

1 Tsunami deposits associated with the 7.3 ka caldera-forming eruption of
2 the Kikai Caldera, insights for tsunami generation during submarine
3 caldera-forming eruptions

4
5 Geshi N., Maeno F., Nakagawa S., Naruo H., Kobayashi T., 2017. Journal
6 of Volcanology and Geothermal Research 347, 221-233.

7
8 7300 年前の鬼界カルデラを形成したカルデラ噴火に伴う津波堆積物，海底カル
9 デラ形成噴火時の津波発生の洞察

10 11 要旨

12 火山性津波の発生時期とメカニズムは，大規模な海底爆発火山活動のダイナミ
13 クスを理解するための鍵となる．7,300 年前の鬼界カルデラの VEI 7 噴火に伴う
14 津波堆積物が，カルデラ縁から南南東約 40 km の屋久島と口永良部島で見つか
15 っている．津波堆積物は，北岸の河川に沿って，河口から約 4.5 km，現在の海
16 面から約 50 m の高さまで分布する．屋久島地域の津波堆積物は，下部の軽石を
17 含む礫岩（ユニット I）と上部の軽石を含む礫岩（ユニット II）からなる．海岸
18 堆積物の特徴である丸くなった堆積岩の礫の存在は，海岸地域からの遡上流を
19 示す．ユニット I の下層の古土壌のリップアップ・クラストは，津波の侵入時の
20 強い侵食を示す．津波堆積物に含まれる軽石とアカホヤ噴火の初期に噴出した
21 本質物質との組成の類似性は，津波堆積物は，初期のプリアン軽石降下と幸屋火
22 砕流の下半分を生み出した噴火の初期に形成されたことを示す．津波堆積物に
23 軽石以外の緻密な火山成分（黒曜石や溶岩片）が含まれていることから，これら
24 は海面に浮遊する軽石ではなく，幸屋火砕流によって運ばれたことがわかる．幸
25 屋火砕流と津波の連続的な関係は，火砕流のカルデラ周辺海域への堆積が，津波
26 の発生メカニズムとして最も可能性が高いと考えられる。

27 28 1. はじめに

29 水域での爆発的噴火は，火砕流，水中爆発，カルデラ崩壊など様々なメカニズ
30 ムで火山性津波を引き起こす (Paris, 2015) とその参考文献). しかし，海底カ
31 ルデラを形成する噴火の事例が少ないことや，海底カルデラへのアクセスが困
32 難であることから，カルデラを形成する噴火時の津波発生のタイミングやメカ

33 ニズムについては議論が続いている。

34 火山性津波は、海底火山に面した沿岸地域に深刻な災害をもたらす可能性が
35 ある（例えば、Cas & Wright, 1991; Latter, 1981）。1883 年のクラカタウ噴
36 火では、36,000 人の死者を出し、スンダ海峡沿いの 165 の沿岸の村落が破壊さ
37 れた(Carey et al., 2001; Nomanbhoy & Satake, 1995; Self & Rampino, 1981)。
38 また、青銅器時代にサントリーニ島のカルデラが噴火した際に発生した津波も、
39 東地中海の海岸に深刻な影響を与えたことが考古学的な調査で明らかになって
40 いる(Bruins et al., 2008; Dominey-Howes, 2004; Goodman-Tchernov et al.,
41 2009)。カルデラを形成する噴火に伴う火山性津波の例は、他にもいくつか報告
42 されており、主にその堆積物の地質調査から得られている（例えば、Ulvrova et
43 al., 2016; Waythomas & Neal, 1998）。しかし、海底火山に起因した火山性津波
44 の潜在的なリスクは、ほとんど注目されていない。

45 本論文で、我々は、九州の南方沖の鬼界カルデラで発生した VEI=7 のカルデラ
46 形成噴火に伴う火山性津波の例を紹介する。この噴火に伴う津波の発生は、前野
47 ほかによって理論的に示唆されていたが(Maeno et al., 2006)、現地での確実
48 な証拠は見つかっていなかった。噴火時の津波の産物としては、軽石を含む礫の
49 散発的な堆積物とその侵食構造が示唆されているだけである(Fujiwara et al.,
50 2010; Geshi, 2009; Kobayashi, 2015; Maeno et al., 2006)。したがって、ア
51 カホヤ噴火に関連する可能性のある津波の規模、時期、メカニズムはまだ明らか
52 にされていない。私たちは、屋久島の北海岸と、鬼界カルデラから南に約 30～
53 40 km 離れた口永良部島地域で、津波堆積物を発見した(図 1)。津波堆積物の層
54 序関係と、堆積物中の本質マグマ物質の化学組成の比較に基づいてカルデラ形
55 成期噴火における津波発生の時期と発生メカニズムを調べた。

56

57 2. 鬼界カルデラと 7,300 年前のアカホヤ噴火

58 鬼界カルデラは、九州南部の大隅海峡にある海底崩壊カルデラである。カルデ
59 ラの地形は、水平方向に 20×17 km、深さは約 500 m である(Maeno & Taniguchi,
60 2007; Matsumoto, 1943; Ono et al., 1982)。鬼界カルデラは、北側のカルデ
61 ラ縁にある 2 つの島（硫黄島と竹島）を除き、全域が海に覆われている。

62 鬼界カルデラの外郭は、約 7300 年前に発生した VEI 7 のアカホヤ噴火で形成
63 された。アカホヤ噴火は、70～80 km³ のマグマ噴出量 (DRE) を生成した (Maeno
64 & Taniguchi, 2007)。アカホヤ噴火は、初期のプリニー式噴火時 (フェーズ 1 :

