

空中写真判読による 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の浸水域図の作成と津波被害

土井 宣夫*・越谷 信**・土谷 信高*・佐野 剛***

1 はじめに

2011 年 3 月 11 日 14:46 に発生した「東北地方太平洋沖地震」は、牡鹿半島の東方沖約 120 km の太平洋を震源とするマグニチュード (M) 9.0 の超巨大地震である。この地震により、宮城県栗原市の震度 7 をはじめとして、東北地方の太平洋側の広い範囲が震度 6 強から 6 弱の強い揺れに見舞われ、土砂移動や原子力発電所事故を引き起こした。同時に発生した津波は、地震発生から 32 分後（大船渡）から、波高 8.5 m 以上（宮古）の大津波となって太平洋沿岸に襲来し、大災害が発生した。被害は、全国の死者・行方不明者 23,730 名、全壊家屋 102,923 棟、岩手県内の死者・行方不明者 7,413 名、全壊家屋 17,107 棟である（消防庁, 2011 年 5 月 26 日現在）。2011 年 5 月現在でも自然現象と災害は継続している。

今回の地震は、明治時代以降の地震の機器観測以来の最大地震であり、地震学者が古い沈み込み帯である東北日本では起こらないと信じてきた超巨大地震である。また、本津波は、青森県八戸市から千葉県九十九里浜まで被害をもたらしており、その規模は貞観地震津波（869 年）以来の規模であると考えられている。津波常襲地である岩手県沿岸地域は、1896 年明治三陸大津波、1933 年昭和三陸大津波、そして今回の大津波と 3 回の大津波を経験したことになる。このことから、現地で津波痕跡を確認して津波記録を確定し、次の津波災害に向けて記録保存し、災害対策と復興に役立てることが大切である。

そこで本論では、今回の超巨大地震と津波について、発生から約 2.5 ヶ月間の公表資料を整理して概要を示すとともに、空中写真判読で作成した高精度の津波浸水域図（暫定版）をもとに、津波災害を記載し、考察した結果について述べる。なお、今回作成した岩手県沿岸 12 市町村の津波浸水域図は、作成され次第、順次岩手県災害対策本部に提出し、岩手県庁内の共有資料として活用をはかっている。

2 東北地方太平洋沖地震と地殻変動、津波および火山活動

(1) 地震

東北地方太平洋沖地震は、前震—本震—余震型の地震である。本震付近では、1 年ほど前から地震が集中して発生していた。2011 年 2 月 22 日から発生したマグニチュード（以下 M と略）4~5 の地震のあと、ほぼ同じ場所で 3 月 9 日 M7.3 の地震が発生した（表 1）。この前震は、本震の東北東約 45 km 日本海溝寄りの、沈み込む太平洋プレートの極く浅所にある（図 1）。

本震は、東経 142°52′、北緯 38°06′、深さ 24 km を震源とする M9.0 の逆断層型のプレート境界地震である（表 1）。破壊は、3 月 9 日前震の余震域の南西部からはじまり、150 秒かけてプレート境界のおもに南方にひろがった。最終的には、南北 450~500 km、東西約 200 km のプレート境界が破壊したと考えられている。

断層のすべり量は、地震波記録をもちいた解析では、近地地震記録か遠地地震記録か、あるいは強震記録をもちいた解析かでそれぞれ異なるが、28~32 m 東南東方向にすべったと推定されている。

* 岩手大学教育学部

** 岩手大学工学部

*** 岩手大学技術部

表 1: 2011 年東北地方太平洋沖地震に関連する地震一覧

no	発生時間		震源位置			地震				地震動		津波	
	年	月 日 時間	震源名	東経	北緯	M ¹	深さ (km)	発震機構	地震区分 (1) ²	地震区分 (2) ²	最大震度		観測地点名
1	2011	3 9 11:45	三陸沖	143°17'	38°20'	7.3	8	逆断層	プレート境界地震	前震	5 弱	宮城県北部	小津波 (大船渡 0.6 m)
2	2011	3 11 14:46	東北地方太平洋沖	142°52'	38°06'	9.0	24	逆断層	プレート境界地震	本震	7	宮城県栗原市	大津波 (宮古 8.5 m 以上)
3	2011	3 11 15:08	岩手県沖	142°47'	39°48'	7.4	32	逆断層	プレート境界地震	余震	5 弱	岩手県矢巾町ほか	
4	2011	3 11 15:15	茨城県沖	141°16'	36°07'	7.7	43	逆断層	プレート境界地震	余震	6 強	茨城県鉾田市	
5	2011	3 11 15:25	三陸沖	144°54'	37°50'	7.5	34	正断層	プレート内地震	余震	4	岩手県平泉町ほか	
6	2011	3 12 03:59	長野県北部	138°36'	37°00'	6.7	8	逆断層	内陸地震	誘発地震	6 強	長野県栄村	
7	2011	3 15 22:31	静岡県東部	138°42'	35°18'	6.4	14	横ずれ断層	PHP 境界地震 ³	誘発地震	6 強	静岡県富士宮市	—
8	2011	3 16 12:52	千葉県東方沖	140°54'	35°50'	6.1	10	正断層	内陸地震	誘発地震	5 弱	茨城県水戸市ほか	—
9	2011	3 19 18:56	茨城県北部	140°34'	36°47'	6.1	5	正断層	内陸地震	誘発地震	5 強	茨城県日立市	—
10	2011	3 23 07:12	福島県浜通り	140°47'	37°05'	6.0	8	正断層	内陸地震	誘発地震	5 強	福島県いわき市	—
11	2011	4 1 19:49	秋田県内陸北部	140°22'	40°13'	5.0	12	逆断層	内陸地震	誘発地震	5 強	秋田県大館市	—
12	2011	4 7 23:32	宮城県沖	141°54'	38°12'	7.1	66	逆断層	プレート内地震	余震	6 強	宮城県仙台市ほか	—
13	2011	4 11 17:16	福島県浜通り	140°42'	36°54'	7.0	6	正断層	内陸地震	誘発地震	6 弱	福島県いわき市ほか	—
14	2011	4 11 20:42	福島県浜通り	140°38'	35°58'	5.9	11	正断層	内陸地震	誘発地震	5 弱	福島県古殿町ほか	—
15	2011	4 12 00:58	福島県浜通り	140°39'	37°04'	5.0	11	正断層	内陸地震	誘発地震	—	—	—
16	2011	4 12 14:07	福島県中通り	140°42'	37°00'	6.4	10	横ずれ断層 ⁴	内陸地震	誘発地震	6 弱	福島県いわき市ほか	—
17	2011	4 13 10:08	福島県浜通り	140°43'	36°55'	5.7	5	正断層	内陸地震	誘発地震	—	—	—
18	2011	4 14 12:09	福島県浜通り	140°46'	36°59'	5.4	11	正断層	内陸地震	誘発地震	—	—	—

気象庁資料にもとづいて 4 月 14 日現在で作成。この後、5 月 6 日 02:04 に福島県浜通りで M5.3 の地震が発生している。

¹ 記載した地震の大きさ (M: マグニチュード) は、太平洋プレートの境界地震とプレート内地震が 7.0 以上、内陸地震が東北 5 県で 5.0 以上、他都県で 6.0 以上である。

² 地震を (1) 地質学的区分と (2) 地震学的区分に分けてしめす。

³ PHP はフィリピン海プレートをさす。

⁴ 逆断層成分をとまなう。

一方、地殻変動量をもちいた解析では、56 m 以上東南東方向にすべたと推定されている（国土地理院・海上保安庁, 2011; 後述）。

これまで再来が懸念されていた想定宮城県沖地震の震源域は、本震時に 19 m ずれており、今回地震が発生したと考えられる（長谷川, 2011）。また、過去の地震履歴を前提に、過去と同様な地震規模と発生場所を仮定して、地震の大きさと発生確率を計算してきた地震動長期評価は、今回の地震では意味をなさなかった。

本震後の 39 分間には、M7.0 をこえる余震が次々と発生した（表 1）。これらはプレート境界地震とプレート内地震である。まず、本震の 22 分後、北側で M7.4（地震番号 3）、29 分後、南方で M7.7（地震番号 4）、39 分後、日本海溝東側で M7.5（地震番号 5）が発生した。さらに 4 月 7 日には、プレート境界深部（66 km）で M7.1（地震番号 12）が発生した。

このなかで特徴的なのが地震番号 5 の地震である。この地震は正断層型の発震メカニズムをもち、太平洋プレートが西方に引っ張られたことで発生している。このように、プレートの大きな沈み込み（逆断層型地震）によってプレートが引っ張られ、その後に正断層型地震が発生することは、1896 年明治三陸津波地震（逆断層型）と 1933 年昭和三陸津波地震（正断層型）の関係においてもみられた。

前震、本震、余震の発生順序と発生位置の関係から、太平洋プレートの沈み込みの様子をみると、まず 2 月から日本海溝寄りでは M4~5 クラスの破壊が生じ、3 月 9 日には M7.3 の破壊でプレートが沈み込みはじめ、本震とともに最大 28~32 m ないし 56 m 沈み込んだ。本震時に沈み込まなかったプレート北側（地震番号 3）と南側（地震番号 4）は、おくれで沈み込み、長さ 450~500 km、幅約 200 km にわたる広い範囲が沈み込んだ。一方、プレートの西方への沈み込みで引っ張られた日本海溝東側のプレートは、正断層をつくって割れた（地震番号 5）。沈み込んだプレート（スラブ）は、4 月 7 日の深さ 66 km の地震（地震番号 6）のように、さらに深いところが沈み込むようになった。

次に、超巨大地震に関して発生している内陸地震（いわゆる誘発地震）について述べる。内陸地震は、東北地方から中部地方にかけて広く発生しているのが特徴である（図 1）。内陸地震が発生している地域は、活火山または高温泉がある地域の周辺と、活断層がある地域にあたっている（表 2）。これらのなかには、1611 年会津地震、1847 年善光寺地震、1896 年陸羽地震西方のような、内陸地震の震源域も含まれている。これらの地域の地質環境は、2008 年岩手・宮城内陸地震の解析で明らかにされたように、第四紀マグマや高温泉がある高温の上部地殻周辺のひずみ集中帯と、低温の上部地殻中に、活火山をつなぐように活断層が生じているひずみ集中帯である。

