

土岐砂礫層堆積地域に立地する湧水湿地の成因と形成時期

梅田 美彦*

Origin and Formation Age of Spring Water Marshes Located on the Toki Gravel Formation

Yoshihiko UMEDA *

Abstract

Some field surveys of marshes around Tajimi, Japan, were carried out to determine the origin of the spring-water marshes distributed in the Tono area of Gifu prefecture. Microtopography, geological features, soil, and groundwater around the marshes were investigated. It became clear that the marshes are on different geomorphic surfaces, such as upper and lower side-hollows, terraces, channelways, and bottomlands. Terraces were formed around the boundary between the Toki gravel formation and the basement stratum, and they were made by the collapse of the gravel bed. The marshes located on terrace surfaces are the most upper part marshes in the valley. Other marshes were formed on the down-stream side of the terraces. This area received the block movement after the Tertiary Period, and was divided into many parts. The basement stratum was located to the various altitudes, and the marshes were formed above various sea levels. The marshes' formation started after MIS (Marine isotope stage) 3, in terms of the age of terrace formations around the Toki River.

Key words: *spring water marsh, landform classification, geological structure, rainfall-runoff process*

1. はじめに

伊勢湾を中心とした東海地方の丘陵地帯にシデコブシ、シラタマホシクサ、ミカワバイケイソウ、ミカワシオガマなどを代表とする東海丘陵要素植物と呼称される植物が生育している。これらの植物は現在湿地を主な生活の場としており、湿地の減少と共に絶滅が危惧され、保護、保全が求められている。

東海丘陵要素植物がこの地域に分布する特殊な生物として認識されるようになったのは1960年代になってからであった。井波(1966)はシラタマホシクサ、シデコブシ、ミカワバイケイソウなど東海地域に生育する植物を調査し、これらが伊勢湾の周辺に生育する

2011年7月11日受付, 2012年9月28日改稿, 2012年12月1日受理

*ウメダジオリサーチ

* Umeda georesearch, 7-33-1 Wakinioshima, Tajimi, Gifu 507-0826, Japan

特殊な植物群であるとして周伊勢湾要素植物の名称を与えた。また、植田（1989）はこれらの植物がこの地方の丘陵地に分布する湿地の形成とともに進化、発展してきたものであるとして東海丘陵要素植物の名を与えることを提唱した。これらの植物学的な研究によって東海丘陵要素植物の構成種と重要性が認識されるようになった。

東海丘陵要素植物の重要性の認識と共に、その生育地である東海地方の湿地への関心も高まり環境調査が始められるようになった。湿地とそこに生育する植物についての最初の網羅的な調査は、菊池ほか（1991）によって実施された。この調査によって周伊勢湾地域に分布する湿地の立地する位置と植物種の全体像が明らかにされた。またその中で、代表的な湿地について微地形調査が行われ、湿地を流下する表面水の形態から集水型と拡散型の2つのタイプの湿地があることが報告された。集水型は丘陵地の谷底に立地し表面水が流れ込んで形成されるもの、拡散型は斜面腹部に立地し線状の湧水点から出た水が地表部を流下することにより形成されるものとされた。その後も、後藤（1992）、及び後藤・菊池（1997）によってシデコブシの生育環境の解明を目的に湿地の微地形調査が行われ、これら2つのタイプの湿地がこの地域に普遍的に存在するものであることが確認された。このうち後者のタイプの湿地は当地域に特有の湧水湿地の形態を示し、その成因の解明が重要になってきている。

湧水湿地の成因がこの地域に存在する砂礫層と、そこから湧出する地下水の存在に大きく関わっているであろうということは、植物学的な調査が行われた当初から指摘されていた（本田，1977）。広木・清田（2000）は春日井市の丘陵地帯の湿地について地質と地下水の湧出の関連を調査し、湿地が砂礫層と基盤中生層の境界付近に形成されていること、地下水が両者の境界、及び砂礫層中に挟在する粘土層の上部から湧出していることを報告した。また森山（2000）は、瀬戸市海上地域においてボーリング資料、河川流量、河川縦断形状と湿地の成因の関連を調査し、湿地が砂礫層内の粘土層が存在する標高の直上に形成されているとした。同時期に行われたこれらの結果は、湿地の成因が砂礫層内の止水層の上部から湧出する地下水にあることを推定させるものとなっている。

現在、湿地は丘陵頂部に近い標高の高い場所から、谷間平野の低地部にまで分布し、収束型と拡散型の2つのタイプの湿地が、異なる地形面上に並列して混在しているとされる。何故このような位置に出来るのか、地形面はどのようにして形成され維持されてきたのか、地形面と湿地形成の関連はあるのか、またこれらは何時頃から造られるようになったのかといった疑問が生じるが、まだこのような疑問に対する明確な研究成果は報告されていない。本報告はこのような疑問の解明を目指して行われたものであり、岐阜県東濃地域に分布する湿地数カ所について現地調査を実施し、地形、地質、土壌、湧水の実体を明らかにし、その成因と形成時代について明らかにしようとしたものである。

2. 東濃地域の地形地質の概要と調査方法

2.1. 東濃地域の地形地質の概要

東濃地域は、美濃・三河高原と呼ばれる標高 50 m から 1000 m の丘陵地帯である。定高性をもつ丘陵面は土岐面と呼ばれ、土岐砂礫層が堆積した時点に形成された堆積面、あるいは浸食面で（森山，1985；1987）西から東に向かって高度を上げている。この丘陵地帯を木曾川、土岐川等の河川が東から西方向に刻み込むと共に、これにほぼ直行する方向に、多くの谷が入り込んでいる。谷は比較的なだらかで、丘陵内部には小さな盆地状低地が多くみられる。谷底部と周辺の丘陵部とは段階状に高度を変化させている所が多い。

東濃地域の地質を Table 1 に示す。当地域の基盤は美濃帯堆積岩、花崗岩、濃飛流紋岩より成る。美濃帯堆積岩はチャート、砂岩、頁岩を主要構成岩石とし東濃地域から北西側に広い分布域をもつ付加帯堆積物である。花崗岩は内帯を特徴づける領家花崗岩類で、三河高原を形成すると共に、その北方の美濃高原内部にも美濃帯に貫入するような形で大小のブロック状に分布している。濃飛流紋岩は当地域の北東方の飛騨地域を主要な噴出点とする噴出岩であり、土岐から恵那地域にもその南端部分が分布している。これら基盤岩の生成年代はいずれも中生代といわれている。この基盤上には、第三紀中新世に堆積した瑞浪層群（糸魚川，1974）が可児、瑞浪、山岡地域に分布し、さらにこれらを覆う形で土岐口陶土層、土岐砂礫層が丘陵上に広く分布している。また、主要河川沿いには段丘層、低地には沖積層が堆積している。

Table 1. Geology of Tono area, Gifu Prefecture.

