

中国山地西部、徳佐盆地における段丘面の編年と 活断層の変位速度

山内 一彦*・白石健一郎**

I. はじめに

中国地方は、侵食小起伏面・準平原問題に関する研究が古くから行われており、かつては日本の地形学をリードするフィールドの一つであったが、段丘や堆積物の分布が乏しいこと、第四紀における地殻変動が緩慢であることなどのため、近年では地形研究全般において進展が遅れている¹⁾。

中国地方は、活断層についても分布が希薄であるとされてきた^{1)~3)}が、最近、特に西部において、露頭やトレンチ調査によって後期更新世以降に活動した断層が確認され^{4)~6)}、大縮尺の空中写真判読からも横ずれ活断層が高密度に分布することが明らかになってきた⁷⁾。これらの活断層は、変位地形の明瞭さの程度などから活動度は低いとみられており⁷⁾⁸⁾、小松原⁹⁾は、徳佐^{とくさ}盆地周辺に分布する徳佐^{じふく}一^{いち}地福断層（地福断層）と迫田^{さこた}一^{いくも}生雲断層（生雲断層）を、「未成熟で活動度が低く、地形的には不明瞭であるが断層露頭が存在によって活断層と認定された断層」の典型例としてあげている。しかし、こ

の地域の活断層に関するこれまでの検討は不十分であり、その特徴や活動性などにおいて不明な点が多く残されている。一方、徳佐盆地には、中国地方としては珍しく段丘や堆積物が広く分布し^{1)10)~13)}、堆積物中に挟在する数種類の広域テフラが報告されている^{12)~16)}。この段丘面の編年を行うことによって、それを用いて断層運動の定量的な検討ができる可能性がある。しかし、段丘や堆積物の検討もこれまで不十分であり、段丘面の区分や形成年代などにおいて未確定の部分が少なからず残されている。山内・白石¹⁷⁾¹⁸⁾は、徳佐盆地周辺の段丘地形や変位地形などについて報告しているが、これらの研究は地形や堆積物の記載において詳細性および客観性を欠いており、記載内容のいくつかの修正が必要であることも明らかになった。

そこで、本研究では、徳佐盆地の段丘地形および変位地形を、空中写真アナグリフなどを用いて改めて詳細に調査し、段丘面の区分や形成年代、活断層の分布や活動性などを再検討した。徳佐盆地には、かつて火山性堰止湖（古徳佐湖）が存在していたと

* 山口県立徳山高等学校

** 山口県立高森高等学校

キーワード：徳佐盆地、河成段丘、地福断層、活断層、変位速度

Key words : Tokusa Basin, Fluvial Terrace, Jifuku Fault, Active Fault, Slip Rate

され^{1) 10) 11)}、そのため段丘の分布や形成過程が特殊である。本研究では、特に段丘や堆積物を詳細に調べて段丘発達史を十分に検討したうえで、広域テフラなどの年代資料を用いて段丘面の形成年代を特定し、それをもとに活断層の変位速度を求めた。なお、本地域周辺の活断層の呼称については、既報では様々な異なったものがあるが、本研究では地震調査研究推進本部地震調査委員会¹⁹⁾に従い、山口市阿東^{あとう}～同市の木戸山^{きどやま}西方付近に分布する断層は「地福断層」、その北東^{かのあし}の鹿足郡津和野町～浜田市金城町^{かなぎ}に分布する断層は「弥栄断層」、山口市の十種ヶ峰^{とくさがみね}北方付近～萩市川上に分布する断層は「生雲断層」とする。

II. 研究方法

段丘面区分にあたっては、国土地理院撮影の1970年代撮影の縮尺1万分の1カラー空中写真などから、Adobe社のPhotoshopを用いて地形判読に適した色調・コントラストの空中写真アナグリフを作成して地形を判読し、段丘面分布・標高・現河床との比高・上下関係・開析度などに基づいて区分を行った。また、地理院地図のオルソ化空中写真、傾斜量図などの写真・地図や、断面図作成ツールなどを利用してその確認を行い、あわせて現地調査において露頭で堆積物の構成物質・層相・層厚・風化度・色調などを詳細に記録し、段丘面区分を再検討した。堆積物の記載に際しては、旧阿東町、山口県阿東土木事務所および土地分類基本調査²⁰⁾のボーリング資料も参照した。また、現地調査でテフラや¹⁴C年代測定試料などの年代試料を採取し、テフラ分析は(株)京都フィッシュン・トラック、¹⁴C年代測定(測定方法はAMS)は(株)

地球科学研究所にそれぞれ依頼した。

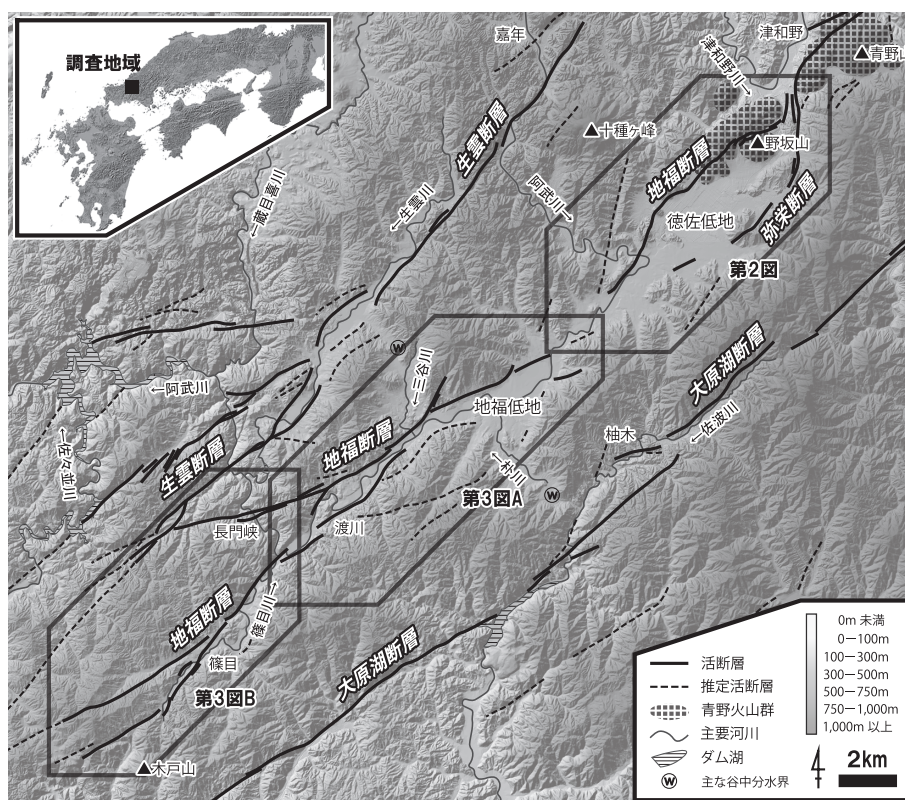
変位地形の調査においては、段丘面区分で使用したものと同じ空中写真アナグリフに加え、一部の地域については、国土地理院基盤地図情報の航空レーザ測量(LiDAR)に基づく5mメッシュの数値標高モデル(DEM)データから作成した地形アナグリフ画像を用いて地形を判読した。ただし、本地域では、本稿執筆時点で大部分の地域(阿東徳佐中以南)においてLiDARデータが整備されていない。判読された断層トレースは、中田・今泉編³⁾などの基準を参考にし、活断層、位置が不明確な活断層、推定活断層、位置が不明確な推定活断層に分類した(後出の第2・3図)。さらに、現地において地形および露頭調査を行い、変位の様子などを詳細に記録した。横ずれ変位量の計測は、地理院地図のオルソ化空中写真および傾斜量図上で行ったが、変位速度の算出に用いたものについては、現在消失しているものを除き現地において箱尺で計測して確認し、なおかつ計測誤差を表示した(後出の第10図)。鉛直変位量は、地形断面図を作成してそれから読み取ったものであるが、後出の第8・9図の地形断面図は、一部を除きLiDARに基づく5mメッシュのDEMデータと旧阿東町が作製した縮尺1千分の1の圃場整備事業平面図(等高線間隔は1mで、それに加えて圃場整備前の耕地の標高が0.01m単位で示されている)から作成した。その他の地点については、地理院地図の断面図作成ツールで作成した地形断面図(10mメッシュDEM)から変位量を読み取った。

III. 地域概観と従来の研究

本地域の山地は、北東－南西方向の構造的河谷に隔てられた地壘山地の特徴を持っている²¹⁾。構造的河谷の一つである徳佐盆地は、日本海に注ぐ阿武川の上流部を占め、野坂山の南方から木戸山の北方にかけて発達する狭長な盆地で、複数の低地に細分される(第1図)。これらの低地については、本研究では鍋倉西方以東を徳佐低地、鍋倉西方～三谷市を地福低地と呼ぶことにする(第1図)。

徳佐盆地内の水は、現在は長門峡から阿武

川によって排水されているが、盆地内に厚い湖成層が分布すること、津和野川との分水界に第四紀に噴出した野坂山火山群があることなどから、この盆地にはかつて火山群の堰き止めによって生じた古徳佐湖が存在し、湖形成以前の河川(古阿武川)は現在とは逆に盆地内を北東流して津和野川に排水されていたと考えられている^{1) 10) 11)}。また、本盆地内には河成段丘が発達し、既報ではそれが3～6面に区分され^{1) 6) 10)～13)}、始良 Tn テフラ(AT)²²⁾ などから一部の段丘面の形成年代が推定されている^{12) 13)}。一方、本盆地周縁では、盆地に流入する阿武川の2つの支流が奪



