

入戸火砕流堆積物に認められる石質岩片濃集部の特徴と形成機構

上 野 龍 之

Feature and Formation Mechanism of Lithic Fragment Concentration Zone of the Ito Pyroclastic Flow Deposit, Aira Caldera, Japan

Tatsuyuki UENO

(Received September 30, 2006)

A lithic fragment concentration zone (LCZ) is often found in the lower part of the Ito pyroclastic flow deposit, Southern Kyushu, Japan. The LCZ shows layered or lenticular shape. It consists of abundant accidental lithic fragments and small amount of pumice fragments and ash. The size of lithic fragments is larger than pumice fragments, whereas lithic fragments are smaller than pumice fragments contained in the massive part of the Ito pyroclastic flow deposit (defined as NI; hereafter). The LCZ can be divided into five by difference in their facies and/or localities, i.e., basal LCZ type a and b (BLa, BLb), lower LCZ (LL) and total layer LCZ type a and b (TLa, TLb). The BLa is recognized in the basal part of the Ito pyroclastic flow deposit. It contains well-sorted lithic fragments and less fine ash. The BLb overlies the Tsumaya or Tarumizu pyroclastic flow deposits and covered by NI. The LL is intercalated between basal layer and NI. The BLb and LL contains poorly-sorted lithic fragments and abundant fine ash. There is no NI in the proximal area where TLa and TLb can be found. They are covered directly with soil and the deposit of post Ito pyroclastic flow eruption. The TLa is massive and is a mixture of poorly-sorted lithic fragments and ash. The TLb is the thickest (up to 30 m thick) among the five types. It shows wide vertical variations in grain size and kind of lithic fragments. Detailed features mentioned above provide important information on mode of emplacement and timing of deposition of LCZ throughout the eruption.

Keywords: lithic fragment, Ito pyroclastic flow, sorting, settling, conduit erosion

1 はじめに

軽石質の火砕流堆積物のうち、特に大規模なものには、比較的密度の高い異質の石質岩片が濃集した「石質岩片濃集部」(LCZ: lithic fragment concentration zone)が認められることがある。LCZには多数の記載例があり、その規模や岩相が様々であることが知られている。LCZは火砕流堆積物全体に対して量的には少ない場合が多いが、本質の軽石や火山灰に比べて明らかに高密度な石質岩片が局所に濃集している特徴は、火砕流噴火の推移や火砕流の流動・堆積機構を理解する上でも重要であると考えられる。

我が国においては、九州中部の阿蘇カルデラ起源の大規模火砕流堆積物に見られる「Aso-III (現在のAso-4)

最下部の角礫堆積物」(小野, 1965)が、LCZの記載として初出である。続いて、九州南部の^{あいら}始良カルデラ起源の始良火砕噴火噴出物において「^{かめわりざか}亀割坂角礫層」(荒牧, 1969), また「^{いと}入戸火砕流堆積物の石質岩塊の基底集積部」(横山, 1970, 1972)がLCZとして記載され、簡単な成因論がなされた。その後, “layer 2bl” (Sparks *et al.* 1973), “co-ignimbrite lag fall” : Acatlan ignimbrite (Wright and Walker, 1977), “ground layer: Taupo ignimbrite” (Walker *et al.* 1981), “lithic breccia” : Cape Riva member (Druitt and Sparks, 1982), “co-ignimbrite lithic breccia” : Kos Plateau tuff (Allen and Cas, 1998)などで記載と形成機構に関する研究が行われている。

しかしながら、以上に挙げたギリシアのサントリーニ島のCape Riva Member, コス島のKos Plateau Tuffやメ

キシコのAcatlan ignimbriteなどは露頭条件からLCZの観察が給源の近傍にのみ限られている。例外がTaupo ignimbriteであるが、この火砕流堆積物は特異に薄く広がり堆積するタイプの火砕流堆積物（low-aspect ratio ignimbrite: Walker *et al.*, 1980）であり、一般的な軽石質火砕流堆積物のLCZの給源近傍から遠方までの連続的な記載は非常に少ない。それに対して、入戸火砕流堆積物の場合は石質岩片が濃集した部分（以降、「入戸火砕流堆積物のLCZと省略」を給源近傍から遠方まで多数の露頭で観察することができる。しかしながら、その成因については、その後の研究がほとんど無い。本研究では、地質調査と1970年代以降のLCZに関する研究による知見を組み合わせ、入戸火砕流堆積物のLCZに関する記載と定義を行い、その形成機構を考察する。

2 始良カルデラと始良火砕噴火

「始良カルデラ」(Fig. 1) は、Matumoto (1943) によって定義された直径約20kmのカルデラである。南九州のこの地域は、白亜紀から古第三紀にかけて堆積した四万十層群、中新世に四万十層群中に貫入した花崗岩類、鮮新世から更新世前期にかけて噴出した北薩火砕岩類や、中期更新世前期に堆積した国分層群などが基盤を構成する（香川・大木, 2000；宇都・他, 1997など）。少なくとも始良カルデラの一部は0.3Maの加久藤火砕流の噴出（宮地, 1992）以前に形成されたと考えられているが、その正確な時期や対応する噴出物は不明である。

約29,000年前（ ^{14}C 年代：25kaの暦年補正值：奥野, 2002）に始良カルデラで発生した始良火砕噴火は、プリニー式噴火に始まり、その後複数回の火砕流を噴出し、大隅降下軽石層、垂水火砕流堆積物、妻屋火砕流堆積物、亀割坂角礫層、入戸火砕流堆積物、および始良丹沢（AT）火山灰をもたらした（Figs 1, 2：荒牧, 1969；福島・小林, 2000；町田・新井, 1976）。この始良火砕噴火で始良カルデラはほぼ現在の形になったと考えられている。始良火砕噴火を通じてマグマ換算の体積で約400 km³の火砕物が噴出したと見積もられている（Aramaki, 1984；Kobayashi *et al.*, 1983；Ueno, 2004）。このうち入戸火砕流とそれに伴うAT火山灰の噴出量は、約350 km³（Ueno, 2004）と始良火砕噴火の大部分を占めている。

大隅降下軽石層の給源は、軽石や石質岩片の等粒径線図などから始良カルデラの南縁、現在の桜島付近と考えられている（Fig. 1: Aramaki and Ui, 1966; Kobayashi *et al.*, 1983）。南九州における大隅降下軽石層は、灰白色～灰褐色を示す本質の軽石質の火山礫と火山岩塊、異質で石質の火山礫と火山岩塊、及び少量の火山灰からなる淘汰

の良い堆積物である。堆積物は多くの場合、弱い成層構造と逆級化構造を示す。また給源の近くでは複数の火山灰層を挟むこともある。

垂水火砕流堆積物は始良カルデラ南方の垂水周辺にのみ分布する火砕流堆積物である（Fig. 1: 福島・小林, 2000）。この堆積物は、大隅降下軽石層を覆い、入戸火砕流堆積物に覆われる。垂水火砕流堆積物と大隅降下軽石層は指交関係にあり、大隅降下軽石噴出時のintra-plinian flow（Walker, 1981）であると考えられている（福島・小林, 2000）。したがって、給源も大隅降下軽石堆積物と同じ現在の桜島付近と考えられている。給源から最大約20km離れた地点まで分布が確認されている。層厚は最も厚い地点で50m以上あり、溶結部は認められない。この堆積物は、灰白色～灰褐色を示す本質で軽石質の火山礫と火山岩塊、異質で石質の火山礫と火山岩塊、そして基質の火山灰から構成される。妻屋火砕流堆積物や入戸火砕流堆積物に比べて、軽石質の火山礫・火山岩塊の含有量が多いのに対し、石質の火山礫・火山岩塊の含有量は少ないのが特徴である（Fig. 2）。

妻屋火砕流堆積物（荒牧, 1969）は始良カルデラ中心から約20kmの範囲で、カルデラ内外の海拔400m以下の地形的低所を埋積するように分布する。また、桜島より南側では分布は確認されていない（Fig. 1）。この堆積物は、大隅降下軽石層を覆い、入戸火砕流堆積物に覆われる。垂水火砕流堆積物との上下関係は分布域が異なるため露頭での直接確認ができない。この堆積物は、灰白色～灰褐色を示す本質で軽石質の火山礫と火山岩塊、異質で石質の火山礫、そして基質の火山灰から構成される。同じ地点では上位の入戸火砕流堆積物に比べて全体的に軽石質の火山礫・火山岩塊の含有量が少ない傾向がある。妻屋火砕流堆積物の下部は比較的細粒で粒径の違いによる成層構造を示すことが多い。また、妻屋火砕流堆積物の中～上部は比較的粗粒で塊状・無層理であることが多い（Fig. 2）。

入戸火砕流堆積物（沢村, 1956；荒牧, 1969）は大隅降下軽石堆積物、垂水火砕流堆積物および妻屋火砕流堆積物を覆う。この堆積物は始良カルデラの中心から約70kmの円内をほぼ覆い（Fig. 1）、北側では最大91km離れた地点まで分布が認められている（横山, 2000）。また最大層厚は約180m（Aramaki, 1984）、現在の海域に堆積した部分や浸食によって失われた部分を合わせると、見かけの体積は約420km³と見積もられている（Ueno, 2004）。

AT火山灰は、主に入戸火砕流の噴出に伴った降下火山灰（co-ignimbrite ash fall deposit）と考えられ、その分

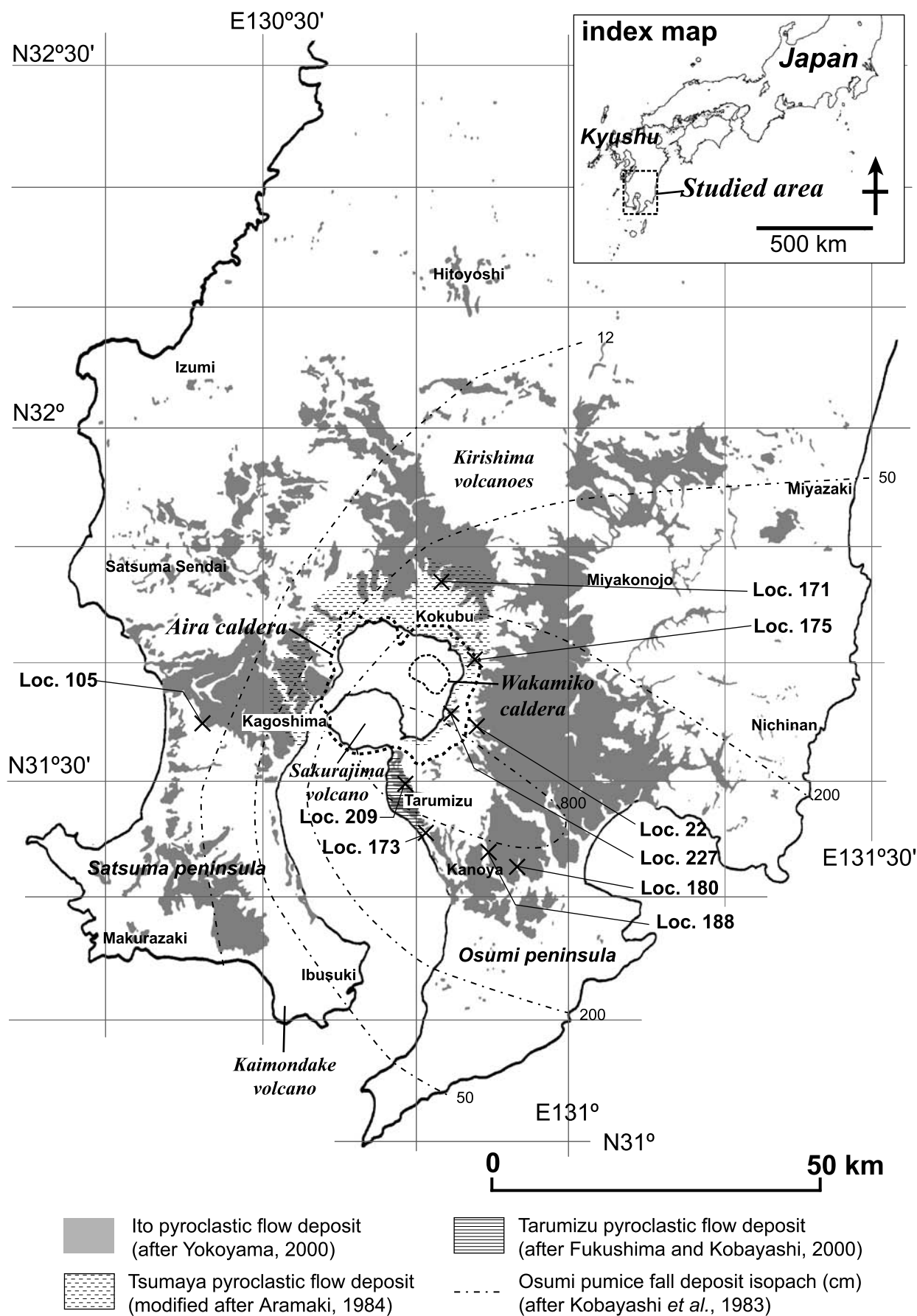


Fig. 1 Map showing the localities for the deposits of Aira pyroclastic eruption described in this paper.

