

長野県開田高原における黒ボク土の形成開始時期と地形条件との関係

葉田野 希^{1,2}・浦山佳恵²・兵藤不二夫³・小林優希⁴・富樫 均⁵

長野県木曽町開田高原に分布する黒ボク土を対象として、その形成開始時期および形成過程における地形要因の影響を検討した。開田高原の異なる地形面に位置する6地点において、土壌プロファイルの記載、AMS 放射性炭素年代測定、炭素含有量・炭素安定同位体比分析を実施した。その結果、黒ボク土最下部の年代は地点間で異なり、斜面位置や地形面の違いに伴う堆積・侵食作用の差異および人為的土地利用を含む局所的攪乱の影響が関与していると考えられる。また、層境界の形態、土壌構造、炭素含有量、炭素安定同位体比の鉛直変化に地点差が認められることから、黒ボク土の形成は、連続的な腐植の集積、再堆積、侵食、人為的改変など複数のプロセスの影響を受けて進行したと考えられる。黒ボク土最下部の年代は、最も古い地点で縄文時代早期にあたる約7.6-7.5 cal kyr BPであり、木曽郡の遺跡数の増加時期と概ね一致する。このことは、人為的土地利用の活発化が黒ボク土形成を促進した可能性を暗示している。

キーワード：黒ボク土、火山灰土、縄文時代、AMS 放射性炭素年代測定、炭素安定同位体比分析

1 はじめに

黒ボク土は、日本列島各地に広く分布する火山灰性土壌である^{1,2)}。その形成には、テフラに由来する粘土質母材、冷温～温暖で湿潤～過湿潤な気候条件、腐植の継続的供給が関与するとされる³⁻⁶⁾。特に草原的植生が腐植供給の重要な役割を担っていた可能性が指摘されている^{1,7,8)}。しかし、完新世以降の日本列島では湿潤・温暖な気候下において森林が極相となるため、草原植生の維持には森林の成立を阻害する外的要因が必要である。その要因として、火山噴火や落雷による山火事、野火、風衝などの自然要因に加え、野焼き、採草、放牧などの人為的要因が挙げられる^{1,8-10)}。

このような背景から、黒ボク土は単なる自然生成物としてではなく、火山・気候・植生・人為活動の複合的影響下で成立・変遷してきた土壌として捉える研究が進められている^{2,7)}。細野・佐瀬(2015)⁷⁾は、堆積速度や腐植蓄積の様式、焼畑・草地利用の時空間的多様性を踏まえ、黒ボク土形成には地域差・時代差が大きく、画一的なモデルでは説明できないと指摘している。一方で、黒ボク土の年代や層序学的研究は依然として地域的・事例的に限られている。特に、その形成開始時期や人為活動が土壌形

成に影響し始めた時期については、時間軸に基づく評価が十分ではない。

長野県木曽郡木曽町開田高原は、御嶽山の北東麓に位置し、黒ボク土が広く分布する地域である(図1A)^{11,12)}。本地域では、近世以降、採草・放牧・野焼きの実施により草地が維持され、草地性動植物の重要な生息環境が形成されてきた^{13,14)}。このような半自然草原は、完新世に温暖化や森林化が進行した中でも、人為的管理によって存続し、草地性動植物にとってのレフュジアとなってきた可能性が指摘されている^{15,16)}。

当地域は火山山麓に位置するが、溶岩流や火砕流による堆積面、侵食面などの異なる形成過程をもつ複数の地形面が分布している。そのため、局所的な地形条件には顕著な違いが認められる。これらの地形面の違いは表層物質の粒度・性質や水分条件、植生の成立様式に影響を及ぼすと考えられ、黒ボク土の形成過程や保存状態にも影響を与える可能性が高い。したがって当地域は、火山(地質)・地形・植生・土壌・人為活動の相互作用を検討する上で有用なフィールドである。一方で、開田高原に分布する黒ボク土について、その形成過程や形成年代を地形条件と関連づけて検討した事例はない。

