

筑紫平野北東部，北野平野における 最終間氷期以降の段丘発達

黒田 圭介¹，加々島 慎一²，黒木 貴一³

Terrace Development of Kitano Plain
since the Last Interglacial Period

Keisuke KURODA, Shin-ichi KAGASHIMA, Takahito KUROKI

要 旨

北野平野におけるAso-4 火砕流到来以後の段丘発達を，火山灰編年や段丘構成層の粒度分析等から検討し，以下のことを明らかにした．1)北野平野の段丘面は，高位より甲条面，甘木Ⅰ面，甘木Ⅱ面に区分できる．また地下に埋没する古甘木面がある．2)レス中にあるK-AhとATの集中層位から，レスの堆積速度は $0.0201\text{m}/10^3\text{年}$ と見積もることができる．3)古甘木面は少なくとも約90,000年前，甲条面は約77,000年前，甘木Ⅰ面は約55,000年前，甘木Ⅱ面は約20,000年前に離水したと推定できる．4)甲条面形成時は，Aso-4 二次堆積物の土砂排出作用が，掃流性から土石流性に変化していき，甘木Ⅰ面形成時は，掃流性の土砂排出作用が働いた．5)北野平野のAso-4 火砕流到来以降の地形形成は，気候変化の影響を受けたサイクリックな形成過程を経ている可能性が示唆される．

【キーワード】 段丘，Aso-4，レス，火山ガラス，北野平野

I. はじめに

筑紫平野は，有明海沿岸部の白石平野，佐賀平野，筑後平野と，その北東部の北野平野の四平野で構成される九州最大の広がりを持つ堆積平野である（図1(a））．

この筑紫平野の有明海沿岸部については，日本有数の干満差が生み出す広大な干潟の背後に広がる海岸平野の形成に関する議論や，ボーリングコア解析による地下層序の解明などが進められてき

た．代表的な既往研究を挙げると，地質学的には有明海研究グループ（1969）が有明海沿岸部と有明海海底に分布する第四系を，下位より洪積層，新期阿蘇溶岩，島原海灣層，有明粘土層に区分し，有明海沿岸の基礎層序を確立した．また，下山ほか（1994）は有明海北岸低地に分布する第四系を下位より牛屋層，川副層，中原層，高木瀬層，Aso-4 火砕流堆積物，三田川層，蓮池層，有明粘土層に細分し，さらにAso-3，Aso-4，AT，K-Ahのテフラ層序を明らかにした．地形学的には，有

¹佐賀大学 教育学部 ²山形大学 理学部 ³関西大学 文学部

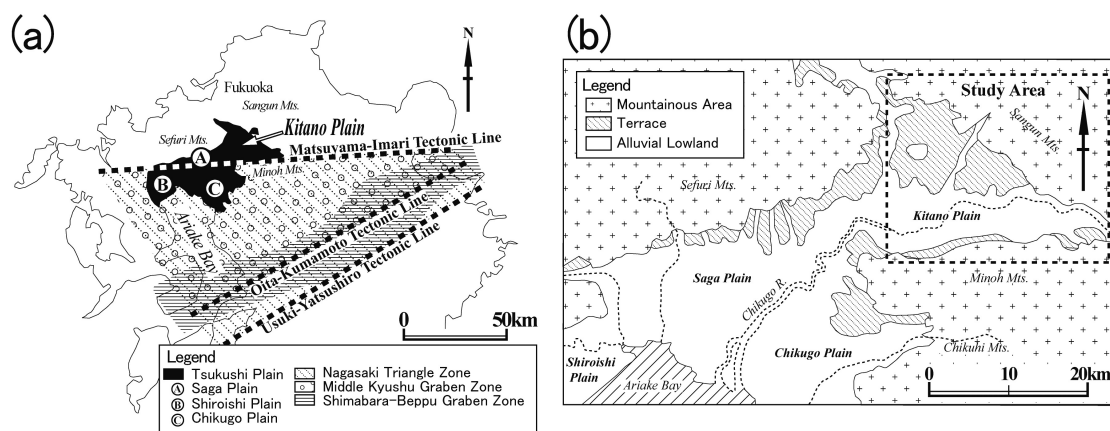


図1 : (a) 北部九州の構造線と筑紫平野 (b) 筑紫平野の地形概略図 (有明海研究グループ(1969)に基づく)

明海研究グループ(1969)が筑紫平野全域に発達する段丘を構成物質と分布高度から高位段丘面, 中位段丘面, 低位段丘面に区分し, 杉谷(1983)は有明海北岸平野の最終間氷期以降の地形形成を, 侵食・堆積作用を定量的に取り扱って議論した。

一方, 北野平野については主にテクトニクスの観点から議論が進められ, その研究対象地域も水縄断層系に沿う南縁部が主であった。例えば千田(1981)は, 耳納山地北麓扇状地に発達する低断層崖の連続性から水縄断層系の存在を明らかにし, 村橋(1995)は, ボーリングデータから北野平野南西部の地下にAso-3, Aso-4 テフラを見出し, それらの上下変位量から地下に伏在する活断層を見出した。木戸(1997)は水縄断層系を右横ずれとし, その原因をフィリピン海プレートの西進運動に求め, 北野平野を絶対的沈降域と位置づけた。これまでのところ, テクトニクスの議論を含めて北野平野全域の地形を研究対象としたものとしては, 大矢(1978)が地形面を, 下位よりデルタ, 扇状地, 下位扇状地, 段丘に大きく区分し, 扇状地の発達要因を平野部の沈降傾向に求めた以外にほとんど例がない。また, 北野平野における段丘分布やその特徴についても, 有明海研究グループ(1969)が筑紫平野全域を一括して取り扱った研究以外にほとんど例がなく, 詳細な地形形成史, 特に段丘編年学的な議論や地下地質構造の解明はあまりなされてこなかった。その理由として, 北

野平野の平野部は沈降傾向にあるため(大矢, 1978; 木戸, 1997), 段丘分布形態が不明瞭であることと, 地形面を覆う明瞭な指標テフラが乏しい火山灰稀産地域であることが考えられる。ここで, 松本ほか(2006)は, 北野平野北部に発達する扇状地に着目して地形発達史を編んでいるが, 離水年代の推定や詳細な段丘区分は行われていない。

そこで本研究では, 筑紫平野北東部, 北野平野における段丘編年を行い, 最終間氷期以降の, 特に段丘に着目した地形発達を明らかにする。

目的を達成するために, 空中写真判読や現地調査により段丘面区分と段丘構成層の記載を行うとともに, ボーリングデータを用いて地下地質構造と埋没地形面を明らかにした。また, 段丘離水年代については, 灰褐色細粒堆積物(以後, レスと呼ぶ)を用いたクロノメトリーにより明らかにした。

II. 研究対象地域の地形・地質概観

北野平野(図1(b), 図2)は, 北を三郡山地, 南を水縄断層が発達する耳納山地, 西を久留米狭窄部, 東を夜明峡谷に限られており, ラップ状を呈した断層角盆地とされる(大矢, 1978)。三郡山地から筑後川支流の宝満川, 小石原川, 佐田川等が発し, その河岸には広く段丘が発達し, 筑後

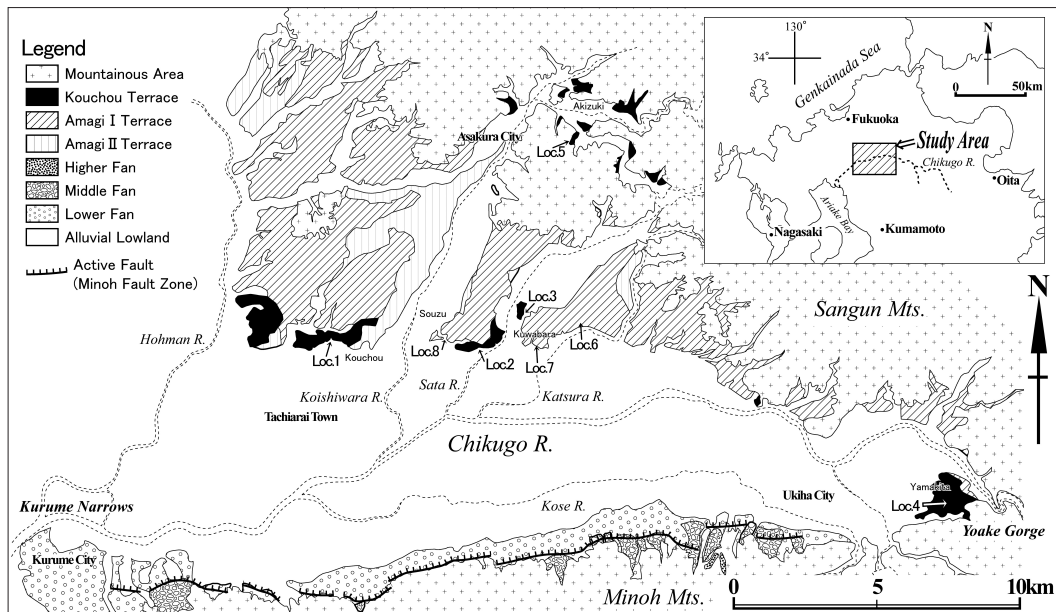


図2：北野平野の地形区分図

川本流沿いは沖積低地が広がる。一方、耳納山地の山麓線には、北落ちの正断層の集合体である水縄断層系（千田，1981）が東西に発達する。これにより相対的に高まった耳納山地の北麓には多段化した扇状地が分布する。

三郡山地は主に白亜紀の花崗閃緑岩と古生代の三郡変成岩類からなり、その山麓には一部鮮新世および中新世の安山岩類が分布するほか、Aso-4の熔結凝灰岩も見られる（図3）。一方、耳納山地は三郡変成岩類とそれに貫入する白亜紀の花崗岩類と安山岩類からなる（国土庁，1970）。沖積低地は主に暗灰～茶褐色の軟弱なシルト、砂からなり、礫をほとんど含まず腐植物に富む（大矢，1978）。

