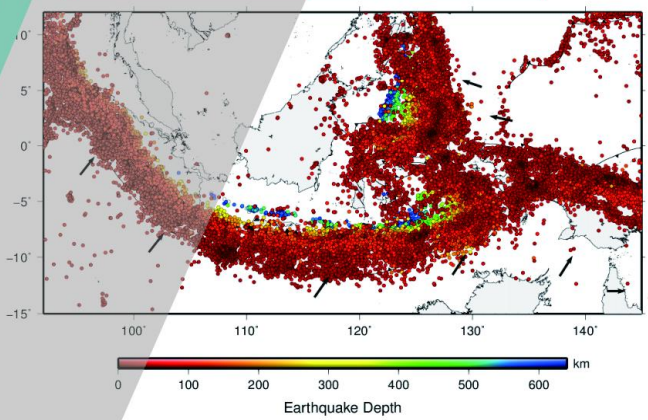
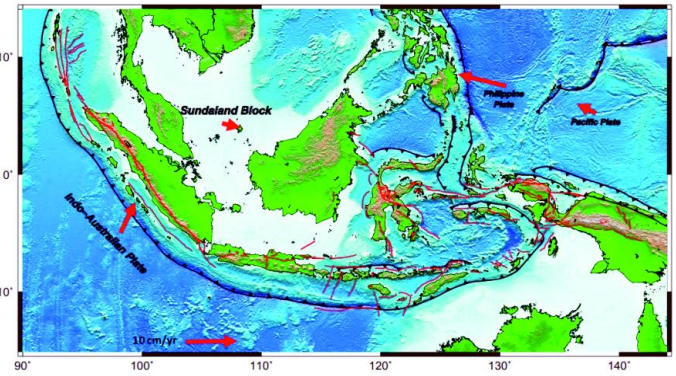
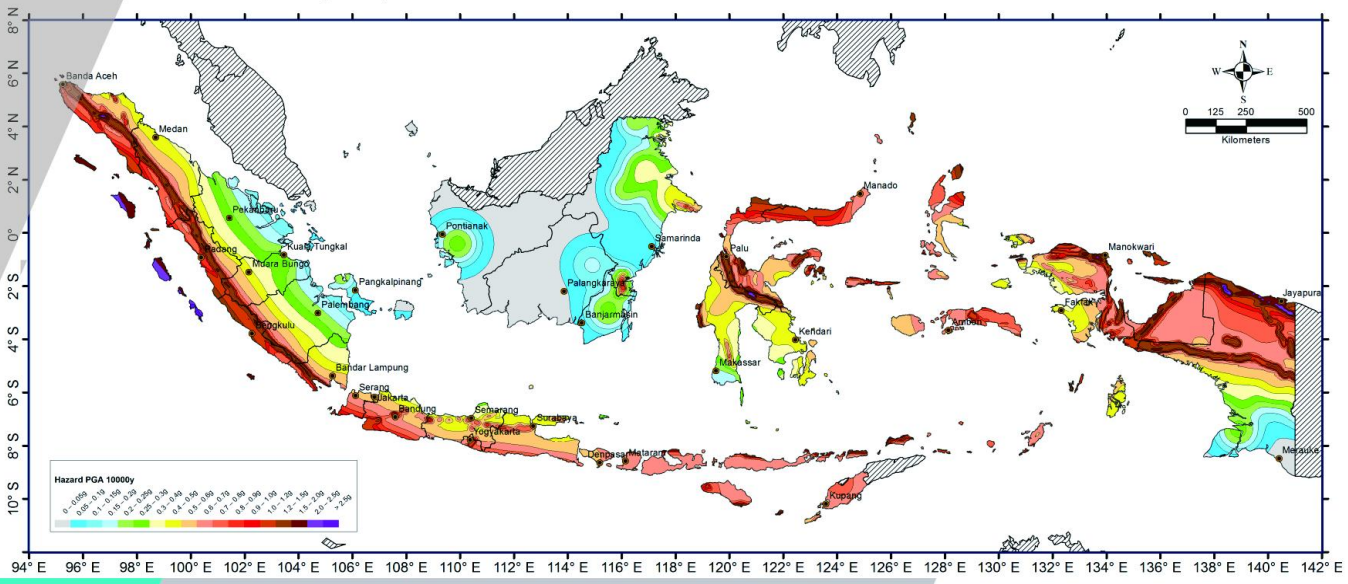
ISBN 978-602-5489-01-3

# PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA TAHUN 2017




Disusun oleh :

**Pusat Studi Gempa Nasional**

**Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman**

Badan Penelitian dan Pengembangan
Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Kerjasama :

# PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA

# INDONESIA TAHUN 2017

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman
Badan Penelitian dan Pengembangan
Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA TAHUN 2017**

**Disusun Oleh : Tim Pusat Studi Gempa Nasional**

**EDITOR**
Prof. Ir. Masyhur Irsyam, MSE, Ph.D.
Prof. Sri Widiyantoro, M.Sc, Ph.D.
Dr. Danny Hilman Natawidjaja
Dr. Irwan Meilano, ST, M.Sc.
Ariska Rudyanto, S.Si,Dipl.Tsu, Msc.
Dr. Sri Hidayati
Dr. Wahyu Triyoso
Dr. Nuraini Rahma Hanifa
Dr. Didiek Djarwadi
Ir. Lutfi Faizal
Sunarjito, S.T., M.T.

**ISBN : 978-602-5489-01-3**

**Penerbit :**
Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman
Badan Penelitian dan Pengembangan
Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jalan Panyaungan Cileunyi Wetan Kabupaten Bandung 40393
Telp 022 7998393
Fax 022 7998392

Cetakan Pertama, September 2017

Hak Cipta dilindungi undang-undang
Dilarang keras menerjemahkan, memfotocopy, atau memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit

**MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT**
**REPUBLIK INDONESIA**

# KATA SAMBUTAN

*Bismillahirrahmanirrahim,*
*Assalamualaikum Warahmatullahi Wabarakatuh*

Puji syukur kami panjatkan kepada Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat-Nya sehingga Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat Republik Indonesia dapat menerbitkan buku *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017.* Penerbitan buku ini diharapkan dapat bermanfaat bagi kehidupan bangsa dan negara Indonesia dalam memahami dan mengenal sumber-sumber karakteristik kegempaan serta dampak dan risiko yang akan ditimbulkannya.

Gempa adalah salah satu fenomena alam yang tidak dapat kita hindari atau tidak dapat dicegah. Kemunculan peristiwa gempa sangatlah sulit untuk diprediksi secara akurat. Oleh karena itu, hal ini menempatkan gempa sebagai salah satu bencana terbesar di Indonesia karena risiko yang dapat ditimbulkan. Sebagaimana diketahui seluruh wilayah Indonesia berada pada kawasan Cincin Api Pasifik, yaitu suatu kawasan yang paling sering mengalami gempa. Oleh karena itu dapat dikatakan, Indonesia selalu berhadapan dengan ancaman goncangan akibat pergerakan lempeng tektonik. Goncangan ini setidaknya dapat terjadi hampir setiap hari dengan kekuatan sekitar magnitudo 5 atau 6. Kekuatan yang lebih tinggi di atas magnitudo 7 juga berpotensi muncul yang diprediksi yang setiap tahunnya dapat terjadi dua hingga tiga kali. Risiko bahaya yang ditimbulkan sungguh luar biasa, baik berdasarkan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

korban jiwa maupun kerusakan infrastruktur dan terganggunya lingkungan hidup. Hal ini dapat dirasakan ketika gempa yang terjadi di Kabupaten Pidie Jaya, Provinsi Aceh pada hari Rabu,7 Desember 2016, Pukul 05.03.36 WIB. Gempa dengan kekuatan magnitudo 6,5 menimbulkan korban jiwa 104 orang, 139 orang luka berat, 718 orang luka ringan, dan 43.529 orang harus mengungsi. Disamping itu, gempa tersebut telah mengakibatkan kerugian infratruktur yang sangat besar. Puluhan ribu rumah dan gedung mengalami kerusakan dan roboh, jalan dan jembatan rusak, dan terganggunya sinyal komunikasi sehingga menimbulkan pemadaman listrik. Menyadari begitu besarnya dampak yang ditimbulkan oleh peristiwa gempa sebagaimana yang terjadi di Pidie Jaya, pemerintah dan seluruh lapisan masyarakat dituntut untuk selalu waspada dengan melakukan berbagai tindakan pencegahan. Melalui "kesiapsiagaan" berbagai dampak atau risiko yang mungkin timbul dapat diminimalkan. Untuk itu, semua informasi sumber gempa, penguasaan ilmu pengetahuan dan teknologi untuk penanganan pencegahan, penelitian dan penyiapan standar pedoman manual mitigasi bencana harus disebarkan kepada seluruh masyarakat Indonesia.

Tersusunnya buku *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017* oleh **Tim Pemutakhiran Peta Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017 dan Penyiapan Pusat Studi Gempa Nasional** dapat dijadikan ukuran capaian kinerja dari para peneliti dan akademisi dari beberapa kementerian dan lembaga, serta para praktisi dan asosiasi, untuk kepentingan bangsa dalam mempersiapkan masyarakat Indonesia untuk mampu menyiapkan diri dalam menghadapi bencana gempa kelak. Data sumber kegempaan yang ada hingga saat ini dapat menjadi acuan dasar yang lengkap dan akurat, khususnya dalam menyusun pemutakhiran peta bahaya gempa 2017, sehingga proses penyiapan peta ini dapat berlangsung secara terpadu dan berkelanjutan.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Saya berharap bahwa buku ini dapat disebarluaskan dan dipublikasikan kepada seluruh masyarakat Indonesia, khususnya untuk dijadikan acuan bagi para peneliti dan akademisi serta seluruh lapisan masyarakat. Terkait Peta Bahaya Gempa Indonesia 2017 diharapkan dapat dijadikan rujukan dan diterapkan dalam perencanaan dan perancangan infrastruktur tahan gempa di Indonesia.

*Wassalamualaikum Warahmatullahi Wabarakatuh.*

Jakarta, September 2017
MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN
PERUMAHAN RAKYAT,

Dr. Ir. M. Basuki Hadimoeljono, M. Sc.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# KATA SAMBUTAN

Puji syukur kita panjatkan kehadirat Allah SWT karena atas rahmat dan karunia-Nya buku *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia tahun 2017* yang ditulis oleh tim yang dibentuk oleh Surat Keputusan Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat No 364.1/KPTS/M/2016 di Bandung, tertanggal 10 Juni 2016 Tentang "**Tim Pemutakhiran Peta Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2007 dan Penyiapan Pusat Studi Gempa Nasional"** dapat terbit.

Buku ini diharapkan dapat dijadikan sebagai salah satu sumber data dan informasi yang terkait dengan ilmu kegempaan. Selain itu, penerbitan buku ini diharapkan dapat menyadarkan seluruh masyarakat Indonesia dalam memahami bahwa wilayah Indonesia sangat rawan terhadap bahaya gempa. Peristiwa gempa tidak dapat dihindari dan diprediksi secara tepat kapan akan terjadi. Hal ini tentunya akan menimbulkan ancaman bagi seluruh aspek kehidupan masyarakat Indonesia.

Segala upaya untuk mengurangi risiko bahaya gempa perlu dilakukan dengan tindakan pencegahan sebagai tindakan preventif penanggulangan bencana. Salah satu upaya yang dilakukan adalah dengan pemutakhiran Peta Hazard Gempa Indonesia 2010 yang dilakukan pada tahun 2017. Peta Bahaya Gempa Indonesia 2017 yang terdapat dalam buku ini dapat dijadikan acuan dan diterapkan untuk kepentingan perencanaan, pelaksanaan, dan pengendalian pembangunan infrastruktur, khususnya untuk mengurangi risiko bahaya gempa.

Akhirnya, saya mengucapkan terima kasih kepada seluruh tim penyusun yang terdiri dari para peneliti dan akademisi dari Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Kementerian Ristek dan Pendidikan Tinggi, Kementerian Perhubungan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Badan Nasional Penanggulangan Bencana, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia, Badan Informasi Geospasial, Institut Teknologi Bandung, dan unsur asosiasi/praktisi, serta Geoscience Australia yang telah mendukung dan menyempatkan waktunya untuk menyelesaikan tugas yang telah diamanahkan kepada kita semua.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Demikian, atas kerja sama yang telah dilaksanakan saya ucapkan terima kasih dan semoga Allah SWT selalu meridai setiap langkah kita dalam melaksanakan pembangunan .

Kepala,
Badan Penelitian dan Pengembangan,
Kementerian Pekerjaan Umum dan
Perumahan Rakyat

Dr. Ir. Danis H. Sumadilaga, M. Eng. Sc.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# KATA PENGANTAR

Menindaklanjuti penugasan Bapak Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat tentang perlunya pemutakhiran Peta Bahaya Gempa 2010 yang digunakan sebagai standar perencanaan gedung dan infrastruktur tahan gempa Indonesia, maka Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman, Badan Penelitian dan Pengembangan, telah selesai melakukan menyusun Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017.

Proses penyusunan Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017 saat ini berbeda dengan yang telah dilaksanakan sebelumnya. Proses pemutakhiran peta yang dilakukan saat ini telah memperhatikan rencana penyusunan yang terarah, terpadu, terkoordinasi, secara berkala dan berkelanjutan. Untuk itu, diperlukan Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN) yang mewadahi kegiatan yang melibatkan para peneliti, para akademisi, dan para pakar/praktisi dengan fungsi memberikan informasi ilmiah kegempaan untuk mempersiapkan bangsa Indonesia dalam menghadapi bahaya dan risiko gempa. Adapun tugasnya adalah 1) meneliti dan mengembangkan, mendiseminasi serta mempromosikan ilmu pengetahuan dan teknologi, perangkat-perangkat, dan praktik-praktik pengurangan risiko bencana gempa, 2) membangun sinergi antardisiplin ilmu dan kelembagaan yang terkait dengan gempa. PuSGeN beranggotakan tim penyusun dari Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Kementerian Riset Teknologi dan Pendidikan Tinggi, Kementerian Perhubungan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Badan Nasional Penanggulangan Bencana, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia, Badan Informasi Geospasial, Institut Teknologi Bandung, dan unsur asosiasi serta didukung oleh Geoscience Australia. Adapun pelaksanaan kegiatan Tim Pemuktahiran Peta Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017 dan Penyiapan Pusat Studi Gempa Nasional dibebankan kepada DIPA Kegiatan Pengembangan Kerja Sama di Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman, Badan Litbang, Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat Tahun Anggaran 2017.

Hasil capaian kegiatan PuSGeN adalah tersusunnya **"Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017"** serta konsep **"Organisasi dan Tata Laksana Pusat Studi Gempa Nasional**". Adapun jenis kegiatan yang dilaksanakan berupa rapat masing-masing kelompok

PUSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

kerja (pokja), rapat rutin semua ketua pokja setiap dua minggu, rapat konsinyasi masing-masing pokja, rapat konsinyasi para ketua pokja, seminar/*workshop*, dan lain-lain.

Semoga hasil kerja keras tim penyusun dapat memberikan manfaat bagi pembangunan infrastruktur yang tahan gempa. Kami menyadari masih ada kekeliruan atau kekurangan dalam pelaksanaan kegiatan penyusunan **"Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017"** serta konsep **"Organisasi dan Tata Laksana Pusat Studi Gempa Nasional**". Semoga di masa yang akan datang dapat kami perbaiki dan sempurnakan.

Kepala,
Pusat Penelitian dan Pengembangan
Perumahan dan permukiman,

Prof (R). Dr. Ir. Arief Sabaruddin, CES.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# KATA PENGANTAR

Sejak terbitnya Peta Hazard Gempa Indonesia 2010 sampai dengan enam tahun berikutnya, sesuai dengan rekomendasi dalam laporan Peta Hazard Gempa Indonesia 2010, maka pada tahun 2017 ini perlu dilakukan pemutakhiran mengikuti perkembangan terkini ilmu dan teknologi kegempaan. Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 ditingkatkan dengan mempertimbangkan antara lain:

1. Peningkatan kualitas meliputi *updating*, penambahan, penemuan, dan identifikasi sumber gempa yang baru baik dari aspek geologi, aspek geodesi, aspek seismologi dan instrumentasi, aspek *ground motion prediction equation*, maupun aspek *seismic hazard analysis.*
2. Adanya informasi baru terkait identifikasi sesar-sesar aktif dengan jumlah yang cukup signifikan, baik sesar aktif yang belum terkuantifikasi dengan baik saat penyusunan Peta Hazard Gempa Indonesia 2010 maupun sesar-sesar aktif baru yang terkuantifikasi dengan lebih baik berdasarkan penelitian lapangan seperti studi sesar aktif dengan metode *trenching*, *carbon dating*, relokasi episenter, analisis regangan dengan data geodetik.
3. Ketersediaan data dasar topografi yang lebih banyak dengan resolusi yang lebih baik yaitu data topografi SRTM-30, IFSAR, dan LIDAR.
4. Penggunaan katalog gempa yang lebih lengkap dan lebih akurat dengan meng-*update* katalog gempa sampai tahun 2016 yang direlokasi dengan model kecepatan 3D, dan pendetilan sumber gempa *background*.

Pada penyusunan Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 ini juga dilengkapi dengan buku *Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017* yang dapat dimanfaatkan sebagai data dasar dan informasi terkait kondisi gempa Indonesia.

Keberhasilan penyusunan Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 tidak lepas dari peran Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN) yang telah diinisiasi oleh Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat. PuSGeN berperan sebagai wadah untuk simpul pertemuan dan koordinasi antarpeneliti gempa dari berbagai kementerian/ lembaga dan dengan latar belakang keahlian yang berbeda sehingga dapat saling bertukar informasi dan mengumpulkan hasil penelitian sesuai tugas institusinya.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Perlu dipahami bahwa mengingat Indonesia merupakan daerah yang sangat rawan gempa, walaupun sudah menggunakan hasil-hasil terbaru yang dimutakhirkan pada versi ini, namun masih banyak sumber-sumber gempa yang belum teridentifikasi dan terkuantifikasi secara baik pada versi 2017 ini. Maka di masa yang akan datang penelitian kegempaan sangat dibutuhkan untuk mendapatkan input parameter sumber gempa yang semakin baik dalam pembuatan pemutakhiran peta gempa Indonesia dan secara rutin serta menyempurnakan peta gempa Indonesia.

Atas nama seluruh anggota tim pemutakhiran dan semua anggota PuSGeN, kami mengucapkan terima kasih atas segala daya upaya seluruh anggota tim dalam menyiapkan Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017.

Ketua,
Tim Pemutakhiran Peta Sumber dan Bahaya Gempa
Indonesia Tahun 2017 dan
Tim Penyiapan Pusat Studi Gempa Nasional,

Prof. Ir. Masyhur Irsyam, MSE, PH.D

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# TIM PENYUSUN

| | |
|---|---|
| Pembina | Dr. Ir. M. Basuki Hadimoeljono, M. Sc. |
| Tim Pengarah | Dr. Ir. Danis H. Sumadilaga, M. Eng. Sc. |
| | Dr. Ir. Arie Setiadi Moerwanto, M. Sc. |
| Koordinator | Prof (R). Dr. Ir. Arief Sabaruddin, CES |
| Ketua | Prof. Ir. Masyhur Irsyam, MSE, Ph.D (ITB, AIPI, HATTI) |
| Wakil Ketua | Ir. Lutfi Faizal (Puskim-PUPR) |
| Kelompok Geologi | |
| Ketua | Dr. Danny Hilman Natawidjaja (LIPI) |
| Anggota | - Benyamin Sapiie, Ph. D (ITB) |
| | - Dr. Supartoyo, S.T., M.T. (Kemen. ESDM) |
| | - Dr. Akhmad Solikhin (Kemen. ESDM) |
| | - Dr. Mudrik R. Daryono, S.T., M.T. (LIPI) |
| | - Dr. Astyka Pamumpuni, S.T., M.T. (ITB) |
| | - Dr. Gayatri Indah Marliyani, S.T., M.Sc. (UGM) |
| | - Dr. Ma'ruf Mukti (LIPI) |
| | - Subandriyo, M.Si. |
| Kelompok Geodesi | |
| Ketua | Dr. Irwan Meilano, S.T., M.Sc. (ITB) |
| Anggota | - Prof. Hasanuddin, Z.A (BIG/ITB) |
| | - Joni Effendi, S.T., M.T. (BIG) |
| | - Susilo, S.T., M.T. (BIG) |

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

- Dr. Daryono, S.Si.,M.Si. (BMKG)
- Drs. Cecep Sulaeman, M.Sc. (Kemen. ESDM)
- Pandu Adi Minarno, S.T. (Kemen. ESDM)
- Dr. Ir. Dina A. Sarsito, M.T. (ITB)
- Dr. Endra Gunawan (ITB)
- Dr. Nuraini Rahma Hanifa (ITB)
- Teguh Purnama Sidiq, S.T., M.T. (ITB)
- Awaluddin, M.T. (Undip)
- Arkadia Rhamo, M.T. (PUPR)
- Putra Maulida, S.T., M.T. (ITB)
- Alwidya A. Safitri, S.T., M.T. (ITB)
- Yola Aziz Herawati, S.T. (ITB)
- Suchi Rahmadani, S.T. (ITB)
- Refi Rizqi Ramadian, S.T. (ITB)

Kelompok Seismologi dan Instrumentasi

Ketua — Prof. Sri Widiyantoro, M.Sc, Ph.D. (ITB, AIPI)

Anggota
- Prof. Dr. A. Nanang T. Puspito, M.Sc. (ITB)
- Dr. Andri Dian Nugraha, S.Si., M.Si. (ITB)
- Dr. Ir. Mohammad Ridwan (Puskim-PUPR)
- Dr. Wahyu Triyoso (ITB)
- Dr. Ret. Nat. Muzli (BMKG)
- Dr. Wandono, M.Si. (BMKG)
- Hasbi Ash Shiddiqi, S.T., M.T. (ITB)
- Shindy Rosalia, S.T. (ITB)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

- Pepen Supendi, S.T., M.Si. (BMKG)
- Dr. Nurliah Sodikin
- Rexha Verdona, M.T.
- Ridwan Kusnandar
- Jajat Jatmika
- Nova Heryandoko

Kelompok Katalog Gempa

Ketua — Dr. Wahyu Triyoso (ITB)

Anggota
- Dr. Andri Dian Nugraha, S.Si, M.Si. (ITB)
- Dr. Ir. Muhammad Asrurifak, M.T. (HATTI)
- Dr. I Wayan Sengara (ITB)
- Pepen Supendi, S.T., M.Si. (BMKG)
- Shindy Rosalia, S.T. (ITB)
- Fahmi Aldiamar, M.T. (PUPR)

Kelompok Ground Motion Prediction Equation (GMPE)

Ketua — Ariska Rudyanto, S.Si,Dipl.Tsu, M.Sc. (BMKG)

Anggota
- Dr. Wahyu Triyoso, M.Sc. (ITB)
- Dr. I Wayan Sengara (ITB)
- Dr. Ir. Windu Partono (Universitas Diponegoro)
- Prof. Wijoyo Prakoso (Universitas Indonesia)
- Sigit Pramono, M.Si. (BMKG)
- Dr. Jaya Murjaya (BMKG)
- Oriza Sativa, S.T. (BMKG)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

- Fajri Syukur Rahmatullah, M.Si. (BMKG)
- Fajar Budi Utomo, S.T. (BMKG)
- Reguel Mikhail Hutabarat, M.T. (ITB)

Kelompok Seismic Hazard Analysis (SHA)

Ketua — Dr. Sri Hidayati (Kemen. ESDM)

Anggota
- Dr. Ir. Muhammad Asrurifak, M.T. (HATTI)
- Dr. Hendriyawan (ITB)
- Fahmi Aldiamar, S.T., M.T. (Pusjatan-PUPR)
- Adhi Yudha Mulia, S.T., M.Eng. (Puskim-PUPR)
- Amalfi Omang, S.Si., M.Phil. (Kemen. ESDM)
- Artadi Pria Sakti, M.Si. (BMKG)
- Mahdi Ibrahim Tanjung, S.T., M.T. (Pusair-PUPR)
- Imam Catur Priambodo, S.Si. (Kemen. ESDM)
- R. Robiana, S.Si. (Kemen. ESDM)
- Haunan Afif, S.Si. (Kemen. ESDM)
- Rika Swastikarani, S.Si. (Kemen. ESDM)
- Laksamana M. Sakti (ITB)
- Desyanti, S.T., M.T. (Pusjatan – PUPR)
- Chiko B. Mulya, S.T., Dipl. EEng., MDM (Puskim-PUPR)

Didukung Kerja Sama Internasional
- Prof. Phil Cummins (Geoscience Australia - Australian National University)
- Dr. Hadi Ghasemi (Geoscience Australia)
- Dr. David Robinson (Geoscience Australia - DMInnovation)
- Dr. Graeme Weatherill (Global Earthquake Model - Italy)
- U.S. Geological Survey (Perangkat lunak *Probabilistic Seismic Hazard Analysis*)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

# DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR ..... xi

TIM PENYUSUN ..... xiii

DAFTAR ISI ..... xvii

BAB I PENDAHULUAN ..... 1

1.1 Tektonik Indonesia ..... 1

1.2 Perkembangan Peta Gempa Indonesia ..... 4

1.3 Kebutuhan Pemutakhiran Peta Gempa Indonesia ..... 6

1.4 Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN) ..... 8

1.5 Kontribusi Pokja ..... 12

BAB II GEOLOGI GEMPA INDONESIA ..... 19

2.1 Gambaran Umum ..... 19

2.1.1 Identifikasi Morfologi Gempa ..... 20

2.1.2 Penggunaan Data Digital Topografi dan Sistem Informasi Geografis (GIS) ..... 21

2.1.3 Segmentasi dan Seksi (Section) Sesar ..... 21

2.1.4 Survei Geofisika Bawah Permukaan Dangkal Menggunakan Metode Ground Penetrating Radar (GPR) dan Geolistrik ..... 22

2.1.5 Metode Paleoseismologi ..... 23

2.1.6 Deskripsi Pergeseran Akibat Kejadian Gempa ..... 24

2.1.7 Pemilihan Sampel dan Penarikhan Umur ..... 24

2.2 Geologi Sumatra ..... 26

2.2.1 Sesar dan Sesar Aktif di Sumatra ..... 27

2.2.2 Zona Sesar Sumatra ..... 28

2.2.3 Sesar-sesar Utama di Perairan Sumatra ..... 36

2.2.4 Zona Subduksi Sumatera ..... 40

2.3 Geologi Jawa ..... 41

2.3.1 Zona Subduksi Jawa ..... 42

2.3.2 Sesar Aktif di Jawa Bagian Darat ..... 44

2.4 Geologi Sulawesi ..... 52

2.4.1 Pemetaan Sesar Aktif – Geometri dan Segmentasi Sesar ..... 53

2.5 Geologi Maluku ..... 57

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

2.6 Geologi Papua.... 60
2.6.1 Sesar Aktif di Papua 68
2.6.2 Subduksi di Papua 73
2.7 Geologi Bali, Nusa Tenggara, Banda Sea 74
2.8 Geologi Kalimantan 77
2.9 Kesimpulan Pokja Geologi 80
BAB III KEGEMPAAN INDONESIA 81
3.1 Gambaran Umum 81
3.2 Relokasi Gempa di Indonesia 81
3.2.1 Data 82
3.2.2 Pengolahan Data 83
3.2.3 Hasil Relokasi Program TeletomoDD 83
3.3 Konversi Magnitudo 89
3.3.1 Konversi $m_b$ ke dalam $M_w$ 89
3.3.2 Konversi $M_s$ ke dalam $M_w$ 90
3.3.3 Konversi $M_L$ ke dalam $M_w$ 90
3.4 Katalog Gempa Indonesia 93
3.5 Kegempaan Sumatera 98
3.6 Kegempaan Jawa 100
3.7 Kegempaan Sulawesi 105
3.8 Kegempaan Papua 107
3.9 Kegempaan Maluku 109
3.10 Kegempaan Bali, Nusa Tenggara, dan Laut Banda 113
3.11 Kegempaan Kalimantan 116
3.12 Kesimpulan 117
BAB IV TEKTONIK GEODESI INDONESIA 119
4.1 Gambaran Umum 119
4.2 Kontribusi Pokja Geodesi 120
4.3 Data GPS 122
4.4 Metode 123
4.4.1 Metode Pengolahan GPS 123
4.4.2 Metode Perhitungan Velocity 127
4.4.3 Metode Perhitungan Regangan 128

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

4.4.4 Metode Perhitungan Laju Geser Sesar ..... 129
4.5 Kecepatan Deformasi dan Strain di Indonesia ..... 131
4.6 Tektonik Geodesi Sumatra ..... 133
4.6.1 Tektonik Sumatra ..... 133
4.6.2 Studi GPS di Sumatra ..... 134
4.6.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Sumatra berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 135
4.6.4 Kesimpulan ..... 147
4.7 Tektonik Geodesi Jawa ..... 148
4.7.1 Tektonik Jawa ..... 148
4.7.2 Studi GPS di Jawa ..... 148
4.7.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Jawa berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 150
4.7.4 Kesimpulan ..... 160
4.8 Tektonik Geodesi Sulawesi ..... 161
4.8.1 Tektonik Sulawesi ..... 161
4.8.2 Studi GPS di Sulawesi ..... 162
4.8.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Sulawesi berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 162
4.8.4 Kesimpulan ..... 171
4.9 Tektonik Geodesi Maluku ..... 172
4.9.1 Tektonik Maluku ..... 172
4.9.2 Studi GPS di Maluku ..... 173
4.9.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Maluku berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 176
4.10 Tektonik Geodesi Papua ..... 176
4.10.1 Tektonik Papua ..... 176
4.10.2 Studi GPS di Papua ..... 176
4.10.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Papua berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 178
4.10.4 Kesimpulan ..... 178
4.11 Tektonik Geodesi Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea ..... 179
4.11.1 Tektonik Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea ..... 179
4.11.2 Studi GPS di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea ..... 180
4.11.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea berdasarkan Data GPS hingga 2016 ..... 180

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

4.12 Tektonik Geodesi Kalimantan ..... 181
4.13 Segmentasi Subduksi ..... 181
4.13.1 Subduksi di Sumatra ..... 182
4.13.2 Subduksi Jawa ..... 183
4.13.3 Subduksi di Sulawesi ..... 185
4.13.4 Subduksi di Papua ..... 186
4.13.5 Subduksi di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea ..... 186
4.13.6 Segmentasi Subduksi/Megathrust 2017 ..... 187
4.14 Kesimpulan Pokja Geodesi ..... 191
BAB V GROUND MOTION PREDICTION EQUATION ..... 193
5.1 Gambaran Umum ..... 193
5.2 Faktor Yang Berpengaruh Pada GMPE ..... 195
5.2.1. Magnitudo Gempa ..... 196
5.2.2. Jarak Sumber Gempa ..... 197
5.2.3. Mekanisme/Jenis Sumber Gempa ..... 199
5.3 Persamaan GMPE untuk Studi Hazard di Indonesia ..... 202
5.3.1. Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2008) NGA ..... 205
5.3.2. Persamaan GMPE Campbell - Bozorgnia (2008) NGA ..... 206
5.3.3. Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2008) NGA ..... 208
5.3.4. Persamaan GMPE Youngs dkk. (1997) ..... 210
5.3.5. Persamaan GMPE Atkinson dan Boore Wordwide Data (2003) ..... 212
5.3.6. Persamaan GMPE Atkinson dan Boore Cascadia Intraslab (2003) ..... 213
5.3.7. Persamaan GMPE Zhao dkk. (2006) ..... 216
5.4 Persamaan GMPE untuk Pengembangan Peta Bahaya Gempa Indonesia 2017 ..... 218
5.4.1 Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2014) NGA untuk gempa fault dan shallow background ..... 220
5.4.2 Persamaan GMPE Campbell - Bozorgnia (2014) NGA untuk gempa fault dan shallow background ..... 226
5.4.3 Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2014) NGA untuk gempa fault dan shallow background ..... 234
5.4.4. Persamaan GMPE BCHYDRO (2012) (untuk sumber gempa subduksi) ..... 240
BAB VI SEISMIC HAZARD ANALYSIS ..... 247
6.1 Gambaran Umum ..... 247

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

6.1.1 Pendahuluan.....247
6.1.2 Deterministic Seismic Hazard Analysis .....250
6.1.3 Probabilistic Seismic Hazard Analysis.....252
6.1.4 Proses Kalkulasi Bahaya Goncangan Gempa.....2555
6.1.5 Perangkat Lunak PSHA.....275
6.2 Hasil PSHA..... .....276
BAB VII REKOMENDASI .....285
7.1 Bidang Geologi .....285
7.2 Bidang Seismologi .....286
7.3 Bidang Geodesi .....287
7.4 Bidang Ground Motion Prediction Equation (GMPE) .....287
7.5 Bidang Seismic Hazard Analysis (PSHA) .....288
DAFTAR PUSTAKA.....289
LAMPIRAN - A : Peta Tektonik Indonesia Tahun 2017.....334
LAMPIRAN - B : Katalog Gempa PuSGeN Tahun 2017.....336
LAMPIRAN - C : Peta Sumber Gempa Indonesia Tahun 2017.....338
LAMPIRAN - D : Peta Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017.....346
LAMPIRAN - E : Konsep Organisasi Dan Tata Laksana Pusat Studi Gempa Nasional .....361

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

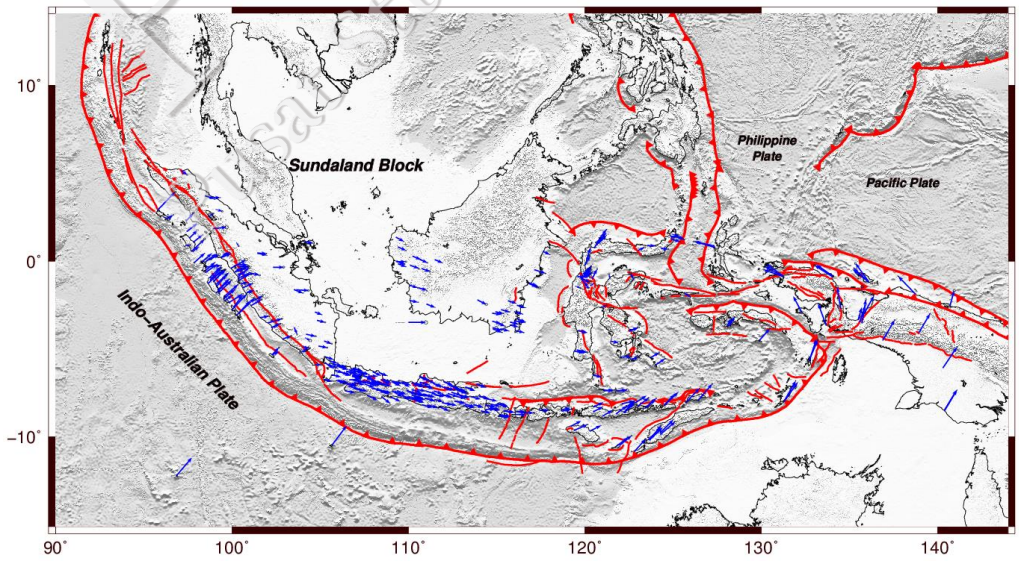
PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB I
# PENDAHULUAN

*Masyhur Irsyam, Lutfi Faisal, Irwan Meilano, Danny Hilman Natawidjaja, Sri Widiyantoro, Ariska Rudianto, Wahyu Triyoso, Sri Hidayati, Nuraini Rahma Hanifa, Endra Gunawan, Mudrikh Daryono, Astyka Pamumpuni, Pepen Supendi, Shindy Rosalia, Amalfi Omang, Yola Azis Herawati, Suchi Rahmadani, Alwidya Angga Safitri, Refi Rizqi Ramadian*

## 1.1 Tektonik Indonesia

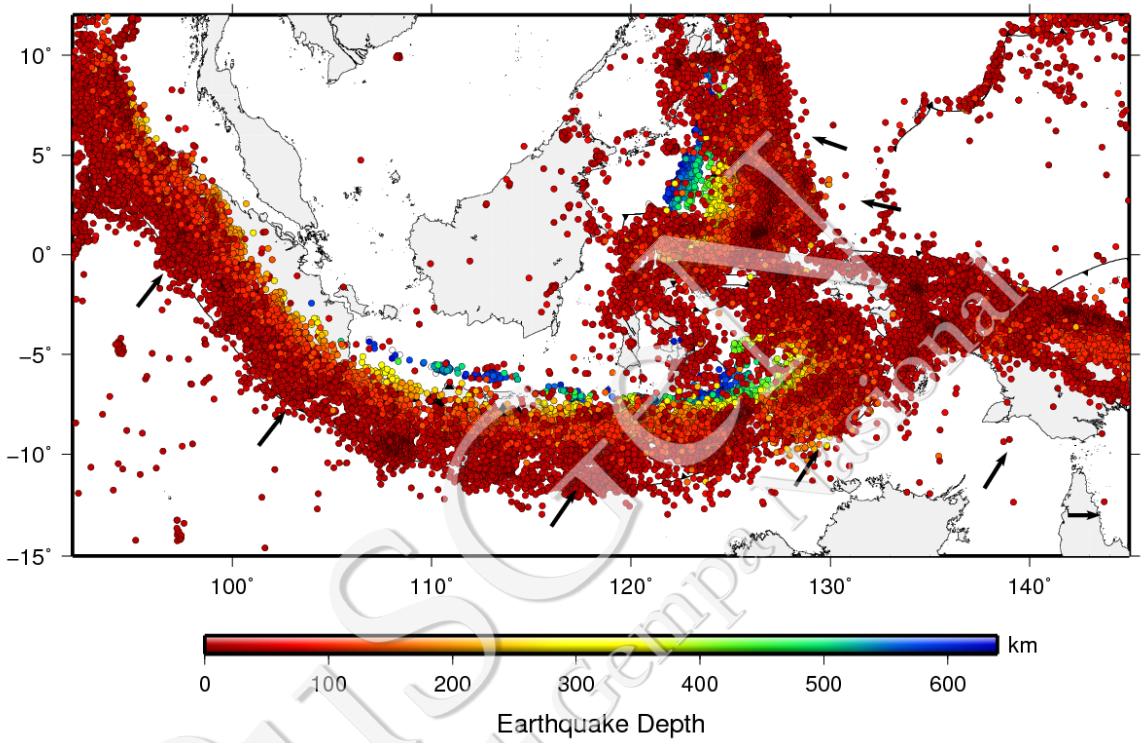
Kondisi tektonik Indonesia yang terletak pada pertemuan lempeng besar dunia dan beberapa lempeng kecil atau *microblocks* (Bird, 2003), menyebabkan daerah tersebut berpotensi mengalami banyak kejadian gempa. Indonesia dikelilingi oleh empat lempeng utama, yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Indo-Australia, Lempeng Laut Filipina, dan Lempeng Pasifik. Penelitian lanjutan menggunakan informasi geodetik, geologis, dan seismologis menunjukkan bahwa tektonik di Indonesia dapat dibagi ke dalam beberapa lempeng kecil, yaitu Burma, Sunda, Laut Banda, Laut Maluku, Timor, Kepala Burung, Maoke, dan Woodlark (Gambar I-1).




Gambar I-1. Peta tektonik wilayah Indonesia dari data geodetik hingga tahun 2016, vektor kecepatan pada referensi sistem ITRF 2008

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Sebagai akibat dari proses tektonik yang terjadi, peristiwa gempa sering terjadi di sebagian besar wilayah Indonesia sebagaimana terlihat pada Gambar I-2. Salah satu sumber gempa yang telah jelas teridentifikasi adalah zona subduksi aktif di bagian barat hingga bagian timur Indonesia. Selain itu, sisa energi dari proses tumbukan antar lempeng tersebut akan mengakibatkan adanya sesar di daratan atau lautan di beberapa pulau dan laut Indonesia.




Gambar I-2. Gempa di Indonesia hasil relokasi hingga 2016 (Katalog PuSGeN, 2016)

Di bagian barat Indonesia, proses penunjaman Lempeng Indo-Australia kedalam Lempeng Eurasia di barat Sumatra mengakibatkan kejadian gempa dengan nilai magnitudo 8 atau 9, seperti yang terjadi pada gempa tahun 2004 di Aceh ($M_w$ = 9,2), di Nias tahun 2005 ($M_w$ = 8,7), di Bengkulu tahun 2007 ($M_w$ = 8,5), dan di Mentawai tahun 2010 ($M_w$ = 7,8). Gempa di Aceh tahun 2004 dinilai oleh *National Geographic* sebagai bencana alam terburuk urutan nomor 2 sepanjang masa, berdampak pada 14 negara, menyebabkan kematian 220.000+ jiwa, 1.5 juta+ penduduk kehilangan tempat tinggal, serta kerugian ekonomi 10 billion USD. Ada pun di Selatan Jawa, gempa yang terjadi di Pacitan tahun 1994 ($M_w$ = 7,8) dan Pangandaran tahun 2006 ($M_w$ = 7,8) telah mengakibatkan gelombang tsunami dengan tinggi mencapai ~20m (Mori dkk., 2007; Fritz dkk., 2007).

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Dari diskusi di atas dapat dilihat bahwa terjadi perbedaan tingkat kelas magnitudo antara zona subduksi di barat Sumatra dan di selatan Jawa. Zona subduksi di bagian selatan Jawa 'hanya' menghasilkan kejadian gempa dengan kelas magnitudo 7 dalam kurun waktu 20 tahun terakhir. Meskipun salah satu penelitian terakhir menunjukkan bahwa potensi gempa dengan kelas nilai magnitudo 8 atau 9 mungkin terjadi di zona subduksi di bagian barat Jawa (Hanifa dkk., 2014).

Selain di barat Sumatra dan selatan Jawa, zona subduksi juga telah diidentifikasi keberadaannya di sekitar Halmahera dan utara Sulawesi. Setidaknya gempa magnitudo 7,1 telah terjadi di zona subduksi Sangihe di tahun 2014 (Gunawan dkk., 2016a). Selain itu, gempa *swarm* juga telah diidentifikasi kejadiannya di tahun 2015 di daerah ini (Gunawan dkk., 2016b). Gempa *swarm* adalah sebuah peristiwa dimana suatu area lokal mengalami sekuens aktivitas gempa yang memiliki magnitudo kecil (M<5) tanpa adanya gempa kuat sebagai gempa utama. Durasi terjadinya gempa *swarm* bervariasi antara harian, minggu atau bulan.

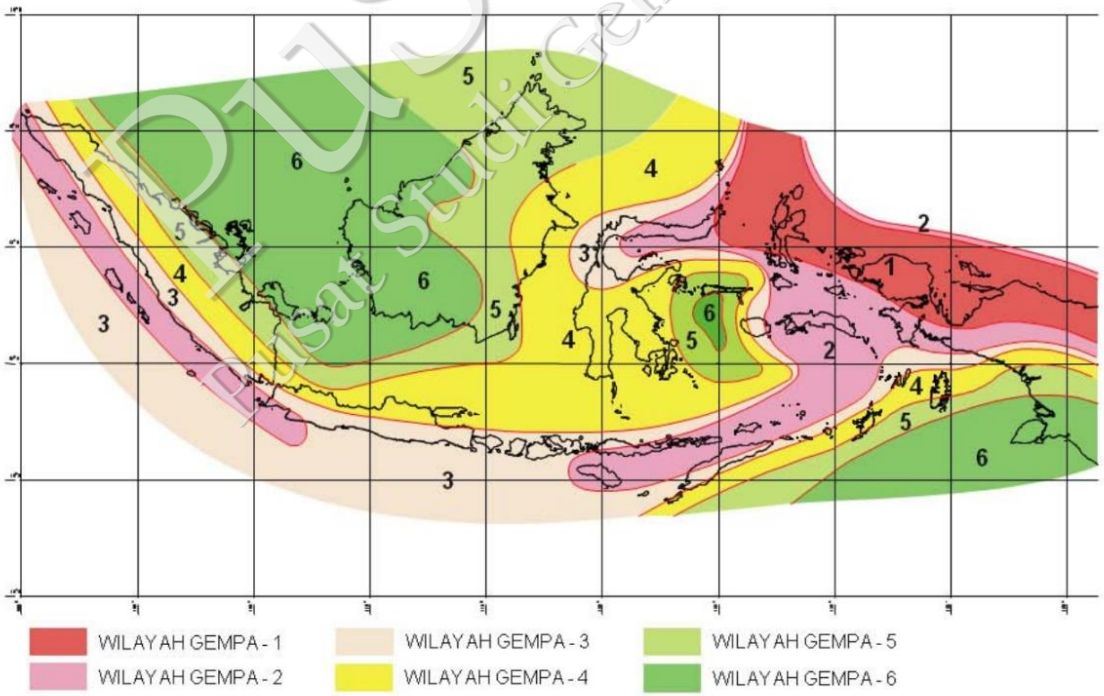
Selain itu juga terjadi beberapa gempa darat merusak dalam dekade terakhir seperti gempa Yogyakarta 2006 ($M_w$ = 6,3), gempa Padang ($M_w$ = 7,6) pada September 2009, serta terakhir gempa Pidie Jaya di Aceh pada Desember 2016 ($M_w$ = 6,5). Gempa-gempa yang terjadi dalam dekade terakhir tersebut mengakibatkan kehilangan jiwa serta kerugian material yang mempengaruhi sektor ekonomi dan pembangunan. Besar kerugian secara ekonomi yang terjadi sejak tahun 2004-2010 bervariasi dari US$ 39 juta sampai dengan US$ 4,7 Milliar dan menyebabkan lebih dari 250.000 korban jiwa berdasarkan data dari BNPB dan UNISDR.

Melalui informasi yang diperoleh dari data geofisika, geodesi, dan kegempaan, zona subduksi (penunjaman/sesar/patahan) dapat disebut sebagai zona sumber gempa atau *algerismic source zone* (Algermisen dkk, 1982; Adams dan Basham, 1991; Kertapati dkk, 2006). Dari hal ini dapat dikatakan bahwa sumber gempa adalah suatu zona yang dapat diidentifikasi dari data geologi, geodesi, geofisika, dan dari aspek kegempaan sehingga mempunyai potensi menimbulkan gempa di waktu mendatang (Asrurifak, 2010).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

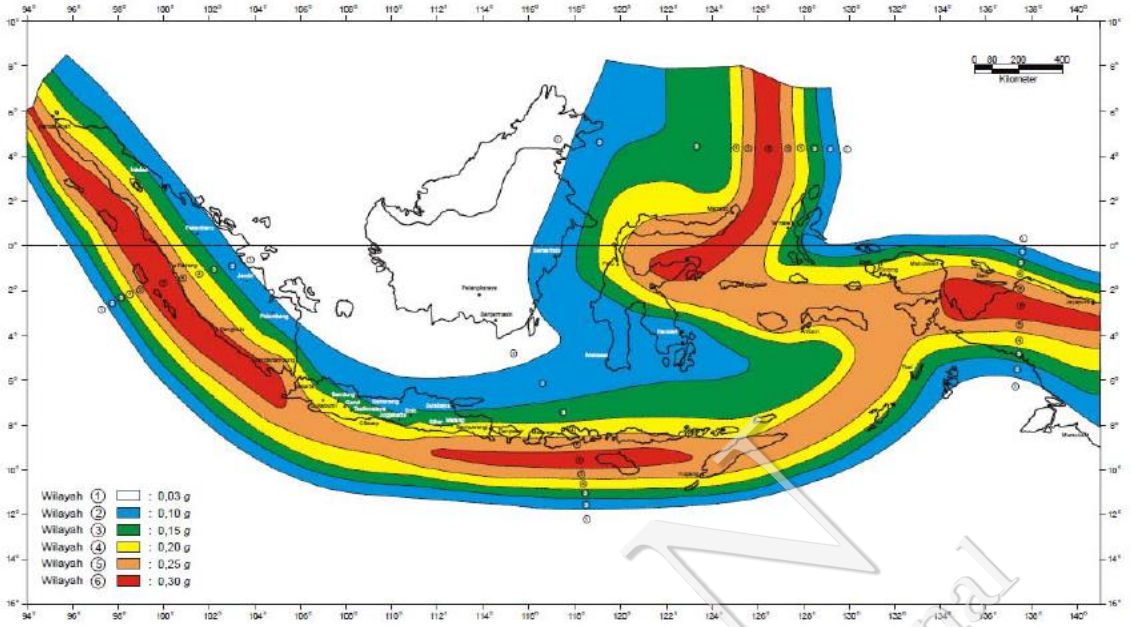
## 1.2 Perkembangan Peta Gempa Indonesia

Hingga saat ini Indonesia memiliki tiga peta *hazard* gempa yang telah digunakan secara nasional untuk perencanaan gedung dan infrastruktur tahan gempa sejak 1983 (Gambar I-3). Pada tahun 2002 empat kelompok peneliti menghasilkan peta percepatan puncak di batuan dasar Indonesia dengan periode ulang 500 tahun yang diambil nilai rata-ratanya dan menjadi peta gempa dalam SNI 03-1726 tahun 2002 (Gambar I-4). Sejak diterbitkan SNI 03-1726-2002, telah terjadi beberapa kejadian gempa besar di Indonesia yang memiliki magnitudo lebih besar dari perkiraan sebelumnya, seperti gempa Aceh (2004) dan Nias (2005). Pertanyaan yang kemudian timbul adalah apakah peta gempa ini masih valid atau mendesak untuk segera direvisi? Di samping itu, beberapa tahun terakhir telah dikembangkan metode analisis baru yang bisa mengakomodasi model atenuasi sumber gempa tiga dimensi (3-D). Hal tersebut bisa menggambarkan atenuasi penjalaran gelombang secara lebih baik dibandingkan dengan model 2-D yang digunakan untuk penyusunan peta gempa SNI 03-1726-2002. Selanjutnya, penelitian-penelitian intensif mengenai sesar aktif di Indonesia semakin menguatkan kebutuhan untuk memperbaiki peta gempa Indonesia tersebut.