本研究では、当地域において地形的特徴の異なる

1 現所属：新潟大学 理学部 地質科学プログラム 〒950-2181 新潟県新潟市西区五十嵐2の町8050

2 長野県環境保全研究所 自然環境部 〒381-0075 長野市北郷2054-120

3 岡山大学 学術研究院 環境生命自然科学学域 〒700-8530 岡山県岡山市北区津島中3-1-1

4 お茶の水女子大学 文教育学部 人文科学科 地理学コース 〒112-8610 東京都文京区大塚2-1-1

5 技術士事務所「地久学舎」 〒389-1214 長野県上水内郡飯綱町黒川1300-21

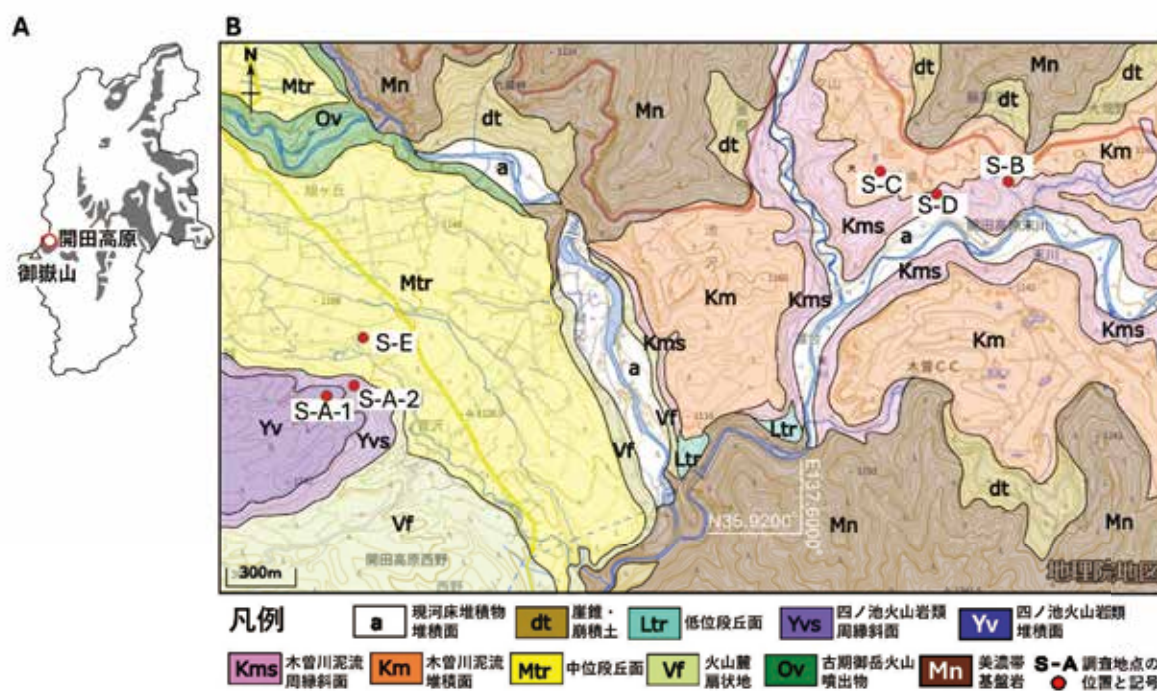


図1 A: インデックスマップおよび長野県における黒ボク土の分布域(灰色部)。
黒ボク土の分布域は菅野ほか(2008)¹²⁾に基づく。
B: 開田高原における地形区分図および調査地点。
国土地理院の地理院タイルを基に著者が加筆・改変して作成。

6 地点で土壌調査を実施し、黒ボク土の全土試料を対象に AMS 放射性炭素年代測定および炭素含有量・炭素安定同位体比分析を行った。土壌有機炭素の安定同位体比は、一般に、給源植生の光合成経路を反映するため古植生推定に有用な指標であり、黒ボク土形成に関わる草原維持の歴史を検討する上で重要な情報となる。本研究では、黒ボク土の形成開始時期とその形成過程における古植生、および斜面位置や地形面の違いによる差異を明らかにすることを目的とする。

2 調査地域の概要

開田高原の地形は御嶽山の山体崩壊、岩屑なだれ、溶岩流、土石流に加え、木曽川の支流である西野川および末川による侵食・堆積作用により発達してきた¹⁷⁾。御嶽山は、更新世中期以降の火山活動により形成され、最近2万年間には、水蒸気爆発を主体とした火山活動が起きている¹⁷⁾。当地域には、火山麓扇状地、火山成台地、および複数の河岸段丘面上に黒ボク土が分布する^{11, 12)}。また、西野川およびその支流沿いの低地には未熟低地土が分布する。さらに、美濃帯堆積岩類からなる北側山地の標高約

1,200~1,800 m 帯には褐色森林土が認められ、北側山地および御嶽山麓の標高1,800~2,000 m 以上の高標高域にはポドゾルが分布する¹¹⁾。御嶽山の山頂から東麓にかけては、岩屑地が広がる¹¹⁾。

本研究では、長野県デジタル地質図¹⁹⁾と斜面形態に基づき、調査地域の地形を図1Bに示す11の地形に区分した。

調査地域の北~東部の美濃帯堆積岩類の分布域は急峻な山地をなす。これらを覆う古期御嶽火山噴出物は、先行する火山活動に由来する火山噴出物からなる。火山麓扇状地は調査地域の南西に広がり、御嶽火山に由来する火砕流・溶岩流・岩屑なだれ堆積物・土石流堆積物によって扇状に広がる標高約1,200~1,290 m の高地をなす。中位段丘面は西野川沿いに発達する河岸段丘であり、現河床との比高は約60~70 m である。この段丘面は木曽谷第四紀研究グループ(1967)¹⁸⁾の坂下面に相当する。木曽川水系の大規模土石流による木曽川泥流堆積面および木曽川泥流周縁斜面は、約5万年前以降の摩利支天火山群活動中に発生した大規模山体崩壊に伴う岩屑なだれ・土石流堆積物からなる¹⁷⁾。この面は傾斜約10度以下の小起伏丘陵からなり、木曽谷第四紀研究グループ(1967)¹⁸⁾の高部面に相当する。

四ノ池火山岩類堆積面とその周縁斜面は、四ノ池火山噴出物から構成され、その噴出年代は K-Ar 年代より約 3.6 万年前とされる²⁰⁾。低位段丘面は末川沿いに発達する河岸段丘であり、現河床との比高は約 30～60 m である。美濃帯堆積岩類からなる山地斜面直下には、崖錐・崩積土斜面が点在する。現河道沿いには現河床堆積物堆積面が形成され、洪水時の氾濫や流路変更により継続的に更新されている。

3 研究手法

開田高原に分布する主要な地形面を網羅することを目的として、調査地点として、地形分類図に基づき、中位段丘面、木曽川泥流周縁斜面、木曽川泥流堆積面、四ノ池火山岩類堆積面を選定した。これらの地形面は、形成時期や成因が異なり、当地域における黒ボク土形成環境の代表的な地形条件を包含していると考えられる。また、これらは面積・傾斜・地形の安定性などの観点から、古代人の移動・狩猟・採草・耕作などの利用に適し、人為活動との関連が深いと考えられる地形でもある。一般に、扇状地や段丘面など相対的に起伏が少なく緩やかな傾斜をもつ地形面は、長期にわたり農業利用や集落形成の場となってきたことが、土地利用変遷の調査によって報告されている^{21, 22)}。本研究では、これら地形面に位置する 6 地点を調査対象とした。調査地点の概要は表 1 に示すとおりである。S-A-1, S-A-2, S-B の 3 地点では露頭調査を、S-C, S-D, S-E の 3 地点ではトレンチ調査を行った。

土色は野外において湿潤状態の試料を対象にマンセル式標準土色帖に基づき記載した。土層境界・堅

密度・団粒構造・斑紋の記載は日本ペドロロジー学会 (2021)²³⁾を参考に行った。なお、堅密度は親指の貫入程度によって、ほとんど抵抗なく指が貫入するすこぶるしょう、指が土層内にたやすく深く入るしょう、はっきりと深い指のあとがわずかしか残らない堅、強くおしても指のあとが残らないすこぶる堅、コテなどによってやっと土壌を削れる固結に区分される^{23, 24)}。土色については土じょう部 (1976)²⁵⁾の定義に基づき、明度・彩度 ≤ 2 を黒色土層、明度・彩度 > 2 を淡黒色土層、色相 10YR かつ明度 > 6 ・彩度 > 4 を黄色土層と区分した。

S-A-1 および S-B においては、5～10 cm 間隔で全土試料を採取し、有機炭素 (TC) および炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) 分析を行った。分析には岡山大学設置の Thermo Fisher Scientific 社製連続フロー型同位体比質量分析計 (型番: Delta V Advantage) を用いた。