なお、耳納山地北麓の新时期扇状地構成層には約22,000～25,000年前のATが含まれ（千田ほか，1998），久留米市の沖積層の地下約20mには軽石と角閃石を多量に交える約90,000年前のAso-4が、地下約30mにはスコリアと軽石を交える約110,000～125,000年前のAso-3が分布する（村橋，1995）。

Ⅲ．研究方法

段丘区分を1/20,000空中写真判読（国土地理院1967年撮影）と現地調査により実施した。段丘構成層を観察できる露頭においては、その堆積物を記載し、露頭状況の良好な地点においては段丘構成層を採取し粒度分析を行った。採取した段丘構成層は105℃に保った乾燥機で水分を除去した後、2,000μm、850μm、420μm、250μm、75μmの篩で篩分し、各粒度の重量％、中央粒径と淘汰度、含泥率（75μm未満の粘土・シルト分割合）、含礫率（2,000μm以上の礫分割合）を測定した。採取した2,000μm以上の礫については、各段丘構成層における礫種構成比率を求めた。

また、地形と地質の関係と地形形成史を明らかにするために、研究対象地域内で行われたボーリング調査のデータを収集し、地形地質縦断面図と各地層の基底標高分布図と層厚分布図を作成した。なお、段丘離水年代は、各段丘構成層を被覆するレスを用いたクロノメトリーにより明らかにした。その詳しい方法についてはⅥ章にて述べる。

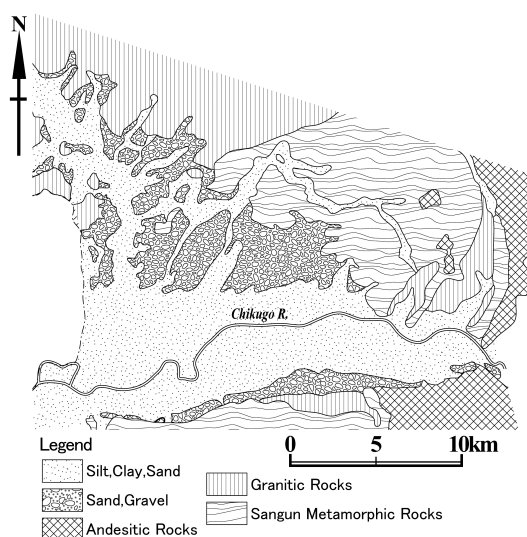


図3：北野平野の地質概略図
(国土庁(1970)に基づく)

IV. 段丘面の区分と段丘構成層の特徴

北野平野の段丘面は3つに区分でき、これらを本研究では高位より甲条面^{こうちよう}、甘木Ⅰ面、甘木Ⅱ面と称する。耳納山地北麓の扇状地は高位より、高位扇状地面、中位扇状地面、低位扇状地面に区分した。扇状地に関しては千田(1981)と同じ区分である。甘木Ⅱ面及び低位扇状地面の下位が沖積低地である。本研究では、北野平野北部の段丘を中心に議論する。

1. 段丘分布

図2に北野平野の地形区分を、図4に段丘面および現河床の縦断投影図を示す。

甲条面は堆積原面の保存が悪く、主に筑後川右岸の段丘末端部に断片的に分布する。模式地である大刀洗町甲条(図2, Loc.1)や、朝倉市小隈(図2, Loc.2)、朝倉市屋永(図2, Loc.3)、うきは市山北(図2, Loc.4)、朝倉市秋月(図2, Loc.5)などに分布する。甲条面の分布標高は約10~80m、筑後川の現河床との比高は約5~50mである。

甘木Ⅰ面は朝倉市中島田(図2, Loc.6)、朝倉市桑原(図2, Loc.7)、朝倉市草水(図2, Loc.8)などに分布し、朝倉市を中心に北野平野北部全体に広く分布する。甘木Ⅰ面の分布標高は約20~60m、筑後川の現河床との比高は約12~30mである。筑後川沿いの沖積低地に対し西では約3m、東では約25mの比高があり、筑後川上流ほど大きくなる。甲条面とは西では約1~8m、東では約10~20mの比高があり、東ほど大きくなる。甘木Ⅰ面は支流の宝満川、小石原川、佐田川において、上流側ほど沖積低地との比高が小さくなり、三郡山地の南麓付近では沖積低地の下に埋没する場合もある。

甘木Ⅱ面は、小石原川右岸側に広く分布する他は、北野平野北部に断片的に分布する。小石原川右岸側では、扇状に分布し扇状地のように見える。甘木Ⅱ面の標高は約8m~22mで、筑後川の現河床との比高は約1m~10mである。甘木Ⅱ面は、高い場所では沖積低地と約8mの比高があるが、三郡山地の南麓の北端と筑後川に近い南端では沖積低地下に没する。なお、甘木Ⅱ面については今回露頭を確認できなかった。

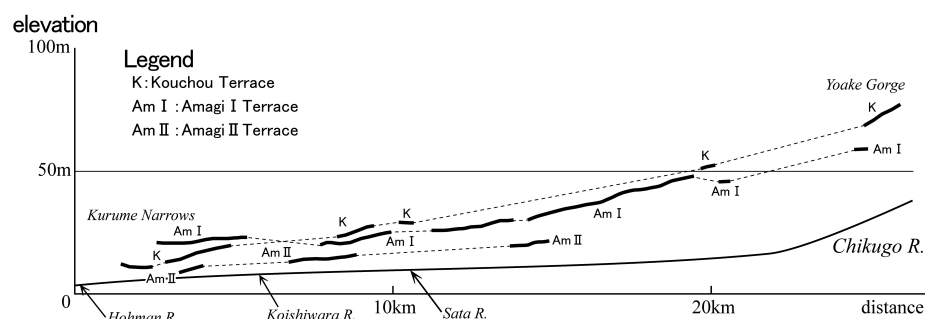


図4：段丘面および筑後川の現河床縦断投影図

2. 地形面構成層の特徴

本節では、甲条面、甘木Ⅰ面について、その構成層の特徴を記載する。露頭の場所を図2 (Loc.1～Loc.8) に、露頭柱状図を図5に示す。

1) 甲条面 (Loc.1～Loc.5)

甲条面構成層は、砂層・砂礫層・礫層からなる。砂層の淘汰はよく、10cm未満の細層による成層構造も見られる。砂礫層と礫層の淘汰は悪く、級化構造も見られず、礫も長軸方向に揃わない。砂礫層・礫層を構成する礫は、垂角～円礫の三郡変成岩・安山岩・花崗岩で、いずれも弱～未風化である。甲条面構成層中には角閃石と円磨された径3cm未満の風化軽石を含むことが多く、しばし

ばレンズ状に濃集している。北野平野において、未固結堆積物でそのマトリックスに角閃石と風化軽石を含む堆積物は、Aso-4 由来の堆積物以外の可能性は低い(村橋, 1995)。そこで本研究では、甲条面を構成するAso-4 由来の堆積物を、一括してAso-4 と呼称する。なお、説明上必要な場合はその限りではない。地上に露出する本段丘層の層厚は約1～2.5mで、本層の下限はほとんどの場合沖積低地下に没している。また、上面は層厚約0.5～1.5mの灰褐色～茶褐色のレスに覆われることが多い。このレスに堆積構造は見られず塊状で、堆積物中に礫はほとんど含まれない。

甲条面構成層の代表的な地点ごとの特徴を見ると、Loc.1 (大刀洗町甲条) では表層土およ

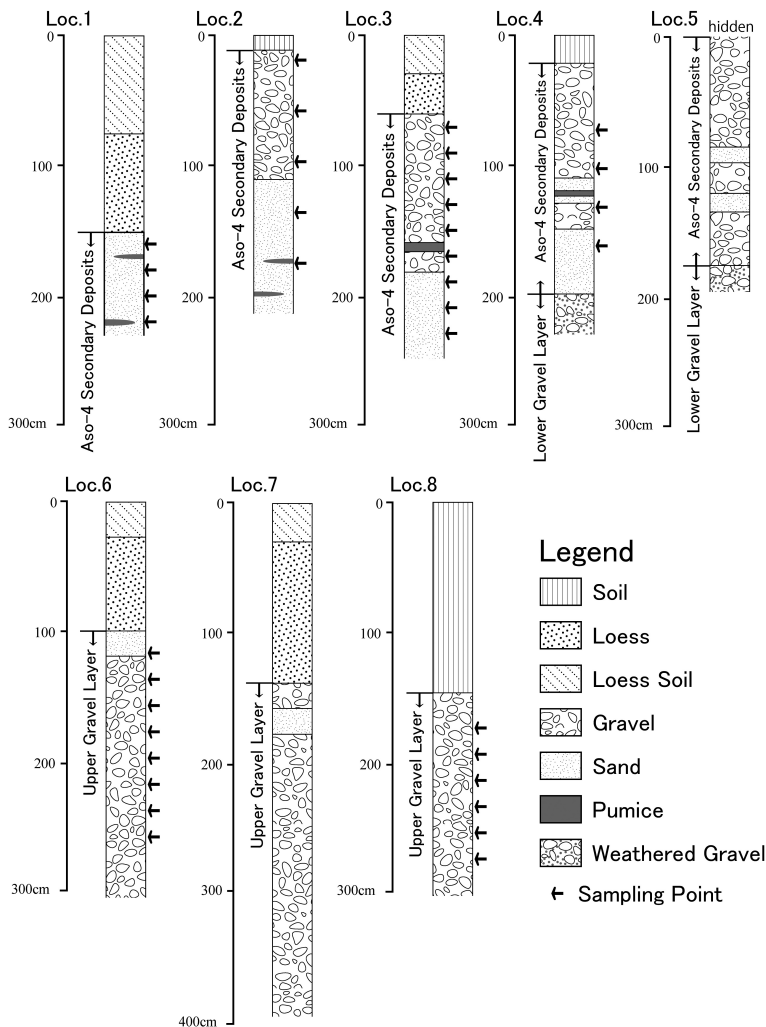


図5：露頭柱状図
(Loc.は図2を参照)

