

## 筑波山周辺および霞ヶ浦の自然環境

### A Review of Natural Environment around Mount Tsukuba and Lake Kasumigaura

八田 珠郎・植木 岳雪・糟谷 大河・小濱 剛・塚本 浩司

Tamao HATTA, Takeyuki UEKI, Taiga KASUYA, Takeshi KOHAMA and  
Koji TSUKAMOTO

筑波山周辺および霞ヶ浦の自然環境については、従来より数多くの研究に加えて、平易な解説や紹介がある。これらは、各分野における調査、分析に基づく専門的な学術論文や書籍等と一般向けに記述された文献とに大別される。本稿では、筑波山周辺地域の地形、地質、岩石、鉱物、気候、気象、植生、菌類および霞ヶ浦における環境変化に関して、一般向けから専門的な文献までを網羅するレビューを行った。これらの文献の精査は、今後、筑波山周辺および霞ヶ浦における調査あるいは研究を行う際に、きわめて有用と考えられる。

#### 1. はじめに

千葉科学大学危機管理学部環境危機管理学科においては、3・4年次生を対象に「野外調査法」を実施している。この科目の種別は実験実習であり、教員は野外調査研究を通して学術研究の基礎を指導し、受講者自らの力で課題を解決する能力の習得を促すことを目的としている。平成28年度においては、本科目の実習先に筑波山周辺および霞ヶ浦地域が設定され、5月に実施された。現地調査前に、教員および受講者は従来の研究に関する文献収集が不可欠であり、実施後もグループごとに野外調査で得られたデータを整理し、公開実習報告会を開催するため、さらに多くの情報を取得し、成果をまとめる必要がある。

本年度の「野外調査法」においては、異なる分野を専門とする複数教員が担当した。実習先の筑波山周辺および霞ヶ浦地域については、多くの情報がある。しかし、地形・地質学、岩石・鉱物学、気候・気象学、植物・生

態学、水産生物・生態学等の異なる自然科学分野における一般的な解説から専門的な論文を網羅したレビューが行われ、一括された例はない。このことから、本稿においては、今後の当該地域の調査のために必要な多くの情報の精査に加え、新たな調査および分析結果を含めた報告を目的とする。

#### 2. 筑波山周辺の地形・地質

##### 2-1 地形

筑波山周辺の地形は、筑波山とそれに連なる山と、西側の平野の桜川低地、筑波台地に大別される(図1)。筑波山は関東平野東縁にある独立峰であり、標高871 mの男体山と標高877 mの女体山の2つの山頂を持つ筑波山が南北に連なる山の主稜線から西に突出し、主稜線よりも400~500 m高いことは、山頂部に分布する斑れい岩が侵食に対する抵抗性が強いためであり、組織地形とみなされる<sup>1)</sup>。山頂部の尾根には露岩が多く、種々の巨石・奇石が見られる。山地斜面は、一般に平滑であり、谷の開析が進んでいない。斜面の傾斜は30度以上で、山頂から山麓に向かって徐々に減少する。筑波山の山麓には、傾斜が20度以下の緩斜面が発達する。筑波山西面・南面の山麓緩斜面については、多くの記載が行われている<sup>2-10)</sup>。緩斜面を覆うローム層の有無とローム層にはさまれる指標テフラに基づく、山麓緩斜面の形成時期は中期更新

連絡先：八田珠郎・thatta@cis.ac.jp

千葉科学大学 危機管理学部 環境危機管理学科

*Department of Environmental Risk and Crisis Management,  
Faculty of Risk and Crisis Management, Chiba  
Institute of Science*

(2016年9月30日受付, 2016年12月16日受理)

世から完新世に及ぶと考えられる<sup>4), 6), 8)</sup>。山麓緩斜面の形成要因は、土石流の堆積と水流による基盤岩の側方侵食とされている<sup>9)</sup>。なお、最近でも規模や頻度は少ないものの、土石流が発生し、山麓まで流下している<sup>11), 12)</sup>。

筑波台地は桜川沿いの低地と10～15 mの比高を持ち、標高35～30 mで南に向かって緩く傾斜する。筑波台地は常総層<sup>13)</sup>と呼ばれる鬼怒川の河成段丘であり、古くから地形学的な記載がなされてきた<sup>12-17)</sup>。その形成時期は酸素同位体ステージ (Marine Isotope Stage, MIS) 5c～5aとされている<sup>13), 18)</sup>。

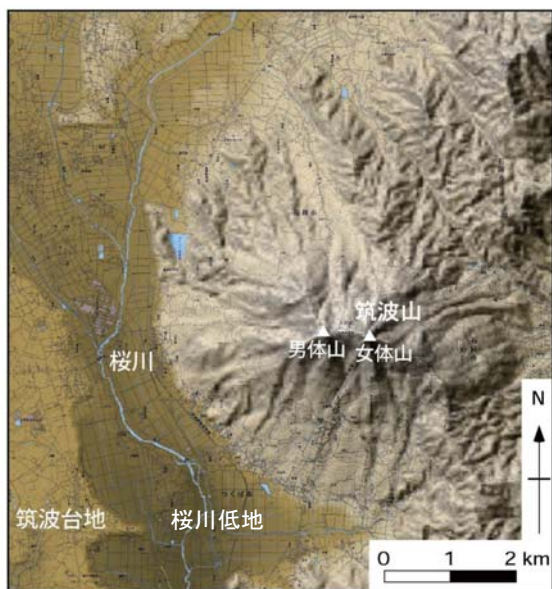


図1 筑波山周辺の地形の概要。カシミール3Dを用いて陰影図を作成

桜川低地は、筑波山麓の桜川に沿う標高20～10 mの低地である。桜川低地の幅は現在の桜川の規模と比べてかなり大きいのは、かつて鬼怒川が筑波山麓を流れていたことに起因する<sup>19), 20)</sup>。桜川低地の中には集落がのる微高地が点在し、それらは下流に向かって徐々に標高を下げて、低地に埋没する。この微高地はローム層に覆われていることから、現在の桜川による沖積低地 (氾濫原や自然堤防) ではなく、完新世以前の低位段丘とみなされる<sup>13), 21), 22)</sup>。筑波山麓から約8 km下流のつくば市下大島では、段丘面を覆うローム層にはさまれる指標テフラに基づくと、鬼怒川による低位段丘はMIS4～3、鬼怒川の流路変更後の小河川による低位段丘はMIS3に形成されたことになる<sup>21), 22)</sup>。

## 2-2 地質

筑波山周辺の地質は、筑波山とそれに連なる山を構成する上部白亜系～下部古第三系深成岩類と、筑波山の山

麓緩斜面、筑波台地、桜川低地を構成する中部更新統～完新統からなる、筑波山周辺の地質図を図2、地質層序を図3に示す。

筑波山の山頂部には白亜紀末の斑れい岩が分布し、山麓には古第三紀初頭の花崗岩が分布する<sup>1), 23-29)</sup>。斑れい岩と花崗岩の貫入関係は、露出が不十分のため古くから不明であったが<sup>24), 26), 30-33)</sup>、霞ヶ浦用水筑波トンネルの工事の際に、花崗岩が斑れい岩に貫入していることが明らかになった<sup>34)</sup>。花崗岩は、古くから良質な石材として、種々の用途に使用されている<sup>35-37)</sup>。なお、これらの深成岩類についてのレビューや露頭の記載も行われている<sup>38-41)</sup>。

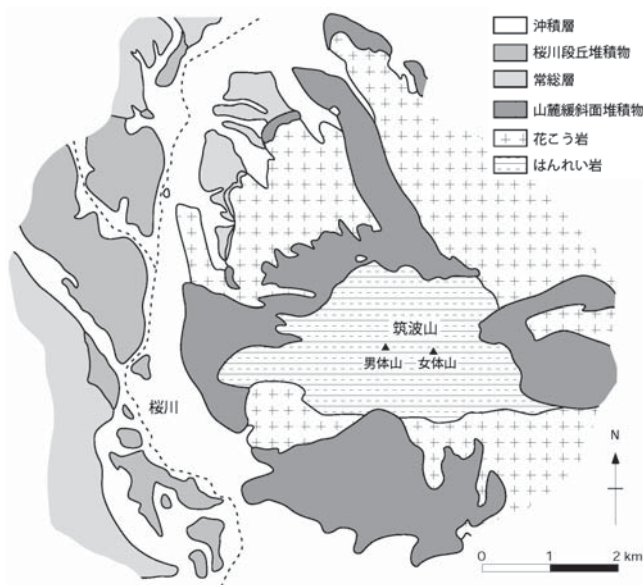


図2 筑波山周辺の地質図。宮崎ほか(1996)を簡略化

地質時代		筑波台地	桜川低地	筑波山	テフラ	
新生代	完新世		飯田層			
	第四紀	更新世	常総層	桜川段丘堆積物	山麓緩斜面堆積物	AT Ag-KP On-Pm I Ij-Mo
		新第三紀				
	古第三紀					
中生代	白亜紀			花崗岩 斑れい岩		

図3 筑波山周辺の地質層序

筑波山の山麓緩斜面を構成する堆積物は、淘汰が悪く、巨礫サイズの斑れい岩の角礫、亜角礫からなる<sup>2), 4), 6), 8), 9), 10)</sup>。層厚は最大で10 m以上に達する。礫の風化度は場所により異なっており、くさり礫も認められる。また、山麓緩斜面堆積物を覆うローム層の有無も場所によって異なる。山麓緩斜面堆積物の一部は約4.4万年前の赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) に覆われ、MIS7の飯土真岡テフラ (Ij-Mo) を挟む。これらは、山麓緩斜面の堆積物が中期更新世から完新世にかけてのさまざまな時期に形成されたことを示唆している。

筑波台地は、常総層<sup>42)</sup>と呼ばれる層厚数mの河成の砂礫層から構成される<sup>1, 13)</sup>。常総層の上部は粘土化しており、特に常総粘土層<sup>43)</sup>と呼ばれている<sup>44)</sup>。常総層はMIS5cに降下した御岳第1テフラ (On-Pm1) を挟むことから<sup>13)</sup>、その年代はMIS5c～5aとされる<sup>1, 18)</sup>。筑波台地では、常総層の下位に下総層群の木下層と上岩橋層が見られる<sup>13)</sup>。木下層と上岩橋層は、それぞれ中期更新世後期のMIS5e<sup>18, 45)</sup>とMIS7.3<sup>46)</sup>の海成層である。

桜川低地は低位段丘と沖積低地を構成する堆積物からなる。低位段丘の堆積物は桜川段丘堆積物と呼ばれる<sup>13)</sup>。このうち鬼怒川による桜川段丘堆積物は、協和礫層<sup>20)</sup>あるいは土浦礫層<sup>19)</sup>と呼ばれ、鬼怒川系の火山岩・堆積岩の礫からなる<sup>19-22)</sup>。協和礫層あるいは土浦礫層は、筑波山麓の桜川河床で現在も観察できる<sup>47)</sup>。筑波山麓から約8 km下流のつくば市下大島では、協和礫層は層厚約10 mで広く低地全体の埋没谷を埋積しているが、土浦礫層は層厚数mで協和礫層を切って小分布する<sup>21, 22)</sup>。協和礫層は約4.4万年前の赤城鹿沼テフラ (Ag-KP) に覆われ<sup>21)・22)</sup>、土浦礫層からは約28,400年前の<sup>14</sup>C年代<sup>19)</sup>が得られていることから、それらの年代はMIS4～3となる。鬼怒川の流路変更後の小河川による桜川段丘堆積物は下大島層と呼ばれ、土浦市街地の地下では埋没谷底に分布する沖積層基底礫層に連続する<sup>21)・22)</sup>。下大島層は層厚数mの花崗岩の礫層あるいは砂層からなり、約3万年前の始良-Tnテフラ (AT) を挟む。また、下大島層からは約16,700～224,99年前の<sup>14</sup>C年代が得られていることから、その年代はMIS3となる。沖積低地の堆積物 (沖積層) は飯田層と呼ばれ、層厚数mの花崗岩の礫層あるいは砂層からなる<sup>21)・22)</sup>。飯田層からは、約10,700年前以降の<sup>14</sup>C年代が得られている。

### 2-3 筑波山とその周辺の自然に関する参考文献

筑波山周辺の地形・地質については、以下も参照されたい。一般向けのガイドマップとしては、産業技術総合研究所地質標本館発行のものがある<sup>47, 48)</sup>。また、一般向けの解説も発行されている<sup>49-55)</sup>。地形学図・地質図としては、土地分類基本調査の地形分類図・表層地質図<sup>5)</sup>、土地条件図<sup>7)</sup>、5万分の1地質図幅<sup>1)</sup>、7.5万分の1地質

図幅<sup>31)</sup>、20万分の1地質図幅<sup>56, 57)</sup>、特殊地質図<sup>13)</sup>がある。

筑波山周辺の自然全般については、一般向けのガイドマップ<sup>58, 59)</sup>が公開、頒布されており、博物館の図録<sup>60, 61)</sup>が刊行されている。また、一般向けの普及書あるいはハンドブック<sup>62-68)</sup>も参照されたい。