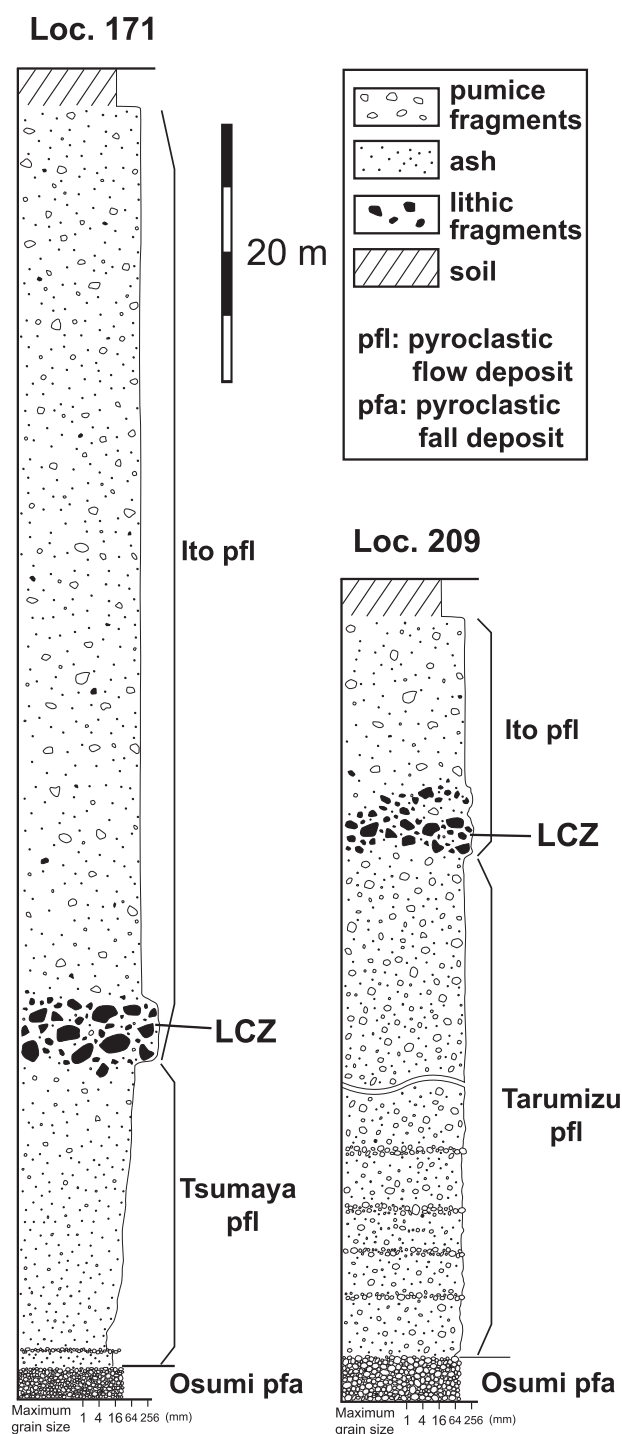


Fig. 2 Representative columnar sections for the deposits of Aira pyroclastic eruption located around the Aira caldera.

布は日本本土をほぼ覆っている(町田・新井, 1976)。

3 入戸火砕流堆積物の岩相

入戸火砕流堆積物は、一部の地点を除いて flow unit (Smith, 1960) の明瞭な境界は認められない(例えば, 荒牧, 1969; Aramaki, 1984; Nagaoka, 1988; 横山, 1972)。

しかし、入戸火砕流堆積物は主に塊状・無層理な本体部から成るものの、基底細粒層や石質岩片濃集部(LCZ)がしばしば認められる。

本体部(normal ignimbrite: Walker *et al.*, 1981)は、入戸火砕流堆積物の大部分を占める。最大層厚は100mを越え、始良カルデラの中心から約20km付近で最も厚くなる。始良カルデラの中心から約10kmのカルデラ縁付近では、薄くなるか認められない場合もある。本体部の多くは非溶結で全体に明るい灰白色～灰褐色を示し、部分的にガス吹き抜けパイプが認められるものの、全体として塊状・無層理である。本体部は、灰白色～灰褐色を示す本質の軽石質の火山礫と火山岩塊、異質で石質の火山礫と火山岩塊、及び基質の火山灰からなる。軽石質の火山礫と火山岩塊の形状は亜円礫～亜角礫であり、1露頭当たり最大粒子3個の平均をとった粒径は5～30cm程度である。溶結部は、カルデラの北～東南東と南西方向の一部の地域の堆積物下部に認められる(横山, 1972)。溶結部は非溶結部と異なり全体が暗灰色を示し、数10cm～数m幅の粗大な柱状節理が発達していることが多い。溶結部と非溶結部の境界は、通常1～数mの間で漸移する。

基底細粒層(basal layer: Sparks *et al.*, 1973)は、本体部の下位、後述する一部のLCZの上位または下位に認められ、軽石質及び石質の火山岩塊を欠き、本体部に比べて細粒であるという特徴を示す。基底細粒層は入戸火砕流堆積物の下位が大隅降下軽石層や基盤岩である場合には明瞭に認められるが、入戸火砕流堆積物の下位が垂水火砕流堆積物や妻屋火砕流堆積物である場合は認められない。基底細粒層は堆積物基底から最大数m上部までの範囲で粒径の逆級化を示し、上位の本体部やLCZに漸移もしくは明瞭な境界をもって移行する。基底細粒層は含まれる粒子は、粒径が本体部と異なるものの、種類や形状などは変わらない。

4 入戸火砕流堆積物の石質岩片濃集部

石質岩片濃集部(LCZ)は、入戸火砕流堆積物の下部や、入戸火砕流堆積物の層位全体が置き換えられて認められるもので、下部に認められるものは層状またはレンズ状を呈する。LCZは軽石質および石質(異質)の火山礫と火山岩塊や、基質の火山灰から成り、本体部に比べ異質岩片が濃集している領域である。一般に本体部や基底細粒部とは異なり、LCZは石質岩片の方が軽石よりも粗粒であるという特徴を示す。本研究で言う「入戸火砕流堆積物のLCZ」は、荒牧(1969)の「亀割坂角礫層」と横山(1970, 1972)の「石質岩塊(破片)の基底集積部」

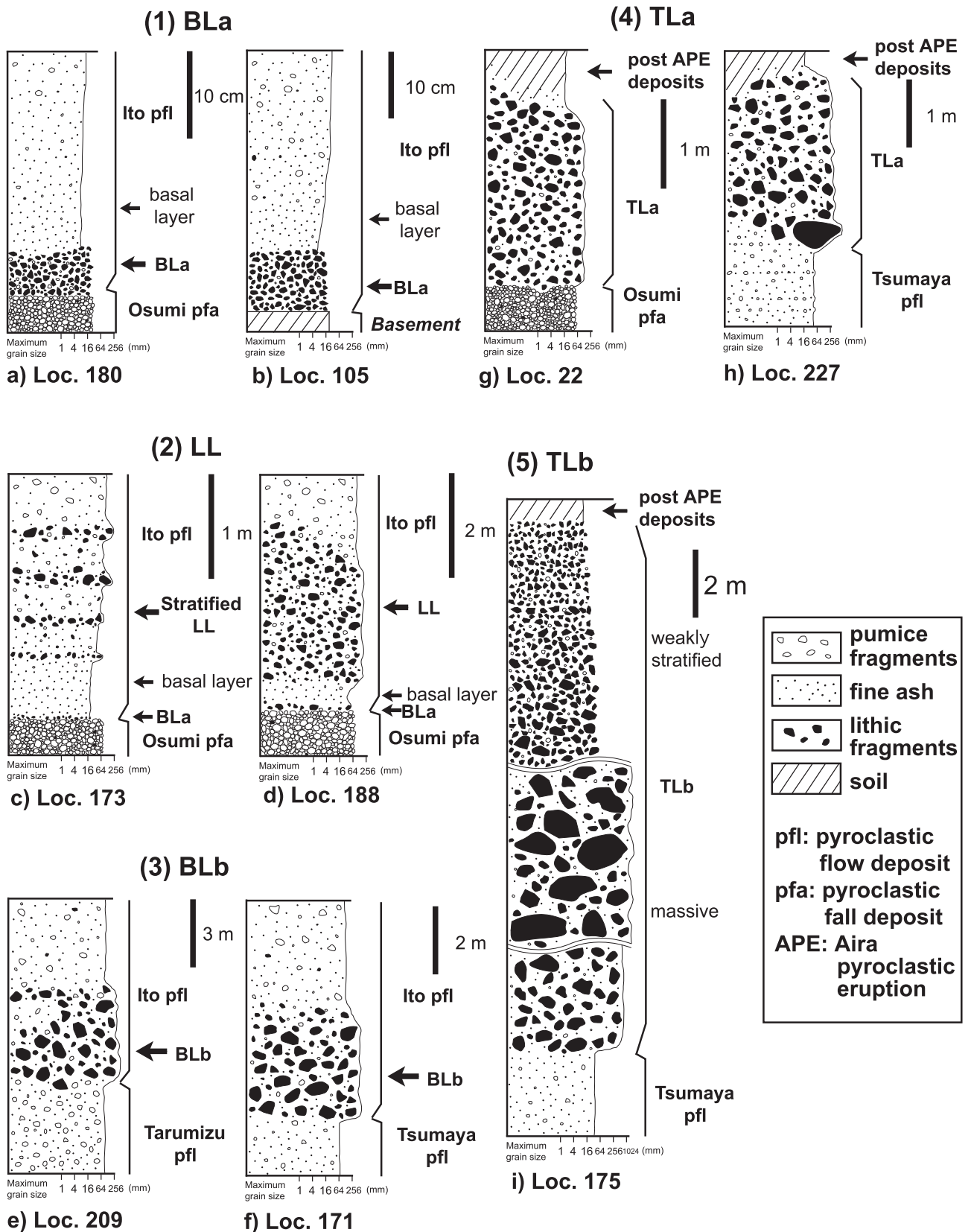


Fig. 3 Classification of the lithic fragment concentration zones (LCZ) in the Ito pyroclastic flow deposit. (1) BLa: basal LCZ type a. The BLa is developed in the basal part of the Ito pyroclastic flow deposit. (2) LL: Lower LCZ. The LL is intercalated between basal layer and massive part of Ito pyroclastic flow deposit. (3) BLb is Basal LCZ type b. The BLb overlies Tsumaya or Tarumizu pyroclastic flow deposits and is underlain by the massive part of Ito pyroclastic flow deposit. (4) TLa: total layer LCZ type a. (5) TLb: total layer LCZ type b. TLa and TLb are covered directly with soil and deposits of post Ito pyroclastic flow eruption. TLb shows wide vertical variations.