びレスの下位に、三郡変成岩と安山岩と花崗岩の径約1cm未満の礫を微量含む淘汰の良い砂層からなるAso-4が観察できる。Aso-4のマトリックスは褐色～灰褐色の火山灰質シルト・粘土で、その中に角閃石と円磨された最大径2cmの風化軽石を多く含む。本層は、層厚約10cmの細層による成層構造が明瞭で、所々に風化軽石の濃集層を最大層厚3cmでレンズ状に挟む。

Loc.2(朝倉市小隈)では、下部の砂層中に含まれる礫の大半は新鮮であるが、一部弱風化した亜円～円礫の三郡変成岩と安山岩の礫が含まれる。マトリックスはシルト・粘土質の褐色～灰褐色の細粒分である。その中には角閃石と最大径2cmの円磨された風化軽石を多く含む。砂層はLoc.1の層相と酷似しており、約10cm層厚の細層による成層構造が明瞭で淘汰が良く、所々に円磨された風化軽石の濃集層が最大層厚3cmでレンズ状に挟まる。上部の砂礫層のマトリックスは砂で、下部の砂層ほど風化軽石や角閃石を含まない。主な構成礫種である安山岩礫は未風化で、平均礫径は約7cmである。

Loc.3(朝倉市屋永)では層厚約0.5mのレスの下位に、Aso-4が観察できる。砂層中には礫径1cm未満の弱～未風化の三郡変成岩と安山岩の亜円～円礫をわずかに含む。シルト・粘土質の褐色の細粒分のマトリックスを持つ。その中には最大径約3cmの円磨された風化軽石や多量の角閃石を含む。上部の砂礫層は淘汰の悪い最大礫径約15cmの未風化の亜角～円礫層である。マトリックスは砂で、その中に最大径3cmの風化軽石や多量の角閃石を含む。

Loc.4(うきは市山北)では、Aso-4とその下位層との接触関係を観察できる。上部の礫層はマトリックス中に多量の角閃石と最大径約2cmの円磨された風化軽石を含む。礫は亜角～円礫であり、平均礫径約8cmで最大礫径約30cmの未風化の三郡変成岩と安山岩である。その下位には、砂層と風化軽石濃集層の互層を挟んで、平均礫径約7cmの未風化の三郡変成岩と安山岩を主体とする砂礫層がある。マトリックスは砂で、その中に多量の角

閃石と最大径約3cmの円磨された風化軽石を含む。下部の砂層は、マトリックス中に最大径約1cmの風化軽石と多量の角閃石を含む。本層は淘汰が良く、5cm以下の細層による成層構造が見られる。マトリックスはシルト・粘土質の灰褐色の細粒分である。Aso-4の下位は、赤色化した風化礫を主体とする礫層である。その礫は最大径15cmの亜円～円礫の三郡変成岩と安山岩が主体で、多くが風化している。マトリックスは砂混じりのロームで、風化軽石や角閃石は含まれず、Aso-4と本層との境界は明瞭である。

Loc.5(朝倉市秋月)は山間部の斜面に堆積するAso-4が観察でき、層厚は7mを超える。概説すると、下限から約1mは粘土質のAso-4で、礫をほぼ含まない。その上部は砂礫層(層厚約50cm)と砂層(層厚約2.5m)である。砂礫層は最大礫径15cmの安山岩の角～亜角礫が主体である。砂層中には最大礫径15cmを超えるオレンジ色の風化軽石が含まれる。砂層上部は砂礫層(層厚約2m)で、炭化木片を所々に含む。いずれの層位にも角閃石と風化軽石を含む。

2) 甘木I面(Loc.6～Loc.8)

甘木I面構成層は、マトリックスにAso-4を由来とする角閃石や風化軽石をごく微量含む、淘汰の良い礫層からなる。地上に露出する本段丘層の層厚は約1.5～3.5mで、本層の下限はほとんどの場合沖積低地下に没している。本層を構成する礫は主に未風化の亜円～円礫の三郡変成岩で、マトリックスは砂である。甘木I面構成層の一部は甲条面と同様に、層厚1m前後の灰褐色～茶褐色のレスに覆われることが多い。

甘木I面構成層の代表的な地点ごとの特徴を見てみると、Loc.6(朝倉市中島田)では、層厚約0.8～1.1mのレスの下位に、未風化の三郡変成岩礫を主体とする淘汰の良い礫層が観察できる。礫層は最大礫径10cm、平均礫径約5cmの扁平な亜円～円礫で構成されている。礫の長軸方向はほとんどの場合水平方向に近い。マトリックスは砂で、角閃石を微量含む。

Loc.7(朝倉市桑原)は、層厚約1mのレスの下位に、未風化の三郡変成岩礫を主体とする淘汰の良い礫層が観察できる。礫層は最大礫径約15cm、平均礫径約7cmの扁平な亜円～円礫で構成されている。礫の長軸方向はほとんどの場合水平に近い。マトリックスは砂で、角閃石を微量含む。

Loc.8(朝倉市草水)では、未風化の三郡変成岩の礫が主体の礫層が観察できる。礫層は最大礫径約5cm、平均礫径約3cmの扁平な亜円～円礫で構成されている。マトリックスは砂で、角閃石を微量含む。礫層中には最大層厚4cmの砂層をレンズ状に挟む。

3. 段丘構成層の堆積様式

各段丘構成層の特徴から、堆積物の堆積様式を検討する。各段丘構成層の粒度分析結果を図6に示す。なお、今回甘木Ⅱ面の構成層は観察できなかった。

1) 甲条面構成層

筑紫平野の地表で観察できるAso-4由来の堆積物は火砕流堆積物とされ、白色粘土質火山灰土である八女粘土層と、オレンジ色の火山灰土である鳥栖ローム層に区分され、広く指標層として用いられている。しかし、北野平野に分布する甲条面構成層はその層相や構成物質の特徴から、火砕流堆積物以外のものである可能性が高い。

郷原ほか(1964)は八女粘土層に含まれる白色軽石が横に長くのびて流動の跡をとどめていることから、八女粘土層を熱雲流の堆積物と位置づけた。しかし、北野平野の段丘構成層においてそのような傾向は見られず、軽石はほとんどの場合、円磨を受けて楕円～円形を呈している。また、礫の多くは円磨された亜円～円礫で、角礫は少なく、級化構造はあまり見られない。以上より、甲条面構成層は一次の火砕流堆積物である積極的な根拠は見いだせないため、この構成層は周辺山地などから運搬されてきた二次堆積物であると考えられる。

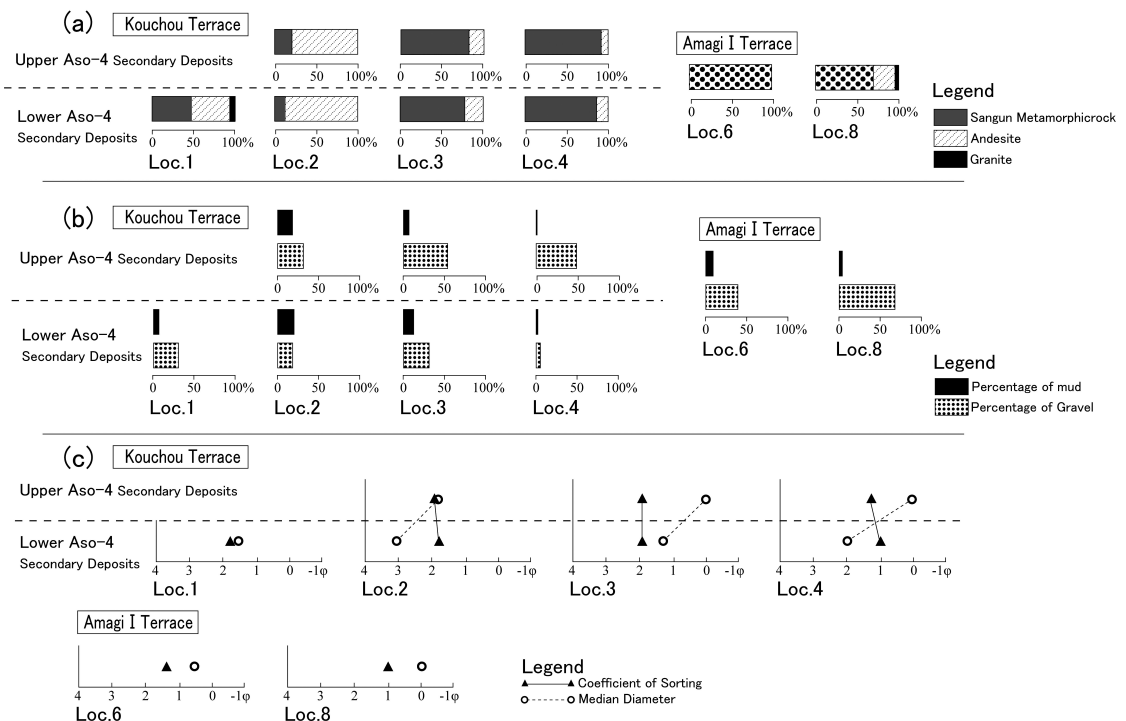


図6: (a) 礫種構成比率 (b) 含泥率と含礫率 (c) 淘汰度と中央粒径 (Loc.は図2および図5を参照)

甲条面構成層は層相の特徴(図5)と中央粒径 ϕ (図6(a))の違いから上部の礫層・砂礫層と、下部の砂層に明瞭に二分することができる。下部の砂層は淘汰が上部に比べて若干良く(図6(c))、成層構造や風化軽石の集中層位が各所に見られる。また、本層の含礫率は上部に比べて低く(図6(b))、含泥率は上部の礫層・砂礫層とそれほど大きな相違は見られない(図6(b))。よって、本層は泥流や土石流として乱堆積したのではなく、掃流堆積したものであると考えられる。