## 3. 筑波山周辺の岩石・鉱物

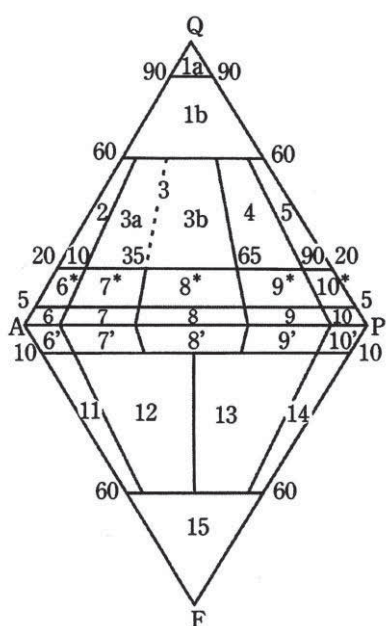
### 3-1 岩石

筑波山の岩体を構成する岩石は、2-2に述べた通り、頂上付近の斑れい岩質岩石とこれを取り巻くように分布する花崗岩質岩石とに分けられる。従来より、火成岩中のSiO<sub>2</sub>含有量を用いて、45%以下を超塩基性岩、45～52%を塩基性岩、52～66%を中性岩、66%以上を酸性岩として分類されているが、現在では、モード組成 (薄片を用いて鉱物の容量比を測定した実際の鉱物組成) による火成岩の分類<sup>69)</sup>が一般的となっている (図4)。火成岩は鉱物の量比により分類され、岩石中の有色鉱物 (苦鉄質あるいはマフィック鉱物) の含有%を表す色指数が90より小さい場合、QAPF図 (Q: quartz, 石英, A: alkali feldspar, アルカリ長石, P: plagioclase, 斜長石, F: feldspathoidあるいはfoid, 準長石あるいはフォイドのモード組成) で分類する。斑れい岩類に関しては、さらに斜長石-輝石-角閃石の量比により分類される。また、色指数90より大きい場合は超苦鉄質岩と呼ばれ、かんらん石-輝石-角閃石の量比により分類される。この他に斑れい岩類では、斜長石-輝石-かんらん石、斜長石-斜方輝石-単斜輝石、超苦鉄質岩では、かんらん石-斜方輝石-単斜輝石を端成分とする三角ダイヤグラムを用いることもある<sup>70)</sup>。さらに火山岩では、化学組成により分類されることも多い。まず、MgO (重量%) で大別した後、Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (重量%) とSiO<sub>2</sub> (重量%) との量比で分類する。変成岩は広域変成岩 (例: 片麻岩, 結晶片岩, 千枚岩), 接触変成岩 (例: ホルンフェルス, 粘板岩), 断層による変成岩 (例: マイロナイト, カタクレサイト) に分類される。これらの分類によれば、筑波山周辺地域に分布する岩型は、深成岩では花崗岩, 花崗閃緑岩, トーナラル岩, 斜長岩, 斑れい岩, 輝石角閃石斑れい岩など、変成岩では、ホルンフェルス, 片麻岩, マイロナイトなどである。

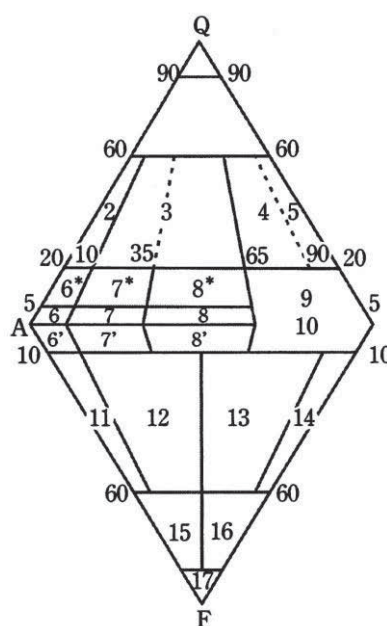
北部の笠間市から筑波山にかけて広く分布する花崗岩質岩石についての詳細な研究が開始された時点では、筑波山周辺の筑波型花崗岩と北方に分布する稲田型花崗岩とに分けられ、稲田型花崗岩が筑波型花崗岩に貫入するとされた<sup>24, 71)</sup>。その後、岩相および化学組成から筑波型花崗岩 (斑状黒雲母花崗岩・両雲母花崗岩・球状岩), 稲田型花崗岩 (黒雲母花崗岩・ペグマタイト・球状ペグマタイト), 上城型花崗岩 (複雲母花崗岩) に3区分された<sup>25, 72)</sup>。斑れい岩質岩石については、岩相から斑れい岩,

斜長岩、角閃岩として記載され、このうち、斑れい岩は、さらにシソ輝石斑れい岩(男体山)、カンラン石斑れい岩(女体山)、輝石類の変質により生成した角閃石の一種であるウラル石が顕著に認められるウラル石斑れい岩に区分された<sup>73)</sup>。筑波山周辺に関する地球科学関係のガイドブックには、これらの結果に基づき、男体山頂上付近を角閃片岩とし、女体山頂の東側に斜長岩の分布を加えた地質図が掲載されている<sup>28, 74, 75)</sup>。花崗岩の年代に関しては、K-Ar年代測定により、筑波型花崗岩(雪入および北条)では59Ma、稲田型花崗岩(稲田)では63Ma、上城型花崗岩(上城)では59Maの値が得られて

いる<sup>76)</sup>。高橋(1982)は、筑波地域の花崗岩質岩石の詳細な産状の調査に基づき、粗粒花崗岩体、細粒花崗閃緑岩体、中粒花崗閃緑岩体、加波山細粒花崗岩体、山尾細粒花崗岩体、斑状花崗閃緑岩体、両雲母花崗岩体の七岩体に区分し、各花崗岩体の貫入関係が示されている<sup>27)</sup>。また、Sr同位体比(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)測定における全岩および鉱物アイソクロン年代を求め、粗粒花崗岩で61.6±4.3Ma(全岩)および60.2±0.4Ma(鉱物)、斑状花崗閃緑岩で59.5±2.7Ma(鉱物)、山ノ尾の花崗岩ペグマタイト脈で58.3±2.3Ma(鉱物)および59.9±4.0Ma(全岩)の値が得られている<sup>77)</sup>。このことから、花崗岩の貫入

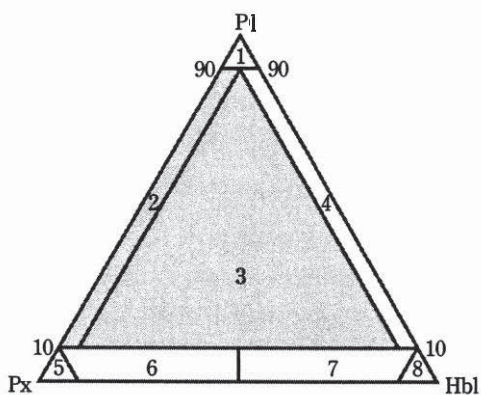


色指数 90 以下の深成岩の分類



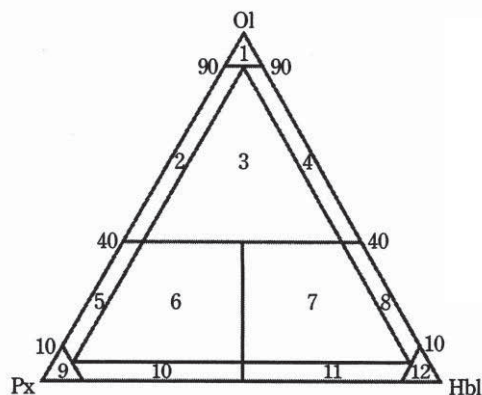
色指数 90 以下の火山岩の分類

Q: 石英, A: アルカリ長石, P: 斜長石, F: 準長石.



斑れい岩の分類

Pl: 斜長石, Px: 輝石, Hbl: 角閃石



色指数 90 以上の深成岩(超苦鉄質岩)の分類

Ol: かんらん石, Px: 輝石, Hbl: 角閃石

図4 モード組成(QAPF図)による火成岩の分類. Le Maitre (1989) および八田 (1993) より作成

テージに関係なく59-62 Maに集中することから、花崗岩形成のマグマ活動が短期間(3Ma以内)に生じ、Rb-Sr全岩アイソクロン年代とK-Ar鉱物年代の一致は花崗岩質マグマの急激な冷却を意味している<sup>77)</sup>とした。斑れい岩の年代については、斑れい岩質ペグマタイト中の普通角閃石(霞ヶ浦用水筑波1号トンネル)における66.3±3.3 Maおよびコートラングタイト中の普通角閃石(霞ヶ浦用水筑波2号トンネル)における75.0±3.7Maが報告され、花崗岩より斑れい岩の生成の方が古いことが示されるとともに、野外観察結果により斑れい岩と花崗岩との関係については、斑れい岩が捕獲岩であることが

判明している<sup>1)</sup>。さらに、山頂付近では、斑れい岩に貫入するランプロファイアも観察され、明瞭な自形は示さないが、細粒の角閃石、輝石、斜長石から構成されており、スペサルタイトに分類される。なお、筑波山周辺地域に分布する各岩型の貫入関係と放射年代とが整理され、現在の本地域の深成岩類は、斑れい岩類、筑波花崗岩、稲田花崗岩、加波山花崗岩に区分されている(図5)<sup>78)</sup>。

筑波山周辺には変成岩が分布し、筑波変成岩類<sup>79, 80)</sup>および吾国山変成岩類<sup>81)</sup>と呼ばれ、いずれも高温低圧型とされる。また、これらの変成岩類は、西南日本内体の領家帯に分布する高温低圧型変成岩である領家変成岩

深成岩		火山岩	
1a	石英岩		
1b	石英に富む花崗岩質岩		
2	アルカリ長石花崗岩	2	アルカリ長石流紋岩
3	花崗岩	3	流紋岩
3a	閃長花崗岩		
3b	モンゾ花崗岩		
4	花崗閃緑岩	4	デイサイト
5	トータル岩	5	デイサイト
6*	石英アルカリ長石閃長岩	6*	石英アルカリ長石粗面岩
6	アルカリ長石閃長岩	6	アルカリ長石粗面岩
6'	準長石含有アルカリ長石閃長岩	6'	準長石含有アルカリ長石粗面岩
7*	石英閃長岩	7*	石英粗面岩
7	閃長岩	7	粗面岩
7'	準長石含有閃長岩	7'	準長石含有粗面岩
8*	石英モンゾナイト	8*	石英レータイト
8	モンゾナイト	8	レータイト
8'	準長石含有モンゾナイト	8'	準長石含有レータイト
9*	石英モンゾ閃緑岩・石英モンゾ斑れい岩		
9	モンゾ閃緑岩・モンゾ斑れい岩	9	安山岩 (SiO <sub>2</sub> > 52%)
9'	準長石含有モンゾ閃緑岩・準長石含有モンゾ斑れい岩		
10*	石英閃緑岩・石英斑れい岩・石英斜長岩		
10	閃緑岩・斑れい岩・斜長岩	10	玄武岩 (SiO <sub>2</sub> < 52%)
10'	準長石含有閃緑岩・準長石含有斑れい岩・準長石含有斜長岩		
11	準長石閃長岩	11	フォノライト
12	準長石モンゾ閃長岩	12	テフライト質フォノライト
13	準長石モンゾ閃緑岩・準長石モンゾ斑れい岩	13	フォノライト質ベイサナイト・フォノライト質テフライト
14	準長石閃緑岩・準長石斑れい岩	14	ベイサナイト・テフライト
15	フォイドライト	15	フォノライト質フォイダイト
		16	テフライト質フォイダイト
		17	フォイダイト

斑れい岩	
1	斜長岩
2	斑れい岩・斑れい岩ノーライト・ノーライト
3	輝石角閃石斑れい岩・輝石角閃石斑れい岩ノーライト・輝石角閃石ノーライト
4	角閃石斑れい岩
5	斜長石含有輝岩
6	斜長石含有角閃石輝岩
7	斜長石含有輝石角閃石岩
8	斜長石含有角閃石岩

超苦鉄質岩	
1	ダナイト
2	輝石かんらん岩
3	輝石角閃石かんらん岩
4	角閃石かんらん岩
5	かんらん石輝岩
6	かんらん石角閃石輝岩
7	かんらん石輝石角閃石岩
8	かんらん石角閃石岩
9	輝岩
10	角閃石輝岩
11	輝石角閃石岩
12	角閃石岩

類の東方延長と判断されている<sup>1)</sup>。筑波変成岩類のK-Ar年代測定では、56±4Ma(黒雲母)<sup>82)</sup>および58～62Ma(黒雲母および白雲母)<sup>83)</sup>が得られている。なお、本地域における深成岩、変成岩についての研究史がまとめられている<sup>1,84)</sup>。

産業技術総合研究所地質調査総合センターの地質図Navi<sup>85)</sup>によれば、筑波山周辺地域～笠間市に分布する主たる岩石は以下の通りである。①暁新世-前期始新世の花崗閃緑岩：約6500万年前～5200万年前にマグマが地下の深いところで冷えて固まった花崗閃緑岩、②暁新世-前期始新世の花崗岩：約6500万年前～5200万年前にマグマが地下の深いところで冷えて固まった花崗岩、③後期白亜紀の苦鉄質深成岩類：約1億年前～6500万年前にマグマが地下の深いところで冷えて固まった斑れい岩質の深成岩、④領家変成岩の泥質片麻岩(珪線石帯)：約1億年前～6000万年前に地下深くのかなり高い温度で形成された泥岩起源の領家変成岩類、⑤領家変成岩の泥質片麻岩(黒雲母帯-堇青石帯)：約1億年前～6000万年前に地下深くのやや高い温度で形成された泥岩起源の領家変成岩類、⑥領家変成岩の珪質片麻岩(黒雲母帯-堇青石帯)：約1億年前～6000万年前に地下深くのやや高い温度で形成されたチャート起源の領家変成岩類、⑦領家変成岩の石灰質片麻岩(黒雲母帯-堇青石

