

2016年熊本地震の地震観測記録(KiK-net)における波動エネルギーの距離減衰

石澤友浩¹, 國生剛治², ハザリカ・ヘマンタ³

1 国立研究開発法人防災科学技術研究所・水 土砂防災研究部門

2 中央大学・理工学部

3 九州大学大学院・工学研究院・社会基盤部門

概 要

エネルギー法による液状化判定は、液状化対象地盤に供給される波動エネルギーを推定することが必要である。そこで、本稿では2016年熊本地震におけるKiK-netの地震観測記録を用いて地盤内の波動エネルギーを算出した。その結果、波動エネルギーは地表に近づくほど減少し、等価震源距離が短くなるほど増加する傾向を明らかにした。また、断層の破壊伝播に着目し観測点を分類した結果、破壊伝播方向の観測点と断層面に直交した方向の観測点では波動エネルギーに明瞭な違いがあることを示した。さらに、熊本地震の本震による液状化発生地域と非発生地域の深部に到達した波動エネルギーに差異があることを示した。

キーワード：波動エネルギー，インピーダンス比，等価震源距離

1. はじめに

液状化判定において、力の釣り合いに基づいたFL法(応力的判定)が実務で用いられている。観測された地震波記録や地震応答解析等から地中のせん断応力を求め、液状化の対象層毎に液状化に対する抵抗率 F_L を求め、液状化の可能性を定量的に判定する手法である。

これに対して、地震波の振幅や波形等に依らず、損失エネルギーが間隙水圧の上昇や発生するひずみと一意的な関係があることから、エネルギーに着目した液状化判定手法も提案されている^{1,4)}。このエネルギーに着目した研究は、土質材料が液状化するためのエネルギー容量と、地盤に地震動が与えるエネルギー供給量に関する2つの観点がある。エネルギーに着目した液状化判定では、応力的判定と同様に、液状化が発生する対象層に着目し、液状化発生に必要なエネルギー容量と、地盤へ供給されたエネルギーを比較することで判定を行う。しかし、土質材料の損失エネルギーについてこれまでに多くの研究^{例えば 5-9)}がなされてきたのに対し、地震動がもたらす供給されたエネルギーに関する検討が不十分である。

供給されたエネルギーに関して、例として等価線形解析による応答計算の結果を用いた風間ら²⁾や國生ら^{3,4)}の手法がある。風間らの研究では、応答解析で算定された累積ひずみエネルギーと等価な減衰定数を介して、各深度での累積損失エネルギーを求め、液状化判定に用いている。一方、國生らの研究は、SH波の重複反射を前提とし、地盤内の累積上昇エネルギーを各層で計算¹⁰⁾し、上昇波動エネルギーと地盤各層での液状化に関わる損失エネルギーを

直接対比する手法である。さらに、文献11)では、地震波時刻歴を直接扱うことだけでなく、震源マグニチュードと震源距離を用いた実体波の球面減衰で近似した式より、入射エネルギーを算定する手法も示している。

今後、エネルギーを用いた広域な液状化の発生予測を検討する上で、液状化の対象層だけでなく、対象地域の深部に到達した地震動が与えるエネルギー量の推定や、断層近傍における破壊伝播や放射特性を考慮したエネルギー量の推定等が望まれるが、研究事例が少ない。

そこで、本稿では、國生らが提案する手法¹⁰⁻¹²⁾を用いて、2016年熊本地震の本震における断層近傍の19観測点の鉛直アレー記録(KiK-net)に基づき地震波動エネルギーを計算し、地盤中の波動エネルギーの流れを分析した。また、任意の層のインピーダンス比と波動エネルギー比を整理し、等価震源距離による地震基盤での上昇エネルギーの距離減衰について検討した。さらに、液状化の発生地域と非発生地域に到達した地震基盤における波動エネルギーについて分析した。

2. 地震波動エネルギーの解析

微小時間 Δt の間に、地盤中の任意の深度を通過するSH波の波動エネルギーの増分 ΔE は、運動エネルギー ΔE_k とひずみエネルギー ΔE_e の和として表され、粒子速度 \dot{u} と地盤のインピーダンス ρV_s より次式となる¹⁰⁾。

$$\Delta E = \Delta E_k + \Delta E_e = \rho V_s \dot{u}^2 \Delta t \quad (1)$$

また、時間 $t=t_1 \sim t_2$ での累積エネルギー E は、式(2)で表わされる¹⁰⁾。

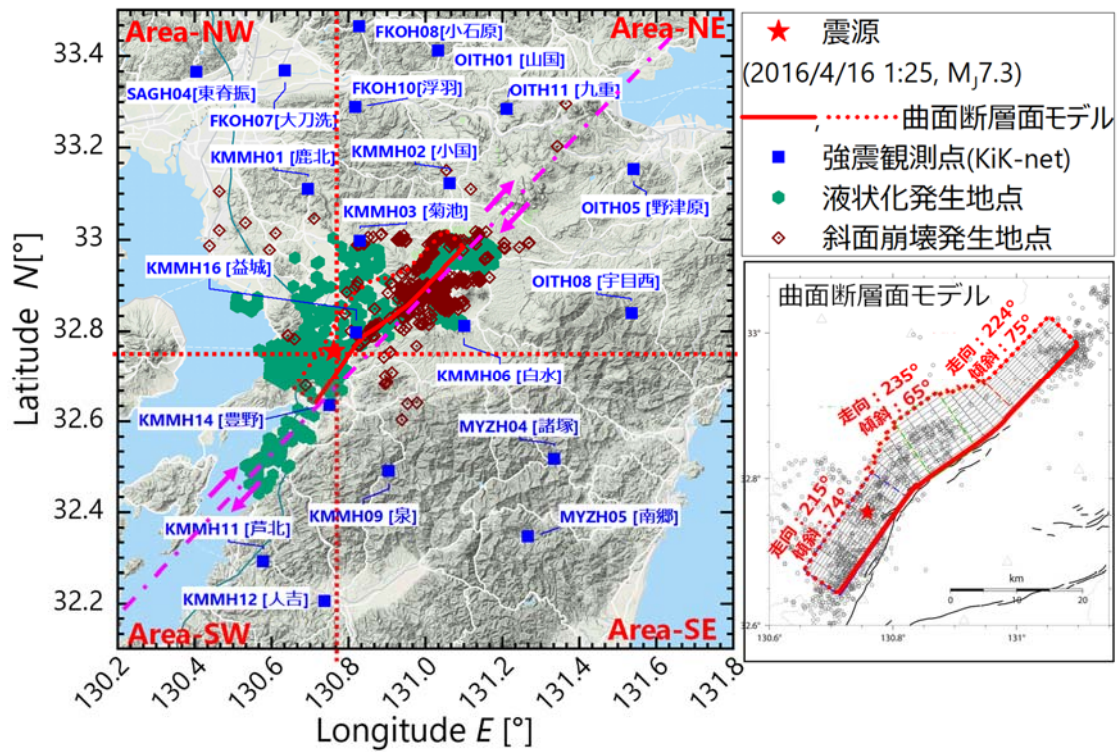


図 1 熊本地震の本震の震央と液状化発生日点，斜面崩壊発生日点および解析対象観測点(KiK-net)
(図中右下の曲面断層面モデルは，文献 15) に加筆)

