山陰中部地域における完新世の海面変化と古地理変遷

中 村 唯 史*

山陰中部の中海・宍道湖地域において、低湿地遺跡の発掘調査で得られた地質学的資料と既存のボーリング資料などから、完新世の海面変化と古地理変遷について検討した。この地域では、平野下および潟湖湖底の海成層中に K-Ah を連続的に追跡することができる。その深度は、宍道湖湖心付近では標高 -20 m 以深であるが、松江平野にむけて浅くなり、標高 -0.5 ~ -0.2 m を上限として分布する。分布上限部での K-Ah の産状から、降灰当時の海面は標高 -0.5 ~ -0.2 m 付近にあったとみられる。海面高度は 5,000 yrs BP に標高 1 m 程度の最高海面に達した。4,000 yrs BP には標高 0 m 付近にあって、その後はほぼこの高度で推移したとみられるが、1,500 年前頃に標高 -0.4 ~ -0.1 m に低下していた可能性がある。古地理については、完新世初頭の海面上昇に伴って、現在の大橋川を挟んで西側と東側に宍道湖と中海の原型となる湾が出現した。宍道湖側の湾は、K-Ah 降灰以前の一時期、最も外海の要素が強い環境が出現した。K-Ah 降灰時にはやや閉鎖的な内湾環境に変化しており、その後、湾口部に出雲平野が発達することで、湾は閉塞され、宍道湖が形成された。出雲平野西部には、4,800 yrs BP と 3,700 yrs BP の三瓶火山の活動によって供給された火砕物が厚く分布し、火山活動が平野の形成に影響を与えたことが推定できる。

キーワード：中海、宍道湖、完新世、考古遺跡、海面変化

I. はじめに

島根半島と中国山地北縁に挟まれた低地帯（以下、宍道低地帯と称す）には、西から出雲平野、宍道湖、松江平野、中海、弓ヶ浜砂州と連なる沖積低地が存在する（図 1）。この地域の完新統層序および古環境に関する研究は、山陰第四紀研究グループ（1969）によって始まり、同時期に地質調査所が実施した中海・宍道湖の湖底ボーリングなど一連の調査によって、完新統層序の概要が明らかにされた（水野ほか、1972）。大西（1977）は、湖底ボーリングと考古遺跡の花粉分析から植生変遷の研究を行い、古地理変遷を提案した（大西・松井、1980）。その後、島根大学の研究グループによって中海・宍道湖の柱状試料の解析や音波探査などが行われ（三梨・徳岡、1988）、徳岡ほか（1990）は古地理図を作成して、完新世の地史を示した。また、林（1991）は地形学的検討を行い、出雲平野や松江平野などの微地形区分を示している。山陰地域の海面変化については、豊島（1978）の報告がある。

松江平野では、1970 年代の後半から 2000 年代にかけ

て考古遺跡の発掘調査が継続的に行われ、大西（1977）以来、地質学と考古学の共同研究が実施されてきた。それに基づき、大西ほか（1990）は完新統の詳細な花粉分帯を提唱した。筆者は 1992 年から発掘調査に参加し、遺跡の立地と古環境の関係について明らかにしてきた（島根県教育委員会、1995）。これら一連の発掘調査において、大西ほか（1989）が本地域では初めて鬼界-アカホヤ火山灰層（K-Ah：町田・新井、1978、1992）を報告した。その後、K-Ah が完新統中に連続的に分布していることが明らかになり（中村、1993；中村ほか、1996）、この地域の発掘調査では、遺物包含層の下位の泥質堆積層までを掘削して K-Ah を確認した上で、発掘調査を進めるという調査方法がとられるようになった。本稿では、おもに松江平野におけるこれまでの低湿地遺跡の掘削トレンチやボーリングコアの観察、採取した堆積物のイオウ分析、および古海面高度を指示する遺構についての検討結果に基づき、本地域の古海面と古地理について考察する。

なお、本文中の年代表記について、引用した ^{14}C 年代

2005 年 11 月 30 日受付。2006 年 6 月 19 日受理。日本第四紀学会 2005 年大会シンポジウムにおいて講演。

* 島根県立三瓶自然館 〒694-0003 島根県大田市三瓶町多根 1121-8。E-mail : nakamura@nature-sanbe.jp

図 1 調査地域

黒丸はのボーリング位置(図2), 斜線部は山地および丘陵。

値の大部分が暦年較正を行っていないことから、未較正値のまま記している。

II. 地形・地質および遺跡の概要

1. 地形概要

宍道低地帯は地溝状の凹地で、沢田ほか(2001)は宍道低地帯の範囲を海域を含めた東西約 100 km 内としている。本稿では、出雲平野から弓ヶ浜砂州に至る東西約 60 km の陸上部分を対象として述べる。宍道低地帯には中海・宍道湖の 2 つの潟湖と、その周囲に出雲平野、松江平野、安来平野、弓ヶ浜砂州などの沖積平野があり、この地域の大部分は斐伊川水系に属する。斐伊川から宍道湖に流入した河川水は、大橋川、中海、境水道を経て日本海に至り、また逆の経路を経て海水が遡上するため、中海は高塩分、宍道湖は低塩分の汽水湖になっている。

本研究でもおもに扱う松江平野は、宍道湖の東岸にあり、斐伊川(大橋川)の支流・朝酌川^{あさくみがわ}の下流域に発達する東西約 3 km、南北約 4 km の沖積平野である。

2. 完新統の分布と層序

宍道低地帯は、完新統基底面が大橋川の中央付近を頂部として、宍道湖側と中海側で反対方向に延びる背中合わせの埋没谷をなしている(建設省計画局ほか、1967)。三梨・徳岡(1988)、徳岡ほか(1990)、徳岡・高安(1992)は、音波探査などに基づいて埋没谷地形の詳細を示している。この埋没谷を埋めて、完新統中海層が分布する

(図2)。この中海層はおもに内湾～汽水成の軟弱な泥層と、三角州および砂嘴堆積物の上部を占める砂層、礫層からなり、層厚は 50 m 未満とされている(鹿野ほか、1994)。

中海層の泥層は、中海側ではほぼ全層準で内湾生の貝化石を含むのに対し、宍道湖側では泥層下部の限られた層準では貝化石を多産するが、それ以外ではあまり含まれない(紺田・水野、1987)。この貝化石多産層準について、前本ほか(1989)は有孔虫群集から一時的に外洋水の影響が強い環境が出現したことを示し、中村・徳岡(1996)はこの層準が K-Ah の下位にあたり、松江平野から出雲平野まで連続的に K-Ah を追跡できることを示した。

