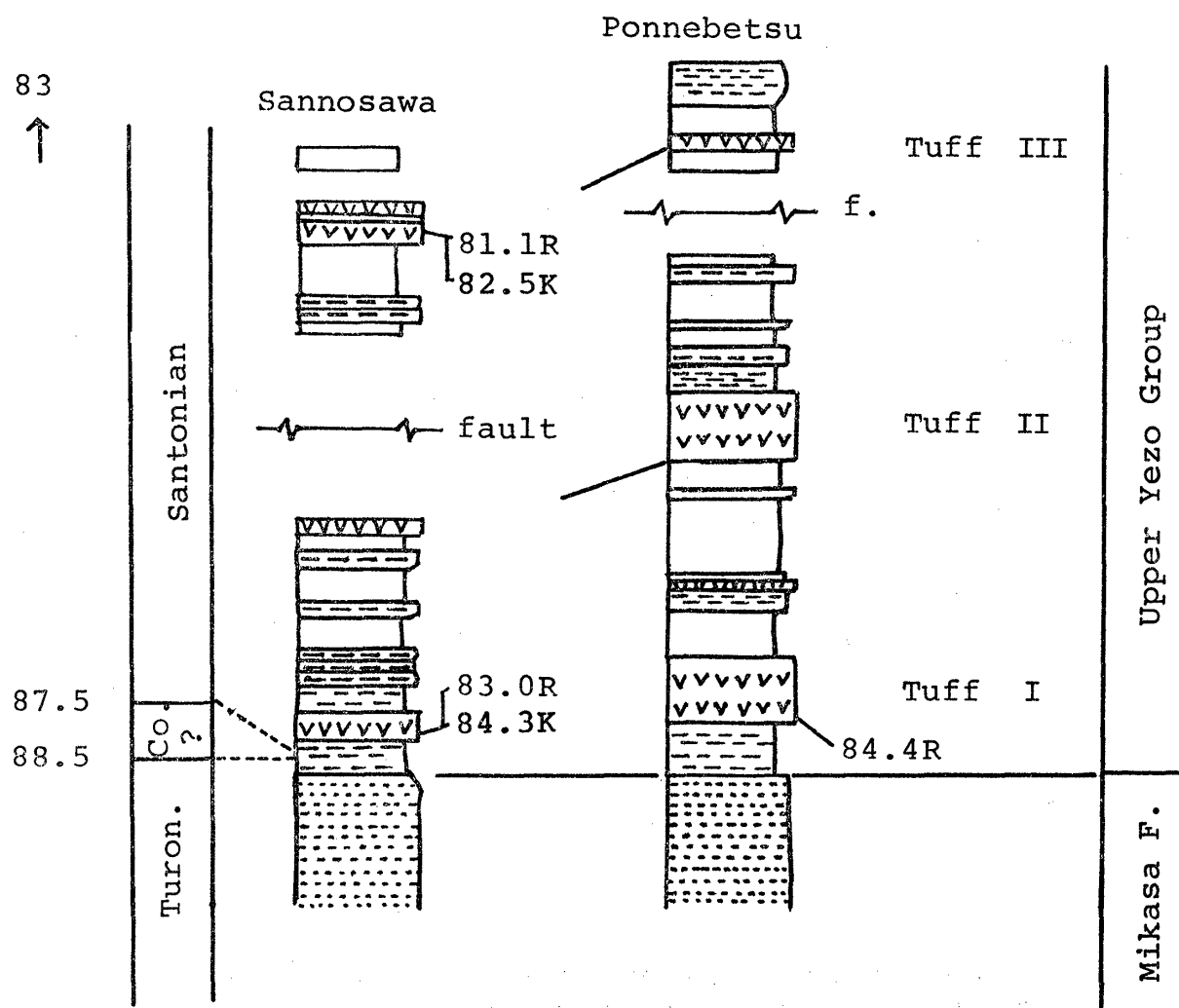
凝灰岩から分離した黒雲母の K-Ar 年代は 93.5 ± 2.5 Ma, Rb-Sr 年代は 93.3 ± 3.7 Ma で，両者は一致する（柴田・宮田，1978）。この年代を HARLAND *et al.* (1982) にあてはめてみると，Lower Turonian よりもさらに古くなってしまう。測定誤差を考慮に入れても古すぎる値といわざるを得ない。しかし前述のとおり凝灰岩の時

代の認定にはあいまいさも残っており，これ以上の討論を困難にしている。

最近 LANPHERE and TAILLEUR (1983) はアラスカ北部の上部白亜系 Seabee 層のベントナイトの年代測定結果から，*I. labiatus* の消滅層準の年代は 92 Ma であり，従って Cenomanian-Turonian 境界の年代とされる 91 Ma は最小値であるとした。KENNEDY and ODIN (1982) もヨーロッパの海緑石によるこの境界の年代は 90 Ma で，北米のベントナイトによる年代との若干のくい違いを認めている。これらの問題の解決のためにも，小平地域における層準の確かな試料による年代測定が望まれる。

