

## 南西諸島で最古のビーチロックとその意義

小元 久仁夫

### Significance of the Oldest Beach Rock Collected from the Nansei Islands, Southwest of Japan

Kunio OMOTO

( Received September 30, 2006 )

More than 500 beach rock samples have been collected and radiocarbon dated by Omoto ( 2005 ). Two calcarenite samples were collected from south of Bise Point, on the west coast of Okinawa Island and radiocarbon dated. They indicated 7,760y cal BP ( NU-1598 ) and 7,420y cal BP ( NU-1782 ) respectively. The former figure shows the oldest age among radiocarbon dated beach rocks over the Japanese Islands. The elevations of the sampling sites were 0.8m below the present mean sea level. These data indicate that the past sea level at 7,760 ~ 7,420y cal BP was slightly lower than the present one. However the existence of a marine terrace formed at MIS-5e on the Motobu Peninsula indicates that a total of 3.1m uplift has occurred since the last interglacial stage. If the surveyed coast has been under the influence of tectonic movement, the sea level at 7,760y cal BP was probably 4 ~ 5m lower than the present sea level. Other evidences obtained from other beach rocks collected from Okinawa Island suggests that the sea level has reached its present level around 4,800y cal BP.

**Keywords:** Okinawa Island, beach rock, sea level change, Holocene, radiocarbon age, isotope fractionation(  $^{13}\text{C}$  )

#### I はじめに

小元は1992年以来、南西諸島に発達するビーチロックについて試料を採取し、その地形学的・地質学的特徴、 $^{14}\text{C}$ 年代および安定同位体比(  $^{13}\text{C}$  )などについて逐次報告してきた(小元, 2005に多数の文献の記載あり)。これまでに採取したビーチロック試料は500個を超え、 $^{14}\text{C}$ 年代と安定同位体比(  $^{13}\text{C}$  )を測定した試料数も500個に迫っている。更新世後期以降における島嶼や海岸地域の地殻変動や海水準変動は、海成段丘、ノッチ、離水ベンチ、潮間帯で形成されるビーチロックなどの高度や堆積物の $^{14}\text{C}$ 年代にもとづき推定することが出来る。

わが国では後氷期の海水準について、5,000 ~ 6,000y BP頃の海水準は、この時期がいわゆる「縄文海進絶頂期」であり現在よりも高位にあったという報告が多い。しかし海成堆積物の数値年代が全くないにも拘わらず、

海成段丘の高度のみから海拔数メートルないし10m程度の段丘までを縄文時代の高海水準で形成されたという科学的根拠に欠ける報告が多々見受けられる。また完新世中期に仮に高海水準の時期があったとしたら、現海水準に達したのはいつごろであり、海面低下分の海水はどこに移動したのか、あるいはどのように蓄積されたかを論じた報告は皆無に近い。Omoto(1979)は、以上述べた問題点について注意を喚起したことがある。

世界的に後氷期の海水準を概観すれば、海水準はおもに北半球に形成された氷床の融解消滅に伴って急激に上昇し、完新世中期の6,000 ~ 5,000y BP頃にほぼ現海水準に到達したという考え方が一般的である。このため現在低潮位以下に発達するビーチロックの高度と年代は、調査対象地域が地殻変動を受けていなければ、当時の海水準を示すと考えられる。このため「縄文海進期」の年代を示すビーチロックの高度は、当時の海水準変動を解

明する資料となる。

南西諸島から採取したビーチロックの中で、5,000y cal BPよりも古いビーチロックを小元(2005)から抽出すれば13個存在する。それらは与論島、沖縄島、粟国島、浜比嘉島、座間味島、渡嘉敷島、黒島および与那国島から採取した試料である(第1表)。試料別にみれば、それらは石灰砂岩が7個、貝化石(おもにシャコ貝)が5個、そして化石サンゴが1個である。以上述べた試料の採取高度は、おおむね - 0.8 ~ 2.0mの範囲に存在する。

これらの中でもっとも古い年代を示す試料は、沖縄島西海岸の備瀬崎から採取した石灰砂岩である。また3番目に古い年代を示したビーチロックは沖縄島東部の浜比嘉島から採取したシャコ貝(*Tridacna squamosa*)である。これら13個の試料の<sup>14</sup>C年代は、いずれも5,000y cal BPより古く、いわゆる「縄文海進期」に該当する年代である。

本論ではまず沖縄島北部、本部半島備瀬崎に発達するビーチロックの<sup>14</sup>C年代がいわゆる「縄文海進期」に該当することに着目した。そして沖縄島中北部を中心にして、低潮位または低潮位以下に発達するビーチロックの年代と、5,000y cal BPより古い年代を示すビーチロックを抽出し、それらの高度と<sup>14</sup>C年代にもとづき沖縄島北部における海水準変動および地殻変動について考察した。その結果、沖縄島南部(たとえば河名ほか, 1995)と異なる新たな知見を得たので報告する。

なお本論文で記載した年代は、断りがない限り日本大学年代測定室において線測定法(気体計数法)で決定したものである。各試料は、Micromass社製 IsoPrimeにより安定同位体比(<sup>13</sup>C)を測定し<sup>14</sup>C年代を補正し

“conventional age”を決定した。その後 IntCal 05(Marine-04)により暦年代を求め、その中央値を『cal BP』で示した。なおこれまで報告された安定同位体比(<sup>13</sup>C)が測定されていない試料の年代は、単に『BP』と表記した。

