南西諸島、喜界島における後期更新世・完新世の砂丘の形成

森 脇 広* 永 迫 俊 郎** 鈴 木 毅 彦***
寺 山 怜*** 松 風 潤*** 小 田 龍 平***

**The Formation of Late Pleistocene and Holocene Sand Dunes
on Kikaijima Island, Nansei Islands**

Hiroshi MORIWAKI*, Toshiro NAGASAKO**, Takehiko SUZUKI***,
Satoshi TERAYAMA***, Jun MATSUKAZE*** and Ryuhei ODA***

[Received 21 December, 2020; Accepted 20 April, 2021]

Abstract

Coastal sand dunes dating to the latter part of the late Pleistocene were constructed at substantially lower sea levels on Kikaijima Island. They are preserved because of large-magnitude uplifts ascertained from occurrences of outstanding late Pleistocene and Holocene coral terraces. In addition, because Holocene sand dunes occur close to those of Marine Oxygen Isotope Stage 3 (MIS 3), the island is ideal for examining the environments of the formation of sand dunes, which were constructed under different climatic and sea-level conditions. Distributional and depositional features of sand dunes are clarified, and their chronology is constructed on the basis of tephrochronology, ^{14}C dating, and chronological relationships of the sand dunes with marine terraces of known age. The environments of sand-dune formation on Kikaijima are examined in relation to climatic and sea-level records within regional and global contexts. Nine tephra layers are recognized. These include two widespread tephra, Kikai-Akahoya tephra (K-Ah) and Aira-Tn tephra (AT). The other seven tephra, consisting of fine ash layers, are newly recognized and named Kikaijima-1 tephra (Kj-1) to Kikaijima-7 tephra (Kj-7), of which the upper six, lying between K-Ah and AT, are aged from 13,000 to 30,000 cal BP. Holocene sand dunes began to form at c. 8,000 cal BP before the culmination of maximum Holocene sea-level rise. This is earlier than dune formation on other coasts of the Japanese Islands, where formation was generally after the culmination of maximum Holocene sea-level rise. The earlier formation on Kikaijima Island is probably due to coastal emergence caused by the conspicuous uplifts of Kikaijima and the high production of calcareous beach sands sourced from coral and foraminiferal and other materials. Late Pleistocene sand dunes, predominantly distributed at the southwestern part of Kikaijima Island, were formed in MIS 3. These dunes consist of longitudinal and parallel dunes. The largest longitudinal dunes on the lowest MIS 3 terraces, at the northern area of the southwestern part of Kikaijima Island, were formed in late MIS 3, c. 40 to 32 ka, while small and parallel sand dunes on the upper MIS 3 terraces were formed in early MIS 3. The occurrence and chronology of the Holocene and late Pleistocene sand dunes suggest that their formation on Kikaijima

* 鹿児島大学名誉教授

** 鹿児島大学学術研究院法文教育学域教育学系

*** 東京都立大学都市環境学部

* Professor Emeritus, Kagoshima University, Kagoshima, 890-8580, Japan

** Research Field in Education, Education, Law, Economics and the Humanities Area, Kagoshima University, Kagoshima, 890-0065, Japan

*** Graduate School of Urban Environmental Sciences, Tokyo Metropolitan University, Hachioji, 192-0397, Japan

Island is mainly related to the occurrence of coastal sandy beaches during sea-level high stands. Although Holocene sand dunes are related to Holocene high stand, those of MIS 3 are related to high stands during cycles of sea-level fluctuations in MIS 3. The longitudinal landform of the sand dunes recognized in the late MIS 3 suggests that the prevailing winds in MIS 3 were stronger than in the Holocene. This study provides critical data for constructing a chronological framework that integrates various aspects of palaeoenvironments, as well as human interactions and responses in southern Kyushu.

Key words : sand dune, tephra, Holocene, late Pleistocene (MIS 3), Kikaijima, Nansei Islands

キーワード : 砂丘, テフラ, 完新世, MIS 3, 喜界島, 南西諸島

I. はじめに

喜界島は、南西諸島の北部、奄美大島の東方、琉球海溝にもっとも近い外弧隆起帯にある周囲 37 km の島である。本島は、全島が第四紀後期のサンゴ礁段丘からなり、西太平洋海域では、奄美大島・宝島・小宝島とともに、サンゴ礁段丘最北域となっている（図 1；町田ほか, 2001）。更新世のサンゴ礁段丘は、第三紀鮮新世・第四紀前期更新世の泥質岩石からなる島尻層群や中期更新世のサンゴ石灰岩を基盤として複数の段丘面からなる。それらは多くのウラン系列年代測定がなされ、最終間氷期以降の形成であることが明らかにされている（Konishi *et al.*, 1974; 大村, 1988 ほか）。これらの年代をもとに段丘面は上位から A～F 面に区分されている（太田・大村, 2000）（図 1）。海洋酸素同位体ステージ 5e (MIS 5e) の A 面（百之台面）は、海拔高度およそ 200 m にあり、日本列島では後期更新世以降もっとも隆起量の大きい場所となっている（太田ほか, 2010）。そのため、最終氷期の垂間氷期 MIS 3 のサンゴ礁段丘面である D, E, F 面が現在の陸上に存在しているという点で、日本でもきわめて希な地域となっている（太田・大村, 2000, 稲垣ほか, 2005）。D, E, F 面は海拔高度 90～15 m にあり、喜界島上位の A, B, C 面の周囲にもっとも広く分布する。これらの更新世段丘を取り巻いて、最高高度 10 m 前後の完新世サンゴ礁段丘が連続的に発達し、段丘面の詳しい年代や編年、海

面変化が論じられてきた（中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978 ほか）。

こうした更新世・完新世の段丘面上には砂丘が分布する（図 1, 2）。Hanzawa (1935) が喜界島地史上最新の層位に位置づけられる砂丘が発達することを指摘して以後、とくに広く分布する喜界島南西部において、砂丘の分布、形態、堆積物、年代、編年、形成環境に関していくつかの議論がなされてきた。すなわち、砂丘は、水天宮山を中心として更新世の低位の段丘と完新世段丘上に広く分布していること、さらに段丘との関係や土壌、堆積物の固結度合いなどをもとにして北西岸よりの完新世砂丘と内陸側の更新世砂丘に区分され、それらが接しているか、または更新世砂丘が完新世砂丘に一部覆われていることなどが明らかにされた（三位・木越, 1966; 武永, 1968; 中川, 1969; 斎藤ほか, 1972 ほか）。

完新世砂丘については、腐植層や考古遺物、 ^{14}C 年代をもとに、砂丘の形成年代や固定期・移動期が論じられ、ここでは 2,000～4,000 年前ごろの砂丘固定期の存在が指摘された（三位・木越, 1966; 斎藤ほか, 1972; 角田, 1977; 成瀬・井上, 1987）。

更新世砂丘は、Dune-rock（能勢, 1971; 斎藤ほか, 1972）、こう結砂丘（Lithified dune：成瀬・井上, 1987）、砂板（武永, 1968; 斎藤ほか, 1972 ほか）と呼ばれる特徴的に固結した砂丘堆積物が含まれ、その分布やタイプが論じられた（能勢, 1971）。更新世砂丘の形成期について、三位・木

図 1 喜界島南西部の地形分類。a: 完新世砂丘, b: 更新世砂丘, c: 完新世海成段丘・低地・現海岸, d: 石灰岩丘, e: 崖・斜面, A~F: 更新世海成段丘, A: A面 (MIS 5e), B: B面 (MIS 5c), C: C面 (MIS 5a), D: D面 (MIS 3), E: E面 (MIS 3), F: F面 (MIS 3), G: 断層・段丘の地形分類は Moriwaki (2016) による。段丘面区分 A~F, 断層は太田・大村 (2000) による。X-X', Y-Y', Z-Z': 図 8 の地形地質断面位置。白丸の No. は図 3 の柱状図の地点 No. と同じ。黒丸印は観察した他の露頭位置。黒矢印は更新世砂丘堆積物の層理の走向から知られる風向。左上図は砂丘地の等高線図 (間隔 2 m), 等高線は「国土地理院, 基盤地図情報, 数値標高モデル」による。右端中図は喜界島の完新世砂丘 (黄色) の分布, Moriwaki (2016) を修正。

Fig. 1 Landform classification at the southern part of Kikaijima. a: Holocene sand dune, b: Pleistocene sand dune, c: Holocene marine terrace, lowland, present coast, d: Limestone ridge, e: Cliff, slope, A-F: Pleistocene marine terrace, A: A terrace surface (MIS 5e), B: B terrace surface (MIS 5c), C: C terrace surface (MIS 5a), D: D terrace surface (MIS 3), E: E terrace surface (MIS 3), F: F terrace surface (MIS 3), after Moriwaki (2016) for terrace classification, after Ota and Omura (2000) for definition of terrace surface A-F. X-X', Y-Y', Z-Z': Positions of geomorphic and geologic profiles in Fig. 8. No. at white circle: Same as column No. of Fig. 3. Black circles: Localities of other outcrops observed. Black arrow: Wind direction found from strike of Pleistocene sand beds. Upper left inset: Contour map spaced at 2 m intervals, after Geospatial Information Authority of Japan for the contour. Middle right inset: Distribution of Holocene sand dunes on Kikaijima Island (yellow), modified from Moriwaki (2016).

図 2 喜界島南西部の砂丘遠景。城久地区から南東方向を臨む（図 1 の白抜き矢印）。

Fig. 2 Distant view of sand dunes at the southwestern part of Kikaijima Island seen from Gusuku district to the southeast, which is shown by the white arrow in Fig. 1.