表 1 解析対象観測点の概要 (19 観測点, KiK-net)

Array site (KiK-net)	Epicenter distance	Hypocenter distance	Equivalent hypocentral distance	Peak ground acceleration	Accelerometer depth at surface, deepest	Density at surface, base	S-wave velocity at surface, base	Damping ratio at surface, base	Surface energy	Upward energy at base	Loss energy at base	Impedance ratio (Base/Surface)	Area	
	R_0 [km]	R [km]	X_{eq} [km]	PGA [m/s^2]	[m]	$(\rho)_{sur}, (\rho)_{base}$ [t/m^3]	$(V_s)_{sur}, (V_s)_{base}$ [m/s]	$(D)_{sur}, (D)_{base}$ [%]	E_s [kJ/m^2]	$(E_U)_{base}$ [kJ/m^2]	$E_W (=E_U - E_D)$ [kJ/m^2]			
益城	KMMH16	7.3	14.1	17.5	13.62	0.0, 234.0	1.8, 2.6	194, 2700	15.0, 2.0	97.4	1139.9	371.7	20.1	Area-NE
菊池	KMMH03	28.0	30.4	29.4	8.00	0.0, 201.0	1.8, 2.6	150, 2000	16.0, 1.0	30.5	208.5	24.5	19.3	Area-NE
小国	KMMH02	49.8	51.2	39.0	6.87	0.0, 124.0	1.9, 2.2	218, 630	6.0, 1.0	31.9	271.0	23.4	3.3	Area-NE
豊野	KMMH14	13.2	17.8	12.4	6.12	0.0, 110.0	1.6, 2.6	110, 1540	12.0, 2.0	17.2	153.6	22.0	22.8	Area-NE
九重	OITH11	72.5	73.5	61.8	5.98	0.0, 161.0	1.8, 2.3	280, 990	5.0, 1.0	8.8	83.0	5.9	4.5	Area-NE
鹿北	KMMH01	40.1	41.8	44.1	2.52	0.0, 101.0	1.8, 2.6	150, 1700	12.0, 3.0	1.2	32.1	1.3	16.4	Area-NW
泉	KMMH09	32.2	34.4	33.3	2.46	0.0, 101.0	1.8, 2.6	150, 1600	7.0, 2.0	1.6	10.8	1.0	15.4	Area-SE
人吉	KMMH12	61.1	62.3	62.2	2.18	0.0, 123.0	2.0, 2.3	170, 1000	10.0, 2.0	1.5	14.8	4.0	6.8	Area-SW
白水	KMMH06	32.4	34.6	21.6	1.80	0.0, 111.0	1.8, 2.5	190, 1100	14.0, 2.0	11.8	125.2	8.0	8.0	Area-NE
諸塚	MYZH04	59.8	61.0	55.8	1.75	0.0, 101.0	1.8, 2.5	225, 1500	5.5, 2.0	1.1	10.8	0.4	9.3	Area-SE
東脊振	SAGH04	75.7	76.6	80.6	1.49	0.0, 203.0	2.1, 2.6	130, 3000	8.0, 2.5	0.2	9.8	0.5	28.6	Area-NW
南郷	MYZH05	65.5	66.6	63.7	1.42	0.0, 101.0	1.8, 2.6	250, 1600	6.0, 2.0	0.7	11.5	0.3	9.2	Area-SE
小石原	FKOH08	79.5	80.4	76.8	1.03	0.0, 103.0	2.0, 2.6	105, 1600	5.5, 3.5	0.5	14.5	0.7	19.8	Area-NE
大刀洗	FKOH07	69.4	70.4	70.9	0.94	0.0, 440.0	2.0, 2.6	140, 1600	6.0, 1.0	3.7	23.4	4.3	14.9	Area-NW
野津原	OITH05	85.4	86.2	72.8	0.89	0.0, 100.0	1.8, 2.6	700, 1900	13.0, 7.0	3.5	28.8	2.4	3.9	Area-NE
浮羽	FKOH10	59.9	61.1	57.9	0.89	0.0, 203.0	1.6, 2.6	205, 1580	8.0, 4.0	1.3	37.2	4.8	12.5	Area-NE
芦北	KMMH11	54.2	55.5	55.8	0.88	0.0, 300.0	1.8, 2.6	410, 3000	12.0, 2.0	0.9	18.1	4.4	10.6	Area-SW
宇目西	OITH08	73.1	74.1	62.3	0.86	0.0, 101.0	2.0, 2.6	242, 2600	12.0, 2.0	1.7	42.1	0.3	14.0	Area-NE
山国	OITH01	77.6	78.5	70.9	0.70	0.0, 200.0	1.8, 2.5	395, 1500	15.0, 10.0	1.9	19.6	3.3	5.3	Area-NE

$$E = E_k + E_e = \rho V_s \int_{t_1}^{t_2} \dot{u}^2 dt \quad (2)$$

ここで注意すべきは，粒子速度 \dot{u} はあくまで1方向への進行波の速度波形であり，地中地震記録から計算する際には，まず上昇波と下降波の成分に分解する必要がある。対象地の地盤モデルが既知で地盤物性が線形と仮定できる場合には，地表観測記録を用いて重複反射理論により任意の深度での上昇波・下降波が計算できる。また，地震波動エネルギーの算定には，式(1),(2)に示すインピーダンス ρV_s に依存するため，適切な地盤物性を評価することが必要であ

る。しかし，軟質な地盤が強震動を受ける場合には，地盤物性の非線形性によって波形が変化するため，地表観測記録から深部地盤でのエネルギーの流れを計算すると誤差が生じる。その場合，地中観測記録があれば深部の地震波情報も得ることができるため，エネルギーの誤差が小さくなる。そこで，本研究では全国約20km間隔の約700観測点の地表と地中に地震計が設置されている防災科学技術研究所のKiK-netの観測加速度記録を用いてきた^{11,12)}。本稿では，2016年熊本地震の本震(2016年4月16日1時25

分, $M_f=7.3$, 震源深さ 12km)における KiK-net の加速度記録を用いて地震波動エネルギーの算出を試みた。なお, 本研究は, 主要震動が基盤から入射するせん断波が鉛直方向に伝播することを前提とし, 層境界面におけるエネルギー損失に着目していることから, KiK-net の加速度記録の水平動(EW, NS 成分)のデータを用いた。

