

京都白川の弥生時代前期末の土石流

富井 眞

1 はじめに

京都盆地東北部の白川扇状地に位置する京都大学の吉田キャンパスには（図126）、先史時代に堆積した黄褐色を呈する厚い砂層が広く確認されている。便宜的に「黄色砂」と呼ばれている、花崗岩の風化砂礫から成るこの地層においては、これまでのところ明瞭な不整合面も確認できていないので、短い時間の堆積とみなされており、その基質や含有物・層厚から、白川系の土石流堆積ないしは洪水性堆積として扱われてきている。そして、黄色砂の直下から弥生時代前期末の水田が検出されたことにより、この土砂堆積を自然災害

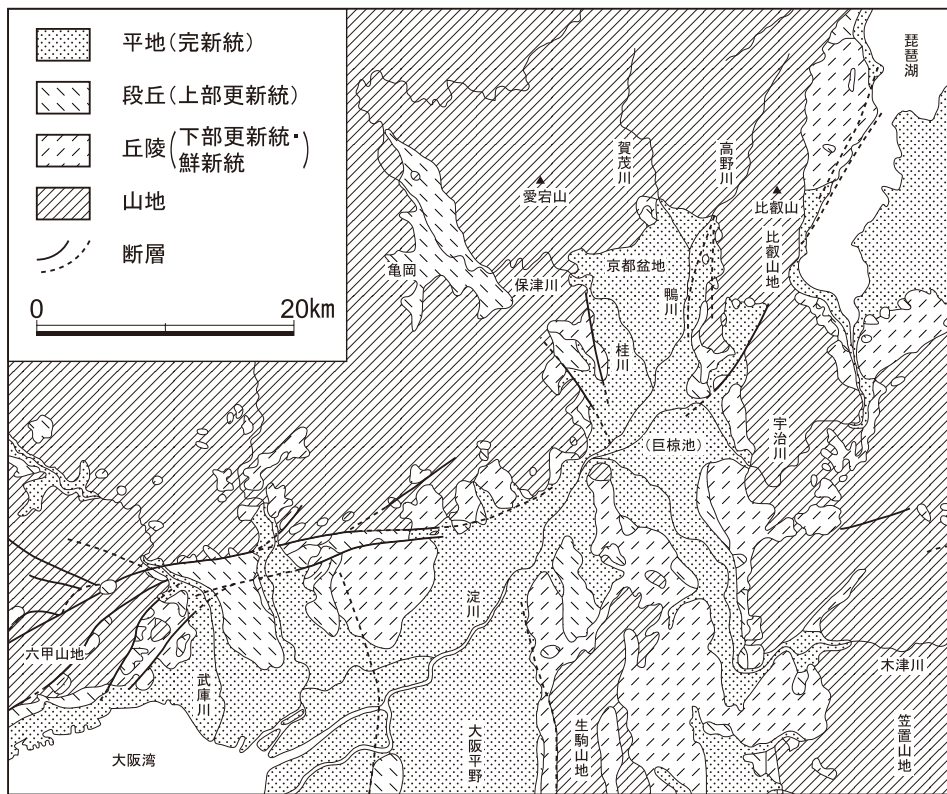


図126 京都盆地の位置と周辺の地形 縮尺1/60万 (文献30を一部改変)

という視点からもとらえるべき状況を迎えている。

本論では、まず最初に、黄色砂が土石流堆積層であることを確認する。次いで、この弥生前期末に白川から流れ下った土石流の、現状で把握できる規模について検討する。その後、土砂供給地の様相の推察と、現代の花崗岩地盤地域の土砂災害との比較などから、白川土石流の原因を推測する。最後に、予察的に、白川周辺の水系の遺跡（＝同時代別空間）での余波等を指摘するとともに、白川扇状地のその後（＝同空間別時代）についても言及する。面的な情報収集の可能な埋蔵文化財発掘調査の蓄積によってのみ可能となる、先史時代を対象としたこの作業が、土砂災害史のみならず、先史時代の集落動態や扇状地の形成過程などの研究にも、わずかながらでも貢献できれば幸いである。

2 土石流堆積の特徴

比叡山地南部から流れ下る白川の扇状地に位置する京都大学構内遺跡には（図127）、主に黄褐色を呈する先史時代の厚い砂層が堆積していることが、30年以上前から確認されている⁽¹⁾。遺跡の発掘調査で鍵層として認識されているこの「黄色砂」にあつては⁽²⁾、その下部に幾つもの巨礫がまとまって確認された地点があることから、土石流もあったと判断されている⁽³⁾。黄色砂は、肉眼では、葉理（＝ラミナ）を認められず直径5mm程度までの花崗岩風化礫で構成されているように見える、という特徴をおよそ吉田キャンパス一帯で共有しており、同時期に堆積したものとみなされてきている⁽⁴⁾。この他に、黄色砂についての特徴として、粒度分析によって、0.25～1.0mmの粒径を主体として砂分の淘汰がよい一方で粒径が0.0625mmより小さいシルト・粘土分も10%含まれていることが確認されている⁽⁵⁾。さらには、北部構内でも本部構内でも吉田南構内でも、黄色砂の堆積相の上方粗粒化（＝逆級化）が確認されている（図128-1）⁽⁶⁾。

さて、土石流堆積物と洪水などの掃流堆積物とを明瞭に区分する特徴は二つあるという。一つは、後者にラミナがよく発達しているのに対して前者にラミナが見られないことであり、もう一つは、粒径19mm以下の試料を比較したときに0.074mm以下の岩屑物の含有率が、後者は2～3%なのに対して前者は10%程度になることである⁽⁷⁾。また、土石流では、流動時にも粒径の小さいものが粒径の大きいものどうしの隙間を落下したりするなどの理由から、下部から上部にかけて粒径が小→大となる逆級化を示し、堆積時にも逆級化しているのがしばしば認められるという⁽⁸⁾。吉田キャンパスの黄色砂は、ラミナの認められない点、シルト・粘土の含有率が10%程である点、逆級化が確認されている点、この3つの

土石流堆積の特徴

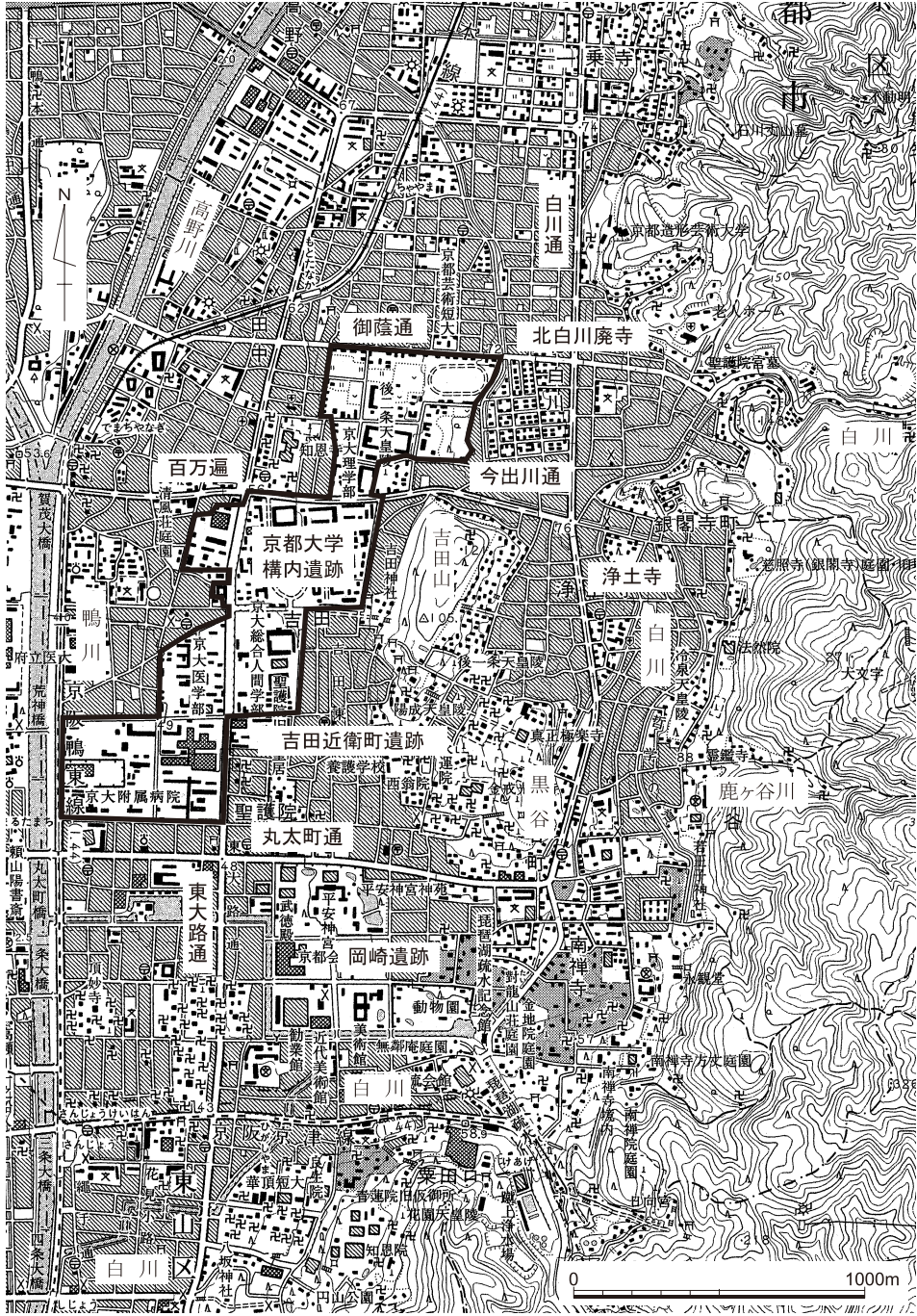
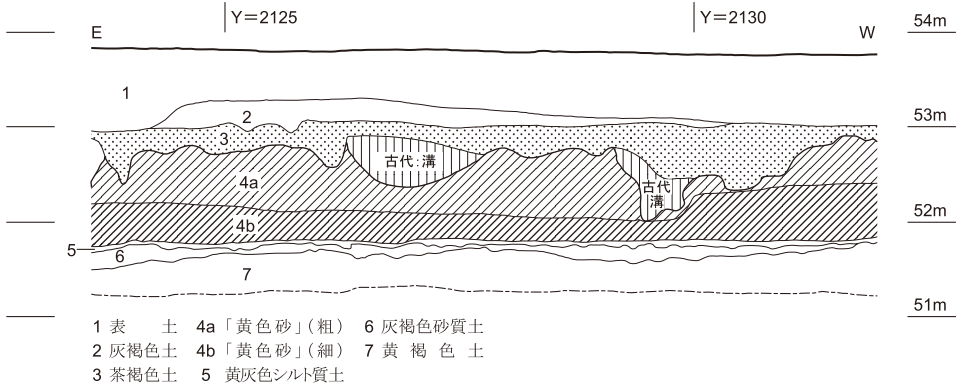


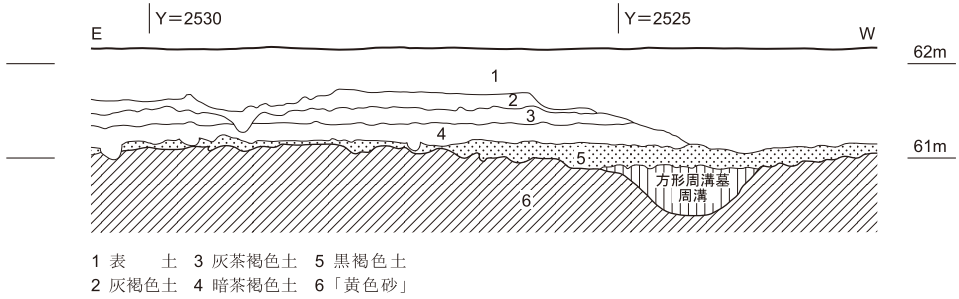
図127 京都大学構内遺跡の位置とその周辺 縮尺1/2万5千

京都白川の弥生時代前期末の土石流

1. 220地点(吉田南構内)(文献19を一部改変)



2. 229地点(北部構内)(文献70を一部改変)



3. 238地点(吉田南構内)(文献21を一部改変)

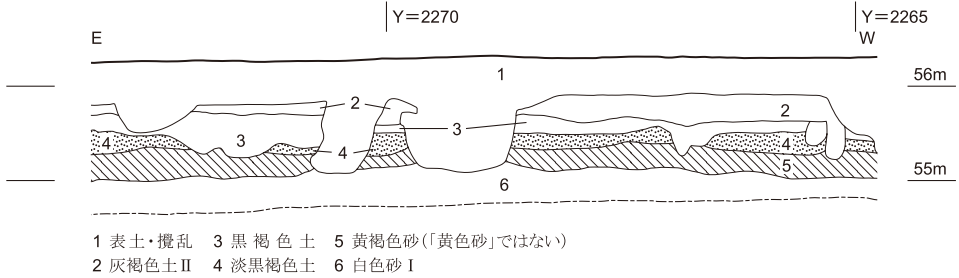


図128 京都大学構内遺跡の土層堆積例 縮尺1/80

土石流堆積の特徴

特徴からみて、洪水などの掃流堆積物ではなく土石流堆積物であることは明らかであり、その土石流は石礫型土石流⁽⁹⁾に分類できるかもしれない。

ただし、正確に言えば、「黄色砂」のすべてが土石流堆積物というわけではない。例えば北部構内276地点では、黄色砂として一括りでとらえられた厚さ200cm程の砂層のうち、上部8～9割程度については、白川砂のような白味の強い砂とは異なって黄色味がかっている。このため、渓床堆積物とはみなしがたい上、黄色砂の詳細な粒度分析でも全体のうちの上部は土石流の堆積物という結果が得られたけれども、下部30cm程度（全体の2割弱）は、白川砂と呼ばれるに相応しい白みがかかった色調を呈するだけでなく、粒度分析でも土石流と洪水との中間的な性格の堆積物であることが確認された⁽¹⁰⁾。従って、土石流に先行する、洪水および洪水と土石流の中間形態的な流れがあって、その段階では、上中流の渓床堆積物のみが下流域にまで流れ来て堆積していることは間違いなからう⁽¹¹⁾。このように、黄色砂のすべてを「土石流」の一言で済ますのは、本来的には適切ではない。しかし、明瞭な不整合面によって分離されることのなかった黄色砂にあって⁽¹²⁾、土石流に先行する洪水などを土石流とまったく別の現象ととらえるよりは、それが露払いのような性格をもっていたと判断して、以下では、黄色砂を土石流堆積層として扱う⁽¹³⁾。