また、関東地方西部から中部地方の内陸地震の震源は、図 1 のように、北東-南西方向に配列する傾向がある。これらの一部の地域では、本震の前から同じ場所で地震活動が発生しており、それぞれの地域に分布する断層の走向に一致している。超巨大地震のあとに発生している内陸地震は、一時的な引張応力場が生じたことで、個々の断層にひずみの再配分が行われて発生していると予想される。

(2) 地殻変動

本地震にともなって観測されている地殻変動は、西傾斜の逆断層（太平洋プレートの西方への沈み込み）の上盤側の地殻変動である。GPS（電子基準点）の観測によると、東日本陸域の地殻変動は、牡鹿半島東方沖と茨城県東方沖の震源に向けて、全域が東方向に水平移動した。その移動量は、太平洋側ほど大きく、牡鹿半島で最大の約 5.3 m を観測している（国土地理院, 2011a; 図 2）。また、太平洋沿岸では三陸沿岸から福島県浜通りに至る地域で 20~70 cm の沈降が観測されており、沈降量は海岸寄り（東側）ほど大きく、牡鹿半島で最大の 120 cm である（国土地理院, 2011a）。この沈降のため、太平洋沿岸の市街地、農地（図 4, 図 5）、港湾施設などには海水が冠水する被害が生じている。

一方、今回の本震の震源とその東側（日本海溝側）では隆起域が生じ、その背後（西側）で沈降域が生じた。この沈降運動の西部が、前述の東日本沿岸の沈降にあたる。これらの隆起と沈降は、断層

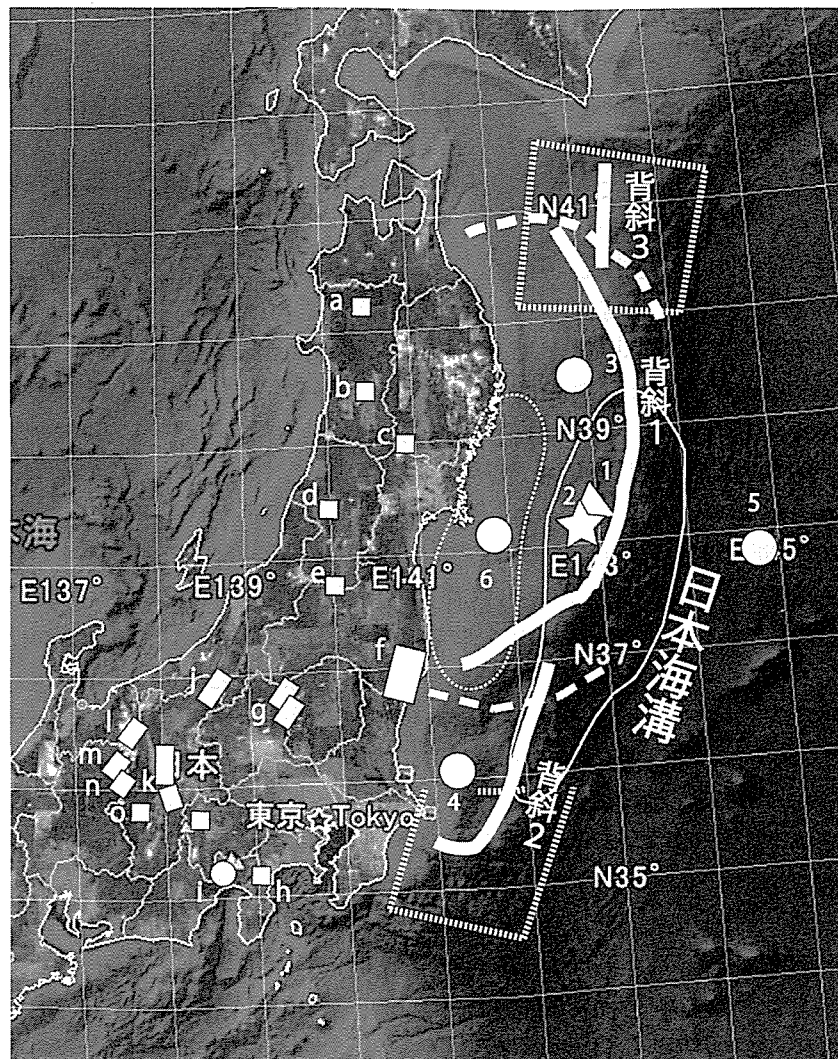


図 1: 2011 年東北地方太平洋沖地震とそれに関連する現象。三角印は前震，星印は本震，丸印は M7.0 以上の余震。内陸地域の四角形または長方形は，群発地震（誘発地震）の分布。太い実線は巨大逆断層運動で生じた背斜構造（隆起帯）で，背斜 1 と背斜 2，3 からなる。細い実線と点線は，国土地理院の解析による地震時の隆起（1m）と沈降（-1m）の線。太い破線は気象庁の解析による津波の波源域。点線の四角域は，破壊されずに残る太平洋プレートの境界断層域の概要。地震番号 1～5，12 は表 1 の地震に，地震記号 a～o は表 2 の地震記号にそれぞれ対応する。Google マップに加筆して作成（土井原図）。

すべり（西傾斜の逆断層運動）による地殻物質の東方への押し上りによる隆起と，それにともなう背後域の質量不足により生じる沈降に相当している。実測結果によると，海底の水平移動量と隆起量は，震源の真上で東南東～南東方向へ約 24 m の移動と，約 3 m の隆起である（海上保安庁，2011）。また，本震の震源近傍から海溝に至る領域は，南東～東南東方向へ約 50 m の移動と約 7 m の隆起である（海洋研究開発機構，2011；図 2，図 3）。とくに日本海溝に近い海溝西斜面では，海底地すべりが発生したと推定されている（海洋研究開発機構，2011）。なお，図 1 に示す地殻変動量は，国土地理院の解析にもとづくもので，GPS 観測による陸上地殻変動から想定される 2 枚の震源断層の変位を計算し，地殻変動の観測値に調和するように断層位置と変位量を変えて求めたものである。このモデルによる震源付近の隆起量は，4.5 m 以上と推定されている。

本震後に継続している余効変動は，5 月初旬現在で，沈降量の大きかった牡鹿半島で 7.2 cm の隆起に転じている一方，釜石市以北では沈降が続いており，山田町で 7.8 cm の沈降である。山田町は，

表 2: 2011 年東北地方太平洋沖地震により発生した内陸誘発地震の地質環境

no	気象庁の震央地名	地質環境	表 1 の地震番号
a	秋田県内陸北部	活断層付近	11
b	秋田県内陸南部	活断層，1896 年陸羽地震震源域西方	—
c	岩手県内陸南部	栗駒火山，2008 年岩手・宮城内陸地震余震域	—
d	山形県村山地方	月山火山付近	—
e	山形県置賜地方・福島県会津	西吾妻山・白布高湯温泉，1611 年会津地震震源付近	—
f	福島県浜通り・茨城県北部	活断層，湯本温泉付近	9,10,13,14,15,17,18
g	栃木県北部・群馬県北部	男体火山付近	—
h	神奈川県西部	箱根火山直下	—
i	静岡県東部	富士火山直下	7
j	長野県北部	活断層	6
k	長野県中部・山梨県中・西部	活断層（糸魚川－静岡構造線），1847 年善光寺地震震源域付近	—
l	富山県東部	立山火山付近	—
m	長野県南部	御嶽火山，群発地震をともなうマントル温泉付近	—
n	岐阜県飛騨地方	穂高岳，奥穂高温泉，第四紀滝谷花崗岩付近	—
o	岐阜県飛騨地方	乗鞍火山付近	—

no は図 1 の地震記号に一致する。

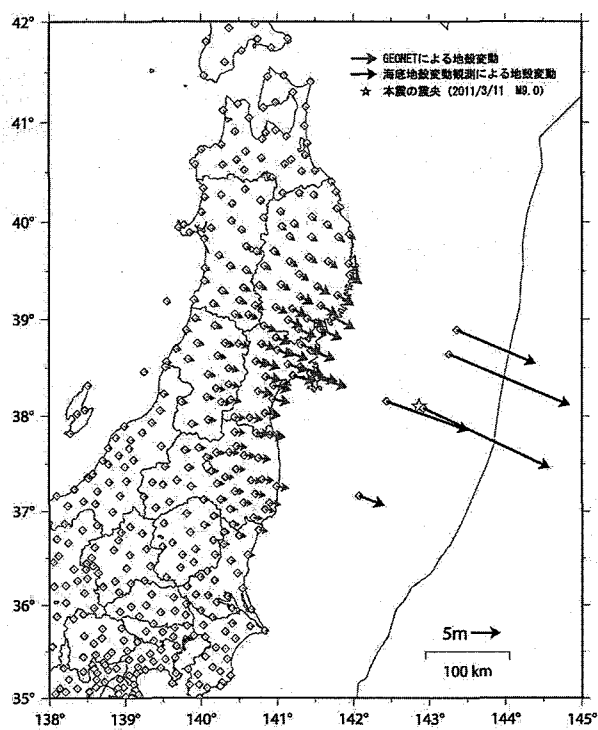


図 2: 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動（水平：国土地理院・海上保安庁，2011）。

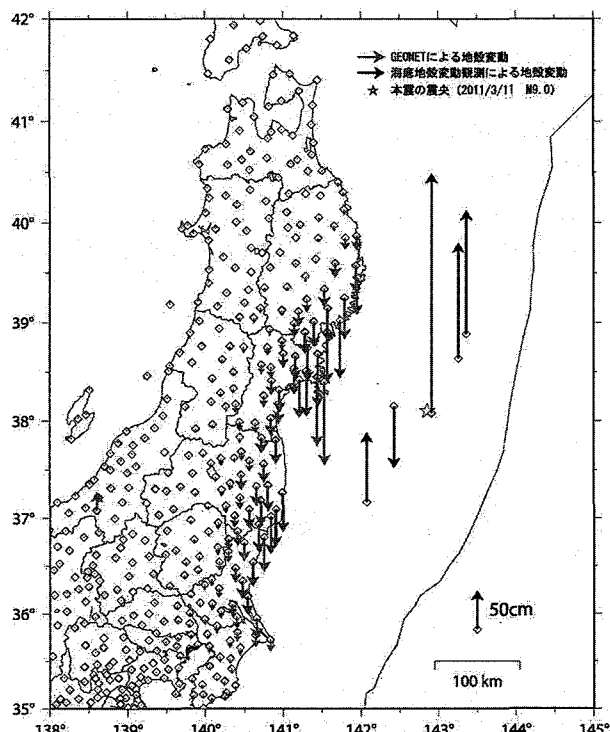


図 3: 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動（垂直：国土地理院・海上保安庁，2011）。

