

## 5.2 動力学シミュレーションによる震源スケーリング則の検討

### 5.2.1 Introduction

There is vast evidence that the fault regions that generate short-period and long-period wave radiation during a given earthquake are spatially distinct. The most direct observations of this phenomenon have been obtained for large subduction earthquakes, for which the combination of geodetic, tsunami, strong motion and teleseismic data (including back-projection of high-frequency teleseismic data from large arrays) provides adequate spatial resolution on the location of slip at different frequencies (e.g. Tohoku 2011: Kubo *et al.*, 2014, Yoshida *et al.*, 2011, Kurahashi and Irikura, 2013). For moderate-size events it has been noted that the phenomenon does not appear to be systematic (Miyake *et al.*, 2003, Somei *et al.*, 2017, this report), but this conclusion may be precluded by the limited spatial resolution of the seismological methods at this scale. Other related observations include a lack of coincidence between the timing of low and high frequency wave amplitudes in teleseismic data (e.g. Gusev *et al.*, 2006). A statistical analysis of kinematic finite source models inferred from geophysical data reveals that areas of large final slip (long-period generation areas) and areas of large peak slip rate (short-period generation areas) are spatially distinct (Simons *et al.*, 2011; Meng *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2013, 2014; Galvez *et al.*, 2014, 2016; Avouac *et al.*, 2015). This feature has important implications on procedures adopted for the prediction of strong ground motion. In particular, it is not incorporated in many kinematic/stochastic source models developed for engineering applications that assume that high-frequency radiation is uniformly distributed over the rupture area or correlated with the spatial distribution of final slip (e.g. Somerville *et al.*, 1999, Irikura and Miyake, 2011).

One plausible explanation for the discrepancy between short-period and long-period generation areas is based on the spatial heterogeneity of stress and strength (frictional parameters) along the fault. In fundamental models of earthquake dynamics based on classical fracture mechanics, high-frequency radiation is most efficiently generated by abrupt changes of rupture speed (e.g. Madariaga, 1977, Pulido and Dalguer, 2009) induced by the residual stress concentrations left by previous slip events, or by sharp spatial contrasts of fracture energy due to heterogeneities of friction properties or effective normal stress (Huang *et al.*, 2013, 2014; Galvez *et al.*, 2014, 2016). High frequency radiation is also enhanced by short rise time (the duration of slip at a given point on the fault, e.g. Nakamura and Miyatake, 2000, Hisada 2000, 2001, Guatteri *et al.*, 2003) which can be controlled by a number of processes, such as frictional velocity-weakening parameters, characteristic width of asperities, and thickness of a damaged fault zone (Heaton, 1990, Perrin I., 1995, Beroza and Mikumo, 1996, Huang and Ampuero, 2011).

From the standpoint of earthquake physics, the potential complexity of the problem requires an initial approach based on a simplified yet versatile mechanical model. In order to understand the discrepancy of short-period and long-period generation areas, our efforts to date have been focused on studying the role of heterogeneities of fault strength and initial stress, while keeping the assumed friction laws as simple as possible (Madariaga, 1983). We have developed models based on idealized friction laws, slip-weakening or rate-and-state friction, in which we examined the impact of different assumptions about the statistical characteristics of heterogeneities. One fundamental goal has been to design a class of spatial distributions of friction parameters that can be tuned to reproduce the statistical features of past earthquakes.

An inherent difficulty in this effort is that, from a mechanical point of view, stress and strength heterogeneities cannot be prescribed arbitrarily as was done in earlier work. Their inter-dependence must be consistent with a mechanical model of deformation and stress evolution over the longer time scale of the earthquake cycle. For instance, it is expected that stress concentrations can develop at the edges of asper-

ities (defined as fault sub-regions delimited by frictional contrasts), introducing a correlation between stress and strength that enhances high frequency radiation at LSA edges. Failure to account for such mechanical correlations leaves the modeling framework so unconstrained that virtually any outcome is possible with sufficient tuning. For this reason we have also developed the software infrastructure to simulate earthquake cycles with rate-and-state friction, in which we solve consistently for long and short time scales of the earthquake cycle, combining periods of quasi-static and elasto-dynamic deformation.

Earthquake cycle simulations for large earthquakes are computationally intensive and are probing the limits of the computational resources we have available in-house. We have been running most simulations at the very edge of numerical resolution, hoping that they can be verified and extended later if more resources become available. A natural next step to shorten the path to our ultimate goal is to optimize the algorithms. Until now the major bottleneck is the time consumed in solving for the slow nucleation process at the beginning of each earthquake within the elasto-dynamic solver. In this project we have developed an optimal strategy to accelerate the switch from quasi-static solver to dynamic solver by implementing an adaptive time step nucleation procedure.

With the benefit of the optimized software framework, we run simulations of inland earthquakes in which the dynamic solution is adequately resolved. We examined the scaling properties of the simulated earthquakes, with a particular focus on quantifying the distinct locations of areas of large slip and large slip rate. The analysis of the discrepancy of short-period and long-period generation areas will be supported by insight from the analysis of other dynamic quantities, including rupture speed and rise time. Our goal is to understand the mechanical origin of the phenomenon at a sufficient level to provide a physical basis for the formulation of simplified methods to account for distinct short- and long-period slip in kinematic or pseudo-dynamic earthquake source generation algorithms for engineering ground motion prediction.

From the analysis of slip models retrieved from kinematic source inversions of M 6 earthquakes in Japan and strong ground motion wave-form fitting, Miyake *et al.* (2003) found that the Strong ground Motion Generation Areas (SMGA), defined by Empirical Green's function method (EGF, Irikura, 1986), correlates with the regions of large slip (LSA), see Figure 5.2.1-1. They also associated SMGA with large slip velocity area (or High slip Rate Area, HRA here) and made one simulation example of such an association. In fact, areas of high frequency radiation ( $> 2\text{Hz}$ ) obtained by strong-ground motion inversion correspond to regions surrounding large slip or the region of rupture termination. However it is still unknown if this correlation persists with magnitude  $M_w$  bigger than 7.0. To tackle this question we performed earthquake cycle modelling to generate different ruptures scenarios and analyse correlation between LSA regions and HRAs.

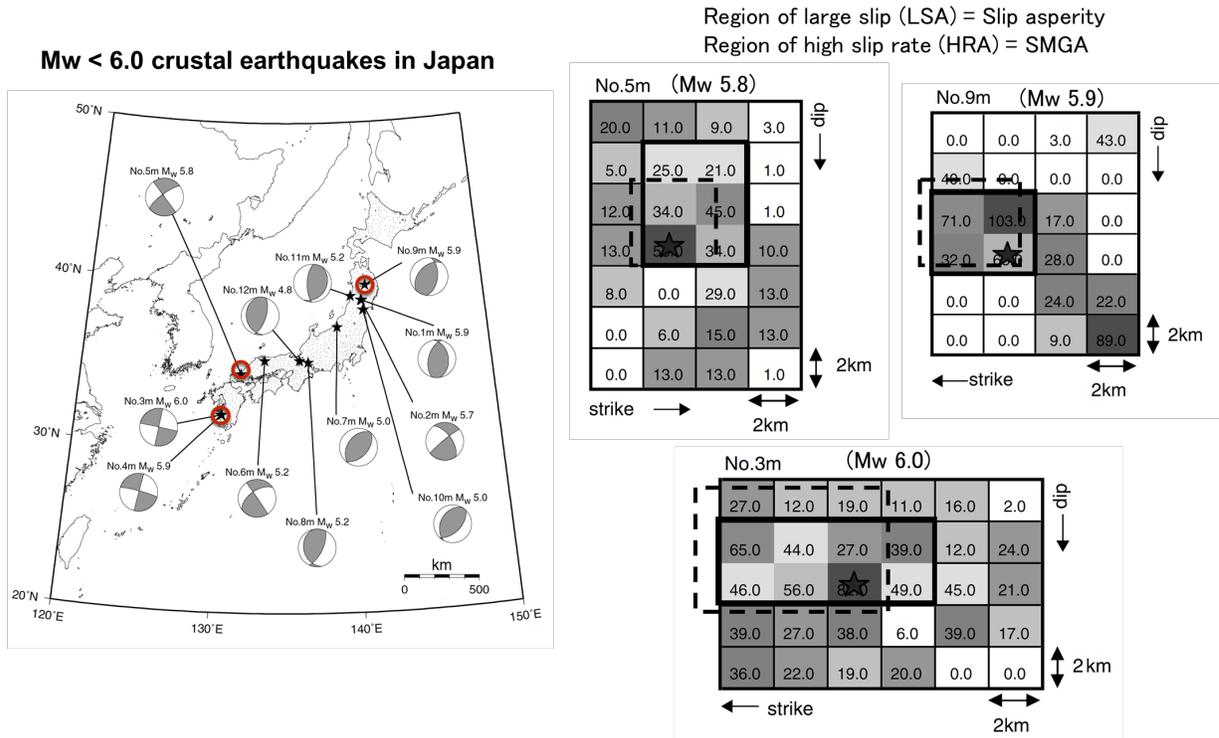
In this report we use next definitions:

SMGA - Strong Motion Generation Area usually estimated by EGF method.

HRA - High Rate Area in source inversions and dynamic modeling results that can be associated with SMGA (Miyake *et al.*, 2003).

Asperity - rough part of rupture fault, resulted in  $D_c$  increase. This definition corresponds to physical meaning and source dynamics, but differ from loosely use of Slip Asperity in strong motion seismology as an area of large slip in source inversion models.

LSA - Large Slip Area in source inversions and dynamic modeling results, which is equivalent to the Slip Asperity in strong motion seismology.



**Figure 5.2.1-1** Comparison of slip asperities (large slip area) and SMGAs. Left hand side shows the hypocenter (back starts) and focal mechanisms for  $M_w < 6.0$  in Japan from 1996 to 1999. (from Miyake *et al.*, 2003).

### 5.2.2 Earthquake cycles.

For the earthquake cycle modelling we make use of rate-and-state friction law of Dieterich and Kilgore (1994) with an adaptive time stepping solver (QDYN, Luo *et al.*, 2017ab). Once an earthquake is nucleated and reaches seismic slip velocities ( $> 0.1$  m/s), the solver automatically imports the stresses and friction parameters to the rupture dynamic solver with fix time step (SPECFEM3D, Galvez *et al.*, 2014; 2016) and properly resolves the rupture process. After the dynamic rupture is finished we re-insert the stresses and friction parameters into the quasi-dynamic generator to continue a new earthquake cycle.

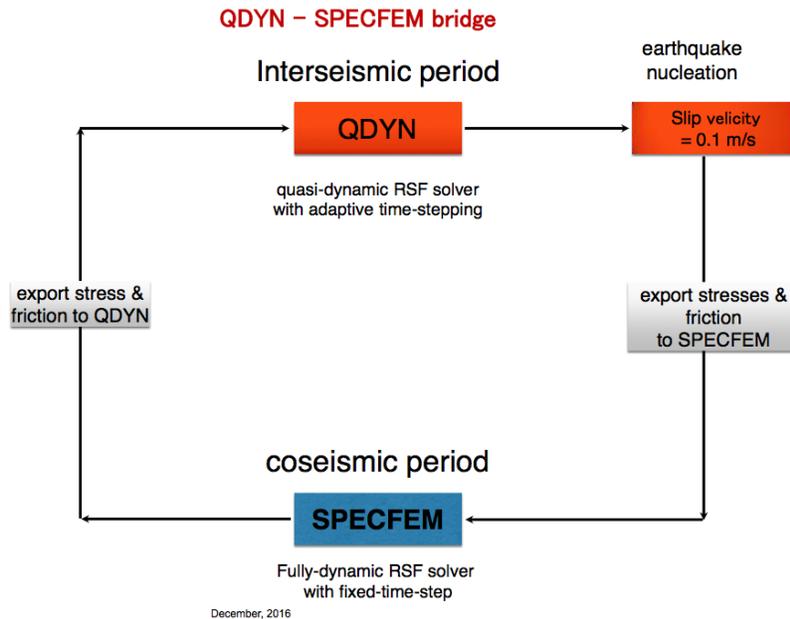
An important feature is that in our simulations with adaptive time stepping we naturally nucleate the rupture, and the time step is decreased gradually to resolve the nucleation processes. In contrast to previous full dynamic modelling (e.g. Song and Dalguer, 2013) we do not impose any artificial efforts to accelerate the rupture start. QDYN is switched to SPECFEM once the slip rate reaches 0.1 m/s. The nucleation process starts before the slip rate reaches this threshold, but we do not expect that this affects the eventual high slip rate areas and final slip. QDYN uses a quasi-dynamic solver and decreases the time step adaptively to resolve the nucleation processes, so we are not artificially pushing the rupture to start more quickly.

In this new approach we obtained more realistic final slip, slip velocities, rupture time and rupture velocities like those observed during earthquakes. To allow for more efficient coupling of these two solvers,

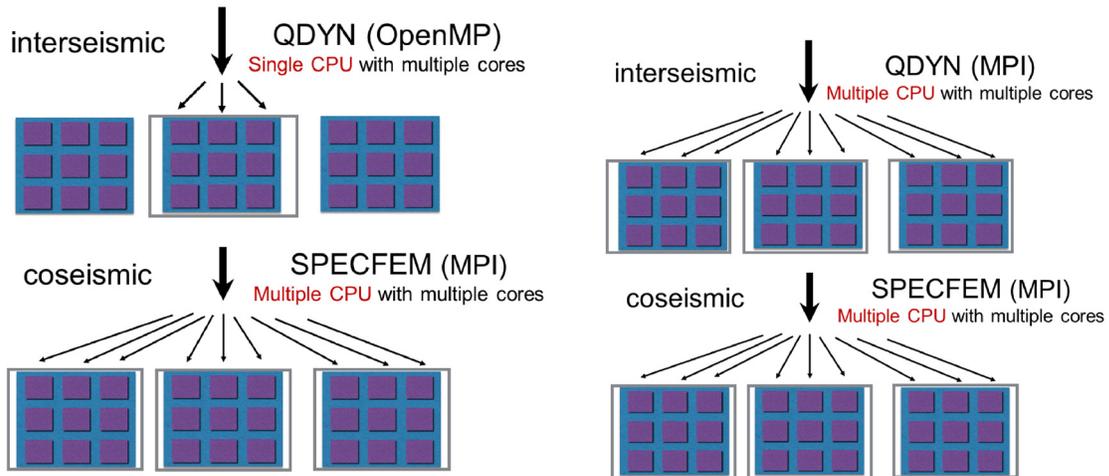
we implemented the Message Passing Interface (MPI) in QDYN to optimise the communication between QDYN and SPECFEM providing better performance in our computations.

In the previous year implementation of QDYN-SPECFEM Bridge (QSB, Figure 5.2.2-1), QDYN is accurate and fast with adaptive time stepping in inter-seismic period, but accuracy degrades during seismic period and only runs in one CPU with multicores (OpenMP). SPECFEM is accurate with fix time step, but can only solve coseismic period and runs with multi CPU with multicores (MPI); see Figure 5.2.2-2 (left). In one cluster that consists of several CPUs with few cores, we request many cores for one fully multi cycle simulation. QDYN can only take one CPU at a time. Therefore during the inter-seismic period the other CPUs (most of cores) remain idle. This results in low priority of job and high cost. Only once QDYN is finished can SPECFEM make use of all cores using the all CPUs. To allow well-balance performance in fully multi-cycle simulations, QDYN needs to run in multi-CPU with multicores. To allow this, QDYN was implemented with MPI as well, see Figure 5.2.2-2 (right). Now, both SPECFEM and QDYN can take all the CPU at a time. Therefore during both the coseismic and inter-seismic periods all CPUs (all cores) remain in use.

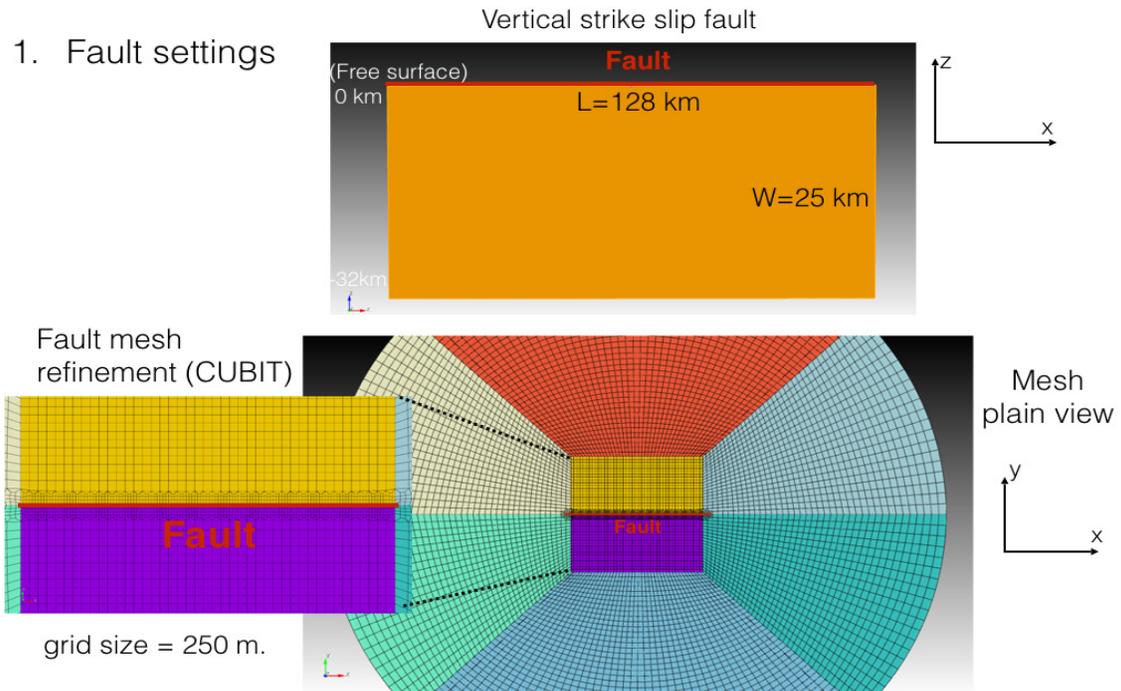
Also, we made use of CUBIT, an state-of-the-art software, to mesh complex faults. The mesh and the fault dimensions used in this study is shown in Figure 5.2.2-3. The grid size of fault plane is 125 meters and gradually increases away from the fault.



**Figure 5.2.2-1** Automtised looping process (QSB) used in our earthquake cycle simulations.



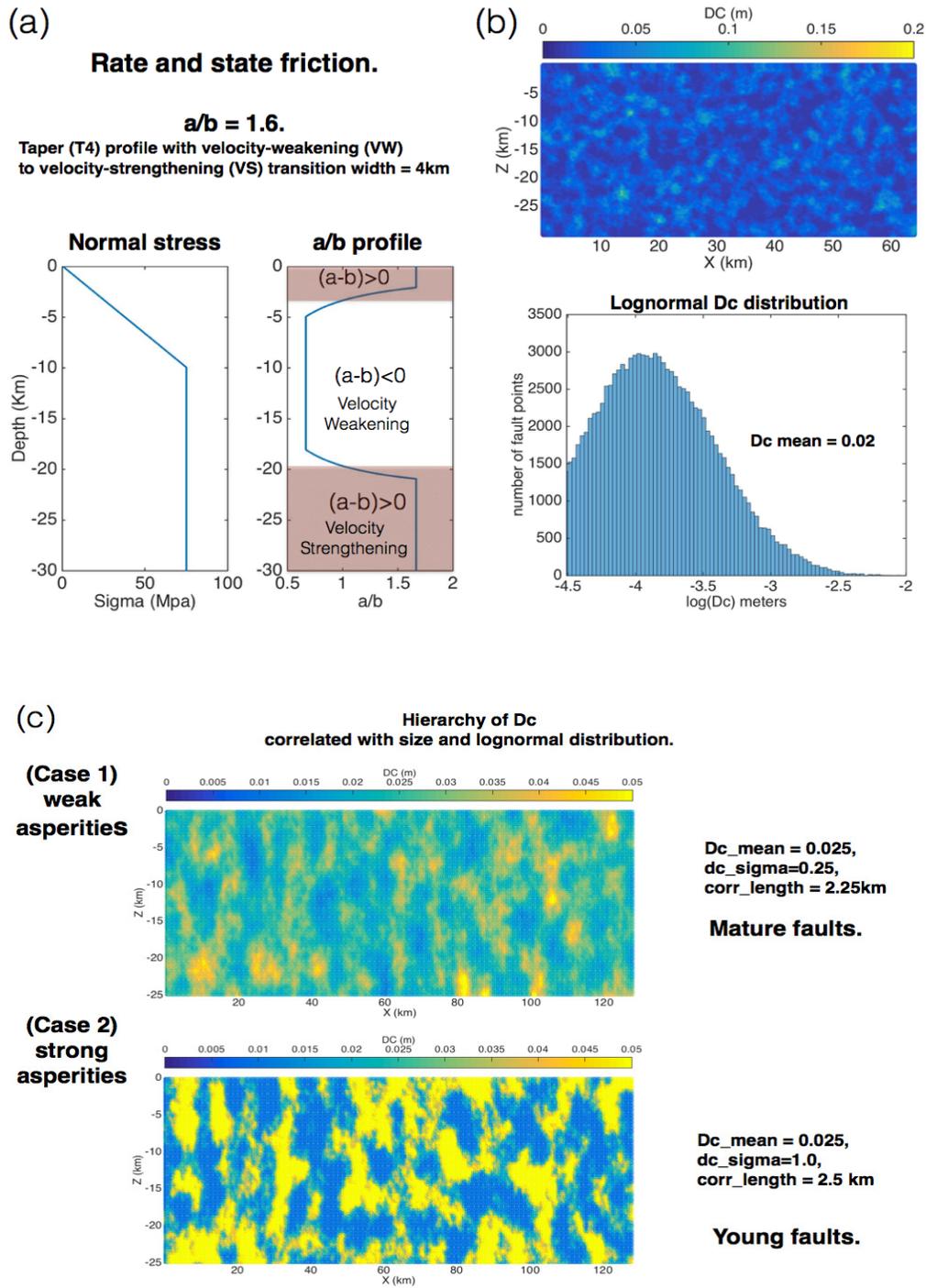
**Figure 5.2.2-2.** The left figure describes the usage of computer clusters in QSB without MPI implementation in QDYN. Notice that in interseismic period only one cluster of processors is used. The right figure describes the usage of computer clusters in QSB with MPI implementation in QDYN. All reserved clusters can be used in this case, which optimised communication with the dynamic rupture solver SPECFEM3D



**Figure 5.2.2-3. (a)** Fault mesh and Fault dimensions used in this study

### 5.2.2.1 Fault scenario.

We followed the 2-D spatial correlated  $D_c$  distributions based on Hillers *et al.* (2007) that associates  $D_c$  distribution with different degrees of fault maturity. The fault maturity is related to the variability of  $D_c$  for microscopic scale. Large variations of  $D_c$  represents immature faults and lower variations of  $D_c$  represents mature faults. We impose a lognormal distribution of  $D_c$  that correlates in space with certain correlation length (Luo *et al.*, 2017ab), see Figure 5.2.2.1-1. We defined two fault case where fault case 1 has lower  $D_c$  variability ( $\sigma = 0.25$ , mature fault) whereas fault case 2 has larger  $D_c$  variability ( $\sigma = 1.0$ , immature fault). In our simulations we showed that mature faults ( $D_c$  case 1) tends to generate larger events with quasi-periodic recurrence time. Immature fault ( $D_c$  case 2) generates a wider range of earthquake magnitudes and more variable recurrence time. Hillers *et al.* (2007) shows that immature faults follows the Gutenberg-Richter relations whereas mature faults are associated to characteristic earthquakes (large magnitudes and regular recurrence time).



**Figure 5.2.2.1-1.** (a) Shows the normal stress distribution and the a/b parameters chosen for this study along depth. (b) Shows the  $D_c$  lognormal distribution with 1 km correlation length. (c) Fault case, where  $D_c$  case 1 has lower  $D_c$  variability ( $\sigma = 0.25$ ), mature fault and the  $D_c$  case 2 bigger  $D_c$  variability, younger fault. The  $D_c$  distribution is adopted from Hillers *et al.* (2007) and Luo and Ampuero (2017).

### 5.2.2.2 Earthquake rupture types.

The full range of simulations for *Dc* case 1 and 2 are presented in the Appendix A. Table 5.2.2.2-1 collects the results of the events analysed in this study. We found two types of ruptures, see Figure 5.2.2.2-1.

Rupture type 1: The events rupture mainly the whole fault and the peak slip velocities appears at the edge of the fault plane. The rupture nucleates in one edge of the fault plane and rupture almost the whole fault area. During the rupture propagation, the rupture tip is shrinking and increasing the slip rates without encountering any strong asperity. The shrinking of the rupture tip decreases the width of the cohesive zone and produce sharper peaks of slip rate with propagation distance (Andrews, 2007). We found more earthquakes of this rupture type for *Dc* case 1. However, this type of rupture is rare and an extreme case. In most earthquakes we expect to have stronger asperities on the fault plane that prevent the rupture from propagating freely and breaking continuously the whole fault plane. Another mechanism that tapers the growing of slip rates with propagation distance is off-fault plasticity or fault segmentation.

Rupture type 2: These events partially rupture the fault plane and generate peak slip rates mainly inside the rupture area. While the rupture travels along, the rupture front encounters regions of strong asperities which acts as barriers preventing the growth of rupture. The sudden change of rupture velocity radiates high frequency waves. In this type of rupture the asperities play a role in the rupture process. Another observation is that peak slip velocities appears at the edges of slip asperities for this rupture type. For rupture type 2 we performed detailed study: LSA and HRA trimming, waveform simulation, PGV distributions, GMPE comparisons, and correlation matrix calculation.

