

# 地形・地質から見た鳴門海峡の成立

地質班 (地学団体研究会)

西山 賢一<sup>1\*</sup> 瀬部 直之<sup>2</sup> 石田 啓祐<sup>1</sup> 中尾 賢一<sup>3</sup> 辻野 泰之<sup>3</sup> 橋本 寿夫<sup>4</sup>

**要旨:** 鳴門海峡に関する既存の地形・地質学的研究をレビューするとともに、海峡近隣の小鳴門海峡で掘削されたボーリング試料の分析を行い、新第三紀以降の鳴門海峡の形成過程についての議論を整理した。鳴門海峡は、基盤をなす和泉層群の差別侵食によって形成された岬地形に、約21万年前以降に海水が播磨灘側へ流入するようになって成立したと考える説が有力である。渦潮を伴う強い海流による海底の侵食が海釜を形成した。海水準変動により、氷期には鳴門海峡は陸化し、間氷期には水没する変化が繰り返されたと考えられる。

**キーワード:** 鳴門海峡, 和泉層群, 海釜, 海水準変動

## 1. はじめに

鳴門海峡は、日本で最も潮流が早い海峡の一つとされており、その特異な景観を活かして、徳島県および兵庫県を代表する観光地となっている(図1)。地形学的・地質学的な見地からみた鳴門海峡の成立過程に関しては、古くから注目され、これまでに多くの研究がなされてきている(桑代, 1959; 中野・小林, 1959; 近畿地方建設局, 1970; 宮島, 1976; 1982; 国土地理院, 1984; 石田, 1986; 西村, 1986など)。一方、1990年代以降、第四紀後期の地層の形成過程に関して、詳細な年代目盛りを加えた研究や、海進・海退プロセスを考慮した研究が増加している。鳴門海峡の成立過程を検討するためには、1990年代以降の新しい研究成果に基づく知見

を加えて考える必要がある。本報告では、地形・地質学的にみた鳴門海峡の成立過程に関する既存の研究結果を整理して記述した。また、今回新たに、小鳴門海峡で掘削されたボーリング資料の層相および挟在するテフラ(火山灰)の検討を行い、更新世後期の古環境に関して検討を行った。

なお、本報告で用いる年代値は、過去約4万年間

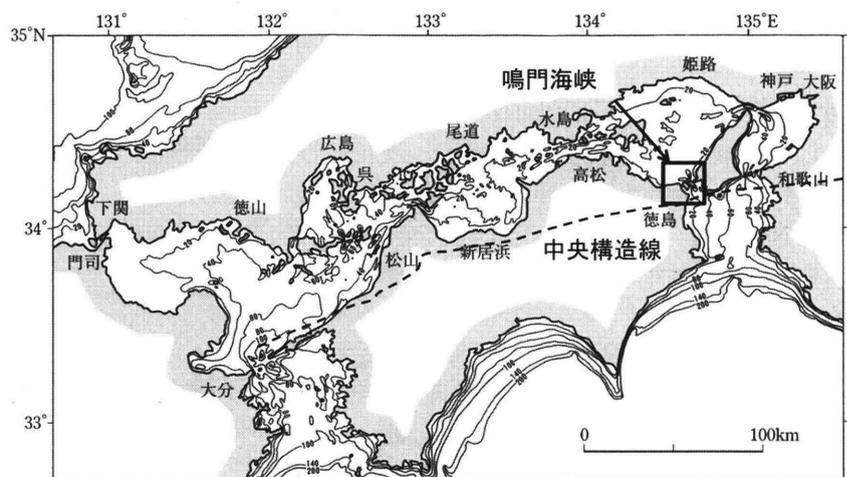


図1 瀬戸内海の海底地形(八島, 1994に加筆). 数値は水深(m)

1 徳島大学, 2 (株)大塚製薬工場, 3 徳島県立博物館, 4 阿波市立市場中学校

\* 770-8506 徳島市南常三島町2-1 nishiyama@tokushima-u.ac.jp

は、<sup>14</sup>C年代を暦年 (cal yBP) に換算された値、それ以前は未補正の値を用いた。暦年とは、1950年を基準 (0 yBP) としてさかのぼる年数を求め、過去の<sup>14</sup>C濃度の補正を行って実年代に近づけた値であり、BC (紀元前) またはAD (西暦) での表記も可能である。本稿では、暦年換算値・未補正値のいずれも、「約〇〇年前」と表記した。

## 2. 鳴門海峡の地形の特徴

### 1) 鳴門海峡の岬地形の特徴

鳴門海峡周辺の地質は、中生代白亜紀後期 (約7,000万年前) の和泉層群の砂岩・泥岩互層からなる (近畿地方建設局, 1970; 宮島, 1976, 1982; 石田, 1986; 四国地方土木地質図編纂委員会, 1998)。鳴門海峡に両側から延びる門崎—孫崎は、和泉層群の東に開いた馬蹄形をなす向斜構造の北翼に位置し、まとまった砂岩優勢層が南西—北東走向で南東に中～高角度で傾斜しており、差別侵食により海峡

およびその海底に繋がる稜線状の地形を形成している (図2, 3)。海峡狭窄部の地質・地形的特徴は、和泉層群の地質分布を密接に反映した組織地形といえ、干満に伴う潮流の発生 (西村, 1986; 海上保安庁水路部, 1994; 八島, 1994; 難波・坂口, 2005) の地形的な発生要因となっている。

### 2) 鳴門海峡の海底地形の特徴

鳴門海峡の海底には、狭窄部の南北両側に海釜<sup>かいふ</sup>が形成されており、海峡双子型海釜と呼ばれている (図4; 八島, 1994; 太田ほか, 2004)。北側の海釜は最大水深216m、南側の海釜は最大水深164mに達しており、音波探査記録によれば、海底堆積物のみならず、基盤岩である和泉層群も深く侵食して形成されている (国土地理院, 1984)。また、海釜の中央部には、海峡方向に伸びる狭隘な中軸谷<sup>きょうあい</sup>が刻まれている。両海釜ともに、周辺の海底を100～150mも深く刻んでいる。潮流がより強い北釜のほうが深

