

### 房総半島洲崎における完新世海岸段丘の土壌生成過程

浅野, 友継 / ASANO, Tomotsugu / ISHIGURO, Keisuke / 石黒, 敬介

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

法政地理 / JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY

(巻 / Volume)

44

(開始ページ / Start Page)

31

(終了ページ / End Page)

42

(発行年 / Year)

2012-03-22

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00011640>

## 房総半島洲崎における完新世海成段丘の土壤生成過程

石黒 敬介・浅野 友継

房総半島南部の海岸沿いは、プレート境界部で発生する巨大地震によって隆起率が高い地域である。従って、多数の海成段丘が海岸沿いに発達している。本研究では房総半島南端部の洲崎における完新世海成段丘を対象として、形成年代の異なる複数の完新世海成段丘面上の土壤の特性を調べ、土壤分析の結果から段丘面の形成年代を推定できるかを検討することを目的とした。さらに、形成年代の異なる完新世海成段丘において見られる土壤生成過程の差は、更新世海成段丘においても見ることができるのかを大房岬での土壤分析結果を基に検証した。土壤分析の結果、完新世海成段丘及び更新世海成段丘の両方において年代とともに粘土比率が高まっていく。また年代が古くなるに従って水素イオン ( $H^+$ ) の含有量は増加し、総塩基量 (S) の含有量の値は減少する傾向を示した。さらに完新世及び更新世の二つの異なる時代をとおして、完新世で示された土壤生成過程は更新世においても加速度的に進行していることがわかった。

キーワード：房総半島，洲崎，完新世，更新世，海成段丘，土壤生成過程

Keywords : Boso Peninsula, Sunosaki, Holocene, Pleistocene, Marine Terrace, Soil Formation Processes

### I はじめに

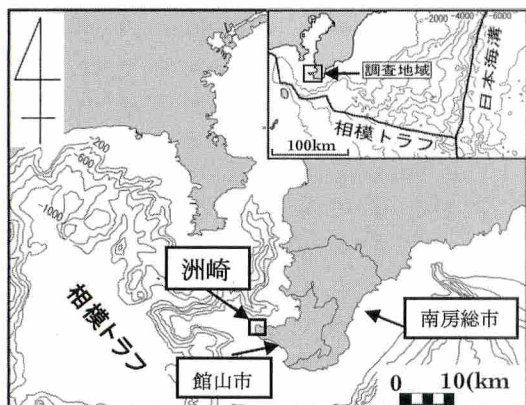
房総半島は北米プレートとフィリピン海プレートとの境界部である相模トラフに近い。そのため、プレートの境界部で発生する巨大地震によって地盤が隆起するため、多数の海成段丘が発達している地域である。特に房総半島南部は隆起率が3.3mm/年と高いため(中田ほか：1980)、過去に隆起した海成段丘が明瞭に観察できる。そこで本研究では房総半島南部の洲崎において完新世海成段丘を対象として、形成年代の異なる完新世海成段丘面ごとに発達する土壤の特性を調べ、土壤分析の結果から段丘面の形成年代を推定することを試みる。さらに、完新世海成段丘において見られる土壤発達過程の差は、更新世海成段丘においても完新世と同様にみられるかどうかを検討することを目的とした。

石黒(2009)は房総半島南部の大房岬・豊岡・南無谷の後期更新世海成段丘において土壤生成過程から海成段丘の段丘区分を行っている。しかし、完新世海成段丘では試みていない。本研究では完新世海成段丘を対象として、土壤の化学分析結果から、年代とともに土壤生成作用が進行しているかどうかを検討しようと試みた。洲崎は、1)

房総半島の中でも南部に位置するため隆起率が高く、海成段丘が明瞭に発達している。2)完新世における火山灰の堆積が少ないため、土壤の発達が大きくは中断されていない、という2つが土壤の発達過程の差を検討するうえで利点となるためである。

### II 調査地域の概要

本研究の調査地域を第1図に示した。房総半島では地震性の地盤の隆起は戦後から研究されており、今村(1925)や渡邊(1929)の研究がある。房総半島南部の沿岸では海成段丘の発達が良いため、数多くの研究者によって段丘区分がされてきた。その結果、房総半島南部の完新世海成段丘は大きく4つに区分されている(横田：1978、中田ほか：1980、国土地理院：1982、宍倉：1999など)。中田ほか(1980)は北緯35度以南の房総半島南部において上位の段丘面から沼Ⅰ面、沼Ⅱ面、沼Ⅲ面、沼Ⅳ面と区分し、得られた $^{14}C$ の年代測定値からそれぞれの離水の時期を上位の段丘面から6,150年前、4,350年前、2,850年前、270年前とした。また、各段丘面の間には小規模な段丘が存在することも指摘した。茅根・吉川(1986)は、房総半島南



第1図 調査地域概要

部の千倉において形成されている侵食海岸地形から、沼面を形成する元禄地震のような大規模な隆起が4回と大正地震のような小段丘を形成する隆起が少ない地震が少なくとも9回は発生したと述べている。また、宍倉(1999)は房総半島の保田において元禄地震の時には沈降をし、大正地震の時のみ隆起をするという房総半島での地殻変動において新たな隆起パターンを指摘した。

房総半島洲崎は北緯 $34^{\circ} 58'$  東経 $139^{\circ} 45'$  に位置し内房と外房の境にある。沿岸部は第四紀の泥岩・凝灰岩からなり、過去の地震隆起によって数段の完新世海成段丘が発達している。低地の背後には館山丘陵が広がっており、最高地点は高塚山で標高206mである。この付近の地質は三浦層群(新第三紀中期中新世～中期鮮新世)であり、泥岩を主体として多数の凝灰岩層を挟んでいる(千葉県史料研究財団:1997, 町田ほか:2003)。また、洲崎の辺りには第四紀の箱根・富士山の火山活動による火山灰の堆積が少ない(町田ほか:2003)。

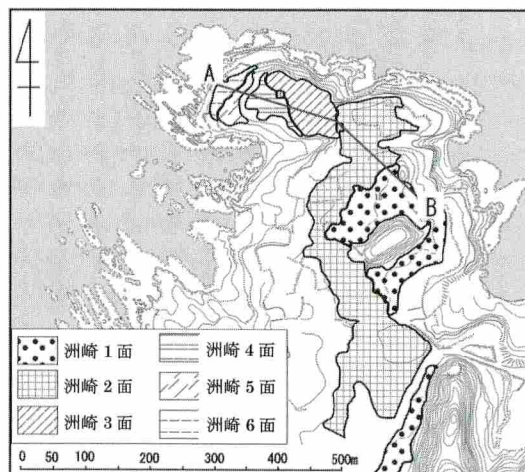
本論文での洲崎の段丘面区分は主に中田ほか(1980)を参考にし、第2図に分布図を示した。また第2図の年代軸はこの論文に依拠した。