帯)：約1億年前～6000万年前に地下深くのやや高い温度で形成された石灰岩起源の領家変成岩類、⑧前期中新世-中期中新世の珪長質火山岩類(非アルカリ貫入岩)：約2200万年前～1500万年前にマグマの一部が地下の浅いところで冷えて固まったもの(貫入岩)、⑨中-後期ジュラ紀の付加コンプレックスの石灰岩ブロック(石炭紀-ペルム紀)：約1億7600万年前～1億4600万年前に付加した石灰岩、⑩中-後期ジュラ紀の付加コンプレックスの基質：約1億7600万年前～1億4600万年前に海溝で複雑に変形した地層(付加体)。

### 3-2 鉱物

筑波山周辺地域においては、鉱石名としての長珪石を稼行対象とするほど大規模ではないものの、いくつかのペグマタイト産地が存在する。とくに本地域では、桜川市真壁町山ノ尾の花崗岩ペグマタイトがよく知られている。この他、筑波山頂付近には斑れい岩ペグマタイト、かすみがうら市雪入(ゆきいり)のリン酸塩鉱物を多量含むペグマタイト、笠間市南指原(なじわら)石灰山(いしばいやま)のドロマイトスカルン生成の原因となった花崗岩中のペグマタイトなどがあげられる。

桜川市真壁町山ノ尾の花崗岩ペグマタイト脈には、種々の鉱物が産出する<sup>86,87)</sup>。石英、アルカリ長石、黒雲

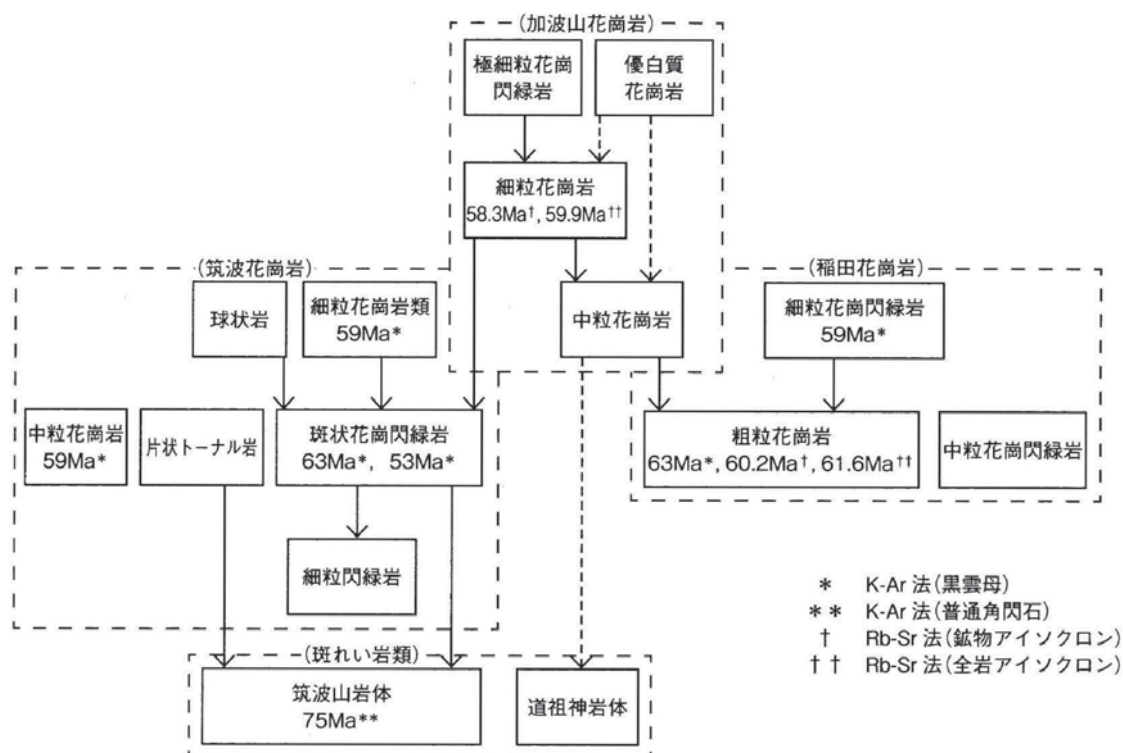


図5 筑波地域の深成岩類の貫入関係と放射年代。実線の矢印：露頭で確認された貫入関係。破線の矢印：推定される貫入関係<sup>78)</sup>

母、白雲母が脈や晶洞中に自形で結晶成長することにより、巨晶となった。この他、斜長石、緑柱石、ザクロ石（アルマンディン）、電気石、ジルコン、モナザイト、ゼノタイム、コルンブ石も自形で産出することが多い。また、リン灰石、リン灰ウラン石、褐レン石、 $\beta$ -ウラノフェンの産出例もある。なお、現在、山ノ尾は立ち入り禁止である。

筑波山の山頂部に露出する斑れい岩には、カンラン石、輝石（シソ輝石、透輝石）、角閃石（普通角閃石、アクチノ閃石、カミングトン閃石）、斜長石が局所的に存在している。女体山頂上付近の斑れい岩ペグマタイトおよび斜長岩の岩相を図6に示す。斑れい岩においては、各鉱物の巨晶が多く含まれ、へき開面が観察される。斑れい岩転石中の角閃石の主成分化学組成をXRF-EDS（エネルギー分散型蛍光X線分析）のFP法により得た結果を表1に示す。また、微量元素としてS、Zn、Cuが存在する。さらに、SN比向上のため、長時間測定を行ったところ、CrおよびNiの含有が確認された。

かすみがうら市雪入におけるペグマタイトの特徴はリン酸塩鉱物が多種産出することにある<sup>88)</sup>。リン酸塩ペグマタイトとも呼ばれ、雪入では、日本で初めて15種のリン酸塩鉱物の産出が確認された。記載によれば、この他に10種の既知リン酸塩鉱物、これらに伴う13種の鉱物が確認されている。雪入で採取された鉱物の一部は、雪入ふれあいの里公園で観察することができる。

笠間市南指原には、ドロマイトスカルンが存在し、Mgを含む種々の鉱物が産出する<sup>87)</sup>。ドロマイト透輝石、

フォルステライト、フロゴパイト、トレモライト、斜ヒューム石、珪灰石の他に、セピオライトが脈状に存在する。他に苦土電気石やクロライト、混合層粘土鉱物も認められる。この旧石切場付近には、接触変成作用の原因と考えられる花崗岩が存在し、ペグマタイト脈が貫入し、この中には鉄電気石が認められる。

### 3-3 風化

日本においては、花崗岩質岩石は風化により砂状の物質であるマサに変質していることが多い。これは、花崗岩質岩石に他の鉱物より高い熱膨張率を示し、低い溶解度をもつ石英が含まれていること、長石類および雲母類との熱膨張率の差があることに起因する。また、風化により長石類および雲母類は、カオリン鉱物やパーミキュライト等に変質する。斑れい岩は、石英を含まず、風化の進行によりカオリン鉱物やクロライト等の粘土鉱物に変質する。筑波山の周囲に広がる土石流堆積物中の花崗岩礫と斑れい岩礫の風化の相違を比較検討した結果では、斑れい岩は粘土の生成により内部に天然水が浸透しなくなるが、花崗岩では風化生成物が砂礫質のマサであるがゆえに、内部にまで天然水が浸透し、深部に至るまで風化する<sup>89)</sup>とされている。この結果から、Goldich<sup>90)</sup>による「(高温条件で形成された)斑れい岩の分解速度は(より常温常圧に近い条件で形成された)花崗岩の分解速度を上回る」という記述は必ずしも正しくないことが指摘される。稲田型花崗岩の風化断面においては、深さ方向における諸性質の変化が詳細に調査され、次のようにま

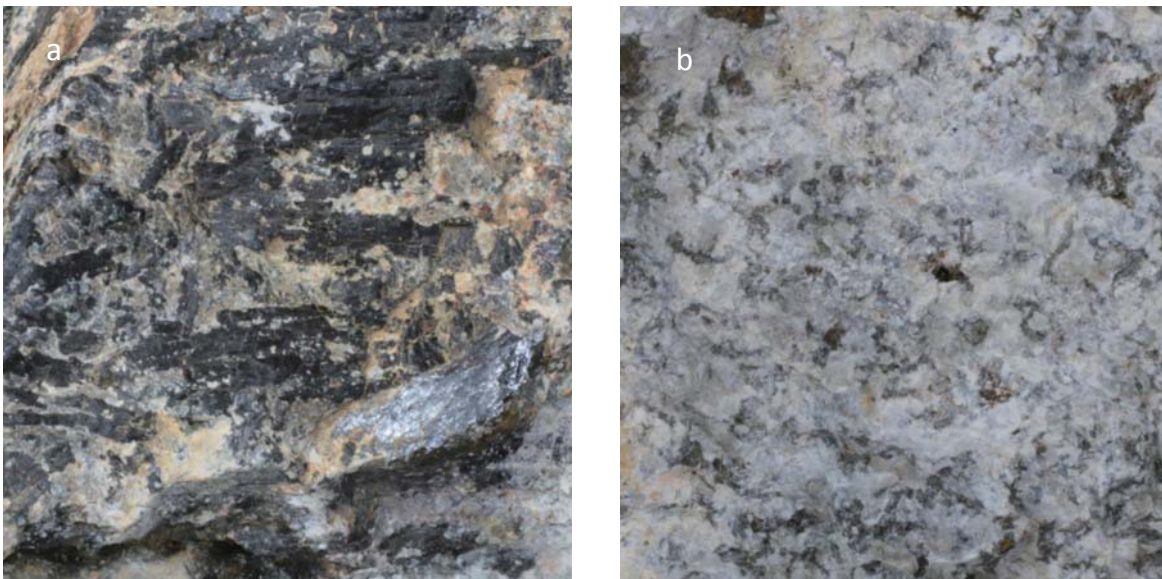


図6 筑波山（女体山頂）付近の斑れい岩ペグマタイト (a) および斜長岩 (b)。両画像において、黒色部が角閃石、白色部が斜長石。角閃石では数～10cmに及ぶ巨晶が観察される

20mm

とめられている。最初に化学的溶脱が行われ、鉱物の変質と物理的性質の変化がもたらされる。また、物理的性質の変化が化学的溶脱作用を促進させる。鉱物の変質は砂質のマサをつくり、これが厚い風化層形成の素因となる。そして、力学的変化の多様性は、与えられた外力に対して、風化物質の物理的な性質が複合して応答する結果である<sup>91)</sup>。

#### 4. 筑波山の気象・気候

筑波山周辺の年平均気温は、筑波山山頂では10℃弱<sup>92)</sup>、山麓のつくば(館野)では13.8℃であり<sup>93)</sup>、山頂の方が4℃程度低い。年平均降水量は、つくば(館野)で年平均降水量1283 mmである<sup>93)</sup>。なお、1970年代までの筑波山周辺の気象データがまとめられている<sup>94, 95)</sup>ので、参照されたい。

筑波山山頂における気象観測は、1893年に冬季観測、1902年に通年観測が開始された<sup>96-111)</sup>。その気象観測は100年以上継続したが、2001年のアメダス観測地点の統廃合により廃止された。しかし、2006年から筑波大学のプロジェクトとして、同じ場所での気象観測が再開された<sup>112-114)</sup>。現在では、筑波山神社と筑波大学が共同観測を継続している。筑波山山頂における過去約100年間における気温の長期変化は、約0.4℃/100年の上昇傾向にあり<sup>115)</sup>、1930年代から1960年代は+0.88℃/30年の上昇傾向、1960年代から1990年代は-0.85℃/30年の減少傾向、近年では+1.22℃/30年の急激な上昇傾向に推移している<sup>92)</sup>。なお、筑波山南側の尾根での気象観測も行われている<sup>116)</sup>。

筑波山の西側斜面では、冬がよく晴れた静穏な夜間に、周囲の平野部では強い放射冷却の影響で気温が低下するのに対し、標高100~400mの斜面上では、夜間に冷却

され、相対的に重くなった気塊が斜面冷気流となって斜面上を下降するため、相対的に気温の高い斜面温暖帯が出現する。筑波山における斜面温暖帯の観測は古くから行われ、地球温暖化の影響予測などを目的として、近年も精力的に行われている<sup>117-128)</sup>。筑波山の西側斜面では、斜面温暖帯で霜が降りにくいことを利用して、柑橘類が古くから栽培されている<sup>120, 129, 130)</sup>。柑橘類中で特徴的なものは、在来種の福来(ふくれ)みかんである。なお、斜面温暖帯についての一般向けの解説<sup>131)</sup>も参照されたい。

