

3 班：地震動の性質と土砂災害の発生場

3.1 東北地方太平洋沖地震の概要

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分に発生した東北地方太平洋沖地震は、モーメントマグニチュード (Mw) 9.0 の海溝型巨大地震であった。図-3.1.1 に防災科研による最大加速度分布を示す。観測された最大の加速度 (3 成分合成値) は K-NET 築館 (MYG004) における 2933gal であった。

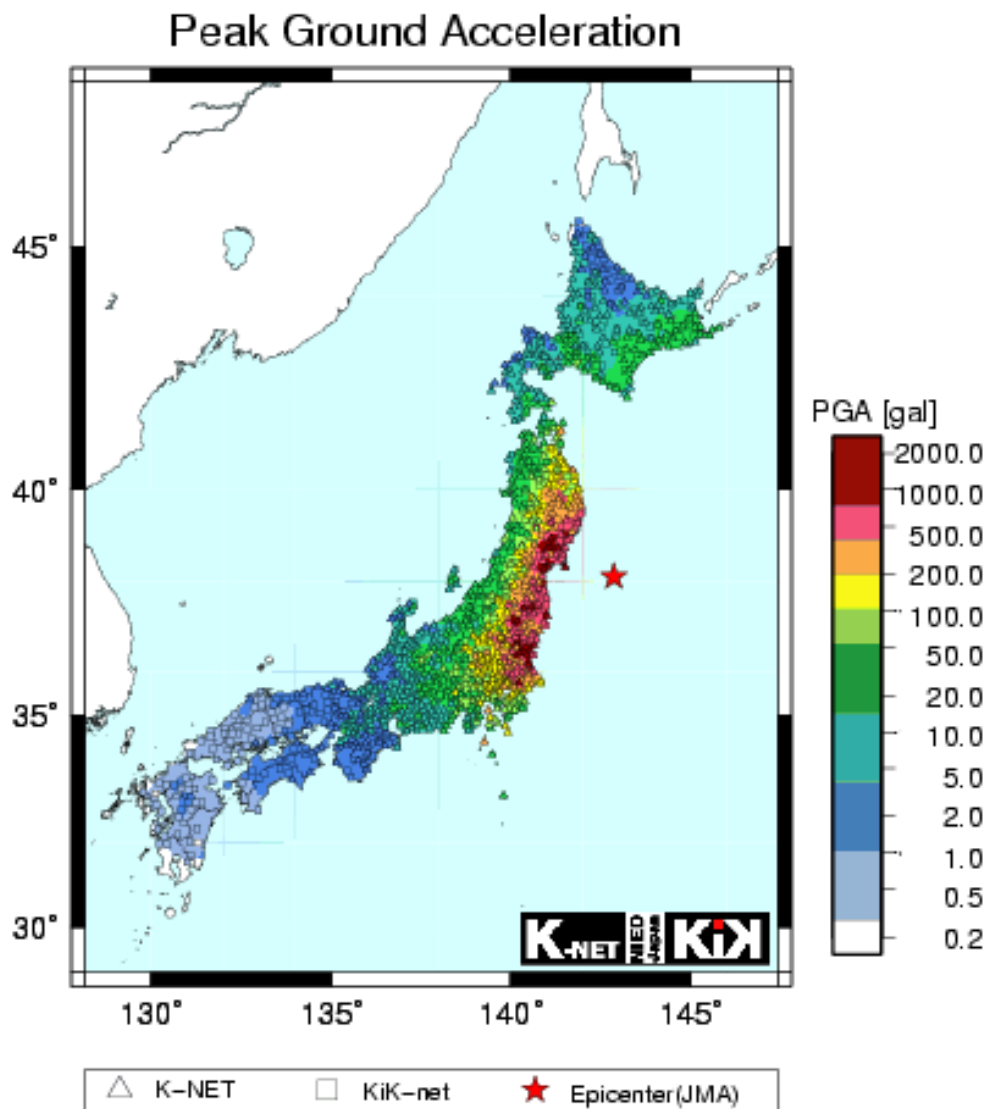


図-3.1.1 強震観測網(K-NET、KiK-net)により観測された地表における最大加速度の分布

地震の原因となったプレートの破壊範囲は、南北 450km、東西 200km に及んでいる。遠地実体波を用いた断層モデルによると（図-3.1.2）、すべり量の空間分布は西側の断層深部まで、地表面に投影すると陸地にまで及んでいる。さらに、震源から 200~300km 南西の茨城県沖にも 20m 近いすべり量が求められている（Yoshida, Y. et al. (2011) の成果を佐竹（2011）より引用）。

すべり破壊の生じた断層面が巨大だったため、揺れが長時間継続した。地震時に断層面上を破壊が進行する速度は、断層の規模にあまり依存しないため、断層の大きさにほぼ比例して断層破壊の継続時間が長くなる。今回の地震では 150 秒にわたって断層面の破壊が進行した（青井ほか、2011）。そのため、地震動の継続時間も長くなった。

図-3.1.2 を始めとするいくつかの断層モデルを総合して震源過程を概観すると、破壊は大きく 3 つのステージに分けることができる（吉田、2011）。

第 1 番目のステージ（破壊開始点周辺）では、破壊開始から 40 秒ほどで震央付近が破壊された。すべり量は最大すべりを示した 2 番目のステージほどは大きくない。破壊が西

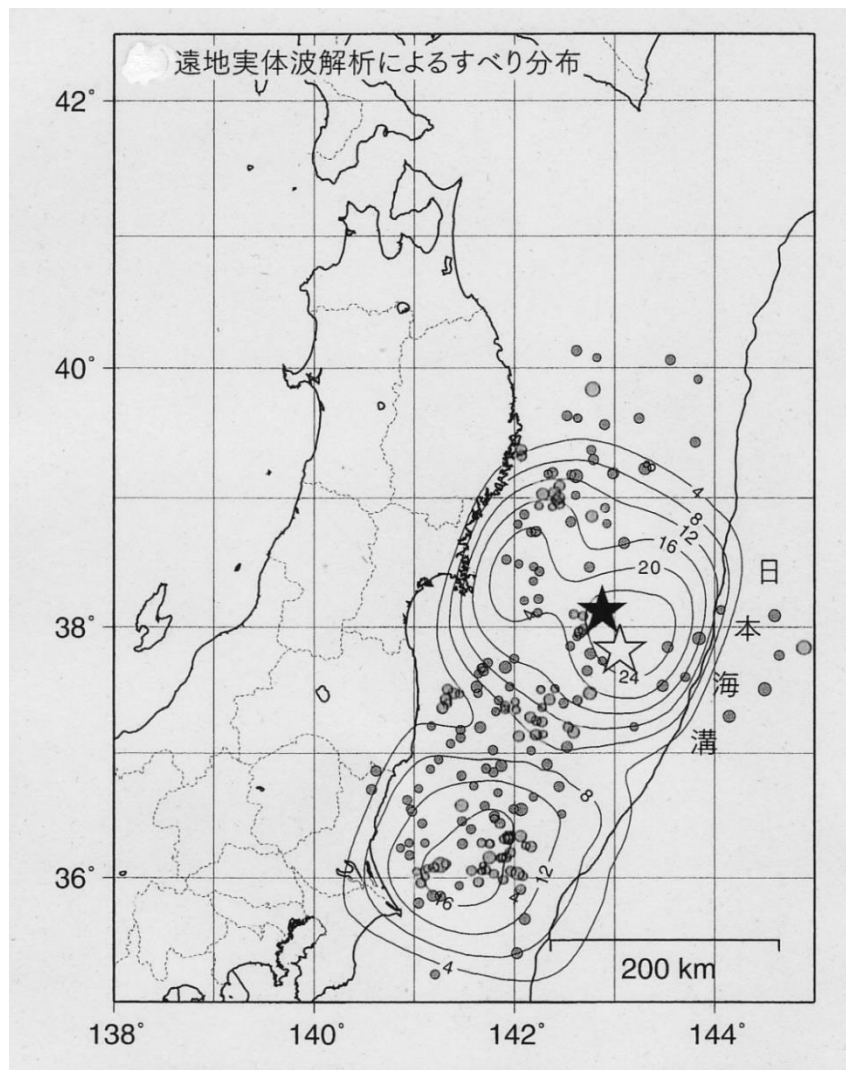


図-3.1.2 遠地地震波解析に基づく断層モデル（Yoshida, Y. et al., 2011）

★：震央、グレーの丸印：本震後 1 日以内に発生した M5 以上の余震の震央

に伝播した端のあたりが、宮城県や岩手県の強震記録にみられる第1ピークの短周期波源に相当すると考えられている。

第2番目のステージ（破壊開始点周辺）では、破壊開始から40～80秒で一気に破壊が広がった。最大すべり量は論文によりばらつきがあるが（60mや30m超など）、非常に大きな値である。継続時間が短く、すべり量が大きいため、すべり速度が大きい。西端の短周期波源が、宮城県や岩手県の強震記録にみられる第2のピークに相当すると考えられている。

第3番目のステージでは、破壊開始から100秒後以降に南に破壊が伝播している。すべり量は第2ステージに比べて小さい。福島県沖や茨城県沖の西側の短周期波源は第3ステージで起きている。

上記のような複雑な震源過程を反映して、図-3.1.3のように、概ね南北に並ぶ強震記録には複数の波群が伝播していく様子がみられる（功刀、2011）。

図-3.1.4に、宮城県築館（MYG004）と福島県白河（FKS016）のK-NETによる地震波形を示す。築館の波形には2つのピークが見られるが、最初のピークは第1番目のステージ、第2のピークは第2番目のステージに相当し、第2ピークの方が大きい。一方、白河の波形に見られるピークは、第3ステージで発生した地震波である。

このように、同じ東北地方太平洋沖地震といっても、宮城県内の災害には第2ステージの破壊による地震動（地震波形の第2ピーク）が、福島県内の本震による災害には第3ステージの破壊による地震動が関与していることが推測される。両ステージの破壊で発生し