次に、泥層を覆う表層堆積物について地域ごとに述べる。

松江平野：朝酌川の三角州堆積物と宍道湖の沿岸流による砂州堆積物で構成されている。朝酌川の三角州堆積物は泥と砂を主体し、比較的細粒である。砂州堆積物は中～細粒砂からなり、宍道湖と大橋川に面した範囲に分布している。

出雲平野：おもに西側が神戸川^{かんど}、東側が斐伊川の堆積物(三角州および扇状地)によって構成され、大社湾に西面する海岸部には砂丘が発達する。

神戸川の流域には三瓶火山がある。三瓶火山は完新世には 2 回の活動期が報告されており、4,800 ¹⁴C yrs BP (第 6 活動期)と 3,700 ¹⁴C yrs BP (第 7 活動期)の年代値

図 2 宍道低地帯の模式的地下地質断面図

ボーリング地点は図 1 参照。SR9, R12, R21: 建設省によるボーリング試料の筆者による観察。

が得られている(福岡・松井, 1996)。その噴出物に由来する河川堆積物は、出雲平野西部の広い範囲に分布している。

斐伊川流域には、深層風化が進んだ花崗岩類が広く分布するため、出雲平野東部の表層堆積物は大部分が花崗岩に由来する砂礫、いわゆるマサ土である。とくに、近世から近代にかけて鉄穴流^{かんぱ}と呼ばれる砂鉄採取とたたら製鉄が盛んに行われたため、出雲平野東部には製鉄の影響で排出された土砂が多量に分布している(貞方, 1996)。

海岸部の砂丘は、神戸川左岸(南側)の出雲砂丘と、右岸(北側)の浜山砂丘に分かれる。出雲砂丘は更新世の古砂丘を完新世の新砂丘が覆っている(大西・松井, 1980)。浜山砂丘は海岸から約 2.5 km 内陸側にあり、表層は新砂丘とみられるが、詳細は不明である。

弓ヶ浜砂州: 弓ヶ浜砂州は砂嘴堆積層からなり、その下位には更新世の古砂嘴堆積層が存在している(中村ほか, 2001)。地形的には 3 列の砂丘列に区分され、中海側から順に内浜、中浜、外浜と呼ばれている(建設省計画局ほか, 1967)。日野川流域ではたたら製鉄が盛んに行われ、外浜の堆積物には鉄さいが普遍的に含まれている(貞方, 1996)。

3. 遺跡の分布

宍道低地帯には、多くの低湿地遺跡が存在する。本稿では、筆者が発掘調査に加わって観察を行い、古海面高度および古地理を検討した遺跡を中心に述べる。

1) 出雲平野

縄文時代晩期末(約 2,500 年前)から遺跡が出現しはじめ、弥生時代にはいくつもの集落が形成された。その多くは、神戸川三角州および扇状地に立地し、遺構面の直下に 3,700 yrs BP の三瓶火山噴出物に由来する洪水堆積層が存在する(中村, 2006)。

斐伊川三角州および扇状地では、表層を近世以降の堆積物が厚く覆っている影響で、これまでは遺跡の存在があまり知られていなかった。近年は大規模な発掘調査によって、弥生時代の遺構等が確認されている(国土交通省中国地方整備局・島根県教育委員会, 2004)。

2) 宍道湖周辺

後述する松江平野の低湿地遺跡を除くと、低地に立地する遺跡はほとんど報告されていない。北岸に国指定史跡の佐太講武貝塚(図 1)があり、縄文時代前期前半(6,000~5,500 年前)の貝層が標高 0~1 m の範囲に存在する。この貝層には、焼土層(たき火跡)が挟まれていることから、陸上で形成されたことがわかる。貝層の上位は縄文時代中期の遺物包含層で、貯蔵穴が確認されている。なお、佐太講武貝塚の発見は 1919 年と古いが(稲田, 1955)、従来貝層と考えられていた標高 2~5 m の地点は、運河(佐陀川)の拡幅工事の際の排土を積み上げたものであることが判明した(鹿島町教育委員会, 1994)。

3) 中海周辺および弓ヶ浜砂州

中海の東岸には、米子平野から弓ヶ浜砂州へと連続す

る沖積平野が発達する。南岸には中小規模の沖積平野があり、北岸は平野に乏しい地形である。弓ヶ浜砂州の基部には、目久美遺跡(図1)や陰田遺跡など、よく知られた遺跡が存在する。目久美遺跡は、縄文時代から弥生時代を中心とする遺跡で、遺物包含層下にある海成層からはハイガイ(*Tegillarca granosa*)やアカガイ(*Anadara broughtoni*)などの貝化石を多産する層準が、K-Ahの上位に確認されている(米子市教育文化事業団・米子市公園街路課, 1998)。弓ヶ浜砂州では、中部には古墳時代より古い遺跡が存在しないが、境水道に面した先端部では縄文時代晩期から弥生時代の遺跡が存在する。境水道海底には、北灘遺跡と西灘遺跡(図1)があり、これは浚渫土に混じて縄文時代中期から弥生時代の遺物が海底からすくい上げられたものである(境港市, 1986)。異なる時期の遺物が混在することから、海岸侵食によって遺物が再堆積した可能性もある。

南西岸の意宇平野にある鶴貫遺跡(図1)では、縄文時代晩期の遺物包含層の下位に、潮間帯で形成されたとみられる生痕化石を多含する砂層が標高1.5mを上限として分布している(建設省松江国道工事事務所・島根県教育委員会, 1997)。南岸の安来平野縁辺にある岩屋遺跡(図1)では、頂面の標高が0.7mの波食台が発見されている(水口ほか, 1998)。その形成時期は弥生時代以前である。

中海北岸の島根半島地区には、サルガ鼻洞窟遺跡(図1)をはじめ、海食洞を利用したいくつかの洞窟遺跡が存在する。サルガ鼻では床面高度が標高1~2.5mの海食洞が住居などに利用され、縄文時代前期末~中期の遺物が出土している(竹広ほか, 1999)。

III. 松江平野の低湿地遺跡の検討

1. 遺跡調査の経緯

松江平野には、朝酌川遺跡群と島根大学構内遺跡の2つの低湿地遺跡が知られている(図3)。朝酌川遺跡群は、朝酌川沿いの西川津遺跡、原の前遺跡、タテチョウ遺跡の総称で、朝酌川の河川改修に伴って1970年代後半から2000年まで20年以上をかけて、継続的に発掘調査が行われた(島根県教育委員会, 1979; 島根県土木部河川課・島根県教育委員会, 2001など)。調査では、遺跡群の上流端から下流端まで、延長約2kmに及ぶ河川敷のほぼ全域が発掘された(図4)。遺物は弥生時代を中心に、多量の土器、石器、木器などが出土している。

