常陸台地中部における第四系更新統下総層群の層序と堆積相 : 行方市平須賀と周辺の露頭での再検討*

大井信三**・西連地信男***・横山芳春****・安藤寿男*****

（2016 年 12 月 9 日受理）

Stratigraphy and Sedimentary Facies of the Pleistocene Shimosa Group in Hitachi Uplands: Re-examination at a Well-exposed Section at Hirasuga, Namegata City and the Neighborhood, Ibaraki Prefecture*

Shinzou Ooi **, Nobuo Sairenji ***, Yoshiharu Yokoyama **** and Hisao Ando *****

（Accepted December 9, 2016）

Abstract

The stratigraphic relations of the Middle Pleistocene Shimosa Group are reexamined on the basis of the sedimentary facies and tephra chronology of a well-exposed outcrop section at Hirasuga, Namegata City in the middle part of the Hitachi Uplands. Eight lithostratigraphic units from unit 1 to 8 are recognized and successively assigned to the Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Yokota, Kioroshi and Joso formations which were stratigraphically defined in the type areas of Boso Peninsula, respectively, except units 5 to 7 for the Kioroshi Formation. A tephra layer correlative with a widespread tephra, coded as Lw.O.P. was found from unit 1 equivalent to the upper part of the Yabu Formation, and suggests the deposition during a regressive stage of MIS8. Units 2 to 4 having characteristic sedimentary facies are correlated with the Kamiizumi, Kiyokawa and Yokota formations, in comparison with sedimentary facies and tephro-chronology of the same horizons in the surrounding areas nearby. The Yokota Formation was confirmed for the first time in the middle part of the Hitachi Uplands. Units 5 to 7 are surely assigned as the Kioroshi Formation because of the presence of incised valley fill facies and a few key tephras useful for defining the Kioroshi Formation in the Hitachi Uplands. Unit 8 represents the Joso Formation judging from its uppermost stratigraphic position in the section and identified key tephras.

Key words: Hirachi Uplands, Shimosa Group, Pleistocene, stratigraphy, sedimentary facies, tephra.

---

* 本研究は茨城県自然博物館総合調査の一部として実施された.

** 産業技術総合研究所 地質調査総合センター　〒 305-8567　茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7（Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan）.

*** 東海村立白方小学校　〒 319-1106　茨城県那珂郡東海村白方 2009（Shirakata Elementary School, Tokai, 2009 Shirakata, Tokai, Ibaraki 319-1106, Japan）.

**** 地盤ネットホールディングス株式会社　〒 100-0005　東京都丸の内 1 丁目 8 番 1 号 丸の内トラストタワー N 館（Jibannet Holdings Co. Ltd., Marunouchi Trust City, 1-8-1 Marunouchi, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0005, Japan）.

***** 茨城大学理学部地球環境科学領域　〒 310-8512　茨城県水戸市文京 2-1-1（Earth Science Course, Faculty of Science, Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo, Mito, Ibaraki 310-85 12, Japan）.

はじめに

茨城県中部・南部に広がる常陸台地は，第四紀の中期更新世以降に関東平野に出現した古東京湾（Yabe, 1931）を埋積した，未固結の浅海成砂質堆積物を主体とする下総層群によって構成されており，氷河性海水準変動を反映した明瞭な海進海退サイクルが認められている（青木・馬場，1979; 岡崎ほか，1997; 図 1）．

常陸台地南部の下総層群の層序は，千葉県の房総半島の模式地で確立された層序と対比されて研究が進められてきている（例えば，宇野沢ほか，1988）．一方，常陸台地北部では，水戸周辺を模式地とした層序が確立されてきた経緯がある（例えば，坂本ほか，1981）．これらに対し，常陸台地中部の行方台地から鹿島台地（図 2）にかけての下総層群については，これまで多くの研究があるが，層序は地域や研究者によって大きく異なり，下総台地の層序を援用する場合と，水戸周辺の層序を適用する場合があり，統一した見解は得られていなかった．

大井・横山（2011）や大井ほか（2013）では，常陸台地における下総層群最上部の木下層について，北関東の火山を起源とするテフラの層序や堆積相分布に基づき，下総台地の模式地域の層序をも考慮して，統一的に層序を見直し堆積年代を推定した．しかし，木下層より下位の下総層群の広域的な層序の検討は十分なされておらず, 山元（2013）でも一部検討はされたが, テフラ対比と堆積相層序の解釈が大井ほか（2013）とは異なっており，さらなる検討を必要としていた．

木下層より下位の層準が比較的よく露出している常陸台地中部では，下総層群の層序研究の事例は少なくないが，同層準は分布が断続的であるため，層序区分が判明しているとは言い難い状況にある（図 3）．これを解決するには，各層準に挟在しているテフラを見いだして地域間対比を広げていくことが必要である．しかし研究の進んでいる房総半島で記載されているテフラに対比できるテフラは限られることから，房総半

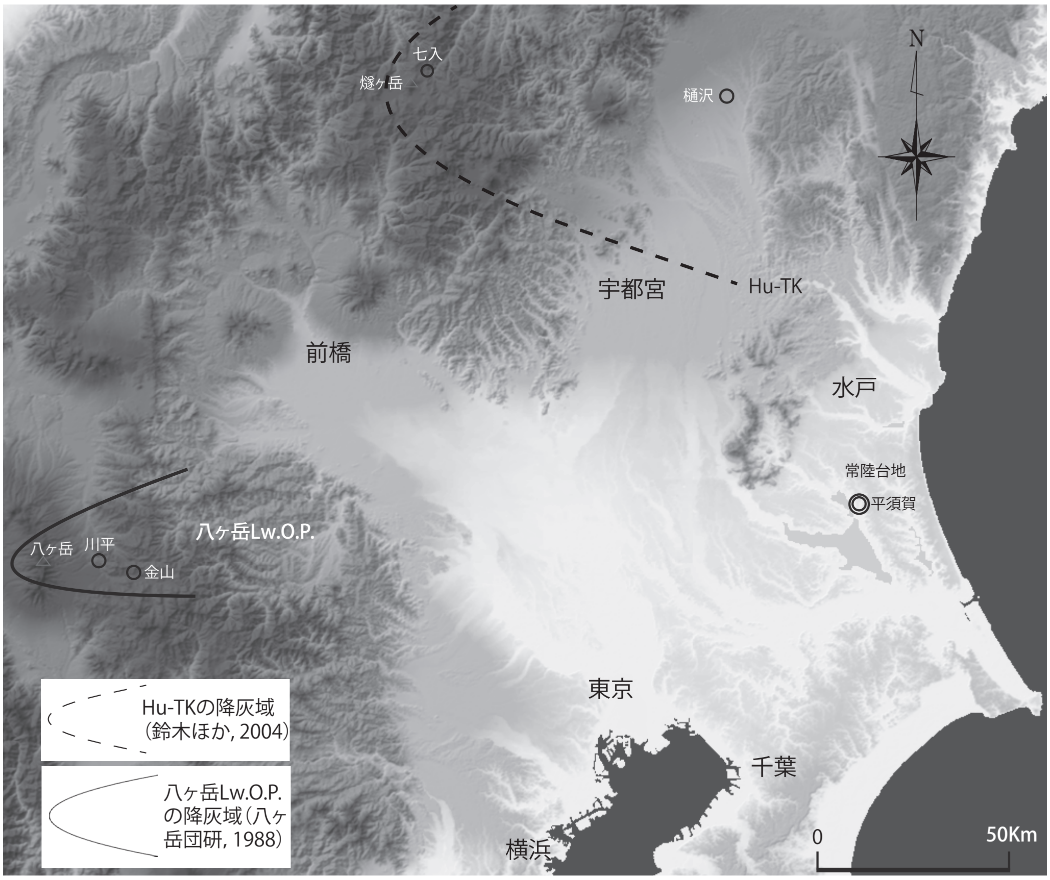

図 1. 関東平野における調査露頭（平須賀）の位置．基図は国土地理院の数値地図 50 m メッシュ（標高）を使用．
Fig. 1. Location of the studied outcrop (◎ Hirasuga) in the Kanto Plain. The background topographic map was modified from a Digital Map 50 m Grid (Elevation) published by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI).

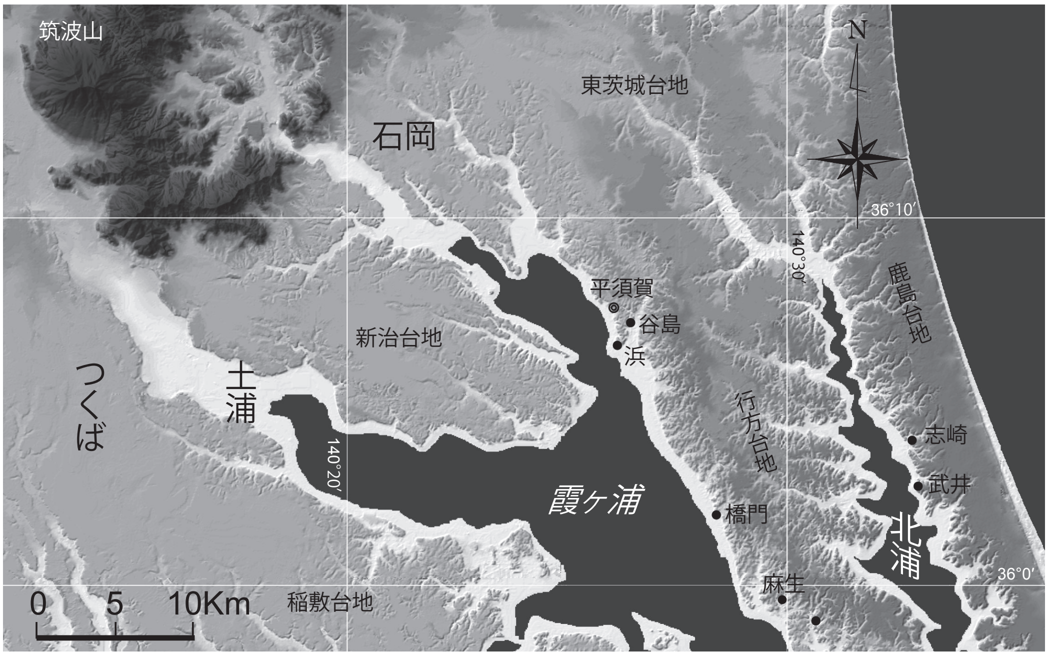

図 2. 常陸台地北部における調査露頭（平須賀）の位置．基図は国土地理院の数値地図 250 mメッシュ（標高）を使用．

Fig. 2. Location of the studied outcrop (◎ Hirasuga) in the northern part of Hitachi Uplands. The background topographic map was modified from a Digital Map 250m Grid (Elevation) published by GSI.