上部の礫層・砂礫層は淘汰が若干悪く(図6(c))、礫が長軸方向に揃わない礫層・砂礫層である。成層構造や級化構造は見られず、砂や風化軽石の集中層位も見られない。また、礫のほとんどは円磨されており、角礫はあまり含まれない。よって、本層は土石流性の堆積物である可能性がある。上部にせよ下部にせよ、Loc.2 以外は三郡変成岩が多く含まれるため(図6(a))、北野平野北部からの支流によって運搬されてきた可能性が高い(図3)。

2) 甘木 I 面構成層

甘木 I 面構成層は淘汰が甲条面構成層より良く(図6(c))、礫が水平方向に規則性を持って配列

する礫層である。マトリックスは砂で、礫層中には砂層をレンズ状に挟むことがある。以上の特徴から、甘木 I 面構成層は掃流堆積物であると考えられる。構成礫種は三郡変成岩が主であるため(図6(a))、甲条面構成層と同様、北野平野北部からの支流によって運搬されてきた可能性が高い(図3)。

V. 地下地質構造

北野平野の地下地質構造を明らかにするために、ボーリングデータを収集した。これは主に公共事業を行った際のものである。ボーリング地点の標高は、各市町発行の1/5,000や1/2,500などの大縮尺地図で確認した。地質区分は最終間氷期後の段丘発達を明らかにするという実態に即して、上位より沖積層、上位砂礫層、Aso-4、下位砂礫層、Aso-3、基盤岩の6区分とした。模式柱状図を図7に示す。

次に、区分した各地層の関係を地質縦断面図で示し、地下地質構造と地形面との関係を検討した。地質縦断面図を図8に示す。地質縦断面図の上面標高は各市町発行の1/5,000や1/2,500などの大縮尺地図で確認し、段丘崖などによる標高差をな

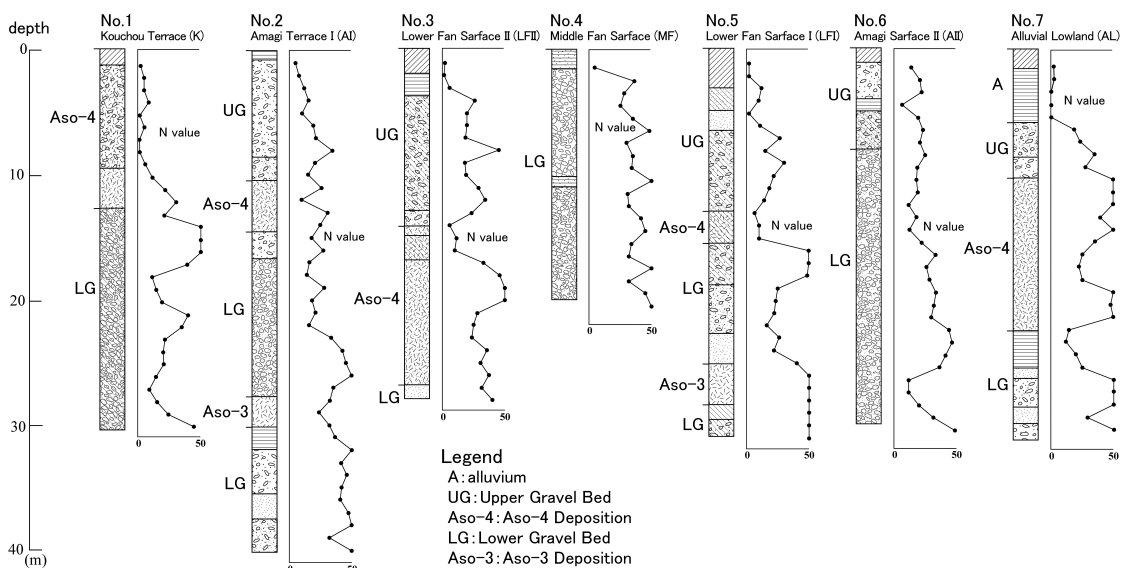


図7：代表的なボーリング柱状図

るべく正確に表現した。

また、Aso-4、上位砂礫層、沖積層については基底標高分布図と層厚分布図を描き（図9）、その形態から推定される基底下の埋没地形面と各層の堆積状況および、谷形状から古筑後川を推定した。ここで、例えばAso-4がボーリングデータに記載がない場合は、その下位層の下位砂礫層の上面標高をAso-4基底標高と同義とみなして分布図を作成した。基底標高分布と層厚分布は、地質縦断面図で用いたボーリングデータ以外のものも使用してコンターマップを描いているため、基底標高や層厚の分布が地質縦断面図と必ずしも一致しない。なお、図9(a)のAso-4基底標高分布は、下位砂礫層の上面標高分布と、図9(b)の上位砂礫層基底標高分布はAso-4の上面標高分布と、図9(c)の沖積層基底標高分布は上位砂礫層の上面標高分布とほぼ同義である。

1. 地下地質区分

1) 沖積層

最上位にありN値が10未満の地層に対し、ボーリングデータには「砂礫層」、「砂層」、「粘土層」、「シルト層」、「埋土」、「盛土」、「耕田」の記載がある。これらを沖積層とした。ボーリングデータから推定される沖積層の平均層厚は4.5m、平均基底標高は15.1mである。なお、沖積低地や段丘上の黒土やレスによるN値10未満の地層は黒土に一括した。沖積層は、下山ほか（1994）の蓮池層に対比される。蓮池層は非海成沖積層の総称で、蓮池層下部にはAT火山灰を含むとされる。

2) 上位砂礫層

沖積層の下位は「砂礫」、「礫」、「礫混じり砂」等と記載され、N値が10以上の地層となる。これらは主にAso-4の上位に分布するため、本層を上位砂礫層と呼ぶ。記載の層相は、マトリックスは主に砂で一部シルト、粘土を挟み、構成礫は未風化の三郡変成岩を主体とし、一部花崗岩を含む。ボーリングデータから推定される上位砂礫層の平均層厚は7.3m、平均基底標高は11.4mである。なお、

上位砂礫層の層相は甘木I面の露頭観察結果と調和的である。

3) Aso-4

上位砂礫層の下位には「凝灰質砂」、「凝灰質細砂」、「凝灰質シルト」、「火山灰」、「火山灰質砂」等と記載される地層がある。本層のマトリックスは主に砂で軽石を含むことが多い。N値はばらつくが、全体的に上位砂礫層よりも低く、沖積層よりは高い。本層をその層相および層位を、村橋（1995）の記載と対照すると、北野平野地下に埋没しているAso-4に対比できる。ボーリングデータから推定されるAso-4の平均層厚は5.4m、平均基底標高は6.5mである。なお、Aso-4の層相は甲条面の露頭観察結果と調和的である。

4) 下位砂礫層

Aso-4の下位には、構成礫種が「クサリ礫」、「風化礫」と記載されることの多い「砂礫」、「礫」、「礫混じり砂」等と記載されるN値が10以上となる地層がある。これらは主にAso-4の下位に分布するため、本層を下位砂礫層と呼ぶ。記載の層相は、マトリックスは主に砂で一部シルト、粘土を挟み、構成礫は三郡変成岩や花崗岩を主体とし、その色調は「赤褐色」や「褐色」とされることが多い。

5) Aso-3

下位砂礫層中には、「凝灰質砂」、「凝灰質細砂」、「凝灰質シルト」等と記載される地層がしばしばある。本層のマトリックスは主に砂で軽石を含むことが多い。N値はばらつくが、全体的に上位砂礫層や下位砂礫層よりも低く、沖積層よりは高い。色調は「黒～黒灰色」であり、ボーリングデータの中ではAso-4とともに特異なため、明瞭な指標層となる。本層をその層相および層位を村橋（1995）の記載と対照すると、北野平野地下に埋没しているAso-3に対比できる。

