

宮古島南東，東平安名崎周辺における海成段丘の形成年代 — 関東南部の地形面との対比 —

比企 祐介*・小元 久仁夫**

I はじめに

1. 宮古島の位置と地形地質

宮古島は東京の南西約1,800km，沖縄県那覇市の南西約250kmに位置する。宮古島の南東約180kmには水深6,000mをこえる琉球海溝があり，北西約50kmには水深2,000m以下に達する沖縄舟状海盆がある。宮古島は，これらの海溝や海盆の間に位置し，先島諸島とともに琉球弧の一部を構成している。

宮古島は東西約22km・南北21km，面積15km²の大きさをも有し，直角三角形を呈する低平な隆起サンゴ礁の島（裾礁）である。宮古島の北部には池間島と大神島があり，南西部には来間島，西部には伊良部島と隣接する下地島が位置している（図1）。宮古島の最高点は114.8mであり，多くの海成段丘が発達している。宮古島は，北西—南東の走向を有する複数の活断層により傾動地塊に分断され，東から西へ緩傾斜するケスタ状の地形を呈する。宮古島周辺の海底にも幾つかの平坦面が認められる（図1）。

2. 海成段丘の研究史

宮古島の海成段丘は，これまで多くの研究者によって報告されてきた。その主な研究成果の概要を発表年代順に記載する（表1）。

山里（1960）は空中写真判読により海成段丘を6段に分類したが，各段丘面が侵食面か堆積台かは区別せず，段丘間の関係は明らかでないと述べた。また，東海岸にはかつて段丘があったものの現在は侵食により消滅していると述べ，各段丘は宮古島の地塊運動に先だって形成されたと報告した。

沖縄第四紀調査団（1976）は宮古島の段丘面を4段に区分し，中位面（40m前後）と60m前後の面の堆積物は未発達と報告した。また，東平安名岬は15～20mの侵食面であり，高位段丘はみられないと報告した¹⁾。さらに，宮古島の鍾乳洞について測量して洞床高度を上・中・下の3段に区分し，中段は海岸部の最低位ベンチに，上段は低位段丘面に対比した。

矢崎（1977）は海成段丘を4段に区分し，その高度から関東の地形面と対比した。すなわち上位の比嘉面（90～110m）は多摩面（20万年前後），野原面（60～70m）は下末吉面（12～13万年），平良面（35～45m）は武蔵野面（6万年前後），下地面（15～25m）は立川面（3～4万年）にそれぞれ対比した。また，野原面と平良面の間には部分的に狭い2つの段丘が確認できるとし，それぞれ引橋面（10万年）と小原台面（8万年）に対比される可能性を指摘した。さらに，水深80m～100m，40m～60mに平坦面が存在すると述べた。

キーワード：最終間氷期，海水準変動，海成段丘，隆起率，宮古島

* 日本大学大学院理工学研究科・大学院生

** 元日本大学文理学部

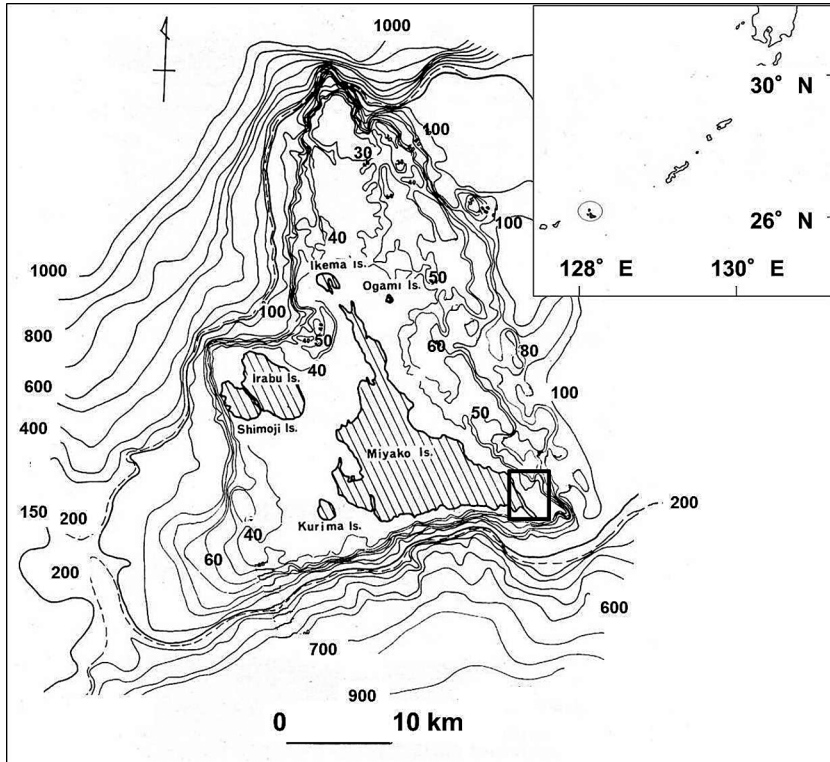


図1 宮古島周辺の海底地形 (古川ほか, 1979を改変)

等深線間隔は40mから100mまでは10mごと, 100mから300mまでは50mごと, 以下100mごとである。図中の枠は調査地域(図2)を示す。

Fig. 1 Map shows submarine topography around Miyako Island (Modified Furukawa, 1979)

Bathymetric contour lines were drawn at every 10m depth between 40 and 100m, every 50m between 100 and 300m, and every 100m deeper than 300m. A frame in the map indicates surveyed area shown in fig. 2.

木庭 (1980) は宮古島は島尻層群 (中新世末期～更新世初期) の地域にあてはまり, 傾動地塊化して段丘面の分断が著しい中位段丘上位面, 東平安名岬などに断片的に認められる中位段丘下位面 (20~40m), 南西海岸を縁取る低位段丘, そして最低位段丘に4区分できると述べている。また, 中位段丘上位面は侵食面として出現し, 低位段丘構成層はサンゴ礫岩の下層部 (層厚5~7m) と有孔虫砂岩を主とした上部層 (層厚20m) からなり, 沖縄島南部の同名の段丘群に対比できると報告した。

太田・堀 (1980) は宮古島の段丘を3区分した

が, 完新世段丘は細分されている場合でも1段とした。また, 宮古島縁辺の一部を除いて全域S面相当 (最終間氷期) と解釈した。しかし, 全域を2面に区分し最上位面をS面としたが, それより古い年代の可能性も残ると報告した。