<table>
<tr><th colspan="2">本研究
常陸台地</th><th>坂本ほか
(1981)
東茨城台地</th><th>山元
(2013)</th><th>岡崎
(1992)
鹿島台地</th><th>荒川
(2000)
鹿島台地</th><th colspan="2">下総台地研究グループ
(2011)
行方台地</th><th colspan="2">竜ヶ崎団体研究グループ(2004)
稲敷台地</th><th>宇野沢ほか(1988)
筑波台地</th><th colspan="2">中里
(2008)
常陸台地</th><th>徳橋・遠藤
(1984)
姉崎</th><th>年代
×10⁴</th></tr>
<tr><td colspan="2">常総層</td><td>茨城粘土層</td><td>茨城層</td><td>ー</td><td>常総層</td><td colspan="2">常総粘土層</td><td colspan="2">常総層</td><td>常総層</td><td colspan="2">常総層</td><td>常総粘土層
姉崎層</td><td>—10</td></tr>
<tr><td rowspan="2">木下層</td><td>行方部層</td><td>見和層上部層</td><td>見和層</td><td rowspan="4">木下層</td><td rowspan="2">木下層</td><td colspan="2">木下層</td><td colspan="2">木下層</td><td>木下層</td><td colspan="2">木下層</td><td rowspan="2">木下層</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>剣尺部層</td><td>見和層中部・下部層</td><td>夏海層</td><td>上部層</td><td rowspan="4">上岩橋層</td><td>上部層</td><td rowspan="3">上岩橋層</td><td>上岩橋層</td><td rowspan="3">清川層</td><td rowspan="4"></td></tr>
<tr><td colspan="2">横田層</td><td rowspan="2">笠神層</td><td rowspan="3">笠神層</td><td rowspan="2">鉢形層</td><td rowspan="3">下部層</td><td rowspan="2">下部層</td><td rowspan="3">上泉層</td><td>横田層</td><td>—20</td></tr>
<tr><td colspan="2">清川層</td><td>清川層</td><td rowspan="4"></td></tr>
<tr><td colspan="2">上泉層</td><td>ー
見和層下部層</td><td rowspan="4">藪層</td><td rowspan="4">藪層</td><td colspan="2">藪層
(神崎層)</td><td>上泉層</td><td>上泉層</td></tr>
<tr><td rowspan="3">藪層</td><td>上部</td><td rowspan="2">石崎層</td><td rowspan="2">未区分更新統</td><td colspan="2" rowspan="3">八日市場層</td><td colspan="2" rowspan="3">ー</td><td rowspan="3">藪層</td><td>上部層</td><td rowspan="3">藪層</td><td rowspan="3">藪層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">下部</td><td rowspan="2">下部層</td></tr>
<tr><td>見和層下部層</td><td>笠神層</td><td>—30</td></tr>
</table>

図 3. 常陸台地と下総台地における下総層群上部の層序区分対比．

Fig. 3. Correlation of the stratigraphic divisions of the upper part of the Shimosa Group based on previous studies and our work in the Hitachi Uplands and Shimosa Uplands.

島には見いだされないテフラを丹念に追跡して，個々に検討していくことが望まれる．

常陸台地中央部に位置する行方市谷島（旧若海）には，常陸台地中部において木下層と藪層の間の中間層準の存在が指摘された貴重な露頭があり（中里，2008），幾つかの地質巡検で検討されていた（安藤ほか，1997 など）．しかし，この露頭には保存の良いテフラの挟在が確認されておらず，層序的位置の検討が十分でないうえ，近年露頭の風化や植生による被覆も進んでいた．

ところが最近，谷島から 1 km ほど北西方の行方市平須賀に，9 枚のテフラの挟在が確認できる新しい好露頭が確認できた（図 2，図 4）．この露頭における堆積相の特徴，それらの累重関係，および侵食面の性状に加え，周辺での同じ層準に挟在するテフラの対比により，藪層から常総層におよぶ下総層群の 7 つの累層および部層を識別することができた．本露頭で得られたテフラと各層・部層の層序的位置および特徴的な層相を周辺地域と比較することにより，常陸台地の層序研究が進展するものと期待されるので，その調査成果をここに報告する．

行方市平須賀の露頭における層序と堆積相

行方市平須賀（36° 7′ 34″N，140° 24′ 7″E）では，砂採取のための掘削で大規模に下総層群が露出したため層厚 25 m を越える地層断面が観察でき，最上部 2 m のローム層を除くと岩相・堆積相から 8 つの層序ユニットが識別された（図 4）．以降下位からユニット毎に堆積相と想定される堆積環境を述べる．なお，本露頭は成田層研究会・茨城地学会（1998）で記載された平須賀の露頭に近い位置にあり，ほぼ同じ層序を見ていると思われる．

ユニット 1

層厚 3 m 以上の平行葉理の発達した砂鉄質の分級の良い中粒砂で，全体にやや固結している．上部には一部でトラフ型斜交層理が見られ，最上部の 60 cm の範囲に根痕や垂直性生痕が見られる．

上部のユニット 2 に削剥されるため，厚さは側方変化し，葉理は緩く東に傾斜している．砂鉄質だが白斑状生痕の *Macaronichnus*（Clifton and Thompson，1978）は観察されない．砂鉄が集積する海浜で背後に後浜が近接する堆積環境が想定される．

ユニット 2

厚さ 1 m ほどの砂泥互層の上位に，厚さ 2.6 m で数枚の上方細粒化傾向を示す平行葉理細粒～極細粒砂層が重なる．砂泥互層はウエーブデューンを示す粗粒砂層が粘土層に覆われており，生物擾乱はほとんど見られない．これは沿岸流による fluid mud 堆積物（西田・伊藤，2009）が急速に堆積したためと考えられ，堆積環境は沿岸域の外浜が想定される．また，上方細粒化傾向は海進傾向を示唆している．

ユニット 2 基底は平坦ながらも明瞭な侵食面をなしており，ユニット 1 上部の垂直性生痕はユニット 1 より上位から掘り込まれたものであり，堆積間隙があったことが明らかである．ユニット 1 の海浜相からユニット 2 の外洋性の外浜相への変化と，ユニット 2 上部の海進傾向から，ユニット 2 はユニット 1 とは異なる堆積シーケンスの地層であると考えられる．

ユニット 3

厚さ 1.3 m から 2.5 m ほどで層厚の変化が激しい砂鉄質の中粒砂で，セット高が 10 cm ほどの相反する二方向の斜交層理が累重する．このユニットは下位のユニット 2 を侵食するチャネル状をなし層厚の側方変化も激しいことから, 潮汐チャネル充填相と推定される．基底の侵食面性状とその上下で大きく異なる堆積相と堆積環境の変化から，本ユニットは，ユニット 2 とは異なる堆積シーケンスに属するとみなすのが考え易い．

ユニット 4

厚さ 2 m から 2.3 m の生物擾乱の激しい塊状の砂層からなり，中部にシルト質部があるので上下に分けられる．下部には二枚貝のキャストが散在する一方で，根痕も含まれる．成田層研究会・茨城地学会（1998）によるとこの貝殻はシズクガイ，ホトトギスガイとされている．上部は生物擾乱が激しい小礫・シルト礫混じりの砂層でその中部に薄い礫層を挟んでいる．

本ユニットは岩相と二枚貝の生息域から強内湾の環境が想定される．平坦な基底侵食面を示す薄い礫層と上位の強内湾成の砂質堆積相から，上下のユニットとは異なる堆積場で形成されたことは明らかである．

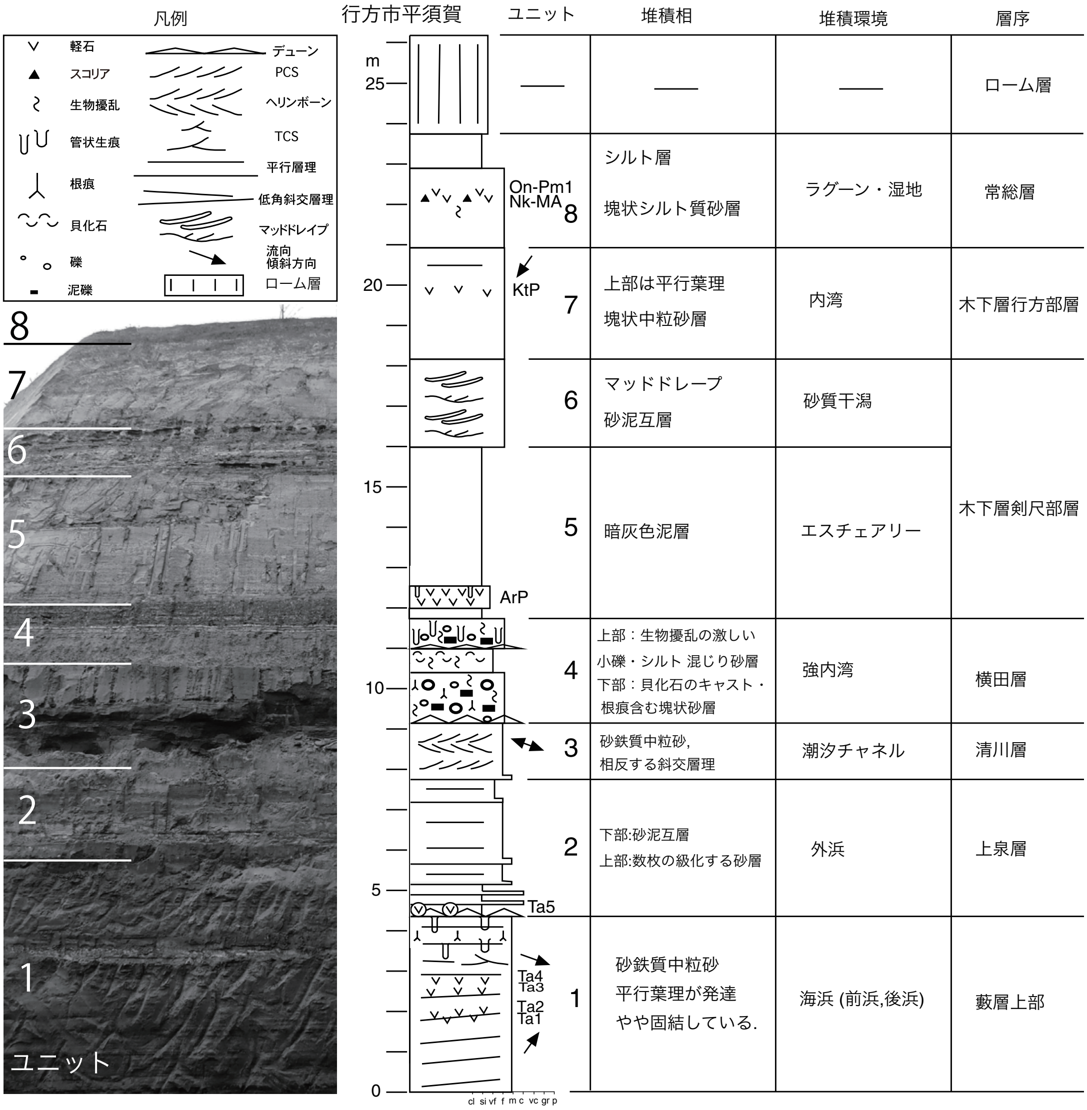

図 4. 行方市平須賀の地質柱状図と調査露頭写真 . 層序ユニット 1-8 に区分される.

Fig. 4. Geological columnar section and outcrop photograph at Hirasuga, Namegata City. The stratal section about 25 meters thick is divided into eight stratigraphic units.