Gambar I-3. Peta percepatan gempa maksimum Indonesia dalam PPTI-UG (1983)

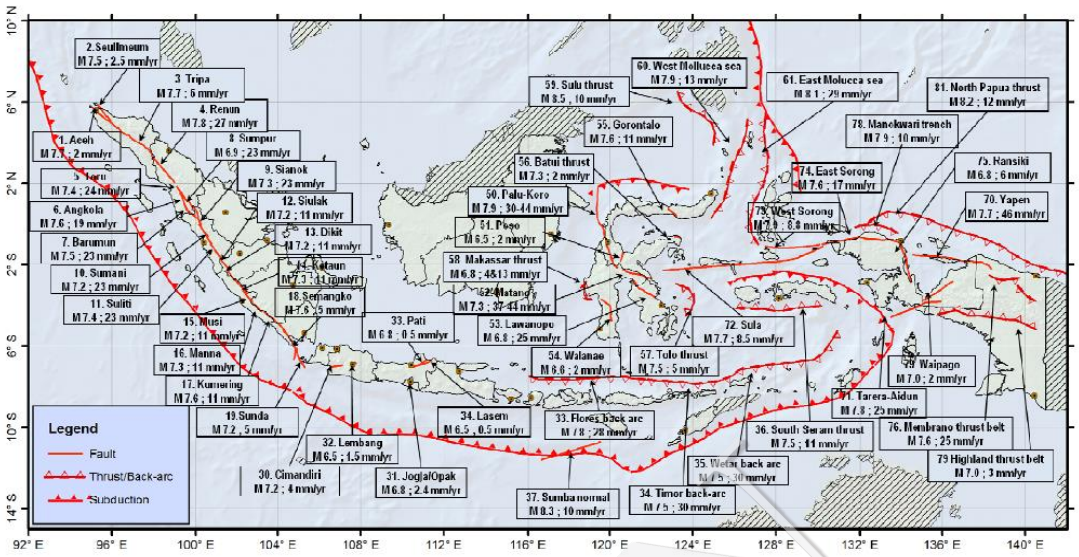
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional



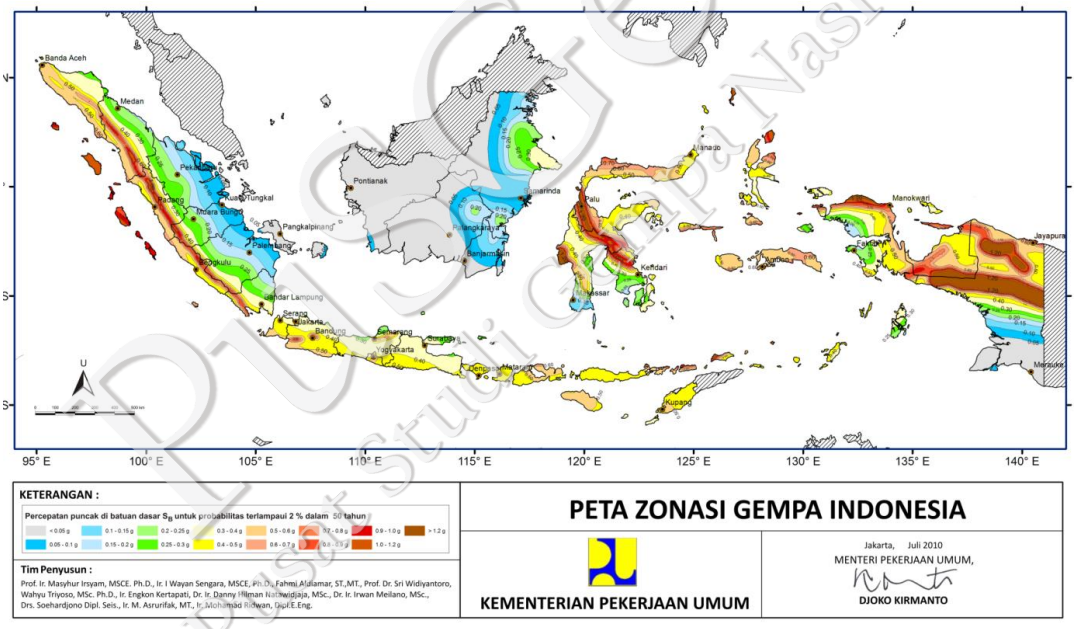

Gambar I-4. Peta percepatan puncak di batuan dasar Indonesia dengan periode ulang 500 tahun yang terdapat dalam SNI 03-1726-2002

Kronologis singkat mengenai upaya-upaya yang sudah dilakukan para peneliti untuk penyempurnaan peta zonasi gempa Indonesia sampai tahun 2008 diuraikan dalam Surahman dkk. (2008). Setidaknya pada tahun 2006 usaha formal untuk penyempurnaan peta gempa Indonesia telah dimulai. Kemudian, pada tahun 2010 Departemen Pekerjaan Umum dengan dukungan dari ITB (Institut Teknologi Bandung), LIPI (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia), BMKG (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika), serta asosiasi profesi yang berhubungan dengan industri konstruksi seperti Himpunan Ahli Teknik Tanah Indonesia (HATTI) dan Himpunan Ahli Konstruksi Indonesia (HAKI) menginisiasi usaha pemutakhiran Peta Gempa Nasional 2010 (Irsyam dkk., 2007, 2008a dan 2008b). Usaha ini juga mendapat dukungan melalui kerja sama dengan *United States Geological Survey* (USGS). Selain itu, studi bahaya gempa untuk Pulau Sumatra secara terintegrasi telah dilakukan melalui dukungan penelitian Riset Unggulan Terpadu-KMNRT 6 (Sengara dkk., 2007, 2008). Berbagai studi bahaya kegempaan lanjutan juga telah dilakukan oleh para anggota tim seperti Irsyam dkk. (2009), Sengara dkk. (2009), Irsyam dkk. (2010a dan 2010b), Sengara dkk. (2010), dan Asrurifak dkk. (2010). Kompilasi studi yang dilanjutkan dengan kerja sama Tim 9 ini kemudian menghasilkan Peta Gempa Nasional 2010 (Gambar I-5 dan Gambar I-6).

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar I-5. Peta sumber gempa Indonesia (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, 2010)




Gambar I-6. Peta Percepatan Puncak di Batuan Dasar Indonesia 2010 untuk *Probality of Exceedance* 2% dalam 50 tahun (Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, 2010)

## 1.3 Kebutuhan Pemutakhiran Peta Gempa Indonesia

Pemutakhiran yang berkelanjutan terhadap peta gempa Indonesia merupakan kebutuhan penting yang harus dilakukan. Peta gempa merupakan prasyarat penting dalam menentukan beban gempa sesuai peraturan bangungan yang dapat dipertanggungjawabkan secara ilmiah. Pemutakhiran atau pembaharuan peta gempa

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

merupakan hal yang niscaya dalam proses pembangunan sebuah negara. Beberapa negara seperti Amerika Serikat melakukan pembaharuan peta gempa setiap tiga tahun mengikuti siklus pembaruan dari peraturan bangunannya yaitu *International Building Code* (IBC). Peta gempa juga memberikan informasi penting untuk keperluan kesiapsiagaan, penanggulangan kedaruratan, perencanaan pembangunan, pengambilan keputusan pemerintah, perencanaan investasi bisnis serta peningkatan *awareness* masyarakat. Peta gempa probabilistik juga bermanfaat sebagai masukan dalam perhitungan risiko kehilangan jiwa dan kerugian ekonomi.

Pada peta gempa yang telah dibuat, misalnya Peta Gempa 2010, memiliki beberapa kendala yang perlu disempurnakan terkait dengan keterbatasan data observasi, misalnya lebih dari 30% jumlah sesar di Indonesia memiliki estimasi *slip-rates* yang tidak akurat. Hal ini disebabkan sebagian besar karakterisasi sesar dilakukan dengan *expert judgment* berdasarkan data geologi, data seismologi, dan data geodetik yang tersedia. Walaupun demikian, untuk mendukung penelitian terkait kondisi tektonik di Indonesia, beberapa instansi seperti BIG (Badan Informasi Geospasial), BPN (Badan Pertanahan Nasional), LIPI, dan BMKG dalam satu dekade terakhir telah membangun jaringan seismik serta pemantauan GPS (*Global Position System*) berkala di wilayah Indonesia. Hal ini membantu dalam proses pemantauan sumber gempa di Indonesia. Selain itu, metode yang digunakan dalam perhitungan PSHA (*probabilistic seismic hazard analysis*) pun mengalami peningkatan seiring perkembangan teknologi.

Setelah tahun 2010, terdapat beberapa hasil penelitian, publikasi, dan disertasi terkait dengan parameter sumber gempa di Indonesia terkini, di antaranya mengenai geologi di Jawa (Marliyani, 2016), Sesar Lembang (Meilano, 2012; Daryono, 2016), geologi Sulawesi (Daryono, 2016), Papua (Pamumpuni, 2016), data relokasi gempa (Sidiqqi, 2015), data GPS Kontinu terkini (Susilo, 2016), pemahaman kondisi *coupling* di subduksi Jawa (Hanifa, 2014), pemahaman siklus gempa dari data geodetik (Gunawan, 2014, Gunawan, 2016), *sliprates* geodetik di Sumatra dan Jawa (Ito dkk., 2012; Koulali dkk., 2016; Meilano dkk., *in prep*), pemahaman gempa swarm dari data geodetik (Gunawan *dkk.*, 2017) dan yang lainnya, yang banyak memberikan kontribusi pada pemutakhiran peta sumber dan bahaya gempa nasional 2017. Hal-hal tersebut mendorong perlu dilakukannya pemutakhiran Peta Gempa Nasional tahun 2017. Selain munculnya kajian-kajian terbaru mengenai kegempaan, pemutakhiran peta gempa ini akan sangat

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

bermanfaat bagi pengurangan risiko bencana di Indonesia. Usaha pembaharuan peta gempa dalam buku ini didasarkan pada kaidah ilmiah dan metodologi yang ketat serta mengunakan data terkini dari bidang geologi, seismologi, geodesi, dan *seismic hazard analysis*.

## 1.4 Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN)

Wilayah Indonesia sangat rawan terhadap bahaya gempa. Hal ini disebabkan seluruh wilayah Indonesia berada dalam kawasan "*Ring of Fire*" atau cincin api Pasifik yang aktif akibat pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Proses tersebut mengakibatkan goncangan dan berdampak pada ancaman gangguan kehidupan serta kerusakan infrastruktur bangunan. Pengurangan dampak dari risiko tersebut dapat dilakukan dengan manajemen penanggulangan bencana sedini mungkin yang terkoordinasi dan akurat. Proses manajemen bencana ini perlu melibatkan berbagai pihak, baik pemerintah melalui kementerian/lembaga tinggi terkait, lapisan masyarakat (praktisi, asosiasi, dan masyarakat umum) maupun lembaga penelitian dari luar negeri seperti *Geoscience* Australia, *United State Geological Survey* (USGS), dan *Global Earthquake Model* (GEM) Pavia, Italia.

Sebagai salah satu upaya untuk meminimalkan dampak gempa yang terjadi di wilayah Indonesia maka dibentuklah suatu wadah kegiatan formal manajemen bencana dan penelitian, yaitu Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN). PuSGeN mewadahi kegiatan terkait kegempaan yang melibatkan para peneliti, akademisi, dan pakar/praktisi yang berkecimpung dalam bidang sains dan rekayasa kegempaan. Adapun kronologis proses pembentukan PuSGeN yang telah dilakukan sampai saat ini dijelaskan pada Tabel I-1.

Tabel I-1. Kronologis proses pembentukan PuSGeN yang telah dilakukan sampai tahun 2017

| No. | Waktu/Tempat | Kegiatan | Hasil Diskusi |
|---|---|---|---|
| 1. | 2010-2015 | Usulan Revisi Peta Bahaya Gempa Indonesia 2010 | ▪ Peta Bahaya Gempa Indonesia 2010 perlu pemutakhiran disebabkan sudah berumur 5 tahun dan terjadi perkembangan data kegempaan di Indonesia dengan memperhatikan rencana penyusunan yang terarah, terpadu, terkoordinasi, dan berkelanjutan.<br>▪ SK Kepala BNPB No. 92-6 tahun 2015 tentang Pembentukan Tim Pemutakhiran Peta Nasional Bahaya Gempa Indonesia tahun 2017 |

Tabel I-1. (lanjutan)

| No. | Waktu/Tempat | Kegiatan | Hasil Diskusi |
|---|---|---|---|
| 2. | 8 September 2015/ Hotel Ambara Jakarta<br> <br>Distek Kabalitbang PUPR dengan Tim 9 Revisi Peta Gempa Indonesia | Audiensi Dengan Menteri PUPR dan Diskusi Teknis | ▪ Kementerian PUPR akan menyiapkan dan membuat Surat Keputusan Tim Penyusun Peta Bahaya Gempa Indonesia 2015/2016 (Tahun 2010 Kementerian PU mengeluarkan SK Tim 9 yang berhasil membuat Revisi Peta Bahaya Gempa Indonesia 2010)<br>▪ Pemutakhiran Peta Gempa diharapkan selesai tahun 2017<br>▪ Proses pemutakhiran harus secara berkala dan berkelanjutan sehingga diperlukan pembentukan organisasi/lembaga formal yang dapat memfasilitasi proses tersebut.<br>▪ Bapak Menteri menugaskan Balitbang Kementerian PUPR untuk membentuk wadah tersebut. Pusperukim bertugas sebagai lembaga kesekretariatan yang memfasilitasi kegiatannya. |
| 3. | 22 September 2015/ Hotel Horizon Bandung | Lanjutan pertemuan Pembahasan Lembaga formal Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2016 | 1. Pembahasan dan Penyusunan Konsep Surat Keputusan Menteri PUPR tentang "Organisasi dan Tata Laksana Pusat Studi Gempa Nasional", sebagai berikut :<br>▪ Disepakati bentuk organisasi formal nonstruktural berbentuk satuan tugas yang disahkan oleh pejabat setingkat menteri dan beranggotakan instansi pemerintah, instansi nonpemerintah, dan para pakar/praktisi yang berkecimpung dalam bidang kegempaan<br>▪ Organisasi ini diberi nama **PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL** "**PuSGeN"** (National Center for Earthquake Studies) .<br>▪ Kesekretariatan PuSGeN berkedudukan di PUSPERUKIM, Balitbang, Kementerian PUPR di Gedung Graha Wiksa Praniti Jl. Turangga 5-7 Bandung<br>▪ **PuSGeN** berfungsi sebagai pusat studi nasional yang memberikan informasi ilmiah kegempaan untuk mempersiapkan bangsa Indonesia dalam menghadapi bahaya dan risiko gempa dengan tugas:<br>1. Pemutahiran peta bahaya dan risiko gempa nasional secara berkala dan berkelanjutan<br>2. Melakukan koordinasi dan sinkronisasi dengan K/L dan institusi lainnya terkait aktivitas sistem peralatan, pemantauan, pengukuran dan analisis karakteristik kegempaan sebagai penunjang pemutahiran peta bahaya dan risiko gempa nasional.<br>3. Kajian bahaya dan risiko gempa yang meliputi bidang kajian ilmu-ilmu dasar (sains), aplikasi, dan rekayasa |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel I-1. (lanjutan)

| No. | Waktu/Tempat | Kegiatan | Hasil Diskusi |
|---|---|---|---|
| | | | 4. Menyusun Standar Pedoman Manual (SPM) kegempaan<br>▪ Keanggotaan terdiri dari :<br>a) Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat (PUPR)<br>b) Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral (ESDM)<br>c) Kementerian Ristek dan Pendidikan Tinggi (Ristek-Dikti)<br>d) Kementerian Perhubungan<br>e) Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG)<br>f) Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNPB)<br>g) Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia (LIPI)<br>Badan Informasi Geospasial (BIG) |
| 4. | Oktober s/d November 2015 | Proses Konsultasi Balitbang dan Biro Hukum | 1. Konsep Surat Keputusan (SK) Tata Laksana dan Organisasi "**PuSGeN**" yang akan ditandatangani oleh Bapak Menteri PUPR harus diubah menjadi Surat Keputusan Bersama (SKB) disebabkan akan melibatkan 8 Pimpinan K/L.<br>2. Perlu dilakukan proses penjajagan/koordinasi dengan pimpinan 8 K/L sehingga dapat disepakati bentuk SKB. |
| 5. | 10 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Wakil Rektor ITB |
| 6. | 14 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB di Gedung Rektorat ITB Bandung (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Rektor ITB |
| 7. | 15 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB PuSGeN di Gedung PPTM ITB Bandung (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan, Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi |
| 8. | 16 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB PuSGeN di Gefung BMKG Jakarta (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Kepala Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika |
| 9. | 16 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB PuSGeN di Kementerian Perhubungan Jakarta (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Bapak Direktur Jenderal Perkeretaapian |
| 10. | 16 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB PuSGeN di LIPI Jakarta (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Bapak Kepala LIPI |
| 11 | 22 Desember 2015 | Proses Penyiapan SKB PuSGeN di PVMBG, Kemen. ESDM Bandung | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Bapak Kepala PVMBG |

Tabel I-1. (lanjutan)

| No. | Waktu/Tempat | Kegiatan | Hasil Diskusi |
|---|---|---|---|
| 12. | 11 Januari 2016 | Penyiapan SKB PuSGeN di BNPB Jakarta (*Roadshow*) | Diskusi "**PuSGeN**" dengan Bapak Kepala dan Sestama Badan Nasional Penanggulangan Bencana |
| 13. | 9 – 13 Februari 2016, di Bandung | *Workshop on OpenQuake Hazard and Risk Engine* (Bandung, 9 – 13 Februari 2016) | Workshop mengenai *software OpenQuake* untuk membuat peta bahaya gempa. Membahas mengenai parameter-parameter yang diperlukan sebagai input serta cara menginput dan *running* program |
| 14. | 13 Januari 2016 | Pertemuan Antar K/L ke-1 di Jakarta | Pembahasan Materi SKB "**PuSGeN**" untuk mendapatkan kesepakatan dan persetujuan pembentukan Tata Laksana Organisasi |
| 15. | 5 Mei 2016 | Pertemuan Antar K/L ke-2 di Jakarta | Pembahasan Materi SKB "**PuSGeN**" untuk mendapatkan kesepakatan dan persetujuan pembentukan Tata Laksana Organisasi |
| 16. | 15 Februari s/d November 2016 | Rapat Rutin per 2 minggu di Pusperukim, Bandung | 1. Pembahasan sumber-sumber gempa baru untuk dimasukkan pada peta bahaya gempa Indonesia 2016;<br>2. Penyepakatan parameter-parameter sumber gempa berdasarkan data terbaru;<br>3. Pembahasan metode-metode baru untuk menganalisis sumber gempa, antara lain metode relokasi, persamaan atenuasi, penentuan magnitudo gempa, dan lain-lain;<br>4. Pembahasan lain yang terkait, antara lain rencana *workshop* dan diseminasi, rencana survei, dan pengumpulan data. |
| 17. | 30 – 31 Mei, 2016, di Jakarta | *Workshop* Karakterisasi Sumber Gempa Baru untuk Pemutakhiran Peta Gempa Indonesia 2016 | *Workshop* membahas sumber-sumber gempa baru untuk dimasukkan pada peta gempa 2017. Selain itu juga me-*review* parameter-parameter gempa pada peta gempa 2010, sesuai dengan data dan temuan terbaru<br>▪ Pembukaan oleh Bapak Menteri PUPR<br>▪ Pembicara Tim pemutakhiran peta gempa dan Indonesia 2016 dan Geoscience Australia<br>▪ Peserta:<br>- Akademisi dari perguruan tinggi<br>- Perwakilan dari instansi terkait (BMKG, BIG, Badan Geologi, Kementerian PU, dll.) |
| 18. | 10 Juni 2016, Bandung | Dialog Menteri PUPR dengan Pejabat Fungsional Peneliti dan Perekayasa | Penandatanganan Surat Keputusan Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat No 364.1/KPTS/M/2016 di Bandung, tertanggal 10 Juni 2016 Tentang "**PEMBENTUKAN TIM PEMUTAHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA TAHUN 2016 DAN PENYIAPAN PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL**" |
| 19. | 2 Agustus 2016, di Bali | *Workshop Multi Hazard on Updating Indonesian Seismic Hazard Map* | *Workshop* membahas mengenai kemajuan penyusunan peta bahaya gempa Indonesia 2017, serta mendiseminasikan peta bahaya gempa terbaru pada masyarakat ilmiah internasional. Masukan-masukan diperoleh dari berbagai kalangan internasional, seperti ASCE dan UNESCO. |
| 20. | 7 – 9 Oktober 2016 | Konsinyasi – 1 | Pembahasan akhir data gempa aspek geodesi |
| 21. | 14 – 15 Oktober 2016 | Konsinyasi – 2 | Pembahasan akhir data gempa seismologi dan instrumentasi |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel I-1. (lanjutan)

| No. | Waktu/Tempat | Kegiatan | Hasil Diskusi |
|---|---|---|---|
| 22. | 18 – 20 Oktober 2016 | Konsinyasi – 3 | Pembahasan akhir data gempa aspek geologi |
| 23. | Minggu III – IV Oktober | Konsinyasi – 4 | Pembahasan akhir data gempa aspek GMPE |
| 24. | Minggu IV Oktober | Konsinyasi – 5 | Pembahasan akhir data gempa aspek SHA |
| 25. | November & Desember | Rapat dan Konsinyasi | Finalisasi konsep Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 |
| 26 | Januari- Agustus 2017 | Rapat | Buku Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 |
| 27 | 4 September 2017 | Launching | Buku Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017 di tandatangani Menteri PUPR |

Dalam upaya pemutakhiran dan penyempurnaan peta zonasi gempa Indonesia maka dibentuklah tim Pemutakhiran Peta Gempa Indonesia 2017 untuk menghitung bahaya gempa probabilistik dan deterministik yang terintegrasi berdasarkan berbagai bidang keahlian. Kelompok kerja yang terintegrasi dalam pembuatan peta gempa nasional ini melibatkan berbagai keahlian diantaranya geologi, geodesi, seismologi, *ground motion prediction equation* (GMPE), dan *seismic hazard analysis* (SHA). Kajian dan pengembangan peta mencakup seluruh wilayah Indonesia meliputi Pulau Sumatra, Jawa, Sulawesi, Maluku, Papua, Bali-Nusa Tenggara-Laut Banda, dan Kalimantan. Kegiatan yang didukung oleh Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat (PUPR) ini menghasilkan peta parameter sumber gempa untuk Pulau Sumatra, Jawa, Sulawesi, Maluku, Papua, Bali-Nusa Tenggara-Laut Banda, dan Kalimantan. Tim Pemutakhiran Peta Gempa Nasional juga didukung dan bekerja sama dengan berbagai kementrian, lembaga, universitas, asosiasi profesi dan lembaga penelitian luar negeri seperti Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat (PUPR), Badan Penanggulangan Bencana Nasional (BNPB), Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia (LIPI), Institut Teknologi Bandung (ITB), Universitas Diponegoro (UNDIP), Himpunan Ahli Teknik Tanah Indonesia (HATTI), DMInnovation, dan *Australian National University* (ANU).

## 1.5 Kontribusi Pokja

### Kontribusi Pokja Geologi Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok kerja geologi (pokja geologi) merupakan gabungan ahli geologi yang meneliti fakta geologi terhadap sumber gempa. Pokja geologi ini didukung oleh ahli geologi dari

berbagai instansi pemerintah yang diketuai oleh Danny Hilman Natawidjaja, Ph.D. (LIPI) dan beranggotakan Benyamin Sapiie, Ph.D. (Geologi ITB), Dr. Sri Hidayati (PVMBG ESDM), Dr. Gayatri Indah Marliyani (Teknik Geologi UGM), Dr. Supartoyo (PVMBG ESDM), Dr. Mudrik R. Daryono (LIPI), Dr. Astyka Pamumpuni (Geologi ITB), Subandriyo, M.Si., Dr. Ahmad Solikhin (PVMGB ESDM) dan Dr. Ma'ruf Mukti (LIPI).

Pokja geologi ini bertugas untuk menghasilkan input parameter gempa berdasarkan analisis geomorfologi yang didukung oleh penelitian dan publikasi terkini. Publikasi yang digunakan merupakan hasil dari beberapa analisis, antara lain analisis geomorfologi, sejarah kegempaan, data survei geofisika, analisis koral dan uji paritan paleoseismologi. Pokja geologi berperan untuk menentukan lokasi pasti sumber gempa, kinematika gerak, kejadian gempa terakhir, periode ulang dan kemungkinan waktu kejadian gempa di masa yang akan datang.

Beberapa hasil yang diperoleh dari pemutakhiran peta gempa nasional ini misalnya input peta gempa daerah Sumatra yang pada peta tahun 2010 terdiri atas 19 sumber, sekarang telah dapat diketahui sebanyak 55 sumber. Di lokasi Jawa yang sebelumnya diketahui 10 sumber, sekarang telah diketahui 37 sumber sesar aktif. Di lokasi Sulawesi yang sebelumnya memiliki 12 sumber gempa, sekarang telah diketahui 48 sumber. Lokasi Maluku dan Papua yang pada awalnya memiliki 12 sumber gempa, saat ini telah diketahui 79 sumber gempa. Adapun kelompok wilayah tambahan yang sebelumnya tidak muncul adalah wilayah Nusa Tenggara – Laut Banda yang diketahui memiliki 49 sumber gempa.

Secara keseluruhan pokja geologi telah mendefinisikan sumber gempa sebanyak 295 sumber gempa. Sumber ini terdiri atas 242 sumber gempa tambahan terhadap 53 sumber gempa dalam peta 2010. Jika dibandingkan dengan data sumber gempa nasional tahun 2010 terdapat penambahan ~450 persen posisi sumber gempa nasional. Kontribusi penting yang dihasilkan pokja geologi adalah identifikasi dan usaha karakterisasi sumber gempa di kota-kota besar Indonesia yang sebelumnya belum terkarakterisasi seperti Bandung, Cirebon, Pekalongan, Semarang, Purwodadi, Cepu, dan Surabaya.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

## Kontribusi Pokja Seismologi dan Pokja Katalog Gempa Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok kerja seismologi merupakan gabungan ahli seismologi di Indonesia dari berbagai instansi dengan anggota Prof. Sri Widiyantoro, Ph.D. (Teknik Geofisika ITB), Prof. Nanang T. Puspito, Ph.D. (Teknik Geofisika ITB), Dr. Wahyu Triyoso (Teknik Geofisika ITB), Dr. Andri Dian Nugraha (Teknik Geofisika ITB), Shindy Rosalia, S.T. (Teknik Geofisika ITB), Hasbi Ash Shiddiqi, S.T., M.Si. (University of Bergen), Dr. M. Ridwan (PUPR), Dr. Wandono (BMKG), Dr. Rer. Nat. Muzli (BMKG), Pepen Supendi, S.T., M.Si. (BMKG), dan Dr. Asrurifak (HATTI), Dr. Nurliah Sodikin, Rexha Verdona, M.T., Ridwan Kusnandar, Jajat Jatmika, Nova Heryandoko.

Pokja seismologi bertugas untuk menghasilkan input berupa katalog gempa PuSGeN 2016. Katalog tersebut dikompilasikan dari beberapa katalog gempa seperti *United States Geological Survey* (USGS), *International Seismological Center-Global Instrumental Earthquake Catalogue* (ISC-GEM), *Engdahl Hill Bullen* (EHB), dan juga melakukan relokasi data gempa katalog waktu tiba BMKG dari April 2009 hingga Juli 2016 menggunakan program teletomoDD (Pesicek dkk., 2010) dengan mengadopsi algoritma *double-difference* dari Waldhauser (2001) yang dilakukan pokja katalog gempa. Katalog yang dikompilasikan terdiri atas ~50.000 gempa yang terjadi dari tahun 1907 - Agustus 2016 dengan magnitudo $M_w \geq 4{,}5$ . Selain itu untuk menyamakan tipe magnitudo yang akan digunakan dalam analisis *spatio-temporal* seperti *a-b value*, pokja seismologi juga membuat persamaan konversi magnitudo ke dalam $M_w$ untuk wilayah Indonesia.

## Kontribusi Pokja Katalog Gempa Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok kerja katalog gempa merupakan gabungan dari beberapa ahli seismologi dan teknik sipil dari berbagai instansi yang beranggotakan Dr. Wahyu Triyoso (Teknik Geofisika ITB), Dr. Wayan Sengara (Teknik Sipil ITB), Dr. Andri Dian Nugraha (Teknik Geofisika ITB), Shindy Rosalia, S.T. (Teknik Geofisika ITB), Dr. M. Ridwan (PUPR), Pepen Supendi, S.T., M.Si. (BMKG), dan Dr. Asrurifak (HATTI), Fahmi Aldiamar, M.T. (PUPR).

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Pokja katalog gempa berperan untuk menghasilkan input katalog untuk PSHA yang sudah terverifikasi, baik dari sudut pandang *completeness* maupun *a* dan *b-value* untuk seluruh wilayah Indonesia yang merupakan gabungan dari beberapa katalog gempa yaitu dari *United States Geological Survey* (USGS), *International Seismological Center-Global Instrumental Earthquake Catalogue* (ISC-GEM), *Engdahl Hill Bullen* (EHB). *Testing* dan evaluasi katalog gempa didasarkan pada model *seismicity smoothing* yang diperkenalkan oleh Frankel (1995) dengan menggunakan *moving window* untuk mengevaluasi tingkah laku kestabilan *rate* atau laju produksi gempa. Satuan magnitudo yang digunakan didasarkan pada evaluasi hasil kelompok kerja seismologi. Penentuan *time window* katalog gempa selanjutnya diterapkan pada katalog gempa yang digunakan untuk *background seismicity* yang nantinya digunakan sebagai input PSHA. Selanjutnya dari katalog gempa yang sudah diverifikasi dan dievaluasi tersebut diturunkan beberapa parameter seismisitas yang didasarkan pada persamaan Gutenber-Richter seperti *a* dan *b-value* serta estimasi maksimum magnitudo berdasarkan perioda ulang dari estimasi *expert judgement* ataupun data geologi.

## Kontribusi Pokja Geodesi Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok kerja geodesi merupakan gabungan ahli geodesi tektonik dan seismologi yang berasal dari berbagai institusi dan kementerian. Pokja ini diketuai oleh Dr. Irwan Meilano (Teknik Geodesi, ITB) dan beranggotakan Dr. Endra Gunawan (ITB), Susilo, S.T., M.T., Joni Effendi, S.T., M.T., (Badan Informasi Geospasial), Dr. Daryono, S.Si., M.Si. (Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika), Cecep Sulaeman, Drs., M.Sc., Dr. Akhmad Sholihin, Pandu Adi Minarno, S.T., (Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi – Badan Geologi), Prof. Hasanuddin Z.A., Dr. Dina S. Sarsito, Dr. Nuraini Rahma Hanifa, Teguh Purnama Sidiq, S.T., M.T. (Teknik Geodesi, ITB), Arkadia R., M.T., Awaluddin, M.T. (UNDIP), Putra Maulida, M.T., Alwidya Angga Safitri, S.T., M.T., Suchi Rahmadani S.T., Yola Asis Herawati, S.T., dan Refi Rizqi Ramadian, S.T. (Teknik Geodesi, ITB).

Kontribusi pokja geodesi dalam pemutakhiran peta gempa tahun 2017 ini yaitu, kecepatan dan strain tektonik dari observasi GPS, estimasi geodetik dari *sliprate*, dan identifikasi segmentasi subduksi. *Sliprate* dan segmentasi merupakan input parameter dalam *Seismic Hazard Analysis*. Hasil estimasi *sliprate* dan sementasi dari analisis geodetik diperoleh

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

dari observasi data GPS. Hasilnya diolah menjadi informasi kecepatan yang selanjutnya diubah menjadi perhitungan regangan serta *sliprate*.

## Kontribusi Pokja GMPE (*Ground Motion Prediction Equation)* Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok Kerja GMPE (Pokja GMPE) dalam tim pemutakhiran peta bahaya gempa nasional terdiri atas gabungan ahli seismologi dan geoteknik yang berasal dari berbagai institusi dan kementerian yang diketuai oleh Ariska Rudyanto, M.Sc., M.Phil. (BMKG) dengan beranggotakan Dr. Wahyu Triyoso, M.Sc (Teknik Geofisika, ITB), Dr. Jaya Murjaya (BMKG), Dr. I Wayan Sengara (Teknik Sipil, ITB), Dr. Ir. Windu Partono (Teknik Sipil, Universitas Diponegoro), Chiko B. M. Wiradikarta, S.T., M.D. (Kementrian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat), Prof. Wijoyo Prakoso (Universitas Indonesia), Sigit Pramono, M.Si. (BMKG), Oriza Sativa, S.T. (BMKG), Fajar Budi Utomo, S.T., Fajri Syukur Rahmatullah, M.Si. (BMKG) dan Reguel Mikhail Hutabarat (Teknik Sipil, ITB).

Pokja GMPE mempunyai fokus kerja meneliti dan memberi masukan kepada tim terkait aplikasi dan implementasi GMPE yang merupakan salah satu unsur utama dalam pembuatan analisis bahaya gempa. Salah satu kendala yang muncul adalah hingga saat ini belum tersedia persamaan GMPE yang spesifik dikembangkan untuk wilayah Indonesia. Berdasarkan hal ini, studi terkait bahaya gempa di Indonesia masih mengandalkan persamaan GMPE yang dikembangkan untuk wilayah lain di dunia. Pemilihan persamaan GMPE pada studi ini didasarkan pada kesamaan kondisi geologi dan tektonik dari wilayah tempat persamaan itu dibuat dengan kondisi di Indonesia. Hasil perbandingan persamaan tersebut disesuaikan dengan data akselerograf yang tersedia di Indonesia.

Persamaan GMPE yang digunakan pada studi ini untuk masing-masing model sumber gempa yaitu untuk model sumber gempa *fault* dan *shallow background* (1) Boore-Atkinson NGA (Boore dan Atkinson, 2008), (2) Campbell-Bozorgnia NGA (Campbell dan Bozorgnia, 2008), dan (3) Chiou-Youngs NGA (Chiou dan Youngs, 2008); untuk model sumber gempa subduksi (1) *Geomatrix subduction* (Youngs dkk., SRL, 1997), (2)

Atkinson-Boore BC *rock and global source subduction* (Atkinson dan Boore, 2003), dan (3) Zhao dkk., *with variable Vs30* (Zhao dkk., 2006); dan untuk model sumber gempa *deep background* (1) AB *intraslab seismicity* Cascadia *region* BC-rock *condition* (Atkinson-Boore, Cascadia 2003), (2) *Geomatrix slab seismicity rock*, 1997 *srl.* July 25 2006 (Youngs dkk., 1997), dan (3) AB 2003 *intraslab seismicity worldwide data region* BC-rock *condition* (Atkinson-Boore, Wordwide 2003).

## Kontribusi Pokja Analisis Bahaya Seismik Terhadap Peta Gempa Nasional 2017

Kelompok kerja analisis bahaya seismik merupakan gabungan ahli kegempaan yang fokus kepada bahaya goncangan yang dihasilkan oleh gempa. Kelompok kerja ini beranggotakan ahli dari berbagai institusi pemerintah yang diketuai oleh Dr. Sri Hidayati (PVMBG – Badan Geologi) dan Dr. Ir. M. Asrurifak (ITB) sebagai sekretaris. Adapun anggota pokja ini terdiri atas Prof. Masyhur Irsyam, Ph.D. (Teknik Sipil, ITB), Dr. I Wayan Sengara (Teknik Sipil, ITB), Dr. Ir. Danny Hilman Natawijaya (LIPI), Dr. Wahyu Triyoso (Teknik Geofisika, ITB), Dr. Irwan Meilano (Teknik Geodesi, ITB), Dr. Hendriyawan (ITB); Dr. Windu Partono (Universitas Diponegoro), Amalfi Omang, S.Si., M.Phil. (PVMBG-Badan Geologi), Artadi Pria Sakti, M.Si. (BMKG), Fahmi Aldimar, M.T. (PUSJATAN PU), Ir. Mohamad Ridwan, M.Eng. (PUSKIM-PU) Mahdi Ibrahim Tanjung, S.T., M.T. (PUSAIR-PU), Imam Catur Priambodo, S.Si., Rahayu Robiana, S.Si.,Haunan Afif, S.Si. (PVMBG-Badan Geologi), Rika Swastikarani, S.Si., (BMKG), Desyanti, M.T. (PUPR) dan Laksamana M. Sakti (ITB).

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB II
# GEOLOGI GEMPA INDONESIA

*Danny Hilman Natawidjaja, Benyamin Sapiie, Mudrik M. Daryono, Gayatri Indah Marliyani, Astyka Pamumpuni, M. Ma'ruf Mukti, Supartoyo, Sri Hidayati, Achmad Solikhin*

## 2.1 Gambaran Umum

Indonesia menempati zona tektonik yang sangat aktif karena tiga lempeng besar dunia serta lempeng-lempeng kecil lainnya saling bertemu di wilayah Indonesia. Zona tektonik tersebut membentuk jalur-jalur pertemuan lempeng yang kompleks (Bird, 2003). Keberadaan interaksi antar lempeng-lempeng ini menempatkan wilayah Indonesia sebagai wilayah yang sangat rawan terhadap gempa. Sejak tahun 2010 beberapa penelitian terkait dengan parameter sumber gempa di Indonesia telah banyak dilakukan seperti pemahaman baru mengenai geologi baik *onshore* maupun *offshore* di Andaman - Sumatra (Daryono, 2016; Deighton dkk., 2014; Hananto dkk., 2012; Ito dkk., 2012; Mukti dkk., 2012a; Singh dkk., 2013) Jawa (Daryono, 2016; Hanifa dkk., 2014; Koulali dkk., 2016; Marliyani, 2016; Meilano dkk., 2012), Sulawesi (Daryono, 2016), Papua (Pamumpuni, 2016), relokasi gempa (Shiddiqi dkk., 2015), dan lain-lain.

Salah satu unsur penting dalam penelitian geologi gempa adalah melakukan pemetaan secara teliti mengenai lokasi jalur-jalur sesar aktif penghasil gempa dari bentukan morfologi akibat pergerakannya dan juga endapan kuarter di zona deformasinya. Kemudian, berdasarkan perkiraan umur endapan yang terdeformasi dan ukuran besar pergeserannya, maka parameter gempa dapat dihitung; yaitu kecepatan pergeseran sesar (*sliprate*), besar pergeseran atau ungkit setiap kejadian gempa, dan umur kejadian gempa.

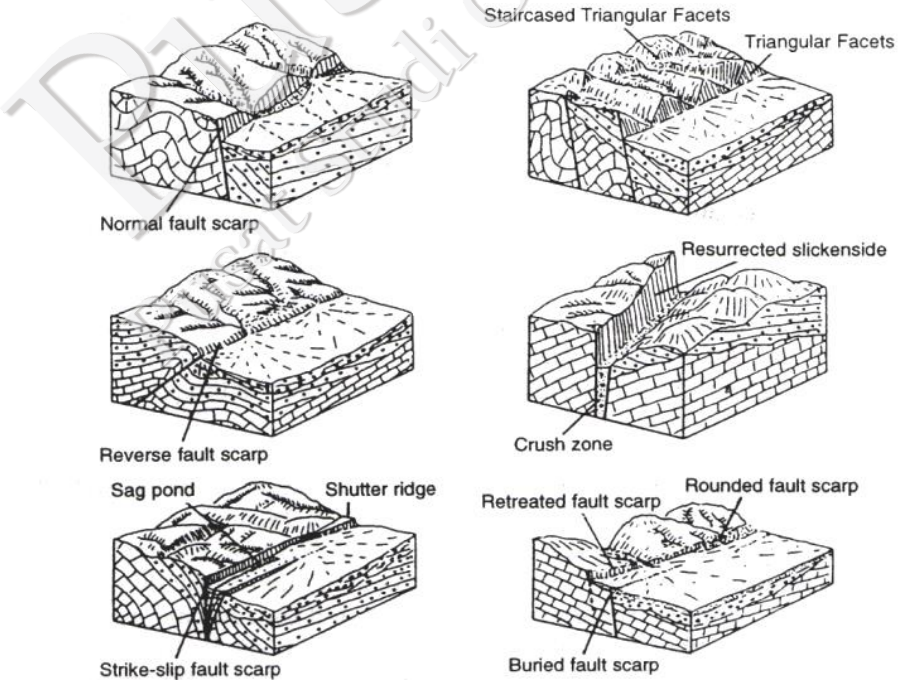
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Dalam pembaruan peta sumber dan bahaya gempa Indonesia ini dilakukan pemutakhiran input parameter sesar aktif – sumber gempa berdasarkan analisis struktur data permukaan dan bawah permukaan yang didukung oleh berbagai publikasi dari studi-studi terkini.

### 2.1.1 Identifikasi Morfologi Gempa

Urutan ideal investigasi morfologi gempa dimulai dari skala regional, skala lokal (pemetaan morfologi gempa), kemudian diakhiri skala teknik (*strip map,* uji paritan, geofisika) (McCalpin, 1996). Umumnya target morfologi bentukan deformasi paleoseismik berukuran sangat kecil sekitar <1 m hingga 5 m. Dengan demikian pemetaan ideal morfologi ini dapat menggunakan peta topografi dengan interval kontur 3 sampai dengan 5 m dan menggunakan resolusi lebih besar dari 5 m. Bentukan morfologi yang dicari antara lain gawir sesar, bukit sesar (*shutter ridge*), bukit tertekan (*pressure ridge*), kolam sesar (*sag pond),* lembah dipresi (Gambar II-1).

Tujuan utama analisis morfologi ini adalah menghitung pergeseran masing-masing kejadian gempa. Nilai inilah yang digunakan untuk melakukan estimasi besar magnitudo gempa. Pergeseran pada sesar geser umumnya dapat diketahui misalya dengan adanya pergeseran teras, sungai, dan endapan kipas alluvial (*alluvial fan*).




Gambar II-1. Bentuk morfologi yang berhubungan dengan sesar aktif. Bentuk-bentuk tersebut diberi simbol berdasarkan morfologi yang muncul (McCalpin, 1996)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

### 2.1.2 Penggunaan Data Digital Topografi dan Sistem Informasi Geografis (GIS)

Data topografi yang dipergunakan dalam kegiatan ini diperoleh dari kompilasi data yang telah ada di Indonesia, data yang bersifat domain publik, dan beberapa menggunakan data hasil pembelian data terbaru. Proses analisis dan kompilasi yang dilakukan menggunakan perangkat lunak ArcGIS versi 10 dan pengolahannya dilakukan secara digital. Secara prinsip analisis data digital adalah memunculkan dan menguatkan gambaran bentuk morfologi gempa. Oleh karena itu, keakuratan analisis ini sangat bergantung pada resolusi data digital yang dipergunakan. Sebagai perbandingan, data digital *Digital Elevation Model* (DEM) LiDAR memiliki resolusi 0,9 m menunjukkan gambaran morfologi jauh lebih rinci dibandingkan dengan data digital IFSAR 5m, ASTER 30m, ataupun SRTM 90m. Objek analisis morfologi gempa memiliki dimensi bervariasi dari beberapa meter hingga ratusan meter. Hal ini menyebabkan resolusi DEM kasar tidak dapat memperlihatkan morfologi gempa yang hanya beberapa meter tersebut tetapi dapat mengenali bentuk dimensi berukuran ratusan meter. Dengan demikian, besar resolusi data yang digunakan adalah sangat penting dan menentukan ketelitian pemetaan sesar aktif.

Tahapan manipulasi data DEM untuk menguatkan bentuk morfologinya antara lain:

1. pembuatan garis kontur,
2. pewarnaan elevasi (*coloring code*),
3. pembuatan efek bayangan (*hill shade*),
4. pembuatan penampang profil ketinggian,
5. melakukan tumpangsusun (*overlay layers*), dan
6. pemetaan rinci morfologi gempa (*active fault strip map*).

### 2.1.3 Segmentasi dan Seksi (*Section*) Sesar

Segmentasi sesar adalah batas sesar yang membagi sesar menjadi beberapa bagian yang merupakan batas retakan permukaan oleh kejadian gempa (Slemmons, 1995). Batas segmentasi adalah batas berakhirnya dan awalan sebuah retakan permukaan sesar yang berkorelasi dengan besar magnitudo gempanya. Segmentasi sesar dikenali berdasarkan batas diskontinyu/ketidakmenerusan struktur sesar. Batas segmen ini dikenali oleh tiga hal, yaitu (1) perubahan arah strike, (2) hilang/berhentinya morfologi sesar, (3) berhentinya retakan permukaan dari uji paritan paleoseismologi (Allen, 1968), dan (4)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

hasil analisis deformasi *preseismic* dan *postseismic* oleh citra radar satelit. Segmentasi dapat terjadi akibat perpindahan jalur sesar. Untuk sesar tipe mendatar, umumnya jarak segmentasi seismik terjadi pada sesar yang terpisahkan oleh jarak yang lebih lebar dari 4 km (Wesnousky, 2006). Jika kurang dari 4 km, retakan permukaan dapat bergerak sebagai satu kesatuan retakan permukaan oleh satu kejadian gempa. Pada sesar mendatar, panjang segmen minimum umumnya sekitar 25 km dan panjang keseluruhannya adalah kelipatan dari 25 km (Klinger, 2010).

Seksi (*section*) adalah bagian dari segmentasi yang terbagi oleh perubahan arah strike dan/atau perubahan kinematik gerak sesar. Pembagian seksi dicirikan oleh bentuk morfologi sesar. Seksi bukan merupakan batas retakan yang bisa menghasilkan gempa. Terminologi seksi ini dibedakan mengingat dalam istilah geologi gempa segmentasi merupakan batasan gempa, sedangkan seksi merupakan batasan interpretasi pola morfologi gempa.

### 2.1.4 Survei Geofisika Bawah Permukaan Dangkal Menggunakan Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR) dan Geolistrik

Survei GPR akan menghasilkan gambaran bawah permukaan lapisan. GPR untuk mempelajari paleoseismologi umumnya menggunakan alat yang ada di pasaran dengan spesifikasi impuls antenna radar 15-500 MHz. Alat ini dapat menembus permukaan dengan kedalaman efektif sampai puluhan meter tergantung dari frekuensi antenna dan kondisi tanah dan batuannya. Contoh jalur sesar aktif yang telah berhasil dipelajari dengan menggunakan GPR adalah Sesar Anatolian di Yunani (Ferry dkk., 2004).

Survei geolistrik merupakan bagian dari uji geofisika untuk mengetahui sebaran lateral dan vertikal batuan berdasarkan sifat fisik konduktivitas listriknya. Survei ini efektif untuk lokasi dengan jenis batuan yang memiliki nilai konduktivitas listrik yang kontras, seperti perlapisan batu pasir dan lempung. Penggunaan alat ini untuk memindai struktur lapisan bawah permukaan dan mengidentifikasi lokasi sesar umumnya sangat baik. Resolusi dan kedalaman penetrasi data bergantung dengan jarak spasi elektroda yang digunakan. Umumnya resolusi data adalah setengah dari spasi elektroda dan kedalaman

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

penetrasi adalah 10 – 20 kali spasi elektroda (tergantung dari metoda yang digunakan dan kondisi geologi).

### 2.1.5 Metode Paleoseismologi

Paleoseismologi adalah bagian dari ilmu geologi gempa yang mempelajari sejarah gempa terutama mengenai lokasi, waktu kejadian, dan ukurannya (Wallace, 1981). Jika seismologi mempelajari gempa berdasarkan data gempa yang terekam oleh peralatan, paleoseismologi mempelajari gempa berdasarkan bukti-bukti geologi dari proses dan kejadian gempa yang terekam di alam (McCalpin, 1996).

Konsep ilmu paleoseismologi adalah mempelajari gempa yang menghasilkan deformasi di permukaan. Deformasi permukaan ini muncul dan membentuk morfologi permukaan serta menghasilkan lapisan stratigrafi yang merekam kronologi besaran dan waktu kejadian gempa. Secara umum, bukti-bukti yang digunakan diklasifikasikan menjadi dua bagian, yaitu bukti paleoseismologi primer dan bukti paleoseismologi sekunder (McCalpin, 1996).

Adapun tahapan penelitian metode paleoseismologi dijelaskan pada Gambar II-2 (McCalpin, 1996). Tahap pertama adalah mengenali indikasi struktur sesar di batuan Kuarter. Kemudian, memastikan struktur sesar tersebut dibentuk oleh aktivitas gempa (*seismogenic*), bukan karena aktivitas buatan manusia atau non-tektonik lainnya, misalnya longsor, subsiden, erosi, teras sungai, dan lainnya. Tahap selanjutnya adalah penentuan lokasi uji paritan. Tahap ini dibantu dengan menggunakan survei geofisika. Jika sudah dipilih, kemudian dilakukan penggalian, deskripsi dinding paritan, dan interpretasi kejadian gempa.

Di dalam metode paleoseismologi tahapan penting yang dilakukan adalah tahapan pemetaan sesar aktif. Keberhasilan tahapan ini sangat berpengaruh pada tahapan selanjutnya. Tahapan ini bergantung pada jenis data yang digunakan dalam mempelajari bentuk morfologi sesar aktif. Jenis data yang ideal adalah data yang mampu memperlihatkan bentuk permukaan bumi yang menembus tutupan vegetasi. Meskipun

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

ditunjang dengan survei geofisika dangkal (GPR dan geolistrik) kebenaran pemetaan sesar aktif ini harus dibuktikan dengan uji paritan (Daryono, 2016).

### 2.1.6 Deskripsi Pergeseran Akibat Kejadian Gempa

Besar pergeseran pada sebuah kejadian gempa dapat digunakan untuk menghitung besar magnitudo dan interval waktu antar kejadian gempa. Pengukuran pergeseran tiap kejadian gempa biasanya dilakukan dengan melakukan uji paritan paleoseismologi 3 dimensi untuk dapat melihat detil pergeseran lapisan oleh kejadian-kejadian gempa di waktu lampau.

Hasil dari studi paleoseismologi adalah data retakan permukaan yang dihasilkan oleh kejadian-kejadian gempa. Retakan permukaan ini juga menunjukkan terpotongnya lapisan sedimen yang dapat dianalisis dan diuji penarikhan umurnya seakurat mungkin. Bukti retakan permukaan ini biasanya disebut kejadian gempa lampau (*paleoseismic event*). Kronologi retakan permukaan hasil deskripsi paleoseismologi berisi beberapa kejadian retakan permukaan yang merepresentasikan rekaman kejadian gempa di masa lalu.

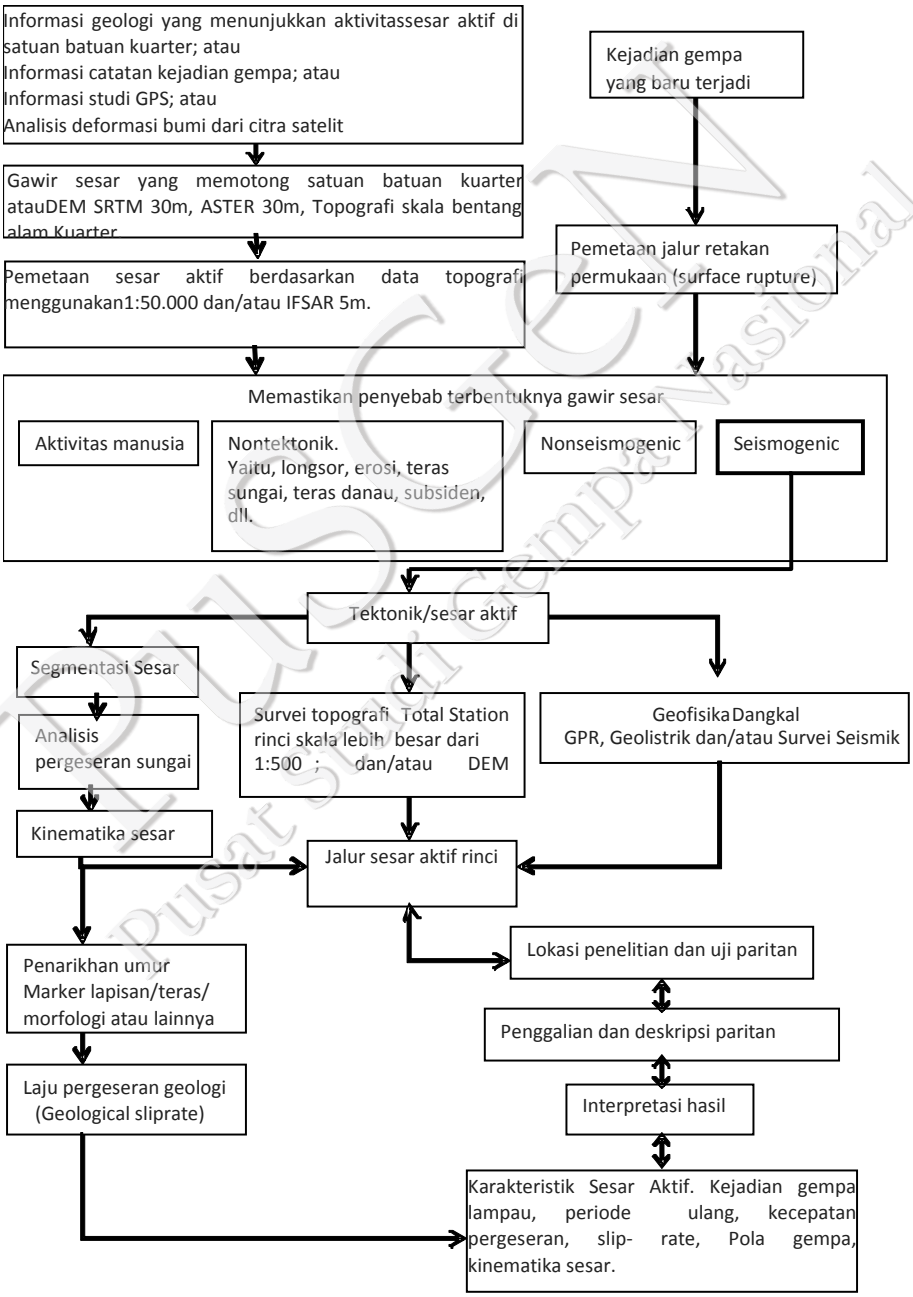
### 2.1.7 Pemilihan Sampel dan Penarikhan Umur

Hasil deskripsi stratigrafi gempa dapat memberikan informasi kronologi sedimen yang tergeser akibat aktivitas gempa yang pada akhirnya bisa digunakan untuk menentukan kronologi gempa yang terjadi. Pemahaman data deskripsi lapangan ini menentukan arahan lapisan kunci untuk diketahui umurnya. Informasi mengenai umur lapisan sedimen ini penting karena tanpa umur, kita tidak bisa menghitung laju pergeseran sesar atau mengetahui waktu kejadian dari gempa.