土石流堆積物については、垂直層位の微細的な観察以外に、いわば巨視的に見た、広がり全体についての傾向もわかってきている。谷の出口を出た土石流は、障害物がない状態では、谷の出口と堆積前線とを直径とする円の内部に分布することが実験的に確かめられているが⁽¹⁴⁾、実際には既存の扇状地地形の制約を受けるので、通常の土石流は、機能している流路や凹地などの形状に大きく左右されて分布・堆積することになる。石礫型土石流の堆積物観察によれば（図129）⁽¹⁵⁾、土石流は流れの先端に粒径の大きいものが集まり堆積も厚くなるので、土石流全体の縦断面はオタマジャクシのような頭が大きくて尻すぼみの形状になる。また、先端に粒径の大きい礫が集まることは横断面にも当てはまり、大きい礫は、土石流の外端に分布し流れから取り残されていく⁽¹⁶⁾。特に、蛇行する谷を土石流が通過するときには、ボブスレーで身体が振られるのと同じように、大きい礫が側方の斜面の上の方にまでもたらされてそこに残されたりもする。つまり、巨礫の分布は、土石流の広がりや直前の旧地形を示唆してくれるのである。構内遺跡でも、黄色砂中に1m以上の巨礫が含まれる地点が点在しており、それらは白川土石流の主体部分の最終的な道筋や白川扇状地の旧地形を推定復元するのに供する。

京都白川の弥生時代前期末の土石流

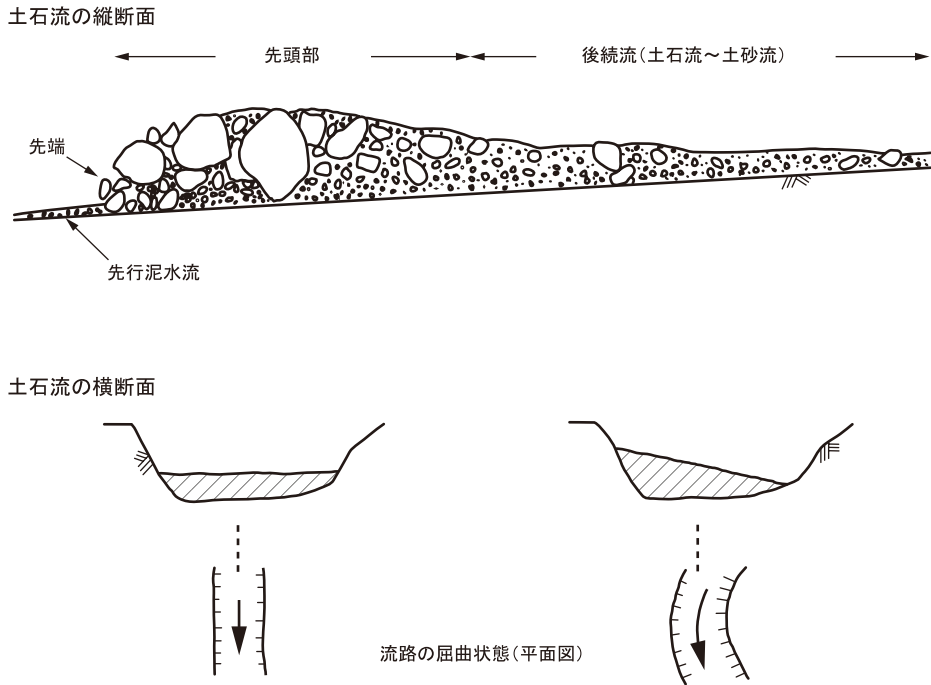


図129 石礫型土石流の断面模式図 (文献55を一部改変)

3 白川土石流の時期と規模

前章で黄色砂が土石流堆積物であることを確認したので、本章では、その土石流の時期について説明し、規模について検討する。黄色砂の堆積時期は、これまでの調査成果から、弥生時代前期末から中期初頭(約2500年前)であることが知られている。すなわち、黄色砂の直下層から遺物が出土する場合には、構内遺跡のどの地点でも、弥生時代前期までの遺物や遺構しか確認されず⁽¹⁷⁾、最新の土器編年という弥生前期の最末段階まで含まれるものの⁽¹⁸⁾、弥生中期前葉に帰属する資料は確認できない。その一方で、この土石流堆積の直上で確認される最も古い遺構は、弥生中期前葉までであり⁽¹⁹⁾、弥生時代前期には遡らない。この状況から、この土石流の堆積時期は弥生時代前期末中期初頭に特定される。本論では、下層に中期の資料が皆無であることをもって、この土石流の年代を弥生前期末とする。

土石流の規模については、まず、堆積の分布と層厚を考えてみる。構内遺跡及び隣接遺跡で黄色砂が確認されている地点の層厚を示したのが図130~132である⁽²⁰⁾。大きくとらえ

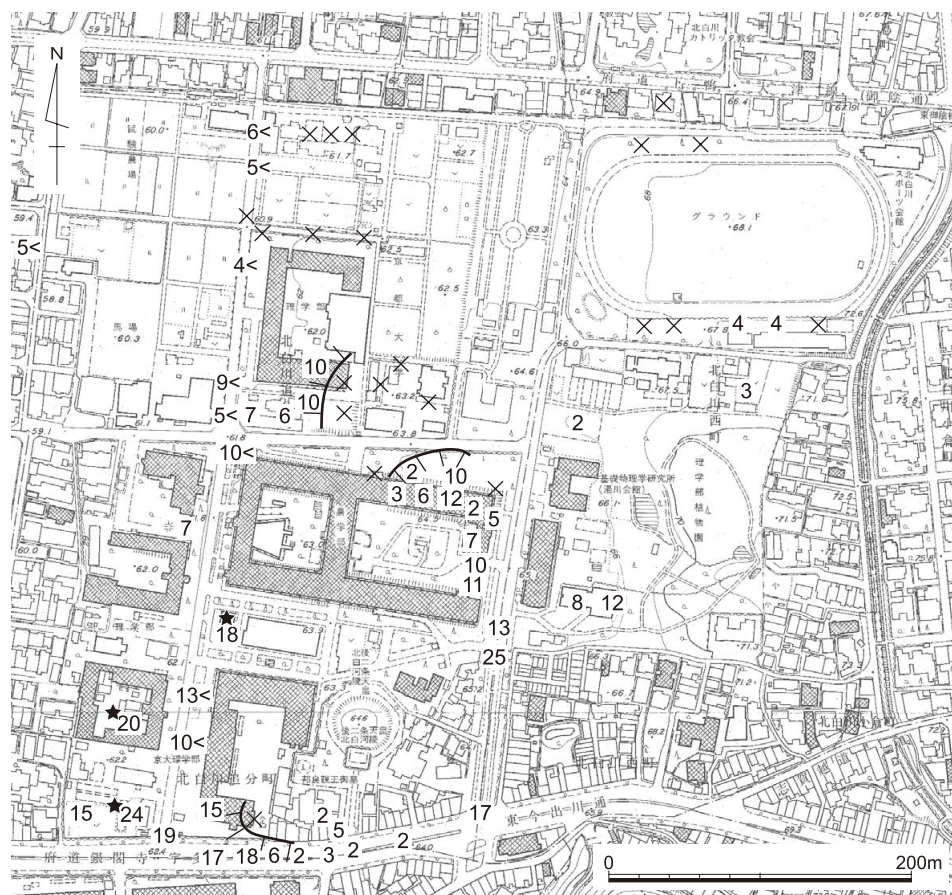


図130 京都大学北部構内の黄色砂の層厚と巨礫の分布（層厚は×10cm，巨礫は★）縮尺1/5000

れば、北部構内南辺から本部構内北辺を経て本部構内西辺から吉田南構内西辺に至るところでは堆積が1 mを越えるほどに厚い。それに対し、北部構内の東北部や本部構内の中央部、本部構内東部から吉田南構内東半には堆積が見られない（図130～132の×印）。これらの図を基に、分布を等厚線とともに示したのが図133である。分布については、発掘等の調査によって情報を得ている地点やその周辺は図示したが、有効な情報のない部分については空白にしてある。また、百万遍以南の東大路通から西側では、高野川の氾濫によって黄色砂が広く削り取られているが⁽²¹⁾、流失量を推察する術はない。百万遍以北では、北部構内北西の住宅地では黄色砂の堆積が確認できているが⁽²²⁾、北部構内276地点の西縁はおよそ南北方向に黄色砂が削り去られているので⁽²³⁾、高野川系流路による黄色砂の浸食が、北

京都白川の弥生時代前期末の土石流

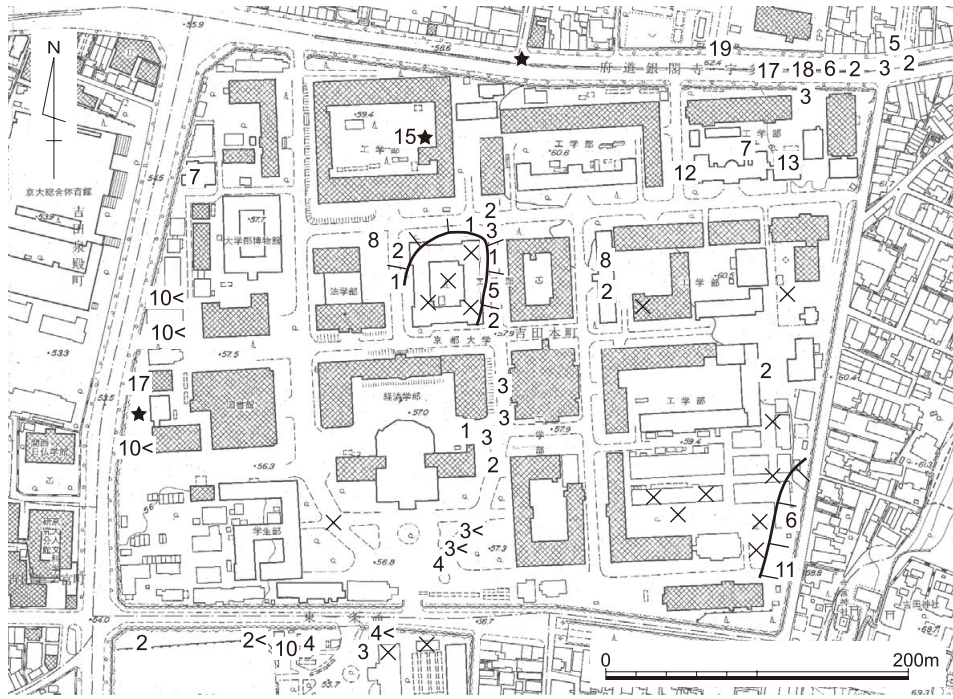


図131 京都大学本部構内の黄色砂の層厚と巨礫の分布（層厚は×10cm，巨礫は★）縮尺1/5000

部構内の西端にまで及ぶところもあったことがわかる。

分布の確認できた地点の層厚について留意すべきは後世の削平である。黄色砂の堆積以後現代に至るまでに土地の削平が度々おこなわれたことは既往の調査からも十分にうかがえ、黄色砂直上の地層は、通常は、平安時代を主体とする層厚20cm程度の古代の遺物包含層（主として黒褐色土）、ないしは中世の遺物包含層（主として茶褐色土）である。弥生中期前葉の遺構が確認された北部構内の54・229地点でも、その方形周溝墓は、9～10世紀の遺物包含層である黒褐色土を掘削除去して黄色砂の上面を露出したときに検出されたが²⁴⁾、確認されたのは周溝のみで、その内側にあるべき埋葬主体部は確認されなかった(図128-2)。つまり、弥生中期前葉の旧地表面（および黄色砂上部）が平安時代までには削平を受けて、墓の埋葬部を区画する深い溝の下部のみが残存していたのである。この他の地点でも、黄色砂の上位に弥生時代に限定できる遺物包含層が面的広がりをもって確認されることはまったくない。このことから、平安時代までには、弥生中期前葉の旧地表面より下位の黄色砂の上部が削平されていたことがわかる。近畿地方に大古墳や宮都を築いた

京都白川の弥生時代前期末の土石流

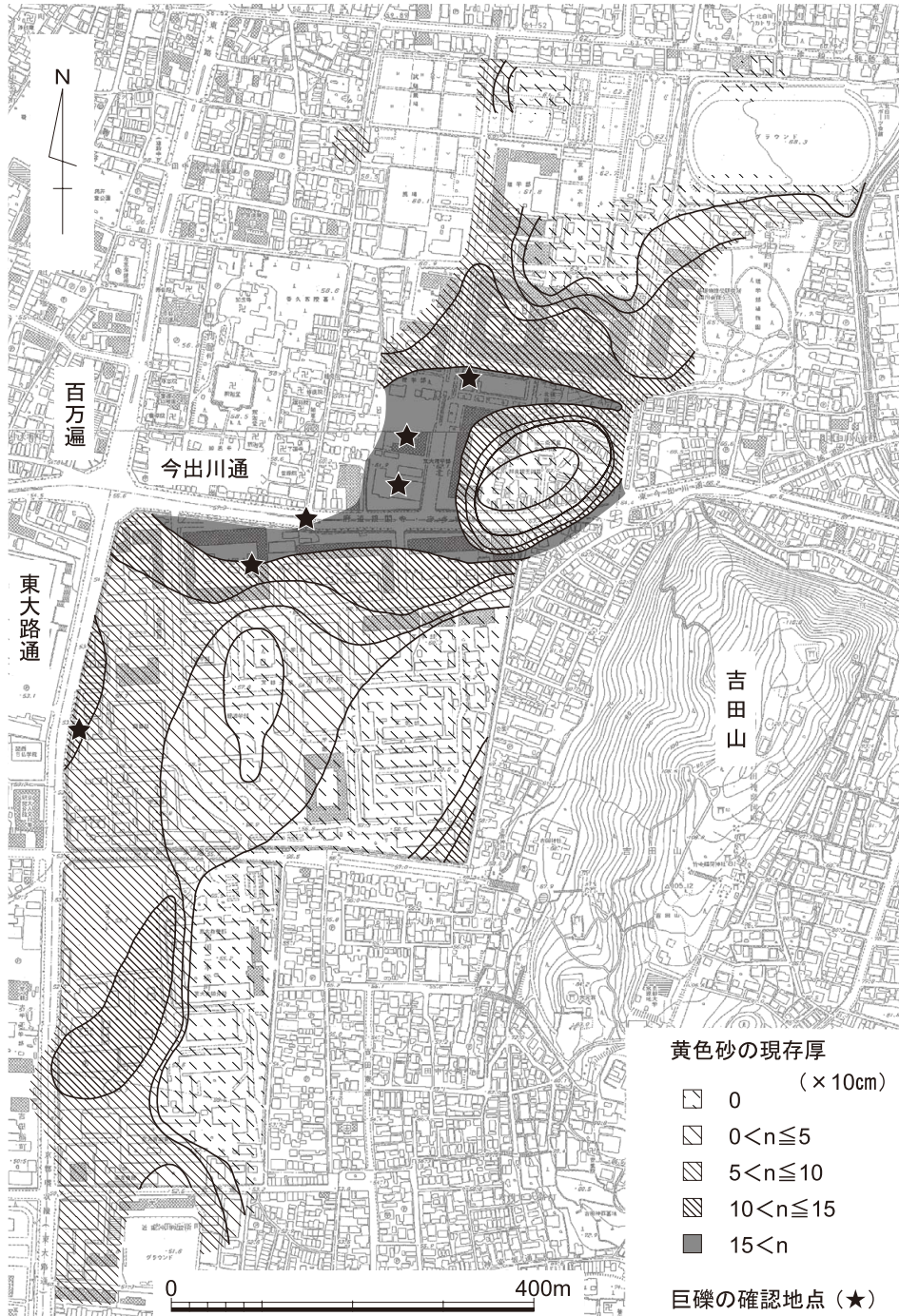


図133 黄色砂の分布と等層線 縮尺1/8000

接する構内遺跡の状況から、この砂層は、弥生白川土石流の堆積層とみなしえる。次に、構内遺跡の南方約1kmに位置する岡崎遺跡は、構内遺跡の下流に位置するが、弥生前期の遺物がほとんどまったく出土していないようである⁽²⁷⁾。弥生中期前葉からは東大路通に近い遺跡西部に方形周溝墓が幾つか確認されているが、それらはいずれも、遺物を含まない黄色の砂層の上に築かれている⁽²⁸⁾。この砂層については、弥生中期前葉より古いことはわかるがそれ以上のことは不明であり、白川土石流にともなうものとは断定できない⁽²⁹⁾。その一方で、同じ岡崎遺跡でも東部で検出された大きな自然流路は、最下部こそ流速の早い水成堆積の礫層がありそこから縄文晩期の土器が出土しているが、古墳時代まで湿地の様相を呈しており、弥生前期末に一挙に埋まった形跡はなさそうである⁽³⁰⁾。以上のことから、弥生前期末の岡崎遺跡については、西部に関しては、土石流一般に見られる下流域での土砂流や洪水流の堆積が残存している可能性は捨てきれないが、東部にはそうした一挙性の土砂移動現象は及ばなかったと考えられる。