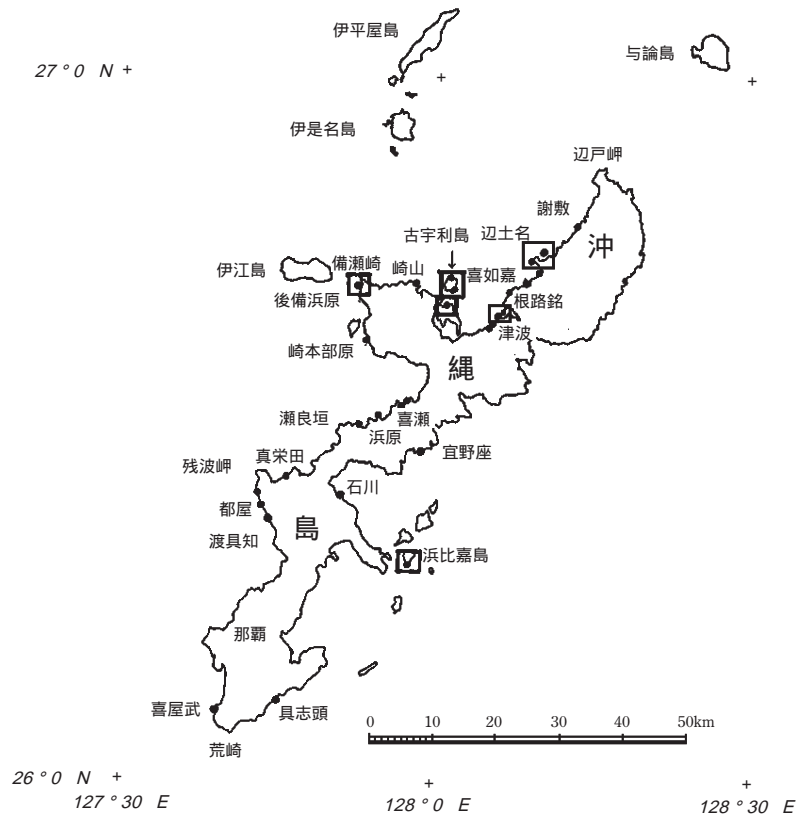
## II 海水準変動に関連するビーチロックとその年代

沖縄島とその直近の島々(第1図)の中で、ビーチロックが低潮位以下まで見られる地点とビーチロックの年代が5,000y cal BPより古い地点は、本部町備瀬崎の「後備浜原」、東部の浜比嘉島南部、古宇利島東部の「東原」、国頭村桃原沖合の「フォージマ(島)」および大宜味村「津波」から「宮城島南部」にかけて見られるビーチロック(第1表)である(小元, 2005)。このうち桃原沖合のビーチロックについて砂村(1983)は『国頭村辺土名沖合、水深2~3mの海底に発見された沈水板干瀬(著者注:ビーチロックのこと)は、従来全く報告例がないものである』(同目崎, 1985)と紹介している。また1979年に行われた名護市遺跡分布調査により発見され調査された屋我地島北部の「大堂原貝塚」からは、1998年~2003年度の調査により多数の標本試料が採取された。そしてその幾つかの試料について<sup>14</sup>C年代測定が行われた(名護市教育委員会, 2006)。その中にはビーチロックの下部から採取された貝化石(シャコ貝:*Tridacna squamosa*)の<sup>14</sup>C年代が含まれていた。また試料採取地点の模式地質断面図と<sup>14</sup>C年代は完新世中期以降の海水準変動を示唆しているように思われる。以下に上述の各地点で観察されるビーチロックの特徴とそれらの年代について記載する。

第1表 5,000y cal BPを超える南西諸島のビーチロック(小元, 2005より抽出)

島名	Lab. Code	Elevation(m)	Material	<sup>13</sup> C(‰)	<sup>14</sup> C Age	Cal BP*
与論島	NU-1000	0.0	coral	2.77	5,340 ± 90	5,712
沖縄島	NU-1598	- 0.8	calcarenite	1.78	7,290 ± 90	7,756
	NU-1615	0.5	<i>Tridacna sq.</i>	2.44	4,985 ± 80	5,337
	NU-1782	- 0.8	calcarenite	2.11	6,910 ± 90	7,419
浜比嘉島	NU-1686	- 0.1	<i>Tridacna sq.</i>	2.72	5,474 ± 80	5,846
粟国島	NU-929	0.7	calcarenite	1.18	5,100 ± 80	5,457
座間味島	NU-1023	0.8	<i>Tridacna sq.</i>	1.18	4,930 ± 95	5,249
	NU-1024	0.6	calcarenite	2.28	4,740 ± 95	5,006
	NU-1036	0.8	<i>Tridacna sq.</i>	3.35	5,235 ± 110	5,600
渡嘉敷島	NU-1659	0.5	<i>Tridacna sq.</i>	2.89	4,940 ± 75	5,272
黒島	NU-770	0.0	calcarenite	1.95	4,950 ± 95	5,280
	NU-773	0.0	calcarenite	0.98	5,050 ± 100	5,401
与那国島	NU-1307	2.0	calcarenite	0.67	4,760 ± 75	5,026

\*中央値を示す。



第1図 沖縄島のビーチロック試料採取地点(黒丸印)と、本論文で取り上げた調査地点(四角い枠)を示す図。

1 5,000y cal BPより古いビーチロック

(1) 備瀬崎のビーチロック

備瀬崎は沖縄島西海岸、本部半島の北西端に位置す

る。年代測定試料を採取した本部町後備<sup>くしびはまばる</sup>浜原海岸は備瀬崎から南部の砂浜に連なっている(第2図)。後備浜原海岸では、護岸堤にほぼ平行で、沖合に向かって約2°傾斜する長さ約200m幅20mのビーチロックAと、このビーチロックの南部から北西方向(N45°W)に分岐して沖合に発達する長さ約200m幅約25mのビーチロックBが見られる。

写真1は備瀬崎の北方高度約300mから南方の後備浜



第2図 本部町後備浜原海岸の試料採取地点 [国土地理院発行1/2.5万地形図『仲宗根』図幅(原寸)の一部に+印で示す]



写真1 備瀬崎の分岐ビーチロックの斜め写真。護岸堤に平行なビーチロックAと、これに斜行するビーチロックBから試料を採取(赤丸の地点)した。

原海岸を撮影したものである。護岸堤に平行なビーチロックAは、その途中で漁船を台車に乗せて引き上げるコンクリート製の台（写真2の右下）で2分されている。一方分岐して沖合に伸びるビーチロックBは、護岸堤に平行なビーチロックの南方から備瀬崎方向に発達している。写真1では、これらのビーチロックの沖合に後方礁原が広がっている状態が読み取れる。また写真2は、護岸堤上から見た上記2種類のビーチロックであり、写真中央部が分岐しているビーチロックB、その下方が護岸堤と平行なビーチロックAである。

護岸堤に平行なビーチロックAは、低潮位から高潮位（一部離水）の範囲で見られる。一方ビーチロックAより分岐して備瀬崎方向に分岐したビーチロックBは、低潮位以下の高度で見られる。護岸堤に平行なビーチロックAは礫岩質ビーチロックであるが、海岸から沖合に分岐しているビーチロックBは固結した石灰砂岩～石灰礫岩を呈し、その短軸方向の断面は中央部でやや盛り上がっているもののほぼ平坦な地形を呈している。

<sup>14</sup>C年代測定試料は護岸堤に平行なビーチロックAか

らシャコ貝 (*Tridacna squamosa* : NU-1549) と、護岸堤から沖合に分岐しているビーチロックBのほぼ中央部 (- 0.8m) から石灰砂岩 (Calcarenite) を2個 (NU-1598 およびNU-1782) 採取した。<sup>14</sup>C年代測定の結果、護岸堤に平行なビーチロックAの年代は930y cal BP (NU-1549) であったが、沖合に分岐するビーチロックBからは7,756 y cal BP (NU-1598) と7,419y cal BP (NU-1782) の年代が得られた (第2表)。ビーチロックBの2つの年代は、 $\pm 2$  の誤差範囲に入っており、有意である。ビーチロックの年代として7,000y cal BPを超える数値は、わが国でこれまで年代決定が行われたビーチロックの中で後備浜原のものが最古である。なおKawana and Pirazzoli (1985) は備瀬崎で、ビーチロックの高度1.05mから採取した貝化石の年代が790  $\pm$  70y BP (N-3709) であったと報告している。ただしこの年代は安定同位体 (<sup>13</sup>C) による補正がされていない。

(2) 浜比嘉島のビーチロック

はまひが 浜比嘉島は沖縄島東部に位置する東西約2km、南北



写真2 備瀬崎のビーチロック。護岸堤に平行なビーチロックA(写真下部)と分岐するビーチロックB(写真中央部)。

第2表 本部半島備瀬崎および浜比嘉島から採取したビーチロック試料の<sup>14</sup>C年代(小元, 2005より抽出)