**Table 5.2.2.2-1.** Earthquake cycle events.

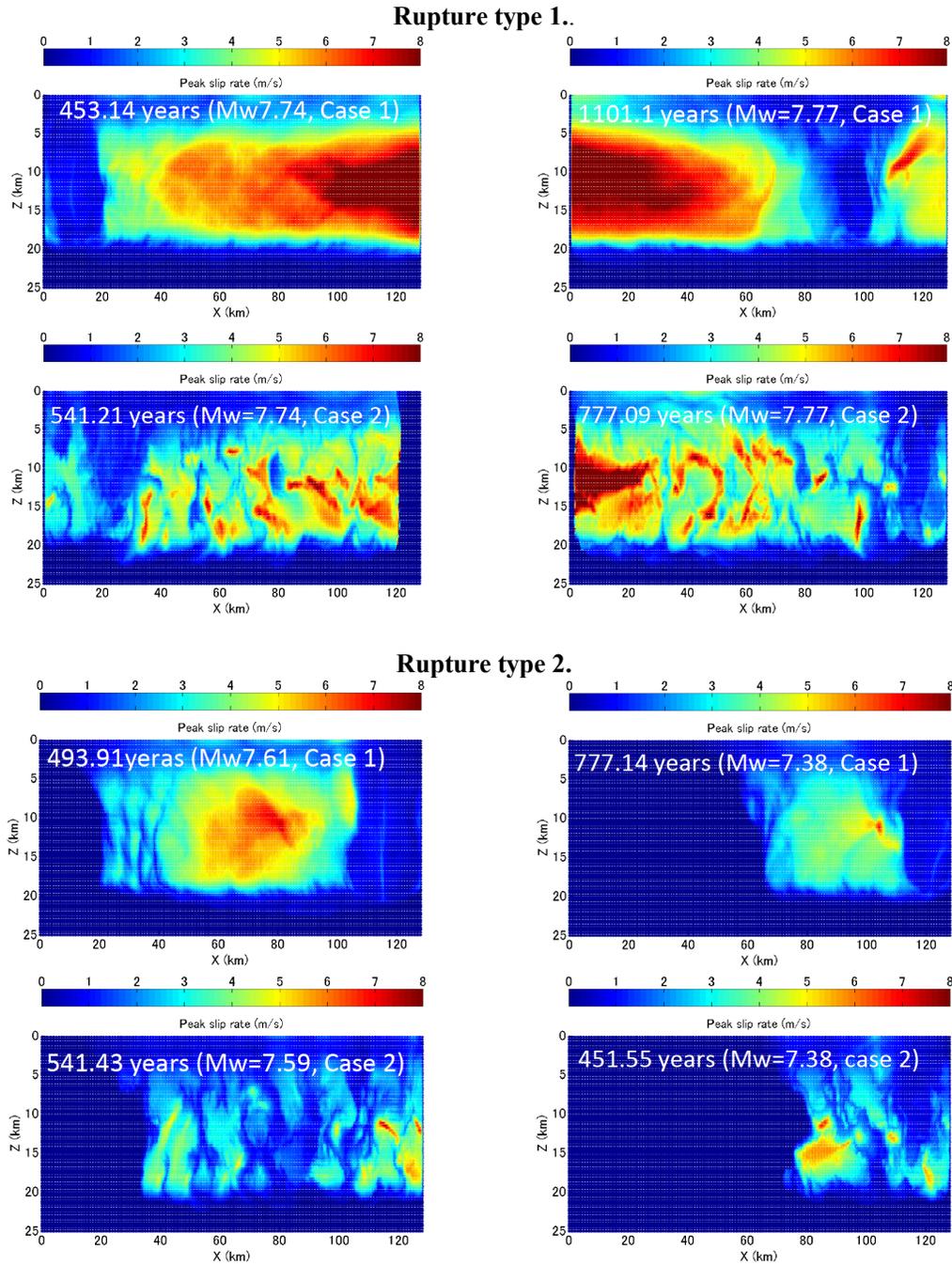
Sequential Event No.	<i>Dc</i> case*	Slip rate type**	Datum (yrs.)	<i>Mw</i>	Comment
1	Case 1	Type 1	453.14	7.74	
2	Case 1	Type 2	493.91	<b>7.61</b>	
3	Case 1	Type 1	776.84	7.75	
4	Case 1	Type 2	777.14	<b>7.38</b>	<b>Soon after Rupture type 1</b>
5	Case 1	Type 1	1101.12	7.77	
6	Case 1	Type 1	1511.95	7.79	
1	Case 2	Type 2	451.55	<b>7.39</b>	
2	Case 2	Type 1	541.22	7.74	
3	Case 2	Type 2	541.43	<b>7.59</b>	<b>Soon after Rupture type 1</b>
4	Case 2	Type 1	777.09	7.77	

\* Case 1: small *Dc* variations, mature fault, weak asperities (6 events)

\* Case 2: large *Dc* variations, young fault, strong asperities (4 events)

\*\* Rupture type 1: Large peak slip rate appears near the edge of fault area (6 events)

\*\* Rupture type 2: Large peak slip rate appears inside of fault area (4 events)

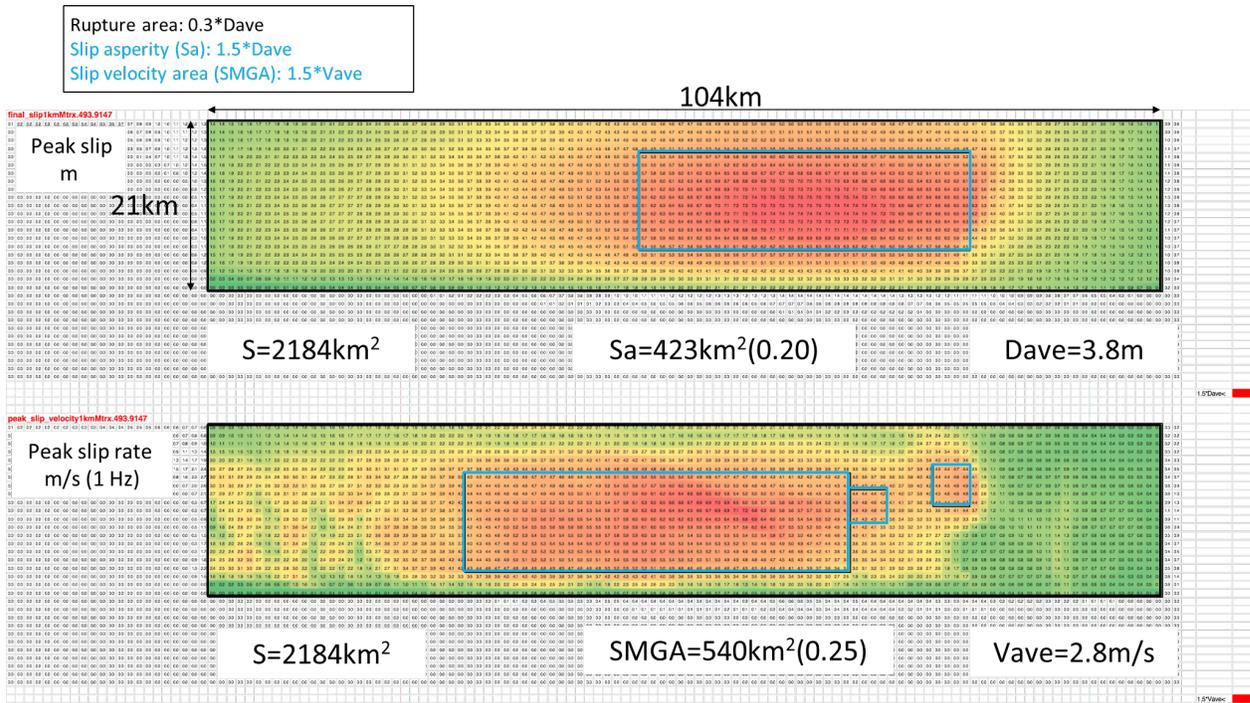


**Figure 5.2.2-1.** Rupture fault types, where peak slip rate are obtained from the dynamic rupture models using earthquake cycle simulations. Rupture type 1 is characterized by ruptures breaking mainly the whole fault plane and peak slip velocities located mainly at the fault edge. Rupture type 2 breaks partially the fault plane and the peak slip velocities appears mainly inside the rupture area.

### 5.2.3 Trimming and scaling relations.

In order to compare parameters some macroscopic and microscopic parameters of modelled ruptures, we applied the trimming procedure of Somerville *et al.* (1999), to the peak slip and peak slip rate distributions, see examples in Figure 5.2.3-1. The same criterion was applied both for Large Slip Areas (LSA) and High Rate Areas (HRA): rupture area is defined as an area of slip  $D > 0.3D_{ave}$ ,  $D_{ave}$  – average slip; LSA and HRA are defined as an area of slip  $D > 1.5D_{ave}$  or slip rate  $V > V_{ave}$  respectively. Trimming results are compared with the 3-stage scaling relationship proposed by Irikura and Miyake (2011), in Figure 5.2.3-2.

Figure 5.2.3-2a compares rupture area values. Rupture area for both rupture types follow the 3-stage scaling, although slightly underestimated on the order of  $1\sigma$ . Average rupture slip in Figure 5.2.3-2b has good fit for the rupture type 2 events and is slightly overestimated for the rupture type 1 events. However, they may follow the  $D \sim M_0^{1/2}$  scaling of the 2<sup>nd</sup> stage. In contrast, total asperity area in Figure 5.2.3-2c is underestimated for  $D_c$  case 1 events and too small for  $D_c$  case 2 events. For events of the  $D_c$  case 1 events we still may assume that total asperity area follows to 2<sup>nd</sup> stage scaling  $S_a \sim M_0^{1/2}$ .



**Figure 5.2.3-1a.** Example of LSA (large slip area or slip asperity, upper plot) and HRA (high rate area, lower plot) trimming for event 2 of  $D_c$  case 1 (EQ493.91,  $M_w7.61$ ). Trimming procedure of Somerville *et al.*, 1999, is applied.

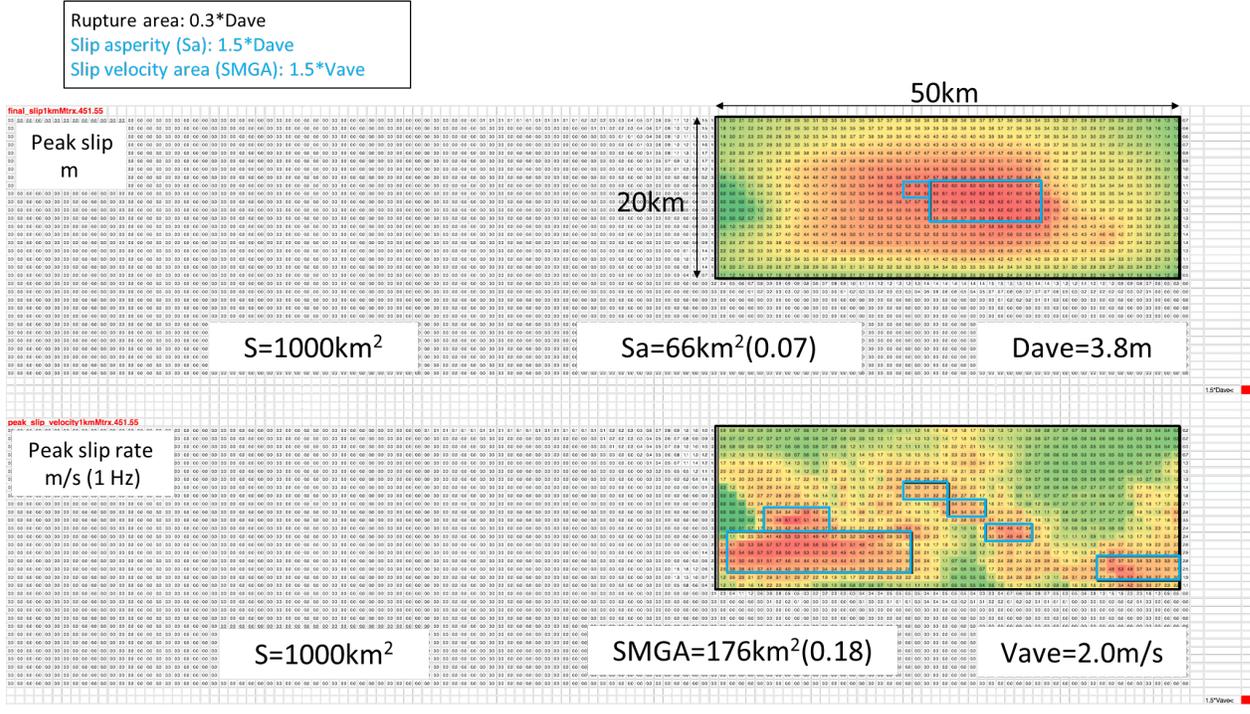


Figure 5.2.3-1b. Example of LSA and HRA trimming for event 1 of  $D_c$  case 2 (EQ451.55,  $M_w$ 7.39).

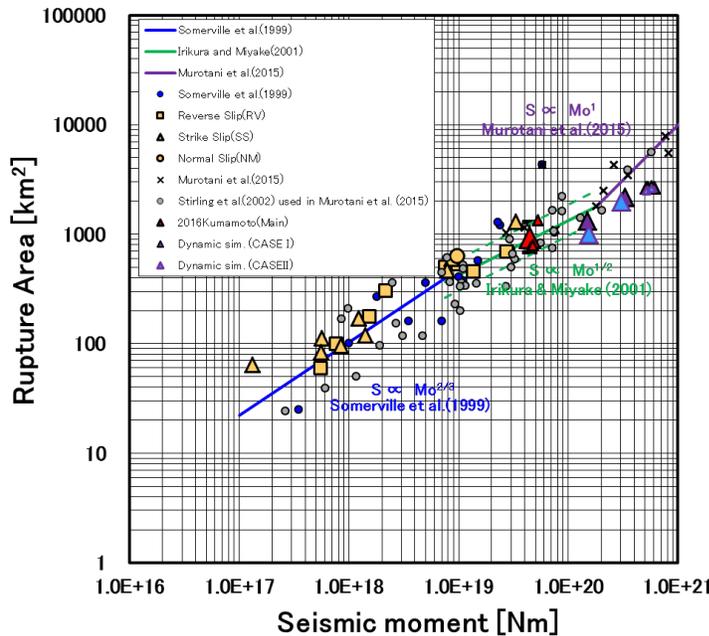


Figure 5.2.3-2a. Comparison with the 3 stage source scaling (Irikura and Miyake, 2011) for rupture area vs seismic moment. Dark blue triangles are for  $D_c$  case 1, light blue triangles are for  $D_c$  case 2, small triangles are for rupture type 1 events, large triangles are for rupture type 2 events.

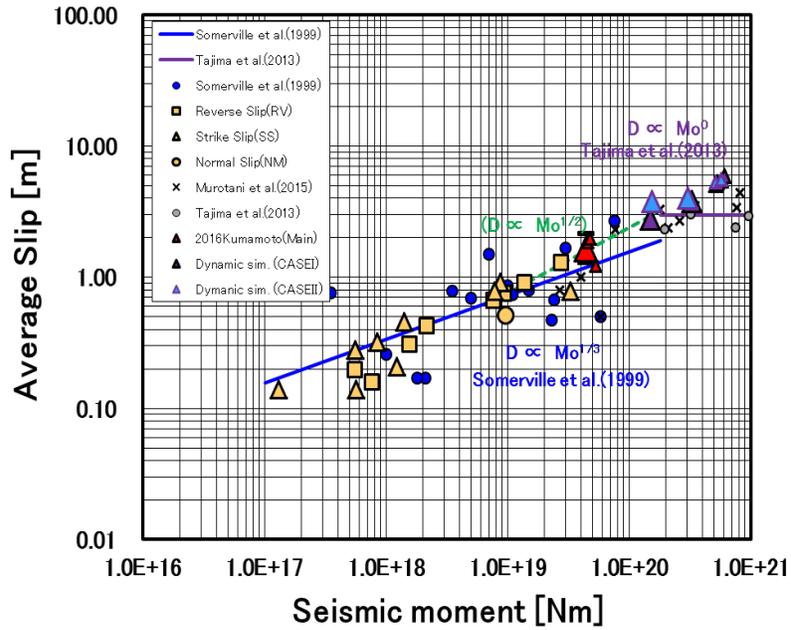


Figure 5.2.3-2b. Comparison with the 3 stage source scaling for average slip vs seismic moment.

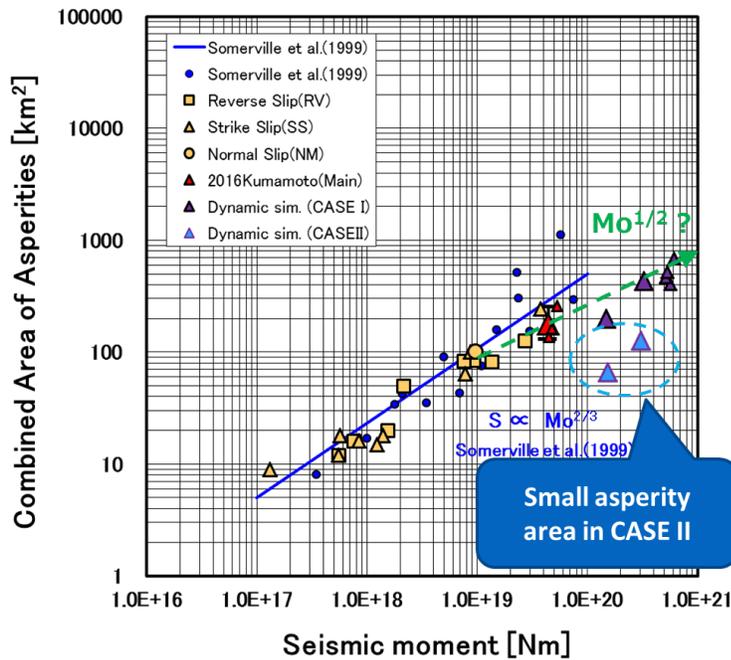


Figure 5.2.3-2c. Comparison with the source scaling for combined area of slip asperities vs seismic moment.

### 5.2.4 Simulation of ground motions and comparison for HRA and LSA.

In order to demonstrate the importance of SMGA for strong ground motion simulation, Miyake *et al.* (2003), compared simulated strong motions for the whole characterized model, the SMGA and back-ground area separately. They used a characterized source model for 26 March 1997 Kagoshima-ken Hokuseibu earthquake, derived for slip inversion of Miyakoshi *et al.* (2000). It was assumed that SMGA and LSA are the same. Results clearly demonstrated that strong motions for SMGA area are almost the same as for the whole rupture.

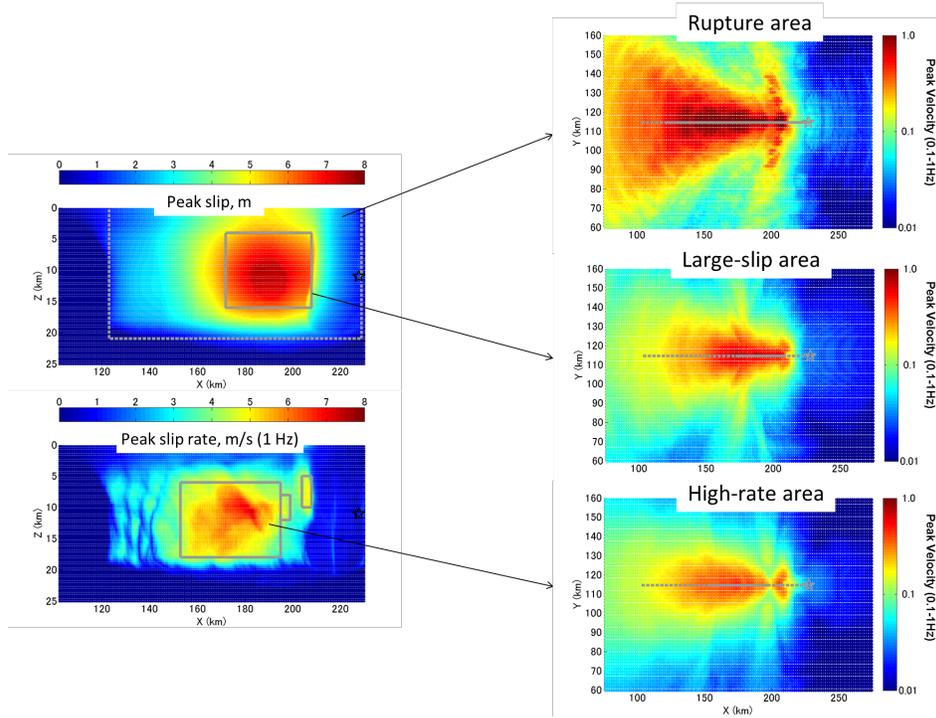
Here, in order to demonstrate that HRA is equivalent to SMGA but LSA may differ from SMGA, we continue the testing approach of Miyake *et al.* (2003). We compare ground motions simulated for the whole rupture and for LSA and HRA regions separately. For this we use kinematic source derived from the dynamic model, i.e. we use slip (moment) rate functions in each grid of the dynamic source as it is. Velocity structure is a typical 1D crustal structure consisting of 4 layers, see Table 5.2.4-1. Due to large number of subsources (up to 185000) we used the FDM method instead of the Bouchon method widely used for 1D velocity structure, which is less effective in our case. Peak ground velocities (PGV) are estimated from simulated waveforms in frequency range below 1Hz.

Comparison results are shown in Figure 5.2.4-1. For *Dc* case 1 (mature fault) LSA and HRA regions coincide, similar to results of Miyake *et al.* (2003); see Figure 5.2.4-1a and 5.2.4-1b. For this reason estimated PGV distributions are the same for LSA and HRA areas. For event 4 of *Dc* case 1 PGV distributions for whole rupture and HRA separately are similar, in accordance with the Miyake *et al.* (2003), result. In contrast, for event 2 of *Dc* case 1 PGVs for the whole rupture are about 2 times larger than PGVs for the HRA. Looking carefully at the difference of slip distribution between these two events we can notice that LSA of event 2 is closer to the ground surface and has large near surface slip. This shows that the SMGA approximation of the characterized source can be insufficient in cases with large near surface slip like in 2016 Kumamoto earthquake.

In contrast to Miyake *et al.* (2003), for events of *Dc* case 2 (immature fault) HRAs are distinct from LSAs, see Figures 5.2.4-1c and 5.2.4-1d. HRAs surround LSA on the side opposite to the rupture start. However, PGV values for HRAs in this case are larger than PGVs for LSAs and similar to PGVs for the whole rupture, which is in accordance with supposition of Miyake *et al.* (2003), that SMGA is formed by HRA.

**Table 5.2.4-1.** Velocity structure model for ground motion simulations

Layer	Depth, km	Vs, km/s	Vp, km/s	Density, g/cm <sup>3</sup>	Qs
Low velocity layer	3.0	2.0	3.5	2.35	200
Upper crust	17.0	3.4	5.8	2.7	400
Lower crust	35.0	3.8	6.4	2.8	400
Upper mantle	<i>inf</i>	4.5	7.5	3.2	500



**Figure 5.2-4-1a.** Results of the PGV simulation for event 2 of *Dc* case 1 (EQ493.91,  $M_w$ 7.61). Left: peak slip and peak slip rate distributions. Right: distribution of the simulated PGV values on the ground surface for the whole source area (upper), LSA areas only (center), and HRA areas only (lower). On the left plots: dashed line – source area, solid line – LSA and HRAs. On the right plots: dashed line marks fault location, solid line marks simulation segment (source, LSA or HRAs respectively).

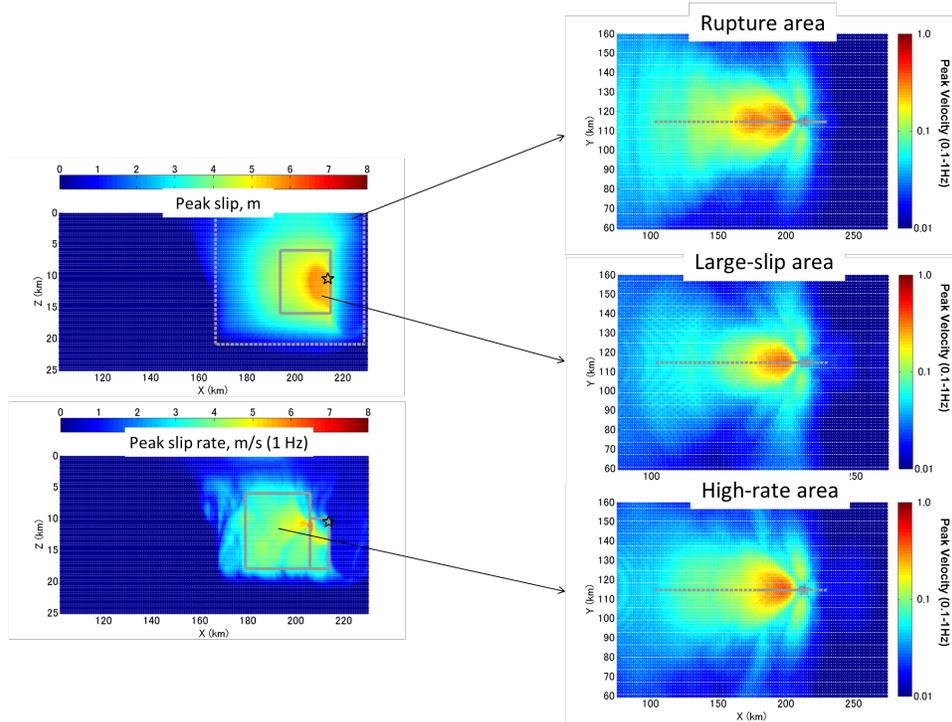


Figure 5.2.4-1b. Results of the PGV simulation for event 4 of  $D_c$  case 1 (EQ777.14,  $M_w$ 7.38).

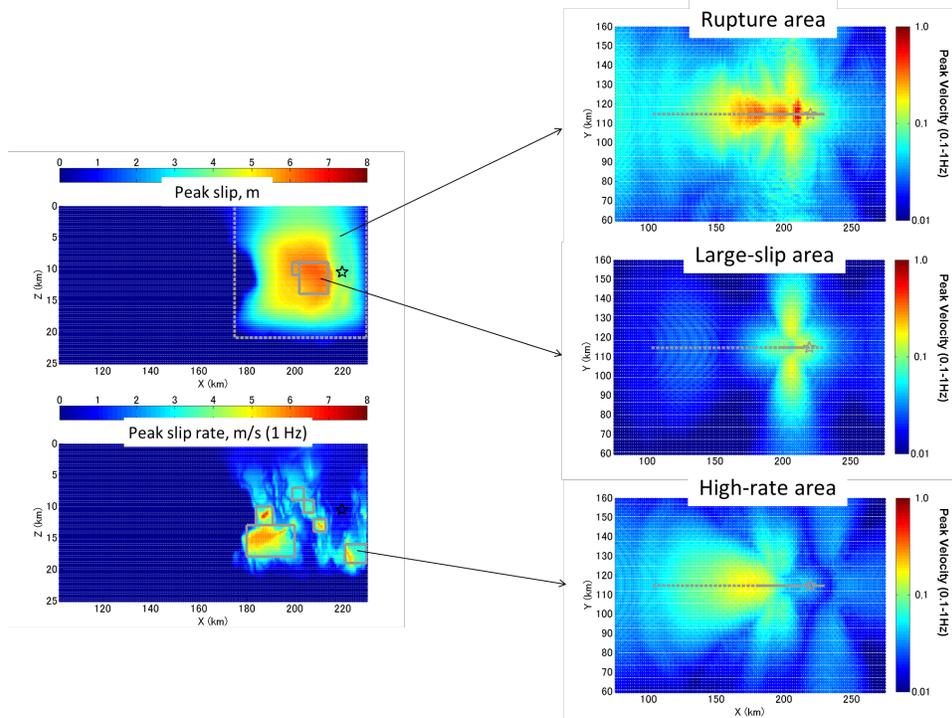


Figure 5.2.4-1c. Results of the PGV simulation for event 1 of  $D_c$  case 2 (EQ451.55,  $M_w$ 7.39).