Penarikhan umur lapisan yang biasanya digunakan untuk studi kronologi gempa adalah uji radiokarbon selain metode *luminescense* (*thermoluminescence*- dan *optically-stimulated luminescence*). Pengujian umur dengan analisa radiokarbon berdasarkan pada peluruhan C14 yang dikandung di dalam material organik sebelum dan sesudah matinya sehingga diketahui umur material organik tersebut. Uji radiokarbon baik digunakan untuk menentukan umur lapisan sedimen yang terdeformasi oleh sesar aktif karena metode ini

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

efektif untuk mengetahui umur lapisan sedimen yang berumur kurang dari 50 ribu tahun (Stuiver dkk., 1979). Uji ini juga dapat menghasilkan batas kesalahan hingga 10 tahun (Yeats dkk., 1997). Dalam proses penarikhan umur ini digunakan uji *Accelerator Mass Spectometry Radiocarbon Dating* (AMS). Proses AMS ini mampu menghitung rasio C12 dan C14 dengan sampel karbon murni kurang dari satu gram. Hal ini sesuai dengan kondisi paritan yang umumnya sampel karbon berukuran butiran pasir yaitu sekitar 2-5 mm.




Gambar II-2. Diagram Penelitian Metode Paleoseismologi Di Wilayah Tropis Indonesia (Daryono, 2016; McCalpin, 1996)

Pemilihan sampel yang diambil untuk melakukan uji radiokarbon akan menentukan hasil yang diperoleh dan menentukan keakuratan rekonstruksi kronologi gempa. Sampel terbaik adalah sampel vegetasi yang mati tertimbun saat terjadi gempa. Ciri khas sampel ini adalah posisi vegetasi yang mati pada posisi tumbuhnya. Tetapi tidak setiap lokasi dijumpai sampel ini. Sampel yang paling umum dijumpai adalah sampel fragmen arang yang biasanya merupakan *reworked* material. Jenis sampel arang ini mengindikasikan umur maksimal suatu lapisan. Bagaimanapun pemilihan sampel ini sangat tergantung kondisi singkapan paritan. Pemodelan umur dari gempa yang sudah terjadi berdasarkan hasil penarikhan umur dengan menggunakan berbagai macam metode.

## 2.2 Geologi Sumatra

Tepian aktif Sundaland, terutama untuk daerah di antara busur dan palung, tersusun atas kompleks prisma akresi dan cekungan muka busur. Struktur-struktur utama yang berkembang di daerah tersebut menambah kompleksnya tektonik daerah tepian aktif ini. Tatanan struktur-struktur utama tersebut telah dikaji oleh beberapa penelitian terdahulu (Berglar dkk., 2010; Curray, 2005; Deighton dkk., 2014; Kopp and Kukowski, 2003; Kopp, 2013; Moeremans and Singh, 2015; Mukti dkk., 2012a; Susilohadi dkk., 2005). Akan tetapi, untuk beberapa lokasi, hasil dari penelitian-penelitian sebelumnya masih menyisakan perbedaan yang sangat mencolok baik mengenai pola struktur maupun evolusi (misalnya, West Andaman-Sesar Mentawai (Chauhan dkk., 2009; Diament dkk., 1992; Izart dkk., 1994; Mukti dkk., 2012a)).

Zona busur muka Andaman-Sumatra-Jawa terbentang lebih dari 4000 km yang merupakan hasil pertemuan antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia. Kecepatan pertemuan lempeng tersebut bervariasi dari 44 mm/th di bagian Andaman, 60 mm/th di selatan Sumatera, dan 68 mm/th di selatan Jawa (DeMets dkk., 2010). Di segmen Andaman-Nicobar, subduksi terbentuk sangat miring, dengan sudut ~11° dari palung. Sebagai hasil dari arah miring, di daerah Laut Andaman, konvergensi lempeng diakomodasi oleh Sesar Andaman-Nicobar (*Andaman Nicobar Fault* disingkat ANF) (Singh dkk., 2013). ANF bergabung dengan pusat pemekaran di Laut Andaman (*Andaman Sea Spreading Center*, disingkat ASSC) dan kemudian menghubungkan dengan Sesar Sagaing (SaF) di Myanmar (Vigny dkk., 2003).

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Bagian paling barat dari wilayah konvergensi Sunda ini adalah Sumatra (Gambar II-3) yang dicirikan oleh pola subduksi miring yang berubah ke bagian timurnya menjadi ke frontal yaitu di selatan Jawa. Studi-studi geologi dan geofisika telah dilakukan untuk mengamati rincian dari struktur kerak, jenis prisma akresi, segmentasi dari *backstop*, dan sejarah cekungan sejak mulai Kenozoikum (Deighton dkk., 2014; Ghosal dkk., 2012; Hall dkk., 1993; Howles, 1986; Kopp and Kukowski, 2003; Kopp, 2013; Kopp dkk., 2008, 2006, 2002, 2001; Ladage dkk., 2006; Moeremans dkk., 2014; Mukti dkk., 2012a; Schlüter dkk., 2002; Singh dkk., 2013; Yulihanto and Wiyanto, 1999). Di daratan Sumatra dan pulau-pulau sekitarnya, penelitian kebumian juga telah banyak dilakukan, terutama yang berkaitan dengan zona sesar Sumatra (Bellier and Sébrier, 1995, 1994; Bennet dkk., 1981; Budhitrisna and Andi Mangga, 1990; Cameron dkk., 1980; Collings dkk., 2012; Daryono, 2016; Djamal dkk., 1991; Lange dkk., 2010; Samuel and Harbury, 1996; Sieh and Natawidjaja, 2000).

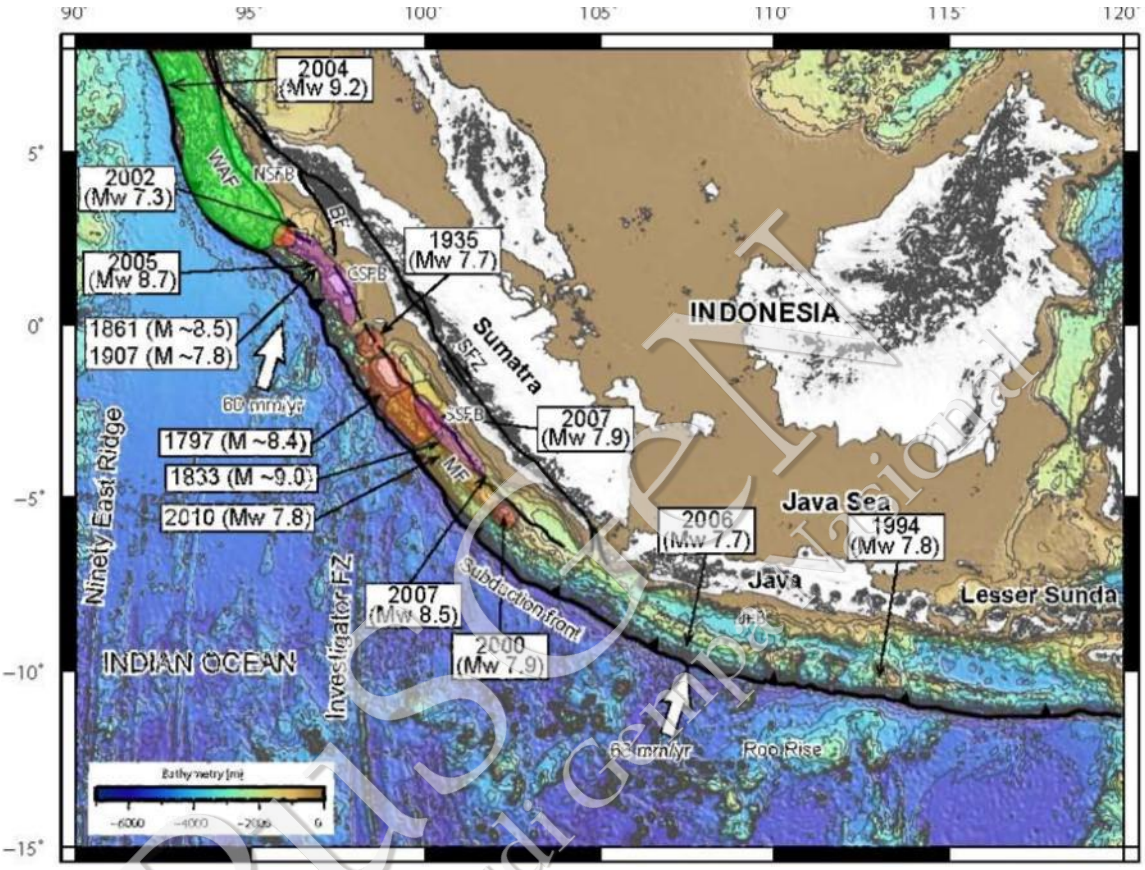
Di daerah muka busur Sumatra, karakteristik evolusi area ini telah dianalisis dalam kaitannya dengan sesar-sesar mendatar yang terkait subduksi miring sepanjang margin (Berglar dkk., 2008; Hall dkk., 1993; Matson and Moore, 1992; Yulihanto and Wiyanto, 1999). Struktur utama di bagian laut dari tepian aktif daerah muka busur Sumatra telah dipelajari untuk memahami asal-usulnya (Berglar dkk., 2010; Chauhan dkk., 2009; Diament dkk., 1992; Karig dkk., 1980; Malod and Kemal, 1996; Samuel and Harbury, 1996).

### 2.2.1 Sesar dan Sesar Aktif di Sumatra

Berdasarkan data GPS regional, dengan pusat rotasi lempeng Indo-Australia, relatif terhadap Asia Tenggara, terletak di Afrika Timur (9,64°N; 51,38°E), dengan sudut rotasi 0,677°/juta tahun, kecepatan pertemuan lempeng di sepanjang Sumatra berkisar 60 mm/tahun, azimuth N170°E (di daerah 6°S, 102°E) dan 52 mm/tahun, azimuth N100E (di daerah 20°N, N95°E) (Bock dkk., 2003; Prawirodirdjo dkk., 2000) (Gambar II-4). Konvergensi di sepanjang Sumatra membentuk pola miring tempat *strain* tektonik dipartisi menjadi komponen dip-slip di bagian megathrust dan komponen mendatar *dextral* di Zona Sesar Sumatra (Fitch, 1972; McCaffrey dkk., 2000). Dengan tatanan seismotektonik seperti ini, Sumatra dianggap sebagai salah satu zona gempa paling aktif

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

di bumi. Dalam catatan sejarah selama 140 tahun terakhir, banyak gempa besar, mulai dari magnitudo 6,5 sampai 9 telah terjadi, baik di Zona Sesar Sumatra maupun megathrust. Gempa-gempa tersebut telah menghancurkan banyak rumah dan bangunan lainnya yang berakibat banyaknya korban jiwa.



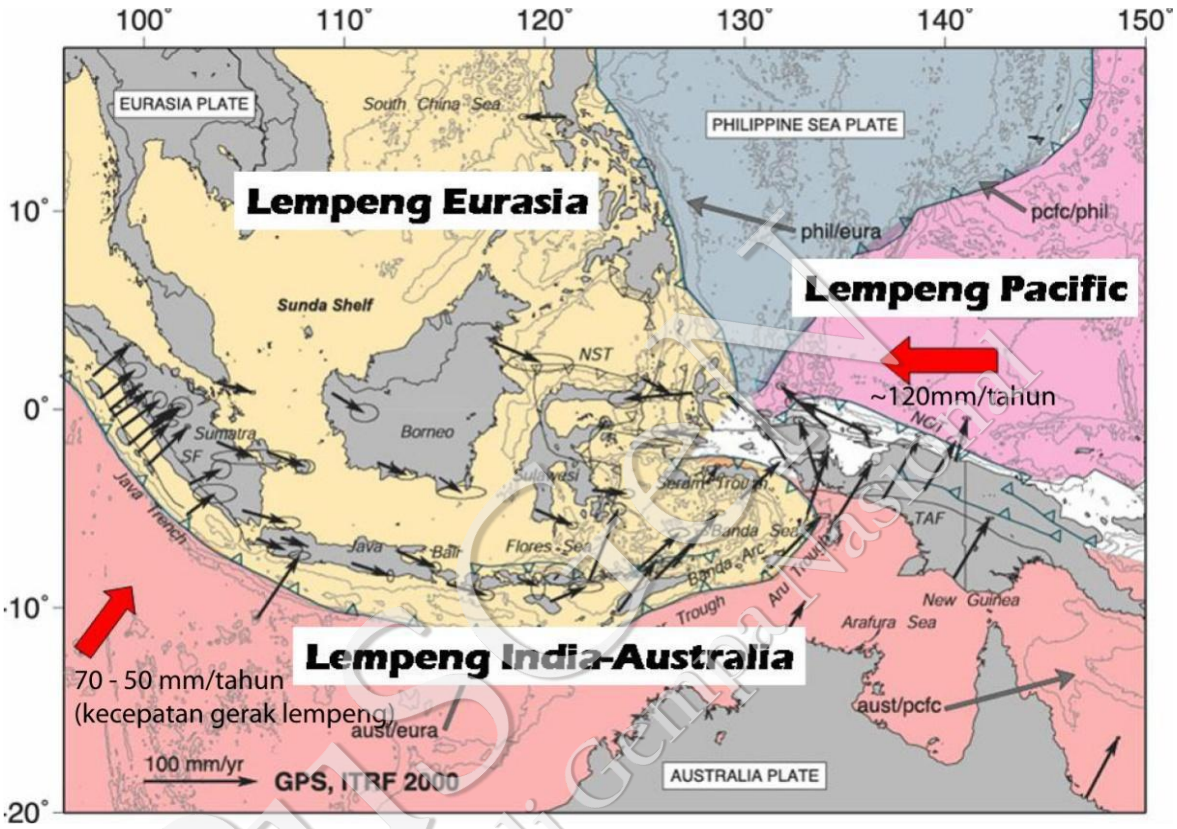

Gambar II-3. Peta regional struktur yang berkembang di Sumatra (Diament dkk., 1992; Malod and Kemal, 1996; Samuel and Harbury, 1996), dan daerah *rupture* gempa besar (Abercrombie dkk., 2001; Ammon dkk., 2006; Briggs dkk., 2006), serta fitur struktur utama di kerak samudra

### 2.2.2 Zona Sesar Sumatra

Zona Sesar Sumatra dengan panjang 1900 km terletak melintasi tulang punggung Pulau Sumatra yang tumbuh di dalam atau di dekat busur vulkanik aktif (Katili and Hehuwat, 1967). Di bagian paling utara dari zona sesar ini masuk menjadi bagian dari *spreading center* Andaman (Curray, 2005; Jourdain dkk., 2016; Singh dkk., 2013). Di ujung selatan, di sekitar Selat Sunda, sesar Sumatra terus berkembang memotong prisma akresi (Diament dkk., 1992; Huchon and Le Pichon, 1984; Sieh and Natawidjaja, 2000). Penelitian sesar aktif dan kegempaan di sepanjang Sumatra telah dilakukan pertama kali

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

berupa "garis episenter" di sepanjang pegunungan Sumatra berdasarkan intensitas gempa gempa sejarah besar (Visser, 1922). Peta regional dengan skala kecil untuk struktur-struktur yang berkaitan dengan sejarah kegempaan juga telah dilaporkan (Bellier and Sébrier, 1994; Bellier dkk., 1999; Katili and Hehuwat, 1967).



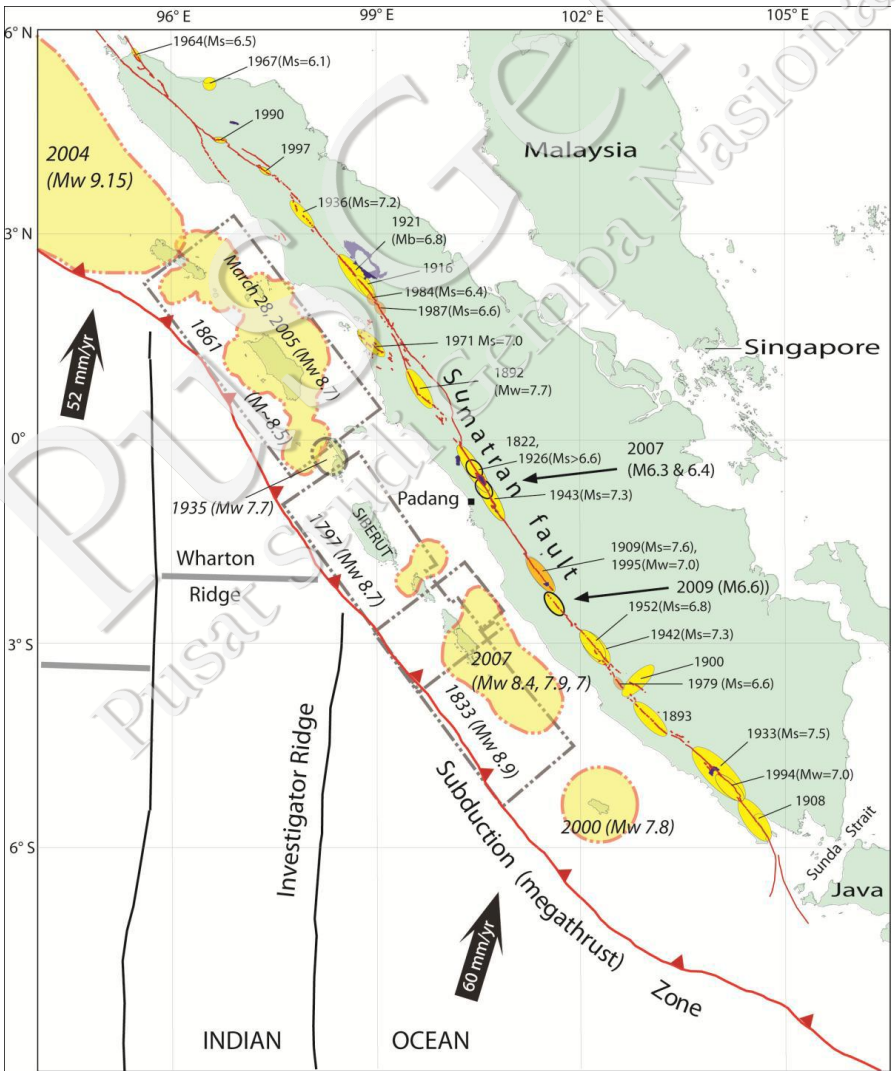

Gambar II-4. Tektonik aktif wilayah Indonesia, panah menunjukkan relatif pergerakan berdasarkan GPS (Bock dkk., 2003)

Pemetaan Zona Sesar Sumatra lebih detil telah dilakukan dengan menggunakan foto udara dengan skala 1:100.000 dan peta topografi dengan skala 1:50.000 (Sieh and Natawidjaja, 2000). Penelitian tersebut memiliki skala yang cukup besar untuk memungkinkan pembedaan segmentasi sesar sehingga dapat digunakan untuk evaluasi bahaya kegempaan (Gambar II-5). Kelompok kerja geologi di dalam Tim Revisi Zonasi Gempa Indonesia sudah mengevaluasi kembali data yang ada dan menambahkan data sesar aktif hasil penelitian terbaru ke dalam pangkalan data.

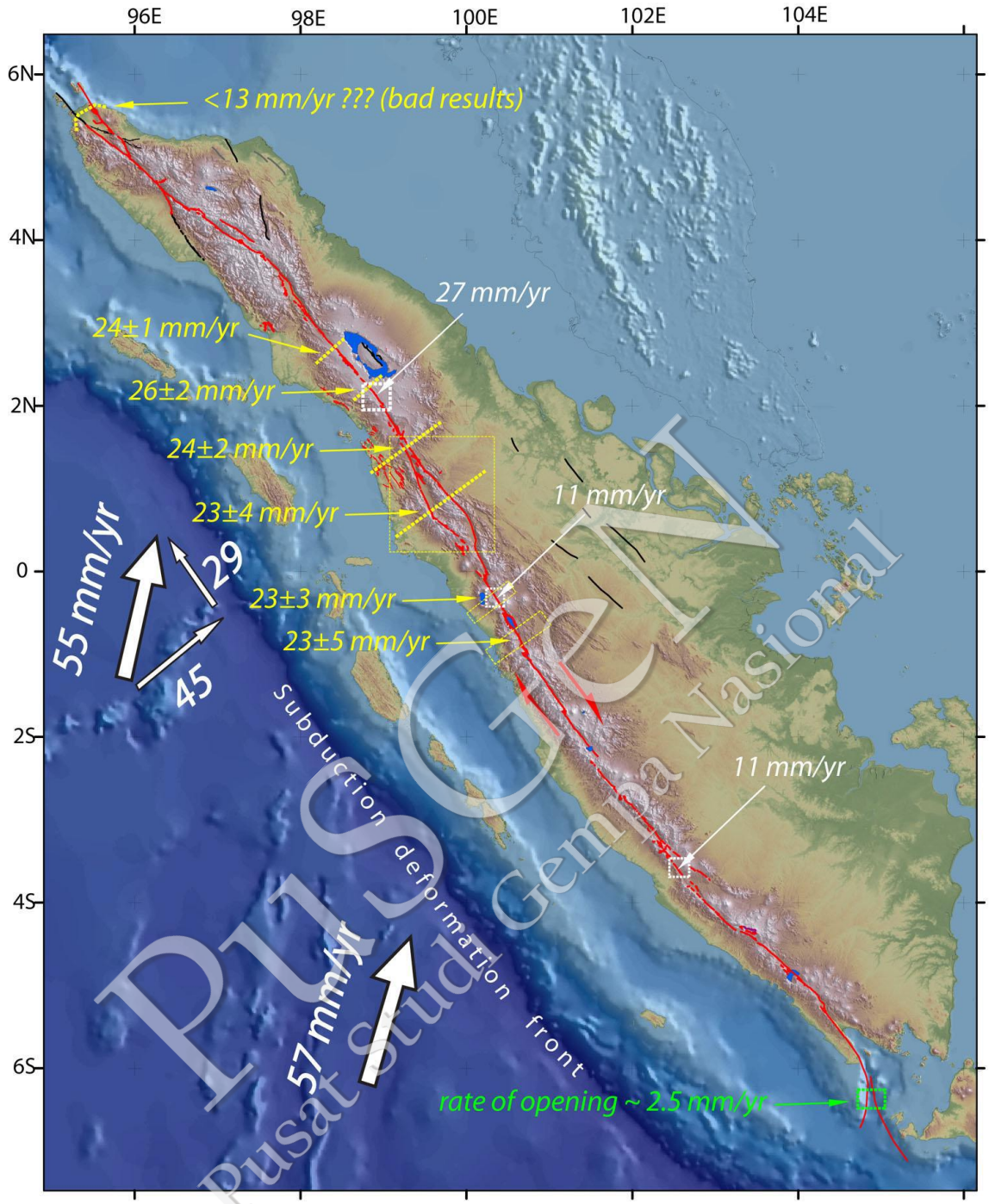
Pengukuran *sliprate* di sepanjang sesar Sumatra telah dilakukan setidaknya di tiga lokasi: di sekitar Gunung Kaba di selatan (3.6°S), Lembah Sianol di bagian tengah di dekat ekuator, dan di daerah Sungai Renun di utara (2°N) (Sieh and Natawidjaja, 2000)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

(Gambar II-6). *Sliprate* di bagian selatan diukur dari *offset* ~600 m dari lava yang berumur ~60.000 tahun, menunjukkan nilai sliprate sekitar 10 mm/tahun. Untuk bagian Sesar Sumatra bagian tengah, *sliprate* yang didapat adalah 11 mm/tahun, berupa *offset* sepanjang 720 m dari Tuf Maninjau yang berumur 60.000 tahun. Untuk bagian utara, *offset* anak Sungai Renun sepanjang 2 km terlihat memotong Tuf Toba yang berumur 70.000 tahun sehingga menghasilkan *sliprate* sebesar 27 mm/tahun. Semua pengukuran *sliprate* ini telah terbit dalam beberapa publikasi dari tim sesar aktif Sumatra (Natawidjaja and Sieh, 1994; Sieh and Natawidjaja, 2000; Sieh dkk., 1994, 1991). *Sliprate* yang dihasilkan dari pengukuran dari *offset* sungai juga telah dilakukan oleh tim yang lain(Bellier and Sébrier, 1995), namun dengan metoda yang tingkat akurasinya lebih rendah dan sukar diverifikasi sehingga tidak dimasukkan ke dalam pangkalan data.




Gambar II-5. Sesar aktif utama di Sumatra dan catatan kegempaan. Elips warna kuning menunjukkan segmen sesar yang robek ketika gempa besar




Gambar II-6. Peta sebaran pengukuran *sliprate* di lapangan (Sieh dkk., 1994, 1991) dan hasil pengamatan GPS (Genrich dkk., 2000). (Gambar diambil dari Natawidjaja dan Triyoso, 2007)

Pengukuran *sliprate* berdasarkan data GPS telah dilakukan berdasarkan hasil survei di beberapa lokasi (Genrich dkk., 2000; Prawirodirdjo dkk., 2000) (Gambar II-6). Hasil yang diperoleh menunjukkan nilai *sliprate* sebesar 26 ± 2 mm/tahun, 24 ± 1 mm/tahun, 24 ± 2 mm/tahun, 23 ± 2 mm/tahun, 23 ± 3 mm/tahun, dan 23 ± 5 mm/tahun dari lokasi di sekitar koordinat 2,7°N, 2,2°N, 1,3°N, 0,6°N, 0,4°S, dan 0,8°S. *Sliprate* yang dihasilkan

dari studi GPS nampak tidak jauh berbeda untuk daerah di atas 2°N, tetapi untuk daerah lain berbeda sehingga diperlukan studi lebih lanjut untuk memastikan hal tersebut.

Pengukuran *sliprate* yang paling mutakhir berdasarkan gabungan metoda geologi dan geodesi dilakukan oleh Bradley dkk. (2017). Hasil penelitian mereka menunjukkan bahwa besar *sliprate* di wilayah Toba hanya sekitar 14 mm/tahun, hampir setengahnya dari estimasi sebelumnya (Sieh dkk., 1994, 1991; Natawidjaja & Triyoso, 2007; Genrich dkk., 2000). Sebaliknya di wilayah Danau Maninjau, Sumatera Barat, perkiraan *sliprate* Sesar Sumatra di segmen Sianok adalah juga sekitar 14 mm/tahun, sedikit lebih tinggi dari perkiraan *sliprate* geologi sebelumnya (Sieh dkk., 1994, 1991; Natawidjaja & Triyoso, 2007). Dari pemodelan *sliprate* untuk seluruh Pulau Sumatra berdasarkan gabungan data geologi dan geodesi (GPS) diperkirakan *sliprate* sesar Sumatra mulai dari Selat Sunda sampai Aceh tidak mengalami perubahan signifikan, tapi cenderung konstan sekitar 14 – 15 mm/tahun.

Besarnya pergeseran yang dihasilkan dari gempa yang berasosiasi dengan sesar Sumatra sebagian besar tidak diketahui, kecuali untuk kejadian gempa 1867 di segmen Angkola (Muller, 1895; Prawirodirdjo dkk., 2000), dan kejadian gempa di segmen Sumani pada tahun 1926 (Natawidjaja and Sieh, 1994; Prawirodirdjo dkk., 2000; Untung dkk., 1985). Untuk data paleoseismologi, selain hasil studi sebelumnya (Bellier and Sébrier, 1995) data terbaru terbaru untuk *rupture* gempa 2007 telah dilakukan dan menghasilkan data yang baru, yaitu posisi dan sebaran *rupture* gempa tersebut (Daryono dkk., 2012; Daryono, 2016).

Di bagian paling tenggara Sumatra, yaitu di daerah Selat Sunda terbentuk daerah paparan yang di dalamnya terdapat dalaman-dalaman dan tinggian-tinggian. Daerah ini terbentang sejauh +100 km dengan lebar maksimal 125 km, meliputi daerah dangkal (<200 m) yang mendominasi di bagian timur, yang menerus ke barat sampai ke kedalaman lebih dari 1600 m di Teluk Semangko. Di daerah ini juga terdapat vulkanik aktif yang letusan paling dahsyat terjadi ketika Krakatau meletus pada tahun 1883. Adapun struktur dalaman di daerah ini terbentuk sebagai *graben* dengan arah relatif utara selatan (Susilohadi dkk., 2009). Akan tetapi, di beberapa bagiannya, struktur dalaman yang mengarah ke timur laut-barat daya juga terekam oleh beberapa penelitian yang telah dilakukan (Lelgemann dkk., 2000). Ke arah palung, cekungan muka busur tampak jauh lebih sempit apabila

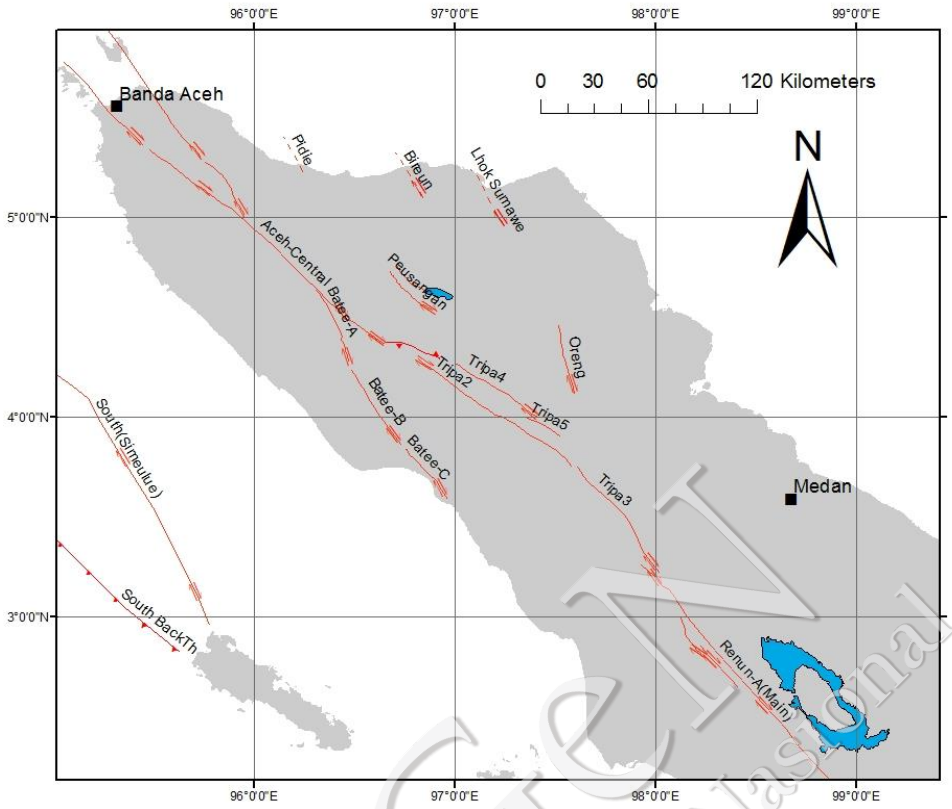
PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

dibandingkan dengan daerah di sebelahnya, baik di selatan Sumatra ataupun selatan Jawa (Malod dkk., 1995; Schlüter dkk., 2002). Bagian terluar daerah muka busur Selat Sunda, kompleks prisma akresi terbentuk lebih menjorok ke arah darat, ditandai dengan mundurnya zona palung dibandingkan dengan zona yang sama di daerah selatan Jawa ataupun Sumatra. Penyempitan atau menghilangnya bagian terdalam dari cekungan muka busur merupakan akibat dari bergeraknya Sumatra *sliver-plate* ke arah barat laut sehingga terbentuk cekungan ekstensional di Selat Sunda (Malod dkk., 1995).

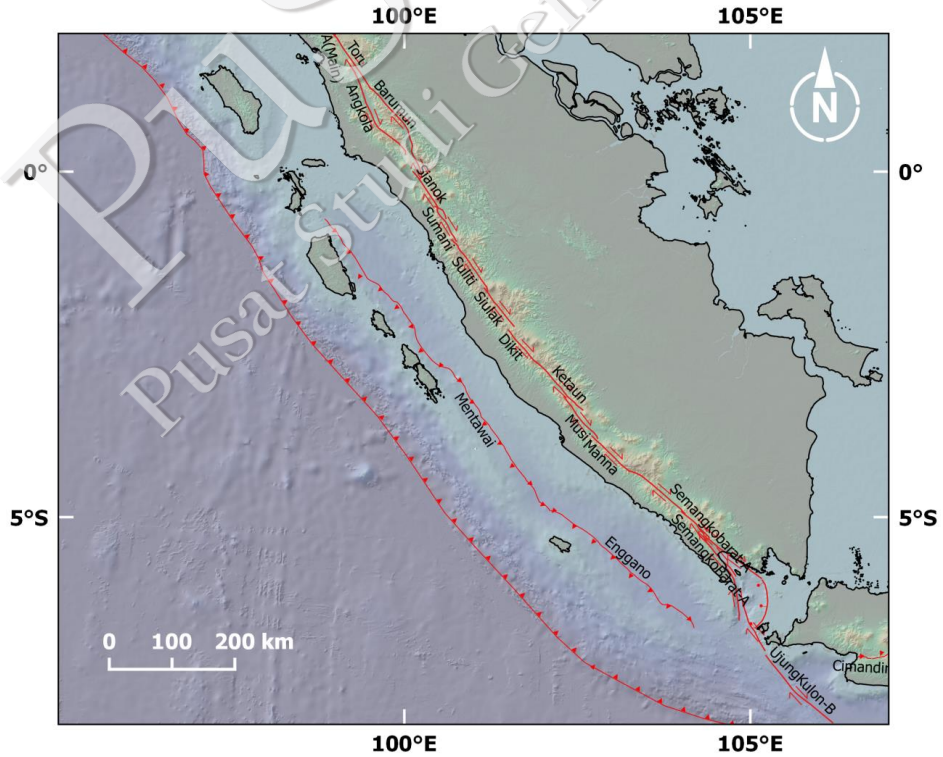
Berdasarkan data paleomagnet, pembentukan Selat Sunda telah dikaitkan dengan rotasi Pulau Sumatra searah jarum jam terhadap Jawa pada saat Pliosen (Ninkovich, 1976; Nishimura dkk., 1985). Rotasi ini dipercayai telah mempercepat proses trans-tensional di daerah Graben Semangko dan trans-pressional di Graben Krakatau (Schlüter dkk., 2002). Selain akibat rotasi Sumatra, pembukaan Selat Sunda juga dikaitkan dengan pergerakan bersifat menganan dari Sumatra *sliver-plate* (Huchon and Le Pichon, 1984). Selain itu, penipisan kerak benua juga teramati di daerah ini dan menjadi salah satu penyebab terbentuknya *graben* di Selat Sunda (Lelgemann dkk., 2000). Berdasarkan data seismik baru, terungkap bahwa di sebelah Graben Semangko juga terdapat Graben Krakatau, yang kini tertutupi oleh material vulkanik (Schlüter dkk., 2002). *Graben* yang terbentuk di daerah ini erat kaitannya dengan proses *releasing step-over* antara segmen Sesar Sumatra dan Sesar Ujung Kulon (Susilohadi dkk., 2009).

Di dalam buku ini, segmen Sesar Sumatra yang telah terdefinisi meliputi Segmen Nicobar, Seulimeum-North dan Aceh-North yang terletak di bagian paling utara Pulau Sumatra (Gambar II-7). Di bagian selatan terdapat Segmen Seulimeum-South, Aceh-Central, dan Aceh-South. Pada bagian lebih selatan (Gambar II-8 dan Gambar II-9) beberapa segmen yang teridentifikasi adalah Lok Tawar, Peusangan, Tripa1-thrust, Tripa2, Tripa3, Tripa4, Tripa5, Batee-A, Batee-B, Batee-C, Renun-A, Renun-B, Renun-C, Toru, Angkola, Barumun, Sumpur, Sianok, Suliti, Siulak, Dikit, Ketaun, Musi, Manna, Kumering-North, Kumering-South, Semangko Barat-A, Semangko Barat-B, Semangko Barat-C, Semangko Timur-A, Semangko Timur-B, dan Semangko Graben. Jauh lebih ke selatan, di daerah Selat Sunda, *step-over* dari sesar Sumatra teridentikasi sebagai segmen Ujungkulon A dan Ujungkulon B.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

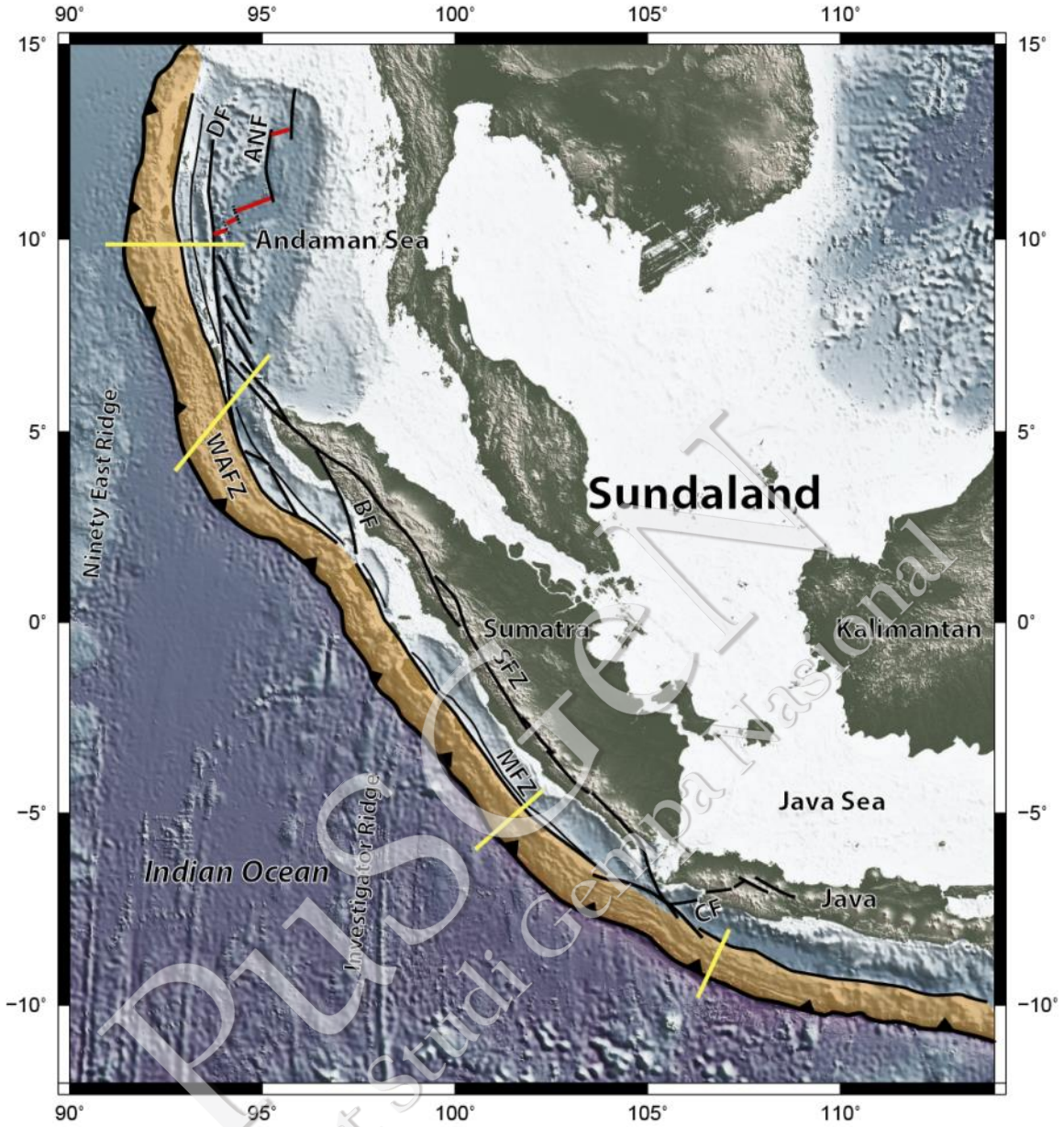



Gambar II-7. Sesar-Sesar Aktif Dan Segmen Yang Ada Di Wilayah Sumatra Bagian Utara Yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017




Gambar II-8. Sesar-Sesar Aktif Dan Segmen Yang Ada Di Wilayah Sumatra Bagian Selatan Yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-9. Peta Sundaland bagian barat dan struktur-struktur utama di tepian aktifnya. Prisma akresi terbentuk di antara palung dan tinggian di cekungan busur muka (warna coklat). Pemekaran lantai samudra terjadi di Laut Andaman, dan pembukaan akibat *pull-apart* terbentuk di Selat Sunda. SFZ = Zona Sesar Sumatra, BF = Sesar Batee (Sieh and Natawidjaja, 2000), CF = Sesar Cimandiri (Dardji dkk., 1994), MFZ = Zona Sesar Mentawai (Mukti dkk., 2012b), WAFZ = Zona Sesar West Andaman (Chauhan dkk., 2009), DF = Sesar Deligent (Curray, 2005), ABF = Sesar Andaman Nicobar (Singh dkk., 2013)

Segmen-segmen sesar Sumatra yang berada di paling utara dapat terlihat berupa kelurusan-kelurusan yang tajam di data *bathymetry* resolusi tinggi. Data *bathymetry* ini merupakan kompilasi data-data hasil akuisisi yang dilakukan oleh institusi-institusi dari luar negeri yang bekerja sama dengan BPPT. Data tersebut di *grid* kembali dengan ukuran spasi 100 m dengan menggunakan perangkat lunak GMT (Wessel and Smith,

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

1991). Segmen sesar Sumatra di bagian paling utara adalah Nicobar, Seulimeum-North dan Aceh-North (Singh dkk., 2013) dengan panjang masing-masing segmen adalah 120, 143, dan 65 km. Segmen Nicobar terbentang mulai dari sebelah timur Pulau Nicobar sampai ke sebelah utara Pulau Weh. Di bagian selatan segmen ini, segmen Seulimem-North melintasi Pulau Weh dan di bagian tenggara hingga masuk ke daratan Pulau Sumatra. Segmen Aceh-North mengarah ke tenggara ke segmen Aceh-Central dan Aceh-South. Ke bagian barat dari Aceh-Central, Segmen Batee terbagi ke dalam tiga area, yaitu Batee-A, Batee-B, dan Batee-C. Segmen-segmen tersebut terus mengarah ke lepas pantai, seperti yang pernah diidentifikasi sebelumnya berdasarkan data seismik refleksi (Moore and Karig, 1980). Pada bagian tenggara dari Segmen Aceh-South, zona *compressional* tampak menjadi pemisah antara segmen Aceh dan segmen Tripa yang mengindikasikan kemungkinan adanya *restraining bend*.

### 2.2.3 Sesar-sesar Utama di Perairan Sumatra

Di daerah busur muka Sumatra bagian utara, sesar West Andaman (WAF) *over-step* dengan Sesar Mentawai (MF) sehinggga membentuk *Tuba Ridge (*TR) (Berglar dkk., 2010). Kinematika zona sesar ini diinterpretasikan sebagai *strike-slip* (Izart dkk., 1994; Mosher dkk., 2008; Berglar dkk., 2010), dan juga *backthrust* (Chauhan dkk., 2009; Singh dkk., 2011c; Hananto dkk., 2012). Selain akibat deformasi di *restraining bend*, TR juga diinterpretasikan sebagai antiklin yang menyebabkan *uplift* dan hanya progradasi (Izart dkk., 1994). WAF yang menjadi batas antara kompleks prisma akresi dan cekungan busur muka tampak mengarah ke selatan Sumatra.

Di bagian selatan Sumatra, sesar Mentawai (MF) tumbuh sebagai *backthrust* yang menjadi batas antara prisma akresi dan cekungan busur muka (Singh dkk., 2010; Mukti dkk., 2012b). Zona MF terbentuk akibat pertumbuhan sesar anjak yang bergerak maju ke arah busur sehingga struktur yang paling muda terbentuk di bagian timur (Mukti dkk., 2012b). Cekungan busur muka tampak lebih menyempit atau hilang di daerah depan Selat Sunda (Malod dkk., 1995). Penerusan sesar Mentawai di daerah ini masih diperdebatkan (Malod dkk., 1995; Schlüter dkk., 2002; Susilohadi dkk., 2009). Di daerah prisma akresi dan cekungan busur muka di selatan Jawa, struktur antiklin tampak menjadi batas antara dua zona tersebut (Kopp dkk., 2009), yang kemungkinan merupakan penerusan sesar

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Mentawai di daerah ini. Indentasi prisma akresi di daerah bagian Selat Sunda dan sebagian selatan Jawa yang teramati dari batimetri (Malod dkk., 1995; Kopp dkk., 2006).

Di Laut Andaman, bagian terdalam kompleks prisma akresi dibatasi oleh sesar Deligent (DF) yang merupakan sesar mendatar yang terbentuk di timur Kepulauan Andaman-Nikobar (Gambar II-10). Di peta batimetri, sesar ini tampak mengarah ke utara-selatan di bagian timur kompleks prisma akresi. Data seismik terbaru di daerah ini, memperlihat tipe deformasi yang terjadi di DF yang didominasi oleh sesar-sesar naik berarah palung (*backthrust*). Perbedaan interpretasi struktur yang terjadi ini berimplikasi terhadap analisis tektonik yang berkembang di daerah ini. Observasi struktur di daerah selatan Sumatra juga memperlihatkan geometri sesar-sesar naik berarah busur yang tumbuh di bagian terdalam prisma akresi (Mukti dkk., 2012a). Pola sesar-sesar naik ini mempunyai kemiripan dengan pola yang terbentuk di bagian utara Sumatra, tempat sesar-sesar naik berarah busur menjadi batas antara prisma akresi dan cekungan busur muka (Hananto dkk., 2012). Sebelumnya, batas antara dua zona ini diinterpretasikan sebagai manifestasi sesar mendatar (Diament dkk., 1992; Izart dkk., 1994; Mosher dkk., 2008).

Perbedaan interpretasi struktur juga diajukan oleh beberapa penulis dalam menerangkan kompleks deformasi di daerah Andaman. Pemekaran lantai samudra di daerah ini di teruskan ke bagian utara dan selatan melalui sesar-sesar mendatar sesar Sagaing dan sesar Seulimeum (Curray, 2005). Observasi data-data seismik dan batimetri yang baru menghasilkan pola berbeda dari deformasi di daerah ini, yaitu pergerakan pemekaran di lantai samudra diakomodasi oleh Sesar Sagaing dan Sesar Andaman Nicobar (Singh dkk., 2013). Perbedaan tafsiran kinematika sesar-sesar utama ini dapat mengubah sejarah tektonik di daerah Andaman. Perdebatan mengenai pembukaan pusat pemekaran Andaman juga masih ada dengan minimal dua pemikiran yang berbeda (Curray, 2005; Morley and Alvey, 2015).

West Andaman Fault yang diinterpretasikan sebagai sesar mendatar (Izart dkk., 1994) diajukan sebagai sesar naik berarah busur (Chauhan dkk., 2009). Interpretasi ini dapat ditafsirkan ekuivalen dengan DF yang terbentuk lebih di utaranya. Apabila interpretasi ini valid, maka zona sesar naik akan berkorelasi dengan sesar-sesar naik di sepanjang sesar Mentawai di selatan Sumatra (Singh dkk., 2010; Mukti dkk., 2012b). Zona sesar naik ini akan tampak sebagai suatu zona yang menerus sepanjang Andaman-Sumatra.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Pertumbuhan kompleks sesar naik berarah busur ini juga telah diobservasi lebih lanjut, yaitu sesar-sesar naik berarah busur berkembang makin muda ke arah busur (Mukti dkk., 2012b). Pola progradasi sesar naik ini dapat ditafsirkan sebagai pola *in-sequence* (Morley, 1988). Pola *in-sequence* yang sama juga telah teramati bagian terdepan kompleks prisma akresi, tempat sesar-sesar naik berarah palung tumbuh bergerak ke arah palung (Singh dkk., 2011b). Dua pola dari sesar-sesar naik yang terletak di bagian terluar dan terdalam prisma akresi dapat ditafsirkan sebagai pola *double-verging accretionary wedge* yang umum tumbuh di kompleks subduksi atau kolisi (Duerto and McClay, 2009).

Selain sesar-sesar naik, sesar-sesar utama dengan gerak mendatar juga berkembang di daerah cekungan dan juga prisma akresi yang mengindikasikan adanya perubahan pola struktur di daerah cekungan muka busur (Gambar II-10) (Karig dkk., 1980; Beaudry and Moore, 1985; Matson and Moore, 1992; Yulihanto and Wiyanto, 1999). Pola struktur ini dapat menerangkan ekstensi yang terjadi di dalam partisi regangan (*strain partitioning)* akibat pola subduksi miring (McCaffrey, 1991). Tetapi, observasi ulang mengenai waktu pembentukan struktur-struktur ini dengan rekonstruksi pola subduksi yang terjadi di dalam kurun waktu tertentu masih perlu dilakukan.