同期間内に東南東方向に約 40 cm 水平移動している。

今回の地震を考えるうえで，東日本沿岸から日本海溝までの活構造の解釈が重要である。図 1 に示すように，日本海溝西側の大陸斜面には，ほぼ南北方向に伸びる隆起帯がある。この隆起帯は，円弧状の滑落崖をもつ大きな凹地によって分断されているが，下北半島東方沖から海溝にそって千葉県東方沖まで続く 3 つの隆起帯からなる。ここではこの隆起帯を背斜 1，2，3，とよぶ。背斜 1 は八戸東方沖からはじまり，南北方向に湾曲したあと海溝にそって発達し，宮城県東方沖に達する。このあと，しだいに南西方向に走向をかえて福島県東方沖にいたるもっとも大規模な背斜である（図 1）。この背斜の南側の茨城県東方沖には，背斜 1 よりも水深 1200～1500 m ほど深い別の背斜 2 があり，



図 4: 地盤の沈降により冠水した陸前高田市の海岸と水田。高田松原の東半分は流失し、古川沼まで海になっている。国土地理院 2011 年 5 月 25 日撮影。

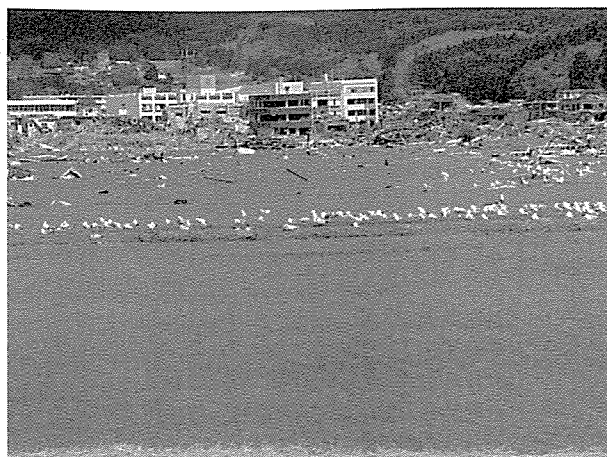


図 5: 地盤が沈降して海水が湛水した水田。図 4 中央の冠水した水田で、海鳥の休息地になっている。陸前高田市気仙町，20110328 撮影。

日本海溝と平行に南にのびたあと、千葉県東方沖で西方に向きをかえて、九十九里浜東方沖にいたる。また背斜 3 は、八戸東方沖で背斜 1 の北側の深いところから別の背斜として北方にのび、北海道の大陸棚にいたる。このように、日本海溝に沿う隆起帯は、東にむかって弧状に張り出し、隆起量の大きい背斜 1 と、その南北両側の太平洋プレートが屈曲する部分に、隆起量の小さい背斜 2 と 3 があり、背斜 1 は背斜 2 に衝突しているようにみえる。また、背斜 2 は相模トラフに近づくと、フィリピン海プレートの沈み込みに平行するように屈曲しているのが特徴である。

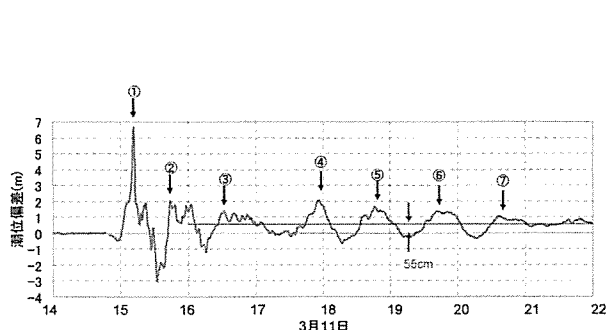


図 6: 岩手南部沖に設置されている GPS 波浪計がとらえた津波波形（港湾空港技術研究所，2011）。

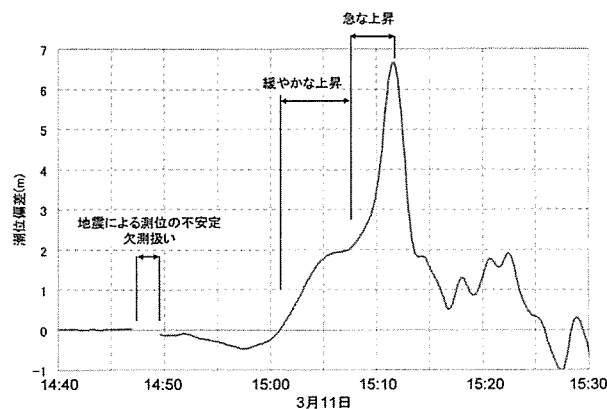


図 7: 岩手南部沖に設置されている GPS 波浪計がとらえた津波の第 1 波（港湾空港技術研究所，2011）。

これらの背斜と本震の断層すべりならびに隆起域の位置関係をみると、主要な断層すべりは、背斜 1 の南部にほぼ重なり、この南側に検出される別の断層すべりは、背斜 2 にほぼ重なる。海底の隆起域の分布においても同様に重なり、超巨大地震時の隆起によって背斜が成長することを示している。なお、M7.0 を越えた余震では、地震番号 3 と 5 は背斜 1 の背後のプレート境界地震、地震番号 4 は背斜 2 の背後のプレート境界地震に位置付けられる。

このように、背斜 1 と背斜 2 は、ともに太平洋プレートの沈み込みで生じた日本列島側の上盤構造であるが、活構造ならびに地震発生時の断層すべりと地殻変動からみると、異なる地質体として挙動していると考えられる。これらの詳細については、別の機会に論じたい。

(3) 津波

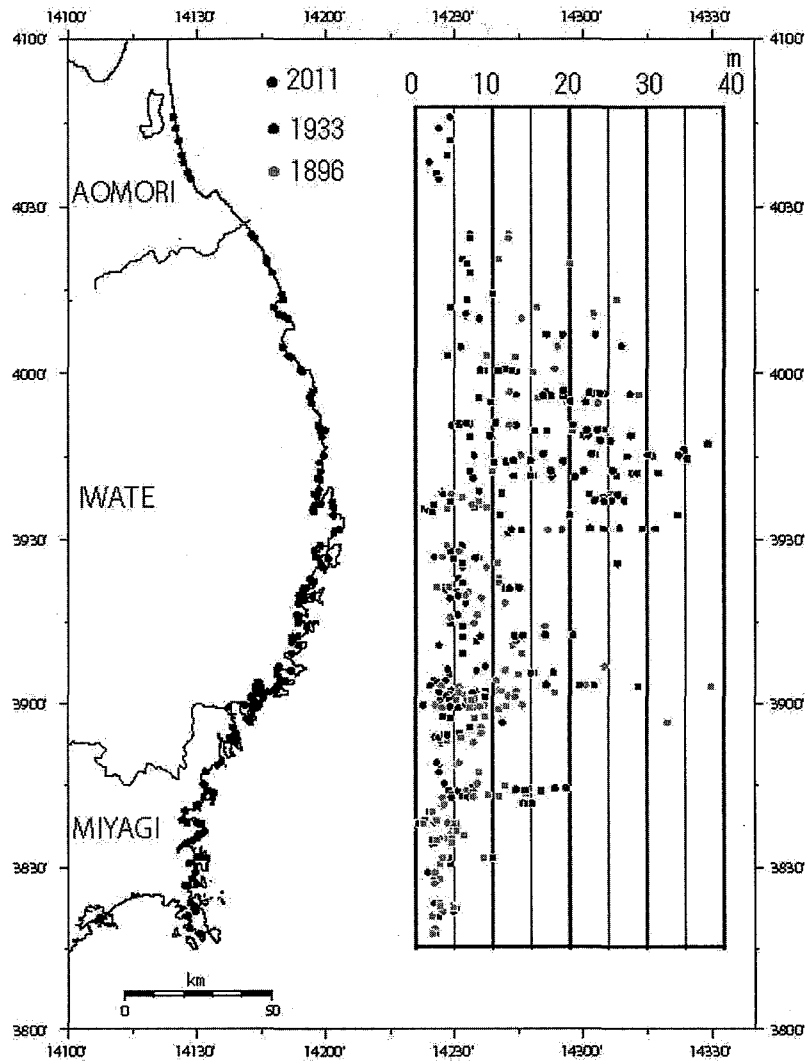


図 8: 東北地方太平洋沖地震津波と 1896 年明治三陸地震津波の遡上高の比較 (都司ほか, 2011)。

今回の地震にともなう地殻変動による津波の波源域は、気象庁によって図 1 のように、北緯 $36^{\circ}40'$ 付近から北緯 41° 付近までの日本海溝以西の海域と推定されている。この広大な波源域から、八戸市から千葉県九十九里浜まで大津波が到達し、大きな被害がでた。沿岸に設置されている検潮所の観測によると、宮古、釜石、大船渡における津波の第 1 波と最大波の到達時刻は、それぞれ 3 月 11 日 14:48 (押し 0.2m) と 15:21 (4.0m 以上), 14:45 (引き 0.1m) と 15:21 (4.1m 以上), 14:46 (引き 0.2m) と 15:15 (3.2m) である。

岩手県南部沖に設置されている GPS 波浪計の観測によると、津波は 14 時 52 分頃から翌 3 月 12 日 05 時 30 分ごろまでの約 15 時間にわたって 14 波以上が観測されている (図 6)。このうち津波の第 1 波がもっとも大きい (図 7)。第 1 波は、小さい引き波のあと、14 時 57 分頃に押し波が観測されはじめ、約 2m に達したあと、15 時 07 分頃に突然水位が上昇して約 6.7m に達している (港湾空港技術研究所, 2011)。第 1 波の波高が 2m を超える状態は、5~6 分間継続しており、このことにより、沿岸に到着した津波は、高い水位を維持したまま内陸深く遡上したと考えられる。また、第 1 波の押し波のあとの引き波は、-3m に達しており、これが沿岸に到達した時に、内陸深く浸水してい