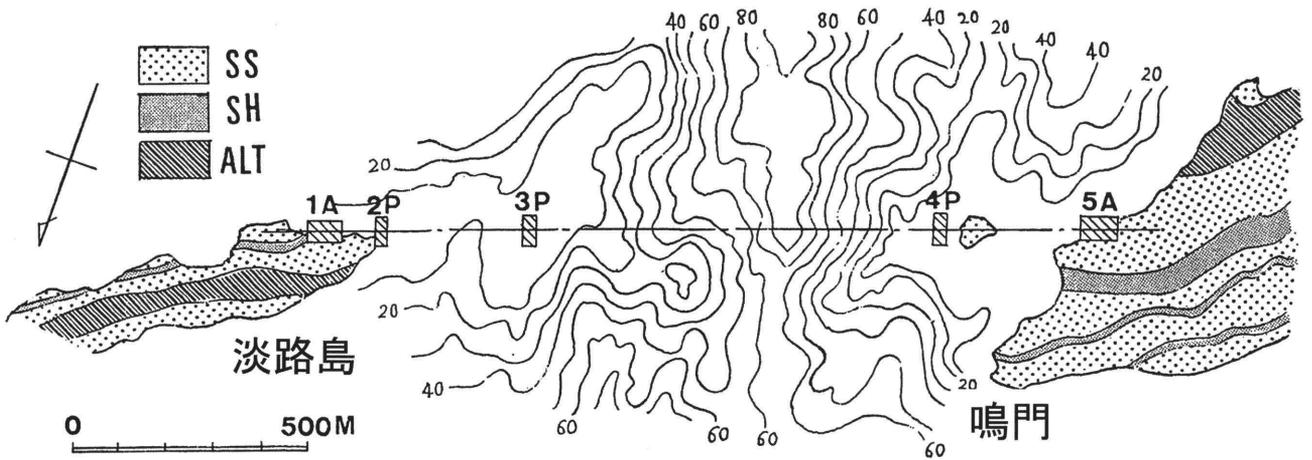


図2 鳴門海峡地質図 (宮島, 1975 に地名を加筆)

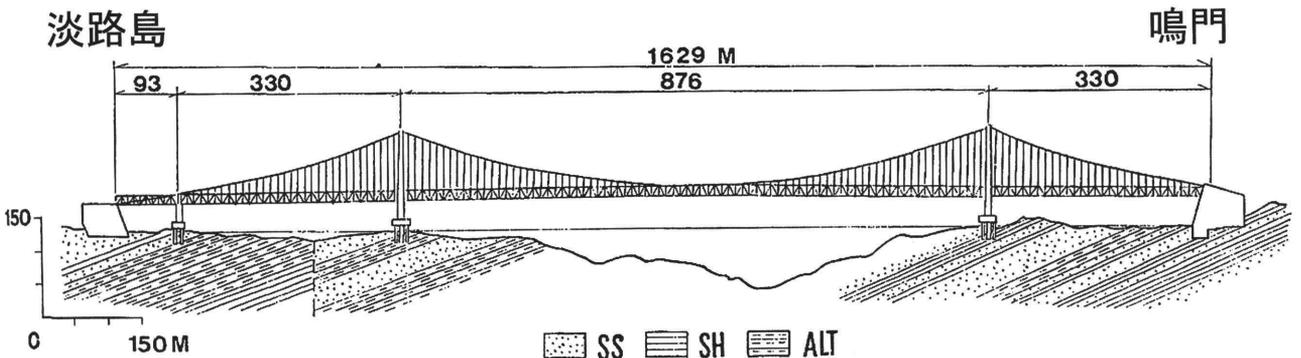


図3 鳴門海峡地質断面図 (宮島, 1975 に地名を加筆)

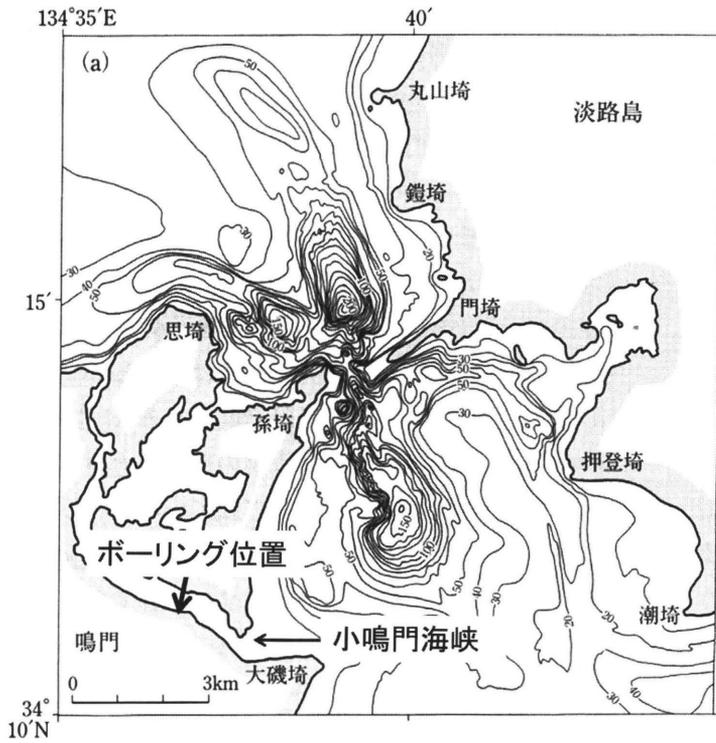


図4 鳴門海峡の海底地形(八島, 1994 にボーリング位置と地名を加筆)

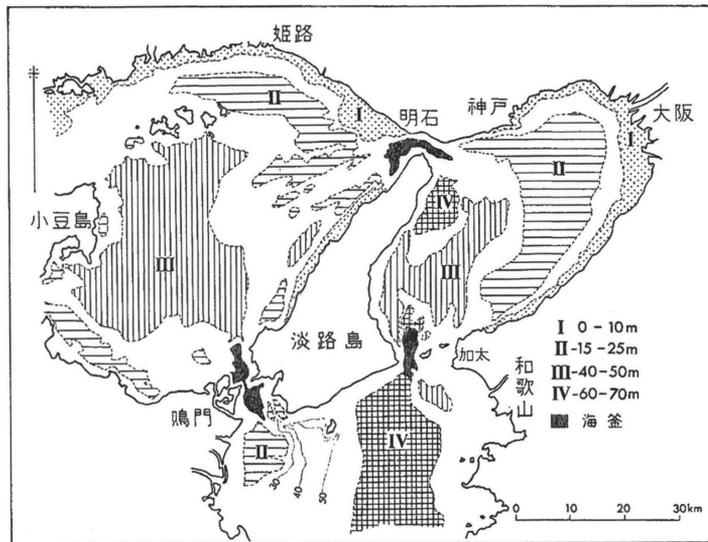


図5 播磨灘・大阪湾・紀伊水道における海底平坦面の分布 (小野寺・大嶋, 1983)