3. 万字地域の上部エゾ層群

北海道夕張山地の万字地域には，上部白亜系がドーム構造を形成して分布し，万字ドームと呼ばれている。白亜系は中部エゾ層群と上部エゾ層群からなり，小島・二



第6図 万字地域上部白亜系の層序 (HAMAMOTO *et al.*, 1980) と凝灰岩の年代。

K: K-Ar 年代, R: Rb-Sr 年代. 岩相の凡例は第5図と同じ。

上 (1975) により中部エゾ層群主部層 ($M_1 \sim M_3$, Upper Albian~Lower Cenomanian), 同層群三笠層 ($Mk_1 \sim Mk_3$, Upper Cenomanian~Upper Turonian), 上部エゾ層群 ($U_1 \cdot U_2$, Upper Turonian~Santonian) に分けられた。三笠層上部の Mk_3 からは *Inoceramus teshioensis*, *Reesidites minimus* などが産出し, Upper Turonian を指示する。一方 HAMAMOTO *et al.* (1980) は三ノ沢の上部エゾ層群 U_1 の基底で *Damesites ainuanus* などを発見し, この層準を Upper Turonian とした。さらに種々の化石証拠から万字地域には Coniacian はきわめて薄い欠如している可能性が大きいと考えられている (第6図)。

HAMAMOTO *et al.* (1980) は三ノ沢とボンネベツ沢において新たに発見された凝灰岩について, Rb-Sr 法による年代測定を実施した。Lower Santonian と考えら

れる凝灰岩 (Tuff I) の黒雲母の年代は 83.0 ± 2.8 Ma と 84.4 ± 8.3 Ma である (第6図)。一方, 時代ははっきりと限定できないが Lower~Middle Santonian と考えられる凝灰岩 (Tuff III) の黒雲母は 81.1 ± 1.6 Ma という Rb-Sr 年代を示した。

Rb-Sr 法で測定されたと同じ黒雲母試料の K-Ar 年代測定結果を第2表に示す。Tuff I からの M131c の年代は 84.3 ± 2.7 Ma であり, 一方 Tuff III の M124a の年代は 82.5 ± 2.0 Ma である。黒雲母の K-Ar 年代はそれぞれの Rb-Sr 年代よりわずかに古い, 誤差を考慮すると必ずしも違いがあるとはいえない。これらの結果から Lower Santonian は 83-84 Ma と推定され, この年代は Coniacian-Santonian 境界の最小値を示す。

OBRADOVICH and COBBAN (1975) は北米西部の

第2表 万字地域の凝灰岩の K-Ar 年代.

Sample No.	Rock	Mineral	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mlSTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
M131c	Tuff I	Biotite	4.21, 4.12, 4.18	11.6	25.1	84.3 ± 2.7
M124a	Tuff III	Biotite	4.45, 4.40	11.9	24.5	81.7 ± 2.7
				12.2	32.3	83.3 ± 2.8
						82.5 ± 2.0

Upper Santonian とされる *Desmoscaphtes bassleri* 帯のベントナイトの黒雲母で 84.4 Ma という年代を求めており, Santonian-Campanian 境界の年代を 84 Ma とした. また同じ地域の Campanian のベントナイトの年代は 79.2~80.0 Ma であり, これは同境界の年代の最小値を示す. HARLAND *et al.* (1982) のクロノグラムもこの境界の年代として 84 Ma を与えたが, 彼等は古地磁気層序のデータを考慮に入れてこの境界を 83 Ma と定めた.

Coniacian の年代としては, やはり OBRADOVICH and COBBAN (1975) が *Scaphites preventricosus* 帯のベントナイトで 88.9 Ma という年代を得て, Turonian-Coniacian 境界を 89 Ma とした. 一方ヨーロッパの Coniacian の海緑石について 85.9~90.5 Ma という年代が得られており, KENNEDY and ODIN (1982) は Coniacian-Santonian 境界を 86 Ma と推定した. HARLAND *et al.* (1982) のクロノグラムは 87.5 Ma を与える. 以上のデータを総合してみると, 万字地域の Lower Santonian に対する 83~84 Ma という放射年代は KENNEDY and ODIN (1982) の尺度の方を支持することになる. しかし黒雲母の Rb/Sr 比や K₂O 含量が低いことからみて, 変質により年代値が若干低下している可能性もあり, この境界の年代を正確に定めるためには, 更に慎重な検討が必要である.

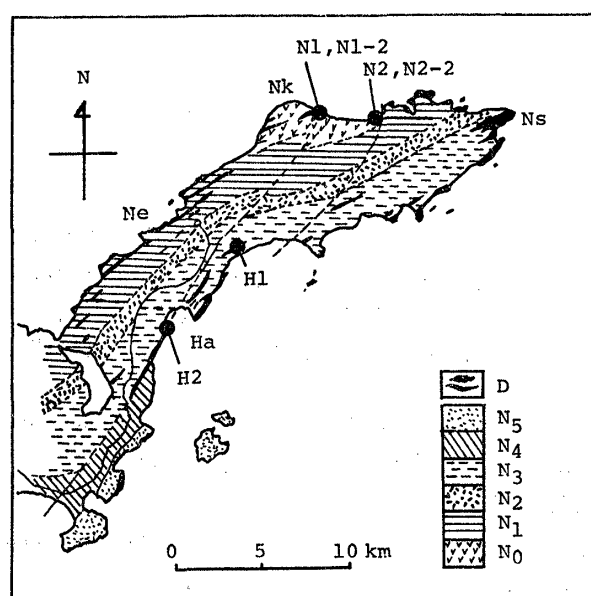
4. 根室層群の火成岩

4.1 地質概要

北海道東部の釧路東方から根室半島にかけて, 上部白亜系を主体とする根室層群が広く分布する. 本層群は主に海成層からなりイノセラムス, アンモナイトなどの化石を産し, 層序がかなり確立している. 最近微化石層序に関する研究成果もいくつか報告された (斎藤ほか, 1984). 一方, 根室層群には進入状のアルカリ岩がいく