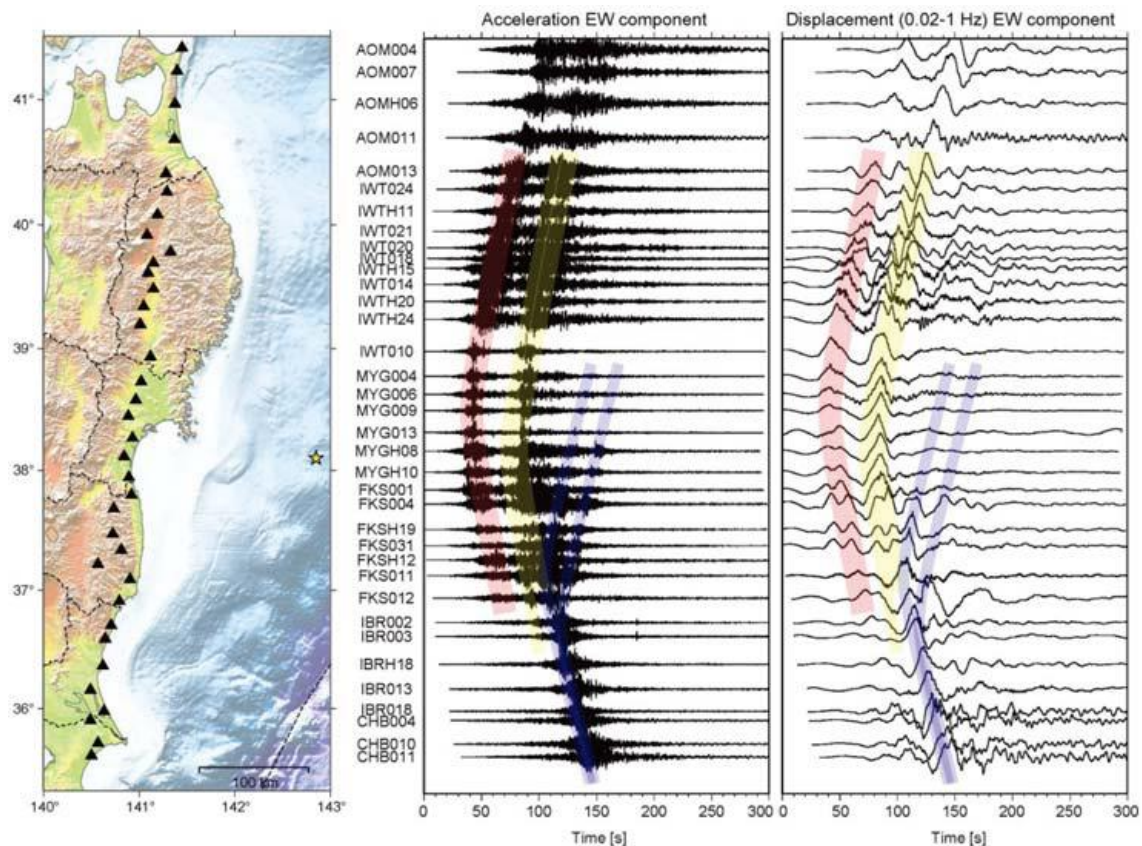


図-3.1.3 強震記録の群表示（EW成分）（功刀、2011）

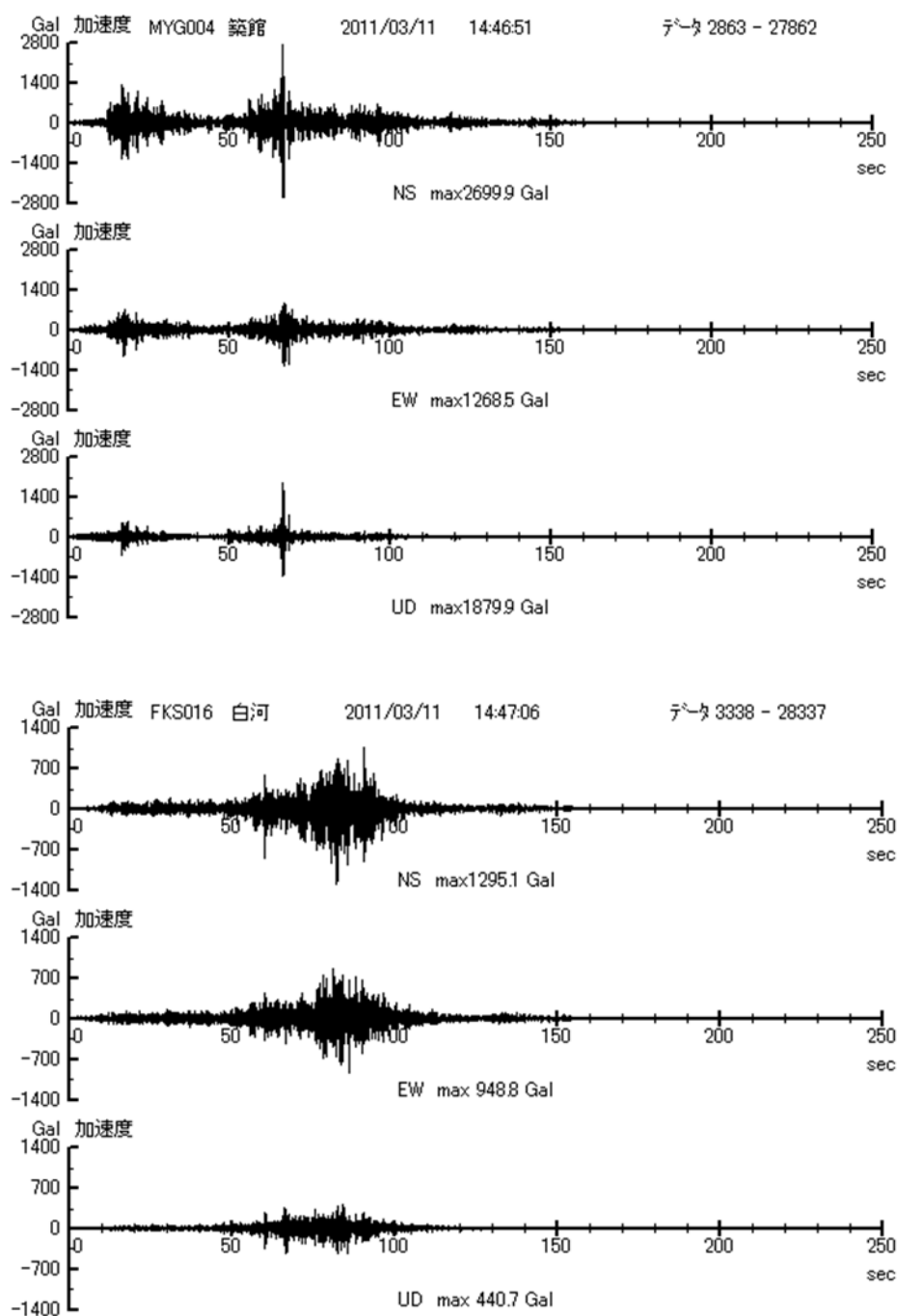


図-3.1.4 K-NET による地震波形（上：宮城県築館、下：福島県白河）

た地震動の性質に差があるとすれば、災害の形態にもそれが反映されている可能性があるが、後述の K-NET 築館（宮城県、第 2 ステージ）と KiK-net 芳賀（栃木県、第 3 ステージ）のスペクトルを比較すると（図-3.1.5）、応答の大きさには大きな差があるものの、ピークの周期には 0.1 秒程度の差しか見られない。ステージの違いによる地震動の性質の差が、例えば宮城県や福島県での斜面災害の特徴にどのような影響を及ぼしたかについては、今後の検討課題である。

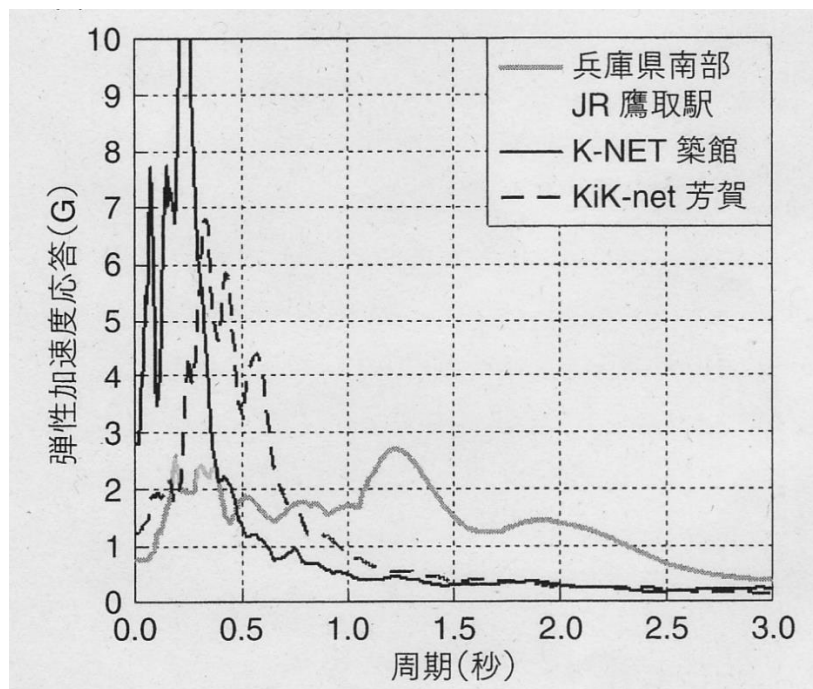


図-3.1.5 弾性加速度応答スペクトル（境、2011）

東北地方太平洋沖地震で震度 7 を記録した K-NET 築館（宮城県）と KiK-net 芳賀（栃木県）の弾性加速度応答スペクトルを、過去に大きな被害を起こした 1995 年の兵庫県南部地震時の JR 鷹取駅と比較して、図-3.1.5 に示す（境、2011）。

築館と芳賀では 0.5 秒以下の短周期で大きな応答を示しているが、キラーパルスと呼ばれる 1~2 秒程度の周期での応答は、JR 鷹取駅と比べるとはるかに小さい。斜面の瞬時的な破壊に結びつくであろう短周期の振動が卓越していたが、破壊されて緩くなり、固有周期が延びた土塊をさらに破壊するあるいは移動させる、より長い周期の地震動が含まれていなかったということができる。このような地震動の特徴と斜面変動現象の関係の検証も、今後の課題としたい。

参考文献

- 青井 真・中村洋光・功刀 卓・鈴木 亘(2011)：東北地方太平洋沖地震の揺れの成長と強震モニタ、科学、81(10)、1065-1067.
- 功刀 卓(2012)：平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の強震動記録、日本地震学会ニュースレター、23(5)、39-42.
- 境 有紀(2011)：地震の揺れによる被害はどうだったのか、科学、81(10)、1055-1060.
- 佐竹健治(2011)：東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル、科学、81(10)、1014-1019.
- 吉田康宏(2011)：地震波形解析から見た 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程、日本地震学会ニュースレター、23(4)、7-10.

3.2 東北地方太平洋沖地震による地震動の特徴

-岩手・宮城内陸地震との比較を通して-

東北地方太平洋沖地震の地震動，とくに崩壊発生に関係する短周期地震動は，断層全体からのエネルギー放射ではなく，局所的ないくつかの断層破壊域からもたらされている（青井ほか，2012）。短周期地震動の発生域については，個数，位置ともにいくつかの説が唱えられているが，（独）防災科学技術研究所（2011）によると（図-3.2.1），地震発生から20～50秒後に宮城県沖の陸地寄り第1波，60～100秒後に再び宮城県沖で第2波，さらに100～140秒後に福島県沖から茨城県沖で第3波を発生させる断層破壊を引き起こしたものと考えられる。したがって，宮城県の内陸には第1と第2の破壊による短周期地震動が主要動として相次いで到達し，福島県南部から茨城県北部の内陸には第3の破壊による短周期地震動が主要動として到達したことになる。第1～第3の地震動が時間的に重なった訳ではないので，地震全体のマグニチュードの大きさに比べて，個々の地震動の規模がそれほど大きくなかったのはこの理由による。

ここでは，岩手・宮城内陸地震時に多数の崩壊・地すべりが発生した岩手・宮城県境付近，両地震時に同じ火砕流台地で地すべりが発生した宮城県築館付近，東北地方太平洋沖地震時に地すべりが多発した福島県南部を対象に，各地区における両地震による地震動の特徴とその崩壊・地すべり発生との関係，さらに直下型と海溝型の地震による地震動の性質にどのような違いがあるのか，などについて検討していく。

3.2.1 岩手・宮城県境付近の地震動

（1）岩手・宮城内陸地震における KiK-net（一関西）の地震動の特徴

図-3.2.2，図-3.2.3に KiK-net 一関西（IWTH25）の加速度時刻歴，応答スペクトルお

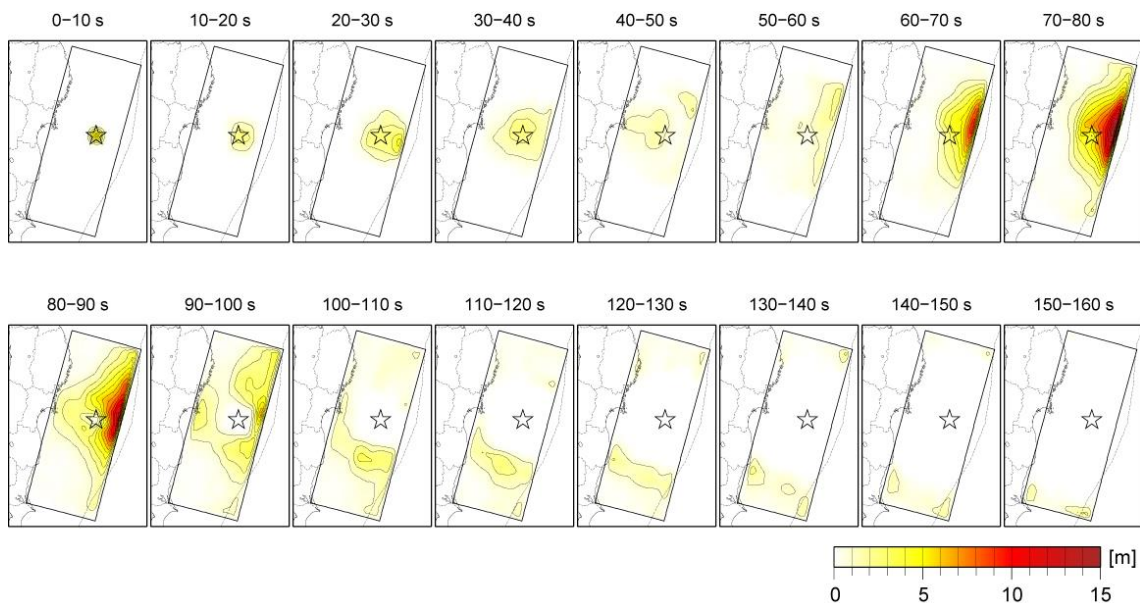


図-3.2.1 断層破壊の時間進展過程（（独）防災科研 HP より）

よび平面内の振動軌跡を示す。また、表-3.2.1 にそれらの図から読み取れる最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから、下記のような特徴が導き出される。

①表層で加速度の UD 成分が大きく増幅されているが (5.7 倍の 3866gal に)、UD 成分の卓越周期はほとんど変わっていない。UD 成分に関しては、地中の卓越周期と表層の増幅周期 (固有周期) がほぼ一致していることから (0.08~0.1 秒)、共振に近い現象が起こったのであろう。なお、速度の UD 成分は、地中・地表ともに水平成分より大きい。

②地中の加速度が極めて短周期である。水平面内の表層の増幅周期 (固有周期) がそれより長周期だったため、水平方向の卓越周期は表層で 2 倍ほど引き伸ばされているが、加速度振幅は水平方向に関しては大きな増幅を逃れた。それに対して、地中の速度の卓越周期は 1 秒以上とやや長周期であり、むしろ表層で短周期化している。

