九州大学学術情報リポジトリ Kyushu University Institutional Repository

# 北部九州非海成漸新統津屋崎層中の珪化木層の起源

**坂井,**卓 九州大学理学部

森山, 克郎 <sup>九州大学理学部</sup>

**黒木, 慎二郎** 九州大学理学部

**徐,相建** 九州大学理学部

https://doi.org/10.15017/4494744

出版情報:九州大学理学部研究報告.地球惑星科学.17(3), pp.67-82, 1992-12-25.九州大学理学部 バージョン: 権利関係:

# 北部九州非海成漸新統津屋崎層中の珪化木層の起源

坂井 卓・森山克郎・黒木慎二郎・徐 相建

Origin of a silicified wood-bearing bed in the nonmarine early Oligocene Tsuyazaki Formation, North Kyushu

Takashi Sakai, Katsuro Moriyama, Shinjiro Kuroki and Sang-geon Seo

#### Abstract

An impressive silicified wood-bearing bed occurs in the upper part of the nonmarine early Oligocene Tsuyazaki Formation, north of Fukuoka, North Kyushu. This paper describes the internal structures, wood trunk fabric and vitrinite reflectance (Ro)of the bed. The depositional facies, facies distribution, paleocurrent patterns of the under-and overlying successions are also examined to confirm the origin and depositional environment of the bed.

The wood bed includes volcano-clastic sediments abundantly and shows disorganized pebbly sandstone facies with inversely graded and scaly cleaved pebbly siltstone at the base, massive pebbly sandstone at the middle and the upper part, and flow folds at the top. Wood trunks seem to be accumulated in the lower middle part of the bed, and vary in size and frequency both vertically and laterally. They show a collisonal fabric pattern nearly parallel to the paleocurrent, judging from cross-stratifications of the water-laid sediments below and above the bed. A variety of Ro frequency relationship among vitrinite, semifusinite and fusinite contained, may imply a hybrid origin for the coaliferous materials in the bed. Those lines of evidence indicate clearly that the bed is comparable to a non-channelized, lobe-like debris flow deposits, which were emplaced on the flood-plain originally.

### はじめに

非海成堆積物中の材化石は炭層以外に,しばしば珪 化木として現れる.この場合,恐らく早期の続成段階 での珪化作用のために材化石自体の保存状態は良く, 多くの堆積過程の情報を記録していると思われる.現 世ならびに過去の河川堆積物中に含まれる樹幹はその 堆積学的研究から流向の指示者としての有効性が指摘 されている(例えば,SALISBURY *et al.*,1984;山口ほ か,1991). しかしながら,河道堆積物以外の地層に 含まれる材化石,特に多量に集積して産する"珪化木 層"の堆積機構や堆積循環などについての研究例はま だ少ないように思われる.

北部九州の炭田地域では, 珪化木層は火山性砕屑物 の層準と密接な関係をもつこと(野田, 1964)や, 出 山型サイクルと呼ばれる上方細粒化サイクルの下部に 多く出現すること(富田, 1968)が指摘されてきた. しかしながら,材化石を含む地層の堆積相をはじめ, 堆積過程ならびに堆積環境に関しての詳細は不明のま まであった.福岡市北方の津屋崎町渡半島に露出する 非海成漸新統津屋崎層には,多くの層準に材化石が含 まれ(岡田・小島,1964),とりわけ津屋崎層上部の露 出する恋の浦海岸北部(Fig.1)では,多量に集積した 倒木状樹幹化石が産する(浅野,1964)本層中の珪化 木層の成因については,河道堆積物(浅野,1964),大 規模火砕流堆積物(酒井,1991)あるいは土石流堆積 物(SAKAI et al.,1992:坂井ほか,1992)など,異な る見解がだされている.

本層中の珪化木層は,火山性砕屑物を多量に含むた めに,その起源が火山噴出活動に直接係わるか否かの 判別を明確にする必要がある.そこで,珪化木の出現 様式を単層内での水平・垂直分布,頻度,姿勢,配列

1992年9月30日受理

に関する計測を通して記載した. 珪化木層とのその上下のサクセッションの堆積相 MIALL (1977, 1978)の分類のに基づき堆積相を解析した. さらに古流系資料を

加えて堆積環境を詳しく検討した.一方,輝炭反射率 を測定し,炭化・続成作用と材化石の起源を考察した. なお,本研究のなかで,坂井・黒木・徐は野外調査を



Fig. 1 Ceologic map of the Watari Point, Tsuyazaki, North Kyushu (After OKADA and OBATA, 1964). Arrow indicates the investigated area. 担当し,森山は珪化木層の顕微鏡的検討を行った.

本研究を進めるためにあたり,九州大学岡田博有教 授・大阪大学増田富士雄助教授からは堆積相について, 相原安津夫教授からは有機変成作用に関して有益なご 意見を賜った.また,津屋崎層で行われた古植物学的 研究については九州大学院生金 鐘憲氏から文献を紹 介して戴いた.これらの方々にお礼申し上げる.