Geological age	Stratigraphic units	
Holocene	alluvium	
Pleistocene	Talus & fan dep.	Terrace dep.
Pliocene to Late Miocene	Tokai (Seto) Group	Toki Sand and Gravel F.
		Tokiguchi Porcelain Clay F.
Lower to Middle Miocene	Mizunami Group	
Late Cretaceous to Paleogene	Ryoke Granite	Nohi Rhyolites
Triassic to Jurassic	Mino Sedimentary Complex	

土岐砂礫層は、古東海湖と呼ばれる湖へ流入する河川によって形成されたとされる（牧野内・中山，1990）。これと同時期に形成された地層は東海層群と総称され、伊勢湾を囲む東海地方一円に分布している。これらの地層面上は、東濃地域と同様に東海丘陵要素植物の生育地となっている。陶土団体研究グループ（1999）の調査によれば、土岐砂礫層は 1200 万年前から 150 万年前の間に比較的ゆっくり時間をかけて堆積した地層であるとされ、透水性が大きく高強度の降雨でも全て内部に浸透させる能力を有している。砂礫層の

下部層には、土岐口陶土層、瑞浪層群、美濃帯堆積岩等があるが、これらの岩石は透水性が低く礫層内に浸透した雨水の下方への浸透を阻止する止水層となっていることが多い。

2.2. 調査方法

多治見市周辺で土岐砂礫層の堆積する地盤上に形成された湿地について、湿地周辺の微地形、地質、土壌の現地調査を実施した。Fig. 1に3つの調査地の位置を示す。微地形は現地踏査により1/2500地形図上に傾斜変換点を書き込み区分した。重要ポイントの特定には光波測距儀による簡易測量を行った。微地形区分は田村(1996)に依った。地質は露頭を現地調査した。適当な露頭がない地点については、地表部の土壌、及び周辺の露頭から類推した。土壌は微地形区分ごとに試坑及び検土杖により土色(標準土色帳, 1967)を調査し土壌柱状図を作成した。還元状態の判定はジピリジル試薬によった。土壌分類は、森林土壌分類(森林土壌研究会, 1993)に準じた。

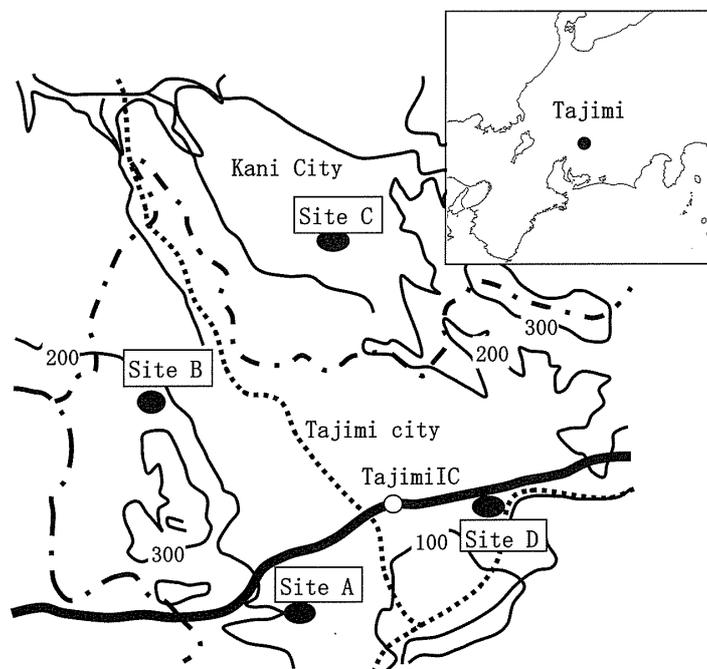


Fig. 1. Locations of the investigation points and topographic map of Tajimi area.
A: Fujimi-cho district B: Oyabu district C: Kakishita district D: Kokeizan district

3. 調査結果

3.1. 多治見市富士見町地区

3.1.1. 位置と湿地概要

調査地は多治見市西方に小高くそびえる丘陵地の東麓部に位置している (Fig. 1 Site A)。丘陵は南北方向に連なる華立断層の衝上運動によって造られたとされている (鹿野, 1998)。丘陵頂部の高社山と多治見市のある沖積低地とは300 mほどの標高差をもち、東

に向かって階段状に高度を下げるが、低地に近く傾斜がやや平坦になる部分に湿地が形成されている。湿地周辺の地質は上部から土岐砂礫層、土岐口陶土層、美濃帯堆積岩から成り、土岐砂礫層と土岐口陶土層の境界付近の段丘状平坦面上、及び谷底面等に湿地が造られている。平坦面上の湧水湿地にはトウカイコモウセンゴケ、ミミカキグサ、イヌノハナヒゲなどの草地植生が、湿地境界付近には叢生型のシデコブシが生育する。また、水路および谷底面の湿地には一本立ちのシデコブシが生育している。

3.1.2. 微地形と湧水

微地形分布の調査結果を Fig. 2(a) に示す。調査地は北端に丘頂部、南に主谷の谷筋を有する四角形の領域で、北から南方向へ傾斜した地形である。主谷線に沿って東西方向に段丘状の平坦面が配置し、南北方向には狭く長い谷頭凹地が3本刻まれている。さらにこれらの平坦面や、谷頭凹地内を刻む形で短いガリー状の水路が何本も形成されている。また、平坦面付近や、下部谷壁斜面には崩壊地が多く見られる。このような地形上の、段丘状平坦面、下部谷壁斜面、水路、谷底面に湿地が分布している。

湿地の立地する尾根筋の縦断を見ると以下のようにになっている。上部谷壁斜面は、傾斜20度程度で頂部斜面との傾斜変換線付近にクラックが見られることがあるが比較的安定した斜面となっている。この斜面の末端部は、落差1.5m程度の小さな崖となり、その先は傾斜4度程度の平坦面となる。崖の下端から地下水が湧出し、水は平坦面上を薄い布状に流下している。平坦面の表面は土壤浸食を受け、裸地状の湧水湿地となっている。平坦面の前面は急傾斜の下部谷壁斜面となるが、ここでは表層崩壊が多発している。また、このように小崖の前面で緩傾斜の平坦面が形成される例とは別に、小崖の先から傾斜面が