た海水は、大きな流速をもつ強い引き波となって陸域や海底を侵食し、木造家屋や被災者を海に運搬したと考えられる。押し波が高水位のまま 20～30 分間維持される状態は、第 2 波以降においても観測されている。

第 1 波の押し波にみられる波長の異なる 2 つの波の成因は、古村（2011）によると、プレート境界で発生した深い地震の地殻変動で約 2m の波が、そして浅い日本海溝寄りのプレート境界地震の大きな地殻変動で波長の短い約 4.7m の波が形成されたと考えられるという。

今回の津波と明治三陸地震津波の波高を比較すると、三陸沿岸地域では、今回の津波の波高が高い地点が多いが、すべての地点でそうであるわけではない（図 8）。今回の津波の最大遡上高は、重茂半島東側の宮古市姉吉地区で東京水産大学の研究者が観測した 38.9m である（岩手日報 2011 年 4 月 16 日記事）。津波の最大遡上高は、1896 年明治三陸地震津波では三陸町綾里で 38.2m、1933 年昭和三陸地震津波では三陸町綾里湾で 28.7m であった（宇佐美，1996）。

今回の大津波は、前述のように、三陸沿岸のみならず、石巻・仙台平野沿岸や福島県以南の沿岸にも大きな津波が到達していることが特徴である。過去の同様な広域津波の事例は少ないが、869 年の貞観地震津波がこれに相当すると考えられている（岡村，2011）。

(4) 火山活動

今回の地震のあと日本列島のいくつかの火山が活発化した。気象庁によると、活発化した火山は中部地方の火山（新渕焼山、焼岳、富士山、箱根山）、九州地方の火山（阿蘇山、九重山、霧島山、桜島）と岩手山、十勝岳などである。岩手山では、本震後、M の小さい地震が増加し、その回数は 3 月 11 日本震前の 1 ヶ月間が 6 回、3 月 11 日から 1 ヶ月毎に 52 回、56 回（うち低周波地震が 30 回）である。

一般に、巨大なプレート境界型地震が発生した場合の火山活動として、第 1 段階では強い地震動や地震時地殻変動（引張応力）で生じる活動、第 2 段階では余効変動を含めた期間の引張応力場のなかでマグマが上昇したあとの圧縮応力場への転換により生じる活動が考えられる。これまでの火山の活動は、第 1 段階の活動と考えられる。

2011 年 5 月現在、岩手県をふくめて余効変動が継続しており、これがいつ圧縮応力場に転換するか不明であるが、その時期に備えて、今後とも火山の動きを監視していかなくてはならない。

(5) 三陸沖地震と内陸地震、火山活動の相関

今回の地震に関係して内陸地震や火山活動が活発化したように、過去においても、東北地方北部では、三陸沖地震の発生前後に内陸地震、火山活動が発生したことが土井（1998）により指摘されていた。図 9 は北緯 38°30′～41°00′ 間で発生した M7.5 以上の三陸海岸から日本海溝付近までの範囲で発生した地震の発生前後 5 年以内に、内陸地震と 3 火山（岩手山・秋田駒ヶ岳・秋田焼山）の火山活動の相関を示している。とくに、1933 年昭和三陸地震津波時には、内陸地震（1931 年小国地震、1933 年と 1935 年の七時雨山鳴動など）、火山活動（1932 年秋田駒ヶ岳水蒸気噴火など）があいついで発生した。

このように三陸沖地震と内陸地震、火山活動の間に時間的相関が生じる原因について、土井（2000）は、三陸沖地震時の地殻変動およびその後の余効変動により、東北地方北部が東方へ水平移動し、引張力が働くことであると予測している。この応力場では、火山の地下浅部へマグマが供給されやすいほか、内陸の活断層周辺では、応力の部分的な解放と再配分による増圧が生じるであろう。このような一時的な引張応力場は、その後、再び圧縮応力場に転換する。この転換によって、マグマ溜りの圧縮や活断層周辺の再配分された応力のさらなる増大が生じて、火山活動や内陸地震が発生するであろう。

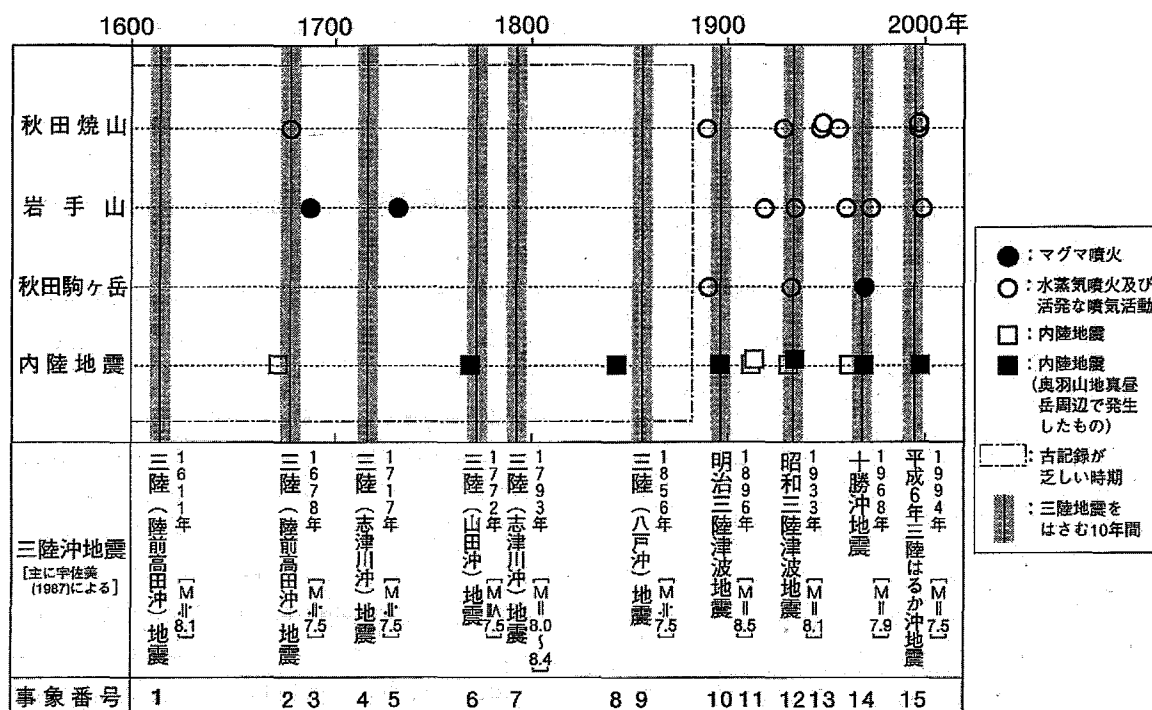


図 9: 三陸沖地震と内陸地震, 火山活動の時間的相関 (土井, 1998)。

このように、三陸沖の超巨大～巨大地震と津波、内陸地震（誘発地震）と火山活動の活発化、日本海溝をはじめとする海底の巨大な活構造の形成などは、一体の現象（ひとつの変動系）として、広い視野で理解する必要があることを強く示している。

3 空中写真判読による津波浸水域図の作成

津波浸水域図は、津波災害地において、津波の侵入状況と被害の状況を把握するための基礎的な情報である。今回の津波では、発災後国土地理院 (2011b)、株式会社パスコ (2011)、日本地理学会 (2011) などによって小縮尺の浸水域図が作成、公開されている。国土地理院 (2011b) は、自ら撮影した空中写真を判読して津波の遡上範囲を決定し、東日本沿岸の津波浸水域を 2 万 5 千分の 1 地形図にまとめて 3 月 18 日に公開した。株式会社パスコ (2011) は、合成開口レーダー衛星の画像にもとづいて、東日本沿岸の浸水域図を 3 月 18 日公開した。また、日本地理学会東北地方太平洋沖地震・学会災害対応本部 (2011) は、公開された空中写真を判読して津波の遡上範囲と、破壊された木造住宅の多い地区の概略とを 2 万 5 千分の 1 地形図にまとめ、3 月 28 日公開した。ただし、これらの浸水域図は、現地における浸水範囲の確認がおこなわれていない。

これらの浸水域図は、津波災害発生後の早期に作成されており、広域におよんだ今回の津波浸水域の概要を把握するうえで有効である。しかし、これらの図は、各地域における津波の浸水・遡上範囲の詳細を把握するためには精度が悪く、各地域の復興計画の作成などの基礎資料にすることはむずかしい。そこで本研究では、2011 年 3 月 12 日、13 日に国土地理院 (2011c) により撮影され、公開された岩手三陸沿岸地域の空中写真（地区毎に 5～7 枚の組写真からなり、飛行高度は 4,000～4,050 m）を用いて、沿岸 12 市町村の詳細な津波浸水域図（暫定版）を作成した。そして、作成した図は、順次岩手県災害対策本部に提供し、岩手県庁内の共有資料として活用供した。

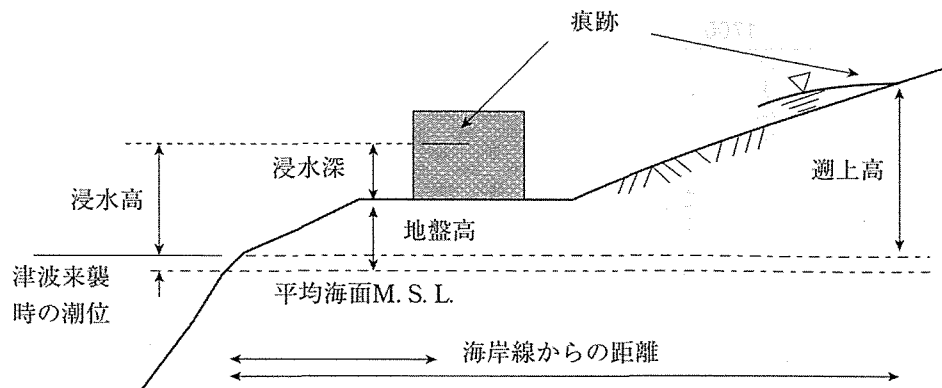


図 10: 津波の遡上高と浸水深（藤間，2007）。

(1) 津波浸水域の区分法

これまで空中写真を用いた地形判読や地図作成は、さまざまな分野で幅広くおこなわれてきた。たとえば、河川（大矢編著，1983），火山（日本火山学会編，1984），地形全般（貝塚ほか編，1985），活断層（渡辺・鈴木，1999）などでは、空中写真の判読の基準や着目点が明らかにされている。しかし、まれにしか発生せず、日本の戦後では 1946 年南海道沖地震（M8.0）を除いて広域災害の経験のなかった津波災害地の空中写真判読基準については、これまで整理されてこなかった。そこで本研究では、津波浸水域の区分法を考案し、判読基準を整理したうえで、空中写真に境界線を直接記入した津波浸水域図（暫定版）を作成した。ここで図を暫定版としたのは、空中写真判読から浸水先端の痕跡のすべてを判読することはむずかしく、現地調査による確認が不可欠であるためである。