島根大学構内遺跡は、朝酌川遺跡群の西側に位置している。ここでは、縄文時代から中世までの海面高度付近

図3 松江平野の遺跡分布

の自然堆積層が観察され、沿岸域における地形の変化についての情報が得られるとともに、そこで暮らした人々の生活を示す漁具などの遺物が出土している(島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1994, 1997など)。

2. 地質層序と遺物包含層について

朝酌川遺跡群と島根大学構内遺跡の層序模式図と代表的な地点の柱状図を図5に示す。朝酌川遺跡群では、内湾~汽水成泥層の上位に河川堆積層が重なっている。前者の層厚は、下流側のタテチョウ遺跡で最大10mに達し、上流側に薄くなり、有機質に富む堆積物に変化して、上流端では腐植物に富む湿地堆積物層となる。この泥層中にはK-Ahが挟まれ、西川津遺跡、原の前遺跡ではそれぞれ標高-0.7m、標高-2.7mに位置し、この間では高度の変化を連続的に追跡することができる。

河川堆積層は、下部が細礫~粗粒砂層、上部が泥層からなるポイントバー堆積物で、標高0~-2mの範囲に分布している。遺物は河川によって運搬されて堆積層中に取り込まれたものが大半を占め、遺構などに伴うものはわずかである。

朝酌川遺跡群の河川堆積層には、各層に時代が異なる遺物が多量に混在して(図6)、最も新しい時代を示す遺物の年代が地層の堆積年代を示すと判断できる。層準ごとに遺物を詳細に検討することにより、弥生時代以降については50~100年のオーダーで堆積年代を決定できる。その結果、発掘で確認された最も古い時期の河川堆積層は、縄文時代晩期(3,000~2,300年前)である。弥生時代から奈良・平安時代までの地層は、ほぼ連続的に

分布しているが、室町時代以降の地層は分布が断片的である。これは、この時代には河道が人為的に固定されるようになったことと関係していると考えられる。

島根大学構内遺跡は、丘陵地に南向きに開けた谷の出口付近に位置する(図3)。谷奥側の丘陵に接した地点F(図3)では、腐植を多量に含む湿地性堆積層が分布す

図4 西川津遺跡の発掘調査トレンチ
調査対象地層の大部分が海面より低いため、鋼板矢板によって囲った範囲を掘削。朝酌川の水面は海面高度とほぼ等しい。

(写真提供：島根県教育委員会)

図5 柱状図および松江平野の完新統層序模式図

模式図は埋没谷を埋積した内湾堆積層とその上部を削剥して重なる河川堆積層を示し、A～F(図3に対応)は位置を概念的に示す。

図 6 朝酌川遺跡群の遺物による河川堆積層の年代決定
遺物は時代が異なるものが混在するが、地層ごとに遺物を検討することで堆積年代を決定できる。島根県土木部河川課・島根県教育委員会(1990)よりデータ使用。

る。湿地性堆積物層は、丘陵から離れるにつれて内湾成堆積層に漸移するとともに、層厚を増し、地点 E では層厚 9 m に達する。遺物は、新第三系の風化面や、湿地性堆積物層に挟まれている礫層などに含まれる。

以下に、地点 A～F (図 3, 図 5) の層相と K-Ah を狭む高さについて述べる。

地点 A: 原の前遺跡右岸 (島根県教育委員会, 1995) の一角で、標高 -1 m の削剥面を境にして、下位は内湾～湖成堆積層、上位は河川堆積層である。K-Ah は前者の標高 -2.7 m に挟まれている (図 5)。河川堆積層の堆積年代は、遺物の時代により奈良時代～平安時代 (1,200 年前頃) と判断される。内湾～湖成堆積層中の標高 -2.7 m に、K-Ah が挟まれている。

地点 B: 原の前遺跡右岸 (島根県教育委員会, 1995) の一角で、標高 -1.1 m の削剥面を境にして、下位は内湾～湖成堆積層、上位は河川堆積層である。K-Ah は前者の標高 -2.7 m に挟まれている (図 5)。河川堆積層の堆積年代は、遺物の年代により古墳時代 (1,500 年前頃) と判断される。この地点の遺構には、河道に伴って護岸状の石組み遺構が確認されている (島根県教育委員会, 1995)。

地点 C: 西川津遺跡左岸 (島根県教育委員会, 2000) の一角で、標高 -1 m の削剥面を境に、下位は内湾～湖成堆積層、上位は河川堆積層である。K-Ah は前者の標高 -1.7 m に挟まれている (図 5)。河川堆積層の堆積年代は、遺物により弥生時代前期 (2,100 年前頃) と判断され

る。

地点 D: 西川津遺跡右岸 (島根県教育委員会, 2000) の一角で、標高 -0.9 m の削剥面を境に、下位は内湾～湖成堆積層、上位は河川堆積層である。前者の標高 -2.6 m に K-Ah が挟まれている (図 5)。河川堆積層の堆積年代は、遺物の年代により縄文時代晩期末 (2,500 年前頃) と判断される。この地点の遺構には、河道底に 1～2 m 間隔で打ち込まれた 100 本以上の杭群が確認されている (島根県教育委員会, 2000)。

地点 E: 島根大学構内遺跡 (島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1999) の一角である。トレンチ掘削に加え、ボーリングによって完新統基底までの層序が明らかにされている。最下位には完新統基底礫とみられる礫層があり、その上位に泥層、砂泥互層、細粒砂層が重なる。標高 0.3 m 以上は盛土や耕作土である (図 5)。K-Ah は標高 -3.5 m に挟まれている。標高 -4.2 m ～ -5.2 m には、ハイガイなどの貝化石が多く含まれる以外に、ウニの破片が含まれる (島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1999)。なお、この層準以外では貝化石はほとんど含まないが、標高 -2 m 付近にはヤマトシジミが若干含まれる。また、標高 -2.0 ～ -0.3 m では平板状の斜交層理が発達し、巣穴化石が多数認められる。その上位には標高 -0.3 ～ 0.5 m の範囲に、砂州 (海浜) 堆積層とみられる細粒砂層が重なる。この細粒砂層は、この地点の北側に連続して分布し、縄文時代後期から縄文時代晩期にかけての遺物が含まれる。砂州は北から南へ成長したと