## 地質概説

北部九州の非海成第三系は有用な夾炭層を伴うこと から炭田第三系として位置づけられ、その層序および 対比の概要は主に石炭地質学的観点から明らかにされ てきた(例えば,松下,1949;富田・石橋,1990).津 屋崎層は福岡市北方の宗像郡津屋崎町渡半島に模式的 に露出する非海成層で,後期白亜紀の花崗岩類を非整 合に被覆し、上位の海成の後期漸新統芦屋層群山鹿層 に整合に覆われる.本層は産出する花粉および胞子化 石群集の特徴から、北部九州の古第三系を代表する大 辻層群の上部にあたる遠賀層に対比されている(高橋, 1962).また芦屋層群からは、最近、その北東延長地域 から漸新世後期を示すナンノ化石や浮遊性有孔中化石 が見いだされている(斎藤・岡田, 1984). さらに本地 域の北東方筑豊地域の山鹿・遠賀層については, 最近, 尾崎・浜崎によって漸新世前期を示すフィッション・ トラック年代が報告されている(加納ほか編, 1991). これらのことから、津屋崎層の時代は漸新世前期と見 積もられる.

津屋崎層の岩相分布ならびに堆積層序は岡田・小畠 (1964)によって明らかにされ,砕屑岩の堆積岩石学的 性質ならびに堆積サイクルの特徴が記載された.本層 中には多量の珪化木を含む地層が出現することが古く から気付かれ,珪化木については続成環境の考察(浅 野,1964)や古植物学的研究(WATARI,1966;SUZUKI. 1976.1982.1984)が行われてきた.他方,本層は砕屑 粒子間の充塡鉱物として多量に沸石を含むことから, 鉱物学的および続成作用に関する研究が行われている (例えば,中牟田,1976;三木・中牟田,1985;鮎沢, 1991).

# 珪化木層の堆積学的特徴と珪化木の産状

恋の浦北部の海岸に露出する津屋崎層上部層は、ほ ぼ海岸と平行する北西-南東の走向をもち、北東に緩 傾斜する(Fig.2)この地域には珪化木がよく含まれ、 なかでも海食崖に沿って分布する礫質岩中には多量の 珪化木が含まれ、これまでにこの地層の起源や珪化の 成因を巡って多くの議論が交わされてきた。本層は最 大3.5mの厚さで,側方に消長しつつ,走向方向に約 200mほど追跡できる(Fig.2).本稿では,上記の含珪 化木礫質岩を特に珪化木層と呼ぶことにする。海食崖 に沿って,珪化木層の堆積相の特徴,その側方ならび に垂直変化,珪化木の産状が詳しく観察できる。以下 に露頭観察に基づく珪化木層の堆積学的諸特徴・珪化 木の産状,珪化木について行った計測結果について記 述する。

# A. 珪化木層の堆積学諸特徴

#### 1. 内部構造

本層は稀に大礫を含むことがあるが、小〜中礫を良 く含み、全体として、淘汰不良な塊状礫質堆積物から なる.この礫質堆積物は下部でシルト質、中・上部で 粗粒砂の基質をもつ。基質事態も不均質で、より細粒 の基質と混じり合って側方に不連続かつ不均質な粒度 分布を示す(Fig.3).特に下部では基質はシルト質と なり包有される礫のサイズも小さい(Fig.4).本層に は葉理などの明瞭な内部構造を欠くものの、粒度・フ ァブリックに関して次の特徴をもつ。

珪化木層下底部は粗粒の含礫質塊状シルト岩からな り、下位の黒色炭質シルト岩に重なる(Fig.4).最下 部のシルト岩は地点Aを除いて、側方によく追跡さ れ、厚さは平均15cm最大50cmと僅かに変化する.細 礫を散在的に含むが、珪化木や大きな礫を欠く.含ま れる礫の礫径は上方に向かって増大する傾向をもち、 基質の粒度も上方に向かって増大する傾向をもち、 基質の粒度も上方に向かってより粗粒となり砂質基質 へと変化する.その上部の礫質部では、粒度組成上、 やや粗粒で多量の材化石を含む部分と、比較的淘汰が 良く材化石に乏しい部分とがレンズ状に不規則に互層 する.両者の境界は普通不明瞭である.このレンズ状 の互層は、地点F,Gでは北西に傾き、流動褶曲を伴っ ている(Fig.5).

一方,構造的ファブリックの特徴として,劈開が下 底部のシルト岩に形成されていることが挙げられる. このファブリックは,1~3 cmの不連続で多少湾曲 した鱗片状の形態を示すもので,剪断劈開にあたる. 劈開は基質の粒度が粗くなる上部では不明瞭となる (Fig.4).シルト岩中には緑泥石を多量に含む偏平な 軽石礫が劈開と平行に配列している.軽石の偏平化は 上部では弱くなる点で,上記ファブリックと調和的で ある.

#### 2. 側方変化

次に珪化木層自体は側方に厚さの変化が顕著で、調



Fig. 2 Lithologic map of the northern part of Koinoura Coast, showing the distributions of major facies, silicified wood-bearing bed, and basal contact of major channels. 1 to 8: locations for measured sections.



Fig. 3 Columnar sections showing lateral changes of facies and bed thickness in the upper part of the Tsuyazaki Formation along the northern part of Koinoura Coast. Unit I and II are comparable to a channel-flood plain and a distal alluvial fan sequences, respectively. Silicified wood-bearing bed shows a lobate sheet with a flat base. Location of sections shown in Fig. 2.