年代測定のため、各地点に分布する黒色土層の 1～2 層準から全土試料を採取した。採取に際しては土層の物理的攪乱がないこと、上下の非対象層準や現生植物根の混入が生じないように注意を払った。試料は $250\text{ }\mu\text{m}$ ^{ふるい}篩を通過した細粒分を対象とし、肉眼および実体顕微鏡下で植物片を除去した後、年代測定に供した。年代測定は AMS 放射性炭素年代測定法により山形大学高感度加速器質量分析センターに委託した。暦年校正には OxCal4.4.2²⁶⁾を、較正曲線には IntCal20²⁷⁾を用いた。較正年代は cal BP で表す。なお、本論の時代区分は、後期旧石器時代から縄文時代、および弥生時代の開始時期は工藤 (2013)²⁸⁾に、それ以降の時代については考古学的編年に基づく一般的な年代区分に従う。

表 1 調査地点

調査地点名	標高(m)	緯度・経度	母材	地形区分	現在の土地利用・植生	調査年月日	黒ボク土の層厚(cm)
S-A-1 (恩田原平坦地)	1,207	N35°55'30.68, E137°34'39.81	火山岩類 (非アルカリ岩質, 安山岩質, 主として溶岩)	四ノ池火山岩類堆積面(Yv)	伐採跡地	2024年6月12日	8～20
S-A-2 (恩田原斜面)	1,166	N35°55'34.39, E137°34'42.45	火山岩類 (非アルカリ岩質, 安山岩質, 主として溶岩)	四ノ池火山岩類周縁斜面(Yvs)	伐採跡地	2024年6月12日	20
S-B (藤屋洞)	1,132	N35°56'01.63, E137°36'34.69	堆積岩類 (未固結, 河成堆積物, 主に砂質～礫質)	木曽川泥流堆積面(Km)と木曽川泥流周縁斜面(Kms)の境界	ススキ草地	2024年6月13日	10
S-C (夕山)	1,157	N35°56'01.49, E137°36'13.06	堆積岩類 (未固結, 河成堆積物, 主に砂質～礫質)	木曽川泥流堆積面(Km)	アカマツ・天然林	2024年10月17日	8
S-D (柏尾)	1,111	N35°55'57.74, E137°36'22.89	堆積岩類 (未固結, 河成堆積物, 主に砂質～礫質)	木曽川泥流周縁斜面(Kms)	カラマツ・人工林	2024年10月18日	74
S-E (抜ノ沢)	1,157	N35°55'38.56, E137°34'46.07	堆積岩類 (未固結, 河成堆積物, 主に砂質～礫質)	中位段丘(Mtr)	アカマツ・天然林	2025年7月13日	30～80

母材は、長野県デジタル地質図 (長野県地質図活用普及事業研究会, 2015) による。黒ボク土の層厚は黒色土層の層厚とする

4 結果

本研究では、土層を、表層黒褐色土層、黒色土層、淡黒色土層、黄色土層に区分する。黄色土層は、塊状無層理の粘土～シルトを主体とし、軽石や火山岩細礫を含むことから、火山灰質粘性土（ローム質土層）と認定できる。また、各調査地点の放射性炭素年代測定の結果を表2に示す。

4.1 地点 S-A-1（恩田原平坦地）

記載：本地点では縦約 90 cm×幅約 74 cm に露出する土層プロファイルの観察を行った。

土層は表層から順に、黒色土層（層厚 8～20 cm）、淡黒色土層（層厚 10～18 cm）、黄色土層（層厚≧70 cm）に区分される（図 3A（1））。黒色土層－淡黒色土層境界および淡黒色土層－黄色土層境界は波状～不規則・漸移的である（図 3A（1, 2））。黒色土層は腐植質の土層からなる。黒色土層と淡黒色土層では団粒状構造が発達し、堅密度はすこぶるしょう～軟に相当する。これらの層中には黄色土層のブ

ロックがみられる。黄色土層の上部数 cm～10 cm は下位に比べ黒味が強く、粒状構造が発達する。黄色土層は極細粒砂混じり粘土を主体とし、細礫サイズの安山岩質角礫、軽石、炭化物をまれに含むが腐植をほとんど含まない（図 3A（3））。深度 30～40 cm 以深の黄色土層では堅密度が急増し、堅～固結を示す。

TC・ $\delta^{13}\text{C}$ 分析結果：炭素含有量は、深度 40～70 cm の黄色土層で 2.0～2.2% を維持し、深度 40 cm より上位で増加傾向に転じ、黒味が強い黄色土層上部～淡黒色土層では 4.2～7.3%，黒色土層では急増し 12.1～18.5% と高い値をとる。 $\delta^{13}\text{C}$ 値は、深度 40～70 cm の黄色土層で $-21.5 \sim -21.3\text{‰}$ を維持し、深度 35 cm より上位で減少傾向に転じ、黒味が強い黄色土層上部～淡黒色土層では $-21.7 \sim -21.4\text{‰}$ 、黒色土層ではさらに減少し $-23.1 \sim -22.1\text{‰}$ を示す。下方から上方への $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化は漸移的である。