みられ、含まれる遺物は南側ほど新しい(島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1999)。

地点 F: 島根大学構内遺跡(島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1997)の一角で、丘陵と沖積低地の境界部に当たる(図 3)。新第三系が東へ傾斜する埋没斜面を構成し、不整合で湿地性堆積物(標高 $-2.0 \sim -1.2$ m)、斜交層理が発達した礫層(標高 $-1.2 \sim 0.2$ m)、湿地性堆積物(標高 $0.2 \sim 0.9$ m)が重なる(図 5)。K-Ah は下位の湿地性堆積物に挟まれ、標高 $-0.6 \sim -0.4$ m を分布上限として埋没斜面にアバットする産状を示す。K-Ah は上位の湿地堆積物層の最上部から 4,470 ^{14}C yrs BP の年代値が得られている(島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1998)。遺物は、埋没斜面上面の古土壌には縄文時代早期後半(7,000 年前頃)の、礫層の直上には縄文時代前期初頭(6,000 年前頃)の遺物がそれぞれ含まれる。そのうち、礫層直上からは南九州の遺跡で K-Ah の直上から出土する縄文式系の土器や、丸木舟が出土している(島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1994)。礫層の上位に重なる湿地性堆積物層の上部には、小規模な流路を充填する礫層が挟まれ、その中には縄文時代中期の遺物が含まれる。隣接地の地点 H(図 3)では、湿地堆積物層中から縄文時代前期の櫛とヤスの柄が整然と並べられた形で出土している(島根大学埋蔵文化財調査研究セン

ター, 1994)。

3. 堆積物のイオウ濃度分析

地点 A~F の堆積層について、泥質堆積物試料のイオウ濃度分析を行った(図 7)。堆積物中のイオウ濃度は、海水流入の有無を反映するといわれている(Berner, 1984)。中井ほか(1982)は、日本の沖積低地堆積物のイオウ濃度分析結果から、濃度 0.3% 以上の場合には海水が流入していた環境下の堆積物であると指摘している。中海・宍道湖では、三瓶ほか(1991)、倉門ほか(1998)により、湖底堆積物のイオウ濃度、有機炭素濃度が分析がされ、これらが堆積環境の解析に有効であると報告されている。しかし、堆積物中のイオウ濃度はおもに海水流入の有無に支配されるが、底質の有機物濃度にも影響を受けると考えられている(三瓶ほか, 1997)ため、有機炭素濃度についてもあわせて測定した。イオウ濃度はホリバ EMIA-120 型硫黄分析装置を用いて全イオウ濃度(以下、TS という)を、有機炭素濃度は柳本製作所 CHN コーダ MT-3 型を用いて全有機炭素濃度(以下、TOC という)を求めた。なお、この測定結果の一部は、中村ほか(1996)、島根大学埋蔵文化財調査研究センター(1999)、島根県教育委員会(2000)において筆者がすでに報告している。

地点 A: 河川堆積層と内湾~湖成堆積層は、ともに

図 7 地点 A~F の層序と全イオウ濃度、全有機炭素濃度分析結果

TSが1%前後からそれ以上の濃度を示す。TOCは、河道堆積層では1.5~3%, 内湾~湖底堆積層では0.8~2%の範囲に集中し、後者の方がTOCに対するTSの濃度が高い。

地点B: 河川堆積層のTSは1%前後を示し、TOCは1.5~3%を示す。内湾堆積層については、地点Aと隣接した地点であることから、試料の採取・分析は行っていない。

地点C: TSは、河川堆積層では標高0.2m付近を境に、これより上部では0.5%未満、下部では1.5~3%を示す。内湾~湖成堆積層では2%前後を示す。TOCは、河川堆積層、内湾~湖成堆積層とも2~4%を示す。

地点D: TSは、河川堆積層では標高0m付近を境に、これより上部では低い値を示すが、下部では2%を超える高い値を示す。内湾~湖成堆積層は1.5~2%を示す。TOCは、河川堆積層では2.5~9.5%の高い値を示す。内湾~湖成堆積層では2%前後である。

地点E: TSは、泥層の色調が変化する標高-6.5mを境に、これより上部ではおおむね1%以上の値を示すのに対し、下部ではほぼ0%を示す。TOCもTSと調和的な変化を示し、標高-6.5m以深では1%未満、これより上部では1~3%を示す。

地点F: TSは、上位、下位の湿地性堆積物層とも2%以上を示し、著しく高い値を示す層準もある。上位の湿地性堆積物層は、標高0~0.9mではTSが3~6%の範囲で上方ほど増加する傾向があり、地点A~Dで標高0m付近を境にTSが減少する傾向とは異なっている。TOCは、下位の湿地堆積物層では5%以上の高い値を示す。上位の湿地堆積物層では、下部は2%前後で上方へ向かって増加する傾向を示し、最上部では18%に達する。

IV. 考 察

1. 海面変化

松江平野の低湿地遺跡では、K-Ah降灰前後から1,200年前頃にかけての汀線付近の堆積物を観察することができる。これらの観察結果と周辺の遺跡との関係、および既存資料に基づいて完新世における古海面の変化について述べる(図8)。

1) 完新世初頭

中海・宍道湖湖底下における海水~汽水成の完新統泥層最下部の ^{14}C 年代値について、宍道湖では水野ほか(1972)、中海では水野ほか(1972)、三瓶ほか(1996)の報告がある。これらによると、標高-18~-20mの試料か

図8 山陰中部地域における完新統海面変化曲線

K-Ah降灰時の海面は標高-0.5m付近にあり、5,000年前頃に標高1m前後の最高海面に達した。4,000年前頃、1,500年前頃には若干の海面低下があった。図中の三角は古海面高度を示す証拠の高さと年代を示す。1. 宍道湖の中海層基底の ^{14}C 年代、2. 目久美遺跡の ^{14}C 年代、3. K-Ahの産状、4. 島根大学構内遺跡の塩水湿地堆積層上限高度、5. 西川津遺跡の河川堆積層、6. 西安原遺跡の木列状遺構、7. 原の前遺跡の河川堆積層。

ら7,980~9,820 ^{14}C yrs BPの年代値が得られ、この頃から海の進入が始まったと考えられる。山田・高安(2005)は、その後に新たに得られたコアなどの解析から、この地域で完新世初頭の海面上昇によって海が進入した時期は、暦年代で9,200~9,300 cal yrs BP(暦年末補正の ^{14}C 年代値でおよそ8,000 yrs BP)頃としている。以上のことから、8,000 ^{14}C yrs BPに標高-20m付近に海面があったと考えられる。

2) K-Ah降灰前後とその後の高海面期の存在

中海南東岸の目久美遺跡(図1)では、標高-5mから産出したヤマトシジミ化石から、7,310 ^{14}C yrs BPの年代値が得られている(米子市教育文化事業団・米子市公園街路課, 1998)。ヤマトシジミは汽水生であることから、当時の海面は少なくとも標高-5mより高かったと考えられる。

6,300 ^{14}C yrs BP(暦年代では7,300 cal yrs BP)頃とされるK-Ah降灰時(町田・新井, 1992)の古海面高度は、K-Ahの分布高度から推定できる。松江平野では、内湾~湖成泥層の陸側への分布限界付近までK-Ahを連続的に追跡でき、島根大学構内遺跡(図3の地点F, H)では、湿地性堆積物層に挟まれているK-Ahが標高-0.4~-0.6mを上限に途切れる状態が認められる。その湿地性堆積物層は、K-Ahの層準でTSが2%を超える高