65 Maeno & Taniguchi, 2007), 幸屋 (船倉) の軽石降下堆積物を生成した. さらに
66 その一部が崩壊して, プリニー式噴火時の火砕流である船倉火砕流堆積物を形
67 成した (フェーズ 2: Maeno & Taniguchi, 2007). 幸屋軽石の降下物の総体積は,
68 マグマ噴出量で 8 km^3 である (Maeno & Taniguchi, 2007). プリニー式噴火に続
69 く大規模火砕流噴火 (フェーズ 3: Maeno & Taniguchi, 2007) は, 幸屋火砕流
70 堆積物と火砕流から巻き上げられて作られた火山灰 (イグニブライト火山灰)
71 であるアカホヤの降下堆積物を形成した (Machida & Arai, 1978; Maeno &
72 Taniguchi, 2007; Ono et al., 1982; Ui, 1973). 幸屋火砕流堆積物のマグマ噴
73 出量の体積は $15\sim 25 \text{ km}^3$, アカホヤ降下堆積物のマグマ噴出量の体積は 50 km^3
74 だが, テフラが海底に分布しているため, これらの推定値には大きな不確かさが
75 ある.

76 幸屋軽石降下堆積物 (Ui, 1973) は鬼界カルデラから北東方向に分布し (図
77 1), 津波堆積物の調査を行った屋久島地域は含まれない (図 1). 幸屋火砕流堆
78 積物はカルデラの縁から大隅海峡を越えてカルデラの縁から半径 $60\sim 70 \text{ km}$ の
79 範囲をカバーしている (図 1). カルデラ壁では, 幸屋火砕流堆積物は, 2 つの薄
80 い (原文は minor) イグニブライト・ユニット (C1 と C2) とそれらを覆う厚
81 い (原文は major) イグニブライトユニット (C3) に細分化できる (Maeno &
82 Taniguchi, 2007). 遠方域の典型的な幸屋火砕流堆積物は, グラウンド層を覆う
83 メインの軽石流堆積物からなる単一のフローユニットからなる. 幸屋火砕流堆
84 積物の遠方域のユニットはユニット C3 に相当する. アカホヤ降下堆積物は, 幸
85 屋火砕流堆積物を覆うピソライトに富むガラス質火山灰の降下堆積物である.
86 アカホヤ降下堆積物の分布は, この降下堆積物は幸屋火砕流堆積物からの降下
87 であることを示す (Machida & Arai, 1978).

88 アカホヤ噴火の主要マグマ成分は, 全岩の SiO_2 含有量が約 71 wt% の輝石質の
89 流紋岩である (Maeno & Taniguchi, 2007). 幸屋軽石降下堆積物と幸屋火砕流
90 堆積物の下半分の流紋岩質マグマは, SiO_2 含有量が約 75 wt% のガラス基質を含
91 む. 噴火後期の噴出マグマは, 全岩の SiO_2 含有量が約 58 wt% の安山岩質成分を
92 含む (Maeno & Taniguchi, 2007). 2 つのエンドメンバーが混ざり合っ
93 てバンド状の軽石を形成し, これは幸屋火砕流堆積物の最上部に典型的に見られる. 幸屋
94 火砕流堆積物の最上部では, 噴火の末期の苦鉄質マグマの混合によって, ガラス
95 組成は SiO_2 含有量が約 75 wt% と約 65 wt% の二峰性分布を示す (Fujihara &
96 Suzuki-Kamata, 2013).

97

98 3. 屋久島の地質学的セッティング

99 3.1. 屋久島と口永良部島のアカホヤ噴火の堆積物

100 屋久島地域では、アカホヤ噴火の生成物として、幸屋火砕流堆積物とアカホヤ
101 降下堆積物が分布する。幸屋火砕流堆積物は、屋久島の最南端を除き、屋久島と
102 口永良部島の海岸から山頂までの約 2 km の範囲に分布している。屋久島と口永
103 良部島の幸屋火砕流堆積物は、厚さ 5cm 未満のグラウンド層とそれを覆うメイ
104 ンの軽石流堆積物からなる。屋久島地域では、全層厚は通常 1 m 未満である。幸
105 屋火砕流堆積物の主要部は、軽石質の火山豆石-火砕流角礫からなり、顕著な層
106 状構造はない。幸屋火砕流堆積物の軽石粒子の直径は通常 5 cm 未満だが、直径
107 10 cm 以上に達するの軽石ブロックを少量含む。軽石は角張った形をしている。
108 幸屋火砕流堆積物には、直径 2 cm の角張った黒曜石も少量含まれている。これ
109 らの黒曜石の斑晶組み合わせと基質のガラス組成から、これらの黒曜石も本質
110 物質であることが分る。また、幸屋火砕流堆積物には直径 2 cm 未満の角閃石質
111 溶岩の断片が少量含まれている。幸屋火砕流堆積物の基質は軽石質火山灰であ
112 る。

113 アカホヤの降下堆積物は幸屋火砕流堆積物を覆っている。アカホヤ降下堆積
114 物は、顕著な級化を示し、基底部の直径 1 cm より大きい火山豆石と軽石粒子か
115 ら最上部の極細粒のガラス質火山灰まで変化する。屋久島のアカホヤ降下堆積
116 物の典型的な厚さは 30~40 cm である。アカホヤ降下堆積物の大部分と幸屋火
117 砕流堆積物の最上部は、屋久島では侵食され、保存されていない。口永良部島で
118 は、アカホヤの降下堆積物は、その上にある口永良部島火山によって比較的保存
119 されている。