AMS 放射性炭素年代測定結果：黒色土層の最下部（深度 15 cm）は縄文時代後期を示す。

表2 放射性炭素年代測定の結果

ラボナン バー	物質	サンプル採取地点	標高 (m)	深度 (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	放射性炭素年代 (yrs BP)	校正年代範囲 (cal yrs BC, 1 σ)	確立範囲 (%)	校正年代範囲 (cal yrs BP, 2 σ)	確立範囲 (%)
YU-22094	bulk soil (<250 μm)	S-A-1（恩田原平坦地）	1,207	15	-24.70 ± 0.17	3436 ± 22	1866 – 1853 BC 1769 – 1733 BC 1720 – 1691 BC	88% 29% 30%	3825 – 3793 BP 3771 – 3748 BP 3728 – 3621 BP 3605 – 3590 BP	15% 4% 73% 3%
YU-22095	bulk soil (<250 μm)	S-A-2（恩田原斜面）	1,174	20	-21.64 ± 0.16	3267 ± 22	1599 – 1593 BC 1542 – 1501 BC	4% 64%	3562 – 3522 BP 3516 – 3447 BP 3426 – 3408 BP	17% 74% 4%
YU-20932	bulk soil (<250 μm)	S-B（藤屋洞）	1,132	10	-19.70 ± 0.24	6688 ± 27	5631 – 5616 BC 5587 – 5565 BC	27% 41%	7614 – 7504 BP	95%
YU-21713	bulk soil (<250 μm)	S-C（夕山）	1,157	28	-22.33 ± 0.19	1795 ± 20	234 – 253 AD 291 – 319 AD	28% 40%	1735 – 1691 BP 1669 – 1620 BP	42% 53%
YU-21712	bulk soil (<250 μm)	S-D（柏尾）	1,111	10	-22.73 ± 0.18	1582 ± 20	435 – 465 AD 474 – 502 AD 507 – 516 AD 530 – 539 AD	28% 25% 8% 8%	1523 – 1405 BP	95%
YU-21714	bulk soil (<250 μm)	S-D（柏尾）	1,111	85	-22.69 ± 0.18	4396 ± 23	3081 – 3062 BC 3029 – 3006 BC 2990 – 2929 BC	12% 16% 40%	5042 – 4999 BP 4991 – 4871 BP	22% 74%
YU-23164	bulk soil (<250 μm)	S-E（抜ノ沢）	1,148	46	-6.97 ± 0.18	5361 ± 22	4319 – 4296 BC 4256 – 4229 BC 4195 – 4168 BC 4092 – 4077 BC	16% 22% 23% 8%	6276 – 6239 BP 6214 – 6171 BP 6152 – 6112 BP 6081 – 6007 BP	20% 26% 26% 23%

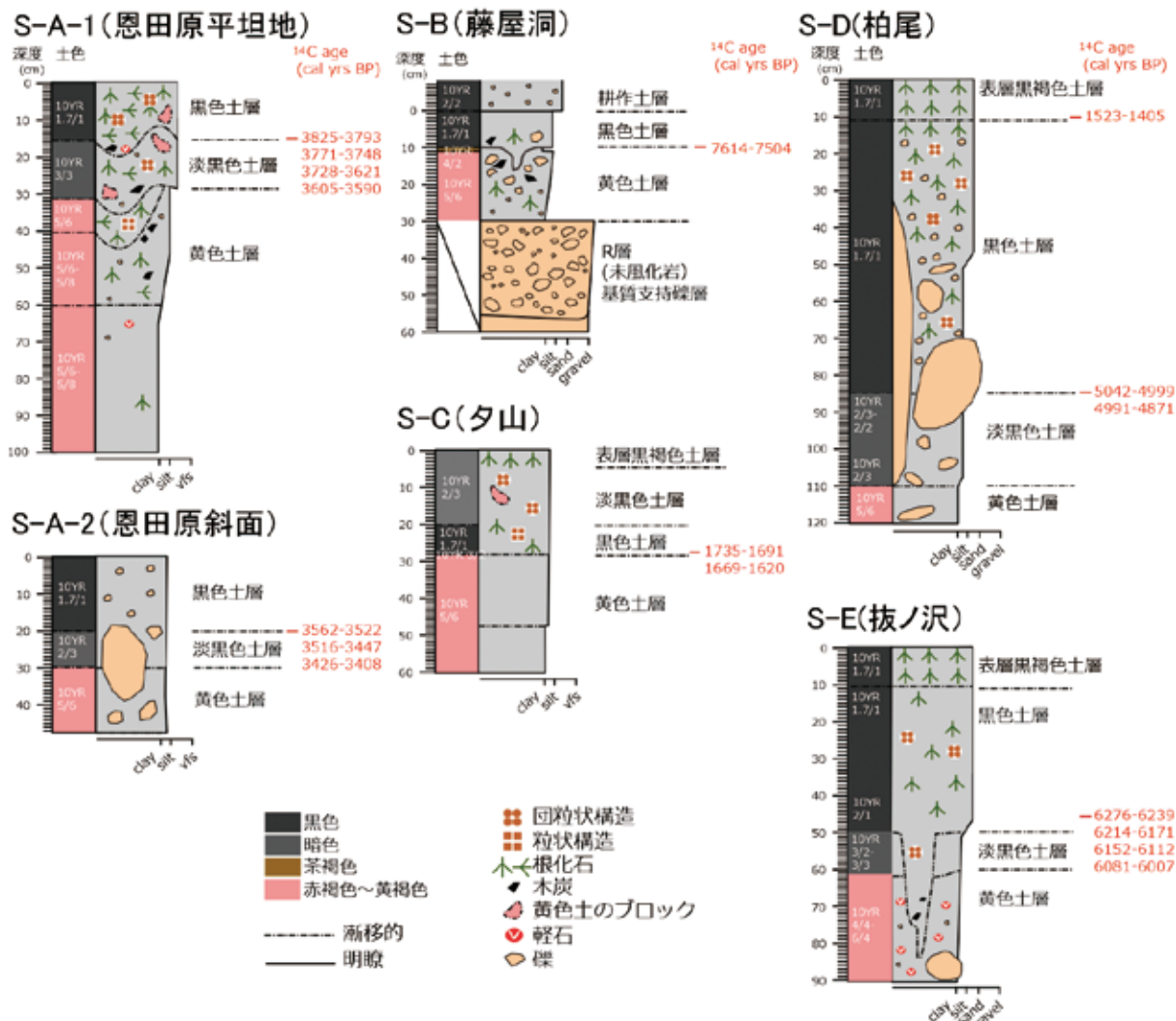


図2 土層プロファイル。

赤字は放射性炭素年代を暦年代に較正した年代範囲(2 σ 暦年代範囲)を示す。

4.2 地点 S-A-2 (恩田原斜面)

記載: 本地点は四ノ池火山噴出物周縁斜面の安山岩露出斜面に位置する (図 3B)。ここでは斜面に露出する土層 (縦約 50 cm×幅約 150 cm) において簡易記載と年代測定用試料の採取を行った。

土層は表層から順に、黒色土層 (層厚約 20 cm)、淡黒色土層 (層厚約 10 cm)、黄色土層 (層厚約 20 cm) に区分される。黒色土層は細礫を含む。淡黒色土層と黄色土層は巨礫～中礫サイズの角礫～亜円礫を含む (図 3B)。

AMS 放射性炭素年代測定結果: 黒色土層の最下部 (深度 20 cm) は縄文時代後期を示す。

4.3 地点 S-B (藤屋洞)