沖縄県 (1984) は段丘面を2段に分類し, 低位面に関しては, さらに2区分可能と記載した。しかし一部に認められる中間的なものの分布は狭いと報告した。

宮古島市教育委員会 (2009) は宮古島南東部の段丘を3段に分類し, 東平安名崎に20~40mの段丘面が, 新城や吉野には40~60mの段丘面が,

表1 海成段丘区分対比表

Table 1 Correlation of marine terrace surface

文献	山里(1960)	沖縄第四紀調査団(1976)	矢崎(1977)	木庭(1980)	太田・堀(1980)	沖縄県(1984)	宮古島市教育委員会(2009)
段丘数	6	4	4	4	3(2)	2	3
段丘名	記載なし	中位面	比嘉面	中位段丘上位面	S面	中位段丘	中位段丘面 (比嘉面)
		中位面	野原面	中位段丘下位面	H面	低位段丘	中位段丘面
		低位面	平良面	低位段丘			低・中位段丘面
		最低位ベンチ	下地面	最低位段丘			
高度(m)	95-107	60前後	90-110	60-109	113	60	60-80
	80-85	40前後	60-70	25-45	10	15	40-60
	60-73	10~15	35-45	10- 20+	(最高点のみ)	(最高点のみ)	20-40
	40-45	2~5	12~25	5~6			
	20-30						
	5-10						
形成年代			20万年前後	更新世後期	年代資料はない	更新世後期	
			12-13万年	更新世後期		更新世末期	
			6万年前後	更新世後期			
			3-4万年 (関東と対比)	更新世末期			
その他	各段丘は石灰岩の地塊運動に先だって形成された	中位面堆積物未発見	石灰岩名：保良石灰岩	傾動地塊化， 侵食面	3段に区分，ほぼ全域をS面と認定	中位：上・下位 面区別不能	北東海岸は，標高が高い（断層崖・海食崖）
		高位面は存在せず	友利石灰岩	平良・東平安名岬		低位：15mの面の上に30mの面を持つ（上野区の南岸）	
		東平安名岬15-20mに侵食面あり	平良石灰岩	南西海岸			宮古島南東部のみの分類
		低位面は西部にわずか	※海底に-80~-100,-40~-60mの平坦面あり	※沖縄島南部・本部半島に対比		S面：0.8m以下 1,000年	
						H面：1.3m/1,000年	

比嘉には60~80mの段丘面が存在すると報告した。

その他に，小池・町田(2001)は更新世の海成段丘とその基盤を形成する琉球石灰岩と，側方の海成の国頭礫層をまとめて琉球層群と呼び(分布高度約200m以下)，この堆積台が段丘面をなし，または段丘の基盤と考えた。そして，この琉球層群から成る海成段丘が海面変化や地殻変動の記録者となることがあると述べた。

3. 研究目的および方法

宮古島の海成段丘の区分・形成年代・地殻変動・形成過程などには，研究者の知見に相違が認められ，再検討の余地がある。

筆者らは，2010年に行った予備調査において，南東部の東平安名崎周辺で標高30m以下に数段の段丘面を認めた(写真1)。数段の段丘面がみられる東平安名崎周辺は，宮古島の海成段丘の発達

過程・海水準変動・地殻変動などを明らかにする研究において格好の調査地域であると考えた。

そこでこの地域(図2)を対象として，①詳細な地形分類図を作成し，②海成段丘・ノッチ・ビーチロック・砂丘の特徴を明らかにし，③海岸地形(特に海成段丘)の形成年代や地形発達史を明らかにすることを研究目的とした。

現地調査に先立ち，①空中写真(国土地理院：1/10,000)判読により地形分類図を作成した。現地調査により地形分類結果を確認し，②海成段丘・ノッチ・ビーチロック・砂丘の特徴を調査した。また，③海岸地形の形成に関わる年代測定試料を採取した。そして，④¹⁴C年代測定により地形形成年代を明らかにしようとした。最後に，⑤上記①~④で得られた資料により，調査地域の海成段丘を関東南部の地形面の形成年代と対比した。このような方法で研究を進めた。なお，各

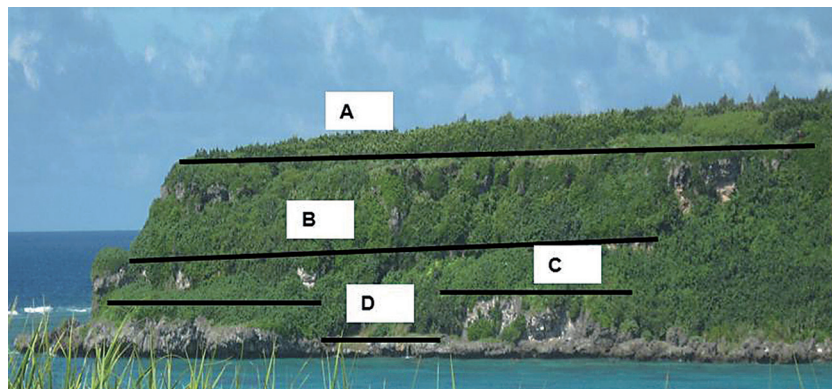


写真1 宮渡崎の海成段丘

A : 宮渡崎低位面, B : 東平安名崎高位面, C : 東平安名崎低位面, D : マイバー浜面.

Photo 1 Four levels of marine terraces observed at Miyadohazaki

A : Lower surface of Miyadohazaki, B : Higher surface of Higashihennazaki, C : Lower surface of Higashihennazaki, and D : Maibahama surface.

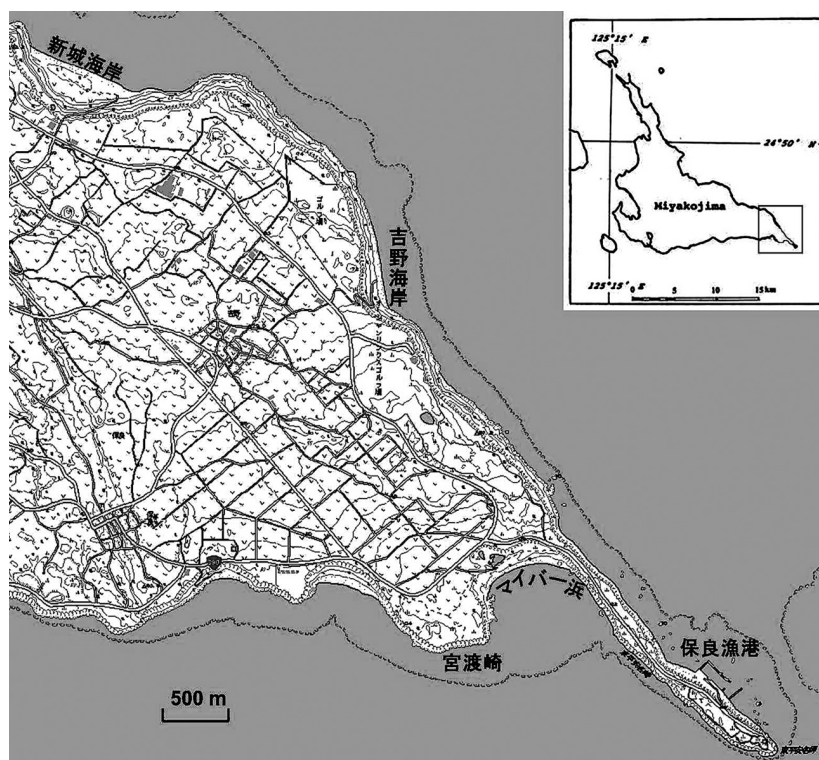


図2 調査地域の海岸の地名

(1 : 25,000地形図「東平安名岬」[福北]に加筆)