6) 基盤岩

ボーリングデータ最下位に記載されおり、白亜

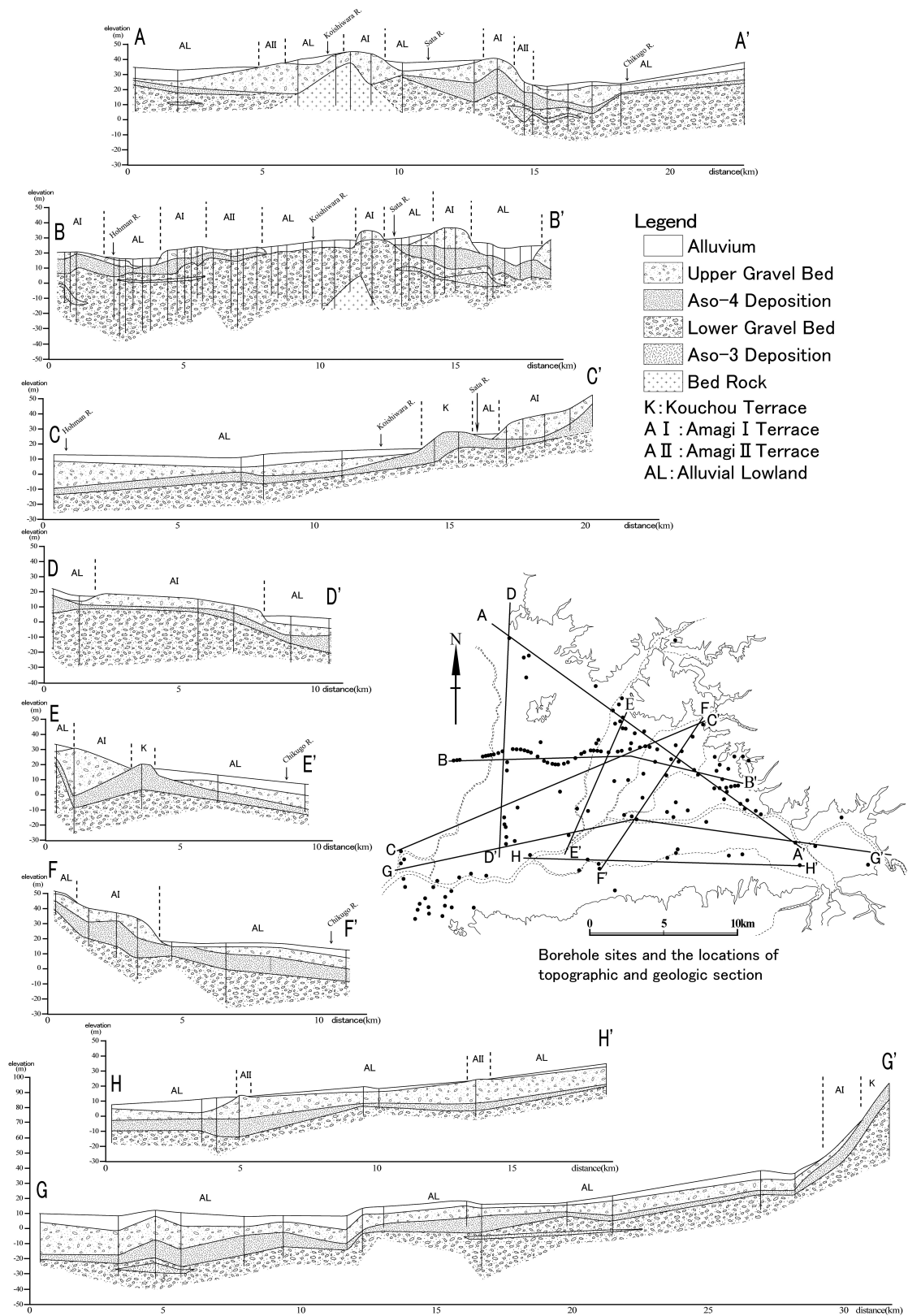


図 8 : 地質縦断面図

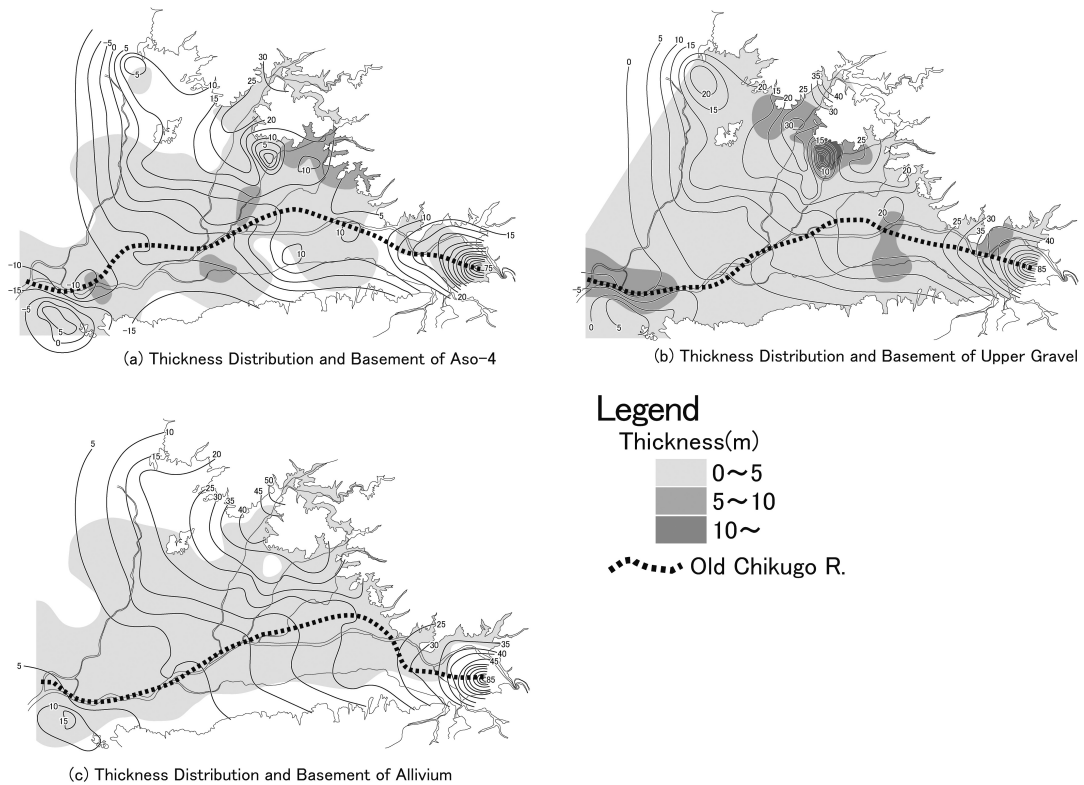


図9：基底標高および層厚 (a) Aso-4 (b) 上位砂礫層 (c) 沖積層

系の花崗岩、古生界の変成岩とされ、砂礫、粘土、シルトをまったく含まず、N値が30~50以上と高い地層を基盤岩とした。

2. 地下地質構造と地形面との関係

地下地質構造と埋没地形面及び層厚分布の様相から、各層の堆積・侵食状況を検討する。図10に地形面のモデル図を示す。

1) 古甘木面と下位砂礫層

下位砂礫層はAso-4の下位に典型的に分布し、層厚は概ね30mを超える。本層の上面はAso-4に比べて起伏が比較的小さく、平坦面を作ることが多い(図8(B-B'))など。筑紫平野の有明海沿岸地域はAso-4火砕流堆積物に覆われ、当時の地形面が化石化されたことと照らし合わせると(杉谷, 1983), この平坦面は当時離水していた段丘面である可能性があり、段丘崖のような地形も見

られる(図8(B-B'), (C-C'), (G-G')など)。下位砂礫層を構成層とするこの埋没段丘を、本研究では古甘木面と呼称する。本面は三郡山地南麓部に沿って、明瞭な段丘崖を伴って標高5~15mの広い段丘面を形成しており、北野平野の小石原川上流部と筑後川上流部では扇状地状の地形が見られる(図9(A-A'))。この扇状地は、当時形成中であったか、離水していたかについてはボーリングデータによって判断するのは難しいのでその言及は避ける。

2) 甲条面とAso-4

Aso-4は沖積層や上位砂礫層の下位に広く分布し、下位砂礫層の形成する凹地や谷を埋めるように分布する。C-C'やE-E'やG-G'では、甲条面がAso-4の堆積面となっている。本層上面は、下位砂礫層のように平坦面を作ることが少なく、不均等な起伏を受けている場合が多い(図8(E

－E'）など）。

Aso-4 の層厚は、南北方向で見ると北側のほうが若干厚い（図8（C－C'），（E－E'），（F－F'），図9（a））。また、北野平野北西部や耳納山地北麓部ではAso-4 が欠如する場合が多い（図9（a））。また、小石原川流域付近でもAso-4 が欠如することが多い（図8（A－A'），（B－B'））。これはこの河川が作る扇状地状の地形面に堆積物を保持する力が少なく、主に岩屑の送流区間となっていた可能性を示唆する。

Aso-4 の堆積原面は保存が悪く、堆積直後の層厚や上面標高を推定することは困難である。しかし、前述の通り、当時の地形面がAso-4 に覆われたと考えれば（杉谷，1983），地質縦断面図やAso-4 上面標高分布に表れる起伏は、本層堆積後、河川の侵食作用に起因して形成されたものと考えることができる。三郡山地から発する流域に分布するAso-4 上面は不均等な下刻を受けていることが多く、残丘状の地形を形成したり（図8（C－C'））、深い谷を形成したり（図8（E－E'））と起伏に富む。一方、筑後川流域部に分布するAso-4 上面はなだらかな斜面となることが多い（図8（A－A'），（C－C'），（H－H'）など）。これは、Aso-4 堆積後、筑後川支流の各河川が河道を変化させて本層上面を下刻したが、特に筑後川本流は支流よりも強い侵食力をもって本層上面を下刻・側刻し、地形面を均したと推定される。

3）甘木Ⅰ・Ⅱ面と上位砂礫層

上位砂礫層はAso-4 の上位に広く分布し、各所で甘木Ⅰ・Ⅱ面を形成している（図8（B－B'）など）。上位砂礫層の上面は、Aso-4 のように不均等な起伏が少なく、三郡山地南麓部に扇状地状の地形を形成しているように見える（図9（C－C'））。

上位砂礫層は、特に支流上流域のAso-4 火砕流堆積物等が形成する凹地や谷を層厚10m以上で厚く埋積する（図8（A－A'），（C－C'），（E－E'））。しかし、支流中流域付近では5 m以下と薄く、欠如する場合もある（図8（B－B'））。また、筑後

川流域付近では、Aso-4 が形成する緩斜面を、概ね層厚10m以上で平坦化するように上位砂礫層が堆積する（図8（H－H'），（G－G'）など）。以上より、上位砂礫層は主にAso-4 や下位砂礫層が形成する起伏を平坦化するように堆積し、北野平野を全体的に均したと予想される。沖積層基底標高分布、すなわち上位砂礫層の上面標高分布（図9（c））を見てみると、支流の上流から下流にかけて等高線が同心円状に分布することは、その考えを支持する。