記載: 本地点は現在も野焼きが行われている半自

然草原に位置する。ここでは縦約 60 cm×幅約 250 cm に露出する土層プロファイルの観察を行った。

土層は表層から順に、表層黒褐色土層 (耕作土層; 層厚 $\geq$ 10 cm)、黒色土層 (層厚 10 cm)、黄色土層 (層厚 19 cm)、R 層 (未風化岩, 層厚 $\geq$ 30 cm) に区分される。耕作土層ー黒色土層境界および黒色土層ー黄色土層境界は漸移～判然・波状であり、擾乱構造を伴う。黄色土層ー基質支持礫層境界は明瞭・平坦である (図 3C (1))。表層黒褐色土層は、細礫～極粗粒砂混じりの腐植質シルトからなり、擾乱が激しく、耕作土と判断できる。堅密度はすこぶるしように相当する。黒色土層は細礫混じり腐植質土であり、堅密度は軟に相当する。黄色土層は細礫～中礫混じりシルト～粘土からなり、根や細根、粘土集積構造、粘土質キュータン、擾乱構造が発達す



図3 A (1) : S-A-1 (恩田原平坦地) の土壌プロファイル.スケールは 100 cm. A (2) : S-A-1 における淡黒色土層と黄色土層の漸移・波状~不規則な境界. A (3) : S-A-1 の黄色土層に含まれる細礫 (黒矢印先) および炭化物 (白矢印先). B : S-A-2 (恩田原斜面) の露頭全景. 四ノ池火山噴出物の安山岩 (写真左部) が斜面に露出する. C (1) : S-B (藤屋洞) における土壌プロファイル. スケールは 10 cm. C (2) : S-B における黄色土層の膜状~管状の斑紋と黒色土からなるブロックおよび炭化物 (白矢印先). D : S-C (夕山) における土壌プロファイル. E : S-D (柏尾) における土壌プロファイル. F : S-E (抜ノ沢) における土壌プロファイル. スケールは 10 cm.

ることから、Bt 層や B 層としての特徴を有する。堅密度は堅に相当する。黄色土層の上部約 10 cm では膜状~管状の斑紋がみられ、黒色土のブロックや炭化物を含む (図 3C (2))。R 層は基質支持礫層からなる。本礫層は粗粒砂基質の角礫~亜角礫からなり、塊状~弱い層理面が認められる。安山岩片と珪

質泥岩片を多く含み、細根や土壌構造を欠く。最下位には、木曽川泥流堆積物に相当する固結した基質支持礫層が認められる。

TC・ $\delta^{13}\text{C}$ 分析結果：炭素含有量は、R 層~黄色土層で 0.2~0.7%と低い値をとり、黒色土層~耕作土で 3.2~6.2%を示す。 $\delta^{13}\text{C}$ 値は、R 層~黄色土

層で $-25.9 \sim -23.8\%$ と低い値をとり、黒色土層～耕作土で $-22.0 \sim -21.0\%$ と高い値をとる。

AMS 放射性炭素年代測定結果：黒色土層の最下部（深度 10 cm）は縄文時代早期を示す。

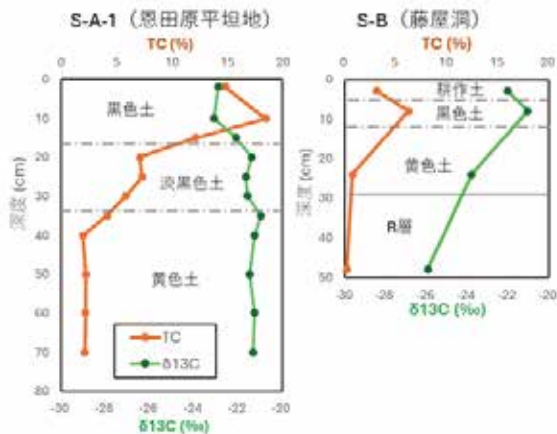


図 4 炭素含有量 (TC) および炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$ 値) の土壌プロファイルでの鉛直変化。

4.4 地点 S-C (タ山)

記載：本地点では縦約 65 cm×幅約 70 cm のトレンチを掘削し、土壌プロファイルの記載を行った。

土層は表層から順に、表層黒褐色土層（層厚 4 cm）、淡黒色土層（層厚 15 cm）、黒色土層（層厚 8 cm）、黄色土層（層厚 ≥ 37 cm）に区分別れる。表層黒褐色土層－淡黒色土層境界は漸移的、淡黒色土層－黒色土層境界は明瞭・平坦である。黒色土層－黄色土層境界は明瞭・波状～平坦であり、下位の黄色土層をブロック状に取り込む攪乱構造がみられる（図 3D）。表層黒褐色土層では細根が高密度に入りこむ。淡黒色土層では細根密度が低下し、団粒構造が顕著に発達する。両層の堅密度は、軟に相当する。黒色土層は、粒状構造が発達した腐植質土であり、堅密度が固を示す。黄色土層は極細粒砂混じり粘土からなり、堅密度は固～固結に相当する。深度 48 cm 以深で堅密度が固結へと急増する。

AMS 放射性炭素年代測定結果：黒色土層の最下部（深度 28 cm）は弥生～古墳時代を示す。

4.5 地点 S-D (柏尾)

記載：本地点では縦約 120 cm×幅約 90 cm のトレンチを掘削し、土壌プロファイルの記載を行った。

土層は表層から順に、表層黒褐色土層（層厚

11 cm）、黒色土層（層厚 74 cm）、淡黒色土（層厚 24～26 cm）、黄色土層（層厚 ≥ 10 cm）に区分別れる。各土層境界は漸移的である。表層黒褐色土層では細根が高密度に分布し、堅密度は軟に相当する。黒色土層では細根密度が低下し、堅密度は固に相当する。淡黒色土層では根はほとんど認められず、堅密度は固に相当する。黄色土層は礫混じり粘土からなり、堅密度は固～すこぶる固に相当する。深度 30 cm 以深の黒色土層、淡黒色土層、黄色土層には、最大径 80 cm 以上の巨礫～中礫が含まれる（図 3E）。これらは角礫～亜角礫からなる。

AMS 放射性炭素年代測定結果：黒色土層の最下部（深度 85 cm）は縄文時代中期、本層の上部（深度 10 cm）は古墳時代を示す。

4.6 地点 S-E (抜ノ沢)