第1図 徳佐盆地周辺の地形概観および活断層分布

活断層分布は筆者らの地形判読による。青野火山群の分布は松浦ほか(2007)による。基図は地理院地図で作成した色別標高図を使用。左上の西日本の図は地理院地図の陰影起伏図を使用。

われた河川争奪現象が確認できる。かつての朴^{ほのき}川（古朴川）の上流部は佐波川に、かつての三谷川（古三谷川）の上流部は生雲川にそれぞれ争奪されたと考えられており¹³⁾、その時期は両方とも最終間氷期前後と推定されている¹⁸⁾。本盆地内の第四紀層については、河野・高橋¹¹⁾によって湖成層の徳佐層・地福層、段丘堆積物の岡砂礫層などに区分されている。徳佐層の堆積年代については、ボーリング試料の花粉やテフラの分析結果から、大部分は中期更新世、最上部（泥炭）は最終氷期の堆積物と推定されている^{15) 16) 23) 24)}。竹村ほか²⁴⁾は、100 m ボーリング試料の深度 68 m にあるテフラのフィッシュン・トラック年代値（約 0.6 Ma）などにより、深度 85 m にある徳佐層基底の堆積開始（＝古徳佐湖の形成）を約 0.7 Ma と推定している。

本地域周辺の基盤地質については、地質図によると、大部分は阿武層群（流紋岩質凝灰岩等）などの白亜紀火砕岩類よりなるが、徳佐盆地北縁には青野火山岩（安山岩）（第 1 図）、阿武川最上流部の嘉年^{かお}周辺には錦層群・関門層群（砂岩、泥岩等）および阿武火山岩（安山岩）、佐波川上流部の柚木^{ゆのき}周辺には飯ヶ岳層・関門層群（砂岩、泥岩等）が分布する^{21) 25)}。

活断層については、本地域周辺では北東－南西走向の断層線や断層谷の発達が顕著であるが、近年までその極一部が「活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）」²⁾、または「推定活断層」³⁾とされているに過ぎなかった。しかし、最近、森岡ほか⁵⁾や佐川ほか⁶⁾の露頭・トレンチ調査によって新期の堆積物を切る断層が発見され、徳佐盆地内では地福断層が活断層と認定された。山内・白石¹⁷⁾は、大縮尺の空中写真判読により地福断層に沿う

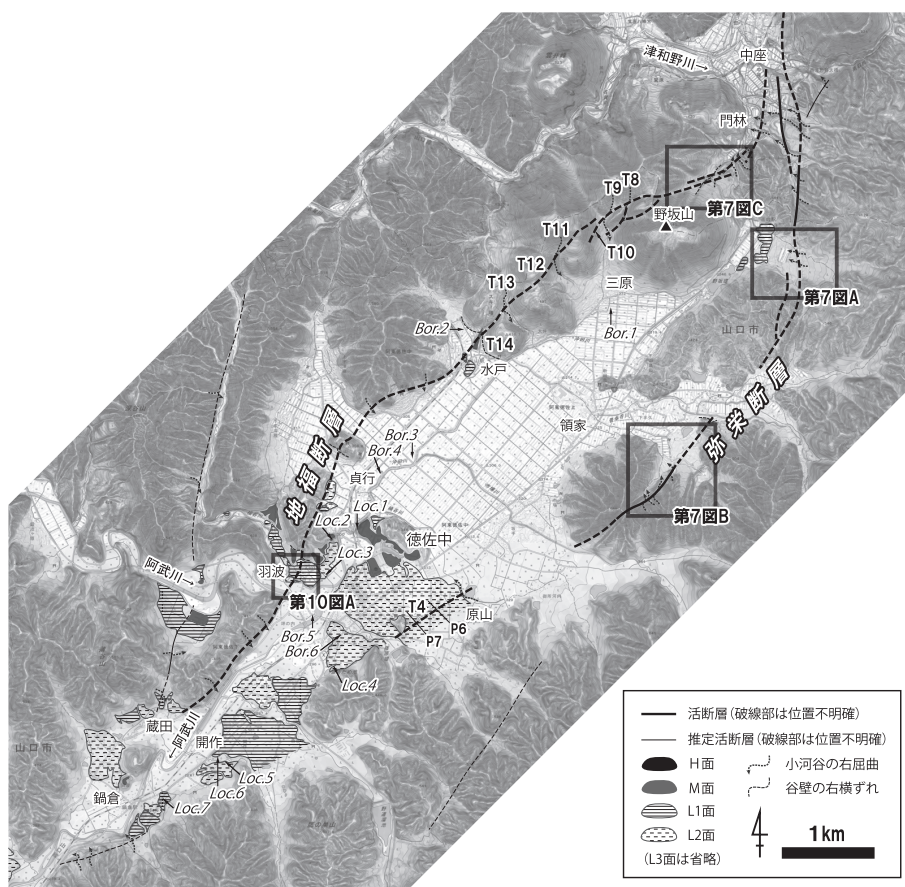
変位地形を新たに報告した。田力ほか⁷⁾も大縮尺の空中写真判読により地福断層に沿う変位地形を報告し、断層の総変位量や変位速度は小さいと考えたが、具体的な証拠に基づく値は得られていない。また、地福断層と弥栄断層の間の野坂山火山群付近には明瞭な変位地形が認められないことから、両断層は別の活断層であるとしている⁷⁾。地震調査研究推進本部地震調査委員会¹⁹⁾は、地福断層の全域を確実な活断層としたが、今泉ほか編²⁶⁾は、同断層の渡川^{わたりがわ}～木戸山西方を活断層、鷹の巣^{たかさす}北方～野戸呂^{のどろ}を推定活断層として図示している。これらの報告では、地福断層の変位速度や活動時期は不明とされている。

IV. 段丘と堆積物の記載

段丘面は上位から H 面、M 面、L1 面、L2 面、L3 面に区分された。以下、第 2～5 図を用いて各面の地形と堆積物の特徴について述べる。なお、地福低地西部において地形面を持たない古い砂礫層がみられ、これを「鷹の巣砂礫層」と呼ぶことにする。また、堆積物中の礫種については、本地域では阿武層群の火成岩が多くを占めるので、それ以外のものがみられる場合のみ記載する。

1) 鷹の巣砂礫層

鷹の巣の Loc.20 や三谷市の Loc.23 などにおいて L1 面や M 面の下に約 4～9 m 露出する砂礫層は、その段丘の構成層よりもかなり風化が進んでおり、これらを鷹の巣砂礫層とする。河成と考えられるこの砂礫層にはインプリケーションが認められ、Loc.20、23 において扁平礫 25 個の方位を測定した結果、その平均はそれぞれ S67°W、S57°W であった。これは、現在の阿武川の流向とは逆の北東方