地名	Lab. Code	Elevation( m )	Material	<sup>13</sup> C( ‰ )	<sup>14</sup> C Age	Cal BP*
後備浜原沖	NU-1598	- 0.8	calcarenite	1.78	7,290 $\pm$ 90	7,756
同上	NU-1782	- 0.5	calcarenite	2.11	6,910 $\pm$ 86	7,419
護岸堤側	NU-1549	1.0	<i>Tridacna sq.</i>	- 4.67	1,380 $\pm$ 60	930
浜比嘉島	NU-1687	1.55	coral	1.36	3,284 $\pm$ 55	3,124
	NU-1688	1.0	<i>Tridacna sq.</i>	3.0	4,219 $\pm$ 59	4,313
	NU-1689	1.3	calcarenite	0.5	3,112 $\pm$ 68	2,896
	NU-1686	- 0.1	<i>Tridacna sq.</i>	2.72	5,474 $\pm$ 80	5,846

\*中央値を示す。



第3図 浜比嘉島の試料採取地点 [国土地理院発行1/2.5万地形図『屋慶名』図幅の一部(原寸)に+印で示す]

約2.2kmの小島(第3図)である。ビーチロックは島の南部で見られ、その長さは約80m、幅は最大約20mで、ビーチロックは約8°海側に傾いている(写真3)。ビーチロックは高潮位から低潮位にかけて見られるが、一部離水している所もある。また海岸侵食により、断片的な分布を示すところもある。ビーチロックは礫岩質～石灰砂岩であり、貝化石や化石サンゴ片を含んでいる。またビーチロックの背後には高潮位ノッチが見られる所もある。

浜比嘉島のビーチロックについては、Kawana and Pirazzoli(1985)が<sup>14</sup>C年代測定結果について報告している。すなわちビーチロックの上限部分の海拔約1.55mから採取した貝化石の<sup>14</sup>C年代は $3,870 \pm 90$  y BP (N-4262)であった。ただしこの年代は安定同位体(<sup>13</sup>C)による



写真3 浜比嘉島南部のビーチロック。

補正が行われていない。

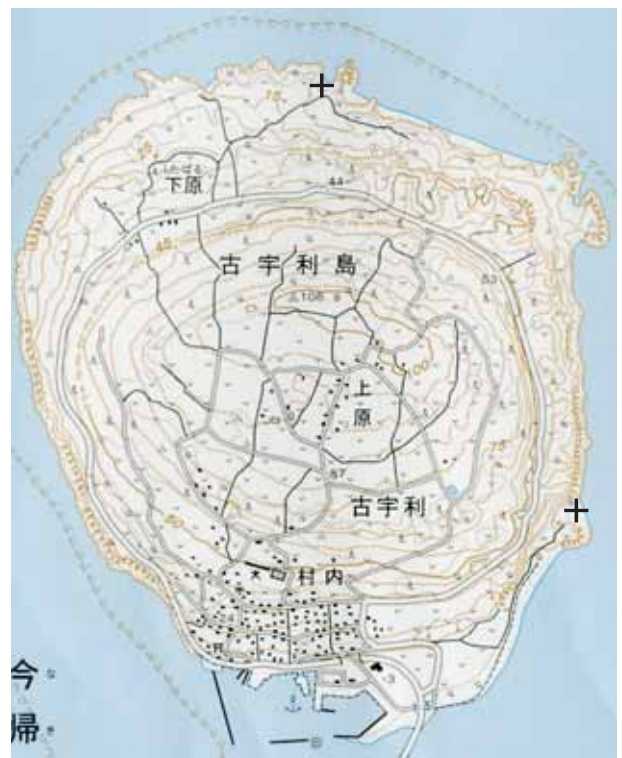
小元(2005)はビーチロックの海拔約1.55m地点から化石サンゴ(NU-1687), 1.5m からシャコ貝(NU-1688), 1.5m から石灰砂岩(NU-1689), そして - 0.1m からシャコ貝(NU-1686)を採取し<sup>14</sup>C年代測定を行った。その結果, 3,124y cal BP (NU-1687), 4,313y cal BP (NU-1688), 2,896y cal BP (NU-1689) および 5,846y cal BP (NU-1686)の各年代が得られた(第2表)。

## 2 低潮位以下のビーチロック

### (1)古宇利島のビーチロック

古宇利島(第4図)は本部半島の北部に位置する。島の東部、「東原」には小さなポケットビーチがある。その海岸に低潮位から高潮位以上の高度までビーチロックAが見られる。写真4は、このビーチロックを撮影したものであり、写真のほぼ中央より左側には深く切り込まれたノッチ(中潮位)が写っている。このビーチロックと古宇利島北部のビーチロックの特徴とその年代についてはすでに報告した(小元・紺野, 2006)。

この報告後に2003年空撮の古宇利島東部の斜め写真(写真5)を改めて観察したところ、調査済みのビーチロックより海側の、低潮位以下にビーチロックBが存在することに気づいた。このため2006年5月に改めて現地調査を行い、<sup>14</sup>C年代測定試料(NU-1775 ~ NU-1777)を



第4図 古宇利島の試料採取地点 [国土地理院発行1/2.5万地形図『大宜味』図幅の一部(原寸)に+印で示す]



写真4 古宇利島の中潮位から高潮位を超えて見られるビーチロックA。ビーチロックBは海面下にある。



写真5 古宇利島のビーチロックの斜め写真。陸側のビーチロックAは中潮位～一部離水、黄緑色に見える海側のビーチロックBは中潮位～低潮位以下まで分布する。+印は試料採取地点を示す。

採取した。

低位のビーチロックBは、長さが約100m、幅が約10mであり、スラブは海側に約3°傾いている。ビーチロックは礫岩質であり、シャコ貝 (*Tridacna squamosa*) などの貝化石や枝サンゴなど数種類の化石サンゴを含んでいる。ビーチロックから採取した試料について<sup>14</sup>C年代測定を行った結果を第3表に示す。低潮位および低潮位以下と思われる高度から新たに採取したビーチロックの年代は、著者の予想に反し高位のビーチロックの年代(2,600～3,200y cal BP)に近似した年代(2,800～3,400y cal BP)を示した。

### (2) 桃原沖合および赤丸岬南西のビーチロック

桃原(第5図)は沖縄島北部の国頭村に位置する。桃原から西方に発達した砂州と鏡地から北西方向に発達した砂州が西方の小島と繋がりDouble tombolo(二重陸繋砂州)が完成した。写真6は桃原沖合の上空約300mから二重陸繋砂州と沈水ビーチロック(帯状に連なる暗色部分)を小型機から撮影したものである。沈水ビーチロックの長さは約300mに達し、その幅は最大約30mである。また沈水ビーチロックは写真の左端にも発達している状態が空中写真から読み取ることができる。

小元は2003年5月および2005年12月に年代測定試料の採取と海底地形の測量を行った。沈水ビーチロックと思われる地点の水深は約-2.5～-3mであり、周囲よりも浅いことが写真7の中央部の色調の違いからも明らかである。桃原沖合で採取した試料の<sup>14</sup>C年代測定結果を第4表に示す。