### III 調査方法

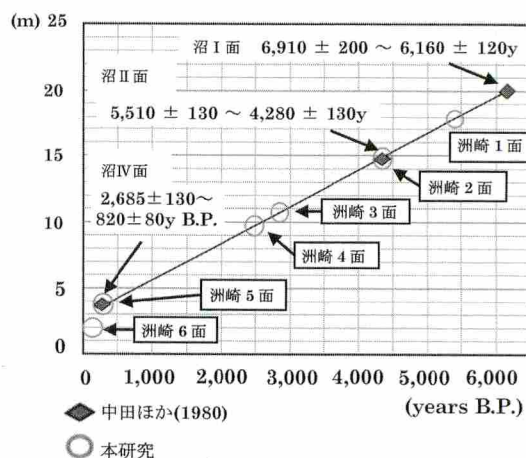
#### 1 段丘面区分

段丘面は空中写真による判読、及び現地調査を

行い、区分を行った。現地においては段丘崖・段丘礫層の追跡を行って段丘面を区分した。しかし段丘礫層の追跡は洲崎3面までしか行うことがで



第2図 本調査地域の段丘面区分



第3図 中田ほか(1980)との対比及び段丘面高度から推定した各段丘面の推定形成年代

きず、洲崎3面以降は住宅地となるため、洲崎1面、洲崎2面では段丘礫層の追跡が行えなかった。

段丘面の形成年代は中田ほか(1980)との対比を行った。そして段丘面高度からおおよその形成年代を推定した(第3図)。推定された形成年代は、

洲崎1面は約5,400年前、洲崎2面は4,350年前、洲崎3面は2,850年前、洲崎4面は1,800年頃、洲崎5面は元禄地震の時に隆起して形成されたものと考えた。洲崎6面の高度は大正地震の隆起量のこの地の値と一致したため、大正地震に隆起して形成されたものと考えた。

## 2 土壤分析方法

各段丘面の土壤調査は、各段丘面において畑や造成地など人為の影響が少ないと思われる場所を選び、土壤断面を作成し各断面の記載を行った。土色は標準土色帳を使用し、土壤硬度は山中式土壤硬度計を使用した。

土壤試料は風乾させた後、2mmの篩を用いて作成した。土壤分析は各地点の土壤断面の層位ごとに行い、計60個の土壤試料の分析を行った。

土壤pH ( $H_2O/KCl$ )の測定にはガラス電極pHメーター (HORIBA F51-S)を用いた。風乾細土10.00gに対して $H_2O$ と1N $KCl$ をそれぞれ25ml加え、土壤試料と溶液の比を1:2.5の割合にした。 $H_2O$ による溶液は1分間攪拌後、30分後に再び攪拌を行い、その30秒後に測定した。 $KCl$ を入れた溶液は1分間攪拌後、24時間後に再び攪拌を行い、その30秒後の値を測定した。

風乾細土10.00gに0.1N $Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$ 水溶液を25ml加え、分散を行った後、Köhn Method (ケンメソッド)で粒度組成を行った。そして分析結果を国際法によって土性区分した。

陽イオン交換容量(CEC)についてはショーレンベルガー法(酢酸アンモニウム浸透法)を用いて土壤中の交換性陽イオンを抽出した。そしてセミマイクロ蒸留法を用いてCECの値を求めた。またショーレンベルガー法によって抽出された交換性陽イオン( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ )の値は原子吸光分光光度計(SHIMADZU AA-7000 Series)を用いて測定した。

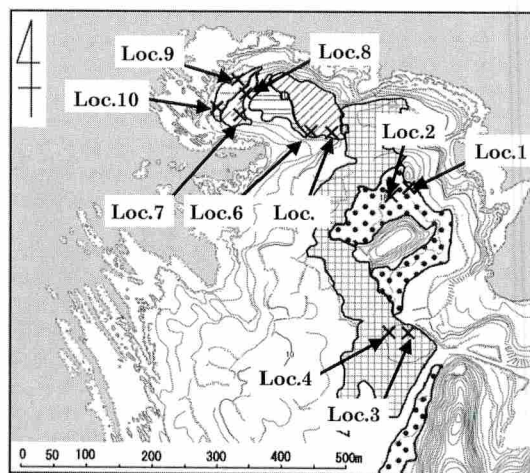
総塩基量はCECに占める交換性陽イオン( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ )を全て足して求めた。また水素イオン( $H^+$ )はCECから交換性陽イオン( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ )を引いて求めた。

## IV 結果

### 1 各地点の土壤断面

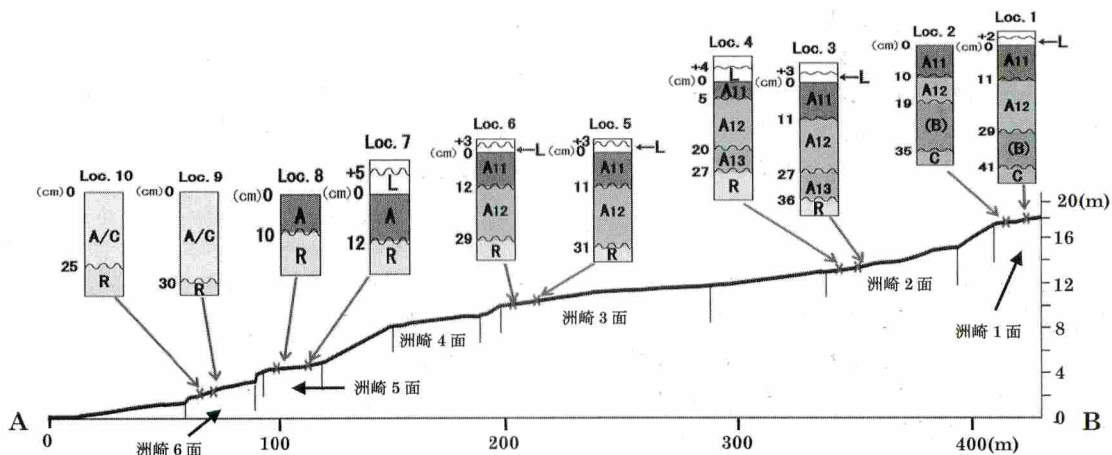
第5図に調査地域の地形断面と各段丘面の土壤断面の観察結果を示した。第5図のA-B断面の位置は第2図に示した。