ユニット 5

厚さ 4.5 m の暗灰色の一様な塊状泥層である．ユニットの下部には厚さ 50 cm の灰色の砂層があり，火山ガラスや重鉱物が多く含まれることから砂粒サイズの火山性堆積物と考えられる．この層準には上部から掘りこんだと思われる泥質の管状生痕が見られる．このユニットは上下とは岩相が大きく異なり上下限とも明瞭な岩相境界を示す．その層相から閉鎖内湾性の環境で，開析谷を充填した地層と考えられる．これより 2 km 南の行方市浜のカキ化石層がある開析谷充填層（横山ほか，2004）は，堆積相からこのユニットの延長と思われる．

ユニット 6

厚さ 2.3 m の砂が卓越する砂泥互層で，泥層は薄く 1 cm 以下のマッドドレイプ状葉理をなす．砂層にはカレントリップルが発達し，古流向はしばしば 2 方向を示す．堆積環境としては潮汐流が卓越するエスチェアリー内の砂質潮汐低地（干潟）が想定される．

ユニット 7

厚さ 3.3 m の塊状中粒砂層で，上部には弱い平行葉理があり，南西側に緩く傾斜している．下位のユニット 6 とは明瞭な堆積相境界がある．内湾湾奥もしくは

ラグーンの環境が想定される．

ユニット 8

厚さ 2 m の塊状のシルト質砂層で，下位のユニット 7 から漸移し，上位はシルト層とローム層に覆われる．堆積環境はラグーン～湿地が想定される．ユニット 7 との境界が明瞭でないのは，当時のラグーン環境が湿地環境へと漸移したことによると予想される．

テフラの分析方法

1）露頭において，テフラの産状，層位と岩相に関する観察と記載を行った．その後，テフラ分析用の試料を採取した．一般に常陸台地のテフラは薄層であることが多いため，露頭での採取の際には，本源物質以外の混在を避けるように留意した．

2）テフラ試料は #250 メッシュのふるい上で水洗し，超音波洗浄機で濁りがなくなるまで洗浄した後，50℃に加熱したオーブンで乾燥した．次に，#120 メッシュで篩い分けた粒子について薄片を作成し，観察を行った．鉱物組成は鏡下において定性的な岩石記載を行った．火山ガラスの形態については，町田・新井（2003）の形態分類に従って記載した．

3）斑晶鉱物や火山ガラスの屈折率測定には，温度変化型屈折率測定装置（MAIOT; 古澤，1995）を用い，使用する浸液の屈折率を標準ガラスでチェックした上で，30 個以上の粒子を測定した．以下では，火山ガラスの屈折率を n，斜方輝石の屈折率を γ，角閃石の屈折率を n_2 で表し，括弧はモード値を示す．

4）火山ガラスの主成分化学組成の分析は（株）古澤地質に外注し，エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー（EDX: HORIBA 製 EMAX ENERGY EX-250）を用いて 15 点の分析を行った．分析条件は，加速電圧 15 kV，試料電流 0.3 nA とし，4 μm 四方の範囲を約 150 nm にて走査させた．ライブタイムは 150 秒とし，元素濃度の補正は ZAF 法を用いた．ワーキングスタンダードには NIST620 ガラスを用い，測定時毎に標準値をチェックした．測定値は，水分を除いて 100 wt % になるように再計算した上で議論に使用した．Fe は全鉄を 2 価とし全量が 100 wt.% になるように計算した．

5）テフラの対比にあたっては，まず，岩相，鉱物組成，火山ガラスの形態，火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率および火山ガラスの主成分化学組成の比較を行った．この際，常陸台地のテフラは薄層であることから，風化等の影響により必ずしも全ての分析項目が一致しない場合でも，特徴的な鉱物組成や屈折率特性など，それぞれのテフラの持つ固有の特性の一致を重視し，またテフラが挟在する層位学的位置にも留意した．

行方市平須賀の露頭における挟在テフラ層

行方市平須賀では，8 つの層序ユニットのうち，ユニット 3，4，6 を除くユニットに特徴的なテフラが含まれており，特に最下位のユニット 1 から 2 に 5 枚の未記載のテフラが見いだされた．そこで下位から玉造第 1 ～ 5 テフラ（Ta1-Ta5）と名付けた（図 5，表 1）．これらは，木下層より下位層の層準のテフラとして重要であるので，筆者らがこれまで携わってきた成果（たとえば，横山ほか，2002; 大井・横山，2011; 大井ほか，2015 など）も参照しながら記載・対比した．

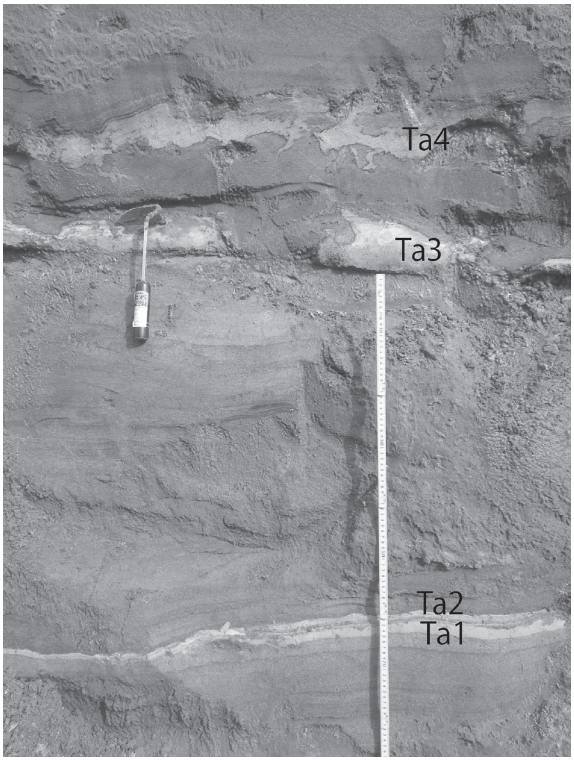

図 5. 藪層のテフラの産状写真．Ta1 ～ Ta4: 玉造第 1 ～第 4 テフラ．

Fig. 5. Outcrop photograph showing tephras in the Yabu Formation. Ta1-Ta4: Tamatsukuri 1st – 4th tephras.

表 1. テフラの岩石記載表　注 1. は斑晶鉱物，注 2. はテフラの色調.

Table. 1. Petrographic properties of tephra layers studied. 1: phenocryst minerals. 2: color of tephras.

テフラ	場所	色 (注2)	層厚 (cm)	斑晶鉱物（注1）	屈折率，( )はモード，[ ] は少量 n: 火山ガラス	γ: 斜方輝石	n_2: 角閃石
On-Pm1	行方市平須賀	wh	4	(ho, bi); +pl, ++opq			1.679−1.691 (1.684)
Nk-MA	〃	yl	10	ho > opx, bi; +gl, +pl, +sc			
KtP	〃	yl	散在	ho > opx; +gl, +pl	1.496−1.499		1.675−1.684
TAu-3	鹿嶋市志崎	pk,gr	5	opx, cpx, ol; +pl. +gl(pm,fb), +opq		1.706−1.713(1.710)	
ArP-B	行方市平須賀	gr	40(50)	ho > opx, bi; +gl (fb, pm), +opq	1.498−1.502	1.705−1.716	
ArP-A	〃	pur	10(50)	ho, bi; ++gl (fb,bw), +pl	1.499−1.502 (1.500)		1.677−1.682
Hu-TK	行方市橋門	wh	散在	opx, cpx, mt > ho, ol; +pl, +gl (pm,fb)	1.497−1.499	1.701−1.711, [1.713−1.721]	
MoP	鹿嶋市武井	wh	散在	ho > opx; +pl			1.677−1.683
Ta5	行方市平須賀	wh	50	opx, cpx > ho; +gl (pm), ++pl, β qt		1.708−1.716	1.675−1.682
MiPの上	笠間市矢野下	wh	1.5	opx (flat), ho; ++p, +β qtl	1.504−1.507	1.701−1.715 (1.705−1.709)	1.676−1.682
Ta4	行方市平須賀	pk	6	opx, cpx > mt; +pl		1.705−1.713	
Ss	行方市島須	yl	18	mt,opx > ho; ++pl,+gl	1.510−1.512	1.706−1.717 (1.707−1.710)	
Ta3	行方市平須賀	pk	2	ho > opx; +pl		1.703−1.708 (1.706−1.708)	1.669−1.672, 1.674−1.676 (1.675)
T5	水戸市武具池	wh	15	mt, ho > opx, bi; +qt			1.672−1.676 (1.674−1.676)
Ta2	行方市平須賀	pk	0.5	(opx > oxho); ++gl, +pl, +opq	1.497−1.498	1.709−1.712, 1.715−1.717	
Ta1	行方市平須賀	be	2.5	opx, cpx, mt > ho; +gl (fb), +pl, +ap		1.711−1.719 (1.719)	
Yb4	鹿嶋市武井	bk	2	opx, cpx, mt; +pl		1.715−1.719 (1.718)	
Lw.O.P.	長野県川上村金山	yl	8	(opx > oxho); ++gl, +pl	1.497−1499	1.700−1.707, 1.710	

注1. opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 角閃石, oxho: 酸化角閃石, mt: 磁鉄鉱, βqt: 高温石英, ol: カンラン石, gl: 火山ガラス（fb: 繊維型, pm: 軽石型, bw: バブル型）pl: 斜長石, opq: 岩片, ap: アパタイト, sc: スコリア, flat: 短冊状, +: 量比（普通），++: 量比（多い），括弧内は少量含まれるもの.

注2. wh: 白色, yl: 黄色, gr: 灰色, be: ベージュ色, pur: 紫色, pk: 桃色, bk: 黒色.

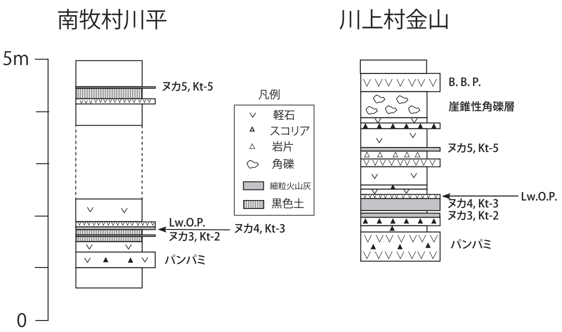

図 6. 八ヶ岳山麓における八ヶ岳由来の中期更新世テフラを含む地質柱状図．観察地点（南牧村川平, 川上村金山）はいずれも長野県南佐久郡で，位置は図 1 参照.

Fig. 6. Geological columnar sections bearing index tephras erupted from Mt. Yatsugatake volcanoes, at Kawahira, Minamimaki Village, and Kanayama, Kawakami Village, Nagano Prefecture. Their localities are shown in Fig. 1.

ユニット 1

Ta1（玉造第 1 テフラ）: ユニット 1 中部に挟在する厚さ 2.5 cm で極細粒砂サイズのベージュ色テフラ（図 5）で直上に Ta2 がある．鏡下ではやや褐色で繊維型をなす風化した火山ガラス起源と思われる粘土鉱物を多く含む．重鉱物では斜方輝石とアパタイトがわずかに含まれ, 斜方輝石の屈折率は γ = 1.711-1.719 (1.719) である（表 1）．このテフラは細粒で粘土化している.

対比 : Ta1 は本来細粒でガラス質な広域テフラと考えられ，後述する直上にある Ta2 もガラス質テフラである．行方台地の西方約 200 km にあって，中期更新世に活動的だった八ヶ岳火山が給源火山として可能性があることを考慮すると，この 2 枚の組合せは，八ヶ岳山麓で記載されたガラス質テフラ Kt-3（内山, 1998）およびヌカ 4（鈴木・早川，1990）と直上に産する Lw.O.P.（八ヶ岳団体研究グループ，1988）の組合せによく似ている（図 1，6）．ヌカ 4 の斜方輝石の屈折率も γ = 1.713 ± で Ta1 と類似する（表 1）．また Lw.O.P. は後述するように Ta2 に対比されることから，直下の Ta1 は八ヶ岳山麓の Kt-3，ヌカ 4 に対比される可能性がある．Kt-3，ヌカ 4 は吉川・井内（1993）により Aso-1 に対比されている.

Ta2（玉造第 2 テフラ）: Ta1 直上にある厚さ 1 cm で細粒砂サイズの白色のガラス質テフラである（図 5）．火山ガラスの形態は繊維型や厚手破片状ガラスで，火山ガラスの屈折率は n = 1.497-1.498 と低い（表 1）．重鉱物は斜方輝石と褐色の酸化した角閃石をわずかに含む．火山ガラスの主成分化学組成値は CaO が 0.76 wt% で低く，K_2O が 4.3 wt% と高い特徴を持つ（表 2）.