地震波動エネルギーの算定には, 地盤の層構造や各層のインピーダンス ρV_s , 減衰定数 D が大きく関わっており, 強地震時に発生する大きなひずみに応じて S 波速度 V_s や減衰定数 D が変化する影響を考慮することが必要となる。そこで, KiK-net の観測点の地盤物性を同定するために, 文献 11)の逆解析手法を用いた。

各観測点における同定した地盤物性を用いて, 2016 年熊本地震における 19 観測点の観測記録(KiK-net)に基づき地盤中の波動エネルギーの流れを算出した。

3. 熊本地震における対象観測点

2016 年 4 月 16 日に生じた熊本地震($M_f=7.3$, $M_w=7.0$)により, 液状化や斜面崩壊が生じた。図 1 に熊本地震の震央(本震)と液状化発生地点, 斜面崩壊発生箇所を示している。なお, 液状化発生地点は若松らの報告 13)による平成 26 年熊本地震による液状化発生地点の分布図から読み取り, 斜面崩壊発生箇所は国土地理院の航空写真判読による土砂崩壊地分布図 14)の KML ファイルより読み取った。また, 同図には, 防災科学技術研究所による震源インバージョン解析による曲面断層面モデル 15)も示している。文献 15)には, 断層面の破壊は日奈久断層帯で開始し, 布田川断層帯に沿って北東方向に破壊が伝播し, 阿蘇カルデラまで破壊が進む解析結果が示されており, 破壊伝播方向は南西から北東方向と考えられる。また, 断層面上および周辺では, 液状化や斜面崩壊が多発していることが同図より読み取れる。

ここでは, 熊本地震の本震による地震波動エネルギーを分析するため, 図 1 に示す KiK-net の 19 観測点を対象とした。震央距離は 7~86 km の範囲である。対象観測点の関連データを表 1 に 3 成分合成最大加速度の降順で示しており, 13.62m/s² (KMMH16:益城)を記録した観測点もあれば, 0.70m/s²(OITH01:山国)の観測点も含まれている。表 1 には, 後述する地盤条件や解析結果も整理している。また, 本研究では, 断層破壊による破壊伝播効果等が及ぼす波動エネルギーを分析するために, 図 1 に示すように, 震央と断層の破壊伝播走向を基準に全対象地域を直交する 2 本の直線で分割した 4 つの地域(北東側: Area-NE, 南東側: Area-SE, 南西側: Area-SW, 北西側: Area-NW)も表 1 に示している。

4. 地盤物性値の逆解析と波動エネルギーの算出例

ここで, 観測点の近傍で液状化や土砂災害が発生した KiK-net 菊池 (KMMH03) の観測記録を取り上げ, 國生ら

の逆解析手法 11)により同定した地盤物性や地盤中の波動エネルギーの算出例を説明する。

4.1 地盤物性値の逆解析

本稿での地盤物性の逆解析手法は, まず, 地表と地中の加速度波形から観測フーリエスペクトル比を計算する。なお, 観測フーリエスペクトル比や後述する理論伝達関数は, 本震記録の全区間を対象として地表と地中の加速度波形からフーリエスペクトルを算出し, 0.3Hz の Parzen Window で平滑化処理したもから地表を地中で除することによりスペクトル比を計算している。次に, KiK-net 観測点の S 波検層値(初期線形モデル)を使用して地表地震計と地中地震計間の理論伝達関数を計算し, 地中観測加速度から地表応答加速度時刻歴を算出する。この際, 減衰定数 D は微小ひずみ時の 1.0~2.5%を設定する。次に, 各層の S 波速度 V_s と減衰定数 D を段階的に変化させて 1 次元重複反射解析を繰り返し行う。本震の地表と地中の観測加速度波形と解析による応答加速度時刻歴の比較や観測フーリエスペクトルと理論伝達関数の比較から, 一致度の高い物性値を絞り込み, 本震での地震応答を再現できる各層の S 波速度 V_s と減衰定数 D を決定した。なお, 絞り込み過程において, その都度, 実際の波動伝播と SH 波の重複反射理

表 2 KiK-net 菊池(KMMH03)の地盤情報と解析に用いた地盤物性

Layer No.	Depth [m]	Layer thickness, h [m]	Soil classification	PS logging value				Initial linear model				Calculation model				
				P-wave Vel., V_p [m/s]	S-wave Vel., V_s [m/s]	S-wave Vel., V_s [m/s]	Damping ratio, ζ [%]	S-wave Vel., V_s [m/s]	Damping ratio, ζ [%]	S-wave Vel., V_s [m/s]	Damping ratio, ζ [%]	S-wave Vel., V_s [m/s]	Damping ratio, ζ [%]	Density, ρ [t/m ³]		
1	GL-0	2	Bank	280	150	150	2.5	120	120	7.2	7.1	1.8				
2	GL-2	16	Welded tuff	800	430	430	2.0	345	345	5.9	6.3	2.0				
3	GL-18	12	Welded tuff	1500	580	580	2.0	546	551	5.1	5.2	2.2				
4	GL-30	26	Psammitic schist	2500	720	720	2.0	603	605	3.8	3.9	2.3				
5	GL-56	24	Psammitic schist	2100	460	460	2.0	452	306	4.9	5.3	2.0				
6	GL-80	48	Psammitic schist	2800	1300	1300	1.5	1090	1010	3.9	4.1	2.5				
7	GL-128	72	pelitic schist	4100	2000	2000	1.0	1900	1800	3.9	4.1	2.6				
8	GL-200		Base layer	4100	2000	2000	1.0	1900	1800	3.9	4.1	2.6				

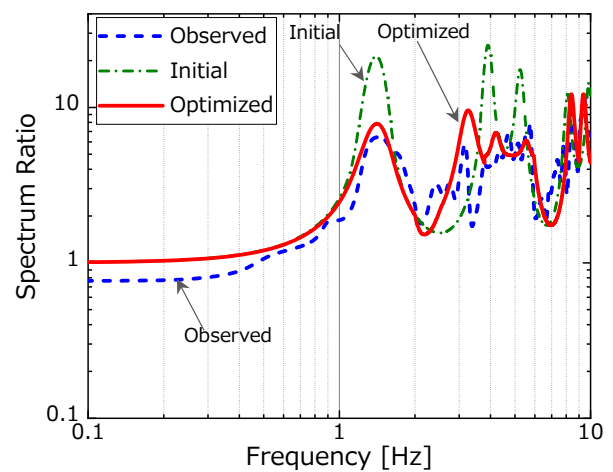


図 2 KiK-net 菊池 (KMMH03) の本震記録(EW 方向)における観測フーリエスペクトル比および初期線形モデルと同定した物性値による理論伝達関数

論との差異を確認し、特に、フーリエスペクトル比と理論伝達関数の1次、2次ピークの一緻度と、地表の観測波形と応答時刻歴の周期の一緻度に着目し、一緻度の高い物性値を絞り込んだ。