第2図 徳佐低地の段丘および断層トレース分布

基図は地理院地図の傾斜量図と標準地図を重ね合わせたものを使用。図の位置は第1図に示す。

向の古流向を示している。本砂礫層は黄橙色～橙色（5～7.5 YR）を呈し、礫はクサリ礫化が進んでいる。

2) H 面

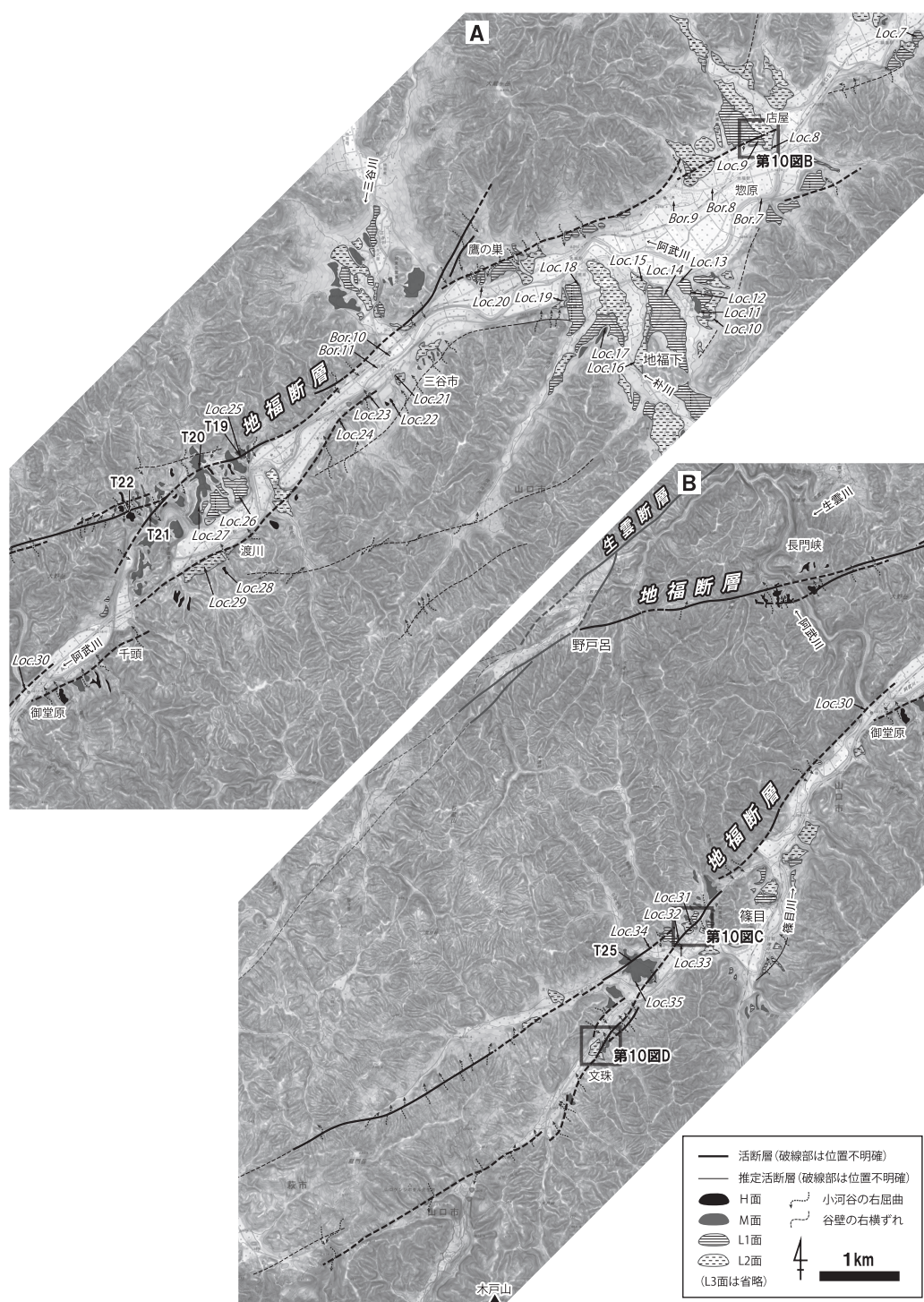
H 面は、三谷市～御堂原^{みどうばら}において標高 270～290 m にわずかに分布する。段丘面は開析されて丸みを帯びている。構成層は、三谷市の Loc.22 において扇状地性の砂礫層が段丘面下約 10 m まで観察できる。渡川の Loc.28 においては、層厚約 3.5 m の同様の砂礫層が基盤岩に載る。これらの砂礫層は黄橙色～明赤褐色（5～7.5 YR）を呈し、礫はク

サリ礫化が進んでおり、前述の鷹の巣砂礫層に似ている。

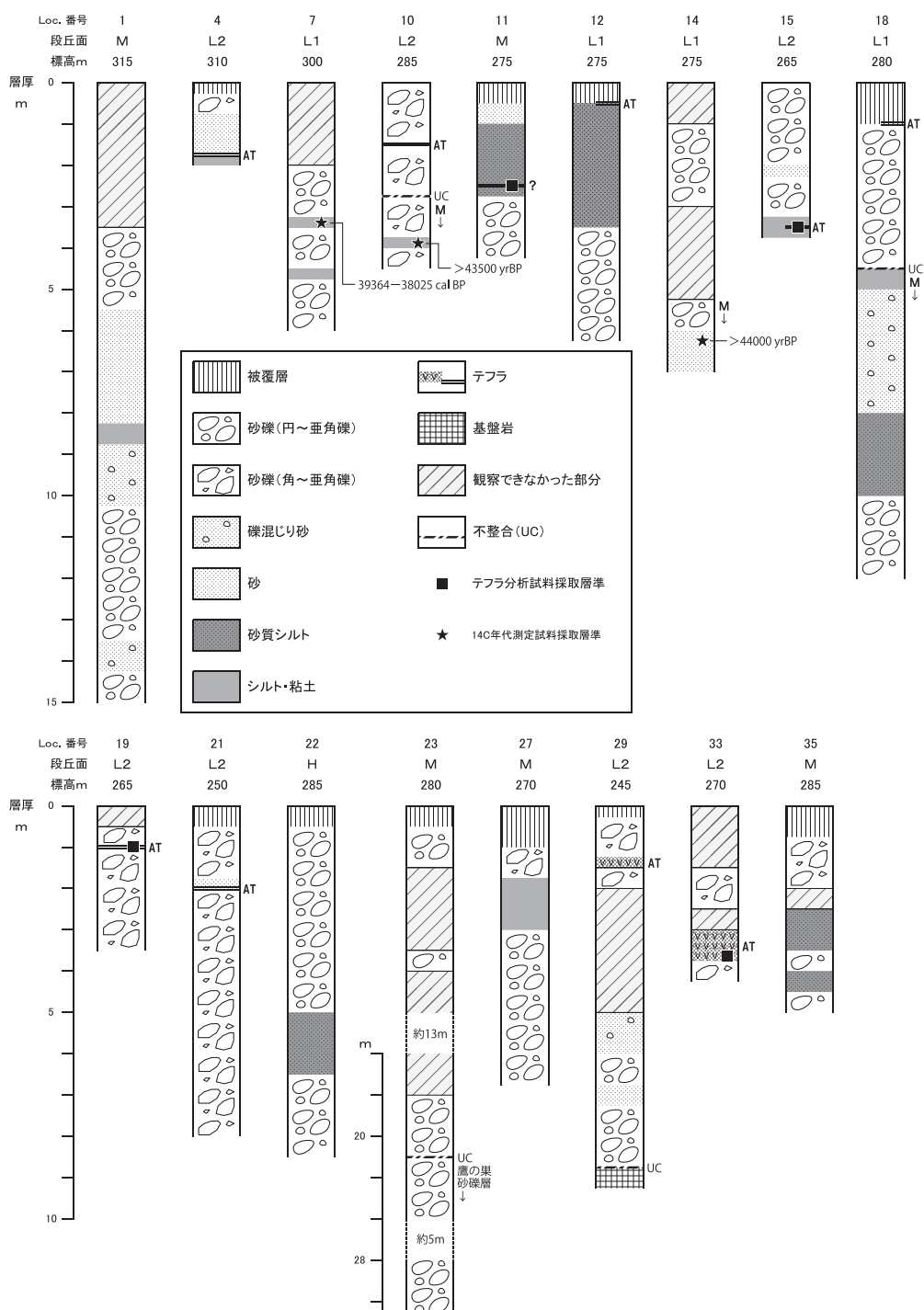
3) M 面

M 面は、開析がやや進んだ段丘面で、構成層の砂礫層は浅黄橙色～橙色（7.5～10 YR）を呈し、表面が風化した礫を主体とする。

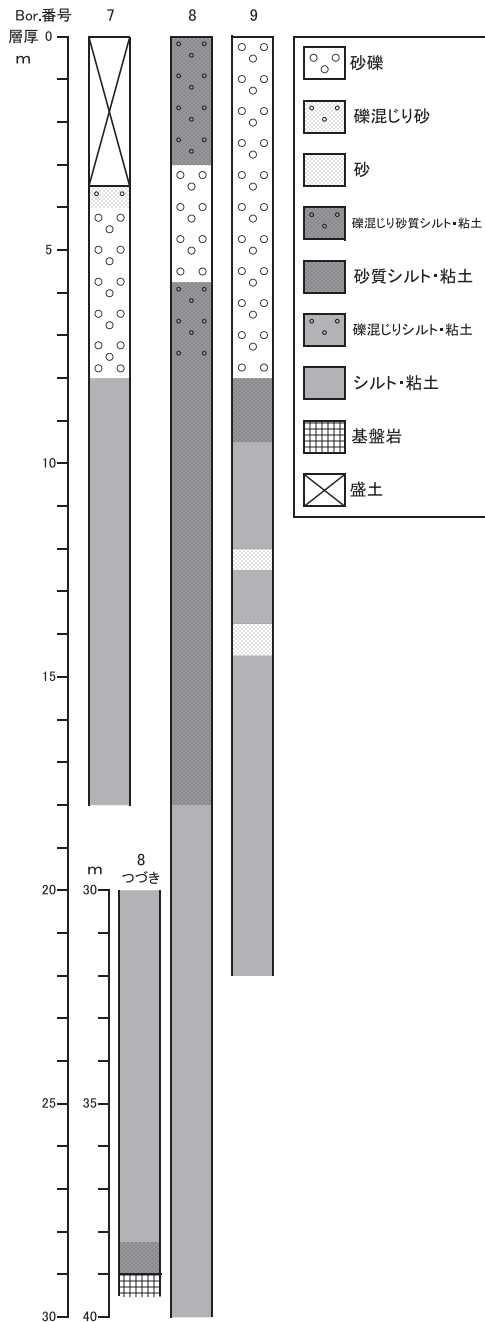
徳佐低地では、本面は標高 310～320 m に発達する。構成層は、古徳佐湖の湖成層やそれ続く砂礫層である「徳佐層」¹¹⁾ にほぼ相当する。徳佐中の Loc.1 では、砂礫、砂、シルト層よりなる本面構成層が段丘面下約