筑波山周辺では冬期に北西風が卓越し、それは「筑波おろし」また「空っ風」と呼ばれている<sup>132-134)</sup>。それは地形要因と熱的な要因を合わせ持つと考えられるが、明瞭な概念モデルは提案されていない<sup>135)</sup>。筑波おろしを軽減するために、筑波山の山麓では集落全体を取り囲む屋敷林が見られる<sup>136, 137)</sup>。

#### 5. 筑波山の植生と菌類相

##### 5-1 植生

筑波山は古くから山岳信仰の対象であり、山頂から南斜面にかけては筑波山神社によって森林が保護されてきたため<sup>138, 139)</sup>、豊かな生物相が保たれ、天然林も一部で残存している<sup>139)</sup>。また、筑波山は比較的東京から近いこともあり、明治時代より多くの研究者により植物相の調査が行われてきた<sup>138)</sup>。筑波山の植物に関する最初の報告は、東京医学校(現在の東京大学医学部)の植物学及び動物学のお雇い外国人教授として、日本政府によりドイツから招聘された<sup>138)</sup>Ahlburgによるもの<sup>140)</sup>で、スギ*Cryptomeria japonica* (Thunb. ex L.f.) D. Donやトチノキ*Aesculus turbinata* Blumeなど14分類群が報告され<sup>138, 140)</sup>、その後、東京帝国大学の三好学により筑波山に分布する植物目録が出版され<sup>141)</sup>、筑波山の植物相の全容が初めて明らかと

表1 斑れい岩ペグマタイト(転石)中の角閃石(Am: amphibole)のXRF-EDS (FP法)による主成分化学組成

	Am1	Am2	Am3	Am4	Am5
SiO <sub>2</sub>	37.51	39.92	39.15	38.61	37.21
TiO <sub>2</sub>	5.33	4.30	3.20	3.71	4.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.58	11.13	16.10	14.80	16.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.91	21.76	20.55	20.91	21.67
MnO	0.16	0.25	0.16	0.25	0.30
MgO	9.75	8.66	10.79	9.37	8.76
CaO	10.48	12.23	8.66	11.55	10.72
Na <sub>2</sub> O	2.62	0.84	0.87	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.66	0.90	0.52	0.80	0.72
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

(wt%)



なった。また、牧野富太郎は日本国内において2例目となるヤマトグサ *Theligonum japonica* Okubo & Makino を筑波山において記録した<sup>142)</sup> ほか、筑波山にのみ分布する固有植物であるホシザキユキノシタ *Saxifraga stolonifera* L. var. *aptera* Makino (図7) を、ユキノシタの新変種として記載した<sup>143)</sup>。さらに、筑波山を基準産地として新たに記載された維管束植物は26分類群にのぼり<sup>144)</sup>、ツクバキンモンソウ *Ajuga yezoensis* Maxim. ex Franch. & Sav. var. *tsukubana* Nakai (図8) やツクバトリカブト *Aconitum japonicum* Thunb. subsp. *maritimum* (Tamura & Namba) Kadota のように、「筑波」を冠する和名を持つ種も存在する。

以上のように、筑波山では古くから植物相の調査が行われており、その結果これまでに1,161種<sup>144)</sup>の維管束植物及び96種の蘚苔類<sup>145)</sup>が報告されている。この種数は、茨城県に分布する維管束植物や蘚苔類の半数近く、あるいはそれ以上が筑波山に分布することを示しており<sup>144)</sup>、筑波山が植物の多様性が豊かな地域であることが窺える。この要因としては、筑波山は暖温带林と冷温

帯落葉広葉樹林(夏緑樹林)の分布境界に位置し<sup>146)</sup>、標高30 m前後の山麓から、女体山頂の877 mまでの標高差の中に、垂直的に変化に富んだ植生が存在することが挙げられる。

植生帯の区分と環境条件とを比較する際に、吉良<sup>147)</sup>の温量指数(暖かさの指数: WI)がよく用いられる。これは、植物が1年間に利用可能な積算温度が重要であるとの考えに基づき、経験的に5°Cが平均的な植物の発育限界だと仮定し、12か月分の各月平均気温のうち、5°C以上の部分を累積したものである。また、後に考案された寒さの指数(CI)は、12か月分の各月平均気温のうち5°C以下の部分を累積してマイナス記号を付けたものをいう<sup>148)</sup>。

筑波山の男体山山頂付近(海拔標高868 m)に所在する筑波山地域気象観測所(現在の筑波山神社・筑波大学計算科学研究センター共同気象観測所, 図9)の気象観

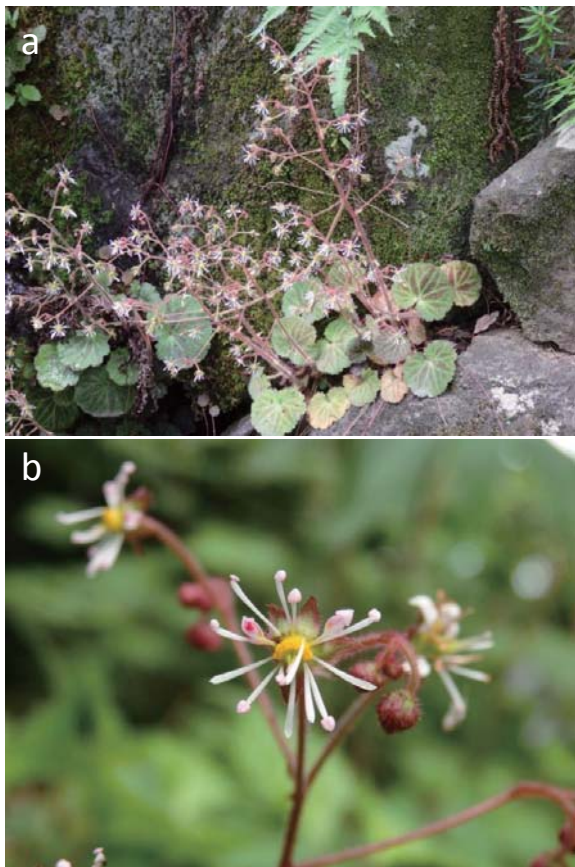


図7 ホシザキユキノシタ. a:生育の様子(2015年6月8日, 筑波山神社). b:花の拡大(2015年6月14日, 男体山山頂付近)



図8 ツクバキンモンソウ(2008年4月26日, 女体山付近)



図9 筑波山神社・筑波大学計算科学研究センター共同気象観測所の案内看板(2016年6月30日, 男体山山頂付近)

測資料によると、同地の年平均気温は9.3℃、年降水量は1,270 mmである<sup>149)</sup>。この観測値に基づき、男体山山頂付近におけるWIは69.6℃・月、CIは-18.3℃・月であると算出されており<sup>149)</sup>、この値は吉良<sup>147)</sup>に基づくと男体山山頂付近が冷温帯に属することを示している。これを反映して、女体山や男体山の山頂付近ではブナ *Fagus crenata* Blume、イヌブナ *F. japonica* Maxim. やミズナラ *Quercus crispula* Blume などからなる夏緑樹林が分布している(図10)<sup>139,146)</sup>。筑波山のようにブナ分布域の南部において山頂部に孤立して存在するブナ林は、最終氷期の最寒冷期(約21,000~18,000年前)の遺存種であり<sup>150)</sup>、後氷期の温暖化に伴い、山頂部のレフュージアに退避して残存した個体群であると考えられている<sup>148,151)</sup>。しかし、筑波山の夏緑樹林は面積が狭く、ブナは老齢木が多い一方で後継となる若齢木が少ないため、樹勢の衰退が進行していると考えられている<sup>144)</sup>。これまでに、筑波山には7,073本のブナ、1,649本のイヌブナが生育していることが明らかとなっており<sup>150)</sup>、これ

らの中でも樹勢が衰退している個体については、茨城県が腐朽箇所の治療、実生苗の移植、踏み付けを防止するためのロープ柵設置などの対策を講じ、樹勢の回復を図っている<sup>144,150)</sup>。

筑波山の海拔標高310 m地点では、WIが97.6℃・月、CIが-5.5℃・月であり<sup>152)</sup>、この値は吉良<sup>147)</sup>に基づくと筑波山の中腹が暖温帯に属することを示している。海拔標高280 m前後の筑波山神社の社殿裏手付近では、スギ、イヌガヤ *Cephalotaxus harringtonia* (Knight ex J.Forbes) K.Koch、カヤ *Torreya nucifera* (L.) Sieb. & Zucc., モミ *Abies firma* Sieb. & Zucc. (図11)などの針葉樹の大径木と、アカガシ *Q. acuta* Thunb., シラカシ *Q. myrsinaefolia* Blume, ウラジロガシ *Q. salicina* Blume, アラカシ *Q. glauca* Thunb., ツクバネガシ *Q. sessilifolia* Blume, スダジイ *Castanopsis sieboldii* (Makino) Hatus. ex T. Yamaz. & Mashiba (図12), ユズリハ *Daphniphyllum macropodum* Miq., タブノキ *Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc., ヤブツバキ *Camellia japonica* L.などの常緑広葉樹が混生し、さらにシキミ *Illici*

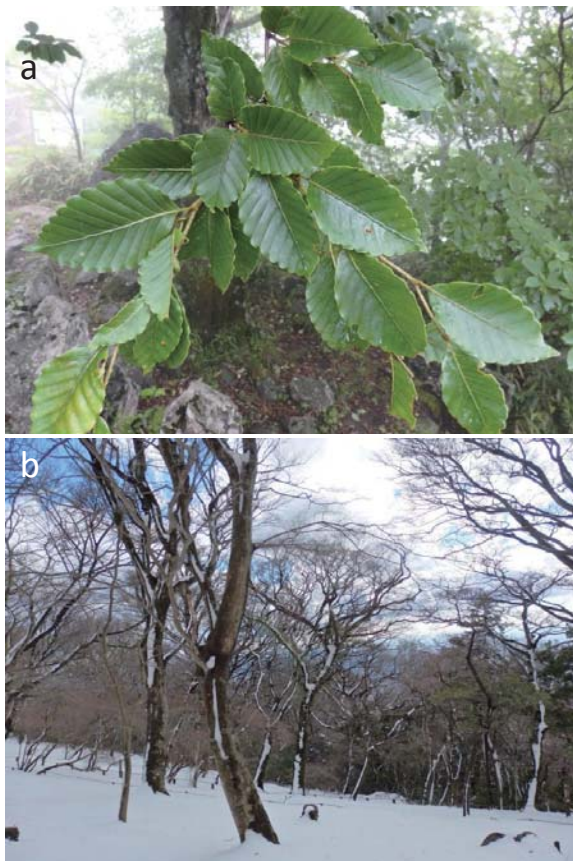


図10 ブナ、イヌブナやミズナラなどからなる夏緑樹林。a:ブナの葉の拡大(2016年6月15日, 男体山山頂付近)。b:積雪下の夏緑樹林(2015年2月19日, 女体山付近)



図11 モミ。a:モミの大径木からなる暖温帯林(2016年9月22日, 風返峠付近)。b:モミの葉の拡大(2009年4月22日, つつじヶ丘付近)

*um anisatum* L., サカキ *Cleyera japonica* Thunb., ヒイラギ *Osmanthus heterophyllus* (G. Don) P.S. Green var. *bibracteatus* (Hayata) P.S. Green などの常緑の灌木や、サネカズラ *Kadsura japonica* (L.) Dunal, ツルグミ *Elaeagnus glabra* Thunb., テイカズラ *Trachelospermum asiaticum* (Sieb. & Zucc.) Nakai などのつる性植物が繁茂した森林が見られ、これらは明らかに暖温帯の植生を示している<sup>139)</sup>。

以上のように、筑波山は山頂付近が夏緑樹林、中腹以下が暖温帯林であり、海拔標高600 m付近で暖温帯林から夏緑樹林への遷移が見られる<sup>139)</sup>。なお、筑波山周辺の加波山、吾国山、難台山などでも植林されていない部分では、このような植生の垂直分布を観察することができる<sup>139)</sup>。

また、筑波山には植林されたスギやアカマツ *Pinus densiflora* Sieb. & Zucc. からなる人工林、天然林が伐採された後に侵入したと考えられるコナラ *Q. serrata* Murray などからなる二次林、以前は茅場として利用されていたススキ *Miscanthus sinensis* Andersson の草原など、様々な二次的な植生も見られる。スギ林やアカマツ林は筑波山南斜面の筑波山神社周辺、あるいは北斜面の桜川市真壁町側の中腹から山麓に至るまで広く分布するが、アカマツ林は1980～1990年代にマツノザイセンチュウにより壊滅的な被害を受けている<sup>144)</sup>。コナラなどの二次林も、筑波山中腹から山麓まで広く分布し、以前は薪炭林や農用林として利用されてきた<sup>144)</sup>。ススキ草原は筑波山の東斜面に位置するつつじヶ丘にわずかに残存している<sup>144)</sup>。

筑波山に分布する維管束植物のうち、草本植物ではカタクリ *Erythronium japonicum* Decne., ニリンソウ *Anemone flaccida* F. Schmidt., キクザキイチゲ *An. pseudotaica* H. Hara などの北方系の春植物が山頂付近の夏緑



図12 スダジイの大径木 (2014年5月6日, 桜川市真壁町薬王院)