Table 1 Comparison of the LCZ facies of the Ito pyroclastic flow deposit with other documented examples.

LCZ	max. grain size	fine ash	bedform	thickness (m)	appearance region	lower contact	upper contact
BLa	fine (<5 cm)	poor	massive	<0.1	medial-distal	erosional	sharp
LL	moderate(<50 cm)	bearing	massive-stratified	<1	medial	over basal layer	gradational-sharp
BLb	coarse-moderate	bearing	massive-stratified	<5	subproximal-medial	erosional	gradational-sharp
TLa	coarse(~2 m)	bearing-poor	massive	<3	proximal	erosional	sharp
TLb	coarse(~2 m)	bearing-poor	massive-stratified	30	proximal	erosional	sharp
lag breccia*1	coarse	poor	massive-stratified	30	proximal	various	gradational
ground layer*2	moderate	poor	massive	<1	medial-distal	erosional	sharp
layer 2bL*3	moderate	bearing	massive	<1	medial-distal	over basal layer	gradational

*1: Druitt and Sparks (1982), *2: Walker *et al.* (1981), *3: Sparks *et al.* (1973)

にはほぼ対応するものである。層厚は数 cm～数 10m と地点によって変化が激しい。LCZ の入戸火砕流堆積物中における層位、層厚、最大粒径、細粒火山灰の含有量および石質岩片の岩石種なども地点によって大きく異なる。LCZ は層位と岩相から大きく以下の 5 つに区分できる (Fig. 3; Table. 1) ; 1) 基底石質岩片濃集部 a 型 (BLa: Basal LCZ type a), 2) 下部石質岩片濃集部 (LL: Lower LCZ), 3) 基底石質岩片濃集部 b 型 (BLb: Basal LCZ type b), 4) 全層石質岩片濃集部 a 型 (TLa: Total layer LCZ type a), 5) 全層石質岩片濃集部 b 型 (TLb: Total layer LCZ type b)。基本的に後者ほど、その規模 (層厚、最大粒径等) が大きくなる。以下に記載する各 LCZ の露頭位置を Fig. 1 に示す。

4-1 基底石質岩片濃集部 a 型 (BLa)

始良カルデラ中心から南東に約 33km 離れた^{かのや}鹿屋市串良町中宿 (Loc. 180) において BLa は、下位の大隅降下軽石層と上位の入戸火砕流堆積物の基底細粒層の間に、層厚 0～10cm 程度 (平均 6cm) とレンズ状に挟在する (Figs. 1, 3a; Plate. 1)。上下層との境界は明瞭であり、暗色の石質岩片を多く含むため、明瞭な黒い帯として認められる。露頭面で堆積物層厚 (層厚が 1m 以上の場合には 1m を上限とする) に対して横幅 1m を取った領域での最大 3 つの軽石の粒径の平均値 (以降 MP と記す) は 10mm, 最大 3 つの石質岩片の粒径の平均値 (以降 ML と記す) は、21mm である。なお BLa 底部から 20cm 下までの大隅降下軽石層の MP は 22mm, ML は 10mm である。BLa 直上の基底細粒層は層厚 20cm で MP は 9mm, ML は 6mm である。BLa より 1m 上位の入戸火砕流堆積物本体部の MP は 77mm, ML は 28mm である。大隅降下軽石層、基底細粒部、および入戸火砕流堆積物の本体部と異なり、この地点の BLa は明らかに石質岩片の方が軽石よりも大きい。BLa を構成する最小の粒子は 0.25mm 程度であり、細粒火山灰を欠いており非常に淘

汰がよい。また 1mm 以下の粒子は遊離結晶を多く含み、全体に高密度な粒子 (石質岩片と結晶) が濃集している。

複数の地点での BLa に共通する特徴は以下の通りである (Fig. 3a, b)。妻屋火砕流堆積物や垂水火砕流堆積物の堆積していない、始良カルデラ中心から約 20km 以遠の地点にのみ認められる。入戸火砕流堆積物の基底細粒層よりも下位に認められる。BLa と基底細粒層との境界は明瞭で、塊状の岩相を示す。BLa は最大でも層厚 10cm 程度と薄く、層厚は露頭内でも大きく変化する傾向が認められる。また構成粒子は直径数 cm 以下の石質岩片や遊離結晶を多く含み、細粒火山灰をほとんど含まないため淘汰が良く、粒径分布は降下堆積物に似ている。さらに BLa の石質岩片の最大粒径は上位の本体部よりも小さい傾向が認められる。

4-2 下部石質岩片濃集部 (LL)

始良カルデラ中心から南に約 24km 離れた^{しんじょう}垂水市新城 (Loc. 173) では、基盤の起伏に沿って層厚 4.8m の大隅降下軽石層が堆積しており、直接その上位を入戸火砕流堆積物が約 35m の厚さで堆積している。入戸火砕流堆積物の最下部には層厚 5cm 以下の薄く細粒な BLa がレンズ状に認められる、その上位を基底細粒層が約 50cm の厚さで覆う。基底細粒層の上位に層厚約 1m の LL が認められる (Figs. 1, 3c; Plate. 2)。LL の上位は入戸火砕流堆積物の本体部である。LL は大隅降下軽石層と入戸火砕流堆積物の境界の起伏に沿って堆積しており、谷の部分やや厚く、尾根の部分は薄くなる。また、この地点の LL は内部で大きな石質岩片が 3～4 層に集中して成層構造を示す。石質岩片の比較的少ない部分のみを観察すると本体部に似ているが、側方へ追っていくと石質岩片が集中した部分に挟まれレンズ状に尖滅する場合があります、軽石の粒径は上位の本体部に比べて明らかに小さい。そのため薄い本体部と LCZ の互層が LL を形成しているのではなく、LL の内部で石質岩片の濃集度に変化が

あると判断した。LLのMPは27mm, MLは130mmである。なお大隅降下軽石層のMPは83mm, MLは22mmである。基底細粒層のMPは18mm, MLは21mmである。LLより3m上位の入戸火砕流堆積物本体部のMPは127mm, MLは37mmである。LLは本体部や基底細粒層と同程度に細粒火山灰を含む。石質岩片の種類は、安山岩質や流紋岩質の火山岩、四万十層群由来の堆積岩などで、形状は亜角礫～亜円礫である。

複数の地点でのLLに共通する特徴は以下の通りである (Fig. 3c, d)。妻屋火砕流堆積物や垂水火砕流堆積物の堆積していない、始良カルデラから約20km以遠の地点にのみ認められる。入戸火砕流堆積物の基底細粒層よりも上位にあり、BLaと同時に認められることもある。下位の基底細粒層との境界は整合的であり、上部は入戸火砕流堆積物の本体部に漸移する場合や比較的明瞭な境界が認められる場合がある。層厚は数cm (火山礫が粒子一つ分の厚さで側方に点在するほど薄い場合) から数mと地点によって大きく異なり、同じ露頭でも側方に大きく変化する場合がある (Plate. 3)。LLは塊状・無層理である場合 (Fig. 3d) や、Loc. 173のように内部に成層構造を示すなど岩相の変化が大きい (Fig. 3c)。直径数10cm以下の石質岩片を多く含み、さらに細粒火山灰も多く含むため淘汰は悪い。給源からの距離が大きくなるにつれて、層厚や石質岩片の粒径は減少する傾向が認められる。

4-3 基底石質岩片濃集部b型 (BLb)

始良カルデラ中心から南に約16km離れた垂水市しんみどり新御堂 (Loc. 209) では、垂水火砕流堆積物の上位を入戸火砕流堆積物が覆う。入戸火砕流堆積物の最下部には層厚3～5mのBLbが認められる (Figs. 1, 3e; Plate. 4)。BLbの上位および下位には基底細粒層は認められない。この地点の入戸火砕流堆積物, BLb, および垂水火砕流堆積物の境界は波打つような凹凸や湾入が見られるが、二次堆積物や酸化帯などは認められない。また、BLb中には石質岩片の濃集度の低い部分がパッチ状に認められる (Plate. 4)。BLbのMPは37mm, MLは、260mmである。なおBLbより3m下位の垂水火砕流堆積物のMPは90mm, MLは21mmであり、1m上位の入戸火砕流堆積物のMPは88mm, MLは55mmである。BLbの基質部分は入戸火砕流堆積物の本体部と同程度に細粒火山灰を含む。石質岩片の種類は、安山岩質や流紋岩質の火山岩、四万十層群由来の堆積岩などで、形状は亜角礫～亜円礫である。

複数の地点でのBLbに共通する特徴は以下の通りで

ある (Fig. 3e, f)。入戸火砕流堆積物と妻屋火砕流堆積物または垂水火砕流堆積物の境界に見られ、始良カルデラ中心から約20km以内の地点にのみ認められる。下位の堆積物との境界は波打つように見える場合が多いが、二次堆積物や酸化帯などの堆積の時間間隙を示す証拠は認められない。上位の入戸火砕流堆積物との間には比較的明瞭な境界が認められるが、一部の地点では漸移することもある、または。層厚は数10cmから数mであり、側方に大きく変化する場合もある。BLb内部の岩相は塊状や、内部に成層構造や石質岩片の濃集度の濃淡を示す場合がある。直径数10cm以下の石質岩片を多く含み、細粒火山灰を多く含むため淘汰は悪い。給源からの距離が大きくなるにつれて、層厚や石質岩片の粒径は減少する傾向が認められる。BLbに含まれる石質岩片の種類は地点によって大きく異なり、始良カルデラの北方では半固結の砂泥岩を多く含むが、他の方角では火山岩と四万十層群由来の堆積岩が多い。

4-4 全層石質岩片濃集部a型 (TLa)

始良カルデラ東縁から約2km東の鹿屋市きほく輝北町かみもびき上百引 (Loc. 22) では、大隅降下軽石層の上位を直接TLaが覆う (Figs. 1, 3g; Plate. 5)。大隅降下軽石とTLaの境界には二次堆積物、酸化帯、および入戸火砕流堆積物の基底細粒層などは認められない。TLaの上位は直接、土壌や桜島火山の降下火砕物などの始良火砕噴火の後の堆積物に覆われ、入戸火砕流堆積物の基底細粒層や本体部は認められない。TLaの層厚は最大3m程度であるが、露頭内で層厚が大きく変化する。TLaのMPは30mm, MLは、110mmである。なお大隅降下軽石層のMPは75mm, MLは20mmである。TLaの基質部分は細粒火山灰がやや少ない。石質岩片の種類は、安山岩質や流紋岩質の火山岩、四万十層群由来の堆積岩などで、形状は亜角礫～亜円礫である。