120

121 3.2. 屋久島の基盤地質

122 屋久島は、古第三紀の日向層群の海成堆積岩と中新世の屋久島花崗岩からな
123 る非火山島である (Saito et al., 2007)。日向層群の堆積岩は、島の沿岸部に
124 分布し、砂岩と頁岩の互層からなる。島の中央部には、日向層群に貫入した屋久
125 島花崗岩体が分布している。屋久島には第四紀の火山性堆積物は分布していな
126 いが、鬼界カルデラからの火砕流堆積物がわずかに分布する。

127 屋久島北部の宮之浦川沿いでは、海岸から約 1 km の範囲に日向層群の堆積岩
128 が分布する (図 2)。また、1~3 km の範囲では、堆積岩がホルンフェルス化して

129 いる。宮之浦川の上流では、海岸から 3 km 以上離れたところに花崗岩の基底岩
130 がある。

131 屋久島の高い地形は、基盤が急速に隆起したことを示す。屋久島沿岸の海成段
132 丘の年代を分析すると、アカホヤ噴火時の海面は現在の 8.5 m 高く、そのうち
133 の約 6 m は基盤の隆起で約 2~3 m 海面低下による (Nakagawa et al., 2017)。

134 口永良部島は、屋久島の西 14 km に位置する活火山の島である。アカホヤの
135 噴火以降、口永良部島の基盤の隆起も沈降も明確な証拠はない。

136

137 4. 屋久島の津波堆積物

138 4.1. 分布

139 軽石を含む礫質堆積物は、屋久島と口永良部島の北部沿岸地域に見られる (図
140 2A)。堆積物に軽石や黒曜石の岩片が含まれることは、これらの堆積物は鬼界カ
141 ルデラのアカホヤ噴火 (7300 年前) に関連することを示す。また、堆積物に含
142 まれる樹木の化石から得られた放射性炭素年代が約 7,300 年前であることも
143 (Okuno et al., 2013) 噴火に関連することを支持する。

144 礫質堆積物は、屋久島北岸の複数の河川に沿った河岸段丘上に発達している
145 (図 2B)。礫質堆積物は、河岸段丘の礫層や古土壌の上に重なっている。我々
146 が観察したすべての露頭で、堆積物の上面は土石流堆積物や河岸段丘堆積物に
147 覆われている。この礫質堆積物は、現在の河口から宮之浦川では約 4.5 km、一
148 湊川では約 2.9 km、長田川では約 1.5 km の範囲まで追跡できる (図 2B)。これ
149 らの堆積物の分布は、北部沿岸の標高 50 m 未満の地域に限られる。小規模な軽
150 石を含む礫質堆積物は、屋久島東部の小瀬田海岸の海岸段丘にも分布している。

151 口永良部島では、軽石を含む礫質堆積物が北側の海岸沿いの斜面に見られる
152 (図 2A)。この堆積物は、海岸から約 500 m、標高 45 m まで追跡できる。

153

154 4.2. 層序と岩相

155 アカホヤ噴火による津波の性質を明らかにするために、我々は堆積物の成層
156 構造、堆積構造、粒子組成を調べた。屋久島と口永良部島の北岸の堆積物を調査
157 した (図 2B, 3)。特に、宮之浦川沿いの堆積物に注目したのは、その保存状態
158 の良さからである。宮之浦川沿いの堆積物の層序と岩相、を模式地として、記載
159 した。

160 堆積構造と粒子組成に基づき、宮之浦川沿いの堆積物は、3 つの主要な堆積ユ

161 ニットに分けられ、上方に向かってユニット I, II, IIIとなる (図 3).

162 ユニット I

163 ユニット I は、堆積物の下部にある砂礫層である。ユニット I は、河岸段丘上
164 の河川堆積物または古土壌を不整合に覆う。宮之浦川沿いでのユニット I の最
165 大層厚は MD で、3 m より厚いである。ユニット Ia の厚さは上流に向かって減少
166 し、露頭 MB では 1.0 m、露頭 MA では 0.6 m 未満である。一湊川沿いの露頭 Is
167 では、ユニット Ia の厚さは 1 m 未満である。

168 碎屑物の組成と大きさに基づき、ユニット I は下部のユニット Ia、それを覆
169 うユニット Ib、さらにユニット Ic に分類される。サブユニット間の境界は漸移
170 的である。

171 ユニット Ia は、軽石を含む淘汰の悪い礫層である。ユニット Ia の厚さは、基
172 盤の地形を反映して、10 cm 未満から 3 m より厚い所もある。露頭 MD では、少
173 なくとも 3 つの級化ユニットが認められる。露頭 MA と MB では、ユニット Ia は
174 1 枚の級化ユニットを構成する。各ユニットの基底部には、いくつかの礫が集ま
175 っている。ユニット Ia の最大粒径は、宮之浦川に沿って上流方向に減少してい
176 る。宮之浦川沿いの海岸から約 2 km 離れた露頭 MD では、最大粒径が約 35 cm で
177 ある。海岸から約 3.5 km の露頭 MB では、最大粒径は 12 cm である。海岸から
178 最も離れた露頭 MA では、最大粒径は約 8 cm である。

179 ユニット Ia に含まれる 1 cm 以上の粒子は、基盤からの花崗岩や堆積岩 (ホ
180 ルンフェルスなど) で構成される (図 4A)。また、軽石、黒曜石、溶岩などの火
181 山性物質も少量含まれる。これらの火山性物質の粒径は、通常 1 cm 未満である。
182 ユニット Ia には、円磨されたブロック状の未固結の泥も含まれ、その大きさは
183 約 5 cm である (図 4B)。