つかの層準に含まれていて, 年代尺度の研究にとっても重要な場所である. このアルカリ岩について, 植田・青木 (1969) は K-Ar 法により, また浜本ほか (1971) は Rb-Sr 法により年代測定を行ったが, その結果は必ずしも満足すべきものではなく, 問題点は未解決のままであった. そこで今回根室層群の4つの層準からのアルカリ岩について年代測定を試みた.

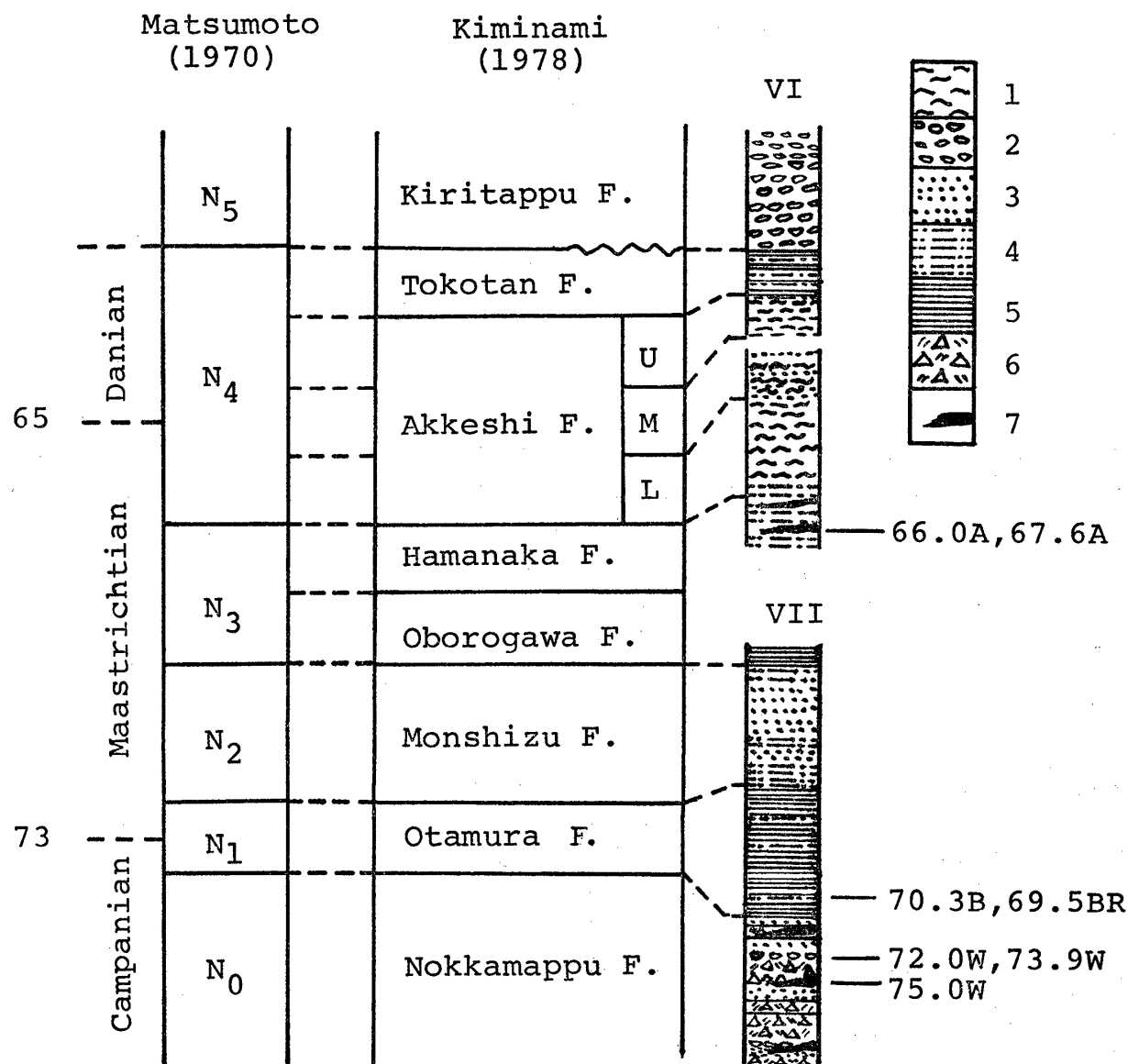
根室層群は松本 (1970) によって次のように下部から N₀~N₅ の6つの部層に区分された (第7図, 第8図). N₀: 安山岩質~玄武岩質溶岩, 凝灰角礫岩. 礫岩を主とし凝灰質砂岩, 頁岩を伴う. *Inoceramus schmidtii* を産し Middle~Upper Campanian.