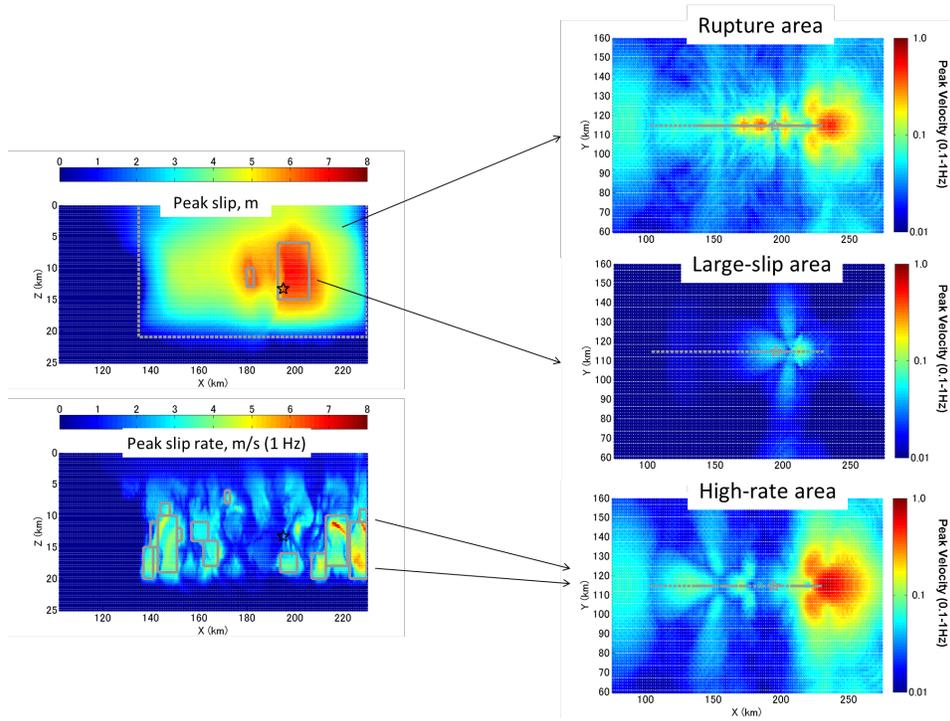


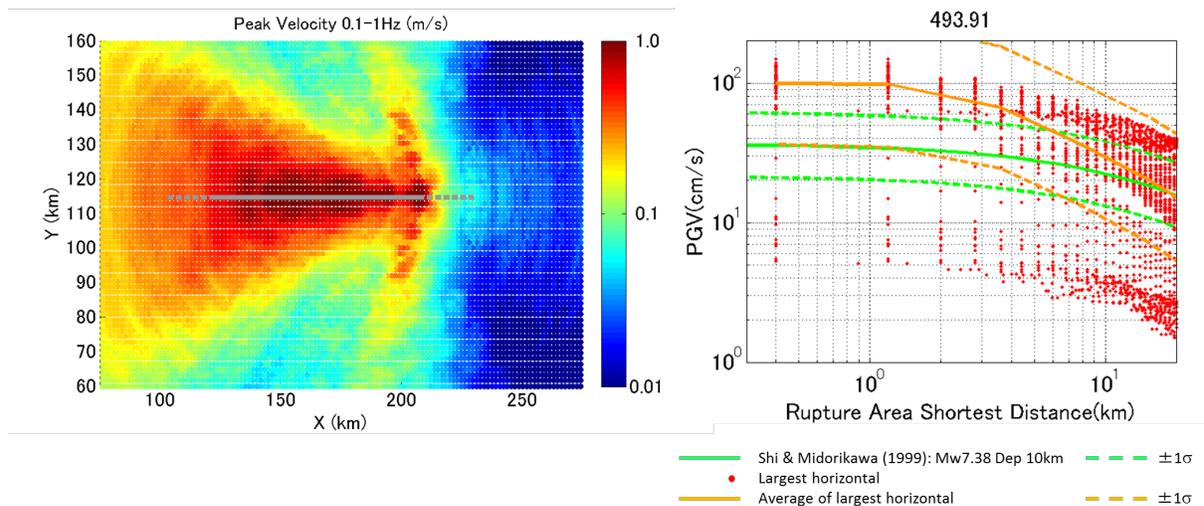
Figure 5.2.4-1d. Results of the PGV simulation for event 3 of  $D_c$  case 2 (EQ541.43,  $M_w 7.59$ ).

### 5.2.5 Comparison of simulated ground motions with GMPE.

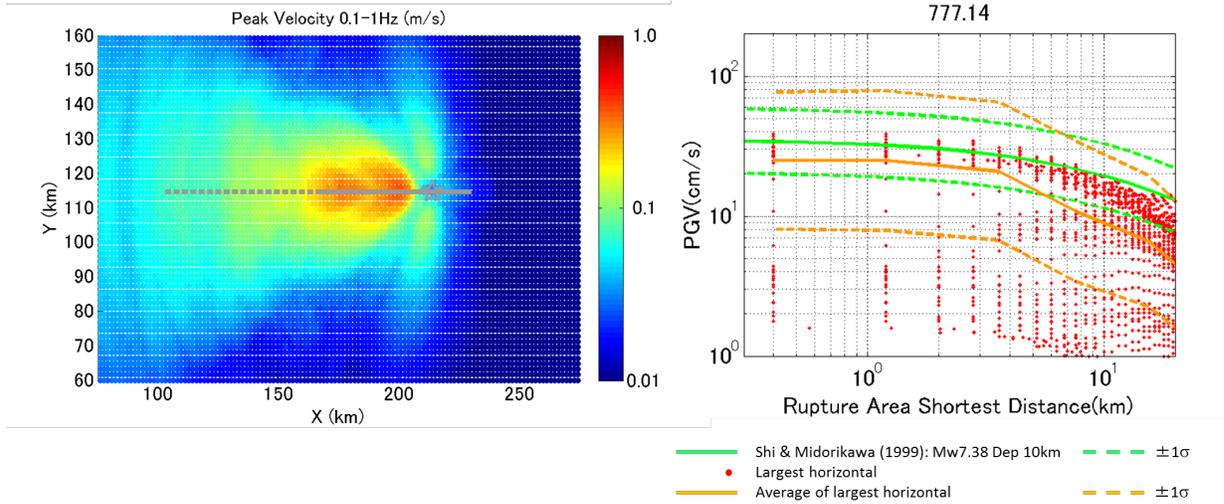
In order to validate that fully dynamic multi-cycle simulations are applicable to substitute scarce observation of large crustal earthquakes, we compared simulated PGV values with empirical Ground Motion Prediction Equation (GMPE). Dynamic rupture simulations to compute ground motions is an emerging field in the community. Baumann and Dalguer (2014) evaluate the compatibility of ground motion prediction equations (GMPE's) with peak ground velocities (PGVs) obtained from dynamic rupture models. By using heterogenous stress that follows von Karman stochastic distribution (Dalguer and Mai, 2011, 2012), they found that up to 1 Hz, the mean values of the PGV are below the mean of GMPE, suggesting slight underestimations of ground motions. Nevertheless, 78% of the mean of each individual model falls into  $\pm\sigma$  and the mean residuals are nearly zero, providing excellent compatibility with GMPE's.

However, there is a general feature of distance dependence. The mean values of PGV of ground motions at distance greater than 10 km from the fault agrees with the predicted by GMPE but at shorter distance than 10 km under-estimate the PGV predicted by GMPE. Baumann and Dalguer (2014) suggested that near field ground motion saturation predicted by the dynamic rupture models occurs due to the source effects such as complex peak slip velocities, rupture speed or stress drops.

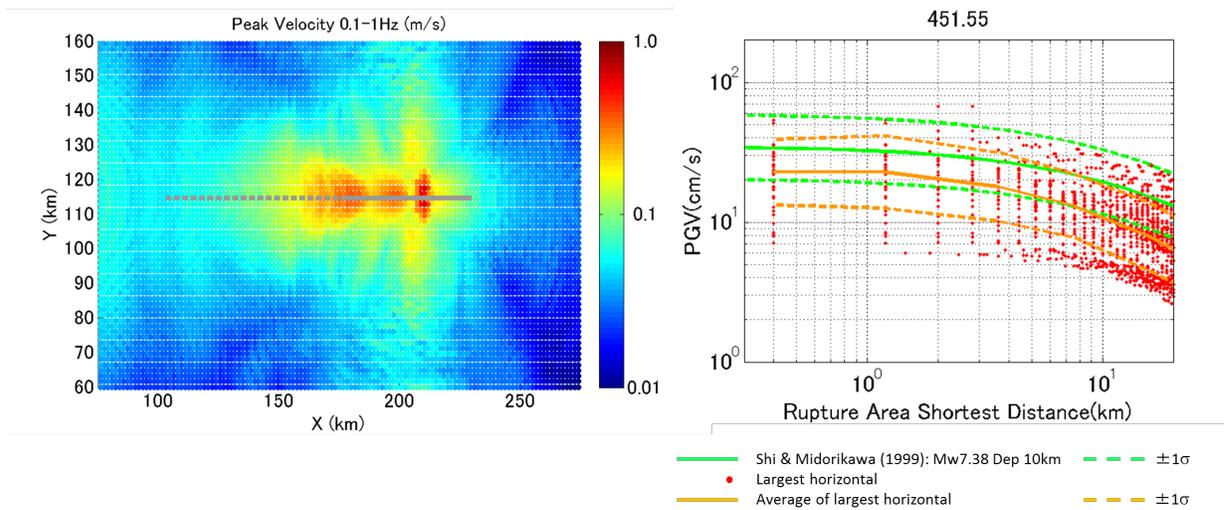
Our simulations agrees with the PGV derived from GMPE of Shi and Midorikawa (1999), mainly for rupture type 2, see Figure 5.2.5-1. In our approach the earthquake cycle simulations nucleates naturally events without prescribing a priori distribution of initial stress and the stresses are formed naturally during the inter seismic period following the rate and state friction law. The heterogenous stress distribution is formed as a result of the physics ruling the earthquake cycles. However we do prescribed a heterogenous  $D_c$  distribution that is based on the degree of fault maturity.



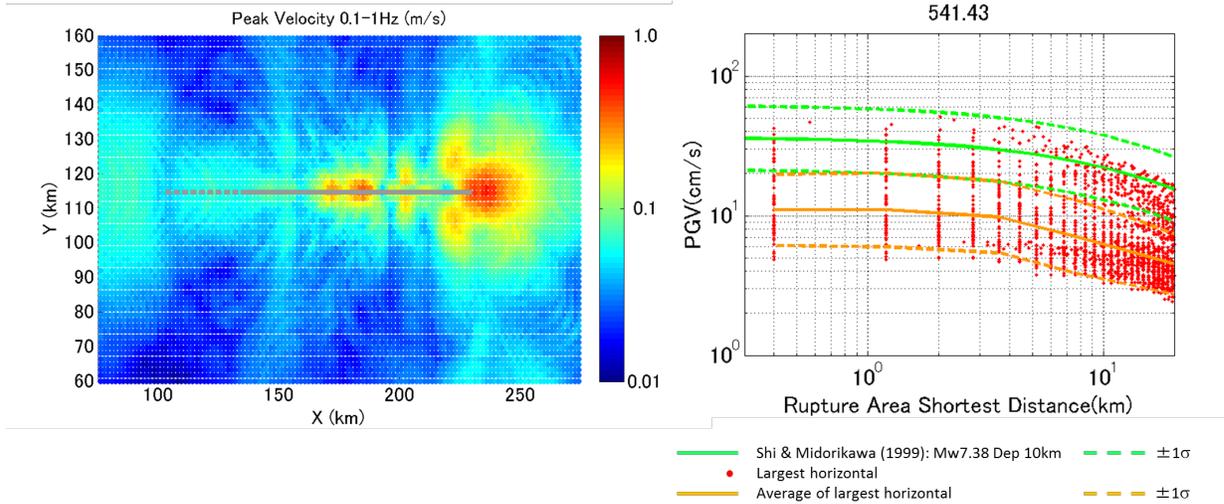
**Figure 5.2.5-1a.** Comparison of the simulated PGV and GMPE for event 2 of  $D_c$  case 1 (EQ493.91,  $M_w$ 7.61). The left hand plot shows the peak ground velocity (PGV) up to 1Hz. The right hand side shows computed PGV values (red dots, largest PGV for two horizontal components), their average and standard deviations (orange lines), and GMPE from Shi and Midorikawa, 1999 (green lines).



**Figure 5.2.5-1b.** Comparison of the simulated PGV and GMPE for event 4 of *Dc* case 1 (EQ777.14, *Mw*7.38).



**Figure 5.2.5-1c.** Comparison of the simulated PGV and GMPE for event 1 of *Dc* case 2 (EQ451.55, *Mw*7.39).



**Figure 5.2.5-1d.** Comparison of the simulated PGV and GMPE for event 3 of *Dc* case 2 (EQ541.43, *Mw*7.59).

### 5.2.6 Correlations between slip rate, rise time and rupture velocity.

From the dynamic rupture simulations database from Song and Dalguer (2013), the relationship from the Peak slip rate and rupture velocity has been proposed by Gabriel *et al.* (2013) as follows:

$$V_{max} = 1.5 \frac{V_r}{\sqrt{1-V_r/C_R}} \frac{(1-\nu)\tau_D}{\mu} \quad (5.2.6-1)$$

where,  $V_r$  : rupture velocity.  
 $\nu$  : poisson's ratio .  
 $\mu$  : shear modulus.  
 $C_R$  : Rayleigh wave velocity.  
 $\tau_D$  : nominal stress drop.

This equation makes a direct relationship of rupture velocity ( $V_r$ ) and peak slip rate ( $V_{max}$ ). In Song and Dalguer (2013), the stress drops are prescribed with a spacial correlation of  $1/k$  spectral decay ( $k$  is wavenumber) and Gaussian probability density functions. They assumed constant slip-weakening distance (0.25 m) and forced artificially the nucleation of events. Therefore this direct relationship between rupture speed and peak slip rate may be distorted for more complex rupture mechanism. However, the correlation between  $V_{max}$  and  $V_r$  may prevail to certain extend. To study deeper the correlation of these two parameters, Song and Dalguer (2013) assembled cross-correlation matrix and found zero-offset. Following this study, we computed the correlation matrix and found the similar pattern between  $V_{max}$  and  $V_r$ , see Figure 5.2.6-1.

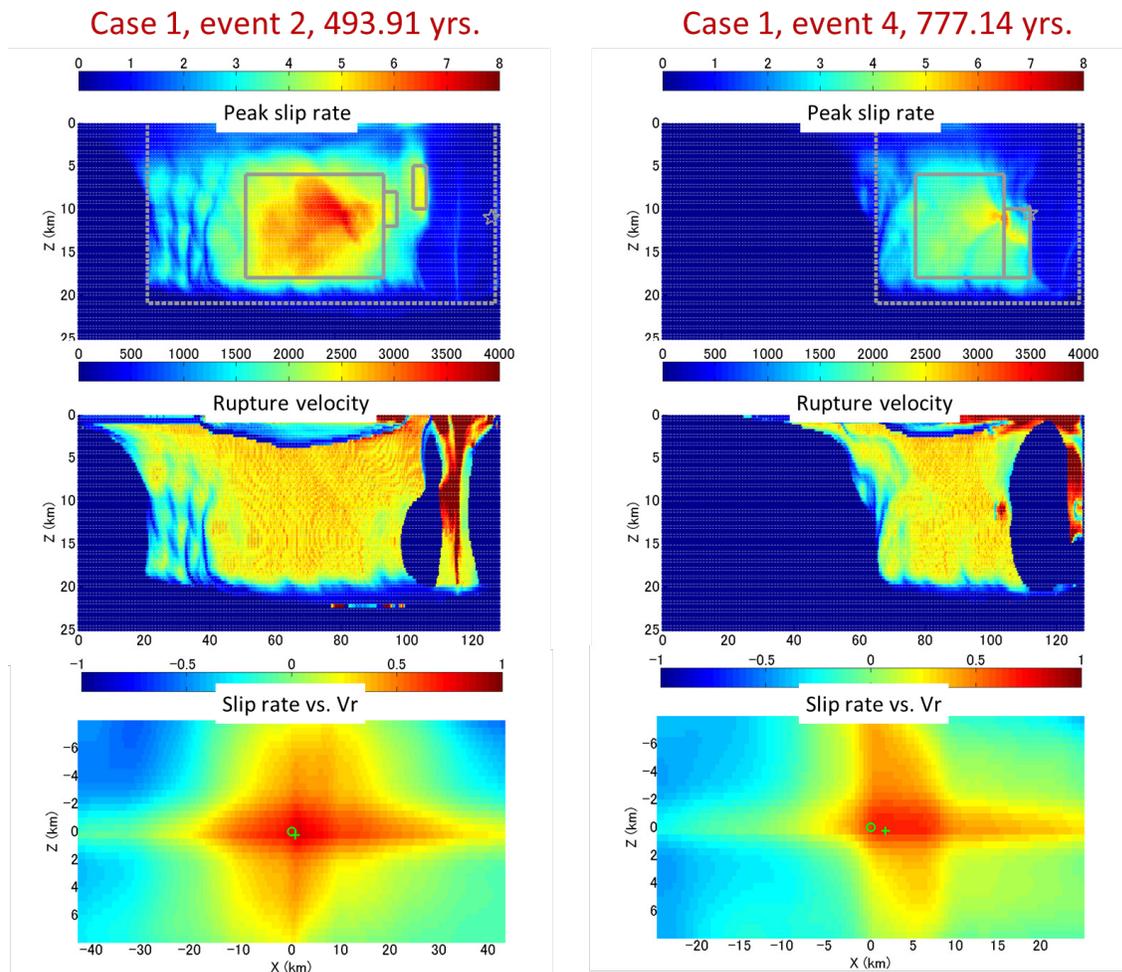
Another important parameters relevant for high frequency radiation is the change of rupture velocity. Pulido and Dalguer (2009) proposes that once the rupture encounters a strong asperity the rupture change drastically with high rupture speed radiating high frequency seismic waves. This hypothesis relies on the model of suddenly stopping circular crack by Madariaga (1977; Boatwright, 1982) and extended to a 3D rupture in a planar fault by Pulido and Dalguer (2009). According to this study, the

high frequency factor corresponds to the spectral level of far-field radiation of an acceleration pulse generated by a sudden rupture velocity change by :

$$\Omega_{ij} = \left| K_{ij}^* \Delta V_{r_{ij}} \right| \tag{5.2.6-2}$$

where,  $K_{ij}^*$  : stress intensity factor,  
 $\Delta V_{r_{ij}}$  : Divergence of rupture velocity.

To test this hypothesis we quantify  $\Delta V_{r_{ij}}$  in our models, (see Figure 5.2.6-2). There is a good correlation between the divergence and peak slip velocities associated high frequency radiation.



**Figure 5.2.6-1a.** Correlation between peak slip rate and rupture velocity for case 1. The first row shows the peak slip rates for events of rupture type 2. The second row shows the rupture velocity and the third row the cross correlation between slip rate and rupture velocity using Song and Somerville (2010).

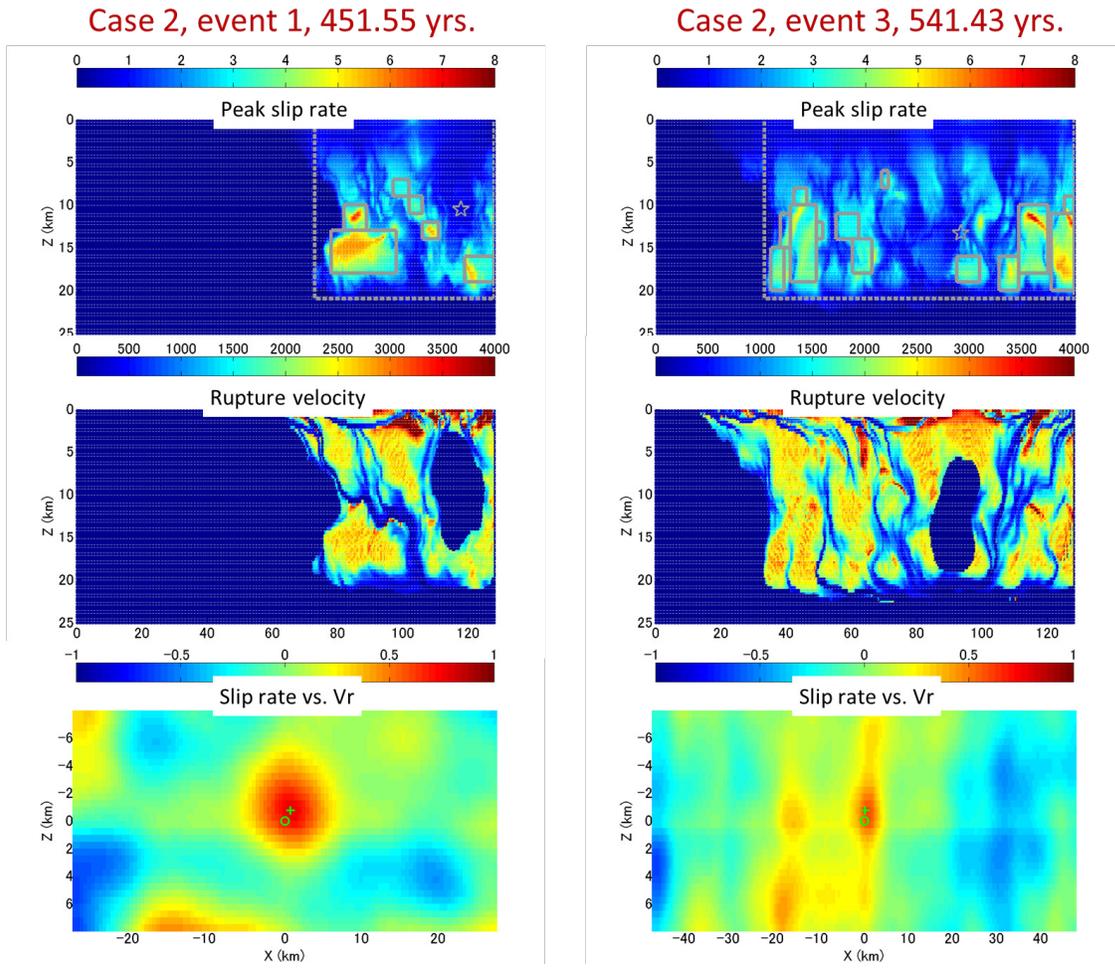
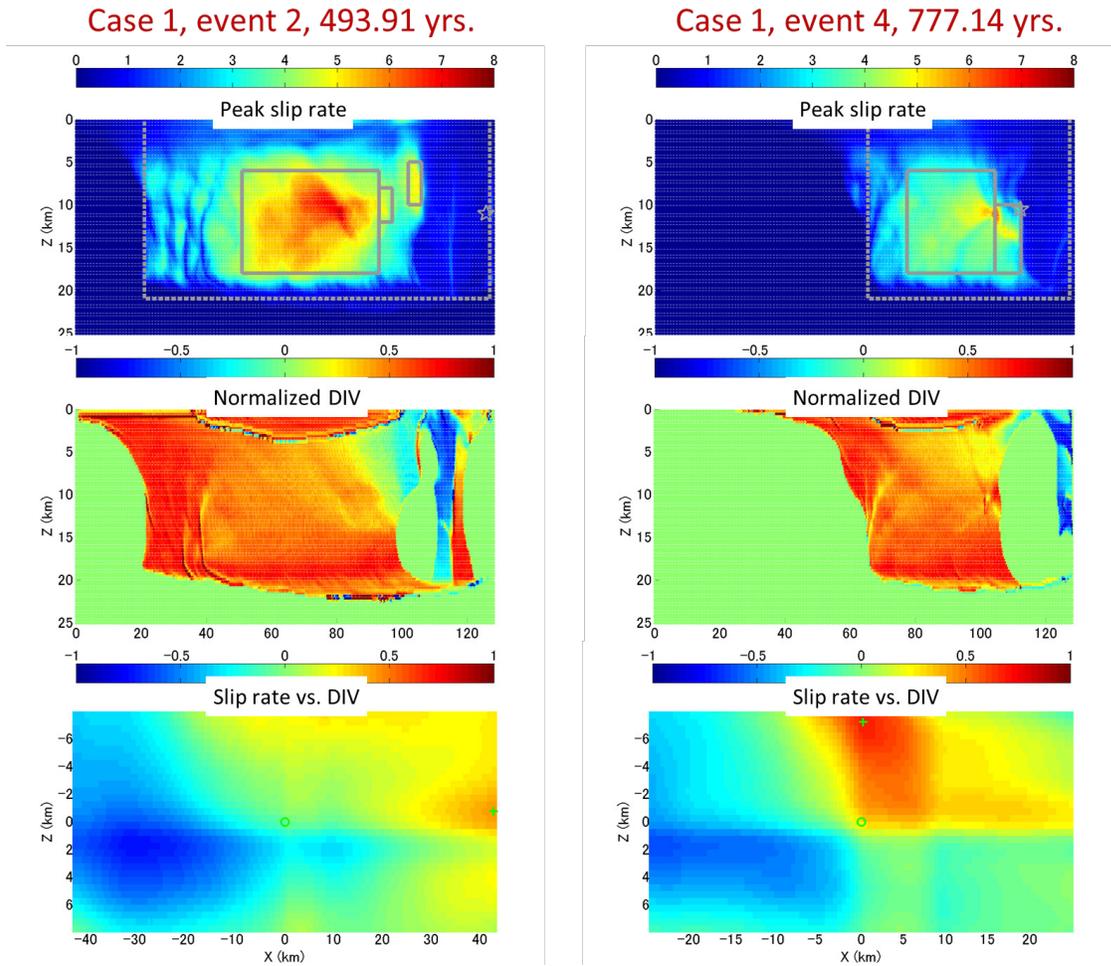
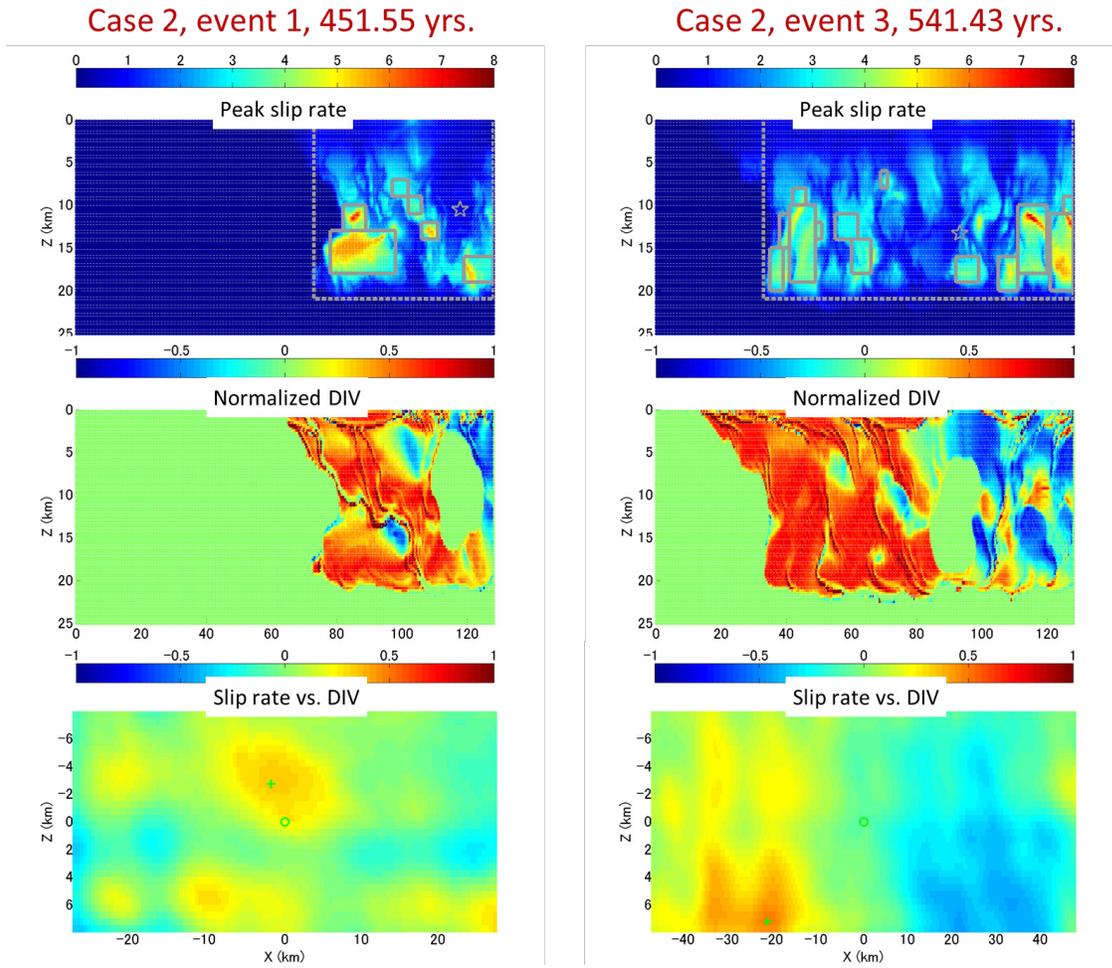


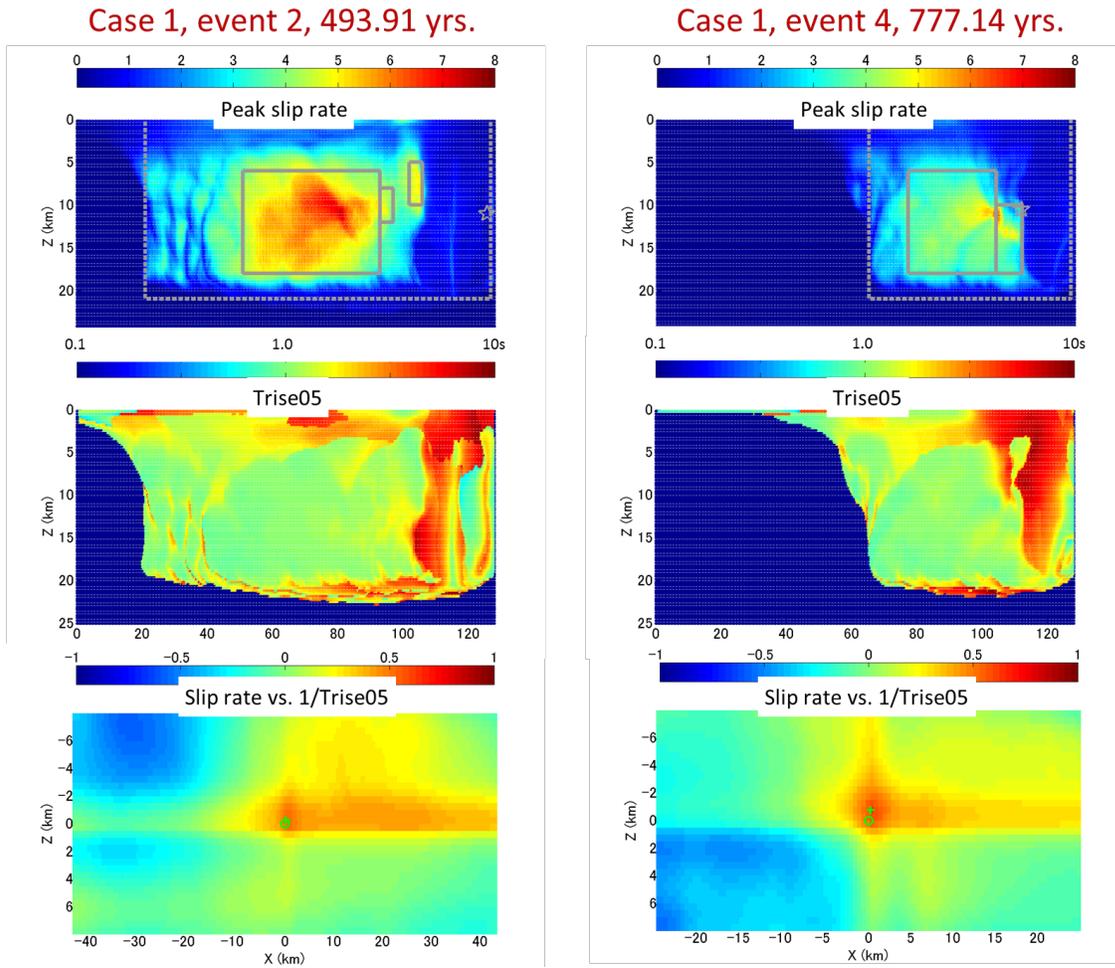
Figure 5.2.6-1b. Correlation between peak slip rate and rupture velocity for  $D_c$  case 2.