第3図 地福低地以南の段丘および断層トレース分布
基図は地理院地図の傾斜量図と標準地図を重ね合わせたものを使用。図の位置は第1図に示す。



第4図 露頭の地質柱状図
露頭の位置は第2図および第3図に示す。



第5図 ボーリングの地質柱状図

Bor.7、8は山口県阿東土木事務所、Bor.9は旧阿東町の資料による。ボーリングの位置は第3図に示す。

15 m まで観察できる。ここでは北東方向に傾くクロスラミナが発達し、阿武川最上流部起源のものとみられる砂岩礫などが含まれている。Loc.2では、層厚約4.5 mの同様の砂礫層が基盤岩に載る。加藤ほか¹⁰⁾の指摘のように、これらは扇状地性三角州の前置層であると推定される。Loc.3や開作のLoc.5で見られるL2面構成層に覆われた砂礫層も本面構成層に相当すると考えられる。一方、^{さだ}真行のボーリング地点（以下、Bor.と略す）3、4では、厚い粘土・シルト層（Bor.4では深度約85 mで基盤岩に到達）が分布することが報告されている^{23) 24)}。三原のBor.1や水戸^{みずと}のBor.2においても、深度30～40 mまで粘土などの細粒な堆積物が確認されており²⁰⁾、徳佐中以北では本面の離水期頃まで古徳佐湖が残っていたものと推察される。

地福低地では、本面は標高275～290 mに発達する。構成層は、古徳佐湖の湖成層やそれに続く砂礫層である「地福層」¹¹⁾にほぼ相当する。地福下のLoc.11では、砂礫、砂、砂質シルト層²⁷⁾よりなる本面構成層が段丘面下約3.5 mまで観察できる。Loc.17では、層厚約3 mの砂礫層が基盤岩に載る。この付近で見られるL1面以降の構成層に覆われたLoc.10、13、14、16、18などの堆積物（砂礫、砂、シルト、粘土）も、風化度・色調や2点の¹⁴C年代測定値（Loc.10、14）が測定限界を超えている（第1表）ことなどから、本面構成層に相当すると考えられる。砂礫層の礫種は、朴川沿いのLoc.11、16、17などでは20～45%程度が砂岩礫からなり、これは、かつて地福低地に流入していた古朴川が現在の佐波川上流部から運搬してきたものと推定される^{13) 18)}。Loc.13、18の砂礫層・砂層は、北西～北東方向に傾くクロスラミナが

第1表 AMS¹⁴C年代測定結果

測定試料採取地点	測定コード	試料種	δ13C	¹⁴ C年代	暦年較正年代(確率)
Loc.7(鍋倉)	Bata-329328	plant material	-28.3‰	34160 ± 270 yrBP	39364-38025 cal BP (95.4%)
Loc.10(地福下)	Beta-330857	wood	-26.0‰	> 43500 yrBP	—
Loc.14(地福下)	Beta-297230	wood	-24.9‰	> 44000 yrBP	—

試料を採取した露頭の位置は第2図および第3図、層準は第4図に示す。

明瞭であり、加藤ほか¹⁰⁾の指摘のように、これらは扇状地性三角州の前置層であると推定される。一方、惣原周辺^{そうばら}の Bor.7 ~ 9 などには湖成層と考えられる厚い粘土・シルト層(Bor.8では深度約40mで基盤岩に到達)が分布する(第5図)ので、その付近でも本面の離水期頃まで古徳佐湖が残存していたと推定される。このほか、三谷市の Loc.23 では、朴川沿いのものと同様の砂礫層が鷹の巣砂礫層を不整合に覆っている。ここでは層厚が20m程度あり、礫種は10%程度が砂岩礫からなる。

渡川では、本面は標高260~280mに発達する。Loc.25、27では、本面を構成する砂礫、砂、シルト層がみられ、Loc.27付近での層厚は、基盤岩の露出高度から10m以下と推察される。Loc.27の砂礫層中には、古朴川が運搬してきたと考えられる砂岩礫が少量含まれる¹³⁾。篠目^{しのめ}では、本面は標高290~300mに発達する。Loc.35でみられる本面構成層は砂礫層と砂質シルト層を主体とし、その層厚は、付近の基盤岩の露出高度から10m程度と推察される。

4) L1面

L1面は、段丘面の開析は進んでおらず、構成層の砂礫層はやや黄色~黄橙色(10 YR ~ 2.5 Y)を呈し、未風化の礫を主体とする。

徳佐低地では、本面は標高300~350mに分布し、扇状地状を呈している。構成層は、

開作の Loc.6、鍋倉の Loc.7 において扇状地性の砂礫層が5m程度観察できる。Loc.7では数枚のシルトの薄層を挟んでおり、今回、段丘面下約3.5mの有機質シルト層に含まれる植物片の¹⁴C年代測定を行った結果、39,364-38,025 cal BP (Bata-329328)の年代値が得られた(第1表)。

地福低地では、本面は標高275~310mに分布し、扇状地状に発達する。構成層は、^{てんや}店屋の Loc.9 や地福下の Loc.12、13、14、18などで観察され、層厚5m程度以下の扇状地性の砂礫層よりなる。Loc.12、18では被覆層の下部にATテフラを挟在する^{13) 14)}。

渡川では、本面は標高255~260mにM面を切って発達する。構成層は、Loc.26では層厚約3mの基盤岩に載る砂礫層である。篠目では、本面は標高250~290mに発達する。構成層は、活断層露頭の Loc.32⁵⁾では基盤岩に載る層厚約8mの砂礫層である。

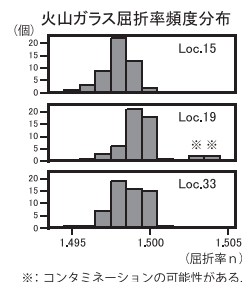
5) L2面

L2面は、段丘面の開析は進んでおらず、構成層の砂礫層はやや浅黄橙色(10 YR ~ 2.5 Y)を呈し、未風化の礫を主体とする。

徳佐低地では、本面は扇状地状を呈し、上位の段丘面を切って標高290~320mに発達する。構成層は、Loc.3、5では層厚3m程度の扇状地性の砂礫層で、M面構成層の砂礫層を不整合に覆っている。Loc.4では、扇状地性の砂礫、砂、シルト層がみられ、川

分析試料 採取地点 (地名)	段丘	全鉱物組成(%)					重鉱物組成(%)								火山ガラス型
		火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片 その他		Op _x	Cp _x	BHb	GHb	Op _q	Cum	Zr	Bt	
Loc.15 (地福下)	L2	11	8	0.5	77	3.5	0	0	0	0	95	0	5	0	bw>pm型
Loc.19 (地福下)	L2	83	7	1.5	5	4	67	3	0	13	15	0	0	1.5	bw≒pm型
Loc.33 (篠目)	L2	85	8	1.5	5	0.5	45	12	0	3.5	40	0	1	0	bw≒pm型

重鉱物組成: Op_x, Cp_x: 斜方・単斜輝石, BHb, GHb: 褐色・緑色角閃石, Op_q: 不透明鉱物, Cum: カミントン閃石, Zr: ジルコン, Bt: 黒雲母, 火山ガラス型: bw: パルウオール, pm: 軽石.



第6図 テフラ分析結果

試料を採取した露頭の位置は第3図、層準は第4図に示す。

崎¹²⁾が報告した厚さ約15 cmのATテフラを挟在する。

地福低地における本面は、阿武川沿いでは標高265～280 mに、朴川沿いでは標高約370 mまで分布する。本低地の本面は扇状地状を呈し、上位の段丘面を切って発達するが、盆地周縁では交叉して上位の段丘面を覆っている。構成層は扇状地性の砂礫層よりなり、Loc.8、10、15、16、19などにおいて約3～4.5 m観察できる。テフラについては、Loc.10やその周辺では砂礫層中にATテフラがしばしば挟まれている^{12)～14)}。Loc.15では砂礫層の下に赤灰色のシルト層があり、その中に火山ガラスが集積する層準が確認された。Loc.19では、砂礫層中に厚さ約10 cmの黄褐色テフラが挟まれる。Loc.15、19のものは、今回分析したところ、屈折率がそれぞれ $n = 1.495\text{--}1.500$ 、 $n = 1.496\text{--}1.501$ の火山ガラスを多量に含み(第6図)、ATテフラであると推定される。ただし、Loc.15のものは、火山ガラスの含有率が低い(第6図)ことなどから二次堆積と考えられる。このほか、三谷市のLoc.21でも扇状地性砂礫層中にATテフラを挟在する¹²⁾。

