

1 Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area
2 of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes

3 Ely, L. L., Cisternas, M., Wesson, R. L. and Dura, T., 2014, *Geology*, 42 (11),
4 995–998.

5 西暦 1960 年と 2010 年のチリ地震の発生した沈み込み帯の重複する破壊帯にお
6 ける過去 500 年間の津波と地震性地殻変動

7

8 要約

9 チリ中南部の地質記録と歴史記録との組み合わせは、巨大地震の破壊パッチ
10 の安定性と、沈み込み帯の特定の区間に沿って発生する地震と津波の間で予想
11 される多様性の範囲に関する一般的な疑問を解決する手段を提供する。ティル
12 ア川河口部(南緯 38.3 度)には、西暦 1960 年(M_w 9.5)と 2010 年(M_w 8.8)の沈
13 み込み帯巨大地震の重複する破壊帯において、過去 450 年間に 4 回の大津波と
14 地震性地殻変動が記録されている。ティルア川の 2 km 上流にある砂層は、2010
15 年と 1960 年の津波、および 1751 年と 1575 年の 2 回の歴史津波を表す。これ
16 らの地震における地盤高の変位の違いは、重複する破壊帯内の走向・傾斜方向に
17 おける巨大地震のすべり分布の空間的な違いを示していると思われ、1751 年と
18 2010 年のティルアでの隆起は、沈下またはほとんど変化がなかった 1575 年と
19 1960 年に比べて、より陸側に、より深くまで滑ったことによって生じたのであ
20 ろう。

21 はじめに

22 地震科学における最も難しい問題の一つは、海溝型巨大地震の破壊パッチの
23 千年単位の安定性と、沈み込み帯の特定の区間に沿って発生する地震に予想さ
24 れる多様性の範囲を理解することである。地震に関する地質データや歴史的観
25 測の分布は散在し、不規則であることが多いが、歴史的な記録の正確さと完全
26 性、連続する巨大地震のタイミング、場所、すべり分布、走向・傾斜方向の多様
27 性を扱う上で重要な制約や手がかりを与える。これらの多様性を理解すること
28 は、巨大地震と津波の危険性を予想する際に必要となるより現実的な誤差の範
29 囲を設定するための基礎をもたらす。

30 チリ中南部(南緯 38.3 度)のティルアは、複数の沈み込み帯の地震と津波が発
31 生する境界に位置する(図 1)。2010 年 2 月 27 日に発生した Mw 8.8 のマウレ地
32 震は、チリ中南部を襲った最も最近の巨大地震であり(Vigny *et al.*, 2011;
33 Moreno *et al.*, 2012)、津波を引き起こし、海岸線の約 1000 km が浸水し、場所
34 によっては遡上高が 20 m を超えた(Fritz *et al.*, 2011; Bargas *et al.*, 2011)。2010
35 年の破壊は、西暦 1960 年のチリ巨大地震(Mw 9.5)の破壊帯(Cifuentes, 1989)の
36 北部と重なった。海溝型巨大地震の断層破壊領域の繰り返しの重複に関する文
37 献と地質の両方の証拠を提供できる沈み込み帯は、世界でもほとんどない。ティ
38 ルアの記録は、沈み込み帯のすべり分布、垂直変位、津波堆積物の長期的なパタ
39 ーンの調査を可能にした。これらの多様性を理解することは、巨大地震と津波の
40 危険性を予想する際に必要となるより現実的な誤差の範囲を設定するための基

41 礎をもたらす.