越（1966）は段丘との関係や固結度合いからビュルム末（最終氷期末）、武永（1968）は更新世の最低位段丘形成末期と考えた。その後、成瀬・井上（1987）は、砂丘堆積物での ^{14}C 年代測定資料から水天宮地区の更新世砂丘は最終氷期の形成であることを示し、石灰質風成砂層が氷期に形成されている特異なところであることを指摘した。更新世砂丘の形成環境について、三位（1965）は乾燥気候で強い北西季節風の環境下で、角田（1975）は汀線から多量の砂が形成される気候条件下で形成されたと推測した。

南西部での更新世砂丘の分布地は、南西側の中里から荒木にかけての地区と、これより北東側の赤連の地区の 2 か所にある。それらはいくつかの呼称があるが、ここでは、便宜上、南西側の水天宮山周辺の更新世砂丘地帯を水天宮砂丘地帯、中里地区を中心としたより海岸側の完新世砂丘地帯を中里砂丘地帯、赤連地区の更新世砂丘を赤連砂丘地帯と呼ぶことにする。

顕著な陸上河川のないサンゴ礁段丘からなる喜界島は、砂丘砂供給源が限定されること、最終間氷期だけでなく最終氷期中の亜間氷期に形成された時代を異にする海岸が段丘とて分離して陸上にみられることから、最終間氷期以降の海岸と砂丘形成の関係を検討するのに好条件をもつ。さらに年代・編年資料も多く得られることから、砂丘形成と、海面変化、これに伴う海岸環境の変化、気候変化などとの関係を検討するのに好都合な地域となっている。

喜界島の砂丘に関わる研究はおもに 2000 年以前になされ、長く研究が途絶えていたが、その間、

年代測定法やテフラ、古環境に関する研究が進展し、これらの知見をもとに、喜界島の砂丘の編年や形成環境もさらに精度よく深化させることが可能となった。これを進める上で、テフラは、地形や堆積物の年代決定や対比・編年に大変有効である（町田・新井, 2003）。喜界島において、テフラの存在が報告された例はあるが（成瀬・井上, 1987）、系統的に識別・編年されたものはなく、したがって、テフラが砂丘や段丘地形の編年に適用された報告はない。砂丘の形成や、これと深く関わる海成段丘の形成について確度の高い形成期を特定することや、数多くなされてきた更新世・完新世の海成段丘の形成年代とのクロスチェックを行う意味でも、テフラの知見は重要である。今回喜界島においていくつかのテフラを見だし、その識別・同定・編年を行い、砂丘の編年に適用した。

近年、喜界島の耕作地の整理事業にともなって、砂丘や段丘の堆積物が広く露出し、分布や編年、形成環境を検討する新しい資料を得ることが可能となった。喜界島の砂丘については、その地形の概略を報告した（Moriwaki, 2016）。本稿では、喜界島南西部の砂丘地帯でのこうした新露頭での知見から、完新世と更新世の砂丘の分布と構造を明らかにし、さらに、テフラ、 ^{14}C 年代、サンゴ礁段丘との関係などから砂丘の地形と堆積物の編年を行い、その形成環境を検討する。

II. 方 法

砂丘の分布は、地形図と空中写真によって判読し、現地での堆積物観察で確認した。とくにここ

図3 露頭柱状図。a：土壌，b：砂，c：段丘堆積物，d：火山灰，e：軽石，US：上位埋没土壌，MS：中位埋没土壌，LS：下位埋没土壌，(1)～(6)：テフラ試料採取位置，(1)～(6)： ^{14}C 年代測定位置，No. 10のテフラに関わる年代は表3参照，砂丘に関わる年代は表4参照。柱状図の地点No.と試料No.は図1，表1，3，4と同じ。

Fig. 3 Sections of deposits. a: Soil, b: Sand, c: Terrace deposit, d: Volcanic ash, e: Pumice, (1)–(6): Horizon of tephra sample, (1)–(6): Horizon of sample for ^{14}C measurement. See Table 3 and Table 4 for ages of tephtras of the No. 10 section and those of sand dunes, respectively. Column No. and sample No.: Same as those in Fig. 1, Table 1, Table 3, and Table 4.

では，サンゴ段丘特有の基盤の小丘である石灰岩丘との識別が注意を要する点で，耕地整理によって面的に広く露出した堆積物の現地調査で，砂丘とサンゴ礁段丘との識別をすることができた。砂丘堆積物の構造は，従来の露頭に加え，広く露出した堆積物の観察をもとに求めた。

テフラに関して，喜界島は給原火山より離れていることと，サンゴ礁段丘は平坦ではあるが土壌の発達が一様ではないことから，テフラが累積しやすい厚い土壌層が認められるところは限られる。今回，厚い土壌層中に累積するテフラ断面を見いだした（図3：No. 6, 10, 19, 21）。これらの断面でのテフラ層序を基本に，その他の地点において断片的に見いだされるテフラを加えて，層相の特徴，特徴鉱物，屈折率（火山ガラス・斑晶鉱物），一部は火山ガラスの化学組成などを分析総合してテフラの識別を行った。さらに既知の広域テフラとテフラ間の土壌の ^{14}C 年代から，テフラの基本的な層序・編年を確立した（図3，4，5，表1，2，3）。屈折率と化学組成は東京都立大学の屈折率測定装置 RIMS，エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザーによって求めた。

^{14}C 年代については，これまでの報告で較正されていない ^{14}C 年代も示されている。これについては，年代値の後に ^{14}C を付す。

砂丘堆積物に含まれる陸産貝類化石と基底のサンゴ礁に含まれるサンゴ片の ^{14}C 年代を測定し，テフラ編年とあわせて砂丘の形成年代を検討した。

III. テ フ ラ

上記の方法により，全部で9層のテフラが識別される（図5）。ここで鍵となるテフラは，広域に認定され，喜界島周辺域でも広く認められている始良 Tn テフラ（AT）と鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）である（町田・新井，2003）。

1) AT

ATは上位から8層目のテフラである。このテフラは，特徴的に明橙色のガラス質火山灰からなる。それはバブルウォール型の火山ガラスを主体とし，その屈折率 n は1.496～1.500である（表1）。こうした特徴は，すでに周辺域でも認められているATのそれ（森脇ほか，2009）と一致し，このテフラはATに同定される。ATは，厚いところでは30 cm以上あり，上部が下部よりも粗

図 4 No. 6 地点のテフラ露頭断面。矢印：テフラ，露頭位置は図 1 参照。

Fig. 4 Tephra sequence at locality of No. 6. Arrow shows tephra. See Fig. 1 for the locality.

図 5 テフラの基本層序。凡例は図 3 参照。

Fig. 5 Composite tephra stratigraphy. See Fig. 3 for the legend.

粒である（図 3，図 4：No. 6-(6)，No. 21-(2)）。その層位・年代については多くの報告があるが（町田・新井，2003 ほか），ここでは，水月湖での高精度な年代 30,000 cal BP（Smith *et al.*, 2013）を採用しておく。この年代は，海洋酸素同位体ステージ 3（MIS 3）の末に相当する。南九州周辺の海底コアの酸素同位体記録からも，この時期の層準に AT が認められている（Ijiri *et al.*, 2005；池原ほか，2006）。

2) K-Ah

K-Ah は，No. 2 地点の腐植層のなかから独立して見いだされた（図 3：No. 2-(1)）。野外において肉眼では観察できないが，土壌を洗浄することによって特徴的な火山ガラスが抽出される。それは，バブルウォール型の火山ガラスで，淡褐色のガラスを含む。火山ガラスの化学組成は，表 2 に示したように，始良市別府川上流でみられる K-Ah のそれと類似する。こうした特徴と層位から，この火山灰は K-Ah に同定される。屈折率 n は 1.499～1.513 と幅が広く，これは未水和の部分が残存していることが関わっていると解釈される。下に述べる KJ テフラ群との層位関係は，KJ-1 の土壌断面での層位と ^{14}C 年代資料からすると，喜界島のテフラ層序のなかでは最上位にあるとみられる。AT と同様にその層位・年代も数多く出されている。その年代は 7,300 年前である（Kitagawa *et al.*, 1995；Smith *et al.*, 2013）。その層位は縄文海進最盛期にあたることから，K-Ah は以下で示すようにこの時期の海岸環境を編年するのに役立つ。

3) 喜界島テフラ群（Kj）

3-1) 識別

KJ テフラ群は，濃い橙色の火山灰または極細粒軽石からなる。野外でのそれぞれの識別は，複

表 1 テフラの鉱物組成.

Table 1 Mineral composition of tephra.

地点 No.	試料 No.	主要鉱物 ^{*1)} ・ガラス (gl:n)	同定 テフラ
No. 2	(1)	gl(bw gl, br gl)	K-Ah
No. 6	(1)	qt(β -qt) > cpx, ho > mt, il	Kj-1
No. 6	(2)	qt(β -qt) > ho > opx, mt,	Kj-2
No. 6	(3)	opx > qt(β -qt), ho, mt,	Kj-3
No. 6	(4)	ho, qt(β -qt) > opx, mt, qt	Kj-4
No. 6	(5)	ho, qt, mt > opx, cpx	Kj-5
No. 6	(6)	gl(bw gl) > opx, ho, qt	AT
No. 7	(1)	f. pm > sc > cpx, opx, qt(β -qt)	Kj-6
No.10	(1)	qt(β -qt) > cpx, ho > mt, il	Kj-1
No.10	(2)	qt(β -qt) > ho > opx, mt,	Kj-2
No.10	(3)	qt(β -qt), ho > opx, mt,	Kj-4
No.10	(4)	gl(bw gl) > mt, qt, cpx	AT 二次
No.10	(5)	gl(bw gl) > mt, qt, ho	AT 二次
No.10	(6)	f. pm > qt, ho, mt, sc	Kj-6
No.10	(7)	gl(bw gl)	AT
No.11	(1)	opx, mt > ho, cpx, qt	Kj-3
No.13	(1)	qt(β -qt), ho > opx	Kj-2
No.19	(1)	opx, cpx, lmt, qt(β -qt)	Kj-3
No.19	(2)	ho, qt(β -qt) > opx	Kj-4
No.21	(1)	ho, qt(β -qt)	Kj-4
No.21	(2)	gl(bw gl) (n: 1.498-1.500)	AT
No.21	(3)	opx > cpx, qt(β -qt), sc, il, mt	Kj-7

gl:火山ガラス, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, ho:角閃石, mt:磁鉄鉱, il:チタン鉄鉱, qt:石英, f.pm:細粒軽石, sc:スコリア. *1) 括弧内は特徴的に含む鉱物, bw gl:バブルウォール型ガラス, br gl:褐色ガラス, β -qt:高温石英, No. 21 の n: は火山ガラスの屈折率.

gl: Volcanic glass, opx: Orthopyroxene, cpx: Clinopyroxene, ho: Hornblende, mt: Magnetite, il: Ilmenite, qt: Quartz, f.pm: Fine pumice, sc: Scoria. *1) Parentheses denote characteristic minerals or glasses, bw gl: Bubble-walled glass, br gl: Brown glass, β -qt: β -quartz. n: denotes refractive index of volcanic glass.