複数の地点でのTLaに共通する特徴は以下の通りである (Fig. 3g, h)。始良カルデラ縁の近くで、入戸火砕流堆積物の本体部や基底細粒層を伴わずに石質岩片を多く含んだ堆積物として時々認められる (Plate. 5, 6)。大隅降下軽石堆積物や妻屋火砕流堆積物を覆い、土壌や始良火砕噴火の後の堆積物に覆われる。下位の堆積物との境界は、波打つように見える場合が多いが二次堆積物や酸化帯などの堆積の時間間隙を示す証拠は認められない (Plate. 6)。上位の堆積物との境界も比較的明瞭である。TLaの層厚は1m～5m程度であり、その層厚は露頭内でも大きく変化する。TLaは基本的に塊状・無層理であり、直径2m以下の石質岩片に富む。細粒火山灰の含有

量は地点毎に異なるが、入戸火砕流堆積物の本体部やこれまでにあげたLL, BLbに比べて少ない傾向がある。

4-5 全層石質岩片濃集部b型 (TLb)

始良カルデラ北東縁のすぐ内側の霧島市福山町福山の旧国道10号沿い (Loc. 175) では、妻屋火砕流堆積物の上をTLbが覆う (Figs. 1, 3i; Plate. 7)。TLbの上位は直接、始良火砕噴火の後の堆積物に覆われ、入戸火砕流堆積物の基底細粒層や本体部は認められない。下位の妻屋火砕流堆積物との境界は波打つような凹凸が見られるが、二次堆積物、酸化帯および入戸火砕流堆積物の基底細粒層などは認められない (Plate. 8)。この地点のTLbの層厚は約30mであり、観察された入戸火砕流堆積物のLCZの中で最も厚い。TLbは垂直方向や側方への岩相変化が著しく、この地点では上下に大きく2つの堆積物に分けることができる。TLbの下部はゆるやかに逆級化しており、最大径2mを越えるような石質岩片を多量に含む一方、細粒火山灰も含まれるため全体に淘汰が悪い。石質岩片の種類の安山岩質の火山岩が多く、亜角礫～亜円礫の形状を示す。一方、TLbの上部はゆるやかな正級化と弱い成層構造を示し、数10cm以上の石質岩片をほとんど含まない一方、細粒火山灰も含まれないため全体に淘汰がよい。そのため石質岩片を主体としたプリニー式噴

火の降下堆積物のように見える。石質岩片の種類は四万十層群の堆積岩由来の角礫～亜角礫が多い (Plate. 9)。またTLbの下部と上部の境界は、いずれの場所でも崖錐と植生に覆われ確認できない。今までの調査でTLb上部のような岩相を示すLCZが認められたのは始良カルデラの北東部に限られる。

5 石質岩片濃集部の形成機構

5-1 BLaの形成

BLaの特徴は、1) 明瞭な境界をもって基底細粒層の下位に認められ、2) 塊状を示し、3) 細粒火山灰を含まず淘汰が良く降下火砕物に似ており、4) 石質岩片が軽石より粗粒でかつ多く含まれ、5) 石質岩片の最大粒径は上位の本体部よりも小さく、6) 層厚が側方数mの範囲内でも変化することが多く、また7) 層厚は給源からの距離と相関がないことである。

BLaは1)の特徴から、必ずしも入戸火砕流に伴う噴出物ではない可能性がある。その場合、3)から大隅降下軽石層をもたらしたプリニー式噴火の最後期の噴出物とも考えることもできる。石質岩片を主体とするプリニー式噴出物には赤城火山起源の鹿沼降下軽石の最上部を占める水沼石質降下火砕岩 (守屋, 1968; 鈴木, 1990) などの例がある。しかしながら、BLaは大隅降下軽石層の認め

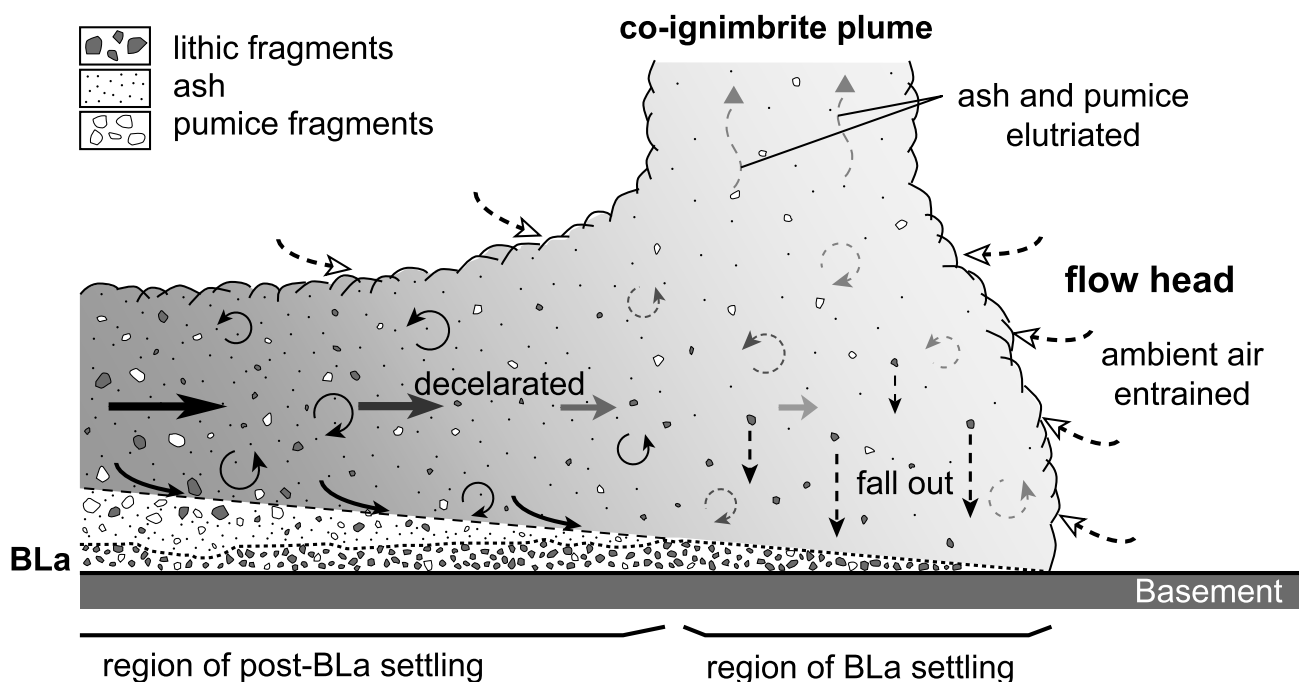


Fig. 4 Illustration showing the emplacement model of the BLa. The moving flow head of the Ito pyroclastic flow was decelerated by the resistance of ambient air and the ability of transportation of pyroclastic materials decreased. As a result, the high-density lithic fragments and crystals were settled in the flow head to form BLa, while low-density pumice and ash were elutriated as co-ignimbrite ash cloud.

られない地点（例えばLoc. 105）でも認められ、6）の特徴から降下火砕物と考えるのは難しい。また、1）と4）の特徴から入戸火砕流の先頭を流下した石質岩片に富む流れがBLaとして堆積したと考えることもできる。しかし流れが直接堆積したのであれば降下火砕物に似た岩相を説明しにくい。

一方、火砕流の頭部における作用を考えるとBLaの形成機構は以下のように説明が可能である（Fig. 4）。火砕流の頭部は静止した周囲の大気に衝突することによって減速し、また周囲の大気を取り込むことで急激に希薄化する。そのため火砕流の先端ほど火砕物粒子の運搬能力を失い、粗粒な粒子が淘汰され、運搬される火砕物の粒径も小さくなる。さらに火砕流の最先端の部分では希薄化した火砕流が大気より軽くなることによって灰神楽（co-ignimbrite ash cloud）として上昇する。そこでは細粒な火山灰や低密度な軽石が選択的に灰神楽として上昇・排出されるだろう。一方、高密度な石質岩片や結晶は急激な淘汰作用を受けて落下・堆積し、淘汰の良い塊状のBLaを形成する。BLaの堆積後に、周囲の大気との相互作用により減速し細粒な粒子が主体となったものの、まだ灰神楽としては浮上できない流れが後続し、そこから基底細粒層が堆積する。その後、周囲の大気との相互作用が比較的少なく、粒子の運搬能力の大きい流れから本体部やLLが堆積する。BLaが側方へ数m程度の狭い範囲でも層厚を大きく変えるのは、大気を取り込み、流れの希薄化や灰神楽の内部の上昇速度などの淘汰作用に及ぼす要素が、火砕流頭部内の小さなスケールで変化したためと考えられる。

BLaの岩相は、これまでのLCZに関する研究で認識されたground layerによく似ている。Ground layerは火砕流の頭部が周囲の大気を取り込み、激しい流動化を起こすことで高密度な石質岩片が淘汰され、堆積したと考えられている（Walker *et al.*, 1981）。BLaの形成機構はこれとほぼ同様と考えて良い。

5-2 LLの形成

LLの特徴は、1）基底細粒層の上位、また本体部の下位に認められ、2）細粒火山灰を含み淘汰が悪く、3）石質岩片が軽石より粗粒でかつ多く含まれ、4）石質岩片の最大粒径は上位の本体部よりも大きく、5）層厚が側方数m～数10mの範囲内で変化し、6）層厚や石質岩片の粒径は給源からの距離と共に減少する傾向が見られ、7）地点によっては内部に成層構造など石質岩片の濃集度変化を示すことである。

以上のLLの特徴は、これまでのLCZに関する研究で

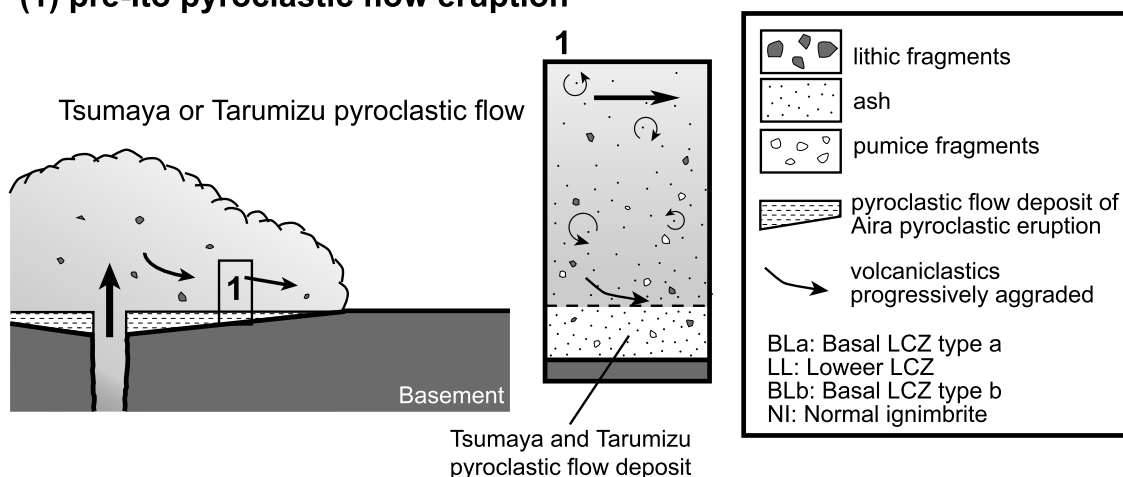
認識されたlayer 2bl（Sparks *et al.*, 1973）によく似ている。Layer 2blは、3）と4）の特徴から、火砕流の流動中に、重く粗粒な石質岩片が流れの下部に沈降し、そのままの状態で一斉に停止・堆積（en masse freezing）することによって形成されたと考えられていた（Sparks, 1976; Sparks *et al.*, 1973）。しかし入戸火砕流堆積物は、火山灰サイズの高密度な石質岩片や結晶を堆積物の上部ほど多く含む特徴を示す。この特徴を火砕流全体が一斉に停止・堆積することにより形成することは難しく、全体として火砕流底部から火砕物が積み上がるように堆積する累積型の堆積（progressive aggradation: Branney and Kokelaar, 1992）と噴出物構成粒子の割合の時間変化によって形成されたと考えられている（上野, 2001）。したがって石質岩片が流れの下部に沈降し、全体が一度に停止・堆積することで形成されるというlayer 2blと同様の形成モデルではLLの形成機構を説明することが困難である。