い値を示し、塩水湿地の堆積物と考えられる。塩水湿地は海面高度付近に形成されることから、K-Ah 降灰当時の海面高度は標高 -0.5 m 前後と考えられる。

K-Ah 降灰以降の古海面については、地点 F の結果から現海面高度を超える高海面期の存在を指摘できる。地点 F では、TS が 3% を超える高い値を示す湿地性堆積物層が標高 0.9 m まで連続する。これは、この高さまで海水の影響が及んでいたことを示す。宍道低地帯東部の境港における現在の潮位は、標高 0.6 m 前後が最高潮位であり、この地層が堆積した当時の海面は現在よりも高く、標高 0.9 m 以上に達していた可能性が高い。年代については、この地層の最上部で $4,470^{14}\text{C yrs BP}$ の年代値が得られ、同層準に挟まれる礫層から縄文時代中期 (5,000~4,000 年前) の土器が出土している (島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1997)。

同様な高海面期の存在を示す証拠として、中海南岸の鶴貫遺跡 (図 1) では潮間帯で形成されたとみられる砂層が標高 1.5 m まで連続すること (建設省松江国道工事事務所・島根県教育委員会, 1997)、岩屋遺跡 (図 1) でも標高 0.7 m の平坦面を持つ旧波食台が発見されている (水口ほか, 1998) ことがあげられる。これらの証拠は年代は特定できないが、海面が標高 1 m 前後に達した時期があることを示している。

次に、海面の上限高度について述べる。佐太講武貝塚では縄文時代前期前半 (6,000~5,500 年前) の貝層が標高 0~1 m の範囲にある。貝層には焼土層が挟まれていることから、陸上で形成されたことは確かである。貝層上面には縄文時代中期の遺構があり、縄文時代前期~中期の海面高度は標高 1 m 前後を上限とし、これを大きく上回ることとはなかったと考えられる。

3) 縄文時代後期以降

島根大学構内遺跡で確認された縄文時代後期から晩期にかけて形成された砂州堆積層は、離水部分とみられる砂層の分布高度が標高 -0.3~0.5 m の範囲でほぼ一定である (島根大学埋蔵文化財調査研究センター, 1999)。地点 F では、砂州堆積層の下位にある泥層の TS はおおむね 1% を超える高い値で、砂州は内湾の海面高度付近に形成されたと判断できる。海面は離水部分の基底付近だったと考えられ、その高度からは縄文時代後期から晩期 (4,000~2,500 年前頃) までに、海面が標高 -0.3~0 m 付近まで低下した可能性を指摘できる。

地点 A~D の朝酌川遺跡群の河川堆積層では、縄文時代晩期末 (2,500 年前頃)~1,200 年前頃まで、すべての時代で標高 0 m 付近まで 1% 以上の高い TS を示すこと

から、いずれも海水が流入する環境で堆積したと考えられる。また標高 0 m 付近を境に、それより上部では TS が減少する傾向があり、地点 C (弥生時代)、地点 D (縄文時代晩期) ではそれと顕著である。このことは、標高 0 m 付近が海水が流入しうる上限高度だったことを示していると考えられる。各時代の河床高度については、場所による違いはあるが、時代ごとの明らかな違いは認められないので、縄文時代晩期から奈良・平安時代 (約 1,200 年前) にかけて、海面は標高 0 m 付近にあったと考えられる。

1,700~1,500 年前頃には若干の海面低下があった可能性を遺構の高度から指摘できる。例えば、地点 B 付近で検出された約 1,700 年前の石組護岸遺構は、石組みや係留柱が標高 -1.0~-0.1 m の範囲にある (島根県教育委員会, 1995)。また、出雲平野西部の西安原遺跡 (図 1) では、材を並べた木列状遺構と集石遺構が標高 -0.4~-0.1 m で検出され、年代は約 1,500 年前である (中村・野坂, 2006)。これらは、構築時には少なくともその一部が氷面上に露出してははずで、海面が低かったことを示す証拠といえる。しかし、上述のように地点 A~D の朝酌川遺跡群における TS の結果は、大きな海面変化がなかったことを示しており、この時期の海面は木列などの遺構上部が氷面上に露出する程度の標高 -0.4~-0.1 m 付近にあったとみられる。

4) 奈良時代以降

奈良時代に編纂された『出雲国風土記』には、宍道湖と中海は“おうのいりうみ 飢宇入海”の名で記載されている。ミルなどの海藻があったと記述され、当時は外海の要素が強い環境だったことが推定される (島根大学地域分析研究会, 1982)。徳岡ほか (1990) は、この時期に中海で海水交換が良好な環境が出現することから、「中世の温暖期」の小海進が 1,200 年前頃から始まったと推定している。

朝酌川遺跡群では、河川堆積層の分布から、古墳時代にはタテチョウ遺跡の範囲まで朝酌川三角州が達していたことがわかる。その後、江戸時代初期の「堀尾時代松江城下図」(島根大学付属図書館所蔵) では、朝酌川下流一帯には水域が描かれ、奈良時代から江戸時代初期までは三角州の規模はあまり変化していない。また、奈良時代以降の河川堆積層は、古墳時代と比べて粗粒分が少なく傾向がある。これらのことは、1,200 年前頃に小海進があったという推定と調和的である。

奈良~平安時代の海面高度について、地点 A の TS からは標高 0 m まで海水流入があったと考えられる。松江市八束町江島の三月田遺跡 (大西ほか, 1991) では、標高

0.5 m 前後にこの時期の生活面が確認されており、海面はこれより低かったことは確かで、標高 0 m 付近にあったと考えられる。1,500 年前頃の海面低下は最も大きく見積もっても -0.4 m であることから、1,200 年前までの 300 年間で海面上昇量は最大 0.4 m となる。

5) 他地域との比較

日本における完新世海面変化の傾向として、6,000 年前頃に標高 2~5 m の高海面、5,000~4,000 年前頃と 3,000~2,000 年前頃に標高 -1 m 程度の低海面が報告されている(太田ほか, 1990)。

本研究では、海面変化について次の結論を得た。(1) K-Ah 降灰時の海面高度は標高 -0.5 m 付近にあった。(2) 5,000 年前頃に標高 1 m 程度を上限とする高海面に達した。(3) 4,000~2,500 年前頃に標高 -0.3 m 付近まで海面が低下した可能性がある。(4) 2,500~1,200 年前は大きな変化は認められないが、1,500 年前頃に標高 -0.4 ~ -0.1 m の範囲に海面が低下した可能性がある(図 8)。これらのことについて、他地域と比べると、6,000 年前以降の変動が小さいように見える。最高海面高度が低いことは、宍道低地帯が沈降傾向にある可能性を指摘できるが、その傾向や変動量を示す具体的な資料は得られてい