京都大学構内遺跡の東北東約1kmの北白川廃寺は、白川の谷出口付近に位置しており、弥生白川土石流が流下したことは間違いないので、少し細かく見てみよう。構内遺跡北隈を東西に走る御蔭通より北では、御蔭通と白川通の交差点の北北東約100mの地点で、縄文晩期末の包含層を覆う厚さ0.7~0.8mの無遺物層があり、その上面に7世紀の寺院遺構が築かれている。ただしこの無遺物層は、粒度の大小や色調の明暗という点で複数の自然堆積層と思われる層が互層になっているので、一挙性の堆積とは言いがたい⁽³¹⁾。そこに西接する地点の調査でも、縄文晩期末の包含層を覆う、上部を削平されて堆積年代の不明な黄褐色の砂層が0.2m堆積している⁽³²⁾。あるいは、白川通をまたいでその西約100mに位置し構内遺跡により近くなる塔跡付近では、7世紀の寺院の基壇の基盤となっている、堆積年代の不明な厚さ0.4m以上の砂礫層に、50cm角以上の花崗岩の巨礫2点が含まれている⁽³³⁾。同じく白川通以西では、塔跡の北約150mの、瓜生山の裾野に近い地点で、縄文から弥生にかけての包含層の上位に、8世紀の遺構面の基盤となる黄褐色の砂層が0.3m堆積している⁽³⁴⁾。このように、御蔭通以北では、弥生白川土石流に該当する可能性のある砂層・砂礫層が各所で確認されている。一方、御蔭通より南では、白川通以東についていくらかの情報がある。御蔭通と白川通の交差点の南東約100mでは、縄文後晩期の遺物包含層の上位で6~7世紀の遺構面の基盤となる、厚さ0.4mほどの暗黄灰色の砂層が確認されている⁽³⁵⁾。しかし、白川通沿いでは、御蔭通の南150m辺りから、黒みがかった縄文時代の遺物包含層の上に無遺物の砂層を介在させずに6~7世紀の遺構が構築される層序が南方へ

100mほど広がる。さらにその南では状況がまた変わって、中世の遺物包含層の直下に無遺物の砂層・砂礫層が堆積する層序が、少なくとも今出川通辺りまでは続く⁽³⁶⁾。

北白川廃寺は谷の出口近くに位置する分だけ後の浸食を受けやすいとはいえ、弥生前期末の土石流堆積層を残している可能性は高い。北白川廃寺の寺域は、「やや北へ下がりぎみの、等高線もゆるやかな場所」⁽³⁷⁾であるが、そのなだらかな地形に築かれた寺院の基盤は、基本的に第四紀の堆積物であり、おそらく縄文時代以後で古墳時代以前の白川堆積物である。その堆積層中の砂層のどれかは、弥生土石流に相当すると考えても無理はなく、そして、寺域北辺の瓜生山の裾野に近い地点の砂層がそれに該当するならば、白川扇状地の少なくとも北半は弥生白川土石流の分布域となる。しかし、確たる時期比定は未だ不可能な状況にあるので、ここでは弥生白川土石流堆積物の可能性の指摘にとどめておこう。

以上のように、京都大学構内遺跡やその周辺の遺跡の調査にもとづいて黄色砂の堆積について作成した図133の三次元的情報は、およそその最小値にすぎず、実際の土石流の規模はこれを凌駕することは間違いない。しかし、最小値ということ承知した上で、その黄色砂の広がりや体積について試算すると、面積は23万㎡を超え、堆積土砂量も20万㎡を超える⁽³⁸⁾。ただし、上述のように、黄色砂の下部に土石流ではない堆積物を含む地点が複数存在するので、そうした堆積物の広がりこそわからないけれども、堆積土砂量の2割程度は、先行する洪水がもたらした中上流の溪床堆積物だと想定しておこう。すなわち、崩壊土砂量のうちで扇状地に流出した土砂の量を、最小値で16万㎡と見積もる⁽³⁹⁾。いずれにしても、20万㎡を超える堆積土砂量は、大規模土石流と呼ぶに相応しい⁽⁴⁰⁾。

続いて黄色砂の内容物を見てみると、長軸1m以上の巨礫を包含している地点が堆積の厚いところに少なからずあり（図133の★印）、中には2mを優に超える場合もあるので、層厚のみならず運搬物の大きさからも、流下した土石流の規模が尋常ではないことが想像できる。黄色砂直下の土層の標高と黄色砂中の巨礫の分布を基にして復元した土石流直前の地形を、土石流堆積後の地形と比べてみると、等高線のはしり方も大きく異なり、地形の変化も甚だしいことがわかる（図134）。しかし、これまでのところ、黄色砂の中からは、人間活動の痕跡を示す人工遺物は、吉田南構内南辺で土器片がわずかに出土しているにすぎない⁽⁴¹⁾。このことは、その上流で人間の活動域が土砂に巻き込まれた可能性を示唆するとはいえ、災害という観点からは大規模とはおよそ言えない。黄色砂には、岩屑物や人工遺物以外には何も含有されておらず、これまでに流木や枝も炭化物も回収されていない。これは、土砂供給地の様相を推察する際に留意すべき点である。

白川土石流の時期と規模



図134 黄色砂堆積前後の等高線 縮尺1/8000

4 供給地の様相

前章では、弥生白川土石流の最小規模を数値化した。本章からは、その土砂を運んだ土石流の原因を考えてみよう。土石流発生の原因については、地形・地質・植生の自然条件に土地利用状態も含めた素因と、降雨・融雪のような気象条件の変動や地震・火山噴火のような地殻内部に起因する変動などの誘因とが、互いに作用しあった結果として土砂移動が生じている⁽⁴²⁾、ということ踏まえて推測する必要がある。本章では、素因を確認するべく、20万m³の土砂を供給した白川の上中流域の様相を整理していこう。

図135に見るように、比叡山の南半は、大文字山・如意ヶ岳に至るまで花崗岩質の地盤である⁽⁴³⁾。時には地下数十mの深さまで風化しボロボロになることがあるという花崗岩は、この一帯では、古生代・中生代の堆積岩からなる比叡山と大文字山・如意ヶ岳との間に白亜紀に割って入ってきたのだが、その花崗岩が風化して、山並は両者の間で低まり、風化礫は粉々になって白川の語源ともいわれる白い砂となって流下し扇状地やその下流へともたらされている⁽⁴⁴⁾。地質横断面に照らせば、この花崗岩地帯は、花崗岩自身が進入したときに接触部の堆積岩が熱変成して堅くなった南北のホルンフェルスに挟まれており、風化に耐えるホルンフェルスが比叡山と如意ヶ岳としてそびえ、風化で“マサ”になって浸食された両山の間が一段と低くなっている。そして、「比叡山・大文字山の間には、ほとんど砂山に近い状態にまで風化が進んだ箇所を見出すことも稀でない」ようである⁽⁴⁵⁾。

この花崗岩地域は、起伏量は小さいけれども谷密度が大きいことが指摘されている（図136・137）⁽⁴⁶⁾。花崗岩の風化と地形については、他地域の事例から、起伏量の大きさと風化に相関があるとされており、強風化域は、起伏量が小さくて谷密度が大きく丘陵性の山地の様相を呈して丸味を帯びた山容を示す⁽⁴⁷⁾。無論、弥生前期の白川水系の花崗岩の風化度合いについては、直接的な資料はない。花崗岩類の地盤が土砂崩壊を起こすサイクルの研究事例から見れば⁽⁴⁸⁾、弥生前期末の土石流に匹敵する大規模土石流が過去数百年以上にわたって発生していない白川では、2000年前の表層の方が風化していたとさえ考えられるかもしれないが、ここでは、とりあえず現状の風化程度をそのまま適用することにしよう。

比叡山から大文字・如意ヶ岳の間の水系は（図137）、不規則なかたちを呈して分水界にも偏りが見られる。現在は標高400m前後のこの低まりの、およそ半分の面積の土砂は、白川に流れ込んでいる。こうしたことの原因として、琵琶湖側に細く南北に分布する石英斑岩の浸食抵抗が花崗岩よりも相対的に強いことと、琵琶湖よりも京都盆地の方が標高が低

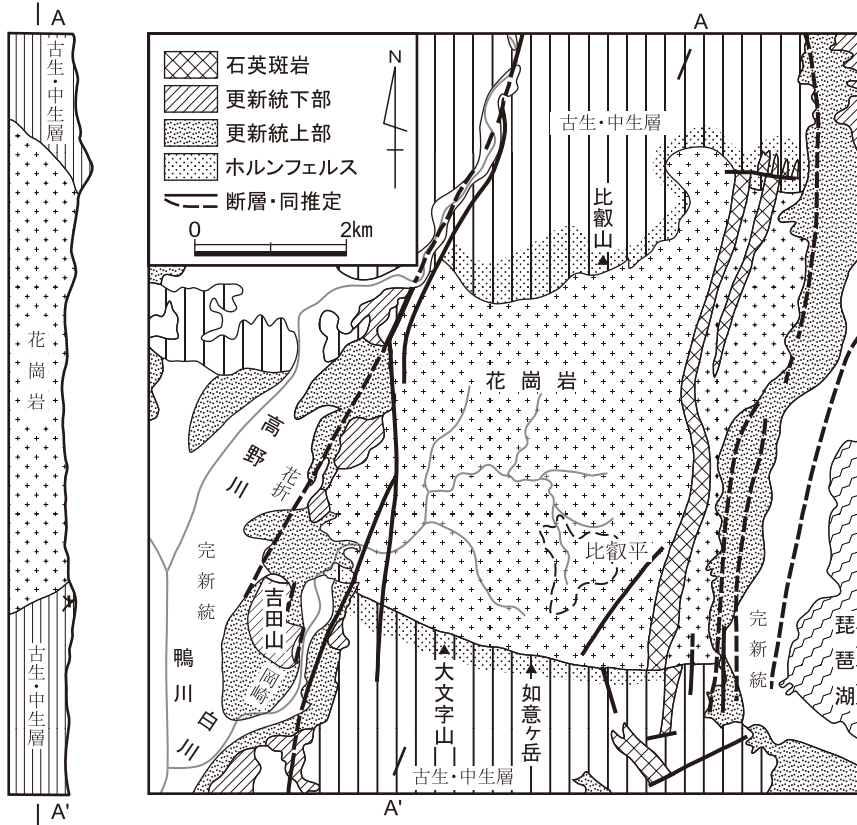


図135 比叡山地南部の地質と地形 縮尺1/10万 (文献1を一部改変)

いために京都側での谷の発達が進められたことが、指摘されている⁽⁴⁹⁾。実際に、白川の集水面積はおよそ15km²に及び、一つ北の谷を京都盆地へと流れる音羽川の集水面積の約6倍であるばかりか、滋賀県側の全集水面積の総計をおそらくは凌いでいる。そして、この白川流域の土砂は、袋状に一気にすぼまりながら集積されて細い谷を蛇行して抜けて京都盆地へともたらされる。

弥生時代前期末の白川の上中流域の古植生については、該当するデータは管見に触れなかったもので、京都大学北部構内の北白川追分町遺跡⁽⁵⁰⁾や京都盆地北部の深泥池⁽⁵¹⁾や比叡山東麓の滋賀里遺跡⁽⁵²⁾といった山麓やその付近の(図138)、先史時代の地層から発見される植物・昆虫遺存体分析に依拠せざるをえない。弥生前期に時期限定できるデータはないが縄文時代晩期ごろでは、京都盆地側ではコナラ亜属が1割弱程度あるのに対して琵琶湖側