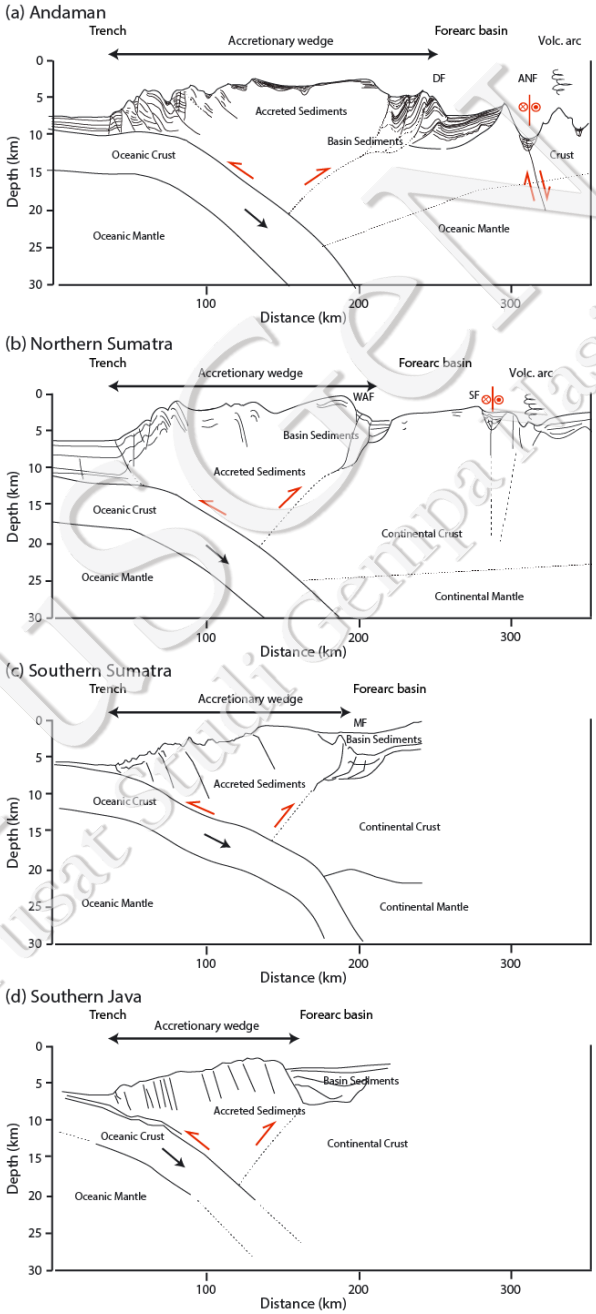
Di beberapa tempat, zona lemah akibat struktur tersebut menjadi jalur kubah lumpur yang dapat teramati baik di darat ataupun di atas lantai samudra. Keberadaan kubah lumpur juga diikuti dengan munculnya batuan dasar yang berasosiasi dengan kerak samudra (Samuel dkk., 1995; Samuel and Harbury, 1996). Proses kubah lumpur dan diapir ini ditengarai berkaitan dengan inversi struktur-struktur tua (Samuel dkk., 1995). Akan tetapi, data-data seismik terbaru di daerah ini memperlihatkan dominasi perkembangan sesar-sesar naik berarah palung yang melibatkan material prisma akresi di bagian paling dalam (Mukti dkk., 2012a; Deighton dkk., 2014). Pengaruh diapir terhadap kemunculan batuan-batuan dasar pada tinggian busur depan dapat diterapkan di daerah lain yang memiliki tatanan geologi yang sama (Aribowo dkk., 2014). Perubahan pola-pola struktur utama yang berkembang di daerah tepian aktif Sundaland ini menjadi salah satu kunci penting dalam menyingkap evolusi tektonik daerah ini.

Perbaruan data sesar-sesar aktif di sepanjang margin Sumatra telah dimasukkan ke dalam pangkalan data terbaru dengan jumlah segmen sesar lebih banyak dibandingkan dengan

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

studi sebelumnya. Untuk sesar Sumatra, jumlah segmen yang dihasilkan dari studi sebelumnya (Sieh and Natawidjaja, 2000) adalah 20 segmen. Berdasarkan pengamatan terbaru yang dilakukan segmen yang ada menjadi 43 segmen dengan detail dapat dilihat di dalam lampiran. Seiring dengan bertambahnya publikasi dan data geofisika untuk daerah lepas pantai (Chauhan dkk., 2009; Susilohadi dkk., 2009; Hananto dkk., 2012; Mukti dkk., 2012b; Singh dkk., 2013; Moeremans dkk., 2014), jumlah sesar lepas pantai di katalog sesar pun bertambah.

.




Gambar II-10. Kompleks prisma akresi di sepanjang tepian barat Sundaland. Dimensi prisma akresi makin menyempit ke arah selatan Jawa (Modifikasi dari Kopp dkk., 2009; Singh dkk., 2011; Singh dkk., 2013)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 2.2.4 Zona Subduksi Sumatera

Di sebagian besar zona subduksi, arah gerak lempeng hampir tegak lurus terhadap palung. Di bagian barat busur Sunda, tempat arah-arah penunjaman miring terhadap palung, zona sesar mendatar terbentuk sejajar dengan busur vulkanik (Kieckhefer dkk., 1980). Sesar mendatar ini kemungkinan merupakan fitur utama dari zona subduksi miring (Fitch, 1972), tempat *strain* yang ada terbagi menjadi dua, komponen paralel dan tegak lurus terhadap palung (McCaffrey dkk., 2000).

Kerak yang menunjam di bawah Sumatra yaitu di bagian barat Pulau Nias-Simeulue relatif berumur muda sekitar 46 juta tahun yang berangsur menjadi lebih tua ke arah barat laut dan tenggaranya (Liu dkk., 1983; Müller dkk., 2008). Kegempaan yang terkait dengan zona subduksi dapat terlihat mulai dari dekat palung sampai ke kedalaman 250 km (Fitch and Molnar, 1970). Di kedalaman lebih dari 100 km, kemiringan dari slab yang menunjam berkisar antara $30^0$ sampai $40^0$. Kerak samudra yang menunjam di area ini relatif lebih tipis dan ringan sehingga tidak mudah tenggelam, berbeda dengan kerak samudra yang relatif tua yang lebih berat di bawah Jawa (Berggren dkk., 1985). Aktivitas seismik dan potensi gempa besar di antara Pulau Enggano dan Selat Sunda lebih rendah dari segmen Sumatra bagian utara (Berggren dkk., 1985). Jenis zona subduksi ini merupakan indikasi dari tingginya tingkat kegempaan yang dapat terlihat dari adanya perulangan kejadian gempa besar ($M \geq 8$) dengan *rupture* di bagian paling dangkal dari *plate interface* seperti gempa 26 Desember 2004, ketika sesar ini membentuk *rupture* sepanjang 1200 km (Tabel II-1) dengan lebar 300-400 km (Briggs dkk., 2005). Dengan kemiringan slab yang menunjam sekitar $13^o$, zona *megathrust* di Sumatra bagian tenggara dapat menimbulkan gempa dengan Mmax 9.

Catatan gempa besar yang diakibatkan oleh *megathrust* di daerah Sumatra telah banyak terekam dari beberapa penelitian (Natawidjaja and Triyoso, 2007; Natawidjaja dkk., 2006; Newcomb and McCann, 1987; Sieh dkk., 2008). Selain itu, berdasarkan hasil pengukuran modern, secara umum zona *megathrust* Sumatra sedang menghimpun *strain* (Chlieh dkk., 2008; Prawirodirdjo dkk., 2000). Tekanan yang dilepas dari akumulasi *strain* tersebut tercatat setelah gempa besar 2004 dan 2005 adalah gempa di selatan Pagai tahun 2010 (Hill dkk., 2012).

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-1. *Megathrust* di daerah Sumatra

| Index | Structure name | Segment | Dip | L (km) |
|---|---|---|---|---|
| M1 | Sumatran Megathrust | Aceh-Andaman | USGS Slab 1.0 Model | 1300 |
| M2 | Sumatran Megathrust | Nias-Simelue | | 300 |
| M3 | Sumatran Megathrust | Batu | | 80 |
| M4 | Sumatran Megathrust | Mentawai-Siberut | | 300 |
| M5 | Sumatran Megathrust | Mentawai-Pagai | | 380 |
| M4-5 | Sumatran Megathrust | Mentawai | | 760 |
| M3-4 | Sumatran Megathrust | Batu-Mentawai Siberut | | 380 |
| M6 | Sumatran Megathrust | Enggano | | 250 |
| M7 | Sunda-Strait Megathrust | Sunda Strait (SS) | | 290 |

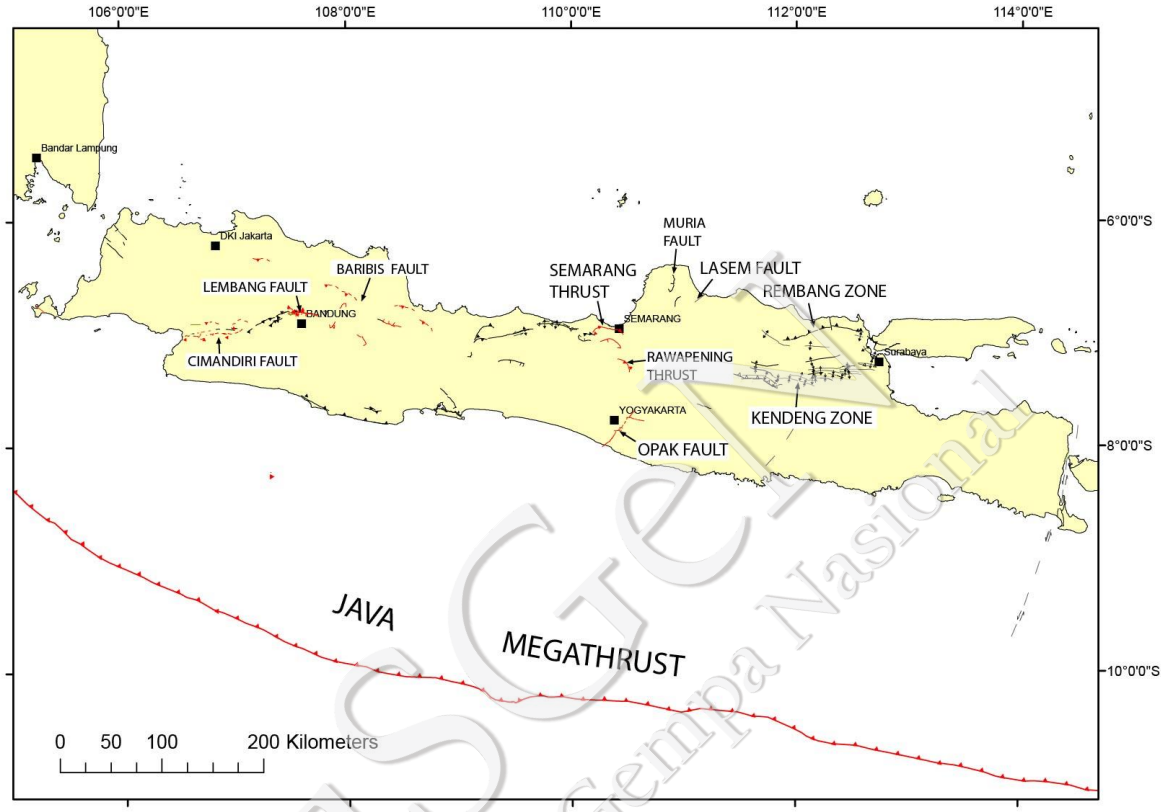
## 2.3 Geologi Jawa

Perubahan pola subduksi dari *oblique convergence* di Sumatra menjadi *frontal* di selatan Jawa menghasilkan pola struktur dan karakteristik seismisitas yang berbeda antara Jawa dan Sumatra. Rekaman seismisitas di zona subduksi di Jawa menunjukkan bahwa Jawa lebih 'tenang' dibandingkan dengan Sumatra walaupun gempa besar yang mengakibatkan tsunami juga pernah terjadi di wilayah Jawa, di antaranya gempa Mw 7.8 di Jawa Timur pada tahun 1994 (Abercrombie dkk., 2001) dan Mw 7.8 di Pangandaran pada tahun 2006 (Ammon dkk., 2006; Fujii and Satake, 2006).

Selain dari zona subduksi, gempa dangkal yang bersumber di daratan juga sering terjadi di Jawa dalam beberapa puluh tahun terakhir. Disebabkan padatnya permukiman di Jawa, gempa-gempa ini menimbulkan dampak yang cukup merusak. Penelitian tentang pemetaan sumber gempa di Jawa terutama sesar aktif yang berada di darat saat ini mulai menjadi perhatian (Marliyani, 2016; Marliyani dkk., 2016; Daryono, 2016; Supartoyo, 2016). Marliyani (2016) misalnya menggunakan berbagai metode geologi yang meliputi pemetaan, analisis kualitatif dan kuantitatif geomorfologi tektonik, dan paleoseismologi dalam memetakan sesar-sesar aktif di Jawa (*on shore*). Hasil penelitian dari Marliyani (2016) menunjukkan bahwa deformasi aktif di Jawa terakomodasi oleh struktur-struktur berskala kecil (km hingga puluhan km) dengan penyebaran yang cukup luas. Tidak ada struktur dominan yang berkembang di Jawa seperti yang terbentuk di Sumatra melalui

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

sesar Sumatra. Selain berdasarkan kompilasi hasil-hasil penelitian yang sudah ada, sumber-sumber gempa baru juga ditemukan dalam penyusunan peta gempa nasional di dalam buku ini (Gambar II-11)



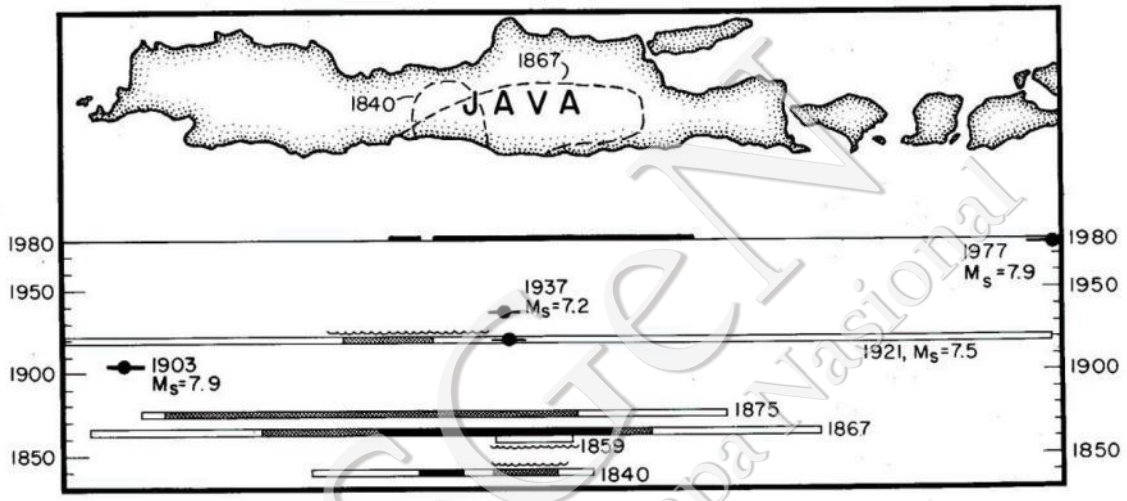

Gambar II-11. Peta sesar aktif di Jawa yang teridentifikasi sampai saat ini yang terangkum dalam Peta Gempa Nasional 2017

### 2.3.1 Zona Subduksi Jawa

Zona subduksi Jawa, dengan banyak segmen (Tabel II-2), memiliki frekuensi dan magnitudo kegempaan yang secara signifikan lebih rendah jika dibandingkan dengan Sumatra. Meskipun demikian, terdapat beberapa gempa besar juga pernah terjadi di lepas pantai selatan Jawa, terutama di sepanjang *megathrust* (Newcomb and McCann, 1987). Dari sekian banyak gempa yang terjadi di subduksi Jawa, tidak ada yang yang mencapai Mw 8 (Gambar II-12). Selain tsunami skala kecil yang terjadi pada tahun 1994 (Abercrombie dkk., 2001) dan tahun 2006 (Ammon dkk., 2006; Fujii and Satake, 2006) tidak ada rekaman sejarah terjadinya tsunami besar di zona subduksi Jawa. Diperkirakan pergerakan relatif lempeng di zona subduksi Jawa diakomodasi terutama oleh pergerakan

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

aseismik tanpa adanya penumpukan energi. Hipotesis ini didukung oleh fakta bahwa umur *plate* yang menunjam di bawah Jawa relatif lebih tua (120-130 Ma) sehingga menjadi lebih dingin dan berat. Sebagai akibatnya, sudut penunjaman menjadi lebih besar sehingga lempeng samudra yang menunjam tidak bersinggungan secara kuat dengan lempeng Eurasia di atasnya. Hal ini juga didukung oleh banyaknya sesar normal di daerah *fore-arc* yang mengindikasikan dominasi *slab-pull force* dibandingkan dengan *slab-push force* di daerah ini (Abercrombie dkk., 2001).




Gambar II-12. Grafik yang menunjukkan hubungan antara waktu dan wilayah dari kejadan kegempaan yang terjadi di wilayah selatan Jawa berdasarkan rekaman sejarah kegempaan selama 170 tahun terakhir. Setiap baris merepresentasikan kejadian gempa. Kolom yang berwarna putih dari setiap kejadian gempa merepresentasikan area MMI 1-IV, area bertitik-titik mengindikasikan MMI V-VI sedangkan yang berwarna hitam mengindikasikan MMI>VII. Garis yang bergelombang mengindikasikan area yang terkena dampak tsunami (Newcomb & McCann, 1987)

Meskipun demikian, kejadian gempa besar pada tahun 1994 dan 2006 menunjukkan bahwa zona subduksi Jawa tidak sepeuhnya aseismik dan masih menyimpan potensi kegempaan. Adanya periode seismisitas yang lama bisa jadi mengindikasikan adanya *locked patches* yag terisolasi di daerah batas lempeng. *Locked patches* yang terisolasi ini ketika akhirnya lepas akan menghasilkan gempa bermagnitudo besar. Keberadaan *locked patches* ini bisa jadi disebabkan adanya subduksi *seamount* (Abercrombie dkk., 2000). Menurut Kanamori (2008) secara umum pada zona subduksi tempat lempeng yang menunjam memiliki permukaan yang kasar dan tua, daerah *coupled/locked zone* bisa berada di dalam zona yang sempit di daerah dekat dengan *trench* di batas deformasi paling depan dari sistem subduksi. Gempa subduksi Jawa tahun 1994 dan 2006 terjadi di daerah yang sempit (beberapa puluh km dari palung) sehingga besar kemungkinan bahwa

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

gempa ini terjadi karena adanya *isolated locked-zone* di batas subduksi Jawa. Besar kemungkinan bahwa potensi kegempaan zona subduksi di Jawa mengikuti pola ini, yaitu gempa yang akan datang kemungkinan terjadi di daerah yang terdapat adanya *seismic-gap* (zona dengan seismisitas rendah) di sepanjang zona seismik yang sempit.

Tabel II-2. Zona *Megathrust* Jawa

| **Index** | **Structure name** | **Segment** | **Dip** | **L (km)** |
|---|---|---|---|---|
| M8 | Java Megathrust | Jawa Barat (JB) | USGS Slab 1.0 Model | 280 |
| M9 | Java Megathrust | Jawa Tengah (JT) | | 280 |
| M10 | Java Megathrust | Jawa Timur (JTM) | | 280 |
| M6-7 | Java Megathrust | Enggano-SS | | 540 |
| M6-7-8 | Java Megathrust | Enggano-SS-JB | | 820 |
| M8-9-10 | Java Megathrust | JT-JTM | | 560 |
| M6-7-8-9-10 | Java Megathrust | SS-JB-JT-JTM | | 1130 |
| M11 | Java Megathrust | Bali | | 460 |
| M12 | Java Megathrust | NTB | | 430 |
| M13 | Java Megathrust | NTT | | 540 |

### 2.3.2 Sesar Aktif di Jawa Bagian Darat

Secara umum struktur geologi aktif di Jawa didominasi oleh sesar geser dan sesar naik dengan sesar turun sebagai struktur minor (Tabel II-3). Beberapa sesar utama di Jawa yang sudah banyak diketahui antara lain Sesar Cimandiri (Katili dan Soetadi; 1971; Dardji dkk., 1994; Setiadji, 1994; Supartoyo dkk., 2005), Sesar Lembang (Tjia, 1968; Setiadji, 1997; Supartoyo dkk., 2005), dan Sesar Baribis-Citanduy (Katili and Soetadi, 1971; Setiadji, 1997; Supartoyo dkk., 2005). Di Jawa bagian tengah dan timur, struktur yang terlihat dominan adalah struktur sesar naik (zona Sesar Kendeng dan Semarang), sedangkan di bagian timur Jawa diwakili oleh sistem patahan turun (Sesar Pasuruan, Probolinggo, dan Baluran).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

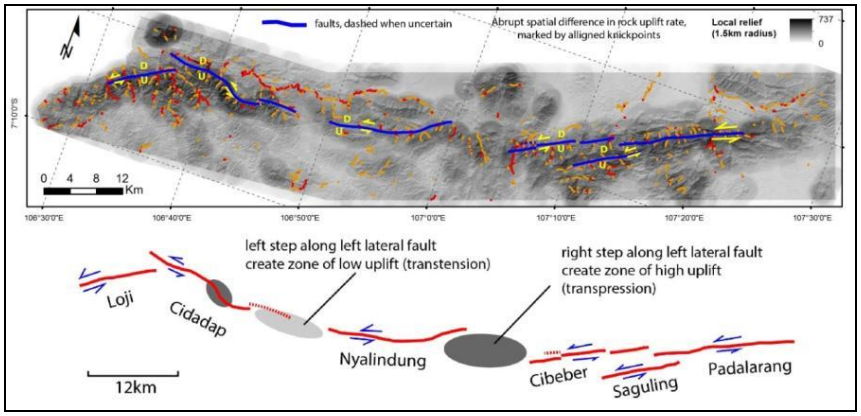
## Sesar Cimandiri

Sesar Cimandiri membentuk gawir sepanjang 100 km berarah NE-SW dari Padalarang hingga Pelabuhan Ratu di Jawa Barat dan menjadi perhatian beberapa peneliti (Katili dan Soetadi, 1971; Dardji dkk., 1994; Setiadji, 1997; Supartoyo dkk., 2005). Banyak gempa yang cukup besar terjadi di zona sesar ini antara lain M5,5 pada tahun 1982, M5,4 dan M5,1 pada tahun 2000 (Supartoyo dkk., 2000) termasuk juga gempa dengan intensitas MMI VII yang terjadi pada tahun 1900 (Visser, 1922). *Slip rate geodetic* dari sesar ini diperkirakan cukup kecil berkisar antara 0,4-1 mm/tahun (Sawitri, 2016). Zona sesar Cimandiri terdiri dari banyak sekali sesar naik dan sesar mendatar dengan arah orientasi barat-timur dan timur laut-barat daya, akan tetapi informasi lebih rinci dari sesar-sesar ini belum banyak diketahui.

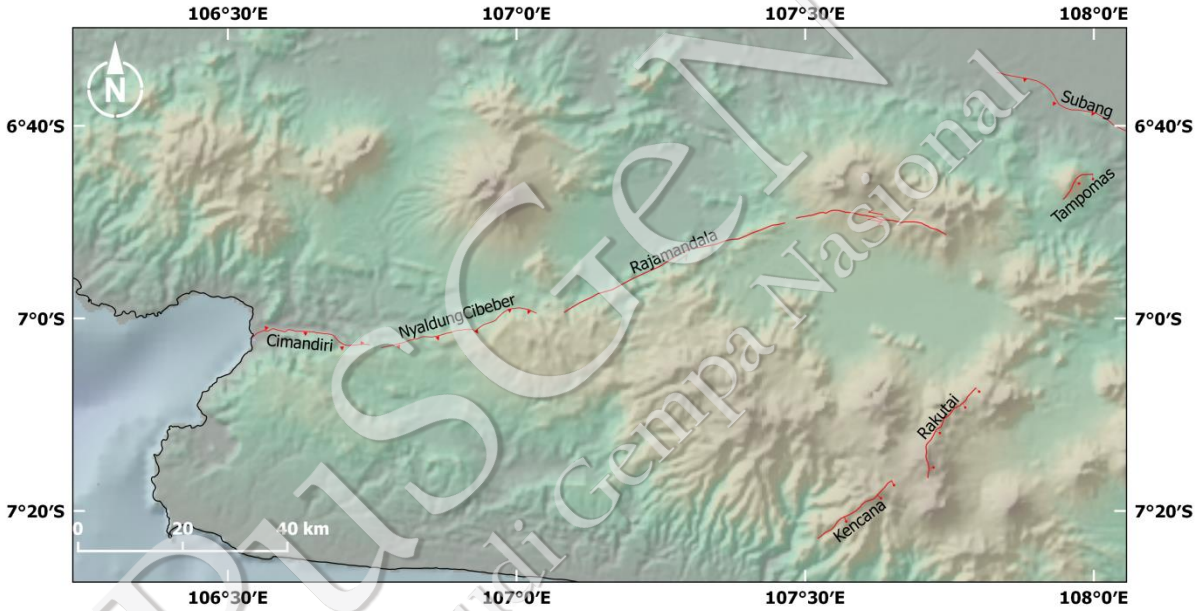
Marliyani dkk. (2016) mengidentifikasi bagian dari zona sesar Cimandiri yang aktif berdasarkan analisis kuantitatif geomorfologi *bedrock channel* menggunakan dua *proxy* utama *normalized channel steepness index* dan *knickponts* kemudian dikombinasikan dengan pemetaan tektonik geomorfologi dan geologi Kuarter. Menurut Marliyani dkk. (2016) sesar aktif dari zona sesar Cimandiri terdiri dari 6 segmen (Segmen Loji, Cidadap, Nyalindung, Cibeber, Saguling, dan Padalarang; Gambar II-13) yang mekanismenya dominan sesar naik dengan komponen mengiri. Supartoyo (2016) menggunakan parameter morfometri kurva *hypsometric*, basin asimetri, gradien indek panjang sungai, pegunungan muka dan perbandingan lebar, dan tinggi lembah untuk memetakan bagian aktif dari Sesar Cimandiri.

Di dalam penyusunan peta gempa nasional ini (Gambar II-14), penentuan segmen aktif dari sesar Cimandiri dan penamaannya selain diadopsi dari penelitian yang sudah ada juga dengan melakukan analisis dan diskusi bersama. Beradasarkan hasil yang diperoleh ditentukan nama segmen-segmen baru dari sesar Cimandiri yaitu Segmen Cimandiri (ekuivalen dengan segmen Cidadap dari Marliyani dkk., 2016), Cibeber-Nyalindung, dan Rajamandala (ekuivalen dengan segmen Saguling-Padalarang dalam Marliyani dkk., 2016).

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-13. Peta Segmen Sesar Aktif Cimandiri Menurut Marliyani dkk. (2016)




Gambar II-14. Segmen Sesar Aktif Cimandiri Yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

## Sesar Lembang

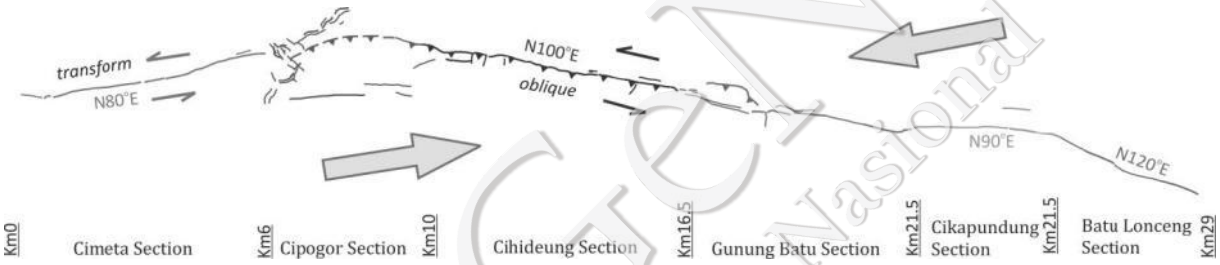
Sesar Lembang tergambar dengan jelas di topografi sebagai gawir yang memanjang barat-timur terletak di utara Kota Bandung di Jawa Barat (Tjia, 1968, Setiadji, 1997; Nossin, 2002; Supartoyo dkk., 2005). Sesar ini merupakan terusan dari ujung utara sesar Cimandiri. Menurut catatan sejarah, gempa besar pernah tejadi di sepanjang sesar ini pada tahun 1699, 1834 dan 1900 (Visser, 1922; Wichmann, 1918). Berdasarkan studi geodesi, Abidin dkk. (2008, 2009) memperkirakan *slip rate* sesar Lembang sebesar 3-14 mm/th dengan pergerakan geser sinistral, sedangkan Meilano dkk. (2012) dengan metode yang sama tetapi dengan rentang waktu pengamatan yang lebih lama memperkirakan *sliprate* sesar ini sebesar 6 mm/tahun. Daryono (2016) meneliti secara detail sesar ini dengan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

menggunakan metode tektonik geomorfologi dan *paleoseismology* kemudian membagi sesar Lembang menjadi 6 bagian (Gambar II-15), yaitu Cimeta, Cipogor, Cihideng, Gunung Batu, Cikapundang, dan Batu Lenceng. Hasil pengukuran *slip rate* geologi dari Sesar Lembang berkisar antara 2 sampai 6 mm/tahun (Daryono, 2016).

## Sesar Baribis

Sesar Baribis di Jawa Barat, memanjang dari Majalengka sampai Subang, merupakan ujung utara dari imbrikasi belakang busur di Jawa Barat. Sesar ini teridentifikasi sebagai sesar naik yang dapat diamati dari topografi dan seismik refleksi. Kegempaan juga sering terjadi di daerah ini (lihat bagian Seismologi di dalam buku ini untuk lebih detail).




Gambar II-15. Kinematika Sesar Lembang dan Pembagiannya menurut Daryono (2016)

## Sesar Semarang

Sesar Semarang dikenali dari kenampakan morfologi gawir sesar naik yang memotong batuan berumur Holosen. Selain itu, data bawah permukaan (seismik refleksi dan profil hasil survey resistivity) juga menunjukkan adanya struktur anjakan (sesar naik) yang memotong hingga ke dekat permukaan, menunjukkan bahwa sesar ini aktif. Sejarah kegempaan di daerah ini menyebutkan bahwa daerah Semarang pernah digoncang gempa yang bersumber di daratan pada tanggal 19 Januari 1856 dengan kekuatan VI-VII MMI yang menyebabkan adanya kerusakan pada bangunan. Gempa ini kemungkinan besar berasosiasi dengan sesar ini. Hidayat (2013) dan Hidayat dkk. (2011) meneliti sesar Semarang di sepanjang Kali Garang dengan menggunakan pendekatan pemetaan geologi permukaan untuk mengidentifikasi adanya sesar yang berarah utara-selatan yang sejajar dengan Kali Garang. Menurut Hidayat (2013) bukti-bukti keberadaan sesar Kali Garang terekam dengan baik pada batuan berumur Kuarter yang terdiri atas cermin sesar, kekar gerus, lipatan seret, dan ditandai banyaknya lokasi gerakan tanah di sepanjang Kali

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Garang. Sesar Kali Garang yang terekam di batuan Kuarter menunjukkan bahwa sesar ini masih aktif atau berpotensi gempa di masa yang akan datang.

### Sesar Kendeng

Sesar Kendeng merupakan zona sesar yang memanjang mengarah barat timur dari Jawa Tengah hingga bagian barat Jawa Timur. Sesar ini terdiri dari kumpulan sesar-sesar naik dan lipatan-lipatan (*blind faults*) yang dapat diamati dari adanya anomali Bouguer di daerah ini (Hamilton, 1979; Simandjuntak dan Barber, 1996; Smyth, 2008). Di bagian barat sesar kendeng ini terlihat menyambung ke dalam sistem Sesar Semarang dan Baribis. Gempa-gempa dangkal berukuran sedang (M4-5) terjadi di sepanjang zona sesar ini dalam beberapa tahun terakhir. Bukti pergerakan sesar ini dapat diamati dengan adanya teras-teras sungai yang terangkat seiring dengan pergerakan sesar-sesar di daerah ini (Marliyani, 2016).

Hasil penelitian terakhir dan juga hasil diskusi kelompok tim revisi zonasi gempa menunjukkan bahwa Sesar Baribis merupakan bagian dari satu kesatuan jalur sesar naik belakang busur, termasuk di dalamnya Sesar Semarang dan sesar-sesar naik di zona Kendeng, Jawa Timur (Natawidjaja dan Daryono, 2016).

### Sesar Opak

Keberadaan sesar Opak menjadi perhatian setelah terjadinya gempa di Yogyakarta pada tahun 2006. Gempa Yogyakarta disinyalir terbentuk di sepanjang sesar ini. Mekanisme pergerakan sesar yang terekam di dalam rekaman seismik menunjukkan pergerakan geser *sinistral*. Zona Sesar Opak sendiri membentuk gawir memanjang berarah barat daya-timur laut yang kemudian membelok ke arah timur dan bergabung dengan sistem sesar naik Batur Agung yang sudah tidak aktif lagi.

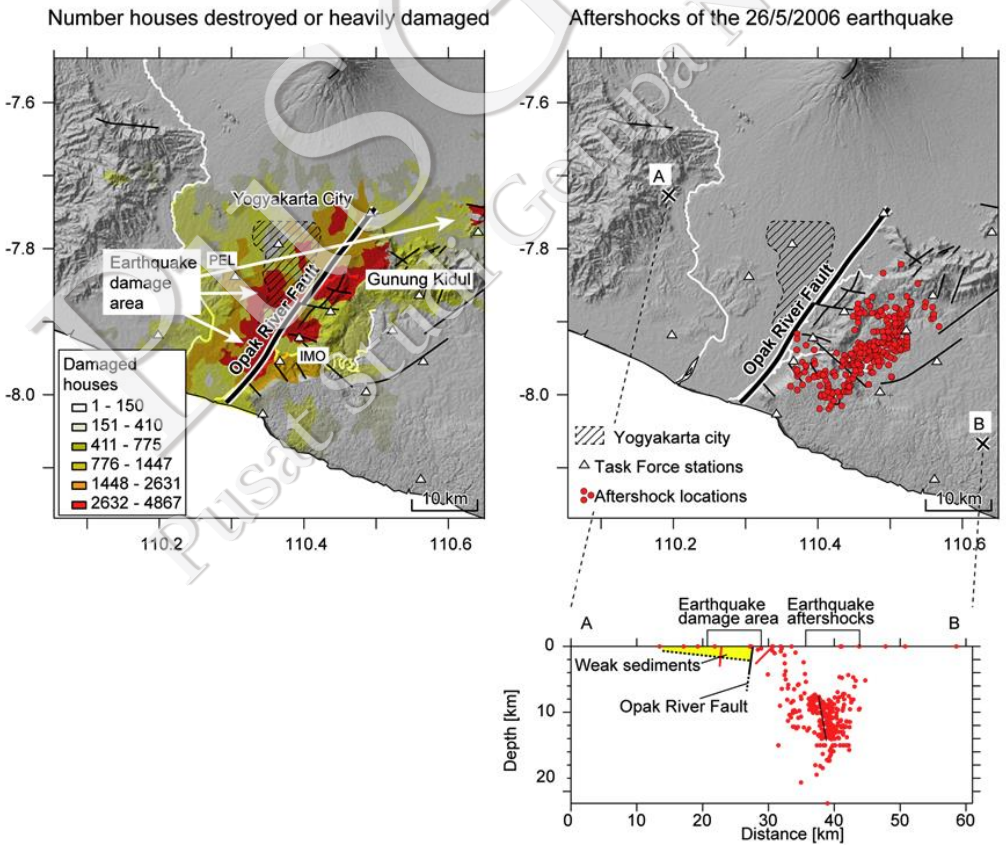
Hasil penelitian lapangan yang dilakukan sekitar 3 bulan setelah gempa tahun 2006 menunjukan keberadaan *surface ruptures* dari gempa ini di lokasi sepanjang Sesar Opak dengan dominan pergerakan geser *sinistral* (Natawidjaja, 2016). Namun karena data *surface ruptures* sudah banyak yang hilang atau tidak terlihat ketika dilakukan penelitian lapangan maka dokumentasi *surface ruptures* ini menjadi tidak lengkap. Ada perbedaan mencolok dari hasil penelitian geologi lapangan dengan hasil rekaman aftershock gempa yang dilakukan oleh Walter dkk. (2008) dan Fukuoka dkk. (2009). Data aftershock

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

mengindikasikan sumber gempa sejajar Sesar Opak namun berada sekitar 5 km kearah Timur (Gambar II-16). Natawidjaja (2016) mencoba memberikan solusi untuk perbedaan ini dengan memberikan hipotesa bahwa kemungkinan bidang sesar mempunyai kemiringan sekitar 50 derajat kearah timur.

## Sesar Pasuruan

Sesar Pasuruan terlihat dengan jelas di topografi dengan adanya gawir sesar yang memanjang berarah barat timur sepanjang 13 km. Gawir sesar ini memotong batuan endapan volkaniklastik Formasi Rabano (Suharsono dan Sawarti, 1992) berumur Pleistosen mengindikasikan bahwa sesar ini berumur lebih muda dari Pleistosen. Indikasi pergerakan sesar turun ditemukan dan telah dipetakan di sepanjang sesar ini (Marliyani dkk., 2015). Studi paleoseismologi di sesar ini sudah dilakukan oleh Marliyani dkk. (2015) menghasilkan indikasi pergerakan aktif ditemukan sebanyak minimal 6 kali dalam waktu 4000 tahun terakhir.




Gambar II-16. Gambar sebaran gempa susulan dari gempa Yogyakarta 2006 yang memperlihatkan sebaran membentuk bidang sesar yang berada di sebelah timur gawir Sesar Opak dan miring kearah timur (Walter dkk., 2008)

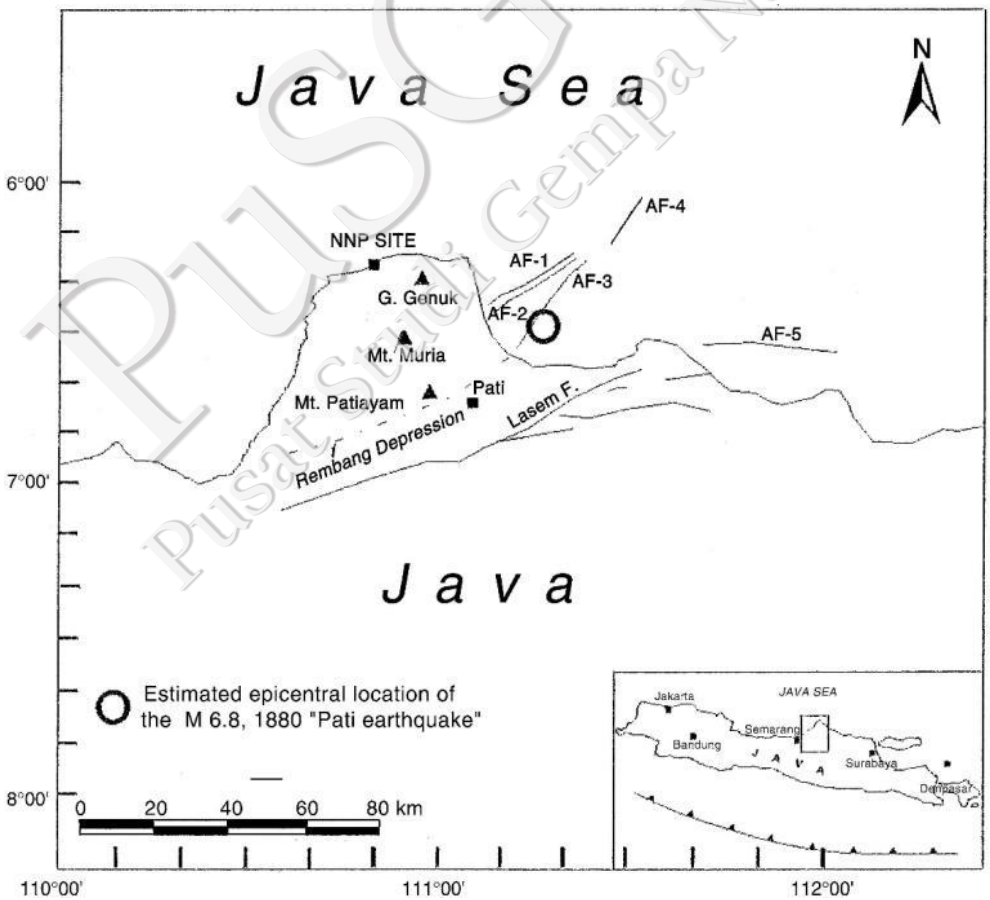
PSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## Sesar Probolinggo

Sesar Probolinggo tergambar di permukaan oleh ketampakan gawir sesar yang memanjang berarah timur laut-barat daya. Gawir sesar ini memotong endapan lepas gunung api dari Gunung Argopuro yang berumur Pleistosen. Morfologi dari gawir sesar ini mengindikasikan pergerakan mendatar.

## Sesar Lasem

Sesar Lasem tecermin di dalam topografi berupa lipatan yang memanjang berarah timur laut-barat daya (Gambar II-17). Penelitian di sekitar sesar ini telah dilakukan oleh McBirney dkk. (2003) di dalam kajian kelayakan pendirian pembangkit listrik tenaga nuklir di daerah ini. Gempa yang diduga berasosiasi dengan sesar ini pernah terjadi pada tahun 1880 sebesar M6,8. Pada kegiatan revisi gempa, lokasi Sesar Lasem sudah direvisi berdasarkan data penampang seismic refleksi. Sesar Lasem terlihat merupakan sesar naik bukan sesar mendatar seperti yang diduga peneliti terdahulu.




Gambar II-17. Delineasi Sesar Lasem Menurut McBirney dkk. (2003) Relatif Terhadap Episenter Gempa M6.8 Pada Tahun 1880

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-3. Sesar aktif di Jawa

| No. | Sesar Aktif | | | Kedudukan | | Pjg (km) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Utama | Segmen | Tipe | Strike | Dip | |
| 1 | Cimandiri Fault | Cimandiri | R | E-W | 45S | 23 |
| 2 | Cimandiri Fault | Nyalindung-Cibeber | R | | 45S | 30 |
| 3 | Cimandiri Fault | Rajamandala | SS | | | 45 |
| 4 | Lembang Fault | Lembang | SS | E-W | 90 | 30 |
| 5 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Subang | R | NW | 45S | 33 |
| 6 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon-1 | R | NW | 45S | 15 |
| 7 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon--2 | R | NW | 45S | 18 |
| 8 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Karang Malang | R | EW | 45S | 22 |
| 9 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Brebes | R | | 45S | 22 |
| 10 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Tegal | R | ENE | 45S | 15 |
| 11 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Pemalang | R | NE | 45S | 9 |
| 12 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Pekalongan | R | NE | 45S | 16 |
| 13 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Weleri | R | | 45S | 17 |
| 14 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Semarang | R | EW | 45S | 34 |
| 15 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Rawapening | R | NW | 45S | 18 |
| 16 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Demak | R | EW | 45S | 31 |
| 17 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Purwodadi | R | EW | 45S | 38 |
| 18 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cepu | R | ESE | 45S | 100 |
| 19 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Waru | R | EW | 45S | 64 |
| 20 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Surabaya | R | ESE | 45S | 25 |
| 21 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Blumbang | R | NE | 45S | 31 |
| 22 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Tampomas | N | NE | 60 | 8 |
| 23 | Muria fault | NormalFault | N | N-S | 60 | 28 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-3. (lanjutan)

| No.. | Sesar Aktif | | | Kedudukan | | Pjg (km) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Utama | Segmen | Tipe | Strike | Dip | |
| 24 | Cirebon | StrikeSlipFault | SS | NNW | | 20 |
| 25 | Ciremai | StrikeSlipFault | SS | NW | 90 | 20 |
| 26 | Ajibarang | StrikeSlipFault | SS | EW | 90 | 20 |
| 27 | Ungaran-1 | NormalFault | N | EW | 60S | 17 |
| 28 | Ungaran-2 | StrikeSlipFault | N | N | 90 | 20 |
| 29 | Opak | StrikeSlipFault | SS | NE | 60E | 45 |
| 30 | Merapi-Merbabu | Strike-slip | SS? | NS | 90 | 28 |
| 31 | Lasem Thrust | Reverse | R | NE | 90 | 69 |
| 32 | Pasuruan Fault | | N | | 60S | 18 |
| 33 | Probolinggo Fault | | SS | | 60N | 15 |
| 34 | Wongsorejo Fault | | N | | 60E | 10 |
| 35 | Garsela Fault | Rakutai | N | | 60E | 19 |
| 36 | Garsela Fault | Kencana | SS | | 90 | 17 |

## 2.4 Geologi Sulawesi

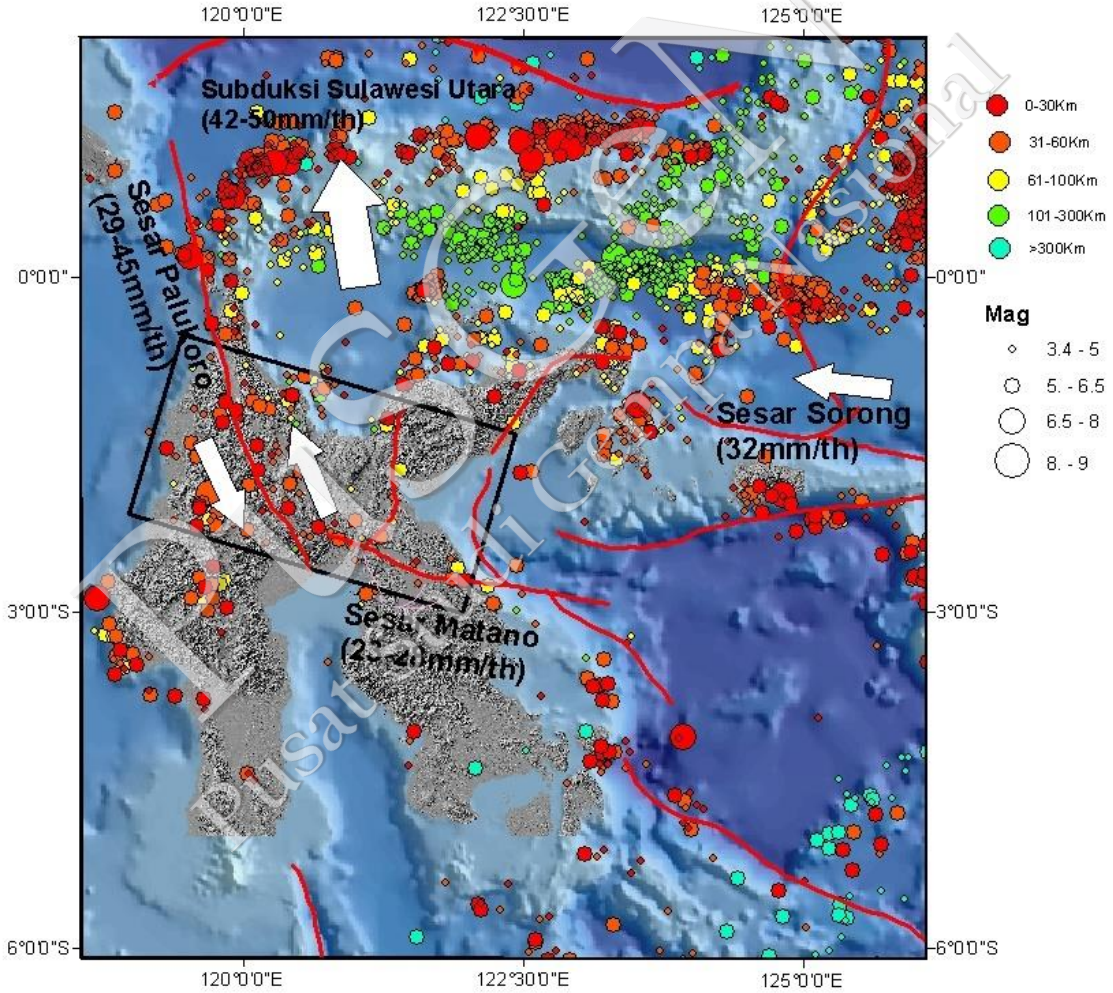
Pulau Sulawesi tersusun oleh tatanan tektonik yang kompleks (Hall dkk., 2011). Struktur-struktur yang teridentifikasi di Sulawesi hingga saat ini masih aktif bergerak dan sering menghasilkan gempa. Pulau Sulawesi ini tersusun atas tatanan struktur geologi yang aktif bergerak dengan kecepatan pergeseran yang berbeda-beda (Gambar II-18). Di sebelah utara Pulau Sulawesi terdapat *North Sulawesi Subduction* dengan kecepatan pergeseran *geodetic* 42-50 mm/th (Socquet dkk., 2006). Di darat terdapat Sesar Gorontalo yang memiliki kecepatan pergeseran 11 mm/th (Rangin dkk., 1999). Dari arah timur bergerak mendekat kemenerusan Sesar Sorong dengan besar pergeseran 32 mm/th (Rangin dkk., 1999). Di bagian tengah Pulau Sulawesi adalah Sesar Palukoro yang aktif bergerak (Bellier dkk., 2001; Katili, 1970; Rangin dkk., 1999; Socquet dkk., 2006) dengan besar pergeseran geodetic 41-45 mm/th (Socquet dkk., 2006), 34 mm/yr (Sarsito, 2010) dan pergeseran geologi 29 mm/th (Bellier dkk., 2001). Bellier dkk. (2001) mengelompokkan Sesar Palukoro sebagai sesar dengan besar pergeseran tinggi dengan kegempaan yang rendah. Kemenerusan ke arah timur adalah Sesar Matano dengan besar pergeseran sekitar 20 mm/th (Socquet dkk., 2006). Sebaran sumber gempa mengelompok di bagian subduksi

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

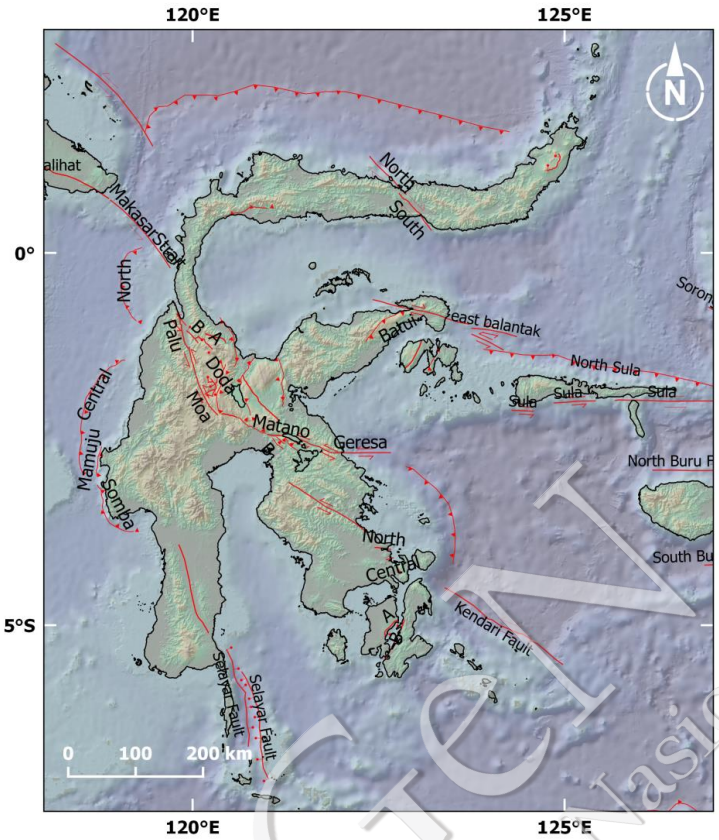
utara Sulawesi yang terlihat dengan pengelompokan kedalaman katalog relokasi (Engdahl dkk., 2007). Di bagian tengah Pulau Sulawesi, sebaran gempa dangkal bersifat acak.