く、海釜斜面の上部には、砂堆やサンドウェーブ地形が確認できる。海釜底には和泉層群の岩盤が露出するほか、円磨された巨礫・大礫が分布している。鳴門海峡北西に位置する海釜は、播磨灘に広く分布する-40~-50mに広がる平坦な海底面を侵食して発達している(図5)。

瀬戸内海に多く見られる海釜では、潮流の流速と海底の侵食状況には、比較的明瞭な対応関係が知ら

れている(八島, 1994; 太田ほか, 2004)。流速が2kn(ノット)以下の海域では、潮流による堆積物の洗い流し(堆積妨害)による凹地や、表層に堆積した沖積層の浅い侵食による海釜が形成されやすい。流速が2~3kn以上の海域では、沖積層だけでなくそれ以深の地層まで侵食され、流速が5~6knの海峡部では、基盤岩の侵食も加わって海釜が形成されている。沖積層など非固結堆積物の侵食には潮流が、基盤岩の侵食には潮流によって移動する砂礫が、それぞれ関与していると推定されている。

鳴門海峡の潮流は最大で10knにも達することから、基盤岩の和泉層群を侵食しうる能力を持つ。特に、和泉層群の泥岩優勢互層が分布する部分では、侵食に対する抵抗力が低い泥岩部分の侵食が進行しやすくなり、海釜の形成に寄与すると考えられる。

### 3. 新第三紀以降の地史に基づく鳴門海峡の形成過程

#### 1) 瀬戸内海東部の地形・地質の特徴

鳴門海峡は、四国から淡路島を経て近畿地方につながる位置にあることから、四国~近畿地方の新第三紀以降の地史を密接に反映しながら形成されたと考えられる。この地域の大局的な地形をみると、中央構造線の北側に沿って瀬戸内海が東西に伸びること、および瀬戸内海沿いの低地を、北東-南西方向の長軸を持つ燧灘・播磨灘などの盆状部と、それを隔てる同方向の淡路島・小豆島などの島列からなる特徴を持つ(杉山, 1992)。このような規則的な地形は、

瀬戸内海が中央構造線の右ずれ運動に伴うせん断性の構造帯であることを強く示唆する(佃, 1990; 1992, 杉山, 1991)。鳴門海峡と、北東に延びる淡路島の列は、瀬戸内せん断帯のなかの隆起部(リッジ)とみなすことができ、一方、リッジの西側の播磨灘と、東側の大阪湾は、せん断帯のなかの堆積盆(沈降部)を構成していることになる(図1参照)。

一方、鳴門~淡路島にかけての高まりの東側には、

Huzita (1962) による近畿三角地域が広がっており、大阪平野の上町台地や、生駒一金剛山地の配置で示されるように、東西圧縮性の地質構造が発達することが指摘されている。近畿三角地域は、鮮新世後期以降～更新世にかけて、浅海～淡水性の堆積盆地が継続していたことが明らかになっており、同時代の堆積物は、四国北部～瀬戸内海沿岸にも点在する(水野, 1992; 市原, 1993)。鳴門海峡は、以上の観点から、瀬戸内海の鮮新世以降の地史やテクトニクスを考察する上で、重要な位置を占める。

瀬戸内海沿岸～大阪湾地域に分布する新第三系～第四系については、水野 (1992) のまとめがあり、異なる堆積盆に分布する地層群を、テフラや大型植物化石に基づく対比案が示されている。そのうちの代表的な地層は、近畿地方の平野・丘陵に断片的に分布する新第三系～第四系大阪層群であり、河成～湖成堆積物を主体とし、大阪層群の中部以上には多数の海成粘土層(海進堆積物)を含む。大阪層群の層序・年代・古生物は、市原 (1993) によってまとめられた。その後、神戸～大阪間で深部まで掘削されたボーリングが行われた結果を踏まえると、近畿地方の陸域(大阪・播磨平野、京都・奈良盆地、淡路島)に分布する大阪層群は、約 300 万年前以降に堆積した湖成・河成の堆積物ならびにそれらに挟在する海成粘土層からなり、その最大層厚は 2,000m 以上に達すること、大阪平野地下に伏在する海成粘土層は、沖積層を含めて 21 層準が分布することが確認された(吉川・三田村, 1999; 三田村ほか, 2000; 吉川, 2012)。また、大阪層群の層序と、深海底の酸素同位体層序との対比が行われた結果、最下位の海成粘土層(Ma -1)の形成時期は MIS 37(海洋酸素同位体ステージ 37, 約 125 万年前)までさかのぼることが判明した。大阪湾周辺で約 125 万年前以降～現在まで繰り返されている海進・海退は、第四紀における氷河性海水準変動を密接に反映した現象である(大阪市立自然史博物館編, 2016)。このうち、縄文海進期と最終間氷期の旧汀線高度は、ほぼ同レベルと見積もられている(太田ほか, 2004)。

## 2) 海進堆積物から推定される更新世中期～後期の瀬戸内海東部の海水準変動

大阪湾～播磨灘に分布する大阪層群および相当層

に含まれる海進堆積物の層序と年代は、鳴門海峡の地形形成に関する重要な拘束条件を示す。すなわち、鳴門海峡の北西延長に当たる播磨灘への海進の進行開始時期が、鳴門海峡の成立時期を規定することになる。

播磨平野では、最終間氷期(MIS 5, 約 12 万年前)の海成段丘が広く分布することが知られているほか、MIS 7(約 21 万年前)の海進堆積物が認定されている(加藤ほか, 1999; 佐藤ほか, 1999; 松下ほか, 2005)。一方、播磨灘沿岸における MIS 9(約 34 万年前)以前の海進堆積物の分布については、いまのところ確実な資料は得られていない。

紀伊水道をはさんで向かい合う徳島平野と和歌山平野については、従来、平野深部に伏在する海進堆積物に関する詳細な検討がなされていないが、断片的な報告がある。和歌山平野では、-50～-60m 付近に海成粘土層の分布が知られており、大阪層群の Ma12 層(=MIS 5, 約 12 万年前)に相当すると見なされている(KG-NET・関西圏地盤研究会, 2011)。さらに深部の-90m 付近と-110m 付近の 2 層準に粘土～シルト層が分布しているが、海成か非海成かは分かっていない。