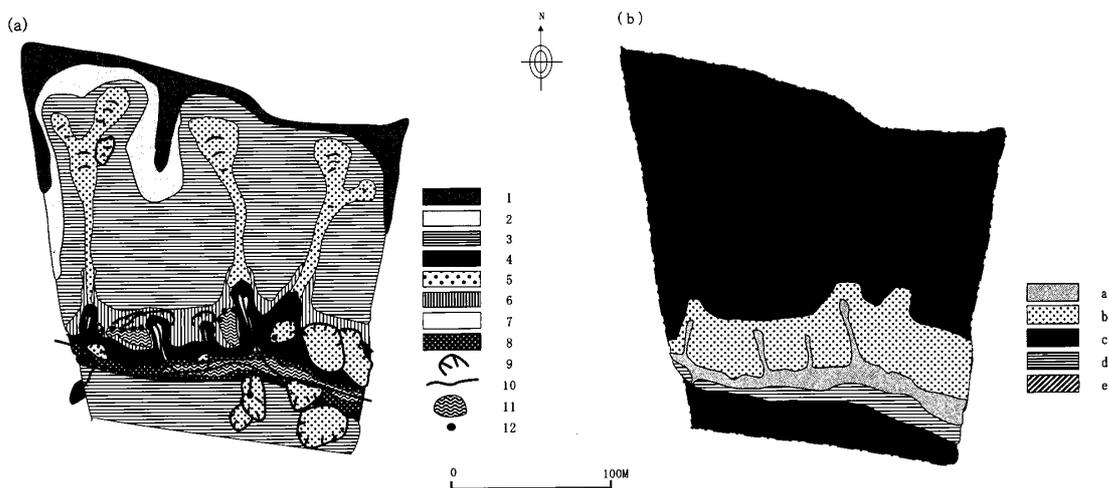


Fig. 2. Result of the survey of Fujimi-cho district.

(a) Micro-landform classification map (b) Geological map

1: Crest flat 2: Crest slope 3: Upper side slope 4: Lower side slope 5: Lower side follow 6: Terrace surface 7: Channelway 8: Bottomland 9: Main scarp 10: stream line 11: marsh 12: Spring water point

a: Alluvium deposit b: Colluvial deposit c: Toki Sand and Gravel Formation d: Tokiguchi Porcelain Clay Formation e: Mizunami Formation

始まり、谷底面付近までより急な斜面が形成されて平坦面が消失しているような場所も観察される。この斜面上にも湧水は平坦面上と同じように薄布状に流れ、傾斜の急な湿地となっている。

一方、谷筋に沿う縦断は以下のようにになっている。丘頂部付近の谷は、幅8 m程度で平坦で緩い傾斜のまま頂部に接し、明瞭な谷壁斜面を欠いている。この谷形は下流に向かうと徐々に谷幅を狭め、途中でV字谷状となって平坦面は消失する。V字谷が段丘状平坦面付近に出会う付近で小崖が形成され、その先に水路が現れる。崖は高さ1.5 m程度のすり鉢状で、下端部から水が湧きだし小さな谷頭を形成している。水路は谷底幅3 m程度で20 m程流下した後、浸食崖を介して主谷に合流している。

主谷の谷底面には下部谷壁斜面からの崩積土や浸食土砂が堆積し、地表面の不陸が激しく、凹地部に水が滞留し低湿な湿地となっている。

3.1.3. 地質と土壌

地質調査結果を Fig. 2(b) に示す。丘陵上部に堆積する土岐砂礫層は、砂岩、頁岩、チャート、花崗岩の礫を主体とする砂礫である。花崗岩礫は風化し軟化している。主谷右岸の標高145 m付近には半固結状態のシルトが露頭している。岩質は均質で亀裂がなく地下水の止水層として十分な岩石である。岩質からこのシルト層は土岐砂礫層下部の土岐口陶土層と判断される。標高110 m付近にはこの地区の基盤層である美濃帯堆積岩が露頭している。シルト層全体の厚さは確認できないが10 m以上の層厚を持つと思われる。この層の上端標高はほぼ段丘状平坦面の位置と一致していることから、平坦面がシルト層の上面付近に形成されていることが確認できる。

土壌調査の結果は以下のものであった。頂部平坦面上には、未熟な赤色系褐色森林土、頂部斜面から上部谷壁斜面にかけては褐色森林土が分布している。上部谷壁斜面下部の遷緩線付近には1.5 m程度の厚さで湿性褐色森林土が堆積するが、この土壌は小崖の下流側では無くなる。段丘状平坦面上は砂礫の多い粗粒受蝕土であり、受蝕土内部には、グライ化した軟質の粘土が見られる。このような平坦面の土壌は砂礫層と褐色森林土由来するものと思われ、上部斜面から運ばれたものと考えられる。一方、小崖の前面に造られた急傾斜な湿地は、全面が細粒のグライ層となっており礫は見られない。この標高には土岐口陶土層が分布することから、細粒土壌は陶土層のシルトを母岩としており、平坦面上の土壌が浸食され形成されてものと思われる。水路底、谷底面は新しく堆積した未熟土で、グライ土、腐植、礫質の褐色低地土等がモザイク状に分布している。

3.2. 多治見市大藪地区

3.2.1. 位置と湿地概要

富士見町地区の北西方向、同一丘陵上にある湿地である (Fig. 1 Site B)。富士見町の湿地が丘陵麓部に位置するのに対して、この湿地は丘陵の比較的高い位置に形成されている。湿地周辺は華立断層に伴う構造運動の影響と思われる断層崖や崩壊地形が発達している。地質は上部から、土岐砂礫層、シルト層となっており、砂礫層とシルト層との境界付

近に湿地が形成されている。湿地背後では、土岐砂礫層が崩壊しつつあり、様々な段階の崩壊地形が観察される。湿地にはシデコブシ、トウカイコモウセンゴケ、ミカヅキグサなどの湿地植物が生育している。

3.2.2. 微地形

湿地周辺の微地形区分を Fig. 3(a) に示す。頂部斜面で囲まれた3本の谷が一本に合流し北に流下している。各谷において上部谷壁斜面内に2段の谷頭状地形が識別できる。このうち下部にある谷頭状地形の周辺には崩壊崖が集中している。崩壊は規模が大きく隣接する谷に及び、一体化して大きな谷頭部を形成しようとしているように見え、崩壊地をつなぐと調査地を東西に横断する大きな崩壊帯が浮かび上がる。湿地は崩壊崖に囲まれた下部の谷頭凹地内と崩壊帯前方の上部谷壁斜面内に認められる。

中央下部の谷頭凹地についてみると、凹地を囲む斜面は砂礫層から成り、その斜面には3段の段差ができ、それぞれの段差の境界には新鮮で明瞭なクラックが観察された。凹地底面には崩壊土砂が堆積し、斜面下端部から湧きだす地下水により泥沼状になり、侵食されやすい状態にある。このような状態から、凹地部は活発な崩落部であり、砂礫層の崩壊と崩壊土砂の侵食が激しく進行している場所であると見なすことができる。