記載：本地点では、縦約 100 cm×幅約 120 cm のトレンチを掘削し、土壌プロファイルに記載した。

土層は表層から順に、表層黒褐色土層（層厚 8～10 cm）、黒色土層（層厚 30～80 cm）、淡黒色土層（層厚 10～22 cm）、黄色土層（層厚 ≥ 40 cm）に区分別れる。表層黒褐色土層－黒色土層境界は平坦・漸移的、黒色土層－淡黒色土層境界および淡黒色土層－黄色土層境界は波状～不規則・漸移的、部分的に明瞭である（図 3F）。表層黒褐色土層では細根が高密度に分布し、堅密度はすこぶるしょう～しょうである。黒色土層は、団粒構造の発達した腐植質土であり、細根の密度が低い。黒色土層下部には下位の黄色土層をブロック状に取り込む攪乱構造がみられ、深さ 25～35 cm の窪地状の穴が複数発達する。穴内部には数 mm 四方の炭化物が散在する。この窪地と下位の淡黒色土層との境界は明瞭である。黒色土層の堅密度はしょう～軟に相当する。淡黒色土層ではさらに細根密度が低下し、堅密度は軟に相当する。黄色土層は軽石や安山岩質火山岩からなる細礫、亜円礫の中礫を含む粘土～シルトからなり、堅密度は堅に相当する。

AMS 放射性炭素年代測定結果：黒色土層の最下部（深度 46 cm）は縄文時代前期を示す。

5 議論

5.1 黒ボク土最下部年代の地点間差異の要因

地点 S-D (柏尾) の黒色土層では、最深部が縄文

時代中期、表層が古墳時代を示し、累重の法則に従った年代配列が確認された。このような年代の累積的变化は、腐植およびテフラの供給・累積が土壌断面の下方から上方へ継続的に進行したことを示し、開田高原の黒色土層が累積型土壌として形成されたことを支持する。

一方、黒色土層の最下部年代は地点間で大きく異なり、その要因として以下の2つが考えられる。

1 つ目は、斜面位置・地形面の違いによる侵食・堆積条件の差異である。これを検証するために、S-A-1—S-A-2—S-E 側線および S-C—S-D 側線において、異なる標高に位置する黒ボク土の最下部年代を比較した。

S-A-1—S-A-2—S-E 側線において、四ノ池火山岩類堆積面の平坦面（標高 1,207 m）に位置する S-A-1 は縄文時代後期であるのに対し、その周縁斜面（標高 1,174 m）の S-A-2 では縄文時代後期、中位段丘面（標高 1,132 m）の S-E では縄文時代前期を示す。標高の低下に伴って黒色土層の最下部の年代が若い年代から古い年代へと移行する傾向が認められる。

S-C—S-D 側線でも同様の傾向がみられ、最下部年代は木曽川泥流堆積面（標高 1,157 m）の S-C で弥生～古墳時代であるのに対し、その周縁斜面（標高 1,111 m）の S-D で縄文時代中期を示す。

一般に斜面上部では侵食が優勢で古い層準が失われやすく、斜面下部では表層物質の集積が生じやすい。このため、斜面上部では黒ボク土形成の開始時期が実際より若く見積もられる一方、斜面下部ではより早期の記録が保存されやすいと解釈できる。

2 つ目に黒ボク土の形成開始時期そのものが地点により異なっていた可能性がある。黒ボク土形成には、火山灰由来物質の継続的供給に加え、草本植生の維持による高い腐植供給の継続が重要である⁷⁾。草本植生の維持には、火山噴火や落雷による山火事、野火、風衝などの自然要因に加え、野焼き、採草、放牧などの人為的要因も寄与する。各地点で人為的な関与の開始時期が異なっていた可能性があり、それに伴って黒ボク土形成が開始した時期に地域差が生じた可能性がある。しかし、その直接的な証拠は得られていない。

以上より、黒色土最下部年代の地点間差の主要因は、斜面位置・地形面の違いに起因する侵食・堆積条件の差である可能性が高い。一方、人為活動の開

始時期の影響については示唆的であるものの、その直接的な証拠は限定的である。

5.2 地点ごとの黒ボク土の形成環境

本研究では、黒色土層（黒ボク土）と黄色土層（ローム質土層）の層境界および $\delta^{13}\text{C}$ 値に着目し、地点ごとの形成環境を検討した。土壌有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、給源となる植生の光合成経路に依存する。一般にササやイネなどの C_3 植物では $-30 \sim -26\text{‰}$ 、ススキなどの C_4 植物では $-13 \sim -10\text{‰}$ を示す²⁹⁾。このため、土壌有機物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、堆積時の C_3 植物と C_4 植物の相対的な寄与を推定する指標として有効である³⁰⁾。本研究で得られた黒ボク土の $\delta^{13}\text{C}$ 値は $-23.1 \sim -21.0\text{‰}$ の範囲にあり、既往の累積性黒ボク土の $\delta^{13}\text{C}$ 値の範囲（ $-24.2 \sim -18.1\text{‰}$ ³⁰⁾）に収まる。ただし、本研究の $\delta^{13}\text{C}$ 値は分析点数が限られているため、古植生復元に関する以下の解釈は予察的なものにとどまる。

S-A-1, S-A-2, S-D, S-E では両層境界が漸移的であり、その間に淡黒色土層が介在する。特に S-A-1 では、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が黄色土層から淡黒色土層、黒色土層へと上方に向かって漸移的に低下する。これは、起源植物の漸次的な変化を示し、冷涼・湿潤条件下における C_3 草本植物の優先化など、長期の時間間隙を伴わずに C_3 植物の寄与が増大したことを示す。土壌構造は、黒色土層で団粒状構造が顕著に発達するのに対し、淡黒色土層から黄色土層上部で粒状構造が卓越する。この差は、土壌水分、植生、微生物活動、有機物供給などの環境条件の変化を反映する^{31~34)}。黄色土層から淡黒色土層を経て黒色土層へと変化することは、気候や植生が黒ボク土形成に適した条件へ漸次的に移行したことを示すと考えられる。

S-B では、層境界は漸移的であり、淡黒色土層を欠く。本地点は木曽川泥流堆積面とその周縁斜面の境界に位置し、再堆積が生じやすい。再堆積物による表層の被覆が繰り返され、淡黒色土層が形成されなかった可能性がある。一方、黄色土層上部では生物擾乱や粘土集積が発達し、低い炭素含有量を示す。これは降水に伴い粘土粒子が下方へ移動・集積するレシバージュ作用の卓越を示す。 $\delta^{13}\text{C}$ 値は黄色土層の -23.8‰ から黒色土層の -21.0‰ へと上方に向かって増加し、 C_4 植物の寄与の増加が示唆される。これは乾燥条件または高日射条件への変化を反映す