Fig. 2 Locality names of surveyed area

(Map scale: 1:25,000. Base map: Higashihennazaki and Fukukita, modified)

地形の標高は、電子レベルで測量を行い、気象庁の潮位観測データの「石垣」の値を使用して求めた。

II 海成段丘の区分と対比

1. 海成段丘の区分

空中写真判読と現地調査により調査地域の地形分類図を作成し、海成段丘を7段に区分した。それらは高位のものから順に標識地の地名をとり、吉野面、保良面、宮渡崎高位面、宮渡崎低位面、東平安名崎高位面、東平安名崎低位面、マイバー浜面とした(図3)。上記の各地形面について、そ

の旧汀線標高と模式断面を図4に示す。以下、各段丘面の特徴について記載する。

吉野面は調査地域の北部に位置し、標高62~70mの最高位の地形面である。保良面は吉野面の南側に分布し、標高46~55mで上位との比高は約15mであり、南北約1kmにわたり分布する。宮渡崎高位面は保良面の南側、マイバー浜の北部からその西部の宮古島ディファレンシャルGPS局付近まで分布する。この段丘面の標高は31~41mであり、上位の段丘との比高は約15mである。宮渡崎低位面は宮渡崎高位面の南側、マイバー浜北部付近と東平安名崎に分布しており、段丘面の

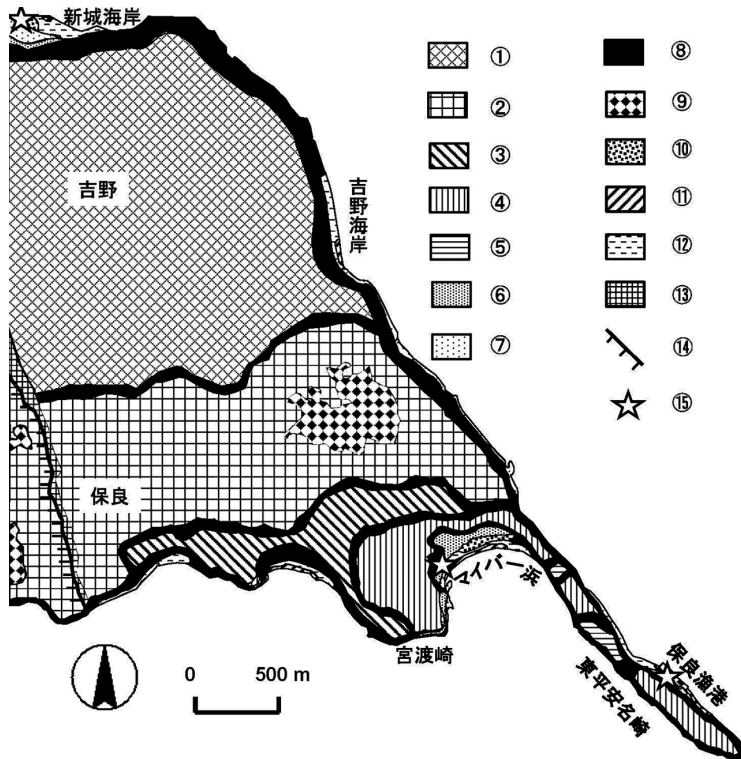


図3 調査地域の地形分類図

①吉野面、②保良面、③宮渡崎高位面、④宮渡崎低位面、⑤東平安名崎高位面、⑥東平安名崎低位面、⑦マイバー浜面、⑧段丘崖または海食崖、⑨人工改変地、⑩砂丘、⑪ビーチロック、⑫砂浜、⑬活断層崖、⑭活断層、⑮¹⁴C試料採取地点。

Fig. 3 The map shows geomorphic division of the surveyed area

①Yoshino surface, ②Bora surface, ③Higher surface of Miyadohazaki, ④Lower surface of Miyadohazaki, ⑤Higher surface of Higashihennazaki, ⑥Lower surface of Higashihennazaki, ⑦Maibahama surface, ⑧terrace cliff or sea cliff, ⑨artificially modified land, ⑩sand dune, ⑪beach rock, ⑫sandy beach, ⑬active fault scarf, ⑭active fault, ⑮Sampling site for ¹⁴C dating.

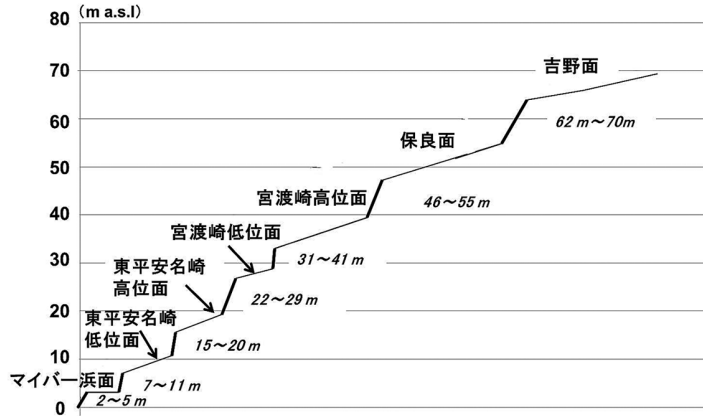


図 4 調査地域の地形面の模式断面図

Fig. 4 Schematic cross section of marine terraces in the surveyed area

標高は22~29mである。東平安名崎高位面は東平安名崎の一部や上位段丘の段丘崖下に分布し、その標高は15~20mである。東平安名崎低位面は上位段丘の段丘崖下の数か所に分布し、その標高は7m~11mである。最後にマイバー浜面は宮古島の海岸低地に分布し、標高は2m~5mであり、海食崖下では離水ベンチ状を呈する。

海成段丘の大部分は基盤の琉球石灰岩層上部に風化した土壤層が認められるのみであり、淘汰された細粒砂・貝化石・化石サンゴ片などを含む顕著な海成堆積物を十分に確認できなかった。よって堆積物を試料として¹⁴C年代測定により、すべての地形面の形成年代を決定するまでに至らなかった。また、ウランシリーズ法やESR法など他の年代決定に使用できる良い試料も得られなかった。