184 ユニット Ib は、ユニット Ia の上位にある不淘汰の軽石質礫層である。ユニ
185 ャット Ia と Ib の境界は漸移的である。ユニット Ib は、ユニット Ia と比較して、
186 軽石質の粒子を多く含むことが特徴である (図 4C)。ユニット Ia の 1 cm 以上の
187 粒子は、主に軽石である。ユニット Ib の粒径はユニット Ia よりも小さい。軽石
188 質粒子は、亜角礫から亜円礫の形状をしている。ユニット Ib の基質は、ユニ
189 ャット Ia と同様に、風化した花崗岩に由来する砂粒子の混合物である。軽石の粒径
190 と濃度の違いによって形成された不明瞭なラミナが、特にユニット Ib の上部に
191 見られる。

192 ユニット Ic は、ユニット I の最上部にある細粒の凝灰岩層である (図 4D)。

193 (図 4D)である。ユニット Ic の厚さは 0.5 m 未満である。級化した層の累重から
194 なる。ユニット Ic には斜交層理がよく見られる。いくつかの露頭では、ユニッ
195 ト Ic の層構造が、上位のユニット II の荷重によって変形している。ユニット Ic
196 はガラス質火山灰で構成されているが、屋久島花崗岩に由来する石英、長石、黒
197 雲母の粒子も含まれている。

198

199 ユニット II

200 ユニット II はユニット I を直接覆う軽石質礫層である (図 4E)。ユニット II の
201 厚さは、露頭 MB では約 1.5 m で、ユニット II の上面は幸屋火砕流堆積物に直接
202 覆われ、元々の厚さが保たれている。露頭 Is と N では、ユニット II の厚さは 2
203 m を超え、ユニット II の上面はアカホヤ後のユニットに侵食されている (図 3)。

204 ユニット II の砕屑物は、主によく砕けた軽石で構成されている。露頭 MB, Is,
205 N では、ユニット II の基底の粒子の最大粒径は 20 cm を超える。大礫サイズの軽
206 石は基底部に集中している (図 4E)。軽石の大きさは上方細粒化する。ほとんどの
207 軽石は、亜角礫から亜円礫の輪郭を持つ (図 4F)。特に、ユニット II の上部で
208 は、軽石の配列が認められる (図 4G)。

209 ユニット II の基質は、火山砂、風化した花崗岩の岩片、および円磨された頁岩
210 の粒子の混合物からなる。ユニット II では、未炭化や部分炭化の木の幹や印象化
211 石が多く見られる (図 4G)。枝分かれのパターンから判断すると、ほとんどの木
212 は下流側に向かって倒れている。

213 露頭 N でユニット II の軽石質礫に注入した砕屑性岩脈が複数見られる。岩脈
214 は、軽石を含む凝灰岩質の砂・シルトからなる。岩脈の最大の厚さは 30 cm を超
215 える。岩脈の方向は垂直である。

216

217 ユニット III

218 ユニット III は、軽石質の砂礫層で、顕著な斜交層理が見られる (図 4H)。ユニ
219 ャット III は、ユニット II や幸屋火砕流堆積物を覆う。観察した全露頭でのユニット
220 III の上面は、アカホヤ時代以降の土石流堆積物や河岸段丘堆積物に覆われてい
221 た。

222 ユニット III の主成分は、幸屋火砕流堆積物に由来する結晶の破片と軽石粒子
223 だが、少量の花崗岩や堆積物の断片も見られる。

224

225 5. 口永良部島の堆積物

226 アカホヤ噴火に伴う軽石を含む軽石を含む堆積物は、鬼界カルデラの南側に
227 ある屋久島や口永良部島の北岸沿いの斜面に広く分布する (Geshi, 2009;
228 Kobayashi, 2015). 軽石を含む礫の分布は、標高 50 m 以下の地域に限られる。
229 アカホヤ噴火のものと岩石学的特徴の類似した軽石が存在することから、これ
230 らの堆積物はアカホヤ噴火の際に形成されたと考えられる。

231 図 5A は、口永良部島 (図 2A) の北岸、海岸から約 150 m、標高約 28 m の露頭
232 Ko のブロックを多く含む堆積物である。この軽石を含む堆積物は、口永良部島
233 火山の空中降下堆積物の上に不整合に重なっている (図 5A)。この堆積物は、口
234 永良部島火山の亜円礫の中礫から巨礫からなる。また、軽石や黒曜石をわずかに
235 含む。いくつかの未固結の泥ブロックも見られる (図 5A)。

236 図 5B は、口永良部島西部の海岸から約 200 m、標高約 45 m にある露頭 Ki で、
237 軽石を含む火山灰流堆積物に覆われた亜円礫の巨礫層を示す。軽石を含む巨礫
238 層が古土壌を不整合に覆う。堆積物中には、複数の未固結の泥塊も見られる。巨
239 礫層の上面は、軽石を含む火山灰堆積物で覆われている。標高 30 m の露頭 Ki の
240 堆積物の基底には、軽石質礫に含まれる植物の棒の印象化石が海岸線に垂直に
241 並んでいる (図 5C)。

242

243 6. 堆積物の記載

244 6.1. 分析方法

245 ユニット Ia と II の粒子のファブリックを調査した。画像解析法を用いて、垂
246 直な露頭で碎屑物の長軸の傾斜を測定した。その場所の撮影領域は約 50×50 cm
247 である。粒子のアウトラインを手作業でトレースし、ImageJ ソフトウェアで処
248 理して、粒子の長軸の向きを抽出した。長軸が 1 cm より大きいものを~100 粒
249 選んだ。

250 ユニット Ia と II の粒子の組成を調べた。我々は、露頭 MA と MB でユニット Ia
251 と II から 1 cm 以上の粒子を 50 個ほど採取した。サンプルは岩質から、花崗岩、
252 堆積岩、未固結の泥塊に分類した。また、ユニット Ia の下位の段丘堆積物中の
253 粒子も基準として調べた。また、露頭 MB からユニット Ia と II の基質を採取し、
254 粒度組成分析を行った。サンプルは洗浄され、0.5 mm から>16 mm までの 9 つの
255 階級でふるい分け、粒子の岩石の種類を特定した。粒子は、花崗岩、堆積岩 (ホ
256 ルンフェルスを含む)、軽石、黒曜石、溶岩、未固結の泥塊に分類した (表 1)。

257 ユニット Ia の基質に含まれる花崗岩質と堆積岩質の粒子の円磨度, Krumbein
258 (Krumbein, 1941)の円磨度インデックスで調べた.