対比 : 先に述べたように Ta1 と Ta2 の組合せは行方台地東方に位置する八ヶ岳山麓のヌカ 4 および Kt-3 と Lw.O.P. の組合せと類似する（図 6）．Lw.O.P. は低屈折率の繊維型や厚手破片状の火山ガラスを多く含み，重鉱物は斜方輝石と酸化角閃石をわずかに含む．このような鉱物組成や火山ガラスの形態の特徴は Ta2 と良く一致する．Lw.O.P. の火山ガラスの主成分化学組成値は CaO が 0.8 wt% で低く，K_2O が 4.3 wt% と高い特徴も Ta2 と一致する（表 2，図 7）．Lw.O.P. は八ヶ岳団体研究グループ（1988）により，八ヶ岳から東北東

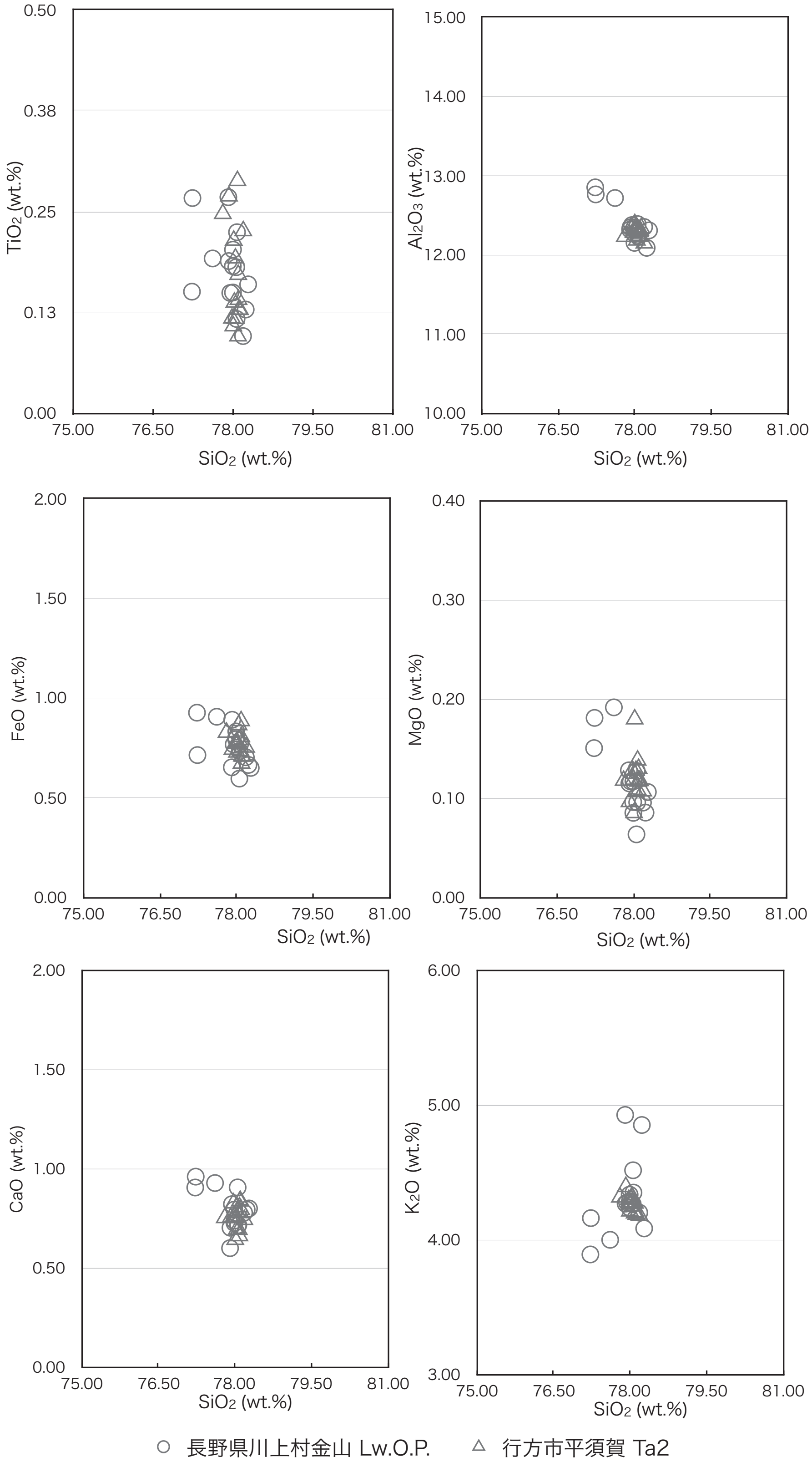

図 7. Ta2（△ : 茨城県行方市平須賀）および Lw.O.P.（○ : 長野県川上村金山）の火山ガラスの主成分化学組成の散布図.

Fig. 7. Chemical compositions of glass shards in Ta2 (△: Hirasuga, Ibaraki Prefecture) and Lw.O.P. (○: Kanayama, Kawakami Village, Nagano Prefecture) tephras shown on Harker diagrams.

表 2. 火山ガラスの主成分化学組成分析値.
Table. 2. Analytical values of chemical composition of glass shards in tephra layers.

テフラ名	採取地		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	N
Lw.O.P.	長野県川上村金山	平均値	77.91	0.18	12.39	0.76	0.05	0.12	0.79	3.49	4.31	100	15
		標準偏差	0.32	0.05	0.22	0.10	0.06	0.04	0.10	0.20	0.28		
Ta2	行方市平須賀	平均値	78.04	0.17	12.29	0.77	0.09	0.12	0.76	3.50	4.27	100	15
		標準偏差	0.09	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02	0.06	0.04	0.06		
*1七入軽石	福島県檜枝岐村七入	平均値	76.21	0.35	12.46	1.54	0.07	0.27	1.57	3.18	4.35	100	15
		標準偏差	0.20	0.08	0.09	0.14	0.05	0.05	0.07	0.08	0.12		
*1 Hu-TK	栃木県那須塩原市樋沢	平均値	76.19	0.37	12.46	1.73	0.07	0.25	1.62	3.20	4.12	100	15
		標準偏差	0.56	0.07	0.14	0.24	0.07	0.07	0.08	0.09	0.37		
Hu-TK	行方市橋門	平均値	76.44	0.32	12.41	2.03	0.08	0.29	1.71	3.22	3.50	100	15
		標準偏差	1.84	0.13	0.56	1.09	0.07	0.18	0.88	0.73	1.79		
ArP-A	行方市平須賀	平均値	77.71	0.18	12.25	1.40	0.06	0.13	1.22	3.55	3.48	100	15
		標準偏差	0.88	0.10	0.48	0.45	0.05	0.10	0.52	0.61	1.68		
*2 TAu-3	神奈川県中井町比奈窪	平均値	72.77	0.58	13.48	3.60	0.15	0.72	3.28	4.27	1.14	100	15
		標準偏差	1.15	0.09	0.47	0.36	0.08	0.15	0.36	0.24	0.20		
TAu-3	鹿嶋市志崎	平均値	72.98	0.54	13.76	3.39	0.14	0.74	2.98	4.33	1.15	100	15
		標準偏差	2.35	0.15	0.82	0.63	0.07	0.28	0.70	0.12	0.15		

100%でノーマライズして計算，N:測定数，*1 大井（2013），*2 大井ほか（2013）.

に延びる降灰域が示されている（図 1）．以上のように八ヶ岳山麓の Lw.O.P. は，鉱物組成，火山ガラスの形態および屈折率，火山ガラスの主成分化学組成が Ta2 と一致し，降灰域の東方延長に行方台地があることから対比の可能性は高い．

Ta3（玉造第 3 テフラ）: Ta2 の 60 cm 上位にある厚さ 2 cm で細粒砂サイズのゴマ塩状の白色テフラ（図 5）で，角閃石と累帯構造を示す斜長石を多く含む．上位のテフラ Ta4 と近接するため，1 枚のテフラユニットのように見える場所もある．

対比 : Ta3 の角閃石の屈折率（表 1）からは，友部丘陵における友部層およびその上位の風成砂層を覆う古期ローム層中のテフラ T5（大井ほか，2015）に類似する．また藪層に対比されている江戸川層（東京港地下地質研究会，2000）に挟在する，江戸川 2 テフラ（Ed2; 東京港地下地質研究会火山灰グループ，2000）にも類似している．

Ta4（玉造第 4 テフラ）: Ta3 の 15 cm 上位にある厚さ 2-4 cm の細粒砂サイズの黄色のテフラ層（図 5）で，鏡下では両輝石とわずかに角閃石を含む．斜方輝石の屈折率は γ = 1.705-1.713 である．

対比 : 行方台地南部の藪層上部に挟在する Ss（島須テフラ ; 大井ほか，2013）に鉱物組成が類似しており，斜方輝石の屈折率も γ = 1.706-1.717 で Ss と重なっている．また Ss が挟在する行方台地南部の藪層の層相は砂鉄質のやや固結した平行葉理の発達している海浜相をなし，Ta4 の挟在するユニット 1 と層相も良く類似する．以上から Ss との対比が可能である．

ユニット 2

Ta5（玉造第 5 テフラ）: ユニット 2 基底部のシルト層中に厚さ 50 cm でレンズ状に挟在する細粒砂サイズのウグイス色テフラである．鏡下では斜方輝石と角閃石および斜長石，それに高温石英を特徴的に含む．中里（2008）が行方市谷島で Km1 と対比したテフラは，ユニット 1 に類似した層相の砂層直上にあり，層位からは Ta5 に相当する．

対比 : 涸沼川中流の上泉層基底礫層の上位の泥炭層に Az-MiP（四阿蓑原軽石 ; 矢口・田辺，1990）と 3 枚のテフラが挟在している（大井，2013）．そのうち Az-MiP の 13 cm 上位の 2 枚のテフラは，いずれも層厚 1.5 cm の細粒砂および極細粒砂サイズのテフラで，間に 5 mm の泥炭層を挟む．共に斜方輝石，角閃石と斜長石および高温石英を含む．Az-MiP 上位のこの 2 枚のテフラと，Ta5 とは斜方輝石と角閃石の屈折率や，高温石英を特徴的に含む点（表 1）がよく似ており，対比される可能性がある．

ユニット 5

ArP（荒谷軽石）: ユニット 5 の泥層の基底部から 20 cm 上位にある厚さ 50 cm のテフラで，軽石質テフラであるが，風化のため粒径の確認は難しい．下部

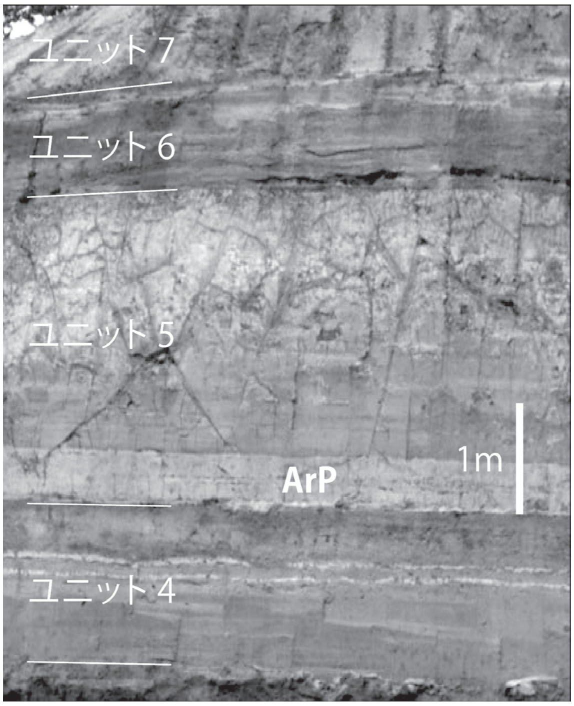

図 8. 荒谷軽石 (ArP) の産状写真 . ArP の層厚は約 50 cm.
Fig. 8. Outcrop photograph of ArP pumice. The thickness of the tephra layer is about 50 cm.