段丘面ごとの土壤深は、洲崎5面では10cmであり、洲崎1~3面は土壤深が30~40cmである。即ち、年代が古くなるほど洲崎1面にむかって土壤深が深くなっていく。しかし、最低位の洲崎6面では土壤深が30cmの地点がある。これは、洲崎6面では砂が厚く堆積してできたもので、局所的に土壤深が深くなっていると思われる。段丘面ごとの土壤層位は、最低位の洲崎6面のLoc.9, 10ではA/C層位とR層位であった。その上の段丘面である洲崎5面のLoc.7, 8ではA, R層位、洲崎3面のLoc.5, 6では $A_{11}$ ,  $A_{12}$ , R層位、洲崎2面のLoc.3, 4では $A_{11}$ ,  $A_{12}$ ,  $A_{13}$ , R層位、そして洲崎1面のLoc.1, 2では $A_{11}$ ,  $A_{12}$ , (B), C層位であった。こ



面	Loc.	面	Loc.
洲崎1面	Loc.1,2	洲崎4面	
洲崎2面	Loc.3,4	洲崎5面	Loc.7,8
洲崎3面	Loc.5,6	洲崎6面	Loc.9,10

第4図 土壤採取地点



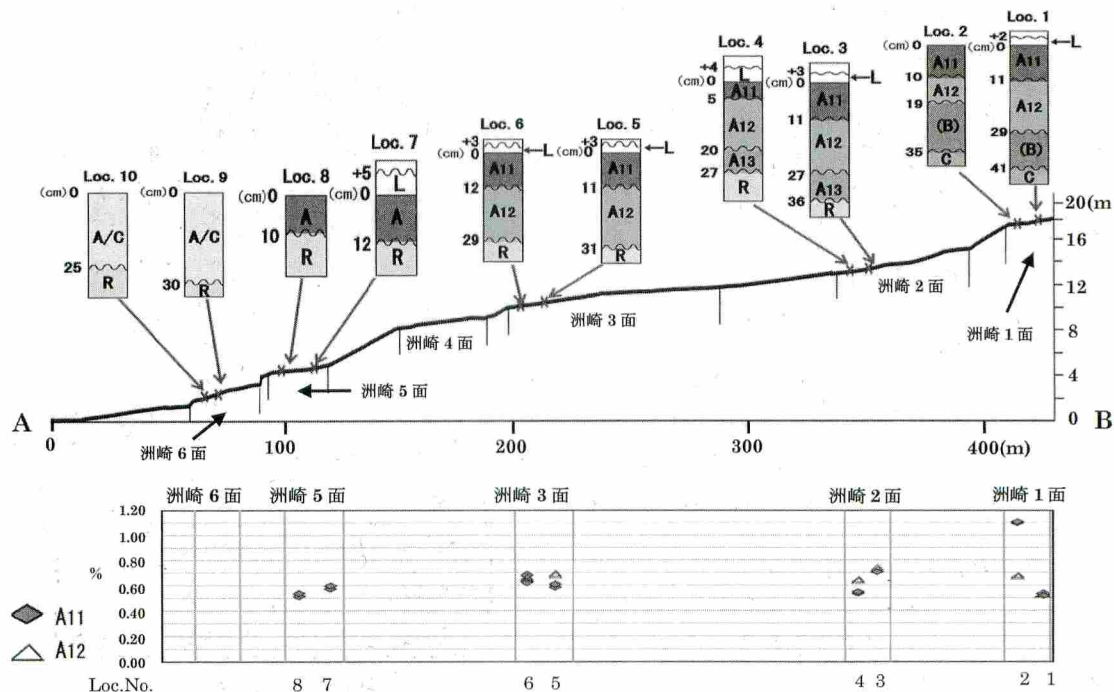
第5図 本調査地の地形断面図

の結果より段丘面の形成年代が古くなるにしたがって土壤層位の分化が見られ、土壤生成が進行していることがわかる。

本研究では洲崎4面での土壤断面の調査を行っていない。これは、洲崎4面は全面にわたって土地の人工改変が行われていたために土壤を採取することができなかったためである。

## 2 粒度組成

第6図に各段丘面のA<sub>11</sub>, A<sub>12</sub>層位におけるシルトと粘土を合わせた値を示した。今回、A<sub>11</sub>, A<sub>12</sub>層位におけるシルトと粘土のそれぞれの値ではどの層位でも1%未満と微量であり、明瞭な差がみられないため、ここではシルトと粘土を合わせた値に着目した。また、各段丘面と同じ層位を比較



第6図 各層位における段丘面ごとの粒度組成の結果

## 房総半島洲崎における完新世海成段丘の土壌生成過程

するためA<sub>11</sub>層位(洲崎5面はA層位)とA<sub>12</sub>層位を対象とした。

洲崎1面のA<sub>11</sub>層位ではLoc.2でシルトと粘土を合わせた値が1.05%であり、全地点の中で一番高い値を示した。しかしLoc.1は0.55%であり、あまり高くはない。A<sub>12</sub>層位はLoc.1, 2で0.55%, 0.68%となっており洲崎2面と同程度の値を示した。土性区分はLoc.1, 2のA<sub>11</sub>, A<sub>12</sub>層位ともに砂土であった。