259 堆積物中の火山ガラスの化学組成を調べた. 0.5~1.0 mm の大きさのふるいに
260 かけられた各サンプルから, 20—40 粒のガラス片を手作業で選んだ. その岩片
261 をエポキシ樹脂で固定し, 研磨した. 炭素蒸着したガラス片の表面を, エネルギー
262 分散型 X 線分光分析 (EDS ; Oxford Instrumental, X-Max 20) で調べた. 測定
263 は, 加速電圧 15 kV, プローブ電流約 1 nA 程度で, 分析範囲は研磨面上の >100
264 平方 μm で行った.

265

266 6.2 粒子のファブリック

267 ユニット Ia と II の粒子の優占方向を調べた. 露頭 MB では, ユニット Ia の砕
268 屑物は, 上流方向への遡上流を示すインブリケーション・パターンを示している
269 (図 6). ユニット Ia の基底部分の花崗岩質砕屑物と, ユニット Ia の上部の扁平
270 な頁岩砕屑物は, 下流側に傾いた明確な斜交を示す (図 4A).

271 ユニット II の砕屑物の方位は, 露頭 Is と N では河川に沿った下降流を示すイ
272 ンブリケーションパターンを示している (図 6). また, ユニット II の樹木の幹
273 にも優占的な配列が見られ, 多くの樹木の幹が河川に対してほぼ平行に配列し
274 ている (図 4G). 樹木の幹の分岐パターンは, 樹木の先端が川の下流に向かって
275 いることを示す.

276

277 6.3. 粒子組成

278 ユニット I

279 露頭 MA のユニット Ia の 1 cm 以上の粒子は, 花崗岩 (54%) と堆積岩 (42%)
280 である. 未固結の泥のブロックは, サンプルの 4% を占める. 露頭 MB では, ユ
281 ニット Ia に含まれる花崗岩質砕屑物が 15%, 堆積岩質砕屑物が 83% を占めてい
282 る. 未固結の泥のブロックは 4% を占める. 両露頭とも 1 cm 以上の砕屑物の中
283 に火山岩 (軽石, 黒曜石, 溶岩) は見られない.

284 堆積岩の割合は, 1 cm 以下の粒子の減少につれて減少する (図 7A). 直径 8 mm
285 以上の砕屑物の 82% を堆積岩が占めるのに対し, 直径 2.0 mm 以下の砕屑物の 90%
286 は花崗岩質粒子で占められる. 火山性成分 (軽石, 黒曜石, 溶岩) は, 直径 8 mm
287 の粒子の 2% を占めるが, 壊れやすい軽石の体積は過小評価されている可能性が
288 ある.

289 極細粒な成分 (0.1 mm 以下) は、火山ガラスと結晶の断片からなる。極細粒
290 砂サイズからは微化石は検出されなかった。

291

292 ユニットⅡ

293 露頭 MA と MB のユニットⅡの 1 cm 以上の粒子は全て軽石からなる。露頭 MB
294 のユニットⅡでは、1 cm 以上の粒子には堆積岩、花崗岩、黒曜石、溶岩の破片
295 は見られない。軽石の割合は、岩片の大きさが小さくなるにつれて減少するが
296 (図 7B)、砕けやすい軽石の体積は、特に細粒クラスで過小評価される可能性が
297 ある。4 mm 以上の粒子の 80%は軽石で、一方、火山性成分(軽石、黒曜石、溶
298 岩)の占有率は 2.8 mm 以下の粒子では 10%未満である。その代わりに、2.8 mm 以
299 下の粒子の >60%は花崗岩で占められている。堆積岩は、直径 8 mm 以下の粒子
300 の 5~10%を占める。

301

302 6.4. 砕屑物の円磨度

303 各露頭で、ユニット Ia の堆積物粒子の円磨度と扁平度は、花崗岩質粒子に比
304 べて高い(図 8)。ほとんどの堆積物粒子は亜角礫から亜円礫の形状をしている
305 が、花崗岩質粒子は典型的には角礫から亜角礫である。しかし、花崗岩質粒子の
306 中には、亜円礫もわずかに含まれる。ユニット Ia の黒曜石と溶岩の粒子の形状
307 は角礫である。軽石の岩片は、一般的に亜円礫の形をしているが、壊れやすい軽
308 石の形状を調べるのは難しい。

309 ユニットⅡの軽石は亜円礫の形状をしている(図 4E, F)。花崗岩質粒子は、
310 <4 mm の粒径で円磨していないものが多い。また、ユニットⅡの堆積岩粒子は、
311 花崗岩質粒子に比べて円磨している。ユニット Ia の黒曜石と溶岩の岩片の形状
312 は角礫である。

313

314 6.5. 軽石と黒曜石の岩相と主要元素組成

315 堆積物中の軽石は、風化によって淡黄色からオレンジ色を呈している。それら
316 は、かなり伸びた破片化したガラスによって形成された繊維状構造を示してい
317 る。軽石の中には、斜長石、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱の結晶が斑晶として含
318 まれている。この堆積物中の火山成分の岩石学的特徴は、アカホヤ噴火の軽石の
319 岩石学的特徴と一致する。

320 ユニットⅠ~Ⅲに含まれる火山ガラスの化学組成は、アカホヤ噴火の火山ガラ

321 スの組成範囲内にある (図 9). これらの軽石のガラス組成は, 屋久島周辺で見
322 られる他の更新世軽石堆積物 (始良カルデラの AT テフラ, 鬼界カルデラの葛原
323 (とづらはら) テフラ, 小瀬田火砕流堆積物 (Machida & Arai, 2003)) とは明
324 確に区別される.