渡川では、本面は標高240～265 mに侵食段丘として分布する。構成層については、

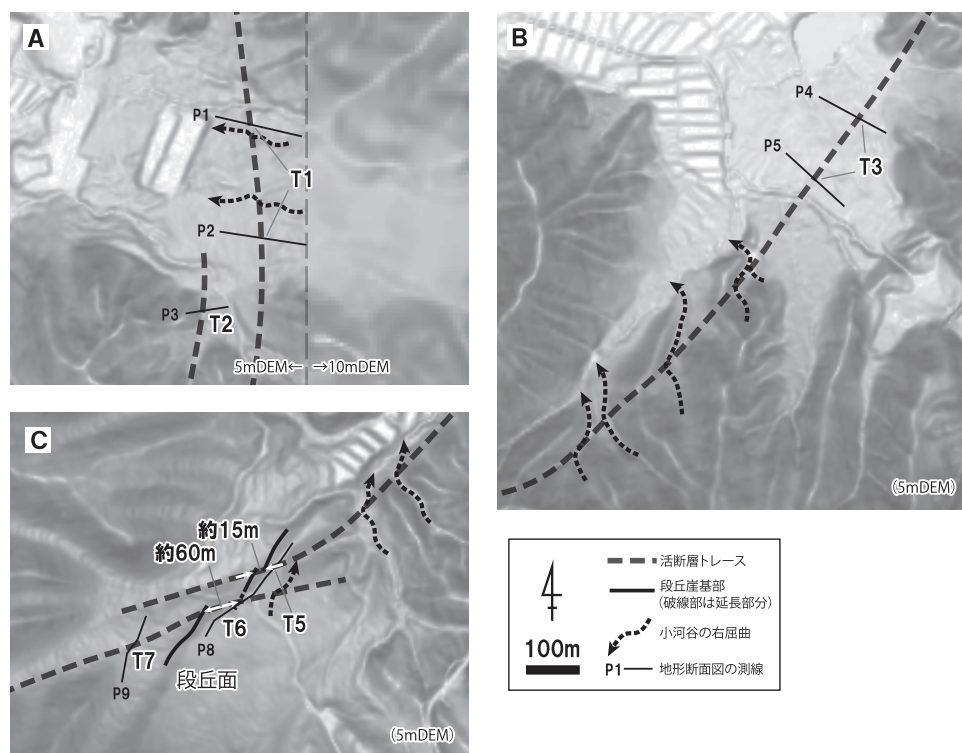
Loc.29において層厚5 m程度とみられる砂礫層が基盤岩に載っており、それを覆う扇状地性の垂角礫層(層厚約2 m)には厚さ約25 cmのATテフラを挟在する¹³⁾。篠目では、本面は標高235～270 mに侵食段丘として分布する。構成層は、Loc.31では層厚約3.5 mの扇状地性の砂礫層である。Loc.33ではL1面の下位に本面がわずかにみられ、構成層である扇状地性の垂角礫層中に厚さ約70 cmの黄褐色テフラが挟まれる²⁸⁾。これは、今回分析したところ、屈折率 $n = 1.495\text{--}1.501$ の火山ガラスを主体とし(第6図)、ATテフラであると推定される。

6) L3面

L3面は、L2面の下位に分布する侵食段丘であり、さらに2～3面に分けられる。開析はほとんど進まず、面の保存も良い。構成層は、観察できる露頭が少ないが、未風化の砂礫層から成っている。

V. 断層変位地形の記載

今回、詳細な地形判読および現地調査を行って変位地形を検討した結果、地福断層については、野坂山北方で弥栄断層から分岐して南西に延びている断層であることが判明



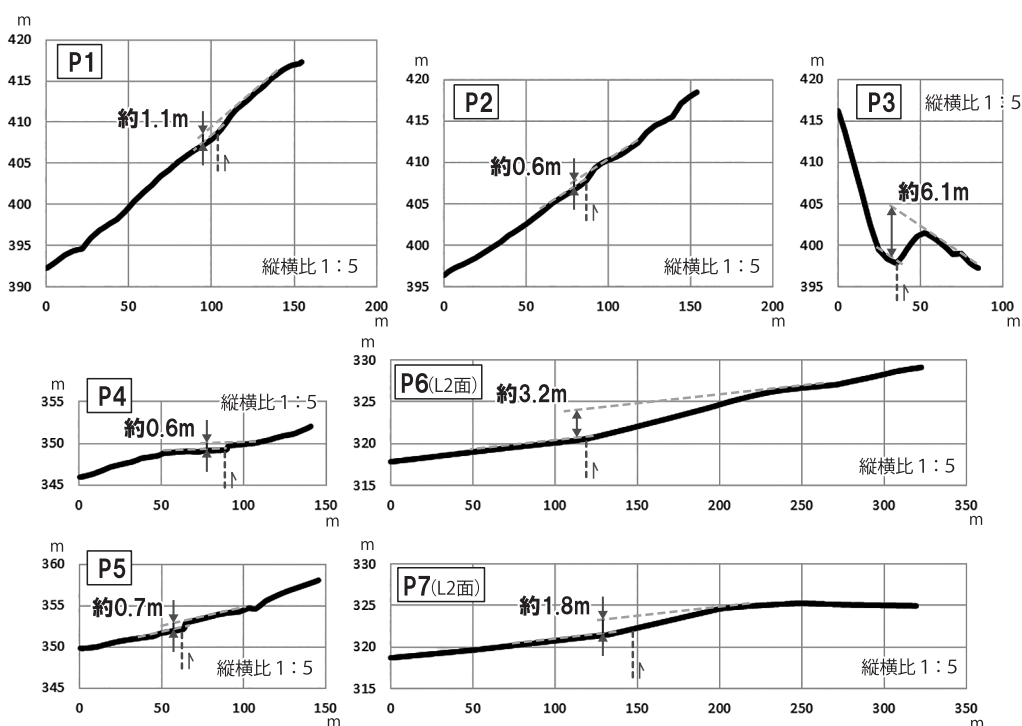
第7図 徳佐低地東縁および北縁周辺の変位地形
基図は地理院地図の傾斜量図を使用。図の位置は第2図に示す。

し、門林^{かどばやし}～蔵田、店屋～野戸呂、および三谷市～木戸山西方の活断層トレースが確認された。また、弥栄断層については、既報のものよりもさらに南西に延びて徳佐盆地内まで入っていることが明らかになった。以下、徳佐盆地周辺の活断層について、断層トレースを示した第2・3図、変位地形を示した第7～10図を用い、便宜上4区間に区分し北東から順に記載する。推定活断層とした区間については、本稿では記載を省略する。なお、本稿で扱う変位地形については「T」を付した番号を、地形断面図（第8・9図）の測線については「P」を付した番号をつけた。

1) 弥栄断層南西延長部(中座^{なかざ}～原山) (第2図)

この区間は、今回新たに活断層と認定され

た区間である。この区間では、断層に沿って系統的な小河谷の右屈曲が認められるほか、野坂山東方（第7図A）に分布する西に傾く扇状地面は、T1で断層の東側が0.6～1.1m高くなっている（第8図のP1・P2）。この扇状地面は開析度などから後期更新世の形成と考えられ、T1は低断層崖の可能性はある。T2では、東に傾く小扇状地（時代不詳）に東側が約6.1m高い低崖がみられ（第8図のP3）、これは逆向き低断層崖の可能性が考えられる。また、領家東方（第7図B）の北西に傾く扇状地面も、開析度などから後期更新世の形成と考えられるが、断層の南東側が0.6～0.7m高くなっているT3（第8図のP4・P5）も低断層崖の可能性はある。さらに、



第8図 弥栄断層に沿う地形断面図

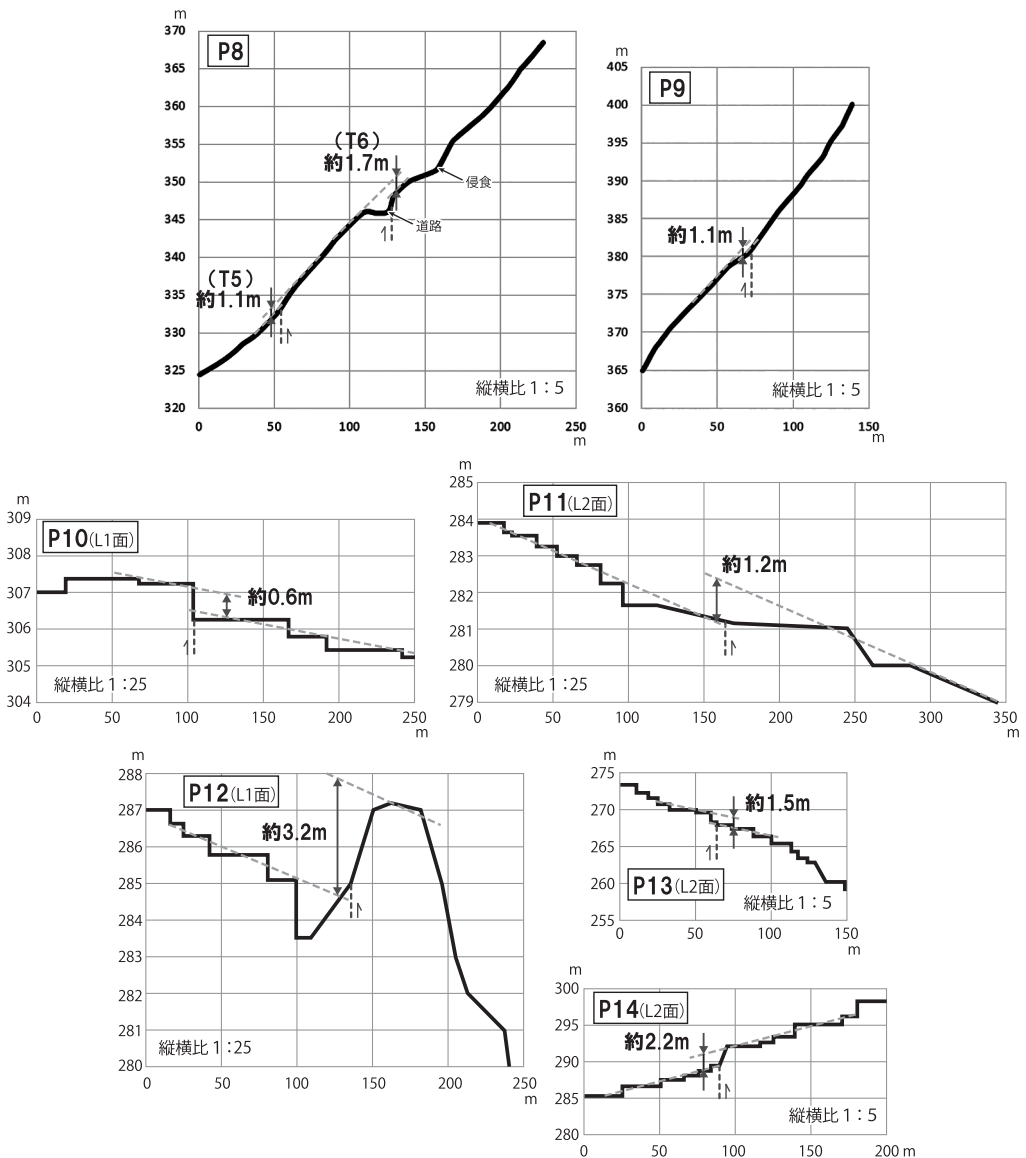
P1～P5：国土地理院発行の5mメッシュDEMデータからBlue Marble Geographics社製Global Mapperを使用して作成。測線の位置は第7図に示す。P6・P7：地理院地図の断面図作成ツールで作成（DEMデータは10mメッシュ）。測線の位置は第2図に示す。断面図は、左側が北西～西。