2. 段丘面の対比

本研究で区分した7段の地形面と、これまでに報告された段丘面について、旧汀線標高にもとづき対比した結果を図5に示す。なお、本研究の調査地域を東平安名崎周辺に限定したため、図5に標高70m以上の地形面に該当するものは存在しない。

調査地域で最低位のマイバー浜面(2~5m)

は、沖縄第四紀調査団(1976)の同旧汀線標高の段丘と対比され、標高7~11mの東平安名崎低位面は山里(1960)の標高5~10m段丘に、標高15~20mの東平安名崎高位面は矢崎(1977)の標高15~20m段丘や木庭(1980)の標高10~20m段丘に、また標高22~29mの宮渡崎低位面は山里(1960)の標高20~30m段丘など他の研究者の段丘面と対比される。宮古島西海岸の与那覇付近で見られる標高約5mの低位段丘は、木庭(1980)の標高5~10m段丘や沖縄第四紀調査団(1976)の低位段丘(標高2~5m)と対比される。これと同じ標高の地形面は、東平安名崎周辺の宮渡崎、保良漁港、吉野海岸などに狭いながらも断片的に分布する(図3)。

III 考察

1. 段丘堆積物の¹⁴C年代

年代測定試料を採取できた段丘は、東平安名崎低位面とマイバー浜面である。前者ではマイバー浜の標高7mから採取したシャコ貝(*Tridacna* sq.)が、1678 ± 65 cal BP (NU-2148)の年代を示した。一方、後者の保良漁港の標高4mから採取したシャコ貝(*Tridacna* sq.)はModern (NU-2149)となった。また、新城海岸の砂丘(標高約

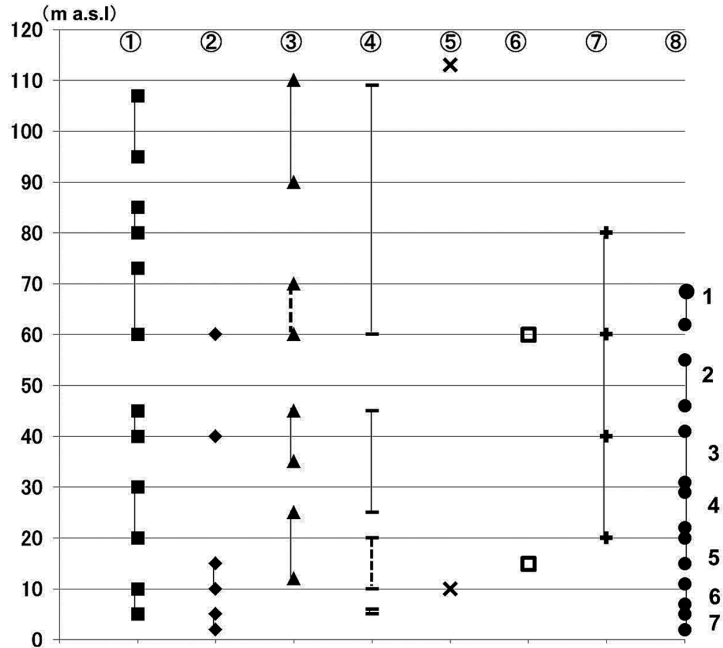


図5 旧汀線標高にもとづく海成段丘の対比

縦線は段丘の分布する標高を示す。①山里 (1960), ②沖縄第四紀調査団 (1976), ③矢崎 (1977), ④木庭 (1980), ⑤太田・堀 (1980), ⑥沖縄県 (1984), ⑦宮古島教育委員会 (2009), ⑧本研究。⑤および⑥は旧汀線標高のみを記載。⑧の1~7は図3の①~⑦の地形面を示す。図中の破線 (③および④) はS面 (最終間氷期の海成段丘) を示す。

Fig. 5 Schematic correlation of marine terraces based on elevations of old strand lines

Vertical lines indicate range of elevation of each terrace surface. Bibliography (in Japanese) ①Yamazato (1960), ②Quaternary Research Group of Okinawa (1976), ③Yazaki (1977), ④Koba (1980), ⑤Ota and Hori (1980), ⑥Okinawa prefecture (1984), ⑦Educational Board of Miyakojima (2009), ⑧This study. ⑤ and ⑥ indicate only their elevation of strand line. Letters of 1 to 7 in ⑧ indicate geomorphic surface expressed in figure 3. Broken lines (③ and ④) indicate marine terraces formed during the last interglacial period.

6m) から採取した貝化石 (NU-2161) の年代は 1,849cal BPであった。

東平安名崎と周辺一帯では段丘の多段化が顕著であるが、隣接する海岸では同じ標高の海成段丘やノッチはみられない。Kawana and Pirazzoli (1984) はビーチロックの標高と年代から、宮古島では2,100年前以降の海水準が現海面と同じであり、顕著な地殻変動はなかったと述べた。また、小元 (2009) はビーチロックが分布する標高と較正年代から4,200 cal BP以降の海水準が現在とほぼ同じであると報告している。このような報告によれば、上記3地点から採取した試料の標高と年代が地殻変動による隆起や氷河性海水準変動に起因すると考えるのは困難であり、むしろ津波

堆積物の可能性が考えられる。マイバー浜や新城海岸から採取した試料の年代は1σの誤差範囲内に入り、Omoto (2011) が報告した西暦204 ± 13年の津波により打ち上げられた津波堆積物の可能性が高い。

なお、宮古島で見られるノッチの後退点の標高は高潮位よりやや高いが、低位段丘の旧汀線標高よりは低い (河名・西田, 1980; Kawana and Pirazzoli, 1984)。またビーチロックは、そのほとんどが潮間帯にあるため (小元, 2005, 2010)、本論では議論の対象とならない。

2. 指標地形面の離水年代

現地調査の結果を踏まえて、調査地域の地形面

の形成年代をどのような方法で決定するかについて検討した。現在、わが国で海成段丘を対比する基準となっている地形面は、最終間氷期 (125ka) に形成された関東南部の下末吉面 (S面) が代表的である。したがって、宮古島でS面相当の地形面が認定されれば、最終間氷期以降の世界的な海水準変動や等速隆起を仮定することにより、低位段丘の形成年代を推定できる。図6は酸素同位体比 ($\delta^{18}O$) 分析結果にもとづく、最終間氷期以降の海水準変動と関東南部における地形面の形成年代を示している。

図6から下末吉面は125ka、引橋面は116ka、小原台面は100ka、三崎面は80ka、 Tc_1 は54ka、 Tc_2 は36ka、そして Tc_3 は20ka頃にそれぞれ形成されたと読みとることができる。しかし、 Tc_3 面が約20ka (MIS-2) 頃に形成されたとするには問題が