**Figure 5.2.6-2a.** Correlation between peak slip rate and divergence of rupture velocity ( $DIV$ ) for  $D_c$  case 1. The first row shows the peak slip rate, the second row the  $DIV$  and the third row the correlation between slip rates and  $DIV$  following Song and Somerville (2010).



**Figure 5.2.6-2b.** Correlation between peak slip rate and divergence of rupture velocity ( $DIV$ ) for  $D_c$  case 2.



**Figure 5.2.6-3a.** Correlation between peak slip rate and reverse rise time  $1/\text{Trise05}$  for case 1. The first row shows the peak slip rates for events of rupture type 2. The second row shows the rupture velocity and the third row the cross correlation between slip rate and  $\text{Trise05}$  using Song and Somerville (2010).

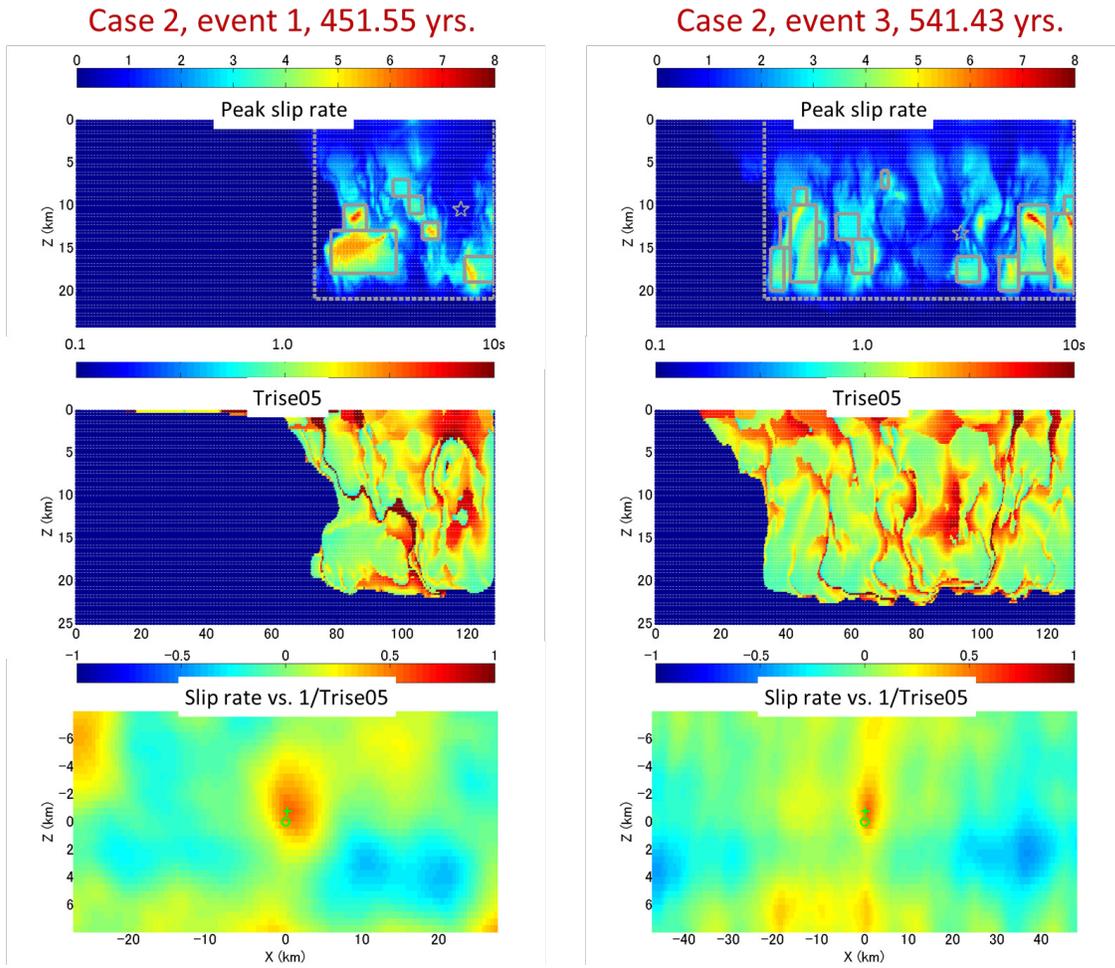


Figure 5.2.6-3b. Correlation between peak slip rate and  $1/\text{Trise05}$  for  $D_c$  case 2.

### 5.2.7 Discussion.

In this study we revised terminology a little. In addition to the HF target areas: SMGA, estimated directly from HF data by the EGF method, and HRA, estimated from source inversion results of LF data, we propose to use LSA instead of “slip asperity” widely used in strong motion seismology, and leave the word “asperity” for literal definition as an area of strong contact between fault surfaces. This will help us to avoid confusion in using word “asperity”. Strictly speaking “asperity” in this study is defined as a rough area of rupture fault, resulting in  $D_c$  increase, and its relation to the contact between fault surfaces is model dependent. For this reason we may need to modify it to “ $D_c$  asperity” in future work. Previously assumed correlation between “asperity” and “slip asperity” or LSA, as well as between SMGA and HRA regions, is model dependent and requires validation through direct observation or the fully dynamic simulations.

We may need to get more multi-cycle simulation events to get enough statistics to improve the reliability of our conclusions. However, before running additional simulations we need to modify the friction settings in order to avoid large slip rate concentrations near the edges of the fault. One valid idea is to taper ends of fault by  $a-b$  settings, similarly to depths 5 to 21 km. There is evidence of a transition in  $(a-b)$  along the strike in San Andreas fault. The region of seismic slip ( $a-b < 0$ ) is followed by a transition region of aseismic slip ( $a-b > 0$ ). This transition region could be represented by tapering the fault edges. Another mechanism to prevent continuously increasing slip velocities is off-fault damage that attenuates the slip rate on the rupture tip as the rupture propagates along the strike (Andrews, 2007).

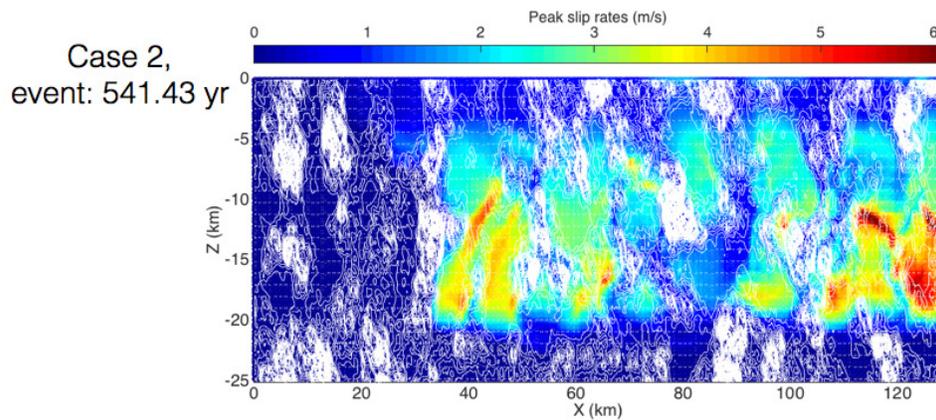
In  $D_c$  case 2 there are too many HRAs, many more than SMGAs slip asperities in real earthquakes (e.g. Somerville et al., 1999). We may need to adjust the threshold ratio for the trimming of HRAs to decrease the number of HRA's and also smooth out the  $D_c$  variability ( $D_c$  case 2) to decrease the number of HRA's.

Although not presented here, estimated fault average dynamic stress drop is 3MPa, which agree with Irikura and Miyake recipe. However, the average stress drop in LSA is just 6MPa, which is smaller than the recipe value. Also, we do not find a strong correlation of stress drop and  $D_c$ .

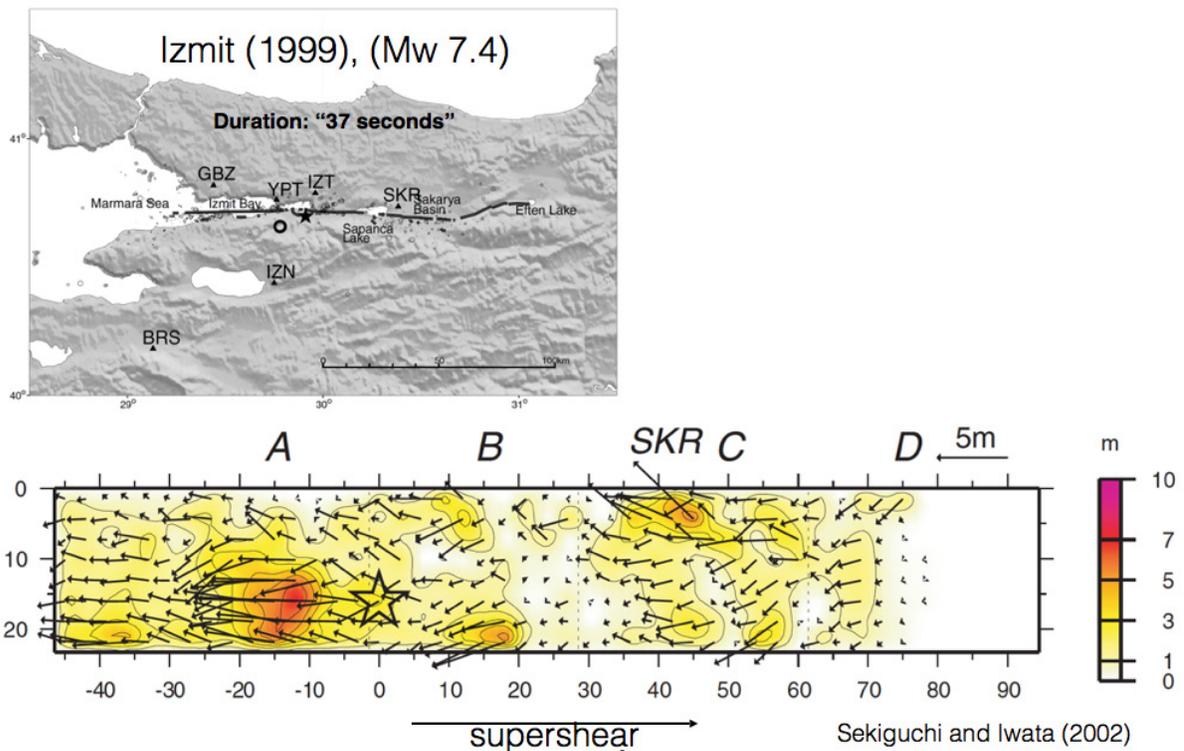
However, we found that the regions of HRA's are surrounded by large  $D_c$  values that represent strong asperities. See Figure 5.2.7-1. This pattern is observed in most of the earthquakes for young faults ( $D_c$  case 2). In other words, high values of  $D_c$  prevent high values of slip velocities.

The maturity of faults is important. Young immature faults have random distributions and may be modeled by the  $k^2$  model for example. Old mature faults may be more deterministic. This is an important consequence of the simulation results here. It is necessary to investigate if there is evidence of different distributions for mature and immature faults. So far we have assumed that they all follow the  $k^2$  model, but we would like to look in detail to see if the  $k^2$  model is a better fit to immature faults. The location of largest earthquake slip and fast rupture may be controlled by along-strike changes in fault structural maturity due to fault growth (e.g. Perrin *et al.*, 2016).

Finally, we may need to validate our large magnitude models with a recorded earthquake. The Izmir earthquake (see Figure 5.2.7-2) is a good candidate.



**Figure 5.2.7-1.** The white solid lines represent the contour lines of  $D_c$  for young faults and the coloured region the high slip rate (HRA's). The HRA's appear on the regions of low  $D_c$  and are delimited by the strong asperities (dense white contours). High values of  $D_c$  prevent high values of slip velocities.



**Figure 5.2.7-2.** Fault location and slip distribution of the Izmit 1999 earthquake ( $M_w$ 7.4, Sekiguchi and Iwata, 2002), proposed for validation of multi-cycle modeling results.

### 5.2.8 Conclusions.

1. Fully dynamic multicycle simulations were applied for the first time to simulate 10 large events with  $M_w=7.38\sim 7.79$ . Two types of fault are compared: mature weak fault, having narrow  $D_c$  distribution, and immature strong fault, having wide  $D_c$  distribution.
2. The correlation between regions of high slip (LSA or slip asperities) and regions of high slip velocities (HRA) decrease as the event magnitude increases. For events with  $M_w > 7.5$  (the Stage 2-3  $M_w$  – area transition), LSA patches and HRA patches do not seem to overlap.
3. LSA regions and HRA regions are similar for  $D_c$  case 1 (mature weak faults), but occur in different places for  $D_c$  case 2 (immature strong faults).
4. Consequently, ground motion simulations for PGV using only LSA region and only HRA region are similar for  $D_c$  case 1, but occur in different places and have larger values for HRA regions in  $D_c$  case 2.
5. Ground motion simulations using the whole slip model contribute significant ground motions in addition to those from the LSA area and from the HRA area for the case of shallow asperities.
6. High slip rate areas correspond to short rise time and high rupture velocity areas and less obviously to the rupture velocity divergence parameter  $DIV$ .
7. For very elongated events, the HRA regions are found at the ends of the rupture area. However in nature, fault segmentation may play a fundamental role in modifying this behavior.
8. The rupture areas of Type 2 simulations are fairly compatible with empirical scaling (Irikura and Miyake, 2011), but the LSA areas are smaller.

### 5.2.9 Proposal for future work.

1. Investigate whether for very elongated observed events, HRA regions are found at the end of the rupture away from the epicenter as in  $D_c$  case 1 simulations (mature weak faults).
2. Investigate whether the small LSA areas found in  $D_c$  case 2 simulations (immature strong faults) are compatible with data from large events.
3. Improve simulation methodology and validate simulated strong ground motions against recorded ground motions and ground motion prediction equations for large earthquakes.
4. Investigate the role that shallow slip in the background (non-LSA region) from large surface rupturing earthquakes may play in contributing more ground motion than accounted for in the Irikura – Miyake recipe.
5. Investigate whether the onset of surface faulting modifies ground motion level and may show saturation and possibly oversaturation of short period ground motion levels with increasing magnitude as suggested by data.

### 5.2.10 References

- Ampuero, J. P., J. Ripperger and P. M. Mai (2006) Properties of dynamic earthquake ruptures with heterogeneous stress drop "Radiated Energy and the Physics of Earthquakes", AGU Monograph, 255-261, doi:10.1029/170GM25 A. McGarr, R. Abercrombie, H. Kanamori and G. di Toro, Eds.
- Andrews, D.-J. (2005). Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B01307, doi: 10.1029/2004JB003191.
- Andrews, D.-J. (2005). Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B01307, doi: 10.1029/2004JB003191.
- Avouac, J.-P., L. Meng, S. Wei, T. Wang and J. P. Ampuero (2015) Lower edge of locked Main Himalayan Thrust unzipped by the 2015 Gorkha earthquake *Nature Geoscience*, 8, 708–711, doi:10.1038/ngeo2518
- Baumann, C., and L.-A., Dalguer (2014). Evaluating the compability of dynamic rupture-based synthetic ground motion with empirical ground-motion, *Bulleting of the seismological society of America*, Vol 104, No2, pp. 634-652, doi: 10.1785/0120130077.
- Beroza, G.C. and Mikumo, T. (1996), Short slip duration in dynamic rupture in the presence of heterogeneous fault properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), pp.22449-22460.
- Boatwright, J. (1982), A dynamic model for far-field acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1049-1068.
- Dalguer, L.A. & Mai, P.M. (2011), Near-source ground motion variability from M = 6.5 dynamic rupture simulations, in 4th IASPEI/IAEE International Symposium, University of California, Santa Barbara, USA.
- Dalguer, L.A. & Mai, P.M. (2012), Prediction of near-source ground motion exceeding 1 g at low frequencies (<2Hz) from Mw6.5 deterministic physics-based dynamic rupture simulations, in Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering (15WCEE), Lisbon, Portugal.
- Dieterich, J.H. and Kilgore, B.D. (1994), Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties *PAGEOPH* (1994) 143: 283. doi:10.1007/BF00874332.
- Gabriel, A.-A., J.-P., Ampuero, L.-A., Dalguer and P. Martin (2013). Source properties of dynamic rupture pulses with off-fault plasticity, *Journal of Geophysical Research*, 118(8), 4117-4126, doi:10.1002/jgrb.50213.
- Galvez, P., J.-P. Ampuero, L. A. Dalguer, S. N. Somala and T. F. Nisse-Meyer (2014). Dynamic earthquake rupture modeled with an unstructured 3D spectral element method applied to the 2011 M9 Tohoku earthquake, *Geophys. J. Int.*, 198, 1222-1240.
- Galvez, P., L. A. Dalguer, J.-P. Ampuero, D. Giardini (2016). Rupture reactivation during the 2011 Tohoku earthquake: Dynamic rupture and ground motion simulations, *Bulleting of the seismological society of America (BSSA)*, Vol 106, No 3, doi:101785/0120150153

Guatteri, M., P. M. Mai, G. C. Beroza, and J. Boatwright (2003). Strong ground-motion prediction from stochastic dynamic source models, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 301-313.

Gusev, A.A., E.M. Guseva, and G.F. Panza (2006), Correlation between Local Slip Rate and Local High-frequency Seismic Radiation in an Earthquake Fault, *Pure appl. geophys.* 163 (2006) 1305-1325, DOI 10.1007/s00024-006-0068-4

Heaton, T.H. (1990), Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(1), pp.1-20.

Hillers, G., Mai, P. M., Ben-Zion, Y., and Ampuero, J. P. (2007). Statistical properties of seismicity of fault zones at different evolutionary stages. *Geophysical Journal International*, 169(2), 515–533.

Hisada, Y. (2000). A theoretical omega-square model considering the spatial variation on slip and rupture velocity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 387-400.

Hisada, Y. (2001). A theoretical omega-square model considering the spatial variation on slip and rupture velocity. II. Case for a two-dimensional source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, 651-666.

Huang and J. P. Ampuero (2011). Pulse-like ruptures induced by low-velocity fault zones *J. Geophys. Res.*, 116, B12307, doi:10.1029/2011JB008684

Huang, Y., L. Meng and J. P. Ampuero (2013) A dynamic model of the frequency-dependent rupture process of the 2011 Tohoku-Oki earthquake *Earth, Planets and Space*, 64 (12), 1061-1066, doi:10.5047/eps.2012.05.011

Huang, Y., J. P. Ampuero and H. Kanamori (2014) Slip-weakening models of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and constraints on stress drop and fracture energy *PAGEOPH*, 171 (10), 2555-2568, doi:10.1007/s00024-013-0718-2

Irikura, K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, in *Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symp.*, 151-156, Tokyo, 10-12 December 1986.

Irikura, K., and H. Miyake (2011). Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168, 85-104, doi:10.1007/s00024-010-0150-9.

Kubo, H., K. Asano, T. Iwata, S. Aoi (2013), Period Dependence on Source Process of the 2011 Tohoku Earthquake by Multi Period-band Waveform Inversions, 2013 AGU Fall Meeting, S43A-2469, San Francisco.

Kurahashi S, Irikura K, (2013): Short Period Source Model of the 2011 *Mw* 9.0 off the Pacific Coast of Tohku Earthquake. *Bull.Seismol.Soc.Am.*, **103**, 1373-1393.

Luo, Y., J. P. Ampuero, P. Galvez, M. Ende and B. Idini. (2017a). QDYN: a Quasi-DYNAMIC earthquake simulator (v1.1). Zenodo. doi:10.5281/zenodo.322459

Luo, Y., J.-P. Ampuero, K. Miyakoshi, and K. Irikura (2017b). Source rupture effects on earthquake moment-area scaling relations, *Pure and Applied Geophysics*, doi: 10.1007/s00024-017-1467-4.

Madariaga, R. (1977), Implications of stress-droop models of earthquake foci for the inversion of stress drop from seismic observations, *Pure Appl. Geophys.*, 15, 301-316, 1977.

Madariaga, R. (1983), High-frequency radiation from dynamic earthquake fault models, *Ann. Geophys.*, 1(1), 17-23.

Meng, L., A. Inbal and J. P. Ampuero (2011) A window into the complexity of the dynamic rupture of the 2011 Mw 9 Tohoku-Oki earthquake *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G07, doi:10.1029/2011GL048118

Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003). Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 2531-2545, doi:10.1785/0120020183.

Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000). Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, in Proc. 12th World Conf. Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, January 30 -February 4 (CD-ROM).

Nakamura, H., and T. Miyatake (2000). An approximate expression of slip velocity time functions for simulation of near-field strong ground motion, *Zishin (J. Seism. Soc. Jpn.)* 53, 1-9 (in Japanese with English abstract).

Perrin, G., Rice, J.R. and Zheng, G. (1995). Self-healing slip pulse on a frictional surface. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 43(9), pp.1461-1495.

Perrin, C., I. Manighetti, J.-P. Ampuero, F. Cappa, and Y. Gaudemer (2016), Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, doi:10.1002/2015JB012671.

Pulido, N. and L.-A., Dalguer (2009). Estimation of the high-frequency radiation of the 2000 Tottori (Japan) earthquake based on the dynamic model of fault rupture: Application to the strong ground motion simulations, *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, Vol. 99, No. 4, pp. 3205-2322, doi : 10.1785/0120080165.

Ripperger, J., J. P. Ampuero, P. M. Mai and D. Giardini (2007) Earthquake source characteristics from dynamic rupture with constrained stochastic fault stress *J. Geophys. Res.*, 112, B04311, doi:10.1029/2006JB004515

Sekiguchi, H. and T. Iwata (2002), Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake estimated from strong motion waveforms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 300-311, 2002.

Si, H., and S. Midorikawa (1999), Attenuation Relations for Peak Ground Acceleration and Velocity Considering Effects of Fault Type and Site Condition, *Journal of Struct. Construct. Eng. (Transactions of AIJ)*, No. 523, 63-70 (in Japanese).

Simons, M., S. E. Minson, A. Sladen, F. Ortega, J. Jiang, S. E. Owen, L. Meng, J. P. Ampuero, S. Wei, R. Chu, D. V. Helmberger, H. Kanamori, E. Hetland, A. W. Moore, and F. H. Webb (2011) The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: mosaicking the megathrust from seconds to centuries *Science*, 332 (6036), 1421-1425, doi:10.1126/science.1206731

Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N.

Smith, and A. Kowada (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.* 70, 59-80.

Song, S.G. and Somerville, P. (2010). Physics-based earthquake source characterization and modeling with geostatistics, *Bull. seism. Soc. Am.*, 100,482–496.

Song, S.G. and Dalguer, L.A. (2013). Importance of 1-point statistics in earthquake source modelling for ground motion simulation, *Geophys. J. Int.*,192, 1255–1270.

Yoshida, K., Miyakoshi, K. and Irikura, K. (2011). Source Process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake Inferred from Waveform Inversion with Long-Period Strong-Motion Records. *Earth Planets Space* **63**:7, 577-582.