その南西において、原山の北西に傾く扇状地性のL2面は、T4で断層の南東側が2～3m程度高くなっており（第8図のP6・P7）、これも低断層崖または撓曲崖の可能性がある。

2) 地福断層北東部（門林～蔵田）（第2図）

この区間も今回新たに活断層と認定された区間である。野坂山北方（第7図C）には、開析度や堆積物から後期更新世の形成とみられる沖積錐起源の段丘があるが、その段丘面は、T5で断層の南側が約1.1m、T6で断層の北側が約1.7m高くなっている（第9図のP8）。T5とT6の西端では段丘崖がそれぞれ約15m、約60m右にずれ、T6の東端では段丘開析谷が約20m右屈曲している（第7

図C）ので、これらの地形は断層変位であると考えられる。ただし、これらの段丘崖や段丘開析谷は急勾配のdown-hill方向の谷およびその谷壁であり、その右ずれ量は断層変位量よりかなり大きくなっている可能性がある。さらに、隣接する山麓緩斜面もT7で断層の北側が約1.1m高くなっている（第9図のP9）。この付近では、断層は小さく左ステップしているものとみられ、断層に挟まれた部分は圧縮が働き隆起している可能性が考えられる。この西方では、断層は野坂山火山群の山体中を通過していると推定され、山体中の河谷4本（T8、T9、T11、T13）が40～140m程度右に屈曲し、山体の基部（T14）が80

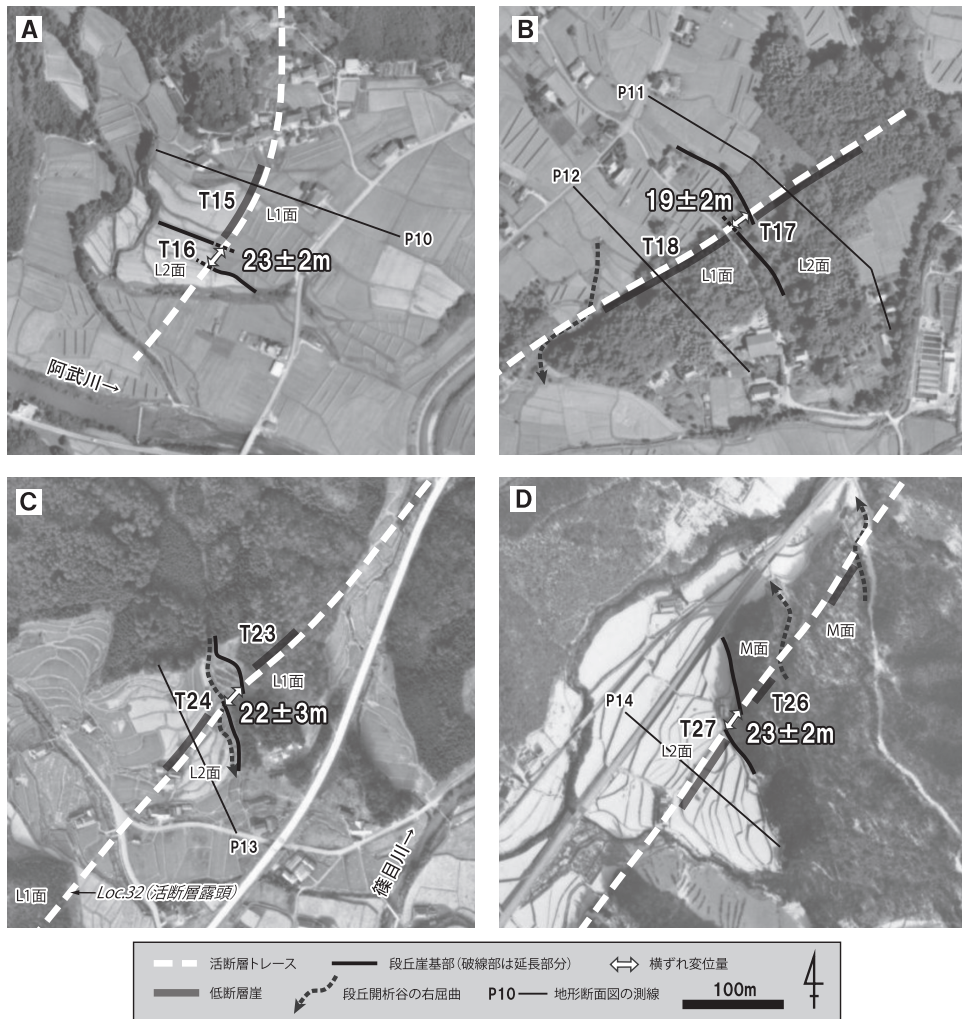


第9図 地福断層に沿う地形断面図

P8・P9：国土地理院発行の5mメッシュDEMデータからBlue Marble Geographics社製Global Mapperを使用して作成。図の左側が北東。測線の位置は第7図に示す。P10～P14：旧阿東町作製の圃場整備事業平面図から作成。図の左側が北西。測線の位置は第10図に示す。

～120m程度右にずれている。また、T10やT12では南東向きの山腹斜面に逆向き低断層崖が認められる。ただし、これらは南東側隆起を示すものではなく、横ずれに伴う見かけ

の鉛直変位の可能性がある。水戸から南西側においても谷壁の右ずれや断層鞍部などがみられる。羽波（第10図A）のT15では、南東に傾く扇状地性のL1面が断層の北西側で



第10図 地福断層に沿う段丘崖基部の右横ずれ

基図は地理院地図のオルソ化空中写真（1974年～1978年）を使用。図の位置は第2図および第3図に示す。

約0.6m高くなっている（第9図のP10）。断層の走向は段丘面の傾斜方向と斜交するので、この地形は低断層崖の可能性もある。さらにその南に隣接するT16では、現在は圃場整備による地形改変のため消失しているが、L2面の段丘崖基部が 23 ± 2 m右にずれているのが旧阿東町作製の圃場整備事業平面図と1970年代撮影の空中写真で確認でき（第10図A）、これも断層変位の可能性がある。

ただし、このL2面の鉛直変位は不明瞭である。

3) 地福断層中央部（店屋～野戸呂）（第3図）

この区間では、ほぼ全域で小河谷の右屈曲や断層鞍部がみられ、そのほかに、段丘面上の低崖、段丘面の右ずれ、段丘開析谷の右屈曲が確認された。佐川ほか⁶⁾は、店屋（第10図B）の複数の段丘面に南南東上がりの逆向き低断層崖がみられることを報告してい

る。今回作成した地形断面図から読み取ると、その変位量は、L1面のT18で約3.2 m（第9図のP12）、L2面のT17で約1.2 m（第9図のP11）であった。また、T17ではL2面の段丘崖基部が 19 ± 2 m 右にずれているのが確認された（第10図B）。渡川では、T19においてM面に比高約1 m（ハンドレベルでの計測）の南上がりの逆向き低断層崖が認められる。さらに、T20でのM面は、断層の南東側が約0.5 m（ハンドレベルでの計測）高くなっている¹⁷⁾。T21ではやせ尾根状のM面が70 m程度右にずれているとともに、南東側が5 m程度高くなっている。T22では、H面に比高5 m程度の北上がりの低断層崖と考えられる低崖が判読されるほか、この付近のH面やM面は断層の北側が数 m 高くなっている。本断層はこの西方の野戸呂で生雲断層と合流している。

4) 地福断層南西部（三谷市～木戸山西方）

（第3図）

三谷市付近から南側に分岐し木戸山西方まで延びるこの区間においても、ほぼ全域で小河谷の右屈曲や断層鞍部がみられ、そのほかに、段丘面上の低崖、段丘面の右ずれ、段丘開析谷の右屈曲が確認された。三谷市西方のLoc.24では、新期の砂礫層を変位させる走向N33°E、傾斜50°SE～90°の断層が確認された²⁹⁾。御堂原のLoc.30においては、篠目川河床の基盤岩を切る断層が報告されている^{30)～32)}。筆者らの観察によると、ここでは2本の断層がみられ、その走向・傾斜は、北西側のものがN59°E・88°SE、南東側のものがN48°E・80°NWであった。篠目（第10図C）のLoc.32では、森岡ほか⁵⁾によって、段丘（L1面）礫層を変位させる走向N47°E、傾斜82°NWの断層がみられる見事な露頭が