LLの層位が入戸火砕流堆積物のほぼ最下部にあり、累積型の堆積機構が働いたならば、入戸火砕流堆積物形成の初期にLLが堆積したと考えられる。したがって亀割坂角礫層A型の形成モデル（荒牧, 1969）と同様に、入戸火砕流噴出の最初期に火道が大きく拡大したため、火道及び周囲の基盤岩類が破碎されて生成した石質岩片に富む火砕流が発生し、LLはこの火砕流から堆積したのと考えられる。その後、火道の拡大率と石質岩片の放出量が低下したため、本質粒子に富む火砕流が流下し、本体部が形成された（Fig. 5）。5）や7）の特徴は、流れに含まれる石質岩片の濃度や流れの速度（運搬能力）の時間変化と累積型の堆積で説明できる。また、基底細粒層やBLaが下位に認められることは、入戸火砕流の噴出初期に発生した石質岩片に富む火砕流の頭部において5-1節で説明した機構が働いたと考えられる。

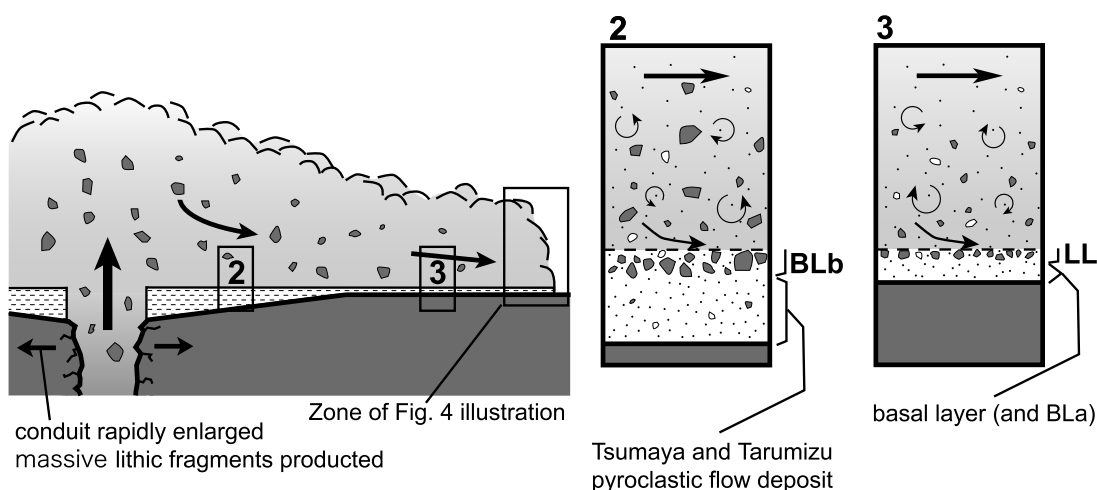
5-3 BLbの形成

BLbの特徴は、1）下位の妻屋火砕流堆積物および垂火砕流堆積物と入戸火砕流堆積物本体部の境界に認められ、2）下位の堆積物との境界は波打つように見える場合が多いが、3）堆積の時間間隙を示す証拠は認められず、4）細粒火山灰を含み淘汰が悪く、5）石質岩片が軽石より粗粒でかつ多く含まれ、6）石質岩片の最大粒径は上位の本体部よりも大きく、7）層厚が側方数m～数10mの範囲内で変化し、8）全体的な層厚や石質岩片の粒径は給源からの距離と共に減少する傾向が見られ、9）地点によっては内部に成層構造や石質岩片の濃集度変化を示すことである。

(1) pre-Ito pyroclastic flow eruption



(2) Initial stage of Ito pyroclastic flow eruption



(3) Middle to Late stage of Ito pyroclastic flow eruption

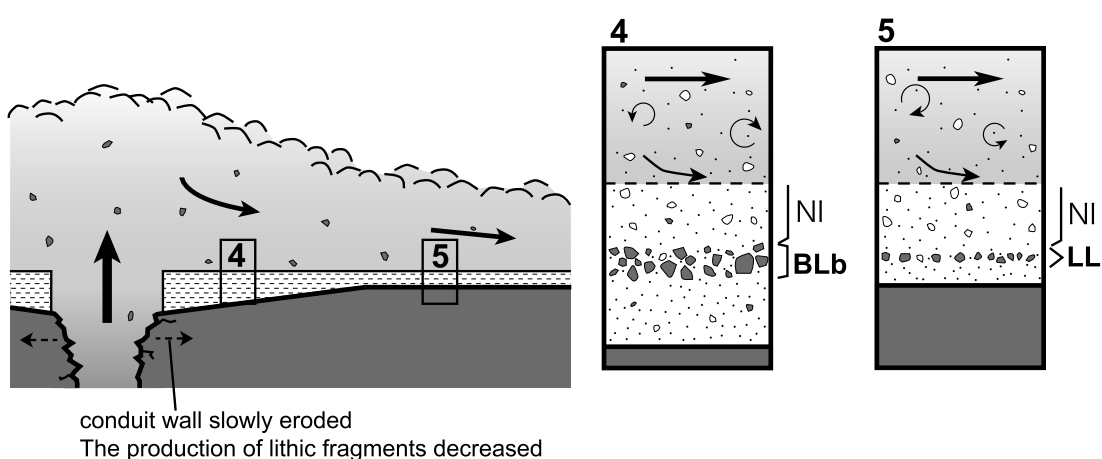


Fig. 5 Illustration showing the model for formation of the BLb and LL. (1) The Tsumaya and Tarumizu pyroclastic flow deposit settled in and around the Aira caldera. (2) The pre-Ito pyroclastic flow eruptions were continuously followed by the Ito pyroclastic flow eruption. In the initial stage of the Ito pyroclastic flow eruption, the conduit was rapidly enlarged and abundant large lithic fragments were produced. The pyroclastic flow enriched in large lithic fragments formed the BLb and LL. (3) In the middle to late stages of Ito pyroclastic flow eruption, the pyroclastic flow came to be poor in large lithic fragments and formed massive part of the pyroclastic flow deposit; this is because the conduit became stable and the poor of erosion of its wall came to be weak.

入戸火砕流堆積物の基底部に認められるのはBLaと同じであるが、BLbは細粒火山灰を多く含み淘汰が悪く、内部に成層構造や石質岩片の濃集度の変化を示す場合があり、基底細粒層と接していない点で異なっている。また、LLとは基底細粒層と接していない点で異なっている。

荒牧(1969)やAramaki(1984)は、2)の特徴を流水による浸食と考えたため、妻屋火砕流と入戸火砕流(亀割坂角礫)の噴出の間に短期間の噴出休止期間があったと考えている。しかしながら境界に二次堆積物など堆積の時間間隙を示す特徴が認められない。火砕流が流下するとき下位の堆積物を浸食することは様々な堆積物で認められており(坂口・宇井, 1983; Suzuki-Kamata, 1988), 特に火砕流が直径数10cm～数mにおよぶ粗粒な石質岩片を多量に含む場合は、より浸食的になると考えられる。他の火山のLCZにも下位の堆積物を浸食した構造が認められる(例えば, Allen and McPhie, 2001; Druitt and Sparks, 1982)。以上より、妻屋火砕流堆積物および垂水火砕流堆積物とBLbの間に認められる2)の特徴は両堆積物間の噴出休止期間中の浸食によるものではなく、BLb堆積時の浸食によるものだと考えられる。もちろん、2)がBLb堆積時に形成された構造であったとしても、噴出休止期間が無かったと結論することは出来ないが、噴出休止期間が無かったとすればBLbの形成機構を以下のように説明できる(Fig. 5)。

1)より、BLbが堆積する直前には、垂水火砕流や妻屋火砕流が到達・流走していた。これらの火砕流の噴出に連続して入戸火砕流の噴出が始まる。入戸火砕流噴出の最初期には5-2節で説明したように石質岩片に富む火砕流が発生し、流走した。垂水火砕流や妻屋火砕流に連続して石質岩片に富む入戸火砕流が流走したため、垂水・妻屋の両火砕流が流走している地域においては、石質岩片に富む入戸火砕流は垂水・妻屋火砕流の後続流となる。そのため入戸火砕流の先端は周囲の大気と相互作用を起こす頭部を作らず、BLaや基底細粒層を堆積させることなく、下位の火砕流堆積物の上に直接BLbを堆積させた。その後、本質粒子に富む火砕流が流下し、BLbの上位に本体部を堆積させた。なお、BLa、基底細粒層、およびLLは垂水・妻屋の両火砕流が到達・堆積していない地域にのみ分布する。妻屋・垂水の両火砕流の到達圏外に到達して初めて入戸火砕流の先端は周囲の大気と相互作用が可能な頭部を形成し、BLa、基底細粒層を堆積させた。この地域においてBLbに相当する岩相は、その特徴からBLaでなくLLであると考えられる。

5-4 TLaの形成

TLaの特徴は、1) 始良カルデラ縁の周辺約5km以内のみに認められ、2) 上位に基底細粒層や本体部を載せず、3) 土壌や始良火砕噴火後の堆積物に直接覆われ、4) 細粒火山灰をLLやBLbほど含まないが淘汰は悪く、5) 石質岩片が軽石より粗粒でかつ多く含まれ、6) 層厚が側方数m～数10mの範囲内で変化することである。

TLaの特徴は、1) のように給源近傍でのみ認められることや2) および3) の点で大きく異なっていることを除きBLbとほぼ同じである。また、入戸火砕流堆積物の本体部は始良カルデラ中心から約20km付近で最も厚くなり、給源に近くなると薄くなる傾向が認められる。以上の特徴からBLaの形成機構を以下のように説明可能である(Fig. 6)。

BLbと同様に、入戸火砕流噴出の最初期の石質岩片に富む火砕流から、石質岩片に富む堆積物がTLaとして堆積した。その後、本質粒子に富む火砕流が流走したが、給源の近くであることから火砕流に勢いがあり、軽石や火山灰などの低密度粒子はより遠方まで押し流され、本体部として堆積しなかった。すなわち最初期の石質岩片を大量に含む火砕流のみが、選択的に給源近傍に堆積し得たと考えられる。始良火砕噴火は入戸火砕流の噴出で終了するので、TLaの上位を土壌やその後の始良火砕噴火後の堆積物が直接覆うことになった。