## 5.2 動力学シミュレーションによる震源スケーリング則の検討 (要旨)

観測記録があまり得られていない M7 クラスの内陸型地震の震源特性を調べるため、我々は  $M_w = 7.38-7.79$  の 10 個の大地震を対象として、動力的なマルチサイクル・シミュレーションを実施した。計算条件として、断層が成熟したケース ( $D_c$  値のばらつきが小さい) と未成熟なケース ( $D_c$  値のばらつきが大きい) の計 2 ケースの断層モデルを仮定した。主な検討結果は以下の通りである：

LSA 領域 (large slip area or slip asperity ; すべりが大きい領域またはアスペリティ領域) と HRA 領域 (high slip velocities ; すべり速度が大きい領域) の位置を比較した場合、成熟した断層では両者は主に重なっているが、一方で、未成熟な断層では両者は異なる結果が得られた (図 6.4.2-1 参考)。したがって、成熟した断層を仮定して LSA 領域のみ、或いは HRA 領域のみを用いた場合、それぞれの地震動シミュレーションで大きな PGV が現れる場所は、両者で類似している。しかしながら、未成熟な断層を仮定した場合、HRA 領域の場所に依存して大きな PGV が現れる場所は、両者で異なる可能性がある。また、浅い領域に比較的大きなすべりを持つ場合、そのシミュレーション地震動は、LSA 領域や HRA 領域の結果に加えて、さらに大きな地震動となっており、浅部のすべりが大きな地震動に影響を与えていることが示唆された。ただし、本検討結果については、観測地震動記録に基づいて検証される必要がある。ここでの結果は、断層面積と地震モーメント、及び平均すべり量と地震モーメントの経験的なスケーリング則 (Irikura and Miyake, 2011) と整合的である (図 6.4.2-2 参考)。しかしながら、LSA 領域は経験的なスケーリング則より小さい結果となった。HRA 領域は短い立ち上がり時間と早い破壊伝播速度の領域と一致しており、また、破壊伝播速度の変化 (発散パラメータ DIV) が大きい領域にも一致している (図 6.4.2-3 参考)。

## 6. まとめ

### 6.1 特性化震源モデルの巨視的パラメータの不確かさ評価手法の検討

2016年の熊本地震をはじめ、1995年兵庫県南部地震や2007年能登半島地震等、計9個の国内内陸地殻内地震を対象に、地震調査研究推進本部が2010年に発表した「活断層の長期評価手法（暫定版）」で示されている重力異常等の地下構造情報を組み合わせた分析により地中の断層長さの推定を行い、地震動記録に基づいた震源逆解析の結果得られた震源断層長さと比較した。その結果、2000年鳥取県西部地震のような未熟な断層で起きた地震では、地下構造情報から地中の断層長さの推定が困難である一方、明瞭な活断層で発生した地震に関しては、推定された地中の断層長さは震源断層長さとほぼ整合している傾向が認められた。

未成熟な断層での比較結果は、成熟した断層に比べてばらつきが大きい傾向となった。従って、巨視的パラメータを設定する際にばらつきを考えるとときには、評価する活断層の性状に応じて考えることが望ましいと思われる。

ただし、成熟した断層帯であっても、複雑な断層系列の場合、濃尾地震やランダース地震のように複数セグメントにおよぶ震源断層を形成する場合もあるため、その可能性を十分に考慮する必要がある。また、北丹後地震や福島県浜通り地震のように、共役断層系が同時に活動する可能性も検討ケースに考慮する必要がある。このような複雑な震源断層への対応は、地表地震断層を伴う事例を増やすために、海外事例も参照しつつ、さらには最新の強震動学的な知見とともに整理する必要がある、今後の課題である。

地下構造情報として主に用いている重力異常データによる解釈の検証として、1995年兵庫県南部地震と2004年中越地震において簡便な2次元解析により地下構造を推定した。活断層と重力異常急変帯が対応するような箇所では、重力異常から推定される地下構造でも断層構造が示唆された。

断層幅の評価として、震源分布から得られるD95およびD0から断層幅の検討を行った。横ずれ断層では実際の断層幅よりも狭い傾向を示した。今回の評価基準として用いている重力異常の勾配も、成熟した断層と未成熟の断層とでは対応関係に違いが認められた。

## 6.2 特性化震源モデルの微視的パラメータの不確かさ評価手法の検討

### 6.2.1 強震動記録解析による特性化震源モデル設定手法の検討

#### 6.2.1.1 2016年熊本地震と一連の地震活動

##### 6.2.1.1.1 高精度グリーン関数の作成

2016年熊本地震と一連の地震活動の地震の震源インバージョンに使用する1次元グリーン関数の高精度化を目的として、震源近傍の4観測点の速度構造モデルの高度化、及びその検証を行った。速度構造モデルの改良は、J-SHISの全国深部地盤モデルV2を初期速度構造モデルとして、現地での微動アレイ観測に基づいて得られた観測位相速度と理論分散曲線(図6.2.1.1.1-1)を用いることで、各地点直下の1次元速度構造モデルを逆解析によって作成した。速度構造モデルの検証は、小地震( $M_{JMA}$  5.8)を点震源と仮定した地震動シミュレーションによって、観測波形と理論波形との一致を確認することで行った。その結果、改良速度構造モデルから計算される理論波形は、観測波形と良い一致を示し、モデルの妥当性が示された。

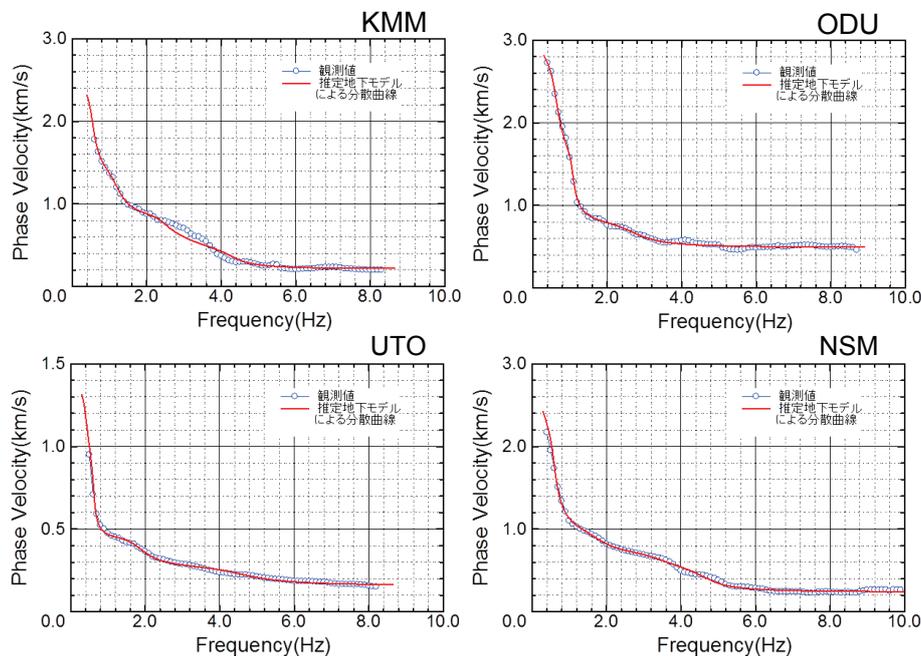


図 6.2.1.1.1-1 観測位相速度と理論分散曲線との比較

本研究では、グリーン関数は1次元水平多層構造モデルで計算するものとし、小地震のシミュレーション波形を説明するように、逆解析で水平多層構造モデルを調整した。このような問題設定では、初期地下構造モデルが妥当であることが、最終的な地下構造モデルの精度に影響する。初期地下構造モデルには、微動アレイ探査の結果を活用し、それが無い地点では防災科学技術研究所 J-SHIS のモデルを用いた。速度構造モデルは、震源域の中小地震3つによる20観測点を対象に逆解析した。対象とした観測記録は、0.3-1.0Hzでバンドパスフィルタを適用し、積分して速度波形とした。震源メカニズム解と地震モーメントにはF-netのものを用いた。推定された速度構造モデルを図6.2.1.1.1-2に示す。推定した速度構造モデルの妥当性を確認するため、2016年4月21日21時52分に発生したMw3.9の余震の波形を、ライズタイムを0.7秒とにおいて点震源を仮定し、シミュレートした。推定した速度波形を用いて計算した理論波形はおおむね観測波形を説明する(図6.2.1.1.1-3)。

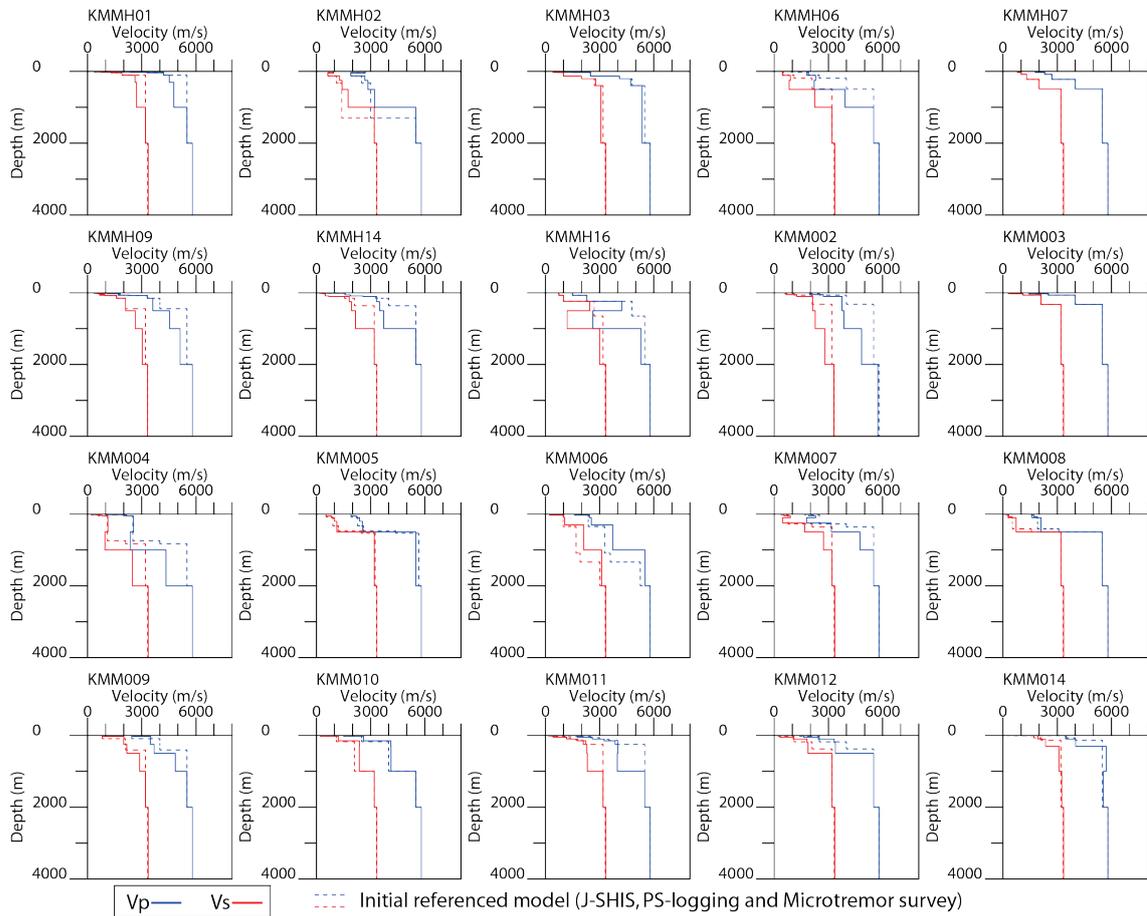


図 6.2.1.1.1-2 推定した観測点ごとの地下構造モデル。実線が推定したもの、点線は初期モデル。

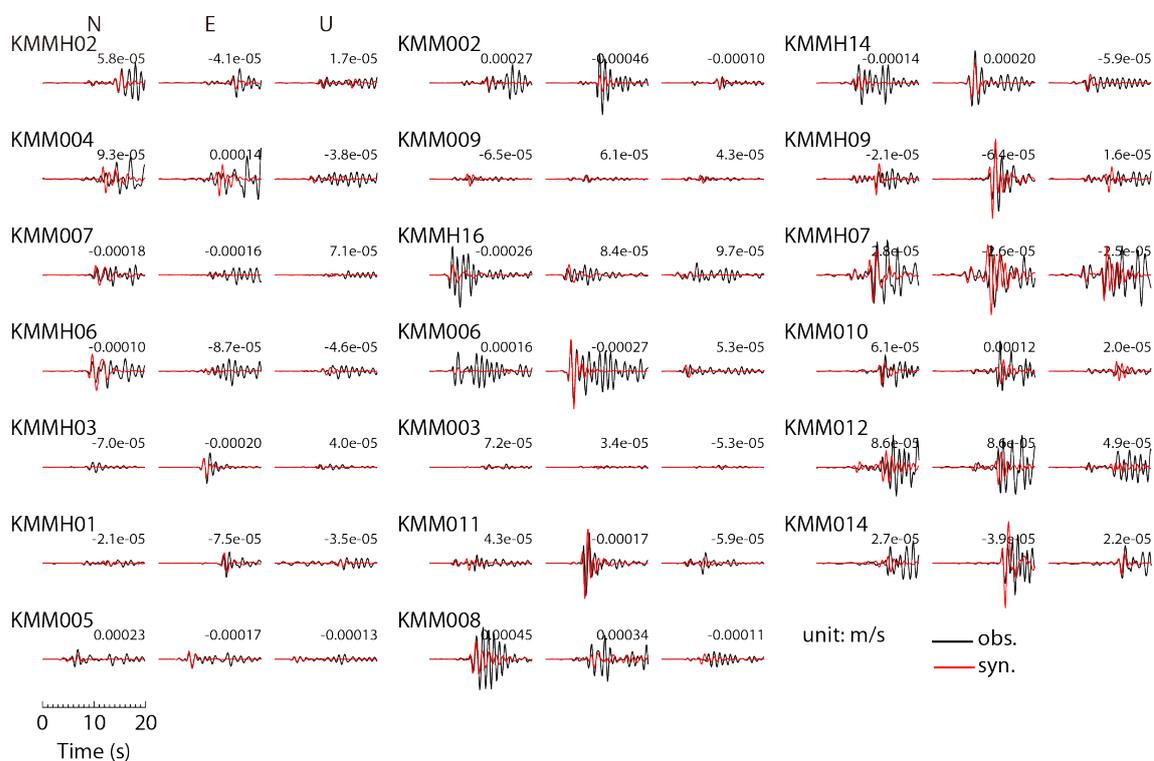


図 6.2.1.1.1-3 S1 地震の観測速度波形（黒）と理論波形の比較（0.3-1.0 Hz）.

6.2.1.1.2 2016年熊本地震本震（4月16日1時25分 $M_{JMA}7.3$ ）

2016年熊本地震4月16日本震において震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や震源域周辺の地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築を目的として、本地震の震源インバージョン解析、及びそのための高精度なグリーン関数の作成、経験的グリーン関数法に基づく強震動生成震源モデルの推定を実施した。

本地震の破壊過程を、震源近傍で得られた強震観測記録をもとに、マルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定した（図 6.2.1.1.2-1）。推定に当たっては、微動アレイ観測や中小地震を用いて高精度化したグリーン関数を用いた。断層面は、活断層情報や地表の変動などの情報をもとに設定し、主要部では北西傾斜、断層面北東端の阿蘇カルデラ内では南東傾斜とした。震源モデルの推定は2段階で行った。第1段階ではやや長周期側の0.05-0.5 Hzの帯域で震源過程を推定し、断層面の破壊域を求めた。第2段階では0.05-1.0 Hzまでの帯域で、より詳細な震源過程を求めた。推定した震源モデルでは、主に布田川断層中央部において大きなすべり域が推定された。また、浅部まで大すべり域が推定されているが、モーメントレートは浅部では大きくはない結果が得られた。また、地表地震断層が見られた位置と、大すべり域は良く対応する。さらに最終すべり分布から地殻変動を計算すると、観測されている地殻変動とよく対応する。さらに特性化震源モデルを作成し、観測記録を概ね再現できることを確認した。

0.2-10 Hzの広帯域地震動に対しては、経験的グリーン関数法による強震動生成震源モデル（SMGAモデル）の推定を試みた。経験的グリーン関数に使用する要素地震の震源特性は、SSRF法によって評価を行い、また、震源近傍の観測点を含む17地点の観測点を対象とした強震動シミュレーションを実施した。得られた最適なSMGAモデルによる合成波形は、観測波形を良く再現した（図 6.2.1.1.2-2）。SMGAモデルによる検討では、以下の1)～5)について明らかとなった。1) 3枚のSMGAは、震源インバージョン結果のピークモーメントレートの大きな領域に近い場所にある。2) 断層全体の破壊過程の前半部分で短周期地震動を含む強震動生成が生じていた。3) 各SMGAのパラメータは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。4) 震源近傍のKMMH16（KiK-net 益城）での断層平行成分の強震動は、その直下にあるSMGAの深部から浅部へ向かう破壊伝播指向性効果によるものと考えられる。5) 震源近傍の観測記録に対しては、単一SMGAモデルよりも本報の複数SMGAモデルの方が広帯域の再現性が良い。

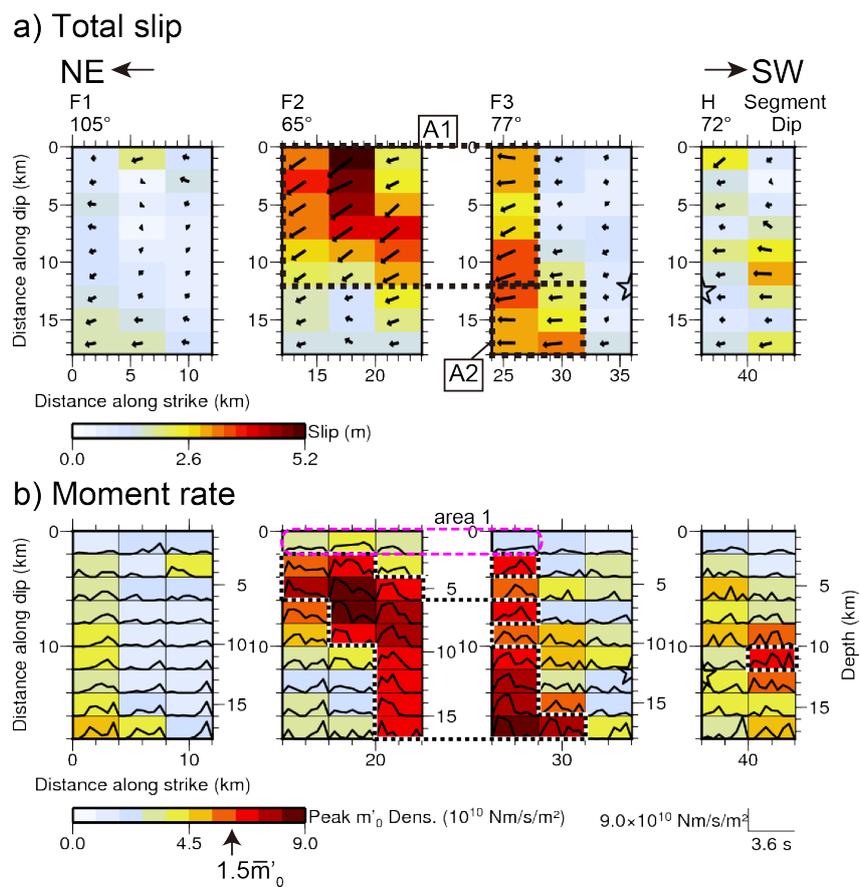


図 6.2.1.1.2-1 震源インバージョン

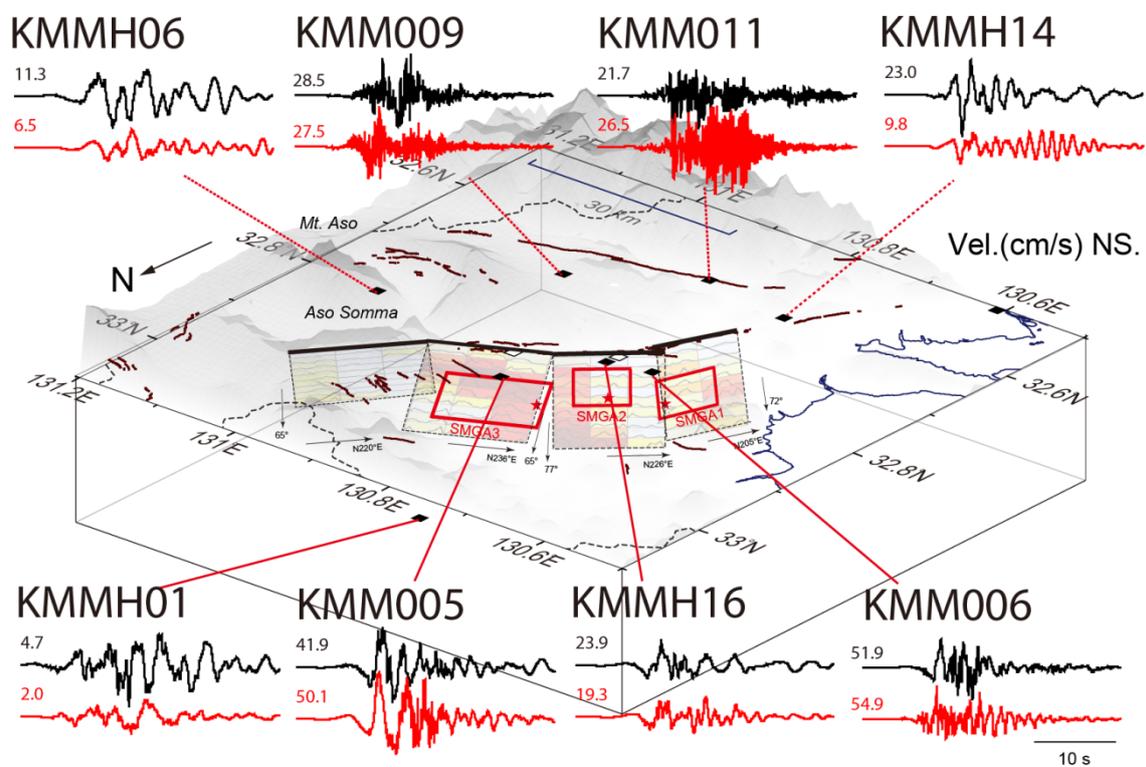


図 6.2.1.1.2-2 強震動生成領域 (SMGA) モデルと、観測速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色) の比較 (NS 成分, 0.2-10 Hz). SMGA は赤色矩形領域, 断層面の背景は, 震源インバージョンによるピークモーメントレート分布を表す. また, 赤色星印は SMGA の破壊開始点である.

6.2.1.1.3 2016年熊本地震前震（4月14日21時26分 $M_{JMA}6.5$ ）

2016年熊本地震4月14日前震において震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や震源域周辺の地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築を目的として、本地震の震源インバージョン解析、経験的グリーン関数法に基づく強震動生成震源モデルの推定を実施した。

この地震の破壊過程を、震源近傍で得られた強震観測記録をもとに、マルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定した。推定に当たっては、微動アレイ観測や中小地震を用いて高精度化したグリーン関数を用いた。断層面は、F-netメカニズム解を参照して面を設定し、余震分布をおおむね説明するように断層面の長さを設定した。設定した断層面モデルをもとに、マルチタイムウィンドウ法により震源の破壊過程を逆解析した。解析では、K-NETおよびKiK-net地中記録16観測点での加速度強震記録を用いた。断層面を空間方向には $0.4\text{ km} \times 0.4\text{ km}$ の小断層に、時間方向には破壊開始時刻から一定の速度 $V_{FT}$ で広がる同心円が到達した時刻から $0.6\text{ s}$ 間隔にパルス幅 $1.2\text{ s}$ のスムーズランプ関数を3個並べ、時空間的に離散化して理論波形を計算した。これらの理論波形を、空間方向の走向、傾斜方向5個 $\times$ 5個ずつを足し合わせて $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ の小断層に対するグリーン関数とし、小断層内部での破壊伝播効果を表現した。平滑化係数 $\lambda$ および $V_{FT}$ は、ABICが最小になるものを採用した。ABIC最小のモデルでは、 $V_{FT}$ を $1.6\text{--}2.8\text{ km/s}$ の間で探索した。解析の結果得られたモデルでは、すべりは破壊開始点に大きなすべり量が認められる（図6.2.1.1.3-1）。また、断層面周辺にいくつかすべり量の大きな領域がある。モーメントレートで見ると、破壊開始点周辺では、比較的モーメント解放の継続時間が短い結果が得られている（図6.2.1.1.3-2）。断層面周辺では、モーメント解放の継続時間は比較的長い。観測波形と理論波形を比較すると、OHD（K-NET KMM005 大津）など比較的良好に再現する観測点もあるが、MSI（KiK-net KMMH16 益城）やKMM（K-NET KMM006 熊本）での再現性は良くない。総モーメント解放量は、 $2.0 \times 10^{18}\text{ Nm}$ であるが、これはF-netの $1.7 \times 10^{18}\text{ Nm}$ とおおむね一致する。最終すべり量分布は、既往研究と比較して差はそれほど大きくなく、今回の解析では、波形の再現性などから、まだ改善の余地はあるものの、ある程度妥当な結果は得られていると考えられる。

0.2-10 Hzの広帯域地震動に対しては、経験的グリーン関数法による強震動生成震源モデル（SMGAモデル）の推定を試みた。経験的グリーン関数に使用する要素地震の震源特性は、SSRF法によって評価を行い、また、震源近傍の観測点を含む17地点の観測点を対象とした強震動シミュレーションを実施した。得られた最適なSMGAモデルによる合成波形は、観測波形を良く再現した（図6.2.1.1.3-3）。SMGAモデルによる検討では、以下の1)–4)について明らかとなった。1) 2枚のSMGAは、震源インバージョン結果の最終すべり量、或いはピークモーメントレートの大きな領域に近い場所にある。2) 各SMGAのパラメータは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。3) 震源近傍

のKMMH16（KiK-net 益城）での断層直交成分の強震動は、SMGA1と2からのそれぞれの破壊伝播の前方指向性効果によるものと考えられる。

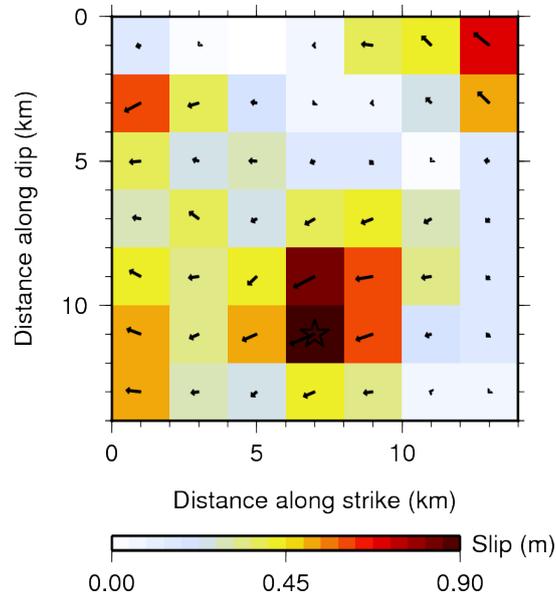


図 6.2.1.1.3-1 最終すべり量分布.

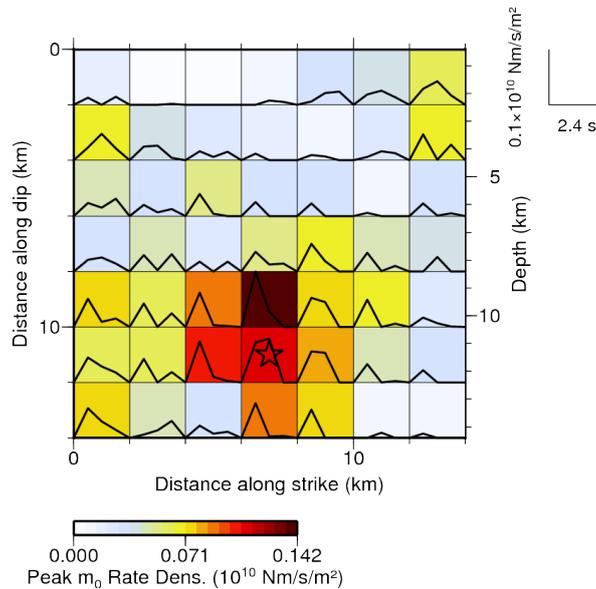


図 6.2.1.1.3-2 最大モーメントレート分布と各小断層のモーメントレート関数.

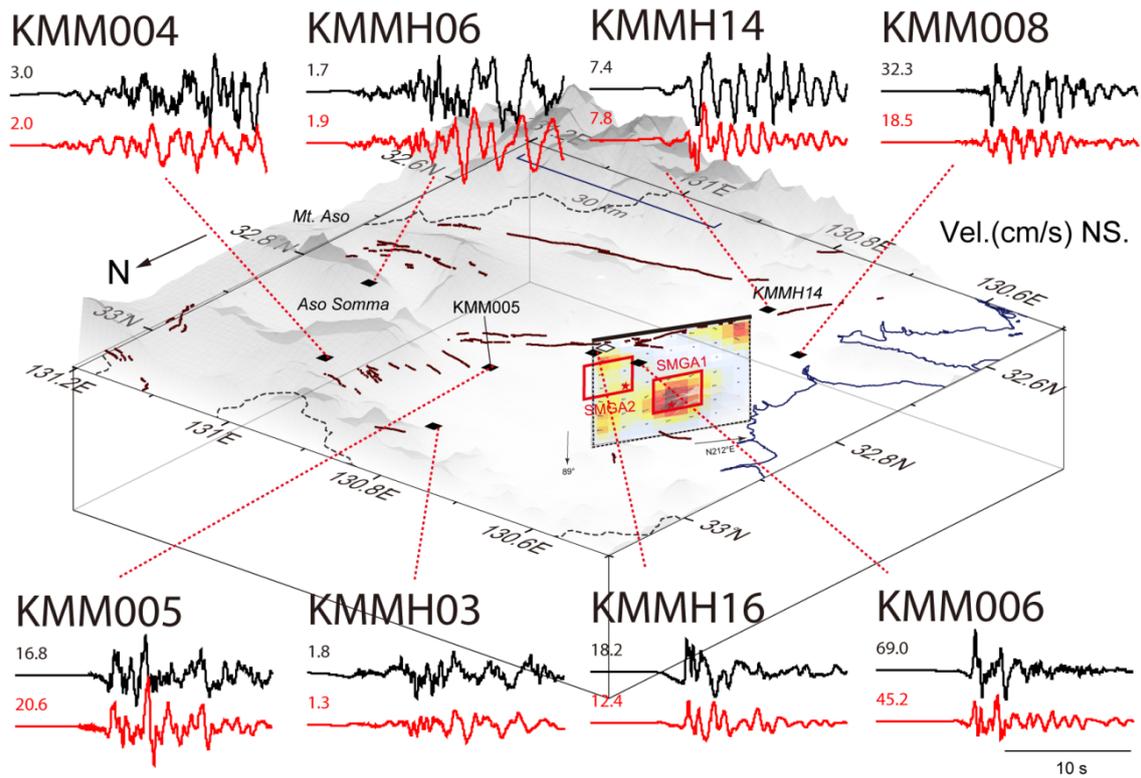


図 6.2.1.1.3-3 強震動生成領域 (SMGA) モデルと、観測速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色) の比較 (NS 成分, 0.2-10 Hz). SMGA は赤色矩形領域, 断層面の背景は, 震源インバージョンによる最終すべり量分布 (図示する際の補間方法は図 6.2.1.1.3-1 と異なる) を表す. また, 赤色星印は SMGA の破壊開始点である.