71

香範囲の中でセクション4付近やセクション2,3間 で途切れ, さらにセクション2以南では消滅し不明と なる (Fig. 2 and 3). 珪化木層の上部は,上位に重な る礫質砂岩下底との間には明瞭な侵食性チャンネル境 界となっており, 珪化木層の元来の連続性については の判断は難しい。ここで珪化木上位の礫質砂岩は、低 角度の斜交葉理, 平行葉理で特徴づけられ, 顕著なチ ャンネルの発達を欠くことより,沖積扇状地末端相に 比較できる.また,珪化木層と接する最下部は顕著な 礫岩を欠き, チャンネルの輪郭と調和的な規模の大き いトラフ型斜交葉理が発達する (Fig.3). さらに上位 で側方に延長の良いシルト岩砂岩互層を基準とすると, 基底のチャンネルは深さに対して粒度・堆積相の変化 に乏しい。これらの事実からは珪化木層上面の凹凸に 富む輪郭は、侵食性チャンネルのみに起因するのでは なく,元来の地形起伏を反映している可能性が強い.

### B. 珪化木の産状と配列

# 1. 珪化木の産状

材化石の多くは、樹幹状をなし、かなりのものが珪

化作用を受け,黒色〜灰白色を呈する.調査範囲の珪 化木はおよそ7つの層準に含まれるが,特に2層準に 濃集して出現する(Fig.3).珪化木層の下位2mに位 置するシルト岩中にも倒木・集合状の珪化木が比較的 多量に含まれる.集合状態は前者と異なってより散在 的で,まれに根株状のものも含まれる.これ以外の層 準の珪化木は,粗粒砂岩やシルト岩中に孤立・散在的 に産し,産出頻度は低い,珪化木層に含まれる材化石 は,泥杉に比較される*Taxodioxylon matsuiwa* Watari が圧倒的に多く(浅野,1964),ほかに10数種の材化石 種が報告されている(SUZUKI,1976,1982,1984).

珪化木の樹幹はほぼ露頭面と直交して配列するため に、多くの場合樹幹断面として観察される.その含有 頻度は均質ではなく、側方や垂直方向に粗密がある. 珪化木の一般的形状として、荷重による破断を伴うも のの、元来の輪郭はよく保存されている.また、樹幹 表面の組織も樹皮の印象として保存されている.

#### 2. 計測

珪化木の起源を明確にする目的で,欠損の無い樹幹 断面をもつ珪化木について以下の計測を行った.計測



Fig. 4 A basal contact of the silicified wood-bearing bed at location E in Fig. 8, showing nonerosional surface arrows and scaly cleaved illsorted siltstone at the base without wood trunks and larger gravels. に当たっては,幹の伸長(樹幹)方向,樹幹断面の長 軸,短軸をそれぞれ,a,b,c軸と定義し,Fig.6-A に示すように,樹径,珪化木層下底からの位置,樹幹 の方向ならびに傾斜角度のデータを収集した.

まず, 樹径のザイズ分布を b 軸についてみてみる と、負の正規分布に近く、平均樹径は10.3cm である (Fig. 6-B, C). 樹幹は, b-c 面をほぼ層理に平行に配 列している.また,年輪は放射状の破断パターンを示 すことが多い.破断は鉛直方向で開口して石英やカル サイトおよび周辺からの砂質物質と同質の充填物を伴 うが,水平方向では開口せず充塡物を伴うことは少な い。鉛直方向に材組織や脈構造に微褶曲を伴うことも ある. これらの事実から、樹径の偏平化は主に荷重圧 を反映したものと結論づけられる. 樹径の偏平化は, 元来の樹径が完全円と仮定した場合, c軸について 10~80%の範囲で変化し、平均30%である (Fig.7). 本露頭で計測された樹幹の内、偏平率を考慮した最大 樹径は約50cmに達する.なお,珪化木の破断は珪化作 用を受ける以前に生じており、破断の影響は材の種類 や部位による固有の強度差などと共に偏平率の大きな 変化として現れていると推定される。また、負に歪ん だ頻度分布は,卓越した針葉樹化石の任意の樹幹断面 の頻度を示すかもしれない.しかし,この地層中には 多種の材化石も含まれており,計測値に示される樹径 の頻度や偏平度が直接化石樹の元来の植生構成や直接 的な地層の荷重密を意味するかどうかは断定できない.

珪化木は珪化木層中のある部位に特定されて産する ことはない。一般に、基質にあたる砕屑物に包有され て産し、それ自体が密集することはない。出現様式は むしろ散在的であり、その頻度には水平ならびに垂直 方向に変化が認められる. そこで, この変化を吟味す るために露頭断面で珪化木層下底から樹幹までの距離 を基に出現頻度と樹径を検討した。珪化木層は厚さが 場所によって変化する (Fig. 3) ので, A から1までの 9つの計測地点ごとに, 珪化木層下底から含まれる珪 化木の位置までの距離を検討した(Fig.8). それぞれ の地点の計測幅は平均3mである。測定結果として. 珪化木は一般に下底直上には含まれず,20~50cmの 距離をおいて現れる.また,珪化木の径は,上方に向 かって増大し、1~2 mの位置で最大となり、さらに 上位に向かって次第に減少する傾向をもつ. 珪化木を 一つの礫と見なした場合,下部では逆級化,上部で正 の級化を示す。この傾向は露頭断面での珪化木の出現 頻度とも調和している (Fig.9).