例として、防災科学技術研究所が公開している KiK-net 菊池観測点 (KMMH03) の地盤の土質構成、P波とS波の伝播速度を表2に示す。KiK-net 菊池では、地表とGL-200mの2箇所に加速度計が設置されている。

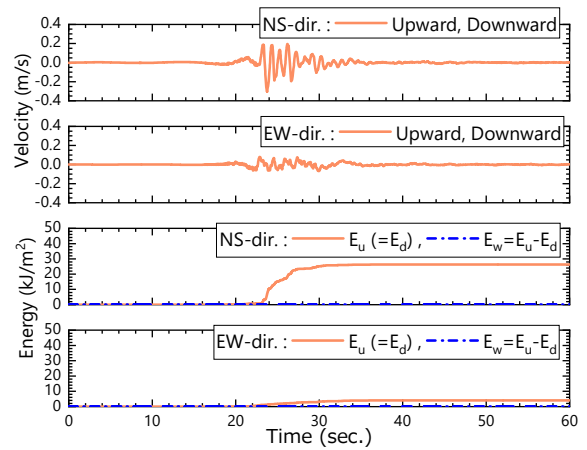
図2にKiK-net 菊池の本震における地表と地中の加速度波形(EW方向)から算出した観測フーリエスペクトル比を実線で示す。図中の1点鎖線は、KiK-net 菊池のS波検層層値(初期線形モデル)から計算した地表地震計と地中地震計間の理論伝達関数を示している。図中の破線は、各層のS波速度 V_s と減衰定数 D を段階的に変化させ絞り込んで同定した物性値を用いた理論伝達関数を示している。なお、表2に逆解析により同定した物性値を示している。同図より、初期線形モデルよりも同定した物性値による理論伝達関数の方が、観測フーリエスペクトル比と一緻度が高いことがわかる。

4.2 波動エネルギーの算出例

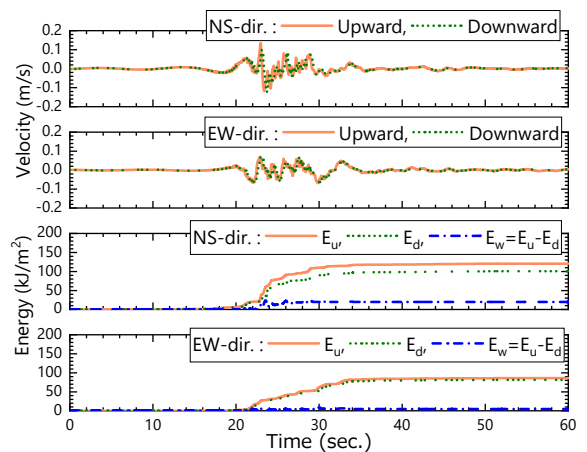
逆解析により同定した物性値を用いて地盤中の波動エネルギーの算出例を示す。まず、図3に、KiK-net 菊池における地表と地中での速度波形(上昇波と下降波)と式(2)より算出した地表での上昇・下降エネルギー $E_s (=E_u=E_d)$ 、地中での上昇エネルギー E_u 、下降エネルギー E_d 、損失エネルギー $E_w (=E_u-E_d)$ の時刻歴を示している。同図から地表と地中を比較すると、速度波形は地表の方が大きな値を示しているが、一方、エネルギーは地中の値が大きいことがわかる。また、KiK-net 菊池ではEW方向よりNS方向が大きな値を示している。図3(b)の地中での損失エネルギー E_w は、GL-200mより上部で失われた損失エネルギーであり、NS方向の損失エネルギーが大きいことがわかる。

次に、地盤層境界におけるエネルギーの算出は、地表と地中における速度波形をそれぞれ入力し、各地盤層境界の上端・下端における単位面積当たりの上昇・下降エネルギー E_u, E_d と損失エネルギー E_w を算出した。地表と地中における速度波形をそれぞれ入力して算出した波動エネルギーは、差異が見られる境界層もあるため、距離近接度を重みにして平均化した。なお、各地盤層境界の波動エネルギーの算出においても、NS・EW方向の速度波形をそれぞれ用いて算出し、その和をとってエネルギーの合計値として整理した。

図4にはKiK-net 菊池における各地盤層境界での単位面積当たりのエネルギー値 E_u, E_d, E_w の深度変化を示している。同図から、KiK-net 菊池の上昇エネルギー E_u はGL-200mの208.5kJ/m²から地表での30.5kJ/m²まで減少しており、最深部に比して地表に到達した上昇エネルギー E_u は約15%であった。各地層内のエネルギーの変化に着目すると、上昇エネルギー E_u の変化は地層上端に向かうほど減少傾向を示し、下降エネルギー E_d は増加する。また、各地盤境



(a) 地表地震計 (GL-0.0m)



(b) 地中地震計 (GL-201m)

図3 KiK-net 菊池 (KMMH03) の本震記録に(a)地表と(b)最深部での上昇・下降速度波と上昇エネルギー E_u 、下降エネルギー E_d 、損失エネルギー E_w の時刻歴

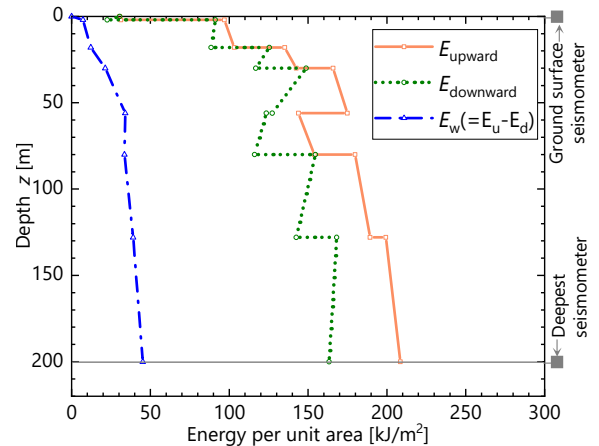


図4 KiK-net 菊池 (KMMH03) における上昇エネルギー E_u 、下降エネルギー E_d 、損失エネルギー E_w の深度分布

界層ではエネルギーの増減が見られ、特にGL-55~80mでは著しい変化が見られる。これはGL-55~80mの砂質片岩層のS波速度が520m/sであり、上層(720m/s)と下層(1300m/s)に比べて低いことが影響している。また、途中層におけるエネルギーの部分的な変化については、深度が浅くなるに従い、エネルギー値の著しい増減が見られる場所があるが、実際には層に捉えられた地震波が境界面で重