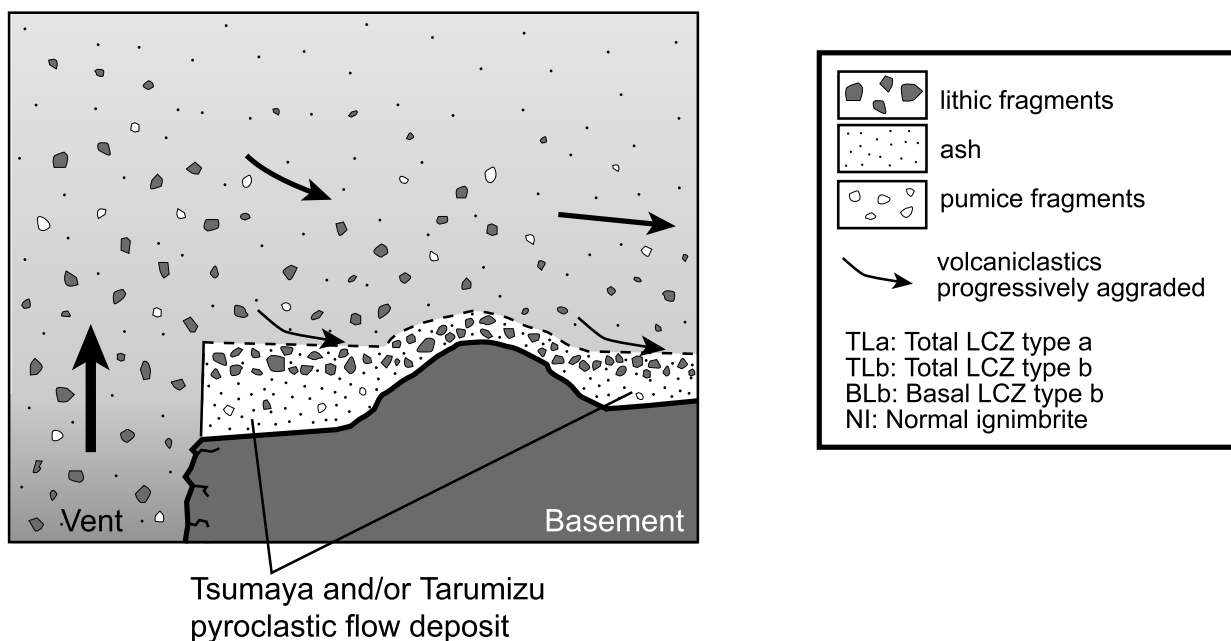
5-5 TLbの形成

TLbの特徴は、1) 始良カルデラ北東部のカルデラ縁のみに認められ、2) 上位に基底細粒層や本体部を載せず、3) 土壌や始良火砕噴火後の堆積物に直接覆われ、4) 石質岩片が軽石より粗粒でかつ多く含まれ、5) 下部はTLaによく似た岩相を示し、6) 異質の火山岩片を多く含むが、7) 上部は細粒火山灰を含まず淘汰が良く、8) 四万十層群起源の角礫～亜角礫に富み、9) 弱い成層構造を示すことである。

TLbの下部はTLaと同じ形成機構で説明が可能である。一方、TLbの上部は7) の岩相を示すために火砕流堆積物というより、降下火砕物と考えた方がよく、以下のようにTLb上部の形成機構を考えることができる(Fig. 6)。

荒牧(1969)は、TLb全体が入戸火砕流噴出初期に堆積したと考えている。しかしながら、TLbの下部と上部で6) と8) のように構成粒子種が異なるため、TLbの上部が必ずしも入戸火砕流噴出の初期のみに堆積したとは言えない。しかも9) の特徴から、ある程度の期間、石質岩片の噴出に強弱のあったことが示唆される。これら

(1) Initial stage of Ito pyroclastic flow eruption



(2) Middle to Late stage of Ito pyroclastic flow eruption

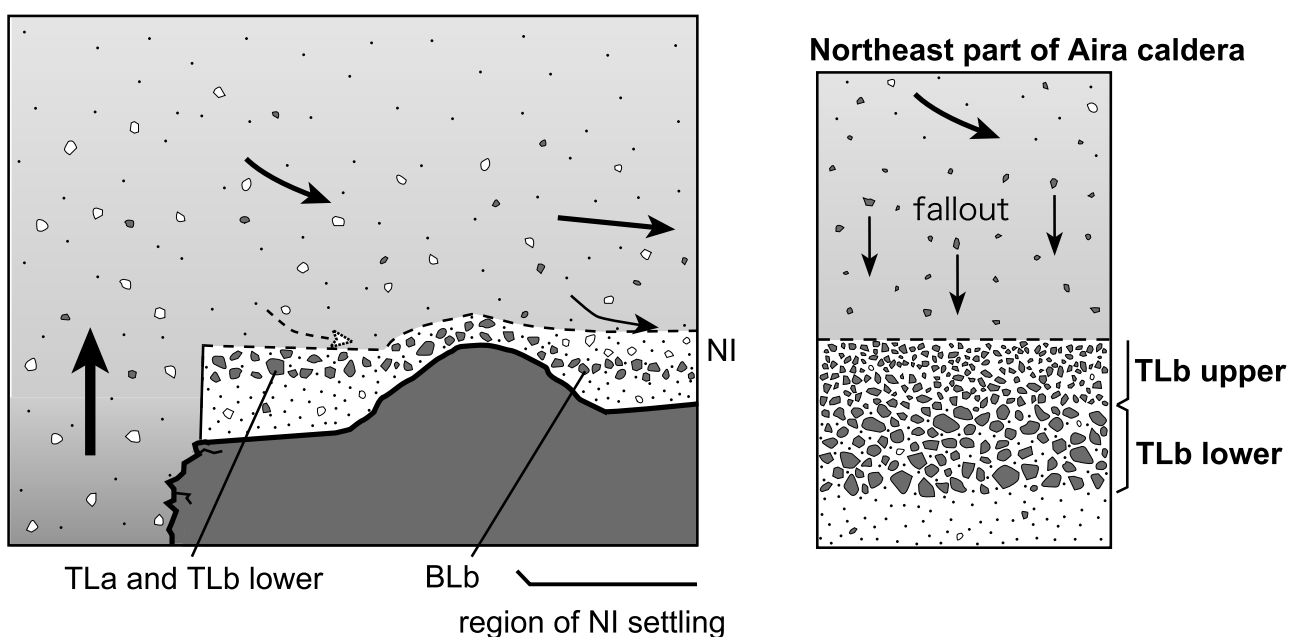


Fig. 6 Illustration showing the model for formation of the TLa and TLb. (1) In the initial stage of the Ito pyroclastic flow, the pyroclastic flow was enriched in large lithic fragments constructed the TLa and lower part of TLb near the source vent. (2) In the middle to late stages of the eruption, the pyroclastic flow formed massive part of the pyroclastic flow deposit. The massive part is lacking near the source vent area, where the ability of transportation of pyroclastic flow was high. The upper part of TLb distributed in northeast part of the Aira caldera was produced by falling lithic fragments at very proximal area.

の特徴は co-ignimbrite lag fall deposit (Wright and Walker, 1977) に類似する。Co-ignimbrite lag fall は、噴煙柱崩壊で火砕流が発生するときに、火口の直近において高密度な石質岩片が選択的に降り積もって形成され、その

垂直変化は噴出物の時間的推移を反映していると考えられている。TLb の堆積している地点は始良カルデラ縁であり、火口の直近であったと考えて良い。したがって co-ignimbrite lag fall と同様に噴煙柱崩壊の領域に高密

度な石質岩片が選択的に降下物として堆積したのがTLb上部であると考えられる。また、TLbの岩相の垂直変化が大きいことから入戸火砕流の噴出初期だけでなく、噴出期間を通してTLb上部は堆積を続けていた可能性が高い。

5-6 LCZの多様性の成因

入戸火砕流堆積物に認められるLCZは岩相から見ると5種類に区分できる。しかし、LCZを構成する粒子の淘汰度を見ると、淘汰が良い岩相：BLaおよびTLb上部と、淘汰が悪い岩相：LL、BLb、TLaおよびTLb下部に二分できる。また、その層位からは、入戸火砕流堆積物の基底部に認められる岩相：BLaおよびBLb、入戸火砕流堆積物の基底細粒層の上位に認められる岩相：LLと、本体部が認められず、LCZのみが認められる岩相：TLaおよびTLbの、3種類に区分できる。さらに、堆積地域に着目すると、妻屋・垂水の両火砕流堆積物の堆積していない最も遠方で観察される岩相：BLaおよびLL、妻屋・垂水の両火砕流堆積物の堆積している給源に比較的近い地域でのみ認められる岩相：BLbと、入戸火砕流堆積物の本体部が堆積していない給源に最も近い地域で観察される岩相：TLaおよびTLbの3種類に区分できる。

これらの岩相の違いは、入戸火砕流の噴出における噴出物の時間変化、特に噴出初期の火道拡大に伴う大量の石質岩片の生産と放出、および給源からの距離の違いによる堆積条件の変化の組み合わせで以下のように説明できる。周囲の大気と相互作用を起こす火砕流の頭部において、淘汰作用が起き高密度の石質岩片が降下・堆積する。これはBLaを形成する。入戸火砕流噴出初期の火道形成もしくは火道拡大に伴う、石質岩片の大量生産と石質岩片に富む火砕流の堆積がLL、BLb、TLaおよびTLb下部を形成する。それぞれの岩相の違いは、給源からの距離の違いによる。妻屋火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物の分布域では石質岩片に富んだ入戸火砕流の先端は妻屋および垂水火砕流の後続流となり、周囲の大気と相互作用を起こさない。この地域では妻屋および垂水の両火砕流堆積物の上に直接LCZが堆積し、BLbを形成する。妻屋および垂水火砕流の流走圏外に到達して初めて入戸火砕流の先端は周囲の大気と相互作用が可能になり、

BLaや基底細粒層を堆積させた上にLLが形成される。LLやBLbの上位には入戸火砕流堆積物の本体部が堆積する。しかし、より給源近傍の地域では、高密度で粗粒な石質岩片を主体とするTLaやTLb下部は堆積できるが、本体部を構成する低密度の軽石や火山灰はより遠方に吹き飛ばされ堆積しない。噴煙柱崩壊の領域に高密度な石質岩片が選択的に降下物として堆積したのがTLbの上部である。

6 まとめ

入戸火砕流堆積物に認められる石質岩片濃集部(LCZ)は、その岩相から5種類(BLa, LL, BLb, TLa, TLb)に区分される。BLaは入戸火砕流堆積物の基底部に認められ、淘汰の良い石質岩片で構成され、細粒火山灰をほとんど含まない。LLは入戸火砕流堆積物の基底細粒層と本体部の間に認められる。BLbはカルデラ縁から約10km圏内で、妻屋火砕流堆積物もしくは垂水火砕流堆積物を直接覆い、入戸火砕流堆積物の本体部に覆われる。LLとBLbは粒径の様々な石質岩片と細粒火山灰を多く含み淘汰が悪い。TLaやTLbが堆積しているカルデラ縁から数km以内の近傍の地域には入戸火砕流堆積物の本体部は認められない。そのためTLaやTLbは始良火砕流噴火後の噴出物や土壌に直接覆われる。TLaは塊状で淘汰の悪い石質岩片と火山灰の混合物である。TLbはLCZの中で最も厚く、石質岩片の粒径や種類に大きな垂直変化が認められる。以上の各岩相は、入戸火砕流の噴出における噴出物の時間変化、特に噴出初期の火道拡大に伴う大量の石質岩片の生産と放出、および給源からの距離の違いによる堆積条件の変化に支配され生成すると考えられる。