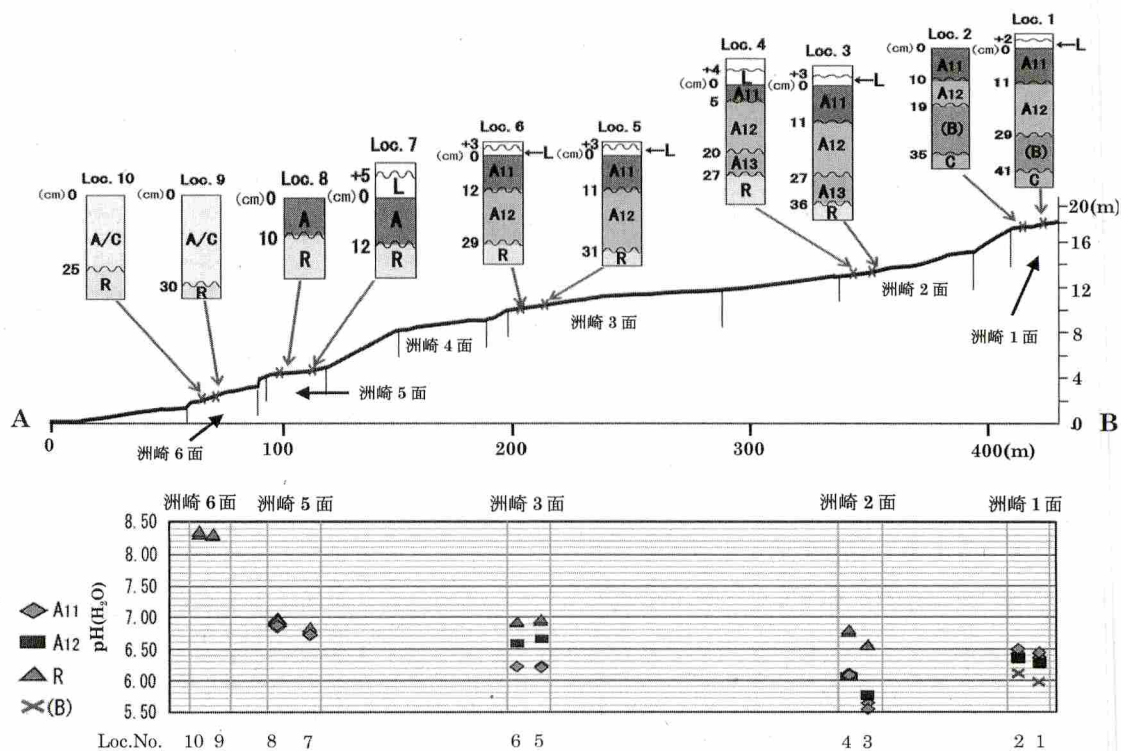
洲崎2面のA<sub>11</sub>層位の値は、Loc.3, 4で0.68%, 0.56%となっていた。この値はLoc.1に近い値を示したが、Loc.2に比べると低い値であった。A<sub>12</sub>層位はLoc.3, 4で0.68%, 0.63%となっており、洲崎1面と同程度の値であった。土性区分はLoc.3, 4のA<sub>11</sub>, A<sub>12</sub>層位ともに砂土であった。

洲崎3面のA<sub>11</sub>層位の値は、Loc.5, 6で0.61%, 0.64%となっており上位の面である洲崎2面と同程度の値を示した。A<sub>12</sub>層位の値はLoc.5, 6ともに0.66%で、こちらの値も上位の段丘面の洲崎2面

と同じくらいの値であった。土性区分はLoc.5, 6のA<sub>11</sub>, A<sub>12</sub>層位ともに砂土であった。

洲崎5面はA層位のみであるが、Loc.7, 8で0.58%, 0.59%となっている。この値を上位の洲崎1~3面のA<sub>11</sub>層位と比較すると、洲崎5面は他の面よりも低い値を示す。土性区分はLoc.7, 8ともに砂土であった。

土壌は形成年代が古いほど、土壌生成作用をより長く受けているために粘土含量が増加する。洲崎1面は他の段丘面よりもシルトと粘土を合わせた値が高いため、段丘面の形成年代が古くなるほど土壌が発達していることを示している(第6図)。しかしA<sub>11</sub>層位の洲崎1面のLoc.1はシルトと粘土を合わせた値が洲崎2面と同じくらいの値であった。このことは洲崎1面でもまだ土壌生成があまり進んでいない場所があるということを示している。しかしA<sub>12</sub>層位ではシルトと粘土を合わせた値に段丘面の形成年代と土壌発達との差は見られなかった。



第7図 各層位における段丘面ごとの土壌pH (H<sub>2</sub>O)

粒度組成の結果からA<sub>11</sub>層位の段丘面の形成年代が古いほど土壤発達が進んでいることがわかった。粒度組成全体で見るとシルトと粘土を合わせた値は多くても1%である。洲崎では約6000年間では土壤の粘土含有量が大きく増加するには至らなかったようである。

### 3 段丘面の形成年代と土壤の理化学特性

以下に、土壤分析の結果を示した。今回、複数の段丘面ごとで比較をするため、複数の段丘面で発達しているA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>、R層位を比較することにした。

#### 1) 土壤pH (H<sub>2</sub>O)

土壤pH (H<sub>2</sub>O)の結果を第7図に示した。

洲崎1面はA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>層位の値を示す。洲崎1面では水素イオン(H<sup>+</sup>)の値が一番高かったが、A<sub>11</sub>層位では、Loc.1, 2で6.40、6.47と洲崎2面よりも高い値を示した。またA<sub>12</sub>層位もLoc.1, 2で6.28、6.32と、こちらの値も洲崎2面よりも高い値を示した。

洲崎2面は水素イオン(H<sup>+</sup>)の値が洲崎1面よりも低い、土壤pH (H<sub>2</sub>O)の値はA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>、R層位の値が今回調査した中で一番低い値を示した。A<sub>11</sub>層位はLoc.3, 4で5.68、6.16の値を示し、A<sub>12</sub>層位はLoc.3, 4で5.88、6.18の値を示した。R層位はA層位よりも高く、Loc.3, 4で6.53、6.76の値を示した。

洲崎3面のA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>、R層位の値が洲崎2面よりも高くなっていた。A<sub>11</sub>層位の値はLoc.5, 6で6.24、6.25の値を示し、A<sub>12</sub>層位ではLoc.5, 6で6.62、6.58の値を示した。またR層位はLoc.5, 6で6.91、6.90の値を示した。

洲崎5面ではA、R層位の値を示す。A層位の値はLoc.7, 8で6.75、6.86と他の面のA層位と比較すると高い値を示す。これは母岩の影響と海水飛沫の影響が考えられる。R層位はLoc.7, 8で6.86、6.92となっていた。

洲崎6面はR層位のみを示す。Loc.9, 10では8.35、8.39と今回調査した中では一番高い値を示す。この理由は洲崎5面と同じだが、洲崎6面は洲崎5面よりも海岸に近い位置にあることか

ら、海水飛沫の影響は洲崎5面よりも強いと考えられる。

各層位で、形成年代が新しい段丘面ほど土壤pH (H<sub>2</sub>O)の値が高くなる傾向が見られた。土壤pH (H<sub>2</sub>O)の値は日本のように降水量が蒸発散量を上回る地域では、塩基類は水によって流され、土壤中にはH<sup>+</sup>が増加して酸性化する(永塚・漆原訳:2004)。しかし洲崎1面の土壤pH (H<sub>2</sub>O)の値は、洲崎2面の値よりも高い。この原因として考えられるのは、背後の崖からの崩れの混入の可能性があると考えられるが、本研究では原因が分からなかった。