42 ティルアでの津波浸水と地震による地盤変動に関する地質学的証拠は、この
43 地域における歴史地震の相対的な影響を区別する手段を提供する。この地域の
44 1960 年以前の文献には、西暦 1570 年以降の複数の沈み込み帯の巨大地震と津
45 波について書かれている(図 1; Lomnitz, 2004)が、記述の質と分布のばらつきが、
46 その相対的な規模と範囲の推定に不確実性をもたらしている。津波堆積物は、津
47 波に関する貴重な情報を保存するだけでなく、沈み込み帯の大破壊と一致する
48 層準を示す。2010 年と 1960 年の地震やそれ以前の地震は、調査地においては
49 異なる方向の地震性地盤変動があった層序学的証拠を示し、これはティルアの
50 地下の破壊帯にある巨大な衝上断層の滑りの空間分布の違いによる。

51

52 方法

53 地質記録と歴史記録を組み合わせ、十分な記載のある 1960 年と 2010 年の
54 地震と津波の影響と、過去 450 年間の出来事を比較した。現地調査は 2010 年の
55 地震と津波の 1 ヶ月前まで行われ、2 週間後に再開された。層序は、河の堤防沿
56 いの 27 地点、内陸の 5 つのピット、10 本のコアリング区間で記載した(図 2;
57 GSA Data Repository の Fig. DR1)。粒度分布、珪藻分析、放射性炭素・光ルミ
58 ネッセンス(OSL)年代測定の方法は、データリポジトリに記載されている。2010
59 年の地震性隆起の計算は、地震前、2010 年 1 月、地震後の 2012 年と 2013 年の
60 ティルア川河口の相対潮位調査に基づく(データリポジトリを参照)。

61

62 **ティルアの津波堆積物**

63 **2010 年津波堆積物**

64 地元住民は、2010 年の津波では、ティルア川を少なくとも 3 km 上流まで、
65 土砂を含んだ黒い水が押し寄せたと述べている。その 2 週間後、我々は急峻な
66 海岸の岬では平均海拔 30 m までの場所で、押し倒され、変色した植物を調査し、
67 また 1 km 内陸のティルア市街地では標高 9 m の電柱にぶら下がったコンブを
68 調査した(図 2)。後者から、今回の調査地での流れの深さの最小値が約 7 m であ
69 ることが分かった。河口から 1.3 km 上流の氾濫原には、貝殻やフジツボに覆わ
70 れた礫、大きな切り株や丸太、橋台にあった直径 50 cm 以上の石が散乱してい
71 た(図 DR2)。

72 流入した津波は氾濫原を横切り、津波の戻り流は主に河道を流下した。川の南
73 側の氾濫原の植生は、谷の上方に向かって押し倒されている(図 DR3)。地元の
74 Don René Manríquez 氏は、津波が引く時に氾濫原から河道に「滝のように」水
75 が流れ込むのを見聞きしたという。津波は氾濫原の 2 km 内陸まで、灰色の細粒
76 から中粒砂で覆った。堆積物の厚さは様々であるが、橋の南端付近で最大 32 cm
77 を観察し、上流あるいは河道から離れるにつれて減少する(図 2)。2010 年の砂
78 層は主に塊状で、しばしば 1 cm 程度の弱い水平層理が見られる。この砂層は
79 徐々に薄くなり、川岸から 130-300 m 南では既存の土壌と区別がつかなくなる。

80

81 より古い砂層

82 ティルア川の南岸沿いの 2010 年津波堆積物の下位にあるシルト質の氾濫原
83 堆積物には 3 枚の顕著な砂層が挟まれている(図 3, 4; 図 DR4, DR5). 我々は
84 砂層 B, C, D を, 2010 年津波堆積物(砂層 A)や他の場所で記載された津波堆
85 積物(Bourgeois, 2009)との顕著な類似性に基づいて, 津波によるものとした. 4
86 層とも灰色で, よく淘汰され, 丸みを帯びた中粒砂からなり, 間に挟まれる褐色
87 シルト層(1~2 mm)や有機物に富む層とのコントラストは強い. 砂層は川岸に
88 沿って 700 m にわたって追跡され, 一般に平板状で, 厚さは 1~10 cm である.
89 2010 年の津波堆積物と同様に, 河口から 2 km 上流で尖滅する(図 2). 砂層 B と
90 C の最も厚い部分は, 河口から 1.4-1.5 km 上流で, 河岸の 5-70 m 南側で測定さ
91 れた. 砂層の基底面は明瞭で不規則である. 砂層の上面の 1~2 cm は移行帯で,
92 砂層と上層のシルトや有機物が混在している. 砂層 C は下位層のシルトに似た
93 リップアップクラストを含み, 侵食されたことを示す. これら 4 つの灰色砂層
94 とは対照的に, 河口から 2~10 km 上流の河岸堆積物は, 淡褐色で角張った粗粒
95 砂からなり, 側方の連続性はあまりない.