Fig. 5 Note the northwesterly dipping of axial planes. Slump folds in the uppermost part of the silicified wood-bearing bed at location H in Fig. 6.

# 3. 姿勢と配列

珪化木は各測定値点で良く揃った配列を示す(Fig. 8). 珪化木層下底が下位の炭質泥岩と平坦な境界をも つ B-I 地点間では,樹幹(a軸)は東西方向が卓越し, 北北東一南南西から北東一南西方向までの変化を示す. 地点 A では南北に配列する.ここでは珪化木層はチャ ンネル充填の堆積を示しており,樹幹配列の変化は堆 積地形の影響を受けたものとみなされる.

一方,層理に対する樹幹の傾斜(ピッチ)はほぼ平 行な場合から約40°までの変化が認められる.地層を 水平に戻した場合の樹幹の傾斜方向と角度を,E,F2つ の地点で検討した(Fig.10).なお,Fig.10に示す傾斜 方向は,後述の斜交層理に底痕およびスランプ褶曲の フェルゲンツから推定される古流向から判断し,当 方・西方傾斜をそれぞれ,下流・上流方向とみなした. E, Fの露頭では樹幹は,ほぼ東西の単一方向に極めて 均一の配列パターンを示す.ところが垂直的には,下 底より1.3mを境に傾斜方向の変化が認められる下部 では東および西傾斜の樹幹はほぼ同等であるのに対し, 上部では東傾斜のみが出現する.また,傾斜角は樹幹 の濃集した部分で増加するように見える.

## 4. 鏡下観察

地点 E~G における珪化木密集部で珪化木と炭化植物片を採集し、反射ならびに透過顕微鏡による観察と炭質物の輝炭反射率の測定を行った。鏡下観察では、石炭化植物片にはビトリナイト、珪化木中の炭質物にはセミフュージナイトからフュージナイトまでのさまざまな組織が観察される。一方、珪化木層の下位のシルト岩および黒色炭質泥岩から産出する珪化木中の材組織の大部分はビトリナイト様の組織を示す。



Fig. 6 Size distribution of wood trunks in the silicified wood-bearing bed. A: Measured portions of wood trunks to determine size, attitude and position within the bed. Histogram (B) and cumulative curve (C) of the size (b-axis) of wood trunks.





珪化木層および下位のシルト岩・黒色炭質泥岩中の 珪化木について測定した反射率を Fig. 11 に示す.な お,珪化木層中もものは,便宜的に上・中・下部の層 準に分けて頻度グラフに示した.石炭物質のマセラル であるビトリナイト・セミフュージナイト・フュージ ナイトと反射率との関係は,図中に示す通りである. 頻度グラフは,反射率0.5%~2.5%間で多峯分布を示 し,最大反射率は4.0%に達する.最頻値は各層準の 間,また同一層準の間で非常にばらつく.このことは, 埋没続成作用が開始される段階で,すでに木炭化した 樹幹と燃焼していない生の木片が混在した状態であっ たことを意味する.

#### 珪化木周辺の堆積層序と堆積環境

#### 1. 堆積相

堆積相の観察ならびに地層の側方延長性,侵食構造 の有無とその形態・延長性,古流向データなどに基づ くと,恋の浦海岸北部の津屋崎層上部は,珪化木層と その上位の細礫礫岩層との間を境に堆積環境を異にす る上下2つのユニットに区分できる.なお,基質支持 の塊状礫岩相(Facies Gms)を,砂質基質(Facies Gms)と泥質基質(FaciesGmf)に,泥質岩相(Fm) を黒色シルト岩相(Fmb)と緑灰色シルト岩相(Fmg) とに細分した(Fig.3).

ユニット1は、礫岩、砂岩、泥質堆積物からなり、

最上部に珪化木層が重なる. 珪化木層を除く各岩相は 側方に指交状に互層し,下部と上部でそれぞれ礫岩相, 泥質岩相が卓越する. このユニットの礫岩相には,主 要な堆積相として,塊状あるいは不鮮明な低〜中角度 斜交層理をもち,淘汰の良い中礫礫岩相(Facies Gm),塊状で淘汰不良な砂基質支持の中〜細礫礫岩 (Facies Gms),同じくシルト支持礫岩相(Facies Gmf),トラフ型斜交層理をもつ中〜細礫礫岩相 (Facies Gt)などが認められる.砂質岩相には,トラ フ型斜交層理礫質粗粒砂岩相(Facies St),板状斜交 層理中粒砂岩相(Facies Sp),まれに平行葉理で特徴 づけられる中粒砂岩相(Facies Sh)がある. 泥質岩相 は塊状,緑灰色シルト岩(Facies Fmg)と塊状黒色シ ルト〜泥岩(Facies Fmb)が識別できるが,後者は2 層準に、局所的に現れるに過ぎない.

粗粒相は,普通,下底にチャンネルを伴う Facies Gm,Gtから始まり,上方に細粒化し,Facies Stと続 く.幾つかの場合,さらに最上部に Facies Sp,Shを 伴うことがある.これらの堆積相層序は河道充塡の層 序を表す.チャンネル下底面は下位の堆積層に対して 非調和な境界をもち,バンク縁辺ではしばしば高角度 をなす.顕著な複数の侵食面を伴い,多重チャンネル (multi-storied channel)も数カ所で確認できる(Fig. 3).河道堆積物にはしばしばイプシロン型斜交層理 (ALLEN, 1963)を示すことがある.チャンネルは粗粒



locations for measuring of wood trunks. Each location about 2 meters in width.