#### 2) 陽イオン交換容量(CEC)

第8図にCECの結果を示した。

洲崎1面はA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>層位の値を示す。Loc.1, 2のA<sub>11</sub>層位では37.4meq/100g、36.9meq/100gを示し、全ての段丘面の中で一番高い値を示した。またA<sub>12</sub>層位もLoc.1, 2で35.0meq/100g、35.9meq/100gであり、A<sub>12</sub>層位の中で一番高い値を示した。

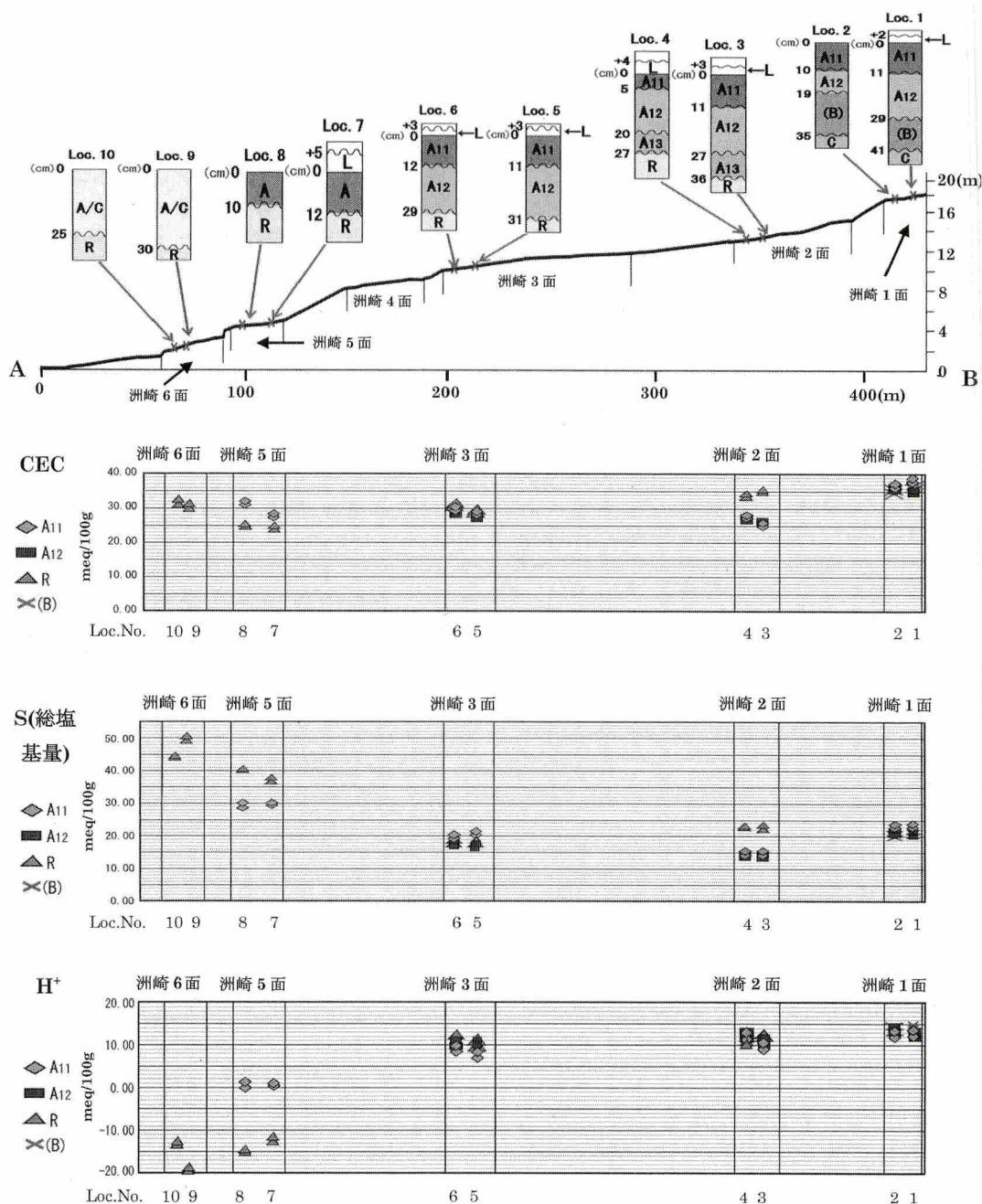
洲崎2面ではA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>、R層位の値を示す。洲崎2面は他の面と比べると値が低く、A<sub>11</sub>層位では、Loc.3, 4で25.9meq/100g、28.0meq/100gを示し、A<sub>12</sub>層位ではLoc.3, 4で26.6meq/100g、27.7meq/100gを示した。またR層位はLoc.3, 4で34.8meq/100g、33.8meq/100gとA層位よりも高い値を示した。

洲崎3面でもA<sub>11</sub>、A<sub>12</sub>、R層位の値の値を示す。洲崎3面は洲崎2面よりも高い値を示し、A<sub>11</sub>層位では、Loc.5, 6で29.4meq/100g、30.1meq/100gを示し、A<sub>12</sub>層位ではLoc.5, 6で29.0meq/100g、29.5meq/100gを示した。またR層位はLoc.5, 6で30.0meq/100g、31.2meq/100gを示した。

洲崎5面ではA層位とR層位のみを示した。A層位ではLoc.7では28.3meq/100g、Loc.8では31.9meq/100gと高い値を示した。この理由は土壤pHの時と同様に、母岩の影響と海水飛沫の影響が考えられる。またR層位はLoc.7, 8で25.6meq/100g、26.0meq/100gを示した。

洲崎6面ではR層位のみを示す。Loc.9, 10では31.6meq/100g、32.5meq/100gと高い値を示したが、これも海水飛沫の影響が考えられる。

房総半島洲崎における完新世海成段丘の土壤生成過程



第8図 各層位における段丘面ごとのCEC、総塩基量(S)、水素イオン(H<sup>+</sup>)

CECは土壤中の腐植や粘土含量が多いほど値が増加する(浅海:1990)。土壌は形成年代が古くなるほど腐植や粘土含量が増加し、CECの値が

増加するので、今回のCECの結果から段丘面の形成年代が古くなるほど土壌生成が進んでいることを示している。



## 3) 総塩基量(S)

第8図に総塩基量の結果を示した:

洲崎1面では $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 層位の値を示す。 $A_{11}$ 層位では、Loc.1, 2で23.8meq/100gを示し、 $A_{12}$ 層位ではLoc.1, 2で21.7meq/100g, 21.8meq/100gと洲崎2面より高い値を示した。

洲崎2面では $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 、R層位の値の値を示す。洲崎2面はCECの時と同様に総塩基量の値は他の面よりも低くなった。 $A_{11}$ 層位ではLoc.3, 4ともに15.6meq/100g,  $A_{12}$ 層位ではLoc.3, 4ともに15.1meq/100g, R層位ではLoc.3, 4で22.7meq/100g, 22.3meq/100gを示した。

洲崎3面でも $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 、R層位の値の値を示す。洲崎3面は洲崎2面よりも高い値を示し、 $A_{11}$ 層位ではLoc.5, 6で21.2meq/100g, 20.2meq/100g,  $A_{12}$ 層位ではLoc.5, 6で18.3meq/100g, 18.7meq/100gを示した。しかしR層位は洲崎2面よりも低く、Loc.5, 6でともに19.1meq/100gとなった。

洲崎5面はA層位とR層位のみを示す。洲崎5面より下の面は海水飛沫の影響を受けると、形成年代が新しいために値が高くなっており、A層位ではLoc.7, 8で30.3meq/100g, 30.4meq/100g, R層位でLoc.7, 8で37.3meq/100g, 40.0meq/100gを示した。

洲崎6面ではR層位のみを示す。洲崎6面は今回調査したR層位の中で一番高い値を示し、Loc.9で50.3meq/100g, Loc.10で45.6meq/100gを示した。

総塩基量の値をみると、洲崎2～6面では各層位とも段丘面の形成年代が古くなるほど減少する傾向が見られた(第8図)。そのため段丘面の形成年代が古くなるほど土壌はより多くの溶脱作用を受けていることを示している。しかし、土壌pHの時と同様に洲崎1面では総塩基量の値が洲崎2面よりも増加する。この傾向は土壌pHと同様の原因が考えられるが、本研究では原因がわからなかった。

4) 水素イオン( $H^+$ )

第8図に水素イオン( $H^+$ )の結果を示した。

洲崎1面では $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 層位の値を示す。洲崎1面は今回調査した中で一番値が高く、 $A_{11}$ 層位

ではLoc.1, 2で13.6meq/100g, 13.2meq/100gを示した。また $A_{12}$ 層位ではLoc.1, 2で13.4meq/100g, 14.1meq/100gであった。

洲崎2面では $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 、R層位の値の値を示す。 $A_{11}$ 層位ではLoc.3, 4で10.4meq/100g, 12.4meq/100g,  $A_{12}$ 層位ではLoc.3, 4で11.5meq/100g, 12.7meq/100gを示す。またR層位ではLoc.3, 4では12.1meq/100g, 11.4meq/100gを示した。洲崎2面は各層位とも今回調査した中で2番目に高い値を示した。

洲崎3面でも $A_{11}$ 、 $A_{12}$ 、R層位の値を示す。 $A_{11}$ 層位ではLoc.5, 6で8.3meq/100g, 9.8meq/100g,  $A_{12}$ 層位ではLoc.5, 6で10.7meq/100g, 10.8meq/100gを示した。またR層位ではLoc.5, 6で10.9meq/100g, 12.1meq/100gであった。洲崎3面を洲崎2面と比較すると、各層位で洲崎2面よりも低い値を示した。

洲崎5面ではA層位とR層位のみを示す。A層位ではLoc.7, 8で-0.35meq/100g, -0.26meq/100g, R層位ではLoc.7, 8で-11.7meq/100g, -14.1meq/100gを示した。洲崎5面では上位の段丘面と異なり、水素イオン( $H^+$ )の値がマイナスの値を示すようになる。

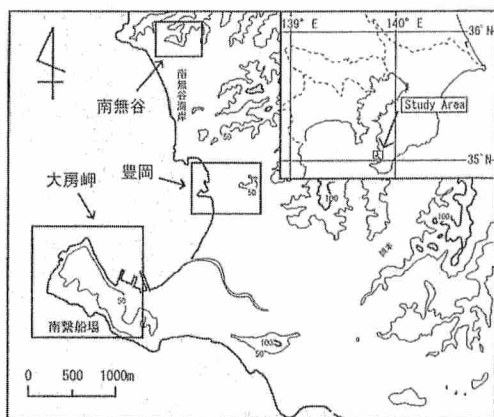
洲崎6面ではR層位の値を示した。Loc.9では-18.7meq/100g, Loc.10では-13.3meq/100gを示した。洲崎6面では今回調査した段丘面の中で一番低い値を示した。

洲崎5, 6面では水素イオン( $H^+$ )の値がマイナスの値を示す。水素イオン( $H^+$ )はCECから交換性陽イオン( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ )を引いて求めるため、交換性陽イオンの量がCECよりも多い時に水素イオン( $H^+$ )の値がマイナスを示す。洲崎5, 6面は海岸から約100mの地点であり、土壌pHの値が高く交換性陽イオンの $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ の値が他の面よりも多く含まれていることから、洲崎5, 6面は海水飛沫の影響を受けていると思われる。

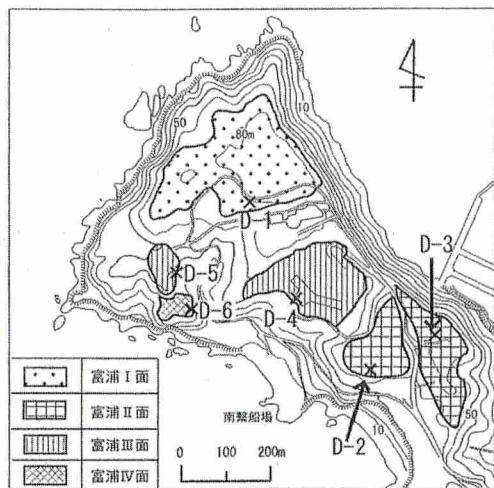
各層位の水素イオン( $H^+$ )の値をみると、段丘面の形成年代が古くなるにつれて値が増加している。そのため水素イオン( $H^+$ )の結果も、形成年代が古くなるほどより多くの溶脱作用を受けていることを示し、土壌生成が進行していることがわかる。