325 ユニット I と II の軽石と黒曜石の基質中のガラスの SiO_2 含有量は 73.6~75.1
326 wt% の範囲に集中している (図 10). これらのガラスの SiO_2 含有量の範囲は, 幸
327 屋軽石降下堆積物や幸屋火砕流堆積物の下部~中部の SiO_2 含有量と一致する.

328 ユニット III のガラスの SiO_2 含有量は 73~75 wt% に集中しているが, いくつか
329 のガラス片の SiO_2 含有量は 65 wt% という低い値をとる. より低い SiO_2 含有量の
330 ガラスの存在は, 典型的には幸屋火砕流堆積物の最上部と, アカホヤ噴火の後期
331 に噴出したアカホヤ降下堆積物によく見られる.

332

333 7. 議論

334 7.1. 津波の証拠

335 堆積構造と組成の分析から, 屋久島と口永良部島の北岸にある軽石を含む礫
336 質堆積物は, 鬼界カルデラのカルデラ形成時のアカホヤ噴火で形成された津波
337 堆積物と考えられる.

338 堆積構造とその構成要素は, ユニット Ia は, 強い水流の下で形成されたこと
339 を示す. この水流が基底層を浸食し, 未固結の泥塊の「リップアップ・クラスト」
340 を形成した. また, ユニット Ia の基底層にある大礫と巨礫の農集は, その堆積
341 物の形成初期は強い水流があったことを示す. 岩片の上方細粒化と軽石質破片
342 の増加は, ユニット Ia から Ib へと流速が低下したことを示唆する. ユニット
343 Ic が極細粒砂サイズであることは, ユニット I の堆積の終わりには, 非常にゆ
344 っくりとした流れや水溜りがあったことを示唆する.

345 ユニット Ia に含まれる基盤岩由来の円磨された堆積岩は, これらが強い水流
346 で下流域から運ばれたことを示す. これらの堆積岩の中礫は上流域から供給さ
347 れたものではない. なぜならば堆積岩と花崗岩の境界を越えた上流域の基盤岩
348 は全て花崗岩であるからだ (図 2). ユニット I の下位の段丘堆積物に堆積岩の
349 中礫が存在しないことも, 堆積岩の中礫が通常の河川の流れで上流から供給さ
350 れたことを否定する. 露頭 MB (図 8) の花崗岩質礫と堆積岩質礫とで円磨度が異
351 なることは, これらの礫の供給源が異なることを示していると考えられる. 円磨
352 されていない花崗岩質礫は溪流や斜面に由来するが, 円磨された堆積質礫は, 海

353 浜環境を含む下流域に由来する可能性がある。

354 ユニットⅡの岩相は、ユニットⅡもアカホヤ噴火時の津波によって形成され
355 たことを示す。ユニットⅡ中の軽石粒子のインブリケーションと木の幹の方位
356 は、ユニットⅡは下降流で配置したと考えられる。ユニットⅠの最上部に見ら
357 れる局所的な侵食（図 4E）は、津波が流路を下降する流れによって形成された
358 可能性がある。ユニットⅡには軽石ブロックが農集しているが、大きな石塊がな
359 いことは、水流の中で浮かぶ軽石が選別され、堆積したことを示す。軽石礫の形
360 状が円磨されたのは、津波の乱流によって運ばれたためである（図 4F）。ユニッ
361 トⅡの木の幹の産出は、津波で運ばれてきた漂流木が堆積したと考えられる。ユ
362 ニットⅡで、軽石などの密度の低い物質や木の幹が下流側に向かって堆積して
363 いることは、津波の下降流による水位の低下に伴ってユニットⅡが設置された
364 ことを示唆する。

365 粒子の密度や大きさで分級された多くの層からなるユニットⅢも、アカホヤ
366 噴火の軽石を多く含むことから、アカホヤ噴火に関連した水成堆積物と考えら
367 れる。ユニットⅢで観察された粒子の大きさや密度による選別は、水流による堆
368 積を示している。ユニットⅢに見られるトラフ状斜交層理は、ユニットⅢの堆積
369 時にチャンネル状の下降流があったことを示す。これらの証拠は、ユニットⅢも水
370 流中で形成されたことを示唆する。ユニットⅢは、(a)津波堆積物の一部で、下
371 降流の最終段階で形成された、あるいは(b)ユニットⅢはラハールで形成された
372 津波後の堆積物であるか、両方の可能性がある。

373 屋久島や口永良部島の沿岸部に見られる軽石を含む堆積物（図 2, 5）も、津
374 波の痕跡である可能性があるが、海からの遡上流を示す明確な証拠は見つかっ
375 ていない。これらの堆積物の分布が島の北岸に限定されることは、これらの堆積
376 物は鬼界カルデラからの津波によって形成されたことを支持する。これらの堆
377 積物の層序関係や軽石の存在は、アカホヤの噴火に関連するものであることを
378 裏付ける。