### 2.4.1 Pemetaan Sesar Aktif – Geometri dan Segmentasi Sesar

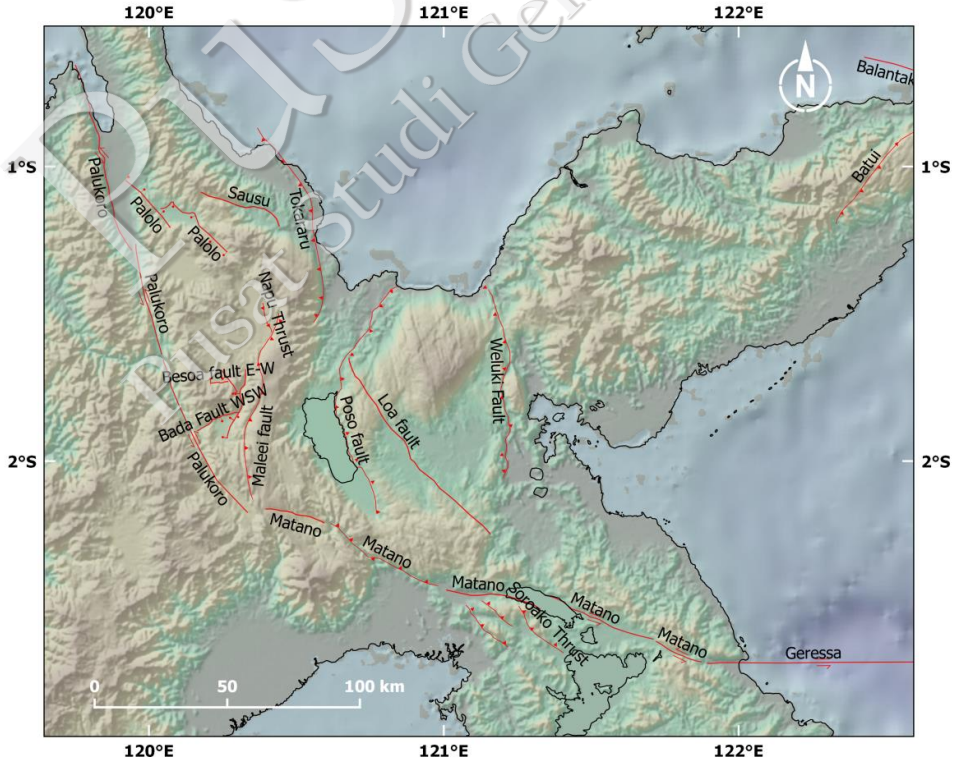
Pulau Sulawesi memiliki tatanan sesar rumit yang terdiri atas sesar yang masih aktif bergerak dan tidak lagi bergerak (Gambar II-18). Daryono (2016) mendeskripsikan 20 sesar secara sistematis dari atas kiri berurutan ke kanan (Gambar II-19 dan Gambar II-20). Hasil ini dikompilasi pada Tabel II-4 dibawah ini.




Gambar II-18. Struktur Geologi Regional di Pulau Sulawesi (Daryono, 2016). Vektor pergerakan adalah kompilasi hasil penelitian geodesi deformasi di Sulawesi. Peta dasar menggunakan SRTM 90 m dan ETOPO1




Gambar II-19. Peta Sesar Aktif di Pulau Sulawesi Yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017




Gambar II-20. Peta Sesar Aktif Di Sulawesi Bagian Tengah yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-4. Sesar Aktif di Sulawesi yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

| *No* | *Structure Name* | *Section* | *Mechanism* | *Attitude* | | *Max.Seg. Length(Km)* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | *Strike* | *Dip* | |
| 1 | Palukoro Fault | Makasar Str | Left-Lateral SS | | 90 | 130 |
| 2 | Palukoro Fault | Palu | Left-Lateral SS | | 90 | 31 |
| 3 | Palukoro Fault | Saluki | Left-Lateral SS | | 90 | 44 |
| 4 | Palukoro Fault | Moa | Left-Lateral SS | | 90 | 66 |
| 5 | Matano Fault | Kuleana | Left-Lateral SS | | 90 | 22 |
| 6 | Matano Fault | Pewusai | Revese | | 45N | 46 |
| 7 | Matano Fault | Matano | Left-Lateral SS | | 90 | 35 |
| 8 | Matano Fault | Pamsoa | Left-Lateral SS | | 90 | 44 |
| 9 | Matano Fault | Ballawai | Left-Lateral SS | | 90 | 26 |
| 10 | Matano Fault | Geressa | Left-Lateral SS | | 91 | 80 |
| 11 | Soroako Thrust | A | Reverse | | 45E | 24 |
| 12 | Soroako Thrust | B | Reverse | | 45E | 20 |
| 13 | Soroako Thrust | C | Reverse | | 45E | 16 |
| 14 | Batui Thrust | | Revese | | 45SE | 84 |
| 15 | Balantak | | Right-Lateral SS | | 90 | 149 |
| 16 | Makasar Strait Thrust | North | Reverse | | 45E | 100 |
| 17 | Makasar Strait Thrust | Central | Reverse | | 45E | 170 |
| 18 | Makasar Strait Thrust | Mamuju | Reverse | | 45E | 40 |
| 19 | Makasar Strait Thrust | Somba | Reverse | | 45E | 80 |
| 20 | Buton | A | Normal | | 60 | 29 |
| 21 | Buton | B | SS | | 90 | 60 |
| 22 | Palolo | A | Normal | | 60 | 29 |
| 23 | Palolo | B | Normal | | 60 | 24 |
| 24 | Bada Valley Fault | Tuare WSW | Normal | | 60S | 16 |
| 25 | Bada Valley Fault | Bulili NNE | Normal | | 60W | 26 |
| 26 | Besoa Valley Fault | EW | Normal | | 60N | 7 |

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-4. (lanjutan)

| *No* | *Structure Name* | *Section* | *Mechanism* | *Attitude* | | *Max.Seg. Length(Km)* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | *Strike* | *Dip* | |
| 27 | Besoa Valley Fault | Doda NW | Normal | | 60E | 7 |
| 28 | Peleng | | SS | | 90 | 44 |
| 29 | Ambelang | | Revese | | 45 | 50 |
| 30 | Sausu | | SS | | 90 | 31 |
| 31 | Tokararu | | Revese | | 45 | 80 |
| 32 | Tondano | | Normal | | 60 | 30 |
| 33 | Poso | | Reverse | | 45E | 85 |
| 34 | Loa | | SS | | 90 | 86 |
| 35 | Weluki | | Reverse | | 45W | 72 |
| 36 | Tomini | | Revese | | 45 | 59 |
| 37 | Lawanopo | | SS | | 90 | 130 |
| 38 | Tolo Thrust | | Revese | | 45W | 120 |
| 39 | Gorontalo | North | Strikeslip | | 90 | 74 |
| 40 | Gorontalo | South | Strikeslip | | 90 | 70 |
| 41 | Walanae | | Strikeslip | | 90 | 130 |
| 42 | Kendari Fault | North | Unknown | | 90 | 24 |
| 43 | Kendari Fault | Central | Unknown | | 90 | 11 |
| 44 | Kendari Fault | South | Unknown | | 90 | 10 |
| 45 | North Sulawesi Megathrust | | Reverse | | 20S | 550 |
| 46 | Napu | | Reverse | | 45W | 11 |
| 47 | Tarakan | | SS | | | 206 |
| 48 | Maleei | | Reverse | | 45E | 70 |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 2.5 Geologi Maluku

Daerah Laut Maluku adalah contoh yang unik dari penutupan cekungan samudra sebagai akibat dari tabrakan dua busur samudra, yaitu Busur Halmahera dan Sangihe (Widiwijayanti dkk., 2004). Daerah ini menjadi tempat untuk mempelajari berbagai tahap proses konvergensi; collision dari busur di selatan garis lintang 3°N yang semakin berkembang utara menjadi konvergensi lengkap di Mindanao. Awal mula dari transisi ini masih diperdebatkan dan tetap menjadi pertanyaan yang harus diselesaikan ketika memahami proses geodinamika di wilayah ini. Laut Maluku terletak di daerah konvergensi tiga lempeng litosfer utama yaitu Eurasia, Laut Filipina, dan Australia. Kompleksitas yang sangat tinggi di wilayah ini sebagian disebabkan oleh adanya *micro-plate* yang merupakan pecahan dari lempeng besar atau fragmen tektonik yang terjebak di antara lempengen yang saling bertemu.

Berdasarkan aspek fisiografi dan geologi, Kepulauan Halmahera dapat dibedakan menjadi dua bagian, yaitu bagian barat dan bagian timur. Bagian barat Kepulauan Halmahera merupakan busur vulkanik yang memanjang utara selatan dari Morotai, Pulau Halmahera bagian barat, Pulau Tidore, Pulau Ternate, dan Pulau Bacan. Lithologi bagian barat Kepulauan Halmahera ini berupa batuan produk vulkanik dan batuan sedimen berumur Neogen hingga Resen. Batuan dasar tersingkap di bagian selatan dari Pulau Bacan berupa batuan kontinen kristalin, batuan ulta basa, dan basa yang sudah terdeformasi (Van Bemmelen, 1970; Yasin, 1980)

Bagian timur dari Kepulauan Halmahera terdiri atas bagian timur laut Pulau Halmahera hingga bagian tenggara Pulau Halmahera menerus ke Pulau Gag dan Pulau Gebe di sebelah tenggara Pulau Halmahera. Bagian timur dari Kepulauan Halmahera ini terdiri atas kompleks ofiolit di bagian bawah, kemudian sedimen laut dalam berumur Mosozoikum, berseling dengan sedimen berumur Paleogen dan pada bagian paling atas berupa sedimen laut klastik dan karbonat berumur Neogen (Sukamto dkk., 1981; Suriatmadja, 1981).

Daerah Laut Maluku merupakan Zona Tumbukan Busur dan Busur (*arc-arc collision*) (Silver dan Moore, 1978 dalam Moore dkk., 1981; Hamilton, 1979) antara dua buah subduksi yang saling berhadapan (Gambar II-21). Daerah ini berada dalam zona

PUSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

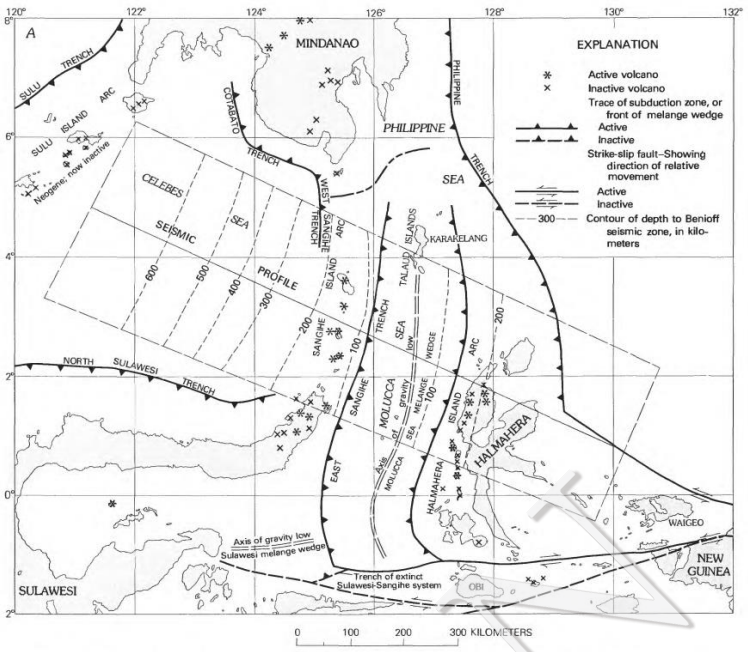
kompleks interaksi Lempeng Pasifik, Lempeng Filipina, Lempeng Eurasia, dan Lempeng Australia. Kondisi Lempeng Laut Maluku saat ini tersubduksi di sepanjang batas timur di bawah Busur Halmahera dan batas barat di bawah Busur Sangihe (Hatherton dan Dickinson, 1969; Fitch 1970 dalam Moore dkk., 1981).

Lempeng Laut Maluku saat telah tertekuk dan membentuk huruf "U" terbalik (McCaffrey dkk., 1980) dan memiliki kemiringan ke arah timur di bawah Halmahera dan ke arah barat di bawah Sangihe Arc (Gambar II-21). Berdasarkan data seismisitas, terlihat bahwa sekitar 200-300 km dari litosfer telah tersubduksikan ke bawah Halmahera. Sebaliknya, di Laut Maluku, Busur Sangihe dan Halmahera berada dalam kondisi *collision* yang aktif. Saat ini, di bagian barat dari Laut Maluku, gunung api yang aktif dapat ditemukan dari Sulawesi Utara hingga ke Mindanao. Sebaliknya, pada sisi timur dari Laut Maluku, aktivitas vulkanik di Halmahera Arc berkurang hingga ke daerah Morotai.

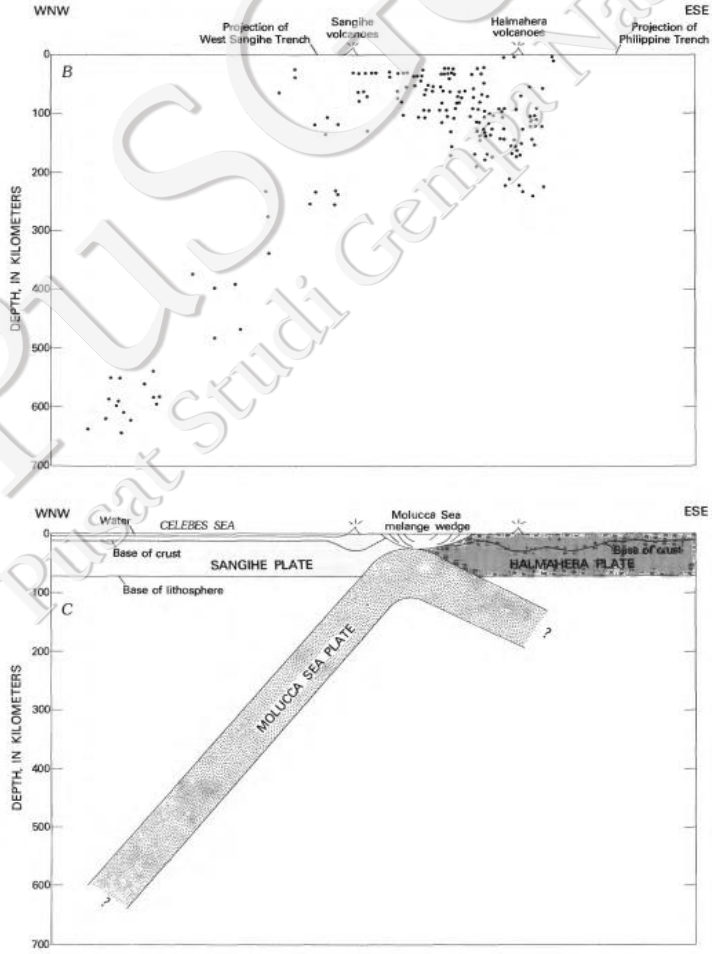
Busur Halmahera dan Sangihe saling bertubrukan (*collision)* satu sama lain dan Laut Maluku merupakan zona *collision*. Zona Benioff yang dangkal, prisma akrasi yang kecil, dan bukti lainnya menandakan bahwa Palung Filipina merupakan daerah subduksi yang muda (Hamilton, 1979 dan Cardwell dkk., 1980 dalam Moore dkk., 1981) (Gambar II-22). Pada bagian selatan dari zona *collision* di Laut Maluku, terdapat area yang *ridge*-nya terdeformasi dengan kuat, dan terdiri atas lapisan sedimen yang tebal berupa material sedimen berdensitas rendah (dari *low seismic velocity*) (McCaffrey dkk., 1980 dalam Moore dkk., 1981).

Batas selatan dari Lempeng Laut Maluku dan Lempeng Samudra Filipina yaitu sistem sesar mendatar Sorong. Lempeng Laut Maluku saat telah tertekuk dan membentuk huruf "U" terbalik (McCaffrey dkk., 1980) dan memiliki kemiringan ke arah timur di bawah Halmahera dan ke arah barat di bawah Sangihe Arc. Berdasarkan data seismisitas, terlihat bahwa sekitar 200-300 km dari litosfer telah tersubduksikan ke bawah Halmahera. Sebaliknya, di Laut Maluku, Busur Sangihe dan Halmahera berada dalam kondisi *collision* yang aktif. Saat ini, di bagian barat dari Laut Maluku, gunung api yang aktif dapat ditemukan dari Sulawesi Utara hingga ke Mindano (Gambar II-23). Sebaliknya, pada sisi timur dari Laut Maluku, aktivitas vulkanik di Halmahera Arc berkurang hingga ke daerah Morotai.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

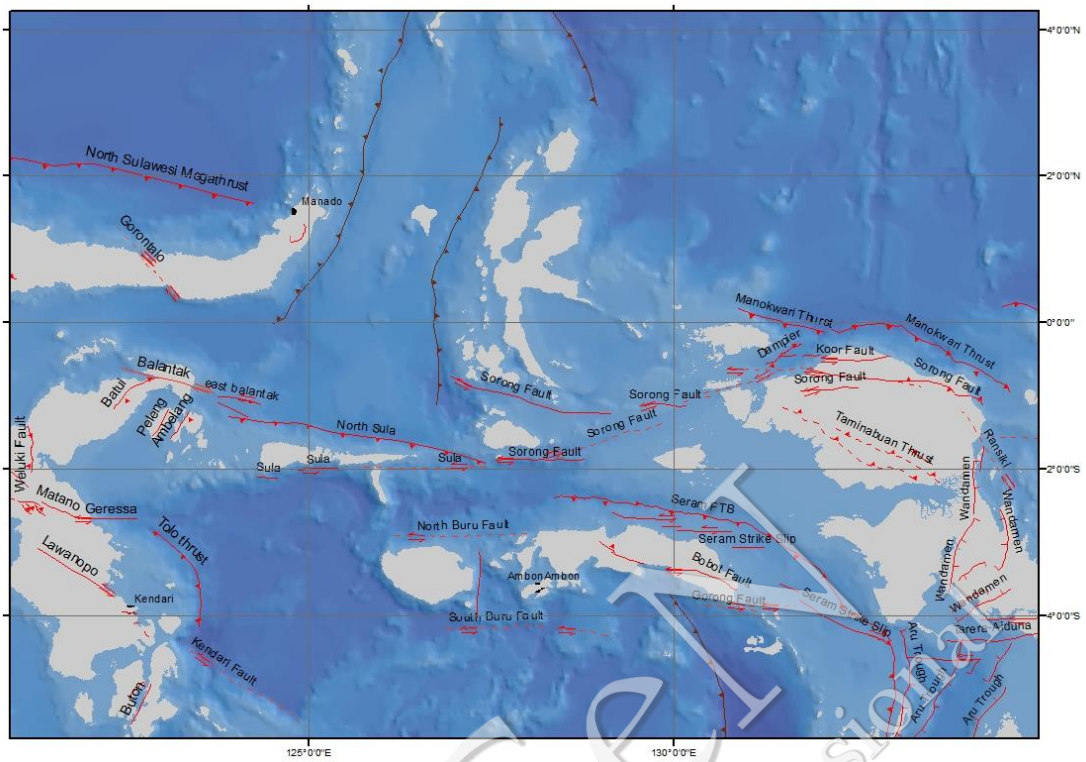



Gambar II-21. Tektonik Maluku bagian utara memperlihatkan adanya kolisi di Laut Maluku (Hamilton, 1979)




Gambar II-22. Penampang kegempaan Benioff zone barat-timur yang melewati Sulawesi bagian utara, Laut Maluku, dan Halmahera (Hamilton, 1979)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-23. Sebaran Sesar di Daerah Maluku dan Sekitarnya yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

## 2.6 Geologi Papua

Pulau Papua memiliki kondisi geologi yang kompleks sebagai hasil interaksi lempeng tektonik Australia dan Carolina (Charlton, 2000; Hall, 2002; Tregoning dan Gorbatov, 2004). Penulis lain menyebutkan bahwa Papua terutama bagian kepala burung merupakan daerah interaksi antara tiga lempeng yaitu Australia, Pasifik, dan Eurasia (Milsom dkk., 1992a). Lempeng Carolina memiliki kecepatan relatif terhadap lempeng Pasifik yang sangat kecil atau tidak sama sekali (Hegarty dan Weissel, 1988; Cloos dkk., 2005; DeMets dkk., 2010) sehingga lempeng Carolina ini disebut sebagai lempeng mikro yang bergerak bersama dengan lempeng Pasifik. Akibat dari interaksi tersebut, beberapa zona deformasi utama yang ada di Papua antara lain Zona Sesar Sorong, Zona Sesar Yapen, Zona Sesar Mamberamo, Trough Manokwari, Palung New Guinea, Zona Sesar dan Lipatan Papua, Sabuk Sesar dan Lipatan Lengguru, Zona Sesar Waipoga, Sesar Tarera-Aiduna, Trough Aru (Gambar II-24). Deformasi di Papua oleh beberapa penulis diperkirakan berlangsung pada Neogene Akhir (Pigram dan Panggabean, 1981; Dow

PUSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

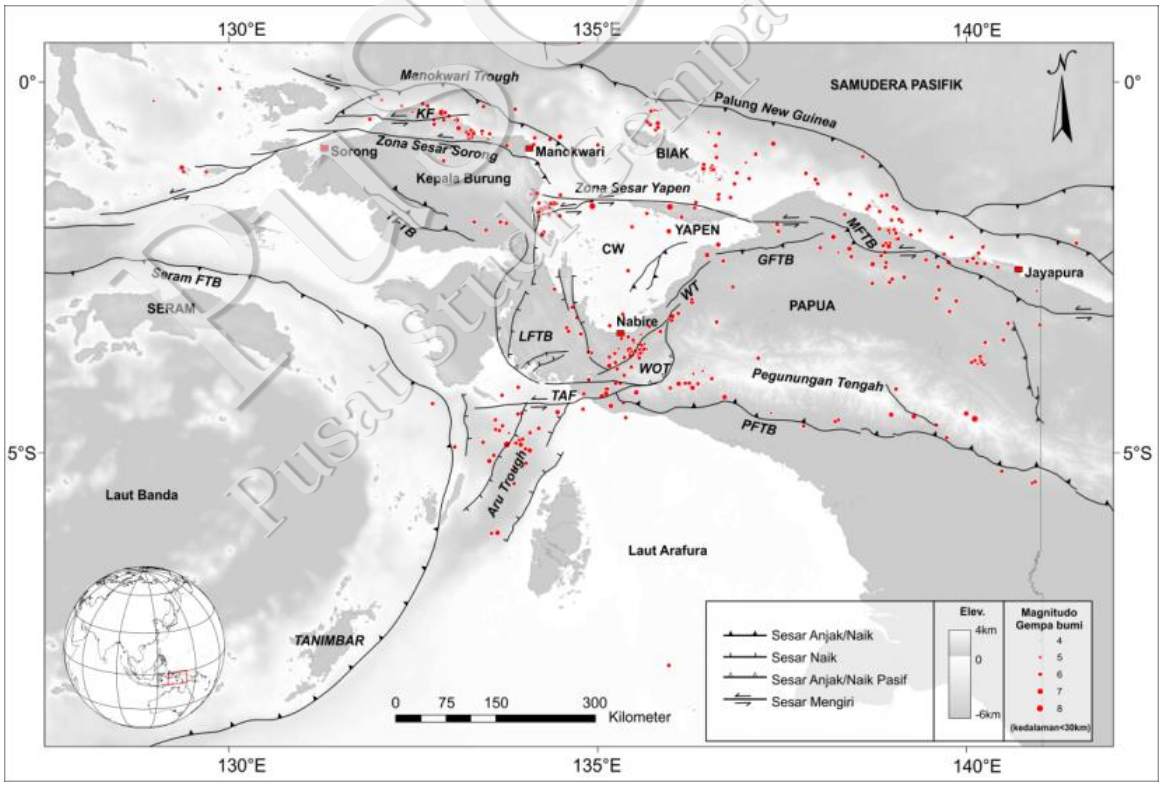
dkk., 1988; Robinson dkk., 1988) dengan perubahan yang signifikan pada lima juta tahun yang lalu (Pubellier dkk., 2003; Pubellier dkk., 2004).

Zona Sesar Sorong dan Zona Sesar Yapen merupakan zona gerusan (*shear zone*) batas lempeng Indo-Australia dan Pasifik yang memanjang pada arah barat-timur dengan lebar mencapai 300 km (Visser dan Hermes, 1962; Hamilton, 1979; Dow dan Sukamto, 1984; Puntodewo dkk., 1994; Stevens dkk., 2002; Cloos dkk., 2005; Yeats, 2012). Zona sesar Sorong dan Zona Sesar Yapen juga membatasi bagian selatan Lempeng Maluku (Yeats, 2012) dan memanjang hingga ke bagian timur Sulawesi. Menurut Riadini dkk. (2009) pada bagian barat Kepala Burung terdiri dari sesar-sesar normal akibat adanya pembelokan arah Zona Sesar Sorong ke arah barat daya. Di bagian utara Kepala Burung, terdapat juga Sesar Koor yang membatasi batuan kontinen dan Lempeng Pasifik (Dow dan Sukamto, 1984). Di bagian utara lepas pantai Kepala Burung, Sesar Anjak Manokwari yang diketahui dari batimetri (Sapiie dan Cloos, 2004; Pamumpuni dan Sapiie, 2013) dikenal sebagai *Trough* Manokwari (Milsom dkk., 1992a). Sesar Ransiki, menurut Dow dan Sukamto (1984) merupakan sesar menganan yang merupakan bagian dari Zona Sesar Sorong-Yapen yang membentuk belokan dari bagian timur Manokwari ke arah barat di bagian Kepala Burung. Belokan-belokan sesar ini merupakan dampak dari sesar-sesar terdahulu yang juga menyebabkan deformasi asimetri di daerah sekitar Kepala Burung (Sapiie dkk., 2009).

*Trough* Manokwari merupakan dalaman asimetri yang memanjang di batimetri sebelah utara Kepala Burung. Dalaman ini mengarah barat-timur pada bagian barat, dan tenggara-baratlaut pada bagian timur (Milsom dkk., 1992a) (Gambar II-24). Robinson dan Ratman (1978) mengklasifikasikan *Trough* Manokwari sebagai subduksi yang tidak aktif. Milsom dkk. (1992a) menyatakan kemungkinan besar *Trough* Manokwari merupakan akomodasi utama dari pergerakan Lempeng Pasifik relatif terhadap Australia. Analisis data GPS geodetik yang menyatakan hanya seperempat dari total pergerakan Pasifik yang diakomodasi zona deformasi di bagian tengah Papua (Puntodewo dkk., 1994; Bock dkk., 2003). Kegempaan terkini di Kepala Burung yang pada umumnya berada di sebelah utara Kepala Burung (Gambar II-24) oleh Okal (1999) dikaitkan dengan aktivitas *Trough* Manokwari.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Di bagian Pulau Yapen, Zona Sesar Yapen memotong bagian tengah Pulau Yapen (Sesar Randaway) dan bagian timur Pulau Yapen (Sesar Jobi). Zona sesar ini kemudian menyatu dengan zona lipatan dan sesar Membramo (Sapiie, 1998; Sapiie dkk., 1999). Beberapa penulis (Bailly dkk., 2009; Sapiie dkk., 2009) menginterpretasi adanya Sesar Sorong yang terus ke timur dan sedikit berbelok ke arah selatan namun tidak bersatu dengan Sesar Yapen. Beberapa penulis menyatakan umur zona sesar ini bersamaan dengan dimulainya interaksi Lempeng Australia dengan Lempeng Pasifik pada Miosen Akhir (11 juta tahun yang lalu) (Dow dan Sukamto, 1984; Milsom, 1985) penulis lain (Henry dan Das, 2002) menyatakan 5-7 juta tahun yang lalu. Adanya batuan metamorfik yang terbentuk pada tekanan tinggi, di antaranya eklogit, di Semenanjung Wandamen yang diperkirakan umurnya berkisar antara 2-8 juta tahun yang lalu (Pieters dkk., 1983; Dow dkk., 1988; Sigoyer dkk., 2011) dipercaya berkaitan dengan umur dimulainya Zona Sesar Sorong dan Zona Sesar Yapen (Bailly dkk., 2009; Sapiie dan Pamumpuni, 2013) sehingga umur Zona Sesar Sorong dan Zona Sesar Yapen tidak jauh berbeda dengan umur batuan metamorfik tersebut.




Gambar II-24. Regional tektonik Papua dan kegempaan. KF: Sesar Koor, SFZ: Zona Sesar Sorong, YFZ: Zona Sesar Yapen, GFTB: Sabuk Lipatan Gautier-Torateli, TAF: Sesar Tarera-Aiduna, LFTB: Sabuk Sesar dan Lipatan Lengguru, CW: Teluk Cendrawasih, TFTB: Sabuk Lipatan Taminabuan, WOT: Sesar Anjak Weyland (Pamumpuni, 2016)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Bagian Leher Burung dari Pulau Papua merupakan sabuk lipatan Lengguru (Visser dan Hermes, 1962) dengan lebar mencapai 100 km di bagian selatan. Sabuk lipatan ini terdiri atas lipatan dengan panjang sumbu antara 20-70 km dengan jurus hampir utara-selatan (pada bagian utara) dan berbelok ke arah barat laut-tenggara di bagian selatan (Dow dan Sukamto, 1984). Batuan yang terlipat dan kemudian tersingkap adalah batuan sedimen berumur Tersier dan sedimen Mesozoikum (Tobing dkk., 1990a; Tobing dkk., 1990b). Pada bagian timur sabuk lipatan, terdapat Zona Metamorfik Wandamen yang berupa amphibolit yang paling tidak terbentuk pada kedalaman 20 km dan terangkat. Lipatan-lipatan yang ada merupakan hasil dari deformasi *thin-skin* dengan sesar-sesar naik yang kemiringannya ke arah timur, kemudian diikuti oleh sesar naik *thick-skin*, dimulai sejak 11 juta tahun yang lalu berawal dari sebelah timur kemudian berkembang ke barat (Bailly dkk., 2009). Sesar pada bagian timur kemudian teraktivasi pada 3 juta tahun yang lalu bersamaan dengan mulai terangkatnya Zona Metomorfik Wandamen (Bailly dkk., 2009).

Bagian utara dari Badan Burung, terdapat Zona Sesar Mamberamo yang oleh beberapa penulis (Puntodewo dkk., 1994; Cloos dkk., 2005) dideskripsikan sebagai zona sesar anjak dan lipatan. Sesar naik dan lipatan tersebut merupakan hasil dari adanya lompatan ke kanan dari sesar mengiri yang mengakomodasi pergerakan Pasifik dan Australia (Pamumpuni, 2016). Zona sesar ini mengarah ke timur sampai dengan Zona Sesar Bewani-Toriceli dan batas antara Lempeng Bismark Utara dan Bismark Selatan (Tregoning dkk., 1998; Koulali dkk., 2015). Zona sesar ini juga membatasi Palung Papua New Guniea – Palung Weewak di sebelah timur (Tregoning dkk., 1998). Zona Sesar Mamberamo ditandai dengan kegempaan yang cukup banyak dengan kedalaman hingga 200 km (Sapiie dkk., 1999). Puntodewo (1994) menyatakan Zona Sesar Mamberamo mengakomodasi paling tidak pemendekan 22mm/thn pergerakan Pasifik-Australia.

Palung Papua New Guinea terlihat dari dalaman batimetri di sebelah utara dari pantai utara Badan Burung. Kegempaan yang ada tidak menunjukkan zona kegempaan Wadati-Benioff dan tidak ada magmatisme aktif mendasari beberapa penulis menyatakan bagian barat Palung New Guinea ini tidak aktif (Hamilton, 1979; Milsom dkk., 1992b; Cloos dkk., 2005). Kegempaan yang cukup banyak teramati adalah kegempaan di bagian timur dari Palung New Guinea hingga Palung Weewak, berdasarkan hal tersebut, Sapiie dkk. (1999) menyatakan bahwa bagian barat Palung New Guinea tidak aktif berbeda dengan bagian timur palung tersebut. Gempa pada 1996 di Biak, adalah gempa yang mengejutkan

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

karena tidak adanya sejarah kegempaan di sekitar Palung New Guinea (Okal, 1999). Gempa Yapen pada 1979, juga diikuti oleh gempa-gempa yang berada sebelah timur Pulau Biak. Gempa-gempa pasca gempa Yapen 1979 ini bisa jadi disebabkan oleh Palung New Guinea, namun berdasarkan mekanisme fokusnya, gempa-gempa tersebut adalah gempa dengan mekanisme sesar mendatar (Okal, 1999). Analisis tomografi seismik oleh Hall dan Spakman (2002) memperlihatkan adanya zona kecepatan tinggi di bagian bawah Pulau Papua bagian tengah yang kemungkinan merupakan Lempeng Caroline yang tersubduksi di bawah Pulau Papua. Hasil analisis tomogram yang hampir sama dihasilkan oleh Tregoning dan Gorbatov (2004). Tregoning dan Gorbatov (2004) menginterpretasikan bahwa zona kecepatan tinggi yang ada di bawah Pulau Papua bagian tengah tersebut merupakan bagian dari lempeng yang tersubduksi, sehingga menurut Hall dan Spakman (2002) dan Tregoning dan Gorbatov (2004), Palung New Guinea merupakan palung dengan subduksi yang aktif.

Morfologi Badan Burung bagian tengah berupa Pegunungan Tengah Papua yang memanjang ke timur hingga PNG (Papua New Guinea) Pegunungan ini memanjang hingga 1300 km dengan lebar mencapai 100-150 km. Puncak Pegunungan Tengah Papua ini mencapai 4000 m. Pegunungan ini terbentuk akibat tumbukan antara Busur Melanesia dengan kontinen Australia (Cloos dkk., 2005). Pada bagian selatan dari Pegunungan Tengah Papua, Zona Sesar dan Lipatan Papua membatasi pegunungan dengan Dataran Akimeugah di sebelah selatannya. Dataran Akimeugah umumnya diisi oleh batuan endapan konglomerat muda (Tersier Akhir – Kuarter) (Panggabean dan Pigram, 1989; Rusmana dkk., 1995; Cloos dkk., 2005). Zona Sesar dan Lipatan Papua ini bukan merupakan zona deformasi pemendekan yang linier, melainkan sedikit *oblique*/miring, sehingga sesar dan lipatan yang ada bercabang dan berbelok ke arah baratlaut-tenggara. Jenis sesar naik yang ada berupa sesar naik *thin-skin* dan *thick-skin* (Cloos dkk., 2005). Sabuk Lipatan dan Sesar Anjak Papua ini berupa sesar naik dan lipatan yang berimbrikasi dengan kemiringan ke utara. Sesar ini diperkirakan mulai terbentuk pada kurang lebih 5 jtl (Audley-Charles, 1991).

Pada bagian barat dari Pegunungan Tengah Papua, Sabuk Lipatan Papua menyambung dengan Sesar Tarera-Aiduna yang berupa sesar mendatar berarah barat-timur (Visser dan Hermes, 1962) yang memanjang paling tidak 130 km (Hamilton, 1979). Berdasarkan batimetri, Teas dkk. (2009) dan Jongsma dkk. (1989) menyatakan bahwa Sesar Tarera-

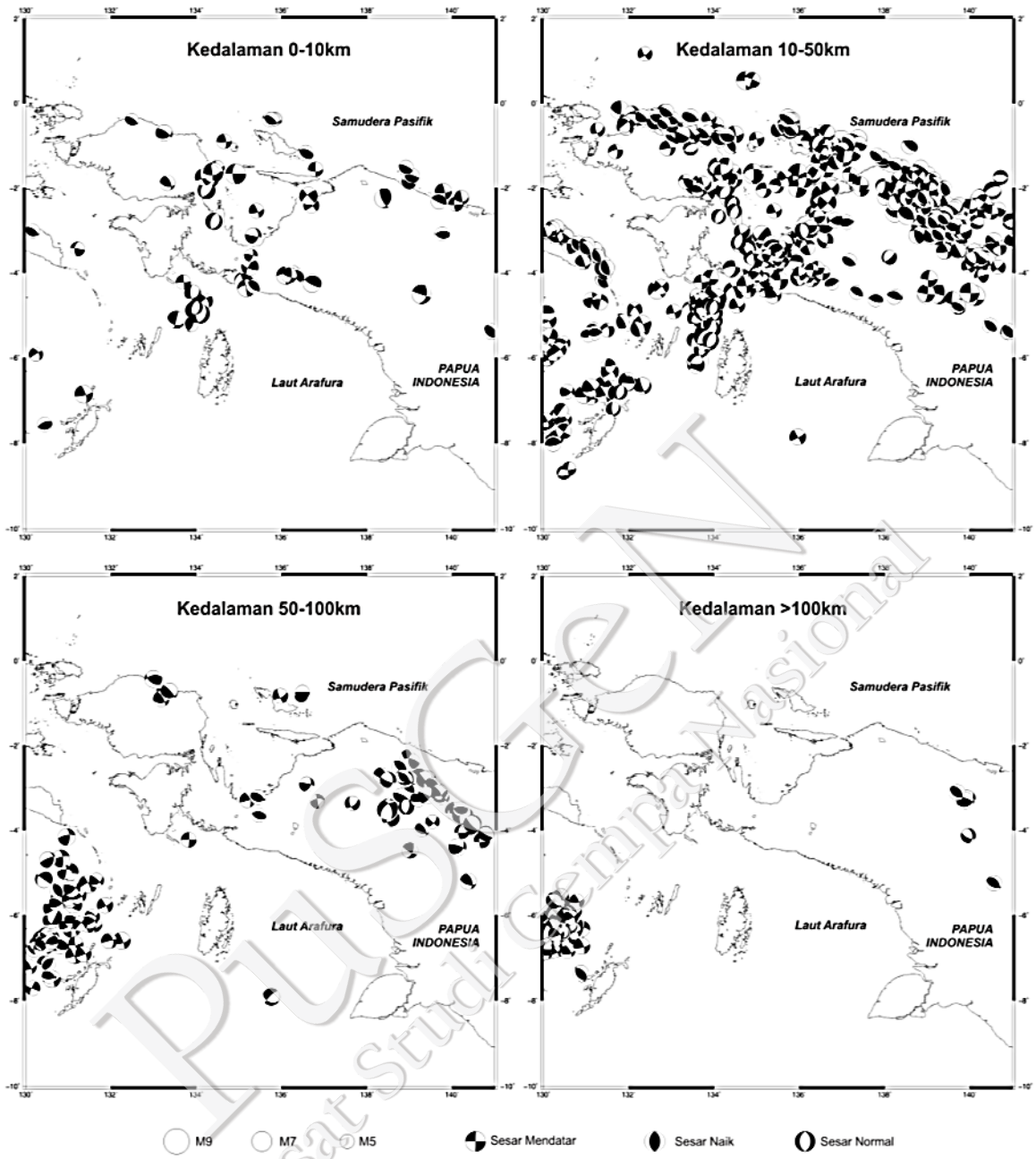
PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Aiduna menerus hingga ke Sabuk Lipatan Seram. Kegempaan yang mekanisme fokusnya menunjukkan sesar mendatar (Gambar II-24) mendukung interpretasi kemenerusan Sesar Tarera-Aiduna hingga ke Sabuk Sesar dan Lipatan Seram. Berdasarkan analisis data GPS, beberapa penulis menyatakan Sesar Tarera-Aiduna merupakan batas selatan deformasi antara Lempeng Australia dan Lempeng Pasifik (Stevens dkk., 2002; Bock dkk., 2003). Bagian selatan dari Sesar Tarera-Aiduna terdapat *Trough* Aru yang bagian utaranya dibatasi oleh Sesar Tarera-Aiduna.

Pada sebelah utara dari ujung barat Pegunungan Tengah Papua, terdapat *Trough* Wapoga (Visser dan Hermes, 1962) yang didefinisikan berdasarkan anomali negatif peta gaya berat. Dow dan Sukamto (1984), menginterpretasi *Trough* Wapoga merupakan dalaman yang diakibatkan pergerakan sesar mendatar mengiri dengan arah sesuai dengan Teluk Cenderawasih yaitu pada arah timur laut-barat daya. Pubellier dan Ego (2002), mendeskripsikan bukti pergeseran mengiri di sebelah utara Paniai, memotong Sesar Anjak Weyland, yang dinamakan sebagai Zona Sesar Paniai dengan arah yang sama dengan *Trough* Wapoga. Gempa-gempa dengan mekanisme fokus sesar mendatar dan sesar naik banyak terjadi di arah *Trough* Wapoga ini. *Trough* Wapoga ini kemudian menerus dan bersambung ke Sesar Tarera-Aiduna.

Kegempaan di Papua didominasi oleh gempa-gempa kecil. Sebaran gempa dengan magnitudo >5,5 tidak tersebar merata, daerah sebelah barat Kepala Burung cenderung tidak ada aktivitas gempa sedangkan di utara Kepala Burung banyak terdapat gempa dengan mekanisme sesar naik. Bagian timur Manokwari ke selatan hingga Semenanjung Wandamen terlihat pernah terjadi beberapa gempa dengan mekanisme yang pada umumnya adalah sesar normal dan sesar mendatar. Di bagian timur, gempa banyak terjadi di Pulau Yapen dan sebelah pantai timur Pulau Biak (Gambar II-25 dan Gambar II-26). Gempa di bagian timur Pulau Biak ini disebabkan adanya Palung New Guinea yang oleh Dow dan Sukamto (1984) dinyatakan tidak aktif namun pada 1996 terjadi gempa yang cukup besar dan menyebabkan tsunami hingga 7 m (Henry dan Das, 2002). Di bagian utara Pulau Papua gempa banyak terjadi di lepas pantai utara Papua, begitu juga di antara Pegunungan Tengah dan Pantai Utara Papua.

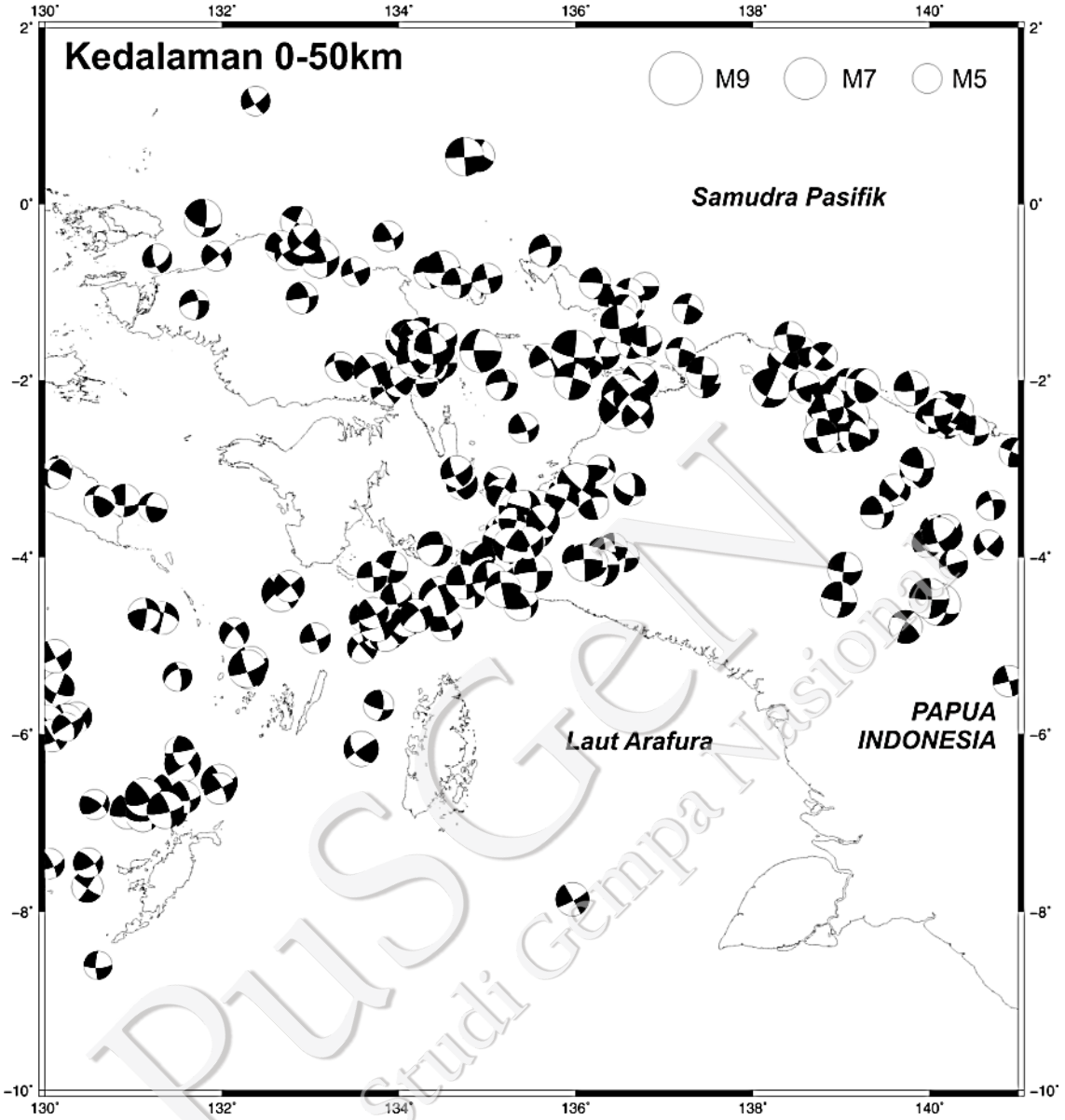
PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-25. Data mekanisme fokus kegempaan untuk kedalaman tertentu. Jika dilihat dari gambar di atas, kegempaan di Papua didominasi oleh kegempaan yang memiliki kedalaman <50 km, sedangkan tipe sesar beragam dari sesar mendatar, sesar naik, hingga sesar normal (Pamumpuni, 2016).

Gempa dengan magnitudo >7 $M_w$ terjadi pada 1979 di bagian tengah Pulau Yapen, 1985 di sebelah barat Pulau Yapen, 1996, 1947, dan 1941 di sebelah timur Pantai Biak (Okal, 1999; Henry dan Das, 2002). Selain itu, dilaporkan terjadi gempa pada 1957 dan 1972 yang terjadi di sebelah utara dan selatan bagian timur Pulau Yapen (Henry dan Das, 2002). Gempa pada tahun 1979 di Pulau Yapen dilaporkan menyebabkan tsunami (Okal, 1999; NGDC/WDS-NOAA, 2016).

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-26. Mekanisme fokus gempa dengan magnitudo >5,5 mw memperlihatkan gempa dengan mekanisme sesar mendatar di sekitar Pulau Yapen. Sementara itu, di sekitar Pulau Biak dan pantai utara Kepala Burung didominasi oleh gempa dengan mekanisme sesar naik. Daerah sekitar Manokwari ke selatan sampai dengan Semenanjung Wandamen, gempa yang terjadi beragam dengan mekanisme sesar mendatar dan sesar normal. Data yang digunakan adalah katalog CMT dari tahun 1976 hingga 2013 (Pamumpuni, 2016)

Besar total pergeseran yang terjadi masih menjadi pertanyaan. Berdasarkan informasi dari geologi regional, dinyatakan besar pergeseran berkisar antara 200 hingga 1000 km (Dow dan Sukamto, 1984; Ego dan Pubellier, 2001; Stevens dkk., 2002; Sapiie dkk., 2010). Data vektor kecepatan dari GPS menunjukkan kecepatan pergeseran Lempeng Pasifik sebesar 112mm/th ke arah barat daya relatif terhadap Australia (DeMets dkk., 1990;

Puntodewo dkk., 1994; Stevens dkk., 2002). Sementara itu, Pulau Biak dan Pulau Yapen bergerak dengan arah yang sama namun dengan perbedaan kecepatan, Biak berkisar di ~90mm/thn, sedangkan Pulau Yapen ~80mm/thn. Kepala Burung secara umum bergerak searah dengan pergerakan Pasifik dengan kecepatan sekitar 80mm/thn. Perbedaan kecepatan pergerakan antara Pasifik dan Kepala Burung seharusnya diakomodasi di bagian utara dan tengah Papua. Akomodasi tersebut selain dalam bentuk pergerakan pergeseran mendatar barat timur juga diakomodasi dengan pergerakan ke selatan yang ditandai dengan kegempaan dan pembentukan lipatan dan sesar anjak di Pegunungan Tengah Papua (Puntodewo dkk., 1994; Stevens dkk., 2002). Akomodasi pergerakan tersebut jika dihitung dengan perhitungan sederhana dan dikaitkan dengan total pergeseran dan waktu pembentukan, didapatkan variasi yang beragam. Jika pergeseran total mencapai 370 km (Dow dan Sukamto, 1984) dan umur pembentukan pada 5 jtl, didapatkan kecepatan pergerakan 80mm/thn. Berdasarkan data-data GPS sampai dengan tahun 2002, pergerakan rotasi dari Kepala Burung diinterpretasi bahwa ada bagian Lempeng Pasifik di bawah Kepala Burung yang menyebabkan Kepala Burung tergerak bersama ke arah barat daya (Stevens dkk., 2002). Steven dkk. (2002) menginterpretasikan bahwa zona gerusan antara Indo-Australia dan Pasifik memanjang dari Sesar Tarera-Aiduna dan Sabuk Lipatan dan Sesar Anjak Papua di bagian selatan, sampai dengan Zona Sesar Sorong-Yapen dan Palung New Guinea di sebelah utara. Interpretasi tersebut didasarkan pada pengamatan GPS dan pemodelan pergeseran (dislokasi).

### 2.6.1 Sesar Aktif di Papua

Sesar pada intralempeng di Papua dapat dibagi menjadi beberapa daerah, yaitu Kepala Burung, Zona Sesar Yapen, Zona Sesar Mamberamo, Zona Sesar dan Lipatan Papua, dan Leher Burung. Area tersebut dikelompokkan berdasarkan posisi geografis dan tektoniknya.

#### Kepala Burung

Setidaknya terdapat tiga sumber gempa di Kepala Burung yang merupakan bagian dari zona deformasi Pasifik-Australia, yaitu Sesar Sorong, Sesar Koor, dan Zona Lipatan Taminabuan (Pamumpuni, 2016). Kegempaan di Kepala Burung memperlihatkan sejarah gempa dengan magnitudo lebih dari 6. Paling tidak terdapat 21 gempa dengan kekuatan

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

lebih dari magnitudo 6 tercatat sejak 1900. Salah satu gempa terkini adalah gempa 24 September 2015 yang berlokasi di 31 km sebelah barat Kota Sorong. Gempa ini berkekuatan 6,3 $M_s$ yang menyebabkan 62 orang luka-luka dan lebih dari 200 rumah rusak berat (BNPB, 2015). Pada 3 Januari 2009, gempa kembar (*doublet*) (Lay dan Kanamori, 1980; Kagan dan Jackson, 1999) dengan magnitudo 7,6 dan 7,4 $M_w$ terjadi di sebelah barat Kota Manokwari dengan 4 orang korban meninggal, 500 orang luka-luka, dan 2.000 bangunan rusak (Nasution dan Herlianto, 2009).

Menurut Dow dan Sukamto (1984), Sesar Koor adalah batas antara batuan yang berasosiasi dengan Kontinen Australia di sebelah selatan dengan batuan dari kerak samudra di sebelah utaranya. Berdasarkan pemetaan sesar aktif dari penginderaan jauh dan penampang sismik yang dilakukan oleh Pamumpuni (Pamumpuni, 2016), Sesar Koor dibagi menjadi dua segmen, yaitu Segmen Sausapor dan Segmen Koor.