筑後川本流沿いの上位砂礫層は明瞭な段丘崖を形成することが多く（図8（A－A'），（D－D'），（F－F'））、甘木Ⅰ面離水後には筑後川が上位砂礫層を側刻したと考えられる。しかし、三郡山地から発する流域に分布する上位砂礫層は明瞭な段丘崖を形成せず、なだらかな斜面となる場合が多い（図8（A－A'），（D－D'），（F－F'））。例えば、E－E' の北部はAso-4 上面が大きく下刻を受けており、上位砂礫層堆積以前までは強い侵食を受けていた地域と考えられるが、上位砂礫層上面はほとんど侵食を受けていないように見える。B－B' の東部は大きな下刻を受けているように見えるが、これは筑後川の当時の流路が現在より北側にあった可能性を示す。図9（c）を見てみると、現筑後川のやや北側に明瞭な谷を刻んでいることは、この考えを支持する。以上より、流域に分布する上位砂礫層は、筑後川本流沿いほど侵食を受けなかったと考えられる。

甘木Ⅱ面は上位砂礫層の上面標高の不連続から、A－A' とB－B' で顕著に認められる。A－A' の佐田川流域は、沖積層堆積直前までは甘木Ⅱ面として平坦面を形成していたと考えられるが、現在は沖積低地下に没している。同じ状況をB－B' の西部や、D－D'、E－E'、F－F' で見ることができる。地質縦断面図を概観すると、上位砂礫層の上面の、凸の部分が甘木Ⅰ面、凹の部分が甘木Ⅱ面と考えられる（図10）。このような状況から、甘木Ⅱ面は上位砂礫層の離水後、さらに侵食を受けて一段低い位置に形成された地形面であると予想される。

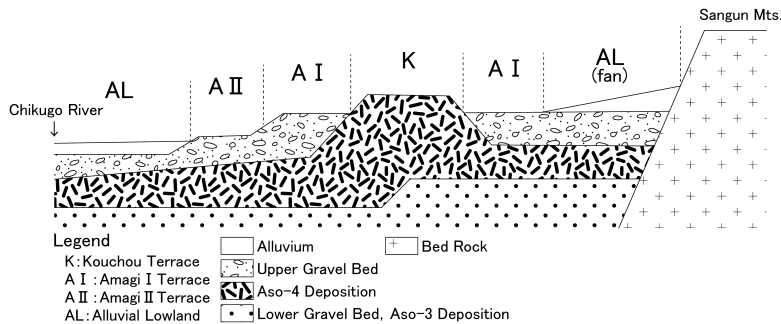


図10：段丘模式図

Ⅵ. 段丘離水年代

火山灰層に着目して段丘編年を行うことが難しい北野平野において、本研究では段丘構成層を被覆するレスに含まれる火山ガラスに着目して段丘離水年代の推定を試みる。以下に示す方法は溝田ほか(1992)をもとにしたものである。

1. レスについて

北野平野の段丘面を被覆するレスは、その層相の特徴から水系から切り離された段丘構成層上に降下・堆積した風積物であると考えられる。北野平野を含む筑紫平野全域に分布するこのようなレスは、アジア大陸内部起源の風成塵堆積物であるとされ(溝田ほか, 1992)、段丘面を広く覆っている。このレスを郷原ほか(1964)は褐色ローム層や赤色ローム層、有明海研究グループ(1969)は新期上部ローム層、下山ほか(1994)は黄褐色細粒土とそれぞれ記載している。

レスは火山噴出物のようにイベント層を短期間で形成するのではなく、概ね等速かつ日常的に堆積するので、層厚と時間の長さがほぼ比例する性質がある(早川, 1991)。そのため、各所でレスの堆積速度が試算され、クロノメトリの材料として使用されてきた。例えば井上・溝田(1988)は本邦における最終氷期のレスの堆積速度を $0.014\text{m}/10^3\text{年} \sim 0.023\text{m}/10^3\text{年}$ 、完新世のそれを $0.004\text{m}/10^3\text{年} \sim 0.007\text{m}/10^3\text{年}$ とした。溝田ほか(1992)は、北部九州におけるレスの堆積速度を $0.027\text{m}/10^3\text{年}$ と試算している。

以上より本研究では、段丘構成層を被覆するレスの堆積速度を試算し、クロノメトリにより段丘離水年代を推定する。

2. 段丘離水年代推定方法

本研究では、レスが段丘構成層上に降下・堆積を開始した年代が、段丘面が水系から切り離された年代、すなわち段丘離水年代であると考え、よって、段丘離水年代は段丘構成層を被覆するレス中に、年代を明瞭に示す2つの指標層準を見だし、その2つの年代差とその年代間に堆積した層厚から堆積速度を試算し、レスの下限年代を求める方法をとる。このような事例として溝田ほか(1992)は、レス中にATとK-Ahの二つの広域テフラ起源の火山ガラスを見だし、両者の降下年代差からレスの堆積速度を試算している。

北野平野に分布するレスは、その上面が住宅地や農用地として人工改変された層厚1m未満のものがほとんどであるが、Loc.1(図5)のレスは層厚155cmで調査地域の中で最も厚く、その上面には神社が立地しているため、他の地点に比べそれほど人工改変が進んでいないものと思われる。そこで、Loc.1の段丘構成層を被覆するレスを垂直方向に5cm刻みで採取し、その中に含まれる火山ガラスを抽出して、その5cm毎の含有率変化を明らかにした。この結果から、火山ガラス含有率のピーク深度をテフラ降灰層準とした。

レス中からの火山ガラス採取は溝田ほか(1992)の方法を一部修正した。採取したレスを 105°C に保った乾燥機で水分を除去し、 $250\mu\text{m}$ と $125\mu\text{m}$ と

75 μ mのふるいで篩別した。この内125~75 μ mサイズの粒子を超音波洗浄器で繰り返し洗浄し、105℃に保った乾燥機で乾燥した。この試料を偏光顕微鏡下で観察し、粒子300個に占める火山ガラスの割合を求めた。次に、テフラ降灰層準に含まれる火山ガラスの主成分を測定し、テフラの同定を行った。火山ガラスの主成分分析は、山形大学理学部の日本電子製JXA8600M波長分散型電子線マイクロアナライザーを用いて行った。測定条件は、加速電圧15kV、照射電流17nA、電子線半径10 μ mとした。補正方法はOxide ZAF法を用いた。

3. 火山ガラスの同定と段丘離水年代

Loc.1における火山ガラスの含有率を図11に、火山ガラスの主成分分析結果を図12に示す。

図11を見ると、深度30cm~1m区間で火山ガラスの含有率が高く、深度45cmと、80cm・85cmに明瞭なピークを持つ。この二つの層準をテフラ降灰層準とした場合、見積もられるテフラの種類は以下のように考えられる。九州北部に分布する主な広域テフラには、K-Ah、AT、Aso-4、Ataなどがあり（町田・新井, 2003）、この中で溝田ほか（1992）は、北野平野に近い福岡県太宰府市において、レス中にK-AhとAT由来の火山ガラスを見出している。また、Loc.1のレスはAso-4を被覆し、

かつ、その下限付近にはほとんど火山ガラスを含まないため（図11）、これらの火山ガラスはAso-4起源である可能性は低い。よって、含有率の各ピークをなす火山ガラスはATかK-Ah起源であると見積もられる。そこで、深度45cmと同80cmで採取した火山ガラスと、比較対照のための福岡市海ノ中道で採取したK-Ahと人吉盆地で採取したATの主成分分析を行った（図12）。

図12を見ると、ピーク深度45cmの火山ガラスのSiO₂量は76.4~78.1wt.%と、81.1~81.9wt.%の二群に区別される。微量元素MgO、FeO、TiO₂、Al₂O₃の重量%もそれぞれ二群に区別される。深度80cmの火山ガラスのSiO₂量は80.2~82.7wt.%に集中している。微量元素の量も、それぞれ近い値に集中している。これらの結果を、人吉盆地のAT、海ノ中道のK-Ahのものと比べてみると、深度45cmの火山ガラスはK-AhとATそれぞれの主成分組成とほぼ等しく、深度80cmの火山ガラスはATのものとはほぼ等しい。よって、深度45cmの火山ガラスはK-AhとAT起源、同80cmのそれはAT起源であると同定できる。深度45cmのK-AhとATの火山ガラスの混在は、レス中でAT由来の火山ガラスが二次拡散したことが原因である可能性が高く、深度45cmの深度をK-Ahの降灰層準とみなすのが妥当であると本研究では考える。以上より、ピーク深度45cmのテフラ降灰層準をK-Ah層準（Peak K1）、深度80cmと85cmの間である深度82.5cmをAT層準（Peak K2）とする。これら二つの異なる広域テフラ起源の火山ガラスの含有率が明瞭なピークをなしていることは、レス堆積の累積性を示していると考えられるため、本研究ではK-Ah層準とAT層準間のレスは、両者の降灰年代間に蓄積したものとみなす。

K-AhとATの降灰層準が決定できたLoc.1のレスにおいて、その平均的な堆積速度を試算する。なお、本研究では、ATの降灰年代を25,000年前、K-Ahの降灰年代を6,300年とする（町田・新井, 2003）。Loc.1のK-AhとATの降灰層準間のレス層厚37.5cmと二つのテフラの年代差18,700年から、レスの平均的な堆積速度を試算すると