ある。すなわち、 Tc_3 面が20ka頃に形成され、その旧汀線標高が現在3mと仮定すると、5.55m/ka以上の隆起率が必要である。この数値は、完新世の隆起量としてわが国で最大級の隆起を示す房総半島の段丘の隆起率 (3m/ka: 中田ほか, 1978) よりも大きい。よって、 Tc_3 面は20kaに形成されたのではなく、28kaまたはそれ以前に形成されたと考えられる。

3. 関東南部における地形面の年代と標高

図6から関東南部の海水準は、下末吉面形成以降 Tc_2 面形成時期まで約0.8m/kaの割合で低下した。しかし、0.8m/ka以上の隆起が継続した結果、各地形面が形成されたと解釈される。また、三浦半島や房総半島のように、地殻変動による隆起量はプレート境界に近い地域ほど大きい。その

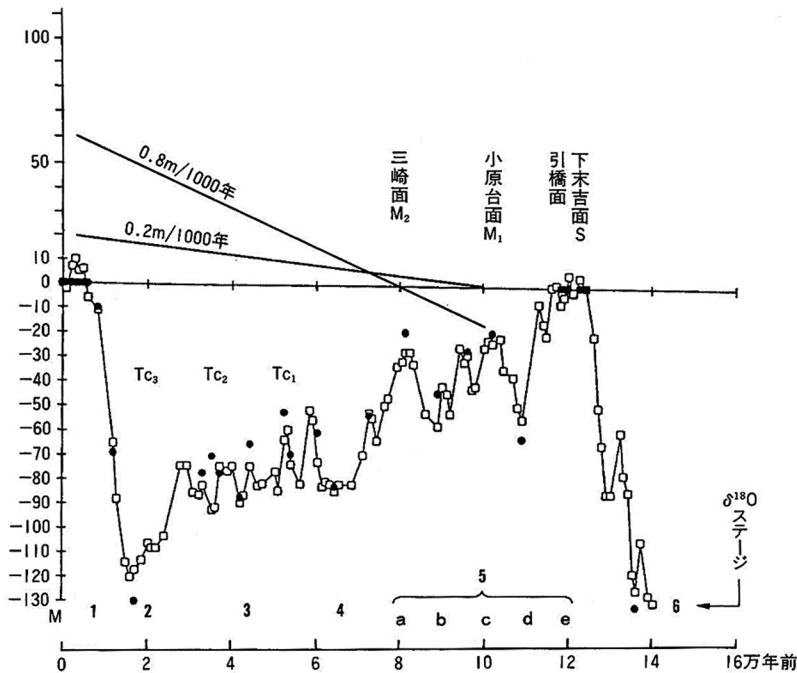


図6 最終間氷期以降の海水準変動と関東南部における地形面の形成年代 (貝塚, 1998)

Fig. 6 Formative ages of geomorphic surfaces develop at southern Kanto district and sea-level change curve after the last interglacial period (Kaizuka, 1998)

ため，三浦半島を標識地とする引橋面・小原台面・三崎面の標高は，同時代に対比される関東中部の地形面の標高と比較して高位に位置していることが広く知られている．地殻変動の様式や隆起量は関東南部と宮古島で異なるとしても，海水準変動は関東南部も宮古島も同じなので，関東南部の地形面との対比を試みた．平均隆起率から海成段丘の旧汀線標高を計算するに当たり，125ka（最終間氷期）における海水準を6m，28ka頃（最終氷期）の海水準を-74mと想定した．これらの推定値は，一般に容認されている最終間氷期および最終氷期の海水準の範囲内に存在する．

関東南部において125kaから28kaまでの間，0.825m/kaの平均隆起があったとすれば，S面の標高は現在109.1mになっているはずである．同様に，引橋面の116kaの海面を-5mとした場合，現在の標高は90.7mになり，小原台面の100kaの海面を-26mとした場合に現在の標高は56.5m，三崎面の80kaの海面を-33mとすれば現在の標高は33.0mになっているはずである．一方， Tc_1 は54kaの海面を-63mとすれば現在の標高は-18.5mに， Tc_2 は36kaの海面を-76mとすれば現在の標高は-46.3m，また Tc_3 の標高は28kaの海面を-74mとすれば現在の標高は-50.9mとなっているはずである．上記の標高は，下末吉面については貝塚(1998)が報告したS面の旧汀線標高である100mより9m高い数値となっている．また，引橋面は太田(2000)により96mと報告されている標高より5m低い．さらに，小原台面は太田(2000)が報告した100m～50mの範囲内にあり，また三崎面は太田(2000)が報告した40～35mに近い数値となっている．

4. 宮古島の段丘形成年代と旧汀線標高

表2は，宮古島の海成段丘の形成年代について，①標高20m～107mのいずれかの旧汀線標高を有する地形面が，MIS-5e(125ka)に形成されたと仮定して平均隆起率を算出し，それ以外の旧汀線標高を示す地形面の，②形成年代(ka)，③離

水時の海水準(m)，④①と③の比高(m)，⑤④と②からもとめた平均隆起率(m/ka)を示している．

調査地域で最高の地形面は吉野面であり，その旧汀線標高は70mである．しかし，表2には山里(1960)の研究成果を加味し，最大標高107mまでの計算結果を示した．表2のAは標高107mの地形面が125kaに形成されたと仮定し，低位の各地形面が等速隆起率0.856m/kaの下で形成された場合の年代を示している．すなわち，旧汀線標高70mの吉野面は81.8kaに，同55mの保良面は64.3ka，旧汀線標高41mの宮渡崎高位面は47.9ka，旧汀線標高が29mの宮渡崎低位面は33.9ka，旧汀線標高が20mの東平安名崎高位面は23.4ka，同低位面は12.9ka，そして最低位のマイバー浜面は5.8kaに形成されたことになる．また，Bは旧汀線標高85mの段丘(調査地域外)の形成年代を125kaとした場合の旧汀線標高別地形面の形成年代を示している．以下個別に，A～Gの地形面の形成年代と隆起率について検討した結果について述べる．

A：太田・堀(1980)らは宮古島で最高位の地形面を最終氷期のS面に相当すると考えた．旧汀線標高20m以上の地形面の形成年代は，関東南部の地形面の形成年代とほぼ合致しているが，旧汀線標高5mおよび11mを示す地形面の形成年代は合わず，また標高11mを示す地形面形成後の隆起率は8.605m/kaとなる．この数値は，わが国の完新世段丘の中で最大級の隆起率を示す房総半島の段丘(3m/ka：中田ほか，1978)の3倍近くに達している．