京都白川の弥生時代前期末の土石流

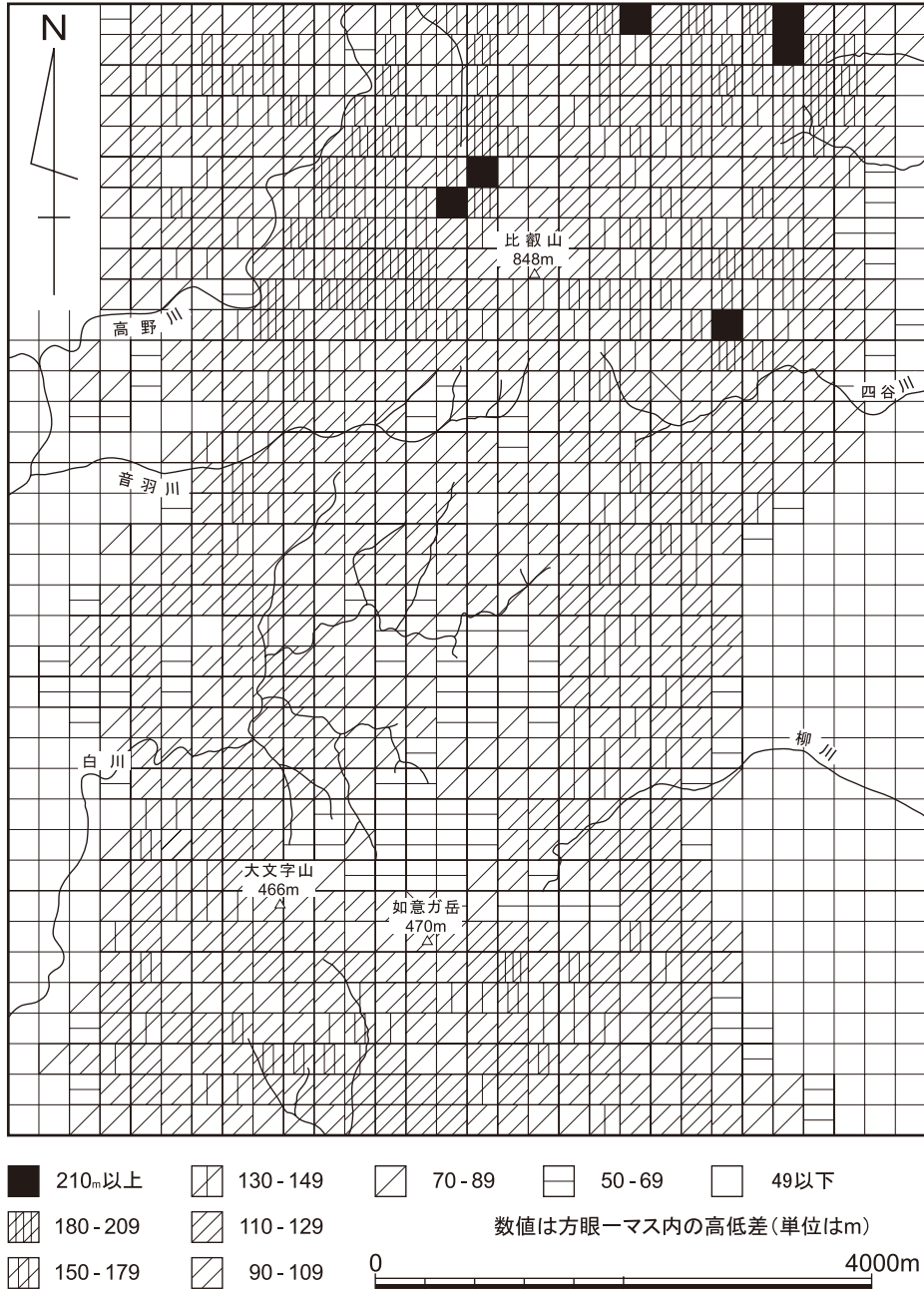


図136 比叡山地南部の起伏量 縮尺約1/6万 (文献5を一部改変)

供給地の様相

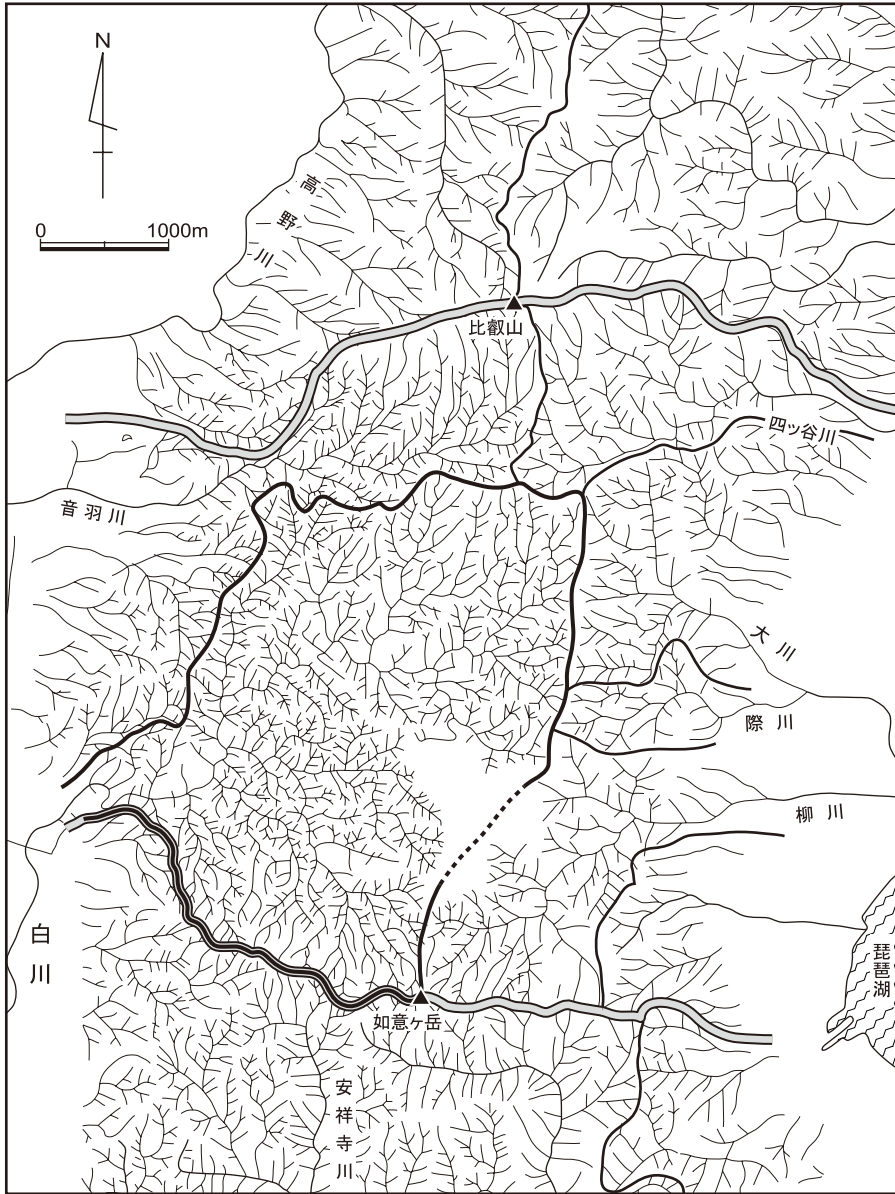


図137 比叡山地南部の谷密度 縮尺約1/6万 (文献1を一部改変)

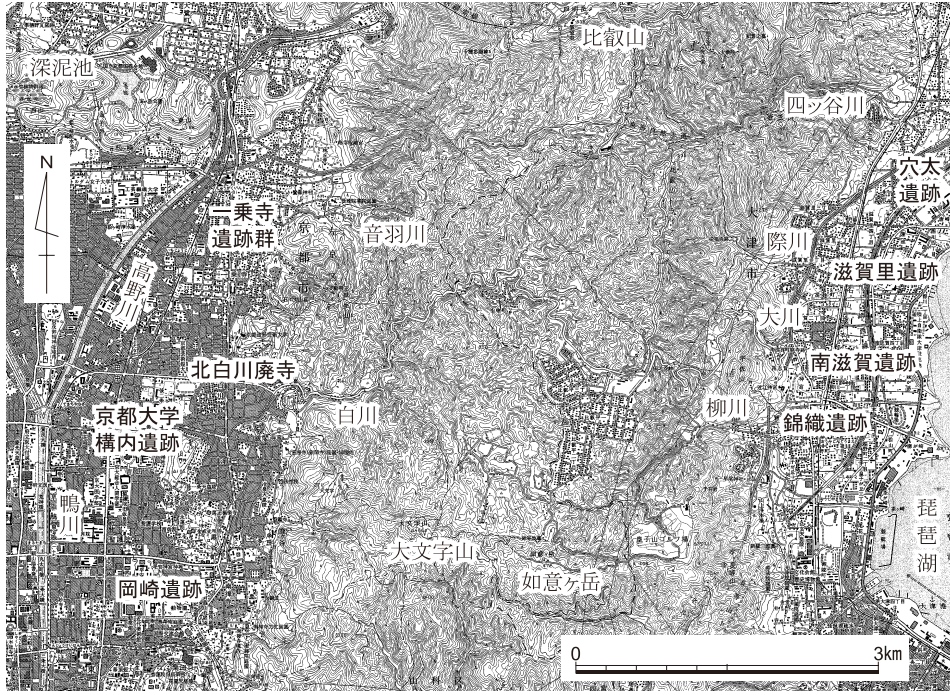


図138 比叡山南麓の弥生時代前中期の遺跡ほか 縮尺1/7万5千

ではきわめて少ないなどの差異はあるものの、大筋として、アカガシ亜属などが優先しスギやヒノキ科などの針葉樹もやや優勢であるような、いくぶん冷涼な照葉樹林が想定できるようである。比叡山の北方20kmほどに位置し標高が比叡山程度の京都市左京区八丁平湿原では⁽⁵³⁾、縄文後期から古墳時代くらいにかけての時間幅ではあるが、ミズナラなどを中心にしてブナなどをともなう冷温帯落葉広葉樹林だったようである。また、比叡山の西方40kmほどに位置し、標高が白川中流域の山林に近く190mをはかる大阪府能勢町柏原では⁽⁵⁴⁾、弥生前期に近い2300年前ごろでは、カシ類やシイ類を中心とする常緑広葉樹林でスギも優勢だったので、およそ比叡山南麓扇状地の遺跡群と同様といえる。以上から、土石流が発生したころの白川の上中流域の植生を推測すれば、アカガシ亜属などの照葉樹が主体でスギなどの針葉樹も優勢だったと思われる。さらには、当時の林野開発の動機や能力を時代像に照らして考えるならば、原生林だったと考えることも許容されよう。

この推測の一方で、京都盆地東辺の弥生前期末から中期初頭に該当する時期の流路などの自然堆積層で、流木がどの程度出土しているかは不明である。京都大学構内遺跡の黄色

砂にまったく包含されていないのは、もともと存在していても腐朽してしまった可能性はあるにしても、より下流の低湿性遺跡での流木についての具体的な資料のない現状では、土石流に流木をともなっていない状況、例えば禿げ山の土砂流出という想定も、完全には排除しきれない。植生のない裸地では斜面崩壊頻度が高く流出土砂量が多くなることはよく知られている通りだが、弥生前期に15kmに及ぶ山地に樹木が存在しない理由を考えるならば、人為的伐開と考えるよりは山火事を想定すべきであろう。しかし、前述のように、構内遺跡の黄色砂中には炭化物すら確認できず、下流の京都盆地東辺の遺跡でもそうした炭化物含有のデータは管見に触れていない。そこで、山火事直後ではなくそれを契機として長期にわたって白川の集水域一帯が禿げ山になっている状況を想定することになるが、花崗岩類の地盤の斜面崩壊のサイクルと植生回復の様相とに照らせは⁽⁵⁵⁾、それは考えにくい。以上より、下流域で流木が確認されていないことについては、(裸地がある程度存在していた可能性は否定できないもの) 集水域一帯が禿げ山だったと考えるよりはむしろ、崩壊斜面の樹木が谷の出口に至るまでの蛇行した川筋にとどまって扇状地にはあまり流れてこなかったか、流下してきても、腐朽してしまったか、と考えておこう。

土砂崩壊の防止力において広葉樹と針葉樹との違いは明確ではないようだが⁽⁵⁶⁾、針葉樹のうちのスギやヒノキに対しては、広葉樹の方が、通常は土壌浸食を防止する効果があるようである⁽⁵⁷⁾。斜面安定には垂直根よりも水平根の方が寄与しているからという見解があり⁽⁵⁸⁾、実際に根茎の横への広がり、スギやヒノキよりもコナラなどの広葉樹は顕著になるようであるが⁽⁵⁹⁾、しかし、例えば記録的集中豪雨などのような特異な状況では、針葉樹よりも広葉樹の斜面の方が崩壊土砂量が多くなることもある⁽⁶⁰⁾。比叡山南半の弥生前期の植生が、アカガシ亜属などを主体にした照葉樹林だとしても、気象条件などが特異な状況になれば、山地斜面で大量の土砂が崩壊しても不思議ないのである。また、近現代の植林による針葉樹林よりも密度も総樹木数も低かろう弥生時代の白川上中流域の照葉樹林では、斜面崩壊においても単位面積あたりの倒木数も少なかり、原生林を想定するならば樹径は現在の森林樹木のそれよりもはるかに大きい可能性もあり、そうした樹木の小ささや径の太さのゆえに流木が扇状地まであまり流下しなかったと考えられないだろうか。

ここで、弥生白川土石流の素因を整理する。白川上中流域は、針葉樹を混在する照葉樹主体の原生林だったと思われるが、①地盤は弱く花崗岩風化層である。②起伏に乏しくて谷密度が高く、風化の度合いが高いと思われる。③集水域は広いが谷出口は狭い。

5 類似の土砂移動現象

前章では、弥生白川土石流の土砂供給地の地質と地形と植生から、土石流の素因を整理した。続いて、誘因を推測するが、素因と比べて誘因ははるかに短い時間の流れの中で考えるべきことである。先史時代が対象となる場合には特定は不可能に近いが、弥生白川土石流の誘因を探る手がかりを得るために、白川と同様の花崗岩類を水系の地盤とするほかの河川において、最近に生じた土石流や山腹土砂崩壊を数例概観しよう（表16）⁽⁶¹⁾。

白川水系から谷一つ北に位置して西流する音羽川では、昭和47（1972）年9月豪雨で土石流が発生している⁽⁶²⁾。流域の地質は白川と同源の花崗岩だが、流域北縁はホルンフェルス地帯であり、北側の支流の上流域では花崗岩よりもホルンフェルスの方がはるかに多いこともある⁽⁶³⁾。土砂災害当時の植生は、上流部ではアカマツ林・ヒノキ林が分布し、中流域には20年生以上の落葉広葉樹が主体的であったが、崩壊が多かったのは、20年生未満の針葉樹林植生のところだった。流域の単位面積当たりでは、崩壊面積率が約2.4%で、崩壊数密度は約73箇所/㎢、崩壊土砂量は約17000m³/㎢、堆積土砂量は約22000m³/㎢である。崩壊土砂量を崩壊面積で割った単位面積崩壊深度は1m²当たり0.7m未満となり、表層崩壊が多いことを物語るけれども、最上流域と中下流域の最大崩壊地では、深層風化をしていて崩壊後も新鮮な岩盤が現れていない。堆積の規模としては、扇状地上の市街地では厚いところで1.5mの土砂堆積があったが、狭い街路に集中して流れ込んだ可能性がある。また、中流域の砂防ダムの表面には直径1mの岩塊が幾つも確認されたが、下流域の扇状地にはこうした巨礫は到来しなかったようである。この土砂災害の誘因は、台風による強