Fig. 9 Relationship between the relative position and the length of b-axis of wood trunks. Dotted line indicates an outline of maximum size distribution from base. Horizontal line is a thickness of the silicified wood-bearing bed at each location.

相が卓越する下部で規模が大きく,上部の細粒相では 小規模となる(Fig.3).チャンネルの幅は下部で,最 小70m,最大150m以上に達し,3~4 mの深さが推定 される.細粒相が卓越する上部の河道堆積物は,河道 の幅/深さの比が大きく,粒度や層厚の側方変化に富 むことから,氾濫原上で高水位に出現した湾曲度の低 い小河道に比較できよう.

細粒相には塊状シルト岩(Facies Fmg)が卓越す る.この細粒相には、明瞭なリップル葉理をもつ砂岩 層はまれで、一般に淘汰が悪く、炭質物や樹幹化石を 良く含む.これには上記の小規模なリボン状河道堆積 物のほか、側方延長の悪いレンズ状礫岩(Facies Gm)、斜層理の平行葉理が発達した礫質〜粗粒砂岩 (Facies St, Facies Sp)、連続性に富む級化礫岩・粗 粒砂岩(Facies Gm 1)や含礫泥岩(Facies Gm 2)が 挟在される.また、炭質物を多量に含み、植物根を含 む黒色~赤紫色シルト岩(Facies P)が側方に不連続 に20~30cmの厚さで1層認められる.レンズ状粗粒 相は規模の大きなチャンネル周辺に上に凸な輪郭をも ち,塊状の場合と,それ自体下底にチャンネルを伴い, Facies Gt, Gp, St, Spの組合わせをもつ小規模なチ ャンネル充填堆積物を伴う場合とがある.泥質岩相に は,火山豆石(volcanic lapilli)が集合した部分が2 層準認められるが,上記のレンズ状礫質砂岩(Facies Gt)中に出現する(Fig. 3).火山豆石は斜層理の前置 層部に濃集し,明らかな再堆積を示している.

ユニットIIは、低角度で規模の大きな斜交層理、準 平行層理で特徴づけられる細粒礫岩~礫質粗粒砂岩相 (Facies St, Sp, Sh)からなり、数層準に砂岩・シル ト岩の細互層を挟在する.下部には転動泥塊(armored balls)が挟まれることがある.主部をなす粗粒相に は、礫岩やチャンネルの発達は貧弱である.低角度斜 層理は、規模の大きなトラフ型で、側方への粒度の変 化もない. 挟在する砂岩・シルト岩薄互層にはリップ ル葉理や小規模な斜交葉理が認められることがある. さらに上位には、赤褐色シルト岩(Facies P)を伴う. 珪化木層との境界は明瞭な浸食面をなすが、上記低角 度斜層理はこの面と調和的な輪郭を示すように見える.

## 2. 堆積環境

珪化木層とそれを挟む上下の地層の堆積環境を詳し く吟味するために,堆積相の側方分布・配置パターン, そして古流向を詳しく検討した.この海岸露頭では局 所的な走向の変化が認められ,ほかに侵食による地層 の局所的な欠如も顕著である.そこで,局所的に追跡 可能な単層を頼りに,50分の1スケールの実測柱状図 を作成して地層の側方への厚さや堆積相の水平分布を 吟味した.局所的な堆積水平面として,細粒相中の含 礫シルト岩層・炭質黒色シルト岩などは,垂直付加堆 積(vertical accretion)のサクセッションどうしの対 比に有効であり,粗粒相中の小チャンネルや火山豆石 の濃集層も小範囲で使える.とりわけ,珪化木層の直 下の含礫シルト岩はかなり延長良く追跡でき,これを 基準面とした堆積相の側方分布を Fig.3 に示す.

ユニット Iの下部は粗粒相が卓越する河道堆積物, 自然堤防堆積物ならびに河道からの氾濫堆積物に比較 できる.河道充塡堆積物には側方に自然堤防堆積物か らなるレンズ状の粗粒相と氾濫原の細粒相を伴ってい ること、これらのシークェンスの堆積相分布は全体の 時間面と斜交関係が認められることから、基本的には 主要な河道の位置が側方へと移動、つまり蛇行支配の 河川環境が示唆される.上部に向かって粗粒相が次第 に卓越する氾濫原環境へと変化する。上部では、幾つ かの小規模な河道を伴うが(例えば, Section 1, 5), 河道自体はその幅に対する深さの比が大きく、低い sinuosity を示唆する. これらとほぼ同一層準に出現す る斜層砂岩(Facies St, Sp)の下底は非チャンネル 性であり,低角度斜層理をもつなどの特徴から河川決 壊堆積物(crevasse splay deposits)に比較できる. 古流向資料(Fig.12)からは、この堆積物は南西から の流れによって形成されたことが示され、自然堤防の 決壊は南東側に隣接する河道ではなく、より南西側に 位置したと推定される河道に求められる。上部は河川 決壊堆積物や氾濫時の乱泥流堆積物を頻繁に挟むこと, トラフ型斜交層理の示す西方への流向などを考慮に入 れると、主要な河道が北あるいは北西側に遠ざかった ことが推測される. 氾濫原堆積物にはシルト岩からな る垂直付加堆積物と互層して、幾つかの層準に土石流



Fig. 10 Relationship between the inclination and azimuth of wood trunks and the distance from the base. Upcurrent facing of wood trunks in the upper seems to coincide with the asymmetry of slump fold in the bed (Fig. 10) and the dominant paleoflow direction of the sequence (Fig. 11). Open square, westward; dot, eastward; cross, northward or southward. Locations E and F shown in Fig. 6.