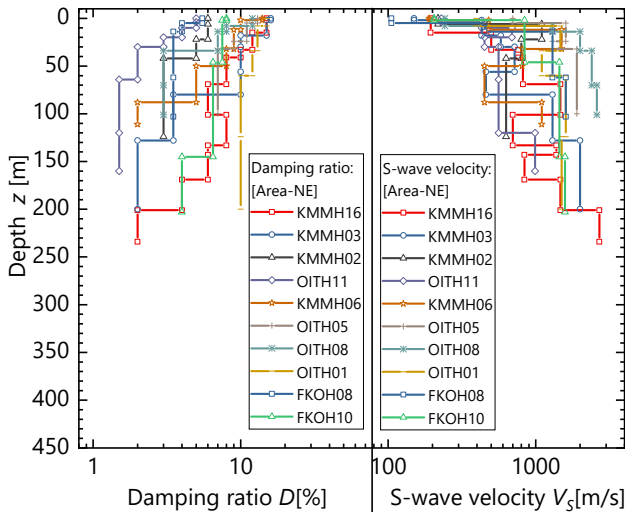
複反射を繰り返すため、見かけ上このような結果になったと考えられる。さらに、同図の損失エネルギー E_w は、その深度より浅部地盤でのエネルギー損失を表しており、層境界での僅かな計算誤差により減少している点はあるが、基本的には深度に対して増加していることが確認できる。特に、浅い深度での深度に対する増加割合が大きく、KiK-net 菊池では GL.-55m より浅い深度で大きなエネルギー損失が起こったことが推察できる。

5. 熊本地震における波動エネルギーの解析結果

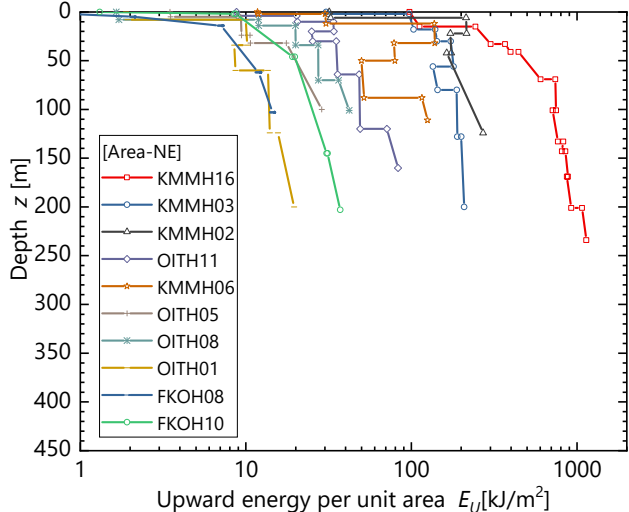
解析対象とした 19 観測点における地盤データの逆解析結果を示す。図 5 に、各観測点における本震 (EW 方向) でのひずみ依存性を考慮した減衰定数 D と S 波速度 V_s の深度分布を示している。同図は、図 1 で述べた震央を基準に 4 つの地域 (Area-NE, Area-SE, Area-SW, Area-NW) に分類して示している。地中観測点の最深部の設置深度は、

図 5 に示すように大半が深度 100m 程度であるが、最大で 440m の観測点もある。同定した表層の S 波速度 V_s は、110 ~ 700m/s の範囲で、最深部では 630 ~ 3000m/s の範囲となり、観測点によって幅のある値となった。逆解析による同定した減衰定数 D は地中に向かうほど小さくなり、S 波速度 V_s の大半は大きくなっている。しかし、図中の 8 観測点の S 波速度の分布図では減少する層があることがわかる。これは対象観測点の中間層で、 $V_s \approx 1400$ m/s 程度の安山岩等の下層に、 $V_s \approx 800$ m/s 程度の凝灰岩や $V_s \approx 400$ m/s 程度のシルト層等を挟んだ互層となっている場合等である。

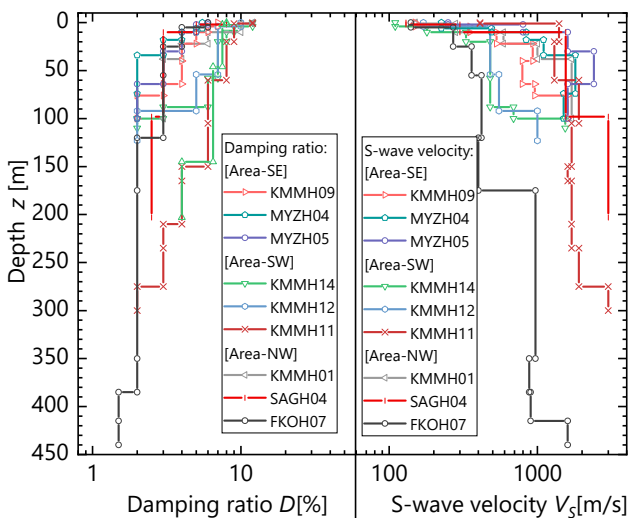
次に、地盤中の波動エネルギーを図 5 の同定した地盤データと速度波形を用いて算出した。図 6 に各地盤境界の上端・下端における単位面積当たりの上昇エネルギー E_u の深度方向の変化を示している。同図には 19 観測点における深度方向のエネルギー分布を前述した 4 つの地域に分類して示している。横軸の上昇エネルギーは対数軸で示



(a) 震央の北東(NE)方向

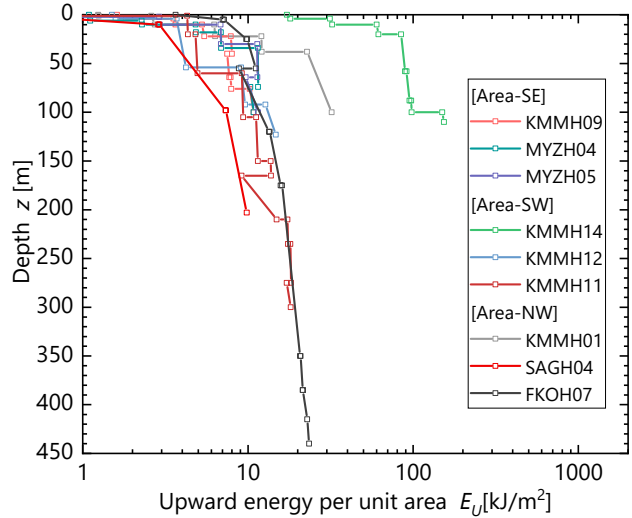


(a) 震央の北東(NE)方向



(b) 震央の南東(SE), 南西(SW), 北西(NW)方向

図 5 解析対象観測点(KiK-net)における逆解析で同定した減衰定数 D と S 波速度 V_s の深度分布



(b) 震央の南東(SE), 南西(SW), 北西(NW)方向

図 6 解析対象観測点(KiK-net)での各地盤境界層に上昇エネルギー E_u の深度変化

しているが、上昇エネルギーは地表に向かうほど、減少する傾向を示している。各観測点の上昇エネルギーの大きさは異なるが、最深部での上昇エネルギーに比して地表での上昇エネルギーが大幅に減少する傾向は共通しており、全てで15%以下であった。また、地盤層境界で上昇エネルギーの大幅な変化が見られる場合がある。これは上述した中間層にS波速度の低い軟岩等が存在している場合において生じており、インピーダンスの違いが影響していることが考えられる。