表16 花崗岩類地盤の大規模土砂移動例

河川・地域	白川	音羽川	山城谷川	(木津川)	千洗川	六甲山系
主たる植生	広葉樹林	広葉樹林	針葉樹林	—	広葉樹林	針葉樹林
地盤	花崗岩	花崗岩	花崗岩	(花崗岩)	花崗閃緑岩	花崗岩類
流域面積(㎢)	≒15	2.3	4.1	45.5	11	≒150
時期	弥生前期末	1972.9	1953.8・9	1953.8	1972.7	1995.1
雨量	—	200mm/12h	580mm/12h	—	284mm/6h	—
崩壊箇所	—	171	205	4760	—	747
崩壊面積(m ²)	—	56600	304765	2702244	687500	≒250000
崩壊土砂量(m ³)	160000	39286	368195	2765368	446250	≒325000
最大礫径(m)	>2	—	>2	—	1	≒10
堆積土砂量(m ³)	>207000	≒50000	240000*	—	267800	—
最大堆積深(m)	>2.4	<1.5	—	—	3	—

「—」は不明。「*」は流出土砂量。

類似の土砂移動現象

い西風をともなった短時間の豪雨である。京都地方気象台の資料では、半日で200mm、そのうちの連続5時間では150mm近くに及ぶ時があり、さらにその中には1時間に40mmに達したこともあった。

京都府下での花崗岩地帯の大水害で資料がそろっているものには、昭和28（1953）年の南山城水害がある⁽⁶⁴⁾。木津川に注ぎ込む和東川を中心にした木津川右岸一帯では、土砂崩壊が数千箇所発生している。8月の寒冷前線通過による集中豪雨に加えて翌9月の台風による風雨によって被害が拡大した。一帯の地質は基本的には花崗岩と変成岩からなり、花崗岩地帯の植生はマツの天然更新にまかされていることの多い針葉樹林地域で、スギやヒノキなど植林もあまり進んでいなかった。数ある支流の中から、流域が花崗岩のみからなる山城谷川を抽出してみる。流下勾配は白川よりややきつく、植生は針葉樹主体で広葉樹はわずかである。流域の単位面積当たりでは、崩壊面積率が7.4%で、崩壊数密度は50箇所/km²、崩壊土砂量は約90000m³/km²、堆積土砂量は不明だが流出土砂量は約59000m³/km²である。崩壊部の単位面積崩壊深度は1.2m/m²を超える。この谷では、8月の集中豪雨時には半日で600mm近い降雨を記録している。なお、他の河川も含めてこの南山城水害のうちの花崗岩地帯の崩壊状況を見てみると、流域の単位面積当たりでは、崩壊面積率は5.9%、崩壊密度は約105箇所/km²、崩壊土砂量は約61000m³/km²になる。崩壊部の単位面積崩壊深度は約1m/m²である。

広葉樹が分布する花崗岩地帯での大規模土砂崩壊で資料がそろっている事例は、中国地方や中部地方などにあるが、ここでは、昭和47（1972）年7月豪雨の西三河災害を見てみよう⁽⁶⁵⁾。そのうち、白川よりも流下勾配がやや緩いけれども本川延長と流域面積が近似する千洗川をとりあげると、流域の単位面積当たりでは、崩壊面積率が約6.3%で、崩壊土砂量は41000m³/km²、堆積土砂量は24000m³/km²を超える。崩壊部の単位面積崩壊深度は0.7m/m²未満となり、表層崩壊が多いと言える。

こうした事例が示すように、花崗岩地域の土砂崩壊は、単位面積当たりの崩壊土砂量は多くはなくても、多くの地点での表層崩壊が樹枝状に発生してそれらが溪床堆積物を巻き込んで土石流になることが多いようである⁽⁶⁶⁾。

次に、花崗岩地域の降雨以外の誘因による土砂崩壊事例として、平成7（1995）年の兵庫県南部地震をとりあげる⁽⁶⁷⁾。1月中旬の乾燥期に生じたマグニチュード7.2の直下型地震である。六甲山系全体で見れば、流域面積の1%にもはるかに及ばない面積でしか崩壊が生じていないが、崩壊部の単位面積崩壊深度は1m/m²を優に超える。河川別に見る

と、崩壊土砂量、崩壊面積、崩壊個数のいずれも最大は住吉川で（流域面積約10km²）、それぞれ5万m³、7万m³、170箇所である。しかし、流域の単位面積当たりでみれば、崩壊面積率が約1.8%、崩壊数密度が約50箇所/km²、崩壊土砂量が約19000m³/km²という最大値を記録するのは、いずれにおいても東部の宝塚市を流れる流域面積が1km²未満の観音谷川である。実際、この地震で生じた山腹土砂崩壊は、神戸市灘区から東灘区・芦屋・西宮・宝塚にかけての東六甲山地に多く、中でも六甲山地東縁の宝塚市域は観音谷川のような崩壊の特徴をもつ河川が他にもあり、東六甲山地でも特にこの辺りが山腹崩壊が著しかったと言える。ただし、六甲山地東縁の崩壊土砂量はせいぜい数万m³にしか達しない。こうした東六甲の植生は、アカマツとモチツツジが主体である。

ここで、これら現代の土砂災害の例を参考に、白川の弥生土石流の規模を試算してみよう。弥生前期の白川と地盤・植生が同様と思われる千洗川の崩壊面積率（6.3%）を白川に当てはめると、白川の崩壊面積は推定約95万m²となる。白川の風化度を考慮して、これに、山城谷川の単位面積崩壊深度1.2m/m²を乗して崩壊土砂量を求めると、推定約113万m³である。崩壊土砂が下流に及ぶときに河川の流下勾配が作用するであろうから、白川よりややきつい山城谷川とやや緩い千洗川の、崩壊土砂量と堆積土砂量（ないし流出土砂量）の比0.6をこれに乗してみると、弥生白川土石流の堆積土砂量推定値は約70万m³となる。この値は、第3章で算出した実際の堆積土砂量の最小値（20万m³）の3.5倍であり、妥当な数値かもしれない。

6 白川土石流の直接的原因

前章に示した類似の土砂移動現象などを基にして、本章では弥生白川土石流の誘因について推測する。

花崗岩地盤で乾燥期に震源の浅い直下型の巨大地震に見舞われた六甲山地の地震直後の崩壊では、表16の豪雨による事例やその他のいろいろな地域の集中豪雨による大規模土石流のような土量には達していない。それゆえ、仮に弥生時代前期末に比叡山麓を震源とする直下型の巨大地震が起こったとしても、六甲山地東縁と同程度の面積の白川流域から（図126）、地震のみで16万m³前後の土砂が崩壊したとは考えにくい。もちろん、比叡山麓には花折断層や比叡断層が南北に走っているので、そうした断層の活動などの影響を受けて花崗岩質の地盤が全体的にゆるんでいた可能性は当然低い⁽⁶⁸⁾。しかし、白川土石流の誘因が地震のみであったとは到底考えられない。

土砂災害の多くは降雨が誘因であるように、弥生白川土石流にも大量の降水を想定するのが妥当であろう。例えば、地盤を共有する音羽川の1972年の土石流災害の時の雨量は、10年に一度くらいの反復率で見られる程度であり、音羽川の土砂災害の反復率も30~40年に一度ほどである⁽⁶⁹⁾。当時の音羽川の崩壊地の植生と弥生時代前期末の白川上中流域の推定植生との違いから、弥生白川土石流は、この程度の頻度で生じるものとは考えがたいが、記録破りの集中豪雨によって生じた可能性は充分高い。記録的な集中豪雨による、西三河での水害は、過去にそうした災害の記録がはっきりとしていないようだが、南山城水害の場合は、流出土砂の規模としては200年に一度くらいの反復率かもしれない⁽⁷⁰⁾。

ただし、降雨状況について考えるならば、花崗岩類地盤の広島県呉や兵庫県六甲の降雨による土砂災害のデータを参照すれば、数時間の雨量がある程度多くても、それまでの数日間の総雨量が低ければ土砂流出量はあまり大きくなっていない⁽⁷¹⁾。従って、弥生白川土石流が発生する直前は、乾燥状態ではなく、地盤の含水量がかなり多く飽和水量に近い状態であったと考えられよう。いわゆる「弥生の小海退」⁽⁷²⁾に示される冷涼化は、近畿地方では、花粉分析や珪藻分析などからも支持されているが⁽⁷³⁾、冷涼化とはいっても標高400m程度の白川の集水域に豊富な積雪があったとは思えないので、含水分の高さは融雪によるものも考えにくい。むしろ、弥生時代の近畿地方について、花粉分析の成果から、冷涼化と同様に多雨化も指摘されている点は興味深い⁽⁷⁴⁾。

そこで、弥生白川土石流は、前線や台風によって多雨になる春から秋に発生したと推測できるかもしれない。特に、雨季の最中ないしはそれからあまり月日をおかない時に寒冷前線や雨台風が通過して記録的な集中豪雨をもたらすような時期だった、という見当がつくが、季節推定については、考古学的成果からも接近できる。吉田南構内の220地点では、冒頭でも触れたように、この土石流に襲われて放棄された水田が畦畔や水口を明瞭にとどめた状態で検出されている。この小区画水田の区画内地表面には、ときに比高差が10cmを超える多数の凹凸が確認されている⁽⁷⁵⁾。さて、日本各地出土の弥生時代の大型刃器の使用痕分析から、このころにはイネの根株刈りが積極的におこなわれていたと考えられており⁽⁷⁶⁾、一度収穫を終えた水田を再利用するならば田起こしが必要になると思われる。220地点の水田は、自然地形の湿地帯をそのまま利用したと考えられる自然条件に左右されやすい立地ではあるけれども、イネ珪酸体の分析によれば、水田面より下位からも多くのイネ珪酸体が検出されている上、水田の下位に相当する遺物包含層から出土した縄文晩期末の土器の胎土にもイネ珪酸体が含有されていることから、この地点が継続的に稲作に供し

ていたことが指摘されており⁽⁷⁷⁾、従って、イネ株などを掘り起こす行為も繰り返しおこなわれたと考えるべきであろう⁽⁷⁸⁾。また、この地点では、逆級化して堆積する黄色砂の最下部が粒子の細かいシルト質の薄層から成ることが確認されているが⁽⁷⁹⁾、このことは大雨によって水田が水溜まりと化していたことを示しているかもしれない。田起こし後に大雨が降った場合、水口や畦畔は本来の機能からみて形状の耐水性は高いと思われるけれども、それらに囲まれた耕作域は土壌も軟らかく明確な田起こし痕跡の原形をとどめない程度の凹凸しか残さないだろうから、上記の地表面の特徴に整合する。なお、田起こしの時季を現代の農事暦に当てはめて冬に限定する必要はなく、つまり土石流の発生時季を必ずしも冬に限定する必要はない⁽⁸⁰⁾。こうしてこの水田は、イネの播種⁽⁸¹⁾や移植の前ないし収穫の後の、田起こし後に大雨に襲われた状況を想定したい。

ここで、弥生白川土石流の誘因について整理してみよう。直接的な誘因としては、地震のみということ考えがたく、地盤に水分を大量に含みしかも稲の生育していない、6月ごろないし10月ごろの記録的集中豪雨と推測できる。しかし、数千年に一度という反復率で生じたと考えられる大規模土石流なので、数十年ないし数百年の反復率の豪雨のみとも考えがたい。断層地帯であることも加味すれば、地震による地盤の不安定化もいわば間接的な誘因として考慮し、地震と豪雨との複合が誘因であると考えるのが妥当であろう⁽⁸²⁾。

7 隣接水系や下流の状況：予察

前章までで、弥生白川土石流の原因がおおよそ推測できた。本章では、その規模の大きさをあらためて念頭に置いて、近接地やさらに下流への影響について指摘する。例を見ないほどの集中豪雨と地震が誘因とすれば、その影響の及ぶ空間的広がりには、白川水系に限って考えるべきではなく、音羽川水系や滋賀県側にも土砂流出があったと考えるべきであろう（図138）。白川扇状地の北に隣接する音羽川の扇状地に位置する一乗寺遺跡群では、弥生時代の遺跡がほとんど未発見と言えるが、黄色を呈する厚い砂層の上に古墳が築かれている地点がある⁽⁸³⁾。ただし、厚い黄色の砂層の上位に縄文時代後期の遺物包含層が認められる地点もある⁽⁸⁴⁾。

滋賀県側については、北から順に追ってみてみよう。四ッ谷川扇状地に位置する穴太遺跡では、縄文晩期末の埋設土器を破損させさらには弥生前期の窪みないし自然流路を埋積した、巨礫を含む一挙性の土石流堆積層が認められており、その厚い土石流堆積層の直上には弥生中期前葉の終わりごろの遺構が築かれている⁽⁸⁵⁾。これは、京都大学構内遺跡と時

期的にもおよそ符合する土砂災害である。しかも、その破損した埋設土器が確認された遺構面には、地震による地割れが認められている。際川扇状地の滋賀里遺跡では、弥生中期前葉の方形周溝墓が黄色の砂層の直上に築かれている地点はあるものの、弥生前期については、土器は出土している地点はあるがいずれも再堆積なので当時の状況は不明瞭である。その他に幾筋もの小谷が確認されているけれども、遅くとも縄文時代晩期までにあらかた埋積してしまい、弥生前期に一挙性の堆積があったことはうかがえない。また、縄文晩期後半の遺構や遺物が多数確認されている旧微高地があり、その地点でも、弥生前期の一挙性の土砂堆積はなかったと考えられる⁽⁸⁶⁾。

大川扇状地の南滋賀遺跡では⁽⁸⁷⁾、黄褐色の砂質土の上に堆積する黒褐色土を埋土とする弥生前期の住居が検出されている地点があり⁽⁸⁸⁾、そこでは継続的に中期前葉でも生活が営まれている。しかし、その地点の南北両側では弥生中期の遺構に掘り込まれる黄色の砂層や黄褐色の砂質土層が堆積していてそれらの地層の下位は不明である。これらの土層が前期の住居の下位の砂質土と同時堆積か否かは、扇状地上の堆積でもあるから容易に判断できないけれども、この遺跡の他の地点ではほとんどまったく前期の遺物が出土していない中で住居だけが微高地上に存在するという集落景観はやや不自然なので⁽⁸⁹⁾、これら弥生中期の遺構の基盤となる砂層の下位に弥生前期の地層が埋没している可能性も否定しきれない。柳川扇状地に位置する錦織遺跡では、弥生前期の資料がほとんどまったくない一方で、黄褐色の砂層ないしはそのやや土壌化した砂質土層に掘り込む中期前葉の遺構が方形周溝墓をはじめとして多数確認されているが、その砂層の下位の状態が不明である⁽⁹⁰⁾。

これらの状況をまとめると、比叡山南半は、京都盆地側では、白川の弥生前期末の大規模土石流については述べてきた通りだが、音羽川では古墳時代以前に少なくとも1回は土砂移動があった。ただし弥生前期に限定はできない。滋賀県側では、四ッ谷川扇状地ではおそらく弥生前期に土石流があったことは確実であるが、大川・際川・柳川のそれぞれの扇状地については、ほとんどまったく不明である。なお、比叡山地南部の花崗岩地帯の南限となる如意ヶ岳を南に越えて、山科盆地側の様相について触れるなら、如意ヶ岳南麓を流れる旧安祥寺川と山科川の二つの河川に挟まれた、弥生時代の拠点集落である中臣遺跡においては、その川合いという立地にもかかわらず、前期末を境にしたような目立った地層の変化や土地利用の変化は認められず、継続的に集落の営みが続いたようである⁽⁹¹⁾。二つの河川とも流域地盤が花崗岩質でないことと無縁ではなからう。