78

#### 津屋崎層中の珪化木層の起源



Fig. 11 Relationship between Ro reflectance of organic matter and frequency in the silicified woodbearing bed. Data from the silicified woods in the upper (1), middle (2) and lower part (3) of the "silicified wood-bearing bed", and from those in the underlying siltstone bed (4).

および泥流堆積物が挟まれる.これらのほとんど全て に樹幹化石が出現している.以上の野外事実から,珪 化木層は明らかに土石流堆積物として,氾濫原上に堆 積したと判断できる.

一方,ユニットIIは砂質堆積物(Facies Sp, Sh)を 主要な相構成とし,チャンネルと粗粒な礫を欠くこと, 水流の影響を受けた泥質を受けた泥質堆積物(Facies Fm)との指交状の互層をなすことから,シート状の堆 積物が卓越する末端相の沖積扇状地堆積物に比較でき る.

# 珪化木層の起源

### 1. 珪化木層の起源をめぐる議論

これまでに本地域に分布する珪化木層の起源につい て、幾つかの異なる見解がだされてきた.浅野(1964) は珪化木が礫質堆積物中に産すること、そしてその多 くが倒木の集積からなるが、根株状のものは少なく、 かつ立木は認められないことから、河道堆積物にあた ると考えた.一方、珪化木層は火山砕屑物に富み、多 量の安山岩礫や軽石を含んでいる.また、珪化木には 材組織が高温状態で炭化するときに形成されるフュー ジナイトが生成している(浅野、1964).酒井(1991) はこれを主な論拠として、この地層が北西九州の古第



Fig. 12 Summalized columnar section of the silicified wood-bearing bed. The bed shows some internal structures, indicating an unchannelized debris flow lobe deposit on the flood plane.

三系中に広域に分布する大規模な火砕流堆積物に相当 するとみなした.

河川堆積物の場合,材化石はしばしば河道に出現す ることが知られている(例えば,OKOLO,1983; STEWART,1983; TYLER and ETHRIDGE,1983).しか しながら,珪化木層はそれ自体の堆積学的特徴ならび に下位層に対して非チャンネル性地層境界をもつこと, ならびに河道充塡の堆積層序を示さないなどことから 河道堆積物には該当しない.なお,この地域では河道 中に出現する珪化木は一部,例えば,セクション7下 部(Fig.3)で認められるに過ぎない.

#### 2. 火砕流堆積物か土石流堆積物か

火山性砕屑物を主要な構成物とする堆積物の場合, その起源が火砕流かもしくは再堆積を含んだ epiclastic な堆積物なのかを判断することにはしばしば困難 を伴う.火砕流堆積物とする見解(酒井,1991)の主 要な根拠には珪化木が "蒸焼き状態"での炭化作用を 受けたことの外に,火山豆石および火山性サージ堆積 物が随伴すること,基質が火山ガラスからなることな どが挙げられていた.森山(1992)は珪化木層中の炭



Fig. 13 Paleocurrent data of the upper part of the Tsuyazaki Formation at the northern part of Koinoura Coast. A-C: Trough cross stratifications in the Unit I. A: Channel-fill sequence (mainly Facies Gt and Gp) in the lower part, B and C: Crevass splay deposits (Facies St and Sp) and small channels (Facies St) in the middle (B) and upper part (C) of the unit. D: Lowangle trough cross-stratification (Facies Sp and St) in the distal alluvial fan deposits, and D: Sole marks in the Unit II. Location E shown with star mark in Fig. 3.

質物の輝炭反射率のばらつきを示した.すなわち低温 領域から高温領域におよぶ多峰性の反射率頻度分布 (Fig.11)に示されるように、この珪化木層中の材物質 が埋没変成作用を受けるし以前にコークス化過程を伴う 高度の炭化作用を受けたものを含んでいることが明確 になった.この事実は珪化木層中の材物質には生の樹 木の他に、他所でコークス化作用を受けたものが混在 して運搬され堆積したことを意味する.他方、脱ガス パイプ (gas segregation pipes)や自生の溶結ガラス などを欠くことも、媒介として高温のガスの存在や溶 結作用が存在しなかったことを示唆する.