謝辞

本研究は、筆者が神戸大学大学院で行った博士学位論文研究の一部に、その後の知見を付け加え、まとめたものである。神戸大学の佐藤博明教授および鎌田桂子助教授には終始ご指導と励ましをいただいた。東京大学の荒牧重雄名誉教授、鹿児島大学(現、NPO法人「桜島ミュージアム」)の福島大輔博士、日本大学の高橋正樹教授と安井真也博士には現地を含め様々な機会に議論、ご助言をいただいた。堆積物の記載方法に関しては産業総合研究所の星住英夫氏および宝田晋治博士にご助言いただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- Allen, S. R. and Cas, R. A. F. (1998) Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bull. Volcanol.*, **59**, 356-377.
- Allen, S.R. and McPhie, J. (2001) Syn-eruptive chaotic breccia on Kos, Greece, associated with an energetic pyroclastic flow. *Bull. Volcanol.*, **63**, 421-432.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, **75**, 425-442.
- Aramaki, S. (1984) Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~ 22,000 years ago. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- Aramaki, S. and Ui, T. (1966) The Aira and Ata pyroclastic flow and related caldera and depressions in southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.*, **29**, 29-48.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P. (1992) A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, **54**, 504-520.
- Druitt, T. H. and Sparks, R. S. J. (1982) A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **13**, 147-171.
- 福島大輔・小林哲夫 (2000) 大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式. 火山, **45**, 225-240.
- 香川 淳・大塚裕之 (2000) 鹿児島湾北岸地域, 中期更新世国分層群の層序と火山 ― 構造的イベント堆積物. 地質雑, **106**, 762-782.
- Kobayashi, T., Hayakawa, Y. and Aramaki, S. (1983) Thickness and grain-size distribution of the Osumi pumice fall deposit from the Aira caldera. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **28**, 129-139.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰 ― 始良Tn火山灰の発見とその意義 ―. 科学, **46**, 339-347.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japanese. J. Geol. Geogr.*, **19**, 57p.
- 宮地六実 (1992) 南九州の大型火砕流堆積物のフィッシュン・トラック年代 (2). 九州大教養地学研報, **no.29**, 37-44.
- 守屋以智雄 (1968) 赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p.
- Nagaoka, S. (1988) The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **no.23**, 49-122.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **40**, 225-236.
- 小野晃司 (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, **71**, 541-553.
- 坂口圭一・宇井忠英 (1983) 火砕流流走中の異質岩片の取り込み ― 田代火砕流堆積物における検証. 火山, **28**, 317-320.
- 沢村孝之助 (1956) 5万分の1地質図幅及び説明書「国分」. 地質調査所, 19p.
- Smith, R. L. (1960) Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **71**, 795-842.
- Sparks, R. S. J. (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, **23**, 147-188.
- Sparks, R. S. J., Self, S. and Walker, G. P. L. (1973) Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, **1**, 115-118.
- Suzuki-Kamata, K. (1988) The ground layer of Ata pyroclastic flow deposit, southwestern Japan – evidence for the capture of lithic fragments. *Bull. Volcanol.*, **50**, 119-129.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑誌, **99**, 182-197.
- 上野龍之 (2001) 火山灰粒子組成の側方・垂直変化から見た入戸火砕流の堆積機構. 火山, **46**, 257-268.
- Ueno, T. (2004) Eruption mechanisms of large-scale pyroclastic flow: A case study of Aira pyroclastic eruption. Ph. D. thesis, Kobe University, 165p.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫 (1997) 20万分の1地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.
- Walker, G. P. L. (1981) Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.*, **44**, 223-240.
- Walker, G. P. L., Heming, R. F. and Wilson, C. J. N. (1980) Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, **283**, 286-287.
- Walker, G. P. L., Self, F. and Froggatt, P. C. (1981) The ground layer of the Taupo Ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **10**, 1-11.
- Wright, J. V. and Walker, G. P. L. (1977) The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, **5**, 729-732.
- 横山勝三 (1970) 始良カルデラ北方の入戸火砕流堆積物とその地形. 地理学評論, **43**, 464-482.
- 横山勝三 (1972) 始良カルデラ入戸火砕流の流動・堆積機構. 東京教育大学地理学研究報告, **16**, 127-167.
- 横山勝三 (2000) 入戸火砕流堆積物の分布北限. 火山, **45**, 209-216.

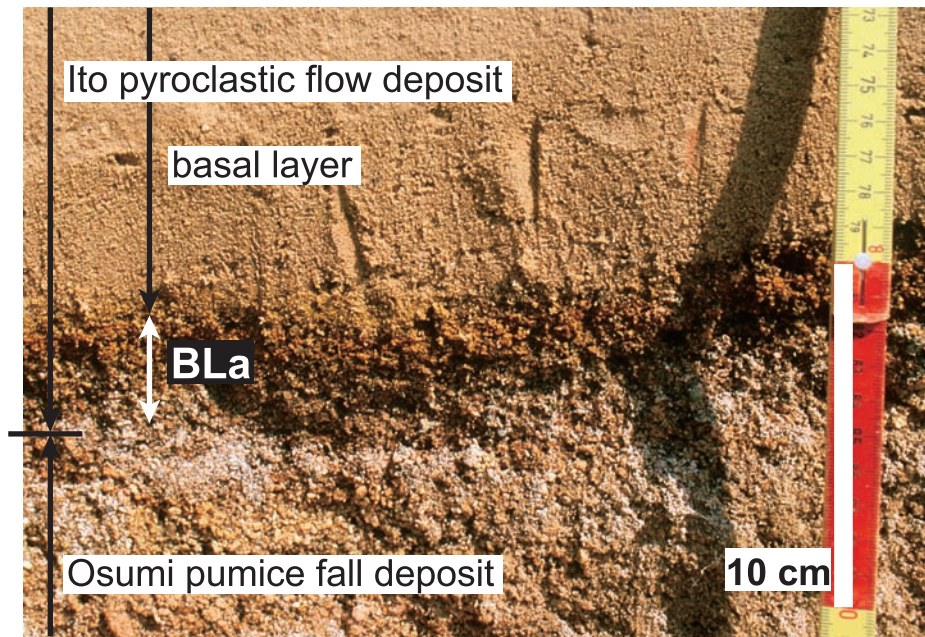


Plate 1 BLa covers the Osumi pumice fall deposit and is overlain by basal layer of the Ito pyroclastic flow deposit (Loc. 180). It contains well-sorted lithic fragments and less fine ash. BLa: Basal LCZ type a (See text and Fig. 3).

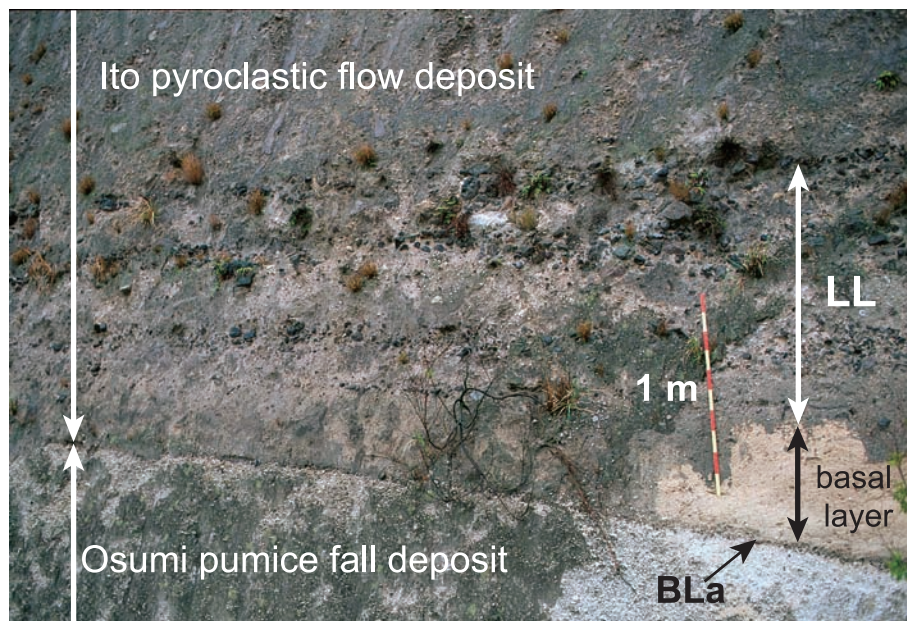


Plate 2 Stratified LL overlie basal layer of the Ito pyroclastic flow deposit (Loc. 173). The LL contains poorly-sorted lithic fragments and abundant fine ash. LL: Lower LCZ (See text and Fig. 3).

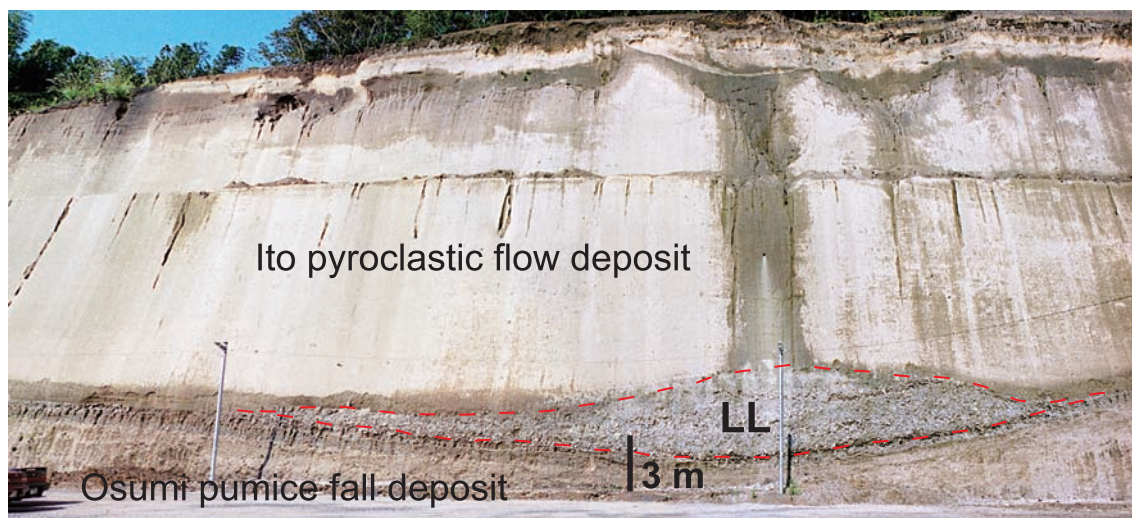


Plate 3 The Ito pyroclastic flow deposit overlies the Osumi pumice fall deposit (Loc. 188). The lower part of the Ito pyroclastic flow deposit is occupied by lenticular LL (area enclosed by red stippled line).

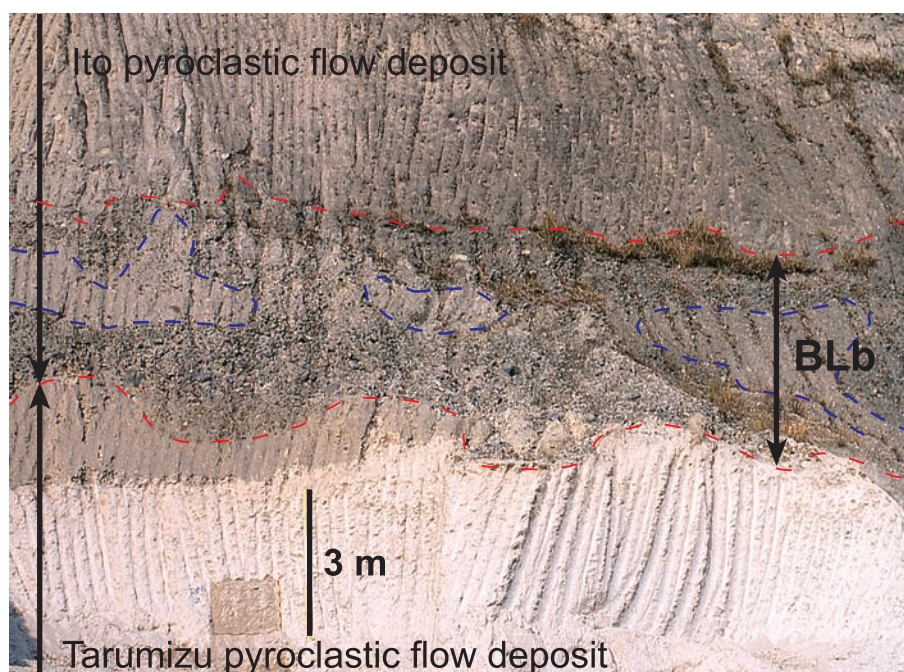


Plate 4 BLb covers the Tarumizu pyroclastic flow deposit (Loc. 209). The upper and lower boundaries of BLb were wavy (red stippled line). Blocks of massive part are included in the BLb (area enclosed by blue stippled line). BLb: Basal LCZ type b (See text and Fig. 3).