ないので、ここでは議論しない。また、古海面高度を推定した証拠のいくつかについて、軟弱泥層の圧密沈下を考慮する必要があるかもしれないが、ここでは無視している。

他地域で指摘されている 5,000~4,000 年前と 3,000~2,000 年前の低海面について、当地では 5,000 年前頃に最高海面に達したと推定される。その後、2,500 年前までの間に標高 -0.3 m 付近まで低下した可能性があるが、はっきりした年代は不明である。2,500 年前以降については、朝酌川遺跡群のこの時期の河川堆積層の TS から標高 0 m 付近まで海水の影響が及んでいたことを指摘でき、大きな変動は考えにくい。以上のように、本地域では K-Ah 降灰後の海面は、他地域で報告されている変化量に比べて小さい傾向にあり、標高 -0.4 ~ -1 m の範囲で推移したと考えられる。

2. 古地理の変遷

上述の古海面高度と、宍道低地帯の完新統層序に基づいて推定した松江低地と宍道低地帯一帯の古地理図を図 9 に示す。なお、宍道低地帯一帯の古地理図は、徳岡ほか(1990)が示したものをもとに、新たな知見を加えて検討したものである。

図 9 松江平野と中海・宍道湖の古地理変遷

松江平野は、内湾堆積層と河川堆積層の分布と考古学的な資料から、完新世の詳細な古地理の復元が可能である。中海・宍道湖全体の古地理については、徳岡ほか(1990)に基づき、その後得られた資料を考慮して一部を修正した。

A) 約 11,000 年前 (最終氷期最末期)

海面は標高 -30 ~ -40 m 付近にあり、現在の大橋川の塩桶島^{しおなてしま}付近を分水界とする川が宍道低地帯を東西に流れ、谷地形を形成していた。美保湾では中央付近に埋積谷があり、この谷を日野川が流れていた(井上ほか, 2005)。中海では、大根島玄武岩が湖底の広い範囲に分布していて、完新統基底面の地形を規制している(吹田ほか, 2001)。

B) 約 6,000 年前 (縄文時代前期初頭)

最終氷期以降の海面上昇によって、宍道湖側と中海側にそれぞれ湾が形成された。宍道湖側の水域では、K-Ah 降灰以前の一時期、外海水の影響が強い環境が出現する。その環境を示す層準は、出雲平野から松江平野まで連続して追跡できる。海面上昇に伴って現在の大橋川部分が氷道になり、宍道湖側と中海側の湾が繋がったことで、水の交換効率が高まったと考えられる。

海面は K-Ah 降灰時には標高 0.5 m 付近にあり、その後 5,000 年前頃に標高 1 m 程度の最高位に達した。宍道湖側の水域では K-Ah 降灰以前に外海水の影響が弱くなっており、湾口部の砂州と斐伊川三角州の成長によって海水交換量が減ったとみられる。米子平野では、温暖な内湾環境を示すハイガイの化石が K-Ah の上位から多産している(米子市教育文化事業団・米子市公園街路課, 1998)。

弓ヶ浜砂州は、更新世の古砂州に付加する形で成長した(中村ほか, 2001)。海面上昇の段階で、すでに細い砂嘴として存在した。中海東部の水面下には、江島に向かう形で砂州堆積層が存在している(水野ほか, 1972)。

C) 約 4,000 年前 (縄文時代後期初頭)

海面上昇速度が鈍化、または停滞に転じた 6,000 年前以後は、三角州の前進によって出雲平野が拡大した。宍道湖側では、K-Ah の上位に淡水生珪藻が急増する層準があり(中村・徳岡, 1996)、この時点で三角州が島根半島に達し、最高海面後の海面低下にも影響されて宍道湖が閉塞したと考えられる。

神戸川三角州では、4,800 年前頃と 3,700 年前頃の三瓶火山の活動によって、多量の碎屑物が供給された。3,700 年前の火砕物に由来するイベント堆積物が、出雲平野西部の地表直下に広く分布していることは、考古遺跡の発掘調査によって認められている。出雲平野西部の地形発達には、三瓶火山の完新世の火山活動が大きな影響を与えたことを示す(中村, 2006)。

D) 約 2,000 年前 (弥生時代)

宍道湖の湖底堆積層にはヤマトシジミからなる貝殻層

が挟まれ、1,926 ¹⁴C yrs BP の年代値が得られている(徳岡ほか, 1997)。また、西川津遺跡ではヤマトシジミを中心とする弥生時代の貝塚がみつき(島根県土木部河川課・島根県教育委員会, 1988)、宍道湖が低塩分の汽水湖になったことを示している。宍道湖が低塩分化する要因には 2 つの可能性があり、ひとつは海面低下、もうひとつは松江平野の発達によって大橋川が狭められ、海水流入量が減少したことが考えられる。

出雲平野では集落遺跡が急速に拡大し、平野の利用が盛んになったことがわかる。平野の周辺には、荒神谷遺跡など古代出雲を象徴する遺跡も出現する。また弓ヶ浜砂州の先端部では、縄文時代晩期から弥生時代にかけて遺跡が出現しはじめる。

E) 約 1,200 年前 (奈良時代)

小海進によって宍道湖、中海への海水流入が増加するとともに、朝酌川のような小河川では三角州の成長が鈍化した。『出雲国風土記』では、宍道湖と中海は“飢宇入^{おいうり}海”とされ、出雲平野の西には“神門水海^{かんとのみずうみ}”という水域があったとされる。出雲砂丘にある長浜貝塚は、ヤマトシジミを主体とする平安時代の大規模な貝塚で、汽水域が出雲砂丘と神戸川三角州との間に存在した可能性を示している(出雲市教育委員会, 1996)。また、風土記では“夜見島”とされる弓ヶ浜砂州は、基部付近から海水の流入があった(徳岡ほか, 1990)。

F) 約 300 年前 (江戸時代)

斐伊川流域を中心に、鉄穴流しによる砂鉄採取とたたら製鉄が盛んに行われるようになり、土砂排出量の増加によって斐伊川三角州が急速に成長した。斐伊川の河道は以前は、西流して直接日本海に流出していたが、1635 年と 1639 年の洪水を機に東流して宍道湖に流入するようになったことが知られている(松尾ほか, 2005)。

V. ま と め

本研究では、中海・宍道湖地域における K-Ah 降灰以後の海面変化と古地理変遷について検討した。海面変化について、本地域では K-Ah 降灰時の海面高度は標高 -0.5 m 付近にあり、5,000 年前頃に標高 1 m 程度の最高海面に達した後、海面高度は標高 -0.4 ~ 1 m の範囲で推移したと考えられる。他地域と比較した場合、K-Ah 降灰以後の海面高度の変化は小さい傾向にある。この変化傾向が山陰海岸全般に共通するものか、地溝帯的性質を持つ宍道低地帯に固有なものであるか、今後の検討課題である。