③表層で加速度は 1.1~5.7 倍、速度は 1.3~1.8 倍、3 成分合成加速度は 3.7 倍 (UD 成分の増幅が大きく寄与) に増幅している。

KiK-net (一関西) の設置地点の表層はおもに凝灰岩からなり、一部に泥岩や砂・粘土を含んでいる。岩手・宮城県境付近の表層には同様の地質が広く分布しており、とくに大規模地すべりを起こした荒砥沢は、砂岩・シルト岩および凝灰岩からなる湖成層で、同一とみなしてよい。この地域で大小の崩壊・地すべりが多発した原因は、極めて大きな地震動が襲ってきたことが主因であるが、上記①の表層の増幅特性、とくに UD 成分の増幅が大きく作用しているものと考えられる。

(2) 東北地方太平洋沖地震における KiK-net (一関西 2) の地震動の特徴

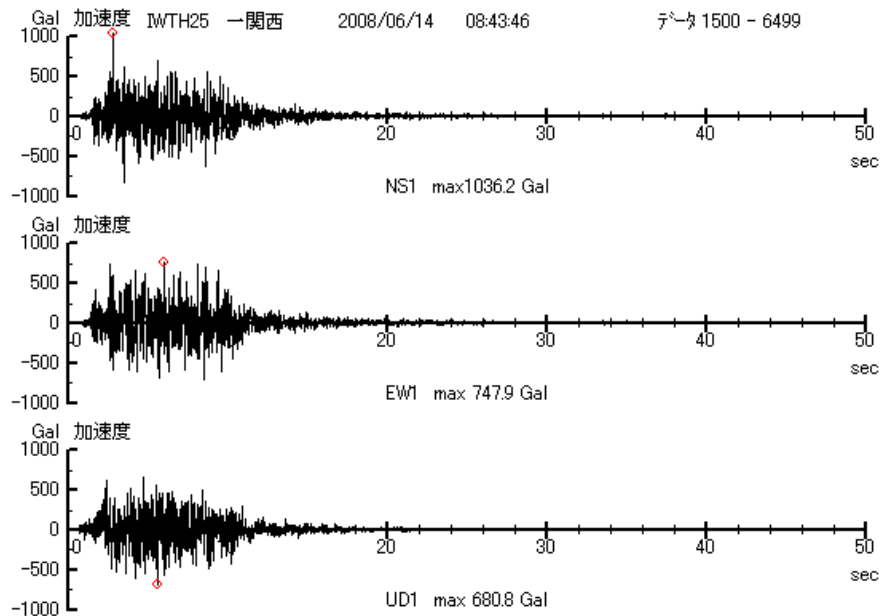
図-3.2.4~3.2.7 に KiK-net 一関西 2 (IWITH28) の加速度時刻歴、応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また、表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから、下記のような特徴が導き出される。なお、本観測点では第 1 と第 2 の断層破壊に対応する 2 つの地震動が記録されているので、表-3.2.1 では第 1 波と第 2 波の 2 つに分けて示したが、考察では振幅のやや大きい第 2 波に注目する。

①ほぼ同じ規模の第 1 波と第 2 波が連続して到達したため、各波の継続時間は岩手・宮城内陸地震とほぼ同程度であったが、2 つの波を合計した継続時間は約 2 倍になった。

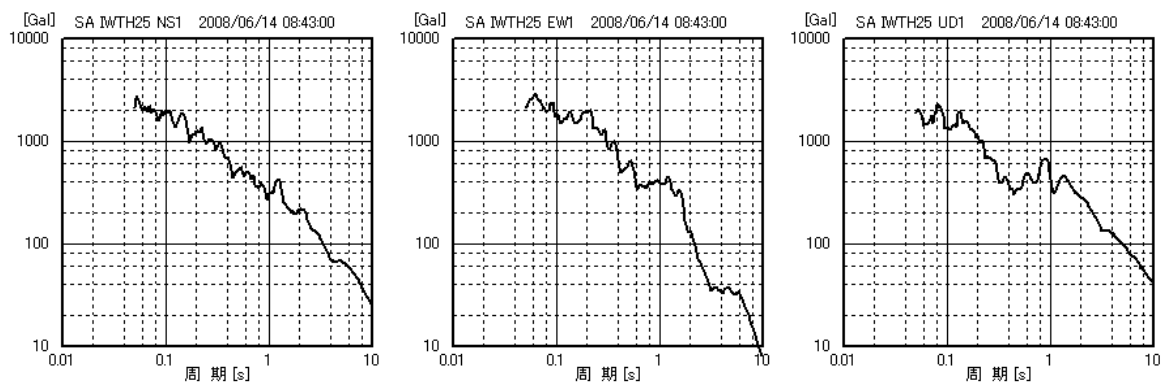
②中小規模の崩壊が発生する 300gal (3 成分合成) にまで表層で増幅されたが、速度は地表でも最大 20kine 程度にとどまり、大規模崩壊が発生するレベルまでは届かなかった。

③地中の加速度の卓越周期は、岩手・宮城内陸地震時の一関西より長周期であった。これは、直下型と海溝型の違いというより、震源距離の違いが原因であろう。地表の加速度の卓越周期は、岩手・宮城内陸地震時の一関西とほぼ同じである。

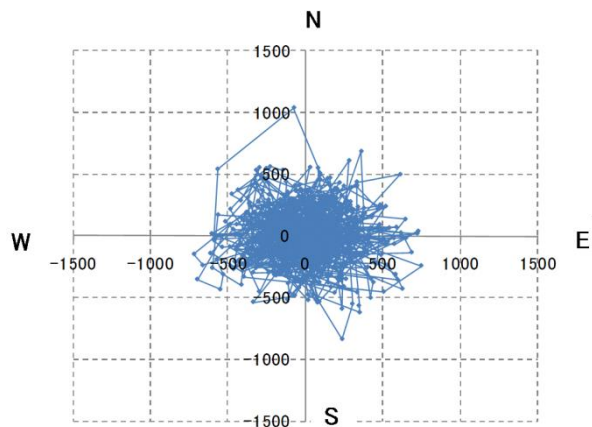
④表層で加速度は 2.7~4.4 倍 (3 成分合成値は 3.6 倍) に、速度は 1.2~2.7 倍に増幅されている。



(a) 加速度時刻歴

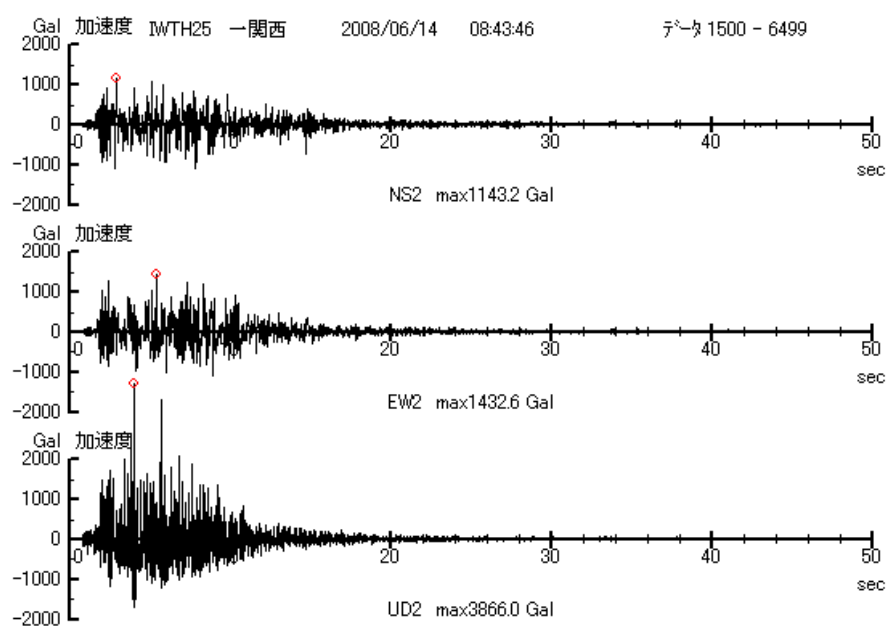


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

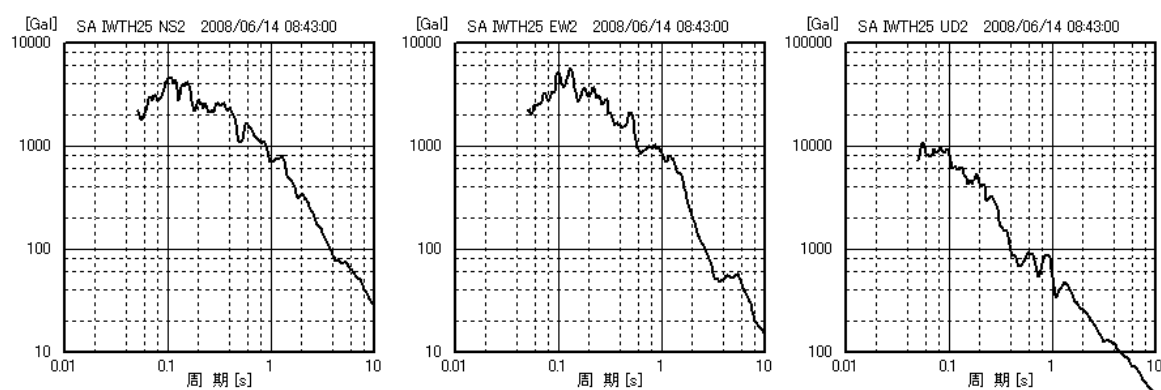


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

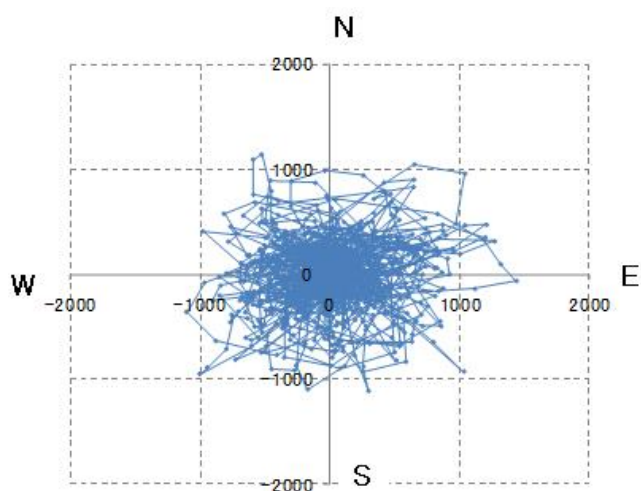
図-3.2.2 岩手・宮城内陸地震における KiK-net 一関西 (IWTH25) (地中) の地震動



(a) 加速度時刻歴

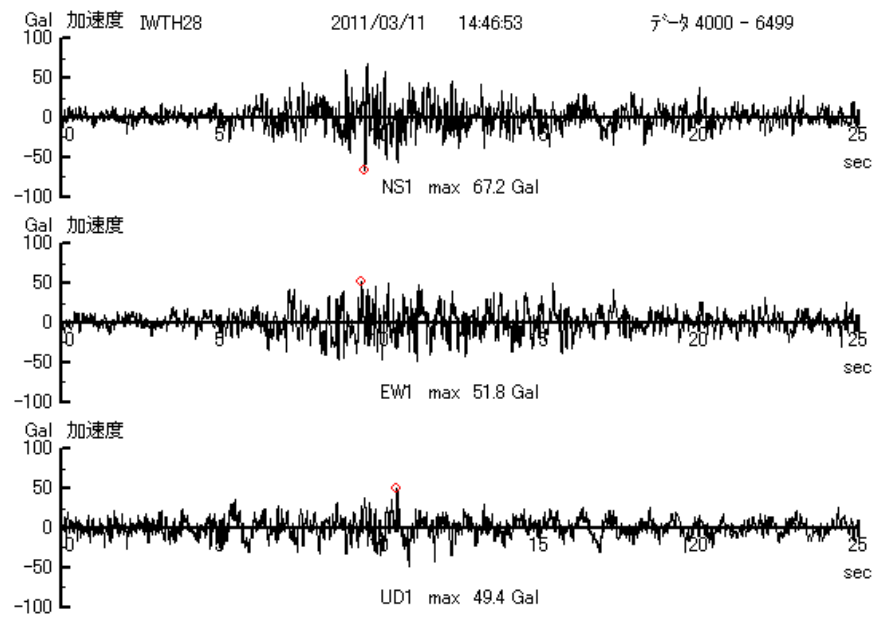


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

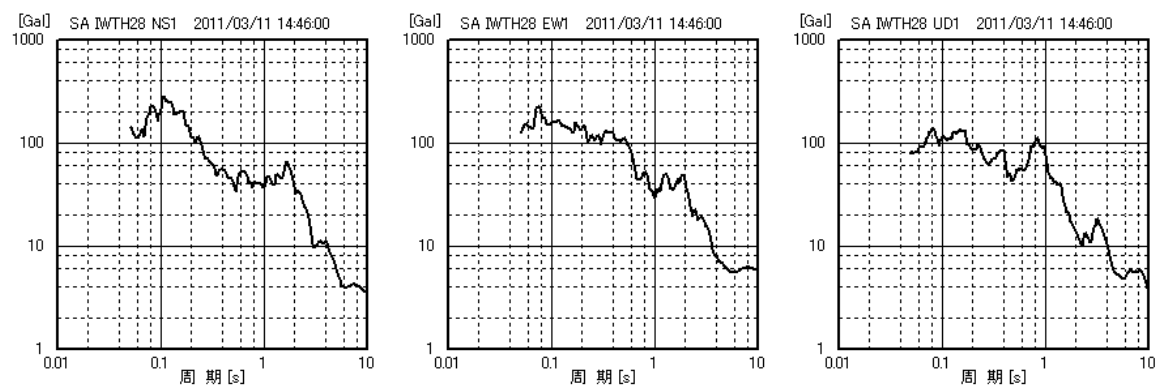


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

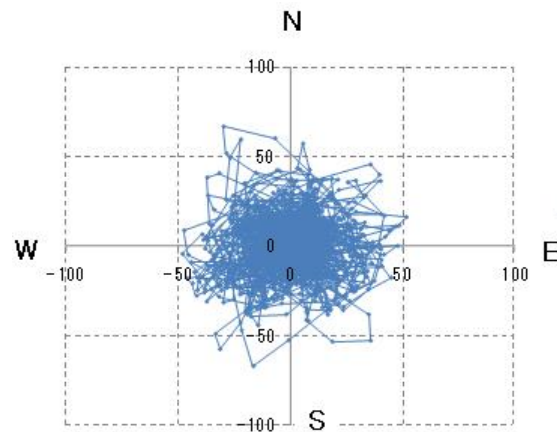
図-3.2.3 岩手・宮城内陸地震における KiK-net 一関西 (IWTH25) (地表) の地震動