数のテフラが累積し、層序の明確なセクション以外容易ではない。岩石記載的性質も類似し、識別に関わるものとしては石英 (qt)、角閃石 (ho)、斜方輝石 (opx)、単斜輝石 (cpx)、磁鉄鉱 (mt)、チタン鉄鉱 (il) がおもなものである。火山ガラスは基本的には残存していない。これらのテフラは、全体として、バブルウォール型の火山ガラスからなる AT, K-Ah とは明瞭に識別される。特徴鉱物に着目すると各テフラに違いが認

められるものもあり、これと野外で観察した層序・層位とをあわせると、各テフラの識別は可能である。その結果 7 層のテフラが認められる (表 1, 図 3, 4)。これらのテフラを上位から喜界島 1 テフラ (Kj-1) ~ 喜界島 7 テフラ (Kj-7) と名づける (図 5)。

以下に識別指標となる特徴的な層位、層相、鉱物について述べる (表 1, 図 3, 5)。テフラの厚さはおもに No. 6, 10 地点のものである。

Kj-1 は、厚さ約 20 cm で、qt がもっとも多い。特徴的に β -qt を含む。他に淡緑色の cpx, ho を含む。Kj-2 は厚さ 13 cm で、 β -qt と ho がとくに多い。Kj-3 は厚さ 7 ~ 10 cm で、opx をとくに多く含む。Kj-4 は厚さ 10 cm で、qt とくに β -qt と ho を多く含み、他は少ない。この点は Kj-2 と類似する。Kj-5 は厚さ 10 cm で、 β -qt, ho を多く含む。Kj-2, Kj-4 と類似するが、Kj-2, Kj-4 と同一露頭断面で層位を異にして認められるため、異なるテフラである (図 4)。Kj-6 は厚さ 25 cm で、径 1 mm 以下の細粒軽石粒からなる。場所によって厚く堆積しているところでは固結している。スコリアを多く含む。Kj-7 は、MIS 5a 面上にある城久で見いだされた (図 1, 図 3: No. 21)。AT より下位にある。濃橙色の火山灰で、厚さ 3 cm でパッチ状に堆積する。主要な構成鉱物は cpx, opx で il, mt, qt (β -qt), スコリアを含む。

3-2) 対比と給源

AT より上位の Kj-1 ~ Kj-6 テフラ群は、近隣西方のトカラ列島の諸火山に由来すると考えられる。トカラ列島の諸火山のテフラは、森脇ほか (2009) により全体的な層序と編年がなされているが、岩石記載的性質などの詳しい指標に基づく対比については今後の検討課題である。非火山性外帯の島々では、徳之島の小島における筆者らの観察では、AT の上位に顕著なテフラが 3 層認められる。このうちの最下位のテフラは、同じ露頭において小林 (2013) がオレンジ火山灰と呼んだもの、上位の 2 層のうちのどちらかは泥質火山灰と呼んだものに相当する。最下位のテフラ (オレンジ火山灰) はおもな鉱物が cpx, opx, mt が

表 2 完新世砂丘堆積物中の火山ガラスの化学組成.

Table 2 Chemical composition of volcanic glass in Holocene sand dune deposits.

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total	n
喜界島 No.2-(1)	平均	74.50	0.56	13.26	2.39	0.14	0.56	2.00	2.71	3.88	100	96.47 13
	標準偏差	0.30	0.10	0.07	0.09	0.07	0.02	0.08	0.07	0.12	0	1.82
K-Ah*	平均	74.46	0.60	13.10	2.52	0.18	0.55	2.01	2.78	3.81	100	98.26 20
	標準偏差	0.20	0.07	0.08	0.09	0.07	0.03	0.05	0.07	0.09	0	1.01

地点・層位 (No. 2-(1)) は図 3, 6 参照. *K-Ah 試料採取地点: 始良市別府川上流, *n*: 測定個数.

Location and stratigraphic position of No. 2-(1) are shown in Fig. 3 and Fig. 6. *K-Ah sampling site: Upper reaches of Beppu river, *n*: Number of analysis.

表 3 テフラにかかわる ¹⁴C 年代 (No. 10 地点).Table 3 ¹⁴C ages for tephtras (Loc. No. 10).

地点 No.	試料 No.	試料層位	¹⁴ C 年代 (yr BP)	較正暦年代 cal BP (2σ) (中央値)	測定番号
No.10	1)	(1) (Kj-1) 直下	12080 ± 35	14071 ~ 13781 (13,926)	PLD-40633
No.10	2)	(2) (Kj-2) 直上	12530 ± 35	15065 ~ 14801 (14,933)	PLD-41781
No.10	3)	(2) (Kj-2) 直下	22950 ± 70	27481 ~ 27093 (27,287)	PLD-40634
No.10	4)	(3) (Kj-4) 直上	18410 ± 45	22458 ~ 22248 (22,353)	PLD-41782
No.10	5)	(6) (Kj-6) 直上	18450 ± 60	22496 ~ 22151 (22,324)	PLD-40635
No.10	6)	(6) (Kj-6) 下位	16590 ± 45	20206 ~ 19896 (20,051)	PLD-41783
		(7) (AT) 上位			

測定試料の地点と層位は図 1, 3 の No. 10 参照. 位置: 北緯 28°18'14", 東経 129°56'02". 測定試料はいずれも腐植土.

See Fig. 1 and Fig. 3 for locality and sample numbers. Location: 28°18'14"N, 129°56'02"E. All samples dated are humic soil.

らなり, qt, ho を含まない。喜界島の Kj テフラ群は qt, ho を含むので, オレンジ火山灰に該当するものはない。筆者らの観察によると, 徳之島のオレンジ火山灰は比較的粗粒な軽石からなり, 奄美諸島一帯に分布することが予想される。給源は徳之島西方の硫黄島とみられるが, 硫黄島の陸上にはこのような降下軽石層はみられない。一方, 徳之島の上位 2 層のテフラは細粒の灰色火山灰で, 特徴的に β-qt と ho を含む。この特徴は, 喜界島の Kj-2, Kj-4, Kj-5 のそれに類似し, 徳之島の上位の 2 層の火山灰に対比される可能性をもつ。

Kj-7 について, 喜界島周辺の島々で見いだされたテフラで対比候補として考えられるのは, 層位と規模からみてトカラ列島の口之島の Kc-5, 悪石島の Ak-Y5 (森脇ほか, 2009), 種子島の種

III, 種 IV (Nagaoka, 1988; 奥野・小林, 1994; Okuno *et al.*, 2012) である。このうち, 種 III, 種 IV はスコリア (sc), qt を含み, Kc-5, Ak-Y5 はこれらを含まない。sc, qt を含む Kj-7 は, 鉱物組成からは種 III, 種 IV に類似するが, 斜方輝石の屈折率 (γ) の値が異なり, 対比されない。すなわち, 斜方輝石 (γ) の屈折率は, Kj-7 は 1.718 ~ 1.723 (中央値 1.720) であるのに対し, 種 III が 1.706 ~ 1.711 (1.709), 種 IV が 1.701 ~ 1.704 (1.703), 1.708 ~ 1.711 (1.710) である。

このように, Kj テフラ群は硫黄島に由来するとみられるテフラのある徳之島などで, 一部対比されるものがあるが, 他の南西諸島の島々では知見がなく, その分布, 給源の解明は今後の課題となる。

図 6 完新世砂丘堆積物と年代 (図 1 の No. 2 地点). (1): K-Ah 火山ガラスを含む腐植層, 火山ガラスの化学組成は表 2 の No. 2-(1) 参照. 1: 7,450 cal BP. 2: 7,800 cal BP (横尾, 2012): 正確には特定できないが, K-Ah を含む腐植層と土器包含層 No. 3 の間の No. 2 の層準付近にあると判断される. 3: 7,800 cal BP (澄田ほか, 2003).

Fig. 6 Holocene sand dune section and ages at locality No. 2 (Fig. 1). (1): Humic layer containing K-Ah glass shards, of which chemical composition is shown in Table 2 (No. 2-(1)). 1: 7,450 cal BP. 2: 7,800 cal BP (Yokoo, 2012). The position cannot be determined precisely, but it probably lies at around position No. 2 between the humic soil containing K-Ah and No. 3 soil containing earthenware. 3: 7,800 cal BP (Sumita *et al.*, 2003).

3-3) 年代

いくつかのテフラが累積する No. 10 地点での ^{14}C 年代は, Kj テフラ群は 13,000 cal BP と 30,000 cal BP の間に入ることを示す (表 3, 図 3)。個々のテフラについては, 上位の (1) (Kj-1) は約 14,000 cal BP, (2) (Kj-2) は約 15,000 年前とみて矛盾はない。下位の No. 10-3) の年代から下位は, 年代が逆転しているところがあり, (3) (Kj-4) と (6) (Kj-6) のテフラの年代を特定することはできないが, これらのテフラは 2 万年前ごろから 3 万年前の間にいるものと推定される。以上のことは, Kj テフラ群は, 薩南諸島において最終氷期最盛期前後から晩氷期にかけての古環境と文化の編年を行う上で役立つことを示している。

IV. 完新世砂丘

1) 砂丘の分布と地形

完新世の砂丘は, 喜界島の西岸以外のはほぼ一円の海岸沿いに分布する (図 1 右挿入図)。もっとも発達がいいのは喜界島南西部の中里・湾地区の中里砂丘地帯である。他の砂丘地帯は細長く, 規模が小さい。それらは現海岸沿いか完新世段丘の海岸側にあり, 縄文海進最盛期ごろの砂丘形成が

なかったことを示している。更新世段丘崖や段丘上に乗り上げているのは北東岸と南西岸にあるが, その規模は大きくない。

南西部の中里砂丘地帯は完新世段丘の内陸側だけでなく背後の更新世段丘を厚く覆い, 縄文海進最盛期ごろの砂丘形成の存在を示唆している (図 1)。この砂丘の平面形態は比較的円形で, 海岸側が緩傾斜, 陸側が急傾斜をなす。以下では良好な編年資料が得られた喜界町弓道場 (図 1: No. 2 地点) の砂丘堆積物を中心に検討する。

2) 砂丘堆積物と編年

砂丘堆積物は, 全体として淘汰のよい中粒砂からなり, 層理は一般に不明瞭で, 更新世砂丘のように固結しているところはみられない。湾地区の喜界町弓道場にある No. 2 地点 (図 1) は内陸にあり, 砂丘が背後の更新世砂丘と接する。この地点はおよそ最大 8 m の厚い砂丘堆積物中に複数の腐植層-クロスナーや陸成巻貝, 考古遺物が異なる層位にみられる (図 3, 6)。腐植層は少なくとも 3 層ある。前記のように, このうち東側の上部に挟まれる褐色の腐植層 (厚さ 20 cm) から K-Ah が検出された (図 3: No. 2-(1), 図 6)。したがって, これを含む腐植層は, 7,300 年前ごろに形成されたと考えられる。K-Ah を含む腐植

層直下の砂丘堆積物から得られた陸成巻貝の年代は 7,436 cal BP を示す (図 6, 表 4)。喜界島において報告された陸成巻貝の ^{14}C 年代には、より古くなるような ^{14}C 年代異常を示すものがある (高橋・和田, 1998; 高橋ほか, 1998)。それは、陸産貝類は付着する古い石灰岩を取り込んで貝殻をつくるため、古い炭素が含まれる可能性があることによるとされる (高橋・和田, 1998; 高橋ほか, 1998)。しかし、今回得られた年代は K-Ah の層位と整合する。

K-Ah を含む腐植層より下位の腐植層から土器が出土し (図 6 中の 3)、この土器に付着した炭化物から、7,800 cal BP が得られている (表 4, 図 3, 6; 澄田ほか, 2003)。また、この 2 つの腐植層の間にある貝化石からはいくつかの ^{14}C 年代が得られている (表 4, 横尾, 2012)、このなかの異常に古い年代を示すものは ^{14}C 年代異常によると考えられる陸成巻貝 (高橋・和田, 1998; 高橋ほか, 1998) からの年代で、これを除いた海成貝殻 (サザエ) の年代は、7,795 cal BP を示す (横尾, 2012)。今回得た K-Ah と ^{14}C 年代は、これらの既報告の ^{14}C 年代と整合する。

K-Ah の火山ガラスが含まれる腐植層には軽石が散在する (図 3, 6)。平均の粒径は 2.5 cm で、円磨されている。その火山ガラスの屈折率 n は 1.496–1.499 で、AT すなわち入戸火砕流堆積物のそれと一致する。したがって、この軽石は、入戸火砕流堆積物に由来する軽石が海岸に漂着し、砂丘中に取り込まれたものと判断される。