379

380 7.2. 分布

381 津波堆積物は、宮之浦川の現在の河口から約 4.5 km、一湊川では約 2.9 km、
382 長田川では約 1.5 km まで遡ることができる。宮之浦川流域の堆積物の分布の最
383 高点（露頭 MA）は、現在の海面から約 50 m の高さである。口永良部島では、潜
384 在的な堆積物は現在の海面から約 45 m の高さまで追跡できる。アカホヤ噴火か

385 ら現在までの海面変化(8.5 mの海面沈下があり、そのうちの2~3 mは海面の降
386 下で、6 mは屋久島北岸の基盤隆起)を考慮すると、屋久島と口永良部島地域で
387 は、津波の侵入の高さは海面から約40 mとなる。

388 カルデラの北側と東側における津波の分布はまだ明らかになっていない。こ
389 れは、九州の南岸地域と種子島の西岸における地質学的証拠が乏しいためであ
390 る(図1)。前野ほか(Maeno et al., 2006)は、薩摩半島南岸の幸屋火砕流堆積
391 物の基底部の侵食の証拠を報告し、幸屋軽石降下堆積物の堆積と幸屋火砕流堆
392 積物到達までの間に、最大30 mの津波の侵入の可能性を示唆した。

393

394 7.3. タイミング

395 津波堆積物のシーケンスと組成から、幸屋火砕流堆積物の堆積時に津波が到
396 達したと考えられる。堆積物中の軽石と黒曜石の岩石学的特徴とガラス組成は、
397 これらの火山性成分はアカホヤ噴火の生成物に由来することを示す。ユニット
398 IIの埋木の幹から得られた放射性炭素年代(Okuno et al., 2013)も、アカホヤ
399 噴火の年代と一致する。

400 津波堆積物の火山ガラスの組成変化も、噴火時の津波のタイミングを制約す
401 る。噴出したマグマの化学組成は、「初期段階の基質のガラスのSiO₂が約75 wt%
402 の流紋岩」から「噴火後期のSiO₂含有量が65 wt%まで低下したマグマ混合」ま
403 で変化した。この混合マグマは、幸屋火砕流堆積物の最上部ユニットとアカホヤ
404 降下堆積物で発生したことをFujihara and Suzuki-Kamata (2013)が示してい
405 る。

406 ユニットIとIIの軽石と黒曜石の火山ガラスの化学組成は、幸屋火砕流堆積
407 物の下~中部と幸屋軽石降下堆積物を生成した噴火の初期段階の流紋岩に類似
408 する(図10)。一方、幸屋火砕流堆積物の上部とアカホヤ降下堆積物では、ガラ
409 スの化学組成の変化がより広く、シリカ濃度がより低いため、ユニットIとII
410 のガラスとは明確に区別される(図10)。露頭MAとMBのユニットIとIIは幸屋
411 火砕流堆積物に覆われており、この火砕流堆積物は高シリカ濃度の火山ガラス
412 で特徴づけられる(図3)。このことは、SiO₂含有率のより低いガラスを含む幸
413 屋火砕流堆積物の上部が到達する前に、屋久島で津波堆積物が形成されたこと
414 を示す。この順序関係は、九州沿岸での観察と一致する(Fujiwara et al., 2010;
415 Maeno et al., 2006)。九州南岸では、津波の到達は、最初のプリニー噴火から
416 の幸屋軽石降下堆積物の後で、幸屋火砕流堆積物の終了前に堆積した(Maeno et

417 al., 2006). 津波の浸水は、九州北東部沿岸の横尾遺跡にあるアカホヤの灰雲
418 (co-ignimbrite ash) からの降下堆積物が堆積する前まで続いた (Fujiwara et
419 al., 2010) が、カルデラからの津波と灰雲の移動時間はあまり分っていない。

420 幸屋軽石降下堆積物は、カルデラの北東部のみ分布し、屋久島地域は含まれて
421 いない (図 1)。したがって、アカホヤ噴火の軽石や黒曜石を含む津波堆積物は、
422 屋久島に軽石や黒曜石をもたらした幸屋火砕流の到達後に形成されたと考えら
423 れる。また、軽石の供給源については、軽石降下地域から屋久島に漂着し、その
424 後、第一波の大津波によって打ち上がりユニット I が形成された可能性もある。
425 しかし、軽石以外の黒曜石や溶岩片などの高密度の火山性砕屑物がユニット I に
426 存在することは、これらの砕屑物が津波に巻き込まれる前に漂着したとは考え
427 られない。また、ユニット II で発見された部分的に炭化した木の幹も、幸屋火砕
428 流の到達後に津波が襲来したことを支持する。

429 ユニット I と II が、時間差のある別々の津波で形成されたのか 1 回の津波イ
430 ベントで形成されたのかは不明である。ユニット Ic の発達は、強い水流下で堆
431 積したユニット Ia-Ib の堆積期間と II の堆積期間の間で、ユニット Ic の細粒物
432 が堆積できた流水の停滞があったことを示し、ユニット Ia-Ib と II の間には時
433 間間隙のあったことを示唆する。しかし、ユニット I と II の軽石のガラスの組
434 成の制約で、ユニット I と II は、より高い SiO₂ 含有率を有する幸屋火砕流堆積
435 物の堆積期間内に堆積した。

436 ユニット III のタイミングは依然として不明である。ユニット III のより低い SiO₂
437 含有率を持つ火山ガラスの存在は、ユニット III は幸屋軽石降下堆積物とアカホ
438 ヤ火山灰降下堆積物の期間かその後に堆積した。

439

440 7.4. 津波の原因

441 一般に、火山噴火に伴う津波は、1) 火砕流の海や湖への流入、2) カルデラ崩壊、
442 3) 火山性地震、4) 斜面の不安定性、5) 水中爆発、6) 衝撃波などが誘因となる
443 (Paris, 2015)。