96 調査地の上流端付近では, 砂層 D が河岸に垂直な方向に少なくとも 20 本の
97 埋没溝上に整合的に堆積している(図 4; 図 DR6). これらの溝は, 振幅(~30 cm)
98 と間隔(~1.7 m)が一定であることから, 農業用の溝であることが示唆される.
99 チリのこの地域では, 同様の農業用溝が西暦 1200 年頃まで記述され, 年代も判
100 明している(Dillehay *et al.*, 2007). 1862 年, チリ海軍の測量技師 Francisco Vidal

101 Gormaz は、ティルアの北 80 km にあるレブ溪谷で、驚くほどよく似た放棄さ
102 れた農業用溝を報告しており、「どこを見ても、アラウカニアの人々が古くから
103 行っていた農耕の跡がよく残っている[...]。溝は常に下り勾配の水の流れに沿い、
104 互いに 1.5 m の距離で非常に均一に作られている」(Vidal Gormaz, 1862, p. 45-
105 46; Data Repository の Table DR3).

106

107 年代論

108 砂層 B は 1960 年の津波によって堆積したことを示す証拠が豊富にある。5 月
109 22 日の本震(Mw 9.5)はティルアのほぼ直下で発生し、南方 900 km のセグメン
110 トを破壊し(Cifuentes, 1989)、それに続いて津波が発生した。1960 年と 2010 年
111 の津波の目撃者によると、ティルアの町の最大遡上高は 1960 年より 2010 年の
112 方が高かったが(図 2, ラベル c)、1960 年の津波は 3 km 上流で川の渡し舟を座
113 礁するほどの規模であったという。砂層 B は、最近の歴史的な物質(ロープ、ガ
114 ラス、切り出した木)を含むゴミ捨て場を埋積している。1950 年代から 1960 年
115 代にかけて行われた核実験によって大気中に放出された非天然の ^{137}Cs は、砂層
116 B の直上直下の堆積物から検出されたが、それ以下の堆積物では検出されな
117 った(図 3)。砂層 A と砂層 B の光ルミネッセンス分析では、2010 年と 1960 年
118 を含む 1σ 年代が得られた(図 3; 表 DR1b)。

119 砂層 C と D は、放射性炭素年代から過去 200~500 年の年代と推定された(図
120 3; 表 DR1a)。砂層 C の直上 1 cm にある壊れやすく角張った木炭の薄い層から、

121 2 σ 年代で西暦 1640-1800 年が得られ、砂層 C の堆積直後の原地の植生火災に
122 よるものと推定される。砂層 D の年代は 5 つの ¹⁴C 年代から西暦 1500~1630
123 年と推定され、下層の農業用溝の年代範囲と整合的である。

124

125 歴史記録と古地震記録との一致

126 この地域で歴史記録にある 8 つの津波のうち、4 つはこの場所の 2 km 上流に
127 検出可能な堆積物を残すほど大きく、西暦 1575 年、1751 年、1960 年、2010 年
128 に発生したと考えられる。1570 年、1657 年、1751 年、1835 年、2010 年の歴
129 史津波は、ティルアの北側の地域、特にコンセプションに被害を及ぼし、一方、
130 1575 年、1837 年、1960 年の津波は主に南側の集落に被害を与えた(図 1;
131 Montessus de Ballore, 1912; Lomnitz, 2004; Cisternas *et al.*, 2005; Udías *et al.*,
132 2012 年)。1737 年にもチリ南部で破壊的な地震が発生したが、チリ(Cisternas *et*
133 *al.*, 2005)や日本(Atwater *et al.*, 2005)で津波が発生したという記録は残っていな
134 い。1837 年の地震と津波は、1575 年と 1960 年の地震と比べると、バルディビ
135 ア以北の被害ははるかに小さく(Cisternas *et al.*, 2005; Moernaut *et al.*, 2014),
136 ティルアのさらに北でも大きな影響があったとは考えにくい。