弓道場の No. 2 地点より海岸側ではいくつかの地点において砂丘砂に覆われる腐植層が認められ、陸成巻貝の年代から 3000 ~ 4500 ^{14}C 年前が得られている (表 4, 三位・木越, 1966; 角田, 1977; 成瀬・井上, 1987; 高橋・和田, 1998)。角田 (1977) はこのころの喜界島南西部での完新世砂丘の固定期の存在を指摘し、また、弓道場 No. 2 地点から 200 m ほど海岸側の総合グランド崖面での中里貝塚の知見 (斎藤ほか, 1972) から、縄文後期～晩期には砂丘の移動がこの地点ではなかったと指摘している。ここでの腐植層は、内陸側の弓道場 No. 2 地点では、腐植層の年代・

層序からすると表層に近い最上位の腐植層にあたる。このことは 4,500 ^{14}C 年前以降、砂丘砂はこの地点にはほとんど達しなかったことを示す。

以上のことは、南西部での完新世砂丘はおおよそ 8,000 年前から形成され、7,300 年前、3,000 ~ 4,500 ^{14}C 年前頃を含む何回かの固定期を挟んで形成されてきたことを示す。

V. 更新世砂丘

1) 砂丘の分布と地形

1-1) 水天宮砂丘地帯南部地区

Moriwaki (2016) を修正した地形分類図 (図 1) と、観察した堆積物 (図 3, 7)、地形と堆積物から描いた地形・地質断面図 (図 8) をもとに、更新世砂丘の分布、堆積物、堆積の構造を以下に述べる。

これまで水天宮砂丘は、喜界島南西部の中里から荒木に至る孤立した丘陵一帯に広く分布しているとされてきた (図 1: Hanzawa, 1935; 武永, 1968; 中川, 1969 ほか)。しかし、耕地整理や遊水池掘削に伴って広く露出した場所での観察によると、更新世砂丘とされる丘陵の南部のほとんどは基盤のサンゴ石灰岩からなり、砂丘はこれらの段丘を部分的に覆っているにすぎない。こうした南部の独立した基盤のサンゴ段丘地帯は、D 面、E 面からなっている (図 1)。

水天宮砂丘地帯の南部において、段丘崖や崖上にリッジ状に細長く分布する幾筋かの地形は、砂丘のように見える。しかし今回の観察によると、それらの多くは基盤の石灰岩丘か、またはこうした石灰岩丘上に乗り上げている砂丘で、全体が砂丘砂によって構成されているわけではないことが明らかとなった。それらの砂丘砂は下位の崖面に続く。例えば、砂丘地帯の北縁で、水天宮山を含み、南北方向に細長く延びるリッジは、少なくとも南側ではサンゴ石灰岩らなり、これに砂丘が東側に沿う E 面から乗り上げた地形である (図 1, 図 3: No. 18)。したがって、崖全体の比高が砂丘砂の厚さを示さない。この砂丘は、E 面形成当時の海の背後にある D 段丘に乗り上げた横列砂丘となっている。このように水天宮砂丘地帯南部

表 4 砂丘堆積物の ^{14}C 年代.

Table 4 ^{14}C ages for sand dune deposits.						
地点 No.	試料 No.	北緯	東経	堆積物	測定試料	^{14}C 年代 (yr BP)
						校正暦年代 cal BP (2 σ) (中央値)
		28°18'22"	129°55'57"	H	T	2550 $\pm$ 220 ^{*1}
		28°18'52"	129°56'03"	H	T	3430 $\pm$ 135
		28°18'33"	129°55'48"	H	T	3870 $\pm$ 320 ^{*1}
		28°18'30"	129°55'50"	H	T	4360 $\pm$ 140
				K-Ah		7,200-7,300
		28°18'45"	129°56'02"	H	T	6955 $\pm$ 25
		28°18'45"	129°56'02"	H	T	6490 $\pm$ 30
		28°18'45"	129°56'02"	H	T	8275 $\pm$ 25
		28°18'45"	129°56'02"	H	T	8340 $\pm$ 30
		28°18'45"	129°56'02"	H	M	7330 $\pm$ 25
		28°18'45"	129°56'02"	H	Ch	6998 $\pm$ 32
				AT		30,000
No.11	1)	28°18'16"	129°56'04"	P	O	20090 $\pm$ 60
		28°18'28"	129°55'43"	P	T	27600 $\pm$ 640
No.11	2)	28°18'16"	129°56'04"	P	T	29040 $\pm$ 110
No. 4	1)	28°18'31"	129°55'44"	P	T	29580 $\pm$ 110
		28°18'28"	129°55'43"	P	T	22700 $\pm$ 300
No.11	3)	28°18'16"	129°56'04"	P	O	9205 $\pm$ 30
		28°18'28"	129°55'43"	P	T	26200 $\pm$ 440
		28°18'36"	129°55'42"	P	T	27100 $\pm$ 610
		28°18'29"	129°55'44"	P	T	30400 $\pm$ 750
		28°18'29"	129°55'44"	P	T	31400 $\pm$ 750
		28°18'36"	129°55'42"	M	T	31700 $\pm$ 850
		28°18'36"	129°55'42"	M	T	34600 $\pm$ 1800 - 1500
No. 7	1)	28°18'27"	129°56'07"	M	Co	39220 $\pm$ 240
						43,112 $\sim$ 42,371 (42,742)
						PLD-40636 本論文
						7,850 $\sim$ 5,697 (7,774)
						7,461 $\sim$ 7,410 (7,436)
						9,327 $\sim$ 9,318 (9,233)
						9,461 $\sim$ 9,282 (9,372)
						7,886 $\sim$ 7,703 (7,795)
						(7800)
						Smith <i>et al.</i> (2013)
						Kitagawa <i>et al.</i> (1995)
						横尾 (2012)
						本論文
						横尾 (2012)
						横尾 (2012)
						横尾 (2012)
						澄田ほか (2003)
						Smith <i>et al.</i> (2013)
						本論文
						成瀬・井上 (1987)
						本論文
						本論文
						成瀬・井上 (1987)
						本論文
						成瀬・井上 (1987)
						成瀬・井上 (1987)
						成瀬・井上 (1987)
						高橋・和田 (1998)
						高橋・和田 (1998)
						成瀬・井上 (1987)
						成瀬・井上 (1987)
						本論文

H : 完新世砂丘砂, P : 更新世砂丘砂, M : MIS 3 段丘堆積物, T : 陸成巻貝, M : 海成巻貝, Ch : 炭化物, O : 有機質土, Co : サンゴ片. 地点と堆積物柱状図は図 1, 3 を参照. *1) 現生試料で見積もった ^{14}C 年代異常分を補正した年代 (高橋・和田, 1998).

H: Holocene dune sand, P: Pleistocene dune sand, M: MIS 3 Terrace deposit, T: Terrestrial snail, M: Marine shell, Ch: Charcoal, O: Organic mud, Co: Coral. See Fig. 1 and Fig. 3 for localities and columns of deposits. *1) Ages corrected from analyses of modern shell samples (Takahashi and Wada, 1998).

図 7 更新世砂丘堆積物（水天宮砂丘地帯，No. 4 地点）．星印：33,771 cal BP，黒四角：右の挿入写真のおよその範囲．撮影時期は異なる．露頭位置は図 1，柱状図は図 3 参照．

Fig. 7 Pleistocene sand dune section at locality No. 4 in Suitengu sand dune district. Star: 33,771 cal BP, See Fig. 1 for locality and Fig. 3 for the geologic column.

の更新世砂丘は，これらの段丘面上や段丘崖端，段丘崖を覆っており，近接する下位の段丘面形成当時の海浜の砂の供給によって，背後の段丘崖や段丘面縁辺に順次形成されたことを示す。

1-2) 水天宮砂丘地帯北部地区

水天宮砂丘地帯北部では，更新世砂丘は，南部と異なり，段丘面全体を厚く覆う。南部地帯と接する南縁は，段丘崖を埋積したり，E，D の段丘面上に乗り上げている。北縁は完新世の砂丘と接し，完新世砂丘に覆われる。他の周縁は最低位の E，F 段丘面上にある。

この北部地区の砂丘地帯はその比高や形態からみると 2 種類ある。1 つは東縁と西縁にあって，背後の高い砂丘とは 1 段低く，低平な砂丘である。それらは堆積物も薄く，近接する海岸からの横列砂丘として形成されたことを示す（図 1）。

他の 1 つは，中央部の主要部分を占め，前者よりも比高が大きく，大規模な砂丘地帯である。この砂丘は，比較的深い谷を挟む砂丘列が北西-南東方向に長く配列する。南縁ではこの砂丘列はロブ状に段丘面上で終わるところもある。後述するように，砂丘列間の凹地を埋積する厚い土壌層の編年に基づく，凹地は，砂丘とはほぼ同時期に

形成されたとみられることから，砂丘形成後の侵食によってではなく砂丘形成時に砂丘間凹地として形成されたものである。角田（1977）が形態から解釈した縦列砂丘がこの凹地編年から確認される。

1-3) 赤連砂丘地帯

水天宮砂丘地帯から北方に少し離れた赤連地区にも更新世段丘面上に砂丘があり，その存在については古くから多くの報告がされている（Han-zawa, 1935; 三位・木越, 1966; 武永, 1968; 中川, 1969; 能勢, 1971; 斎藤ほか, 1972）。ここにも，水天宮砂丘地帯ほどではないが，これに近い規模の砂丘が F 段丘面上にのる（図 1）。ここには 3 つの砂丘区域があり，小規模な最北の砂丘は，F 面上に孤立し，明らかに F 面と同時期に形成されたことを示す。これより規模は大きい南側の他の 2 つも，F 面上にある。それらは楕円状をなし，その長軸是水天宮砂丘地帯と同様に北西-南東方向に延びる。その海岸側縁辺は完新世段丘背後の段丘崖 F 面の段丘崖によって切られており，F 面と同時期の砂丘であることを示す。その尾根の方向も，全体の地形の長軸の方向と同じで，また水天宮砂丘の地形分布の長軸方向と一致する。

図 8 喜界島南西部の砂丘地帯の地形地質断面図. a: サンゴ石灰岩, b: 更新世砂丘堆積物, c: 完新世砂丘堆積物, 断面位置は図 1 参照.

Fig. 8 Geomorphologic and geologic profiles in the sand dune area at the southwestern part of Kikaijima. a: Coral limestone, b: Pleistocene sand dune deposit, c: Holocene sand dune deposit, See Fig. 1 for positions of profiles.