は厚さ 10 cm でアズキ色を呈し，上部は砂状の産状を呈する（図 8）．鏡下では全体的に火山ガラスを含み，斜方輝石，角閃石を含む．下部は火山ガラスを比較的多く含み，その屈折率は n ＝ 1.499-1.502（表 1）を示す．上部は岩片が多く含まれ，斜方輝石の屈折率は γ ＝ 1.705-1.716（表 1）である．

対比 : 層厚が 50cm と厚く，下部は火山ガラスを多く含み，上部は岩片を含み砂状の産状をなす特徴から，常陸台地の木下層剣尺部層に挟在する ArP（荒谷軽石 ; 大井ほか，2013）に対比できる．生物擾乱のためユニット境界が明瞭ではないが，本層の下部が ArP ユニット A で上部がユニット B と考えられる（大井ほか，2013）．

ArP の火山ガラスの主成分化学組成は，2 つないし 3 つのクラスタに分かれる特徴をもつ（大井ほか，2013）．本露頭ではユニット A と考えられる火山灰層の下部から試料を採取し，大井ほか（2013）で記載された，行方市麻生の ArP ユニット A と比較した（図 9）．どちらの試料でも，苦鉄質クラスタと珪長質クラスタの識別は出来ず，Medium-K のクラスタとして一括した．High-K のクラスタの識別は容易であり，両試料の化学組成は２つのクラスタに識別が可能で，類似していると判断できる．苦鉄質クラスタと珪長質クラスタが識別できない理由としては，層相で記述したように本火山灰質層に管状生痕が多く見られることから，ユニット B の上位からユニット A まで掘り込まれた管状生痕にユニット B の火山灰が充填することで，ユニット A にユニット B の火山灰が混在した可能性があげられる．

常陸台地の木下層剣尺部層の ArP は栃木県の日光火山群起源の Nk-Yt（日光矢板テフラ ; 鈴木，1993）に対比されている（大井ほか，2013）．

ArP の対比を巡る議論 : 山元（2013）は東茨城台地において，大井ほか（2013）の記載した茨城町剣尺の再堆積性の ArP を試料 KNS03 とし，火山ガラスと斜方輝石の屈折率および火山ガラスの化学組成が分散し，テフラとは認定できないと否定した．しかし大井ほか（2013）の記載した ArP には多量の繊維型火山ガラスを含み，再堆積ではあるもののテフラであることを否定できない．山元（2013）の試料 KNS03 は別のものを見ている可能性が高い．

また山元（2013）は東茨城台地の見和層中のテフラとして，見和層下部の泥質堆積物中のテフラを再堆積した赤城水沼 8 テフラ（Ag-MzP8; 鈴木，1990）と対比した．しかしこの対比は分散する火山ガラスの化学組成の一部の重なりで判断しており，対比の信頼性は不充分である．火山ガラスの化学組成が分散する特徴と大井ほか（2013）で示した層序的位置の広域的な追跡結果を考慮すると，これらのテフラは ArP の再堆積物と考えられる．

一方，Ag-MzP8a は鈴木（1990）によって Miwa-U に対比されており，Miwa-U は東茨城台地や那珂台地においては常総層と木下層剣尺部層の境界に挟在する（大井ほか，2013）ので，山元（2013）が見和層下部の泥層中に狭在するとしたテフラとは明らかに層位が異なる．

ユニット 7

KtP（貝谷軽石）: ユニット 7 の砂層中に径 2-3 mm の黄色軽石が散在している．このテフラは破片状の角閃石を多く含み，その屈折率は n2 ＝ 1.675-1.684（表 1）である．このような特徴は木下層行方部層の KtP（貝谷軽石 : 大井ほか，2013）に対比できる．このテフラの給源はわかっていない．

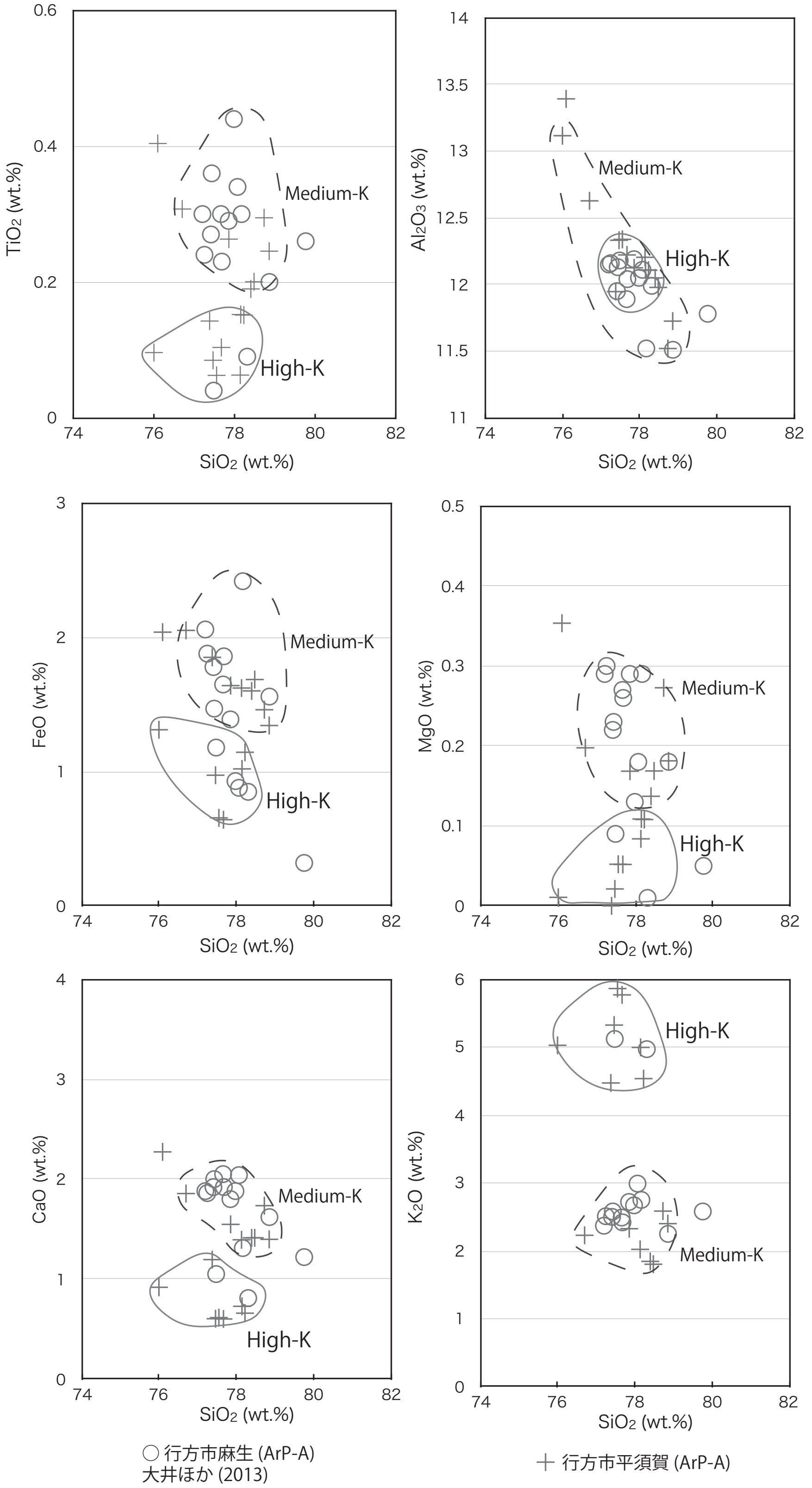

図 9. 荒谷軽石（ArP）の火山ガラスの主成分化学組成の散布図．○ : 行方市麻生（大井ほか，2013，fig, 6）; +: 行方市平須賀．実線範囲 : High-K の組成範囲，破線範囲 : Medium-K の組成範囲．

Fig. 9. Chemical compositions of glass shards in ArP tephra. ○: Asou, +: Hirasuga. Solid line: High-K tephra group, dashed line: Medium-K tephra group.

ユニット 8

On-Pm1（御岳第 1 軽石 : 町田・新井，2003）: ユニット 8 のシルト層中に，厚さ 5 cm の白色帯があり，黒雲母が散在している．鏡下では黒雲母とわずかに角閃石を含み，その屈折率のモードは n2 = 1.684（表 1）でやや高い．このような特徴から，この黒雲母散在層準はテフラ層と考えられ，黒雲母と角閃石を含む特徴から On-Pm1 の可能性がある．

Nk-MA（日光満美穴テフラ : 鈴木，1993）: On-Pm1 と考えられる黒雲母散在層準の直下に，厚さ 10 cm にわたり数ミリの粒径のスコリアが挟在している．風化のため重鉱物は失われているが直上の On-Pm1 との組合せから，このテフラは Nk-MA（日光満美穴テフラ）に対比される可能性がある．

平須賀周辺地域の露頭における挟在テフラ層

平須賀ではユニット 3，4 にテフラは挟在していないが，ユニット 3 に特徴的な潮汐チャネル相は平須賀の周辺露頭で良く認識され，そこには粗粒な白色軽石が認められることが多い．またその上位のユニット 4 および 5 に相当する層位にも平須賀には認められない特徴的なテフラが見いだされた．

MoP（真岡軽石 : 阿久津，1957）

鹿島台地中部の鹿嶋市武井や志崎では（図 2），平須賀のユニット 3 に相当するヘリボーン構造を示す特徴的な斜交層理砂層が認められ，この砂層中には白色軽石が多量に認められる（図 10）．この軽石は重鉱物