樹林において見られる<sup>144, 153)</sup> 点が特徴的である。一方、山麓から中腹にかけての暖温帯林では、筑波山周辺を分布北限とするタンザワウマノズクサ *Aristolochia kempferi* Willd. var. *tanzawana* Kigawa, ハチジョウベニシダ *Dryopteris caudipinna* Nakai, アマクサシダ *Pteris dispar* Kunze などの暖地性の草本植物やシダ植物が見られる<sup>144)</sup>。このように、筑波山は北方系の植物と、南方系の暖地性植物の分布境界となっている<sup>144, 146)</sup>。

## 5-2 菌類相

茨城県ではこれまでに少なくとも886種の大型菌類(きのこ類)が記録されており<sup>154, 155)</sup>、筑波山では269種の大型担子菌類<sup>156)</sup> および38種の大型子嚢菌類<sup>157)</sup> が報告されている。筑波山から報告された大型担子菌類のうち、アカハチノスタケ *Hexagonia cucullata* (Mont.) Murill (図13) は、日本国内では沖縄県に次いで2例目の記録であり、筑波山の山頂付近の夏緑樹林で採集されたことから、本菌は日本では亜熱帯から冷温帯までの広い地域に分布することが明らかとなった<sup>156)</sup>。また、同様に山頂付近の夏緑樹林では、ブナ、イヌブナやミズナラの腐朽木上に発生するツキヨタケ *Omphalotus japonicus*

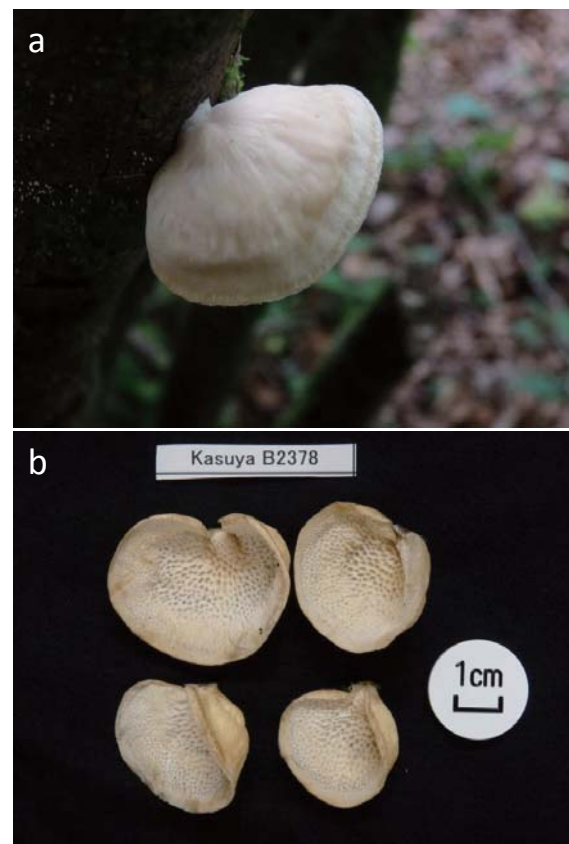


図13 アカハチノスタケ (2015年6月14日, 男体山山頂付近). a: かさ表面. b: かさ裏面

(Kawam.) Kirchm. & O.K. Millや、これらの埋もれ木から発生するブナノモリツエタケ *Hymenopellis orientalis* (R.H. Petersen & Nagas.) R.H. Petersen などの種が報告されている<sup>156)</sup>。これらは夏緑樹林を構成する落葉広葉樹に依存している可能性があり、筑波山の山頂付近の菌類相を特徴づける菌類である。一方、筑波山の中腹の暖温帯林では、モミと外生菌根を形成して共生するモミタケ *Catathelasma ventricosum* (Peck) Singer やアカモミタケ *Lactarius deliciosus* (L.) Gray が発生し、地元住民により食用として親しまれている<sup>144, 158)</sup>。とくにモミタケは、筑波山周辺地域では「かざぶくろ」あるいは「さままつ」と呼ばれ<sup>158)</sup>、古くから食用とされている。

植物寄生性の担子菌類では、81種のサビキン類が筑波山から報告されている<sup>144, 159)</sup>。中でも、ヤマツツジ *Rhododendron kaempferi* Planch. に寄生する *Caecoma tsukubaense* P.E. Crane, Yamaoka, Engkhan. & Kakish. (図14a) は筑波山で採集された標本に基づき新種記載さ

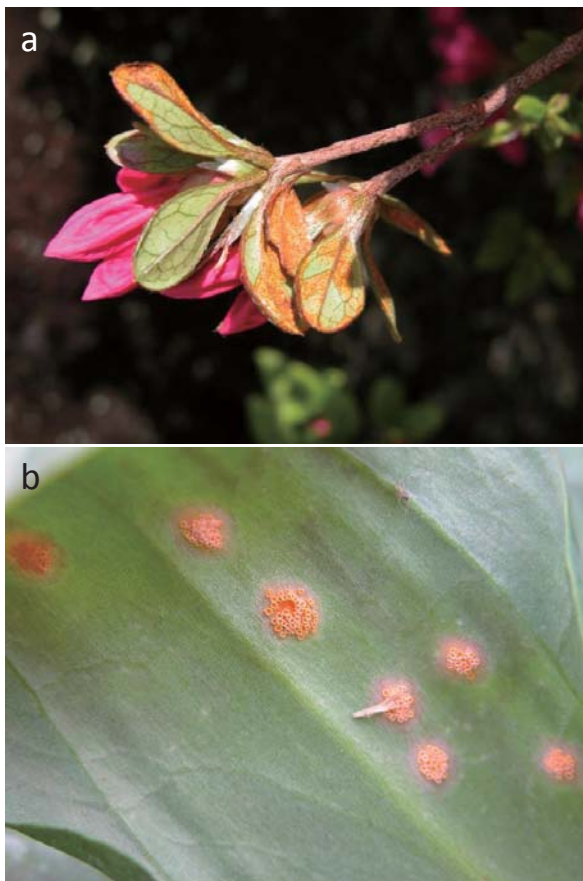


図14 筑波山に見られるサビキン類。a: ヤマツツジに寄生する *Caecoma tsukubaense* (2009年4月22日, 筑波山神社付近)。b: カタクリに寄生する *Uromyces erythronii* (2009年4月22日, 女体山付近)

れた<sup>160)</sup>。サビキン類は絶対寄生菌で、一般に宿主範囲が狭く、宿主特異性が高い<sup>159)</sup>ことから、それらの分布は宿主植物の分布に制限を受ける。筑波山でも、ブナに寄生する *Pucciniastrum fagi* G. Yamada, リョウブ *Clethra barbinervis* Sieb. & Zucc. に寄生する *P. kusanoi* Dietel, ヤマボウシ *Benthamidia japonica* H. Hara に寄生する *P. corni* Dietel やカタクリに寄生する *Uromyces erythronii* (DC.) Pass. (図14b) は山頂付近の夏緑樹林でのみ採集されている<sup>159)</sup>。また、ハリガネワラビ *Thelypteris japonica* (Bak.) Ching に寄生し、モミを中間宿主とする *Milesia* sp. やモミに寄生する *Peridermium* sp. は中腹の暖温帯林でのみ報告がある<sup>159)</sup>。このように、筑波山においても、サビキン類の分布は宿主植物の分布に制限を受けることが示されている。

## 6. 霞ヶ浦の概要と水圏環境の変遷

### 6-1 霞ヶ浦の概要と水圏環境の変遷

霞ヶ浦とは、茨城県南部に位置する西浦、北浦、外浪逆浦の3湖沼と、それらをつなぐ常陸川、北利根川、鰐川の3河川の総称であり、その総面積は220 km<sup>2</sup>と広大で琵琶湖(670 km<sup>2</sup>)に次ぐ日本第2位の面積を誇る海跡湖である(図15, 表2)。古くから景勝地として愛され、ワカサギ漁をはじめとする水産業の拠点として、農業を支える水源として、人々の生活を支えてきた。一方、過去には洪水や塩害の被害がしばしば引き起こされており、近年では富栄養化等に伴う水圏環境悪化が問題となっている。霞ヶ浦の歴史的経緯について、アオコの発生やシジミの大量斃死など生物に関する事項、水質や利水事業など水圏環境に関する事項、法律施行等の社会動向に関する事項に分け<sup>161)</sup>、表3に示す。

霞ヶ浦には桜川をはじめとする52河川を通じて年間約14億トンの水が流入するが、水面標高が約0.5m未満と低く、流出河川は常陸川のみとなるため、しばしば洪水に悩まされてきた。霞ヶ浦の洪水は、流域内の降雨により引き起こされる洪水と、利根川の増水が常陸川を逆流して引き起こされる洪水(逆流洪水)の2パターンが存在した。1948年には水害防止対策の一環として、常陸川および北利根川の浚渫工事が実施され、以降流域内の降雨に伴う洪水の被害は減少した。一方、浚渫によって海水遡上が容易になったため、満潮時に海水が逆流して霞ヶ浦の塩分が上昇し、ヤマトシジミやマハゼなど汽水に適した水生生物の増加や農業への塩害が生じた。1959年には塩害と逆流洪水防止の目的で常陸川水門が建設され、水門操作によって霞ヶ浦の水が淡水化した。1961年には水資源開発促進法が施行され、霞ヶ浦を含む利根川水系は水資源開発水系に指定された。

1968年以降、常陸川水門による霞ヶ浦の淡水化に加え、鹿島臨海工業地帯やつくば研究学園都市など流域の大規

模開発計画により、霞ヶ浦を取り巻く環境は大きく変化した。霞ヶ浦の流域面積は2157 km<sup>2</sup>におよび、そこでは広大な平地を利用した農畜産業が多く営まれてきたが、霞ヶ浦は農業用水のみならず、水道水や工業用水の水源として利用が目論まれた。これに伴い、1971年には霞ヶ浦開発事業が開始され、湖岸堤防のかさ上げと水門操作による霞ヶ浦の「みずがめ」化が実施された。

1970年代以降、霞ヶ浦の水質は急速に悪化し、ヤマトシジミや養殖コイの大量死、アオコの大量発生や、上水のカビ臭発生など、さまざまな環境問題が生じた。また、湖岸堤防のかさ上げにより、かつて水辺に広がっていたヨシやアサザなどの水生植物や湖畔林も減少した。霞ヶ浦の平均水深は4mで琵琶湖(41m)の約10分の1と浅く、容積は約8.5億m<sup>3</sup>で琵琶湖(275億m<sup>3</sup>)の約30分の1と小さいため、その平均滞留時間は約200日となり、琵琶湖(約5.5年)の約10分の1の時間で水が入り替わることとなる。このように、容積が小さく流域面積の大きな霞ヶ浦では、流入水の影響を短時間で色濃く反映するため、富栄養化しやすい傾向にある。この頃から水浴場は徐々に閉鎖され、かつて憩いの場であった自然の浜と水辺は消失した。このような背景から、1982年には「霞ヶ浦富栄養化防止基本計画」(茨城県)が公布され、1984年には霞ヶ浦が「湖沼水質保全特別措置法」の指定湖沼となるなど、水質改善の数値目標のもとに国や

県の対策が講じられることとなった。

「湖沼水質保全特別措置法」では、水質汚濁の指標となる環境基準として、TN (total nitrogen, 全窒素), TP (total phosphorus, 全リン), COD (chemical oxygen demand, 化学的酸素要求量)の3つが定められている。TNは水に含まれるさまざまな窒素化合物中の窒素の量、TPはリン化合物中のリンの量を表し、CODは水のなかにある有機物の量を示す。TNは生物が分解されて生じるタンパク質、アミノ酸、各種の含窒素有機化合物、工場・畜産排水や肥料由来のアンモニアや硝酸、尿素などが原因となって上昇する。TPは、肥料や洗剤、工場排水に含まれる界面活性剤などにより上昇する。また、窒素やリンが河川などから過剰に流れ込むことにより、それを栄養源とする植物プランクトンが増殖し、赤潮や貧酸素化、CODの増加といった富栄養化を引き起こす。霞ヶ浦とその周辺では、湖沼法にもとづく規制とともに、下水道整備、合併処理浄化槽の設置、底泥浚渫、畜産排水処理施設の建設など、水質改善を目的としたインフラの整備が行われてきたが、現在でも3つの水質基準値に改善傾向は認められていない。このように、霞ヶ浦などの日本を代表する多くの海跡湖は、干拓事業や淡水化事業などによりその姿を大きく変え、本来の環境が損なわれている。