2) 砂丘堆積物

2-1) 水天宮砂丘地帯

この地帯の砂丘の主要部は、最大 20 m 以上に及ぶ厚い砂丘堆積物からなる（図 3, 7, 8）。砂丘堆積物のなかには少なくとも 2 層の埋没古土壤が挟まれる。加えて古砂丘に覆われ、基盤の段丘堆積物の頂面に形成された古土壤が存在する（図 3）。これらの古土壤を、上位から、上位埋没古土壤（US）、中位埋没古土壤（MS）、下位埋没古土壤（LS）と呼んでおく。これら 3 層の古土壤は成瀬・井上（1987）が認めたものに相当すると思われる。砂丘堆積物中の上位・中位の 2 層の古土壤は、水天宮砂丘地帯北部において砂丘

形成の 2 回の中断を挟む砂丘形成期が少なくとも 3 回あったことを示す。

砂丘堆積物は場所によって程度はさまざまであるが、固結し、岩石のように固くなっている。このような固結した砂丘堆積物と砂丘は砂板（武永, 1968）、Dune-rock（能勢, 1971）、こう結砂丘（成瀬・井上, 1987）などと呼ばれている。こう結しているところでは、明瞭に識別できる層理が認められる（図 7）。レンズ状のラミナもあるが、平行層理が主体である。その厚さは一般には数 cm で、下位の薄い粗砂層と上位の厚い中・細粒砂層がセットで 1 つのユニットを形成している。これがこう結しているため層理の走向・傾斜を比

較的容易に求めることができる。

いくつかの地点での砂丘堆積物の層理の走向から知られる風向は、この砂丘列の方向と基本的には調和し、砂丘砂が北側の海岸を給源として北方からの卓越風によって運搬・供給されたことを示す(図1)。それは成瀬・井上(1987)の指摘と基本的には整合する。この厚い水天宮砂丘はMIS 3段丘群最下位のF面の北端まで続く。上述の地形の長軸方向と合わせると、この付近の海浜からの砂の供給によって、縦列砂丘として内陸側に堆積していったことを示す。

2-2) 赤連砂丘地帯

砂丘堆積物は、淘汰のよい中粒砂からなり、そのうちのNo. 20地点では、砂丘堆積物の厚さは6 m以上あり、その層理の走向から知られる風向もほぼ地形の長軸方向と調和する(図1)。

3) 砂丘の編年

3-1) 海成段丘との関係

上記のように喜界島南西部の更新世砂丘は、段丘面の示す当時の海岸沿いに平行に形成された小規模な横列砂丘と、水天宮砂丘地帯北部・赤連砂丘地帯の比較的大規模な縦列砂丘からなる。

水天宮砂丘地帯南部の横列砂丘は、最上位のD段丘面から下位のE, F段丘面にわたって存在する。これらの段丘面形成時の海浜形成と離水に伴って、当時の海浜や下位の段丘面の海岸に沿って徐々に形成されており(図1, 3), こうした段丘面あるいは直下の段丘面崖端の海浜と同時期のものとみることができる。サンゴ礁段丘のサンゴ試料から測定された多くのウラン系列年代(稲垣ほか, 2005)とMIS 3の海面変化(Lambeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003)は、D, E, F段丘面群にのる水天宮砂丘地帯の砂丘はMIS 3の高海面期に形成されたことを示す。E, F面上にのる水天宮砂丘地帯北部・赤連砂丘地帯の砂丘は、F面末端にまで分布することから、段丘面との関係からはMIS 3後半の高海面期に対応して形成されたことが示唆される。これまでも更新世の最低位段丘形成末期に形成されていることが指摘されている(武永, 1968)。

3-2) テフラとの関係

喜界島で見いだされた上記テフラのうち、水天宮砂丘地帯北部の砂丘を覆うもっとも古いテフラはATである(図3)。それは砂丘間の凹地を埋積した土壤中に保存されている(図4)。ATと砂丘砂との間には、埋没凹地中の位置によって異なるが、数10 cmの厚さの土壤が堆積している。このことから、砂丘の形成が終わったのは、ATの降下年代(30,000 cal BP; Smith *et al.*, 2013)より若干前と考えられる。ATより下位のテフラ(Kj-7)はここでは認められない。

3-3) ^{14}C 年代との関係

水天宮砂丘地帯北部のNo. 11地点において上位埋没土壤と中位埋没土壤の間の砂層と、これと同層準とみられるNo. 4地点の砂層から得られた陸成巻貝 ^{14}C 年代は、それぞれ33,260 cal BP (No. 11-2), 33,771 cal BP (No. 4-1))で、ATの層位と整合した値を示す(図3, 7, 表4)。陸成巻貝については ^{14}C 年代異常の存在が指摘されているが、更新世の試料の場合は、測定誤差内にとどまるとされている(高橋・和田, 1998)。これららの ^{14}C 年代は上位にあるATの層位とも整合しているので、この年代は妥当な値を示していると考えられる。一方、No. 11地点の上位埋没土壤(No. 11-1)と中位埋没土壤(No. 11-3)の試料について測定された値は、上位のATの年代よりも新しく、陸成巻貝の値とも整合しないし、上下も逆転している(表4)。ここでは腐植の成熟度が低く、また新しい植物根などが混入したことによるものとみられる。これまで、水天宮砂丘地帯からいくつかの陸成巻貝の ^{14}C 年代が得られてきた(表4; 成瀬・井上, 1987; 高橋・和田, 1998)。それらの年代は28,000 ~ 35,000 ^{14}C BPを示す。これららの ^{14}C 年代は較正暦年代ではないが、今回得られた年代やATの年代と基本的には整合する。

以上の段丘面、テフラ、 ^{14}C 年代と砂丘との層位・年代関係から、水天宮砂丘地帯北部の中・上部砂丘堆積物の形成は3.2 ~ 3.5万年前ごろと考えられる。さらに今回得た古土壤間の砂丘の ^{14}C 年代から上位埋没土壤は3.4万年前より新しく、

中位埋没土壌はこれより古いと考えられる。

3-4) 水天宮砂丘地帯北部の砂丘形成開始

北部地区の砂丘の北西縁付近にある No. 7 地点では、砂丘砂に覆われた F 段丘堆積物最上部のサンゴ片について、42,800 cal BP の ^{14}C 年代が得られた (図 3, 表 4)。稲垣ほか (2005) によって F 面段丘上で得られた多くのサンゴのウラン系列年代のうち、もっとも若い年代は 4.1 万年前を示す。これが F 面離水年代に近い値であるとみられ、それは今回得られた ^{14}C 年代とほぼ整合する。

No. 7 地点ではこの段丘堆積物と砂丘砂との間には薄い土壌 (下位埋没土壌) があり、段丘離水後、若干の時間間隙があったことを示す (図 3)。この古土壌は、成瀬・井上 (1987) によっても示されている砂丘砂の下位にある海浜堆積物に形成された古土壌に相当するとみられる。これらのことは、F 段丘堆積物上に載る更新世砂丘は、これより海岸に続き、完新世砂丘によって覆われる F 面末端より海側にあった海浜から砂が供給されたことを示唆する。

以上のことから、この北部地区の大規模砂丘は、F 面の縁辺付近にあった 4 万年前ごろの海浜を供給源として、砂丘形成が開始されたものと考えられる。F 面の海食崖が示すように、F 面はさらにこの海食崖より海側にまで進出し、F 面の海岸を形成していった。上記の砂丘上部の年代からみると、3.2 万年前ごろまで砂丘砂供給源としての海浜が存在していたものと考えられる。

赤連砂丘地帯では、形成年代にかかわるテフラや ^{14}C 年代の資料は得られていないが、厚い砂丘砂が縦列砂丘をなすことや、その形成時期の海浜を示す位置が水天宮砂丘地帯北部の砂丘と同様の F 面の縁辺にあるという点からみて、水天宮砂丘地帯北部の砂丘と同時期の形成と考えられる。

以上から、水天宮砂丘地帯北部と赤連砂丘地帯の更新世砂丘は 3.2 ~ 4 万年前、すなわち MIS 3 の後半に形成されたと考えられる。

VI. 喜界島南西部の砂丘の形成環境

1) 完新世砂丘

日本列島の完新世海岸砂丘の形成は、一般にはおよそ 6,000 ^{14}C 年前以後とされる (遠藤, 1969; 角田, 1975; Endo, 1986; 成瀬, 1989 ほか)。これは K-Ah の年代より新しい。南九州の薩摩半島の吹上浜砂丘地帯では、台地を覆うもっとも古いとみられる完新世砂丘は K-Ah を覆っているし、大隅半島の志布志砂丘地帯の砂丘も池田降下軽石 (6,400 cal BP) よりも新しい (森脇, 未公表)。このように、日本列島の完新世海岸砂丘は一般に K-Ah より新しいのは、最終氷期末以降の海面上昇の高頂期が K-Ah の降下年代のころであり、このころ以後に砂州など海岸堆積域の陸化がはじまったことによる (遠藤, 1969; Moriwaki, 1982)。一方で、隆起の大きな地域や完新世海進以前の基盤地形が海岸に迫り、これを直接覆うようなところでは、これよりも古い時期にまでその形成開始がさかのぼる場合もあることが指摘されている (遠藤, 1969)。

喜界島において、これより古い時期、海面高頂期以前に砂丘の形成がみられるのは、喜界島が顕著な隆起地域にあり (町田ほか, 2001)、より古い海面上昇期に相対的に高海面期に近い状態をなし、海岸の離水が比較的早かったためと考えられる。加えて、喜界島においては、砂丘砂の構成物質にみられるように (Hanzawa, 1935)、海面上昇期も海岸にはサンゴや有孔虫などの海岸生物生産が活発であったため、海浜砂が豊富に供給されたことによると考えられる。喜界島南西部中里付近の砂丘の海岸側にある完新世海成段丘について、6,500 ^{14}C 年前ごろの年代、つまり K-Ah 降下期ごろの年代 (町田・新井, 1978) が得られていることは (三位・木越, 1966; Omoto *et al.*, 1976)、K-Ah 降下以前の完新世砂丘砂堆積時の海岸は喜界島弓道場 No. 2 地点に近い位置にあったことを示す。それは、上記の K-Ah 降下以前の砂丘形成が示す海浜が No. 2 地点の近隣に存在していたことと整合する。加えて、更新世砂丘が完新世段丘と接する F 面段丘崖まで分布している

図9 喜界島南西部の海岸環境と砂丘の古地理変化。a：更新世砂丘，b：更新世段丘，c：完新世砂丘，d：完新世段丘・低地，e：海，現汀線。

Fig. 9 Palaeogeographic changes in coastal environments and sand dunes at the southwestern part of Kikaijima. a: Pleistocene sand dune, b: Pleistocene terrace, c: Holocene sand dune, d: Holocene terrace, lowland, e: Sea, present shoreline.