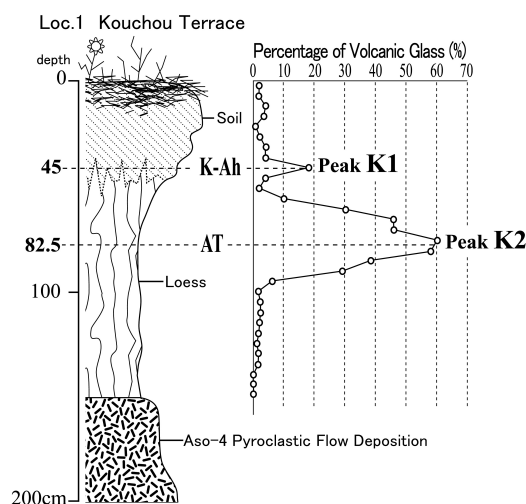


図11: Loc.1における火山ガラス含有率

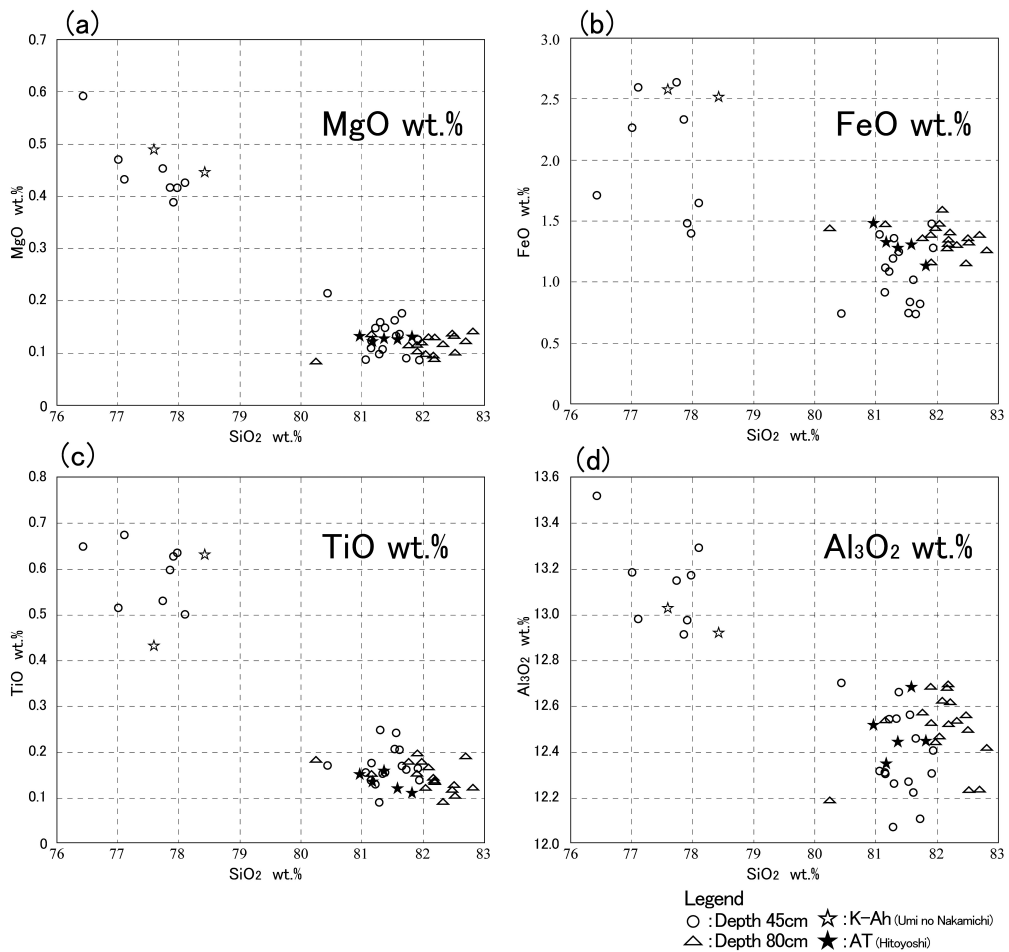


図12：火山ガラスの主成分分析

(a) MgO wt.% (b) FeO wt.% (c) TiO wt.% (d) Al₂O₃ wt.%

0.0201m/10³年となる。これは、溝田ほか（1992）が試算した北部九州におけるレスの平均堆積速度の0.027m/10³年と近く、北野平野におけるその堆積速度は妥当な値であると本研究では考える。これよりLoc.1のレスの下限年代は約77,000年前となり、これは甲条面の離水年代を示していると見積もられる。また、この結果から甘木I面の離水年代をレスが最も厚いLoc.7（図5）より試算すると約55,000年前となった。

4. 有明海沿岸地域の段丘面との対比

北野平野の段丘面を、筑紫平野の有明海沿岸部を構成する白石、佐賀、筑後地域における代表的な既往研究の結果と比較検討した（図13）。

有明海研究グループ（1969）は、筑紫平野全域に分布する段丘面を、主に赤色化したクサリ礫からなる吉田礫層を構成層とする高位段丘面、八女粘土層に覆われ、上面に赤色土を載せる中位段丘礫層からなる中位段丘面、主に火山砂礫状堆積物を構成層とする低位段丘砂礫層からなる低位段丘面に区分した。

有明海北岸地域について下山ほか（1994）は、阿蘇-4火砕流堆積物をしばしば不整合に載せ、粘土、シルト、砂礫からなる最終間氷期の非海成の堆積物で、地表付近が半クサリ礫状である中原層からなる中原面、阿蘇-4火砕流堆積物を不整合で覆い、弱風化砂礫層である三田川層からなる三田川面に区分した。この三田川層の形成時期は、

AT降灰のかなり以前に形成されたとされる。

郷原ほか(1964)は、福岡県八女市と筑後市の段丘面を、主にクサリ礫からなる吉田礫層を構成層とする多摩面相当の高位段丘面、しばしば八女粘土層に不整合に覆われ、風化礫を主体とする礫層からなる下末吉面相当の中位段丘面、河床礫を主体とする礫層からなる立川面相当の低位段丘面に区分した。また、中位段丘面以下の段丘面は、層厚50~200cmの黄褐色~赤褐色ローム層が被覆するとされる。

北野平野の耳納山地北麓地域について千田(1981)は、主に風化礫を主体とする礫層からなる高位扇状地、小礫以外は新鮮な礫を主体とする礫層からなる中位扇状地、新鮮な礫を主体とする礫層からなる低位扇状地に区分した。このうち、低位扇状地以外の扇状地にはAso-4起源のローム層を構成層上部に載せることから、高位・中位扇状地はAso-4火砕流以前、低位扇状地はそれ以降の形成と位置づけた。

以上より筑紫平野の段丘面は、主に強風化礫(クサリ礫)を主体とする礫層からなる高位段丘面と、

Aso-4に覆われ、主に強~弱風化礫を主体とする礫層・砂礫層からなる中位段丘面(中原面)と、Aso-4を覆い、主に弱~未風化礫を主体とする礫層・砂礫層からなる低位段丘面(三田川面)の3面にまとめられる。これらを北野平野における段丘面と、その分布の上下関係と構成層の特徴から対比すると、甲条面は中位段丘面に、甘木Ⅰ・Ⅱ面は低位段丘面に対比できる。埋没地形面である古甘木面については、下位砂礫層の特徴から高位段丘面相当か、もしくは下山ほか(1994)が示したAso-4を載せないタイプの中原面相当である可能性がある。

筑紫平野の段丘面はAso-4火砕流堆積物(八女粘土層)を鍵層として論じられてきたため、各段丘面の形成時期はAso-4火砕流到来の後か先かという大まかな枠組みの中で捉えられてきた。今回、北野平野における段丘形成年代がある程度明らかになったことで、有明海沿岸地域の段丘形成年代についてもおよその年代感覚が得られる可能性がある。

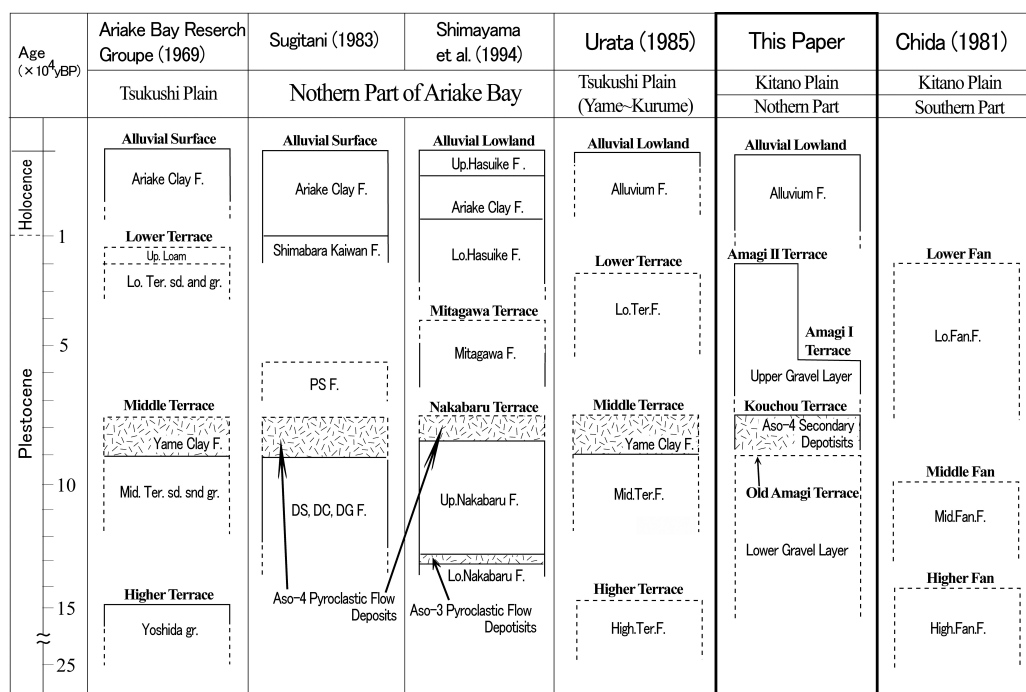


図13：段丘編年

Ⅶ. 段丘発達

北野平野の段丘発達を、前章までに明らかにした結果をもとにまとめる。北野平野の地形発達モデルを図14に示す。

1. Aso-4 到来と甲条面離水

Aso-4 火砕流およびその二次堆積物が到来する前の北野平野には、下位砂礫層を構成層とする古

甘木面が発達していた(図14(1))。約90,000年前、Aso-4 火砕流は当時の筑紫平野を覆いつくし、当時の地形面を化石化したことから(杉谷, 1983)、古甘木面は一部を残してAso-4 火砕流に覆われた(図14(2))。この時は寒冷な気候であったため(下山・西田, 1994)、周辺山地は荒廃し岩屑生産が行われた。また、当時有明海は寒冷な気候を反映し、大部分が陸化していたため(杉谷, 1984)、筑後川は延長し、平野部では侵食基準面が低下、