徳島平野では、沖積層より下位にある更新統は北島層と呼ばれており、非海成層とされてきた(中川・須鎗, 1965; Kawamura, 2006)。しかし、-100m まで確認された北島層には、少なくとも 4 層準のシルト層が確認され、うち 2 層準は海棲と推定される貝化石を含み、かつ硫黄含有量が高いことから、少なくとも 2 層の海進堆積物を挟在することが確実になった(西山ほか, 2012)。これらの海成層は、和歌山平野と同様に、大阪層群の Ma12 および Ma11 などの海成粘土層に相当するものであろう。以上のように、鳴門海峡をはさんだ播磨灘沿岸と徳島平野地下の海進堆積物の年代に基づけば、鳴門海峡の成立は、少なくとも MIS 7(約 21 万年前)までさかのぼる。

## 3) 沖積層から推定される更新世末期～完新世の瀬戸内海東部の海水準変動

大阪湾底で掘削されたボーリング資料に基づき、更新世末～完新世の大阪湾での海水準変動が、次のように明らかにされている(増田ほか, 2000)。紀

伊水道から友ヶ島水道を経て大阪湾へ海水が侵入を始めたのは約 11,000 年前であり、その時の海面高度はほぼ -51m であった。その後、約 9,700 年前には海面高度が -30m 付近に達し、大阪湾と播磨灘の海水の連絡が起こった。すなわち、明石海峡での強い潮流は、この時期から始まったことになる。大阪湾では、それまでに堆積していた内湾底の泥層(中部泥層)を覆って、潮汐三角州堆積物(中部砂泥層)が累積し始めた。さらに、約 8,000 年前には、瀬戸大橋が架かる備讃瀬戸海峡と、大阪平野東部(上町台地の東方)の河内湾が形成され、このときの海面高度は -12m 程度であった。完新世における最高海面期は 5,300 ~ 5,000 年前であり、このときの海面高度は +1 ~ 2m であった。

一方、播磨灘での海水準変動は、次のように明らかにされている(佐藤, 2008)。大阪湾と播磨灘の連絡が確保された後、約 8,000 年前の海面高度は -3m まで上昇し、南九州の鬼界カルデラ起源の広域テフラ K-Ah(鬼界アカホヤ)が西日本に降下した 7,300 年前の海面高度は -1m まで上昇した。最高海面期は 7,000 ~ 5,300 年前とされており、大阪湾での推定年代よりも幅がある。このときの海面高度は +1 ~ 1.5m であった。

播磨灘沿岸の西端に当たる赤穂平野での完新世海水準変動の推移は、佐藤・加藤(1998)がまとめている。それによると、6,800 ~ 5,500 年前の海水準は現海面 -0.75 ~ -1.50m 間にあったが、5,500 ~ 4,700 年前には最高海面に達し、現海面付近かやや高い位置にまで上昇した。4,700 ~ 3,800 年前には海面がやや低下し、3,800 ~ 3,200 年前には海面は +0.50m まで上昇した。3,200 ~ 2,500 年前には現海面下まで低下したが、2,500 ~ 1,500 年前には現海面に達し、1,500 ~ 600 年前には現海面上に及んだと推定されている。このように、赤穂平野の海水準変動は、大阪湾・播磨灘とやや異なっており、これは赤穂平野周辺の構造運動に伴う沈降を反映すると解釈されている。

#### 4) 播磨灘~鳴門海峡周辺から産出した古生物の特徴

鳴門海峡海底では陸棲動物であるナウマンゾウやシカなどの化石が産出する一方、トウキョウホタテ

を伴う内湾性貝類やヌマコダキガイ類などよりなる潮間帯貝類化石の産出も知られている(辻野・中尾, 2005; 中尾, 2016)。また、瀬戸内海の他の海域では、ナウマンゾウとは生息時代が異なり、より古い時代のトウヨウゾウ、アケボノゾウなどの産出も知られている。これらは、瀬戸内海が複数の時代にわたってたびたび陸化していたことを示すが、現在のところ、鳴門海峡周辺の高底が更新世の複数の時代にわたって陸化していたことを示す直接的な証拠はない。

トウキョウホタテはすべて約 5 万年前の測定範囲限界を超えていた。一方、ヌマコダキガイ類化石や共産するサルボウ化石からは、最終氷期極相期(LGM)より古い較正 AMS(加速器質量分析法)<sup>14</sup>C 年代値が得られており、MIS 3 に対比されている。したがって、ヒラタヌマコダキガイ類などの潮間帯貝類化石は寒冷化に伴って瀬戸内海が陸化していく過程での貝類相を示す化石群であり、トウキョウホタテや内湾性貝類化石はその直前の 5 万年前より古い時代に分布していた貝類と考えられる。

ところで、鳴門海峡海底産ナウマンゾウの<sup>14</sup>C 年代値は測定されたことがない。今回、(株)地球科学研究所に徳島県立博物館所蔵のナウマンゾウ臼歯化石 2 点(TKPM-GFV6, TKPM-GFV1072)のコーゲン抽出を依頼したが、年代測定に用いるためのコーゲンは得られなかった。瀬戸内海産ナウマンゾウ化石については、約 3.8 万年前の<sup>14</sup>C 年代値が得られている(北川ほか, 2009)。鳴門海峡海底産ナウマンゾウ化石もほぼ同時代とすれば、鳴門海峡海底産の古生物群は、古い順にトウキョウホタテを伴う内湾群集、ヌマコダキガイ類などの干潟群集、ナウマンゾウと推移しており、最終氷期の最寒冷期へむけての陸化の過程を見ていることになる。

#### 5) 小鳴門海峡で掘削されたボーリング資料の記載と火山灰の分析

鳴門海峡の第四紀後期の地形変化を検討するために、小鳴門海峡の埋立地で民間会社により掘削されたボーリング資料を入手し、その層序の検討と火山灰分析を行った。ボーリング位置を図 4、柱状図を図 6 に、それぞれ示す。掘進長 82.9m のコアで、TP(東京湾平均海面) -63.0m で基盤の和泉層群