6. 波動エネルギーの距離減衰

6.1 地震基盤での上昇エネルギーの推定

図6に示した地中を伝播する地震波動エネルギーは、地表に向かうほど低減することがわかり、波動エネルギーの変化は、地盤層境界において生じている。そこで、地層間における上昇エネルギーとインピーダンスの変化に着目し、図6の上昇エネルギーの深度分布を整理した。ここで、地中の任意の隣接する2層(上層と下層)において、上層、下層の上部境界の上昇エネルギー($E_{u,upper}$, $E_{u,lower}$)と上層、下層のインピーダンス(ρV_s)_{upper}, (ρV_s)_{lower}を整理し、上昇エネルギー比 $\beta = (E_{u,upper} / E_{u,lower})$ とインピーダンス比 $\alpha = (\rho V_s)_{upper} / (\rho V_s)_{lower}$ を地表層まで計算した¹²⁾。

図7に、各観測点における地層間の上昇エネルギー比 β とインピーダンス比 α の関係を示している。インピーダンス比 $\alpha < 1$ は下層より上層のインピーダンスが小さく、逆にインピーダンス $\alpha > 1.0$ は上層が下層に比べてインピーダンスが大きいことを意味している。同図には下層のS波速度(V_s)_{lower}の分類も示しているが、総プロット数113点に対して約87%が $\alpha \leq 1.0$ となり、 $\alpha > 1.0$ はインピーダンスの逆転層が混在した観測点である。同図の関係には、ばらつきが見られるが、インピーダンス比 α は小さいほど、エネルギー比が小さくなり、一般的にインピーダンスが地表に向かい減少することを考えれば、地表に近づくほど上昇エネルギーが減少傾向を取ることがわかる。また、図中に破線で示した(i)の範囲は、 $\alpha \approx 1.0$ の条件ではあるが、エネルギーの減少が発生した層を示しており、図中の(ii)~(v)の範囲のプロット値は、インピーダンスの逆転層を挟み上層と下層での値である。これは、地盤層境界のインピーダンスの逆転層における上昇エネルギーの大幅な変化が、上層と下層でのエネルギーの計算に影響を与えていることが考えられる。

ここで、図7の関係について、既往研究¹²⁾で9地震30地点の鉛直アレー記録から導いた近似式を以下に示す。

$$\beta = \alpha^{0.7} \quad : \alpha \leq 1.0 \quad (3)$$

図7に式(3)の近似式を実線で示しているが、前述したインピーダンスの逆転層に関連する境界層のプロット値を除いてもばらつきが見られるが、熊本地震は地震波形や地盤物性等の種々の条件が異なるにも関わらず、比較的良好な相関を示すことがわかる。

そこで、文献12)と同様に式(3)を用いて、上昇エネルギ

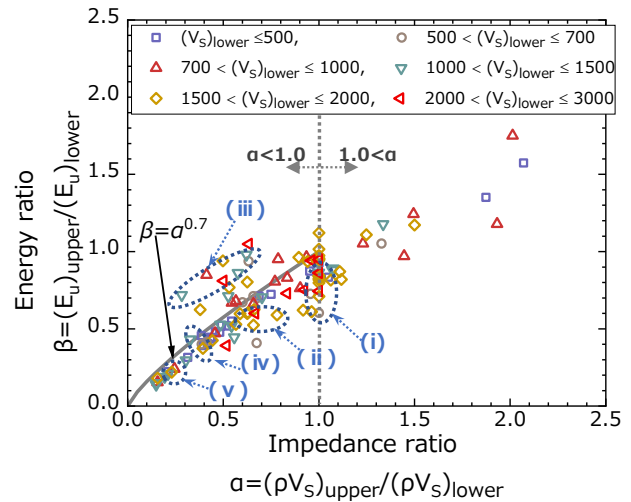


図7 地層間における上昇エネルギー比 β とインピーダンス比 α の関係

ー比 α とインピーダンス比 β の関係から地震基盤での単位面積当たりの上昇エネルギー($E_{u,s,base}$)を推定し、上昇エネルギーの距離減衰について整理してみた。地震基盤での密度、S波速度を(ρ)_{s,base} = 2.7t/m³, (V_s)_{s,base} = 3000 m/sと仮定¹²⁾し、各観測点の最深部での上昇エネルギー($E_{u,base}$)とインピーダンス(ρV_s)_{base}から式(3)を用いて地震基盤での上昇エネルギー($E_{u,s,base}$)を求めた。

6.2 地震波動エネルギーと等価震源距離

本稿では、既往研究¹¹⁾とは異なり、断層近傍での距離減衰の影響を整理するために、各観測点における等価震源距離 X_{eq} を計算した。等価震源距離 X_{eq} は、断層面から発散される地震のエネルギーと等価な点震源と対象地点までの距離を示す¹⁶⁾。本稿では断層面内の小領域における地震モーメント M_{ok} を断層面全体で一様と仮定し、等価震源距離 X_{eq} を算出した。なお、断層面は、図1に示す曲面断層面(上端長さ53km, 幅24km)を想定し、断層面を長さ約2km, 幅2kmの小断層で、走向方向に28個、傾斜方向に12個に分割し、等価震源距離 X_{eq} を計算した。

図8に各観測点の最深部の上昇エネルギー($E_{u,base}$)と等価震源距離 X_{eq} の関係を白抜き記号で示し、地震基盤での推定上昇エネルギー($E_{u,s,base}$)を塗り潰し記号で示している。図中の実線は、断層面から各地点に到達する単位面積当たりの入射エネルギー E_{IP} を実体波の球面減衰で近似した式(4)を示している¹¹⁾。

$$E_{IP} = E / (4\pi X_{eq}^2) \quad (4)$$

$$\log E = 1.5M + 11.8 \quad (5)$$

なお、地震動の全エネルギー E (単位はerg)はGutenberg¹⁷⁾の式(5)による仮想マグニチュード M (気象庁発表マグニチュード $M=7.3$)の地震断層面から放出される波動エネルギーである。