Menurut Tjia (1973), berdasarkan pengamatan lapangan pada zona sesar yang memiliki lebar 4-10 km dan terdiri atas granit, breksi sesar, batuan metamorf, dan milonit di utara Kota Sorong, Sesar Sorong merupakan sesar mengiri. Pamumpuni (2016) membagi Sesar Sorong menjadi beberapa segmen di Kepala Burung dan sekitarnya yaitu Segmen Dampir, Segmen Sagewin, Segmen Mega-Omnowi, Segmen Warjori, dan Segmen Meuni. Sesar Sorong di bagian barat Kepala Burung menerus hingga ke sebelah Sulawesi dan sebelah selatan Halmahera dengan masing-masing segmen. Segmen-segmen yang ada di sebelah barat Kepala Burung umumnya berupa sesar mendatar dan bercabang dari sesar utama.

Zona sesar dan lipatan Taminabuan berada di sebelah selatan Kepala Burung. Berdasarkan analisis geomorfologi dan interpretasi data penampang seismik, Pamumpuni (2016) mengklasifikasikan Zona Sesar dan Lipatan Taminabuan ini sebagai sesar aktif. Zona sesar dan lipatan ini berupa sesar anjakan dan lipatan yang berimbrikasi dengan kemiringan ke arah timur laut dan sumbu lipatan pada arah tenggara-barat laut.

### Zona Sesar Yapen

Zona Sesar Yapen merupakan zona sesar dengan sejarah kegempaan yang banyak. Gempa dengan magnitudo >7 terjadi pada 1979, 1985, 1996, 1947, dan 1941. Zona Sesar Yapen dibagi menjadi beberapa segmen, yaitu Sesar Ransiki-Num, Sesar Randaway, dan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Sesar Jobi (Pamumpuni, 2016). Pembagian segmen ini berdasarkan data multibeam batimetri dengan resolusi 25 m dan radar dengan resolusi 30 m. Zona sesar ini berada di sebelah timur Ransiki dan menerus barat-timur hingga Pulau Yapen yang kemudian menyatu dengan Zona Sesar Mamberamo di sebelah utara Pulau Papua. Sesar-sesar di Pulau Yapen (Sesar Randaway dan Sesar Jobi) memiliki arah barat-barat laut—timur-tenggara yang umumnya berupa sesar mendatar. Sesar Yapen di Teluk Cenderawasih memperlihatkan morfologi sesar aktif yang sangat jelas berupa punggungan sesar (Pamumpuni, 2016).

### Zona Sesar Mamberamo

Zona Sesar Mamberamo terletak dari ujung timur Pulau Yapen menerus hingga Jayapura. Dari bagian ujung timur Pulau Yapen (137°BT) ke arah timur hingga Sungai Mamberamo (138°BT), zona sesar ini memiliki arah barat-timur sepanjang ±96 km. Dari sebelah timur Sungai Mamberamo (138°BT), zona Sesar Mamberamo berbelok ke arah tenggara sepanjang ±83 km melewati lembah Sungai Apauwar hingga sebelah selatan Kota Sarmi (138° 40’ BT). Dari sebelah selatan Kota Sarmi (138° 40’ BT), Zona Sesar Mamberamo kembali berarah barat-timur dan memanjang hingga 139° 30’ BT. Pada area 139°40’BT, zona sesar bergeser ke selatan sejauh ±43 km (2° 40’ LS). Daerah 2° 15’-2° 40’ LS -139° 10’-139° 40’ BT didominasi oleh geomorfologi poton/gunung lumpur. Dari 139° 40’ BT hingga 141° BT, zona Sesar Mamberamo berarah tenggara dengan beberapa sesar pendek barat-timur. Sesar dengan arah barat-timur merupakan sesar mendatar dengan kelurusan yang jelas. Sementara itu, sesar dengan arah tenggara merupakan sesar naik dengan penampakan morfologi *hanging wall* berupa perbukitan dan pada bagian *footwall* berupa dataran. Lebar zona sesar secara umum berkisar antara 10 km di bagian sekitar Sungai Mamberamo hingga 30 km di beberapa bagian sesar naik.

Daerah Bukit Nawa berada di sebelah selatan Jayapura yang terdiri atas perbukitan batuan Mesozoikum dan dataran endapan lumpur hasil erupsi poton/gunung lumpur/*mud volcano* (Visser dan Hermes, 1962; Koswara, 1995). Sesar-sesar naik dengan jurus barat laut-tenggara dan kemiringan ke barat daya membatasi perbukitan dan dataran endapan lumpur. Sesar utama yang ada adalah Sesar Waruta, Sesar Pawasi, dan Sesar Anabranch. Bagian utara Bukit Nawa bersatu dengan Zona Sesar Mamberamo, sedangkan di bagian selatan berhenti di sebelah utara zona Sesar dan Lipatan Papua. Kegempaan yang terjadi umumnya merupakan gempa dengan mekanisme sesar naik. Gempa-gempa dengan

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

mekanisme fokus sesar mendatar juga terjadi di daerah Bukit Nawa. Kedalaman gempa yang terjadi di sekitar Zona Sesar Bukit Nawa memiliki kedalaman hingga 100 km.

### Zona Sesar dan Lipatan Papua

Zona Sesar dan Lipatan Papua memanjang barat-timur dari bagian timur Leher Burung hingga Papua New Guinea. Zona sesar anjak ini berada pada bagian selatan Pegunungan Tengah Papua. Zona sesar ini melibatkan batuan yang berumur tua hingga yang muda, dari Paleozoikum hingga Resen (Pamumpuni, 2016). Zona sesar anjak ini didominasi oleh lipatan-lipatan dengan lebar zona puluhan kilometer dan sesar-sesar naik dengan kemiringan ke utara. Lipatan-lipatan pada zona sesar anjak ini ada yang belum tererosi intensif namun ada juga yang telah tererosi.

Bagian barat Zona Sesar dan Lipatan Papua, dari Antiklin Umar pada 135° 20’ BT hingga 136° 40’ BT di selatan Kubah Baupo, didominasi oleh antiklin yang masih terjaga morfologinya. Di sekitar Timika, sesar naik dan lipatan pada domain ini memiliki jarak paralel yang rapat dan membentang sepanjang 100 km dari 136° 40’ BT hingga 137° 20’ BT. Di daerah ini terdapat endapan muda yang tersesarkan pada 137° 00’ BT di utara Kota Timika. Morfologi endapan kuarter yang tersesarkan dengan bagian utara, relatif naik terhadap bagian selatan. Terdapat perbedaan ketinggian hingga 100 m pada gawir sesar yang melibatkan lithologi berumur Kuarter (Pamumpuni, 2016).

Sepanjang 235 km dari 137° 20’ BT hingga 139° 10’ BT Zona Sesar dan Lipatan Papua ditandai dengan lipatan-lipatan dan sesar naik dengan arah umum N104°E. Lipatan dan sesar naik melibatkan lithologi dengan umur Kuarter dan Plistosen (Formasi Buru) (Pamumpuni, 2016). Morfologi dari zona lipatan dan sesar naik ini berupa bukit-bukit yang memanjang dan sejajar khas daerah perbukitan lipatan. Zona ini membatasi Dataran Mimika dengan Pegunungan Tengah Papua yang memiliki ketinggian hingga 4000 m dari permukaan laut. Sekitar Digul menjadi zona yang sempit dengan lebar zona berkisar hanya 7 km. Arah sesar-sesar naik yang berada di sekitar Digul bagian barat ini berarah barat-timur hingga lokasi 136° 10’ BT. Arah sesar-sesar naik yang berada di sekitar Digul di sebelah timur berbelok pada arah timur-tenggara hingga 140° 40’ BT sebelum kemudian kembali berbelok ke arah barat-timur hingga 141° BT.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

## Leher Burung

Sesar aktif di wilayah Leher Burung terdiri Sesar Tarera-Aiduna, sesar normal yang membentuk *Trough* Aru, dan atas sesar-sesar normal pada arah utara-selatan yang memotong Sabuk Lipatan Lengguru (Pamumpuni, 2016). Di daerah Leher Burung dari sebelah selatan Ransiki, 1° 35’ S, hingga di sebelah barat daya Nabire, 4° 50’S, secara morfologi ditandai dengan sabuk lipatan yang berarah utara selatan dan berbelok ke tenggara di bagian selatan. Lipatan-lipatan ini pada bagian tengah ke selatan dipotong oleh sesar-sesar normal yang berarah timur laut-barat daya. Pada bagian tengah ke utara, zona lipatan ini dipotong oleh sesar normal yang berarah utara-selatan hampir sejajar dengan jurus dari lipatan-lipatan yang ada.

Sesar Tarera-Aiduna berada di sebelah selatan Zona Lipatan Lengguru. Sesar ini berarah barat-timur dari darat hingga lepas pantai. Di lepas pantai, sesar ini membatasi *Trough* Aru. Sesar-sesar mendatar dengan arah barat-timur berasosiasi dengan sesar-sesar normal dengan arah hampir utara-selatan yang membentuk adanya *Trough* Aru (Pamumpuni, 2016). Sesar mendatar yang mengarah barat-timur mengalami lompatan ke kiri dengan lompatan hingga 20 km dan kemudian menerus ke arah barat hingga ke Sabuk Lipatan dan Sesar Naik Seram.

Sesar-sesar di *Trough* Aru berupa sesar-sesar normal yang berarah barat daya-timur laut. Sesar-sesar ini membentuk depresi dengan arah yang sama dengan lebar mencapai 150 km dengan kedalaman mencapai 3,5 km (Pamumpuni, 2016).. Kegempaan yang terjadi di zona sesar ini berupa sesar normal dengan arah sesuai dengan arah-arah sesar yang ada yaitu barat daya-timur laut. Beberapa sesar mendatar terjadi di bagian barat laut zona sesar ini, pada bagian barat dari Sesar Tarera-Aiduna. Penampang seismik dan topografi pada arah barat-timur menunjukkan adanya sesar dengan pergeseran signifikan di kedua sisi *trough* (Pamumpuni, 2016).

## Zona Sesar Waipoga

Zona Sesar Waipoga dicirikan oleh struktur yang sesuai dengan garis pantai di sebelah tenggara Teluk Cenderawasih, yaitu timur laut-barat daya. Struktur yang ada teramati dari batimetri berupa sesar naik dan lipatan. Sesar naik dan lipatan ini terlihat masih sangat jelas dan tidak mengalami erosi (Pamumpuni, 2016). Gempa yang cukup besar terjadi adalah gempa Nabire pada 2004. Kegempaan yang terjadi di wilayah ini pada umumnya

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

adalah gempa dengan mekanisme fokus sesar mendatar dengan arah jurus barat daya-timur laut. Gempa dengan mekanisme fokus yang berupa sesar naik juga terjadi di Zona Sesar Wapoga. Di daerah selatan Nabire, 135° 25'BT, tepatnya di dataran Sungai Wanggar, terlihat batas antara dataran dengan bukit dan punggungan di utaranya sangat tegas dan terlihat adanya dataran aluvial yang terpotong (Pamumpuni, 2016).

Penampang seismik memperlihatkan adanya sesar naik di Teluk Cenderawasih dan membentuk antiklin di batimateri. Sesar-sesar naik ini memiliki jurus yang searah dengan jurus dari mekanisme fokus gempa-gempa yang ada, yaitu timur laut-barat daya. Berdasarkan kegempaan yang ada, morfologi batimetri, dan penampang seismik yang ada, Zona Sesar Wapoga ini merupakan sesar mendatar (Sapiie dkk., 1999; Pamumpuni, 2016) yang merupakan akomodasi dari lompatan ke kiri dari Zona Sesar Mamberamo ke Sesar Tarera-Aiduna yang disertai pemendekan tegak lurus sesar.

### 2.6.2 Subduksi di Papua

Sumber gempa berupa zona subduksi di Papua adalah Trough Manokwari dan Palung New Guinea. Palung New Guinea didefinisikan menggunakan data bathmetri yang ada dengan resolusi SRTM15_PLUS dengan resolusi umum 2 km. Manokwari *Trough* didefinisikan berdasarkan analisis sonar yang dilakukan oleh Milsom (Milsom dkk., 1992a) dan analisis yang dilakukan oleh Pamumpuni (Pamumpuni, 2016).

#### *Trough* Manokwari

*Trough* Manokwari merupakan dalaman asimetri yang memanjang di batimetri sebelah utara Kepala Burung. Dalaman ini berarah barat-timur pada bagian barat dan tenggara-barat laut pada bagian timur (Milsom dkk., 1992a). Robinson dan Ratman (1978) mengklasifikasikan *Trough* Manokwari sebagai subduksi yang tidak aktif. Milsom dkk. (1992a) menyatakan kemungkinan besar *Trough* Manokwari merupakan akomodasi utama dari pergerakan Lempeng Pasifik relatif terhadap Australia. Analisis data GPS geodetik menyatakan hanya seperempat dari total pergerakan Pasifik yang diakomodasi zona deformasi di bagian tengah Papua (Puntodewo dkk., 1994; Bock dkk., 2003). Kegempaan terkini di Kepala Burung yang pada umumnya berada di sebelah utara Kepala Burung oleh Okal (1999) dikaitkan dengan aktivitas *Trough* Manokwari.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

### Zona Subduksi New Guinea

Beberapa penulis (Dewey and Bird, 1970; Hamilton, 1979; Milsom, 1985; Dow et aI., 1988; Katili, 1991) menyebutkan bahwa Zona Subduksi New Guinea adalah hasil tumbukan Lempeng Pasifik dan Australia yang menyebabkan perubahan polarisasi sudut subduksinya. Gempa yang ada umumnya berada di sebelah timur Palung New Guinea terlihat dari dalaman batimetri di sebelah utara dari pantai utara Badan Burung.

## 2.7 Geologi Bali, Nusa Tenggara, Banda Sea

Tipe kerak yang manjadi dasar daerah busur muka di lepas pantai Bali dan Lombok kemungkinan adalah kerak benua yang telah mengalami *rifting* yang berubah menjadi tipe kerak samudra di daerah Sumbawa sampai Laut Banda (Van der Werff, 1996). Laju konvergensi meningkat dari 50-70 mm/tahun selama 10 juta tahun terakhir dan hampir tegak lurus terhadap Palung Jawa yang kontras dengan konvergensi miring di lepas pantai Sumatra. Vulkanisme busur kepulauan telah dimulai sejak Pliosen dengan perubahan dari komposisi menengah bagian timur Pulau Jawa ke komposisi basa di Sumbawa yang mengindikasikan adanya transisi dari kerak benua ke kerak samudra (Hamilton, 1988).

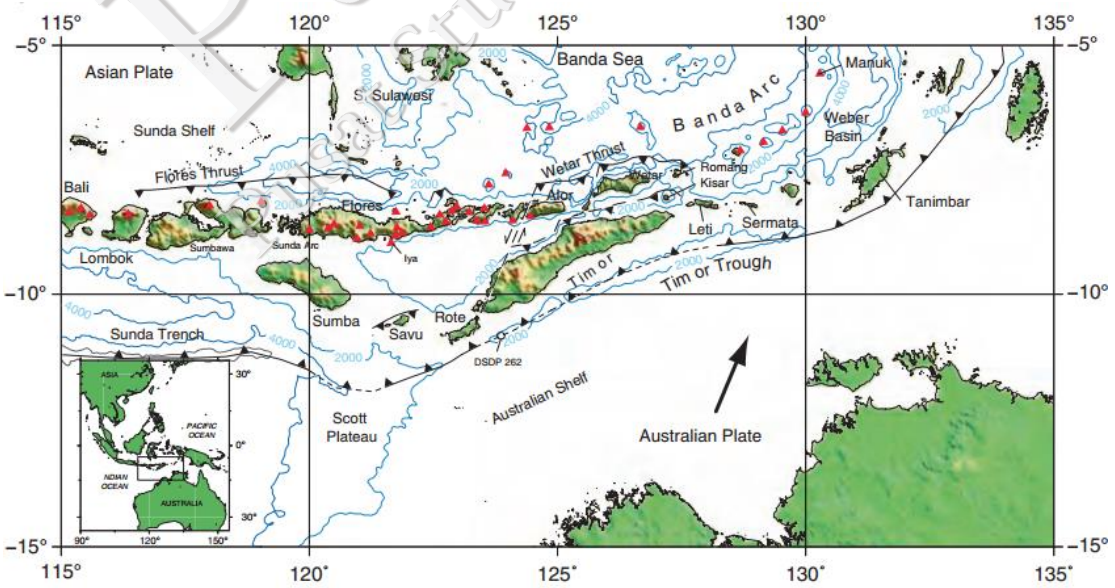
Lempeng Samudera Indo-Australia yang menghunjam di daerah Nusa Tenggara dapat dibagi menjadi tiga zona yang berbeda: Roo Rise, Argo Abyssal Plain, dan Scott Plateau (Lüschen dkk., 2011). Roo Rise di lepas Pantai Jawa ditandai dengan morfologi yang kasar dengan elevasi lebih dari 1.500 m di atas permukaan dasar laut di sekitarnya. Penghunjaman *seamount* dengan relief tidak memberikan kontribusi terhadap *subduction erosion* dan struktur yang terjadi di bagian *outer high* (Kopp dkk., 2006). Di daerah ini palung memiliki elevasi yang lebih dangkal yaitu sekitar 5600 - 6000 m dibandingkan dengan daerah di sekitarnya, yaitu 7000 m (Masson dkk., 1990). Argo Abyssal Plain di lepas pantai Lombok dan Sumbawa memperlihatkan relief lebih halus dengan kedalaman berkisar 5000-5500 m. Kerak samudera di bagian Roo Rise dan Argo Abyssal Plain memiliki umur Jura akhir sampai awal Kapur. Sementara itu, Scott Plateau di bagian timur lempeng Indo-Australia (Gambar II-27) memiliki karakter benua dan telah bertabrakan dengan Eurasia sejak Miosen Akhir (Harris, 1991; Van der Werff, 1995). Proses *collision* ini mengontrol pengangkatan dari Sumba Ridge. Asal mula Pulau Sumba pun masih diperdebatkan. Bisa jadi pulau tersebut merupakan bagian dari Australia,

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Sundaland, atau bagian dari busur kepulauan yang bergerak ke posisi sekarang sejak Miosen (Rutherford dkk., 2001).

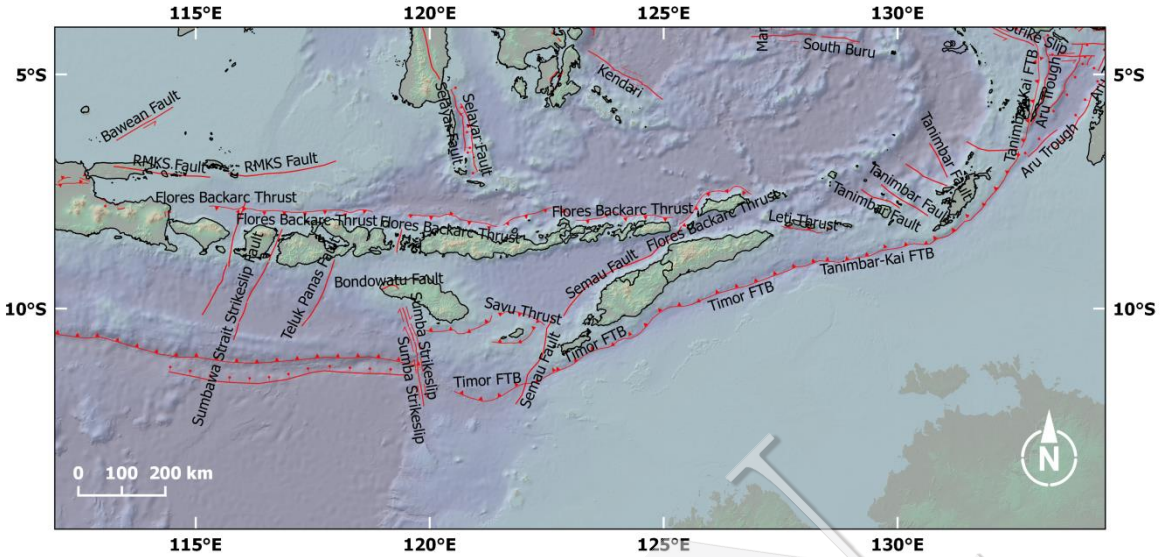
Ke arah timur, Banda orogen membentuk zona penyangga tektonik di pertemuan tiga lempeng, Indo-Australia, Pasifik, dan Eurasia (Harris, 2011). Daerah ini terdiri atas susunan yang kompleks antara busur kepulauan, cekungan marginal, fragmen benua, dan ophiolites yang bergabung dalam evolusi batas lempeng yang berulang selama 200 juta tahun terakhir (Gambar II-27) (Hamilton, 1979; Pubellier dkk., 2004;. Harris, 2003). *Terrane-terrane* asal samudra yang pada akhirnya bercampur ke tepian lempeng benua yang mulai merapat di daerah *triple junction* ini sejak pertengahan Tersier. Sisa jejak terakhir rangkaian asal samudera yang pernah memisahkan Paparan Sunda dan Sahul telah tertutup sehingga sekarang terlihat sebagai *collision* antara dua benua. Tatanan tektonik yang kompleks ini tampak mempengaruhi sebaran struktur-struktur yang terbentuk. Beberapa sesar-sesar aktif yang dapat teridentifikasi, baik di darat dan di offshore dapat dilihat di Tabel II-5, dengan sebaran yang telah terpetakan di dalam Gambar II-28.

Sesar aktif yang diidentifikasi berdasarkan kegempaan dan publikasi yang tersedia menunjukkan adanya sesar naik di belakang busur kepulauan, dan di depan busur (Gambar II-28 dan Tabel II-5). Selain itu terdapat juga sesar mendatar yang berarah utara-selatan hingga timur laut-barat daya.




Gambar II-27. Konfigurasi daerah Bali - Nusa Tenggara dan Banda (Harris, 2011)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar II-28. Sesar Aktif Daerah Bali-Nusa Tenggara-Banda yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

Tabel II-5. Sesar Aktif di Bali-Nusa Tenggara-Banda yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

| No. | Structure Name | | Type | Dip | Length (km) |
|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | |
| 1 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | North | SS | 90 | 79 |
| 2 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | Central | SS | 90 | 104 |
| 3 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | South 2 | SS | 90 | 40 |
| 4 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | South 1 | SS | 90 | 47 |
| 5 | Teluk Panas Fault | North | SS | 90 | 175 |
| 6 | Lombok Strait Strikeslip Fault | North | SS | 90 | 156 |
| 7 | Sape Strikeslip | | SS | 90 | 54 |
| 8 | Sumba Ridge Thrust | North | R45N | 45 | 183 |
| 9 | Lombok Strait Strikeslip Fault | Central | SS | 90 | 133 |
| 10 | Savu Ridge Thrust | 1 | R45N | 45 | 109 |
| 11 | Nusa Tenggara Oceanic Normal Fault | | Norml60N | 60 | 540 |
| 12 | Savu Thrust | South | R45S | 45 | 113 |
| 13 | Sumba Ridge Thrust | South | R45N | 45 | 112 |
| 14 | Sumba Strike Slip | 2 | SS | 90 | 42 |
| 15 | Sumba Strike Slip | 1 | SS | 90 | 83 |
| 16 | Sumba Strike Slip | 3 | SS | 90 | 25 |
| 17 | Sumba Strike Slip | 4 | SS | 90 | 31 |
| 18 | Sumba Strike Slip | 5 | SS | 90 | 46 |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel II-5. (lanjutan)

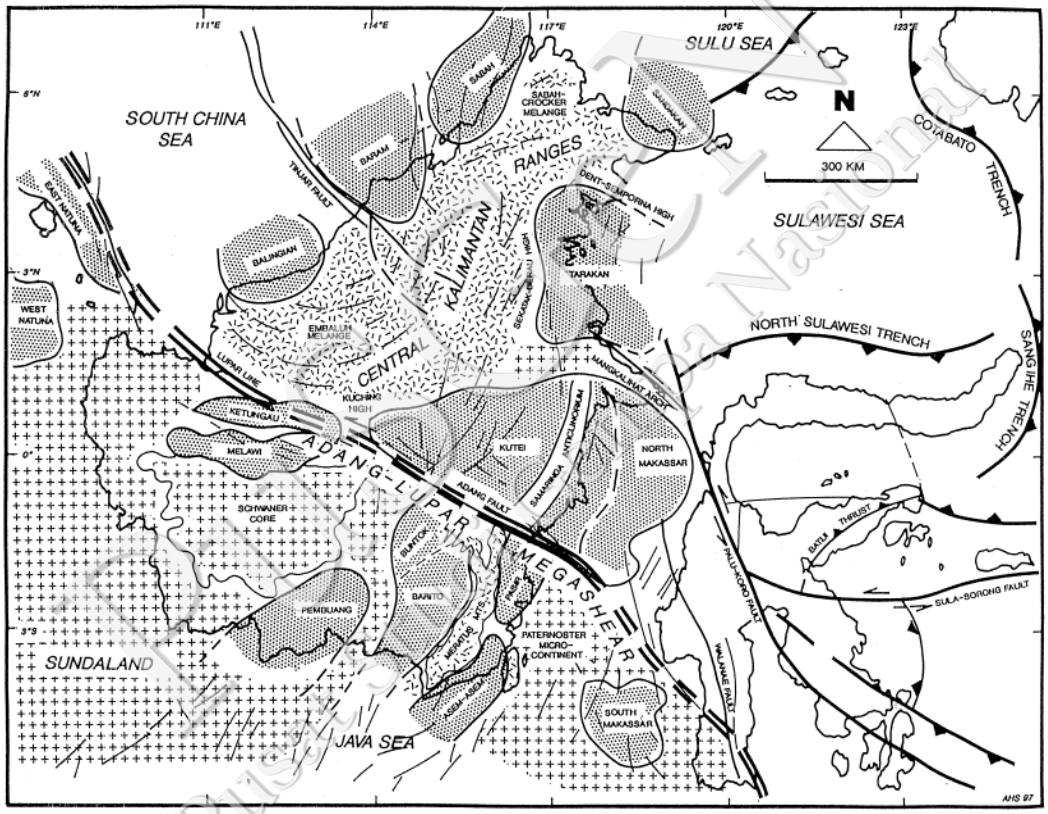
| No. | Structure Name | | Type | Dip | Length (km) |
|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | |
| 19 | Flores Backarc Thrust | Lombok Sumbawa | R45N | 45 | 310 |
| 20 | Flores Backarc Thrust | Bali | R45N | 45 | 84 |
| 21 | Gorong Fault | 1 | SS | 90 | 92 |
| 22 | Gorong Fault | 2 | SS | 90 | 73 |
| 23 | Manipa Fault | | SS | 90 | 100 |
| 24 | South Buru Fault | 1 | SS | 90 | 152 |
| 25 | South Buru Fault | 2 | SS | 90 | 91 |
| 26 | Kendari Fault | | SS | 90 | 212 |
| 27 | North Buru Fault | | SS | 90 | 206 |
| 28 | Bobot Fault | | SS | 90 | 115 |
| 29 | Babar Thrust | | R45S | 45 | 66 |
| 30 | Leti Thrust | | R45N | 45 | 99 |
| 31 | Selayar Fault | West | Norml60E | 60 | 152 |
| 32 | Selayar Fault | East | Norml60W | 60 | 167 |
| 33 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Timur | R45S | 45 | 236 |
| 34 | Flores Backarc Thrust | Wetar | R45S | 45 | 216 |
| 35 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Barat | R45S | 45 | 217 |
| 36 | Bawean Fault | | SS | 90 | 156 |
| 37 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Tengah | R45S | 45 | 173 |
| 38 | Bondowatu Fault | | Norml60S | 60 | 44 |
| 39 | RMKS Fault | West | SS | 90 | 258 |
| 40 | RMKS Fault | East | SS | 90 | 230 |
| 41 | Semau Fault | North | SS | 90 | 340 |
| 42 | Semau Fault | South | SS | 90 | 220 |
| 43 | Tanimbar Fault | 1 | SS | 90 | 126 |
| 44 | Tanimbar Fault | 2 | SS | 90 | 90 |
| 45 | Tanimbar Fault | 3 | SS | 90 | 110 |
| 46 | Tanimbar Fault | 4 | SS | 90 | 132 |
| 47 | Tanimbar Fault | 5 | SS | 90 | 101 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

## 2.8 Geologi Kalimantan

Pulau Kalimantan tersusun atas berbagai batuan dasar yang merupakan tipe asal benua, samudera, dan transisi (Gambar II-29) (Satyana dkk., 1999). Cekungan Barito yang

berada di bagian selatan Kalimantan terletak di atas batuan dasar Schwaner asal benua di bagian barat dan di bagian timurnya dilandasi oleh *accreted crust* dari Pegunungan Meratus. Ke arah utara, Cekungan Kutai dibatasi oleh *accreted crust* dari Tinggian Kucing (bagian dari *Central Range*) dan batuan dasar asal benua Mangkalihat di bagian barat dan utaranya. Cekungan Tarakan, yang berada lebih utara dari Kutai, dibatasi oleh *accreted crust* Dent-Semporna, Tinggian Sekatak-Berau, *basement* asal benua Mangkalihat. Hubungan antara terrane-terrane *basement* ini tidak sepenuhnya dipahami. Beberapa batas ini mungkin merupakan *suture* yang mengindikasikan jejak zona *collision* ataupun zona sesar-sesar utama (Van de Weerd and Armin, 1992; Metcalfe, 1996).

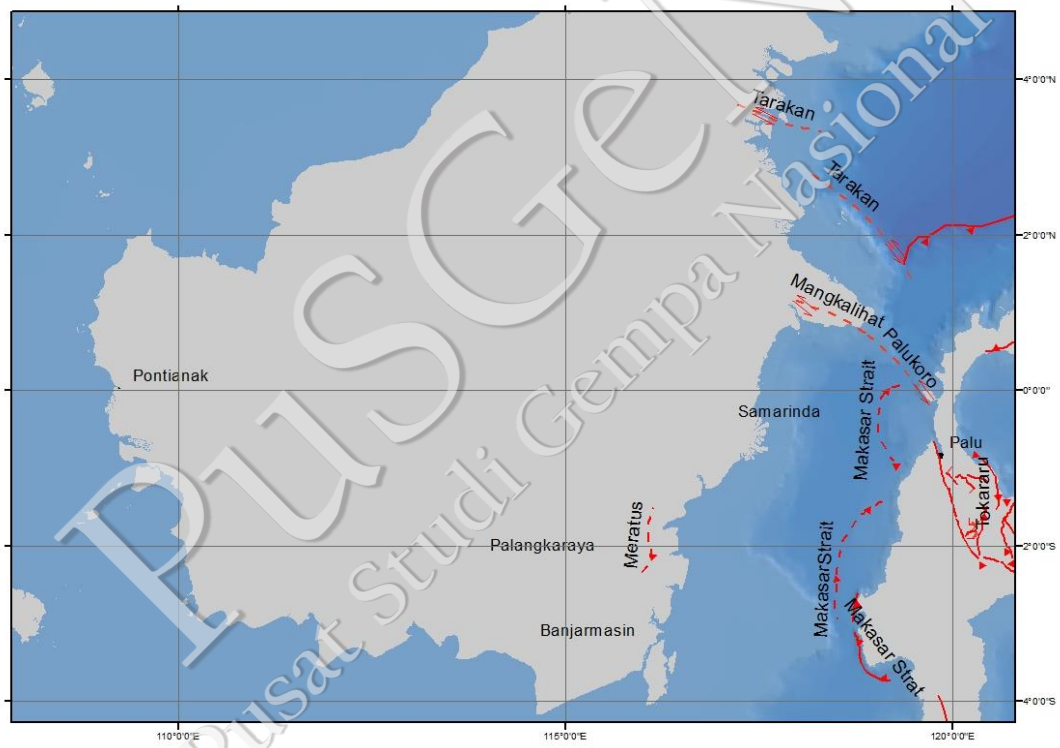



Gambar II-29. Kerangka Tektonik Pulau Kallimantan dan Sekitarnya (Satyana dkk., 1999)

Gempa relatif jarang terjadi di Pulau Kalimantan. Akan tetapi, pada 5 Juni 2015 terjadi gempa dengan magnitudo 6 di daerah Ranau, Sabah, yang mengakibatkan korban jiwa sebanyak 19 orang, longsoran di Gunung Kinibalu, dan kerusakan bangunan di Kota Ranau. Berdasarkan catatan BMKG, sebelum kejadian tersebut pernah juga terekam adanya kejadian gempa dengan magnitudo 5,7 pada 25 Februari 2015 dengan pusat gempa berjarak 413 km timur laut Kota Tarakan. Hal tersebut mengindikasikan bahwa

Kalimantan tidak sepenuhnya aman dari gempa sebagaimana dipahami oleh banyak orang.

Tiga zona sesar utama sesar yang telah diidentifikasi di Pulau Kalimantan (Tabel II-6) yaitu sesar Tarakan, sesar Mangkalihat, dan sesar Meratus sebagaimana ditunjukkan pada Gambar II-30. Sesar-sesar tersebut memiliki panjang lebih dari 100 km yang dapat berpotensi menimbulkan gempa dengan magnitudo 7. Sesar mendatar Tarakan dapat dikenali di bagian utara pulau ini yang terbentang mulai dari daratan sampai menerus ke lepas pantai. Sesar Mangkalihat yang berupa sesar mendatar, diidentifikasi di pantai timur Pulau Kalimantan. Zona sesar anjak dikenali di bagian selatan Pulau Kalimantan, yaitu Sesar Meratus dengan arah NE-SW.




Gambar II-30. Sebaran Sesar Aktif yang Berhasil Diidentifikasi di Kalimatan yang Terangkum dalam Peta Gempa Nasional 2017

Tabel II-6. Sesar Aktif di Kalimantan yang Terangkum Dalam Peta Gempa Nasional 2017

| **Structure Name** | **Section** | **Mechanism** | **Attitude** | | **Length (Km)** |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | **Strike** | **Dip** | |
| Tarakan | Tarakan | SS | N107E | 90 | 100 |
| Mangkalihat | Mangkalihat | SS | N115E | 90 | 111 |
| Meratus | Meratus | R dip to W | N198E | 45 | 105 |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 2.9 Kesimpulan Pokja Geologi

Berdasarkan analisis dan diskusi yang telah dilakukan, kami telah melakukan pemutakhiran lokasi dari banyak jalur sesar aktif penghasil gempa di seluruh Indonesia yang sudah dipetakan sebelumnya dan juga menambahkan lebih banyak lagi jalur-jalur sesar aktif yang belum dipetakan atau dimasukkan ke dalam peta bahaya gempa Indonesia. Selain lokasi jalur sesar-sesar aktif, kami juga menambahkan parameter-parameter gempa dari jalur-jalur sesar aktif tersebut, termasuk nilai laju gerak (sliprate), magnitude gempa maksimum, data waktu kejadian gempa di masa lalu, dan perioda ulang gempa. Untuk daerah Sumatra yang sebelumnya terdiri atas 19 sumber, sekarang dapat didefinisikan sebanyak 55 sumber. Untuk Pulau Jawa yang sebelumnya telah diketahui 10 sumber, sekarang telah didapatkan 37 sumber sesar aktif. Di Pulau Sulawesi yang sebelumnya teridentifikasi memiliki 12 sumber gempa, sekarang telah dikenali 48 sumber. Papua awalnya diketahui 12 sumber gempa, sekarang telah diketahui 48 sumber gempa. Kelompok wilayah tambahan yang belum ada di dalam peta sebelumnya adalah wilayah Nusa Tenggara – Banda yang terdiri atas 75 sumber gempa. Secara keseluruhan telah terdefinisikan sumber gempa sebanyak 295 sumber gempa. Angka ini terdiri atas 242 sumber gempa yang berhasil diketahui hingga tahun 2017 dan 53 sumber gempa berdasarkan Peta Gempa Nasional 2010 sehingga dalam kurun 5 tahun ini kami telah berhasil menambahkan ~450% dari sumber gempa nasional tahun 2010.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB III
# KEGEMPAAN INDONESIA

*Sri Widiyantoro, M. Ridwan, Wandono, Muzli, Nanang T. Puspito, Wahyu Triyoso, Andri Dian Nugraha, Asrurifak, Hasbi Ash Shiddiqi, Pepen Supendi, Shindy Rosalia*

## 3.1 Gambaran Umum

Indonesia terletak di wilayah tektonik yang kompleks pada bagian tenggara lempeng Eurasia. Tingginya tingkat seismisitas dan vulkanisme di Indonesia merupakan akibat langsung dari proses tektonik di wilayah ini. Dalam bab ini kami akan membahas beberapa hal terkait dengan relokasi hiposenter gempa di Indonesia dari katalog BMKG, persamaan konversi magnitudo yang digunakan untuk mengubah beberapa tipe magnitudo menjadi $M_w$, kompilasi katalog PuSGeN 2016, dan analisis seismisitas di Indonesia. Untuk analisis seismisitas di wilayah Indonesia tersebut, kami mengompilasi data dari beberapa studi terdahulu.

## 3.2 Relokasi Gempa di Indonesia

Beberapa metode untuk menganalisis seismisitas di wilayah Indonesia membutuhkan data hiposenter gempa yang akurat yang digunakan untuk mengidentifikasi zona sesar secara rinci, menganalisis statistik spasial-temporal gempa, serta pencitraan tomografi. Relokasi hiposenter gempa di Indonesia dilakukan untuk mengatasi masalah tersebut. Pada studi ini proses relokasi hiposenter dilakukan dengan metode relokasi *teleseismic double-difference* (teletomoDD) dari Pesicek dkk. (2010) dengan menggabungkan fasa waktu tiba gelombang P dan S dari stasiun dengan jarak lokal, regional, dan teleseismik. Metode ini telah berhasil digunakan untuk merelokasi gempa di beberapa wilayah Indonesia (Cahyaningrum dkk., 2015; Nugraha dkk., 2015; Sabtaji dkk., 2015; dan Utama dkk., 2015).

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

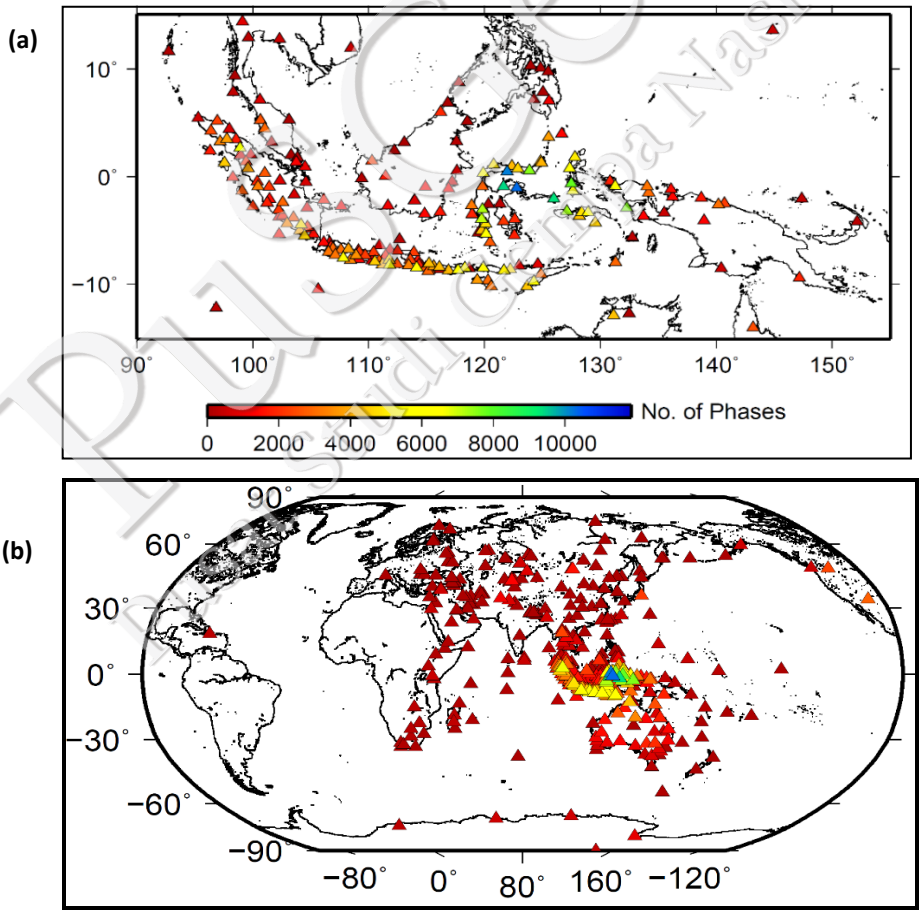
### 3.2.1 Data

Data katalog *travel time* diperoleh dari Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) untuk periode April 2009-Juli 2016. Jumlah *event* yang diperoleh dari katalog BMKG pada periode April 2009 hingga Juli 2016 yaitu sebanyak ~40.000 gempa dengan rentang magnitudo M 1,4 hingga M 8,5. Gempa-gempa tersebut direkam oleh 454 stasiun yang tersebar di seluruh Indonesia serta di luar negeri (Gambar III-1).

Untuk menjamin kualitas hasil relokasi, diterapkan kriteria untuk menyeleksi gempa yang akan direlokasi, yaitu:

a. gempa memiliki data minimum sebanyak delapan waktu tiba,
b. gempa direkam oleh jaringan seismometer dengan *azimuthal gap* < 210$^{o}$.

Berdasarkan hasil seleksi data, jumlah gempa yang memenuhi kriteria untuk direlokasi sebanyak ~22.000 gempa.




Gambar III-1. Persebaran seluruh stasiun seismik (segitiga) di Indonesia yang digunakan dalam penelitian ini (gambar a) dan stasiun seismik global (gambar b). Stasiun diwarnai berdasarkan jumlah fasa yang direkam. Sumber: BMKG

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 3.2.2 Pengolahan Data

Model kecepatan yang digunakan dalam proses relokasi ini adalah model kecepatan 3D untuk wilayah Indonesia (Widiyantoro dan van Der Hilst, 1996, 1997) dengan ukuran grid $1^{o}$x$1^{o}$ dan model 1D ak135 (Kennett dkk., 1995) untuk area di luar Indonesia. Model kecepatan 3D digunakan untuk mengakomodasi heterogenitas struktur bawah permukaan Indonesia seperti adanya slab dan magma. Model kecepatan 1D ak135 dirata-ratakan untuk setiap lapisan.

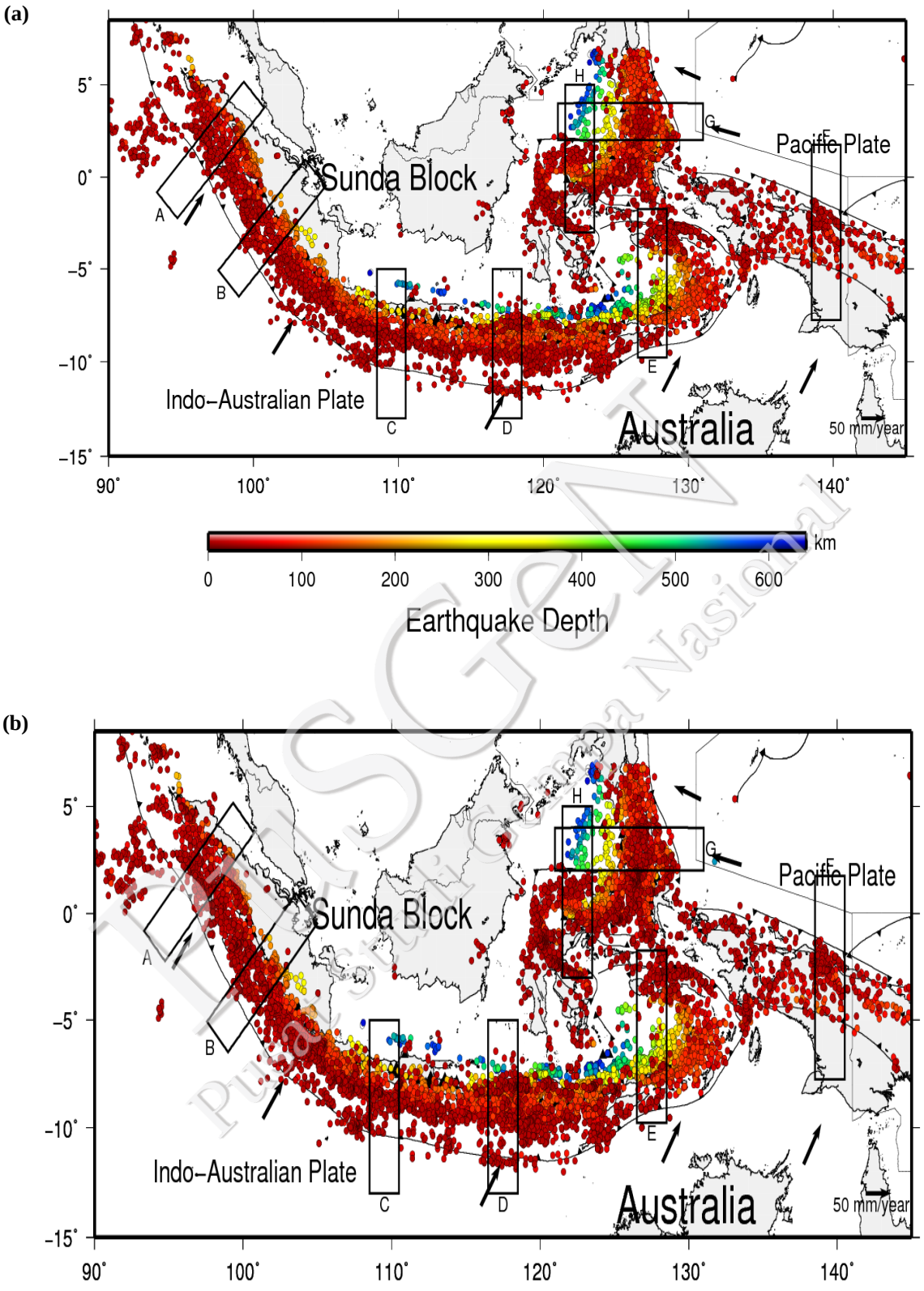
Dalam melakukan proses relokasi, wilayah Indonesia dibagi menjadi tujuh wilayah besar berdasarkan fitur tektoniknya yaitu Sumatera, Jawa, Nusa Tenggara, Laut Banda, Papua, Laut Maluku, dan Sulawesi. Untuk proses inversi teletomoDD, parameter yang penting adalah bobot untuk masing-masing fasa dan *damping*. Bobot yang digunakan untuk fasa P adalah 1 dan bobot untuk fasa S adalah 0,75. Sementara itu, untuk parameter *damping* bergantung pada jumlah data dan *condition number* (CND). *Damping* dipilih berdasarkan nilai CND yang berkisar antara 40 sampai 80 agar proses inversinya stabil (Waldhauser, 2001).

### 3.2.3 Hasil Relokasi Program TeletomoDD

Proses inversi berhasil merelokasi ~13.000 hiposenter yang dapat dilihat pada Gambar III-2.b Sebagian distribusi hiposenter setelah relokasi menunjukkan pola yang lebih mengelompok dibandingkan katalog BMKG (Gambar III-2.a). Pergeseran episenter hasil relokasi pada umumnya tegak lurus arah subduksi (Gambar III-3). Hal ini disebabkan adanya anomali dalam model kecepatan 3D akibat adanya slab yang belum terakomodasi pada model 1D yang digunakan dalam penentuan lokasi gempa BMKG.