(a) 加速度時刻歴

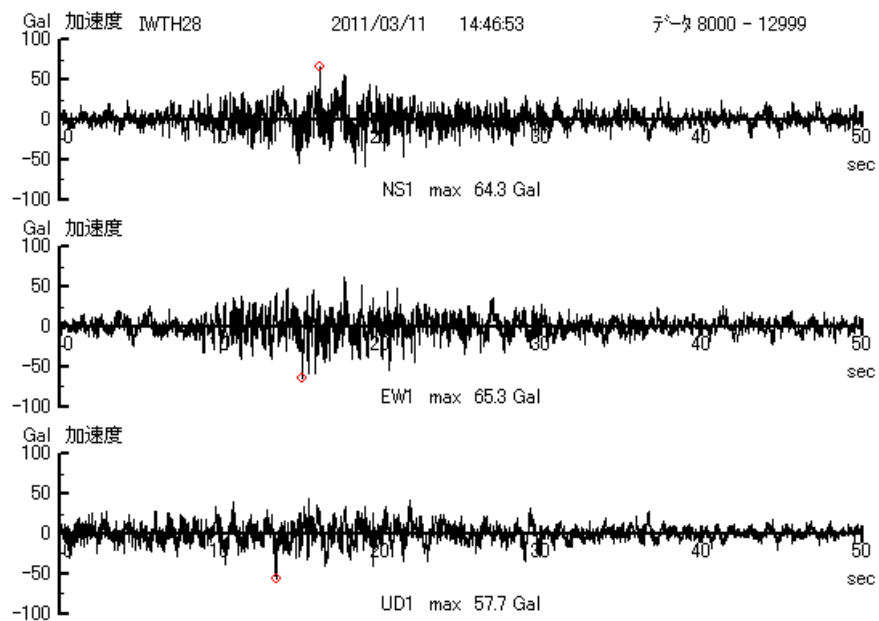


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

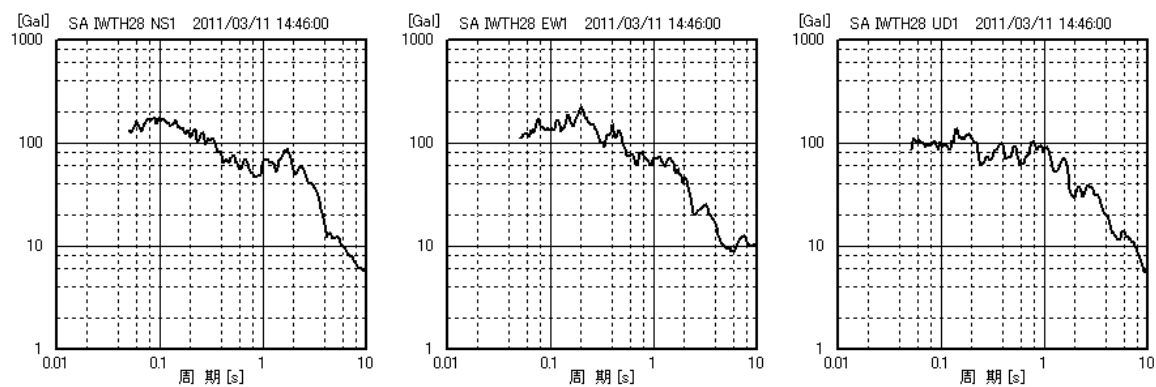


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

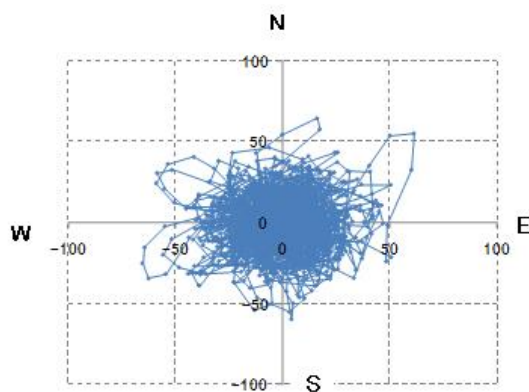
図-3.2.4 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地中, 第 1 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴

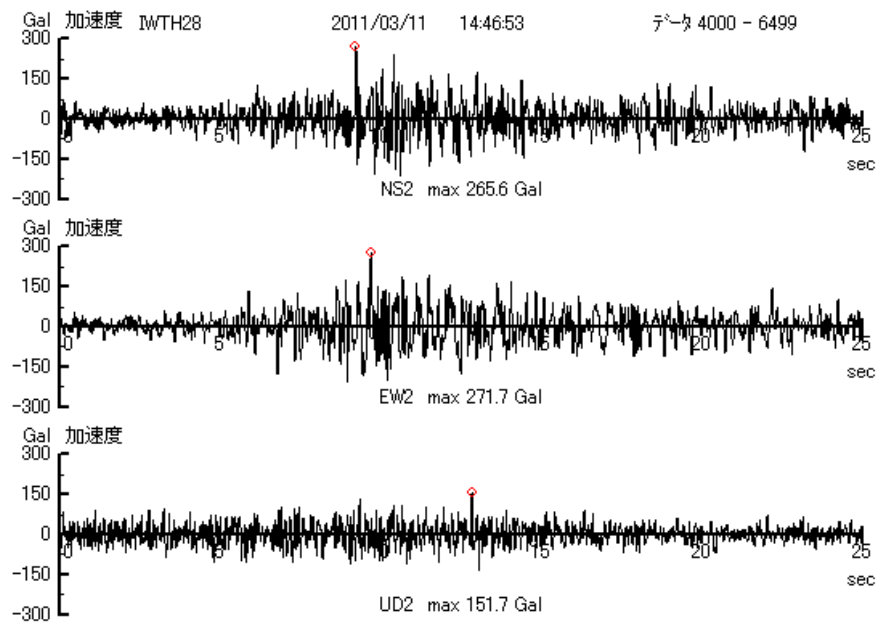


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

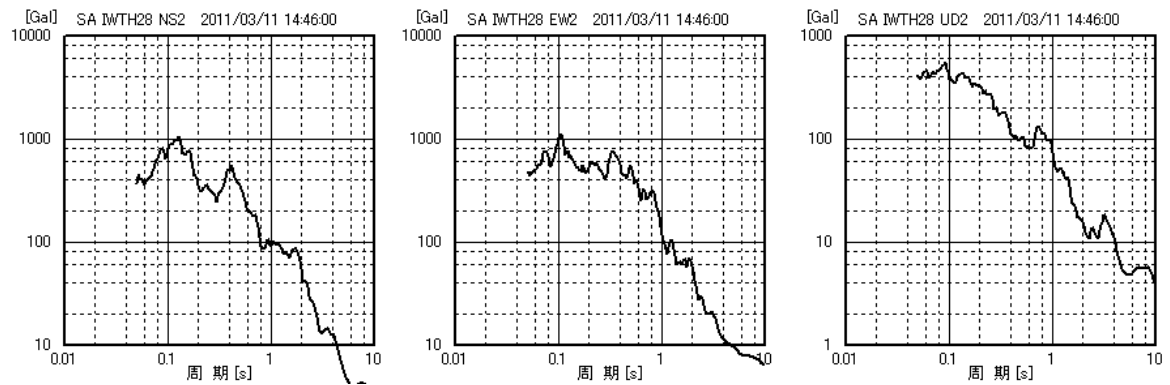


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

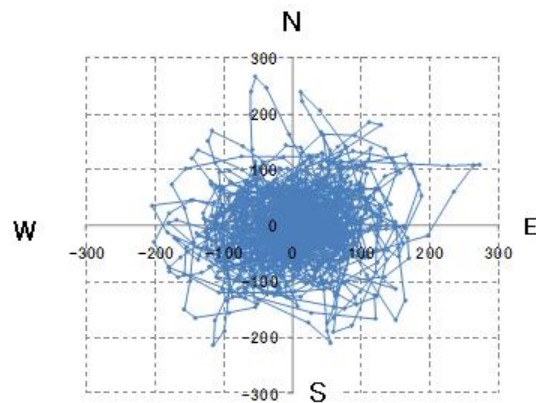
図-3.2.5 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地中, 第 2 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴

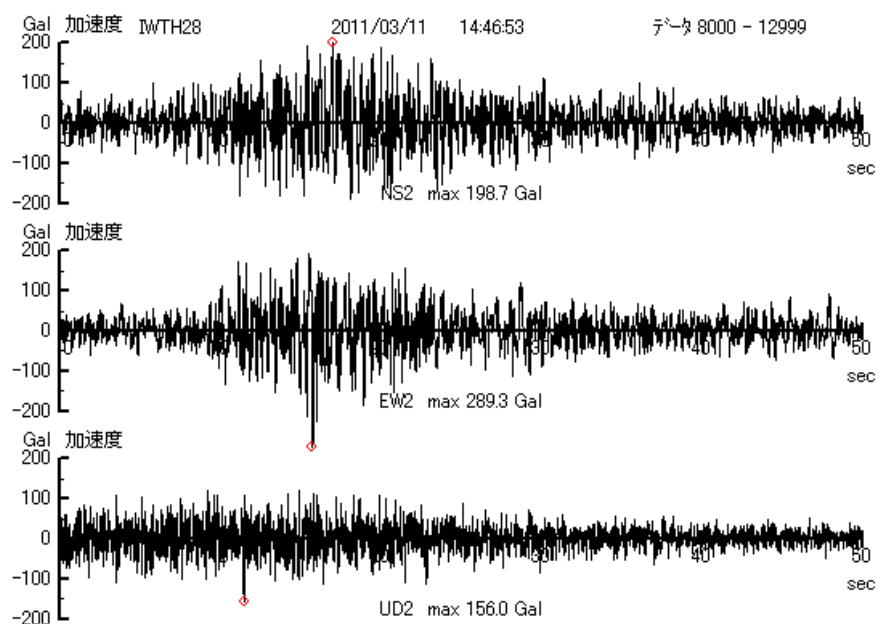


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

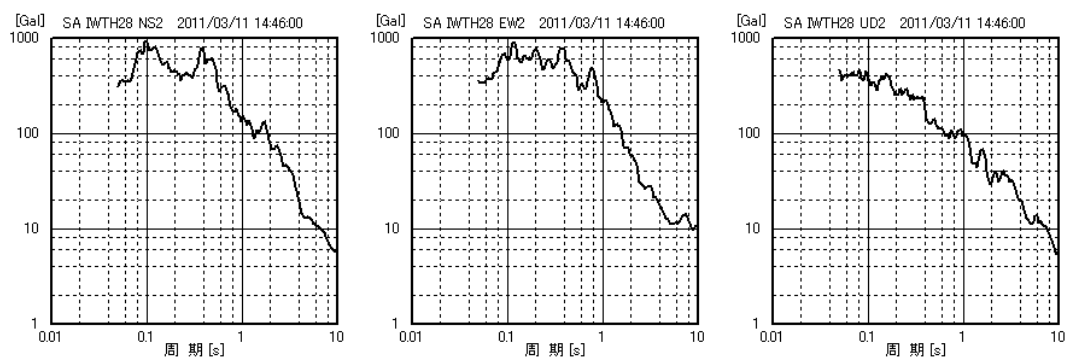


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

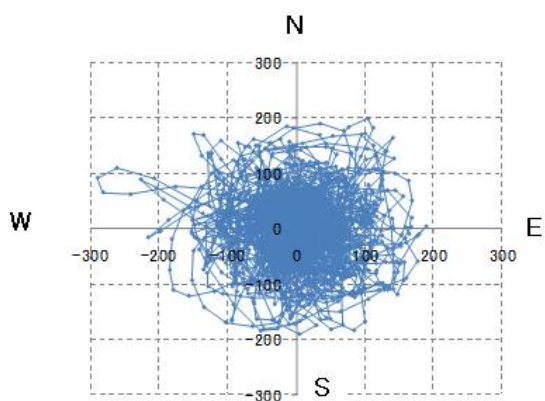
図-3.2.6 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地表, 第 1 波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.7 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 一関西 2 (IWTH28) (地表, 第 2 波) の地震動