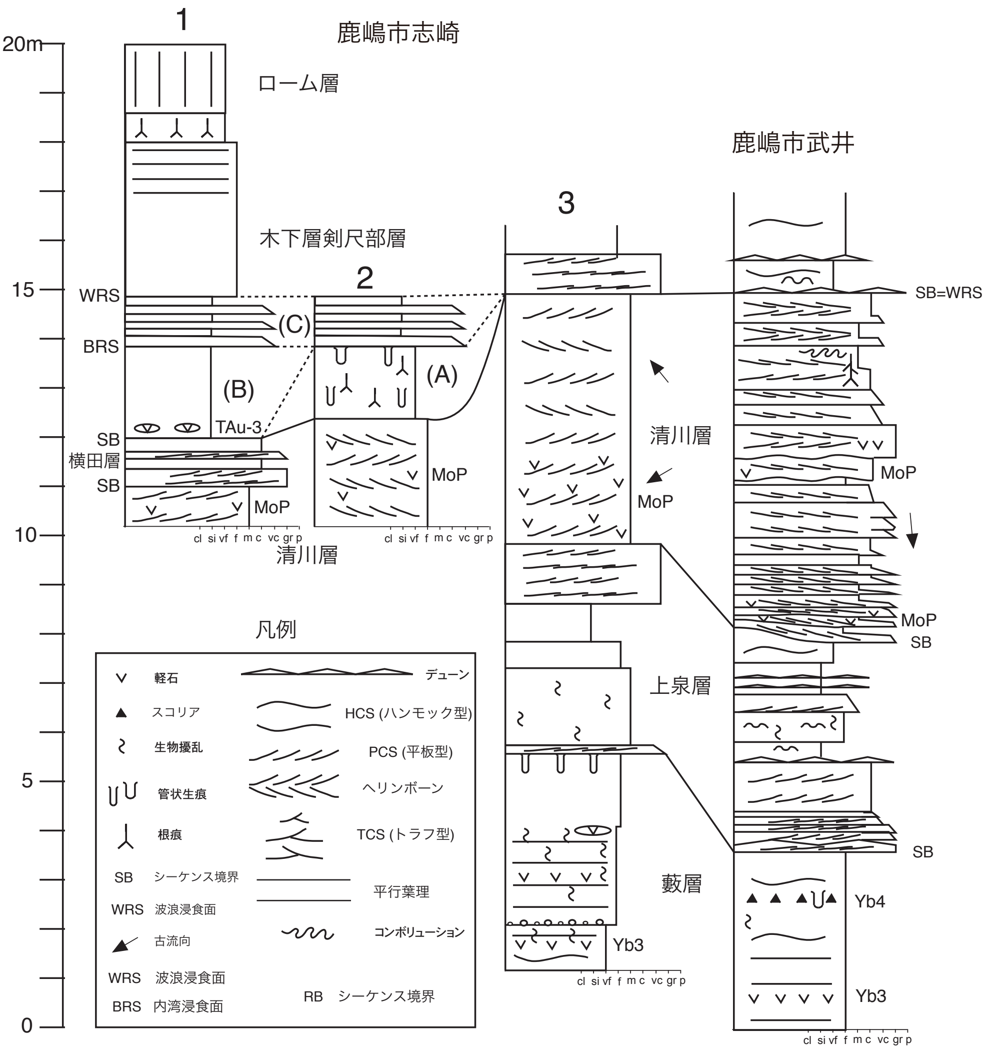

図 10. 鹿島台地中部の鹿嶋市志崎（柱状 1-3）と武井（4）における地質柱状図.

Fig. 10. Geological columnar sections at Shizaki (columns 1 to 3) and Takei (4), Kashima City in the central part of Kashima-Terrace.

として角閃石を多く含み，長柱状の角閃石が認められる．この軽石を大井・横山（2011）は，栃木県宇都宮市上欠の MoP の角閃石の化学組成と比較し，対比できることを示した．

MoP の対比を巡る議論

MoP の東茨城台地における層位は山元（2013）によれば，新たに定義された「夏海層」の河川成堆積物中に狭在するとした．しかし，MoP の挟在層位をよく観察すると，木下層剣尺部層の河川成礫層基底侵食面をなす不整合面の下位に位置する，礫質ではあるがハンモック状斜交層理砂層からなる浅海の外浜相中に MoP が挟在している（大井・横山, 2011）．したがって，山元（2013）の定義した「夏海層」は，木下層剣尺部層下部の河川成礫層とその下位にある外浜成礫質砂層を含めたものであり，限られた露出では異なる堆積相と両者の侵食境界面の識別が難しかったものと考えられる．

一方，山元（2013）は，大井・横山（2011）が記載した大洗町大貫町の清川層中の MoP についてテフラとは認定できないとした．大井・横山（2011）が記載した大貫町の MoP は，外浜成砂層中に散在している再堆積性のテフラで保存状態は良くないため，あくまで挟在層位を示したものである．涸沼周辺の東茨城台地では，現在保存状態の良い MoP は確認できないので，テフラの岩石記載から層位を議論をするならば，今回提示した鹿島台地中部の試料で検討すべきと考える．

Hu-TK（燧ヶ岳高久テフラ : 鈴木ほか，2004）

平須賀のユニット 4 とよく似た層相は，行方台地中部の同層準とみなされる行方市橋門（36° 1′ 58″N, 140° 27′ 36″E）において確認できる（図 11）．橋門では木下層の下位に生物擾乱の見られるシルト質砂層があり，流木片も含まれている．さらにその下位には軽石混じりの砂礫層がある．この橋門の木下層の下位層に挟在する軽石の鉱物組成は普通輝石と単斜輝石，磁鉄鉱からなる．斜方輝石の屈折率は γ = 1.701-1.711 のものが多い（表 1）．火山ガラスの主成分化学組成は，SiO_2 が 76 wt.% で K_2O が 4 wt.% の値を示し，約 50% の火山ガラスの粒子の値が特定の範囲に良く集中する（図 12）．

本テフラの火山ガラスの主成分化学組成値は，栃木

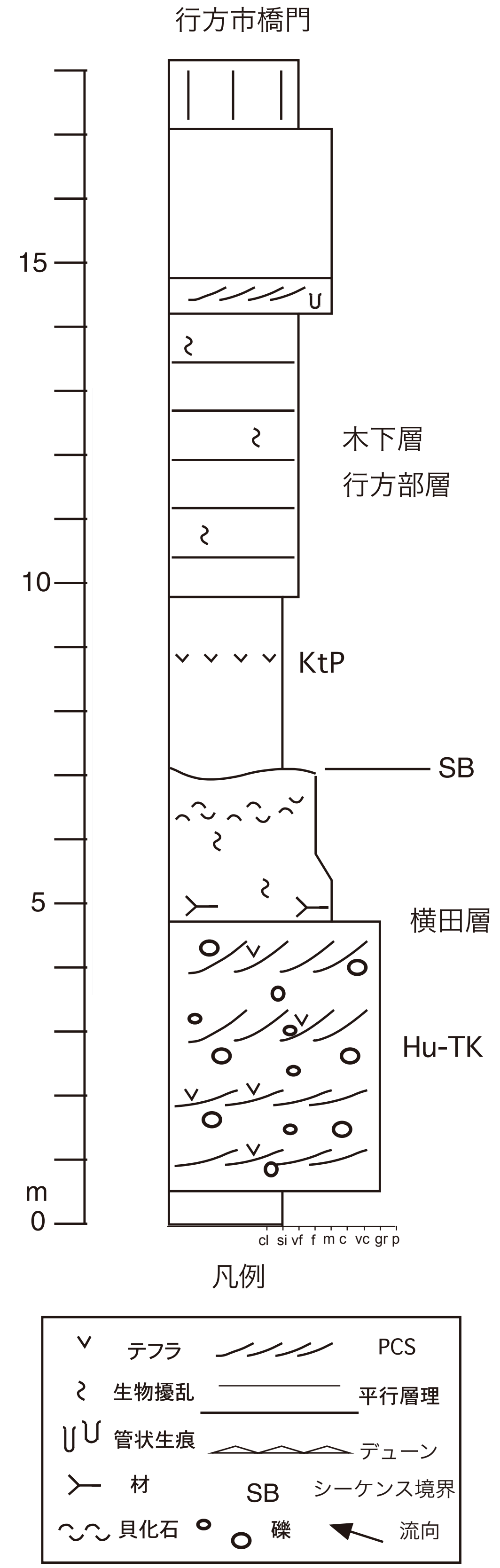

図 11. 行方市橋門の地質柱状図.

Fig. 11. Geological columnar section at Hashikado, Namegata City.

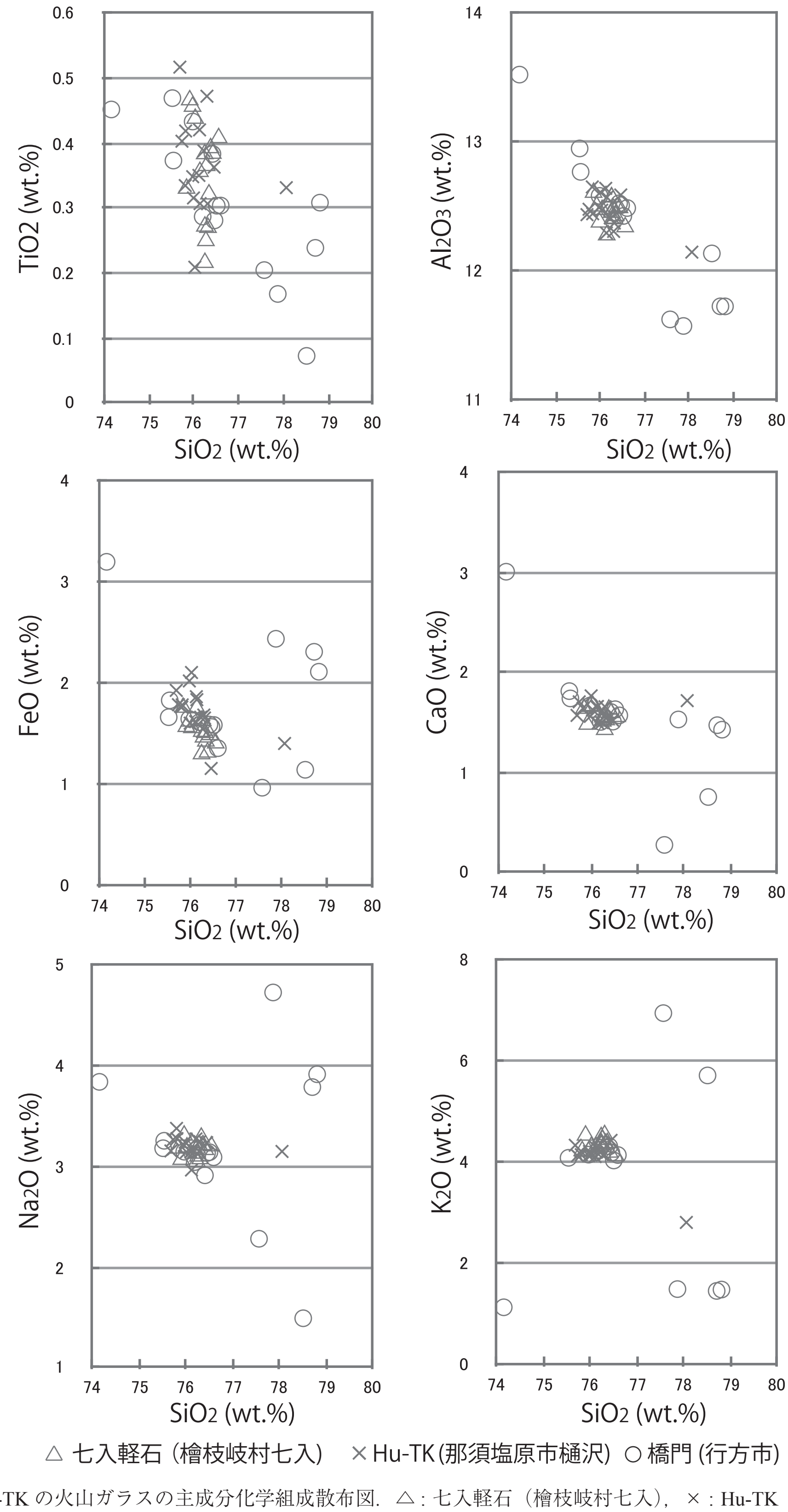

図 12. Hu-TK の火山ガラスの主成分化学組成散布図．△：七入軽石（檜枝岐村七入），×：Hu-TK（那須塩原市樋沢），○：橋門（行方市）．

Fig. 12. Chemical compositions of glass shards in Hu-TK tephra. △: Nanairi Pumice (Nanairi, Hinoemata Village), ×: Hu-TK (Hizawa, Nasushiobara City), ○: Hashikado (Namegata City).