上記試料採取地点の西約500mに位置する「赤丸岬」

第3表 古宇利島および屋我地島から採取したビーチロック試料の<sup>14</sup>C年代。

島名	Lab. Code	Elevation(m)	Material	<sup>13</sup> C(‰)	<sup>14</sup> C Age	Cal BP*2
古宇利島 (東部)	NU-1736	1	<i>Tridacna sq.</i>	2.14	3,316 ± 68	3,165
	NU-1737	1.1	<i>Tridacna sq.</i>	2.33	3,178 ± 67	2,980
	NU-1740	0.2	<i>Tridacna sq.</i>	2.97	2,835 ± 66	2,580
	NU-1741	0.2	coral	1.03	3,160 ± 70	2,957
	NU-1769*1	1	<i>Tridacna sq.</i>	3.02	3,030 ± 65	2,808
	NU-1775	0.1	<i>Tridacna sq.</i>	2.3	3,034 ± 65	2,810
	NU-1776	0.1	calcarenite	2.37	3,495 ± 68	3,380
	NU-1777	0.1	calcarenite	1.59	3,276 ± 66	3,110
(北部)	NU-1738	0	coral	0.36	1,690 ± 70	1,243
	NU-1739	0	calcarenite	0.35	1,920 ± 63	1,466
屋我地島 (北部)	NU-1742	-0.1	<i>Tridacna sq.</i>	2.63	2,124 ± 62	1,708
	NU-1743	0.3	calcarenite	1.25	2,745 ± 65	2,472
	NU-1744	-0.3	<i>Trochus niloticus</i>	3.46	1,849 ± 62	1,395
	NU-1771*1	0.4	<i>Tridacna sq.</i>	2.79	1,960 ± 65	1,513

\*1小元・紺野(2006)による。\*2中央値を示す。

から、さらに南西600mの地点には「フォー島」という小島がある(写真8の右端)。この小島も低潮位時にトンボ口(陸繋島:写真9)となる。ビーチロックは写真8から3列あることが読み取れる。もっとも海側のビーチロック(写真9)から採取した石灰砂岩の年代は3,543 cal BP(NU-1601)であった(第4表)。



第5図 桃原(上)およびフォー島(左)の試料採取地点[国土地理院発行1/2.5万地形図『辺土名』図幅の一部(原寸)に+印で示す]



写真7 桃原沖合試料採取地点の沈水ビーチロック。海面下の黄緑色の部分から試料を採取した。



写真8 フォー島の陸繋ビーチロックの斜め写真。右端の小島はフォー島と呼ばれている。+印付近で試料を採取した。



写真6 桃原沖合の沈水ビーチロックの斜め写真。ビーチロックは現汀線とほぼ平行に沖合に見られる。白丸付近で試料を採取した。



写真9 フォー島の陸繋ビーチロック。大潮の時にはこの写真のように沖合のフォー島(左上)と陸続きとなる。

第4表 桃原沖合・フォー島北東・宮城島南部で採取したビーチロック試料の<sup>14</sup>C年代(小元,2005より抽出)。

地名	Lab. Code	Elevation(m)	Material	<sup>13</sup> C(‰)	<sup>14</sup> C Age	Cal BP*
桃原沖合	NU-1602	- 2.9	<i>Acropora</i> sp.	1.38	3,810 ± 70	3,257
	NU-1604	- 2.5	coral	1.25	2,550 ± 65	2,217
	NU-1606	- 2.9	<i>Acropora</i> sp.	2.3	4,620 ± 75	4,843
フォー島北東	NU-1601	- 0.8	<i>Acropora</i> sp.	1.37	3,640 ± 70	3,543
宮城島南部	NU-1611	0.0	coral	1.6	3,530 ± 70	3,420
	NU-1781	- 1.0	calcarenite	2.74	2,610 ± 64	2,287

\*中央値を示す。

桃原の沈水ビーチロックとフォー島（赤丸岬南西600m地点）の陸繋ビーチロックの年代は、その高度から5,000年を超える年代が得られると予想していた。しかしいずれも推定年代を下回る新しい年代（4,800～2,200y cal BP）を示している。

(3) 宮城島南部のビーチロック

沖縄県大宜味村津波から北方の宮城島（第6図）にかけて宮城島側の先端部が分岐するビーチロックが発達している。写真10は宮城島（写真の左側）沖合上空約300mからこのビーチロックを撮影したものである。写真10から明らかなように、ビーチロックの宮城島側は分岐している。ビーチロックは中潮位から低潮位以下までの範囲にあり、礫岩質であり、その長さは約800mで、幅は



写真11 試料を採取した宮城島南部の分岐ビーチロック。低潮位になるとビーチロックは海面上に姿を現す。

最大80mに達する。スラブは3～5段（列）に分かれ、いずれも外洋側に5～8°傾いている（写真11）。なおこのビーチロックは高潮位時には完全に水没する。

ビーチロックの年代は、「津波」側の護岸堤直下（B+地点）から採取した化石サンゴ（NU-1611）から3,420y cal BPが得られた。小元は2006年5月に低潮位以下に発達する分岐したビーチロックの先端部から試料を採取し、その形成年代を明らかにしようと試みた。しかし波が荒く、分岐したビーチロックの先端部で低潮位下の試料を採取できなかった。その際、分岐点に近い位置（第6図のA+印）で礫岩質ビーチロック（NU-1781）を採取した。その年代は、推定年代より新しい2,290y cal BP（第4表）であった。



第6図 宮城島南部の試料採取地点 [ 国土地理院発行1/2.5万地形図『大宜見および仲尾次』図幅の一部（原寸）に+印で示す ] AはNU-1781, BはNU-1611。

3 大堂原遺跡で発見されたビーチロック

沖縄島の西海岸、本部半島北部に位置する屋我地島北部（第7図）と沖合の古宇利島を結ぶ「古宇利大橋」の橋梁架設工事が1998年から開始された。名護市教育委員会は「古宇利大橋」の南端部に位置する「大堂原貝塚」から多数の標本試料を採取した。第8図は「大堂原貝塚」の地質模式断面を示している。同委員会は採取した試料について<sup>14</sup>C年代測定を委託した。その結果を第5表に示す。その中にビーチロックの下部から採取されたシャコ貝（*Tridacna squamosa*）があった。

また木庭（2004）は、これらの年代を引用し完新世後期における当該地域の海水準変動に関する予察的な報告を行った。その中で木庭は、現海面下に縄文人骨が埋葬され、また巨石が敷設され、甕畑式土器（5,400y BP）を産する生活面があることを発表した。