まず、図8の各観測点の最深部の上昇エネルギー($E_{u,base}$)に着目すると、($E_{u,base}$)と等価震源距離 X_{eq} の関係は、パラツキがあるが右下がりの傾向がわかる。同図には、図1の

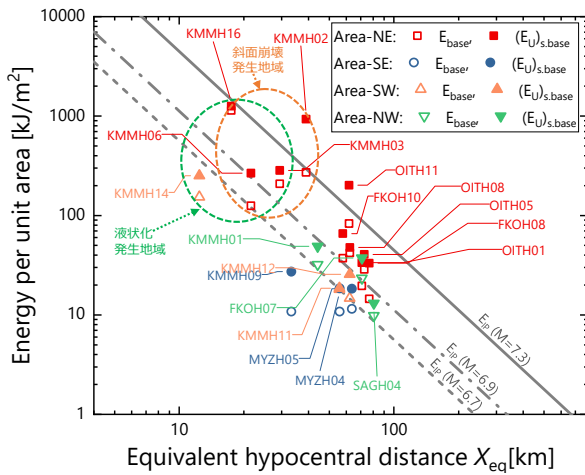


図 8 各観測点の最深部の上昇エネルギー($E_{u,base}$)、地震基盤での推定上昇エネルギー($(E_u)_{s,base}$)と等価震源距離 X_{eq} の関係

4つのエリア分類も示しているが、ばらつきが見られるが、エリア毎に上昇エネルギーと等価震源距離に相関が見られる。特に、同等な等価震源距離において、震央を基準に南西方向 (Area-SW) の観測点に比して、北東方向 (Area-NE) の観測点の上昇エネルギーが大きいことは明らかである。

次に、式(3)で推定した地震基盤での上昇エネルギー ($E_{u,base}$)に着目する。図 8 に示した式(4)で計算した入射エネルギー E_{ip} (図中の実線) に比べて、地震基盤での上昇エネルギー ($(E_u)_{s,base}$) が高い値となっている観測点 (KMMH02 : 小国, OITH11: 九重) が見られる。この2つの観測点は、断層の破壊伝播方向 (Area-NE) に位置しており、Directivity などの震源メカニズムによりエネルギー集中が起きたことが推察できる。また、KiK-net 九重 (OITH11) は、エネルギー時刻歴の後半に、本震から数十秒後に発生した誘発地震 (大分県内を震源) の波形が混入し、エネルギーが増加したことが影響している。また、式(4)の入射エネルギーより、大幅に小さい値となった KMMH14 や KMMH09 は断層の破壊伝播方向の逆方向や直角方向に位置しており、断層面の破壊による放射特性や Directivity などの震源メカニズムの影響によるものと考えられる。ここで、式(4)の入射エネルギーについて、実線で示した $M=7.3$ で算出した結果以外に、 $M=6.7$ と $M=6.9$ での算出結果を破線と1点鎖線で同図に示している。これより、震央より北東側 (Area-NE) は、上昇エネルギーと等価震源距離の関係を式(4)の単純な理論式 (気象庁発表マグニチュード $M=7.3$) でかなり良好に近似でき、データ数は少ないが、南東側 (Area-SE) と南西側 (Area-SW) では $M=6.7$ 、北西側では $M=6.9$ でおおよそ近似できることがわかる。

6.3 液状化発生地域に到達した上昇エネルギー

液状化発生地点の周辺の KiK-net 観測点として、4つの観測点 (KMMH03: 菊池, KMMH06: 白水, KMMH14: 豊野, KMMH16: 益城) が図 1 より読み取れる。また、斜面崩壊発生地点の KiK-net 観測点は、KMMH02: 小国, KMMH03: 菊

池, KMMH06: 白水, KMMH16: 益城が図 1 よりわかる。

表 1 には地表に到達した上昇エネルギー E_s を示しているが、これらの観測点では、 $11.8 \sim 97.4 \text{ kJ/m}^2$ ものエネルギーが到達している。一方、液状化の報告がなかった地域において、1点を除き14観測点において $E_s < 11.8 \text{ kJ/m}^2$ であったことから、液状化発生の有無に関する地震動による供給エネルギーの閾値の存在が示唆される。

次に、地盤中でのエネルギーに着目すると、図 8 に液状化が発生した地域での地盤中のエネルギー分析の結果を破線で示している。4つの観測点は非常に大きな上昇エネルギーが到達していることがわかり、観測点最深部の上昇エネルギー ($E_{u,base}$) は 100 kJ/m^2 以上で、地震基盤での上昇エネルギー ($(E_u)_{s,base}$) が 200 kJ/m^2 以上である。分析データは少ないが、熊本地震では、地震基盤に 200 kJ/m^2 以上の上昇エネルギーが到達した地域で液状化が発生したことが推察できる。当然のことながら、表層での地盤条件が液状化発生の有無を大きく左右することや、液状化の発生しうる地盤条件でない場所に小さなエネルギーが到達した場合等も含んでいる可能性も考えられる。一方、筆者らのエネルギー法では上昇波動エネルギーと地盤内の各層での液状化に関わる損失エネルギー (液状化エネルギー容量) を直接対比する方法である。深部に大きなエネルギーが到達した場合は、表層に近い液状化対象層に大きなエネルギーが到達し、液状化が発生したことも考えられる。それゆえ、液状化対象層の深部に到達する波動エネルギーによる閾値を推定することにより、対象地域の液状化予測に活用できることも期待できる。

以上より、熊本地震における事例解析の結果ではあるが、対象地域の液状化判定をエネルギー法で検討する場合、想定断層面と想定マグニチュード等を用いて、等価震源距離と実体波の球面波エネルギー拡散理論による式(4)から地盤中の上昇波動エネルギーを推定し、次にエネルギー比とインピーダンス比から液状化の対象層における波動エネルギーを推定できる可能性を本稿で示した。この際、震源断層メカニズムを可能な範囲で推定し、その影響を考慮することが望ましい。

本稿では、単純なエリア分類ではあるが、それぞれに波動エネルギーと等価震源距離に相関が見られた。今後は、波動エネルギーに及ぼす地震メカニズムの影響を検討する必要がある。特に、震源断層近傍におけるディレクティブティ効果の程度や影響範囲を整理し、波動エネルギーとの関連を分析する必要がある。

7. まとめ

2016年熊本地震の本震において、断層近傍の19観測点の観測記録から地盤内のエネルギーの流れを解析し、地震波動エネルギーを距離減衰の観点から整理した結果、以下の知見が得られた。