報告されている。また、その付近にある南南東方向に傾斜する扇状地性のL2面は、T24で断層の北西側が約1.5 m高くなっている（第9図のP13）。断層の走向は段丘面の傾斜方向と斜交するので、この地形は低断層崖であると考えられる。さらに、T24のL2面は段丘崖基部が 22 ± 3 m 右にずれており（第10図C）、隣接するL1面（T23）は断層の北西側が2 m程度高くなっている。森岡ほか⁵⁾は、Loc.34においても新期の砂礫層を変位させる走向N50°E、傾斜81°NWの断層を報告している。その南西のT25では、M面に南南東上がりの逆向き低断層崖が報告されており⁵⁾、筆者らのハンドレベルを用いた計測によると、その低断層崖の比高は約2.3 mであった¹⁷⁾。小河谷の右屈曲が連続する文珠（第10図D）では、北西方向に傾斜する扇状地性のL2面（T27）が、断層の南東側で約2.2 m高くなっている（第9図のP14）。断層の走向は段丘面の傾斜方向に直交するので、この地形は低断層崖であると考えられる。さらに、T27のL2面は段丘崖基部が 23 ± 2 m 右にずれており（第10図D）、隣接するM面（T26）は断層の南東側が3 m程度高くなっている。

VI. 考 察

1) 徳佐盆地の地形発達史

徳佐盆地の北縁で野坂山火山群が噴出し、北東流していた古阿武川が堰き止められて古徳佐湖³³⁾が発生した^{1) 10) 11)}。その後まもなくして、その湖水は長門峡から排水されるようになり、盆地内はM面構成層による埋積が進んだものとみられる。前述のように、徳佐低地においては徳佐中以北で層厚数十 m の厚い粘土・シルト層が確認され、M面

の離水期頃まで古徳佐湖が残っていたものと推察されるが、その南方の Bor.5、6 では層厚 25 m 以上の砂礫層が分布する²⁰⁾ ことから、徳佐中以南では早い段階から阿武川などが運ぶ砂礫によって湖が埋積されていたものと考えられる。同様に、地福低地においても、M 面構成層の構成物質・層相からみて、惣原付近に M 面の離水期頃まで湖が残存していたものと推察される。朴川沿い～渡川では、現在の佐波川上流部から古朴川によって供給されたとみられる砂岩礫が M 面構成層上部に含まれるので、その頃までには古朴川～阿武川が長門峡の方へ流下していたものと推定される¹⁸⁾。一方、L1 面以降の段丘面は、上位の段丘や基盤岩を切って発達し、薄い砂礫層で構成され湖成層は認められない。したがって、古徳佐湖は M 面の離水時に排水が進み、やがて消滅したものとみられ、M 面は湖水の排水による侵食基準面の低下で離水したものと推定される。L1 面以降の段丘面は、その後のさらなる侵食基準面の低下によって順次形成されたものと考えられる。

鷹の巣砂礫層と H 面の堆積・形成については、次のように考えている。鷹の巣砂礫層には、Loc.20、23 において現在の阿武川の流向とは逆の北東方向の古流向を示すインプリケーションが認められる。また、朴川沿い～渡川の M 面構成層に含まれる佐波川上流部起源の砂岩礫は、鷹の巣砂礫層にはみられない。したがって、同砂礫層は本盆地内を逆流していた古阿武川の堆積物である可能性が高い。一方、H 面の標高は三谷市～渡川で 280～290 m、御堂原で 270～280 m と南西側で低くなるので、三谷市以西の H 面構成層堆積期の河川はすでに現在と同様南西流していた可能性がある。H 面構成層は、鷹の巣

砂礫層と風化度・色調が似ており堆積年代が近いと考えられるので、H 面は、古徳佐湖の形成直後、湖水が長門峡の方に流出し始めた時期に形成されたものである可能性が考えられる。ただし、この推定は根拠となるデータが不足しているため確実ではない。

2) 段丘面の形成年代

M 面：前述のように、徳佐中の Loc.1、2 付近の本面は、付近に残存していた古徳佐湖に張り出す旧扇状地性三角州であると考えられるので、その標高約 310 m は、本面が離水する直前の古徳佐湖の湖面高度であるとみなせる。一方、貞行における湖成層のボーリング資料 (Bor.3、4:ともに標高約 300 m) では、深度約 5 m までは泥炭層、その下は粘土層となっており^{23) 24)}、Bor.3 においては泥炭層と粘土層の境界部分に約 85～90 ka 噴出の阿蘇 4 テフラ (Aso-4)²²⁾ を挟在する^{15) 23)}。これらのことは、Aso-4 降灰時頃に湖水が排水され貞行付近が湿地化したことを示している。前述のように、湖水の排水による侵食基準面の低下で本面が離水したと推定されるので、本面は Aso-4 の噴出年代である約 85～90 ka 頃に形成されたとみなすことができる。本面構成層に対比される湖成層 (徳佐層) の堆積開始時期、すなわち古徳佐湖の発生時期については、Bor.4 の深度 68 m のテフラのフィッシュ・トラック年代 (約 0.6 Ma) などから、これまで約 0.7 Ma とされていた²⁴⁾ が、この年代は、古阿武川を堰き止め湖をつくったと考えられる野坂山火山群の噴出年代 $0.46 \pm 0.05 \text{ Ma}$ ³⁴⁾ と矛盾していた。ところが最近、Bor.4 のそのテフラが約 250～270 ka 噴出の阿蘇 1 テフラ (Aso-1)²²⁾ に対比されることが判明した (京都大学・竹村恵二氏の未公表資料：山内・白石^{17) 18)} に掲載)。前

述のように、近接の Bor.3 では泥炭層直下に Aso-4 を挟在する^{15) 23)} ので、Bor.4²⁴⁾ の泥炭層直下（深度 5.5 m）の年代を Aso-4 降灰の約 85 ～ 90 ka とし、泥炭層直下～ Aso-1（深度 68 m、約 250 ～ 270 ka）～湖成層基底（深度 85 m）の堆積速度がほぼ一定であると想定すると、湖成層基底の年代は約 290 ～ 325 ka となる³⁵⁾。したがって、本研究では M 面構成層の堆積開始および古徳佐湖の発生時期を 300 ka 前後とする。

L1 面：L1 面の形成年代は、地福低地の Loc.12、18 において本面の被覆層の下部に AT テフラを挟在する^{13) 14)} こと、鍋倉の Loc.7 において段丘面下約 3.5 m の本面構成層中に挟在する植物片の¹⁴C 年代測定値が 39,364-38,025 cal BP (Bata-329328) を示したことなどから、約 35 ～ 40 ka と推定する。

L2 面：本調査において、3 地点（Loc.15、19、33）で本面構成層に挟まれるテフラが AT であることが判明した。また、これまでも本面構成層からしばしば AT テフラが発見されている^{12)～14)}。これらの AT テフラは、段丘面下 3.5 m 以内の砂礫層中に挟まれるので、本面は AT 降灰直後に離水した地点が多いと考えられる。ただし、渡川の Loc.29 では、AT テフラは本面上の小扇状地の砂礫層に挟在するので、一部の本面は AT 降灰直前に離水した可能性も考えられる。以上のことから、本研究では本面の形成年代を、AT の噴出年代である約 30 ka³⁶⁾ の付近と推定する。

H 面：確実ではないが、前述のように、H 面は古徳佐湖の発生（300 ka 前後）直後に形成された可能性が考えられる。

3) 活断層の後期更新世以降の変位様式および変位速度

小松原⁹⁾ は、地福断層を「地形的には不

明瞭であるが断層露頭が存在によって活断層と認定された断層」の典型例としていたが、これまで述べてきたように、今回同断層に沿って小河谷の系統的な右屈曲、段丘の右ずれなどの右横ずれ変位を反映した地形が多数認められた。その中には後期更新世の形成と推定される M 面、L1 面および L2 面を変位させるものがみられ、鉛直変位の向きが場所によって異なることも含めて、同断層は右横ずれの卓越した確実な活断層であることが地形からも確認できる。また、弥栄断層については、後期更新世以降の活動を示すと考えられる変位地形から、徳佐盆地内まで延びていることが判明した。さらに、地福断層は、野坂山北方で弥栄断層から分岐して南西に延びている断層であることも明らかになった。ただし、弥栄断層南西延長部と地福断層北東部は、断層トレースが平行四辺形に近い形となっており、段丘や扇状地などの鉛直変位の向きから、平行四辺形の内側が相対的に沈降していると推定される。したがって、この断層トレースに囲まれた徳佐低地は、断層の右屈曲または右ステップ部分に形成されたプリアパート盆地である可能性が考えられる。この推定が正しければ、地福断層は、弥栄断層の分岐断層ではなく、弥栄断層がさらに南西に延びているものであると解釈され、弥栄断層の南西部分を成す断層である可能性が考えられる。

断層の平均変位速度について、山内・白石¹⁷⁾ は、本地域周辺の活断層での算出において、段丘面の肩部の横ずれ変位量を用いているが、肩部は段丘の離水後に侵食されるため、変位速度の算出に用いるのは不適切である。本研究では、横ずれ変位量を最も精度よく保存していると考えられる段丘崖基部の横