現在大堂原海岸では、海岸に沿って沖合に約3°傾斜して発達する長さ約100m幅約10mのビーチロックが見られる。写真12は、古宇利大橋の南端からその西方の



写真10 宮城島南部の分岐ビーチロックの斜め写真。分岐地点付近の+印で試料を採取した。



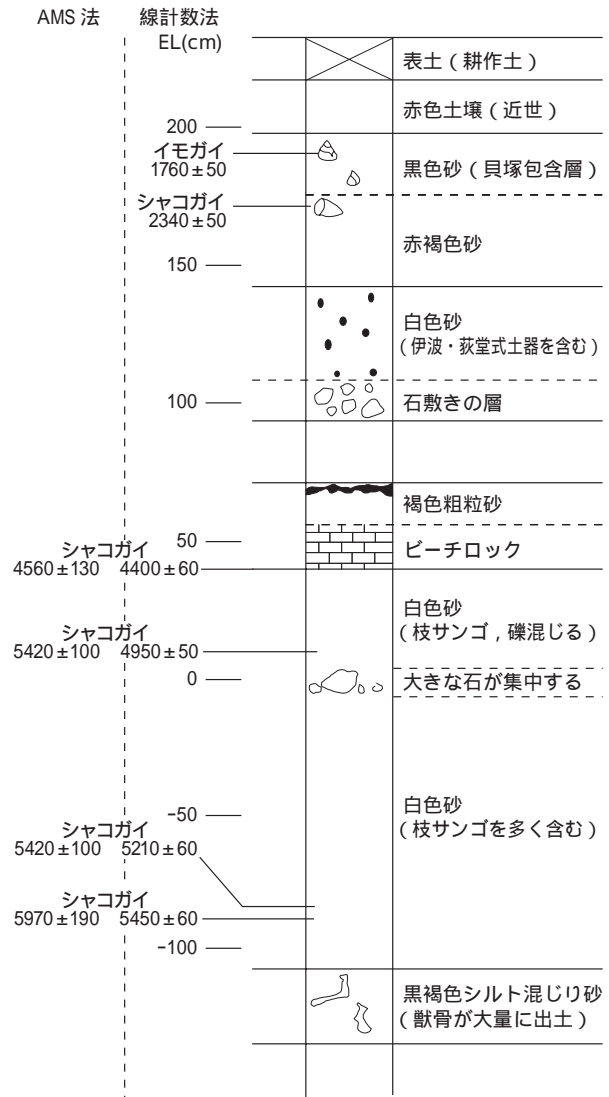
第7図 屋我地島北部の試料採取地点[ 国土地理院発行1/2.5万地形図『大宜味』図幅の一部(原寸)に+印で示す ]

海岸で見られるビーチロックを撮影したものである。この写真で黄緑色の部分は中潮位以下のビーチロックである。その分布高度は低潮位からほぼ高潮位までの範囲にある。ビーチロックは礫岩質ないし石灰砂岩であり、一般に軟弱であり、多くの貝化石(シャコ貝: *Tridacna squamosa*, やサラサバテイ: *Trochus niloticus* が大部分)や化石サンゴを含んでいる。

名護市教育委員会の比嘉久氏によると、このビーチロックは古宇利大橋の屋我地島側の橋脚工事が始まる以前には全くその姿が見られなかったということである。橋脚工事が行われる以前の海岸は砂浜海岸であり、砂丘が見られたという。橋脚工事により潮の流れが変わり、砂浜が侵食されて砂浜の下方に形成されていたビーチロックが洗い出されたい。

$^{14}\text{C}$ 年代測定用試料としてビーチロックの高度 - 0.1m および - 0.3m から貝化石 (*Tridacna squamosa*: NU-1742 および *Trochus niloticus*: NU-1744) と、高度0.3mから石灰砂岩 (calcarenite: NU-1743) を採取した。 $^{14}\text{C}$ 年代測定の結果、貝化石の年代は1,708y cal BP (NU-1742) および1,395y cal BP (NU-1744) であり、また石灰砂岩からは2,472y cal BP (NU-1743) の年代が得られた(第3表)。

一方名護市教育委員会(2006)によると、ビーチロック下部の0.4m a.s.l.から採取したシャコ貝 (*Tridacna squamosa*) の年代はAMS法では  $4,560 \pm 130\text{y BP}$  (Tka-11851:  $5,357\text{y cal BP}$ ) であり、線計測法では  $4,400 \pm 60\text{y BP}$  (PAL-654:  $5,156\text{y cal BP}$ ) であった。また約



第8図 名護市大堂原貝塚の模式地質柱状図(名護市教育委員会, 2005を改変)。



写真12 屋我地島北部のビーチロック。黄緑色の部分は中潮位以下にある。

第5表 名護市大堂原貝塚から採取した試料の<sup>14</sup>C年代(名護市教育委員会提供)

地名	Lab. Code	Elevation( m )	Material	<sup>14</sup> C Age *1	Cal BP*2	Remarks
大堂原貝塚	PAL-652	1.9	<i>Conus leopardus</i> *3	1,760 ± 50	1,774	線計測法
	PAL-653	1.7	<i>Tridacna sq.</i>	2,340 ± 50	2,544	線計測法
	Tka-11851	0.4	<i>Tridacna sq.</i>	4,560 ± 130	5,357	AMS法
	PAL-654	0.4	<i>Tridacna sq.</i>	4,400 ± 60	5,156	線計測法
	Tka-11852	0.1	<i>Tridacna sq.</i>	5,420 ± 100	6,298	AMS法
	PAL-655	0.1	<i>Tridacna sq.</i>	4,950 ± 50	5,783	線計測法
	Tka-11853	-0.85	<i>Tridacna sq.</i>	5,640 ± 180	6,538	AMS法
	PAL-660	-0.85	<i>Tridacna sq.</i>	5,210 ± 60	6,073	線計測法
	Tka-11855	-0.9	<i>Tridacna sq.</i>	5,970 ± 190	6,913	AMS法
	PAL-659	-0.9	<i>Tridacna sq.</i>	5,450 ± 60	6,327	線計測法

\*1安定同位体比は未補正。\*2 <sup>13</sup>C = 2.71‰( NU-1742とNU-1771の平均値 )として計算して求めた中央値を示す。

\*3または *Conus litteratus*.

1.7m.a.s.lから採取したシャコ貝の年代は線計測法では2,340 ± 50y BP ( PAL-653 : 2,544y cal BP )であり、約1.9m a.s.l.で採取したイモ貝 (*Conus leopardus*)の線計測法による年代は1,760 ± 50y BP ( PAL-652 : 1,774y cal BP )であった(第5表参照。脚注に注意。)

### III 考察

#### 1 海水準変動の指標としてのビーチロック

ビーチロックは潮間帯で形成されるため、海水準変動の指標となる。ただし潮位変動が大きい場合、微細な海水準変動を復元することは困難である ( Russel, 1967 : Pirazzoli, 1996 など )。那覇港における朔望平均満潮位と同干潮位の潮位差は2.08m ( 財団法人 日本気象協会沖縄支店, 2004 )である。したがってビーチロックの分布高度が ± 1.0m以内であればビーチロック形成年代以降の海水準変動は無かったと言える。

ビーチロックを指標として海水準変動を考察する場合の問題点も指摘されてきた。たとえばビーチロックの形成年代とは炭酸カルシウムによる海浜堆積物の膠結時期であるが、AMS<sup>14</sup>C年代測定の技術をもって未だにその年代を直接決定できない(小元, 2000)。このためビーチロックの形成年代は、堆積物に含まれる生物化石の年代を用いている(多くの地形形成年代は概ねこの方法によっている)。しかしこの手法では単に生物の死亡年代を示すに過ぎず、海浜に打ち上げられた生物遺骸と海浜堆積物の固結年代との間には時間隙を生ずるという意見(木庭, 1983 : 小元, 1994)もある。後者について Omoto ( 2004 ) は、現代の工業製品(醤油瓶やココロ瓶の破片, プラスチック破片, 葉莢その他)がビーチ

ロック構成物に挟在することにもとづき、海浜堆積物が固結するのに要する時間に数十年もの時間隙がないことを示した。以上記述したような問題点はあるものの、「ビーチロックは潮間帯で形成される」という点は Russel ( 1959 ), Stoddart and Cann ( 1965 ), 武永 ( 1965 ), Higgins ( 1968 )らによる成因論の発表以来、多くの研究者が認めるところである。したがってビーチロックは地形学的にも地質学的にも「過去の海水準を示す指標」となりうる。また南西諸島でビーチロックに含まれる貝化石や化石サンゴは、<sup>14</sup>C年代測定試料として有用であると言える。