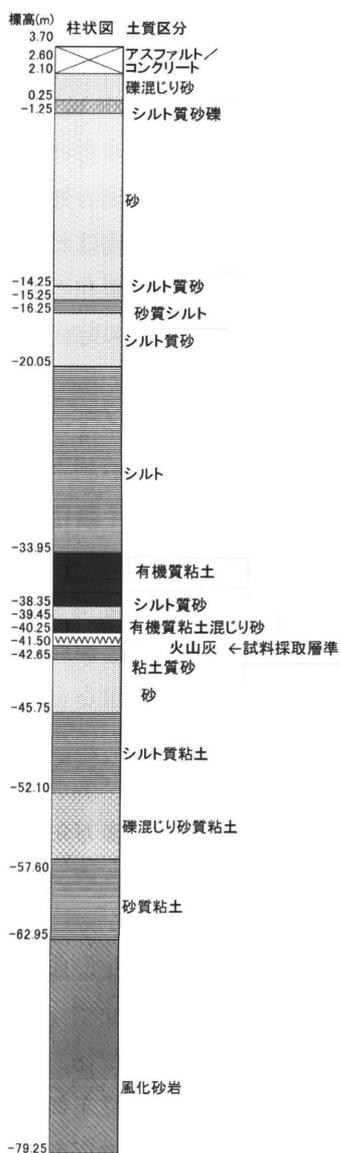


図6 小鳴門海峡で掘削されたボーリング柱状図

の砂岩に着岩している。TP-63.0～34.0m間は、貝殻片を含まないシルト層が卓越する地層であり、このうち、上部のTP-40.3～34.0m間に炭質物を多く含む有機質粘土層を挟む。TP-34.0mより上位は、海成シルト層～砂層を主体とする沖積層が累積している。

TP-40.3～41.5m間に、約20cmの厚さのガラス質テフラが認められる。この火山灰は、鏡下ではバブル型火山ガラスを多く含み、火山ガラスが全体の約90%を占める。今回、この火山ガラスの屈折率測定

を行った。測定は古澤地質株式会社に依頼し、温度可変型屈折率測定装置(MAIOT)による測定を行った。測定方法は古澤(1995)に従った。バブル型火山ガラス30粒子の測定結果によれば、屈折率は1.4970～1.5005のレンジに収まり、町田・新井(2003)と比較すると、九州南部の始良カルデラ起源の広域テフラAT(始良Tn)に対比可能である。

以上のように、テフラの屈折率測定結果に基づけば、AT(約29,000年前;奥野,2002)が降下した最終氷期極相期前後の小鳴門海峡は、炭質物を多く含む湿地性の堆積物が形成されていたことが判明した。当時の地表面はTP-41m付近にあり、その後、現在までの間に、約40mの地層(沖積層)が累積

したことになる。

これに関連して、小鳴門橋下の海底掘削の際、和泉層群基盤直上付近(-40m)の砂層より腐植物・埋もれ木とともに、安山岩製の旧石器3点が出土している。この砂層は、海峡周辺の-40m深度に広く分布していることから、1万年前当時は、海水面の停滞期で、周辺には湿地帯が広がっていたと推測されている(高橋・野々村,1983)。

#### 6) 第四紀後期における鳴門海峡の地形形成過程

大阪湾・播磨灘を含む範囲に大きな影響を及ぼした、100万年もの長期に及ぶ氷河性海水準変動は、鳴門海峡の形成と地形変化にも大きな影響を及ぼしたと考えられる。後述の文献のように、鳴門海峡は、最終氷期以降の縄文海進に伴ってはじめて形成された地形ではなく、大阪層群の海成粘土層から推定されるように、最終間氷期以前にも繰り返された海進・海退によって、すでに旧海峡地形が形成されていたと見てよいであろう。

播磨灘沿岸に分布する海進堆積物は、少なくともMIS7(約21万年前)まで存在することから、鳴門海峡の成立はこれ以前にさかのぼることは確かである。MIS5(約12万年前)の海進堆積物は、播磨灘沿岸に広く分布することから、この時期の海進は、完新世の海進とほぼ同レベルとみなすことができる。その後、最終氷期の海面高度低下に伴い、鳴門海峡は陸化したと推定される。

約2万年前の最終氷期極相期の低海水準期には、海面高度が120mほど低下しており、大阪湾・播磨灘・紀伊水道はほぼ陸化していた。瀬戸内海における最終氷期の化石谷は、瀬戸大橋が架かる備讃諸島付近を分水界としていたと推定されている(図7;桑代,1959;太田ほか,2004)。このうち、分水界より東への沈水谷が紀淡川、西への沈水谷が豊予川と呼ばれている(中野・小林,1959;太田ほか,2004)。

播磨灘沿岸域からの諸河川(揖保川、加古川、旭川、吉井川、香東川など)が合流した紀淡川の河道は、鳴門海峡ではなく、明石海峡を通過して淀川と合流し、さらに友ヶ島水道を通過して紀ノ川・吉野川・那賀川・有田川などと合流した大河川として、紀伊水道で太平洋に注いでいたと推定されている

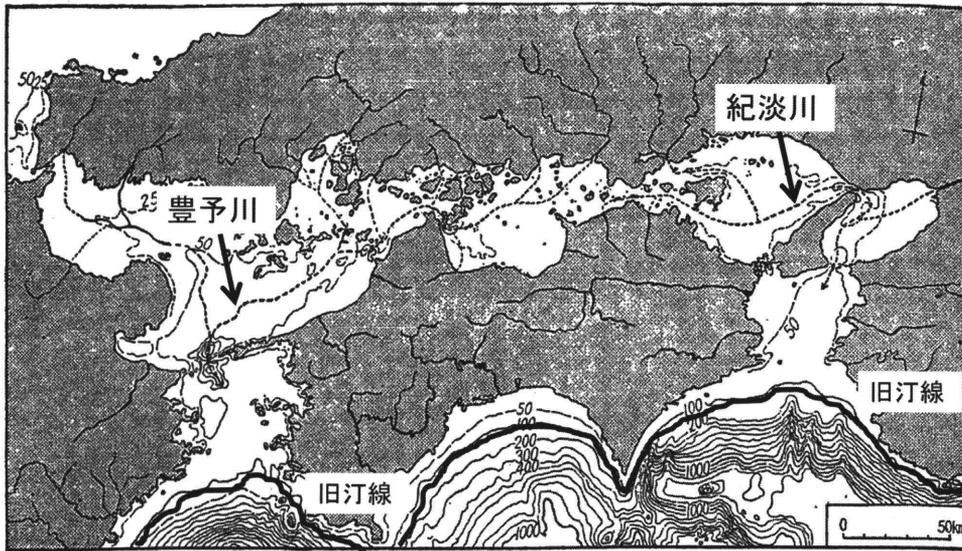


図7 最終氷期極相期の瀬戸内海の古水系 (桑代, 1959 に河川名と約 12 万年前の旧汀線を加筆)