図15 霞ヶ浦の概略

## 6-2 汽水域の特性と淡水化事業が及ぼしたヤマトシジミへの影響

汽水域は海と川の接点であり、その環境特性から生物生産が極めて高く、淡水・海水（沿岸）の水圏生態系において、重要な役割をなすことが知られている。一方、人間活動の影響を受けやすい場所でもあるため<sup>162)</sup>、その保全が大きな課題となる。かつての汽水域である霞ヶ浦の環境変化や、利根川に代表される河口堰の建設に伴う環境変化を正確に把握することは、水産学及び生態学の重要な研究課題である。以下に汽水域の特性<sup>163)</sup>を示す。①水温、塩分などの環境変化が非常に大きい。②水深が浅く、水中植物が太陽エネルギーを利用する上で有利であるとともに、陸域からの有機物や栄養塩類の流入によって富栄養であり、生物生産が高い。③流域の都市、工場、家庭からの種々の排水のため、水質が汚濁しやすい。④流速の低下によって河川水中の懸濁物質の沈降、堆積が起こるため、自然の沈殿池の役目を果たしている（汽水湖）。⑤潮汐の影響を受けた水の出入りにより、外海との物質交換が行われる。⑥生物群集は、汽水域に固有な種に加え、海からあるいは淡水環境からやってきたものたちで構成され、変化に富んだ特長のある生物相が見られる。⑦塩分が空間的にも、時間的にも大きく変化する環境であるため、浸透圧耐性の強い生物しか生息できない。そのため、生物種数は少ない。⑧陸域から海域への移行部にあるため、その環境は海と陸の双方の要因によって影響を受け、水理学的には複雑であるとともに生態学的には極めて特異的な場所である。

利根川の河口堰は、1964年に基本計画が決定され、1965年に着工し、1971年に完成した日本初の河口堰であり、その後日本の河口堰建設のモデルとなった。利根川における河口堰建設によって、最も深刻な被害を被った生物の一つにヤマトシジミ (*Corbicula japonica Prime*) が挙げられる。ヤマトシジミは日本における汽水域の代表的な優占種であり、かつては利根川内水面漁業の最重要漁業資源であった。当時ヤマトシジミへの影響

も懸念されたが、堰上流の低塩分化と堰下流の高塩分化、そして底層水の酸素不足も水門操作で抑制されると考えられていた。一方、千葉県公害白書<sup>164)</sup>によると、運用を開始した1971年6～8月にかけて、河口堰の上下流約30 kmの範囲でヤマトシジミ約1万トン斃死し、この原因を酸素欠乏であると指摘している。利根川河口堰の流域水環境に与えた影響については、堰上下流の底質水の貧酸素化、底質の悪化、抽水・沈水植物の減少、底生生物の減少、底生生物減少に伴う魚類、鳥類の減少などが確認されている。結果的に河口堰によって堰上流のヤマトシジミ個体群は消滅し、下流の個体群も不安定化した。1970年の利根川全体のヤマトシジミ漁獲量は37,955トンで、全国の68%を占めていたが、近年では、3トン（最盛期の1万分の1）程度に減少している<sup>165)</sup>。このような事例は、利根川のみならず、河口堰を有する多くの河川で報告されている。長良川では、河口堰の運用により海水の溯上は阻止され、軽い淡水と十分に混合することなく塩分躍層を形成した。その結果、表層からの酸素供給が滞り、堰の下流では底層の溶存酸素量が著しく減少し、汽水性動物に壊滅的打撃を与えた。さらに、底部で常時発生する逆流は有機物を含む土壌を堰に向かって運び、付近の底質を悪化させることや、河口堰により流れが停滞し、上流部で藻類の大発生が繰り返されていること、ヨシ帯の減少による水質悪化等も報告されている<sup>166)</sup>。

ヤマトシジミのような底生生物（ベントス; benthos）は移動性に乏しいため、その生息場所の水質や環境とのつながりがきわめて強い<sup>167)</sup>。ヤマトシジミに関する研究は、生態学研究<sup>168, 169)</sup>に始まり、環境変動の大きな汽水域に生息することから、水温や塩分などの環境適正を中心に数多く報告されている<sup>170-178)</sup>。また、ヤマトシジミの貧酸素耐性<sup>178)</sup>やヤマトシジミと底質との関係性が報告されている<sup>163, 169, 171, 180-182)</sup>。さらに、ヤマトシジミの生態学的競合について<sup>183)</sup>、ヤマトシジミの放流について<sup>184)</sup>、利根川におけるヤマトシジミの減少要因について<sup>185)</sup>調査、検討されている。

表2 霞ヶ浦（西浦、北浦、外浪逆浦、北利根川、常陸川、鰐川）基本データ。

霞ヶ浦（西浦、北浦、外浪逆浦、北利根川、常陸川、鰐川）	
湖面積	220km <sup>2</sup>
流域面積	2157km <sup>2</sup>
平均水深	4.0m
最大水深	7.3m
容積	8.5億m <sup>3</sup>
湖水平均滞留時間	約200日
流入河川	52本
流出河川	1本

表3 霞ヶ浦年表. 高安克己(編), 汽水域の科学講師グループ<sup>161)</sup>に加筆.

西暦	事項		
	生物	水圏環境	社会動向
1896		土浦大洪水	
1902		湖内での砂利採取開始	
1919		干拓の実施	開墾助成法の制定
1923	アオコの大量発生		
1938		大洪水	
1940		湾奥部で醸造工場由来の水質汚濁発生	
1946	アオコの大量発生		
1948		常陸川、北利根川の浚渫工事開始	
1955		常陸川塩害、湖内塩分上昇	
1957		利根川洪水、常陸川塩害。	霞ヶ浦上水道事業化認可
1958		霞ヶ浦塩害	水質保全法、工場排水法が施行
1959		常陸川水門の工事開始	
1961		霞ヶ浦水道給水開始、70種の水生植物記録	水資源開発促進法が施行
1962		潮来町上水道供給開始	
1963	鯉のいけす養殖開始	常陸川水門完成、鹿島臨海工業地帯の建設開始	つくば研究学園都市の建設決定
1964		湖内水浴場の閉鎖促進	
1965		利根川河口堰の建設開始	霞ヶ浦が一級河川指定
1966	シジミの大量斃死(～1972年)	ワカサギ漁へのトロール導入、土浦市公共下水道工事開始	つくば研究学園都市の建設開始
1967		高浜入り干拓工事の着工決定	公害対策基本法が施行
1968		帆曳き網漁業の衰退、鹿島水道用水事業供給開始	
1969		鹿島臨海工業用水供給開始	
1970		湖内水浴場の全面閉鎖、利根川河口堰完成	水環境基準制定、水質汚濁防止法が施行、環境庁発足
1971		霞ヶ浦開発事業開始、霞ヶ浦上水道の水質悪化	茨城大学による霞ヶ浦の総合調査実施
1972			霞ヶ浦が環境基準A類型に指定
1973	アオコの大量発生、養殖コイの大量斃死	霞ヶ浦水道に深刻なカビ臭発生	常陸川水門の完全閉鎖決定、湖内流入24河川が環境基準A類型に指定
1974		稲作転換によるハス栽培の開始	公害防止条例による上乗せ排水基準の決定
1975		利根川および那珂川からの導水事業計画開始	
1976			第3次利根川フルプラン発表
1978	養殖コイの大量斃死		
1979	養殖コイの大量斃死	霞ヶ浦流域下水道浄化センター稼働開始、霞ヶ浦用水事業開始	
1980		高浜入り干拓事業の廃止	
1981			霞ヶ浦富栄養化防止条例の成立
1982			窒素およびリンに係わる環境基準告示、霞ヶ浦富栄養化防止基本計画公布(茨城県)
1983			湖沼水質保全特別処置法が公布
1984			霞ヶ浦導水事業開始、霞ヶ浦が湖沼法対象湖沼に指定
1986			全窒素、全リンに係わる環境基準が霞ヶ浦に設定
1987	アオコの発生が減少		
1988	アオコの発生が減少	冬季の透明度上昇	
1989		アシによる植生浄化施設の設置(山王川河口：建設省)	
1990	ユスリカや魚類の減少(生態系に大きな変化)		
1992		大規模浚渫開始(建設省：650億円)	
1993	アオコの消失	本格的な自然型護岸の完成(土浦・大岩田：建設省)	
1994	ベヘレイの大繁殖	湖岸堤工事完成(総延長252km：建設省)	アサザプロジェクト発足(市民連絡会議)
1995		霞ヶ浦導水事業のうち利根導水路試験通水	世界湖沼会議開催(つくば市・土浦市)
1996		霞ヶ浦開発事業による水位操作開始	霞ヶ浦開発事業が完工、土浦ビオパーク存続決定
1997	アユ増加、ブルーギル繁殖、ブラックバス減少	冬季透明度が観測史上最低を記録(76cm)	
1999	アサザが急激に減少		
2000			建築基準法改正
2002			第4期霞ヶ浦水質保全計画策定
2003	コイヘルペスウィルス病発生		
2004			家畜排せつ物法猶予期間終了
2005			霞ヶ浦環境科学研究センター設立

## 7. おわりに

筑波山周辺および霞ヶ浦の自然環境に関して、野外調査を伴ういくつかの自然科学分野に関わる研究レビューを行った。とくに、筑波山周辺および霞ヶ浦の自然環境についてのガイドブックなどの一般向け書籍では扱われていない内容も網羅した。第2章の地形・地質分野では、とくに第四系の研究に関する研究が精査された。第3章の岩石・鉱物分野では、一般的な解説とともに斑れい岩ペグマタイト中の角閃石における新たな分析値が示された。第4章の気候・気象分野では、古くからの観測の歴史や研究史が新たに記された。第5章の植物・生態分野では、植物の高度に依存する種および生態系の変化とともに詳細な菌類相の特徴がまとめられた。第6章の霞ヶ浦の自然環境の変化については、自然的要因と人為的要因との両側面からの解説が行われるとともに、ヤマトシジミを例とした水域の特性と淡水化事業の影響が述べられた。本稿は、各分野のレビューを中心としてまとめられたため、千葉科学大学 危機管理学部 環境危機管理学科の学科基礎科目である「野外調査法I」実施前後に活用されるべきものである。また、今後、筑波山周辺および霞ヶ浦において、野外調査を伴う教育および研究を開始する際にも、きわめて有用と考えられる。

## 参考文献

- 1) 宮崎一博, 笹田政克, 吉岡敏和: 真壁地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, つくば, 1996.
- 2) 赤木祥彦: 関東地方の山麓緩斜面. 地理学評論, **38**, 1-13, 1965.
- 3) 赤木祥彦: 日本におけるPediment地形の研究. 福岡教育大学紀要 第二分冊, **21**, 1-63, 1971.
- 4) 鶴見英策, 野上道男: 筑波山・加波山周辺の山麓緩斜面. 地理学評論, **38**, 526-530, 1965.
- 5) 茨城県: 土地分類基本調査 真壁, 水戸, 1981.
- 6) 早川唯弘: 土地分類基本調査からみた筑波山周辺の地形. TAGS 筑波応用地学談話会十周年誌, 32-36, 1989.
- 7) 国土地理院: 2万5千分の1土地条件図「真壁」, つくば, 1989.
- 8) 磯部一洋: 茨城県筑波山・加波山周辺の緩斜面堆積物の形成について. 地質調査所月報, **41**, 357-371, 1990.
- 9) 平野由佳, 池田宏: 緩斜面の発達とその分布からみた筑波山の開析過程. 筑波大学水理実験センター報告, **23**, 61-86, 1998.
- 10) 大八木規夫, 池田宏, 木村克己, 大井信三, 内山庄一郎, 鈴木比奈子, 清水文健, 井口隆: 筑波山塊を取り巻く岩屑堆積面とその堆積層. 深田地質研究所年報, **15**, 39-68, 2014.
- 11) 萩原尊禮: 筑波山山津浪調査報告. 東京帝国大学地震研究所彙報, **16**, 779-783, 1938.
- 12) 水谷武司: 茨城県南西部, 桜川流域の防災地学環境. 国立防災科学技術センター研究報告, **27**, 25-47, 1982.
- 13) 宇野沢昭, 磯部一洋, 遠藤秀典, 田口雄作, 永井茂, 石井武政, 相原輝雄, 岡重文: 筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図及び同説明書, 地質調査所, つくば, 1988.
- 14) 貝塚爽平: 関東平野北東部の洪積台地. 地学雑誌, **66**, 217-230, 1957.
- 15) 貝塚爽平: 関東平野の地形発達史. 地理学評論, **31**, 59-85, 1958.
- 16) 池田宏, 水谷かおり, 園田洋一, 伊勢屋ふじこ: 筑波台地の地形発達 “古霞ヶ浦”の鳥趾状三角州. 筑波の環境研究, **6**, 150-156, 1982.
- 17) 大井信三, 西連地信男, 横山芳春, 安藤寿男: 常陸台地における段丘面区分の再検討. 茨城県自然博物館研究報告, **16**, 51-56, 2013a.
- 18) 大井信三, 横山芳春, 西連地信男, 安藤寿男: 常陸台地における下総層群木下層のテフラ層序と広域対比. 地質学雑誌, **119**, 488-505, 2013b.
- 19) 池田宏, 小野有五, 佐倉保夫, 増田富士雄, 松本栄次: 筑波大地周辺低地の地形発達—鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因—, 筑波の環境研究, **2**, 104-113, 1977.