#### 2 <sup>14</sup>C年代の補正について

一般に元素の安定同位体は一定の数値を示し、一定の存在比を有する。このため安定同位体比が異なることは、その物質が生成された以降に物理的、化学的变化によって同位体存在比に変化を及ぼしたことを示し、同位体分別作用 ( isotope fractionation ) を受けたと解釈される。このような事情により、<sup>14</sup>C年代は安定同位体比 ( <sup>13</sup>C ) の補正を行った数値を“ conventional age ”として公表すべきであると Stuiver and Polach ( 1977 ) は主張した。多くの研究者や<sup>14</sup>C年代測定機関はこれを受け入れ、これまで安定同位体比 ( <sup>13</sup>C ) の補正を行った数値を報告してきた。しかしわが国ではごく一部の<sup>14</sup>C年代測定機関を除き、1995年頃までは<sup>13</sup>Cの補正を行った数値はほとんど公表されていない。

<sup>14</sup>C年代は1950年に生育した樹木の年代を“ 0 ”年すなわち“ Modern ”として1950年から遡る数値を“ y BP ”という符号を付けて表示することを基準としている。樹木は炭酸同化作用により大気中のCO<sub>2</sub>を体内に取り入れて

成長している。したがって樹木の<sup>14</sup>C濃度は大気中のCO<sub>2</sub>濃度と平衡状態にあるとみなされる。一方海洋生物は海水中に含まれる炭酸塩を摂取して成長しているから、体内に蓄積された有機物は大気中のCO<sub>2</sub>が海水に溶解し生成された炭酸塩である。大気中のCO<sub>2</sub>が海水に溶解し、平衡状態になるまでは時間がかかる。この時間差は“reservoir correction (Rで示される)”と呼ばれ、同じ時期に成長した樹木と海洋生物間の年代差を示す結果となる。したがってこの年代のズレを補正しなければならない。そのためには質量分析装置を使用し試料の安定同位体(<sup>13</sup>C)を測定せねばならない。その質量分析装置は3,500万円以上の価格であり、年代測定装置の価格(約1,000~1,500万円)と比較的高額なため、すべての年代測定機関がこれを購入することが出来なかった。このような経済的理由により、わが国においては安定同位体比にもとづく<sup>14</sup>C年代の補正が行われなかったと思われる。現在世界の海洋表層水の平均補正值として用いられている補正值は-400年(Stuiver *et al.*, 2005)である。

世界の海水は循環しており、所によっては湧昇流の影響を受ける海域もある。さらに大河川は大気と平衡状態のCO<sub>2</sub>を含む大量の河川水を河口で放出し、海水と混合させている。同様に地下水が海底に浸出している場所でも地下水と海水の混合が起こっている。このような環境下で生育した海洋生物の安定同位体(<sup>13</sup>C)は、それ以外の海洋で生育した生物の安定同位体比と異なることは明らかである。このため海洋生物の成育環境が異なる場合に生ずる安定同位体の地域差(“regional correction” = R)を補正してやらなければならない。この補正は死亡年代が明らかな海洋生物(たとえばポーリングで得られた化石サンゴ)を測定し、実年代と比較すればよい。このようなデータにもとづく年代の補正が必要であるが、肝心の沖縄近海ではまだこの値が決定されていない。このため、本論ではやむを得ず Rを0とし、かつ海洋表層水の補正年代 RはStuiver *et al.*(2005)にもとづく400年を採用して暦年代(中央値)を求めた。

<sup>14</sup>C年代は1950年に生育した樹木の年代を基準としていることを述べたが、その安定同位体比の値は-25‰と定められている。Geyh and Schleicher(1990)によれば、海洋の有機物に含まれる安定同位体比(<sup>13</sup>C)は0 ± 2‰

の範囲にある。しかし試料の種類により安定同位体比が異なるため、試料毎に安定同位体比を測定し、<sup>14</sup>C年代を補正しなければならない。なお安定同位体比を測定する際に使用する標準試料として、アメリカ合衆国商務省が決めた標準試料(PDB)が世界各国で使用されている。

<sup>13</sup>Cを補正した<sup>14</sup>C年代は、“conventional age”とよばれ、暦年代に補正する重要な数値となる。この数値と、“reservoir correction value”のR、それに RをIntCal05(Marine04)のプログラムに代入して暦年代に補正するのが一般的である。<sup>13</sup>C未補正の年代と<sup>13</sup>Cを補正した年代(conventional age)を暦年代に較正した場合に生ずる年代差(ズレ)を知っておくことは今後の議論の展開上必要である。第6表はその一例を示している。すなわち第6表の最上段に記載した数値は“conventional age”である。それをIntCal05(Marine04)にもとづき暦年代に補正した年代(中央値)を中段に示す。最下段の数値は“conventional age”と暦年代との差を示している。およそ4,000y BPまでは暦年代は“conventional age”よりも新しくなるが、4,000y BPを超えると暦年代は“conventional age”よりも古くなる。

### 3 沖縄島北部における中期完新世以降の海水準変動

Kawana and Pirazzoli(1985)は、沖縄島南部の離水サンゴ礁地形やノッチの高度と<sup>14</sup>C年代にもとづき、沖縄島南部の具志頭付近が2,400y BP頃に起こった巨大地震(M=7.4)によって2.5m隆起したと推定した。また河名(1993)、河名ほか(1995)や河名・菅(1996:1999)は、隆起サンゴ礁地形と現地性サンゴ化石、離水したノッチとフジツボ化石、離水した海食洞堆積物、ビーチロックなどの高度と<sup>14</sup>C年代にもとづき、沖縄島における中期完新世以降の海水準変動について報告した。その中で河名ほか(1995)は、沖縄島がいわゆる縄文海進絶頂期の6,000y BPの相対的海水準が+3mにあったとし、その高海水準は海水量の変化によるのではなく「Hydro-isostaticな隆起」によると報告した。

河名(2002)は沖縄島の後期完新世の海面安定時期を(約7,700~7,000)、(7,000~6,300)、(5,900~4,500)、(4,400~3,300)、(2,900~)、および(少なくとも690~現在)に区分している。そしてこれらの

第6表 <sup>14</sup>C年代(conventional age)と暦年代(calibrated age)のズレ(単位年)

測定年代	500	1,000	1,500	2,000	2,500	3,000	3,500	4,000	4,500	5,000	5,500	6,000	6,500	7,000	7,500	8,000
暦年代	122	584	1,049	1,564	2,169	2,775	3,386	4,010	4,693	5,358	5,879	6,417	7,007	7,496	7,962	8,468
年代差	-378	-416	-451	-436	-331	-225	-114	+10	+193	+358	+379	+417	+507	+496	+462	+468

時期の相対的な海水準は、 から に向かって順次、高度を減ずるが、このうち から あるいは から の時期に、現海面下に海退した可能性があるとして述べている。ただしこの報告は、河名ほか(1995)が示した海水準変動曲線とは合わない。