ことは、この砂丘が完新世の海進による海岸侵食を受け、当時の海浜に堆積した砂も完新世の砂丘形成に寄与していることを示唆する。

K-Ah 以前の腐植層が示す砂丘の固定と活動は、砂丘砂供給源としての海浜の形成に関わる海岸環境の変化によると考えられるが、詳細は今後の課題である。喜界島南西部で広く認められる 3,000～4,500 ^{14}C 年前頃の腐植層は、全国的に認められている旧期クロスナ層（遠藤, 1969）に対比されるとみられる。南九州、大隅半島東岸の志布志砂丘では、弥生時代中期～弥生時代終末期の住居趾を含むクロスナ層が、その後の古墳時代

以降の砂丘砂によって覆われている（Ngasako, 2001; 大崎町教育委員会, 2006）。こうした点は、この時期の砂丘の固定に、縄文後期から弥生期にかけての海面変化や気候変化など広域に共通する環境変化が関わっていることを示唆する。

2) 更新世砂丘

2-1) 海岸環境との関係

上記の諸点から、砂丘形成に関わる海岸環境の変化と編年を図9, 10のように描くことができる。MIS 3 前期には、百之台を中心とする陸域の南側の海域で、サンゴ礁が陸化した。この小島に形成された砂浜海岸の背後に小規模な横列海岸

図 10 喜界島の砂丘編年と気候変化・海面変化の関係。喜界島：黄色、橙色はそれぞれ完新世，更新世の砂丘形成期，幅は相対的規模，赤色線はテフラ層位。A～E：酸素同位体記録， $\delta^{18}\text{O}$ (‰)，A：氷床コア，グリーンランド NGRIP，GICC05 (Lowe *et al.*, 2008)，番号は D-O warming event (Dansgaard *et al.*, 1993; Dokken *et al.*, 2013)，H1～H6 は Heinrich event (Bond and Lotti, 1995; Rashid and Hesse, 2003) による。B：氷床コア，南極 Byrd，A1～A4：Antarctica warm events (Blunier and Brook, 2001)，C：石筍，中国 Hulu (Wang *et al.*, 2001)，D：海底コア，四国沖 MD012422 (池原ほか, 2006)，E：海底コア，東シナ海北部 MD982195 (Ijiri *et al.*, 2005)，Sz-S と N-Ym のテフラ層位は Moriwaki *et al.* (2016) による。F：海面変化：1) Yokoyama *et al.* (2007)，2) Thompson and Goldstein (2006)，3) Siddall *et al.* (2003)，4) Chappell (2002)，5) Lambeck *et al.* (2002)。

Fig. 10 Chronology of sand dunes in Kikaijima and its relations to climatic and sea-level changes. Column of Kikaijima: Yellow and orange patterns denote the stage of the formation of Holocene and Pleistocene sand dunes respectively, and its width, relative sizes of sand dunes, and red line, stratigraphic position of marker tephra. A-E: Oxygen isotope records $\delta^{18}\text{O}$ (‰). A: Greenland ice core NGRIP, GICC05 (Lowe *et al.*, 2008). Numbers denote D-O warming events (Dansgaard *et al.*, 1993; Dokken *et al.*, 2013), H1-H6, Heinrich event (Bond and Lotti, 1995; Rashid and Hesse, 2003). B: Antarctica ice core Byrd, A1-A4; Antarctica warm events (Blunier and Brook, 2001). C: Stalagmite, Hulu, China (Wang *et al.*, 2001). D: Marine core, MD012422, off Shikoku (Ikehara *et al.*, 2006). E: Marine core, MD982195, northern part of the East China Sea (Ijiri *et al.*, 2005), after Moriwaki *et al.* (2016) for the stratigraphic positions of Sz-S and N-Ym tephras. F: Sea-level change; 1) Yokoyama *et al.* (2007), 2) Thompson and Goldstein (2006), 3) Siddall *et al.* (2003), 4) Chappell (2002), 5) Lambeck *et al.* (2002).

砂丘が形成された。隆起に伴い，この小島は段丘と海岸沿いに砂丘をつくりながら拡大していった (MIS 3 中期)。MIS 3 後期には，百之台を中心とする陸域と水天宮砂丘地帯の陸域との間にある

海域は離水が進行し，陸化した。そして，中里から湾・赤連にかけての喜界島南西部北岸域に，豊富な砂丘砂の供給場となる砂浜海岸が形成され，ここを供給源として大規模な砂丘が形成された。

完新世の高海面期にはほぼ全島を取りまいて海岸砂丘が形成された。MIS 3 の大規模海岸砂丘の海岸とほぼ同じ場所に、とくに規模の大きい砂丘が形成された。

一連の古地理変化は、海岸砂丘形成にとって、堆積物供給源としての砂浜海岸の形成が第一義的に重要であることを示す。A, B, C 段丘面の分布（太田・大村, 2000; Moriwaki, 2016）から明らかに、MIS 5e, 5c, 5a の最終間氷期の高海面期には島の規模が小さかったため、砂丘形成に十分な砂浜海岸が形成されなかった。MIS 3 初期の D 段丘面形成になって、南西部の小島に砂丘が形成されはじめたが、北側には、MIS 3 の D, E, F 面が形成されたにもかかわらず、砂丘が形成されなかったのは、海況環境などにより顕著な砂浜海岸の形成がなかったことによると考えられる。

現在の水天宮砂丘地帯周辺には、E, F 段丘堆積物最上部にサンゴ礫を含む比較的厚い砂堆積物が認められ、浜堤や砂州を形成している。Hanzawa (1935) は喜界島南西部の北岸沿いの MIS 3 面 (F 面) に、砂を含む砂礫層 (頭礫層) を広く認めているし、また三位・木越 (1966)、斎藤ほか (1972) も海浜砂の存在を指摘している。このことは、F 面形成期には、砂丘砂の供給源となる海浜砂が南西部に広く存在していたことを示す。水天宮砂丘地帯・赤連砂丘地帯の大規模な砂丘の形成は、第一義的には、隆起による陸地の拡大に伴って、F 面形成の MIS 3 後半に周辺海岸などから豊富な海浜砂が生産・集積しやすい海岸環境が形成され、これによって砂丘砂供給源としての砂浜海岸が形成されたことによるものと考えられる。

喜界島南西部の水天宮・赤連砂丘地帯の大規模な砂丘は、氷期の形成としては特異な形成期をもち（三位・木越, 1966; 成瀬・井上, 1987）、その形成環境には氷期の乾燥・強風の気候環境が関わっていることが指摘された（三位, 1965）。一方、成瀬・井上 (1987) は、砂丘が氷期に形成された石灰岩上に載ることから、砂丘の形成が隆起の激しい地域でみられる特徴的な現象である可能

性を示唆している。今回の結果は、基本的には成瀬・井上 (1987) のこの指摘を支持している。しかしこの報告では、当時の氷期・間氷期という大枠での知見から、水天宮砂丘の形成は氷期の形成という気候環境によることが示唆されている。上記のように、この砂丘は、氷期のなかでも亜間氷期の高海面期 (F 面形成期) に対応した形成、すなわち MIS 3 後期の高海面期に対応して形成され、これが隆起により現在の陸上に残されたものである。完新世 (間氷期, MIS 1) の砂丘が存在していることからみても、水天宮砂丘地帯の MIS 3 の砂丘の存在は、第一義的には、氷期特有の形成環境によるものというよりも、高海面期に対応した海岸環境によるとみた方がより適切であろう。一方、後述の気候変化との関係のところで検討しているように、水天宮砂丘地帯の MIS 3 後期の砂丘の大規模化は、完新世よりも強い乾燥と風の気候環境が関与していることが推定される。

2-2) 海面変化との関係

異なる方法で求められた氷床量変化に対応するいくつかの海面変化曲線について、MIS 3 の時期に共通していることは、20 ~ 30 m の規模で 4 回の上下変動があり、海水準は全体として前半は -60 m、後半は -80 m に下がったという点である（図 10; Siddall *et al.*, 2008）。喜界島南西部の大規模な水天宮・赤連砂丘の形成は、形成年代 (3.2 ~ 4 万年前) からいえば、MIS 3 最新の高海面期 (3.9 ~ 3.8 万年前から 3 ~ 2.7 万年前; Chappell, 2002; Lambeck *et al.*, 2002; Thompson and Goldstein, 2006; Siddall *et al.*, 2003) に対応している。

日本列島では、OSL 年代から特定された MIS 3 前期の海岸砂丘が鳥取砂丘地帯で認められている (Tamura *et al.*, 2001)。喜界島と共通することは、その基本的な形成は、気候変化によるものではなく、MIS 3 の高海面期の海岸からの砂丘砂供給によるものであることである。細かくみるとその形成期は喜界島の水天宮・赤連地区の大規模砂丘のそれ (MIS 3 後期) とずれる。それは、次のような、砂丘砂の供給源と運搬距離、その場

所の隆起という点から検討が可能である。上記のように、喜界島の水天宮・赤連地区の大規模砂丘は、砂丘砂供給源としての海浜砂の生産・堆積量が MIS 3 後期に多大となって形成され、これが隆起により現在の陸上に出現した。一方、鳥取砂丘地帯の MIS 3 前期の砂丘形成については、上記の MIS 3 前・後期の海面位置から知られるように、相対的に海面の低い MIS 3 後期の海岸は砂丘砂が到達できる限界距離以上のところに存在したのに対し、よりの海面の高い MIS 3 前期の海岸は、砂丘砂が現在の砂丘地帯に到達できる距離にあったことによる (Tamura *et al.*, 2001)。

2-3) 気候変化との関係

前記のように喜界島南部の水天宮・赤連地区の大規模砂丘は、海岸側にある完新世砂丘とは形態が異なり、全体として北西-南東方向に長軸をもち、さらにそのなかの主要な尾根筋とこれと同時期に形成された谷筋も同様の方向をもち、砂丘砂層の層理の走向もこの方向の風向を示すことは、この砂丘が縦列砂丘であることを示す。北九州の沿岸では、最終氷期には縦列砂丘が形成されている (成瀬, 1976)。鳥取海岸では MIS 3 において、当時の海浜から 5 km 内陸にあたる現在の海岸地帯に砂丘砂が到達したとされる (Tamura *et al.*, 2001)。それは縦列砂丘の存在を示唆し、喜界島での結果と符合している。縦列砂丘は、砂丘地形のなかでももっとも強い風によってつくられるとされる (貝塚, 1998)。このことは、完新世中・後期の砂丘形成の時期に比べれば、より寒冷的な気候下にある MIS 3 の時期において、より強い風が卓越していたことを示唆している。大陸の大規模な内陸砂丘地帯では、MIS 3 において強風・乾燥によって広く砂丘が活動したことが指摘されている (Fitzsimmons *et al.*, 2007; 遠藤, 2017)。以上の諸点は、喜界島の水天宮砂丘形成については、上記した大規模化とともに、形態においても MIS 3 の強風・乾燥の気候環境が関わっていることを示唆している。

水天宮・赤連地区の大規模砂丘の砂丘堆積物のなかに挟まれる古土壌は、寒冷期に中国大陸からの風成塵の降下・堆積によって形成されたとされ

る (成瀬・井上, 1987)。今回の編年からすると、全体的には古土壌を含む砂丘堆積物は、上記のように MIS 3 の 4 回の海面の上下変動のうち、およそ 4 万年前から 3 万年前の最新の高海面期にあたる。詳しくみるとこの時期には細かな海面の上下変動がある (図 10)。気候的には、この時期には D-O warming events 5 ~ 8 とこれに挟まれた寒冷期がある (図 10; Dokken *et al.*, 2013)。この変化に、喜界島に近い中国大陸の鍾乳石の酸素同位体変化がよく対応しているとされ (Wang *et al.*, 2001)、喜界島もこうしたイベントと関わっていることが予想される。このことから、喜界島の古土壌の形成が寒冷期形成 (成瀬・井上, 1987) とすると、古土壌の形成は D-O イベントの間の寒冷期に対応し、上記のように高海面期に形成されたと考えられる砂丘の形成期は、D-O warming events 5 ~ 8 の温暖期に対応しているとみることもできる。