る。この傾向は、S-A-1 とは対照的であることから、黒ボク土形成時の植生は地点ごとに異なっていた可能性が考えられる。

S-C では層境界が明瞭で、ローム層に攪乱構造が認められることから、人為改変の影響が示唆される。また、本地点は木曽川泥流堆積面に位置し、侵食によって土壌表層が失われやすい。より標高の低い S-D で古い年代が得られていることから、S-C に存在した古い黒色土層は侵食により除去された可能性が高い。

以上より、層境界の形態や $\delta^{13}\text{C}$ 値の鉛直変化には地点ごとの差異が認められる。このことは、黒ボク土形成は一様ではなく、地点ごとの堆積環境や植生変化に応じて進行したことを示す。ただし、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の分析地点は限定的であり、古植生の復元には不確実性が残る。今後は、植物珪酸体分析などの他の指標と併せた検討が必要である。

5.3 開田高原の黒ボク土の形成開始年代

全土試料の放射性炭素年代から、開田高原の黒色土層は縄文時代早期以降に形成されたことが示唆される。黒ボク土形成には草本植生に主に由来する腐植の継続的供給が不可欠であることから⁷⁾、この時期以降に、開田高原では厚い腐植の集積を可能とする環境が成立したと考えられる。

木曽郡における遺跡数は縄文時代草創期から早期にかけて急増し（草創期 18 箇所→早期 86 箇所）、人為活動の活発化が示唆される³⁵⁾。遺跡数の増加と黒ボク土形成開始時期は概ね一致し、人為的土地利用が黒ボク土形成の誘因または促進要因であった可能性を暗示する。

6 結論

本研究では、開田高原に分布する黒ボク土の形成開始時期と形成過程を、土壌プロファイルの記載、放射性炭素年代、炭素含有量、炭素安定同位体比に基づき検討した。結論は以下のとおりである。

- (1) 開田高原の黒ボク土は、上方へ向かって腐植が連続的に累積する累積型土壌の特徴を示す。このことは、腐植の継続的供給が黒ボク土形成に重要な役割を果たしたことを支持する。
- (2) 黒ボク土最下部の年代は地点間でばらつきを示した。この年代差は、斜面位置や地形面の違いに起因する堆積・侵食作用の差異によって説

明可能で、斜面上部では古い記録が侵食により失われやすく、下部では保持されやすいことが示唆される。一方で、人為的土地利用の開始時期の地域差が年代差に影響した可能性について、現時点で直接的な証拠は得られていない。

- (3) 黄色土層（ローム質土層）から黒色土層（黒ボク土）への遷移様式には地点差が認められた。S-A-1、S-A-2、S-D、S-E では淡黒色土層を挟む漸移関係が認められ、連続的な環境変化のもとで黒ボク土形成に適した条件へ移行したことが示唆される。S-B では侵食・再堆積や攪乱により淡黒色土層が欠如したと考えられる。S-C では人為攪乱や侵食により表層に存在した土層が失われた可能性が高い。
- (4) 黒色土最下部の最古の放射性炭素年代は縄文時代早期に相当し、この時期以降に本地域で黒ボク土形成が促進されたことが示唆される。この年代は、木曽郡における遺跡数の急増時期と概ね一致する。

謝 辞

調査にあたり、木曽町教育委員会、開田教育事務所、土地所有者および地域住民の皆様にご便宜を図って頂いた。お茶の水女子大学の長谷川直子教授には、黒ボク土の地理的特徴について幅広くご議論いただいた。年代測定に際し、山形大学高感度加速器質量分析センターの門叶冬樹博士、武山美麗博士にお世話になった。鹿児島大学法文学部の林 尚輝博士には、試料の処理方法に関してご助言をいただいた。山形大学名誉教授の山野井徹博士には黒ボク土の形成過程について、森林総合研究所の岡本透博士には調査地の選定について、長野県環境保全研究所自然環境部の尾関雅章主任研究員には現生植生について、調査地域に同行いただきご助言いただいた。校閲者 2 名による指摘により原稿は大幅に改善された。本研究は長野県環境保全研究所の令和 4 年度～8 年度経常研究「生物多様性の主流化に向けた基盤情報の整備と情報発信」の一環として行った。ここに記して謝意を表する。