さて、白川扇状地で生じたこれほどの土石流は、その流域や合流する鴨川流域にも影響

を与えた可能性がある（図127）。ところで、現在の白川流域に当たる吉田山の東の浄土寺盆地については、考古学的データがまったくない。ただ、東山から流下して浄土寺盆地に流れ込む河川は、最大の鹿ヶ谷川でさえ白川よりもはるかに小さい規模であるが、それらの河川の流域地盤はチャートや黒色頁岩なので、下流での堆積物は白川水系の花崗岩質の堆積物と異なるはずである。しかるに、岡崎遺跡東部の京都市動物園内では、A T降灰層順の上位に白川砂が堆積しているの⁽⁹²⁾、白川が現在のように吉田山の東側を流れていた可能性は充分にある。また、岡崎遺跡で縄文晩期の土器片を包含していた前述の砂礫層が、黒谷よりも東側からの掃流性堆積とすれば、吉田山・黒谷の東側に遺跡があり、その包含層が縄文晩期以後で古墳時代以前に白川によって浸食された可能性もある。

このほか、詳細な言及はしないが鴨川右岸では、内膳町遺跡では弥生前期末で遺跡が途絶えるほか、高倉宮下層遺跡でも前期末に途絶えるがそこから数百m離れた地点で中期前葉からの活動が再開される⁽⁹³⁾。これは、同じ集団が活動域を移動したと考えるにしても、土器型式が時期的に共有されていない集落移動は不可能でむしろそこに断絶があるという「集落移動の可能性」説が示す通り⁽⁹⁴⁾、移住するまでの間に時間的断絶があるとみなすべきである。このような鴨川流域の弥生時代の遺跡の、前期と中期との活動の断絶は、京都盆地南部の鴨川下流域でも見られる⁽⁹⁵⁾。鴨川が桂川と合流するあたりの下鳥羽遺跡では、前期から中期前葉にかけて地点移動が見られ、中期になると前期の活動域に方形周溝墓が構築されて墓域に変わるようである⁽⁹⁶⁾。これは、京都大学北部構内の北白川追分町遺跡の様相ときわめてよく似ている。

繰り返しになるが、弥生白川土石流の誘因が異例の集中豪雨だとすると、豪雨域は比叡山南麓だけとは到底思えない（図126）。京都盆地の西半部の桂川流域でも、弥生時代前期から中期にかけて遺跡の機能的断絶がないか、丹念な検討が今後の課題となろう。より下流では、鴨川と合流した桂川が宇治川・木津川と合流する地点の、巨椋池の存在を考慮しなくてはならない。京都盆地から集まる雨水の流下を抑制できるダム湖的な緩衝機能を巨椋池が果たしていたか、それならば集中豪雨で流れ込んできた雨水を貯水しきれずに淀川水系へ一挙放出して二次災害をもたらしていないか、こうしたことを見極めるためには、巨椋池外縁や淀川流域の遺跡の動態を詳細に確認する必要もあろう。さらには、弥生時代前期から中期にかけては、視野を広げれば、大阪平野や岡山平野でも洪水などの土砂移動痕跡が多い⁽⁹⁷⁾。現代でも豪雨による災害は、例えば表16に2例ある1972年や、2004年のように、列島規模で同一年次に多発することもあるので、弥生前期末にも、各地できわめて

近接した期間に豪雨による土砂移動が多発した可能性を意識しておくべきである。

また、遺跡動態の議論だけでなく初期農耕集団の土地改良技術について推理するならば、大阪平野も岡山平野もどちらも花崗岩地盤の山地を上流に控えており、堆積砂質が比叡山南麓と同様であることは注意すべきである。標高の低い臨海平野であれば、土砂移動の頻度が高く従って水田の埋没頻度が高いにしても、移動した河川が後背湿地を地点を変えながらすぐに形成するので、農耕集団にとって水稲耕作の再開は比較的容易であろう。しかし、北白川遺跡群のように、標高の高い扇状地の微凹凸地形がいわば一瞬にして起伏のない厚い砂原に変貌してしまうと、そこは、生業空間としては機能しなくなってしまう。北白川遺跡群では、高野川がこの土石流堆積層を側方浸食して再び後背湿地を生み出すまでは、稲作を再開できなかったのではないだろうか。

8 土石流以後の白川：予察

弥生白川土石流によって白川扇状地は、扇面全域に河川の乱流とそれにとまなう土砂堆積が生じる形状から、流路が固定するとともに流路と扇面との段差が明確になっていく形状へと瞬時に変化したと思われる。つまり、それまでは網状流路やその痕跡地形が残っていて起伏に富んでいたが、土石流による堆積で凹地が埋まった後は、白川の流路が南に追いやられ⁽⁹⁸⁾、全体としてなだらかに西に傾斜する安定的な扇状地となったのである。本部構内北東隅辺りから北西隅辺りにかけての略東西方向の傾斜は12/1000から10/1000へと緩くなったと考えられる（図134）。このような厚い砂の堆積は当然の事ながら、一帯の植生を激変させた。縄文晩期には照葉樹を主体にした溪畔林だった北白川追分町遺跡では、弥生中期前葉には草本花粉が全花粉の8割を占め、しかもそのうちでも最も多いのが裸地などによく見られるアカザ科であり、木本花粉ではアカガシ亜属やスギ属などよりもブナ属が多いようである⁽⁹⁹⁾。ブナ属が目立つことは、一方で冷涼化を示すと思われるが、また一方では、比叡山南麓の比較的標高の低いところの樹木の大半が喪失し標高の高いところの樹木花粉の比率が急増した状況も想定しえる。こうした植生変化の影響は当然土地利用にも反映している。谷状凹地や後背湿地がなくなって水稲耕作が継続できなくなった白川扇状地においては、流路の固定によって土砂災害の危険度は一気に減少したと思われるものの⁽¹⁰⁰⁾、砂地の裸地は墓域にしかならず、生活痕跡はまったくうかがえなくなる。

さて、弥生白川土石流が起伏に富んだ地形を一瞬になだらかな緩斜面に塗り替え、そして白川が東山の山裾を南流するようになったにしても、黄色砂は花崗岩の風化礫であるか

ら、谷を出る水流に勢いがあれば、白川は、直進していずれその堆積砂層を押し流し、再び谷の出口から西流してもよい。ところが、実際には、文献が残る歴史時代には、鉄砲水のように今出川の辺りをしばらく流れた時期はあるものの、基本的には吉田山の東を南流しているようである。この原因の一つに、断層の動きがあるかもしれない⁽¹⁰¹⁾。

現在の白川が吉田山の東側を南流する浄土寺地域については（図127・135）、「西縁部は岡崎断層に限られる。また、吉田山と黒谷の丘は花折断層の右ずれ活動に関連する変動地形で、新期の断層運動による低断層崖が白川の扇状地面を切って連続する」⁽¹⁰²⁾、という見解がある。つまり、現在の白川の右岸に、並行して東へ落下する二つの断層地形があり、その地形は花折断層の活動に関連する新しい時期の所産である可能性が高いのである⁽¹⁰³⁾。花折断層がいつ活動したのかは明確でないが、縄文時代後期あるいは約2500年前よりは新しく、平安時代初期ごろよりは古い時代に、西落ちの地形を生じさせる運動をした時期があることはわかっている⁽¹⁰⁴⁾。そして、花折断層の活動に因る可能性の高い、現在でも3m程の段差で西側へ落ちる地形が、京都大学北部構内の東北辺に残されていることは、京都大学構内遺跡の多くの部分を覆った弥生白川土石流がその段差を埋積によって解消しなかったことを示すが、土石流の規模からみて、それは考えがたく、つまり、弥生時代前期末の土石流の時点ではその段差はまだ存在しなかった、と考えられる。

また、北部構内276地点では、白川の流れが黄色砂を貫いて西流した痕跡（＝砂礫層）があり、弥生中期後葉には埋没し始めそれ以後は土壌化した粘質土が最下層に堆積する窪地になって谷が涸れる、という状況が確認された⁽¹⁰⁵⁾。この砂礫層は、これまでに弥生前期末ごろの白川系流路⁽¹⁰⁶⁾ないし土石流の本流⁽¹⁰⁷⁾と想定されていた砂礫層に対応する可能性が高く、つまり土石流堆積以後に比較的強い流れが西流していた可能性が高まったわけであるが、276地点の砂礫層は、さらに黄色砂の中を走る噴砂を切っている。この状況から、この噴砂を生じさせるほどの大地震の発生した年代は、弥生時代前期から中期後葉の間に限定できる。

ここで、以下のような仮説を提起する。弥生前期末の大規模土石流によって、谷から西へと容易には直進できなくなって白川扇状地の東縁を南流していた白川は、弥生中期に、噴砂や西落ち地形を生じさせた花折断層の活動による大地震後に、谷から直進して鉄砲水を西へ送り出しもした、しかし、その花折断層帯の断層運動は、その後に吉田山の東側では東落ちの地形をも生んだため、白川の恒常的な水流は、西の黄色砂を浸食せずにその東落ちの地形に沿って吉田山の東を南流するようになった。

9 おわりに

議論が多岐にわたったので、最後に、本論での成果や推論などを列記してまとめる。

- 1) 弥生時代前期末の白川土石流の堆積規模は、京都大学吉田構内付近に残存する砂層だけに依拠して算出しても、堆積面積23万m²以上、堆積土量20万m³以上である。
- 2) 弥生白川土石流では、堆積物の最大層厚・最大礫径とも2mを優に超えるが、内容物には、人工遺物はほとんどなく木片や炭化物などの有機質もまったく確認されていない。
- 3) 白川では、その後にこれほどの土石流は生じていないので、この規模の土石流の反復率は数千年に一度である。
- 4) 弥生白川土石流の原因として、集水域が広いことに加えて地盤が著しく風化した花崗岩であったところに、地震による地盤不安定化と記録的集中豪雨とが複合的に作用した可能性が考えられる。
- 5) 弥生白川土石流と直接的に関連する可能性のある土砂移動は、少なくとも比叡山の東南側の山麓には指摘できる。
- 6) 白川扇状地では、弥生白川土石流によって景観が激変し、それにもなって弥生中期に土地利用も改変を余儀なくされた。
- 7) 鴨川流域での弥生前期末を境にした遺跡移動や土地利用変化も、白川土石流の影響が及んだためと考えられる。
- 8) 白川が、弥生前期末の土石流後に流路を東山山麓沿いにおよそ固定した原因として、花折断層に関連した断層活動によって吉田山東部に東落ちの地形が生じた可能性を挙げられる。

謝 辞

京都大学防災研究所の諏訪浩氏、同理学研究科の増田富士雄氏には、黄色砂のもつ分野横断的な重要性を認識させていただくとともに、非常に有益な御教示を度々賜りました。心より御礼申し上げます。また、本論を作成するに当たっては、以下の方々からは、示唆的な御助言をいただきました。佐々木尚子氏、瀬口眞司氏、野崎貴博氏。さらに、以下の機関からは、有益な資料を頂戴いたしました。京都府京都土木事務所河川砂防課、京都府土木建築部砂防課、国土交通省近畿地方整備局六甲砂防工事事務所。記して御礼申し上げます。

〔注〕

- (1) 1972年の発掘調査時には（本年報図版1の北部構内6地点。以下、本論では京都大学構内遺跡について、各構内の名称と調査地点番号は、図版1のそれに対応させる）、「淡黄褐色の花崗岩質粗粒砂（旧白川砂）」として起源について既に言及されており、また、直下から弥生時代前期の土器も多数出土していた（文献14の1～3頁）。
- (2) 文献15。
- (3) 構内遺跡の発掘調査がおこなわれ始めたころには、巨礫を含む土石流堆積層の存在は指摘されていたが、当初は歴史時代の土石流として認識されていたようである（文献8の151頁）。その後、北部構内109地点では、直径2mを超える巨礫を含む土石流堆積層が、黄色砂の下層として分離してとらえられている（文献94の25～26頁）。そして、この時には、その巨礫の分布が調査区の南半には認められないことから、この109地点が土石流の南端との認識が既に示されている（同上文献）。
- (4) 吉田キャンパスでの調査・観察にもとづいて言えば、各地点で黄色砂は必ずしもまったく一樣というわけではない。例えば、最下部に黄白色の泥層が薄く堆積している地点が、北部構内や本部構内や吉田南構内にある（北部構内208地点：文献95の68頁。本部構内272地点：文献76の114頁。吉田南構内220地点：文献19の5頁）。あるいは、北部構内109地点では、上方の細かめの砂から下部の礫混じりの粗い砂まで6層に細分されている（文献94の25頁）。なお、粒度については、考古学者が慣用的に用いる表現と地質学者の粒径数値にもとづいた表現とでは概して異なり、この黄色砂は、地質学者の視点で「粗粒砂」（文献14の2頁）や、「ミドル・サンド」（文献87の3頁）、として報告されたことがある（粗粒砂は粒径0.5～1mm、ミドル・サンドは粒径0.25～0.5mm）。
- (5) 文献63の86～87頁。黄色砂については、「より多くの試料の分析が必要である」（同文献）ことは指摘されていたが、この他の地点で粒度分析がおこなわれたのは、276地点（文献105）のみのようである。
- (6) 北部構内では12地点で（文献15の44頁）、本部構内では221地点で（文献69の54頁）、吉田南構内では220地点で（文献18の1頁および文献19の5頁）、それぞれ確認されている。なお、多数の巨礫の確認された北部構内109地点では、注（4）で指摘したように、反対に上方細粒化が認められているようである。
- (7) 文献55の234～235頁。
- (8) 文献55の220・232～233頁。文献55によると、堆積層に見られる逆級化は、流動時の構造が残存したものとは言い切れないようである。石礫の間を埋めている小粒のものが堆積過程で前方や側方に分離・離脱して、結果的に表層の流度が増大することも想定されるからである（232～233頁）。その想定に従うならば、北部構内109地点の巨礫に接したところで上方細粒化している可能性のある堆積は、その分離・離脱の産物という可能性もある。
- (9) 文献55の215～216頁
- (10) 文献105。
- (11) この他にも、吉田南構内の261地点では、従来の「黄色砂」の範疇でとらえられる砂層が、上部の黄色砂と下部の灰白色の砂層とに分層されている（文献71の4～6頁）。
- (12) 文献49の186頁。
- (13) 弥生時代の北白川の住人が災害に直面する状況をイメージしようとするならば、黄色砂と一括りにしている堆積層について、様々な地点で詳細に粒度分析するなど、分析数を増やすことが欠かせない（文献63の86頁）。後述するように、土石流が及ばなかった可能性の高い地点があることから、彼らには、露払い的な洪水の前後に、土石流の直撃というさらなる事態を予測して高台に逃げる余裕があったかもしれないのである。そして生存者がいたと推測させるならば、後で触れる構内遺跡の消長に照らして、これまで以上に先史時代の移住について実感しやすくなるだろう。