(桑代, 1959; 太田ほか, 2004)。一方, 日本第四紀学会 (1987) は, この紀淡川に相当する河川が鳴門海峡を通じて紀伊水道に排水されていたと推定している。いずれにせよ, 最終氷期極相期の鳴門海峡には, 最終間氷期以前の海進期にすでに形成されていた旧海峡の谷地形が存在していたと考えられる。今回検討した小鳴門海峡におけるボーリング資料では, AT を挟む最終氷期極相期の地層が, 炭質物を多く含む湿地性の堆積物であることから, 少なくとも小鳴門海峡の谷地形は当時, 後背湿地的な環境にあり, 上述のような大河川が通過していたとは考えにくく, 明石海峡を通過していたことを支持する。

最終氷期極相期を過ぎ, 後氷期に入って海水準が上昇し, 旧汀線が紀伊水道を北上してくると, それまで後背湿地的な環境であった鳴門海峡はデルタ～内湾 (おぼれ谷) となり, 主として砂層～シルト層が堆積する環境に変化したものと推定される。さらに海水準が上昇して播磨灘での海域が拡大すると, 堆積とともに, 潮流の影響下での海底の侵食も生じるようになる。明石海峡と播磨灘の連結が完了すると, 鳴門海峡には現在と同じ強い潮流が発生し, 海底の沖積層だけでなく岩盤をも顕著に侵食する環境に変化したと考えられる。この時期以降, その直前までに堆積したデルタ～内湾性の堆積物 (沖積層) や, 最終間氷期以前の海進堆積物, さらに基盤の和泉層群を侵食し, 海釜地形が形成・拡大していっ

たものと推定される。なお, 和泉層群まで深く侵食した凹地である海釜は, 縄文海進によってはじめて形成されたものとは考えにくく, 最終間氷期以前の海進期の侵食で, すでにある程度の大きさの海釜が形成されており, 縄文海進期にそれがさらに拡大した, と考えた方が, 海釜の大きさ・深さの点から理

解しやすい。一方, 小鳴門海峡では縄文海進に伴い, AT 降下後～現在までの間に約 40m もの堆積物が累積した。

現在見られる海釜地形は, 播磨灘に広く分布する -40 ~ -50m に広がる平坦な海底面を切って発達していることから (図 5), 海釜が形成されはじめた時期の海面高度は, 現海面 -40m 付近ないしやや浅い時期と推定される。また, 鳴門海峡の北側 (-217.8m) と南側 (-162.0m) の海釜の間は, 細い水路状の谷地形によって連結されているように見える。この水路状の谷地形は, 氷期の海面低下期に存在していた旧河道の位置を反映したものである可能性もある。

一方, 明石海峡周辺では, 海峡南東の大阪湾に -70m と深い位置に平坦な海底面が認められ, 友ヶ島水道南側の紀伊水道にも同様の平坦面が形成されており, 播磨灘～鳴門海峡域より海底面の侵食が進行している。

以上のように, 少なくとも MIS 7 以降の海進と海退のたびごとに, 前回の高海水準期に形成された旧鳴門海峡の谷が, 海進に伴うデルタ～内湾性の堆積物によって埋積された後, 海峡成立後の潮流によって侵食され, 紀伊水道～大阪湾～播磨灘の連絡後は, さらに強い潮流によって基盤岩の侵食を伴いながら海釜が拡大する, といった一連のプロセスが生じた結果, 現在の鳴門海峡の地形が成立したと考えられる。

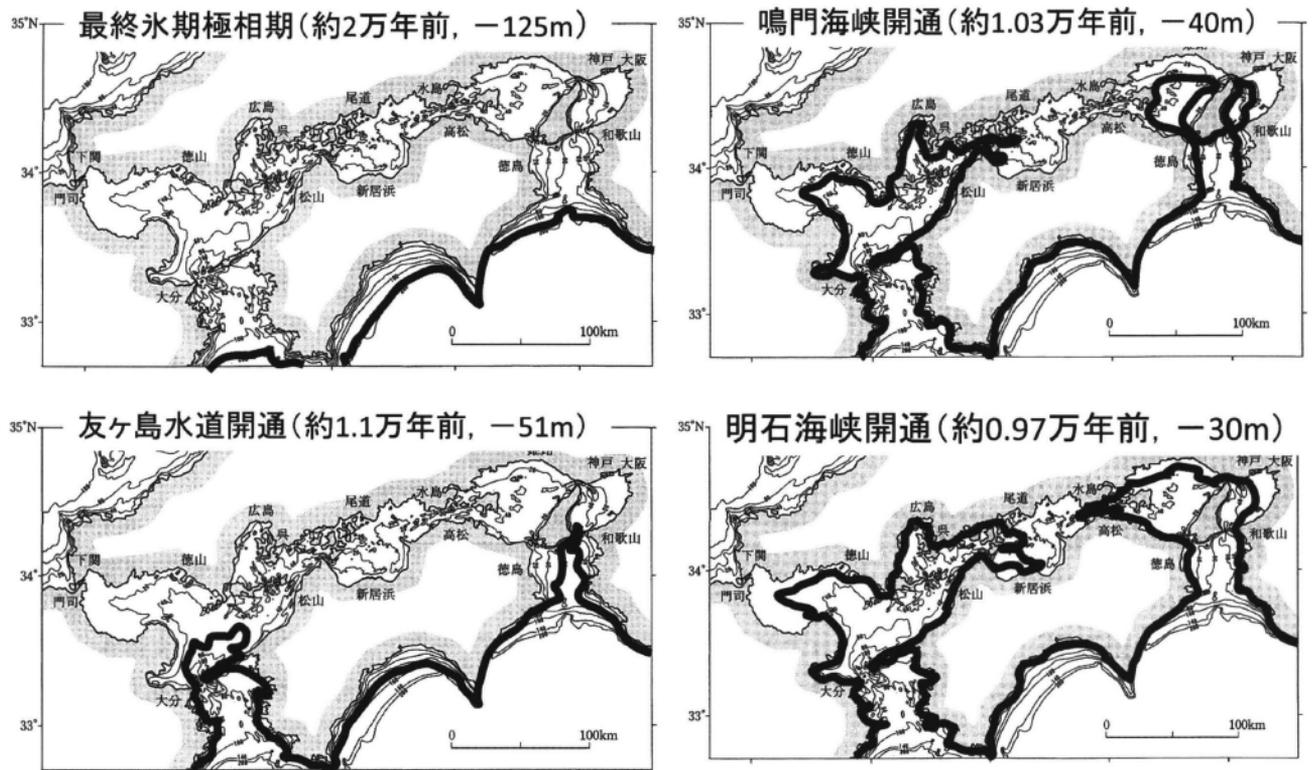


図8 古地理図 (八島, 1994 に旧汀線を加筆)