- 20) 鈴木正章：茨城県協和台地の段丘地形と関東ローム。地理誌叢, **21**, 34-35, 1980.
- 21) 遠藤邦彦, 関本勝久, 高野司, 鈴木正章, 平井幸弘：関東平野の「沖積層」, アーバンクボタ, **21**, 26-43, 1983.
- 22) 鈴木正章, 吉川昌伸, 遠藤邦彦, 高野司：茨城県桜川低地における過去32,000年間の環境変遷。第四紀研究, **32**, 195-208, 1993.
- 23) Brauns. : Meine ersten Steifzuge in Japan, Mittheilungen des Vereins für Erdkunde zu Halle a/s, 1880.
- 24) 柴田秀賢：筑波山附近の深成岩類の関係。東京文理大学研究報告, **1**, 69-86, 1944.
- 25) 岡田茂, 下田信男, 柴田秀賢：筑波地方花崗岩類の岩石化学的研究, 東京教育大学地質学鉱物学教室研究報告, **3**, 197-203, 1954.
- 26) 高橋裕平：茨城県筑波山のガプロ類と花崗岩類との関係について, 地質学雑誌, **86**, 481-483, 1980.
- 27) 高橋裕平：筑波地方の花崗岩類の地質。地質学雑誌, **88**, 177-184, 1982.
- 28) 高橋正樹：関東山地を一望する天然の展望台。茨城の自然をたずねて, 築地書館, 東京, 37-41, 1994.
- 29) 田切美智雄, 矢野徳也, 小池渉：筑波山斑れい岩体の層状構造と貫入形態, 茨城県自然博物館研究報告, **16**, 1-8, 2013.
- 30) 大橋良一：筑波山の飛白岩様岩石, 及び是と周囲の花崗岩との関係, 地質学雑誌, **19**, 25-32, 101-111, 138-146, 185-190, 283-290, 1912.
- 31) 佐藤戈止：7万5千分の1地質図幅「筑波」及び同説明書, 地質調査所, 東京, 1927.
- 32) Sugi, K. : On the granitic rocks of Tsukuba district and their associated injection-rocks, *Japanese Journal of Geology and Geography*, **8**, 29-112, 1930.
- 33) 津屋弘遠：筑波山山津波跡の地質観察 附, 筑波出斑輝岩體と花崗岩體との構造關係。東京帝国大学地震研究所彙報, **17**, 517-524, 1939.
- 34) 笹田政克, 服部仁, 金谷弘, 豊遥秋, 坂巻幸雄：筑波山斑れい岩と周辺の花崗岩類との関係についての新知見ー霞ヶ浦用水筑波P号トンネルの地質からー, 地質調査所月報, **38**, 217-220, 1987.
- 35) 千葉隆司：筑波山周辺の花崗岩加工の歴史, 地質ニュース, **643**, 48-51, 2008.
- 36) 長秋雄：地質情報展2011みとふるさとの石 茨城の花崗岩ー日本の近代化を築いた石たちー, GSI地質ニュース, **1**, 111-114, 2012.
- 37) 長秋雄：筑波花崗岩と旧筑波町の歴史ー筑波花崗岩と人の営みー, GSI地質ニュース, **3**, 183-189, 2014.
- 38) 阿武隈山地岩石鉱物調査会：古期岩類。茨城県自然博物館第1次総合調査報告書, 茨城県自然博物館, 31-44, 1998.
- 39) 西岡芳晴, 高橋裕平：筑波山の深成岩類と稲田石。地学団体研究会第60回総会巡検案内書, 17-24, 2006.
- 40) 高橋裕平, 宮崎一博, 西岡芳晴：筑波山周辺の深成岩と変成岩。地質学雑誌, **117** (補遺), 21-31, 2011.
- 41) 阿武隈山地岩石鉱物調査会：筑波山の地質ー斑れい岩類と花崗岩類ー。茨城県自然博物館総合調査報告書ー八溝山地における中生代付加体よび筑波斑れい岩体の地質ー, 23-55, 2013.
- 42) 小玉喜三郎, 堀口万吉, 鈴木尉元, 三梨 昂：更新世後期における関東平野南部の地塊状造盆地運動。地質学論集, **20**, 113-128, 1981.
- 43) 中村一夫, 福田 理：常総台地の地形および地質。地質学雑誌, **59**, 319, 1953.
- 44) 安原正也, 丸井敦尚, 布施谷正人, 石井武政：筑波台地における常総粘土層の水文学的物理特性。地理学評論, **64**, 719-727, 1991.
- 45) 徳橋秀一, 遠藤秀典：姉崎地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, つくば, 1984.
- 46) 中里裕臣：下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係。千葉中央博物館自然誌研究報告, **2**, 115-124, 1993.
- 47) 宮地良典, 酒井彰：筑波山地質見学ガイド, 産業技術総合研究所地質標本館, つくば, 2008.
- 48) 高橋裕平：筑波山とその周辺の地質ガイド, 産業技術総合研究所地質標本館, つくば, 2007.
- 49) 小島丈兒：筑波山斑輝岩類についての二, 三の観察, 科学, **13**, 167-168, 1943.
- 50) 柴田秀賢：筑波山の見学。地球の科学, **1**, 21-23, 1946.
- 51) 吉永秀一郎：筑波山 百名山の自然学 第25回, 地理, **46**, 77-79, 2001.
- 52) 宮地良典, 目代邦康, 酒井彰：巡検：筑波山の地質, 地質ニュース, **643**, 52-53, 2008.
- 53) 宮地良典, 酒井 彰, 澤田結基, 吉田朋弘, 古谷美智明, 兼子紗知, 渡辺真人：地質標本館2008年度野外観察会「筑波山へ行こうー石が語る自然の歴史ー」, 地質ニュース, **653**, 40-41, 2009.
- 54) 目代邦康, 池田宏, 宮地良典：つくばの地形・地質巡検, 地質ニュース, **643**, 9-11, 2008.
- 55) 高橋裕平：地質で語る百名山 第4回 筑波山, GSI地質ニュース, **4**, 176-177, 2015.
- 56) 山田皓誌：20万分の1水戸図幅及び同説明書, 地質調査所, 東京, 1888.
- 57) 吉岡敏和, 滝沢文教, 高橋雅紀, 宮崎一博, 坂野靖行, 柳沢幸夫, 高橋浩, 久保和也, 関陽児, 駒澤正夫, 広島俊男：20万分の1地質図幅「水戸」(第2版), 地質調査所, つくば, 2001.
- 58) 茨城県生活環境部環境政策課：水郷筑波国定公園 筑波山ガイドマップ, 水戸, 2011.

- 59) 茨城県生活環境部環境政策課：筑波山コース別ガイド 登山コースの自然案内, 水戸, <http://blog.goo.ne.jp/htshumei/e/1513c47839b569be6b129951cf7f8fab>, (参照 2016-09-30).
- 60) 茨城県自然博物館：筑波山のブナは何を見てきたか, 筑波山・霞ヶ浦の自然, 坂東, 1998.
- 61) 茨城県自然博物館：筑波山, ブナとガマと岩と, 坂東, 2010, [http://www.museum.or.jp/modules/im\\_event/?controller=event\\_dtl&input%5Bid%5D=69508](http://www.museum.or.jp/modules/im_event/?controller=event_dtl&input%5Bid%5D=69508), (参照 2016-9-30).
- 62) 岩上長作：筑波山, 交通世界社, 東京, 1904.
- 63) 学園都市の自然と親しむ会：つくばの自然誌 I 筑波山, STEP, つくば, 1992.
- 64) 野末たく二, 井坂敦實, 田中ひとみ, 居島真紀, 上野弥智代：郷土の先達と行く筑波山, 結エディット, つくば, 2007.
- 65) 前田信二：ネイチャーガイド 筑波山の自然図鑑, メイツ出版, 東京, 2009.
- 66) 野末たく二：筑波山目的別ガイド, 結エディット, つくば, 2011.
- 67) NPO法人つくば環境フォーラム：筑波山自然解説ハンドブック, つくば, 2012.
- 68) 茨城県自然博物館：地球再発見 いばらき自然ものがたり, 茨城新聞社, 水戸, 2014.
- 69) Le Maitre, R. W. (ed) : *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, London, 1989.
- 70) 八田珠郎：火成岩, 深成岩, 土壌の事典, 朝倉書店, 東京, 1993.
- 71) 柴田秀賢：八溝山地の花崗岩類, 地質学雑誌, **57**, 481-484, 1951.
- 72) 柴田秀賢：日本岩石誌II, 朝倉書店, 東京, 1967.
- 73) 柴田秀賢：日本岩石誌I, 朝倉書店, 東京, 1968.
- 74) 蜂須紀夫, 伊藤修二：筑波山周辺, 茨城県地学のガイド, 217-234, 1977.
- 75) 大森昌衛, 蜂須紀夫：茨城の地質をめぐって, 築地書館, 東京, 1979.
- 76) 河野義礼, 植田良夫：本邦産火成岩のK-A dating (IV) - 東北日本の花崗岩類 -, 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**, 41-55.
- 77) Arakawa, Y. and Takahashi, Y. : Rb-Sr ages of granitic rocks from the Tsukuba district, Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **83**, 232-240. 1988.
- 78) 日本地質学会：日本地方地質誌3 関東地方, 朝倉, 東京, 2008.
- 79) 宇野達二郎：茨城県筑波地方の変成岩, 地質学雑誌, **67**, 228-236, 1961.
- 80) 柴正敏：茨城県, 筑波変成岩類の層序と変成分帯, 岩石鉱物鉱床学会誌, **74**, 339-349. 1979.
- 81) 宮崎一博, 笹田政克, 服部仁：筑波山塊周辺の変成深度 (圧力) の異なる Low P/T 変成岩類, 地質学雑誌, **98**, 713-722, 1992.
- 82) Shibata, K. : K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rocks in Japan, *Reports, Geological Survey of Japan*, **227**, 1-73, 1968.
- 83) 柴正敏, 植田良夫, 大貫仁：茨城県筑波地方, 変成岩類のK-Ar 年令, 岩石鉱物鉱床学会誌, **74**, 122-125, 1979.
- 84) 端山好和：八溝山地の花こう岩, 筑波変成岩. 日本の地質3 関東地方, 共立, 東京, 1986.
- 85) 国立研究開発法人産業技術総合研究所地質調査総合センター：地質図Navi, 更新2016-8-25 <https://gbank.gsj.jp/geonavi/>, (参照 2016-9-28)
- 86) 長島乙吉, 長島弘三：日本希元素鉱物, 協和印刷, 京都, 1960.
- 87) 櫻井欽一, 加藤昭：鉱物採集の旅 関東地方とその周辺, 築地書館, 東京, 1972.
- 88) 松原聰, 加藤昭：茨城県雪入産ペグマタイト燐酸塩鉱物, 鉱物学雑誌, **14**, 269-286, 1980.
- 89) 八田珠郎, 木股三善, 松倉公憲, 谷津榮壽：筑波山周辺における深成岩の風化について, 鉱物学雑誌, **15**, 特別号, 202-209, 1981.
- 90) Goldich, S. S. : A study in rock-weathering, *Journal of Geology*, **46**, 17-58, 1938.
- 91) 松倉公憲, 前門晃, 八田珠郎, 谷津榮壽：稲田型花崗岩の風化による諸性質の変化, 地形, **4**, 65-80, 1983.
- 92) 中津留高広, 林陽生, 上野健一, 植田宏昭, 辻村真貴, 浅沼順, 日下博幸：筑波山 (男体山) の過去100年間における気温の長期変化, 天気, **58**, 1055-1061, 2011.
- 93) 気象庁ホームページ：茨城県 つくば (館野) の気温、降水量、観測所情報, <https://weather.time-j.net/Stations/JP/tsukuba>, (参照 2016-9-30).
- 94) 大沢重雄：筑波山およびその周辺の気象, 日本自然保護協会調査報告, **24**, 筑波自然公園学術調査報告, 日本自然保護協会, 東京, 5-24, 1966.
- 95) 吉野正敏：気候環境. 筑波研究学園都市の開発にともなう気候・水文環境の変化, 筑波大学地球科学系, つくば, 26-33, 1978.
- 96) 近藤久次郎：筑波山頂気象観測ノ概況, 気象集誌, 第1輯, 88-95, 1893.
- 97) 佐藤順一：筑波山ニ於ケル気象観測, 気象集誌, 第1輯, **25**, 191-196, 1906.
- 98) 佐藤順一：筑波山頂ト同一平面以下ニ在ル氣層ノ気温一日中ノ變化ニヨリ伸縮スル量, 気象集誌, 第1輯, **29**, 48-55, 1910.