一般に、津波の陸上への侵入は、津波痕跡にもとづく浸水深（浸水高）と遡上高により記載される（図 10）。これらは津波来襲時の潮位を基準にした高度で定義されている（藤間，2007）。空中写真では浸水深は決定できないが、浸水痕跡の判読は可能であり、浸水（遡上）到達線を判読し記載することができる。



図 11: 基礎のみを残して流失した木造家屋。陸前高田駅前，20110328 撮影。



図 12: 津波で押し寄せたがれきの帯。がれきは家屋片、流木、車などからなる。宮城県気仙沼市松崎五鱈，20110414 撮影。

一方、表 3 のように、津波による木造家屋の被害程度として、家屋の基礎を残して建物の壁のみならず柱も破壊されて流失している場合（これを「全壊」という；図 11），津波強度は 1 以上であ

表 3: 津波強度による沿岸での津波の挙動と津波被害の分類 (首藤, 2007)

津波強度		0	1	2	3	4	5
津波高 (m)		1	2	4	8	16	32
津波形態	緩斜面	岸で盛り上がる	沖でも水の壁 第二波砕波	先端に砕波を 伴うものが増える	第一波でも 巻き波砕波 を起こす		
	急斜面	速い潮汐	速い				
音 響				前面砕波による連続音 (海鳴り, 暴風雨)			
				浜での巻き波砕波による大音響 (雷鳴, 遠方では認識されない)			
				崖に衝突する大音響 (遠雷, 発破, かなり遠くまで聞こえる)			
木造家屋		部分的破壊	全面破壊				
石造家屋		持ちこたえる		(資料なし)	全面破壊		
鉄コン・ビル		持ちこたえる			(資料なし)	全面破壊	
漁 船			被害発生	被害率 50%	被害率 100%		
防潮林被害 防潮林効果		被害軽微 津波軽減, 漂流物阻止			部分的被害 漂流物阻止	全面的被害 無効果	
養殖筏		被害発生					
沿岸集落			被害発生	被害率 50%	被害率 100%		
打上げ高 (m)		2	4	8	16	32	

と考えられる。したがって、木造家屋が全壊している地域と部分破壊（「大破」以下の損壊）している地域の境界線は、津波強度 1 の線と定義できる。この線から海側の地域は、津波強度 1 以上の地域である。この境界線は、空中写真で容易に判読できる。

また、津波は、海岸林を折損して生じた流木や木造家屋の建材、農業施設やライフラインの資材などを船舶・車両などととも運搬しながら陸上を這い上がっていく。このように陸上に運搬された大きながれきは、津波の浸水深と流速が低下すると、浮動を停止して集中して定置する（図 12）。大きながれきが集中して定置した範囲の到達線は、空中写真で容易に判読できる。この境界線は、津波の流速とともに流動方向などを反映していると考えられる。

以上のように、空中写真判読では、津波浸水域は、海側から内陸側にむかって、木造家屋の全壊（津波強度 1）線、大きながれきの集中的な到達線、海水の到達線の 3 つの境界線により区分される。

(2) 空中写真による津波浸水域の判読基準

本研究では、空中写真判読によって津波浸水域を前述の 3 つの境界線で区分し、浸水域図を作成することを提案している。そこで、これらの境界線を認定するための判読基準を表 4 にまとめて示す。この判読基準は、津波浸水時から空中写真が撮影されるまでの経過時間の長さによって異なるものとなる。これはおもに津波堆積物が湿潤状態にあるか、乾燥状態にあるかの違いによって生じるものである。

本研究では、2011 年 5 月現在、岩手三陸沿岸 12 市町村の津波浸水域図（暫定版）の作成を終了している。図の例として、大船渡湾西側の津波浸水域図を示す（図 13）。

この図は、津波が陸地の標高や斜面の傾斜角、地形の配置などの影響をうけて侵入したことが読み取れる図になっている。大船渡市は、北北西にのびる大船渡湾奥に河口をもち、湾の方向にのびる盛川が形成した細長い海岸平野と、盛川の東西両側の丘陵地から山地斜面に市街地が発達してい

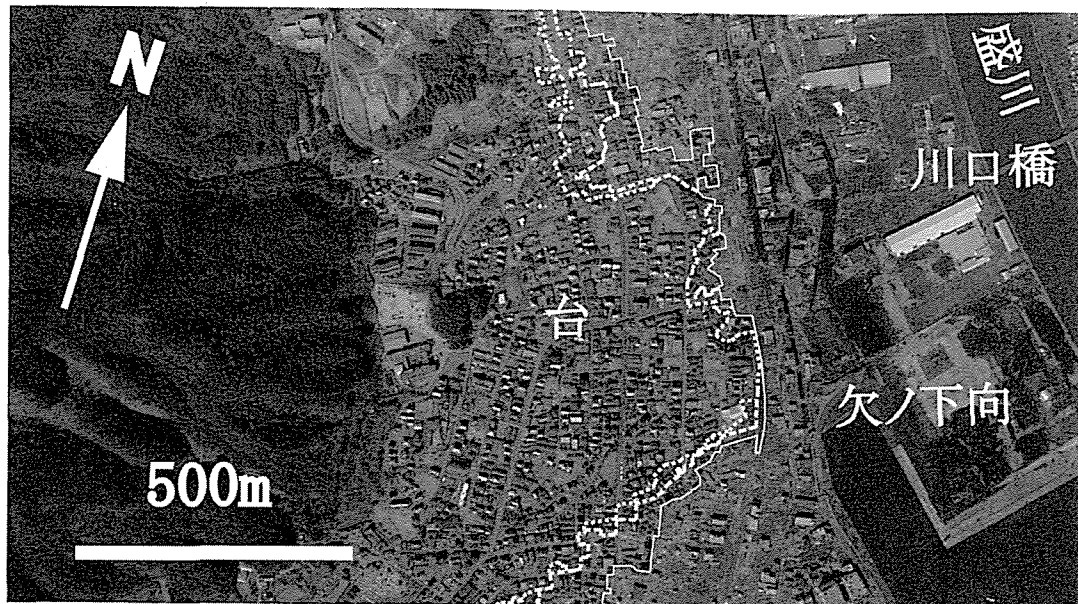


図 13: 大船渡市台付近の津波浸水域図（暫定版）。実線は木造家屋が破壊され流失した津波強度 1 に相当する線，破線は大きながれきが到達した線，点線は津波の溯上高を示す線である。これらの境界線は空中写真判読で決定した。

る。大船渡湾奥に達した津波は、そのまま低い海岸平野と盛川を這いのぼり、東西両側の丘陵斜面の低所にも浸水した。図の台地区は、山地から張り出す尾根線が湾岸付近まで伸びる丘陵状の地形のため浸水をまぬがれていること、丘陵斜面の傾斜角が大きいため、浸水図の 3 つの境界線が近接することを示している。

4 津波浸水域図からみた津波災害

今回の津波災害は、八戸市付近から九十九里浜までの南北 600 km におよぶ太平洋沿岸で発生した。この地域の沿岸の標高 5 m 程度以下の低平地は、宮城県松島湾奥などの一部地域を除いて、例外なく津波被害を受けている。沿岸地域の津波災害は、宮城県石巻市から茨城県大洗付近までの低平な海岸平野における災害と、八戸市から金華山までの、山地が海岸に迫り、細長い半島間の狭長の湾奥に形成された狭い海岸平野を有する主にリアス海岸における災害に分けられ、後者においては湾ごとに被災状況が異なっている。この理由は、津波と湾の海底および陸上の地形との関係、湾の向き、防潮堤などの施設の有無などが関係していると予想されるが、具体的には今後の研究の進展をまたなくてはならない。

本章では、岩手三陸沿岸地域の津波浸水域図と現地調査をもとに、低平地の津波災害、河川を遡上した津波による災害、河口付近の津波災害と津波の性質について述べる。

(1) 低平地の津波災害

a. 陸前高田市

陸前高田市は、南南東方向に平行にのびる海岸をもつ広田湾の奥に、気仙川が運搬した土砂で形成された海岸平野に発達した町である。海岸には砂丘からなる高田松原とその背後の古川沼がある。海岸平野の背後には、標高約 4 m を遷緩点として、高さの異なる数段の海岸段丘からなる丘陵地が