B：20m以上の地形面の形成年代は，Aと同様に関東南部の地形面の形成年代とほぼ合致しているが，Aと同様に5mおよび11m面の形成年代は合わず，また11m面形成後の隆起率は8.086m/kaとなり，この数値はA同様非常に大きい

C：矢崎(1977)は旧汀線標高60m～70mを示す野原面の形成年代を12～13万年前と推定した．各地形面の形成年代は関東南部の一連の地形面の形成年代と整合しないものが多い．すなわち，旧

表2 MIS-5eの旧汀線標高と平均隆起率から求めた地形面の形成年代

Table 2 Estimated formative ages of marine terraces determined by elevation of MIS-5e and their average uplift rates

＼	段丘高度	5	11	20	29	41	55	70	85	107	<i>m</i>
A	隆起率=0.856	5.8	12.9	23.4	33.9	47.9	64.3	81.8	99.3	125	<i>ka</i>
	海水準	0	-100	-108	-88	-82	-82	-33	-28	0/6	<i>m</i>
	比高	5	111	128	117	123	137	103	113	113	<i>m</i>
	隆起率	0.862	8.605	5.470	3.451	2.568	2.131	1.275	1.138	0.904	<i>m/ka</i>
B	隆起率=0.68	7.4	16.2	29.4	42.6	60.3	80.9	102.9	125	157.4	<i>ka</i>
	海水準	-10	-120	-75	-85	-60	-32	-22	0/6		<i>m</i>
	比高	15	131	95	114	101	87	92	91		<i>m</i>
	隆起率	2.027	8.086	3.231	2.676	1.675	1.075	0.894	0.728		<i>m/ka</i>
C	隆起率=0.56	8.9	19.6	35.7	51.8	73.2	98.2	125	151.8	191.1	<i>ka</i>
	海水準	-40	-115	-92	-78	-62	-42	0/6			<i>m</i>
	比高	45	126	112	107	103	92	76			<i>m</i>
	隆起率	5.056	6.429	3.137	2.066	1.407	0.937	0.608			<i>m/ka</i>
D	隆起率=0.44	11.4	25	45.5	65.9	93.2	125	159.1	193.2	243.2	<i>ka</i>
	海水準	-50	-100	-83	-83	-37	0/6				<i>m</i>
	比高	55	111	103	112	78	61				<i>m</i>
	隆起率	4.825	4.440	2.264	1.700	0.837	0.488				<i>m/ka</i>
E	隆起率=0.328	15.2	33.5	61	88.4	125	167.7	213.4	259.1	326.2	<i>ka</i>
	海水準	-120	-85	-78	-57	0/6					<i>m</i>
	比高	125	96	98	86	47					<i>m</i>
	隆起率	8.224	2.866	1.607	0.973	0.376					<i>m/ka</i>
F	隆起率=0.232	21.6	47.4	86.2	125	176.7	237.1	301.7	366.4	461.2	<i>ka</i>
	海水準	-110	-83	-45	0/6						<i>m</i>
	比高	115	94	65	35						<i>m</i>
	隆起率	5.324	1.983	0.754	0.28						<i>m/ka</i>
G	隆起率=0.16	31.3	68.8	125	181.3	256.3	343.8	437.5	531.3	668.8	<i>ka</i>
	海水準	-87	-85	0/6							<i>m</i>
	比高	92	96	26							<i>m</i>
	隆起率	2.939	1.395	0.208							<i>m/ka</i>

A～Gは、異なる平均隆起率にもとづき計算された海成段丘の年代区分を示す。

A～G indicate formative ages of marine terraces calculated by different rate of average uplift.

汀線標高5mおよび11mを示す地形面の形成年代は関東南部の地形面の形成年代と合わず、また隆起率も5.056m/kaおよび6.429m/kaとなる。これらの数値はAおよびBよりはやや小さいが、房総半島に発達する段丘の隆起率の約2倍に達している。

D：Cと同様にS面以下相当の地形面の形成年代は、関東南部の地形面の形成年代と合わない。

A, B, Cと同様に、旧汀線標高5mを示す地形面の形成年代と旧汀線標高5mおよび11mを示す地形面形成後の隆起率は、4.825m/kaおよび4.440m/kaとなり、Cよりは小さな数値であるが、房総半島の段丘の隆起率より大きな数値である。

E：CおよびDと同様に、S面以下相当の地形面の形成年代は関東南部の地形面の形成年代と合わない。A, B, C, Dで述べたように、旧汀線標高

5mを示す地形面の形成年代と隆起率は8.224m/kaとなり，A同様非常に大きな数値である。

F：C，D，Eと同様にS面以下の各地形面の形成年代は図6および関東南部の地形面の形成年代と整合しない，また，旧汀線標高5mを示す地形面の形成年代と隆起率が5.324m/kaとなり，Cと同様大きな数値である。

G：木庭(1980)は旧汀線標高20mの段丘が最終間氷期に形成されたS面相当と考えた，しかし，表2の結果はS面以降の地形面の形成年代が関東南部の地形面の形成年代と整合していないことを示している。

上記について整理すると，旧汀線標高が20m以上の地形面の形成年代は別として，旧汀線標高が5mや11mを示す地形面の形成年代が関東南部の地形面の形成年代と一致しない点と，一致する場合には隆起率が非常に大きい点を指摘できる。表2の中には，旧汀線標高が5mの地形面が完新世に形成されたと算定されているものがある。しかし，同時期の海成段丘は調査地域には存在しない。また，A，B，Cの旧汀線標高が11mの地形面やDおよびEの旧汀線標高が5mの地形面の形成時期は最終氷期の低海水準時であり，図6の海水準変動と対応しない。

平均隆起率にもとづく地形面の形成年代の推定法とは別に，関東南部と同時に宮古島でも一連の地形面が形成されたと仮定し，形成年代の新しい下位の段丘から順番に上位の地形面を対比する方法が考えられる。すなわち，最低位のマイバー浜面(旧汀線標高5m)を T_{c3} 面と対比し，形成年代を図6とは異なる28kaとする。同様に，旧汀線標高11mの東平安名崎低位面を T_{c2} 面と対比し形成年代は36ka，旧汀線標高20mの東平安名崎高位面は45ka，旧汀線標高29mの宮渡崎低位面は T_{c1} 面と対比し53ka，旧汀線標高41mの宮渡崎高位面は59ka，旧汀線標高55mの保良面は74ka，旧汀線標高70mの吉野面は M_2 に対比し80kaに形成されたとする。調査地域外ではあるが旧汀線標高85mの段丘を M_1 に対比し100ka，旧汀線標高107m