137 歴史的背景と西暦 1640 年から 1800 年の放射性炭素年代を考慮すると、西暦
138 1751 年の津波が砂層 C の候補として最も妥当である(図 3; 表 DR1)。1751 年
139 の津波はコンセプションを破壊し、都市の内陸移転をもたらし、地震はサンティ
140 アゴからバルディビアにかけて大きな被害を与えた(図 1; Lomnitz, 2004)。Udías

141 *et al.* (2012)は、コンセプションの 1751 年の津波は 2010 年の津波と同様で、お
142 そらく 1657 年や 1835 年の津波よりも高かったと推測している。コンセプシ
143 ンの南側(図 1)は、1860 年代までマプチェ族の支配下にあったため、1751 年の
144 津波の記録はない(Cisternas *et al.*, 2012)。しかし、1751 年の津波はファン・フ
145 ェルナンデス諸島(沖合 675 km)の主要な集落を破壊して数人が死亡し(Lomnitz,
146 2004)、日本では水田を浸水させるほどの規模だった(Atwater *et al.*, 2005)。

147 1835 年の津波(Darwin, 1839)は、1751 年の津波に比べて砂層 C の供給源と
148 してはやや劣ると考えられる。1835 年の津波はコンセプション付近の海岸集落
149 に大きな被害を与えたが、ファン・フェルナンデス諸島(図 1; FitzRoy, 1839)で
150 の津波の記述やハワイでの中程度の被害(Lomnitz, 2004)から、遠方ではそれほ
151 ど大きくなかったと推測される。モカ島南端(ティルアから 30 km 沖合)では、
152 アザラシ狩りをする人が、どの嵐よりも浸水深が高いことを観察したが、船が座
153 礁した小さな岩からなる小島で無事に津波を乗り切った(FitzRoy, 1839)。これ
154 に対し、2010 年の津波はモカ島の南岸で標高 5 m、北端で 20 m 以上に達した
155 (Fritz *et al.*, 2011)。

156 砂層 D の年代範囲は、1570 年と 1575 年の歴史津波と重なる。ティルアには
157 両方の津波による堆積物がある可能性があるが、歴史記録から、砂層 D はより
158 大きな 1575 年の津波によって堆積された可能性が高いことを示唆する。1575
159 年の地震と津波に関する歴史的記述と古地震の証拠は、1960 年の巨大地震に関
160 するものに最も類似する(Cisternas *et al.*, 2005; Moernaut *et al.*, 2014)。目撃者

161 である Fernández de Córdoba (1575)は、ティルアの北東 90 km にあるアングロ
162 で 1575 年の地震による完全な破壊があることを記述している(表 DR3). 津波
163 による被害はコンセプションから南方にかけた広範囲に及んだ(Cisternas *et al.*,
164 2005). ティルアの南 50 km にあるプエルト・サアベドラでは津波が川を 10 km
165 以上遡上し(図 1), 海が引いた後も潮位が通常より高く, これは地震性沈降を示
166 唆し, ティルアでの我々の観察と一致する. 1575 年の地震と津波については多
167 くの年代記が残されているが, 1570 年の地震と津波については 2 つの記録しか
168 見つかっていない.

169

170 地盤変動

171 2010 年の地震の前後の相対的な平均海面高度の差を調査し, ティルアでの地
172 震性隆起を 0.48 ± 0.10 m と算出した(表 DR2). Farías *et al.* (2010)は露出したサ
173 ング藻を用いてティルアでの隆起を 0.5m 未満と推定し, Melnick *et al.* (2012)
174 は露出した潮間帯のムール貝を用いて隆起を 0.91 ± 0.17 m と推定し, 地震直後
175 の地元の漁師へのインタビューから隆起は 0.8~1.0 m と推定される. 一方, 1960
176 年 5 月 21~22 日の地震におけるティルアの正味の変化はゼロからわずかな沈
177 降であった. 8 年後の調査結果では -0.2 ± 0.4 m, 珪藻群集では -0.03 ± 0.72 m で
178 あった(Garrett *et al.*, 2013).