第7図 根室半島の地質略図 (松本, 1970) と試料採取地点.

N₀~N₅: 根室層群, D: アルカリ火成岩, Ne: 根室, Ha: 花咲岬, Ns: ノサップ岬, Nk: ノッカマップ.

試料 M1, M2 は図外.



第8図 根室層群の層序と火成岩の年代.

柱状図 (君波, 1978) の凡例; 1: 海底地すべり層, 2: 礫岩, 3: 砂岩, 4: 砂岩頁岩互層, 5: 頁岩, 6: 凝灰角礫岩, 7: ドレライト岩床又は溶岩

年代値の後の記号; A: アルカリ長石, B: 黒雲母, W: 全岩, R: Rb-Sr 年代

N₁: 頁岩を主とし, 凝灰質砂岩をはさむ. *I. shikotanensis* を産し Uppermost Campanian~Lowermost Maastrichtian.

N₂: 特徴的な凝灰質砂岩と珪質頁岩よりなり, *I. kushiroensis* などを含み Maastrichtian.

N₃: 泥岩, 頁岩を主とし, 砂岩薄層をはさむ. *Neodesmoceras obsoletum* などを含み Maastrichtian.

N₄: 砂岩, 頁岩互層でスランプ構造が多い. *Globorotalia pseudobulloides* などの Danian を指示する浮遊性有孔虫とともに, アンモナイトなどを含み, 時代判定に問題のある地層とされていた. しかし君波(1978)

によって上部は Danian, 下部は Maastrichtian と認定された.

N₅: 礫岩, 礫質砂岩, 砂質泥岩よりなるが, 岩相変化が著しい. *G. pseudomenardii* などにより Danian.

君波 (1978) は根室層群の層序・対比の再検討を行い, 松本 (1970) の N₀~N₅ に対して第8図のように対比した. すなわち, N₀ はノッカマップ層, N₁ は太田村層, N₂ は門静層, N₃ は下部が尾幌川層, 上部が浜中層, N₄ は下部が厚岸層 (下部, 中部, 上部), 上部が床潭層, N₅ が霧多布層にそれぞれ対比される. そして白亜系と第三系との境界は厚岸層中部あたりにあると推定した.

根室層群中の火成岩は主にドレライト-モンゾニ岩からなり、少量の安山岩、玄武岩を伴う。ドレライトはアルカリ質であり、根室層群中部以下の層準に多く含まれ、また根室半島地域に多く認められる。YAGI (1968) はこの地域のアルカリ岩の詳しい岩石学的研究を行い、同岩を(1)分化したドレライト-モンゾニ岩、(2)未分化のドレライト岩床、(3)枕状溶岩の3つに分類した。(1)は結晶分化により生じたドレライト-モンゾニ岩の複合岩床で、厚さは200 mに達するものもある。本岩床は固結した堆積物中に進入したもので(2)より後期であると考えられた。(2)はドレライトだけからなり、しばしば枕状構造を示し厚さも10~20 mでうすい。(2)は(3)と共に未固結の堆積物中に進入したもので、堆積と同時代のものと考えられた。

植田・青木(1996)は根室層群のアルカリ岩のK-Ar年代測定を行い、納沙布岬(浜中層)、花咲岬(浜中層)ほかの試料について67~90 MaのK-Ar年代を得た。そして若い年代は変質の影響を受けたもので、86~90 Maがアルカリ岩の進入時期を示すと考えた。浜本ほか(1971)は納沙布岬のドレライトとモンゾニ岩の黒雲母についてRb-Sr年代を測定し、66 Maと75 Maという年代を得たが、モンゾニ岩の年代は少し古すぎることを指摘した。

4.2 測定試料

今回新たに測定に供した試料はノッカマップ層のドレライト(N1, N1-2)と玄武岩(N2, N2-2)、太田村層のモンゾニ岩(M1, M2)及び浜中層のドレライト(H1, H2)である。

試料の産地と簡単な記載を次に示す。

- N1** 単斜輝石かんらん石ドレライト
(ノッカマップ層)
根室市ノッカマップ(43°23.1'N, 145°40.6'E).
枕状構造をもつ未分化ドレライト岩床。かんらん石は完全に変質して緑泥石化、斜長石は自形で新鮮。
- N1-2** 単斜輝石かんらん石ドレライト
(ノッカマップ層)
根室市ノッカマップ(43°22.9'N, 145°40.6'E).
N1の南方約400 mのドレライト岩床でN1より上位のものと推定される。産状、岩質はN1とほぼ同じ。
- N2** 単斜輝石かんらん石玄武岩
(ノッカマップ層)
根室市サンコタン(43°22.8'N, 145°43.6'E).