古地理変遷について、松江平野については汀線付近の

堆積物の平面的な分布に基づき、K-Ah 降灰以降の地形の変化を詳細に検討した。また、中海・宍道湖地域全体でみると、宍道湖の原型となった水域では K-Ah 降灰以前に外海水の影響が最も強い環境が出現した。そのことを示す堆積物は、最も湾奥にあたる松江平野においても認められる。宍道湖は出雲平野の成長によって外海から遮断されたが、その地形発達には三瓶火山の第 6, 7 期の活動が大きな影響を及ぼしたことが明らかになった。

謝辞 本論をまとめるにあたって、島根大学名誉教授の徳岡隆夫氏には多岐にわたってご指導いただいた。また、調査では島根県教育委員会の西尾克己氏、島根大学埋蔵文化財調査研究センターの会下和宏氏をはじめ、埋蔵文化財関係の方々に便宜を図っていただいた。ここに記してお礼申し上げます。

引 用 文 献

- Berner, R.A. (1984) Sedimentary pyrite formation : An up-date. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.
- 吹田 歩・徳岡隆夫・上野博芳 (2001) 音波データ解析による中海湖底下の大根島玄武岩の広がり三次元可視化。島根大学地球資源環境学研究報告, 20, 205-216.
- 福岡 孝・松井整司 (1996) 三瓶火山の浮布黒色土以後の火砕物の層序と年代。島根大学地球資源環境学研究報告, 15, 61-62.
- 林 正久 (1991) 出雲平野の地形発達。地理学評論, 64, 26-46.
- 稲田積造 (1955) 講武村誌。462 p, 講武村誌刊行会。
- 井上卓彦・塩屋藤彦・岩本直哉・天野敦子・井内美郎 (2005) 音波探査記録からみた美保湾の海底地質と宍道低地帯東部の後期更新世以降の地史。地質学雑誌, 111, 255-268.
- 出雲市教育委員会 (1996) 上長浜貝塚発掘調査報告書。84 p, 出雲市教育委員会。
- 鹿野和彦・山内靖喜・高安克己・松浦浩久・豊 遙秋 (1994) 松江地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 126 p, 地質調査所。
- 鹿島町教育委員会 (1994) 佐太講武貝塚発掘調査報告書 2。32 p, 鹿島町教育委員会。
- 建設省計画局・島根県・鳥取県 (1967) 都市地盤調査報告書, 15, 中海臨海地帯の地盤。142 p, 大蔵省印刷局。
- 建設省松江国道工事事務所・島根県教育委員会 (1997) 一般国道 9 号安来道路建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書 西地区島田池遺跡・鶴貫遺跡 本文編 (第 2 分冊)。278 p, 島根県教育委員会。
- 国土交通省中国地方整備局・島根県教育委員会 (2004) 一般国道 9 号出雲バイパス建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書 4 中野美保遺跡。251 p, 島根県教育委員会。
- 紺田 功・水野篤行 (1987) 宍道湖・斐川平野東部のボーリングコア中の有孔虫群集。山陰地域研究 (自然環境), 3, 175-185.
- 倉門由紀子・三瓶良和・高安克己・徳岡隆夫・井内美郎 (1998) 中海および浜名湖表層堆積物の有機炭素・窒素・イオウ濃度分布。LAGUNA (汽水域研究), 5, 123-135.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。276 p, 東京大学出版会。
- 前本義幸・紺田 功・高安克己 (1990) 中海・宍道湖の自然史研究—その 11. 宍道湖湖心部のボーリングコア中の有孔虫群集。島根大学地質学研究報告, 9, 51-59.
- 松尾 寿・田中義昭・渡辺貞幸・大日方克己・竹永三男 (2005) 島根県の歴史。338 p, 山川出版社。
- 水口晶郎・大塚 充・中村唯史・徳岡隆夫 (1998) 安来市岩屋遺跡および小汐手遺跡で発見された縄文〜弥生時代の旧海岸地形。山陰地域研究, 14, 7-11.
- 三梨 昂・徳岡隆夫 (1988) 中海・宍道湖—地形・底質・自然史アトラス。115 p, 島根大学山陰地域研究総合センター。
- 水野篤行・大嶋和雄・中尾征三・野口寧世・正岡栄治 (1972) 中海・宍道湖の形成過程とその問題点。地質学論集, 7, 113-124.
- 中井信行・太田友子・藤澤 寛・吉田正夫 (1982) 堆積物コアの炭素同位体比, C/S 比および FeS₂ 含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動。第四紀研究, 21, 167-177.
- 中村唯史 (1993) 松江市西川津遺跡のアカホヤ火山灰層。島根大学地質学研究報告, 12, 67-70.
- 中村唯史 (2006) 神戸川デルタの地形発達。島根県立三瓶自然館研究報告, 4, 25-30.
- 中村唯史・野坂俊之 (2006) 神西湖西岸低地の完新世環境変遷。島根県立三瓶自然館研究報告, 4, 17-24.
- 中村唯史・重松信治・徳岡隆夫 (2001) 弓ヶ浜砂州の地下地質。島根大学地球資源環境学研究報告, 20, 189-