一方、上部谷壁斜面内の湿地は上端部に線状の地下水湧水部を持ち、表面を薄く布状に水が流下して裸地上になっている。湿地の背後は急斜面を介して緩やかな上部斜面に続いている。この急斜面は崩落帯とはほぼ同一の標高にあり、崩落帯と連続するような形態を取ることから、その形成が谷頭凹地で見られるのと同様な崩壊によって形作られたものであり、現在は活動が休止しているものと考えられる。

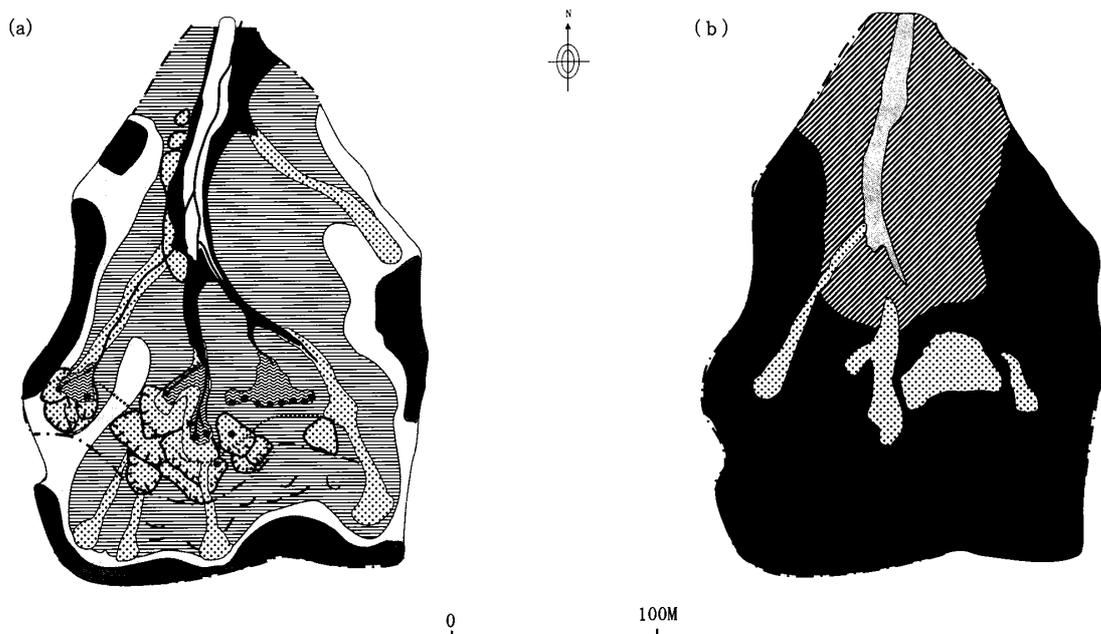


Fig. 3. Result of the survey of Oyabu district. (a) Micro-landform classification map
(b) Geological map Explanatory notes are the same as Fig. 2

3.2.3. 地質と土壌

地質調査結果を Fig. 3(b) に示す。基盤は美濃帯堆積岩からなり、その上部に土岐口陶土層、土岐砂礫層が堆積する。崩壊崖は土岐砂礫層より成り標高 260 m 付近が滑り面の下端となっている。標高 235 m 地点で半固結状のシルトが確認できたが土岐砂礫層との境界は確認できていない。隣接した谷の露頭では、250 m 付近で同じシルト層が確認できた。以上のような地層状況から土岐砂礫層の崩壊は富士見町地区と同様に砂礫層とシルト層との境界付近で生じているものと判断される。

土壌調査の結果は以下のものであった。頂部平坦面には赤色系褐色森林土、上部谷壁斜面、上部谷頭凹地には褐色森林土が分布する。上部谷壁斜面上の湧水湿地表面付近は、砂礫から成り透水性が高く浸食状態にあるが細粒部はグライ化する。下部谷頭の凹地部には礫質土、腐植物、粘土が入り交じって堆積する未熟土帯である。深度 30 cm 付近から下部はグライ化し斑紋が見られる。ここでは、周辺の崩壊が続いていることから、水路が一定せず、地下水位面が上下して斑紋が生じたものと考えられる。

3.3. 可児市柿下地区

3.3.1. 位置と湿地概要

調査地は可児市の南方に広がる台地部に位置する (Fig. 1 Site C)。台地頂部の標高は約 200 m、低地部の標高は 140 m ほどで、比高 60 m 程度の穏やかな地形である。湿地は台地を刻んで沖積低地へ抜ける谷の中央付近に形成されている。丘陵の基盤は瑞浪層群より成り、上部には土岐砂礫層が堆積している。谷の中流部に土岐砂礫層と瑞浪層の地質境界があり、境界付近の段丘状平坦面上、及び水路に沿って湿地が造られている。水路の湿地にはシデコブシ、ミカワバイケイソウが生育している。

3.3.2. 微地形と湧水

微地形の調査結果を Fig. 4(a) に示す。調査地の南側を頂部平坦面が半円状に取り囲み、この内側に北方向に向かう谷が発達する。富士見町地区で見られたのと同様に、谷沿いに段丘状平坦面が形成されこの面上に湿地がある。ここには、前記 2 地区で見られたような谷筋に造られた下部谷頭凹地は欠いている。

湿地が形成された丘腹斜面に沿う地形縦断を見ると、緩やかな上部斜面がとぎれ、急傾斜となった先に平坦面が現れ、その上に湿地が造られている。急斜面上には小崩壊、クラックが見られる。急斜面の下端付近からは線状に地下水が湧き出し、平坦面上の湧水湿地が形成されている。この地形配置は大藪地区の尾根線の配置と同様であり、急斜面及びその前面の平坦地が崩壊により形成されたものであることを伺わせる。

また、谷筋に沿う地形縦断を見ると、谷頭は尾根部から始まり、長く単一の傾斜が続いた後、遷緩線を介してより緩い傾斜の傾斜が谷底平野まで続いている。遷緩点の位置は段丘状平坦面の位置と一致し、この付近から水路が始まり下流側に湿地が造られている。水路の始まるガリー前方に長さ 1 m、深さ 0.8 m ほどのプールが出来ている。同様なプールが 2、3 個連続するような箇所がこの地域で多く確認される。このような形態から、プー