ノッカマップ層の凝灰角礫岩に含まれる玄武岩礫で、N1, N1-2より上位、かんらん石は完全に変質、斜長石は核が変質しているものがある。石基のガラスも完全に変質。この岩石はYAGI (1968)によりカルクアルカリ岩系とされた玄武岩で、K₂O含有量も少く根室層群中のアルカリ岩とは明らかに性質を異にする。

- N2-2** 単斜輝石かんらん石玄武岩
(ノッカマップ層)
産地、岩質はN2と同じ。
- M1** かんらん石単斜輝石モンゾニ岩
(太田村層)
厚岸郡浜中町浜中駅北東約1 kmの石切場(43°9.6'N, 145°6.9'E).
太田村層下部(長尾ほか(1966)のO₁)に進入するモンゾニ岩岩床。
アルカリ長石は汚濁し、アパタイト・黒雲母・角閃石の針状結晶を多く包有している。一部パーサイト化している。かんらん石は完全に変質。
- M2** 黒雲母かんらん石単斜輝石モンゾニ岩
(太田村層)
産地はM1と同じ。
黒雲母は半自形ないし他形で、外縁部やへき開にそって部分的に緑泥石化している。かんらん石は完全に変質。
- H1** かんらん石斜方輝石単斜輝石ドレライト
(浜中層)
根室市桂木北方約500 mの砕石場(43°18.8'N, 145°36.8'E).
枕状構造をもつ未分化ドレライト岩床。アルカリ長石はおそらくアノソクレース、自形ないし半自形で新鮮。かんらん石は変質して緑泥石化。
- H2** 斜方輝石かんらん石単斜輝石ドレライト
(浜中層)
根室市花咲港入口西側海岸(43°16.4'N, 145°34.1'E).
産状、岩質はH1と同じ。

試料の採取位置を第7図に、層準を第8図に示した。年代測定の方法は柴田・宮田(1978)とほぼ同じであるが、Rb-Sr法においてはVG Isomass 54 E型質分析計を用いた。標準試料E & Aのくり返し測定結果は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70810\pm0.00002$ (1 σ)であった。Rb-Srアイソクロン年代は $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を2%

第3表 根室層群の火成岩の K-Ar 年代.

Sample No.	Formation	Rock	Material	K ₂ O (%)	⁴⁰ Ar rad (10 ⁻⁶ mlSTP/g)	Atm. ⁴⁰ Ar (%)	Age (Ma)
N1	Nokkamappu	Dolerite	Plagioclase	0.295, 0.296	0.695	54.8	71.4 ± 3.1
N1-2	Nokkamappu	Dolerite	Whole rock	1.37, 1.35	3.34 3.38	7.6 8.5	74.5 ± 2.3 75.4 ± 2.3 75.0 ± 1.6
N2	Nokkamappu	Basalt	Whole rock	0.522, 0.520	1.23 1.24	57.6 59.6	71.7 ± 3.3 72.2 ± 3.4 72.0 ± 2.4
N2-2	Nokkamappu	Basalt	Whole rock	0.504, 0.501, 0.501	1.21 1.23	33.8 18.0	73.4 ± 2.5 74.4 ± 2.4 73.9 ± 1.7
M1	Otamura	Monzonite	Alkali feldspar	4.44	9.82	28.4	67.2 ± 2.2
M2	Otamura	Monzonite	Biotite	6.71, 6.74	15.5 15.6	20.4 12.2	69.9 ± 2.2 70.7 ± 2.2 70.3 ± 1.6
			Alkali feldspar	8.24, 8.18	16.3 16.1	25.6 9.0	60.4 ± 1.9 59.7 ± 1.8 60.1 ± 1.3
H1	Hamanaka	Dolerite	Alkali feldspar	5.08, 5.08	10.9 11.1	16.4 10.1	65.5 ± 2.1 66.4 ± 2.1 66.0 ± 1.5
H2	Hamanaka	Dolerite	Alkali feldspar	6.46, 6.52	14.5 14.4	16.7 4.1	67.7 ± 2.1 67.5 ± 2.0 67.6 ± 1.5

第4表 根室層群の火成岩の Rb-Sr 測定結果.

Sample No.	Formation	Rock	Material	Rb (ppm)	Sr _N (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr Initial
N1-2	Nokkamappu	Dolerite	Whole rock	18.83	522.4	0.1044	0.70351	0.70340
N2-2	Nokkamappu	Basalt	Whole rock	4.152	578.5	0.0208	0.70346	0.70344
M1	Otamura	Monzonite	Whole rock	50.70	1108	0.1324	0.70397	0.70384
M2	Otamura	Monzonite	Biotite	371.2	25.67	41.87	0.74505	
			Alkali feldspar	137.5	923.7	0.4310	0.70417	0.70372
			Whole rock	98.88	878.5	0.3259	0.70402	
H2	Hamanaka	Dolerite	Whole rock	67.39	610.5	0.3197	0.70387	0.70356