3.2.2 宮城県築館付近の地震動

(1) 岩手・宮城内陸地震における K-NET（築館）の地震動の特徴

図-3.2.8 に K-NET 築館（MYG004）の加速度時刻歴，応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。K-NET では地表部にのみ地震計が置かれている。表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから，下記のような特徴が導き出される。

①地表の 3 成分合成加速度は 812gal，速度も 50kine 程度あるので，中小規模の崩壊・地すべりを起こすのには十分なレベルである。

②速度の卓越周期が極めて大きい（2～4 秒）。同じ地震でありながら，一関西と比較して加速度，速度ともに全般的に周期が長い。築館観測点の地下 1m 以深は岩盤なので，この長周期化は震源と観測点間の伝播経路の性質によるものと考えられる。

2003 年 5 月の宮城県沖を震源とする地震により，築館・館下地区の火砕流台地の谷埋盛土で地すべりが発生している。本地震では，この地すべりに隣接する谷埋盛土で地すべりが発生した。地震動の卓越振動方向は不明瞭であるが，強いて言えば NE-SW である。一方，地すべりの方向は NNE→SSW でほぼ一致している。

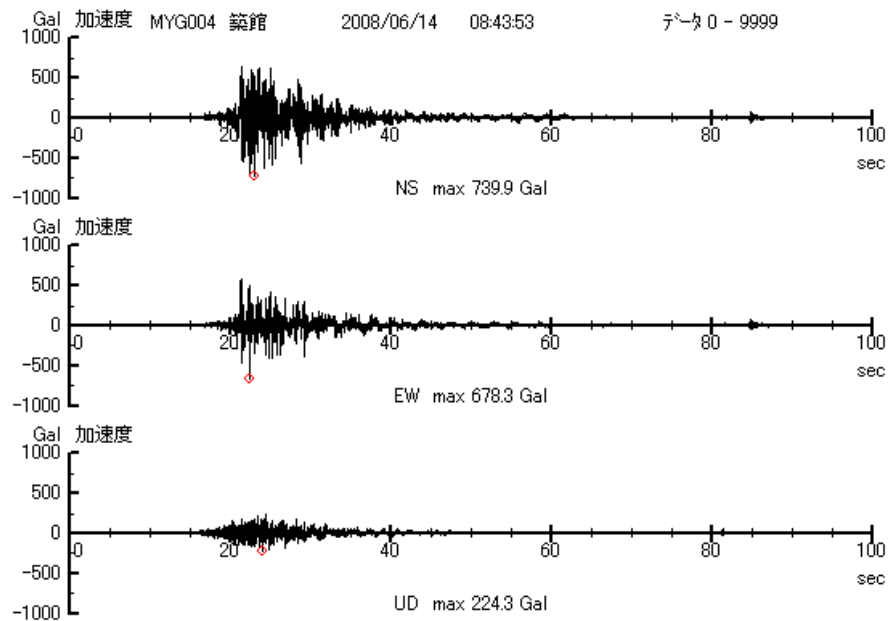
(2) 東北地方太平洋沖地震における K-NET（築館）の地震動の特徴

図-3.2.9，図-3.2.10 に K-NET 築館（MYG004）の加速度時刻歴，応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また，表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから，下記のような特徴が導かれる。なお，本観測点でも第 1 と第 2 の断層破壊に対応する 2 つの地震動が記録されているので，表-7.1.1 では第 1 波と第 2 波の 2 つに分けて示したが，考察では第 1 波より約 2 倍大きい第 2 波に注目する。

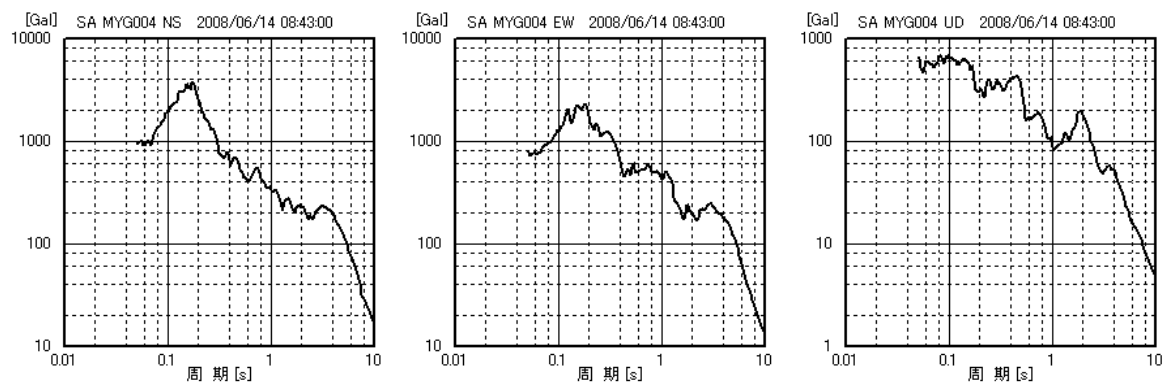
①第 2 波は 3 成分合成加速度で 2933gal，速度も NS 成分で 111kine と極めて大きな値を示し，大規模崩壊の原因となり得る大きさを持っている。

②第 1 波と第 2 波が連続して到達したため，各波の継続時間は岩手・宮城内陸地震とほぼ同程度であったが，2 つの波を合計した継続時間は約 2 倍になった。

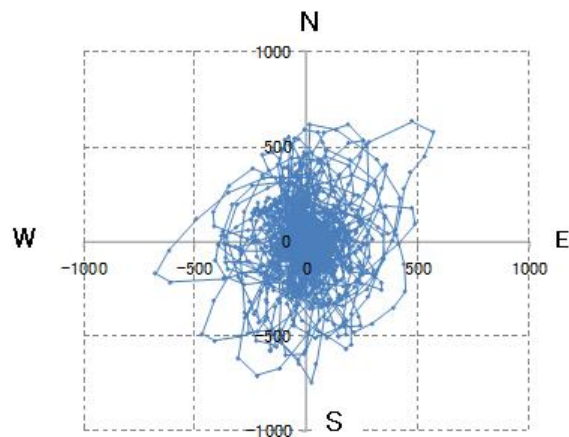
2003 年 5 月の宮城県沖を震源とする地震と岩手・宮城内陸地震により地すべりが生じた築館・館下地区の火砕流台地で，これらの地すべりに隣接する谷埋盛土で，三度亀裂と地すべりの発生が報告されている。地震動の卓越振動方向は N-S であり，一方，地すべり方向は N→S で一致している。



(a) 加速度時刻歴

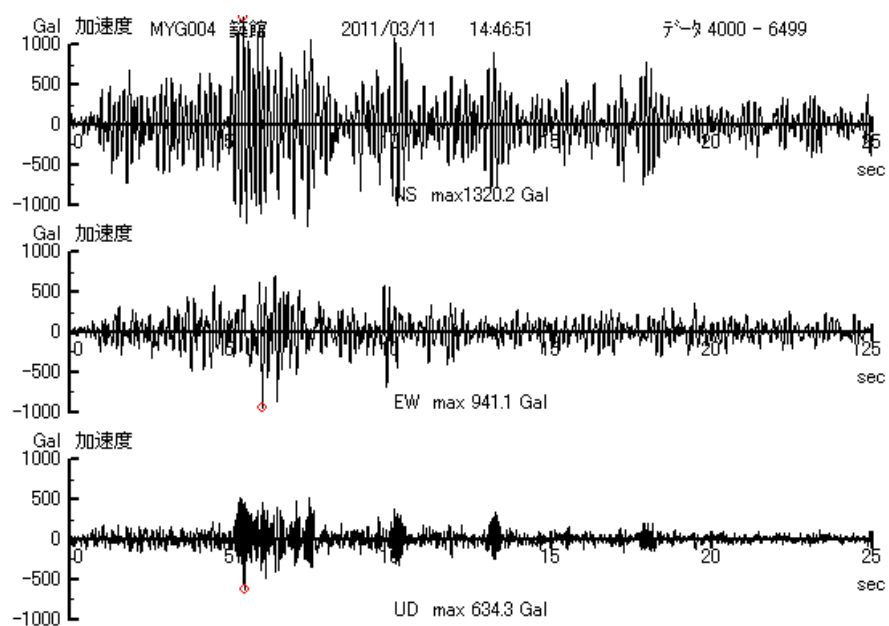


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

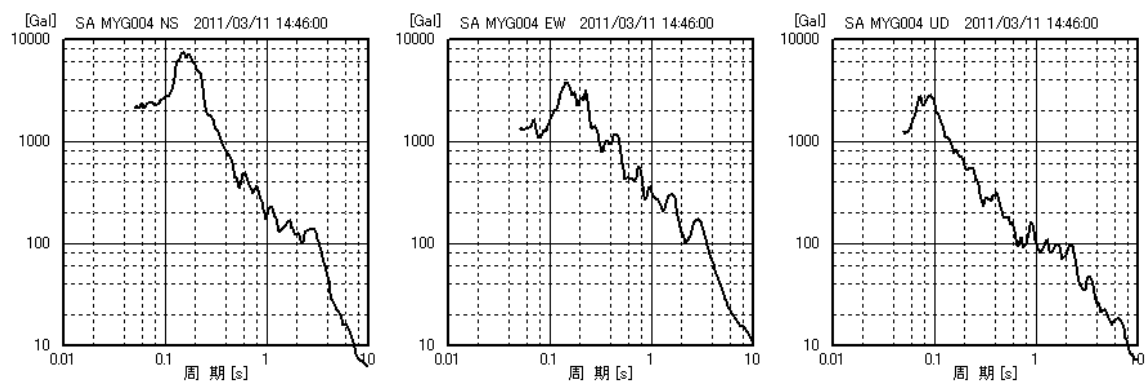


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

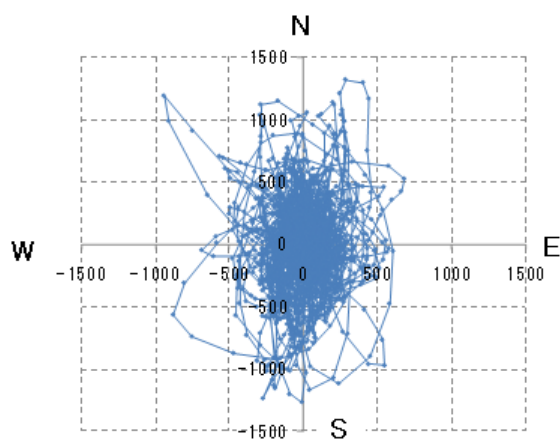
図-3.2.8 岩手・宮城内陸地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表) の地震動