表 4: 空中写真による津波浸水域の判読基準

境界線の位置	判読する境界線	境界線の判読基準
海側 ↑ ↓ 内陸側	津波により木造家屋が「全壊」 ¹ した範囲の境界線	津波浸水前にあった木造家屋の流失をもって判定する。木造家屋の流失の有無は、津波浸水前の空中写真、住宅地図、2万5千分の1地形図、Google Earthの画像などを用いて確認する。これらが利用できない場合は、家屋の基礎構造物や家屋への侵入路の有無などが判読基準になる。
	津波により運搬された大きな流木・建材などが到達した線	津波により運搬され堆積した流木、建材、資材、船舶、車両などの大きながれきが堆積する範囲の到達線を判定する。市街地内では、幹線道路に堆積したのがれきはいち早く撤去され、道路の両わきに積み上げられることが多い。このがれきの山の有無も判読基準になる。
	陸上を這い上がった津波の到達線（溯上高線）	津波浸水域には砂層からなる津波堆積物が堆積する。浸水から時間が経過していない時期に撮影された空中写真の場合、堆積物が海水で湿潤状態にあるため、浸水域は暗灰色など暗い色に写る。これは重要な判定基準である。浸水域では、津波堆積物により道路のセンターラインの埋没、田畑のトラクター軌跡の埋没などが生じる。浸水域から非浸水域の境界線では、浸水域内の道路を走行する車両のタイヤに付着した津波堆積物（泥）が、非浸水域の道路にタイヤ痕として残り、これが乾燥して白く光り、道路上の浸水域境界線を示すことがある。一方、津波浸水から時間が経過したあと撮影された空中写真の場合、浸水域の津波堆積物は乾燥し、地表面は海水の蒸発で析出した塩分により白色や灰白色などの単色を示す。海水につかった陸上の植物は、枯死して時間とともに褐色から白褐色～黄褐色に変化する。このため浸水後40日頃には、浸水域全域が白色を呈するようになる。一般に、時間が経過した後に撮影された空中写真は判読がむずかしくなるが、撮影時期にかかわらず、大小さまざまながれきの有無は浸水域の判読基準となる。

¹ 木造家屋の「全壊」は、壁はもちろん、柱もすべて破壊されている被害状態をさす。

広がる。丘陵地は標高 50～60 m 程度の地域が広く、その一部は住宅地になっている。丘陵地は緩斜面をもって北上山地に続いている。

海岸平野は標高 4 m 以下の低平な地形であるため、ここにあった木造家屋は、その基礎をのこしてすべて流失した（図 14）。残ったのは鉄筋コンクリートビルといくつかの鉄骨ビルである。市街地の道路は、津波堆積物におおわれて、その位置が不明確になる区間が多く認められる。

津波は市街地北部で標高 20 m 以上の地点まで溯上している。津波は、陸前高田病院ビルの海に面した面では 4 階（図 15）まで、標高約 4 m にあり丘陵地との境界に建つ陸前高田高校では 3 階まで浸水している（図 16）。低平地における同様な浸水深は、宮城県南三陸町（図 17）、山田町船越の介護老人保健施設「シーサイドかる」（図 18）でも確認されている。また流木などの浮遊物の衝突による破壊（図 19）や津波火災（図 20）が生じた地域もある。

陸前高田市の市街地にあった木造家屋が破壊されて発生した建材などからなる「がれきの帯」は、市街地北部の大町から荒町付近の丘陵地の直下（遷緩点付近）に押し付けられたように形成されて、その幅は最大約 330 m に達した。この「がれきの帯」は、市街地の東部にあたる陸前高田高校付近では、幅 50 m 以下と狭くなる。このことから、津波は南東方向から市街地に侵入し、陸前高田高校付近を北西に流れて、がれきを市街地北側に押し付けて定置させたと推定される。この侵入方向は、広田湾の伸びの方向と一致している。



図 14: 陸前高田市の津波被害の状況。低平な海岸平野にあった市街と JR 大船渡線などは、ビルを残してすべて破壊され、平野が見渡せる状態になった。また地盤の沈降により湛水している地区がみられる。20110328 撮影。

今回の津波では、陸前高田市の海岸と海底は、激しい侵食をうけている。この侵食には地盤の沈降（陸前高田市気仙町双六で 53 cm の沈降）が関係している可能性もある。高田松原では、松林・防潮堤とともに砂丘の多くが流失し、古川沼は海と一続きになった（図 4）。また、高田松原海岸の沖合い海底にあった砂堤（バー）は、侵食により消失し、この場所の水深は深くなっている。

b. 田野畑村島越

田野畑村は、海岸にそって標高 130 m を越える広く平坦な海岸段丘が発達し、松前川などの河川は、この段丘を深く開析して幅の狭い谷を形成している。島越集落は、松前川の谷底にそって立ち並び、段丘崖の直下にある島越港西方の高台などにもある（図 21）。

津波は、段丘崖下では急斜面に衝突して打ち上げている。島越港西では、高台に打ち上げた津波の高さは 30～35 m（地形図読み）に達している（図 22）。津波は小河川にそって標高 20 m 以上まで溯上し、島越港西の小さい谷の中では、建設されていた防潮水門を越えて背後の谷沿いの集落を破壊した。

また、津波は、松前川河口付近を横断する三陸鉄道北リアス線の鉄筋コンクリート製の高架橋を島越駅もろとも倒壊させ（図 23）、松前川を溯上して谷底の集落を流失させた。

c. 普代村

普代村は、標高 170 m を越える海岸段丘を侵食する普代川の谷底に中心市街があり、段丘崖下に大田名部港がある（図 25）。

津波は、普代浜の上流約 500 m に建設されている普代水門（高さ 15.5 m、全長 205 m; 図 26）を 2～3 m の高さで越えたが、越流量は少なく、普代川にそって水門から約 800 m 上流まで溯上したのみで、中心市街地には達しなかった。また、大田名部港では、津波は小沢にそって溯上したが、小



図 15: 津波が 4 階病室まで到達した陸前高田病院。海（南）側に面する病室の窓ガラスは 4 階まで割れ、北側の 4 階窓ガラスは割れていない。津波当日、岩手在住の津波研究家・山下文男氏は、4 階病室で津波に襲われたが津波に耐え、屋上に救出されたあと、翌日救助された。陸前高田市中堰，20110328 撮影。



図 16: 海岸平野のもっとも丘陵寄りにあり、3 階まで被災した陸前高田高校。高校の地盤高度は約 4m. 陸前高田市長砂，20110328 撮影。



図 17: 3 階ビル屋上にのる乗用車。ビル 3 階を越える浸水深を示す。宮城県南三陸町志津川，20110414 撮影。

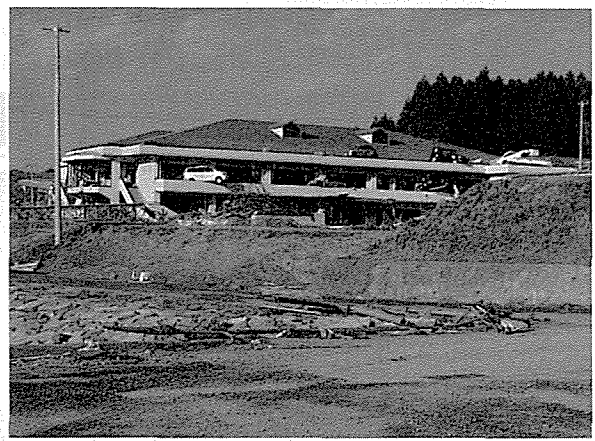


図 18: 高台にあるビルの屋根にのる乗用車。ビルの屋根に達する浸水深を示す。山田町船越，20110403 撮影。

河谷にそって立ち並ぶ大田名部集落の河口に建設されていた防潮堤（高さ 15.5 m, 全長 155 m; 図 27）は、津波の溯上を防ぎ、集落をまもった。これらの防潮施設は、今回の津波に対して効果を示した数少ない事例である。

(2) 河川を溯上した津波の災害

津波は低平な平野に浸水するのみならず、平野より標高が低く、陸上より障害物がない河川にそって高速で遠くまで溯上し、河川堤防を越えて氾濫して上流側で浸水が広がることが知られている。今回の津波では、陸前高田市気仙川、宮城県本吉町津谷川、宮城県北上川などの河川で溯上、氾濫浸水がおこった。

気仙川は、河床勾配が小さく、上流 8.8 km 地点の河床標高が約 3 m 程度である。このため津波は気仙川を溯上して、上流 9.3 km 地点まで達した。気仙川上流は山に囲まれ、住民は海をみることはできない。このため津波の溯上を想定することがむずかしい環境にあるが、津波を目撃した住民の



図 19: ビル 3 階に突き刺さる流木。流木は高田松原の松と思われる。陸前高田市中宿, 20110328 撮影。



図 20: 津波で内陸に運ばれた船舶と発生した火災。大きな津波火災は、大槌町、宮城県気仙沼市、宮城県名取市などで発生した。宮城県気仙沼市, 20110414 撮影。

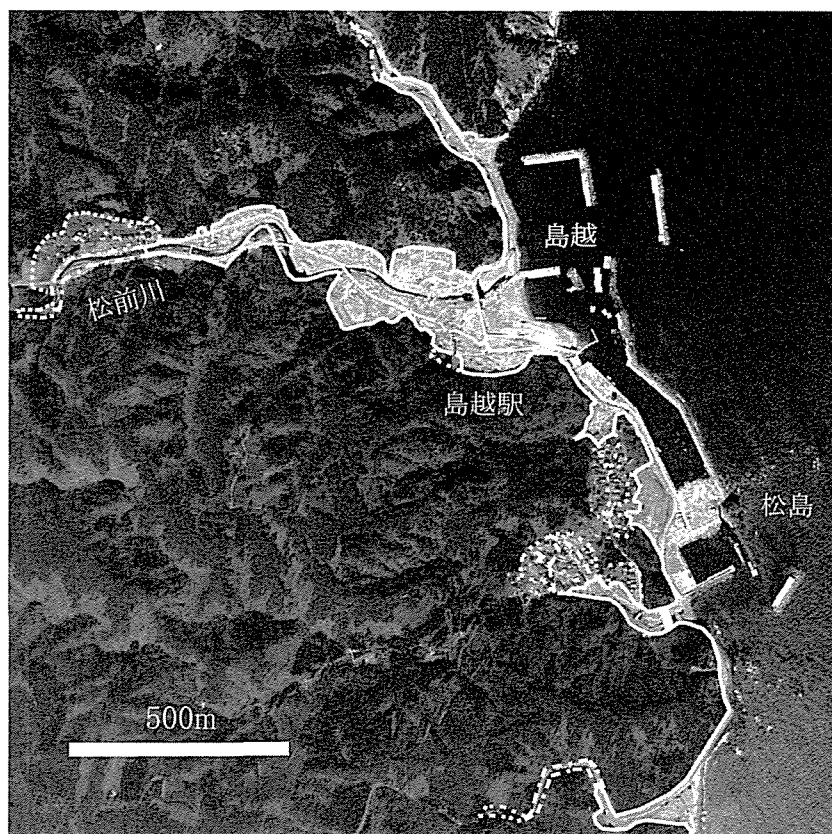


図 21: 田野畑村島越の津波浸水域図（暫定版）実線は木造家屋が破壊され流失した津波強度 1 に相当する線、一点鎖線は大きながれきが到達した線、点線は津波の溯上高を示す線である。これらの境界線は空中写真判読で決定した。