6.2.1.1.4 2016年熊本地震前震（4月15日0時3分 $M_{JMA}6.4$ ）

2016年熊本地震前震（2016年4月15日0時3分 $M_{JMA}6.4$ ）において震源近傍で観測された強震動の生成メカニズムの解明や震源域周辺の地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築を目的として、本地震の震源インバージョン解析，経験的グリーン関数法に基づく強震動生成域震源モデルの推定を実施した。

この地震の破壊過程を，震源近傍で得られた強震観測記録をもとにマルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定した。断層面は，F-netメカニズム解を参照し，気象庁一元化震源による余震分布により傾斜角を設定した。設定した断層面モデルをもとに，マルチタイムウィンドウ法により震源の破壊過程を逆解析した。仮定した断層面を空間方向には $1.5\text{ km} \times 1.5\text{ km}$ の小断層を81（ $9 \times 9$ ）個に分割した。時間方向には破壊開始時刻から一定破壊伝播速度で広がる同心円が到達した時刻から0.4 s 間隔にパルス幅0.8sのスムーズドランプ関数を5個並べ，時空間的に離散化して理論波形を計算した。破壊伝播速度は $1.9\text{ km/s} \sim 3.1\text{ km/s}$ までのケースのうち，観測波形と計算波形との残差が最小なものを採用した。また，平滑化係数 $\lambda$ は，ABIC（Akaike, 1980）を基準に決定した。解析の結果得られたモデルでは，すべりの大きな場所は破壊開始点付近に分布していることが確認できた（図6.2.1.1.4-1）。

次に，震源破壊過程結果から，Somerville et al.(1999)の規範により破壊領域およびアスペリティを抽出した。また，吉田他（2015）の規範によりHigh Rate Area (HRA)を抽出した。両者を比較すると，場所に関しては，破壊開始点付近のほぼ同じ場所であるが，アスペリティの方がHRAより大きい領域となった（図6.2.1.1.4-2）。最終的な総モーメント解放量は， $1.65 \times 10^{18}\text{ Nm}$ であり，F-netの $1.06 \times 10^{18}\text{ Nm}$ とほぼ一致する。また，破壊領域，平均すべり量，アスペリティの面積と地震モーメントとの関係性は，既往のスケールリング則とばらつきの範囲内で一致していることを確認した。

震源インバージョン解析では，以下の1) - 2) について明らかとなった。1) アスペリティおよびHRAは，破壊開始点付近に存在し，HRAはアスペリティの半分の大きさであった。2) アスペリティのパラメータは，日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。

0.2-10 Hzの広帯域地震動に対しては，経験的グリーン関数法による強震動生成震源モデル（SMGAモデル）の推定を試みた。経験的グリーン関数に使用する要素地震の震源特性は，SSRF法によって評価を行い，震源近傍の観測点を含む10地点を対象とした強震動シミュレーションを実施した。得られたSMGAモデルによる合成波形は，観測波形を良く再現した。得られたSMGAモデルの地震モーメント，面積，応力パラメータは，それぞれ $6.07 \times 10^{17}\text{ Nm}$ ， $33.18\text{ km}^2$ ， $7.8\text{ Mpa}$ となった。地震モーメントとSMGA面積との関係性，および応力降下量と震源深さとの関係性は，機能の地震と比較してばらつきの範囲内におさまっ

ており、本地震は、既往の地震と比較して平均的な地震であったといえる。

SMGA モデルとアスペリティおよび HRA との位置関係を比較した結果、本地震では、アスペリティと SMGA の関係がよく一致することがわかった（図 6.2.1.1.4-1）。一方で、HRA は SMGA の半分程度となった（図 6.2.1.1.4-2）。

SMGA モデルによる検討では、以下の 1) - 3) について明らかとなった。1) SMGA は、震源インバージョン結果の最終すべり量、或いはピークモーメントレートのかな領域に近い場所にある。2) SMGA のパラメータは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。3) SMGA の場所と面積は、アスペリティと整合性が高い。

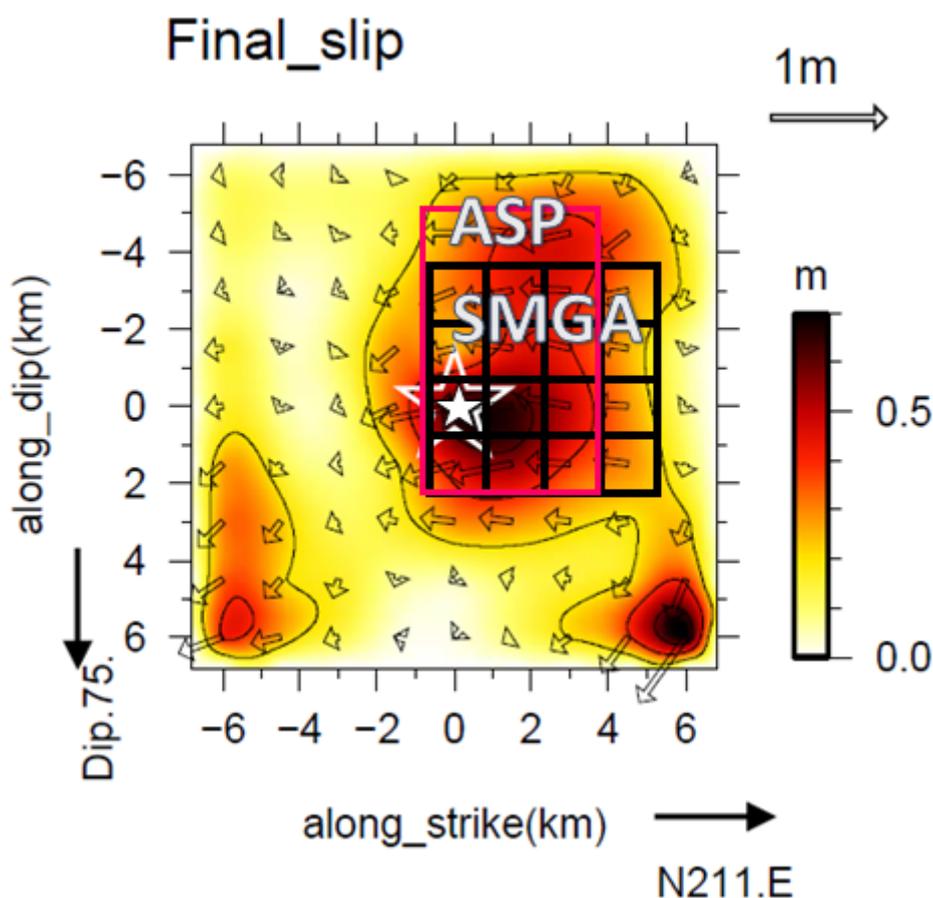


図 6.2.1.1.4-1 アスペリティ（赤矩形）と SMGA 震源モデル（黒矩形）との比較。背景は、震源インバージョン結果の最終すべり量分布を示す。星印は破壊開始点を示す。

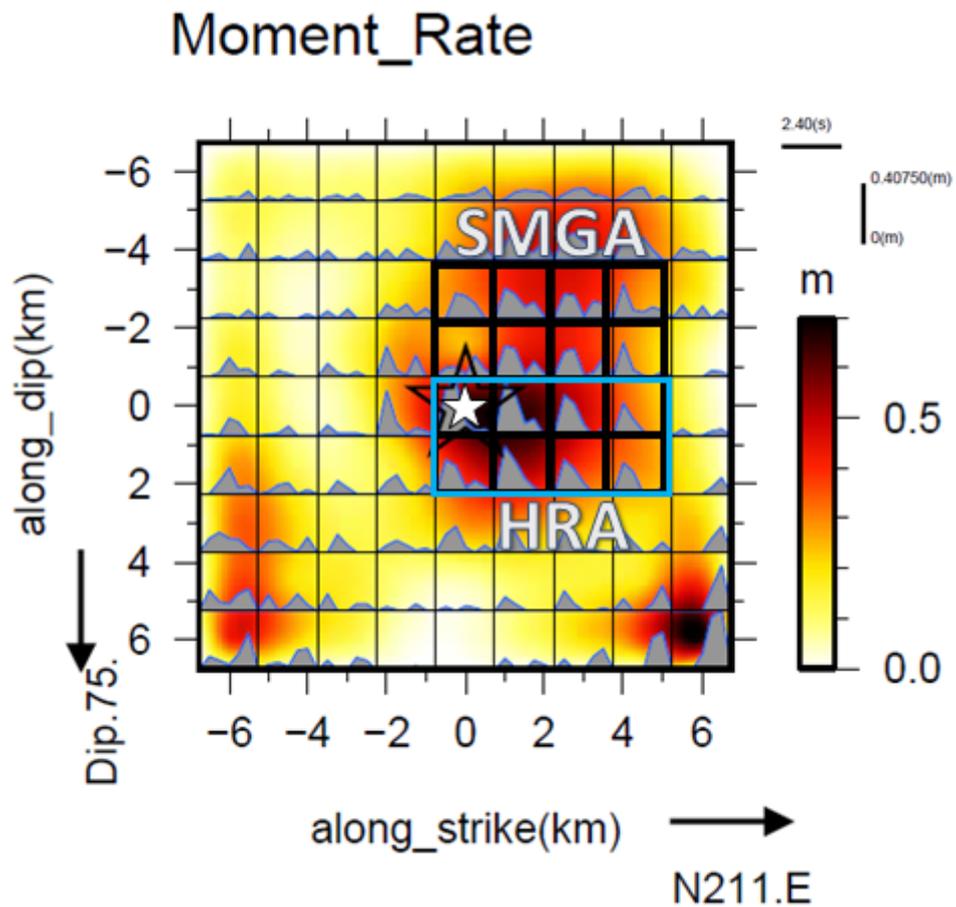


図 6.2.1.1.4-2 HRA（青矩形）と SMGA 震源モデル（黒矩形）との比較。背景は、波形インバージョンで得られたモーメントレートの分布を示す。星印は破壊開始点を示す。

### 6.2.1.2 経験的グリーン関数法の高度化に関する検討

経験的グリーン関数法の高度化を目的に、経験的グリーン関数に使用する小地震の震源パラメータの定量的評価を行った。具体的には、スペクトル比を用いる方法と震源変位スペクトルを用いる方法で震源パラメータを評価し、伝播経路特性の補正に用いる  $Q$  値特性や検討条件が震源パラメータに及ぼす影響を検討した。

その結果、スペクトル比から震源パラメータを設定する方法では、大地震動の伝播経路特性を小地震動の伝播経路特性で除することから、震源パラメータに及ぼす  $Q$  値特性の影響がほとんど見られず、 $Q$  値特性を問わずほぼ同じ震源パラメータを算出することができた。また、当該手法ではサイト特性を設定する必要がないため、震源パラメータを設定する方法として適していると判断される。震源スペクトルから震源パラメータを設定する方法では、伝播経路特性の補正に用いる  $Q$  値特性によって震源パラメータにばらつきが生じた。また、サイト特性が無視できないサイトの観測記録を使用する場合には、サイト特性の評価が必要である。

そのため、震源パラメータの定量化評価法としてはスペクトル比を用いる方法の方が適していると考えられる。ただし、スペクトル比を用いる方法では、観測震源スペクトル比に  $\omega^2$  スペクトルに基づく震源スペクトル比関数をフィッティングさせるが、フィッティング条件によって震源パラメータに差異が生じる場合があるため留意が必要である。

### 6.2.1.3 特性化震源モデル設定手法の高度化

本検討では、主に宮腰・他(2015)の研究成果に、これまでの研究業務成果に加え、2016年熊本地震の震源インバージョン結果を追加して巨視的・微視的震源パラメータの整理を行った。

2016年熊本地震(本震)の断層破壊面積(図 6.2.1.3-1(a) 参照)は強震動予測レシピにおける 2-stage のスケーリング則とよく一致することを確認した。また、本震の平均すべり量(図 6.2.1.3-1(b) 参照)は、Somerville et al.(1999)によるスケーリング則 ( $D \propto Mo^{1/3}$ ) に比べて、若干大きい傾向が認められ、平均すべり量は  $Mo^{1/2}$  に比例する可能性が示唆された。一方、2016年熊本地震の2つの前震は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則と調和的である。また、2016年熊本地震(本震)のアスペリティ面積は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則に比べて、若干小さいが、2016年熊本地震の2つの前震は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則と調和的である(図 6.2.1.3-1(c) 参照)。また、整理した震源インバージョン結果のすべりの深さ分布を検討した結果、Mw6.6以上の地震では深さ 2km 以浅にすべりが認められた。

経験的グリーン関数法に基づいて得られた SMGA の応力降下量に対してその深さ依存性を検討した。その結果、SMGA の応力降下量はバラツキが大きい、深さ 2km 毎の平均応力降下量の深さ分布を求めた結果、応力降下量の深さ依存性が確認できた。次に、整理した応力降下量に対して SMGA の加速度レベル(短周期レベル: 壇・他、2001)の深さ依存性について検討を行った。なお、加速度レベルは地震規模依存性があるため、本検討では加速度レベルを地震モーメントで規格化している(以下、規格化加速度レベル)。得られた規格化加速度レベルには深さ依存性が認められた。さらに、Asano and Iwata(2011b)の応力降下量の深さ依存式に基づき、規格化加速度レベルを対象に、その深さ依存式を求めた。その結果、得られた規格化加速度レベルに基づいた応力降下量の深さ依存性は Asano and Iwata(2011b)結果と調和的であった(図 6.2.1.3-2 参照)。

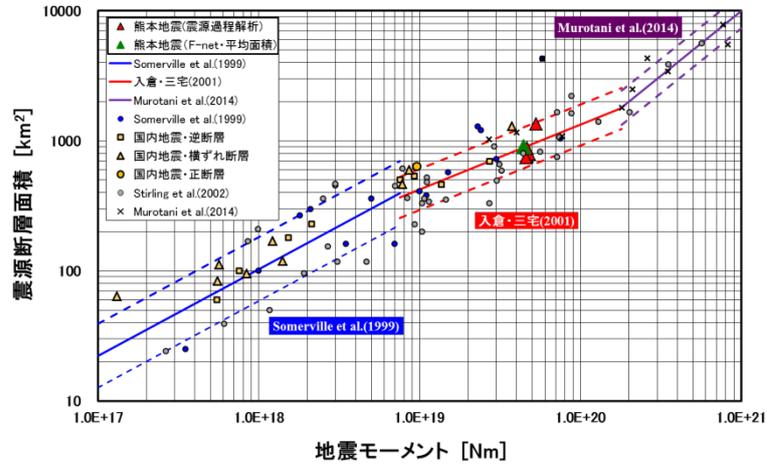


図 6.2.1.3-1(a) 地震モーメント( $M_0$ )と断層破壊面積( $S$ )の関係

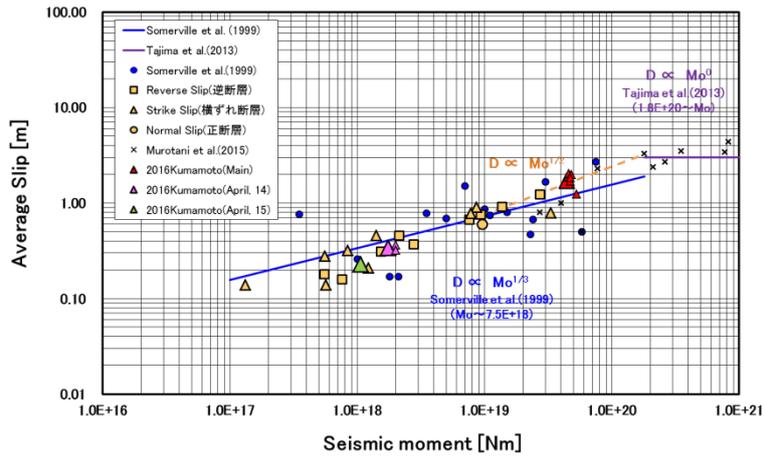


図 6.2.1.3-1(b) 地震モーメント( $M_0$ )と平均すべり量( $D$ )の関係

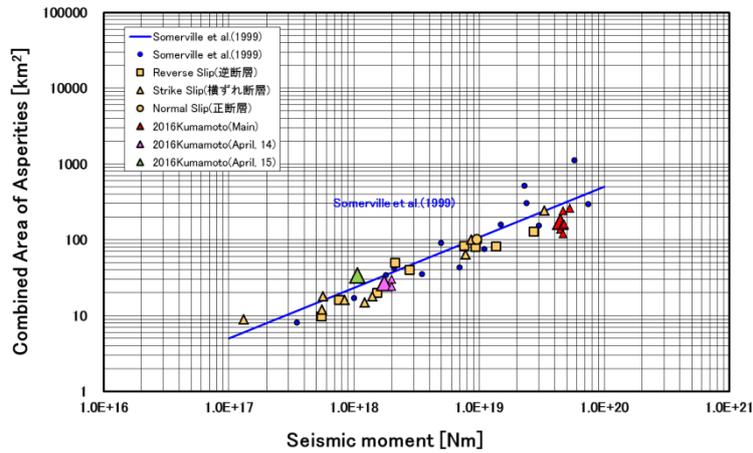


図 6.2.1.3-1(c) 地震モーメント( $M_0$ )とアスペリティ面積( $S_a$ )の関係

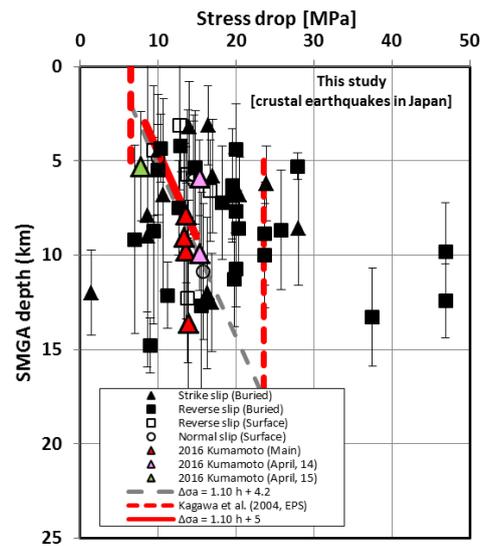


図 6.2.1.3-2 各 SMGA における応力降下量の深さ分布。

赤線：応力降下量の深さ依存式（対象深さ：4～8km）。

赤破線：Kagawa *et al.*(2004)による応力降下量の深さ依存性。

灰色破線：Asano and Iwata(2011b)による応力降下量の深さ依存式。

## 6.2.2 高周波数遮断特性の高度化に関する検討

本項では国内で観測された地震を対象とし、観測記録を用いて  $\kappa$  および  $f_E$  の評価を行った。対象とした地震は

- \*2011年福島県浜通りの地震
- \*2011年静岡県東部の地震
- \*2016年熊本地震

の本震および余震等の全 60 地震，その  $M_J$  は 3.5~7.3，震源深さは 5~20km である。

まず，2016年熊本地震の  $f_{max}$  フィルターの評価を行なった。その結果， $M_J > 6.0$  の大地震の  $f_{max}$  および  $s$  は以下の通りとなった。

- \*最大前震： $f_{max} = 9.9\text{Hz}$ ， $s = 1.43$
- \*本震： $f_{max} = 7.1\text{Hz}$ ， $s = 1.37$

$f_{max}$  の値は既往研究による地殻内大地震の値と顕著な差はないが，べき乗数  $s$  の値は 2011年静岡県東部の地震と同様，比較的大きな値となった(表 6.2.2-1，図 6.2.2-1 参照)。これは高域遮断特性の地域性を示唆する結果と言える。静岡県東部や熊本県付近の共通点として，火山フロントのすぐ背弧側に位置していることが挙げられる。しかし，中小地震の震源域を含めた広範囲の領域にスペクトル低減の原因となるマグマ溜まりがあることは確認されておらず，得られた結果の特徴と火山の存在の相関性を明確に指摘することは難しい。

続いて，上記 60 地震について， $\kappa$  および  $f_E$  の評価を行った。4つの大地震の  $f_E$  および  $\kappa$  は以下の通りとなった(図 6.2.2-2~図 6.2.2-5 参照)。

- \*2011年福島県浜通りの地震 本震： $f_E = 4.0\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0184$
- \*2011年静岡県東部の地震 本震： $f_E = 2.6\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0505$
- \*2016年熊本地震 最大前震： $f_E = 4.5\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0457$
- \*2016年熊本地震 本震： $f_E = 2.7\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0482$

福島県浜通り付近で発生した中小地震の  $f_E$  は 6~13Hz， $\kappa$  は 0.009~0.0218，静岡県東部付近で発生した中小地震の  $f_E$  は 3.5~11Hz， $\kappa$  は 0.0325~0.0525，熊本県付近で発生した中小地震の  $f_E$  は 4~10Hz， $\kappa$  は 0.0274~0.0553となった。

福島県浜通り付近で発生した地震の  $\kappa$  は既往検討で対象とされている 2003年宮城県北部の地震，2008年岩手・宮城内陸地震および 2005年福岡県西方沖の地震の値と概ね同程度であった。しかし，2011年静岡県東部の地震や 2016年熊本地震の  $\kappa$  は 0.027~0.055 と他の地震の値に比べ大きな値であった。この結果は  $f_{max}$  フィルターのべき乗数  $s$  の値が比較的大きな値であることと調和的である。

さらに，得られた結果を用いて， $f_{max}$  フィルターのパラメータ( $f_{max}$ ， $s$ )と  $f_E$  や  $\kappa$  との関係性を求めた。その結果， $\kappa$  の値と  $f_{max}$  フィルターのスペクトル低減の傾き  $s$ ，および  $f_E$  と

$f_{max}$  の間には概ね正の相関が認められた。これは、同じ低減特性を異なる方法を用いて表現したことに因るもので、合理的な結果と言える(図 6.2.2-6 参照)。

最後に、観測記録と高域遮断フィルターにより近似したスペクトルおよび  $\kappa$  で近似したスペクトルの比較を行ない、高周波数領域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法を検討した。その結果、 $f_{max}$  フィルターを用いる方法および  $\kappa$  を用いる方法の2つの方法に優劣の顕著な差は認められず、いずれの方法を用いても、高周波数領域におけるスペクトル低減特性を適切に表現できると判断された。

表 6.2.2-1 地殻内大地震の高域遮断フィルターのパラメータ

地震名	$M_J$	$f_{max}$ (Hz)	$s$
2003年宮城県北部地震	6.4	8.0	0.93
2005年福岡県西方沖地震	7.0	6.5	0.90
2008年岩手・宮城内陸地震	7.2	9.4	0.84
2011年福島県浜通りの地震 (2011.04.11 17:16)	7.0	8.0	0.78
2011年静岡県東部の地震 (2011.03.15 22:31)	6.4	8.6	1.60
2016年熊本地震 最大前震	6.5	9.9	1.43
2016年熊本地震 本震	7.3	7.1	1.37

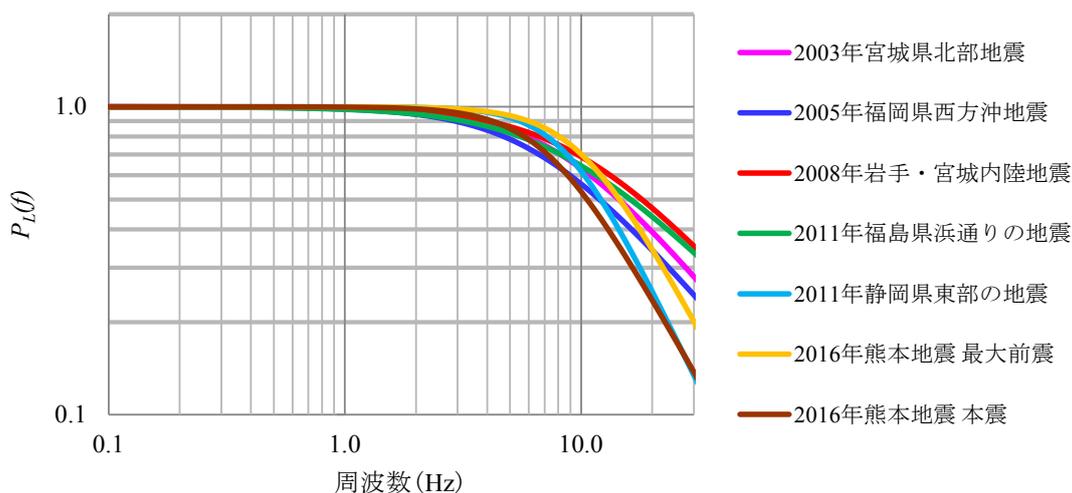


図 6.2.2-1 大地震の高域遮断フィルター

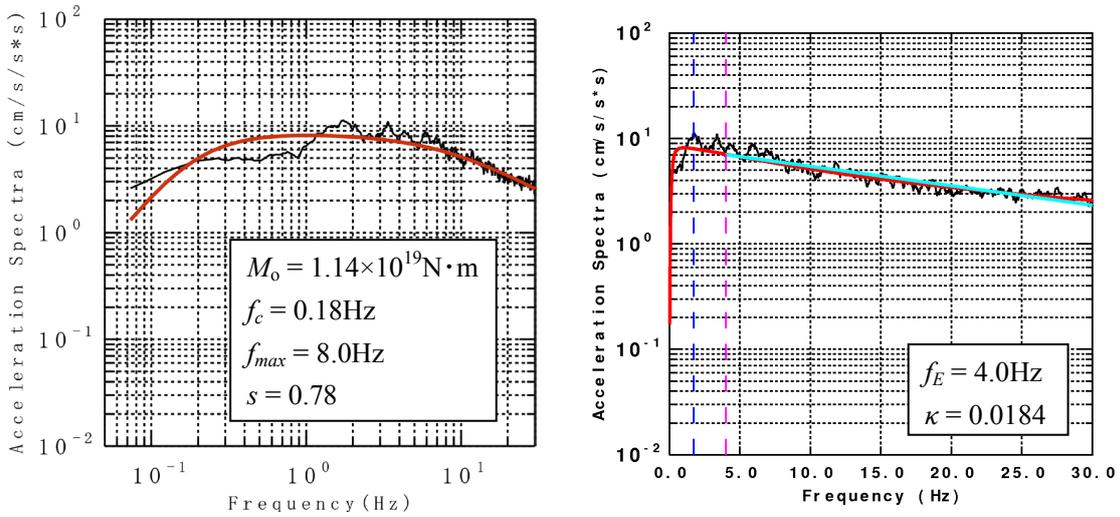


図 6.2.2-2 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左:  $f_{max}$  Filter, 右:  $\kappa$ )