(a) 加速度時刻歴

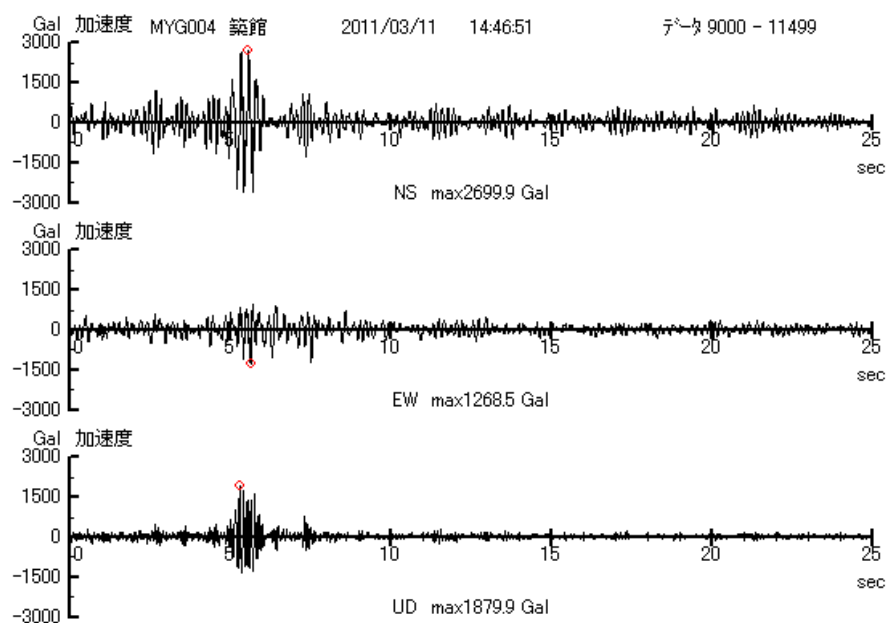


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

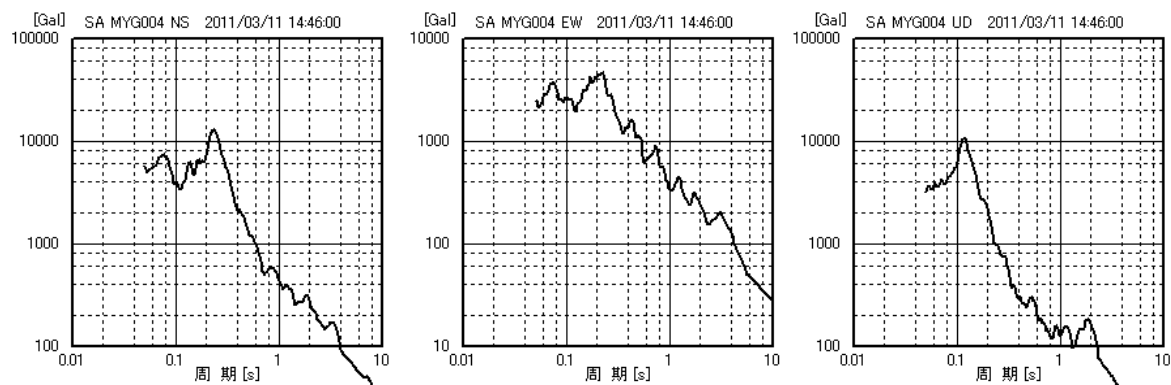


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

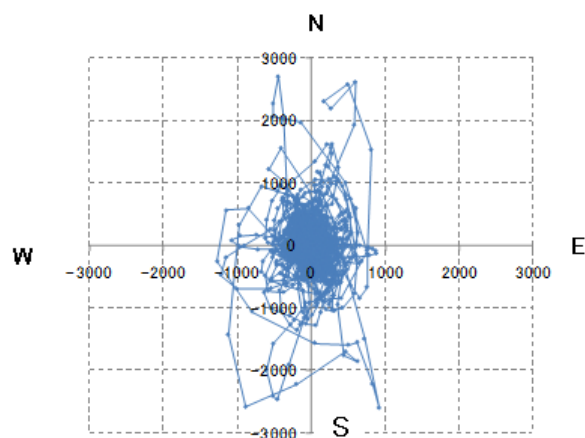
図-3.2.9 東北地方太平洋沖地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表, 第1波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.10 東北地方太平洋沖地震における K-NET 築館 (MYG004) (地表, 第2波) の地震

3.2.3 福島県南部の地震動

この地域は、岩手・宮城内陸地震では大きな地震動を受けていないため、解析は東北地方太平洋沖地震のみで行った。取り上げた地震動は KiK-net 西郷 (FKSH10) である。図-3.2.11, 図-3.2.12 に加速度時刻歴, 応答スペクトルおよび平面内の振動軌跡を示す。また, 表-3.2.1 に最大加速度や卓越周期などの諸元を示す。これから, 下記のような特徴が導かれる。なお, 本観測点では第3の断層破壊に対応する地震動が記録されている。

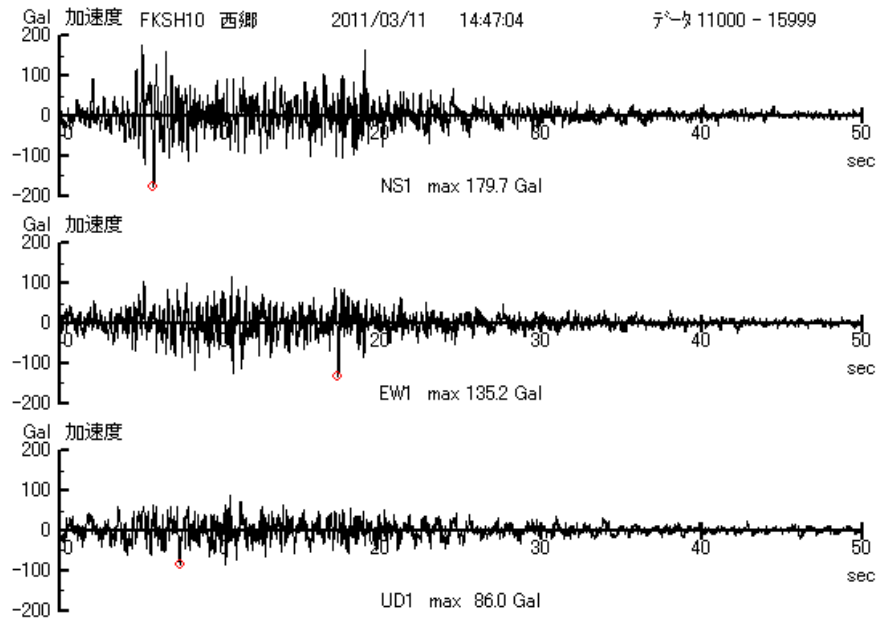
①表層での加速度(とくに UD 成分)の増幅が極めて大きい(NS: 5.9 倍, EW: 5.7 倍, UD: 11.8 倍, 3成分合成: 6.7 倍)。表層での速度の増幅は 1.9~3.3 倍である。

②地表では, 加速度が 1335gal と大きい割には, 速度は 40kine 程度である。

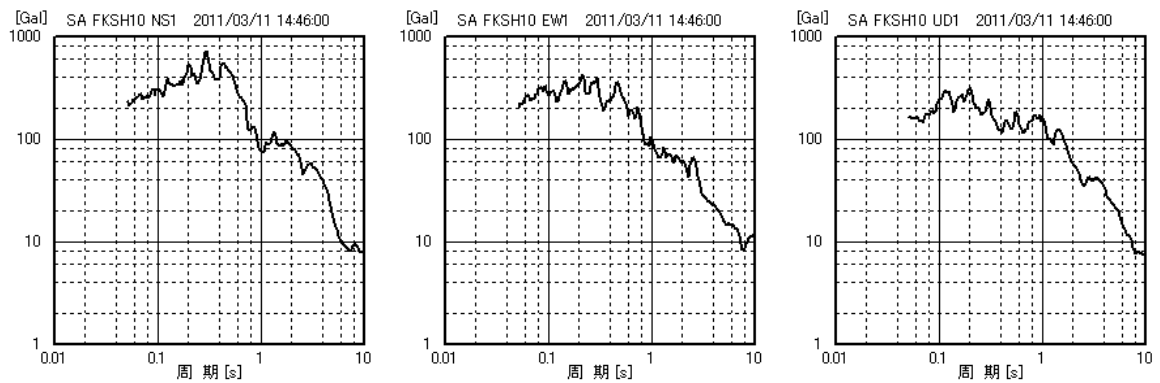
③加速度の卓越周期は地表と地中でほとんど変わらず, 地中の加速度の卓越周期と表層の増幅周期(固有周期)は概ね一致している。したがって, 3成分とも表層で共振に近い現象が起こったものと考えられる。

KiK-net (西郷) の表層部は V_s が極めて低い凝灰岩で構成されている。一方, 大規模地すべりを起こした葉の木平は火山堆積物地帯であり, 地質的にはほとんど同類とみなしてよい。地震動の卓越振動方向は, NNE と SSW に傾きつつ, 下から上へと突上げる方向である。葉の木平の斜面の向きは NE あり, したがって, 斜面を(鉛直ではなく)垂直に突き上げる形となっている。岩手・宮城内陸地震時の荒砥沢地すべりと同様, U-D 方向の激しい振動が大規模地すべりの誘因と考えられる。

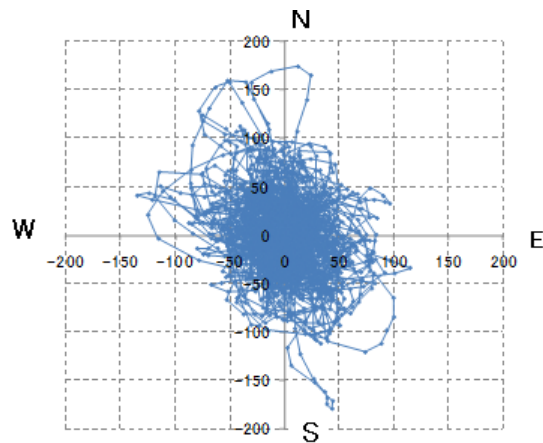
3.2.1~3.2.3 で検討した地震波形データの最大加速度や卓越周期などの諸元は表-3.2.1 のようにとりまとめられる。



(a) 加速度時刻歴

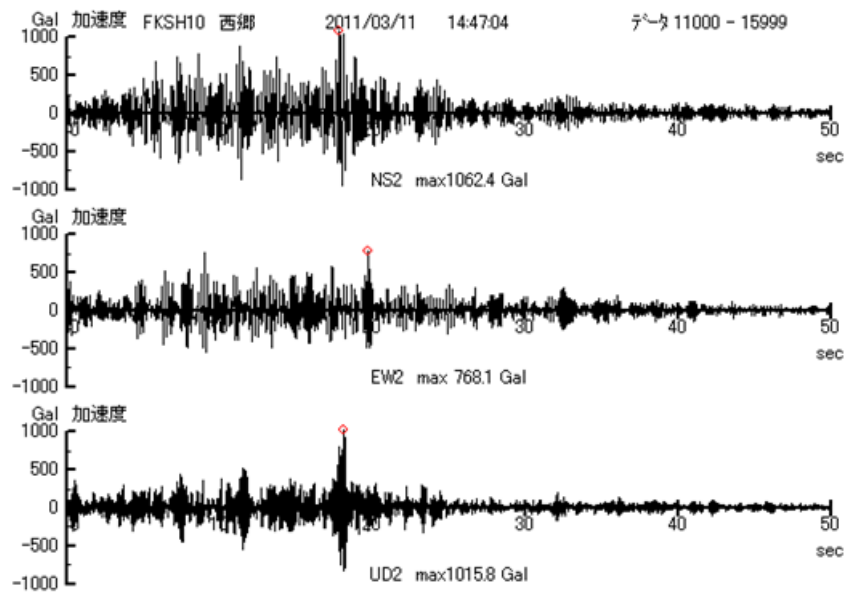


(b) 地震応答スペクトラム (加速度)

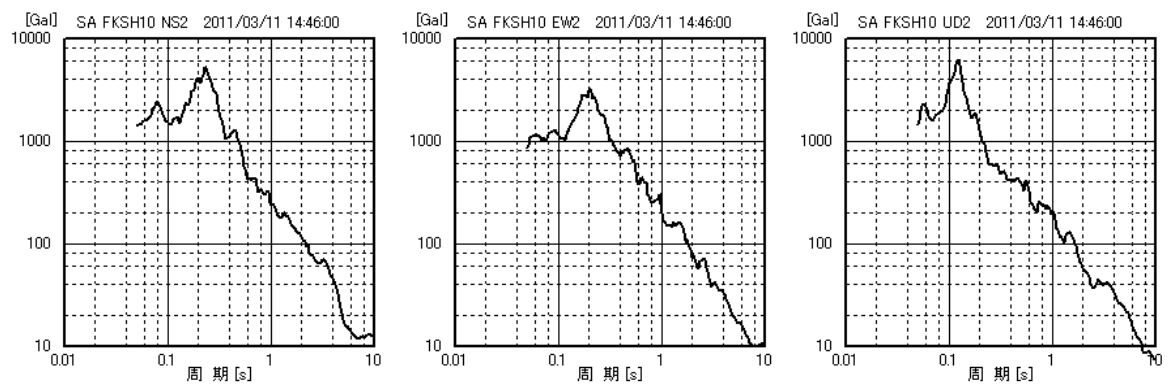


(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

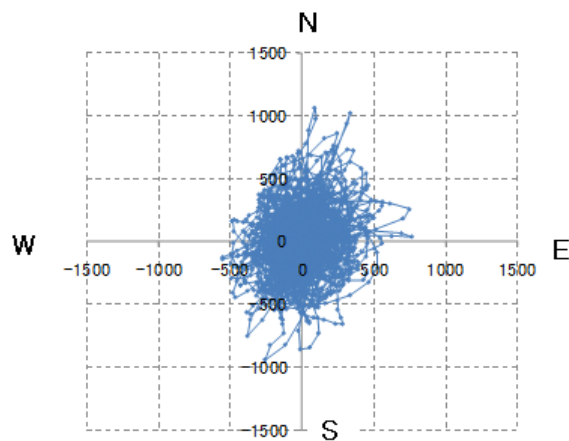
図-3.2.11 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 西郷 (FKSH10) (地中, 第3波) の地震動



(a) 加速度時刻歴



(b) 地震応答スペクトラム (加速度)



(c) 平面内の振動軌跡 (Gal)