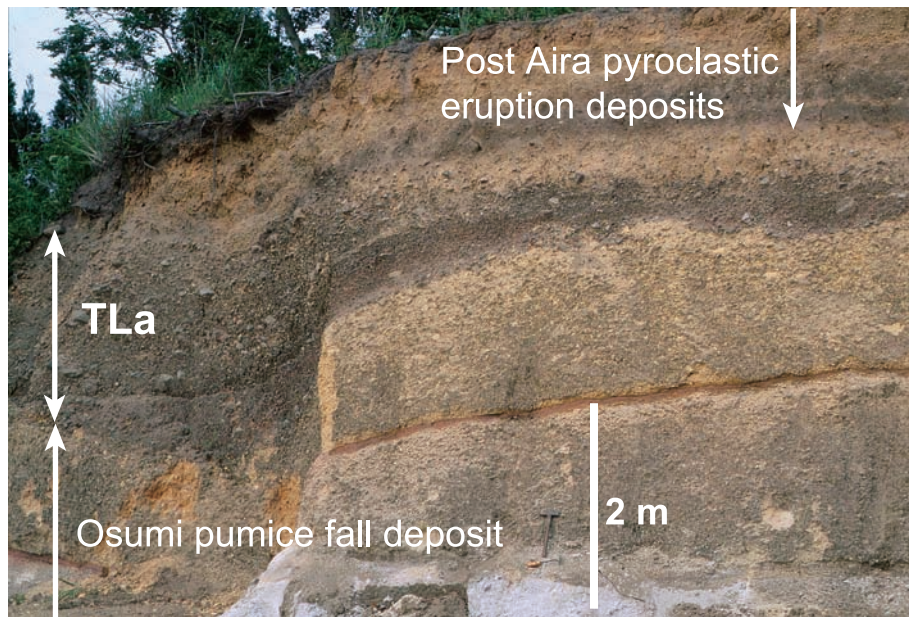


Plate 5 TLa covers the Osumi pumice fall deposit and is directly overlain by the pyroclastic deposits of post Aira pyroclastic eruption (Loc. 22). TLa: Total layer LCZ type a (See text and Fig. 3).

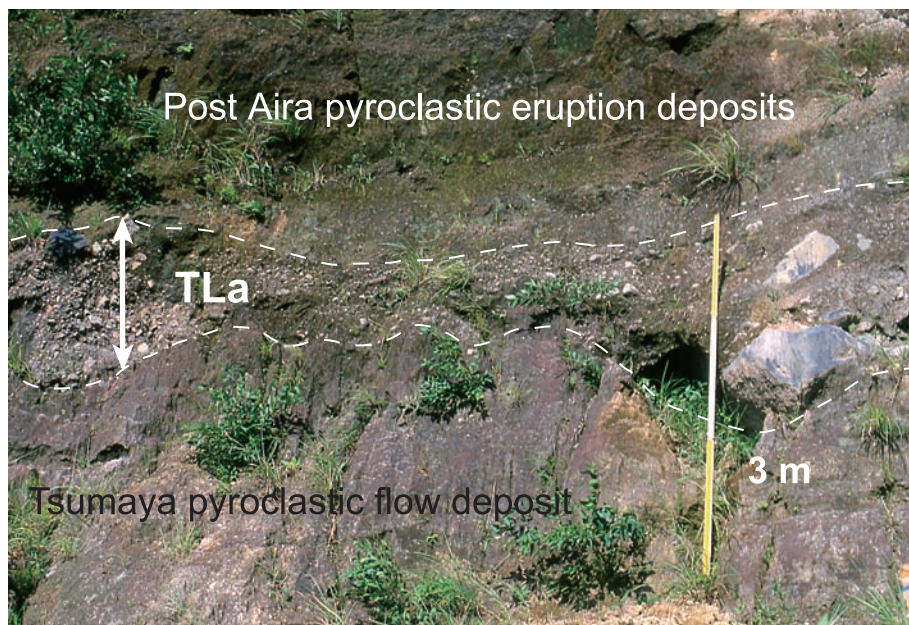


Plate 6 TLa covers the Tsumaya pyroclastic flow deposit and is directly overlain by the pyroclastic deposits of post Aira pyroclastic eruption (Loc. 227).

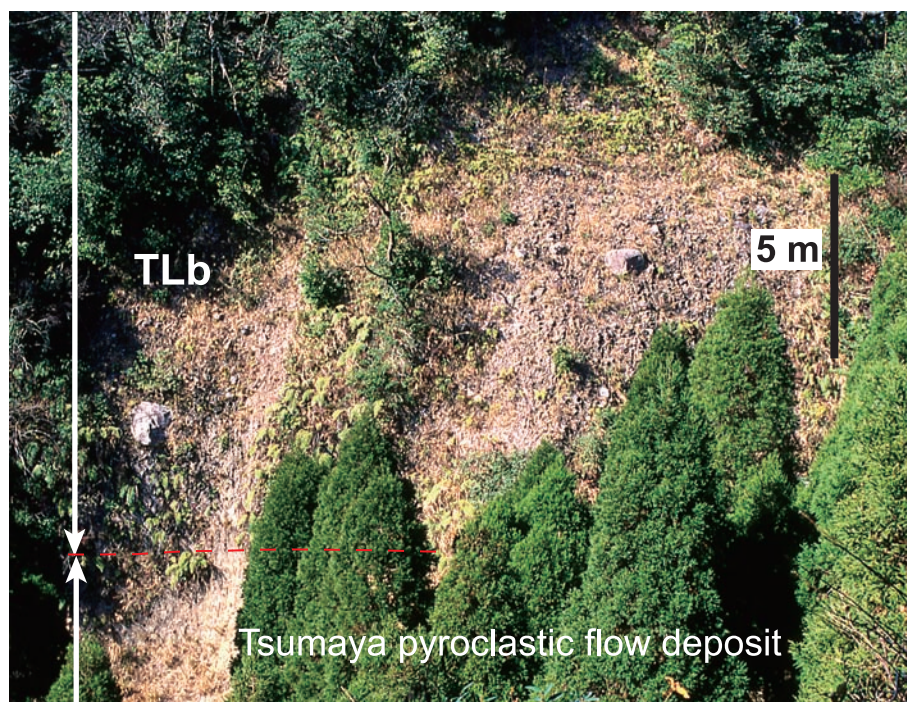


Plate 7 TLb covers the Tsumaya pyroclastic flow deposit (Loc. 175). The boundary of TLb and Tsumaya pyroclastic flow deposit is shown by stippled line. TLb: total layer LCZ type b (See text and Fig. 3).

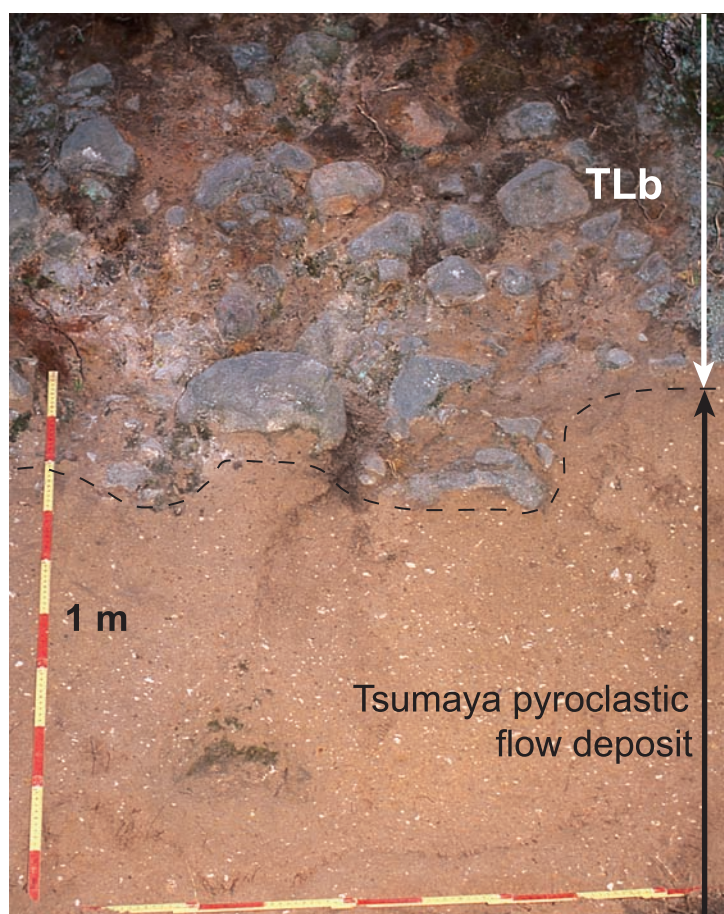


Plate 8 The boundary of TLb and Tsumaya pyroclastic flow deposit (Loc. 175). The contact of TLb and Tsumaya pyroclastic flow deposit is undulated (stippled line). This part of TLb matrix is rich in fine ash and rounded lithic blocks.

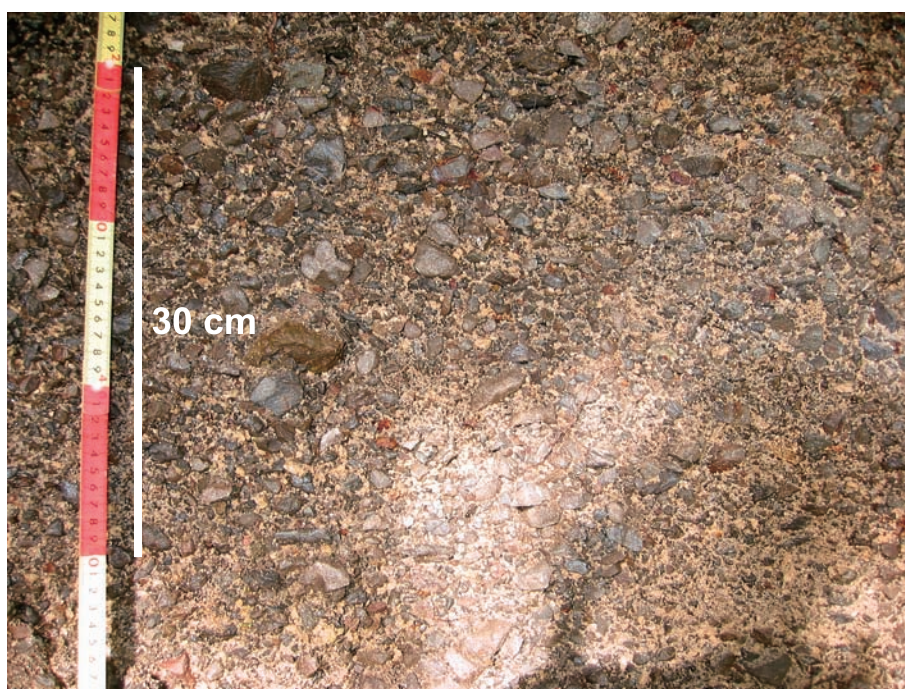


Plate 9 Well-sorted TLb. This part of TLb is rich in angular lithic fragments of sedimentary rocks derived from Shimanto supergroup (lithic fragments fall deposit) (Loc. 175).