の段丘を最終氷期のS面に対比する。しかしこの結果は，前述のS面相当の地形面から算出した等速隆起率にもとづく地形面の形成年代(表2)と不整合である。

5. 段丘形成年代の検証

前節で表2の中で5mおよび11mの旧汀線標高を示す地形面の平均隆起率が，房総半島の海成段丘の隆起率と比較して大きすぎる，あるいは形成年代が新しすぎることを指摘した。この結果は，想定したS面の旧汀線標高が誤っていることを示唆している。この見解を踏まえて，旧汀線標高11mの地形面をS面相当として再計算した結果，旧汀線標高5mの地形面の年代が57kaとなり，適切な数値を得ることができた。すなわち，図6の57ka付近に海水準変動を読みとることができるため，この地形面が形成されたかもしれない。しかしこの場合，宮古島に関東南部の小原台面や三崎面に相当する地形面が欠如し，またこれらの形成年代が図6の形成年代と整合しない。

S面の旧汀線標高を20m以上と仮定した場合，最終氷期の海面低下期に離水した波食台が，その後生じた急激で大きな地盤の隆起によって地形面を形成したと解釈しなければならない。また表2には6ka，7ka，9kaに形成された地形面が記載されているが，宮古島では低位段丘の形成年代に関する放射年代資料がない。

上記とは別に，地殻変動による隆起を想定すれば海水準変動のみによる隆起率は小さな数値で十分である。しかし，宮古島の海成段丘の形成について地殻変動とその影響を記載した報告がなく，この議論をさらに進めることは不可能である。

表3は左欄から関東南部でみられる一連の地形面について，図6から求めた地形面の名称，形成年代，海水準，隆起率と，宮古島の各地形面との対比を示している。すなわち表2と同様に，S面として20mから107mまでの旧汀線標高の異なる地形面を想定し，S面の形成に引き続き下位の地形面が順次形成されたとして，その形成年代を記

表3 関東南部と宮古島における段丘形成年代の対比

Table 3 Correlation of formative ages of marine terraces develops at southern Kanto district and Miyako Island

関東南部	年代	海水準	隆起率	宮古-1	宮古-2	宮古-3	宮古-4	宮古-5	宮古-6	宮古-7
	ka	m	m/ka	m	m	m	m	m	m	m
Tc ₃	20	-108	5.400							
	28	-74	2.643							5
Tc ₂	36	-76	2.111			5	5	5	5	11
	45	-76	1.689				11	11	11	20
Tc ₁	53	-62	1.170		5	11	20	20	20	29
	59	-55	0.932					29	29	41
	74	-55	0.743						41	55
M ₂	80	-33	0.412	5	11	20	29	41	55	70
	90	-43	0.478							
	94	-30	0.319							
M ₁	100	-26	0.260	11	20	29	41	55	70	85
	113	-10	0.088							
H	116	-5	0.043							
S(RWI)	125	0	0.000	20	29	41	55	70	85	107
MR-3	173	-56	0.324	29	41	55	70	85	107	
MR-2	200	-6	0.030	41	55	70	85	107		
MR-1	212	-6	0.028	55	70	85	107			
RMI	240	-10	0.042	70	85	107				
				85	107					
				107						
平均隆起率 (m/ka)				0.160	0.232	0.328	0.440	0.560	0.680	0.856
5mの地形面形成後の隆起率 (m/ka)				0.475	1.264	2.250	2.250	2.250	2.250	2.821

載した。ただし、最終間氷期以前の地形面の対比は125ka以前の海水準変動に順次対応させただけである。宮古-1から宮古-3までは、最終間氷期の地形面から順番に海水準変動に対応して各地形面が形成されたと想定した。しかし宮古-4から宮古-7までは、最下位の地形面が28kaまたは36kaに形成されたと考え、順次高位の地形面と対比した。

表3の地形面の中には、図6のTc₃やTc₂に相当する地形面と対比していないものがある。その理由は、図6では40ka前後(MIS-3)に海水準が一旦低下後に再び元の高さまで上昇したケースがみられる。このとき離水し段丘面が形成されたとし

ても、その後の海水準上昇により侵食されて消滅したと推測した。よって、最後の離水時期をもって段丘形成年代と判断した方がより合理的であると考えた。

宮古島において、旧汀線標高20m~107mの地形面のいずれかが最終間氷期(125ka)に形成され、その後等速隆起が維持された場合、各地形面の形成年代は表3の宮古-1から宮古-7のいずれかに該当するであろう。宮古-1の標高20m面の東平安名崎高位面は、かつて木庭(1980)が最終間氷期に対比した地形面に相当する。仮に形成年代が最終間氷期とすれば、東平安名崎低位面(11m)は100kaに形成され、マイバー浜面(5m)は

80kaに形成されたことになる。しかし、表2の等速隆起による地形面の形成年代とは整合しない。

また宮古-5は、矢崎(1977)が12~13万年前に形成されたと考えた旧汀線標高を基準としている。すなわち、旧汀線標高70mの吉野面をS面相当とし、以下保良面が100ka、宮渡崎高位面が80ka、同低位面が59ka、東平安名崎高位面が53ka、同低位面が45ka、そしてマイパー浜面が36kaである。しかし、この場合も宮渡崎高位面以下の形成年代は表2の年代と整合しない。

そこで、先に問題とした旧汀線標高5mの地形面形成後の隆起率を以下の式(1)で求めた。

$$(E - SL) / FA \quad (1)$$

E ：地形面の標高（ここでは5m）

SL ：地形面形成時の海水準（表3の海水準）

FA ：地形面の形成年代（表3の年代）

この結果、隆起率は宮古-1、宮古-2、宮古-3~宮古-6、宮古-7ではそれぞれ0.475m/ka、1.264m/ka、2.250m/kaおよび2.821m/kaとなっており、表2の考察で指摘した隆起率と異なり低い隆起率となっている。宮古島が長期間にわたり等速隆起を継続してきたとすれば、一連の地形面は表2や表3のいずれかの組み合わせの年代で形成されたといえる。しかし、各地形面の形成年代を確定するために必要な最終間氷期に形成された旧汀線標高と数値年代が欠如している。

試行錯誤的ではあるが、最終間氷期以降の海水準変動に対応して形成された関東南部の一連の地形面の形成と宮古島の一連の地形面を対比させる表2や表3の構想は、海成段丘の年代決定法の一つである。

最終間氷期以降の隆起率が後期更新世や完新世で異なることは、喜界島(中田ほか, 1978)や房総半島(中田ほか, 1980)に発達する海成段丘の研究成果から明らかである。宮古島の地形面についても、最終間氷期に形成された地形面の標高から下位の地形面の形成年代や隆起率を求めても整

合しない(表2および表3)。したがって、平均隆起率から海成段丘の形成年代を推定する場合、指標とする最終間氷期の地形面もしくは1つ以上の海成段丘の形成年代と旧汀線標高を物理・化学的な手法により正確に決定することが必要である。