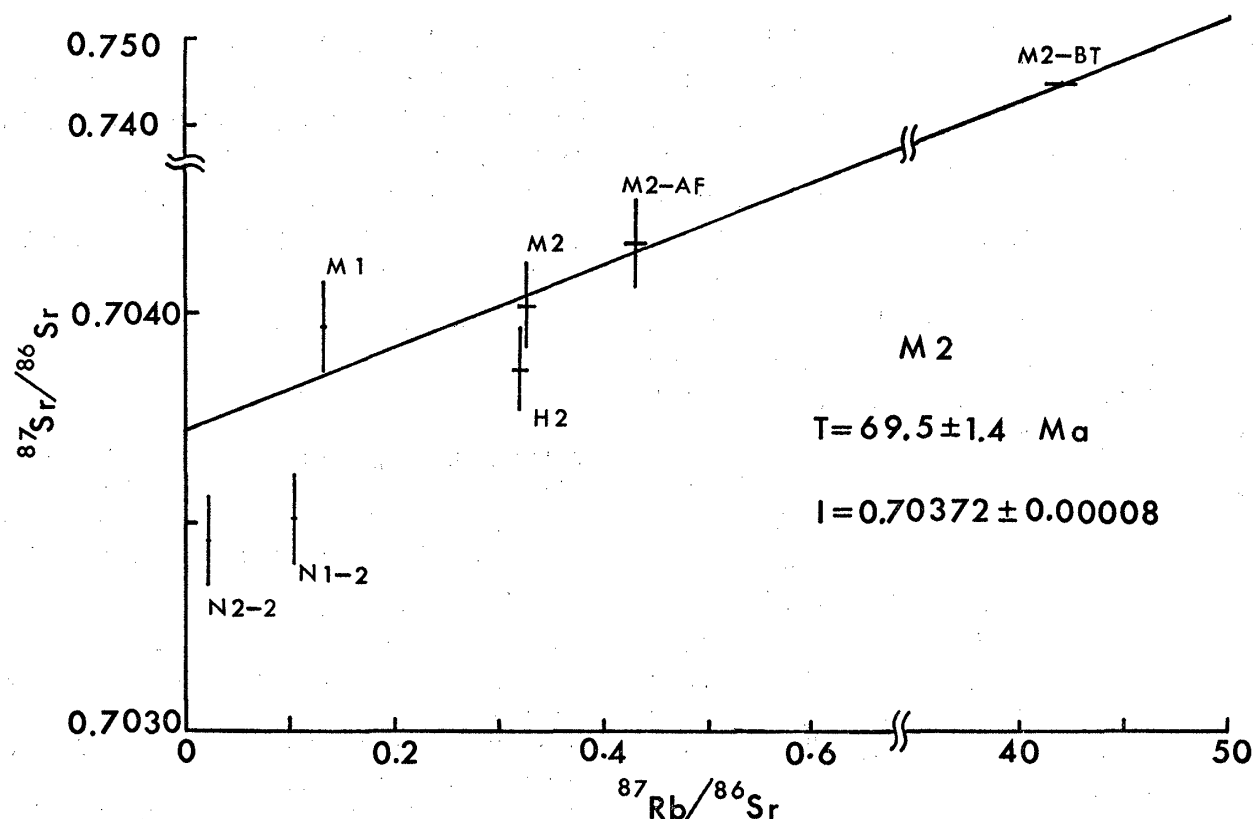
及び 0.015% として, YORK (1969) によって求め, 誤差は 1σ で示した.

4.3 測定結果と考察

根室層群火成岩の K-Ar 年代測定結果を第3表に, Rb-Sr 測定結果を第4表に示した. また第8図中にも年代値を示した.

ノッカマップ層のドレライト N1 の斜長石及び N1-2 の全岩試料の年代は, 71.4 ± 3.1 Ma 及び 75.0 ± 1.6 Ma で, 斜長石の方が 3.6 Ma 若い. 二つのドレライト試料は岩質, 変質の程度はよく似ており, また斑晶の斜長石

は比較的新鮮である. 層序的には N1 の方が若干下位と考えられる. 従って N1 の斜長石の年代が若い原因は今のところ不明である. いずれにせよドレライトの年代としては, 全岩試料による 75 Ma の方がより信頼性が高いものと思われる. このドレライトは YAGI (1968) の未分化岩床に属するもので, ノッカマップ層の堆積時に併入したものとみなされる. 一方, ノッカマップ層は Middle~Upper Campanian とされているので, 75 Ma という年代は HARLAND *et al.* (1982) の尺度 (Campanian = 83~73 Ma) と調和的である.



第9図 根室層群の火成岩の Rb-Sr アイソクロン図.

測点は試料M2の黒雲母 (BT) とアルカリ長石 (AF) 以外は全岩試料, 直線はM2の黒雲母-アルカリ長石-全岩アイソクロンを示す.

ノッカマップ層の玄武岩 N2 及び N2-2 の年代は $72.0 \pm 2.4 \text{ Ma}$ 及び $73.9 \pm 1.7 \text{ Ma}$ で N2 の方が若干若い, 測定誤差を考慮すれば有為の差があるとはいえない. 玄武岩はドレライトより上位の凝灰角礫岩からのもので, その年代 $72-73 \text{ Ma}$ は最近の尺度によれば丁度 Campanian-Maastrichtian 境界の年代にあたり, 化石層序との間に大きな矛盾はない. ただし玄武岩には部分的な変質が認められるので, この年代は真の噴出年代より若干若い可能性はある.