県喜連川丘陵から白河市周辺に分布している Hu-TK，あるいはその給源である燧ヶ岳の山麓で記載された七入軽石（渡邊，1989）のものと類似する（図 12）．斜方輝石の屈折率も Hu-TK の範囲 γ = 1.703-1.709（鈴木ほか，2004）に入る．この軽石は砂礫層の中に含まれていることから，Hu-TK 起源の再堆積層の可能性がある．

給源近くの栃木県における Hu-TK の層位は，飯縄上樽 a テフラ（Iz-Kta: 鈴木，2001）と MoP の間に位置している．Iz-Kta が MIS5-6 境界付近の時期に降灰したとされ（鈴木，2001），MoP が清川層に挟在することから，Hu-TK を挟在する海成層は横田層である可能性が高い．

TAu-3（町田ほか，1974）

鹿嶋市志崎（図 10, 36° 3′ 57″N, 140° 34′ 16″ E）の（B）のシルト層に挟在するテフラは，厚さ 5 cm でピンク色をなし，灰色の火山砂を含んでいて，レンズ状に分布する．テフラの鉱物組成は両輝石とカンラン石を含み，斜方輝石の屈折率は γ = 1.706-1.713 を示す（表 1）．火山ガラスの化学組成は K_2O が 1.1 wt.% と低い特徴を示し，箱根火山起源であることを示している（図 13）．

大井ほか（2013）は大磯丘陵の TAu テフラ群の火山ガラスにおける主成分化学組成の系統的変化を示したが，このテフラ群の中では TAu-3（町田ほか，1974）がこの志崎のテフラと類似する組成を示した（図 13）．また TAu-3 の斜方輝石の屈折率も γ = 1.706-1.711（大井ほか，2013）でほぼ重なる．TAu-3 は上部に灰色の火山砂のユニットが見られるが，志崎のテフラも灰色の火山砂を含んでいて岩相も類似する．以上から，このテフラは TAu-3 に対比されると判断した．

大井ほか（2013）は行方市麻生において木下層剣尺部層の ArP 直上に黒色スコリア（Bk-Sc）を認めており，Bk-Sc が大磯丘陵の TAu-2L に対比される可能性を論じた．これによると，TAu-3 は ArP のすぐ上位に位置することになり，木下層剣尺部層の有力な鍵層となる．

テフラ層序と堆積相層序による層序区分

平須賀の露頭における，テフラ層序，堆積相の特徴，累重関係および侵食面の性状から，周辺の露頭における状況（大井・横山，2011; 大井ほか，2013）も考慮して，下総層群の 7 つの累層･部層が確認された（図 4）．

藪層上部

ユニット 1 上部に挟在する Ta4 は，行方台地南部の藪層上部に挟在する Ss（島須テフラ : 大井ほか，2013）に対比される上，その下位にある Ta1 と Ta2 が八ヶ岳山麓の，それぞれ，Kt-3 およびヌカ 4，Lw.O.P. に対比される可能性がある．Kt-3 およびヌカ 4 が Aso-1 に対比されている（吉川・井内，1993）ことから，その堆積時期は海洋酸素同位体ステージ MIS8 と考えられる．したがってユニット 1 は藪層上部とみなされる．また，ユニット 1 の平行葉理の発達したやや固結した砂鉄質中粒砂層は，行方台地南部の台地下部の下総層群に見られる堆積相とも共通する．

上泉層

ユニット 2 は基底部に Ta5 を挟在する．Ta5 は，上述したように涸沼川中流域に露出する上泉層基底近くにあるテフラ（大井ほか，2013）に対比される可能性がある．薮層とみなされるユニット 1 に明瞭な侵食面を介して続く薮層の上位層として，ユニット 2 は上泉層と解釈できる．中里（2008）によれば上泉層は MIS7.5 で形成されたと考えられている．

清川層

ユニット 3 にはテフラが見いだされていないが，本ユニットに特徴的な潮汐堆積物は鹿島台地中部において良く発達し，MoP に対比される白色軽石が多量に含まれている（大井・横山，2011）．鹿嶋市志崎（図 10）においては，根痕が発達する陸成層と思われる木下層剣尺部層の柱状２のシルト層（A）の下位に，この MoP を挟在する潮汐堆積物が発達することから，MIS7.3 の清川層の可能性が指摘される．

横田層

ユニット 4 にはテフラは挟在していないが，根痕と貝化石が共存する生物擾乱の激しい砂礫層からなり，強内湾成と解釈される特徴のある堆積相を示す．これまでの筆者らの下総層群の堆積相解析からは，上下のユニットとの堆積相の大きな差異や，ユニット基底の侵食面性状から判断して，異なる堆積シーケンスに属すると考えられる．したがって，清川層と木下層剣尺

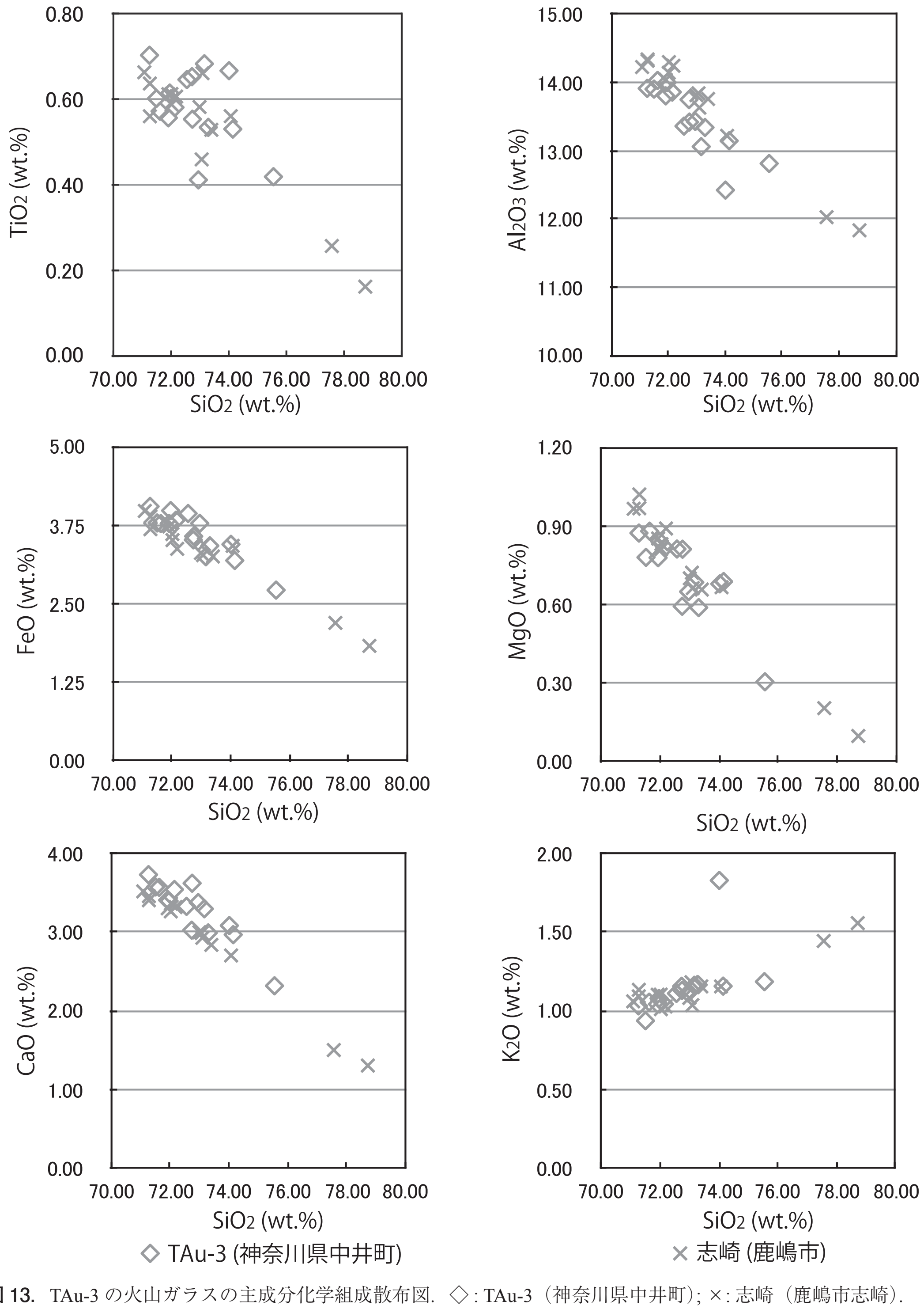

図 13.　TAu-3 の火山ガラスの主成分化学組成散布図．◇ : TAu-3（神奈川県中井町）; ×: 志崎（鹿嶋市志崎）．
Fig. 13.　Chemical compositions of glass shards in TAu-3 tephra. ◇: TAu-3 (Nakai Town, Kanagawa Prefecture); ×: Sizaki (Kashima City).

部層の間の横田層と解釈される．

また平須賀のユニット 4 は強内湾の環境が想定され，これとよく似た層相は，行方台地中部の行方市橋門において確認できる（図 11）．橋門において同層準に挟在する軽石は前述したように Hu-TK に対比され，Hu-Tk の挟在層位は横田層である可能性が高い．上下のユニットの層位やテフラ層位から，この特徴的な強内湾相を示す堆積層は横田層と推測される．中里

(2008) によれば，横田層は MIS7.1 に堆積したとされている．

常陸台地における横田層の存在は，行方台地南部において初めて認識された（大井・横山，2011）が，今回行方台地中部でも分布が確認された．

木下層剣尺部層

ユニット 5 の開析谷埋積成の泥層と，ユニット 6 のエスチュアリー成の砂泥互層は一連の海進性堆積物である．泥層下部から厚さ 50 cm の ArP が見いだされた．周辺の同層準の堆積相分布も考慮すると，MIS5e 期に堆積した木下層剣尺部層（大井･横山, 2011; 大井ほか, 2013）とみなされる．

木下層行方部層

ユニット 7 は内湾・ラグーン相の塊状砂層で，その上部に KtP を挟在することから木下層行方部層に対比される．その年代は KtP が鹿島沖海底コア MD01-2421 の Tephra20 に対比されることから（大井ほか，2013），MIS5e 末期から 5d に相当する．

常総層

ユニット 8 は塊状のシルト質砂層で，Nk-MA，On-Pm1 に対比可能なテフラが挟在することから，最上位層準であることも考慮して，常総層とすることができ，その堆積期は MIS5c である．

平須賀の層序区分からみた周辺地域の層序の検討

藪層上部の層序と年代

行方台地の藪層と鹿島台地の藪層の直接の層序関係を示す証拠は見つかっていない．鹿島台地の藪層では Yb3（徳橋･遠藤，1984）が見いだされている（大井・横山，2011，fig. 11; 図 10）．さらに筆者らは鹿島台地の鹿嶋市武井において，Yb3 の 2 m 上位に．予察的ながら Yb4 に対比可能なスコリアを新たに見いだしており（表 1，図 10），Yb3 の対比を支持するものと考えている．

一方，行方台地南部の藪層には，Ss が挟在し（大井，2013），平須賀のユニット 1 に挟在する Ta4 が Ss に対比されるので，平須賀の藪層は行方台地南部の藪層の層準と比較される．層相からは，鹿島台地の藪層は HCS の発達する外浜砂相を示すのに対し，行方台地の藪層では砂鉄質の平行葉理の発達した海浜砂相が厚く累重し，より陸側の堆積相を示すことから，行方台地の藪層は鹿島台地の藪層より上位層準である可能性が指摘される．

前述したように，行方台地平須賀の藪層上部に含まれる Ta2 は，八ヶ岳山麓地域の Lw.O.P. に対比される可能性が高い．同地域ではその直下に Aso-1 が挟在することが知られている．Aso-1 の年代は MIS8.4（加ほか，1997）あるいは MIS8.2（白井ほか，1997）とされている．これは藪層上部が，MIS8 の海退期に形成したことを意味する．