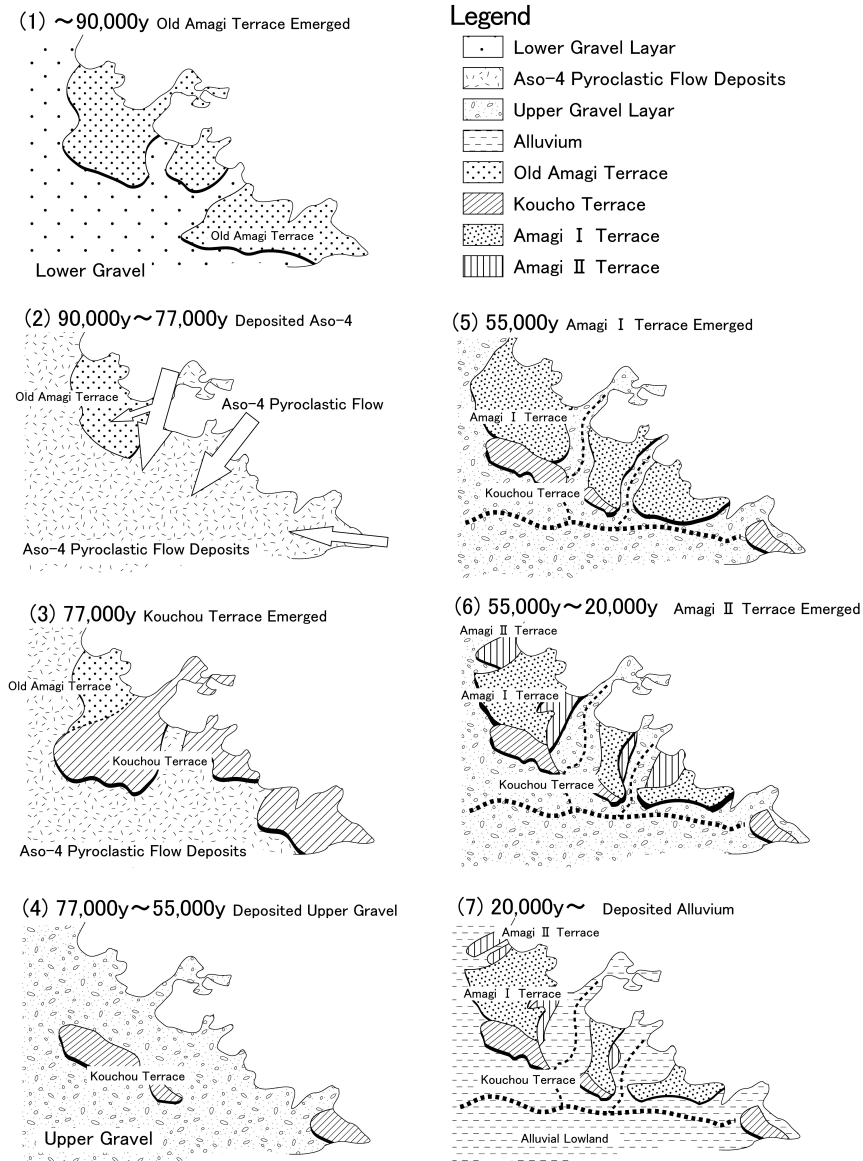


図14：北野平野の段丘発達

Aso-4 は堆積直後から下刻を受け、下流へと流された。

時期の特定は難しいが、周辺山地に堆積した Aso-4 は、二次堆積物となって北野平野に運搬された。当時は寒冷期で雨が少なく（下山・西田, 1994）、礫を運搬するに足る河川営力が低下していたことから、北野平野に運搬された初期の Aso-4 二次堆積物は泥分と砂分の多い掃流性のものであった。その後、周辺山地に堆積していた Aso-4 や基盤岩由来の砂礫は、営力を増した各河川により、主に土石流となって北野平野へもたらされたと考えられる。

その後、河川の運搬力の低下にともなって、約 77,000 年前甲条面が離水した（図 14(3)）。寒冷になるにしたがい再び延長した筑後川が、平野部で侵食基準面を低下させ甲条面を侵食した。

以上より、Aso-4 火砕流到来・堆積、その二次堆積物の到来・堆積からその離水は、甲条面離水年代よりおそらく MIS5b から MIS5a にかけて、気候変動に影響をうけた河川営力の強弱や侵食基準面の変化に応じた過程を経たと考えられる。

2. 上位砂礫層の堆積と甘木 I 面の離水

上位砂礫層が到来する前の北野平野には、古甘木面の一部と、離水した甲条面が発達していた（図 13(3)）。特に筑後川本流周辺には明瞭な谷状の凹地が形成されており（図 9 (b)）、また、その支流においても掘り込まれた凹地があるため（図 8 (E-E')）、ここを充填するように上位砂礫層が掃流堆積した（図 13(4)）。その後、筑後川は再び延長し、平野部で侵食基準面が低下したため、上位砂礫層が侵食を受け、約 55,000 年前に甘木 I 面が離水した（図 14(5)）。

以上より、上位砂礫層の到来・堆積、およびその離水は、甘木工面離水年代よりおそらく MIS5a 後半から MIS3 序盤にかけて、気候変動に影響をうけた河川営力の強弱や侵食基準面の変化に応じた過程を経たと考えられる。

3. 甘木 II 面の離水と沖積低地の発達

甘木 I 面離水後は、最終氷期最盛期で寒冷な時期となり、筑紫平野は筑後川によって侵食を受けた（杉谷, 1984）。そのため、甘木 I 面はさらに侵食され甘木 I 面の下位に新たに段丘面が形成され、甘木 II 面が離水した（図 14(6)）。なお、耳納山地北麓部の低位扇状地もこの頃形成されたと考えられる（千田, 1981）。最終氷期の末期、海進が進んでくると、周辺山地から沖積層が北野平野に運搬され、一部地形面を覆うように堆積した（図 14(7)）。

最後に、本研究では地殻変動を考慮に入れずに段丘の発達を論じた。前述したように、北野平野を含む筑紫平野は、その地形形成を考える際にはテクトニックな観点が必要となる。今後は、地下地質の構造や活断層、地盤変動量などを加味して議論していく必要がある。

Ⅷ. まとめ

北野平野について Aso-4 火砕流到来以後の段丘発達を、火山灰編年や段丘構成層の粒度分析等から検討し、以下のことが明らかになった。

- 1) 北野平野の段丘面は、高位より甲条面、甘木 I 面、甘木 II 面に区分できる。また地下に埋没する古甘木面がある。
- 2) レス中にある K-Ah と AT の集中層位から、レスの堆積速度は $0.0201\text{m}/10^3\text{年}$ と見積もることができる。
- 3) 古甘木面は少なくとも約 90,000 年前、甲条面は約 77,000 年前、甘木 I 面は約 55,000 年前に離水したと推定できる。
- 4) 甲条面形成時は、Aso-4 二次堆積物の土砂排出作用が、掃流性から土石流性に変化していき、甘木 I 面形成時は、掃流性の土砂排出作用が働いた。
- 5) 北野平野の Aso-4 火砕流到来以降の地形形成は、気候変化の影響を受けたサイクリックな形成

過程を経ていると考えられる。

本研究は，平成14年度福岡教育大学大学院教育学研究科に提出した修士論文の一部に加筆修正したものである。一部の内容は，2004年度日本地理学会春季大会と，2004年度第四紀学会山形大会で発表した。

謝辞

多くの公共機関，元九州大学理学部下山正一先生および東京大学名誉教授松田時彦先生にはボーリングデータを頂いた。ここに記して御礼申し上げます。

引用文献

- 有明海研究グループ(1969)：有明地方の第四系。地団研専報，15，411-427。
- 千田昇(1981)：中部九州・水縄山地北麓の断層変位地形。岩手大学教育学部年報，40-2，67-78。
- 千田昇・松田時彦・磯望・下山正一ほか8名(1998)：水縄断層系・宮園断層のトレンチ調査報告。活断層研究，17，141-150。
- 郷原保真・新堀知行・鈴木康司・野村哲・小森長生(1964)：北九州の第四紀層に関する諸問題。資源科学研究所彙報，62，83-108。
- 早川由紀夫(1991)：テフラとレスからみた火山の噴火と噴火史。第四紀研究，30-5，391-398。
- 木戸道男(1997)：北部九州耳納山地と北野平野の断層形成史。地質学雑誌，103-5，447-461。
- 国土庁(1970)：土地分類図(福岡県)。
- 井上克弘・溝田智俊(1988)：黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地土の赤黄色の2：1型鉱物と微細石英の風成塵起源。粘土科学，28-1，30-47。
- 大矢雅彦(1978)：地形分類より見た筑後平野の特色。早稲田大学教育学部学術研究地理学・歴史学・社会科学編，27，1-18。
- 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〕。276p，東京大学出版会。
- 松本俊雄・宮崎耕介・大石朗・扇状地水環境研究会(2006)：筑後川扇状地の地形と地質。日本応用地質学会研究発表会講演論文集，153-156。
- 溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯望・小林茂(1992)：北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒湿土層。第四紀研究，31-2，101-111。
- 村橋輝紀(1995)：水縄断層西端部の地下構造と第四紀後期の活動。活断層研究，13，28-46。
- 下山正一・松本直久・湯村弘志・岩尾雄四郎・三浦哲彦・陶野郁夫(1994)：有明海北岸低地の第四系。九州大学理学部研究報告地球惑星科学，18-2，103-129。
- 下山正一・西田民雄(1994)：佐賀県上峰町周辺の地形と地質。上峰町文化財調査報告書，11，23-29。
- 杉谷隆(1983)：有明海北岸平野における最終間氷期以降の地形発達史、その定量研究。地理学評論，56-6，403-419。