太田村層からのモンゾニ岩については, M1 のアルカリ長石で $67.2 \pm 2.2 \text{ Ma}$, M2 の黒雲母とアルカリ長石で $70.3 \pm 1.6 \text{ Ma}$ と $60.1 \pm 1.3 \text{ Ma}$ という K-Ar 年代が得られた. さらに M2 の黒雲母については, 第4表の Rb-Sr データから, 黒雲母-アルカリ長石-全岩アイソクロン年代が計算され, $69.5 \pm 1.4 \text{ Ma}$ という年代と, 0.70372 ± 0.00008 という $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初年値が求められた (第9図). このように M2 の黒雲母では K-Ar 年代と Rb-Sr 年代がほぼ一致するが, アルカリ長石の K-Ar 年代は黒雲母に比して14%も若い. 深成岩のアルカリ長石は一般に共存する黒雲母より若い K-Ar 年代を示すこと

が知られており, これはパーサイト化などが原因と考えられている. 太田村層のモンゾニ岩についても例外ではなく, アルカリ長石から Ar の逸脱が起ったことは確かである. 黒雲母による 70 Ma という年代は, HARLAND *et al.* (1982) の尺度では Early Maastrichtian にあたり, 太田村層が Uppermost Campanian~Lowermost Maastrichtian という事実と調和的である. モンゾニ岩は分化岩床で固結した堆積物中に進入したと考えられており (YAGI, 1968), その年代は堆積年代より若いとみなされる. しかし今回の測定結果からは, モンゾニ岩の進入は堆積後あまり長い時間間隔をおかないで起ったものと推定される.

浜中層のドレライト H1 及び H2 から分離したアルカリ長石の K-Ar 年代は $66.0 \pm 1.5 \text{ Ma}$ 及び $67.6 \pm 1.5 \text{ Ma}$ で, 両者はほぼ等しい. 植田・青木 (1968) は H1 とほぼ同じ地点からのアルカリ玄武岩について 72 Ma という K-Ar 年代を報告しているが, この値は今回の結果よりやや古い. 浜中層からは時代判定に有効な化石が発見されていないが, その上位の厚岸層下部からは Maastrichtian を示す放射虫化石の産出が報告されている

(岩田, 1984). 従って浜中層は Maastrichtian であることは間違いない. 一方年代測定を行った二つのドレライトは枕状構造をもつ未分化岩床からのもので, 堆積と同時代に進入したものと考えられる. ドレライトについて求められた 66~68 Ma という年代は HARLAND *et al.* (1982) の尺度では Late Maastrichtian にあたり, 化石層序とは矛盾しない. 根室層群中での白亜紀-第三紀境界は厚岸層中部あたりにあると考えられており, 浜中層のドレライトはこの境界の年代をきめる上での重要な試料である. 従って化石によりその層位がより詳しく限定されることが望まれる.

結局, 根室層群の4つの層準からの火成岩の年代は, 一部の長石の不確実な値を除けば, 化石による層序関係と調和的であり, 最近の年代尺度, 例えば HARLAND *et al.* (1982) などを支持するものといえよう. なお, 第4表及び第9図においてみられるように, ノッカマップ層中のドレライトと玄武岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は 0.7034 で, 太田村層や浜中層の火成岩の初生値 0.7036~0.7038 より低い. YAGI (1968) もノッカマップ層中の火山岩はカルクアルカリ岩系であることを指摘しており, 根室層群堆積初期の火山活動は, その後のアルカリ火成活動とは若干性質を異にするものであろう.

IV. ま と め

1. 白亜紀の地質年代尺度の特徴は, 使用されたデータの約半数が海緑石の年代であり, 海緑石が重要な役割りを果していることである. しかし海緑石の年代に対する評価の違いにより, 前期白亜紀についてかなり異った尺度が提案されている. 白亜紀尺度のもう一つの特徴は期の長さにいちじるしい違いがあることで, 生層序についての再検討も必要と思われる.

2. Upper Neocomian とみなされる宮古花崗岩の 125 ± 3 Ma という Rb-Sr 全岩年代と 116 ± 4 Ma という K-Ar 鉱物年代は, 前期白亜紀における年代尺度検定のための重要なデータであり, これらの結果は KENNEDY and ODIN (1982) よりも HARLAND *et al.* (1982) の尺度の方を支持する. 一方北海道小平地域の Lower Turonian の酸性凝灰岩, 及び万字地域の Santonian の酸性凝灰岩については, 黒雲母の K-Ar 年代と Rb-Sr 年代がほぼ一致したが, HARLAND *et al.* (1982) の尺度と比較して若干のくい違いがあり, 今後の検討が必要である.

3. 根室層群の火成岩の新たな年代測定の結果, Middle ~Upper Campanian とされるノッカマップ層のドレラ

イトで 75.0 Ma, 玄武岩で 72.0 Ma と 73.9 Ma, Uppermost Campanian~Lowermost Maastrichtian とされる太田村層中に進入しているモンゾニ岩で 70.3 Ma と 69.5 Ma, さらに Maastrichtian と推定される浜中層のドレライトで 66.0 Ma と 67.6 Ma という年代が得られた. これらの年代は後期白亜紀尺度についての重要な検定点を提供し, HARLAND *et al.* (1982) の年代尺度とほぼ調和的である.