注

- (14) 文献57。
- (15) 文献55の216～223頁，文献108の90～91頁。
- (16) 文献108の91頁。
- (17) 例えば，北部構内12地点（文献88），本部構内219地点（文献68），吉田南構内261地点（文献71）などでも遺物が出土している。また，黄色砂に覆われた弥生前期の遺構は，水田が地点を離れて北部構内276地点（文献24）と吉田南構内220地点（文献19）の2箇所で見出され，後者の水田と隣接して人工水路も同構内111地点で確認されているけれども（文献16），それ以外に特徴的な遺構は認められていない。
- (18) 文献22。
- (19) 北部構内の，54地点と（文献31），229地点で確認されている（文献70）。これら弥生中期前葉の遺構は，水田が営まれた276地点の近くに方形周溝墓が6基認められているにすぎない。黄色砂の堆積前とは，遺構の性格が対照的である。
- (20) 各地点の情報について，出典をここで一々挙げないが，図版1に掲載されていない地点についても，過去の立合調査記録などを基にして黄色砂の層厚を確認できた箇所は少なくない。
- (21) 文献97の6～7頁，文献50の21～22頁
- (22) 著者が，2002年秋に建築工事中の現地を通行中に，黄色砂が50cm以上堆積していたのを観察した。
- (23) 文献24の134～139頁。
- (24) 文献31，文献70。
- (25) 文献21の7頁。
- (26) 文献26，文献110。
- (27) 岡崎遺跡については，調査次数が非常に大きく，相当な数の調査が概要報告として公表されている。1990年代半ばまでの調査成果にもとづく遺跡の概要については，文献17の156頁に端的にまとめられている。
- (28) 文献73，文献74。
- (29) 東大路通と丸太町通の交差点南東では，弥生中期前葉の遺構の下位に，黄灰色の砂層がありその砂層の直下には腐植土が堆積している（文献73）。この腐食土層に弥生前期の遺物があれば，岡崎遺跡の西部で基盤層とされている黄色がかった砂層が京都大学構内遺跡の「黄色砂」に対応しえるけれども，実際には遺物は含まれないので時期を確定できない。
- (30) 文献28。
- (31) 文献3。ここは谷出口に近いので，土石流の堆積は下流部のような一挙性の厚い堆積ではなくて比較的薄いであろうし（文献107のFig. 3，文献46の図2-12），またその後の出水を被りやすいゆえに無遺物層が互層となっているのかもしれない。従って，この無遺物層の上部は弥生前期末ではなく7世紀までの間に生じた出水だとしても，少なくとも下部には弥生前期末の土石流の堆積が残存している可能性も捨て去ることはできない。しかし，いずれにしてもこの無遺物層を弥生前期末に特定することはできない。
- (32) 文献4。
- (33) 文献37。こうした花崗岩の巨礫は，京都大学構内遺跡のこれまでの調査の場合には，黄色砂以外の砂礫層からは確認されていない。従って，花崗岩の巨礫をともなう砂礫層が白川弥生土石流の堆積層に対応する可能性も低くない。
- (34) 文献72。
- (35) 文献101。
- (36) 文献64。ただし，南辺の無遺物砂層については，白川通の西に位置する地点の戦前の調査でも同様の砂層が認められ，その時には層中からは6世紀前後の遺物が出土したようなので（文献29の31～32頁），両者が同一層ならば，堆積は弥生時代よりもはるかに新しい。
- (37) 文献37の6頁。

京都白川の弥生時代前期末の土石流

- (38) 京都大学構内遺跡より上流での堆積や、高野川による浸食や、後世の削平などを勘案すれば、実際はこれらの値よりも、面積で4倍以上、体積で3倍以上には達すると想像している。
- (39) 広島県呉市浜田川の昭和42(1967)年7月の土石流では、山腹崩壊地から生産された土砂の6倍に及ぶ量の溪床堆積物が下流域にもたらされており、同様な結果は同じ花崗岩地域の六甲の同時期の水害でも得られているという(文献99)。確かに、土石流は溪床堆積物をも巻き込むはずである。しかし、弥生白川土石流の場合は、溪床堆積物の二次的移動が主体的だとすれば、堆積砂層は黄褐色ではなくいわゆる白川砂のような白っぽい色調を呈すると思われるので、やはり、黄色砂の中でも黄褐色の部分は崩壊土砂がそのまま下流で堆積したものと考えたい。
- (40) 文献108の84~86頁。
- (41) 文献113。
- (42) 文献62の10頁。
- (43) 比叡山一帯の地質図にはいろいろなものがあるが、それらの基礎は、松下進氏の作成したもののようである(文献106)。ここでは、文献1の13・14頁の図を用いた。また、この一帯の地史についても、その一々を挙げられないほど古くからよく研究されている。
- (44) 文献1の13~16頁。
- (45) 文献1の14頁。白川流域での、タガネの打ち込みによる簡易的な風化程度の測定によると、上流に進むほどタガネの貫入率が上昇して風化程度が高くなり、山麓ほど新鮮な状態であることが確かめられている(文献6の15頁)。
- (46) 文献5の59~61頁。
- (47) 文献47。
- (48) 文献53。
- (49) 文献5の60~66頁。
- (50) 文献86, 文献96。
- (51) 文献90, 文献109。
- (52) 文献89。
- (53) 文献60。
- (54) 文献58。
- (55) 文献52。
- (56) 文献2。
- (57) 文献78。
- (58) 文献41。
- (59) 文献9。
- (60) 文献78。
- (61) 同じ花崗岩類地盤でも、例えば六甲山地では、六甲花崗岩と布引花崗閃緑岩の2種の花崗岩類が分布し、それぞれで風化の程度や特性に違いがあることから、土砂移動の主たる形態も異なるという(文献39)。しかし、本論ではおよその比較ということで、花崗岩類の地盤を同様に扱った。
- (62) 文献7, 文献36の67~68頁, 文献43, 文献54。
- (63) 2004年夏に京都府京都土木事務所の霜田勤氏・土橋貞夫氏から御教示いただいた。記して、御礼申し上げます。
- (64) 文献44, 文献45, 文献66の35~39頁, 文献75。
- (65) 文献10, 文献25, 文献40。
- (66) 文献82。
- (67) 文献33, 文献34, 文献35, 文献98。崩壊に関する諸数値については、主として文献33のグラフ数値に依拠したが、国土交通省六甲砂防工事事務所の作成した地震発生から4ヶ月ほど経過したあとの資料では、いずれの値もかなり大きくなっている(同事務所の久内忠氏より資料

と御教示をいただいた。記して、御礼申し上げます)。後述するように、降雨で崩壊が増大したからである。

- (68) 実際に、後述するように、比叡山東南麓の滋賀県穴太遺跡では、縄文晩期末から弥生中期前葉の最末期までの間に発生した地震による地割れが確認されている(文献79の31~41頁)。ただし、京都大学構内遺跡では黄色砂堆積後で、おそらく地盤があまり安定していない弥生中期前葉から中葉にかけての時期の、地震による噴砂が確認されており(文献95の106~113頁)、穴太遺跡の地割れもこの地震によるものだとすれば、黄色砂の堆積後の地震ということになる(これについては第8章にて略述する)。
- (69) 文献54の17~18頁。
- (70) 西三河については、過去100年では大規模崩壊はないが、現在の田地の真真中に3 m程の巨礫が多数あり、記録に残らないところの大規模災害が指摘されている(文献40の53~54頁)。南山城については、宝暦元(1751)年の大水害の様子が地図として記録されている(文献45の10頁)。
- (71) 文献12。
- (72) 文献102の54頁。
- (73) 花粉分析については文献59を、珪藻分析については文献92を、それぞれ参考にした。
- (74) 文献91の122頁。
- (75) 文献19の13~16頁。
- (76) 文献56。
- (77) 文献23。
- (78) この水田面の凹凸について、「凸部と凹部の比高差は10cmを超える部分もあり、形状も不定で、足跡や工具痕あるいは根株痕とは認めがたい」と調査者が判断していることから(文献18の5頁)、田面の凹凸を田起こしを痕跡的にとどめたものと考えた場合、幾分水気を含んだ地面で根株を人力で引っこ抜いた状況が想定できよう。
- (79) 文献18の1頁、文献19の5頁。
- (80) 現代でも収穫後に秋耕をする農法さえある。
- (81) 初源的な水稻農耕では直播きの可能性もある(文献77の325頁)。
- (82) 関連する大地震を挙げるならば、京都盆地西部の長岡京市や比叡山東南麓の大津市では、縄文晩期末から弥生中期の間に生じた噴砂や地割れが確認されている(文献83、文献79の31~41頁)。しかし、歴史時代の鴨川氾濫について集成された資料(文献32)などを基にして、地震の後に降雨状況が記述されていないのに氾濫の記述が見られる事例を探しても、(それらの洪水が比叡山西南麓の土石流をともなったものであるかは不明ではあるとはいえ、)地震の数日から数ヶ月後の大雨や長雨による氾濫の記述に比べると、ほとんど見当たらない。相当な乾燥状態が続いていたなかで「地震」の24日後に氾濫した承和元(834)年の例でも、氾濫当日は「雨水氾濫」と記され、またその4日前にはしっかりとした降水があった(『続日本後紀』)。地震でゆるんだ地盤がその後の降雨などで崩壊することは、現代の事例からも指摘されており(文献111)、本論でとりあげた兵庫県南部地震においても確認されているが(文献35の20~21頁)、地震だけで崩壊土砂が扇状地に広域かつ大量にもたらされたとは考えがたい。
- (83) 文献100。
- (84) 文献48。
- (85) 文献79の24~41・83~108頁、文献80の15・68~85・332~334頁。なお、調査者は、弥生前期以来の比叡山の人為的開発によって土石流が発生した可能性も紹介している(文献81の333~334頁)。
- (86) 文献65。この他にも、大津市教育委員会が数次にわたって調査をおこない報告書を刊行しているが、弥生前期の土砂移動に関する情報は管見に触れていない。
- (87) 南滋賀遺跡は、滋賀県文化財保護協会や大津市教育委員会が継続的に多次にわたる調査をおこなっており、多数の成果報告がある。

京都白川の弥生時代前期末の土石流

- (88) 文献103。
- (89) 仮に、この遺跡の地盤とみなされている黄色がかった風化花崗岩質の砂層の上面の地形を復原すると、この住居址の確認された地点は舌状に突き出した微高地上に位置する。
- (90) 錦織遺跡は、滋賀県文化財保護協会や大津市教育委員会が継続的に多次にわたる調査をおこなっており、多数の成果報告がある。
- (91) 中臣遺跡は、京都市埋蔵文化財研究所などが継続的に多次にわたって調査をおこなっており、成果報告が多数ある。1990年代半ばまでの調査成果にもとづく遺跡の概要については、文献17の157頁に端的にまとめられている。
- (92) 文献67の117～124頁。
- (93) 文献17の表12, 文献20の表1。
- (94) 文献61の83～84頁。
- (95) 文献17の表12, 文献20の表1。
- (96) 文献104。
- (97) 大阪平野については文献84を、岡山平野については文献93を、それぞれ参照されたい。
- (98) 文献94の30頁。
- (99) 文献85。
- (100) 扇状地の形状と土砂災害の危険度との関係は、文献11を参考にした。
- (101) 2004年夏に京都府京都土木事務所の霜田勤氏に御教示いただいた。記して、御礼申し上げます。
- (102) 文献27の31頁。
- (103) 岡崎断層については、それを挟んでA T火山灰の高度に西上がり約5 cmの変異が生じている(文献42の54頁)。岡崎断層の西の断層は、「神楽岡断層」と呼ばれているが、詳細は不明(同上文献)。
- (104) 文献13, 文献112。
- (105) 文献24の134～136頁。
- (106) 文献15。
- (107) 文献51。

〔文 献〕

- 1 足利健亮 1985「自然と景観」『史料京都の歴史8 左京区』(京都市), 8～18頁
- 2 阿部和時 1998「樹木根系の斜面崩壊防止機能」『森林科学』No.22, 23～29頁
- 3 網 伸也・村上 隆 1991「北白川廃寺 第6次調査」『北野廃寺・北白川廃寺発掘調査概報 平成2年度』(京都市埋蔵文化財研究所), 4～26頁
- 4 家崎孝治 1984「北白川廃寺(K S 12)」『京都市内遺跡試掘立会調査概報 昭和58年度』, 3～6頁
- 5 池田 碩 1964「花崗岩地域の地形学的研究 —比叡山・如意ヶ岳山地を事例として—」『京都府私学研究論集』第2号, 57～74頁
- 6 池田 碩 学1969「比叡山・如意ヶ岳・東山山系の地形学的研究 —その1:山地の地形—」『東山学園研究紀要』第14集, 7～24頁
- 池田 碩 1973「1972年9月・20号台風による比叡山系音羽川流域の災害」『京都府私学研究論集』第11号, 63～87頁
- 8 池田 碩・石田志朗 1973「比叡山小起伏帯2地点の黒土の年代 —日本の第四紀層の14C年代(85)—」『地球科学』第27巻第4号, 150～151頁
- 9 池本 濟・兵藤和弘・竹下敬司 1986「山腹斜面における樹木根系の分布調査」『第97回日本林学会大会発表論文集』, 587～589頁