## V 更新世海成段丘の土壤分析結果

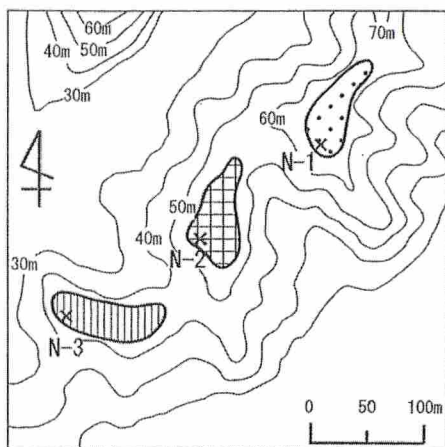
石黒(2009)は土壤発達過程の差から、富浦町における後期更新世海成段丘を区分し、富浦町における後期更新世の地殻変動を考察した。本研究では石黒(2009)の後期更新世海成段丘と完新世海成段丘との土壤生成過程の差を比較するために、完新世海成段丘および更新世海成段丘の2つの異なる時代で発達しているA<sub>11</sub>層位に着目した。



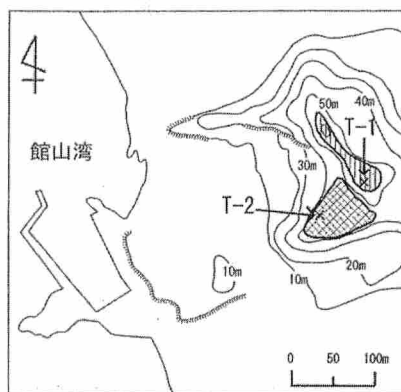
第9図 更新世段丘の調査地概要図



第10図 大房岬における更新世段丘の調査地点



第11図 豊岡における更新世段丘の土壤採取地点 (凡例は第10図に同じ)

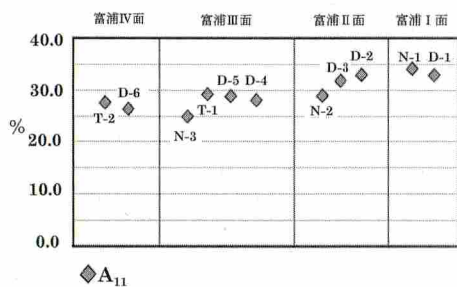


第11図 南無谷における更新世段丘の土壤採取地点 (凡例は第10図に同じ)

### 1) 粒度組成

第13図にA<sub>11</sub>層位の粒度組成の結果を示した。

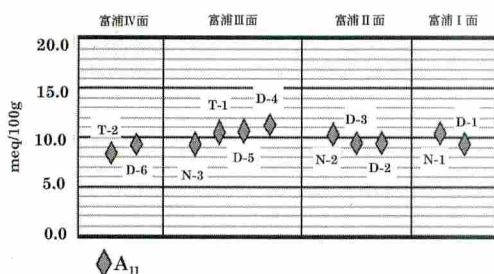
富浦I面の調査地点であるD-1, N-1では粘土含有量が33.4%, 34.0%, 富浦II面の調査地点であるD-2, D-3, N-2では33.0%, 31.9%, 29.1%とN-2ではわずかだが粘土含有量に差がみられたが、他の地点は粘土含有量が多く明瞭な差が出てこなかった。しかし富浦III面の調査地点であるD-4, D-5, T-1, N-3では粘土含有量が28.1%, 29.6%, 29.2%, 25.1%と全ての地点で30.0%を下回り上位の段丘面との差が現れた。また富浦IV面の調査地点であるD-6,

第13図 A<sub>11</sub>層位の粘土含有量

T-2においては粘土含有量が26.7%, 28.2%とこちらも上位の段丘面よりも低い値を示した。そのため、この結果から更新世においても形成年代が古くなるほど、粘土含有量が増加することがわかる。

## 2) 総塩基量(S)

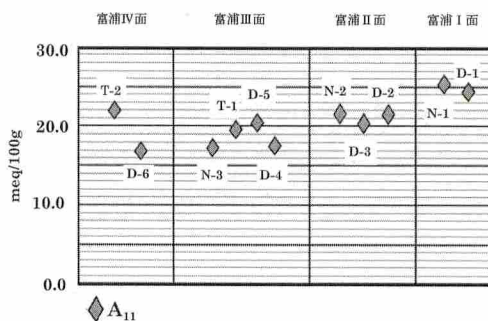
第14図にA<sub>11</sub>層位の総塩基量(S)の結果を示した。

第14図 A<sub>11</sub>層位の総塩基量(S)

富浦I面のD-1, N-1では9.2meq/100g, 10.4meq/100g, 富浦II面のD-2, D-3, N-2ではD-2, D-3で9.4meq/100g, N-2で10.1meq/100gと富浦I面と富浦II面では明瞭な差はなかった。しかし富浦III面のD-4, D-5, T-1, N-3では11.2meq/100g, 10.7meq/100g, 10.5meq/100g, 9.3meq/100gとわずかだが差が現れた。だが富浦IV面のD-6, T-2では9.2meq/100g, 8.5meq/100gと富浦I面と近い値が出ており、更新世において土壌生成作用が明瞭に見られなかった。

## 3) 水素イオン(H<sup>+</sup>)

第15図にA<sub>11</sub>層位の水素イオン(H<sup>+</sup>)含有量の結果を示した。

第15図 A<sub>11</sub>層位の水素イオン(H<sup>+</sup>)含有量

富浦I面のD-1, N-1では24.4meq/100g, 25.3meq/100gと他の段丘面の中で一番高い値を示した。また富浦II面のD-2, D-3, N-2では21.2meq/100g, 20.1meq/100g, 21.8meq/100gと段丘面の中で2番目に高い値を示した。富浦III面のD-4, D-5, T-1, N-3では17.7meq/100g, 20.3meq/100g, 19.8meq/100g, 17.4meq/100g, 富浦IV面のD-6, T-2では17.0meq/100g, 22.0meq/100gとなって、富浦IV面のT-2でわずかだが高い値が出た。しかし他の段丘面では年代が経つにつれて水素イオン(H<sup>+</sup>)の値が増加しており、形成年代が古くなるとともに土壌生成が進行していることを示している。