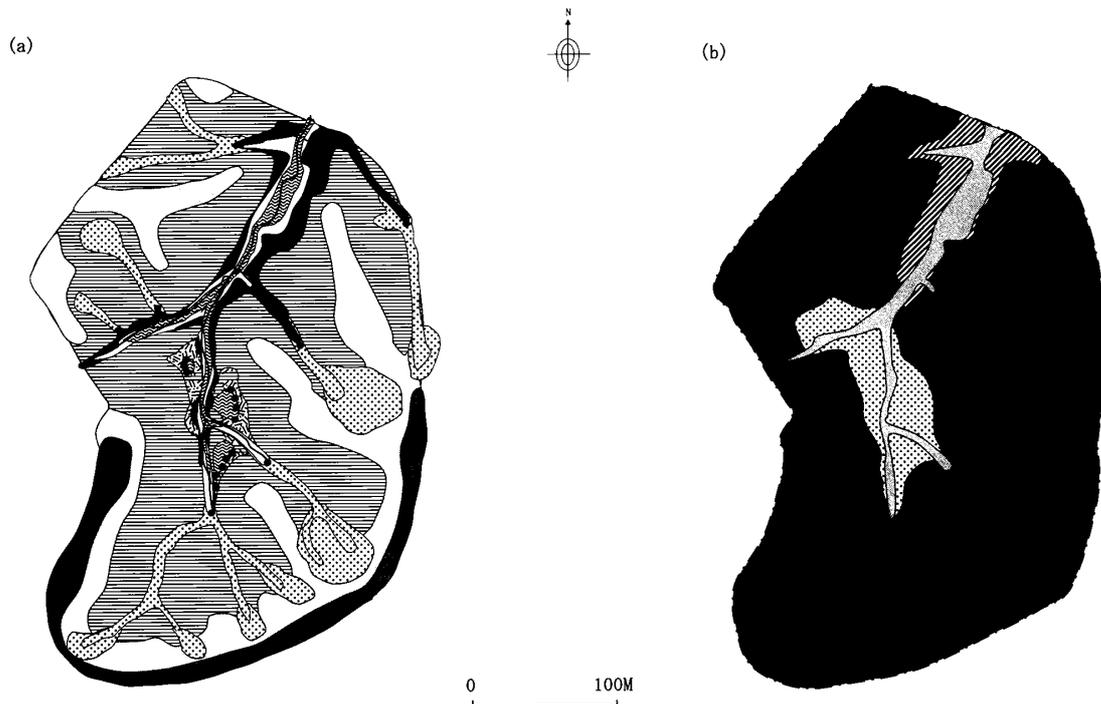


Fig. 4. Result of the survey of Kakishita district. (a) Micro-landform classification map
(b) Geological map Explanatory notes are the same as Fig. 2

ルの成因は谷筋に集中した地下水流によって砂礫層が内部浸食され、陥没によって造られたものと推定される。水路開始点から水路の側方に平坦面が形成されるようになるが、初めは水路と平坦面は同一平面上にあるが、下流に行くにしたがって水路は低下し、比高が増して段丘状の形態を示すようになる。このような形態を示すのは次に示す地質の影響によるものと思われる。

3.3.3. 地質と土壤

地質調査結果を Fig. 4(b) に示す。調査地の基盤を成す第三紀の瑞浪層群が下流の谷筋に分布し、大部分は土岐砂礫層に覆われている。瑞浪層群の岩質はマッシブな頁岩であり標高 160 m より下部に表れる。標高 170 m 付近の砂礫層の露頭では、瑞浪層群からもたらされた頁岩の礫を多量に含み、マトリックスに粘土を多く含んだ地層が観察される。また、鉄分の固まった鬼板と呼ばれる薄層が何層も見られ、ここから多量の湧水が湧きだしている。この層は土岐砂礫層の基底礫層と考えられ、この層と下部の瑞浪層が止水層として機能しているものと思われる。基底礫層の上面の標高は平坦面の標高と調和的であり、この付近が滑り面となって崩壊が生じている。

土壤調査結果は以下のものであった。当地域では頂部平坦面の B 層の土色が 5YR と赤色が強く、且つ 1.5 m 以上の厚さを有し赤色土の特徴を示している。上部斜面、及び谷頭部にかけては褐色森林土、段丘状平坦面は表層部に礫の多い受蝕土、谷底面には未熟な低地土が分布する。平坦面の深度 20 cm 付近には斑紋が観察され、湧水湿地でも水位が季節的に変動しているようである。斑紋は谷底部の低地土でも見られ、ここでも地下水位面

の上下動が繰り返されているようである。

4. 考 察

4.1. 谷の形態と湿地の形成

白井（1978）は未固結の下総台地の浸食谷を調査し、それらを形態的に5つに分類したが、基本型としては地表水・湧水によって形成されるA型の谷と、崩壊によって形成されるB型の谷の2つに分類できるとした。このうち、A型の谷は台地面内部に細長く食い込んだ谷で、谷頭部は台地面に緩やかに開けその上限が不明瞭となっているもの。B型の谷は台地の縁辺部に位置し、谷頭は馬蹄形の急崖で谷底は広く平坦で湧水があるものであるとした。今回の調査においてもこのような形態の特徴を持つ谷を確認することが出来た。A型の谷は、富士見町地区および柿下地区の湿地上流でみられ、丘陵内部に細長く食い込み丘頂面との境界が不明瞭となっているのが特徴的である。また、B型の谷は大藪地区の下流側の谷頭状地形が代表的なもので、谷壁部が崩落性の急崖を示し谷底部は平坦で湧水がある点が特徴的である。富士見町地区、及び柿下地区の湿地付近の地形についても、平面形が馬蹄形ではなく平衡形を示すものの、急崖とその前方に平坦で湧水がある点からB型の谷、あるいはその初期形と考えられる。白井の調査地の地質は砂層、本地域は砂礫層とやや違いはあるが水理的には似た地質であり、湧水湿地がB型の谷に代表されるような崩壊地の底面付近に形成されることができると考えることができる。このような崩壊は主に地質と地下水の影響によって引き起こされると考えられ、当地域では丘腹の凸型斜面や平衡斜面のみでなく、古い谷の内部にも形成される。古い谷は丘陵内部に食い込んだA型の形態を示すことが多く、新たな崩壊により2重の谷頭地形として識別される。凸型や平衡斜面で崩壊が発生したケースでは湿地は拡散型となり、狭い谷間で発生したケースでは下流に水路が形成され収束型の湿地となる。

4.2. 湿地の形成位置と分類

Table 2に3ヶ所の調査地全てをまとめて湿地が立地する場所の微地形単位を示した。これによれば、湿地は上部谷壁斜面、上部谷壁凹地、段丘状平坦面、下部谷壁斜面、下部谷壁凹地、水路底、谷底面と様々な場所に形成されていることが分かる。そこで、このような湿地の微地形上の位置を基に分類を試みた。この分類を基に各湿地の形成過程を考察してみたい。

湿地は、表に示すように崩壊地湿地、谷壁斜面湿地、平坦面湿地、谷壁斜面湿地、水路底、谷底面湿地の5つに分類した。崩壊地湿地は大藪地区に典型的に見られる。ここでは、下部の谷頭凹地内に崩積土と湧水によって形成されている。他の湿地はこの湿地より下流側に出来ており、一連の湿地の中で最上流部に形成される。湿地の初期形態であり、崩壊を特徴とすることから崩壊地湿地とした。止水層上部を滑り面として砂礫層の崩壊が生じ、崩積土内に地下水が流入して軟弱な土壌が形作られている。植物の侵入は貧弱であ

Table 2. Marsh classification based on the micro-topography.