火砕流堆積物は火山ガスを媒介とする高温状態の高 密度流堆積物と定義され(例えば, Lajoie, 1984), 模 式的には一度の火砕流過程で、マグマー水蒸気爆発の 際にはベースサージ(base surge)を伴うが、下底か らグラウンドサージ (ground surge), 火砕流ユニッ ト, 噴煙サージ堆積物 (ash-cloud surge deposit), そ して最後に降下火山灰堆積物からなる一連の堆積ユニ ットを形成すると考えられている(Sparks, 1976; FISHER, 1979 ; SELF and WRIGHT, 1983 ; LAJOIE, 1984; CAS and WRIGHT, 1988). 本地域の珪化木層の 場合、最上部は侵食のために明確ではないが、火山性 サージとみなされた斜層理粗粒砂岩および火山豆石層 はいずれも明らかに水流の影響を受けた堆積物である. また,それらは珪化木層の下位1~4 mに出現してお り、珪化木層とはなんら直接的な関わりをもたない。 珪化木層自体についてみると,下底部は高粘性の密度 流を示唆する含礫シルト岩に始まり、これは火砕流堆 積ユニット最下部の堆積物ではない. なぜならば、下 底面のサージ堆積物は、火口からの爆風 (Moor, 1967),もしくは火砕流前面での冷気あるいは植物など に含まれる水分の付加摂取による高速ガスの噴出(例 えば, Wilson and Walker, 1982; Wilson, 1985) によって形成されると考えられるからである、つまり、 基本的に本地域の珪化木層のシークェンスを火砕流堆 積ユニットとは呼ぶことはできない.

## 3. 土石流ローブの可能性

先に記載した珪化木層の堆積学的諸特徴から,本層 の堆積相は Fig. 13 のように整理できる。珪化木層な らびにその下位層の特徴から判断する限り,珪化木層 は陸上土石流堆積物として氾濫原上に堆積したと考え るのが最も合理的である (SAKAI et al., 1992; 坂井ほ か, 1992). 側方への樹幹の賦存頻度の変化と珪化木層 の層厚変化との間には正の相関が認められ,樹幹が濃 集した部分に厚く,樹幹の出現頻度が低い南東・北西 側に向かって薄化する.このことは元来,土石流堆積 物がローブ状の形態をもっていたことを暗示する.上 位の沖積扇状地堆積物中のトラフ状斜交層理は凹部を 調和的に埋積する規模の大きなトラフ型であり,この ローブ状の地形を反映して堆積したと見ることができ よう.

珪化木層下部の含礫シルト岩中の剪断劈開(Fig.5) は、土石流堆積物が斜面後方へ流動する際に、その下 底面で発生する剪断抵抗を反映した構造的ファブリッ クを示すと考えられる.他方、上部では東方のフェル ゲンツをもつ非対象型スランプ褶曲を伴って、地層の 短縮化が生じている(Fig.6)スランプ褶曲の形成は、 下部で剪断作用に伴われた圧密効果によって上方へ絞 り出された余剰水や後方から供給された水によって、 支持力が失われたために生じた流動現象と捉えること ができる.

平坦な氾濫原に達した土石流はポテンシャルエネル. ギーの減少と共に下底面での摩擦抵抗の増大のために 相対的に分散圧が低下し,やがて運動を停止する.こ の時土石流前面部ではローブ状の地形が形成されるだ ろう.厚層理部での樹幹の濃集や樹幹姿勢の垂直的変 化は,土石流の運動停止に伴って流木がローブに集積 され,その背後から後続流がのし上げる際に形成され た一連の流動現象と捉えることができるだろう.珪化 木層の南西延長には級化層理を示す含礫泥岩が挟まる. この堆積物は流木が運動を凍結したローブ前面での樹 幹のフレームワークから篩別された泥質基質の密度流 堆積物 (sieve deposits; BULL. 1972)に相当する可能 性がある.

## まとめ

- 1. 北部九州に分布する非海成前期漸新統津屋崎層上 部には多量の珪化した材化石を含む珪化木層が挟在 される. 珪化木層は蛇行河川一氾濫原の堆積層序の 上部に現れ,末端相沖積扇状地堆積物に被覆される.
- 2. 堆積相および有機変成作用の特徴から, 珪化木層 は河道あるいは火砕流堆積物ではなく, 陸上土石流 物に比較できる.
- 3. 珪化木層の堆積相・層厚の側方変化,ならびに珪 化木の側方ならびに垂直的な産出頻度・配列様式の 検討からは,珪化木層は流木を含む土石流ローブと して堆積したことを示唆する.

# 文 献

鮎沢 潤(1991): 堆積環境指標としての炭質物中の黄鉄鉱

一西南日本内帯の2,3の地域における予察一,堆積研報,35,77-81.