図 22: 田野畑村島越港裏の高台に達する津波痕跡。垂直の崖をもつ高台は，標高 30～35m（地形図読み）の稜線まで津波痕跡が達し，上流側（写真右）にむけて傾き下がる土砂侵食跡が認められる。田野畑村島越港，20110403 撮影。

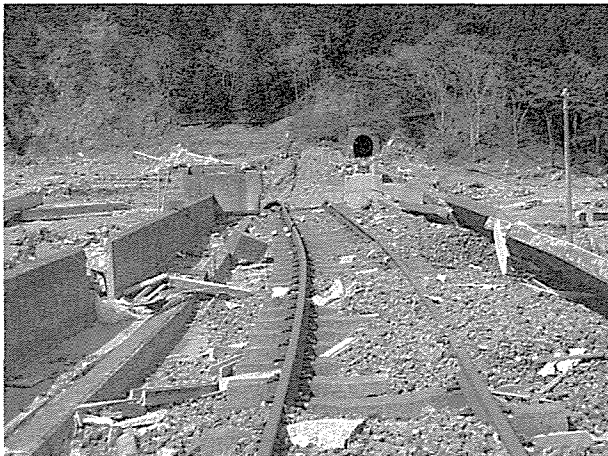


図 23: 破壊された三陸鉄道北リアス線の島越駅高架橋。三陸鉄道北リアス線島越駅は，松前川にかかる高架橋ごと破壊された。鉄道は写真奥のトンネルに続いていた。田野畑村島越，20110403 撮影。



図 24: 低地と高地の住宅被害の相違が明瞭にあらわれた田野畑村平井賀集落。20110403 撮影。

証言によると，「気仙川をがれきの山が黄色い煙を上げて上流に向かって進んでいった。何がおこったか最初はわからなかった」という。溯上した津波は，上流 8.2km 付近までの堤防を越えて河岸低地に浸水した（図 28）。気仙川の支流矢作川が合流する上流約 7.5km 地点では，気仙川の水面から約 6m の廻館橋の欄干にがれきがのこることから（図 29），がれきの高度はこの橋よりも高かったと推定される。この地点のがれきには，高田松原の松とみられる流木が多数認められる。

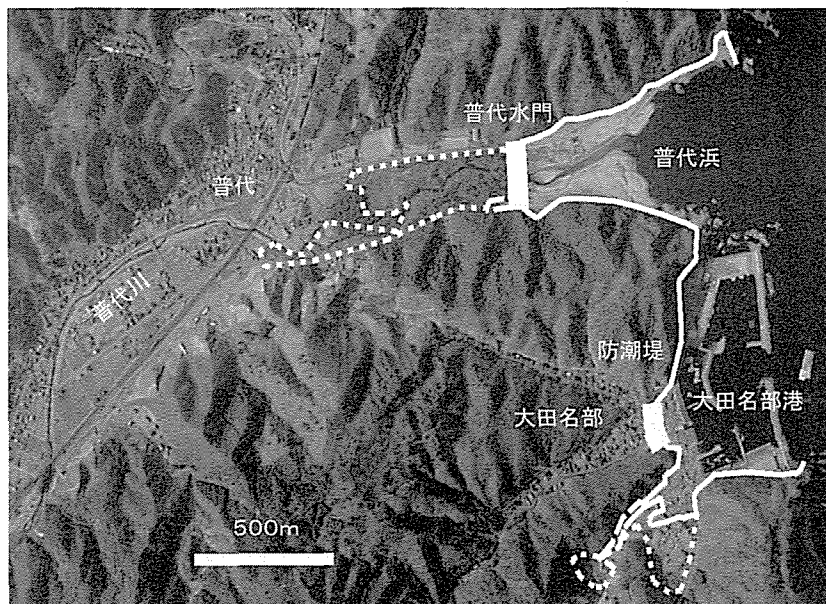


図 25: 普代村中心部の津波浸水域図（暫定版）．実線は木造家屋が破壊され流失した津波強度 1 に相当する線，一点鎖線は大きながれきが到達した線，点線は津波の溯上高を示す線である．太実線は水門または防潮堤を示す．津波は普代川下流に建設されている普代水門を越えたが，その水量は少なく，普代川をわずかに溯上したのみで，普代村中心街には到達しなかった．また，大田名部港西に建設されている防潮堤により，津波は大田名部集落には入らなかった．これらは今回の津波に対して効果を示した数少ない防潮施設の例である．

(3) 河口付近の津波災害と津波の直進性

今回の津波は，大きな河川の河口部において特徴的な挙動を示した．ここでは宮古市を流れる閉伊川の河口の事例を述べる．

図 30 は宮古市中心部の津波浸水域図（暫定版）である．宮古湾に侵入した津波は，湾の西側の宮古市市街地に東方から押し寄せ，鉾ヶ崎地区，閉伊川河口，磯鶏地区に侵入した．鉾ヶ崎地区と磯鶏地区では，地区西側の山地まで浸水し，鉾ヶ崎地区では山脚に押し付けられるように「がれきの帯」が形成された．

一方，閉伊川の河口から溯上した津波は，真っ直ぐ進み，閉伊川堤防を乗り越えて宮古市の中心街である末広町に侵入し，緑ヶ丘付近まで達した．この時，津波の進行方向と平行して走る JR 山田線の堤（盛土）は，浸水域の南側の境界線となった．

この事例は，津波の進行方向と河口での河川の方法が一致したとき，河川を溯上する津波が河川堤防を破壊して真っ直ぐ内陸深く侵入することを示している．前述のように，陸前高田市に侵入した津波においても，細長く平行した海岸をもつ広田湾の伸びの方向に津波が進行し，そのまま真っ直ぐ陸上を溯上している．

津波の進行方向における大きなエネルギーを示す事例は，宮古市田老町の防潮堤でもみられる．田老町では，1933 年昭和三陸地震津波の教訓をもとに，狭い海岸平野を守る高さ 10m の防潮堤が逐次建設され，X 字型の防潮堤となっている．今回の津波では，湾に侵入した津波の進行方向と高角度で交わる防潮堤は破壊され，その背後にあった住宅は基礎を残してすべて流失した（図 31）．これに対して，津波の進行方向と大きく斜交する（より平行に近い）防潮堤は破壊されず，その背後の住宅は越流により破壊されたものの，流失家屋は少ない（図 32）．

これらの事実は，津波の直進性と，進行方向に大きなエネルギーをもつことを示している．したがって，津波の進行方向に当たることが想定される地区の津波対策や街づくりには，この津波の性質が考慮されることが望まれる．また，津波に対する構造物の形状は，流線形や円形などとともに，

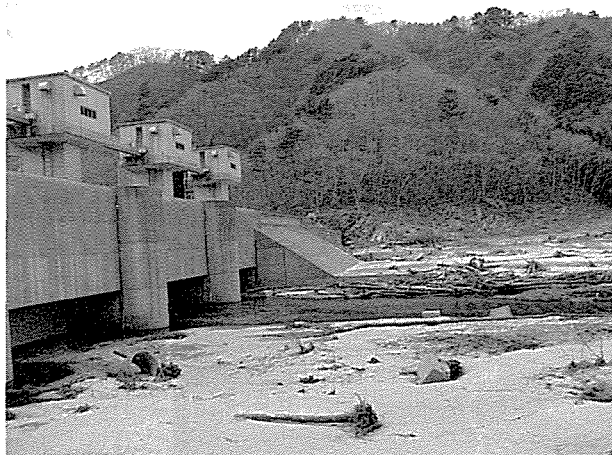


図 26: 普代村中心街を守った普代水門。普代川河口（普代浜）から約 500m 上流に建設されたこの水門は、高さ 15.5m、全長 205m、1984 年に完成した。今回の津波は水門の 2~3m 上を越えたが、越流量は少なく、普代川にそって水門から約 800m 上流まで溯上したのみである。普代村普代浜、20110403 撮影。



図 27: 普代村大田名部集落を守った防潮堤。大田名部港の西にあるこの防潮堤は、高さ 15.5m、全長 155m で 1967 年に完成した。今回の津波はこの防潮堤を越えなかった。普代村大田名部、20110403 撮影。

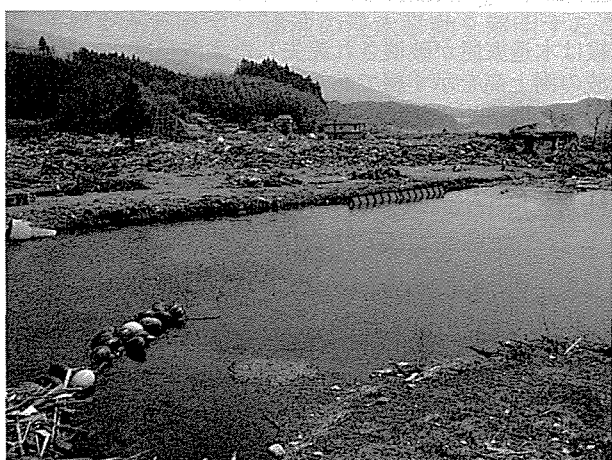


図 28: 気仙川を溯上して氾濫した津波。気仙川河口から溯上した津波は、河口から約 9.3km 地点までは河川堤防を越えて氾濫した。写真は気仙川と矢作川が合流する上流約 7.5km 地点の様子で、堤防と河岸低地ががれきが散乱している。JR 大船渡線は橋、線路とも流失している。陸前高田市瀬戸内、20110414 撮影。