ここで指摘したい問題点は相対的な海水準が、 から に向かって順次、高度を減ずるが、このうち から あるいは から の時期に、現海面下に海退した可能性があるとして述べている点と、地震性隆起が消滅している点である。Kawana and Pirazzoli (1985)が推定した地震性地殻変動による高海水準の存在はどうなったのであろうか？現海面下まで海退したとすれば、その時海水はどこに貯蔵されたのであろうか？沖縄島全体が沈降したとでも解釈するのだろうか？河名(2002)が主張するように から あるいは から の時期に海水準が現海面下まで低下すれば、この時期のビーチロックは現在の潮間帯には形成されず残存もしない筈である。しかし小元(2005)およびOmoto(2006)の報告によれば、上記の期間に形成されたビーチロックは多数存在する。ビーチロックが潮間帯で形成されることを公理とする限り、河名(2002)が主張する期間に海水準が低下したという結論は疑問視せざるを得ない。

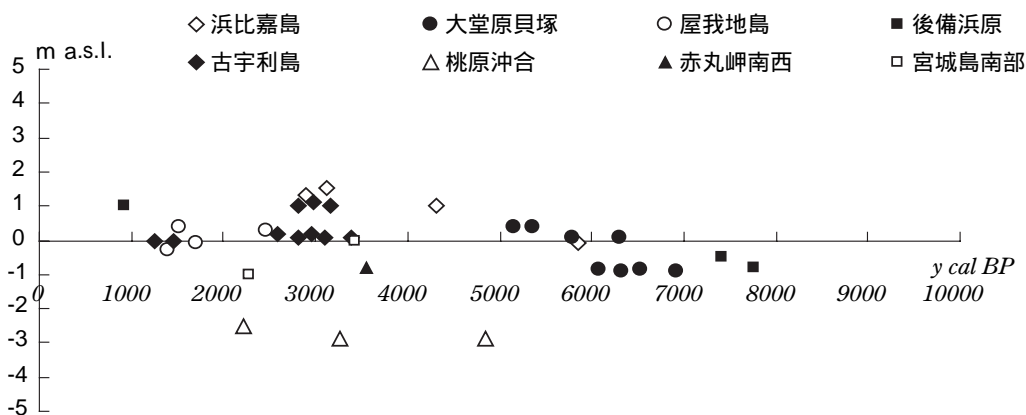
第9図は、これまで記述してきた後備浜原、浜比嘉島南部、桃原沖合、フォー島、古宇利島東原および屋我地島北部の古宇利大橋南端付近の海岸から採取したビーチロック試料の<sup>14</sup>C年代と高度に、大堂原貝塚の<sup>14</sup>C年代と高度を加えたグラフである。このグラフは、上記の各地点における海水準を示している。ビーチロックは潮間帯で形成されるから、形成当時の海水準の上限は当時の朔望平均高潮位となる。潮位変化が完新世中期以降現在ま

で変化しないとすれば、ビーチロックの上限高度+1m、下限高度-1mまでは潮間帯に含まれる。

すでに記載したように後備浜原から採取したビーチロック試料は-0.8m地点で採取したものである。したがって当該地点の地殻変動がなかったとした場合、7,760y cal BPにおける海水準はビーチロックが潮間帯で形成されたと考えれば現海水準よりおよそ2~2.5m位低位にあったといえる。

ところでNishimura *et al.* (1973)によれば、本部半島北西部では4面の海成段丘が発達しており、備瀬崎付近は地殻変動による隆起が想定される。近隣の伊江島や古宇利島に発達する最終間氷期(MIS-5e)の海成段丘面(面)に対比される本部半島北西部の旧汀線高度は約45mである。この数値から最終間氷期以降の平均隆起率を求めれば約0.4m/kaとなり、7,760y cal BP以降の全隆起量は約3.1mとなる。したがって備瀬崎付近で最終間氷期以降現在まで等速隆起が継続してきたとすれば、後備浜原から採取したビーチロックの高度、年代および潮位変化量から、7,760y cal BPの海水準はおよそ-4~-5mであったと推定される。

次に後備浜原より東南東に約13.5km離れた位置にある大堂原海岸と「大堂原貝塚」出土品の<sup>14</sup>C年代資料について考察する。大堂原海岸ではビーチロックの下方、海拔0m付近にかつての集落跡を推察させる大きな石の集中層があり、その直上から採取したシャコ貝は5,420 ± 100y BPを示している。その下方には枝サンゴを多く含む白色砂層があり、-0.9m地点から採取されたシャコ貝は5,970 ± 190y BPであった。その直下にある獣骨が多量に出土する黒褐色シルト混じり砂層(-1.1~-1.5m)は、当時の地表面である可能性が高い。もしもこの推定



第9図 沖縄島中・北部における完新世中・後期の海水準(地殻変動を無視した場合)。注：大堂原貝塚のデータは、第5表のTka-11851以下を使用した。

が正しいとすれば、大堂原海岸では約6,000y BP頃の海水準は - 2m以下にあったと考えられる。堆積環境が海陸いずれであったかの判断は微化石（有孔虫や珪藻）の分析結果によって明らかにされるであろう。その後およそ4,500y BP頃には海水準はほぼ現在と同じ高度に達していたことがビーチロック下部から採取されたシャコ貝の年代（4,560 ± 130y BPおよび4,400 ± 60y BP）から推察される。

完新世中期以降の海水準は現在に至るまで多少は上下したかもしれないが、地球全体の水収支から考えれば、海水準変動量として0.5m/ka以上の海水準変動は起こりえない。もしもそれ以上の海水準変動が起こったように推定される場合は、局地的な地殻変動や津波堆積物を誤認した可能性が高い。このように考えた場合、第9図に示されたビーチロックの高度はほぼ潮間帯に存在することから、沖縄島北部では完新世中期以降顕著な高海水準を示す期間はなかったと推定される。

浜比嘉島の離水ビーチロックや高潮位ノッチの存在は、沖縄島南部の地震性地殻変動の影響を示すものかもしれない。これに対して桃原沖合の「沈水ビーチロック」の深度と年代は、グラフ上でも顕著な位置を占めている。沈水ビーチロックの形成時期が最も古い年代の4,843y cal BPと、もっとも新しい2,217y cal BPの場合に、相対的海水準は前者の場合0.62 ~ 0.52m/ka、後者の場合1.35 ~ 1.12m/kaの割合で上昇したことになる。後者の平均海面変動量は、完新世後期の海水準変動量としては類例のない大きな数値である。海水準が徐々に上昇したと推定するよりも、地震性地殻変動（地盤の沈下）により相対的な海水準上昇が生じたと解釈した方が合理的であると考えられる。

桃原沖合の海底ビーチロックに関しては、海底地形を再度確認した上で試料を再度採取して年代測定を行い、沈水ビーチロックの形成年代と地殻変動との関係を再検討したい。

以上記載した浜比嘉島と桃原沖合のビーチロックを除けば、大部分のビーチロックの分布高度はほぼ潮間帯に入る。したがって沖縄島北部の地域では、完新世中期以降（5,000y cal BP）の海水準は現在とほぼ同じであったと結論づけられる。