- 99) 佐藤順一：筑波山に於ける降水量の垂直変化，氣象集誌，第1輯，**30**，10-21，1911.
- 100) 佐藤順一：筑波山頂にての氣壓を海面の氣壓に更正するに就て氣層温度の影響，氣象集誌，第1輯1，**34**，620-623，1915.
- 101) 佐藤順一：筑波山蒸發計内の氷柱及び其生成の解説，氣象集誌，第1輯，**36**，197-202，1917.
- 102) 佐藤順一：筑波山頂腹兩所に於ける比速度より雲の眞高度及び速度を計算する方法，氣象集誌，第1輯，**41**，397-401，1922.
- 103) 石田雅生：筑波山ノ下降氣流，氣象集誌，第1輯，**27**，451-459，1908.
- 104) 石田雅生：筑波山ノ下降氣流（承前），氣象集誌，第1輯，**28**，11-19，1909a.
- 105) 石田雅生：筑波山頂風速度ノ半日週期變化ニ就テ，氣象集誌，第1輯，**28**，278-283，1909b.
- 106) 筒井百平：筑波山頂風速度一日中變化ノ調和分析，氣象集誌，第1輯，**28**，40-53，1909.
- 107) 寺田寅彦：筑波山の氣温に就て，氣象集誌，第1輯，**33**，467-474，1914.
- 108) 小須田勝造，二見良平：筑波山に於ける降水と風向との關係に就て，氣象集誌，第1輯，**34**，615-620，1915.
- 109) 中村左衛門太郎：筑波山麓地方に於ける地震と氣壓勾配，氣象集誌，第1輯，**34**，71-72，1915.
- 110) 吉田得一：筑波山の樹水に就て，氣象集誌，第1輯，**34**，186-188，1915.
- 111) 石丸雄吉：山雲に就いて（雲の調査其の三），氣象集誌，第2輯，**10**，334-344，1923.
- 112) Hayashi, Y. and Research Group for Intramural Project (S), University of Tsukuba : Meteorological Observation Station at the summit of Mt. Tsukuba. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, **2**, 19-24, 2006.
- 113) 林陽生：筑波フォーラム，**75**，133-136，2007.
- 114) 依田知浩，花房龍男，林陽生，大和佳祐：筑波山における風の観測法について，筑波大学陸域環境研究センター報告，**9**，35-41，2008.
- 115) 但野裕太，田少奮，山川修治：日本の山岳測候所における氣温・湿度の長期変動，日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要，**41**，233-238，2006.
- 116) 植田宏昭，出森浩一郎・小垣哲也：風力発電の導入に向けた筑波山六所平における風況調査，天気，**51**，895-899，2004.
- 117) 郡司助：筑波山麓における氣温の逆転について，産業氣象調査報告，**21**，89-91，1958.
- 118) 小林守：熱映像による筑波山の温暖帯の測定．天気，**26**，161-166，1979.
- 119) 吉野正敏：筑波研究学園都市の低温と接地逆転層の発達，筑波大学水理実験センター報告，**6**，35-44，1982.
- 120) 小林守，腰塚昭温：筑波山におけるみかん園の分布と小気候，筑波の環境研究，**7**，195-202，1983.
- 121) 佐藤正弘：筑波山南斜面に沿う気候分布の日変化およびその季節変化について，筑波研究学園都市の開発にともなう熱収支・水収支の変化，筑波大学，67-76，1983.
- 122) 北林興二，吉門洋，近藤裕昭，横山長之：複雑地形上の氣流と拡散の風洞実験，大氣汚染学会誌，**23**，151-164，1988.
- 123) 北林興二，吉門洋，近藤裕昭：複雑地形上の氣流の解析-2- 筑波山周辺の弱風時の氣流，公害，**25**，55-61，1990.
- 124) Ueda, H., Hori, M. E. and Nohara, D. : Observational study of the thermal belt on the slope of Mt. Tsukuba. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **81**，1283-1288，2003.
- 125) Watarai, Y., M. E. Hori and Y. Hayashi : Vertical structure of the thermal belt in the western slope of Mt. Tsukuba: an observational study on 10-11 December, 2004, *Tsukuba Geoenvironmental Science*, **1**，11-17，2005.
- 126) 堀正岳，植田宏昭，野原大輔：筑波山西側斜面における斜面温暖帯の発生頻度と時間変化特性，地理学評論，**79**，26-38，2006.
- 127) 渡来靖，筑波山における斜面温暖帯観測，地球環境研究，**10**，79-86，2008
- 128) 植田宏昭，小堀祐人，大庭雅道，井上知栄，釜江陽一，池上久通，竹内茜，石井直貴：筑波山の東西南北4斜面における高度100m 間隔での通年観測－斜面温暖帯に着目して－，天気，**58**，777-784，2011.
- 129) 青島朋子：筑波山周辺地域におけるみかん園の分布，お茶の水地理，**24**，9-17，1983.
- 130) 小林守，腰塚昭温：筑波山南斜面のみかん園に及ぼす異常氣象の影響．筑波の環境研究，**9**，87-92，1985.
- 131) 植田宏昭：環境教育の現場－斜面温暖帯の観察－，筑波大学環境レポート，34-36，2008.
- 132) 吉野正敏：新版小気候，地人書館，東京，1986.
- 133) 山川修治：風速・氣温・雲系・災害からみた日本の局地風－「筑波オロシ」はどう位置づけられるか，筑波の環境研究，**11**，135-141，1988.
- 134) Kusaka, H., Miya, Y. and Ikeda, R. : Effect of Solar Radiation Amount and Synoptic-scale Wind on the Local Wind "Karakkaze" over the Kanto Plain in Japan, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **88**，161-181，2011.
- 135) 日下博幸，西 暁史：日本の局地風，日本風工学会誌，**37**，164-171．2012.
- 136) 橋本剛，鈴木健次，長野和雄，石井仁，兼子朋也，堀越哲美：冬季における連続した屋敷森が集落気候形成に及ぼす影響，日本建築学会環境系論文集，**75**，907-913，2010.

- 137) 不破正仁：関東平野中部地域の屋敷林の原型とその実態—明治期銅版画の分析と現状集落調査を基にして—, 神戸芸術工科大学紀要「芸術工学2013」, 頁無し.
- 138) 山川稔, 鶴沢美穂子, 小幡和男：筑波山の植物を初めて報告したドイツ人招聘教授ヘルマン・アールブルクについて. 茨城県自然博物館研究報告, **14**, 151-160, 2011.
- 139) 鈴木昌友：茨城の植物, 茨城新聞社, 水戸, 1970.
- 140) Ahlburg, H.: Eine Reise nach dem Tsukuba von dem 1878 in Tokio verstorbenen Professor Ahlburg. *Gartenflora*, **28**, 164-170, 1879.
- 141) 三好学：秩父及び筑波山植物目録, 植物学雑誌, **5**, 156-158, 1891.
- 142) 牧野富太郎：ヤマトグサ筑波山に産す, 植物学雑誌, **8**, 348, 1894.
- 143) Makino, T.: A contribution to the knowledge of the flora of Japan. *Journal of Japanese Botany*, **3**, 41-44, 1926.
- 144) 茨城県自然博物館編：第50回企画展 筑波山—ブナとガマと岩と—, ミュージアムパーク茨城県自然博物館, 坂東, 1-38, 2010.
- 145) 杉村康司：福田均氏蘚苔類コレクションII—筑波山(茨城県)で採集された蘚苔類—, 茨城県自然博物館研究報告, **5**, 167-178, 2002.
- 146) 茨城県高等学校教育研究会生物部編：高校の先生が作った茨城の自然観察ガイドブック, 茨城県高等学校教育研究会生物部, 常陸太田, 2005.
- 147) 吉良竜夫：温量指数による垂直的な気候帯のわかちかたについて, 寒地農学, **2**, 143-173, 1948.
- 148) 清水善和：日本列島における森林の成立過程と植生帯のとらえ方—東アジアの視点から—, 地域学研究, **27**, 19-75, 2014.
- 149) 水戸地方気象台編：茨城の気象百年, (財)日本気象協会水戸支部, 水戸, 1996.
- 150) 小幡和男, 田中信行：筑波山におけるブナ・イヌブナの毎木調査に関する報告書, 茨城県生活環境部環境政策課, 水戸, 1-13, 2012.
- 151) 河原孝行：ブナの遺伝子型からみる分布変遷, 新しい植物分類学I, 講談社, 東京, 70-74, 2012.
- 152) 杉村康司, 沖津進：筑波山のスギ・ヒノキ人工林におけるコケ植物, シダ植物, 顕花植物の分布と微地形との関係. 植生学会誌, **26**, 33-48, 2009.
- 153) 日本森林インストラクター協会編：日本森林インストラクター協会選定日本の森100, 山と溪谷社, 東京, 2014.
- 154) 北沢弘美, 今村敬, 真藤憲政, 鶴沢美穂子：ミュージアムパーク茨城県自然博物館構内における大型菌類リスト, 茨城県自然博物館研究報告, **14**, 131-149, 2011.
- 155) 糟谷大河, 大森茉耶, 小林一樹, 埴祥太：茨城県新産3種のハラタケ目きのご類, 茨城県自然博物館研究報告, **18**, 53-56, 2015.
- 156) 根田仁, 小林久泰, 保坂健太郎, 早乙女梢, 糟谷大河：茨城県西部および筑波山周辺地域の担子菌きのご類, 茨城県自然博物館総合調査報告書 茨城県西部および筑波山周辺地域の菌類, ミュージアムパーク茨城県自然博物館, 坂東, 35-39, 2009.
- 157) 細矢剛：茨城県西部および筑波山周辺地域の子囊菌類, 茨城県自然博物館総合調査報告書 茨城県西部および筑波山周辺地域の菌類, ミュージアムパーク茨城県自然博物館, 坂東, 57-66, 2009.
- 158) 川村清一：モミタケ *Armillaria ventricosa* Pk., 原色日本菌類図鑑第四巻, 風間書房, 東京, 460-461, 1954.
- 159) 山岡裕一, 阿部淳一, 柿島 眞：茨城県西部および筑波山周辺地域のさび菌類, 茨城県自然博物館総合調査報告書 茨城県西部および筑波山周辺地域の菌類, ミュージアムパーク茨城県自然博物館, 坂東, 5-26, 2009.
- 160) Crane, P. E., Yamaoka, Y., Engkaninun, J. and Kakishima, M.: *Caeoma tsukubaense* n. sp., a *rhododendron* rust fungus of Japan and southern Asia, and its relationship to *Chrysomyxa rhododendri*, *Mycoscience*, **46**, 143-147, 2005.
- 161) 高安克己(編), 汽水域の科学講師グループ：淡水化された汽水湖, 汽水域の科学, たたら書房, 米子, 114-126, 2001.
- 162) 國井秀伸, 高安克己, 橋谷博, 中村幹雄, 中尾繁：汽水湖生態系の特性と日本における研究の現状, 日生態会誌, **43**, 195-209, 1993.
- 163) 中村幹雄：日本のシジミ漁業 その現状と問題点. たたら書房, 米子, 2000.
- 164) 千葉県公害対策課：千葉県公害白書. 昭和47年度版, 1972.
- 165) 水産庁：漁業・養殖業生産統計年報, 1991
- 166) 粕谷志郎：変貌させられた長良川の現状！「長良川研究フォーラム」での報告から, **21**, 3, 1999.
- 167) 林勇夫：水産無脊椎動物学入門, 恒星社厚生閣, 2006.
- 168) 朝比奈英三：北海道に於ける蜆の生態学的研究. 日本水産学会誌, **10**, 143-152, 1941.
- 169) 川島隆寿, 後藤悦郎：宍道湖におけるヤマトシジミD型幼生の出現時期について, 島根県水産試験場事業報告, 昭和61年度, 103-112, 1988.
- 170) 石田修, 石井俊雄：ヤマトシジミの塩分に対する抵抗性, 水産増殖, **19**, 167-182, 1971.
- 171) 佐藤直紀, 内田晃：ヤマトシジミ環境変化(塩分量)に伴う影響について-III, 千葉県内水面水産試験場試験調査報告, **2**, 27-30, 1978.
- 172) 佐藤泉：シジミ類の分布と漁業環境, 秋田県内水面水産指導所事業報告書, **5**, 44-46, 1979.
- 173) 江川義則：八郎湖におけるシジミガイ類の生息調査, 秋田県内水面水産指導所事業報告書, **7**, 64-68, 1981.

- 174) 田中彌太郎：ヤマトシジミの塩分耐性について，養殖研究所研究報告，**6**，29-32，1984a.
- 175) 田中彌太郎：ヤマトシジミ稚仔期の形態および生理的特性について，養殖研究所研究報告，**6**，23-27，1984b.
- 176) 丸邦義：ヤマトシジミについて，北海道立水産試験場，北水試だより，**21**，6-13，1993.
- 177) 中村幹雄，品川明，中尾繁：ヤマトシジミの温度耐性，水産増殖，**44**，267-271，1996.
- 178) 寺西哲夫，増田政司，山下和則：ヤマトシジミ稚貝の生残に及ぼす塩分，水温ならびに餌料の影響．北海道立水産孵化場研究報告書，**52**，31-35，1998.
- 179) 中村幹雄，品川明，戸田顕史，中尾繁：ヤマトシジミの貧酸素耐性．水産増殖，**45**，9-15，1997.
- 180) Rhoads, D.C., and D.K., Young : The influence of deposit-feeding organisms on sediment stability and community trophic structure, *Journal of Marine Research*, **28**, 150-178, 1970.
- 181) 丸邦義，山崎真，中井純子：ヤマトシジミの種々の底質に対する行動特性，水産増殖，**53**，257-262，2005.
- 182) 山崎幸夫，須能紀之，根元隆夫：茨城県潤沼におけるヤマトシジミ稚貝の分布と底質環境，茨城県内水面水産試験場調査研究報告，**41**，25-31，2008.
- 183) 中村幹雄：汽水湖の生物と漁業，アーバンクボタ，**32**，14-23，1993.
- 184) 石田修，今関修典，石井重之：印旛沼におけるヤマトシジミの放流調査，千葉県内湾水産試験場内水面分場調査研究報告，**5**，97-105，1972.
- 185) 梶山誠，尾崎真澄：利根川におけるヤマトシジミの分布と資源量推定，千葉県水産総合研究センター研究報告，**1**，7-18，2006.