ずれ変位量と、地形断面図から読み取った段丘面の鉛直変位量を用いて断層のネットスリップを求め、それから地福断層の変位速度を算出した。今回、段丘崖基部の横ずれ変位量と段丘面の鉛直変位量の両方が明らかになったのはL2面の3か所(T17、T24、T27)で、それらの値から同面におけるネットスリップは17.0～25.1 mと求められる。これをL2面の形成年代約30 kaで除することで地福断層の変位速度を求めると、0.6～0.8 mm/yrの値が算出される。鉛直変位が不明瞭であるT16におけるL2面の段丘崖基部の横ずれ変位量(23 ± 2 m)からも、同程度の0.7～0.8 mm/yrの値が算出される。これらの値は、日本の活断層の中で中程度のものであり、同断層は、田力ほか⁷⁾や小松原⁹⁾などが推定したような低活動度の活断層とは言えない。また、これらの値は、地震調査研究推進本部地震調査委員会¹⁹⁾が推定している弥栄断層の変位速度(0.4～1.2 mm/yr程度)の可能性があるとしている)と同程度であり、このことは、地福断層は弥栄断層の南西部分を成す断層の可能性があるという前述の推定に調和的である。

VII. まとめ

(1) M面は、古徳佐湖の排水による侵食基準面の低下で離水したものと推定される。L1面以降の段丘面は、古徳佐湖消滅後のさらなる侵食基準面の低下によって順次形成されたものと考えられる。

(2) 広域テフラや¹⁴C年代測定値、および段丘面の形成過程の検討から、各段丘面の形成年代は、M面：約85～90 ka、L1面：約35～40 ka、L2面：約30 kaと推定される。

(3) 地福断層に沿って、小河谷の系統的な右屈曲や後期更新世に形成された段丘の変位など、最近の地質時代の活動を明確に示す変位が多数確認された。また、変位地形から、弥栄断層が徳佐盆地内まで延びていることも明らかになった。地福断層は弥栄断層の南西部分を成す断層である可能性も考えられる。

(4) L2面の地福断層によるネットスリップが17.0～25.1 mであることから、同断層の変位速度は0.6～0.8 mm/yrと算出される。

〔付記〕本研究を進めるにあたり、元小郡町立小郡中学校(元山口大学大学院生)の故松尾征二先生、山口大学の楮原京子先生、広島大学大学院生の山中 蚩氏、(財)電力中央研究所の相山光太郎氏、元山口大学の金折裕司先生には、現地調査に同行していただくなど、有意義な討論や御助言をいただいた。広島大学の後藤秀昭先生には、地形研究全般にわたって御指導いただいた。(株)京都フィッシュン・トラックの檀原 徹氏、(株)地球科学研究所の松山澄久氏には、専門分野から貴重な御意見や御助言をいただいた。以上の方々に心から感謝の意を表します。

本稿は、日本第四紀学会2011年大会および平成23年度山口地理学会2月例会において発表したものの一部を、その後の調査に基づき再検討し、大幅に修正したものである。

本研究には財団法人山口県ひとづくり財団のひとづくり財団研究・研修助成事業助成金(代表者：山内一彦)の一部を使用した。

注

- 1) 小畑 浩(1991)『中国地方の地形』、古今書院。
- 2) 活断層研究会編(1991)『新編・日本の活断層一分布図と資料一』、東京大学出版会。
- 3) 中田 高・今泉俊文編(2002)『活断層詳細デジタルマップ』、東京大学出版会。
- 4) 金折裕司(他3名と共著)(2006)「山口県中部、大原湖断層系の性状と活動性」、応用地質、47、218-231。
- 5) 森岡達也(他3名と共著)(2007)「山口県中央部、徳佐一地福断層南西部と木戸山西方断層北東端の性状および活動性」、応用地質、48、

- 35-47。
- 6) 佐川厚志 (他 3 名と共著) (2008)「山口県中央部、徳佐一地福断層と迫田一雲断層の性状および活動性」、応用地質、49、78-93。
 - 7) 田力正好 (他 5 名と共著) (2015)「中国地方西部、冠山山地付近に発達する活断層群の分布と断層変位地形」、日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会予稿集、http://www.jsaf.info/pdf/meeting/2015/2015fall_p1.pdf 2016 年 1 月 6 日閲覧。
 - 8) 水野清秀 (他 8 名と共著) (2003)「山口県大原湖断層帯の活動性に関する地質調査(序報)」、活断層・古地震研究報告、3、175-184。
 - 9) 小松原琢 (2018)「京都府福知山市・尾藤断層(新称)の活断層露頭」、第四紀研究、57、31-37。
 - 10) 加藤哲也 (他 2 名と共著) (1966)「阿武川上流域の水系変化」、地理科学、6、65-77。
 - 11) 河野通弘・高橋英太郎 (1966)「山口県徳佐盆地の第四系と段丘について」、山口大学教育学部研究論叢(自然科学)、15、113-125。
 - 12) 川崎輝雄 (1995)「阿武川上流域における地形発達史」、日本地理学会予稿集、47、102-103。
 - 13) 山内一彦 (2003)「中国山地西部、徳佐盆地周縁における河川争奪」、立命館地理学、15、31-47。
 - 14) 松尾征二 (1981)「阿武郡旭村及び阿東町の洪積世火山灰層」、山口県の自然、5、12-18。
 - 15) 市谷年弘 (他 3 名と共著) (1996)「山口県徳佐盆地における 68 m ボーリング資料からの阿蘇 4 テフラの検出」、鳥取県立博物館研究報告、33、39-45。
 - 16) 市谷年弘 (他 4 名と共著) (2001)「山口県徳佐盆地における地質年代学的研究—ボーリング資料から Ata-Th テフラの検出—」、鳥取地学会誌、5、19-25。
 - 17) 山内一彦・白石健一郎 (2013)「中国山地西部、徳佐盆地およびその周辺部に分布する活断層の変動地形学的検討」、立命館地理学、25、15-35。
 - 18) 山内一彦・白石健一郎 (2014)「徳佐盆地周辺部の河川争奪に関する新たな知見」、エリア山口、43、19-33。
 - 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016)「中国地域の活断層の長期評価(第一版)」、http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16jul_chi_chugoku/chu_honbun.pdf 2017 年 5 月 20 日閲覧。
 - 20) 山口県 (1977)『土地分類基本調査 徳佐中・津和野』、山口県。
 - 21) 西村祐二郎 (他 3 名と共著) (2012)『山口県地質図 第 3 版(15 万分の 1)および同説明書』、山口地学会。
 - 22) 町田 洋・新井房夫 (2003)『新編火山灰アトラス』、東京大学出版会。
 - 23) 三好教夫 (1989)「徳佐盆地(山口県)における後期更新世の花粉分析(予報)」、第四紀研究、28、41-48。
 - 24) 竹村恵二 (他 4 名と共著) (1991)「山口県徳佐盆地の地下構造と堆積物」、地質学雑誌、97、15-23。
 - 25) 松浦浩久 (他 8 名と共著) (2007)『20 万分の 1 地質図「山口及び見島」』、産業技術総合研究所地質調査総合センター。
 - 26) 今泉俊文 (他 3 名と共著) 編 (2018)『活断層詳細デジタルマップ「新編」』、東京大学出版会。
 - 27) この砂質シルト層中には厚さ約 4 cm の薄桃色テフラを挟在しており、今回その分析を行ったものの、広域テフラとの対比はできなかった。
 - 28) このテフラの存在は、元山口大学の金折裕司氏に教えていただいた。
 - 29) この露頭の詳細については、別稿で報告する予定である。
 - 30) 高橋英太郎 (1981)「阿武郡阿東町内阿武川流域の榎野川構造線の位置」、山口地学会誌、9、3-4。
 - 31) 金折裕司 (1999)「中国地方西部におけるカタクレサイト帯の再活動と断層ガウジの形成」、月刊地球、21、22-29。
 - 32) 相山光太郎・金折裕司 (2019)「山ロー出雲地震帯西部に沿って新たに発見された活断層系」、地質学雑誌、125、555-570。
 - 33) 初期の古徳佐湖の範囲については、篠目川上流部まで(湖形成以前の阿武川と古阿武川の分水界は長門峡(前掲 10 など)、渡川~千頭間以東(前掲 11)、三谷市~渡川間以東(前掲 1)というように、これまでいくつかの説があるが、本研究ではそれに関する新たな情報は得られず、明らかにすることができなかった。ただし、湖成層と考えられる粘土・シルト層の西限は地福低地西縁の Bor.10、11(層厚 5 m 以上の砂混じり粘土層が分布: 前掲 20)であるので、少なくとも徳佐低地から地福低地にかけて湖が広がっていたことは確実であると考えられる。
 - 34) 鎌田浩毅 (他 2 名と共著) (1988)「九州中部—中国地方西部の火山フロントの形成年代」、月刊地球、10、568-574。
 - 35) ただし、Bor.3 の深度 35 m にあるテフラが約 240 ka 噴出の阿多鳥浜テフラ(Ata-Th: 前掲 22)に対比されている(前掲 16)ので、湖成層の下部の方は堆積速度が大きい可能性があり、湖成層基底の年代ももう少し新しい可能性がある。

- 36) Smith, V. C. et al. (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka, *Quaternary Science Reviews*, 67, 121–137.