IV 結論

宮古島では海成段丘の地形学的研究は行われてきたが、海成段丘の形成年代はこれまで放射年代測定法により決定されていなかった。そこで、海成段丘の発達の良い宮古島南東の東平安名崎と周辺地域を調査し、標高5mから70mまでの海成段丘を吉野面、保良面、宮渡崎高位面、宮渡崎低位面、東平安名崎高位面、東平安名崎低位面、マイパー浜面の7面に区分した。しかし、これらの段丘の形成年代を直接放射年代測定法によって決定することはできなかった。

最終間氷期以降の汎世界的な海水準変動に対応して、宮古島においても一連の地形面が形成されたと仮定し、関東南部の地形面と対比した。宮古島における最終間氷期に形成された旧汀線標高が現在85mであるとした場合、高位から低位までの地形面は関東南部のS面(MIS-5e)、 M_1 面(MIS-5c)、 M_2 面(MIS-5a)、MIS-3面までの形成年代と対比できた(表2および表3)。

一方、低位段丘を基準にして高位の段丘を順次対比すると、最低位のMIS-3から最高位のMIS-5eまでの地形面に対比されるが(表3の宮古-7)、前述の形成年代と不整合となる。最終間氷期の旧汀線標高をもとに平均隆起率を計算し、これにもとづいて低位の各地形面の形成年代を推定する方法は、これまで多くの研究者により行われてきた。しかしながら本研究では、基準とした最終間氷期の地形面を確定できなかったため、幾つかの試案(表2および表3)を提示するにとどまった。

最終間氷期以降の地形面の形成年代について、隆起率にもとづき計算した形成年代が標識とした地形面の形成年代と一致しない原因として、旧汀線標高や形成年代の誤り、あるいは平均隆起率の

誤りを指摘できる。

宮古島において隆起が長期間続いたことは、完新世に形成された海成段丘が存在しない反面、標高100mをこえる段丘面が存在することから否定できない。一方、宮古島が琉球海溝に近い位置にあることを考慮すれば地震性地殻変動により間欠的に隆起した可能性も十分に考えられる。しかし、ビーチロックの研究成果(小元, 2005, 2009)やノッチの研究成果(Kawana and Pirazzoli, 1984)には、調査地域において、中期完新世以降に顕著な隆起を伴う新たな地殻変動はなかったことが示されている。

謝辞

本論は、2010年度に提出した卒業論文の一部を加筆・修正したものである。現地調査の際に宮古島市文化財審議委員会委員長(当時)の安谷屋 昭氏、宮古島市教育委員会の久貝弥嗣氏、その他教育委員会の方々に便宜を計っていただいた。また、文理学部非常勤講師の田中邦一先生には測量やデジタル航空写真の購入および判読、現地調査の際にご指導をいただいた。ゼミ生の渡會晋平氏と白岩真由子氏には現地調査や実験の手伝いをしていただいた。なお、図6の転載許可は東京大学出版会からいただいた。以上の方々に御礼を申し上げます。

(2012年9月8日受付)

(2013年1月28日受理)

注

- 1) 沖縄第四紀調査団(1976)と木庭(1980), 1:25,000地形図では、東平安名岬を使用している。しかし、本研究では、岬の先端部分だけではなく、その周

辺を含めた広範囲を対象としているので東平安名岬とした。

文 献

- 太田陽子(2000)三浦半島の断層地塊と海成段丘。貝塚爽平・小池一之・山崎晴雄・鈴木毅彦編『日本の地形4 関東・伊豆小笠原』, 東京大学出版会, 142-149。
- 太田陽子・堀 信行(1980)琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察。第四紀研究, 18(4), 221-240。
- 沖縄県(1984)『土地分類基本調査』沖縄県企画開発部。
- 沖縄第四紀調査団(1976)沖縄および宮古群島の第四紀系一とくに“琉球石灰岩”の層序について。地球科学, 30(3), 145-162。
- 小元久仁夫(2005)南西諸島から採取したビーチロックの¹⁴C年代および安定同位体比($\delta^{13}C$)一測定資料とその分析一。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 40号, 1-27。
- 小元久仁夫(2009)宮古島から採取したビーチロック試料の較正年代と後期完新世の海水準変動。日本

- 地理学会発表要旨集, 76号, 70。
- 小元久仁夫(2010)宮古島で観察された石灰華段, 津波石および膠結海浜砂層の特徴。日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, 45号, 83-94。
- 貝塚爽平(1998)『発達史地形学』東京大学出版会。
- 河名俊男・西田 宏(1980)与論島・沖縄島・宮古島・石垣島のノッチについて。琉球列島の地質学的研究, 5号, 112-122。
- 小池一之・町田 洋編(2001)『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会。
- 木庭元晴(1980)琉球層群と海成段丘。第四紀研究, 18(4), 189-208。
- 中田 高・高橋達郎・木庭元晴(1978)琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動。地理学評論, 51(2), 87-108。
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健(1980)房総半島南部の完新世段丘と地殻変動。地理学評論, 53(1), 29-44。

- 古川博恭・崔 東龍・山田徳生 (1979) 沖縄県宮古島城辺町南部の地質—とくに琉球石灰岩の層序について. 琉球大学理学部紀要, 28号, 143-154.
- 宮古島市教育委員会編 (2009) 『東平安名崎根元周辺文化財及び自然環境調査報告書』宮古島市教育委員会.
- 矢崎清貴 (1977) 宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について. 琉球列島の地質学研究, 2号, 75-80.
- 山里 清 (1960) 宮古島の石灰岩について. 琉球大学文理学部紀要 (理学篇), 4号, 88-92.
- Kawana, T, and Pirazzoli, P.A. (1984) Late Holocene shorelines and sea level in Miyako Island, the Ryukyus, Japan. *Geographical Review of Japan*, 57 (Ser. B), 135-141.
- Omoto, K. (2011) The problem of age determination of coral boulders deposited by the Meiwa tsunami and the time of occurrence of past tsunamis. In *LSC 2010 Advances in Liquid Scintillation Spectrometry. Proceedings of the 2010 International Liquid Scintillation Conference, Paris, France, 6-10 September 2010* (Ed. Cassette, P) , Radiocarbon, Tucson, 139-150.

Formative Ages of Marine Terraces Develop on Higashihennazaki and the Surrounding Area, Southeast of Miyako Island, SW Japan: Correlation of Marine Terraces of Miyako Island with Southern Kanto

Yusuke HIKI* and Kunio OMOTO**

Key words : the last interglacial period, sea-level fluctuation, marine terrace, average rate of upheaval, Miyako island

*Graduate Student, Graduate School of Science and Technology, Nihon University

**Department of Geography, College of Humanities and Sciences, Nihon University, retired