上泉層と清川層の組合せ

平須賀での上泉層と清川層の特徴ある堆積相の組合せ，即ち，ユニット 2 の外浜成の砂相と，明瞭な侵食性堆積相境界を挟んで，ユニット 3 の潮汐チャネル成の中粒砂相が，鹿島台地中部にも見られる（図 10）．鹿嶋市武井や志崎では，藪層の上位に，ウエーブデューンの見られる砂泥互層の発達する上泉層があり，その上位には潮汐チャネル成のヘリンボーン構造を示す斜交層理砂層である清川層が重なる（大井・横山，2011）．清川層は MoP を挟在する．

志崎（図 10，東部から西部に向かって柱状 1，2，3）では，清川層の上部（柱状 3）が，明瞭な岩相境界を介して（A）根痕とアナジャコ巣穴と考えられる生痕が密集する塊状シルト層（柱状 2），(B）テフラを挟在する塊状シルト層（柱状 1）に側方変化することが確認できる．

そして，（A）と（B）の両者を（C）の砂泥互層が覆う（図 10）．（A）の生痕は（C）から掘りこまれたもので，根痕の存在から陸成の湿地相と推定されるのに対し，（B）のシルト層はおそらくエスチュアリー相とみなされる．（C）は潮汐低地の堆積物と推定される．（B）に挟在するテフラは TAu-3 に対比されることから，（A）～（C）は木下層剣尺部層の開析谷充填相と推定される. これらを覆う外浜～海浜成砂相も，木下層剣尺部層とみなされる．

今回清川層とみなした潮汐チャネル成の中粒砂相は，岡崎（1992）では木下層の海進期堆積物と考えられていたが，直上に陸成のシルト層（A）が存在することから，木下層以前の堆積サイクルであることは確実である．MoP（表 1）を挟在することからも清川層と判断できる．

常陸台地における下総層群各層の層厚

平須賀における下総層群各層の層厚は，藪層上部が3 m 以上，上泉層が 3.6 m，清川層が 1.3-2.5 m，横田層が 2-2.3 m，木下層が 10.1 m，常総層が 2 m である．藪層は地表に下限が露出していないため平須賀での全層厚はわからないが，行方台地南部では 10m 以上あることから，実際にはもっと厚いと考えられる．ここで層厚が厚いのは，酸素同位体ステージ 9 から 8 に堆積した藪層と 5e の木下層で，ステージ 7 のサブステージに形成されたとされる（中里, 2008 など）横田層，清川層，上泉層はそれぞれ 3 m 前後とかなり薄い．

房総半島における下総層群の層厚は，徳橋・遠藤（1984）によれば，藪層が 20-60 m，上泉層が 6-50 m，清川層が 20-25 m，横田層が 6 m 以上，木下層が 30 m 以上，姉崎層が 30 m 以上と常陸台地よりはるかに厚い．これは当時の関東造盆地運動の沈降盆の中心であった古東京湾南東縁沿いの房総半島と，古東京湾北東縁にあって相対的安定域にあった常総台地との，南北での構造運動の違いを反映したものと考えたい．

このような構造運動の違いの影響は，下総台地北部と南部における下総層群の堆積シーケンスの比較でも論じられている（岡崎ほか，1997）．南部地域では複数の堆積シーケンスが上方に累重するのに対し，北部地域では側方に前進する傾向があることが認められた．これは南部地域の沈降速度が相対的に大きく，北部地域は小さかったためと考えられ，南北の構造運動の違いを反映したものと捉えられている．

ま と め

常陸台地中部の行方市平須賀において，下総層群の層序を検討できる好露頭が出現した．識別した 8 つの岩相ユニット，挟在する 9 枚のテフラ対比，堆積相の特徴，累重関係および侵食面の性状から，薮層から常総層におよぶ下総層群の 7 つの累層および部層を認定することができた．

最下部のユニット 1 には，2 枚の広域対比が可能なテフラが認められ，上位のものは MIS8 の海退期に形成された八ヶ岳 Lw.O.P. と対比可能であることから，ユニット 1 は藪層上部と考えられる．ユニット 2 は挟在するテフラから，ユニット 3，4 は近隣露頭の同じ層準に含まれるテフラ対比と層序関係から, それぞれ, 上泉層，清川層，横田層に対比されると考えられる．これまで明確でなかった常陸台地中部における中部更新統の層序が明確となると同時に，常陸台地中部で横田層が初めて確認された．

ユニット 5 ～ 7 はテフラ対比から木下層とみなされる．下部のユニット 5，6 は木下層剣尺部層に対比され，常陸台地中部でカキ礁をなす開析谷充填層に連続する．上部のユニット 7 は，木下層行方部層に対比される．ユニット 8 は常総層に対比される．

謝　辞

この報告を行うにあたり，ミュージアムパーク茨城県自然博物館の小池　渉氏からは，投稿に関して多くの助言を提供いただいた．また 2 名の匿名査読者に有益なご指摘を頂き，本論は大きく改善された．この研究はミュージアムパーク茨城県自然博物館の総合調査研究の一環として行われた．

引用文献

阿久津　純．1957．宇都宮付近の関東ローム（火山灰）層．地球科学，**33**: 11.

青木直昭・馬場勝良．1979．霞ヶ浦・北浦地域の下総層群．筑波の環境研究，**4**: 186-195.

荒川真司．2000．鹿島台地南部の地質（5）．清真学園紀要，(15): 33-49.

安藤寿男・柴田　真・市原季彦．1997．堆積相・生痕相・シーケンス層序からみた古東京湾の堆積物．堆積学研究会巡検案内書，48 pp，堆積学研究会.

Clifton, H. E. and J. K. Thompson. 1978. *Macaronichnus segregatis*: a feeding structure of shallow marine polychaetes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 1,293-1,302.

古澤　明．1995．火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別. 地質学雑誌，**101**: 123-133.

加　三千宣・吉川周作・井内美郎．1997．琵琶湖湖底堆積物，過去 40 万年間の珪藻化石記録．第四紀研究，**36**: 113-122.

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］．336 pp.，東京大学出版会.

町田　洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫．1974．南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年．地学雑誌，**83**: 302-338.

中里裕臣．2008．常陸台地．日本地方地質誌 3 関東地方，pp. 325-331，朝倉書店.

成田層研究会・茨城地学会．1998．第四系 堆積相．茨城県自然博物館第 1 次総合調査報告書，pp. 89-96，ミュージアムパーク茨城県自然博物館.

西田尚央・伊藤　慎．2009．Fluid mud の特徴とその地層

解析における役割．地質学雑誌，**115**: 149-167.
岡崎浩子．1992．下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達－茨城県鹿島台地の下総層群木下層－．千葉県立中央博物館自然誌研究報告，**2**: 15-23.
岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣．1997．古東京湾に発達した2つのタイプの堆積シークェンス－下総層群上泉層，清川層および横田層．地質学雑誌，**103**: 125-1143.
大井信三．2013．常陸台地における下総層群の層序とテフラ対比．博士学位論文，172 pp.，茨城大学.
大井信三・西連地信男・須藤忠恭・安藤寿男．2015．茨城県中部・友部丘陵で見いだされた更新統友部層をおおう古期ローム層と風成砂層（演旨）．日本地理学会発表要旨集，**87**: 120.
大井信三・横山芳春．2011．常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化．地質学雑誌，**117**: 103-120.
大井信三・横山芳春・西連地信男・安藤寿男．2013．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.
竜ヶ崎団体研究グループ．2004．稲敷台地南部の下総層群 : 上岩橋層の層序と堆積環境の変遷（その3）．地球科学，**58**: 25-36.
白井正明・多田隆治・藤岡換太郎．1997．ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中－後期テフラの同定と年代．第四紀研究，**36**: 183-196.
坂本　亨・相原輝雄・野間泰二．1981．石岡地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．50 pp.，地質調査所.
下総台地研究グループ．2011．茨城県南東部に分布する中･上部更新統の層序 , 堆積環境および地質構造．地球科学，**65**: 155-173.
鈴木毅彦．1990．テフロクロノロジーから見た赤城火山最近20万年間の噴火史．地学雑誌，**99**: 60-75.
鈴木毅彦．1993．北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層．地学雑誌，**102**: 73-90.
鈴木毅彦．2001．海洋酸素同位体ステージ5-6境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究，**40**: 29-41.
鈴木毅彦・藤原　治・檀原　徹．2004．東北南部，会津地域周辺における中期更新世テフラの層序と編年．地學雜誌，**113**: 38-61.
鈴木毅彦・早川由紀夫．1990．中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代．第四紀研究，**29**: 105-120.
徳橋秀一・遠藤秀典．1984．姉崎地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．136 pp，地質調査所.
東京港地下地質研究会．2000．東京港地域の地下地質層序．地団研専報，**47**: 10-22.
東京港地下地質研究会火山灰グループ．2000．東京港地下のテフラとその対比．地団研専報，**47**: 23-30.
内山　高．1998．南八ヶ岳山麓の上／中部更新統風成火山灰層序とガラス質火山灰の広域対比．地球科学，**52**: 26-37.
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，1988，特殊地質図　筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図. 特殊地質図. 139 pp.，地質調査所.
渡邊久芳．1989．尾瀬燧ヶ岳火山の地質．岩鉱，**84**: 5-69.
Yabe, H. 1931. Geological growth of the Tokyo Bay. *Earthquake Research Institute Bulletin*, **9**: 333–339.
矢口裕之・田辺智隆．1990．群馬県北部に分布する中期更新世の火山灰層．日本第四紀学会講演要旨集，**20**: 110-111.
山元孝広．2013．東茨城台地に分布する更新統の新層序と MIS5-7 海面変化との関係 : 地下地質とテフラ対比による茨城層，見和層，夏海層，笠神層の再定義．地質調査研究報告，**64**: 225-249.
八ヶ岳団体研究グループ．1988．八ヶ岳山麓の中部更新統. 地団研専報，**34**: 53-89.
横山芳春・安藤寿男・橋本聡子．2004．大規模カキ化石密集層のタフォノミー．茨城県霞ヶ浦周辺の第四系更新統下総層群を例に．化石，(76): 32-45.
横山芳春・大井信三・中里裕臣・安藤寿男．2002．バリアー島に規制された堆積相と地形形成 : 茨城県東茨城台地西縁地域における下総層群 " 見和層 " を例に．堆積学研究，**55**: 17-28.
吉川周作・井内美郎，1993，琵琶湖高島沖ボーリング火山灰から見た中期更新世～完新世の噴火活動史. 地球科学，**47**: 97-109.

（要　旨）

大井信三・西連地信男・横山芳春・安藤寿男．常陸台地中部における第四系更新統下総層群の層序と堆積相：行方市平須賀と周辺の露頭での再検討．茨城県自然博物館研究報告　第 19 号（2016）pp. 7-26.

常陸台地中部のテフラが挟在する好露頭において，下総層群の層序を再検討した．識別した 8 つの層序ユニットの堆積相層序やテフラ対比から，房総半島を模式地とする薮層，上泉層，清川層，横田層，木下層，常総層が認定できた．ユニット 1 には八ヶ岳 Lw.O.P. に対比可能なテフラが見いだされることから，薮層上部とみなされ，MIS8 の海退期において形成されたと考えられる．ユニット 2-4 は，それぞれ特徴的な堆積相を示し，周辺の同層準における堆積相とテフラ層序との比較から，上泉層，清川層，横田層に対比が可能である．特に横田層は常陸台地中部で初めて確認された．ユニット 5-7 からは，開析谷充填相と常陸台地の木下層で鍵層として有効なテフラが見いだされ，ユニット 5-7 は木下層であることが確実である．最上部のユニット 8 は最上位に位置する層位とテフラから常総層とみなされる．

（キーワード）：常陸台地，下総層群，更新統，層序，堆積相，テフラ．