179 砂層 D の堆積に伴う沈下を示す事象が複数ある. 砂層 D に埋積された農業用
180 溝は現在の高潮線より下にあり, 層序学の観点からはその後の使用による中断

181 が見られないので、おそらく砂層の堆積後に放棄されたものと考えられる。砂層
182 Dの上にある8-10 cmの灰色から褐色の粘着性のある泥層は、砂層Dの下の有
183 機物に富む土壌と著しく対照的であり(図 DR5, DR6), 他の地震性沈降の地点
184 と類似する(Nelson *et al.*, 1996)。このシークエンスは薄い無機質シルト層(厚さ
185 1~2 mm 以下)に覆われ、しばしば有機物層が見られるが、これは河川を越水し
186 た洪水堆積物と解釈する(図 3; 図 DR5)。淡水生珪藻の比率は砂層Dの下の土
187 壌で最も高く、一方、その上のシルト層では海生・汽水生種が増加する(図 DR7)。
188 砂層Cとその上下の地層の層序は、地震性隆起と整合的である。砂層Cとそ
189 の下位の薄い葉理の有るシルト層との境界は明瞭で、その上には2~5 cmのシ
190 ルト質の泥炭層に一貫して覆われる(図 DR5)。この泥炭層は、上方に向い有機
191 物が少なく、薄いシルト層が次第に多くなり、砂層Cの下位層と同じ堆積物に
192 なる。このような漸移的变化は、ゆっくりとした地震間沈降によって、次第に河
193 川氾濫が頻繁に流れ込む状態になっていったと解釈される。砂層B(西暦1960
194 年)の上では、薄いシルト層と有機物層の堆積が維持されており、1960年には地
195 震性地盤変動がほとんど検出されなかったことと調和する。

196

197 将来の地震と津波への影響

198 海溝型巨大地震における鉛直変位は、衝上断層面の形状に支配され、この形状
199 は数千年にわたり比較的一定と想定され、衝上断層面上の地震すべりの量と分
200 布に、地震によって走向・傾斜方向ともに多様性がある。海岸の海側に集中する

201 すべりは、海岸の地盤沈降をもたらす。海岸下の陸側に広がったすべりあるいは
202 深さによってより均等に分布する滑りでは、同じ場所で隆起が起こる(図 DR9;
203 Segall, 2010)。チリ南部で発生した 2 つの最大級の歴史地震は、ティルアでの
204 沈降(西暦 1575 年)またはわずかな地盤変動(西暦 1960 年)に関連しており、一
205 方、1751 年と 2010 年の地震は同じ場所で地震性隆起の証拠を示している。1960
206 年と 2010 年に推定されたすべり分布(Moreno *et al.*, 2009, 2012)と単純なすべ
207 りモデル(図 DR9)は、それゆえ 2010 年と 1751 年のティルアの隆起は、1960 年
208 と 1575 年よりもさらに陸側とより深部に広がるすべりによって引き起こされ
209 た可能性が高いことを示唆する。

210 チリのティルアという特によく知られた場所での津波と地盤変動に関する長
211 く強固な地質・歴史記録は、地震と津波災害のモデルに必要な、これらのイベン
212 トの現実的な挙動範囲の制約に役立つ。この地域の歴史記録にある 8 つの津波
213 のうち、破壊領域の間の縁辺地域で検出可能な堆積物を残すほど大きかった津
214 波は、西暦 1575 年、1751 年、1960 年、2010 年の 4 回だけである。また、この
215 古地震データは、海溝の衝上断層の形状に関する知識とともに、たとえ 1 つの
216 地点であっても、地球上の観測装置以前の巨大地震における地震性すべりの分
217 布に関する推論を拘束する力を持つことを示す。

218 北村晃寿・時田昌人