Landform classification			Marsh classification		
Small scale units	Subsmall scale units	Micro scale units	marsh name	Sediment type	Surface slope (degree)
side	Upper valley side	Upper side-hollow	landslide area marsh	Sedimentation	5~10
		Small terrace surface	terrace marsh	Erosion	4~10
		Upper side-slope	sideslope marsh	Erosion	5~20
	Lower valley side	Lower side hollow	landslide area marsh	Sedimentation	5~10
		Lower sideslope	sideslope marsh	Erosion	10~45
		Bottomland	Bottomland marsh	Sedimentation	3~8
Valley floor	Channelway	Channelway marsh	Sedimentation	4~10	

るが、この湿地の下流側には比較的安定な場所がありそこには一本立ちのシデコブシが生育する。同じような崩壊は、規模が小さいが富士見町地区でも確認された。V字谷内にすり鉢状の小さな崩壊が生じ、その下流が水路となり後に述べる水路低湿地に連続している。大藪地区の崩壊湿地が上部谷壁部に位置しているのに対して、富士見町地区では下部谷壁部に位置しているように見えるがこれは止水層の丘陵上の相対的な位置関係によるもので、その成因は同じものと考えてよく、一つの湿地として分類した。

平坦面湿地は線状の湧水の下方に形成された傾斜が5~10度程度の比較的緩いものである。大藪地区では見られなかったが、多くの場所で観察できる湿地形態である。平坦面は止水層の上面に形成されるため、湿地は谷筋に沿って同一標高上に連続的に分布することになる。このため、段丘のように段丘面と谷底が同一の比高で連続するようなことはなく、下流に行くに従って段丘崖の段差が大きくなる。平坦地の表面は砂礫で覆われ細粒分は少ない。これは常時浸食傾向にあるため細粒分が洗い流されるためと考えられる。湿地内にはトウカイコモウセンゴケ、ミミカキグサなどがまばらに生育すると共に、湿地のすぐ上流側で褐色森林土壌が残る場所には小型のシデコブシが多く生育する。この湿地が現れるのは先の崩壊湿地と隣接するかその下流側である。このような位置関係から、平坦面湿地は谷壁斜面上の崩壊湿地が浸食されて崩積土が少なくなり、平坦状になった状態であると考えることができる。

谷壁斜面湿地は、平坦面湿地と同じように線状の湧水の下部に形成されたもので、傾斜がさらに急なものであり各調査地点で見ることができた。斜面の位置は大藪地区では上部谷壁斜面上、富士見、柿下地区では下部谷壁斜面上に形成されている。これらの湧水の標高は平坦面湿地の湧水の標高と同じであることから、平坦面湿地が浸食され傾斜が急な状態になったことでできた湿地と見ることができ。浸食の程度、基盤の地質により表面の土壌が異なり、砂礫の未熟土に覆われるものや、細粒のグライ土に覆われるものがある。

この湿地は平坦面湿地と共に東濃地域の湧水湿地を代表する湿地形態である。

水路底湿地は、水路に沿う比較的規模が小さい湿地である。この湿地は、古い谷間の崩壊湿地の下流側に造られるケースと平坦面を開析する形で造られるケースがあるが、いずれも止水層上に造られており、上流側湿地へ湧出した地下水が集まって流下している。土壌は細粒グライ土が多く斑紋を有する。水路の下流部で浸食前線を介して谷底面へと続く。後藤・菊池(1997)がシデコブシの生育地とした水路底の湿地はこの湿地を言っているものと思われる。

谷底面湿地は、一連の湿地の中で最下流に位置する湿地である。大藪地区においては調査区域において谷底面湿地を欠いているが、これは標高が高く傾斜が大きいため湿地の現れる谷底面が移動し、さらに下流の標高が低い地点に形成されているためである。この湿地は前記したような湿地を通過した土砂や水が谷底面に溜まることによって形成された湿地であり、細粒グライ土、粗粒未熟土、褐色低地土などがモザイク上に分布する。土壌層が比較的厚く、ここには一本立ちのシデコブシが生育する。

以上のように分類した湿地の概念を Fig. 5 に示した。

4.3. 土岐砂礫層地域の構造運動と湿地

以上述べたように、東濃の湿地は様々な位置に形成されておりその位置により分類できることが分かったが、ここでは湿地がどのような歴史的背景で造られてきたのか考えてみたい。東濃湿地に固有の湿性植物には寒地性、暖地性のものが見られるが、いずれも氷河期、間氷期にこの地域まで南下、北上してきたものが気候変動と共に湿地に逃避し進化してきたものとされている(植田, 1994)。このような植物の変遷を考えると、東濃湿地は少なくとも第四紀の氷河期に入って以降、連続して現在のような状態で存続し続けてきたものと考えられる。

糸魚川ほか(1996)は東濃湿地に特徴的なシデコブシの生育する湿地について調査し、湿地は山地または丘陵地の谷間、または山地・丘陵地が平地に接する所にあり、標高では最低 40 m から最高 700 m に分布しているとしている。一方、土岐砂礫層は東濃地域の西側で標高 50 m、東側で 800 m の間に分布しており、シデコブシの分布地域とよく一致している。先に述べたように土岐砂礫層は第三紀中新世中期から鮮新世にかけて古東海湖に堆積したものであるが、砂礫層がこのように東から西へ傾斜しているのは、土岐砂礫層堆積後に起こった濃尾傾動地塊運動と呼ばれる構造運動の結果であるとされている(桑原, 1968)。東濃湿地が低地部から丘陵部まで広い範囲の標高に分布する理由の1つがこのような構造運動の結果にあるといえる。

一方、湿地の立地点が丘頂部に近い山腹斜面から、中腹部の谷間、沖積低地と接する丘陵部まで様々な場所に形成されるのは、通常の湿地が水路開始点から下流側の凹地部に立地しているのとは大きく異なっている。牧野内・中山(1990)は、東濃地域の地質を調査し当地区の地盤は第三紀中新世以降内帯のブロック化運動を受けて幅数キロ単位のブロック状に分割され、それぞれの地塊は個別に様々な高さに上昇、沈降したとしている。土岐