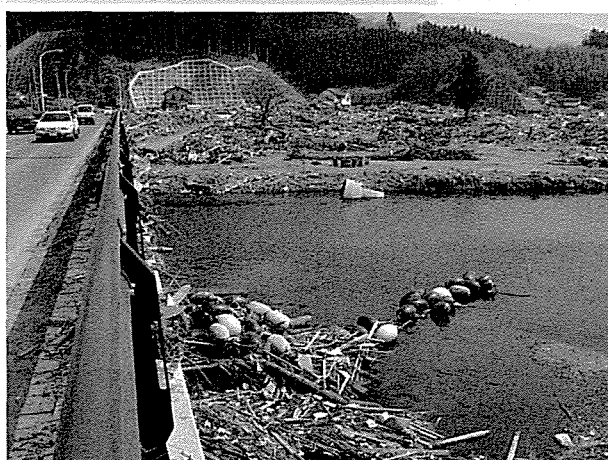


図 29: 気仙川にかかる廻館橋の欄干と橋上に散乱するがれき。廻館橋は河口から約 7.5km 地点にある。がれきの高さは、川面から約 6m の橋の高さより高かったことがわかる。陸前高田市瀬戸内、20110414 撮影。

津波の進行方向に大きく斜交する防潮堤などが有効であろう。

5 まとめと今後の課題

以上述べた論点をまとめると次のとおりである。

1. 東北日本の大陸斜面の海底地形は、超巨大～巨大地震時の西傾斜の逆断層の変位で形成されたとみられる 3 つの隆起帯（背斜）で特徴づけられる。このうち背斜 1 が最大でもっとも隆起量が大きい。東北地方太平洋沖地震の断層すべりによる地殻変動は、背斜 1 と背斜 2 を隆起させた。

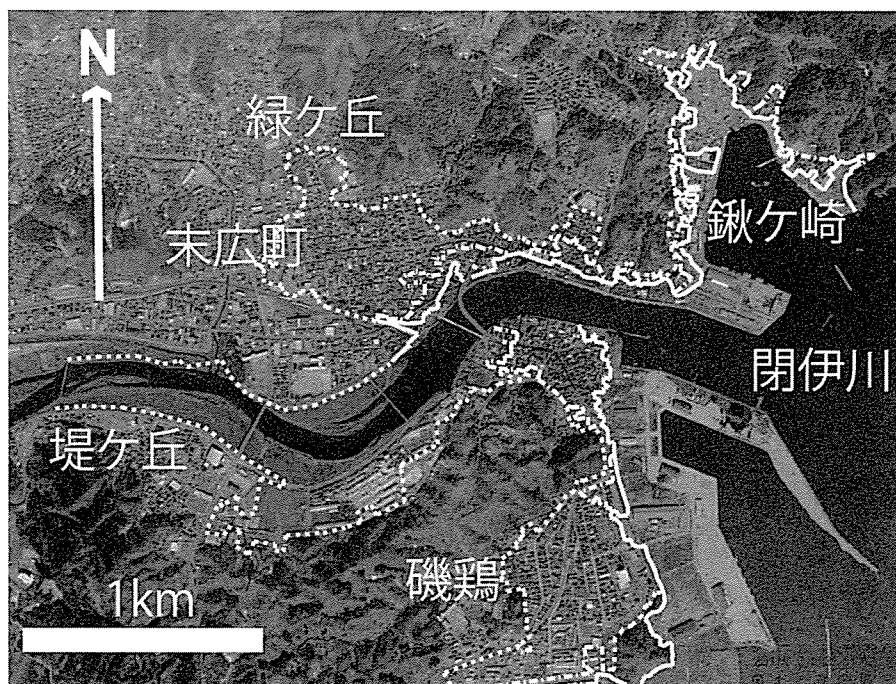


図 30: 宮古市閉伊川付近の津波浸水域図（暫定版）。実線は木造家屋が破壊され流失した津波強度 1 に相当する線、一点鎖線は大きながれきが到達した線、点線は津波の溯上高を示す線である。津波は東方の宮古湾から侵入して鉾ヶ崎地区、磯鶏地区の住宅に被害を与えた。一方、閉伊川の河口から溯上した津波は、直進して河川堤防を越え、JR 山田線の堤防状の線路に南側を限られて、宮古市中心街の末広町に侵入し、緑ヶ丘に達した。津波は閉伊川にそってさらに溯上し、右岸の堤ヶ丘東方まで河川堤防をこえて氾濫した。鉾ヶ崎地区・磯鶏地区・末広町の被災は、津波の直進性を示している。



図 31: 宮古市田老の破壊された防潮堤。田老町の防潮堤は高さ 10m で、増築されて X 字型を呈している。津波はすべての防潮堤を越えて住宅地に侵入したが、津波の進行方向に高角度で交わる新しい防潮堤は海側に倒壊し、防潮堤背後の住宅はその基礎を残してすべて流失した。宮古市田老町，20110328 撮影。



図 32: 宮古市田老の破壊されなかった防潮堤。津波の進行方向に低角度で交わる古い防潮堤は、越流されたが破壊、洗掘されることなく、防潮堤の背後の住宅も全壊（流失）から半壊であった。このことは津波の進行方向に低角度で交わる（平行に近い）防潮堤ほど施設の効果を発揮することを示している。宮古市田老町，20110328 撮影。

2. 東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード (M) 9.0 で、断層すべり量が大きいため、広域で大きな地殻変動を生じた。このため、大津波、M7.0 を越える余震、内陸地震（誘発地震）、火山活動の活発化などの現象を明瞭に引き起こしており、日本海溝～大陸斜面の活構造をふくめて、これらの現象をひとつの変動系として理解することが必要である。
3. 今回新たに津波浸水域の空中写真判読基準を設定した。浸水域を記述する境界線として、木造家屋が流失した津波強度 1 の線、大きな浮遊物（がれき）の到達線、津波の到達線（溯上限界線）を提案した。また、津波浸水域の判読基準をまとめて示した。
4. 3 つの境界線を空中写真に直接記した岩手三陸沿岸 12 市町村の津波浸水域図（暫定版）を緊急に作成した。本図は岩手県災害対策本部に提供され、岩手県庁内の共有資料として活用がはかられた。
5. 津波は直進性を示し、進行方向に大きなエネルギーをもつことを示した。津波のこの性質を考慮に入れた街づくりと、津波の進行方向に斜交する防潮施設の設置や構造物の形状などを考慮することが効果的である。

今後の課題は、空中写真判読では詳細な確定がむずかしい津波の到達境界線を現地調査で決定し、津波浸水域図を確定することである。また、津波の浸水深、溯上高の計測ならびに津波堆積物などの情報をあわせて、津波の浸水挙動を解明することが望まれる。

謝 辞

本研究にあたり、国土地理院には公開した津波被災地の空中写真を使用させて頂いた。また、岩手県災害対策本部には岩手沿岸地域の空中写真を利用させて頂いた。齊藤徳美岩手大学名誉教授には津波被災地の現地調査でお世話になった。以上の方々にお礼申し上げる。

文 献

- 土井 宣夫, 1998, 有史時代における岩手山・秋田駒ヶ岳・秋田焼山の火山活動と三陸沖地震との相関。地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 410.
- 土井 宣夫, 2000, 岩手山の地質－火山灰が語る噴火史－。滝沢村教育委員会, 234p.
- 藤間 功司, 2007, 痕跡調査の精度。首藤伸夫ほか編, 津波の事典, 朝倉書店, 79–81.
- 古村 孝志, 2011, 東北地方太平洋沖地震の強い揺れと大津波そして被害の成因を探る。日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨, O-21.
- 長谷川 昭, 2011, 東北地方太平洋沖地震のメカニズム。日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨, O-21.
- 海上保安庁, 2011, 宮城県沖の海底が 24 メートル動く～東北地方太平洋沖地震に伴う海底の動き～。<http://www.kaiho.mlit.go.jp/info/kohou/h23/k20110406/k110406-02.pdf> (2011 年 5 月 1 日アクセス)。
- 海洋研究開発機構, 2011, 深海調査研究船「かいれい」による海底地形調査結果について（速報）～東北地方太平洋沖地震に伴う震源域近傍における海底変動～。http://www.jamstec.go.jp/i/about/press_release/20110428/ (2011 年 5 月 1 日アクセス)。
- 貝塚爽平ほか 6 名編, 1985, 写真と図でみる地形学。東京大学出版会, 241p.
- 株式会社パスコ, 2011, 合成開口レーダー衛星 (Terra SAR-X) から抽出した推定湛水範囲の変化。http://www.pasco.co.jp/disaster_info/110311/ (2011 年 5 月 18 日アクセス)。

- 国土地理院, 2011a, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動について～データ回収により, 新たに牡鹿半島での変動が明らかに～. http://www.gsi.go.jp/chibankansi/chikakukansi_tohoku2.html (2011 年 3 月 20 日アクセス).
- 国土地理院, 2011b, 津波による浸水範囲の面積 (概略値) について. <http://www.gsi.go.jp/kikaku/kikaku60001.html> (2011 年 3 月 20 日アクセス).
- 国土地理院, 2011c, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による被災地の空中写真. <http://saigai.gsi.go.jp/h23taiheiyo-hr/index.html> (2011 年 3 月 16 日アクセス).
- 国土地理院・海上保安庁, 2011, 東北地方太平洋沖地震の陸域及び海域の地殻変動と滑り分布モデル. <http://www.gsi.go.jp/cals/topic110520-index.html> (2011 年 5 月 27 日アクセス).
- 港湾空港技術研究所, 2011, 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震による津波の GPS 波浪計による観測結果について. <http://www.pari.go.jp/files/items/3527/File/results.pdf> (2011 年 5 月 9 日アクセス).
- 日本火山学会編, 1984, 空中写真による日本の火山地形. 東京大学出版会, 192p.
- 日本地理学会東北地方太平洋沖地震・災害対応本部, 2011, 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震に伴う津波被災マップ. <http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/20110311/map/index.html> (2011 年 4 月 18 日アクセス).
- 岡村 行信, 2011, 地層に残された巨大津波の警告を解説する. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会講演要旨, O-21.
- 大矢 雅彦編著, 1983, 地形分類の手法と展開. 古今書院, 219p.
- 首藤 伸夫, 2007, 津波強度. 首藤伸夫ほか編, 津波の事典, 朝倉書店, 43-45.
- 都司 嘉宣・B. H. Choi・Kyeong Ok Kim・Hyun Woo Kim ほか, 2011, 三陸北部の津波調査. http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc./201103_tohoku/tsunami/ (2011 年 5 月 26 日アクセス).
- 宇佐美 龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493p.
- 渡辺 満久・鈴木 康弘, 1999, 活断層地形判読—空中写真による活断層の認定—. 古今書院, 184p.