引用文献

- ARMSTRONG, R.L., 1978: Pre-Cenozoic Phanerozoic time scale-computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay-constant revisions. In COHEE *et al.* (eds.) (1978), 73-91.
- and MCDOWALL, W.G., 1974: Proposed refinement of the Phanerozoic time scale. *Abs. vol. Int. Mtg. Geochron. Cosmochron. Isotope Geology* (Paris).
- CASEY, R., 1964: The Cretaceous Period. In HARLAND *et al.* (eds.) (1964), 193-202.
- COHEE, G.V., GLAESSNER, M.F., HEDBERG, H.D. (eds.), 1978: Contributions to the geologic time scale. *AAPG Studies in Geology*, No. 6, 388p.
- COX, A.V. and DALRYMPLE, G.B., 1967: Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J. Geophys. Res.*, **72**, 2603-2614.
- HAMAMOTO, R., MIYATA, Y., FUTAKAMI, M. and TANABE, K., 1980: Isotopic ages of the Cretaceous tuff from the Manji area, Hokkaido. *Proc. Japan Acad.*, Ser. B, **56**, 545-550.
- 浜本礼子・山口 勝・柳 哮, 1971: 根室半島のアルカリ岩類の Rb-Sr 年代. 九大理研報 (地質), **10**, 247-251.
- 花井哲郎・小島郁生・速水 格, 1968: 白亜系宮古層群概報. 国立科博専報, No.1, 20-28.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICTON, C.A. G., SMITH, A.G. and WALTERS, R., 1982: *A geologic time scale*. Cambridge University Press, 131p.
- and FRANCIS, E.H. (eds.), 1971: The Phanerozoic time scale, a supplement. *Geol. Soc. London Spec. Pub.* No. 5, 356p.
- , SMITH, A.W. and WILCOCK, B. (eds.), 1964: The Phanerozoic time-scale. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **120s.**, 458p.
- HOLMES, A., 1959: A revised geological time-scale. *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, **17**, 183-216.
- 岩田圭示, 1984: 根室層群産放散虫化石の予察的検討. 斎藤ほか編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, 31-33.

- KENNEDY, W.J. and ODIN, G.S., 1982: The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. In ODIN (ed.) (1982), 557-592.
- 君波和雄, 1978: 根室層群の再検討. 地球科学, **32**, 120-132.
- KULP, J.L., 1961: Geologic time scale. *Science*, **133**, 1105-1114.
- LANPHERE, M.A. and JONES, D.L., 1978: Cretaceous time scale from North America. In COHEE et al. (eds.) (1978), 259-268.
- and TAILLEUR, I.L., 1983: K-Ar ages of bentonites in the Seabee Formation, Northern Alaska: a Late Cretaceous (Turonian) time scale point. *Cret. Res.*, **4**, 361-370.
- 松本達郎, 1970: 中生界の地質年代. 科学, **40**, 248-255.
- 守屋資郎, 1969: 東北日本三陸沿岸の低変成岩. 岩鉱, **62**, 55-65.
- 長尾捨一・石山昭三・吉田三郎, 1966: 5万分の1地質図巾「霧多布」および同説明書. 北海道開発庁, 38p.
- 小畠郁生・二上政夫, 1975: 北海道万字地域の白亜系. 国立科博研報, [C], **1**, 93-110.
- ・松本達郎, 1977: 本邦下部白亜系の対比. 九大理研報(地質), **12**, 165-179.
- OBRADOVICH, J.D. and COBBAN, W.A., 1975: A time scale for the Late Cretaceous of the western interior of North America. In CALDWELL, W.G. E. (ed.), Cretaceous system in the western interior of North America, *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 13, 31-54.
- ODIN, G.S. (ed.), 1982a: *Numerical dating in stratigraphy*. Wiley, 1040p.
- 1982b: How to measure glauconite ages. In ODIN (ed.) (1982), 387-403.
- PALMER, A.R., 1983: The decade of North American geology, 1983 geologic time scale. *Geology*, **11**, 503-504.
- 斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 1984: 日本の古第三系の生層序と国際対比. 総研報告書, 137p.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R., 1978: Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan. In COHEE et al. (eds.) (1978), 143-164.
- 柴田 賢・宮田雄一郎, 1978: 北海道小平地域白亜系凝灰岩の同位体年代. 地調月報, **29**, 175-180.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E., 1977: Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 杉本幹博, 1974: 北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究. 東北大地質古生物研報, No. 74, 1-48.
- 棚部一成・平野弘道・松本達郎・宮田雄一郎, 1977: 北海道小平地域の上部白亜系層序. 九大理研報(地質), **12**, 181-202.
- 植田植夫・青木謙一郎, 1969: 根室半島のアルカリ岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **59**, 230-235.
- ・鈴木光郎, 1973: 東北日本産海緑石とセラドナイトの K-Ar 年代. 地質学論集, No. 8, 151-159.
- VAN HINTE, J.E., 1978: A Cretaceous time scale. *AAPG Bull.*, **60**, 498-516.
- YAGI, K., 1968: Petrology of the alkalic dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 115, 103-147.
- YORK, D., 1969: Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 320-324.