- 1) 地震動による波動エネルギーが地表に向かうほど減少する傾向について、熊本地震においても既往研究と

同様な傾向が確認できた。また、インピーダンスの逆転層が混在した解析対象観測点においても、同様の傾向が見られた。

- 2) 熊本地震の分析結果からも、地層間における上昇エネルギー比とインピーダンス比は較的良好な相関が見られ、前者は後者の0.7乗でおおよそ近似できることがわかった。
- 3) 観測点深部での上昇エネルギーは、等価震源距離と共に減少する傾向がある。また、エネルギー比とインピーダンス比の近似式より推定した地震基盤における上昇エネルギーは、実体波の球面波エネルギー拡散理論による簡易評価式と調和的傾向を示す。
- 4) 断層の破壊伝播に着目し、震央を基準に観測点を分類したところ、破壊伝播方向の観測点と断層面に直交した方向の観測点では上昇エネルギーに明瞭な違いが見られ、これは、Directivityなどの震源メカニズムが影響していることが推察できる。
- 5) 断層の破壊伝播方向に分類した結果より、上昇エネルギーと等価震源距離の関係は、分類方向毎に差異が見られ、簡易評価式の地震規模 M を近似することにより、評価できる可能性が見られた。
- 6) 液状化の発生日点周辺の解析結果は、他の観測点に比べて、等価震源距離も近く、上昇エネルギーが大きいことがわかった。また、液状化発生地域と非発生地域では地震基盤における上昇エネルギーに差異が見られたことから、液状化発生の有無に関する上昇エネルギーの閾値の存在が示唆される。

謝辞

本稿では、防災科学技術研究所の加速度観測記録を、国土理地理院の土砂崩壊地分布データを使用させて頂いた。本研究の一部は、科学技術振興機構(JST)の平成28年熊本地震関連「国際緊急共同研究・調査支援プログラム(J-RAPID)「平成28年熊本地震による流動性地すべりの発生機構と不安定土砂の危険度評価～日米共同研究による実態解明調査～(研究代表者：九州大学 ハザリカ・ヘマータ教授)」の支援により実施された。ここに記して関係各位に謝辞を示します。

参考文献

- 1) Davis, R. O. and Berrill, J. B.: Energy Dissipation and Seismic Liquefaction of Sands, *Earthquake, Engineering & Structural Dynamics*, Vol.10, pp. 59-68, 1982.
- 2) 風間基樹、鈴木崇弘、柳沢栄司：地盤に入力された累積損失エネルギーの評価法と液状化予測への適用、*土木学会論文集* 631/III-48, pp.161-177, 1998.
- 3) 國生剛治：エネルギーによる液状化判定法の適用性検討とFL法との対比、*地盤工学ジャーナル*, Vol.8, No.3, pp. 463-475, 2013.
- 4) 三森祐貴、國生剛治：エネルギーによる液状化判定法とFL法との比較—種々の地震動・地盤条件での検討—、*地盤工学ジャーナル*, Vol. 9, No.4, pp. 603-618, 2014.
- 5) Towhata, I. and Ishihara, K.: Shear work and pore water pressure in undrained shear, *Soils and Foundations*, 25(3), pp. 73-84, 1985.
- 6) Yanagisawa, E. and Sugano, T.: Undrained shear behaviors of sand in view of shear work, *Intern. Conf. on SMFE (Special Volume on Performance of Ground and Soil Structures during Earthquakes)*, New Delhi, India, Balkema Publishers, pp.155-158, 1994.
- 7) 風間基樹、柳沢栄司、増田昌昭：定ひずみ制御繰返し三軸試験による液状化強度評価の可能性、*地盤工学学会誌*, 46(4), pp. 21-24, 1998.
- 8) Russell, G. A. and Terri, G. A.: Number of equivalent cycles concept for liquefaction evaluations-revisited. *Journal Geotech. & Geoenviron. Eng.* Vol. 131, No. 4, pp. 477-488, 2005.
- 9) Kokusho, T.: Liquefaction potential evaluation – energy-based method versus stress-based method -, *Canadian Geotechnical Journal*, No.50, pp. 1-12, 2013.
- 10) 國生剛治、本山隆一：地震波の上昇波と下降波の分離による表層地盤でのエネルギー収支、*土木学会論文集*, No. 652/III-51, pp. 257-267, 2000.
- 11) 國生剛治、鈴木拓：強地震鉛直アレー記録に基づいた地盤中の波動エネルギーフロー、*日本地震工学会論文集* 第11巻、第1号, pp. 14-31, 2011.
- 12) 國生剛治、鈴木拓：強地震鉛直アレー記録に基づいた地盤中の波動エネルギーフロー(補遺)、*日本地震工学会論文集*, 第12巻、第7号, pp. 62-68, 2012.
- 13) 若松加寿江、先名重樹、小澤京子：平成28年(2016年)熊本地震による液状化発生の特性、*日本地震工学会論文集*, 第17巻、第4号, pp. 81-100, 2017.
- 14) 国土地理院：平成28年熊本地震に関する情報、平成28年熊本地震・空から見た(航空写真判読による)土砂崩壊地分布 <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html>, 2016.
- 15) 久保久彦、鈴木亘、青井真、関口春子：近地強震記録を用いた平成28年(2016年)熊本地震(4月16日1時25分、M7.3)の震源インバージョン解析(2016/8/9再改訂版)、http://www.kyoshin.http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/, 2016.
- 16) Ohno, S., Ohta, T., Ikeura, T. and Takemura, M.: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophysics*, 218, pp. 69-81, 1993.
- 17) Gutenberg, B.: The energy of earthquakes, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, Vol. CXII, No.455, pp. 1-14, 1955.

Attenuation of Seismic Wave Energy with Strong Motion Records (KiK-net) of the 2016 Kumamoto Earthquake

Tomohiro ISHIZAWA¹, Takaji KOKUSHO² and Hemanta HAZARIKA³

- 1 Chief Researcher, Storm, Flood and Landslide Research Division, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience
- 2 Professor Emeritus, Department of Civil & Environment Eng., Chuo University
- 3 Professor, Department of Civil Eng., Kyushu University

Abstract

For Energy-based liquefaction evaluation method, it is necessary to estimate the amount of seismic wave energy supplied to a target layer. In this paper, the seismic wave energy is calculated based on the strong motions recorded at the KiK-net stations near the seismic fault of the 2016 Kumamoto earthquake (M 7.3). From the result, the upward energy at the ground surface was found to be much smaller than that at base layer in most of the sites. The upward energy at a base layer tends to increase with decreasing equivalent hypocenter distance. Furthermore, the upward energies at base layers are not so much different from the theoretical values based on magnitude and equivalent hypocenter distance. From the results of classification into four directions based on fault mechanism, it became clear that the relationship between the upward energy and the equivalent hypocenter distance is different depending on the classification. Based on the comparison of liquefied area with non-liquefied area, it could be deduced that there exists a threshold seismic wave energy above which liquefaction occurs.

Key words: waver energy, impedance ratio, equivalent hypocenter distance