以下では、最新の地形形成をもたらした更新世末期から完新世にかけての鳴門海峡の形成過程と年代についてまとめる (図8)。

(1) 最終氷期極相期 (LGM) : 約2万年前、海面高度は-120~-125m付近にあった。大阪平野・播磨灘沿岸・徳島平野・和歌山平野などを流れる淀川・揖保川・加古川・旭川・吉井川・吉野川・那賀川・紀ノ川などが合流した河川 (紀淡川) は、明石海峡と友ヶ島水道を通り、現在の阿南市の南西沖付近で太平洋に注いでいた。

(2) 友ヶ島海峡の成立 : 縄文海進に伴い、紀伊水道から友ヶ島水道を経て大阪湾へ海水が侵入を始めたのは約11,000年前であり、その時の海面高度はほぼ-51mであった。

(3) 鳴門海峡の成立 : 約10,300年前には海面高度が-40m付近に達し、紀伊水道から鳴門海峡を通じて播磨灘への海水の連絡が起こった。

(4) 明石海峡の成立 : 約9,700年前には海面高度が-30m付近に達し、大阪湾と播磨灘の海水の連絡が起こった。鳴門海峡と明石海峡での強い潮流は、この時期から始まった。鳴門海峡の海釜は、この時

期から本格的に侵食が進行した。

(5) 備讃瀬戸海峡の成立 : 約8,000年前には海面高度が-12m程度に達し、瀬戸大橋が架かる備讃瀬戸海峡と、大阪平野東部 (上町台地の東方) の河内湾が形成された。

(6) 縄文海進ピーク : 大阪湾での完新世における最高海面期は5,300~5,000年前であり、このときの海面高度は+1~2mであった。一方、播磨灘での最高海面期は7,000~5,300年前であり、大阪湾の推定年代よりも幅がある。このときの海面高度は+1~1.5mであった。

(7) 現在 : 過去約2,000年間の海水準は、現在とほぼ同レベルにあった。鳴門海峡では、強い潮流による海釜の拡大が継続した。

#### 4. まとめ

徳島を代表する景観地である鳴門海峡について、地形・地質学的な観点から、その成立過程に関する研究結果を整理した。今回新たに検討したボーリング資料の地質学的な検討結果もあわせて検討した。その結果は、以下のようにまとめられる。

(1) 第四紀以前(約260万年前より以前)に原因を持つ地質学的特性:鳴門海峡の岬地形は、中生代白亜紀(約7,000万年前)の和泉層群の砂岩・泥岩互層からなり、鳴門海峡には砂岩優勢層が南西―北東走向で分布している。砂岩優勢層が、海峡およびその海底に繋がる稜線状の地形を形成していることが、海峡狭窄部の地質・地形的特徴であり、干満に伴う潮流の発生の地形的な発生要因となっている。

(2) 第四紀以降(約260万年前～現在):

鳴門海峡周辺の地形は、中央構造線の北側に沿って東西に伸びる瀬戸内海の低地のなかに、北東―南西方向の長軸を持つ燧灘・播磨灘などの盆状部と、それを隔てる同方向の淡路島などの島列が分布する。このような規則的な地形は、瀬戸内海が中央構造線の右ずれ運動に伴うせん断性の構造帯であることを示す。鳴門海峡から淡路島の列は、瀬戸内せん断帯のなかの隆起部とみなすことができる。

鳴門海峡の海底部には、狭窄部の南北両側に海釜が形成されている。鳴門海峡の潮流は最大で10knにも達することから、和泉層群の泥岩優勢互層が分布する部分では、侵食に対する抵抗力が低い泥岩部分の侵食が進行しやすくなり、海釜の形成に寄与すると考えられる。

(3) 第四紀中期～後期(数10万年前～数万年前):

鳴門海峡海底では陸棲動物であるナウマンゾウやシカなどの化石が産出する一方、トウキョウホタテやヌマコダキガイ類など海生・潮間帯貝類化石の産出も知られている。また、瀬戸内海の他の海域では、ナウマンゾウとは生息時代が異なるトウヨウゾウ、アケボノゾウなどの産出も知られている。これらは、瀬戸内海が複数の時代にわたって陸化していたことを示す。

播磨灘沿岸には、MIS 7(約21万年前)の海進堆積物が分布することから、鳴門海峡の成立がこの時期にまでさかのぼることは確実である。一方、小鳴門海峡で掘削されたボーリング資料の分析によれば、最終氷期末期にあたる約29,000年前にATが降下した当時、小鳴門海峡は後背湿地的な環境であったと考えられる。

(4) 後氷期(約1万年前～現在):最終氷期極相期の約2万年前に陸化していた鳴門海峡は、約10,300

年前には海面高度が-40m付近に達した結果、紀伊水道から鳴門海峡を通して播磨灘への海水の連絡が起こった。約9,700年前には海面高度が-30m付近に達し、大阪湾と播磨灘の海水の連絡が起こった結果、鳴門海峡と明石海峡での強い潮流が始まり、鳴門海峡の海釜の侵食も進行した。

今後の課題として、以下の項目に関する検討が必要である。

(1) 鳴門海峡の開通時期の解明。徳島平野北端と播磨灘沿岸に分布する海成第四系の層序と年代を確定することで、MIS 9以前にさかのぼる海進堆積物が分布するかどうかを検討する必要がある。

(2) 開通後の鳴門海峡の古環境変遷。MIS 7以降に複数繰り返されてきた、鳴門海峡の陸化と水没の繰り返しに伴う古環境変遷について、鳴門海峡海底から得られた化石群集の解析と年代測定に基づいて検討を行う必要がある。

(3) 更新世末～完新世における徳島平野北縁部での海面高度の変化過程。最終氷期極相期の海面低下期から、完新世の高海面期を経て現在に至る海面変動には、大阪湾と播磨灘でも若干の差違が指摘されている(増田ほか, 2000; 佐藤, 2008)。最終氷期極相期から現在までの鳴門海峡の成立過程を詳細に議論するためには、鳴門海峡周辺における古海面高度を、より細かい年代目盛りを入れて推定する必要がある。鳴門海峡の南隣には中央構造線活断層系が通過することから、断層活動に伴う地盤高度の上下変化も想定される。中央構造線活断層系の活動履歴を踏まえた古海面高度の変化に関する検討が必要といえる。

## 文献

- 古澤明(1995):火山ガラスの屈折率測定・形態分類とその統計的な解析。地質学雑誌, Vol. 101, 123-133.
- Huzita, K. (1962): Tectonic development of the median zone (Setouchi) of Southwest Japan since Miocene. Jour. Geosciences Osaka City Univ., 6, pp. 103-144.
- 市原実編著(1993):大阪層群。創元社。
- 石田啓祐(1986):土地分類基本調査 表層地質図 鳴門海峡、徳島県農林水産部編。
- 海上保安庁水路部(1994):平成6年潮汐表第1巻日本及び付近、財団法人日本水路協会。
- 加藤茂弘・佐藤裕司・松原尚志・兵頭政幸・檀原徹(1999):六甲山地西麓に分布する高塚山火山灰層のフィッシュントラック年代とその対比。第四紀研究, Vol. 38, 411-417.