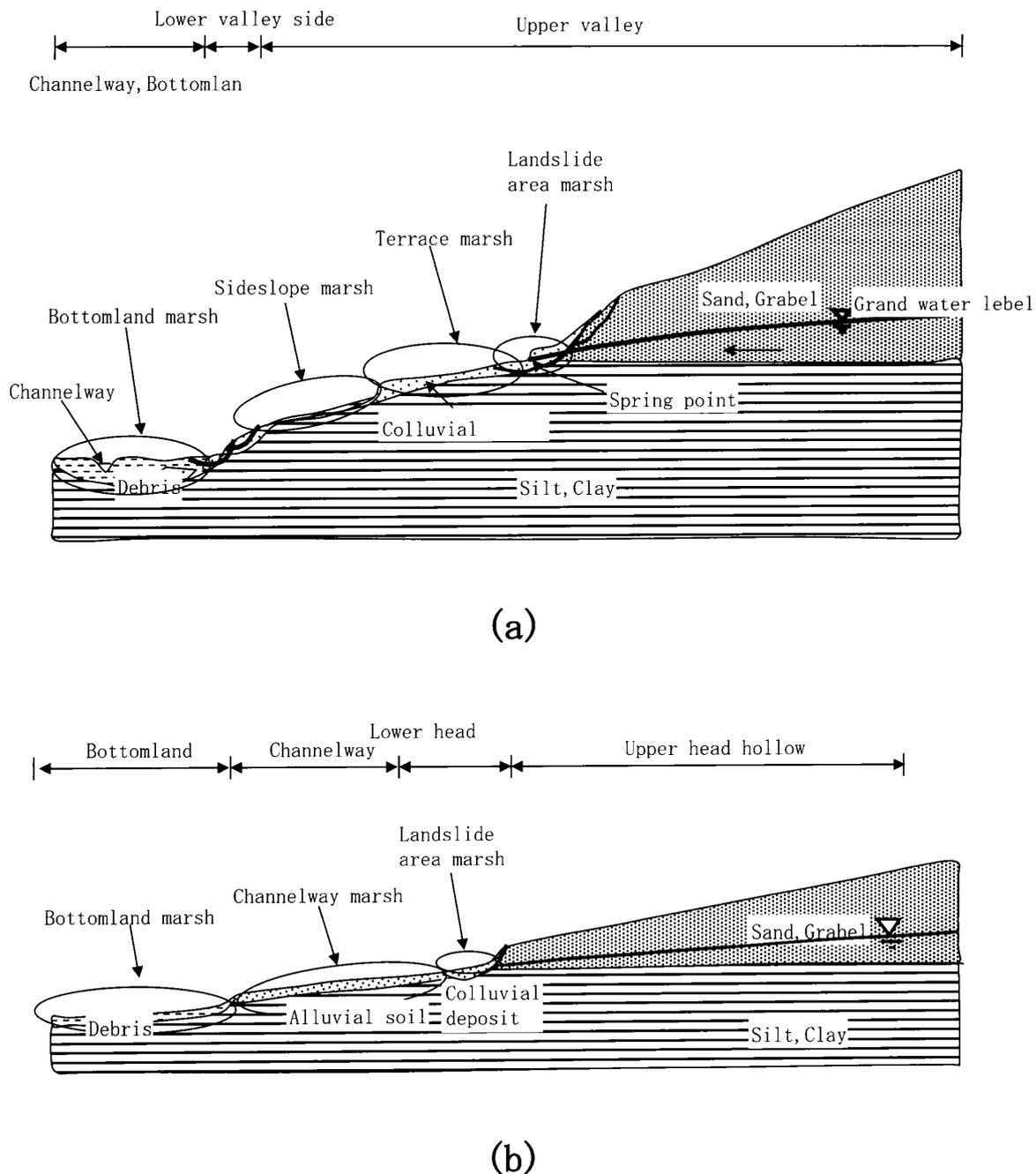


Fig. 5. Schematic cross-section of marsh classifications in the Toki Gravel Formation.
 (a) Ridge line section (b) Valley line section

口陶土層や土岐砂礫層は、このようなブロック化運動の中で堆積が繰り返されたため、地層は細分されそれぞれが異なった標高に配置されることになったと考えられている。砂礫層と基盤の止水層付近に形成される湿地は、このようなブロック化運動の影響を受けて、様々な標高に存在するようになったと考えることが出来る。

4.4. 湿地の形成時期

東濃地域の湿地は、第三紀中新世以降の上記のような歴史的背景の基に形成されてきた

と考えられるが、ここでは個別の湿地についてその形成時期を検討する。湧水湿地の形成条件として、礫層と止水層の存在、止水層上からの地下水の湧出が必用である。当地域でこのような条件が整った時代を河岸段丘の形成史から考えてみたい。

田力ほか(2011)は、土岐川流域の河成段丘を調査し、土岐川流域には高位、中位、低位の段丘が発達し、H1からL3まで10段程度の段丘が識別出来るとしている。この報告を基に、多治見地区の段丘について標高、比高、堆積時期、離水時期についてまとめたものをTable 3に示す。表中比高は段丘の投影縦断形図から読み取った値を記載した。形成時期の検討は、湿地周辺で段丘が識別されている富士見町湿地、及び段丘の明瞭な虎溪山湿地について行った。

富士見町湿地(Fig. 2)の標高175 m付近の頂部平坦面は、田力ほか(2011)の図では明確に段丘面として認定していないが、Table 3に示す段丘標高との比較や、赤色土の存在からH4面に相当すると考えられる。H4面はMIS(海洋酸素同位体ステージ)11(約40万年前)からMIS6(約15万年前)の間に形成された段丘面とされている。また、止水層の標高が145 mにあり、湿地の形成には浸食基準面がこれ以下に低下することが必用である。浸食基準面は後に形成される段丘面が相当すると考えると、基準面が砂礫層厚約30 m以上低下する時期は、比高からM3段丘の形成時期に当たる。すなわち、富士見町湿地は、M3段丘形成時期以降に形成されたものということが出来る。M3段丘の形成時期はMIS6からMIS5(約12.5万年前)の間であり、最終間氷期には湿地が形成される条件が整っていたことになる。

Table 3. Classification of terraces on the bank of Toki River at Tajimi area, and formation of mashes.