#### IV まとめ

以上記載した内容を要約すれば次の通りである。

1. 本部町後備浜原海岸において護岸堤から沖合に向けて分岐して発達するビーチロックの形成年代は、南西諸島はもとより、わが国のビーチロックの形成年代

として最古の年代（7,760 ± 90y cal BP: NU-1598）である。

2. 5,000y cal BPを越えるビーチロックは、南西諸島では13箇所存在する。それらは与論島、沖縄島、粟国島、浜比嘉島、座間味島、渡嘉敷島、黒島および与那国島に存在する。
3. 本部半島北西部の後備浜原海岸では、ビーチロックの高度とその構成物質（calcarenite）の年代から、地殻変動がなかったとすれば、7,760 ~ 7,420y cal BPの海水準は約 - 0.8 ~ - 2.8mにあった。
4. 本部半島北西部に発達するMIS-5Eの海成段丘の旧汀線高度（約45m）から、備瀬崎付近で最終間氷期以降現在まで等速隆起が継続していたと考えれば、ビーチロックの高度と年代および潮位変化量から、7,760y cal BPの海水準はおおよそ - 4 ~ - 5mであったと推定される。
5. 本部半島北部、屋我地島の大堂原海岸では、貝塚出土品の<sup>14</sup>C年代と層序から、地殻変動がなかったとすれば約6,000y cal BP頃の海水準は現在よりも約2m低く、5,000y cal BP頃には海水準は現在と同じレベルに到達していた。
6. 完新世中期以降のビーチロックが高潮位以上の高度にある場合、そのビーチロックは形成後に地殻変動により隆起したことを示唆している。
7. 桃原沖合のビーチロックは海水準の上昇を示唆するのではなく、最大1.35m/kaの平均沈降率、おそらくは急激な地震性地殻変動の結果沈水したと推定される。

#### 謝辞

現地調査にあたり国頭村教育委員長の宮城馨氏と同村商工会副会長の崎浜秀安氏には、桃原沖合の沈水ビーチロックの調査の際に便宜をはかって頂いた。名護市教育委員会文化課主査 比嘉久氏には、大堂原貝塚に関する資料をいただき、年代測定試料とビーチロック出現当時のことを教えて頂いた。古宇利島のビーチロック調査にあたり今帰仁村教育委員会文化課の担当者諸氏にお世話になった。著者は以上の方々に感謝申し上げます。なお現地調査、<sup>14</sup>C年代測定および安定同位体比（<sup>13</sup>C）の測定に平成14 ~ 17年度日本大学文理学部個人研究費を使用した。

## 参考文献

- 小元久仁夫 1994 . 南西諸島波照間島から採取したビーチロックの<sup>14</sup>C年代 . 地理誌叢 , 35( 2 ) , 69 - 71 .
- 小元久仁夫 2000 . 徳之島から採取したビーチロックの<sup>14</sup>C年代資料 . 地理誌叢 , 41( 1・2 ) , 15 - 31 .
- 小元久仁夫 2005 . 南西諸島から採取したビーチロックの<sup>14</sup>C年代および安定同位体比( <sup>13</sup>C ) 測定資料とその分析 . 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, 40 , 1 - 27 .
- 小元久仁夫・紺野善崇 2006 . 沖縄県古宇利島および屋我地島から採取したビーチロックの<sup>14</sup>C年代と安定同位体比 . 季刊地理学 , 58( 3 ) , 186 - 187 .
- 河名俊男 1993 . 沖縄島における後期完新世の海面変動 . 日本地理学会発表要旨集 , 43 , 130 - 131 .
- 河名俊男・茅根 創・野原朝秀・田吹亮一・松田伸也 1995 . サング礁の掘削およびサング礁地形から推定される沖縄島南部の完新世海面変動 . 日本地理学会発表要旨集 , 47 , 44 - 45 .
- 河名俊男・菅 浩伸 1996 . 沖縄島南部の具志頭海岸における完新世離水サング礁の掘削によるポーリングコアの記載 . 琉球大学教育学部紀要 , 48 , 1 - 16 .
- 河名俊男・菅 浩伸 1999 . 沖縄東南部の具志頭海岸における完新世離水サング礁の発達過程と完新世海面変動 . 日本サング礁学会第2回大会講演要旨集 , 15 .
- 河名俊男 2002 . 暦年代にもとづく沖縄島の完新世海面変動 . 日本地理学会発表要旨集 , 61 , 260 .
- 木庭元晴 1983 . 琉球列島 , 完新世後期の相対的海水準変動と地殻変動 . 月刊 地球 , 5( 12 ) , 722 - 733 .
- 木庭元晴 2004 . 縄文遺物を包含するサング礁汀線付近の海進・海退堆積物と海水準変動 . 沖縄県本部半島屋我地島北海岸大堂原貝塚遺構から . 日本地理学会発表要旨集 , 65 , 87 .
- 財団法人日本気象協会沖縄支店 2003 . 平成 16 年沖縄の気象暦 . p.61 .
- 砂村継夫 1983 . 海岸地形の変化 . 地形変化の定量的予知に関する基礎的研究 [ 昭 56 , 57 年度文部省科学研究費 ( 総合研究 A ) 研究代表者 水山高幸 研究成果報告書 , 29 - 39( 37p ) .
- 武永健一郎 1965 . Beach rock の成因について . 地理学評論 , 38 , 739 - 755 .
- 名護市教育委員会 2006 . 名護市文化財報告第 17 集 大堂原貝塚 - 古宇利・屋我地線建設に伴う緊急発掘調査報告書 - . 265p .
- 目崎茂和 1985 . 『琉球弧をさぐる』 . 沖縄あき書房 , 253p .
- Geyh, M.A. and Schleicher, H. ( English by Newcomb, R.C. ) 1990. *Absolute Age Determination*. Springer-Verlag. Berlin · Heidelberg · New York · London · Paris · Tokyo · Hong Kong · Barcelona, 503p.
- Higgins, C.G. 1968. Beachrock. ( in *The Encyclopedia of Geomorphology* ( Ed. Fairbridge, R.W. ), Reinhold, New York, 70 - 73.
- Kawana, T. and Pirazzoli, P.A. 1985. Holocene coastline changes and seismic uplift in Okinawa Island, the Ryukyus, Japan. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. Bd., 57, 11 - 31.
- Nishimura, K. Nakata, T. and Chida, N. 1973. Geomorphology of Motobu Peninsula and Islands off, West Central Coast of Okinawa. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 23( 2 ) 135 - 151.
- Omoto, K. 1979. Holocene Sea-level Change : A Critical Review. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series ( Geography )* 29( 2 ) 205 - 222.
- Omoto, K. 2004. Radiocarbon ages of beachrocks and late Holocene sea-level changes in the southern part of the Nansei Island, southwest of Japan. *Radiocarbon* 43( 2B ) 887 - 898.
- Omoto, K. 2006. Radiocarbon ages and <sup>13</sup>C isotopes of beach rocks from the Okinawa Islands, southwest Japan. Proceedings of 10th International Coral Reef Symposium, 511 - 518.
- Pirazzoli, P.A. 1996. *Sea-Level Changes. The Last 20000 Years*. John Wiley & Sons, Chichester · New York · Brisbane · Toronto · Singapore, 50 - 51( 211p )
- Russel, R.J. 1959. Origin of beach rock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 3, 227 - 236.
- Russel, R.J. 1967. *River Plains and Sea Coasts*. Berkeley and Los Angeles, 129p.
- Stoddart, D.R. and Cann, J.R. 1965. Nature and origin of beachrock. *Journal of Sedimentary and Petrology*, 35, 243 - 247.
- Stuiver, M. and Polach, H.A. 1977. Discussion reporting of <sup>14</sup>C data. *Radiocarbon*, 19( 3 ) 355 - 363.
- Stuiver, M. Reimer, P.J. and Reimer, R.W. 2005. CALIB 5.0 [ Web program and documentation ]