図-3.2.12 東北地方太平洋沖地震における KiK-net 西郷 (FKSH10) (地表, 第3波) の地震動

地 域	観測点名	地震	深度(m)	対象波形	方位	最大加速度 (gal)	卓越周期 (秒)	表層の増幅 周期(秒)	100gal以上の継続時間 (秒)	最大速度 (km)	卓越周期 (秒)	水平面内の卓越振動方向	3成分合成値		備考
													PGA(gal)	振動方向	
岩手・宮城県境付近	一関西 (IWH25)	①	地中(260)	全体	NS	1036	0.05	0.18、(0.13)	13	37.5	(1.2)~3.0	—	1078	ボーリング柱状図は別図	0～-1m:粘土 -1～-10m:岩盤
					EW	748	0.06	0.43、(0.13)		34.1	1.2~				
					UD	681	~0.08~	0.10、(0.21)		56.0	1.5~				
		地表	NS	1143	0.10~	—	20	66.9	~1.3	(E-W)	4022	U-D (橋田体の長軸がややNE-SWに傾く)			
			EW	1433	~0.14			62.7	0.5~						
			UD	3866	0.06~			74.8	0.2						
	一関西2 (IWH28)	②	地中(263)	第1波(40～60秒)	NS	67.2	0.10	0.36、(0.46)	0	4.7	1.70	—	79	ボーリング柱状図は別図	0～-1m:粘土 -1～-10m:岩盤
					EW	51.8	0.08	0.72、(0.11)		4.7	1.90				
					UD	49.4	0.08~	0.06、(0.10)		4.1	0.85				
			地中(263)	NS	64.3	~0.10~	0.52、(0.40)	0	6.6	1.80~	(E-W)	84	—		
				EW	65.3	0.20	0.34、(0.79)		6.2	1.50~					
				UD	57.7	0.14~	0.053、(0.28)		6.7	~2.80~					
		地表	第1波(40～60秒)	NS	266	0.13	—	(H)14 (V) 8	10.2	0.40	(E-W)	298	—		
				EW	272	0.10			15.3	~0.80					
				UD	152	0.09			6.0	0.75~					
			第2波(80～110秒)	NS	199	0.1、(0.4)	—	20	14.4	~0.50	—	304	—		
				EW	289	0.12~			16.6	0.80					
				UD	156	~0.08~			8.2	~2.80~					
	築館 (MYG004)	①	地表	全体	NS	740	0.17	—	(H)18 (V)12	45.3	(0.17)~4.0~	(NE-SW)	812	ボーリング柱状図は別図	0～-1m:粘土 -1～-10m:岩盤
					EW	678	~0.18			38.7	3.5~				
					UD	224	~0.10~			14.7	2.0				
		第1波(40～60秒)	NS	1320	0.15~	—	20	43.4	0.17	N-S	1521	N-S			
			EW	941	0.15			49.7	0.23						
			UD	634	~0.09			12.3	0.09、(2.3)						
西郷 (FKSH10)	②	地表	第2波(90～110秒)	NS	2700	0.23	—	20	111	0.23	N-S	2933	ボーリング柱状図は別図	0～-1m:粘土 -1～-10m:岩盤	
				EW	1269	0.22			49.6	0.22					
				UD	1880	0.12			34.2	0.12					
	地中(200)	第3波(110～140秒)	NS	180	0.30	0.25、(0.23)	(H)13 (V) 0	16.6	0.5、(4.0)	(N-S)	199	DNNW-USSE			
			EW	135	~0.20~	0.21、(0.17)		9.6	(~0.5)~2.4						
			UD	86	(0.12)~0.2	0.094、(0.12)		12.8	(1.0)~1.4~						
地表	第3波(110～140秒)	NS	1062	0.25	—	30	36.2	0.25	(NNE-SSW)	1335	0～-1m:粘土 -1～-10m:岩盤				
		EW	768	0.20			31.2	0.20~							
		UD	1016	0.13			24.6	0.13							

① 岩手・宮城内陸地震(2008/06/14-08:43)
② 東北地方太平洋沖地震(2011/03/11-14:46)

※ 3.2.1

地震動の特徴

3.2.4 直下型と海溝型の地震に起因する地震動の比較

(1) KiK-net（一関西および一関西 2）における直下型と海溝型の相違

海溝型の加速度の卓越周期は、地中では直下型の2～3倍であり（直下<0.08秒<海溝）、地表ではほぼ同程度になっている（表層の固有周期の影響か）。地中で異なるのは、直下型や海溝型による違いというより、震源距離の長短の影響であろう。また、加速度と速度の大きさは、直下>海溝となっているが、これは勿論震源距離の違いによるものである。

一方、卓越振動方向に特徴はない。強いて言えばどちらもE-Wで、断層（海溝型の場合は海溝軸）の走向（NNE-SSW）にほぼ直交している。

「一関西」は岩手・宮城内陸地震後に「一関西 2」に移設されたもので、ほとんど同一の場所であるため、地中の構造は同じと考えてよい。図-3.2.13と図-3.2.14は同地点における地中に対する地表の地震動の加速度応答スペクトル比であり、表層約260mの増幅特性を示している。(1)は岩手・宮城内陸地震、(2)は東北地方太平洋沖地震の第2波である。同じ地盤なので同じ傾向のスペクトル比が得られてもいいはずであるが、明らかに異なる。(1)はピークが明瞭ではなく、水平動は0.1～0.5秒、UDは0.05～0.2秒に緩やかな膨らみが見られる。一方、(2)もピークは明瞭ではなく、水平動は0.3～0.8秒に、UDは0.05～0.3秒に緩やかな膨らみが見られる。UDはほぼ一致しているが、水平動はずれている。(1)の入力地震動は約1000gal（3成分合成）、(2)は84gal（同）と大きく異なり、同一地盤の増幅度の違いは、入力地震動の大きさによって現れる地盤の非線形性の影響とみられる（直下型、海溝型による違いではない）。被害地震については、(1)の増幅度が目安になる。

ちなみに、図-3.2.15は「西郷」における加速度応答スペクトル比である。ここでは比較的ピークははっきりしており、水平動は0.15～0.25秒、UD成分は0.09～0.15秒にピークがある。大きいところではスペクトル比が30を超えており（一関西では大きくても10～13程度）、入力地震動の卓越周期もほぼその範囲にあったため、表層で激しく増幅された。

以上、地震動から見て、直下型地震と海溝型地震の違いは、単に震源距離の違いに帰すことができるようである。

(2) K-NET（築館）の地表における直下型と海溝型の相違

地表における加速度の卓越周期は、一関西と同様、直下型と海溝型ではほぼ等しい。これは表層の固有周期の影響と考えられ、地震の型は関係ない。

卓越振動方向は、直下型（NE-SW）も海溝型（N-S）も、断層（海溝型は海溝軸）の走向（NNE-SSW）にほぼ平行している。

ここでも、直下型と海溝型の違いを裏付けるデータはない。

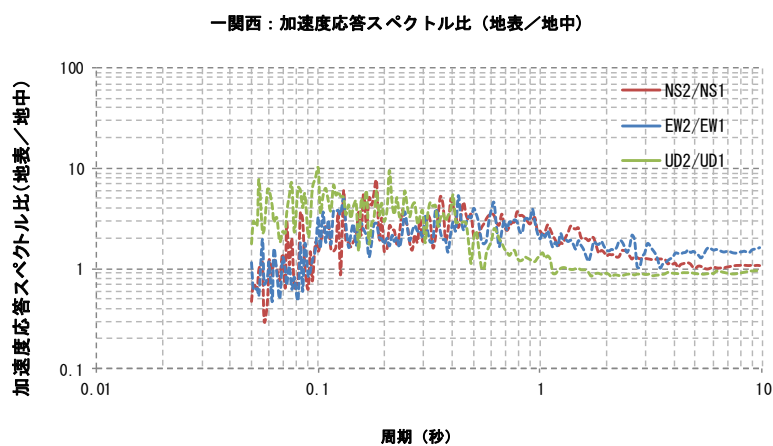


図-3.2.13 加速度応答スペクトル比（一関西，岩手・宮城内陸地震）

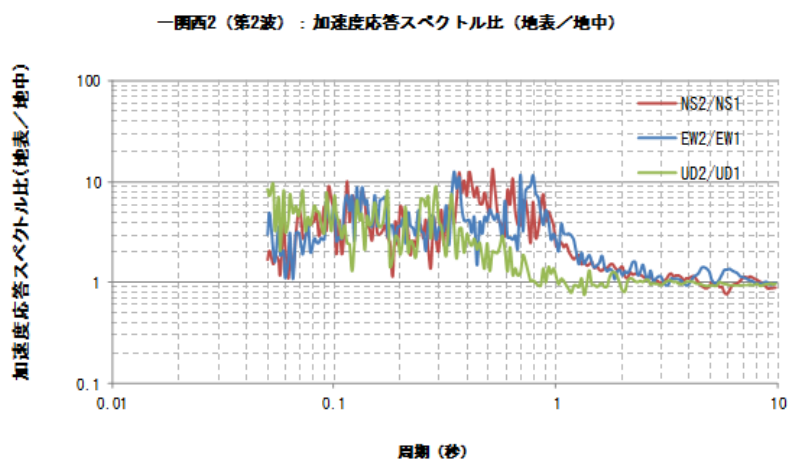


図-3.2.14 加速度応答スペクトル比（一関西 2，東北地方太平洋沖地震の第 2 波）

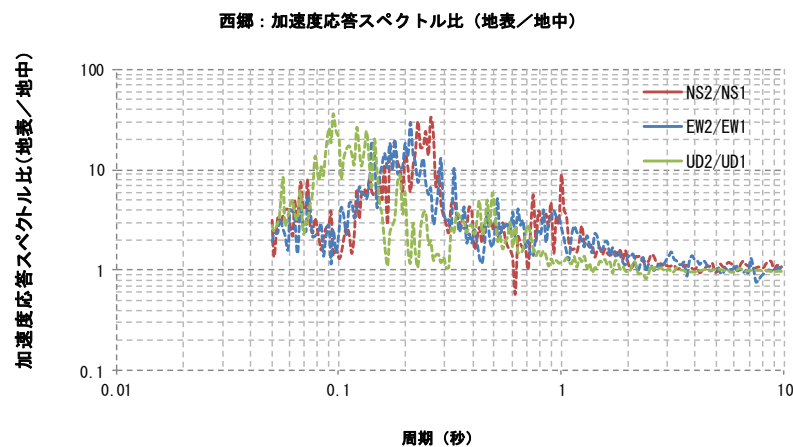


図-3.2.15 加速度応答スペクトル比（西郷，東北地方太平洋沖地震の第 3 波）

3.3 地震動と大規模崩壊

3.3.1 近年のいくつかの大地震とそれによる大規模崩壊の事例

近年の国内外の大地震とそれにより発生した大規模崩壊の関係について考察する。表-3.3.1 は、近年発生した国内外の5つの大地震（1999 台湾・集集地震，2004 新潟県中越地震，2008 中国・四川地震，2008 岩手・宮城内陸地震，2011 東北地方太平洋沖地震）とそれにより発生した代表的な大規模崩壊，およびその崩壊地の最寄りの地震観測点における地震動の諸元を整理したものである。この表からは次のような傾向が読み取れる。

- 崩壊面傾斜が 20° 以下の緩傾斜地で発生する事例が多い。
- 元の斜面が流れ盤構造か，地すべり地形で多く発生する。
- 地表の UD 成分が極めて大きい(表層での増幅が大きい)斜面で発生する事例が多い。
- 堆積岩地帯では $<3\text{Hz}$ ，火山噴出物地帯では $>3\text{Hz}$ の卓越周波数の地震動が効いているように見える。あるいは，崩壊規模の方が効いているのかもしれない。概して規模の大きい崩壊には低周波数（長周期）の地震動が対応しており，とくに， 10^8m^3 を超えるような大規模崩壊には， 1Hz を少し超える程度の比較的長周期の地震動が対応している。

3.3.2 断層の走向および地震動の振動卓越方位と崩壊面方向の関係

この3種類の方向あるいは方位の間には，次のような関係が考えられる。

① 断層の走向（断層破壊の進行方向）－振動卓越方位

断層破壊の進行方向は大局的には断層の走向と一致しているが，四川地震や東北地方太平洋沖地震のように断層面が巨大であると，断層の破壊進行方向が断層の走向と一致しているとは限らない。断層破壊は断層面上で水平方向のみならず，深さ方向にも進行する。断層破壊に伴って放出される地震波の振動方向は，断層破壊の進行方向と密接な関係がある。たとえば，横ずれ成分の大きな断層の破壊進行方向では，それに直交する方向に振動するS波が生ずる。

② 断層の走向（断層破壊の進行方向）－崩壊面方向

直下型地震の場合は，統計的に両方向が直交する割合が最も大きい例が多い。逆断層といえども横ずれ成分も含まれていることが多いので，上記のように，断層破壊の進行方向（あるいは断層の走向）に直交する方向に振動するS波が発生し，それが崩壊の誘因になったと解釈することができる。