Terrace surfase	Elevation (m)	Relative elevation (m)	Deposit age	Emergent age	Fujimi-cyo mashe	Kokeizan mashe
Higher terrace	H1	210-	38.6	Befor MIS11		
	H2	220-230	21.4	MIS11		
	H3	-	22.9	After MIS11 Befor MIS6		
	H4	160-200	17.1		Formation of crest flat (170-180m)	
Middle terrace	M1	140-160	12.9		Denudation of grabel (depth 30m)	Formation of crest flat (120-130m)
	M2	120-160	8.6	MIS6		
	M3	120-130	5.7	After MIS6 Befor MIS5		Formation of mashe
Lower terrace	L1	110-140	2.9	MIS3		
	L2	100-110	2.5	MIS2	MIS1/2	
	L3	90-105	4.3	MIS1		

虎溪山湿地 (Fig. 1 Site D) についてはここに詳細は記さないが、田力ほか (2011) の調査ではここには M2 面と M3 面が隣接して存在する。湿地は M3 面上に形成されており、M2 面との比高は約 7 m 程度である。ここでは土岐口陶土層が下部止水層を形成するが、M3 面は土岐口陶土層の上面と標高がほぼ一致しており、M2 面に浸透した地下水が M3 面に浸出してこの上を流下する形で湿地が造られている。すなわちこの湿地も、M3 面形成時点で湿地形成が可能になったと考えることが出来る。

5. ま と め

東海丘陵要素植物の生育する東濃地区の湿地のうち、土岐砂礫層上に造られた湿地について、微地形、湧水の状況、地質、土壌を調査し、湿地の成因と形成時期の解明を試みた。丘陵部の谷頭の形状には上部平坦面に緩やかにすり付くようなものと、急崖を形成してその前方に平坦面を有するもの、及びその中間的な形態をとるものが存在した。このうち急崖を形成する谷頭の前方平坦面が、この地域に特徴的な発散型の湧水湿地となっていた。急崖の下端面及び湿地面付近は砂礫層とその下部層であるシルト、粘土層の境界部に当たり、この境界部に地下水が湧出して礫層の崩壊が生じていた。このような地形の形態は、白井 (1978) が段丘縁辺部において崩壊によって形成される馬蹄形谷頭とした地形に類似したものと考えられた。このような状況から、湿地は止水層上の砂礫層が地下水の影響によって崩壊し、崩積土が浸食されることにより形成されているものと考えられる。

湿地の出現する尾根線沿いに微地形区分を行ったところ、その出現パターンは上部より上部斜面 - 上部谷壁急斜面 - 段丘状平坦面 - 下部谷壁斜面 - 水路底 - 谷底面となった。この内の段丘状平坦面は砂礫層と下部止水層の境界部に、上記した崩壊によって造られたものであり、湿地はこれより下方に形成されていた。段丘状平坦面、上・下部谷壁斜面には発散型の湧水湿地が、水路底、谷底面には収束型の湿地が形成されており、これらの地形上の位置から湿地の分類ができた。また、その分類から湿地の形成過程が説明できた。

湿地の立地する標高及び丘陵頂部との比高は地域によって様々なものがみられるが、その原因は当地域が第三紀末期以来多くの構造運動を受けたことによるものと推定される。特にブロック化運動によって当地域は細かく分断され、基盤面の標高が細かく変動しており、その上部に堆積した土岐砂礫層の堆積基盤面は場所により異なったものとなっている。このため、基盤上に形成される湿地も様々な標高の位置に形成されるようになったと考えられる。

以上のような湿地の形成過程を考えると、湿地の形成は土岐砂礫層の基盤面以下に浸食基準面が降下した時点から開始されると考えることが出来る。段丘面の形成された時代から 2 地点の湿地について形成可能な時代を推定したところ、いずれも MIS6 から MIS5 の間以降であると推察された。湿地の形成時期についてはさらに多くの湿地について調査し、実体を解明する必要がある。

引用文献

- 後藤稔治 (1992) 各務原市におけるシデコブシ群落と微地形との関係：植物地理・分類研究, **40**, 107-111.
- 後藤稔治・菊池多賀夫 (1997) 東海地方の丘陵地のみられるシデコブシ群落とその立地について：日本生態学会誌, **47**, 239-247.
- 広木昭三・清田心平 (2000) 愛知県春日井市の東部丘陵の砂礫層地帯における湿地植生とその成因：情報文化研究, **11**, 31-49.
- 本田 稔 (1977) 大森湿原の植生：金城学院大学論集, **17**, 9-24.
- 井波一雄 (1966) 岐阜県の植物地理概説：岐阜県高等学校生物教育研究会編「岐阜県の植物」, 大衆書房, 25-71.
- 糸魚川淳二 (1974) 瑞浪層群の地質：瑞浪市化石博物館研究報告, **1**, 9-42.
- 糸魚川淳二・樋田久吉・野村勝重・山口清重 (1996) シデコブシその分布と自生地状況：「シデコブシの自生地」, 日本シデコブシを守る会, 1-4.
- 河田 弘 (1993) 森林土壌の分類：森林土壌研究会編「森林土壌の調べ方とその分類」, (財) 林野弘済会, 65-99.
- 菊池多賀夫・植田邦彦・後藤稔治・佐藤徳次・高橋 弘・高山晴夫・中西 正・成瀬亮司・浜島繁隆 (1991) 周伊勢湾要素植物群の自然保護：(財) 世界自然保護基金日本委員会
- 小山正忠・竹原英夫 (1967) 「標準土色帖」：富士平工業 (株)
- 桑原 徹 (1968) 濃尾盆地と傾動地塊運動：第四紀研究, **7**, 235-247.
- 牧野内猛・中山勝博 (1990) 東海層群 伊勢湾東岸地域：アーバンクボタ, **29**, 2-15.
- 森山昭雄 (1987) 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動：地理学評論, **90**, 67-92.
- 森山昭雄 (2000) 瀬戸市南東部 海上の森の地形・地質と湿地生態系：保全生態学研究, **5**, 7-41.
- 森山昭雄・丹羽正則 (1985) 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関する諸問題：地理学評論, **58**, 257-294.
- 鹿野勘次 (1998) 可児市南方における華立断層の地質と変位：岐阜県博物館調査報告, **19**, 25-30.
- 白井哲之 (1978) 下総台地東部の浸食谷の形態に関する若干の考察：千葉大学教育学部研究紀要, **27** (1), 153-174.
- 田力正好・安江健一・柳田 誠・古沢 明・田中義文・守田益宗・須貝俊彦 (2011) 土岐川 (庄内川) 流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達：地理学評論, **84**, 118-130.
- 田村俊和 (1996) 微地形分類と地形発達：恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編「水文地形学」, 古今書院, 117-189.
- 陶土団体研究グループ (1999) 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地：地球科学, **53**, 291-306.
- 植田邦彦 (1989) 東海丘陵要素の植物地理 1 定義：植物分類・地理, **40**, 190-202.
- 植田邦彦 (1994) 東海丘陵要素の起源と進化：岡田 博・植田邦彦・角野康郎編「植物の自然史」, 北海道大学図書刊行会, 3-18.