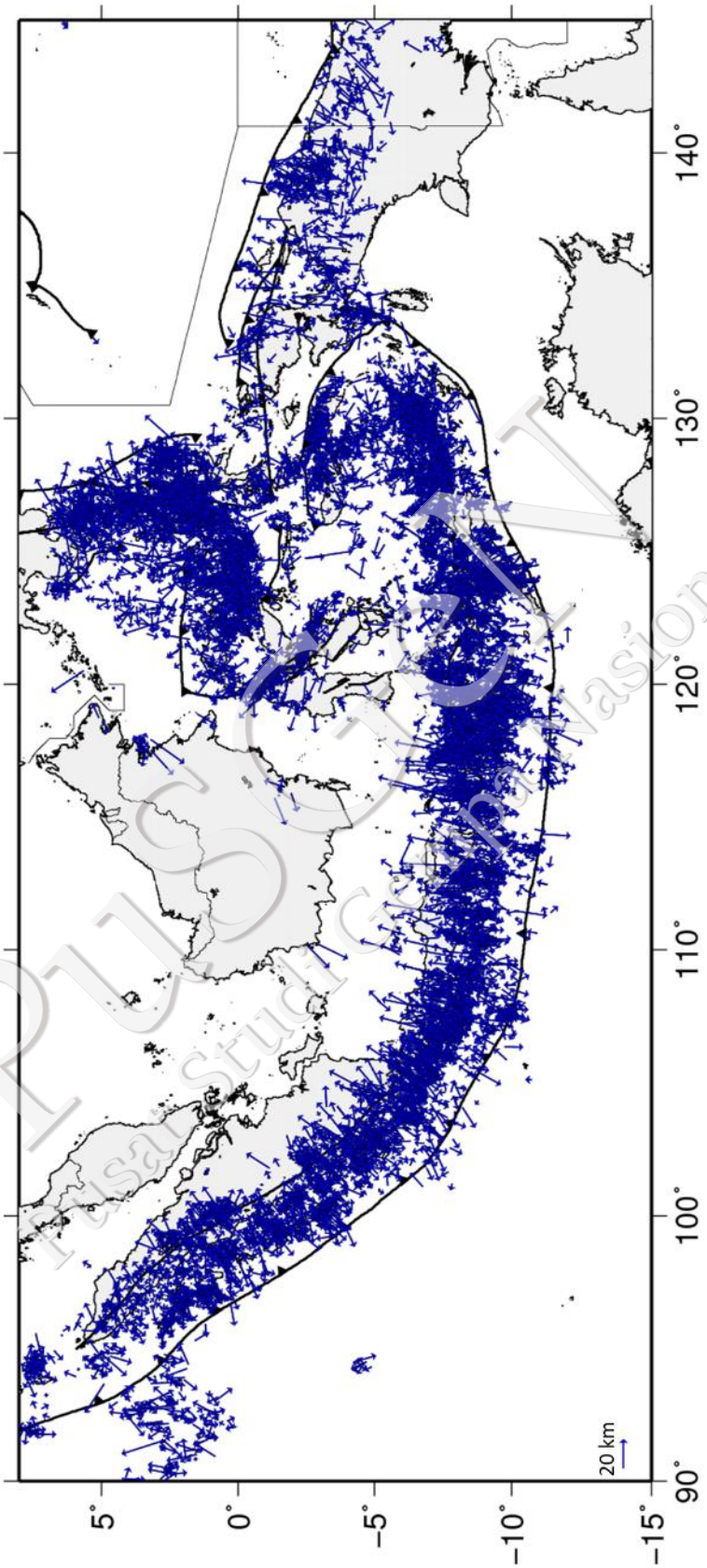
Arah pergeseran episenter relokasi di Sumatera dan Jawa sebagian besar sejajar arah subduksi dan beberapa tegak lurus dengan arah subduksi. Vektor relokasi yang sejajar dan tegak lurus arah subduksi ini diperkirakan akibat dari penggunaan model kecepatan 3D. Lokasi awal dari BMKG ditentukan dengan menggunakan model kecepatan 1D yang tidak mengakomodasi variasi lateral akibat adanya slab subduksi, magma, dan fitur geologi lainnya. Oleh karena itu, setelah direlokasi dengan menggunakan model kecepatan seismik 3D, posisi hiposenter terpengaruh oleh variasi model kecepatan 3D tersebut.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar III-2. a) Seismisitas Indonesia dari katalog BMKG sebelum dilakukan relokasi. b) Hasil relokasi gempa di Indonesia beserta fitur Tektonik Indonesia dan vektor pergerakan lempeng dari Nuvel 1.0 (Demets dkk., 1994) dengan referensi blok Sunda. Episenter gempa dengan magnitudo ≥ 3 diplot sebagai lingkaran dengan warna sesuai dengan kedalaman. Posisi penampang untuk Gambar III-5 ditandai dengan kotak hitam

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar III-3. Vektor pergeseran episenter hasil relokasi untuk seluruh wilayah Indonesia

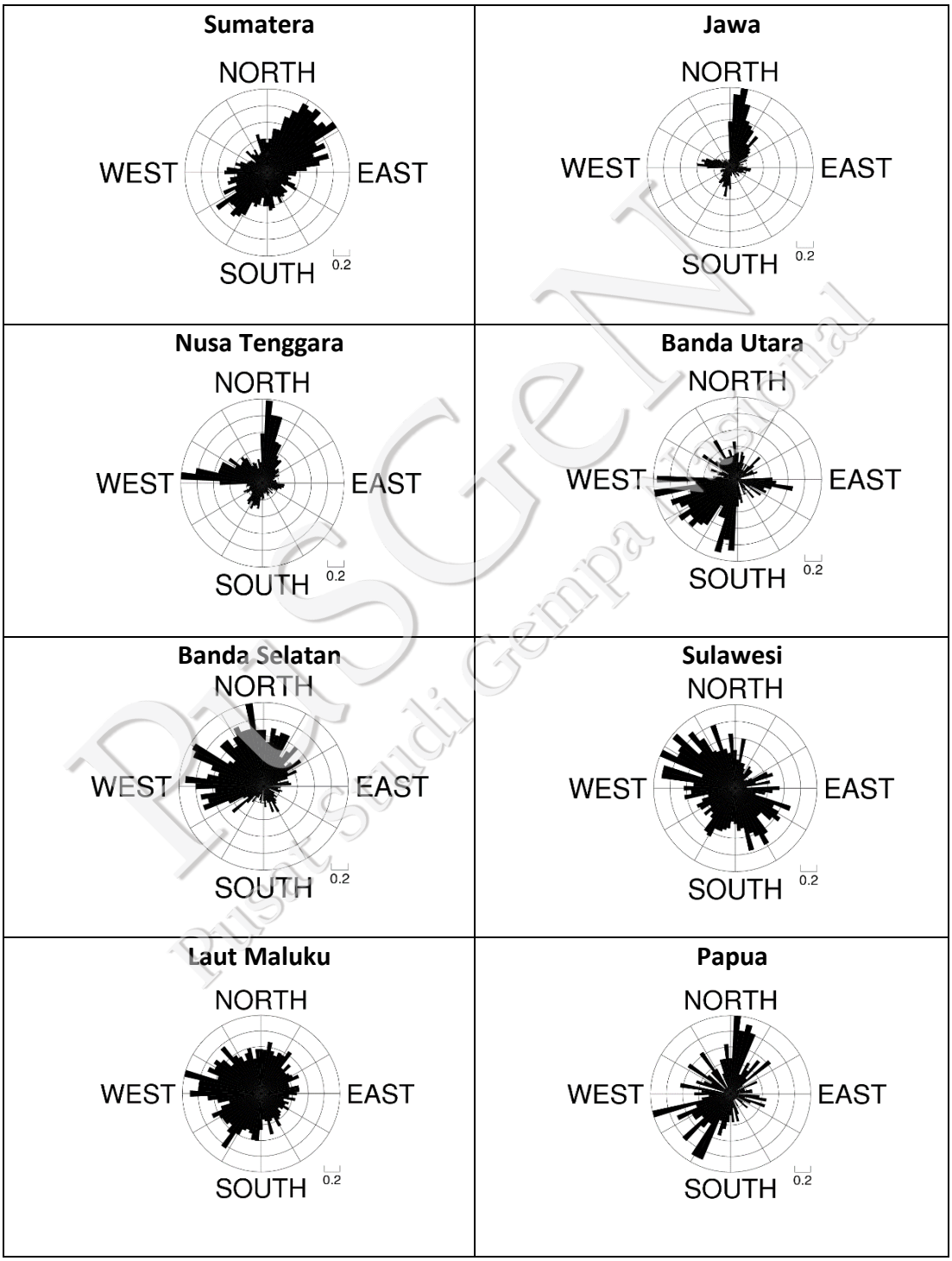
Berdasarkan diagram rose pada Gambar III-4, distribusi arah relokasi di area Sumatera didominasi oleh arah timur laut – barat daya, sedangkan untuk area Jawa lebih didominasi oleh arah utara-selatan. Pola pergeseran untuk gempa di Nusa tenggara menunjukkan adanya dua arah dominan dari pergeseran episenter ke arah daratan (tegak lurus palung) dan ke arah barat (sejajar palung). Pergeseran hiposenter di Laut Banda bagian utara dan selatan menunjukkan pola dominan utara-selatan maupun barat-timur di bawah kepulauan tersebut yang kemungkinan terkait dengan rotasi Busur Banda. Pada wilayah Laut Maluku tidak terlihat arah pergeseran yang dominan akibat adanya struktur kompleks subduksi ganda lempeng Laut Maluku. Pergeseran hasil relokasi di Papua menunjukkan pola dominan arah timur laut dan barat daya yang sejajar dengan arah subduksi Lempeng Mikro Caroline di utara yang merupakan batas dari Lempeng Kontinen Australia dan Lempeng Oseanik Caroline/Lempeng Pasifik Barat. Pola pergeseran gempa hasil relokasi didominasi oleh arah barat laut-tenggara di utara Sulawesi. Hal ini kemungkinan terjadi karena gempa-gempa tersebut terjadi di darat akibat sesar-sesar geser seperti sesar Palu-Koro dan Matano yang pada umumnya merupakan gempa dangkal.

Berdasarkan penampang perbandingan katalog BMKG dan hasil relokasi tersebut, hiposenter relokasi teletomoDD menunjukkan perbaikan distribusi dan pola *Wadati-Benioff Zone* (WBZ) yang lebih jelas (Gambar III-5). Berdasarkan penampang vertikal A dan B di bawah Sumatera, peningkatan kecuraman dari WBZ terlihat karena bagian utara lebih landai dibandingkan bagian selatan Sumatera. Penampang C menujukkan seismisitas di bawah Pulau Jawa dengan kedalaman gempa yang lebih dalam dibandingkan Sumatera yaitu mencapai sekitar 350 km. Selain itu juga ditemukan pola seismisitas di bagian selatan zona subduksi yang berkaitan dengan *outer rise*.

BWZ pada wilayah busur Sunda bagian timur lebih curam dan dalam bila dibandingkan dengan WBZ di Sumatra. Penampang D menunjukkan seismisitas di bawah Nusa Tenggara Barat. Dapat dilihat bahwa semakin ke timur dari Busur Sunda, kedalaman gempa dapat mencapai cukup dalam. Penampang E berada di area Laut Banda yang menunjukkan adanya dua slab dari utara dan selatan. Seismisitas di slab bagian selatan lebih banyak dibandingkan bagian utara. Seismisitas di Papua pada penampang vertikal F didominasi oleh gempa-gempa yang lebih dangkal dibandingkan wilayah lainnya. WBZ dari subduksi *New Guinea Trench* menerus hingga kedalaman hampir 200 km di bawah Papua. Pola seismisitas di Laut Maluku (penampang G) menunjukkan adanya zona

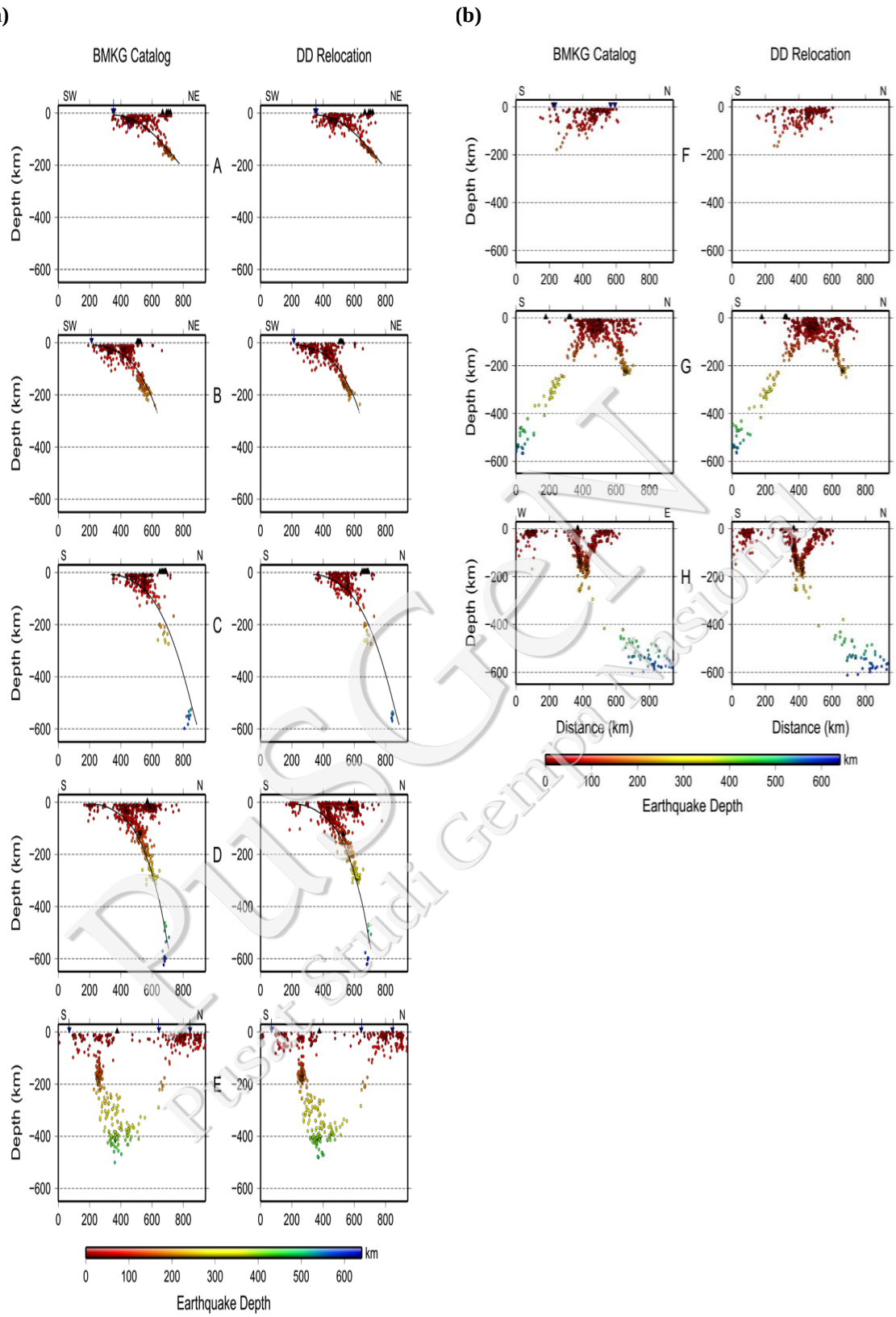
PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

subduksi ganda dari kedalaman kurang dari 100 km hingga lebih dari 400 km untuk slab lempeng Maluku bagian barat dan 250 km untuk slab bagian timur. Pada wilayah Sulawesi (penampang H), seismisitas di slab subduksi Sulawesi Utara menerus hingga kedalaman hampir 200 km.




Gambar III-4. Diagram rose pergeseran episenter hasil relokasi untuk masing-masing wilayah

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar III-5. a) dan b) adalah Penampang dari hiposenter gempa hasil relokasi (simbol +) dengan magnitudo ≥ 3 untuk beberapa wilayah di Indonesia. Posisi penampang ditunjukkan pada Gambar II. Segitiga hitam adalah symbol untuk gunung api dan garis hitam adalah geometri slab subduksi dari model slab 1.0 (Hayes dkk., 2012). Tanda panah berwarna biru tua adalah posisi *trench*

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 3.3 Konversi Magnitudo

Tipe magnitudo yang dihitung untuk suatu *event* dapat beragam dari satu penulis ke penulis yang lainnya. Sementara itu, dalam analisis a-*value* dan b-*value* untuk pemutakhiran peta gempa di Indonesia diperlukan satu tipe data magnitudo yang sama yaitu data magnitudo momen $M_w$ yang tidak tersedia untuk setiap *event*. Untuk itu, diperlukan suatu konversi yang menghubungkan beragam tipe magnitudo seperti $M_s$, $m_b$, dan $M_L$ ke dalam magnitudo momen.

Pada studi ini kami mencoba untuk membuat persamaan konversi magnitudo untuk wilayah Indonesia dengan mengadaptasi metode yang digunakan oleh Scordilis (2006). Untuk membuat konversi magnitudo diperlukan data dari berbagai tipe magnitudo untuk *event* gempa yang sama. Data katalog magnitudo untuk *event* di seluruh Indonesia dikumpulkan dari beberapa sumber yaitu *International Seismologycal Center* (ISC), *United States Geological Survey* (USGS), dan Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG). Perlu diingat bahwa tidak semua gempa mempunyai semua tipe magnitudo sehingga data set yang digunakan dalam studi ini hanya terdiri atas 28.162 gempa yang dimulai dari tahun 1907-2016. Data katalog untuk momen magnitudo yang digunakan yaitu BMKG, *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT), Harvard University (HRVD), dan *National Earthquake Information Center* (NEIC). Sementara itu, data katalog untuk magnitudo bodi yaitu BMKG, ISC, dan USGS, untuk Ms yaitu ISC dan USGS, dan ML yaitu BMKG. Hasil hubungan tersebut dapat memberikan tipe magnitudo yang homogen untuk katalog gempa PuSGeN 2017.

### 3.3.1 Konversi $m_b$ ke dalam $M_w$

Konversi magnitudo dari $m_b$ ke $M_w$ dilakukan dengan membuat persamaan garis lurus dari plot antara $m_b$ dan $M_w$. Persamaan konversi didapat dari 19,162 kejadian gempa yang sama-sama memiliki $M_w$ dan $m_b$. Rentang magnitudo momen yang diplot dimulai dari 3 hingga 9 dan rentang magnitudo bodi yang digunakan adalah dari 2,7 hingga 8,2. Kami membagi rentang plot menjadi dua bagian yaitu kurang dari 3,7 dan lebih dari sama dengan 3,7 (Gambar III-6a). Nilai tersebut diambil karena kami hanya akan memasukkan magnitudo lebih besar dari 4,5 pada data katalog PuSGeN sehingga kami hanya

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

memerlukan persamaan untuk magnitudo yang cukup besar saja. Persamaan konversi yang didapat adalah seperti pada Persamaan (3.1) di bawah ini:

$$M_w = 1{,}0107 m_b + 0{,}0801 \quad (3.1)$$

untuk rentang magnitudo $3{,}7 \leq m_b \leq 8{,}2$ dengan $R^2$ =0,6975.

### 3.3.2 Konversi $M_s$ ke dalam $M_w$

Konversi magnitudo dari $M_s$ ke $M_w$ dilakukan dengan membuat persamaan garis lurus dari plot antara $M_s$ dan $M_w$. Persamaan konversi diperoleh dari 6.718 kejadian gempa yang sama-sama memiliki $M_w$ dan $M_s$. Rentang momen magnitudo yang digunakan dimulai dari 3,1 hingga 9,0 dan rentang magnitudo $M_s$ yang digunakan adalah dari 2,8 hingga 8,7. Kami membagi rentang plot menjadi dua bagian yaitu kurang dari 6,1 dan lebih dari sama dengan 6,1 (Gambar III-6b) yang merupakan titik belok kurva.

Persamaan konversi yang didapat adalah seperti pada Persamaan (3.2) dan Persamaan (3.3) di bawah ini:

$$M_w = 0{,}6016 M_s + 2{,}476 \quad (3.2)$$

untuk rentang magnitudo $2{,}8 \leq M_s \leq 6{,}1$ dengan $R^2$ 0,8013, dan

$$M_w = 0{,}9239 M_s + 0{,}5671 \quad (3.3)$$

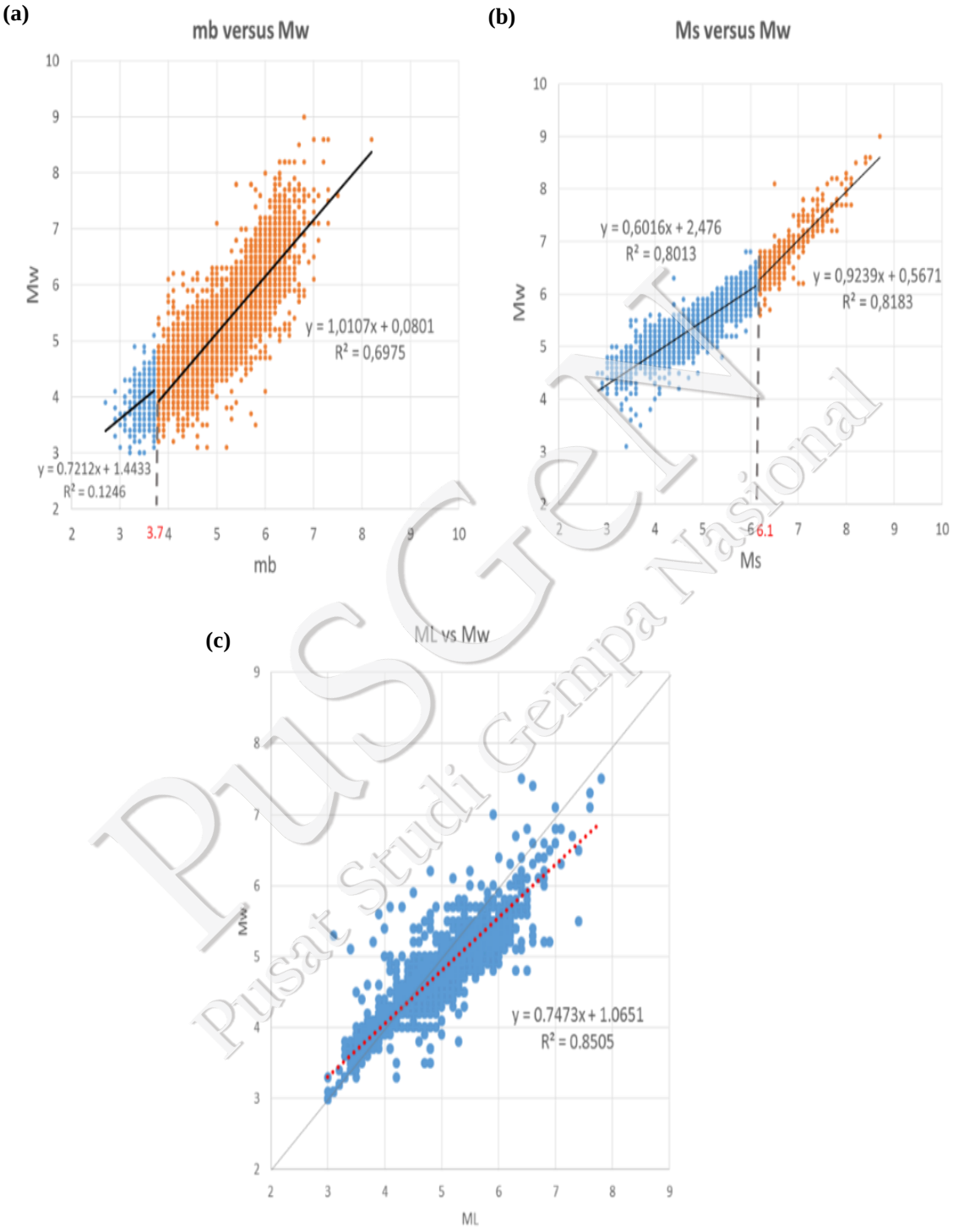
untuk rentang magnitudo $6{,}2 \leq Ms \leq 8{,}7$ dengan $R^2$ 0,8183

### 3.3.3 Konversi $M_L$ ke dalam $M_w$

Konversi $M_L$ ke dalam $M_w$ tidak dilakukan karena hasil plot menunjukkan hasil yang hampir sebanding di antara keduanya dan dianggap magnitudo lokal ($M_L$) dapat merepresentasikan magnitudo momen (Gambar III-6c). Untuk mengevaluasi kestabilan dan kualitas katalog dilakukan analisis a-*value* (Gambar III-7). Katalog dibagi menjadi 2 bagian yaitu dari tahun 1963-1990 yang diasumsikan bisa mewakili pola seismisitas masa lalu dan 1991-2016 yang diasumsikan dapat mewakili pola seismisitas masa sekarang. Hasil a-*value* dari kedua periode tersebut memberikan pola yang cukup mirip (Gambar III-7a dan b) sehingga dapat disimpulkan katalog PuSGeN 2017 cukup stabil dan dapat digunakan. Meskipun demikian, untuk persamaan konversi di atas perlu dicatat bahwa terdapat perbedaan jumlah stasiun BMKG pada rentang tahun 1990-2006 dan 2009-2016.

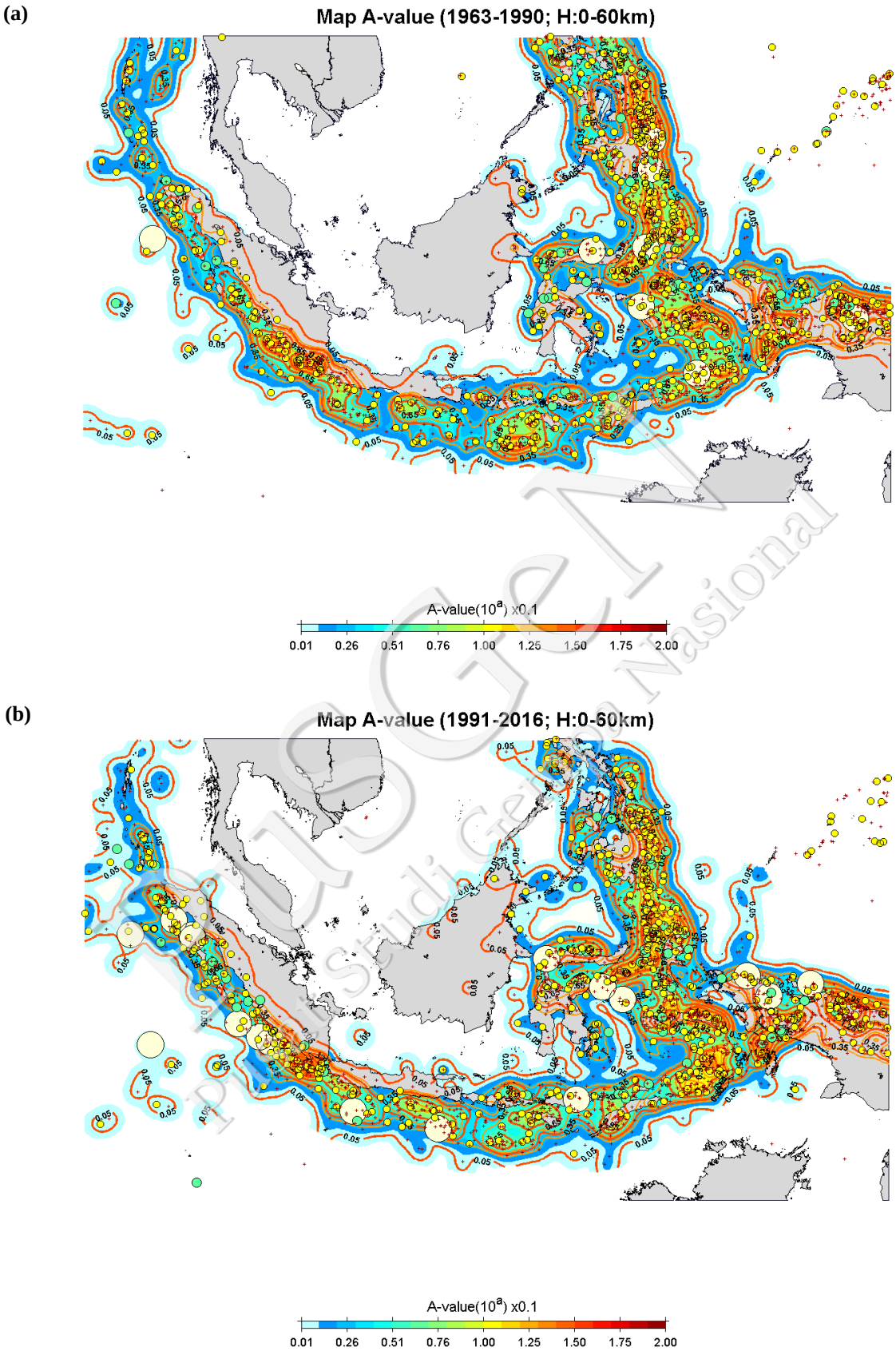
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Selain itu, terdapat perbedaan mb dan mB pada katalog BMKG yang perlu diteliti lebih lanjut.




Gambar III-6. (a) Korelasi antara $m_b$ dan $M_w$ dari katalog ISC, BMKG, dan USGS untuk gempa dari tahun 1986-2015 dengan 19.162 gempa dengan magnitudo $m_b$ 2,7 hingga 8,2 dan $M_w$ dari magnitudo 3 hingga 9. (b) Korelasi antara $M_s$ dan $M_w$ dari katalog ISC, BMKG, dan USGS untuk gempa dari tahun 1907-2013 sebanyak 6.718 gempa dengan magnitudo Ms 2,8 hingga 8,7 dan $M_w$ dari magnitudo 3,1 hingga 9,0. (c) Korelasi antara $M_L$ dan $M_w$ dari katalog ISC, BMKG, dan USGS untuk gempa dari tahun 1907-2013 sebanyak 2.282 gempa dengan magnitudo $M_s$ 3,0 hingga 7,5 dan $M_w$ dari magnitudo 3,0 hingga 7,8

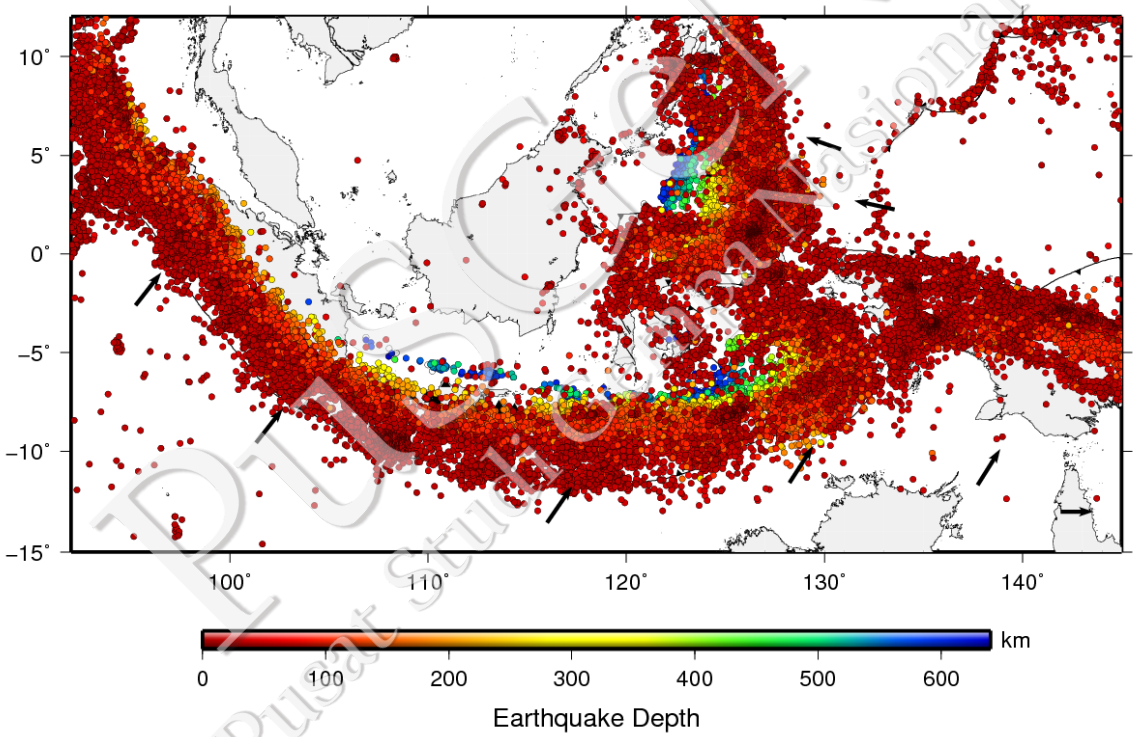
PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar III-7. (a) Peta a-*value* untuk data gempa dengan kedalaman fokus kurang dari atau sama dengan 60 km dari tahun 1963-1900. (b) Peta a-*value* untuk data gempa dari tahun 1991-2016. Hasil a-*value* dari kedua periode tersebut memberikan pola yang cukup mirip

## 3.4 Katalog Gempa Indonesia

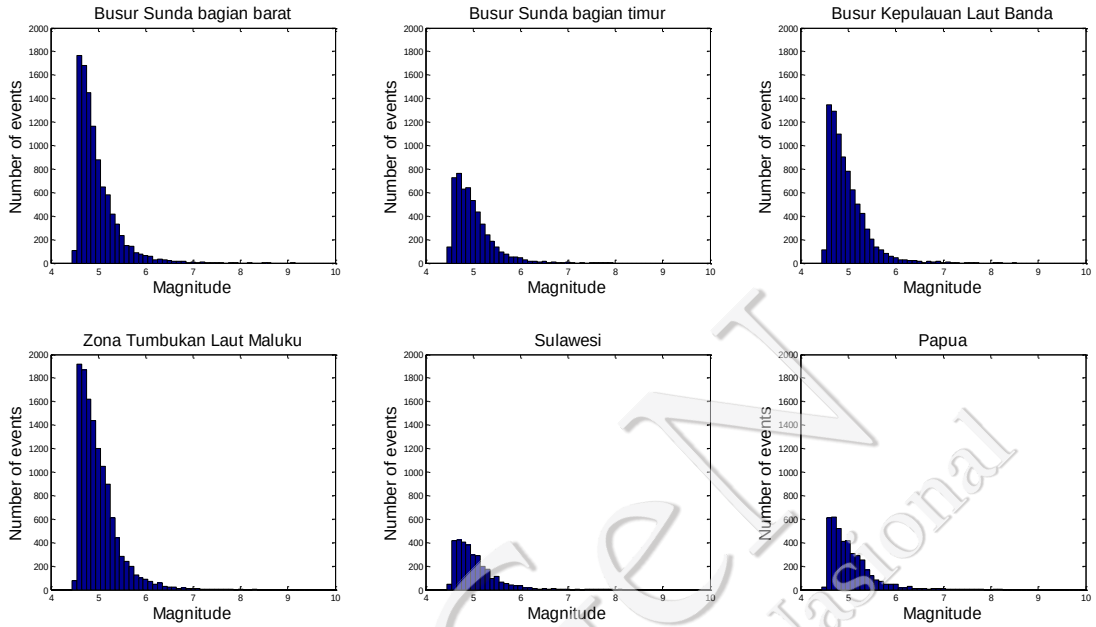
Data sejarah gempa yang pernah terjadi di Indonesia dan sekitarnya tahun 1907 sampai Agustus 2016 dengan magnitudo ($M_w$) ≥ 4,5 telah dikumpulkan dari berbagai sumber yaitu (a) *International Seismological Center* (ISC), (b) *National Earthquake Information Center U.S. Geological Survey* (NEIC-USGS), (c) katalog gempa yang sudah direlokasi oleh Engdahl (Engdahl dkk., 1998), (d) katalog gempa Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) Indonesia yang sudah direlokasi (Shiddiqi dkk., 2015; Nugraha dkk., 2017 *in prep*.). Jumlah data gempa secara keseluruhan dari berbagai sumber tersebut adalah 51.855 yang selanjutnya ditetapkan sebagai katalog gempa Pusat Studi Gempa Nasional (PuSGeN) yang ditampilkan pada Gambar III-8.




Gambar III-8. Peta episenter gempa di Indonesia dan sekitarnya tahun 1900 sampai Agustus 2016 (Katalog PuSGeN)

Selanjutnya, kami membuat histogram magnitudo (Gambar III-9) dan kedalaman (Gambar III-10) untuk masing-masing zona tektonik di Indonesia (Puspito dkk., 1993), yaitu (1) Busur Sunda yang memanjang ~3000 km, dimulai dari barat laut Andaman sampai ke Flores; (2) Busur Banda, dari selatan Pulau Sumba melengkung sampai ke pulau Seram, sebelah selatan Halmahera; (3) Zona Tumbukan Laut Maluku, merupakan

zona dengan kondisi tektonik dan kegempaan yang paling kompleks, interaksi tumbukan antara busur kepulauan Sangihe ke arah timur dengan busur kepulauan Halmahera ke arah barat.



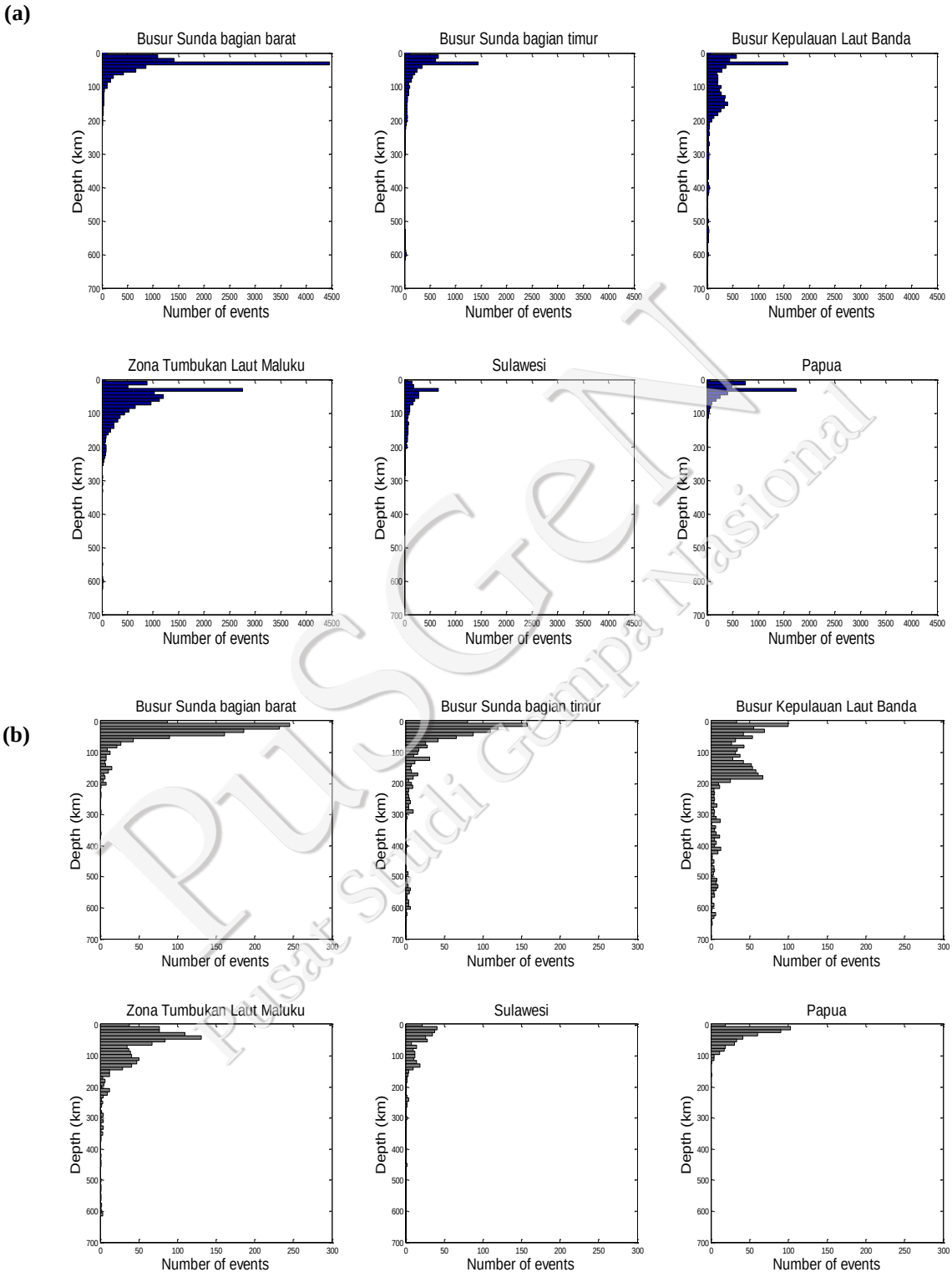

Gambar III-9. Histogram magnitudo gempa untuk beberapa zona tektonik di Indonesia

Busur Sunda kami bagi menjadi Busur Sunda bagian barat (Andaman sampai Selat Sunda) dan Busur Sunda bagian timur (Selat Sunda sampai Flores). Busur Sunda bagian Barat memiliki jumlah gempa yang relatif lebih banyak dibandingkan dengan Busur Sunda bagian timur dan zona tektonik lainnya di Indonesia, kecuali Zona Tumbukan Laut Maluku. Bahkan, pada Busur Sunda bagian barat ini terjadi gempa dengan magnitudo $M_w$ = 9,1 (tahun 2004) yang telah membangkitkan tsunami. Gempa terdalam pada Busur Sunda bagian timur lebih dalam dibandingkan dengan gempa-gempa di Busur Sunda bagian barat, yaitu mencapai kedalaman 650-700 km.

Histogram magnitudo gempa antara Busur Banda dengan Zona Tumbukan Laut Maluku (ZTLM) relatif hampir sama. Namun, gempa terdalam pada Busur Banda lebih dalam dibandingkan dengan ZTLM, yaitu mencapai kedalaman > 600 km. Sementara itu, daerah Sulawesi dan Papua didominasi oleh gempa dengan kedalaman dangkal sampai menengah. Sebagai catatan, meskipun Kalimantan terletak jauh dari zona subduksi yang dikategorikan sebagai satu-satunya daerah di Indonesia yang relatif paling aman dari

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

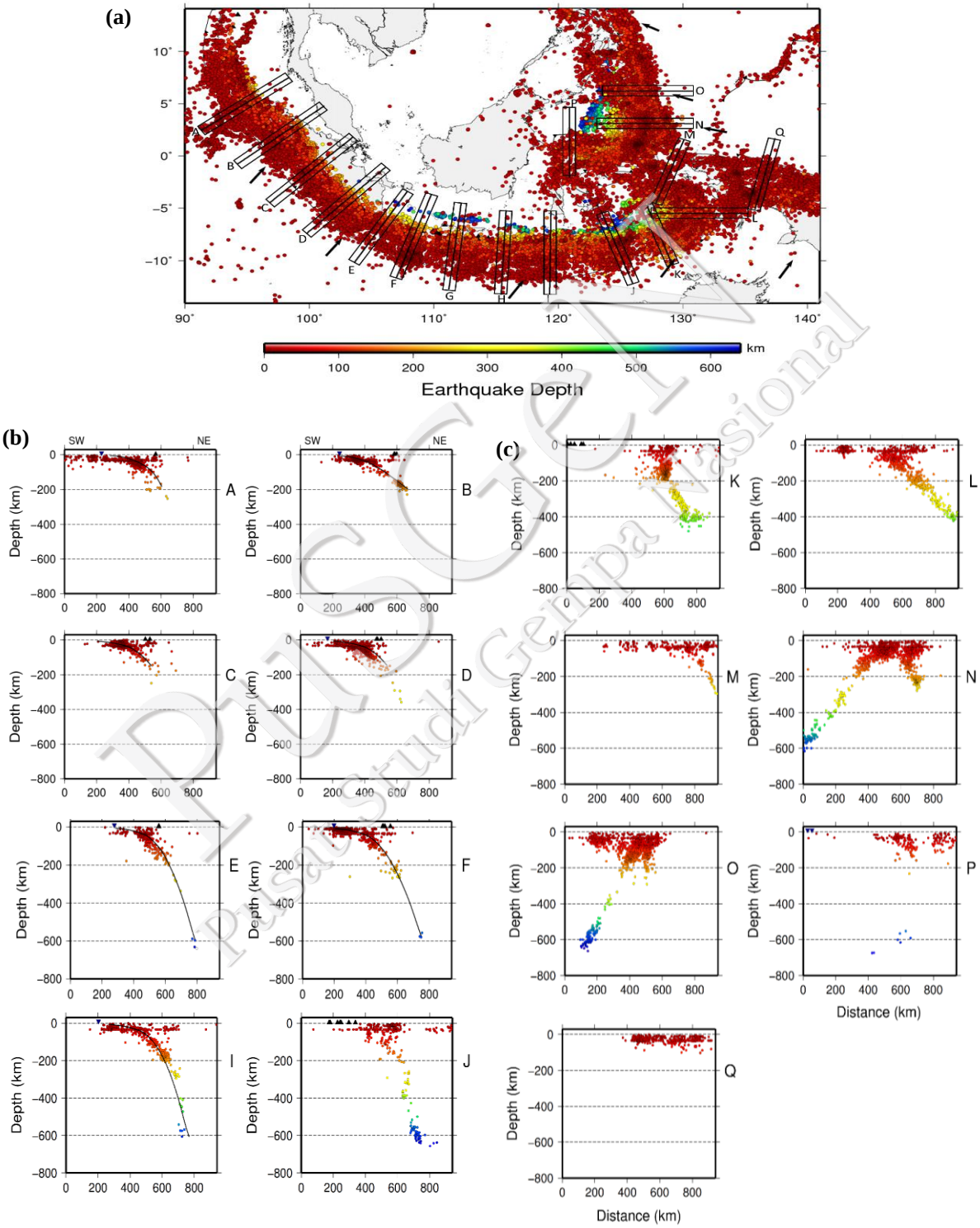
gempa, namun beberapa tahun terakhir terjadi gempa di Kalimantan Utara dan Timur dengan magnitudo $M_w$ = 4-5 dengan kedalaman dangkal.




Gambar III-10. a) Histogram kedalaman gempa untuk zona tektonik di Indonesia dari seluruh kompilasi katalog. b) Histogram kedalaman gempa untuk zona tektonik di Indonesia untuk hasil relokasi TeletomoDD

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

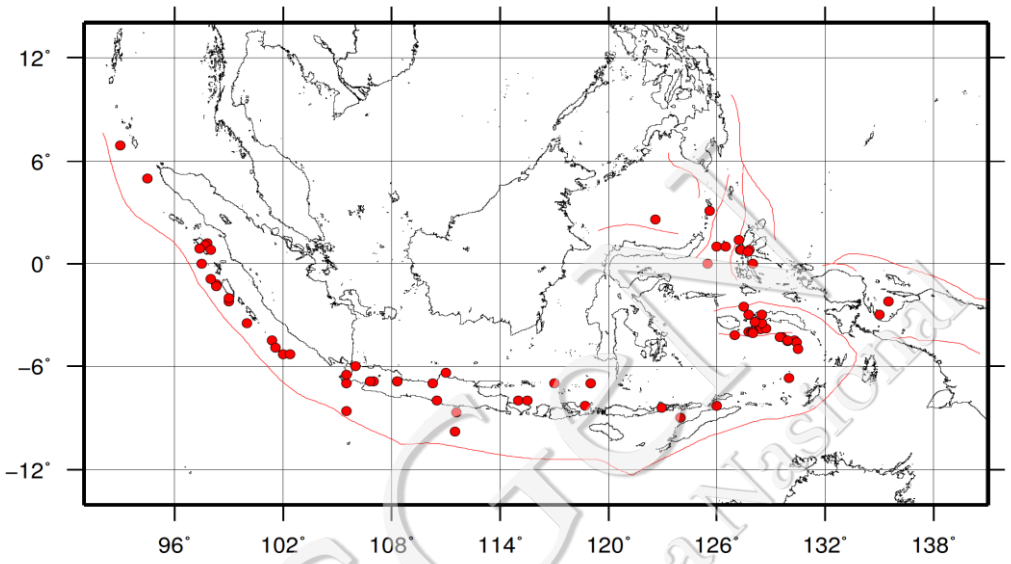
Berdasarkan beberapa penampang melintang pada Gambar III-11, terlihat bahwa wilayah Indonesia bagian timur memiliki struktur tektonik yang lebih kompleks dibandingkan dengan daerah Indonesia bagian barat. Hal ini terutama terkait dengan subduksi ganda di ZTLM.




Gambar III-11. a) Penampang melintang (*cross*-section) gempa untuk beberapa zona di Indonesia. b,c) Segitiga hitam adalah simbol gunung api dan garis hitam menggambarkan geometri slab subduksi dari model slab 1.0 (Hayes dkk., 2012)

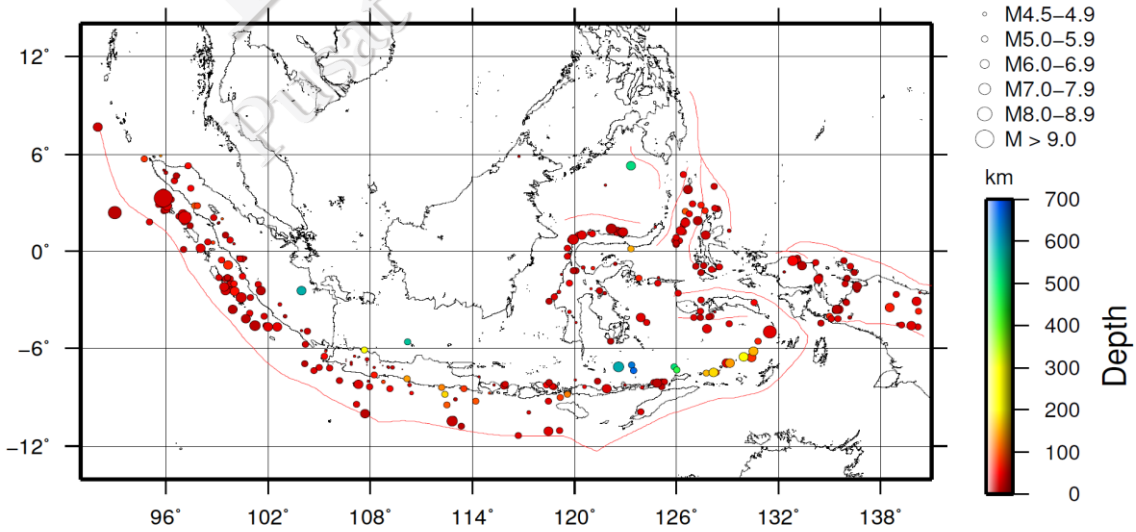
PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Data gempa sebelum tahun 1900 diperoleh dari Musson (2012) dengan magnitudo $M_w \geq 7{,}0$. Sejarah gempa sebelum tahun 1900 tersebut ditampilkan pada Gambar III-12 berikut. Data tersebut merupakan data berharga untuk mengetahui seismisitas di masa lalu, meskipun pada saat itu instrumen masih jarang, sehingga hanya gempa dengan $M_w \geq 7{,}0$ yang berhasil didokumentasikan.




Gambar III-12. Peta episenter gempa $M_w \geq 7{,}0$ sebelum tahun 1900 (Musson, 2012)

Selama kurun waktu tahun 1938-2014 telah terjadi 300 kejadian gempa yang merusak di seluruh Indonesia (Gambar III-13), kecuali Kalimantan, dengan magnitudo $M_w$ = 4,5-9,1. Jumlah gempa terbanyak terjadi pada zona subduksi dengan kedalaman dangkal (≤ 100 km).

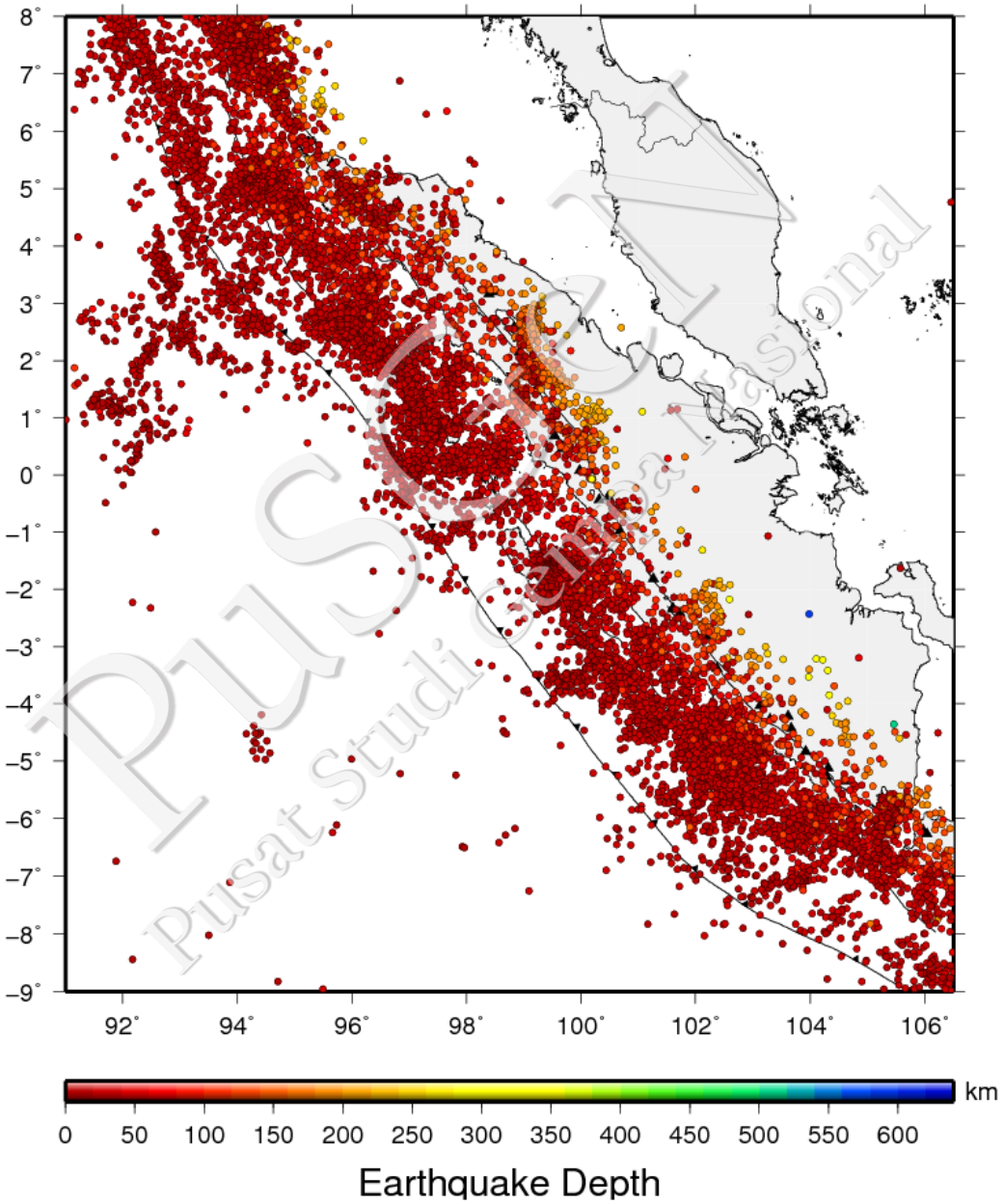



Gambar III-13. Peta episenter gempa merusak pada periode tahun 1938-2014 (Masturyono dkk., 2015)

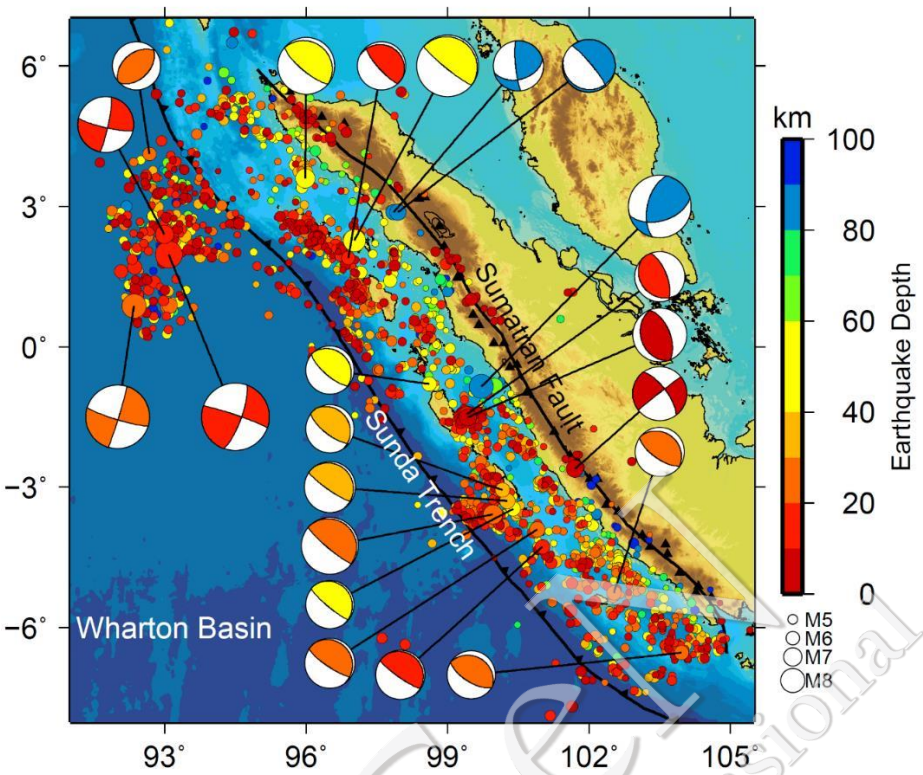
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

## 3.5 Kegempaan Sumatera

Gempa-gempa signifikan di Sumatera didominasi oleh gempa dengan mekanisme *thrust* yang terjadi akibat proses subduksi serta beberapa gempa sesar geser seperti sesar Sumatera dan di barat laut Sumatera (Gambar III-14 dan Gambar III-15). Selain itu juga terdapat gempa dengan mekanisme sesar naik di sekitar *backthrust* Mentawai dan gempa *intraslab* seperti gempa Padang 2009 (Shiddiqi, 2015).