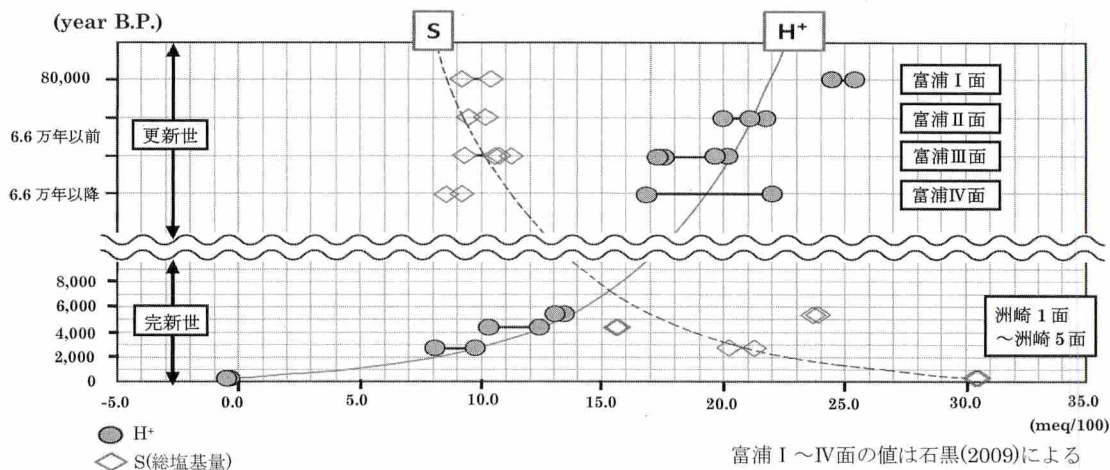
## VI 考察

### 1 土壌分析結果を用いた段丘面の形成年代の推定

本研究では完新世海成段丘において土壌分析の結果をもとに段丘面の形成年代を推定できるかどうかを試みた。

第8図にCEC, 総塩基量(S), 水素イオン(H<sup>+</sup>)の結果を示した。本研究の土壌分析結果, 総塩基量(S)は段丘面の相対的な形成年代が古くなるほど減少する傾向を示し, CECと水素イオン(H<sup>+</sup>)は段丘面の相対的な形成年代が古くなるほど増加する傾向を示した。したがってCEC, 総塩基量

## 房総半島洲崎における完新世海成段丘の土壌生成過程

第16図 完新世及び更新世海成段丘における総塩基量(S)と水素イオン(H<sup>+</sup>)の比較

(S)、水素イオン(H<sup>+</sup>)の3つの項目に対して分析を行えば房総半島の洲崎以外で発達している形成年代のわからない完新世海成段丘において段丘面の相対的な形成年代を推定することが可能となる。

## 2 更新世海成段丘と完新世海成段丘の土壌生成過程の比較

今回、完新世海成段丘で示された土壌の生成過程は、更新世海成段丘においても見ることができるのかを土壌分析を基に検討した。更新世海成段丘のデータは石黒(2009)によって示されているので、そのデータを合わせて考察した。

第16図に完新世海成段丘と更新世海成段丘における水素イオン(H<sup>+</sup>)と総塩基量(S)の変化を示した。土壌は溶脱作用を受けるので、完新世海成段丘、更新世海成段丘の両方とも段丘面の年代が古くなるほど水素イオン(H<sup>+</sup>)の値が増加し、総塩基量(S)は減少する傾向を示した。第15図に示すように今回、洲崎における完新世海成段丘における水素イオン(H<sup>+</sup>)と総塩基量(S)の傾向は更新世海成段丘においても連続して見られることがわかった。つまり、完新世海成段丘で示された土壌の発達過程は、更新世にかけても進行していることを示している。

## VII 結論

本研究では以下の事が明らかになった。

- (1) 土壌層位は上位の段丘面になるほど発達していた。
- (2) 粒度組成の結果から、上位の段丘面になるほどシルトと粘土を合わせた値は増加し、土壌の発達が確認された。
- (3) 土壌分析の結果から、完新世では年代が古くなるほど土壌生成が進行していることがわかった。
- (4) 段丘面の相対的な形成年代が増すことによって、土壌分析結果からCECと水素イオン(H<sup>+</sup>)が増加し、総塩基量(S)が減少することがわかった。したがってこれらの項目を分析することによって未知の段丘の相対的な形成年代を推定することが可能となる。
- (5) 総塩基量(S)と水素イオン(H<sup>+</sup>)の結果を考察すると、洲崎で示された完新世海岸段丘での土壌発達過程の差は更新世海岸段丘においても追跡でき、土壌発達過程が更新世海岸段丘においても連続していることがわかった。

## 謝辞

本論文を作成するにあたって、法政大学地理学教室の漆原和子教授には調査方法、論文のまとめ方など終

始ご指導を賜った。現地調査では「望洋亭」の土地所有者である高木クリニック院長、高木實氏に土壤調査の許可を頂いた。またCEC、粒度組成の実験手法については元法政大学大学院生の楠浩之氏に御指導を頂いた。法政大学漆原ゼミナールの学部生・院生の皆様には本論文の議論や助言を頂いた。ここに厚く御礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- 浅海重夫(1990)：土壤地理学，古今書院，pp123-124  
 石黒敬介(2009)：房総半島富浦における土壤発達過程の差による後期更新世海成段丘の区分，法政地理，pp.1-32.  
 今村明恒(1925)：房総半島ニ於ケル土地ノ隆起，震災豫防調査会報告，第百号乙，pp.91-93.  
 茅根 創・吉川虎雄(1986)：房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究，地理学評論，pp.59 (Ser.A)-1, pp.18-36.  
 国土地理院(1982)：南関東沿岸域における完新世段丘の分布と年代に関する資料，国土地理院技術資料，pp.D.1-216, pp.1-76.  
 宍倉正展(1999)：房総半島南部保田低地における完新世海岸段丘と地震性地殻変動，第四紀研究，38 (1), pp.17-28.  
 千葉県史料研究財団(1997)：千葉県の自然誌 本編2, 千葉県，pp.35-36, pp.101-107.  
 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健(1980)：房総半島南部の完新世海岸段丘と地殻変動，地理学評論，pp.53-1, pp.29-44.  
 永塚鎮男・漆原和子訳(2004)：大学テキスト 世界の土壌，E.M.ブリッジズ著，古今書院，pp.32-33.  
 日本の地質「関東地方」編集委員会(1986)：日本の地質 3 関東地方，共立出版，pp.79-84.  
 町田 洋・新井房夫(2003)：新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺，東京大学出版会，pp.118-128.  
 横田佳世子(1978)：房総半島東南岸の完新世海成段丘について，地理学評論，pp.51-5, pp.349-346.  
 渡邊 光(1929)：房総半島南部の海岸段丘，地理学評論，1, pp.119-126.