- ALLEN, J.R.L. (1963) : The classification of crossstratified units, with notes on their origin. Sediment., 2, 93-114.
- 浅野五郎, 1964: 松岩の産状と顕微鏡的性質. 九鉱誌, 32, 181-201.
- BULL. W.B. (1972) : Recognition of aluvial-fan deposits in the stratigraphic record. *In* Hamblin, W.K. and Rigby, J.K., eds., Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *SEPM*, *Spec. Publ.*, **16**, 63-83.
- CAS, R.A.F. and WRIGHT. J.V. (1988) : Volcanic Successions : modern and ancient. Unwin Hyman, London, 528p.
- FISHER, R.V. (1979) : Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Jour. Volcanol. Geothem. Res.*, 6, 305-318.
- 加納和彦・加藤禎一・柳沢幸夫・吉田史郎編 (1991):日本 の新生界層序と地史,地質調査所, no. 274, 114p.
- LAJOIE. J. (1984) : Volcaniclastic rocks. In Walker, R. G., ed., Facies Models. 2nd ed., 39-52, Geoscience Canada, Repreint Series 1.
- 松下久道. 1949:九州北部炭田の地質. 九大理研報(地質 学), 3, 1-57.
- MIALL, A.D. (1977) : A review of the braided river depositional environment, *Earth Sci.*, *Rev.*, **3**, 1–62.
- (1978): Lithofacies tyes and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In MIALL, A.D., ed., Fluvial Sedimentology, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5, 5987-604.
- 三木 孝・中牟田義博(1985):福岡県宗像炭田古第三紀層 にみられる沸石続成作用.岩鉱, 80, 289-291.
- MOORE, J.G., (1967) : Base surge in recent volcanic eruptions. Bull. Volcanol., 30, 337-363.
- 森山克郎 (1992): 珪化木の形成に関する堆積学的並びに鉱 物学的有機地質学的研究,九大理地質卒論手記,77p.
- 中牟田義博(1976):福岡県津屋崎層付近の第三紀中の沸石 と粘土鉱物.岩鉱,71,147-156.
- 野田光雄(1964):筑豊炭田における松岩の成因.地質雑, 70,32-35.
- 岡田博有・小畠郁生(1964):福岡市北方,津屋崎付近の第三 系,九大理研報(地質学),7,75-83.
- OKOLO,S.A. (1983) : Fluvial distributary channels in the Fletcher Bank Grit (Namuian R2b), at Ramsbottom, Lancashire, England. In COLLINSON, J.D. and LEWIN, J. eds., Modern and Ancient Fluvial Systems, Int. Assoc. Sed., Spec. Publs., 6, 421-433.
- 斎藤常正・岡田尚武(1984):北九州芦屋層群の漸新世石灰 質浮遊性微化石層序.「日本の古第三系の生層序と国際対 比」,85-88,斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫(編),総合 研究成果報告書,山形大学理学部.
- 酒井治孝(1991):北西九州の古第三紀火砕流堆積物とその 起源.日本地質学会第98年大会要旨,262.
- 坂井 卓・森山克郎・徐 相健・黒木慎二郎(1992): 福岡 市北方, 非海成古第三系津屋崎層中の珪化木. 堆積研報, 37, 1-2.
- SAKAI, T., OKADA, H. and AIHARA, A. (1992) : Gretaceous and Tertiiary active margin sedimentation : Transect

of Kyushu (C30). In ADACHI, M.and SUZUKI, K., 29th IGC Field Trip Guide Book, 1, Paleozoic and Mesozoic Terrane : Basement of the Japanese Island Arcs, 317– 354, Nagoya Univ.

- SALISBURY, C.R., WHITERY, P.J., LITTON C.D., and Fox, J. L. (1984) : Flandrian courses of the river Trent at Clwick, Nottingham. *Mercian Geologist*, 9, 189-207.
- SELF, S, and WRIGHT, J.V. (1983): large wave-forms from the Fish Canyopn Tuff, Colorado. *Geology*, **11**, 443-446.
- SPARKS. R.S.J. (1976) : Grain size variations in ignimbrites and imprications for the transport of pyroclastic flows. Sediment., 23, 147-188.
- STEWART, D.J. (1983) : Possible suspended-load channel deposits from the Wealde Group (Lower Cretaceous) of Southern England. In COLLINSON, J.D.AND LEWIN, J.eds., Modern and Ancient Fluvial Systems, Int. Assoc. Sed., Spec. Publs., 6, 369-384.
- SUZUKI, M. (1976) : Some fossil woods from the Paleogene of Northern Kyushu. *Bot. Mag. Tokyo*, 89, 59-71.

(1982) : Some fossil woods from the Paleogene of Northern Kyushu. II. *Bot. Mag. Tokyo*, **95**, 281– 294.

— (1984) : Some fossil woods from the Paleogene

of Northern Kyushu. III. Bot. Mag. Tokyo. 97, 457-468.

- 高橋 清(1962):津屋崎古第三紀層にみられる花粉群とそ の地質学的意義.九鉱雑.30,378-382.
- 富田宰臣(1962):直方地域の出山層について(筑豊炭田, 出山層の研究-2).九大理研報(地質学),8,237-257.
- 富田宰臣・石橋 毅(1990):北部九州炭田古第三系の地質 と化石(概説).九大研報(地質学),16,99-142.
- TYLER, N. and ETHRIDGE, F.G. (1983) : Fluvial architecture of Jurassic uranium-bearing sandstones, Colorado Plateau, wetern United States. In COLLINSON, J.D. and LEWIN, J.eds., Modern and Ancient Fluvial Systems, Int. Assoc. Sed., Spec. Publs., 6, 533-547.
- 山口政後・廣木義久・八木下晃司・牧野康彦(1991):河川 堆積物中の樹幹は何を示すか? 堆積研報. 34,65-69.
- WATARI, S. (1966) : A new *Taxodioxyon, T.matsuiwa* Watari, from the Paleogene of North Kyushu, Japan. *Bot. Mag. Tokyo*, **79**, 165–173.
- WILSON, C.J.N. (1985) : The Taupo eruption, New Zealannd II. Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. Res. Soc.* London. A. 314, 229-310.
- ------ and WALKER, G.P.L. (1982) : Ignimbrite depositional facies : the anatomy of a pyroclastic flow. Jour. Geol. Soc. London, 139, 581-592.