[2011年福島県浜通りの地震 本震]

- : 観測平均スペクトル, - : 理論スペクトル( $f_{max}$  フィルター), - :  $\kappa$ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - :  $f_E$ , ■ : 十分な SN 比がない領域

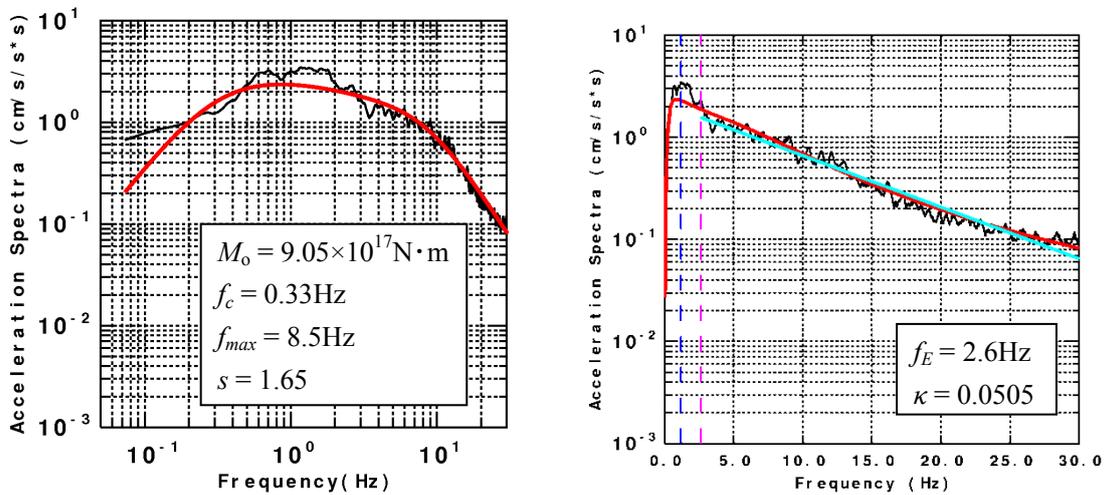


図 6.2.2-3 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左:  $f_{max}$  Filter, 右:  $\kappa$ )

[2011年静岡県東部の地震 本震]

- : 観測平均スペクトル, - : 理論スペクトル( $f_{max}$  フィルター), - :  $\kappa$ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - :  $f_E$ , ■ : 十分な SN 比がない領域

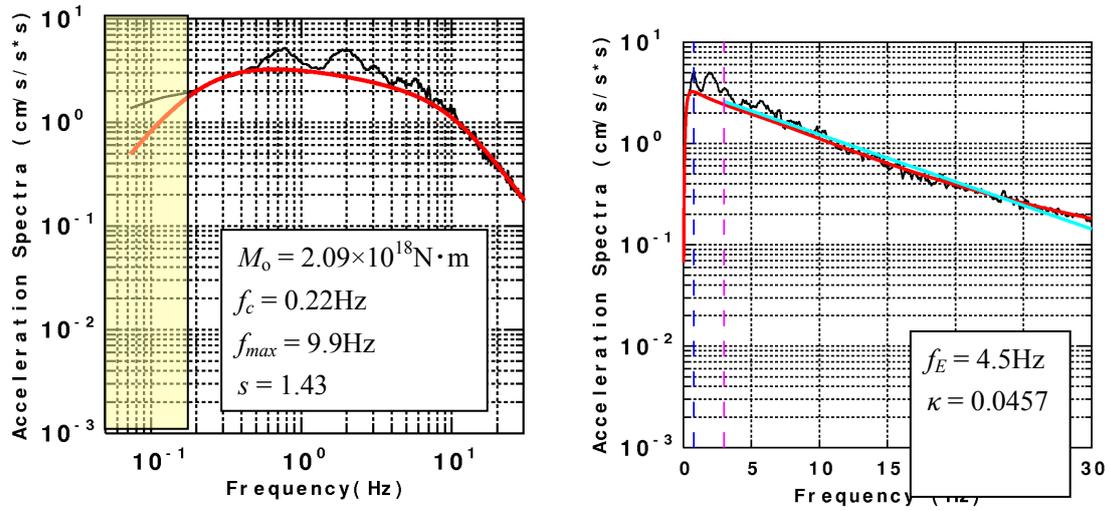


図 6.2.2-4 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左:  $f_{max}$  Filter, 右:  $\kappa$ )

[2016年熊本地震 最大前震]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル( $f_{max}$  フィルター), — :  $\kappa$ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - :  $f_E$ , ■ : 十分な SN 比がない領域

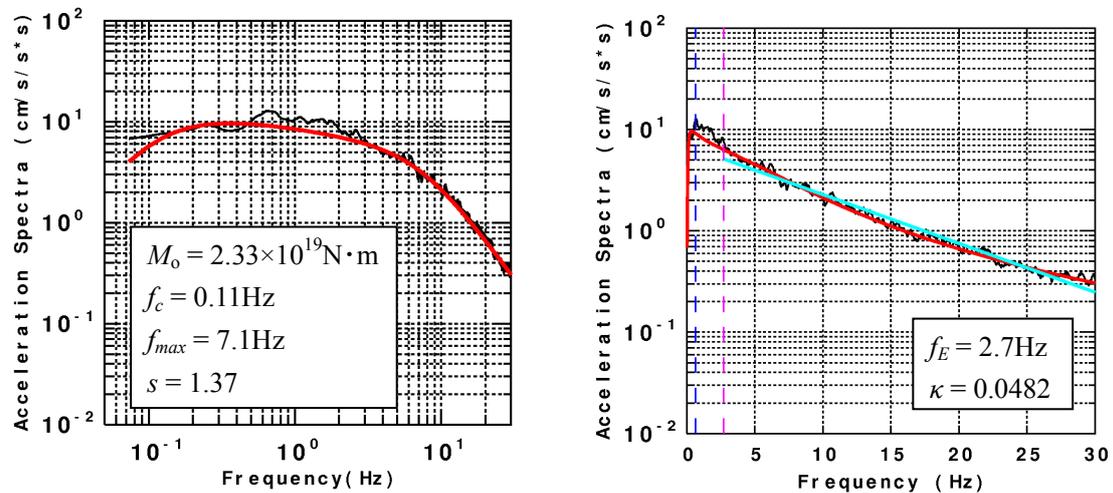


図 6.2.2-5 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左:  $f_{max}$  Filter, 右:  $\kappa$ )

[2016年熊本地震 本震]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル( $f_{max}$  フィルター), — :  $\kappa$ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - :  $f_E$ , ■ : 十分な SN 比がない領域

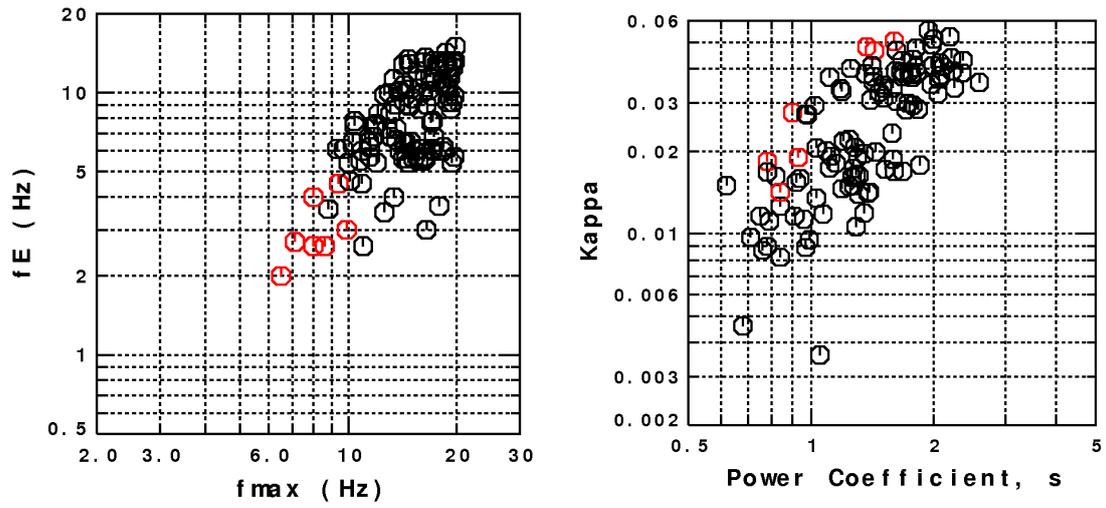


図 6.2.2-6  $f_{max}$  と  $f_E$  の関係各種パラメータ間の関係(全地震)  
(左:  $f_{max}$  と  $f_E$ , 右:  $f_{max}$  とフィルターのべき乗数  $s$  と  $\kappa$ )  
(○: 大地震, ○: 中小地震)

## 6.3 断層モデルを用いた地震動評価手法の工学的検証

### 6.3.1 2016年熊本地震本震の震源断層周辺のサイト増幅特性の推定

#### ①K-NET サイトの地盤増幅特性

K-NET の各サイトにおけるサイト増幅特性検討に用いる地盤モデルの作成を試みた。K-NET サイトは孔中観測点を持たないので、モデルの検証には表面波の H/V スペクトル比の観測と理論計算の比較を用いるものとした。具体的には地震記録の後続部分の Radial 成分と上下動成分のスペクトル比と、水平成層構造を仮定して計算されるレーリー波の水平/上下(R/V)比とを対比してモデルの検証・修正を行った。

#### ②KiK-net サイトの地盤増幅特性

2016年熊本地震本震(4月16日1時25分  $M_{JMA}7.3$ )の地震動シミュレーションの高精度化を目的に地盤同定を実施し、KiK-net 地中地震計以浅(浅部地盤モデル)のサイト増幅特性を推定した。得られた地盤モデルは中小地震の観測記録を用いて検証を行った。

はじめに、同定前後の地盤モデルより得られる伝達関数を KiK-net 地中記録に掛け合わせた結果と、地表観測記録とを比較した。その結果、同定後の地盤モデルを用いたシミュレーション結果は、同定前の地盤モデルを用いる場合よりも地表観測記録をよく説明できることが確認できた。

次に、同定した浅部地盤モデルと 3.1.1.2 でチューニングされた地盤モデルを結合し、地震基盤から地表までの地盤モデルを作成した。この地盤モデルを用いて中小地震を対象に統計的グリーン関数を作成し、シミュレーション結果と観測記録との比較を行った。その結果、KiK-net 地中地震計以浅の地盤の影響が大きい数 Hz 以上の周波数帯域では、多くの観測点で同定を行うことによって、より観測に近いシミュレーション結果が得られることが確認できた。

しかし、いくつかの観測点では、6 ~ 10 Hz 付近の周波数帯域において、浅部地盤の同定結果が良好ではなかった。これらの観測点では、地震基盤から地表までの地盤モデルを用いた場合のシミュレーション結果でも同様に同じ周波数帯域での観測記録の説明性が良好ではなかった。このことから、浅部地盤のモデル化の精度が向上すれば、さらに多くの観測点で数 Hz 以上の周波数帯域の説明性が向上する可能性があると言える。

### 6.3.2 震源インバージョン結果等に基づく特性化震源モデルによる強震動評価

2016年熊本地震本震(4月16日1時25分  $M_{JMA}7.3$ )について、経験的グリーン関数による震源モデリングで得られた SMGA モデルを基に、工学的検証のためにレシピを参考にして特性化震源モデルを新たに構築した。構築した特性化震源モデルは、3個の SMGA と背景領域から構成される。また、F-net の地震モーメントに対する特性化震源モデルの全 SMGA の地震モーメントの比は、レシピから期待される地震モーメントの比と調和的である。次に、新たに構築した特性化震源モデルと地盤同定により調整された地盤モデルを用いて、震源断層を囲む観測点を対象にハイブリッド合成手法による地震動シミュレーションを実施した。得られたシミュレーション結果の工学的検証のために、CGOF を用いて観測記録との比較検証を行った。その結果、観測記録のスペクトルレベルの再現性は長周期側の方が短周期側よりも高かった。短周期側の観測記録の再現性が芳しくない理由として、震源近傍の観測点で地盤の非線形性の影響が考慮されていないこと、用いた浅部の地盤モデルでは観測に見られる一部の卓越周期の再現性が低いことが挙げられる。その結果、CGOF の値が大きな値となっている。これらのことから、地盤の非線形性の考慮や浅部の地盤モデルが改善できれば、観測記録の再現性は高まり、CGOF も向上することが期待できる。他には、観測記録の水平成分が上下成分に比べて顕著に振幅レベルが小さい、あるいは水平 2 成分間で強い異方性が確認できる観測点がある等、観測記録の詳細な検討も必要と考えられる。

次に、構築した特性化震源モデルを参考に、ハイブリッド合成手法を用いて工学的基盤における面的な地震動シミュレーションを実施した。最大加速度の大きな領域は上端深さが浅い SMGA2 や SMGA3 の上端付近に現われた。最大速度の大きな領域は SMGA2 を挟む北西側と南東側、および SMGA3 付近とその北東の阿蘇側に現われた。SMGA2 を挟む北西側と南東側の領域は断層平行成分が卓越し、これは横ずれ断層で破壊が深部から浅部に伝播する場合の破壊の指向性によるものと考えられる。SMGA3 付近とその北東の阿蘇側の領域は SMGA3 から遠ざかるにつれて断層直交成分が現われ、これは例えば 1995 年兵庫県南部地震で見られたような Forward Directivity 効果に対応するものと考えられる。シミュレーション結果は大局的には司・翠川 (1999) の距離減衰式と概ね調和的な結果が得られた。詳細に見ると、最大加速度は断層最短距離が大きくなるにつれて、シミュレーション結果がやや過小評価となっている。この一因として、阿蘇側の評価地点は断層最短距離が短い近傍には SMGA が存在しないために、断層最短距離に比べて地震動は小さくなっていることが考えられる。最大速度は司・翠川 (1999) の平均値より若干過大評価となっており、これは本検討で用いた破壊伝播速度 (2.8 km/s) がレシピから期待される値よりやや速いことが要因として考えられる。

最後に、KMMH16 の永久変位の再現性を確認することを目的に、ここで構築した特性化震源モデルを用いて、波数積分法による地震動シミュレーション結果と観測記録との比較を行った。その結果、変位の向きは観測と整合しているが、変位量は観測の 4 ~ 6 割程度

で過小評価になった。過小評価となる理由として、本検討でモデル化した断層面の浅部領域のすべり量が小さいこと、あるいは観測には本検討でモデル化をしていないKMMH16に近い木山断層からの寄与があった可能性が考えられる。これらのことから、本検討でモデル化した断層面の浅部領域に震源インバージョン結果等を参考に大きなすべり量を与えることができれば、あるいは木山断層を適切にモデル化できれば、永久変位の再現性は向上する可能性がある。

### 6.3.3 活断層調査等に基づくシナリオ震源モデルによる強震動評価

2016年熊本地震本震(4月16日1時25分  $M_{JMA}7.3$ )の地球物理学的情報に基づく断層長さは45 km, 地表地震断層情報に基づく断層長さは31 kmと推定された。また, 布田川断層布田川区間に着目すると, 熊本地震本震発生前に地震調査研究推進本部(2013)は断層長さを19 kmと評価していた。これらの知見に基づいて, 8個の震源モデル(基本モデルと7個の不確かさモデル)を構築した。構築した震源モデルのモーメントマグニチュードは6.5~7.0で, 応力降下量は同程度である。不確かさモデルの中にはアスペリティ位置のみが異なるモデルや, 破壊開始点のみが異なるモデルも含まれている。これらの震源モデルを用いて統計的グリーン関数法により地震動シミュレーションを実施し, 0.1秒以下のスペクトルレベルの大小関係について調べた。その結果, ここで構築した震源モデルにおいて, 0.1秒以下のスペクトルレベルの大小関係は, 第一義的にはアスペリティまでの最短距離の違いによって概ね特徴付けられ, その次に地震モーメントの違いがわずかに寄与していると言える。また, 同じ震源パラメータで同じアスペリティの配置の場合でも, 破壊伝播方向の違いがスペクトルレベルの大小関係に影響を与え得ると言える。

### 6.3.4 不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価

本研究は、南カリフォルニア地震センター (SCEC : Southern California Earthquake Center) のブロードバンド・シミュレーション・プラットフォーム (BBP : Broadband simulation platform) に用いられている不均質震源モデルのシミュレーション・プログラムとアスペリティモデルに基づいた特性化震源モデル (Irikura and Miyake, 2011 ; IM2011) の計算手法の相違について検討を行う。この検討のために、SCEC の BBP で取り扱われているシミュレーション・プログラムの 1 つである Graves and Pitarka (2016; GP2016) を比較対象とし、我々は IM2011 を GP2016 の強震シミュレーション・プログラムに実装した結果を用いた。IM2011 と GP2016 の比較として、M6.7 の地震を対象に、基盤における計算地震動の比較及び NGA-West2 GMPEs との比較を行った。IM2011 は特性化震源モデル、一方、GP2016 は不均質震源モデルであるが、両者の断層破壊様式の考え方の違いにもかかわらず、シミュレーション結果は、両震源モデルが周期 0.1~10 秒範囲内で NGA-West2 の距離減衰式(GMPEs)とよく一致することが示された。なお、M6.7 の地震動を対象にしたシミュレーション結果において、IM2011 の周期範囲 1~3 秒における振幅は、GP2016 あるいは NGA-West2 の距離減衰式の中央値と比べて小さい (~20-30%) 結果となっている。この周期範囲における両者の相違の可能性の要因として、IM2011 でなされる全断層面に対して一定な破壊伝搬速度を設定していることが考えられる。

次に、2016 年熊本地震 (本震) を対象に、IM2011 の強震動レシピによる特性化震源モデルに基づき、GP2016 を用いて地震動シミュレーションを実施した。検討対象観測点は 19 の K-NET あるいは KiK-net 観測点である。その結果、強震動サイトの地震動シミュレーションは、観測結果とよい一致を示した。具体的には、観測とシミュレーションによる Rod50 に基づいた応答スペクトルの違いは、広帯域の周波数 0.1-10Hz で小さい結果が得られた。なお、KMMH16 サイトにおいては、アスペリティ領域の位置と破壊伝搬速度の影響を受けており、さらに観測記録とのよい一致を得るためには、KMMH16 の近傍の破壊伝播様式を修正すれば、全体的な波形の改善が期待できる。

### 6.3.5 地震動予測式と地震動シミュレーションの比較

本節では、国内外の既往の距離減衰式と作成した回帰式の評価性能と確認するために、国内で発生した内陸地殻内地震である 2016 年熊本地震(本震)と国内外の距離減衰式の比較を行った。距離減衰式で比較する強震動指標は PGA と PGV とした。比較に用いた距離減衰式は、国内では司・翠川(1999)の距離減衰式であり、国外の距離減衰式は NGA-WEST2 で作成された 5 つの距離減衰式である。

2016 年熊本地震(本震)の距離減衰特性に対する比較の結果は次のようになった。震源近傍の約 10km 以内の観測 PGA のほとんどは NGA2 距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっている。一方、PGA と同様に、震源近傍の約 10km 以内の観測 PGV のほとんどは NGA2 距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっているが、ASK14, CB14, CY14 の距離減衰式は、観測値に比べてやや過小評価となっている。

次に、2016 年熊本地震(本震) の特性化震源モデルによる面的地震動計算結果に基づいた PGA, および PGV と距離減衰式との比較を行った。観測 PGA, PGV と同様に震源近傍約 10km 以内の計算 PGA, PGV のほとんどは NGA2 距離減衰式および司・翠川(1999)の距離減衰式の標準偏差以内に収まっている。ただし、PGV についてはいずれの距離減衰式も計算結果に比べて、若干、過小評価となっている。

最後に、電気技術指針 (JEAG4601-2007)に示されている解放基盤面における応答スペクトル(以下、耐専スペクトルと呼称する) と 2016 年熊本地震(本震)の計算地震動スペクトル(pSv)の比較を行った。熊本地震(Mj7.3)を対象にした耐専スペクトルの適用可能な距離は  $X_{eq}=14.96\text{km}$  であり、 $X_{eq}=14.96\pm 1\text{km}$  の計算点における平均応答スペクトルと耐専スペクトルを比較した結果、両者は調和的であることを確認した。

## 6.4 動力学シミュレーションによる震源特性化手法の検討

### 6.4.1 震源インバージョン結果に基づいた動力学パラメータの推定

#### 6.4.1.1 2016年熊本地震本震（4月16日1時25分 $M_{JMA}7.3$ ）

ここでは、第3.1.1.2(1)節で得られた2016年熊本地震の運動学的震源モデルをもとに応力場の計算を行い、各種の動的震源パラメータの推定を行った。計算手法としては、運動学的震源モデルを境界条件として媒質中の波動場を計算し、そこから震源での応力場を求めた。これにより、震源での変位—応力関係、すなわち摩擦構成則を求める得られた摩擦構成則から、強震動予測で必要とされる動力学パラメータを求めた(図6.4.1-1)。本研究では、断層面上の応力場時刻歴の計算に3次元差分法を用いた。ここで重要なことは、この計算では動力的な破壊の計算は一切行っていないことであり、摩擦構成則にはいかなる仮定もおいていない。差分法の格子間隔は、断層面と差分法の格子間隔が対応するように設定し、時間方向には0.01 s間隔として、地震発生からすべりが終了し、波動場が安定するまでの25秒分を計算した。震源モデルは、インバージョン解析で求めた運動学的震源モデルをバイリニア補間で補間し、もとの格子間隔の1/8または1/16となる、250 m間隔に補間してから計算を行った。得られた応力とすべりの時刻歴をもとに、摩擦構成則を検討した(図6.4.1.1-1)。計算した静的応力降下量は、HRA(ほぼアスペリティに対応)で、経験的な値よりもやや小さめの値が求められたが、実効応力としては経験的グリーン関数で得られている値と対応するような値が得られた(図6.4.1.1-2)。破壊エネルギーは、HRA領域で周辺に比べやや大きい値が求められた。応力をもとに破壊時刻を同定すると、アスペリティ内部で破壊が加速する傾向や、断層面上端で破壊伝播が遅れる傾向がみられた(図6.4.1.1-3)。断層面全体の破壊エネルギーは、 $8 \times 10^6 \text{ J/m}^2$ で、既往研究のスケール則と調和的であった(図6.4.1.1-4)。

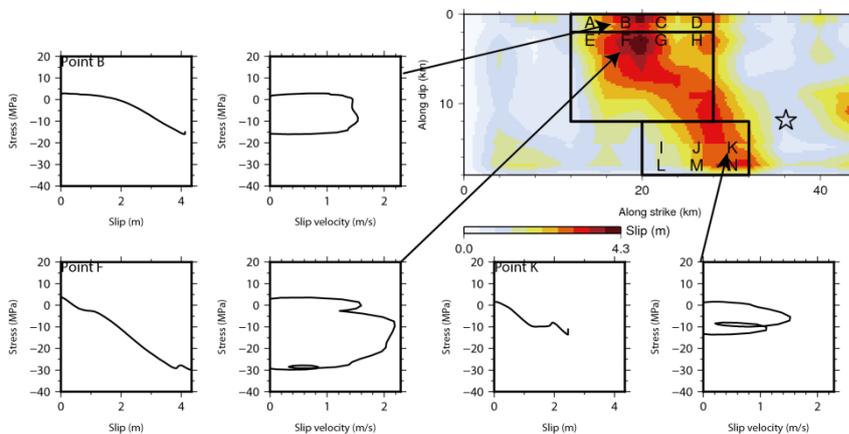


図 6.4.1.1-1 計算されたすべり—応力曲線(摩擦構成則, 左), すべり速度—応力曲線(右)。

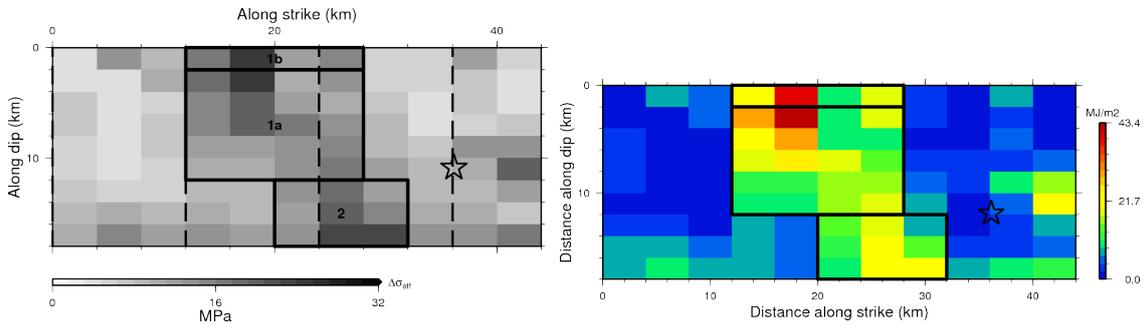


図 6.4.1.1-2 (左) 実効応力の分布. (右) 破壊エネルギーの分布.

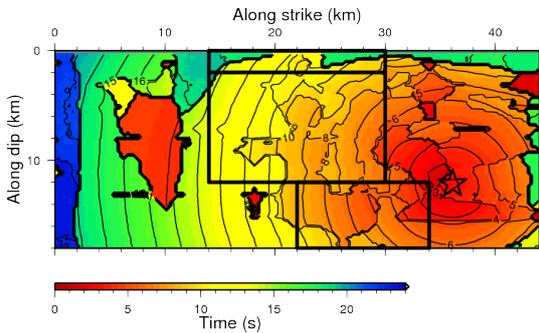


図 6.4.1.1-3 応力最大となった時刻, すなわち降伏時刻.

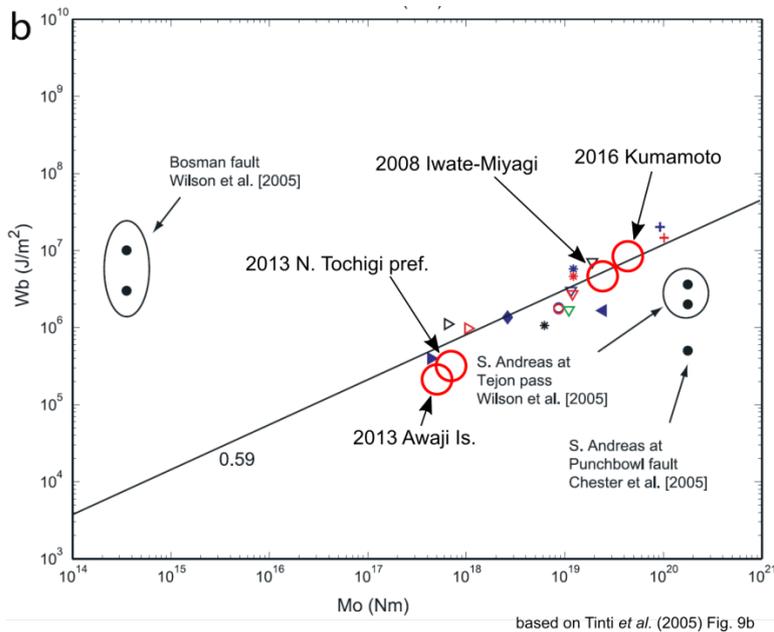


図 6.4.1.1-4 本検討で得られた破壊エネルギーと, 既往研究結果の比較. 本年度と昨年度の成果を合わせてプロットしている.