- Kawamura, N. (2006) :Revised chronostratigraphy of the Quaternary, Tokushima Plain, southwest Japan. Jour. Geosciences, Osaka City University, Vol. 49, pp. 103-117.
- KG-NET・関西圏地盤研究会 (2011) : 新関西地盤 和歌山平野.
- 近畿地方建設局 (1970) : 本州四国連絡道路調査概要報告書 (上巻), 建設省道路局・近畿地方建設局.
- 北川博道・瀬戸浩二・高橋啓一・配川武彦・藤川将之・山口勇人・清水則雄・阿部勇治・渡辺克典・安井謙介・楠橋直・松岡廣繁 (2009) : ナウマンゾウ化石の<sup>14</sup>C年代とその課題. 日本古生物学会 2009 年年会予講集, No. 25.
- 桑代勲 (1959) : 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, Vol. 32, 24-35.
- 国土地理院 (1984) : 1:25,000 沿岸海域土地条件図「鳴門海峡」.
- 町田洋・新井房夫 (2003) : 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- 増田富士雄・宮原伐折羅・広津淳司・入月俊明・岩淵洋・吉川周作 (2000) : 神戸沖海底コアから推定した完新世の大阪湾の海況変動. 地質学雑誌, Vol. 106, 482-488.
- 松下まり子・佐藤裕司・加藤茂弘・兵頭政幸 (2008) : 兵庫県, 播磨平野東部で発見された海洋酸素同位体ステージ 7.3 の海進堆積物中の花粉化石群. 第四紀研究, Vol. 44, 31-36.
- 三田村宗樹・竹村恵二・北田奈緒子・斎藤礼子 (2000) : 試錐資料からみた神戸・阪神間地域の地下地質. 第四紀研究, Vol. 39, 319-330.
- 宮島圭司 (1976) : 大鳴門橋の地盤調査. 応用地質, Vol. 17, 153-167.
- 宮島圭司 (1982) : 大鳴門橋の地盤調査 (II). 応用地質, Vol. 23, 46-56.
- 水野清秀 (1992) : 中央構造線に沿う第二瀬戸内期の堆積場—その時代と変遷. 地質学論集, Vol. 40, 1-14.
- 中川東三・須鎗和巳 (1965) : 徳島県北部海岸平野の地下地質. 徳島大学学芸学部紀要, Vol. 15, 25-37.
- 中野尊正・小林国夫 (1959) : 日本の自然, 岩波書店.
- 中尾賢一 (2016) : 鳴門海峡北西部の海底から得られた貝化石とその AMS<sup>14</sup>C 年代. 徳島県立博物館研究報告, Vol. 26, 9-15.
- 難波徹・坂口澄雄 (2005) : 鳴門海峡潮流観測報告. 海洋情報部技報 Vol.23, 104-111.
- 日本第四紀学会 (1987) : 日本第四紀地図.
- 西村司 (1986) : 「鳴門の渦潮…宇宙からその謎を追う…」, 株式会社三文社.
- 西山賢一・庄瀬智大・川村敦一・磯野陽子 (2012) : 徳島平野に分布する海成更新統の層序と物性 (予報). 日本応用地質学会平成 24 年度研究発表会講演論文集, 165-166.
- 奥野充 (2002) : 南九州に分布する最近 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, Vol.41, 225-236.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (2004) : 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会.
- 大阪市立自然史博物館編 (2016) : 第 47 回特別展「氷河時代—化石でたどる日本の気候変動—」解説書.
- 佐藤裕司 (2008) : 瀬戸内海東部, 播磨灘沿岸域における完新世海水準変動の復元. 第四紀研究, Vol.47, 247-259.
- 佐藤裕司・加藤茂弘・井上史章・兵頭政幸 (1999) : 兵庫県, 播磨平野東部で発見された海洋酸素同位体ステージ 7.3 の海進堆積物. 第四紀研究, Vol.38, 401-410.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (1998) : 四国地方土木地質図解説書, 財団法人国土開発技術センター.
- 杉山雄一 (1991) : 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地. 構造地質, Vol.36, 99-108.
- 杉山雄一 (1992) : 西南日本前弧域及び瀬戸内区のネオテクトニクス. 地質学論集, Vol.40, 219-233.
- 高橋正則・野々村拓也 (1983) : 小鳴門海峡海底出土の石器. 旧石器考古学, Vol.26, 146-151.
- 佃栄吉 (1990) : 活断層と横ずれテクトニクス. 構造地質, 35, 77-82.
- 佃栄吉 (1992) : 西南日本弧のアクティブテクトニクス—前弧スリパーの西進運動にともなう変形像. 地質学論集, Vol.40, 235-250.
- 辻野泰之・中尾賢一 (2005) : 徳島の自然と歴史ガイド No.3 「化石—常設展の中の四国周辺地域産化石—」.
- 八島邦夫 (1994) : 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 海上保安庁 水路部研究報告／水路部研究報告編集委員会, 237-327.
- 吉川周作 (2012) : 大阪堆積盆地第四系の層序学的研究. 第四紀研究, Vol.51, 1-19.
- 吉川周作・三田村宗樹 (1999) : 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位対比層序との対比. 地質学雑誌, Vol.105, 332-340.

### Formative processes of Naruto straits based on geomorphological and geological features

NISHIYAMA Ken-ichi\*, SEBE Naoyuki, ISHIDA Keisuke, NAKAO Ken-ichi, TSUJINO Yasuyuki and HASHIMOTO Toshio.

\* 2-1, Minamijosanjima-cho, Tokushima 770-8506, JAPAN

Proceedings of Awagakkai, No.61 (2017), pp.1 - 10.