文 献

- 1) 細野 衛・佐瀬 隆 (1997) 黒ボク土生成試

- 論. 第四紀: 29, 1-9.
- 2) 浅野真希・井上 弦・早津雅仁・高橋 正・和田信一郎・和穎朗太 (2018) 黒ボク土の再考—最新の知見と今後の展望—. 日本土壤肥料学雑誌: 89, 56-61.
 - 3) Kawai, K. (1978) Amorphous Materials of Andosols (Kuroboku) in Japan. Japan Agric. Res. Quarterly: 12, 132-137.
 - 4) Wada, K. (1985) The Distinctive Properties of Andosols. In Advances in Soil Science (Soil: 2), 173-229.
 - 5) Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R. (1993) Volcanic Ash Soils Genesis, Properties and Utilization. Developments in Soil Science 21, Elsevier, 288p.
 - 6) Schaetzl, R.J. and Thompson, M.L. (2015) Soils: Genesis and Geomorphology, 2nd ed. Cambridge Univ. Press, 795p.
 - 7) 細野 衛・佐瀬 隆 (2015) 黒ボク土の生成史: 人為生態系の観点からの試論. 第四紀研究: 54, 323-339.
 - 8) 須賀 丈・岡本 透・丑丸敦史 (2012) 日本列島草原 1 万年の旅 草地と日本人. 築地書館, 244p.
 - 9) 山根一郎・松井 健・入沢周作・岡崎正規・細野 衛 (1978) 図説 日本の土壌. 朝倉書店, 196p.
 - 10) 渡邊真紀子 (1992) 土壌の資源的価値に関する比較文化的考察—黒ボク土と農耕文化—. 中央学院大学比較文化研究所紀要「比較文化」: 6, 189-219.
 - 11) 国立環境研究所 (2023) 日本土壌インベントリー: <https://soil-inventory.nies.go.jp/> (2026 年 2 月確認).
 - 12) 菅野均志・平井英明・高橋 正・南條正巳 (2008) 1/100 万日本土壌図(1990)の読替えによる日本の統一的土壌分類体系—第二次案(2002)—の土壌大群名を図示単位とした日本土壌図, ペドロジスト: 52, 129-133.
 - 13) 柳澤衿哉・浦山佳恵 (2023) 開田高原における伝統的草地とその周辺の植物相. 長野県環境保全研究所研究報告: 19, 73-81.
 - 14) 浦山佳恵 (2023) 長野県木曽町開田高原に残る半自然草地の来歴—近世以降を中心に—. ジオグラフィカ千里: 3, 71-93.
 - 15) 村田 源 (1988) 日本の植物相—その成り立ちを考える—⑦大陸要素の分布と植生帯. 日本の生物: 2, 21-25.
 - 16) 須賀 丈 (2008) 中部山岳域における半自然草原の変遷史と草原性生物の保全. 長野県環境保全研究所研究報告: 4, 17-31.
 - 17) 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉 (1998) 木曽福島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 94p.
 - 18) 木曽谷第四紀研究グループ (1967) 木曽川上流部の第四紀地質 I. 地球科学: 21(1), 1-11.
 - 19) 長野県地質図活用普及事業研究会 (2015) 長野県デジタル地質図.
 - 20) Matsumoto, A. and Kobayashi, T. (1995) K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan. Chem. Geol.: 125, 123-135.
 - 21) Chen, T., Jiao, J., Chen, Y., Lin, H., Wang, H., Bai, L. (2021) Distribution and land use characteristics of alluvial fans in the Lhasa River Basin, Tibet. J. Geogr. Sci.: 31, 1437-1452.
 - 22) Czerski, D., Giacomazzi, D., Scapozza, C. (2022) Evolution of fluvial environments and history of human settlements on the Ticino river alluvial plain. Geogr. Helv.: 77, 1-20.
 - 23) 日本ペドロロジー学会 (2021) 改訂新版 土壌調査ハンドブック. 日本ペドロロジー学会編. 博友社, 193p.
 - 24) 森林土壌研究会 (1993) 森林土壌の調べ方とその性質 (改訂版). 林野弘済会, 334p.
 - 25) 土じょう部 (1976) 林野土壌の分類 1975. 林試研報: 280, 1-28.
 - 26) Bronk-Ramsey, C. (2009) OxCal Program v4 4. 2. Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, Oxford.
 - 27) Reimer, P.J. et al. (2020) The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal ka BP). Radiocarbon: 62, 725-757.
 - 28) 工藤雄一郎 (2013) 土器出現の年代と古環

- 境：研究史の整理から．国立歴史民俗博物館研究報告: 178, 1–55.
- 29) Yoneyama, T., Nakanishi, Y., Morita, A. and Liyanage, B.C. (2001) $\delta^{13}\text{C}$ values of organic carbon in cropland and forest soils in Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.*: 47, 17–26.
- 30) 井上 弦・米山忠克・杉山真二・岡田英樹・長友由隆 (2001) 都城盆地の累積性黒ボク土における炭素・窒素安定同位体自然存在比の変遷—植物珪酸体による植生変遷との対応—. *第四紀研究*: 40, 307–318.
- 31) Tisdall, J.M. and Oades, J.M. (1982) Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Eur. J. Soil Sci.* 33: 141–163.
- 32) Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S. and Denef, K. (2004) A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil, Tillage Res.* 79: 7–31.
- 33) Rillig, M.C. (2004) Arbuscular mycorrhizae, glomalin, and soil aggregation. *Canadian J., Soil Sci.* 84: 355–363.
- 34) Bronick, C.J. and Lal, R. (2005) Soil structure and management: a review. *Geoderma*: 124, 3–22.
- 35) 浦山佳恵・櫻井秀雄・石丸敦史 (2025) 長野県木曽郡における先史時代の遺跡の分布と遺構・遺物. 日本地理学会秋季学術大会発表要旨.

Formation onset of Kuroboku (Andosols) and its relationship with topographic conditions in the Kaida Highland, Nagano Prefecture, central Japan

Nozomi HATANO^{1, 2}, Yoshie URAYAMA², Fujio HYODO³, Yuki KOBAYASHI⁴, Hitoshi TOGASHI⁵

- 1 *Current Affiliation: Geology Program, Faculty of Science, Niigata University, 2-8050 Igarashi, Nisi-ku, Niigata 950-2181, Japan*
- 2 *Nagano Environmental Conservation Research Institute, Natural Environment Division, 2054-120 Kitago, Nagano 381-0075, Japan*
- 3 *Graduate School of Environmental, Life, Natural Science and Technology, Okayama University, 3-1-1 Tsushima-naka, Kita-ku, Okayama 700-8530, Japan*
- 4 *Department of Geography, Faculty of Letters and Education, Ochanomizu University, 2-1-1 Otsuka, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8610, Japan*
- 5 *Professional Engineer Office “Chikyu Gakusha” 1300-21 Kurokawa, Iizuna town, Nagano, 389-1214, Japan*

Key words : Andosols (Kuroboku), Volcanic ash soil, Jomon period, AMS radiocarbon dating, Stable carbon isotope ratio

Abstract

This study examined the initiation age and formation processes of Kuroboku soils (Andosols) distributed in the Kaida Highland, Kiso Town, Nagano Prefecture, with particular emphasis on the influence of topographic factors. Soil profile descriptions, AMS radiocarbon dating, and analyses of carbon content and stable carbon isotope ratios were carried out for the soils at six sites located on different geomorphic surfaces in the Kaida Highlands. The results show that the ages of the lowermost part of the Kuroboku soils differed among sites. These differences can be attributed to variations in deposition and erosion processes related to slope and topographic position, as well as the effects of local disturbances, including human land use. In addition, differences among sites in horizon boundaries, soil structure, carbon content, and stable carbon isotope ratios suggest that the formation of Kuroboku soils was influenced by multiple processes, including continuous humus accumulation, redeposition, erosion, and anthropogenic disturbance. The basal age of the Kuroboku soil, at the oldest site, is estimated to be approximately 7.6–7.5 cal kyr BP, corresponding to the Early Jomon period. This period broadly corresponds to an increase in the number of archaeological sites in the Kiso region, suggesting that the anthropogenic land use may have contributed to the development of Kuroboku soils.