### 6.4.1.2 2013年淡路島付近の地震

強震動予測レシピにおいて、高精度な予測強震動を得るためには、実際に発生した地震の震源像を詳細に把握し、その知見を特性化震源モデルの構築に活かしていくことが重要である。現在広く用いられている特性化震源モデルの概念は、運動学的震源モデルの上に立脚しているが、断層破壊現象は本質的には動力学で表現される。近年、動的破壊過程に基づいた強震動シミュレーションに関する研究も発展を遂げており、震源での動力学パラメータをモデル化することは、強震動予測の高精度化、或いは特性化震源モデルの高度化において期待されることの1つであると考えられる。本研究は、動力学パラメータの知見を特性化震源モデルに組み込むことを目的とし、2013年4月13日淡路島付近の地震( $M_w$  5.8)の運動学的震源モデルから、断層面上での応力変化を推定し、アスペリティやHRA、背景領域での動力学パラメータの特徴を調べた。

断層面上での応力の時空間変化は、運動学的震源モデルのモーメント時間関数を境界条件として、運動方程式を3次元有限差分法で解くことで応力の時間変化を推定した(Ide and Takeo, *J. Geophys. Res.*, 102, 27379-27391, 1997)。ここで運動学的震源モデルは、染井・他(SSJ, S15-P05, 2015)による近地強震波形(0.1-1.0 Hz)インバージョンから推定した不均質震源モデルを採用した。なお、有限差分法の計算は空間に対して4次精度、時間に対して2次精度のStaggeredグリッドを用いた。計算の入力に用いる震源インバージョンモデルは、1.0 km四方の小断層を双一次補間によって250 m四方の分布に補間することで与えた。なお、各小断層の破壊伝播時間の遅れは考慮している。得られた応力変化履歴と変位履歴(図6.4.1.2-1)から、変位と応力の摩擦構成則を評価し、それを基にして、静的応力降下量、動的応力降下量、実効応力、破壊強度(Strength excess)、臨界すべり量( $D_c$ )、破壊エネルギーといった動力学パラメータを抽出した。

本報で得られた主な結果は以下の通りである。なお、各震源パラメータの断層面上での空間相関の結果を、図6.4.1.2-2に示す。また、破壊強度まで達する時間に注目した断層面上での破壊時間のばらつきを図6.4.1.2-3に示す。1) 臨界すべり量は、アスペリティ(HRA)領域の方が、背景領域よりも2倍から3倍程度大きい。2) アスペリティ(HRA)領域、および背景領域の臨界すべり量は、最終すべり量の50%程度である。3) 静的、及び動的応力降下量は、アスペリティ(HRA)領域の方が背景領域よりも3-5倍程度大きい。4)  $D_c'$  と  $D_c$  は、すべりやすべり速度と良い相関を示す。5) 破壊強度まで達する時間は、アスペリティ(HRA)領域で早い傾向がある。ここで、アスペリティ領域は、運動学的震源インバージョンモデルのすべり量に基づいて特性化された領域であり、HRA領域は、ピークモーメントレート分布に基づいて抽出された領域であるが、染井・他(2015)のモデルでは、これらの領域は同一の場所に特定された。動力学パラメータの検討においては、他の震源パラメータとの比較や、動力学パラメータ抽出の事例を増やすことでこれらの傾向の統計的特性を調べていく基本的資料となることも重要な成果の1つである。

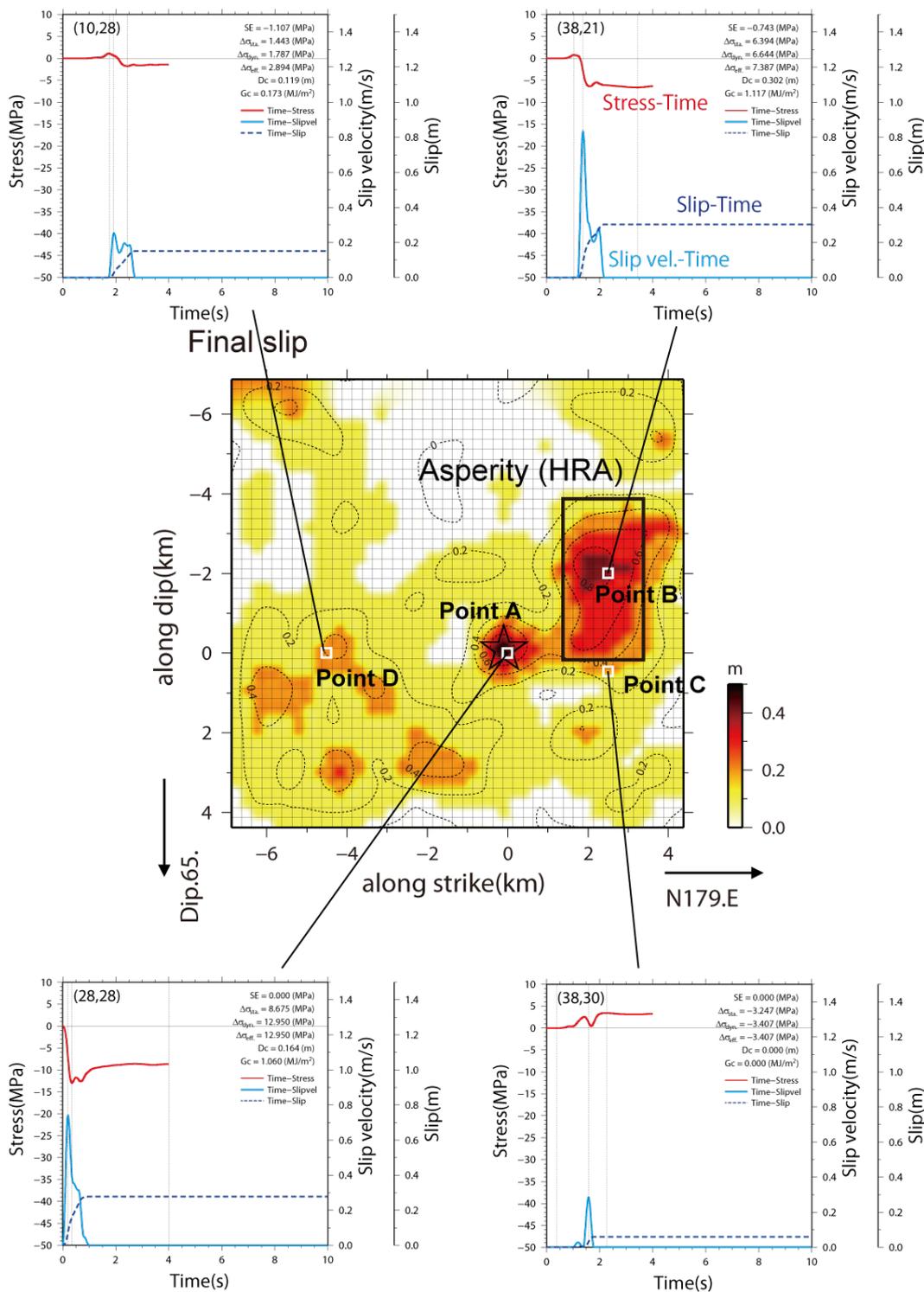


図 6.4.1.2-1 4つの小断層での応力-時間の関係 (赤色実線) とすべり-時間 (青色破線), 及びすべり速度-時間 (青色実線) の関係の例. 断層面のコンターは最終すべり量, 星印は破壊開始点, 赤色矩形領域は, 特性化されたアスペリティ領域.

	破壊強度	動的応力	臨界すべ	破壊エネ	静的応力	実効応力	すべり	すべり速度	Dc'	
	$SE$	$\Delta\sigma_d$	$D_c$	$G_c$	$\Delta\sigma_s$	$\Delta\sigma_e$	$D$	$D'$	$D_c'$	
破壊強度	$SE$	1.00	-0.06	0.00	-0.03	-0.26	0.21	0.00	0.00	0.00
動的応力	$\Delta\sigma_d$	-0.06	1.00	0.80	0.82	0.94	0.96	0.72	0.72	0.76
臨界すべ	$D_c$	0.00	0.80	1.00	0.83	0.80	0.79	0.90	0.90	0.96
破壊エネ	$G_c$	-0.03	0.82	0.83	1.00	0.81	0.79	0.76	0.76	0.83
静的応力	$\Delta\sigma_s$	-0.26	0.94	0.80	0.81	1.00	0.85	0.70	0.71	0.75
実効応力	$\Delta\sigma_e$	0.21	0.96	0.79	0.79	0.85	1.00	0.70	0.70	0.75
すべり	$D$	0.00	0.72	0.90	0.76	0.70	0.70	1.00	1.00	0.94
すべり速度	$D'$	0.00	0.72	0.90	0.76	0.71	0.70	1.00	1.00	0.94
Dc'	$D_c'$	0.00	0.76	0.96	0.83	0.75	0.75	0.94	0.94	1.00

Correlation	
1.0	1.00
0.8	0.80
0.6	0.60
0.4	0.40
0.2	0.20
0.0	0.00

図 6.4.1.2-2 本報で得られた各震源パラメータの空間相関の結果。緑色は相関が良く、赤色は相関が悪いことを表す。

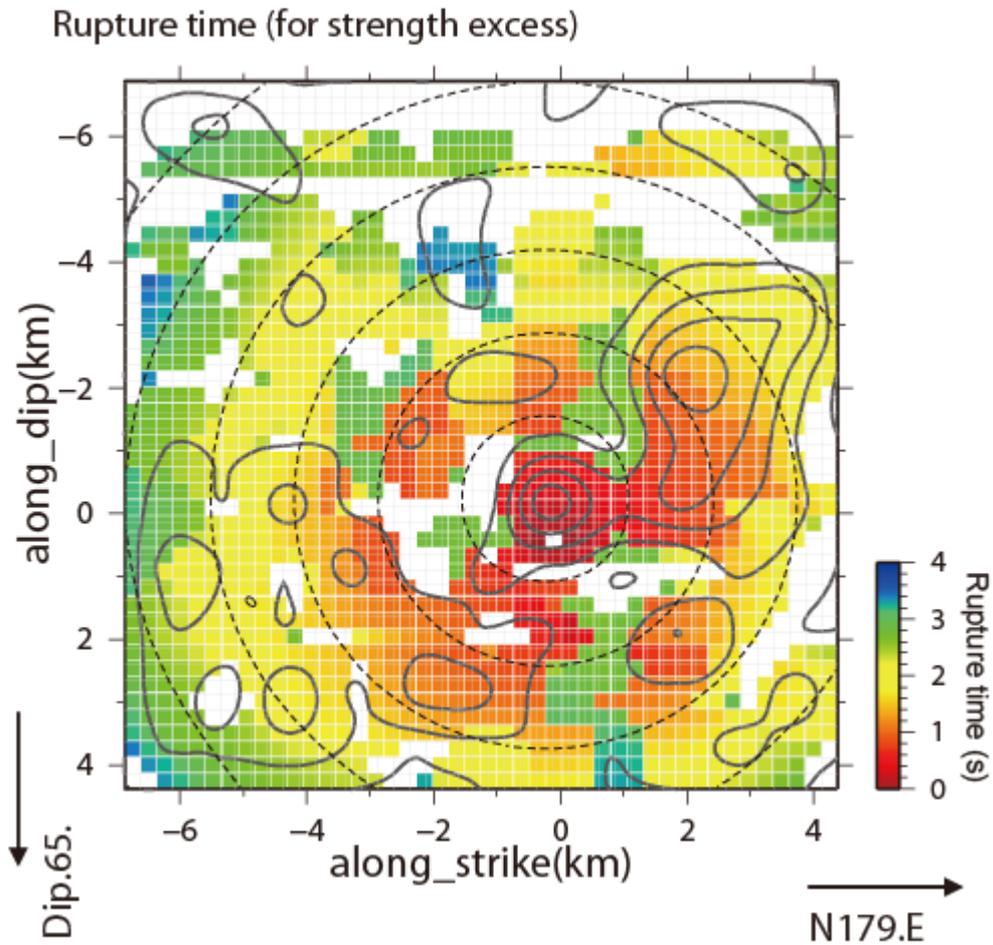


図 6.4.1.2-3 各要素断層での破壊強度までの時間（カラーコンター）。灰色線は、すべりのコンター、破線は破壊速度 2600 m/s の同心円破壊時間コンターを 0.5 秒間隔で示したものである。

### 6.4.1.3 検討対象地震における動力学パラメータの整理

運動学的震源インバージョン結果に基づいて推定された動力学パラメータについて、日本国内の4つの内陸地殻内地震（2008年岩手宮城内陸地震、2013年栃木県北部の地震、2013年淡路島付近の地震、2016年熊本地震4月16日本震）を対象として、HRA領域、断層全体領域での各パラメータの整理を実施した。整理したパラメータは、静的応力降下量、動的応力降下量、実効応力、破壊強度、臨界すべり量 ( $D_c$ )、Mikumo *et al.* (2003)の定義に基づく臨界すべり量 ( $D_c'$ )、破壊エネルギーの7つである。整理によって得られた結果は、以下の通りである。

1) 静的応力降下量、動的応力降下量、実効応力については、いずれの地震もHRA領域の方が全体断層領域よりも応力降下量（実効応力）の値が1.5–5倍程度大きい。2) 2008年岩手宮城内陸地震、2016年熊本地震本震のHRA領域の平均応力降下量は、強震動予測レシピで扱う関係式から予測される実効応力と良い一致を示している。3) 破壊強度に注目すると、HRAと断層全体領域の比が1付近にばらついていることから、HRAと断層全体で、値に大きな違いが無い。4) 臨界すべり量  $D_c$ 、 $D_c'$ は、いずれの地震もHRAの方が断層全体よりも2倍から3倍程度大きい。5)  $D_c$ 、 $D_c'$ の平均値に大きな違いは無く、ここで抽出された臨界すべり量は、異なるアプローチ（定義）からでもほぼ同様の値が推定できることが示された。6) 破壊エネルギーは、いずれの地震もHRAの方が断層全体よりも2倍から3倍程度大きい。

本節のように、各領域でのパラメータの平均値を整理することによって、系統的な傾向を捉えることは、特性化震源モデルの高度化において期待されることの1つであると考えられ、今後も、動力学パラメータの抽出事例を増やし、さらに他の震源他の震源パラメータ（破壊伝播速度等）との比較することで、これらの統計的特性を調べていくことが重要であると言える。

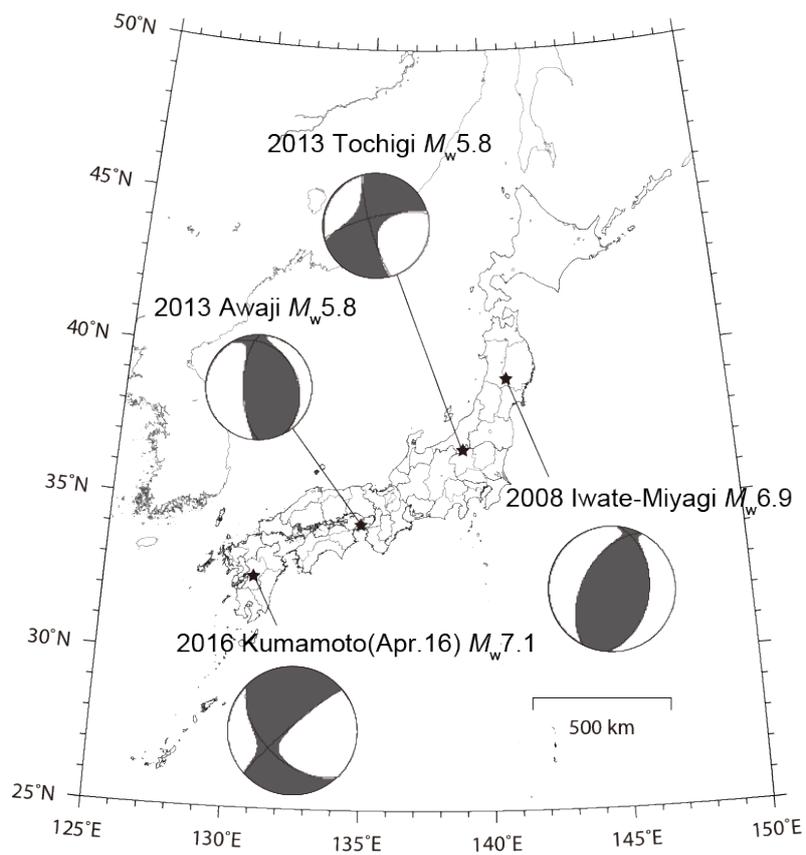


図 6.1.4.3-1 検討対象地震の震央分布と F-net の CMT 解の下半球投影図

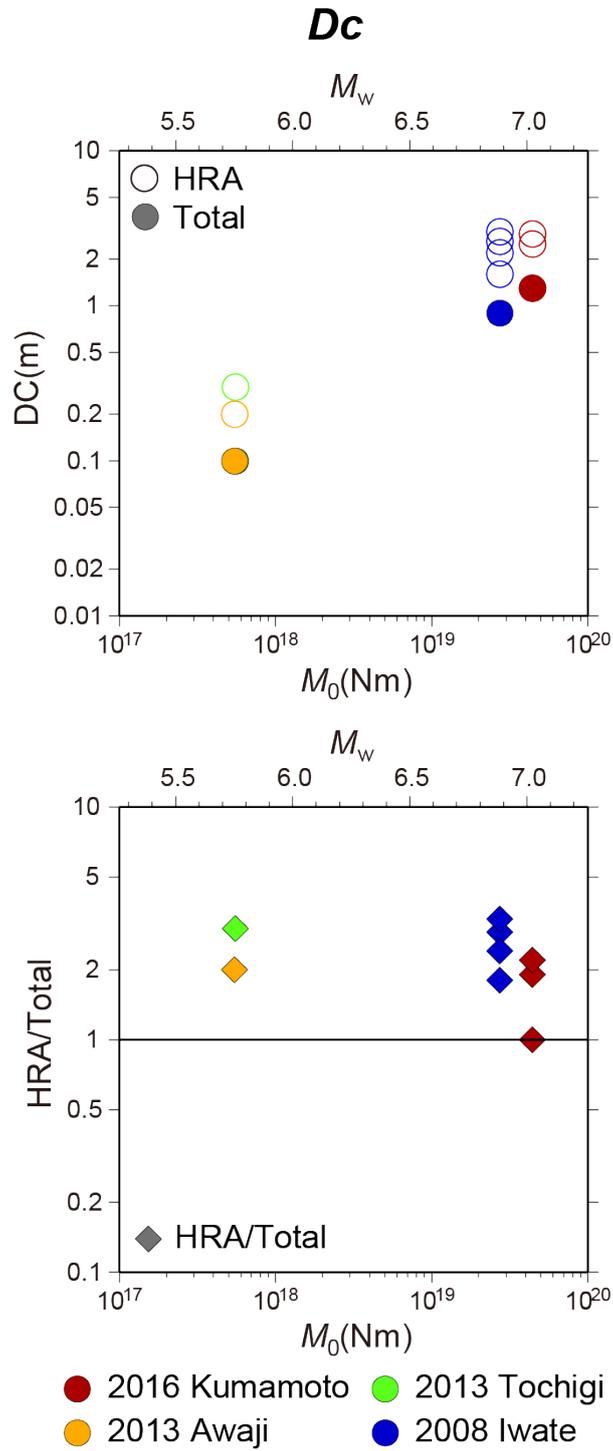


図 6.1.4.3-2 検討対象地震の HRA 領域, 全体領域での平均  $D_c$ , 全体領域に対する HRA 領域でのパラメータ値の比.

## 6.4.2 動力学シミュレーションによる震源スケーリング則の検討

観測記録があまり得られていない M7 クラスの内陸型地震の震源特性を調べるため、我々は  $M_w = 7.38-7.79$  の 10 個の大地震を対象として、動力的なマルチサイクル・シミュレーションを実施した。計算条件として、断層が成熟したケース ( $D_c$  値のばらつきが小さい) と未成熟なケース ( $D_c$  値のばらつきが大きい) の計 2 ケースの断層モデルを仮定した。主な検討結果は以下の通りである：

LSA 領域 (large slip area or slip asperity ; すべりが大きい領域またはアスペリティ領域) と HRA 領域 (high slip velocities ; すべり速度が大きい領域) の位置を比較した場合、成熟した断層では両者は主に重なっているが、一方で、未成熟な断層では両者は異なる結果が得られた (図 6.4.2-1 参考)。したがって、成熟した断層を仮定して LSA 領域のみ、或いは HRA 領域のみを用いた場合、それぞれの地震動シミュレーションで大きな PGV が現れる場所は、両方で類似している。しかしながら、未成熟な断層を仮定した場合、HRA 領域の場所に依存して大きな PGV が現れる場所は、両方で異なる可能性がある。また、浅い領域に比較的大きなすべりを持つ場合、そのシミュレーション地震動は、LSA 領域や HRA 領域の結果に加えて、さらに大きな地震動となっており、浅部のすべりが大きな地震動に影響を与えていることが示唆された。ただし、本検討結果については、観測地震動記録に基づいて検証される必要がある。ここでの結果は、断層面積と地震モーメント、及び平均すべり量と地震モーメントの経験的なスケーリング則 (Irikura and Miyake, 2011) と整合的である (図 6.4.2-2 参考)。しかしながら、LSA 領域は経験的なスケーリング則より小さい結果となった。HRA 領域は短い立ち上がり時間と早い破壊伝播速度の領域と一致しており、また、破壊伝播速度の変化 (発散パラメータ DIV) が大きい領域にも一致している (図 6.4.2-3 参考)。

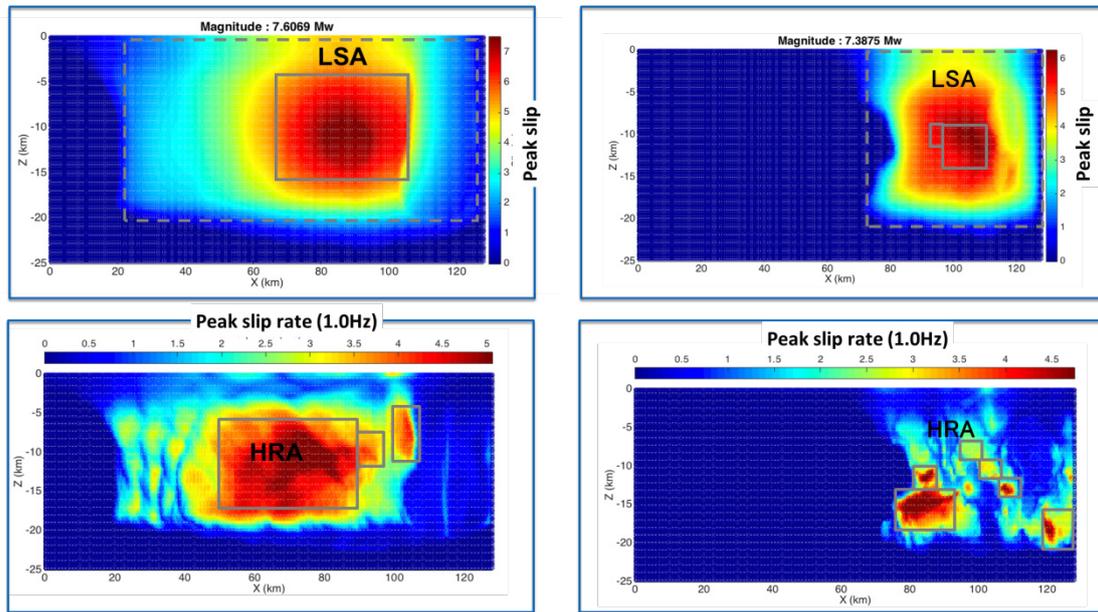


図 6.4.2-1 Somerville *et al.* (1999) の規範に従って抽出した LSA (上) と HRA (下) の比較. 左: 成熟した断層 ( $D_c$  値のばらつきが小さい), 右: 未成熟な断層 ( $D_c$  値のばらつきが大きい)。

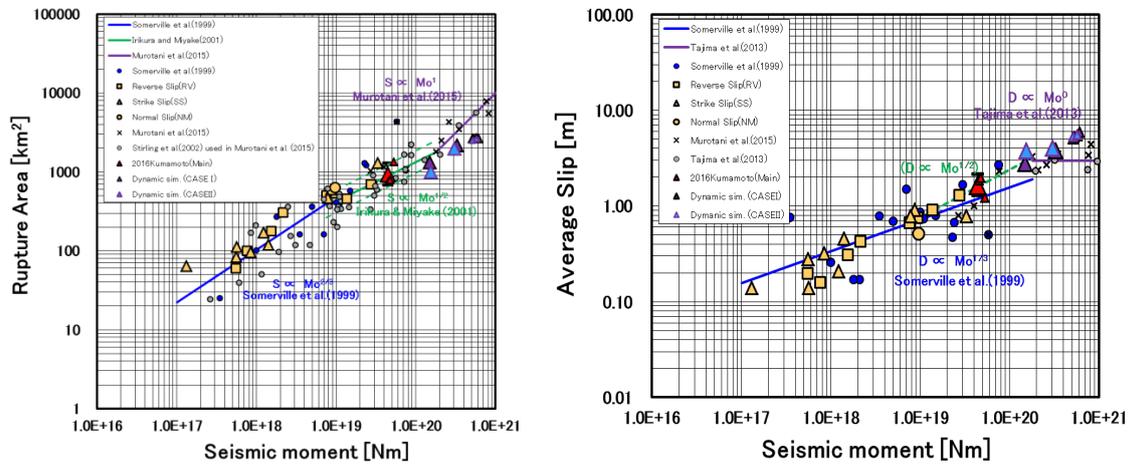


図 6.4.2-2 断層破壊面積と地震モーメント(左). 平均すべり量と地震モーメント(右). 図中の実線は 3 ステージ・スケーリング則 (Irikura and Miyake, 2011) を示す。濃青色の三角形は成熟した断層 ( $D_c$  値のばらつきが小さい), 薄青色の三角形は未成熟な断層 ( $D_c$  値のばらつきが大きい) を示す。

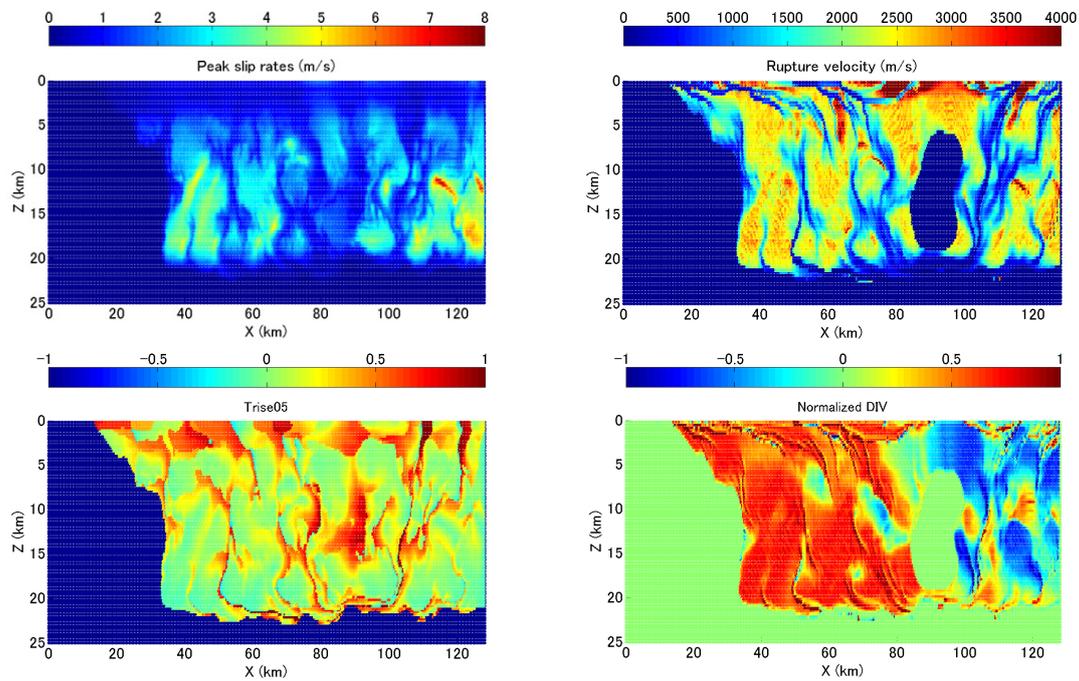


図 6.4.2-3 最大すべり速度（左上），破壊伝播速度（右上），立ち上がり時間（左下，log スケール）と破壊伝播速度の微分値（DIV）（右下）の例.