444 膨大な量の火砕流が海に急速に放出されると、津波が発生する (例えば, Herd
445 et al., 2006; Nomikou et al., 2016; Waythomas & Neal, 1998; Maeno and
446 Imamura, 2007)。屋久島では、津波の到達と幸屋火砕流堆積物の堆積が同時に起
447 きたことは、火砕流がカルデラ周辺の海に急速に設置されて津波が発生したこ
448 とと一致する。幸屋火砕流堆積物の厚さ約 100 m の海底の大規模火砕物 (イグニ

449 ンブライト)の火成岩シート (Ono et al. 1982) の存在は、大規模な火砕流がカル
450 デラ周辺の海域に堆積したことを示す。厚い幸屋火砕流堆積物の急速な侵入
451 は、海水を押し上げ、津波を発生させる可能性がある。

452 浅いチャンバーからのマグマの噴出による海底カルデラの海底面の沈降は、
453 大きな海底面の変位により津波を発生させる可能性がある。アカホヤ噴火の際
454 の噴出物の総量 (DRE で 70~80 km³, Maeno & Taniguchi, 2007) は、カルデラ
455 崩壊を誘発するのに十分な量である (Geshi et al., 2014)。前野ほか (Maeno
456 et al., 2006) による数値シミュレーションでは、カルデラ崩壊によって九州最
457 南端の海岸に高さ 30 m を超える津波が形成されることを示す。彼らのモデルに
458 よると、崩壊中に引き波が発生し、崩壊の終わりに押し波が発生する。つまり、
459 周辺地域への津波の遡上波は、カルデラ崩壊の終了後に到達したことになる。し
460 かし、屋久島の津波堆積物の層序関係 (図 3) やガラス組成 (図 9) から、津波
461 の遡上波は、アカホヤ噴火の主要素である幸屋火砕流の到着と同時に到来した
462 可能性がある。崩壊による津波の発生では、津波堆積物と幸屋火砕流堆積物の間
463 のこれらの時間関係を説明することが困難である。最近の津波発生の数値実験
464 では、津波を発生させるためにはカルデラの海底面の沈降がカルデラ崩壊のメ
465 カニズムから予想されるよりも短時間で継続する必要があることが示されてい
466 る (例えば, (Paris, 2015) など)。したがって、屋久島での津波発生を説明する
467 には、多重崩壊などのより複雑な崩壊過程が必要であると考えられる。

468 海底断層も津波を発生させる可能性がある。Naruo and Kobayashi (Naruo &
469 Kobayashi, 2002) は、砕屑物岩脈とアカホヤ噴火のテフラの時間関係から、噴火
470 時に 2 回の強い地震が発生したと結論づけた。砕屑物岩脈の分布から、最初の
471 地震は幸屋火砕流堆積物が周辺の島々に堆積する少し前に、鬼界カルデラ周辺
472 で発生し、2 回目の地震は噴火の最終段階で、アカホヤの降下の堆積中に発生し
473 たと考えられる (Naruo & Kobayashi, 2002)。これら 2 つの地震が今回の津波
474 の原因と考えられる。しかし、最初の地震のタイミング (幸屋火砕流堆積物の堆
475 積直前) は、屋久島—津波の浸水は幸屋火砕流堆積物の到達後—での軽石を含む
476 津波堆積物の時間関係から推測される時期よりも早い。アカホヤ降下堆積物の
477 堆積中の 2 回目の地震の発生は、屋久島の津波堆積物の形成時期よりも明らか
478 に遅い。これらの火山性地震と津波の因果関係を解明するには、これらの地震の
479 震源地の位置、規模、発震機構について、より詳細な調査が必要である。

480 斜面の不安定化、水中爆発、衝撃波なども津波の誘因となる可能性があるが、

481 アカホヤの噴火ではこれらの事象を示す明確な証拠はない. 7.3 で議論した津波
482 堆積物の層序は, 大規模な火砕流の海への放出がアカホヤ噴火時の津波の直接
483 の引き金になることを示唆する.

484

485 8. 結論

486 カルデラの縁から約 40 km 離れた屋久島と口永良部島の北海岸で, 7300 年前
487 のアカホヤ噴火に伴う津波堆積物を発見した. 津波堆積物は, 津波が現在の海面
488 から最大で 50 m の高さに達し, これらの島のいくつかの河川に沿って海岸から
489 4.5 km 内陸に侵入したことを示す. 津波堆積物に含まれるリップアップクラス
490 トや円磨された中礫は, これらの河川に沿い沿岸地域からの津波の強い遡上流
491 を示す. また, 堆積物の上部に軽石や木の幹が集中していることから, 津波の侵
492 入時に水理学的な選別が行われたと考えられる.

493 堆積物中の軽石の岩石学的特徴は, 初期のプリニアン軽石降下や幸屋火砕流
494 堆積物の下部を含む噴火の初期段階のものと一致している. 津波堆積物は, 幸屋
495 火砕流堆積物の下部～中部を示す高い SiO₂ 含有率を持つガラスを含む軽石のみ
496 を含む. 幸屋火砕流堆積物の最上部に見られる低い SiO₂ 含有率を持つガラスの
497 軽石が津波堆積物には含まれないことは, 津波堆積物は幸屋火砕流堆積物の堆
498 積中に堆積し, 幸屋火砕流の後の部分が到達する前に堆積し終えたと思われる.

499 津波と主要な火砕流が同時に発生したことから, 火砕流の急速な海への流下
500 によって津波が発生したと考えられる.

501

502 北村晃寿・山道美友