一方で、MIS 3 の海面変化 (氷床変化) はグリーンランド氷床コアの気候シグナルよりも、これと温暖寒冷がシーソー関係で変化した南極の気候シグナルに対応しており、MIS 3 の高海面は南極の温暖シグナルつまり北半球の寒冷シグナルに対応しているとする見解もある (Siddall *et al.*, 2008)。そうすると、水天宮砂丘地帯・赤連砂丘地帯の大規模な砂丘の形成は、北半球の D-O サイクルの寒冷イベントに対応し、古土壌形成とタイミングは同じということになる。

グローバルな気候変化と海面変化は、解決すべき課題が残されているが、これをさらに深化させる重要な点の 1 つは年代・対比・編年の高確度化である (Siddall *et al.*, 2008)。喜界島を含む南西諸島の砂丘・古土壌編年のさらなる高確度化・高精度化は、こうした広域で詳細な気候変化・海面変化との対応関係を深化させる上で、今後興味ある課題を提供する。

VII. ま と め

後期更新世以降の顕著な隆起サンゴ礁段丘からなる喜界島は、現在より数 10 m 低かった MIS 3 の時期の海岸砂丘が陸上でみられる特異なところ

である。加えて、完新世（MIS 1）の砂丘が近接して共在し、異なる環境下で形成された砂丘の形成環境を比較検討する上で好条件をもっている。テフラ、 ^{14}C 年代資料など砂丘の編年資料も比較的豊富に得ることができる。今回、喜界島南西部において完新世・更新世砂丘の分布と構造を明らかにし、これをテフラ、 ^{14}C 年代、サンゴ礁段丘との関係から編年し、その形成環境を検討した。

K-Ah、ATの広域テフラを含む9層のテフラが見いだされた。Kj-1～Kj-7と名づけた他の7層の細粒テフラは、今回新しく見いだしたもので、ATの下位に1層、ATとK-Ahの間に6層ある。それらは、トカラ列島の諸火山に由来するとみられる。上位6層のテフラの年代は13,000年前から30,000年前の間に入る。

完新世の砂丘は、K-Ah降下以前のおよそ8,000年前の海進最盛期前に形成を開始した。それは喜界島が隆起域で、海岸の離水が海進最盛期以前にはじまったことと、サンゴや有孔虫など南西諸島以南特有の石灰質海浜砂の生産が高かったためとみられる。

喜界島南西部の水天宮砂丘地帯と赤連砂丘地帯における更新世砂丘の詳しい分布と構造の知見からみると、この地帯の砂丘は、水天宮砂丘地帯南部の小規模な横列砂丘と、水天宮砂丘地帯北部・赤連砂丘地帯の大規模な縦列砂丘からなる。南部の横列砂丘は、MIS 3の高位の面から隆起による離水に伴って、小規模な海岸砂丘として形成されていった。水天宮砂丘地帯北部と赤連砂丘地帯において、MIS 3の段丘面でも最下位の面に分布する大規模な砂丘は、MIS 3後期の4万年前から3.2万年前に形成された。

編年の詳細が明らかな喜界島全体の海成段丘面と砂丘形成との関係は、砂丘の形成には砂丘砂供給源としての砂浜海岸の存否が第一義的に関わっていることを示す。更新世砂丘の編年は、砂丘形成が海況変化に影響したMIS 3の海面変化のうち少なくとも4回の高海面期と関わっていることを示唆する。一方、水天宮砂丘地帯北部と赤連砂丘地帯の大規模な砂丘は縦列砂丘の形態を示し、完新世の砂丘とは異なる。こうした砂丘の規模と

形態は、完新世より寒冷なMIS 3の時期の卓越風の強さを反映しているとみられる。

MIS 3の海岸砂丘形成は、MIS 3の細かな海面変化（Lambeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003）と関わっていると推定される。喜界島は、砂丘と埋没土壌を含む堆積物の精度のよい編年を行える環境にあり、さらに細分可能なMIS 3段丘面群が存在し、MIS 3の細かな海面変化・海岸環境変化と砂丘形成の関係を検討できる潜在的な条件を備えている。その解明は、東アジアの気候変化やグローバルな海面変化と、これに影響を受けた海岸環境・気候環境の変化に伴う砂丘形成との関係について、より高確度・高精度の解明を促進するであろう。テフラはその際の重要な編年資料の1つとなりうる。今回の報告は、砂丘の編年を、近隣海底コアの酸素同位体の変化とテフラによってリンクさせ、さらに、これと中国大陸の洞窟などで得られている気候変化、そして氷床コアなどグローバルな高分解能気候変化、海面変化とリンクさせることによって、砂丘形成と環境変化との関係が高精度で検討可能な展望を開くことができたと考える。南九州・南西諸島において、テフラをもとにした後期更新世以降のさまざまな古環境・文化諸要素の高精度編年を統合し、それらの相互関係が検討されている（Moriwaki *et al.*, 2016）。本報告の結果は、その一環として位置づけることができる。

謝 辞

国立極地研究所の三浦英樹准教授には海面変化について、田上善夫富山大学名誉教授には気候環境について教示を受けた。元喜界町教育委員会の澄田直敏氏にはテフラを提供していただいた。松原信之氏をはじめとする喜界町埋蔵文化財センターの方々には、現地調査、文献などさまざまな教示・便宜を受けた。David J. Lowe ワイカト大学教授には英文をみていただいた。遠藤邦彦日本大学名誉教授には砂丘形成に関する文献情報と教示を受けた。査読者には有益なコメントをいただいた。本研究には2018～2020年度科学研究費補助金（基盤研究（C）, 課題番号18K01122）を使用した。深く感謝いたします。

文 献

- Blunier, T. and Brook, E. (2001): Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, **291**, 109–112.
- Bond, G.C. and Lotti, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, **267**, 1005–1010.
- Chappell, J. (2002): Sea level changes forced ice break-outs in the Last Glacial Cycle: New results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1229–1240.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S. Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218–220.
- Dokken, T.M., Nisancioglu, K.H., Li, C., Battisti, D.S. and Kissel, C. (2013): Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. *Paleoenvironmental Research*, **28**, 491–502.
- 遠藤邦彦 (1969): 日本における沖積世の砂丘の形成について. 地理学評論, **42**, 159–162. [Endo, K. (1969): The formation and fixing of Holocene sand dunes in Japan. *Geographical Review of Japan*, **42**, 159–162. (in Japanese with English abstract)]
- Endo, K. (1986): Coastal sand dunes in Japan. *Proceedings of the Institute of Natural Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University, Earth Sciences*, **21**, 37–54.
- 遠藤邦彦 (2017): 古地形・堆積物からさぐる古気候・環境変遷. 山川修治・常盤勝美・渡来 靖編: 気候変動の事典. 朝倉書店, 366–375. [Endo, K. (2017): Paleoclimate environmental evolution in geomorphic processes and sediments. in *Encyclopedia of Climatic Variations* edited by Yamakawa, S., Tokiwa, K. and Watarai, Y., Asakura Shoten, 366–375. (in Japanese)*]
- Fitzsimmons, K.E., Rhodes, E.J., Magee, J.W. and Barrows, T.T. (2007): The timing of linear dune activity in the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2598–2616.
- Hanzawa, S. (1935): Topography and geology of the Riukyu Islands. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, 2nd Series*, **17**, 1–61.
- Ijiri, A., Wang, L., Oba, T., Kawahata, H., Huang, C.-Y. and Huan, C.-Y. (2005): Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **219**, 239–261.
- 池原 実・村山雅史・多田井 修・外西奈津美・大道修宏・川幡穂高・安田尚登 (2006): 四国沖から採取された2本の IMAGES コアを用いた第四紀後期におけるテフラ層序. 化石, **79**, 60–76. [Ikehara, M., Murayama, M., Tada, O., Hokanishi, N., Daido, N., Kawahata, H. and Yasuda, H. (2006): Late Quaternary tephrochronology of two IMAGES cores taken from the off Shikoku in the Northwest Pacific. *Fossils, the Palaeontological Society of Japan*, **79**, 60–76. (in Japanese with English abstract)]
- 稲垣美幸・大村明雄・八木洋江・加藤道雄 (2005): 喜界島に分布する後期更新世最下位段丘構成物の堆積年代. 第四紀研究, **44**, 93–106. [Inagaki, M., Omura, A., Yagi, H. and Kato, M. (2005): U-series ages of Carbonate sediments underlying the lowest marine terrace of the upper Pleistocene in Kikai Island, central Ryukyus, Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **44**, 93–106. (in Japanese with English abstract)]
- 貝塚爽平 (1998): 発達史地形学. 東京大学出版会. [Kaizuka, S. (1998): *Historical Geomorphology*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K., Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995): AMS ^{14}C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon*, **37**, 371–381.
- 小林哲夫 (2013): 徳之島に分布する火山灰層と津波堆積物—徳之島における火山災害および津波災害の可能性—. 「南九州から南西諸島における総合的防災研究の推進と地域防災体制の構築」報告書, 鹿児島大学地域防災教育研究センター, 141–145. [Kobayashi, T. (2013): Volcanic ash layers and tsunami deposits in Tokunoshima—Potential of volcanic and tsunami disasters in Tokunoshima—. *Reports on the Construction of Regional System for Natural Hazards and Promotion of the Comprehensive Study on the Natural Hazards in Southern Kyushu and Nansei Islands (Minami Kyushu Kara Nansei Shoto Ni Okeru Sogoteki Bosai Kenkyu No Suishin To Chiiki Bosai Taisei No Kochiku Hokokusho)*, Research and Education Center for Natural Hazards, Kagoshima University, 141–145. (in Japanese)*]
- Konishi, K., Omura, A. and Nakamichi, O. (1974): Radiometric coral ages and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ryukyu Islands. *Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium, Australia*, 595–613.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T. (2002): Into and out of the Last Glacial Maximum: Sea-level change during oxygen isotope stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 343–360.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C. and INTIMATE Group (2008): Synchronization of paleoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 6–17.
- 町田 洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, **17**, 143–163. [Machida, H. and Arai, F. (1978):