194.
中村唯史・徳岡隆夫（1996）宍道湖ボーリングSB1から発見されたアカホヤ火山灰と完新世の古地理変遷についての再検討. 島根大学地球資源環境学研究報告, 15, 35-40.
- 中村唯史・徳岡隆夫・大西郁夫・三瓶良和・高安克己・竹広文明・会下和宏・西尾克己・渡辺正巳（1996）島根県東部の完新世環境変遷と低湿地遺跡. LAGUNA（汽水域研究）, 3, 9-11.
- 大西郁夫（1977）出雲海岸平野第四紀堆積物の花粉分析. 地質学雑誌, 83, 603-616.
- 大西郁夫・干場英樹・中谷紀子（1990）宍道湖湖底下完新統の花粉群. 島根大学地質学研究報告, 9, 117-127.
- 大西郁夫・松井整司（1980）島根県東部の第四系. 日本地質学会第87年総会・年見学会旅行案内書第1班, 32 p.
- 大西郁夫・西田四朗・渡辺正巳（1989）山陰地方中部の第四紀後期火山ガラス. 島根大学地質学研究報告, 8, 7-16.
- 大西郁夫・高安克己・田崎和江・徳岡隆夫・田中義昭・渡辺貞幸・内田律夫（1991）八束町江島の地形と奈良時代の遺跡の発掘調査. 山陰地域研究（自然環境）, 7, 39-52.
- 太田陽子・海津正倫・松島義章（1990）日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980～1988における研究の展望—. 第四紀研究, 29, 31-48.
- 境港市（1986）境港市史（上）. 1008 p, 境港市.
- 貞方 昇（1996）中国地方における鉄穴流しによる地形環境変貌. 450 p, 溪水社.
- 三瓶良和・市場健二・鈴木徳行（1991）空気燃焼法によるケロジェンイオウ濃度の測定. 島根大学地質学研究報告, 10, 75-80.
- 三瓶良和・倉門由紀子・清水 紋・高安克己・石田 聖（1997）サロマ湖・網走湖底質の有機炭素・窒素・イオウ濃度. Researches in Organic Geochemistry, 12, 51-60.
- 三瓶良和・松本英二・徳岡隆夫・井上大栄（1996）中海における過去約8,000年間の有機炭素埋積速度—Carbon Sinkとしての汽水域堆積物—. 第四紀研究, 35, 113-124.
- 山陰第四紀研究グループ（1969）山陰海岸地域の第四系. 地学団体研究会専報, 15, 355-376.
- 沢田順弘・徳岡隆夫・山内靖喜・三瓶良和・西村清和（2001）宍道地溝帯中軸部, 美保湾で発見された更新世火山とその地質学的意義. 地質学雑誌, 107, 392-405.
- 島根大学地域分析研究会（1982）飢字の入海—中海とその干拓淡水化をめぐる—. 211 p, たたら書房.
- 島根大学埋蔵文化財調査研究センター（1995）島根大学構内遺跡（橋縄手地区1）発掘調査概報Ⅰ. 44 p, 島根大学埋蔵文化財調査研究センター.
- 島根大学埋蔵文化財調査研究センター（1997）島根大学埋蔵文化財調査研究報告 1 島根大学構内遺跡第1次調査（橋縄手地区1）. 138 p, 島根大学埋蔵文化財調査研究センター.
- 島根大学埋蔵文化財調査研究センター（1998）島根大学埋蔵文化財調査研究報告 2 島根大学構内遺跡第3次調査（深町地区1）. 96 p, 島根大学埋蔵文化財調査研究センター.
- 島根大学埋蔵文化財調査研究センター（1999）島根大学埋蔵文化財調査研究報告 5 島根大学構内遺跡第2・4・8次調査（諸田地区1・2・3）. 104 p, 島根大学埋蔵文化財調査研究センター.
- 島根県土木部河川課・島根県教育委員会（1988）朝酌川河川改修工事に伴う西川津遺跡発掘調査報告書Ⅳ（海崎地区2）. 274 p, 島根県教育委員会.
- 島根県土木部河川課・島根県教育委員会（1990）朝酌川河川改修工事に伴うタテチョウ遺跡発掘調査報告書Ⅲ. 482 p, 島根県教育委員会.
- 島根県土木部河川課・島根県教育委員会（2001）朝酌川広域河川改修事業に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書13 西川津遺跡Ⅷ. 268 p, 島根県教育委員会.
- 島根県教育委員会（1979）朝酌川河川改修工事に伴うタテチョウ遺跡発掘調査報告書Ⅰ. 204 p, 島根県教育委員会.
- 島根県教育委員会（1995）朝酌川中小河川改修工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書 原の前遺跡. 206 p, 島根県教育委員会.
- 島根県教育委員会（2000）朝酌川中小河川改修工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書12 西川津遺跡Ⅶ. 198 p, 島根県教育委員会.
- 竹広文明・渡辺貞幸・会下和宏（1999）サルガ鼻洞窟遺跡—1998年度の調査—. LAGUNA（汽水域研究）, 6, 283-291.
- 徳岡隆夫・中村唯史・三瓶良和（1997）宍道湖堆積層中の貝殻層の発見とその意義. LAGUNA（汽水域研究）, 4, 77-83.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂（1990）中海・宍道湖の地史と環境変化. 地質学論集, 36, 15-34.

徳岡隆夫・高安克己（1992）中海北部（本庄工区）アトラス. 92 p, 島根大学山陰地域研究センター.
豊島吉則（1978）山陰海岸における完新世海面変化. 地理学評論, 51, 147-157.
山田和芳・高安克己（2005）長尺コアの高精度解析にも

とづく宍道湖水域の完新世古環境変動. 日本第四紀学会講演要旨集, 35, 171-174.
米子市教育文化事業団・米子市公園街路課（1998）財団法人米子市教育文化事業団文化財調査報告書 25 目久美遺跡Ⅴ・Ⅳ. 162 p, 米子市教育文化事業団.

Holocene Sea Level Changes and Paleogeography of the Central Part of the San-in District, Japan

Tadashi Nakamura*

Holocene sediments distributed in the Shinji lowland area, including the brackish lakes Shinji and Nakaumi, were examined mainly from the viewpoints of sea level change and paleogeography. In the lower part, the sediments consist mainly of marine to brackish deposits that were laid down during the Holocene Transgression over the last 10,000 years. Sandy fluvial deposits in the upper part were formed by successive regression over the last 5,000 years. Sedimentological, paleontological and geochemical (C-N-S) studies of drill cores have been used to examine paleoenvironmental changes in the area. Echo-sounding surveys of both lakes have been used to delineate the areal distribution of the Holocene deposits. These surveys establish the existence of two paleo-river systems (west-flowing in the west, and east-flowing in the east) in the last glacial age. The divide between these two systems lay in the central part between the two present lakes, in the channel of the modern-day Ohashi River. Many archeological sites are known from the lowland areas.

This paper reports new archeological and geological studies of sites along the Asakumi River in the Matsue Plain. A continuous geologic cross-section about 1.5 km in length has been obtained and studied in detail. Aspects examined include distribution of the K-Ah tephra, age determination of fluvial deposits based on historic remains, and CS analysis of muddy deposits. These studies permit reconstruction of the history of the lowland area, and offer invaluable evidence of past sea levels. The results show that at 6,000 years BP sea level in the study area was roughly equal to that of the present day, followed by a rise of one meter at 5,000 yrs BP, and a return to the present-day sea level at 4,000 yrs BP. At 1,500 yrs BP, the sea level fell to 0.4 to 0.1 m lower than at present. The magnitude of sea level change identified is smaller than that generally accepted for other lowland areas in Japan. Six revised Holocene paleogeographic maps of the Shinji lowland area are presented, along with new detailed maps of the Matsue Plain area.

Keywords : Lake Nakaumi, Lake Shinji, Holocene, archeological site, sea level changes

* Shimane Nature Museum of Mt. Sanbe. 1121-8, Tane, Sanbe-cho, Ohda-shi, Shimane, 694-0003, Japan.
E-mail : nakamura@nature-sanbe.jp