③ 振動卓越方位－崩壊面方向

統計的には両方向が一致する崩壊の割合が大きいことが期待される。

そこでまず，断層の走向（断層破壊の進行方向）と振動卓越方位の関係を表-3.3.1 から抽出する。東北地方太平洋沖地震の断層の走向は一応海溝軸の走向としておくが，葉の木平の地すべりを起こした地震波（第3波）は，図-3.2.1 に示されているように，海溝軸とは直交する方向（沖から陸地に向かう）に進行する破壊から生じたように見受けられるので，その場合を（ ）付きで表した。

No.	地震名	M	断 層 面				崩壊名	断層線との位置関係	最寄の観測点における地震動(水平動)						崩壊規模 (m ³)	崩壊面方位	崩壊面傾斜 (°)	地 質	その他の特徴	
			タイプ	長さ(km)	走向	傾斜			観測点位置	PGA (gal)	f _p (Hz)	PGV (kine)	f _p (Hz)	振動卓越方位						継続時間(s)
1	台湾・集集 (1999)	7.7	直下型 逆断層型	80	NNE-SSW	30°E	草嶺	断層線南端から上盤側に約5km 投影断層面内	CHY080 草嶺 (1km)	842 (NS)	1.2	96 (NS)	1.2	NE-SW	35	2.4 × 10 ⁸	SW	10 ~ 15	(新第三紀)堆積岩 砂岩・頁岩互層	UD大 (716gal) 流れ盛・座屈 地すべり地形
九份二							断層線中央から上盤側に約15km 投影断層面内	TCU089 (6km)	348 (EW)	3.0	45 (EW)	—	(E-W)	35						
2	新潟県中越 (2004)	6.8	直下型 逆断層型	20 ~ 25	NNE-SSW	50°W	東竹沢	断層線中央から上盤側に約7km 投影断層面内	NIC019 小千谷 (10km)	1308 (EW)	1.5	120 (EW)	—	—	20	>10 ⁸	WNW	15 ~ 20	(新第三紀)堆積岩 シルト岩 砂質泥岩	UD大 (820gal) 流れ盛 地すべり地形
3	中国・四川 (2008)	8.0	直下型 逆断層型	300	NE-SW	50°NW	大光包	断層線中央から上盤側に約20km 投影断層面内	MZQ 清平 (12km)	824 (EW)	1.1 (等価)	122 (EW)	1.1 (等価)	—	40	7.5 × 10 ⁸	ENE	35	(原生代)白雲岩 (古生代)石灰岩 砂岩・泥岩・頁岩	UD大 (623gal) (流れ盛) (地すべり地形)
4	岩手・宮城内陸 (2008)	7.2	直下型 逆断層型	40	NNE-SSW	40°W	荒砥沢	断層線から上盤側に約10km 投影断層面内	IWTH025 一関西 (12km)	1433 (EW) 1036 (NS)	7.1- 20	67 (NS) 38 (NS)	0.77- 0.33-	(E-W) —	35 30	6.7 × 10 ⁷	SE	0 ~ 2	(新第三紀)火山岩 砂岩・シルト岩 軽石質凝灰岩	UD大 (386gal) 地すべり地形 湖成層
5	東北地方太平洋沖 (2011)	9.0	海溝型 逆断層型	500	NNE-SSW	10°W	葉の木平	海溝軸から上盤側に約260km 投影断層面外	FKSH10 西郷 (13km)	1062 (NS) 180 (NS)	4.0 3.3	36 (NS) 17 (NS)	4.0 2.0	(NNE-SSW) (N-S)	155 135	3.0 × 10 ⁴	NE	10 ~ 20	(第四紀)火山岩 スコリア・軽石 火山灰質粘性土	地表部でのUDの増幅大 (86→1016gal)

※ 3.3.1

地震による大規模崩壊と誘因となった地震動の特徴

両方向がほぼ一致：草嶺，葉の木平

両方向がほぼ直交：九份二，荒砥沢，（葉の木平）

次に，断層の走向（断層破壊の進行方向）と崩壊面方向の関係を調べる。四川地震の断層の走向は NE-SW であるが，大光包近辺における断層破壊の進行方向は，推定断層面のすべり量分布によると NNE のようにも見受けられる。その場合を（ ）付きで表示した。

両方向がほぼ一致：草嶺，大光包，葉の木平

両方向がほぼ直交：九份二，東竹沢，荒砥沢，（大光包），（葉の木平）

上記 2 つの関係から，振動卓越方位と崩壊面方向の関係は次のようになる。なお，東竹沢と大光包はデータ不足のため省略している。

両方向がほぼ一致：草嶺，九份二，荒砥沢，葉の木平，（葉の木平）

大光包と葉の木平については（ ）付きの方を採用すると，草嶺以外はいずれの関係も従来の例に多く見られる常識的なものになっている。なお，草嶺では，台湾中央気象台が草嶺観測点で観測した集集地震の地震動から求めた振動卓越方位と，崩壊面の方向は明瞭に一致している。

3.3.3 地震エネルギーと崩壊規模

小規模な崩壊は S 波の一撃で一気に崩れることも有り得るが（地震力すなわち地震加速度が関係），大規模な崩壊の場合，崩壊発生の原因は地震動の一撃よりも振動の繰り返しとその継続時間が影響すると考えられる（地震エネルギーすなわち地震速度が関係）。今までの経験では， 10^8 m^3 を超えるような大規模崩壊には， 100 kine を超える地震速度が必要である。表-3.3.2 は，表-3.3.1 で取り上げた地震動の最大加速度，最大速度，卓越周期，主要動継続時間とそれらを元に以下で説明する計算を行った結果を整理したものである。

単位体積当たりの歪エネルギーを W ，単位体積当たりの運動エネルギーを K とすると，一波長についての平均エネルギー $\text{Ave}(K+W)$ は，次のように表せる（宇津，1977）。

$$\text{Ave}(K+W) = (1/2) \rho (\omega A)^2 = (1/2) \rho (\text{PGV})^2$$

表-3.3.2 地震動の諸元と地震エネルギーに関する計算過程

No.	地震名	崩壊名	PGA (gal)	Tp (秒)	PGV (kine)	$(\text{PGV})^2$ (kine ²)	Tp (秒)	$(\text{PGV})^2 \times \text{Tp}$	主要動 継続時間 Td (秒)	$(\text{PGV})^2 \times \text{Td}$	崩壊規模 (m ³)
1	台湾・集集 (1999)	草嶺	842	0.83	96	9.2E+03	0.83	7.6E+03	8	7.4E+04	2.4E+08
		九份二	348	0.33	45	2.0E+03	—	6.6E+02	20	4.0E+04	3.5E+07
2	新潟県中越 (2004)	東竹沢	1308	0.67	120	1.4E+04	—	9.4E+03	6	8.4E+04	1.0E+06
3	中国・四川 (2008)	大光包	824	0.93 (等価)	122	1.5E+04	0.93 (等価)	1.4E+04	16	2.4E+05	7.5E+08
4	岩手・宮城内陸 (2008)	荒砥沢	1433	~0.14	67	4.5E+03	~1.3	5.9E+03	10	4.5E+04	6.7E+07
5	東北地方太平洋沖 (2011)	葉の木平	1062	0.25	36	1.3E+03	0.25	3.4E+02	15	2.0E+04	3.0E+04

ここで、 ρ は密度、 ω は角周波数、 A は変位振幅、 PGV は地表でのピーク速度振幅である。

一波長の積算エネルギーは、上式に卓越周期 T_p をかけることにより得られる。 $(PGV)^2 \times T_p$ (表-3.3.2 参照) に対する崩壊規模の関係を図-3.3.1 に示す。さらに、同程度の振幅の波の数をかけることにより、継続時間も考慮することができる。すなわち、 $T_p \times$ (主要動の波の数) $\div$ (主要動継続時間 T_d) と見なせるので、 $(PGV)^2 \times T_d$ を求め (表-3.3.2 参照)、それに対する崩壊規模の分布を図-3.3.2 に示した。

東竹沢を除く 5 か所の崩壊は、一本の曲線に載っているように見える。この 5 か所の崩壊を滑らかに結んだ曲線を、地震エネルギーに対する崩壊規模の上限を示す包絡線と考えることができる。地震エネルギーがどんなに大きくなっても (地震の規模自体に上限があるが)、崩壊規模は頭打ちになり、 10^9 m^3 を超える崩壊は起こらないことを示している。崩壊を起こす斜面の広がりには地形的な制約があることも原因であろう。新潟県中越地震時の東竹沢では、地質・地形的条件が許せば、実際の 100 倍を超える土量の地すべりが発生する可能性があったことが、図-3.3.2 から読み取れる。

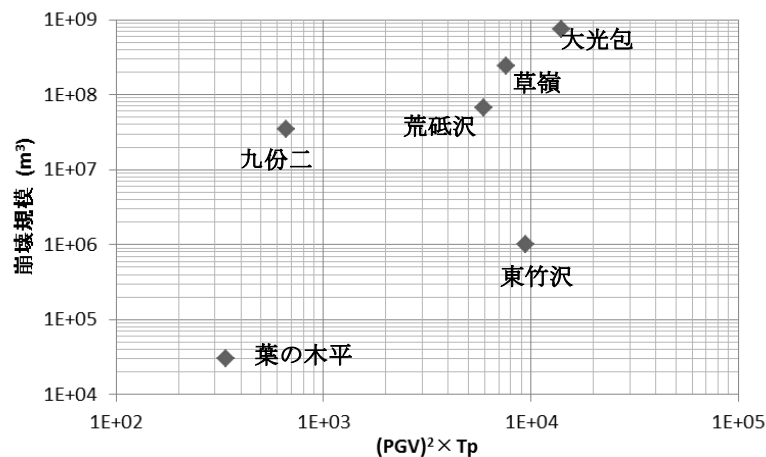


図-3.3.1 一波長の地震エネルギーと崩壊規模の関係

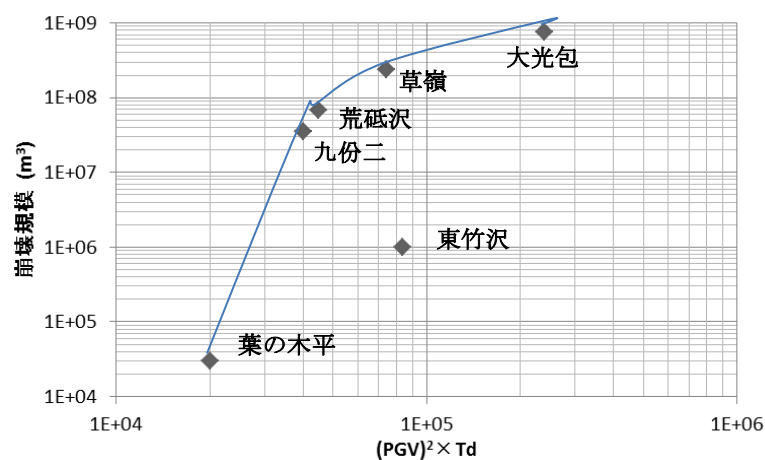


図-3.3.2 主要動の継続中に受ける地震エネルギーと崩壊規模の関係

(1/2) ρ (PGV)² $\times T_d$ は、単位体積の斜面の土が、地震の主要動を受けている間に得る弾性エネルギーである。このエネルギーにより斜面の土が移動するかどうかは力学上の問題であるが、受けるエネルギーが大きいほど、単位体積の土の移動する確率が高いと考えられると、それだけ大きな体積の土がまとまって移動する確率が高くなる。したがって、(PGV)² $\times T_d$ と崩壊規模（土砂量）の間には密接な関係が存在する。

参考までに、ピーク加速度 PGA と崩壊規模の関係を図-3.3.3 に示した。一定の傾向は示しておらず、少なくともピーク加速度と大規模崩壊の規模とは対応しないようである。

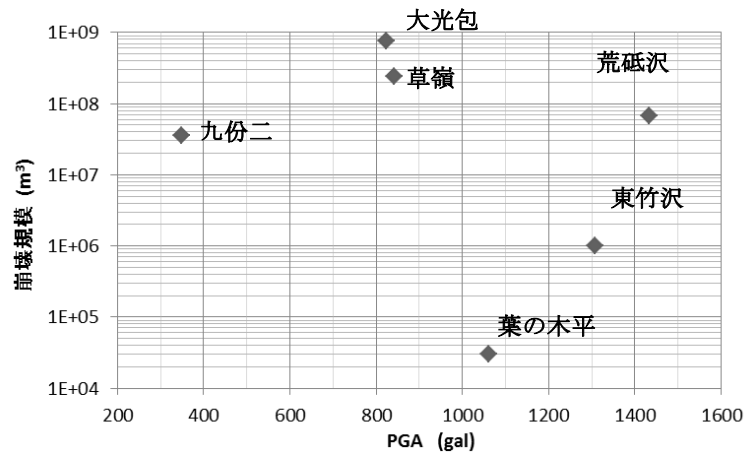


図-3.3.3 ピーク加速度と崩壊規模の関係