文 献

- 10 池谷 浩 1973「全国土砂災害実態調査の結果」『土木施工』第14巻第11号, 2~19頁
- 11 池谷 浩 1976「常願寺川扇状地における危険度調査について—地形, 古文書等を中心として—」『新砂防』第29巻第1号(通巻100号), 31~41頁
- 12 池谷 浩 1980「災害予測から見た誘因(特に降雨について)」『地すべり・崩壊・土石流—予測と対策—』(鹿島出版会), 65~77頁
- 13 石田志朗 1967「京都市北白川上終町の衝上断層でずれている腐食の絶対年代—日本の第四紀層の14C年代X X X V I—」『地球科学』第21巻第6号, 39~40頁
- 14 石田志朗・中村徹也・中村友博 1972『京都大学理学部構内遺跡発掘調査の概要』
- 15 泉 拓良 1978「京都大学北部構内の地形復原—縄文時代から弥生時代—」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和52年度』, 43~48頁
- 16 五十川伸矢・飛野博文 1984「京都大学教養部構内A P 22区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和57年度』, 7~30頁
- 17 伊藤淳史 1995「京都盆地の弥生時代遺跡」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1992年度』, 137~183頁
- 18 伊藤淳史 1995「京都大学構内遺跡における弥生前期水田の調査」『京都府埋蔵文化財情報』第58号, 1~8頁
- 19 伊藤淳史 1999「京都大学総合人間学部構内A O 22区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1995年度』, 3~40頁
- 20 伊藤淳史 2000「山城地域における弥生集落の動態」『みずほ』第32号, 58~73頁
- 21 伊藤淳史 2000「京都大学総合人間学部構内A R 25区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1996年度』, 3~80頁
- 22 伊藤淳史 2003「比叡山西南麓における縄文から弥生—京都大学構内遺跡出土資料の紹介と検討を通じて—」『立命館大学考古学論集Ⅲ』, 193~206頁
- 23 伊藤淳史・外山秀一・富井 眞 2001「比叡山西南麓先史遺跡群における弥生前期水田調査の意義」『日本考古学協会第67回総会研究発表要旨』, 53~56頁
- 24 伊藤淳史・富井 眞・外山秀一・上中央子 2005「京都大学北部構内B C 28区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 2000年度』, 133~208頁(本年報第3章)
- 25 植下 協・桑山 忠 1973「47・7豪雨による西三河地方の山地崩壊」『土と基礎』第21巻第7号(通巻185号), 29~32頁
- 26 上村和直 1983「福勝院跡」『昭和56年度京都市埋蔵文化財調査概要(発掘調査編)』, 52~53頁
- 27 植村善博 2000『京都の地震環境』(ナカニシヤ出版)
- 28 内田好昭・丸川義広・平方幸雄 1995「白河街区跡 最勝寺跡・岡崎遺跡」『平成3年度京都市埋蔵文化財調査概要』, 41~47頁
- 29 梅原末治 1935「京都北白川小倉町石器時代遺跡調査報告」『京都府史蹟名勝天然記念物調査報告』第16冊, 1~80頁
- 30 大場秀章・藤田和夫・鎮西清高編 1995『日本の自然 地域編5 近畿』(岩波書店)
- 31 岡田保良・吉野治雄 1979「京大理学部遺跡B E 29区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和53年度』, 17~38頁
- 32 小鹿島果編 1894『日本災異志』
- 33 沖村 孝 1996「六甲山地における山腹斜面の崩壊」『兵庫県南部地震と地形災害』(古今書院), 110~126頁
- 34 沖村 孝編 1998「山腹崩壊」『阪神・淡路大震災調査報告 共通編2』(土木学会), 565~577頁
- 35 沖村 孝・鳥居居之 1997『六甲山系山腹斜面崩壊の分布と特徴』(神戸大学工学部土木系教室兵庫県南部地震学術調査団『被災メカニズム解析と復興に関する論文シリーズ』第2巻第1号, 通巻第7号)
- 36 奥田節夫 1973「土石流の現地調査について」『京都大学防災研究所年報』第16号A, 53~69頁

京都白川の弥生時代前期末の土石流

- 37 梶川敏夫 1975「北白川廃寺緊急発掘調査概要」『北白川廃寺塔跡発掘調査報告』(京都市文化観光局), 6~15頁
- 38 梶川敏夫 1975「北白川廃寺塔跡第2次発掘調査概要」『北白川廃寺塔跡発掘調査報告』(京都市文化観光局), 35~69頁
- 39 神尾重雄 1999「地質分類の問題点」『土木技術資料』第41巻第6号, 18~19頁
- 40 神谷忠良・加藤宣機・富増栄三 1973「47・7豪雨による愛知県西三河地方の災害について」『新砂防』第25巻第3号(通巻86号), 44~57頁
- 41 北原 曜・阿部和時・大倉陽一・川浪亜紀子・安部哲人 2001「斜面安定に及ぼす森林の水平根の効果」『第112回日本林学会大会学術講演集』, 352頁
- 42 京 都 市 2001『京都の活断層』(京都市消防局防災対策室)
- 43 京都府京都土木事務所・国際航業株式会社 1986『昭和60年度音羽川砂防企画調査報告書』
- 44 京都府土木部砂防課 1957『昭和31年度砂防調査報告書』
- 45 近畿地区各大学連合水害科学調査団 1954『南山城の水害』
- 46 小橋澄治・中山政一・今村遼平 1980「土砂移動現象の実態」『地すべり・崩壊・土石流 一予測と対策一』(鹿島出版会), 28~64頁
- 47 佐藤敏明・北澤秋司 1984「生田花崗岩の風化と崩壊予測に関する研究(Ⅱ)」『第32回日本林学会中部支部大会講演集』, 299~302頁
- 48 佐原 真 1961「京都市一乗寺縄文文化遺跡の調査」『古代文化』第7巻第2号, 58頁
- 49 清水芳裕 1985「自然地形の変化と遺跡の形成過程」『第四紀研究』第24巻第3号, 183~188頁
- 50 清水芳裕 1991「遺跡の形成と地形の変化」『京都大学埋蔵文化財調査報告Ⅳ 一京都大学病院構内遺跡の調査一』(京都大学埋蔵文化財研究センター), 19~27頁
- 51 清水芳裕・古賀秀策 1997「京都大学北部構内B B28区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1993年度』, 41~52頁
- 52 下川悦郎 1983「崩壊地の植生回復過程」『林業技術』第496号, 23~26頁
- 53 下川悦郎・地頭蘭隆・堀与志郎 1984「花崗岩地帯における山くずれの履歴」『日本林学会九州支部研究論文集』第37号, 299~300頁
- 54 修学院災害科学調査団 1974『1972年9月音羽川流域一修学院地区の災害』
- 55 諏訪 浩 1991「土石流の現地観測」『砂防学講座第4巻 溪流の土砂移動現象』(山海堂), 204~236頁
- 56 石器使用痕研究会 2002『弥生文化と石器使用痕研究 一農耕に関わる石器の使用痕一』(第7回石器使用痕研究会発表要旨集)
- 57 高橋 保 1980「土石流の停止・堆積機構に関する研究(2) 一土石流扇状地の形成過程一」『京都大学防災研究所年報』第23号B-2, 1~14頁
- 58 高原 光 1985「大阪府能勢町周辺における森林変遷」『日本林学会関西支部第36回大会講演集』, 141~144頁
- 59 高原 光 1994「近畿地方および中国地方東部における最終氷期以降の植生変遷」『京都府立大学農学部演習林報告』第38号, 89~112頁
- 60 高原 光・竹岡政治 1986「京都市八丁平湿原周辺における最終氷期最盛期以降の植生変遷」『日本生態学会誌』第36巻, 105~116頁
- 61 高松龍暉・矢野健一 1997「縄文集落の定住性と定着性 一兵庫県養父郡八木川上・中流域における事例研究一」『考古学研究』第44巻第3号, 82~101頁
- 62 武居有恒・小橋澄治 1980「土砂災害」『地すべり・崩壊・土石流 一予測と対策一』(鹿島出版会), 7~27頁
- 63 竹村恵二・飯田義正・石田志朗 1985「北白川追分町遺跡の堆積物」『京都大学埋蔵文化財調査報告Ⅲ 一北白川追分町縄文遺跡の調査一』(京都大学埋蔵文化財研究センター), 79~93頁

文 献

- 64 竜子正彦・尾藤徳行 1996「北白川廃寺」『平成6年度京都市埋蔵文化財調査概要』, 98~100頁
- 65 田辺昭三・加藤 修編 1973『湖西線関係遺跡調査報告書』(滋賀県教育委員会)
- 66 谷 勲 1975「山地の崩壊と土砂の生産, 流出 - 有田川流域, 南山城地域の災害-」『新砂防』第28巻第1号(通巻96号), 30~39頁
- 67 地学団体研究会京都支部 1990『新京都五億年の旅』(法律文化社)
- 68 千葉 豊・伊藤淳史・古賀秀策 1997「京都大学本部構内A U30区・A V30区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1993年度』, 3~40頁
- 69 千葉 豊・吉井秀夫・小崎 隆・矢内純太・藁科哲男 1997「京都大学本部構内A W25区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1993年度』, 53~92頁
- 70 千葉 豊・古賀秀策・富井 眞・伊東隆夫・宮武頼夫・初宿成彦 1998「京都大学北部構内B F30区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1994年度』, 39~83頁
- 71 千葉 豊・阪口英毅 2005「京都大学吉田南構内A N22区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 2000年度』, 3~132頁(本年報第2章)
- 72 辻 純一 1982「北白川廃寺跡発掘調査概要 昭和56年度」(京都市埋蔵文化財研究所)
- 73 辻 裕司・丸川義広 1984「尊勝寺跡」『昭和57年度京都市埋蔵文化財調査概要』, 47~49頁
- 74 辻 裕司・鈴木廣司 1985「尊勝寺跡」『昭和58年度京都市埋蔵文化財調査概要』, 50~51頁
- 75 栃木省二 1954「京都府下, 南山城災害調査報告」『新砂防』第13号, 10~18頁
- 76 富井 眞 2003「京都大学本部構内A X22区の立合調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1999年度』, 113~122頁
- 77 外山秀一 1994「プラント・オパールから見た稲作農耕の開始と土地条件の変化」『第四紀研究』第33巻第5号, 317~329頁
- 78 中井裕一郎・原 敏男・陶山正憲 1987「林地の地表流量と流出土砂量に関する一考察(Ⅱ)」『日本林学会関東支部大会発表論文集 第39回』, 209~210頁
- 79 仲川 靖編 1994『穴太遺跡発掘調査報告書Ⅰ』(滋賀県教育委員会)
- 80 仲川 靖編 1997『穴太遺跡発掘調査報告書Ⅱ』(滋賀県教育委員会)
- 81 仲川 靖 1997「穴太遺跡縄文時代集落の発見・経緯・問題点」『穴太遺跡発掘調査報告書Ⅱ』(滋賀県教育委員会), 332~340頁
- 82 中筋章人 2000「土石流」『山地の地形工学』(古今書院), 194~198頁
- 83 中塚 良 1997「長岡京跡の地震痕跡と古地震履歴」『古代学研究』第139号, 41~55頁
- 84 中西靖人 1992「農耕文化の定着」『新版古代の日本5 近畿Ⅰ』(角川書店), 93~118頁
- 85 中堀謙二 1979「京都大学構内遺跡の花粉分析」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和53年度』, 55~60頁
- 86 中堀謙二 1985「北白川追分町遺跡の古植生の復原」『京都大学埋蔵文化財調査報告Ⅲ - 北白川追分町縄文遺跡の調査-』(京都大学埋蔵文化財研究センター), 193~200頁
- 87 中村徹也 1973『京都大学農学部総合館周辺埋蔵文化財発掘調査の概要』
- 88 中村徹也 1974『京都大学農学部総合館北棟建設予定地内埋蔵文化財発掘調査の概要Ⅰ』
- 89 那須孝悌 1973「付篇3 滋賀里遺跡の花粉および植物遺体」『湖西線関係遺跡調査報告書』(滋賀県教育委員会), 237~240頁
- 90 那須孝悌 1981「深泥池の地史」『深泥池の自然と人』(京都市文化観光局), 11~34頁
- 91 那須孝悌 1989「活動の舞台: 概論」『弥生文化の研究1 弥生人とその環境』(雄山閣), 119~130頁
- 92 野口寧世 1987「珪藻遺体群による古環境の考察」『河内平野遺跡群の動態Ⅰ』(大阪府教育委員会), 278~289頁
- 93 野崎貴博 2003「岡山平野における弥生時代前期~中期の洪水と集落の動態」『津島岡大遺跡12 - 第19・21次調査-』(『岡山大学構内遺跡発掘調査報告』第17冊), 126~141頁
- 94 浜崎一志 1983「京都大学北部構内B D30区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和

京都白川の弥生時代前期末の土石流

- 56年度』, 25~30頁
- 95 浜崎一志・千葉 豊・伊藤淳史・鎮西清高・伊東隆夫 1995「京都大学北部構内B A 28区の発掘調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 1992年度』, 65~125頁
- 96 日浦 勇・宮武頼夫 1985「北白川追分町遺跡出土の昆虫遺体」『京都大学埋蔵文化財調査報告Ⅲ—北白川追分町縄文遺跡の調査—』(京都大学埋蔵文化財研究センター), 145~153頁
- 97 樋口隆康・泉 拓良 1981「京都大学構内遺跡の概略」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和55年度』, 5~12頁
- 98 兵庫県立人と自然の博物館 1996『兵庫県南部地震における人と自然の博物館の活動』
- 99 平尾公一・大久保駿 1970「昭和42年7月豪雨災害について—呉市浜田川の土砂流出—」『新砂防』第22巻第3号(通巻第75号), 17~24頁
- 100 平尾政幸 1987『一乗寺向畑町遺跡発掘調査概報 昭和61年度』(京都市埋蔵文化財研究所)
- 101 平方幸雄・吉崎 伸 1983「小倉町別当町遺跡」『昭和56年度京都市埋蔵文化財調査概要(発掘調査編)』, 79~80頁
- 102 古川博恭 1972「濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究その1—」『地質学論集』第7号, 39~59頁
- 103 細川修平 1991「I-5地点(南滋賀遺跡)」『錦織・南滋賀遺跡発掘調査概要V』(滋賀県教育委員会), 33~41頁
- 104 前田義明・磯部 勝 1991「下鳥羽遺跡」『昭和62年度京都市埋蔵文化財調査概要』, 76~79頁
- 105 増田富士雄・田村 亨・富井 眞 2005「砂質土石流堆積物の粘度特性—京都大学理学部構内の弥生時代の砂層(黄色砂)—」『京都大学構内遺跡調査研究年報 2000年度』, 263~276頁(本年報紀要XVI)
- 106 松下 進 1951「比叡山付近地質図」『比叡山—その自然と人文—』(京都新聞社), 巻末付図
- 107 水原邦夫 1993「風化花崗岩類山地における土石流扇状地の堆積構造について」『京都府立大学農学部演習林報告』第37号, 33~42頁
- 108 水原邦夫・武居有恒 1982「扇状地における土砂災害の実態に関する研究」『京都府立大学学術報告 農学』第34号, 83~92頁
- 109 深泥池団体研究グループ 1976「深泥池の研究(2)」『地球科学』第30巻第2号(通巻143号), 62~80頁
- 110 南 博史編 1989『吉田近衛町遺跡』(『京都文化博物館調査研究報告』第4集)
- 111 山口伊佐夫・川邊 洋 1982「地震による山地災害の特性」『新砂防』第35巻第2号(通巻125号) 3~15頁
- 112 吉岡敏和・苅谷愛彦・七山 太・岡田篤正・竹村恵二 1998「トレンチ発掘調査に基づく花折断層の最新活動と1662年寛文地震」『地震 第2輯』第51巻第1号, 83~97頁
- 113 吉野治雄 1977「教養部遺跡A L 24の立合調査」『京都大学構内遺跡調査研究年報 昭和51年度』, 76~77頁