- Akahoya ash—A widespread marker erupted from Kikai caldera, southern Kyushu, Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **17**, 143–163. (in Japanese with English abstract)]
- 町田 洋・新井房夫 (2003): 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会. [Machida, H. and Arai, F. (2003): *Atlas of Tephra in and around of Japan*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治 (2001): 日本の地形 7「九州・南西諸島」. 東京大学出版会. [Machida, H., Ota, Y., Kawana, T., Mori-waki, H. and Nagaoka, S. (2001): *Geomorphology of Kyushu and the Ryukyus, Regional Geomorphology of the Japanese Islands, Vol.7*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- 三位秀夫 (1965): 海岸砂丘の形成について. 第四紀研究, **4**, 5–12. [Mii, H. (1965): Development of coastal dunes in Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **4**, 5–12. (in Japanese with English abstract)]
- 三位秀夫・木越邦彦 (1966): 奄美群島喜界島の旧汀線堆積物と海岸砂丘の ^{14}C 年代. 地球科学, **82**, 43–45. [Mii, H. and Kigoshi, K. (1966): ^{14}C ages of past shore deposits and coastal sand dune in Kikaijima, Amami Islands. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **82**, 43–45. (in Japanese)*]
- Moriwaki, H. (1982): Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **17**, 1–42.
- Moriwaki, H. (2016): Landforms of Kikai-jima island, the Ryukyu Islands with special reference to sand dunes. in *The Amami Islands* edited by Kawai, K., Terada, R. and Kuwahata, S., Kagoshima University Research Center for the Pacific islands, 90–93.
- 森脇 広・永迫俊郎・新井房夫 (2009): トカラ列島における後期更新世以降のテフラ. 第四紀研究, **48**, 271–287. [Moriwaki, H., Nagasako, T. and Arai, F. (2009): Late Pleistocene and Holocene tephra in the Tokara Islands, southern Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **48**, 271–287. (in Japanese with English abstract)]
- Moriwaki, H., Nakamura, N., Nagasako, T., Lowe, D.J. and Sangawa, T. (2016): The role of tephra in developing a high-precision chronostratigraphy for palaeoenvironmental reconstruction and archaeology in southern Kyushu, Japan, since 30,000 cal. BP: An integration. *Quaternary International*, **397**, 79–92.
- Nagaoka, S. (1988): Late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Geographical Report of Tokyo Metropolitan University*, **23**, 49–122.
- Nagasako, T. (2001): The geoarchaeology of the Sawame Site of the Shibushi coastal dune, Kyushu Island, Japan, and implications for Japanese history. in *Australasian Connections and New Directions: Proceedings of the 7th Australasian Archaeometry Conference, Research in Anthropology and Linguistics*, 5 edited by Jones, M. and Sheppard, P., 231–240.
- 中川久夫 (1969): 奄美群島 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (2). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, **68**, 1–17. [Nakagawa, H. (1969): Geology of Tokunoshima, Okierabujima, Yoronoto and Kikaijima, Amami Gunto, part 2. *Contributions from the Institute of Geology and Paleontology Tohoku University*, **68**, 1–17. (in Japanese with English abstract)]
- 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**, 87–108. [Nakata, T., Takahashi, T. and Koba, M. (1978): Holocene-emerged coral reefs and sea-level changes in the Ryukyu Islands. *Geographical Review of Japan*, **51**, 87–108. (in Japanese with English abstract)]
- 成瀬敏郎 (1976): 北九州海岸のヴュルム氷期の砂丘形成と古土壌. 第四紀研究, **15**, 35–46. [Naruse, T. (1976): A study of the formation of sand dunes and paleosols in the Würm Glacial Age, north Kyushu. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **15**, 35–46. (in Japanese with English abstract)]
- 成瀬敏郎 (1989): 日本の海岸砂丘. 地理学評論, **62**, 129–144. [Naruse, T. (1989): Coastal sand dunes in Japan. *Geographical Review of Japan*, **62**, 129–144. (in Japanese with English abstract)]
- 成瀬敏郎・井上克弘 (1987): 喜界島の石灰質風成砂層の ^{14}C 年代—日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (164)—. 地球科学, **41**, 198–201. [Naruse, T. and Inoue, K. (1989): ^{14}C ages of eolianites in Kikai, Ryukyu Islands— ^{14}C age of the Quaternary deposits in Japan (164)—. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **41**, 198–201. (in Japanese)]
- 能勢正之 (1971): Dune-Rock について (第二報)—喜界島における分布と出現形態—. 鹿児島地理学会紀要, **19**, 81–90. [Nose, M. (1971): Dune-rock (2)—Its distribution and occurrence in Kikaijima. *Journal of Geographical Association of Kagoshima*, **19**, 81–91. (in Japanese)*]
- 奥野 充・小林哲夫 (1994): 種子島に分布する後期更新世テフラ. 第四紀研究, **33**, 113–117. [Okuno, M. and Kobayashi, T. (1994): Late Pleistocene tephra layers distributed on Tane Island, southwest Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **33**, 113–117. (in Japanese with English abstract)]
- Okuno, M., Torii, M., Naruo, H., Saito-Kokubu, Y. and Kobayashi, T. (2012): AMS ^{14}C dates and major element composition of glass shards of late Pleistocene tephra on Tanegashima Island, southern Japan. *Radiocarbon*, **54**, 351–358.
- Omoto, K., Nakata, T. and Koba, M. (1976): Tohoku University radiocarbon measurements, IV. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series, Geography*, **26**, 299–310.
- 大村明雄 (1988): 中部琉球喜界島の地史—琉球石灰

- 岩サンゴ化石のウラン系列年代測定法のまとめとして。地質学論集, **29**, 253-268. [Omura, A. (1988): Geologic history of the Kikai Island, central Ryukyus, Japan: Summary of uranium-series dating of fossil corals from the Riukiu Limestone. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, **29**, 253-268. (in Japanese with English abstract)]
- 大崎町教育委員会 (2006): 大崎町教育委員会発掘調査報告書 (6)―美堂 A 遺跡―。県営農免農道整備事業 (大崎中央 2 期地区) に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書。44p. [Board of Education of Osaki Town (2006): *Report of Archeological Excavation of the Board of Education, Osaki Town (6)―Mido (A) Site―*. *Archeological Excavation Report for Buried Cultural Remains Associated with Road Construction by Kagoshima Prefecture (Osakicho Kyoiku Iinkai Hakkutsu Chosa Hokokusho 6 Mido A Iseki Kenei Nomen Nodo Seibi Jigyo Osaki Chuo 2 Ki Chiku Ni Tomonau Maizo Bunkazai Hakkutsu Chosa Hokokusho)*, 44p. (in Japanese)*]
- 太田陽子・大村明雄 (2000): 南西諸島, 喜界島のサンゴ礁段丘の研究小史と問題点。第四紀研究, **39**, 45-53. [Ota, Y. and Omura, A. (2000): Review of coral reef terrace studies at Kikai Island, Ryukyu Islands, southwestern Japan. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **39**, 45-53. (in Japanese with English abstract)]
- 太田陽子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大村明雄 (1978): 琉球列島喜界島の完新世海成段丘―完新世海面変化研究へのアプローチ―。地理学評論, **51**, 109-130. [Ota, Y., Machida, M., Hori, N., Konishi, K. and Omura, A. (1978): Holocene raised coral reefs of Kikai-jima (Ryukyu Islands)―An approach to Holocene sea level study―. *Geographical Review of Japan*, **51**, 109-130. (in Japanese with English abstract)]
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道夫・町田 洋・松田時彦 (2010): 日本列島の地形学。東京大学出版会。[Ota, Y., Koike, K., Chinzei, K., Nogami, M. and Matsuda, T. (2010): *Geomorphology of the Japanese Islands*. University of Tokyo Press. (in Japanese)]
- Rashid, H. and Hesse, R. (2003): Evidence for an additional Heinrich event between H5 and H6 in the Labrador Sea. *Paleoceanography*, **18**, 1007-1021.
- 斎藤 毅・川口 昇・木庭元晴 (1972): 喜界島の砂丘について。鹿児島地理学会紀要, **20**, 55-61. [Saito, T., Kawaguchi, N. and Koba, M. (1972): Sand dunes in Kikaijima. *Journal of Geographical Association of Kagoshima*, **20**, 55-61. (in Japanese)*]
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003): Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, **423**, 853-858.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Thompson, W.G. and Waelbroeck, C. (2008): Marine Isotope Stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics*, **46**, 1-29.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013): Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- 角田清美 (1975): 日本海および東シナ海沿岸の主な海岸砂丘地帯の形成期と固定期について。第四紀研究, **14**, 251-276. [Sumita, K. (1975): On the forming and fixing of sand dunes in some coastal dune regions along the Sea of Japan and the East China Sea in Holocene. *Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu)*, **14**, 251-276. (in Japanese with English abstract)]
- 角田清美 (1977): 喜界島, 水天宮砂丘地内のクロスナ層の ^{14}C 年代―日本の第四紀層の ^{14}C 年代 (117)―。地球科学, **31**, 134-135. [Sumita, K. (1977): ^{14}C ages of humic soils in Suitengu sand dunes, Kikaijima― ^{14}C age of the Quaternary deposits in Japan (117)―. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **31**, 134-135. (in Japanese)*]
- 澄田直敏・堂込秀人・池畑耕一 (2003): 喜界町総合グラウンド遺跡 (弓道場) 出土の土器。鹿児島考古, **37**, 25-32. [Sumita, N., Dogome, H. and Ikehata, K. (2003): Earthenwares excavated at the archaeological remains in the General Ground of Kikai Town. *Archeology of Kagoshima*, **37**, 25-32. (in Japanese)*]
- 高橋秀一・和田秀樹 (1998): 静岡大学 ^{14}C 年代データ集 2。静岡大学地球科学研究報告, **25**, 19-29. [Takahashi, S. and Wada, H. (1998): Radiocarbon age determination at Shizuoka University (2). *Geoscience Reports of Shizuoka University*, **25**, 19-29. (in Japanese with English abstract)]
- 高橋秀一・和田秀樹・青木 浩・中村俊夫 (1998): 鹿児島県喜界島陸産貝類の ^{14}C 濃度以上について。名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **9**, 201-211. [Takahashi, S., Wada, H., Aoki, H. and Nakamura, T. (1998): ^{14}C concentration anomaly of land-snail for ^{14}C age determination in Kikai Island, Kagoshima Prefecture, southwest Japan. *Summaries of Researches Using AMS at Nagoya University*, **9**, 201-211. (in Japanese with English abstract)]
- 武永健一郎 (1968): 喜界島の地形・地質。奄美群島自然公園予定地基本調査書, 鹿児島県, 263-300. [Takenaga, K. (1968): Landforms and geology of Kikaijima. *Fundamental Reports on the District Planned Sites for Natural Park of Amami Islands (Amami Gunto Shizen Koen Yoteichi Kihon Chosasho)*, Kagoshima Prefecture, 263-300. (in Japanese)*]
- Tamura, T., Kodama, Y., Bateman, M.D., Saitoh, Y., Watanabe, K., Matsumoto, D. and Yamaguchi, N.

- (2001): Coastal barrier dune construction during sea-level highstands in MIS 3 and 5a on Tottori coast-line, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **308**, 492–501.
- Thompson, W.G., and Goldstein, S.L. (2006): A radiometric calibration of the SPECMAP timescale. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3207–3215.
- Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. and Dorale, J.A. (2001): A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, **294**, 2345–2348.
- 横尾正樹 (2012): 琉球列島における縄文時代早期から中期にかけての土器文化の展開. 南島考古, **31**, 13–30. [Yokoo, M. (2012): Development of ceramic culture in the Ryukyus in Early Jomon to middle Jomon period. *Nanto Koko*, **31**, 13–30. (in Japanese)*]
- Yokoyama, Y., Kido, Y., Tada, R., Minami, I., Finkel, R.C. and Matsuzaki, H. (2007): Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50,000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **247**, 5–17.
- * Title etc. translated by H.M.