Gambar III-14. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Sumatera untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman fokus gempa




Gambar III-15. Seismisitas hasil relokasi gempa-gempa Sumatera dengan magnitudo ≥ 4,0. Mekanisme fokus diambil dari *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) (Dziewonski dkk., 1981; Ekström dkk., 2012) untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6,0 (Shiddiqi, 2015)

Distribusi seismisitas di bagian utara Sumatera menunjukkan beberapa pola seismisitas yang unik yaitu distribusi seismisitas yang tinggi di sekitar Pulau Simeulue dan Nias. Selain itu, setidaknya telah terjadi tiga gempa dengan $M_w > 6$ pada kedalaman antara 40 – 60 km dengan mekanisme *thrust*. Seismisitas di sekitar Nias yang memanjang lebih dari 300 km sejajar dengan jalur subduksi terjadi di sekitar zona *rupture* dari gempa Nias dengan $M_w = 8{,}6$ pada tahun 2005. Pola seismisitas ini serupa dengan pola *aftershock* gempa Nias 2005. Distribusi gempa Nias ini berkorelasi dengan zona deformasi *post-seismic* yang tinggi (Tilmann dkk., 2010). Zona tersebut merupakan zona yang *rigid* dan statis sehingga pada saat gempa Nias terjadi, energi yang terakumulasi tidak dilepaskan secara keseluruhan (Tilmann dkk., 2010; Pesicek dkk., 2010).

Hasil relokasi teletomoDD juga menunjukkan adanya *gap* antara seismisitas pada Pulau Nias dan Simeulue yang kemungkinan konsisten terhadap dugaan adanya *barrier fracture zone* di bawah *forearc*. Walaupun gempa-gempa di sekitar area ini dalam kurun waktu data yang digunakan memiliki magnitudo < 6,0; gempa dengan $M_w = 6{,}0$ justru terjadi di sekitar *gap* tersebut. Berdasarkan analisis *afterslip* yang dilakukan oleh Hsu dkk. (2006)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

dan *cumulative moment density* dari *aftershock* gempa Nias oleh Tilmann dkk. (2010) ditunjukkan adanya korelasi antara zona *afterslip* yang tinggi dengan zona *cumulative moment density* yang tinggi.

Fitur unik dari area Kepulauan Mentawai ditandai dengan adanya zona *gap* seismik yang merupakan area gempa historis pada tahun 1797 dengan zona *rupture* di seluruh Kepulauan Mentawai dan 1833 yang terjadi di bagian selatan Mentawai (Sieh dkk., 2008). Kondisi *coupling* yang tinggi di zona *gap* Mentawai belum dilepaskan oleh gempa-gempa yang signifikan di sekitar area ini seperti gempa 2007, gempa Padang $M_w$ = 7,9 tahun 2009, dan gempa Mentawai $M_w$ = 7,8 tahun 2010 (McCloskey dkk., 2010). Beberapa gempa dengan $M_w$ > 6 juga terjadi di area timur Pulau Siberut dengan mekanisme sesar naik yang berkaitan dengan *backthrust* Mentawai (MBT) sehingga pengaruh gempa-gempa ini terhadap segmen Mentawai perlu diteliti lebih lanjut. Gempa Padang tahun 2009 merupakan gempa *intraslab* dengan mekanisme *oblique* (McCloskey dkk., 2010). Kedalaman gempa hasil relokasi adalah 87,6 km dan mendekati hasil relokasi dari Pesicek dkk. (2010) yaitu 90,0 km.

Gerakan *strike-slip* dari lempeng Indo-Australia yang *oblique* diakomodasi oleh sesar Sumatera dan sesar Mentawai di area timur kepulauan Mentawai (Diament dkk., 1992; McCaffrey dkk, 2000; McCaffrey, 2009). Sementara itu, Singh dkk. (2010) juga menginterpretasi adanya struktur *backthrust* di timur Mentawai dari hasil analisis data seismik refleksi dan data batimetri. *Backthrust* dengan panjang lebih dari 300 km memiliki *strike* hampir sejajar dengan subduksi Sunda dan *dip* yang mengarah ke barat. Hasil relokasi dalam penelitian ini menunjukkan adanya beberapa gempa di sekitar struktur MBT yang menerus hingga kedalaman 20–30 km dan beberapa gempa memiliki mekanisme sesar naik dengan *dip* sekitar 60° yang sesuai dengan hasil interpretasi Singh dkk. (2010).

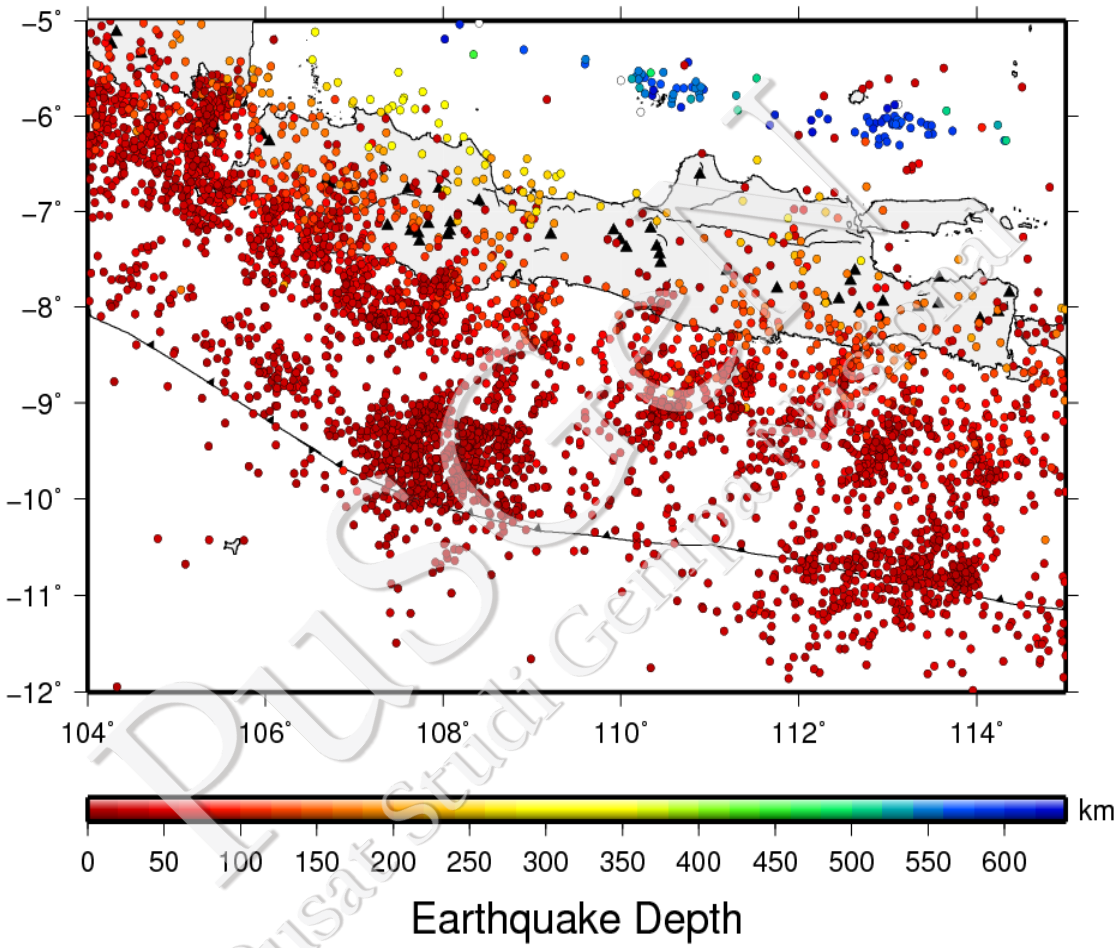
## 3.6 Kegempaan Jawa

Seismisitas di Pulau Jawa didominasi oleh gempa yang berkaitan dengan subduksi dan sesar-sesar di darat (Gambar III-16 dan Gambar III-17). Dalam waktu dua dekade terakhir ini, terjadi empat gempa yang menimbulkan kerusakan yang signifikan yaitu gempa

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

tsunami $M_w$ = 7,6 pada tahun 1994 di Jawa Timur, gempa $M_w$ = 7,7 pada tahun 2006 dan $M_w$ = 7,0 pada tahun 2009 di Jawa Barat.

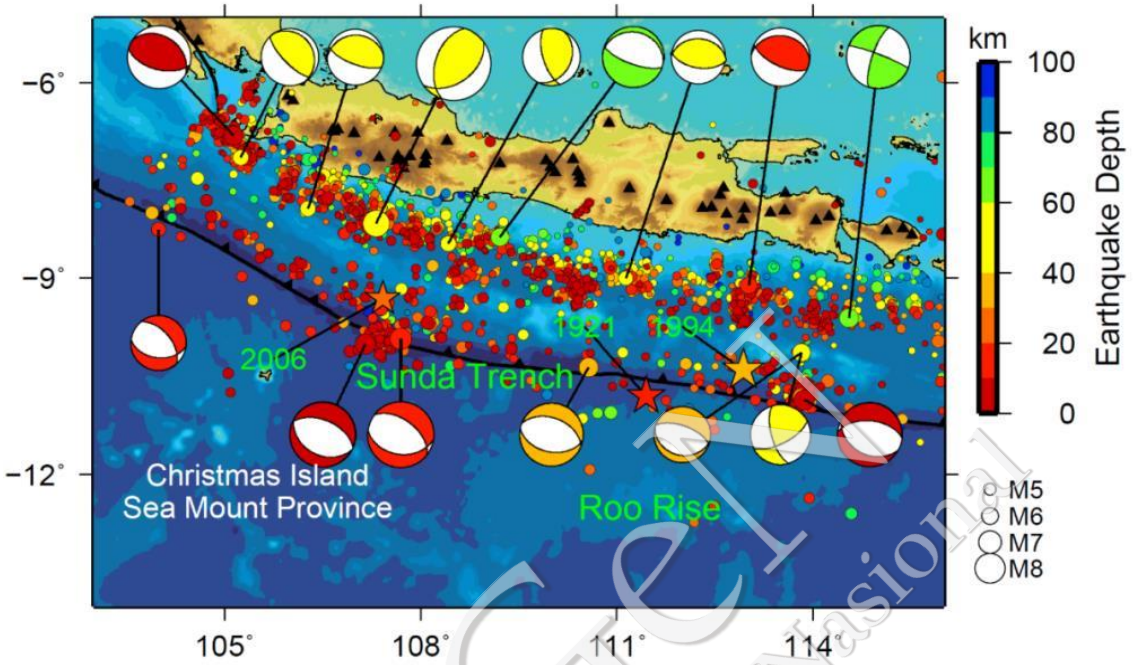
Selain itu, gempa tsunami yang signifikan dengan $M_w$ = 7,5 tahun 1921 juga terjadi di antara gempa tsunami 1994 dan 2006 (Okal, 2012). Dalam kurun waktu 2009-2015, aktivitas kegempaan yang mengelompok masih ditemui di sekitar lokasi gempa 1994 dan 2006.




Gambar III-16. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Jawa untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman gempa

Gempa tsunami 1994 merupakan gempa yang unik dengan mekanisme gempa *thrust* dan diikuti oleh *aftershock* yang sebagian besar mekanismenya berupa sesar normal (Abercrombie dkk., 2001). Abercrombie dkk. (2001) menyimpulkan gempa ini terjadi di zona *sea mount* yang tersubduksi dan memicu terjadinya gempa di sesar normal pada *outer rise* di kerak samudera Indo-Australia. Hasil relokasi memperlihatkan sesar normal

pada *outer rise* tersebut memiliki kemiringan yang curam dan seismisitasnya menerus hingga kedalaman sekitar 150 km (Shiddiqi, 2015).




Gambar III-17. Episenter gempa hasil relokasi di Pulau Jawa dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman ≤ 100 km dan magnitudo ≥ 4. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6 (Shiddiqi, 2015)

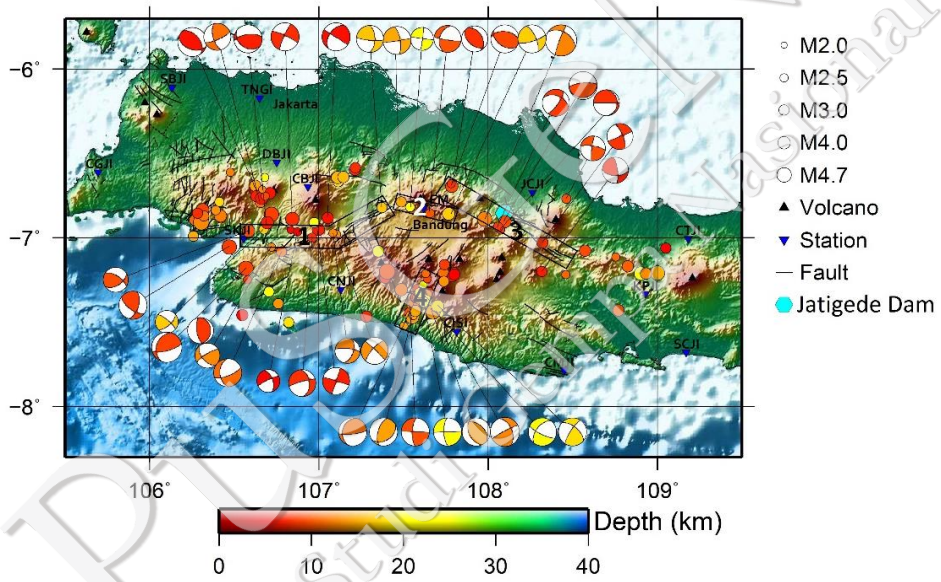
Shulgin dkk. (2011) menganalisis hasil survei seismik refleksi dan *gravity* di sekitar zona gempa 1994 dan menyimpulkan bahwa *sea mount* yang tersubduksi dan *outer rise* di area selatan (Roo *Rise*) merupakan dua fitur *sea mount* yang berbeda. Berdasarkan hasil data survei seismik di sekitar zona gempa Jawa Barat 2006, Kopp dkk. (2009) menyimpulkan bahwa *sea mount* yang tersubduksi memengaruhi terjadinya gempa tsunami 2006. Fitur *outer rise* juga diduga terjadi di wilayah ini. Hal ini terlihat dari mekanisme gempa sesar normal di selatan zona subduksi Jawa Barat. Sesar *outer rise* ini memiliki *dip* yang landai dan seismisitasnya menerus hingga kedalaman 100 km.

Gempa Jawa Barat 2009 memiliki mekanisme yang tidak konsisten terhadap kondisi *stress* yang dominan sebagai akibat subduksi di area selatan Jawa (Suardi dkk., 2014). Gempa ini memiliki arah *strike* tegak lurus dengan *trench*. Kedalaman gempa dari BMKG adalah 57,0 km dan setelah direlokasi menjadi 52,1 km. Hasil ini mendekati hasil kedalaman dari Global CMT (53,2 km) dan USGS (52,7 km).

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Subduksi *seamount* di selatan Pulau Jawa merupakan fitur yang unik dan juga merupakan sumber dari gempa tsunami 1994 dan 2006. Abercrombie dkk. (2006) menjelaskan bahwa sebelum terjadi gempa di bagian selatan *seamount*, tidak terdapat seismisitas. Namun, setelah terjadi gempa di *seamount* tersebut, terjadi gaya ekstensional di selatan *trench* dan menyebabkan adanya gempa dengan mekanisme sesar normal.

Selanjutnya, pada Gambar III-18 ditampilkan peta episenter dan mekanisme fokus gempa dangkal di daratan Jawa Barat (Supendi dkk., 2016). Sepanjang sesar Cimandiri (kotak nomor satu pada Gambar III-18) setidaknya terjadi lebih dari 10 event gempa pada kurun waktu tahun 2009-2015 yang menunjukkan sebagian besar mekanisme fokus di sekitar sesar tersebut adalah sesar geser mengiri, namun ke arah selatan menunjukkan sesar naik.



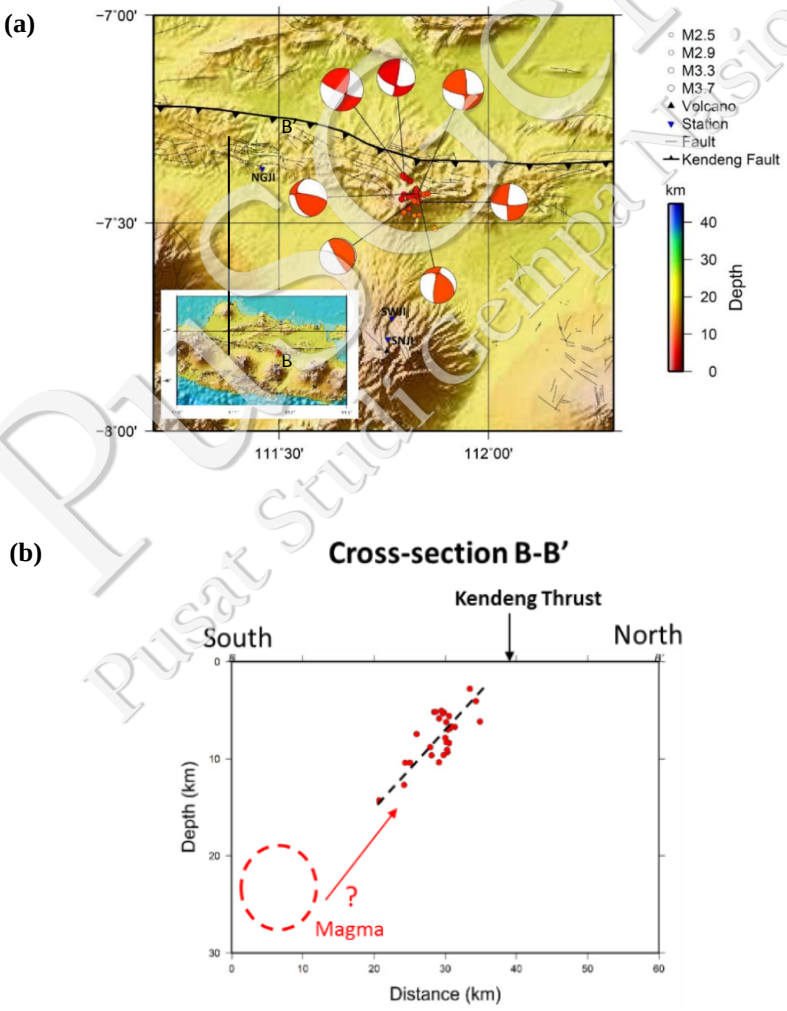

Gambar III-18. Peta episenter dan mekanisme fokus gempa di Jawa Barat. Perbedaan warna menunjukkan kedalaman yang berbeda. Kotak nomor satu sampai empat adalah klaster gempa yang kemungkinan berasosiasi dengan sesar di Jawa Barat (Supendi dkk., 2016)

Kotak nomor dua menunjukkan bahwa sepanjang sesar Lembang terdapat empat *event* gempa selama kurun waktu 2009-2015. Hasil penentuan mekanisme fokus di sepanjang sesar lembang menunjukan sesar mengiri (*left-lateral faulting*), meskipun *event* paling timur menunjukkan sesar *oblique* dominan turun. Hasil relokasi gempa menunjukkan telah terjadi 6 event gempa dalam kurun waktu tahun 2009-2015 sepanjang sesar Baribis (kotak nomor tiga pada Gambar III-18). Hal ini menunjukkan bahwa sesar tersebut aktif. Mekanisme fokus di bagian barat sesar ini menunjukkan sesar naik, sedangkan ke arah timur menunjukkan *oblique* dominan naik.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Sebagian besar mekanisme yang berfokus pada klaster gempa Garut (kotak nomor empat pada Gambar III-18) menunjukkan sesar geser menganan (*right-lateral faulting*) dengan arah barat daya-timur laut. Hal ini dapat memberikan pemahaman baru mengenai kemungkinan keberadaan sesar di daerah tersebut yang teraktivasi kembali. Selain itu, mungkin kegempaannya sudah ada sejak dahulu, namun karena jaringan pengamatan gempa belum banyak seperti saat ini sehingga gempa kecil tidak terekam dengan baik.

Salah satu kejadian pada kegempaan di Jawa adalah terjadinya *swarm earthquake* magnitudo 2,5-3,7 sebanyak 33 *event* pada bulan Februari 2016 di wilayah Madiun, Jawa Timur dan sekitarnya (Gambar III-19) dengan kedalaman dangkal (Nugraha dkk., 2016; Nugraha dkk., 2017 *in prep*.). Beberapa mekanisme fokus dari beberapa gempa menunjukkan sesar naik dan sesar geser.

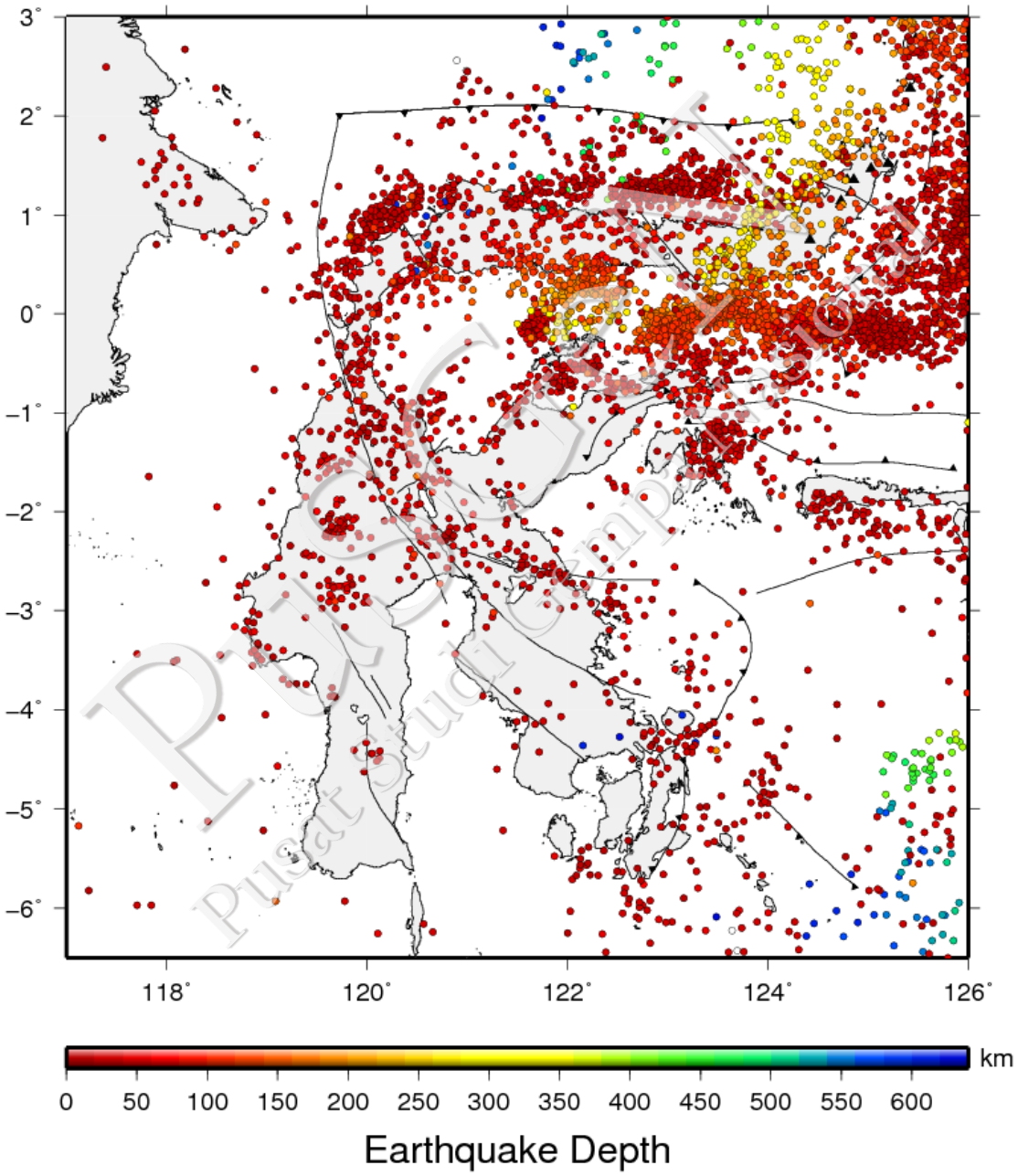



Gambar III-19. a) Peta episenter dan mekanisme fokus gempa hasil relokasi di Madiun selama bulan Februari 2016 dengan kedalaman dangkal ≤ 30 km. Lingkaran merah sampai kuning adalah hiposenter gempa berdasarkan kedalaman. Segitiga terbalik warna biru adalah stasiun seismik BMKG yang digunakan b) Penampang vertikal B-B' dari gempa-gempa di Madiun (Nugraha dkk., 2017 *in prep*.)

Pusat Studi Gempa Nasional

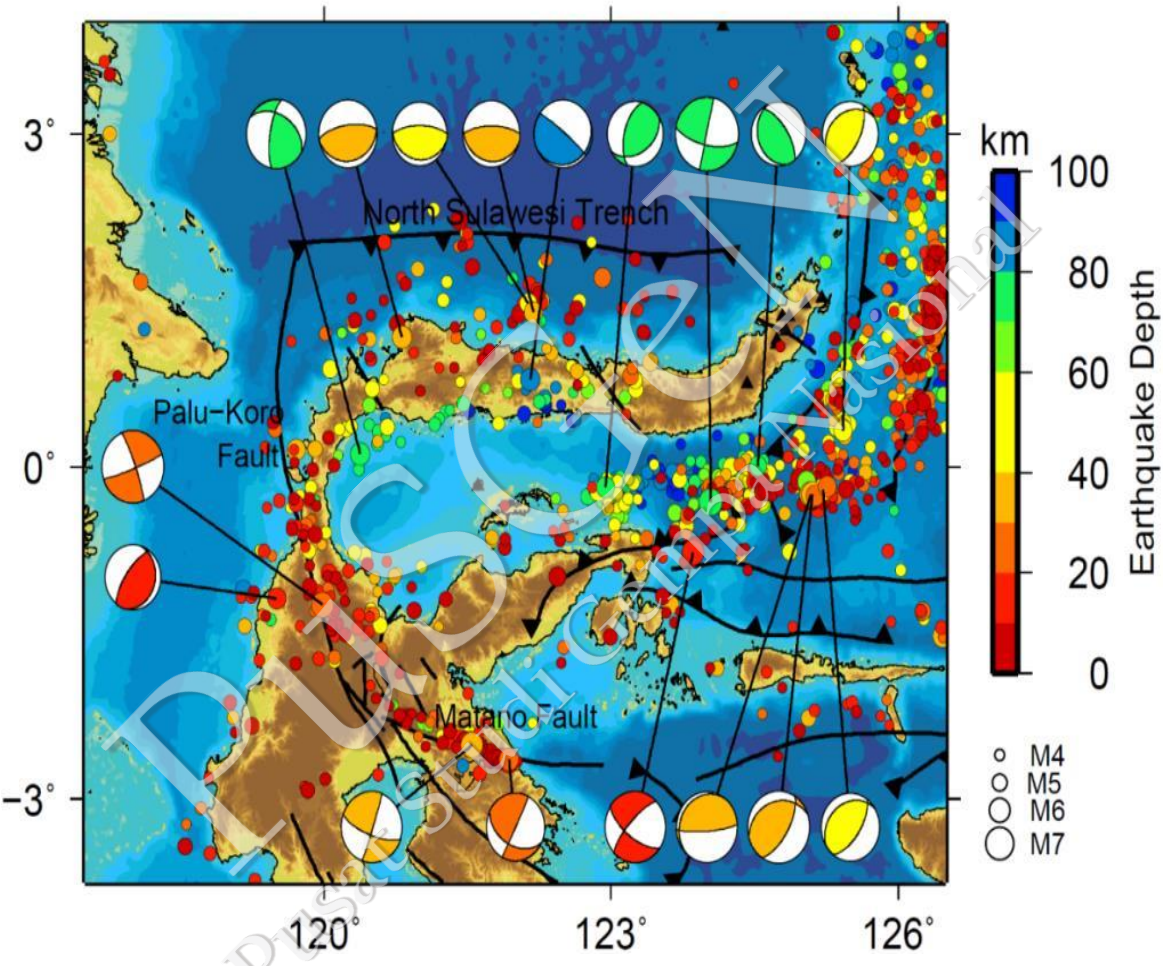
## 3.7 Kegempaan Sulawesi

Seismisitas di Sulawesi berkaitan dengan subduksi di utara Sulawesi, sesar Palu Koro, sesar Matano, dan subduksi lempeng laut Maluku di timur (Gambar III-20). Gempa-gempa signifikan di utara Sulawesi berkaitan dengan subduksi di sepanjang palung Sulawesi Utara. WBZ dari slab di utara Sulawesi dicitrakan hingga kedalaman sekitar 180 km.



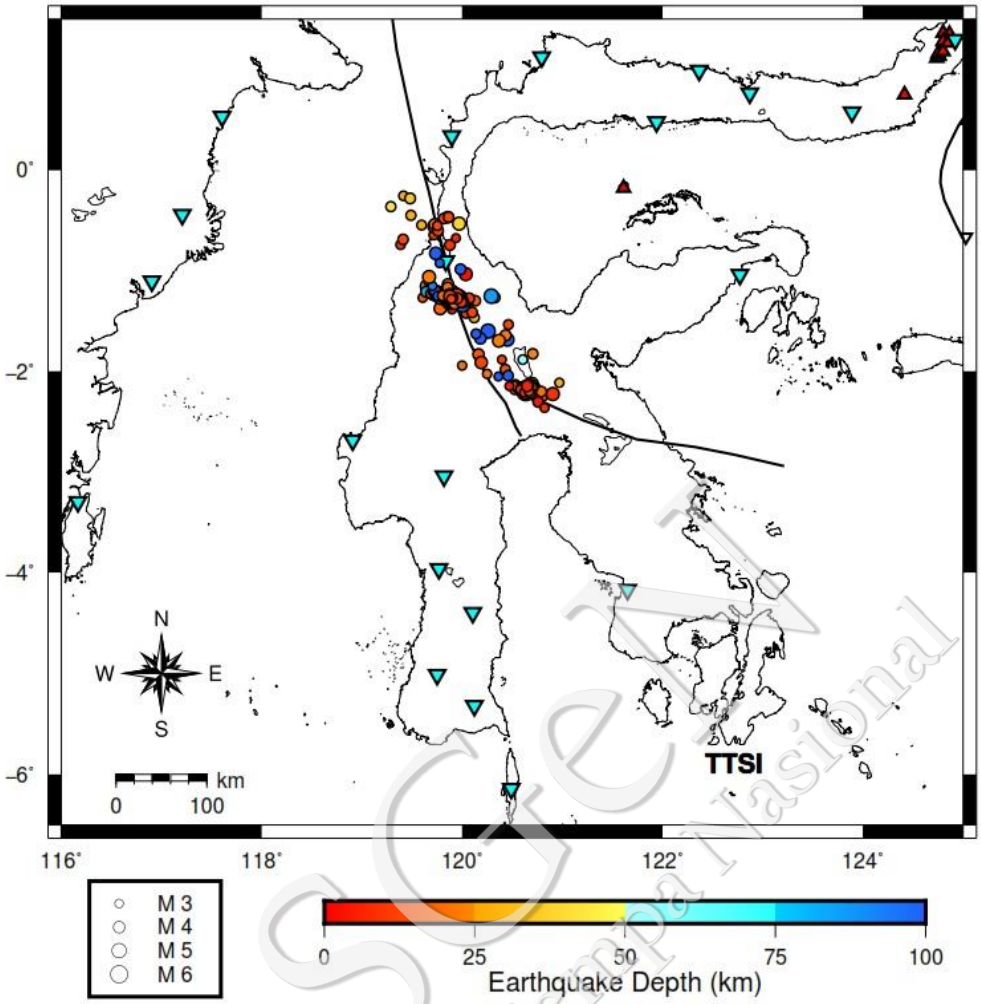

Gambar III-20. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Sulawesi untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman gempa

Berdasarkan Gambar III-20, gempa-gempa dangkal di darat umumnya terjadi di sekitar sesar Palu Koro dan Matano dan terjadi tiga gempa $M_w \geq 6$ dengan mekanisme sesar geser di kedua sesar tersebut. Dalam periode 2009-2015, gempa terdalam yang berkaitan dengan sesar Matano adalah 50 km dan untuk sesar Palu Koro adalah 40 km. Selain itu, beberapa gempa juga terjadi di sesar-sesar geser minor di antara sesar Matano dan Palu Koro. Gempa *strike-slip* dangkal di timur Sulawesi terjadi pada sesar Sorong Utara (Gambar III-21).




Gambar III-21. Episenter gempa hasil relokasi di Sulawesi dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman ≤ 100 km dan magnitudo ≥4. Mekanisme fokus diambil dari solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6 (Shiddiqi, 2015). Sesar aktif didapatkan dari Hall dan Wilson (2000)

Berdasarkan hasil relokasi gempa regional di wilayah Sulawesi Tengah dan sekitarnya menggunakan HypoDD (Massinai dkk., 2016) pada Gambar III-22 terdapat seismisitas yang tinggi di sekitar sesar Palu Koro dan Matano dengan kedalaman 3-28 km. *Event* gempa terbanyak terjadi di tengah sesar Palu Koro atau di wilayah Kota Palu.

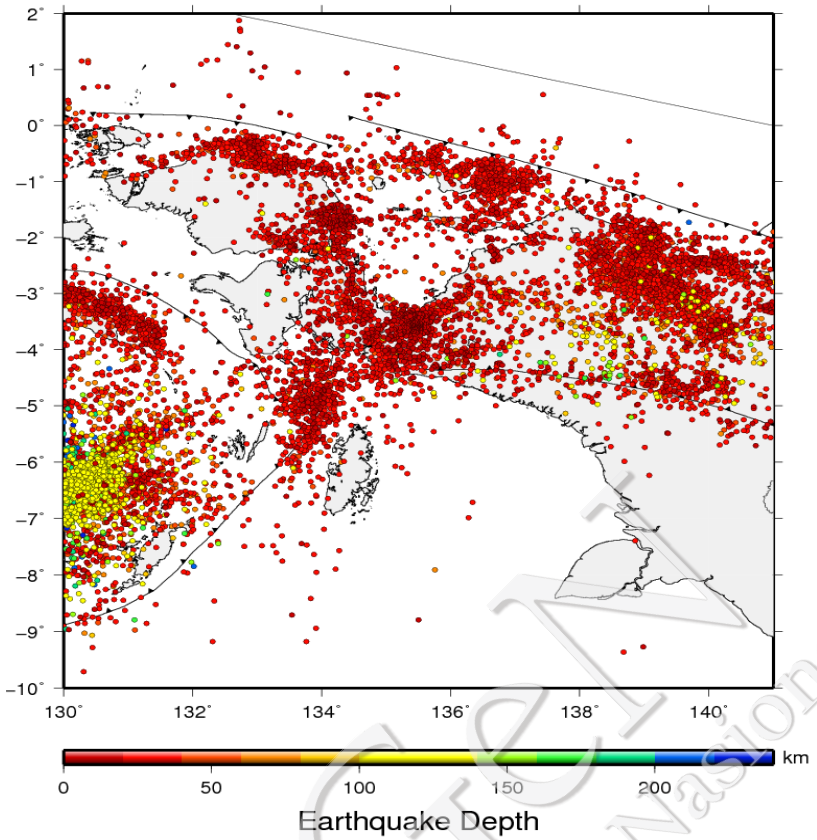



Gambar III-22. Peta episenter berdasarkan hasil HypoDD dengan data korelasi silang di sekitar sesar Palukoro. Titik bulat menggambarkan episenter, segitiga biru terbalik menggambarkan stasiun pengamatan, segitiga merah menggambarkan gunung api dan garis hitam menggambarkan sesar (Massinai dkk., 2016)

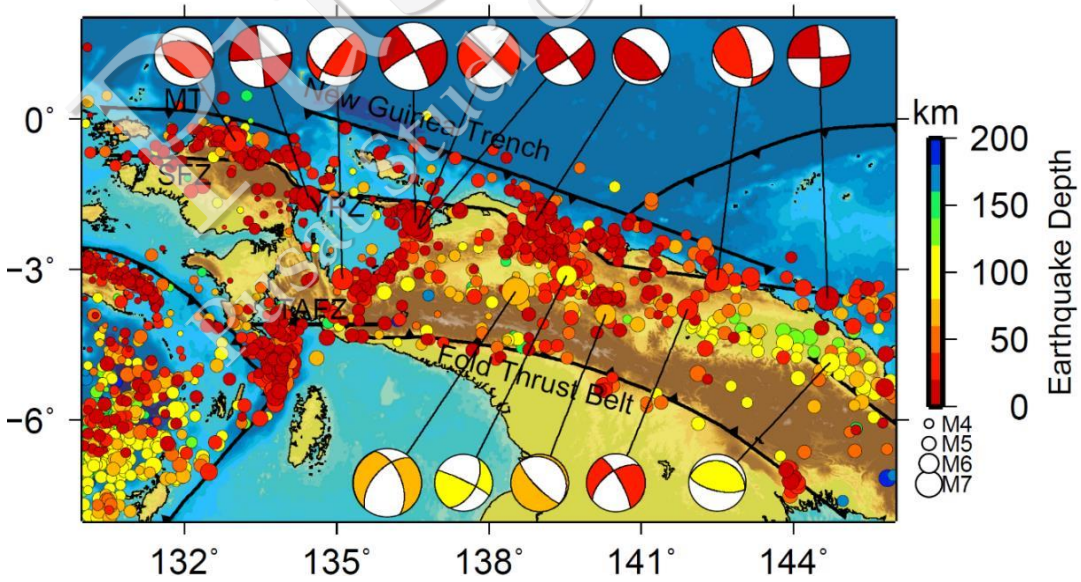
## 3.8 Kegempaan Papua

Gempa-gempa yang signifikan di Papua terjadi pada subduksi sepanjang New Guinea *trench* dan sesar-sesar geser seperti sesar Sorong dan Yapen (Gambar III-23 dan Gambar III-24). Gempa-gempa dangkal dengan $M_w \geq 6$ sebagian besar memiliki mekanisme *strike-slip* dan terjadi di sekitar sesar Sorong dan Yapen. Gempa-gempa $M_w \geq 6$ dengan kedalaman antara 50-120 km memiliki mekanisme yang bervariasi yaitu mekanisme *thrust, normal oblique,* dan *reverse*. Selain itu, ada klaster gempa di selatan sesar Yapen dan di utara sesar Tarera Aiduna yang memanjang hampir 300 km berarah timur laut-barat daya. Kumpulan gempa ini diduga berkaitan dengan sesar Waipago.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar III-23. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Papua untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman gempa




Gambar III-24. Episenter gempa hasil relokasi di zona Papua dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman ≤ 200 km dan magnitudo ≥ 4. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6 (Shiddiqi, 2015). Singkatan: MT: Manokwari *trench*, SFZ: zona sesar Sorong, YPZ: zona sesar Yapen, TAFZ: TAFZ: zona sesar Tarera Aiduna. Struktur sesar aktif berdasarkan Sapiie (1998)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

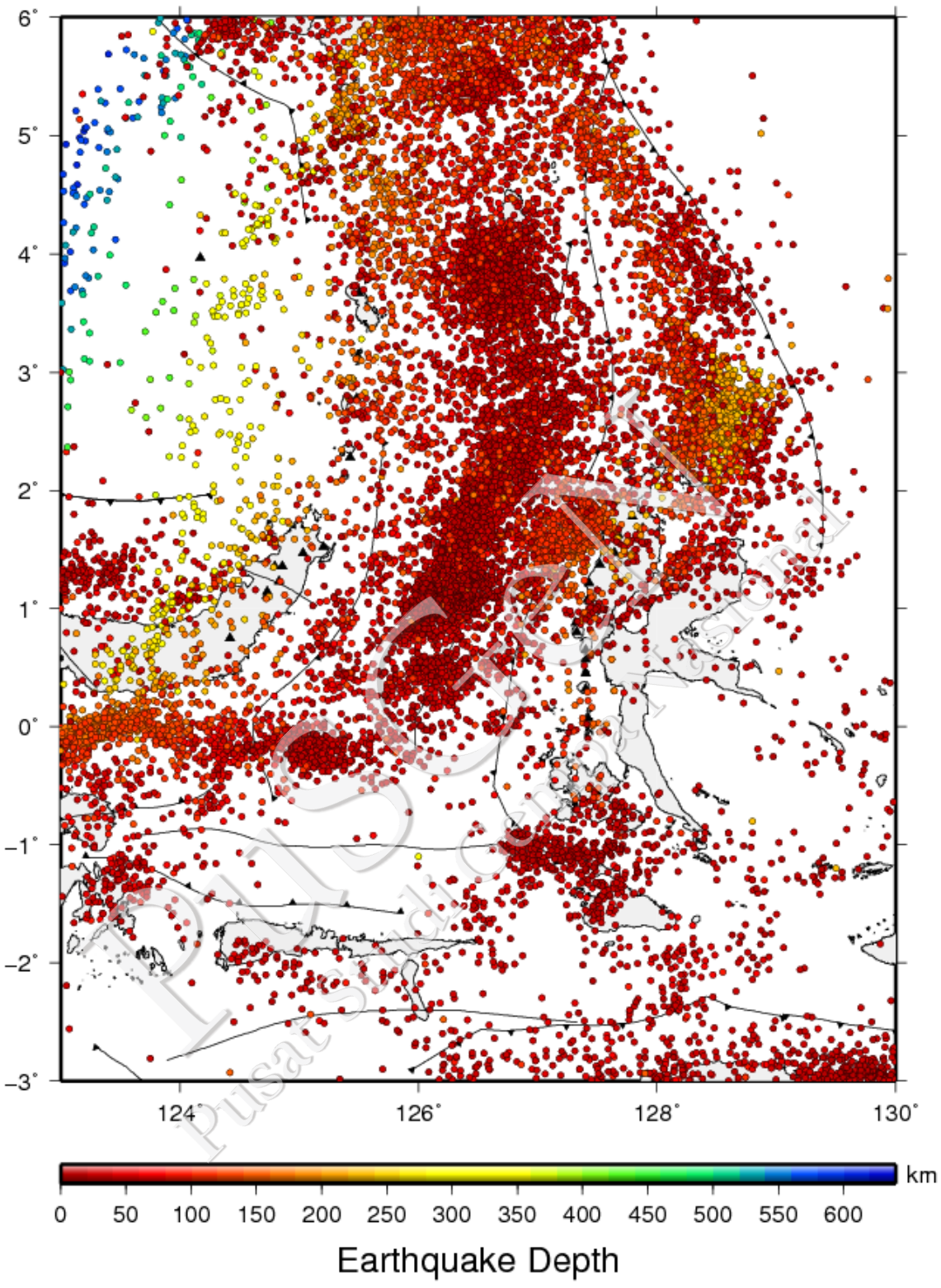
Berdasarkan hasil relokasi gempa (Sabtadi dkk., 2015) diperoleh pengelompokan (*clustering*) hiposenter gempa di sekitar lokasi sesar aktif yaitu sesar Sorong bagian Barat dan Timur, sesar utara Sorong, sesar Ransiki, sesar Yapen, Aru *Trough*, sesar Memberamo bagian Barat dan Timur dan Manokwari *trench* sehingga informasi spasial dari sesar-sesar tersebut dapat diketahui. Kumpulan episenter gempa tepat di bawah sesar Sorong sebelah Barat (SFZ-W) mengindikasikan bahwa patahan tersebut adalah sesar mendatar (*strike slip fault*). Dari hasil relokasi, didapatkan interpretasi kedalaman gempa teratas dan terbawah dengan kisaran 9-26 km. Dari hasil interpretasi setelah relokasi pada sesar Sorong bagian Timur didapatkan kedalaman gempa teratas dan terbawah hasil relokasi adalah 7-29 km. Terdapat keunikan pada seismisitas di sebelah utara kepala burung, tepatnya di sebelah barat laut dan sejajar dengan garis pantai. Titik-titik episenternya membentuk garis yang berarah timur laut-barat daya dan melewati Kota Sorong.

## 3.9 Kegempaan Maluku

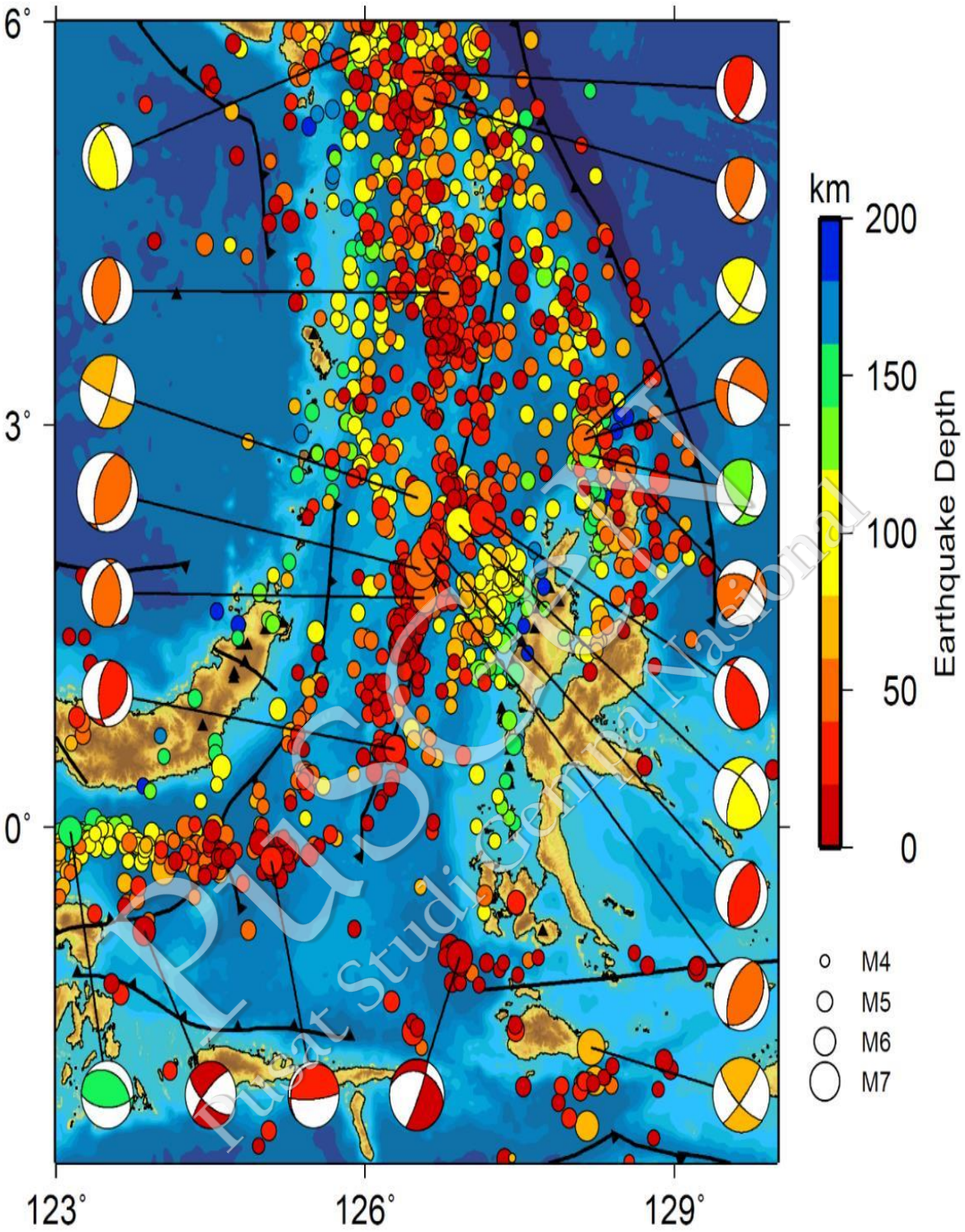
Seismisitas di Laut Maluku didominasi oleh seismisitas di sekitar Halmahera dan gempa-gempa yang signifikan di area ini sebagian besar memiliki mekanisme sesar naik (Gambar III-25 dan Gambar III-26). Seismisitas yang lebih dalam dari 100 km di sekitar zona ini berkaitan dengan subduksi lempeng Laut Maluku. Selain itu juga terdapat gempa signifikan dengan mekanisme sesar geser di selatan Laut Maluku yang terjadi di sekitar sesar Sorong. Distribusi hasil relokasi di Laut Maluku dapat dilihat pada Gambar III-26. Penampang vertikal untuk gempa hasil relokasi pada Gambar III-27 menunjukkan bahwa *slab* lempeng Laut Maluku (*Molucca Sea Plate* = MSP) bagian barat menunjam lebih dalam dibandingkan slab bagian timur.

Pada bagian utara, WBZ dari MSP hanya sampai kedalaman kurang dari 200 km dan pada bagian tengah Laut Maluku (penampang B) WBZ slab tersebut menerus hingga kedalaman lebih dari 250 km. Pada penampang B juga terdapat adanya pola seismisitas akibat subduksi lempeng Filipina di timur subduksi MSP. Seismisitas pada bagian selatan Laut Maluku (penampang C) relatif dangkal pada kedua sisi slab MSP. Banyaknya seismisitas dangkal di bagian barat penampang C berkaitan dengan sesar-sesar di timur Sulawesi.

PusGeN Pusat Studi Gempa Nasional

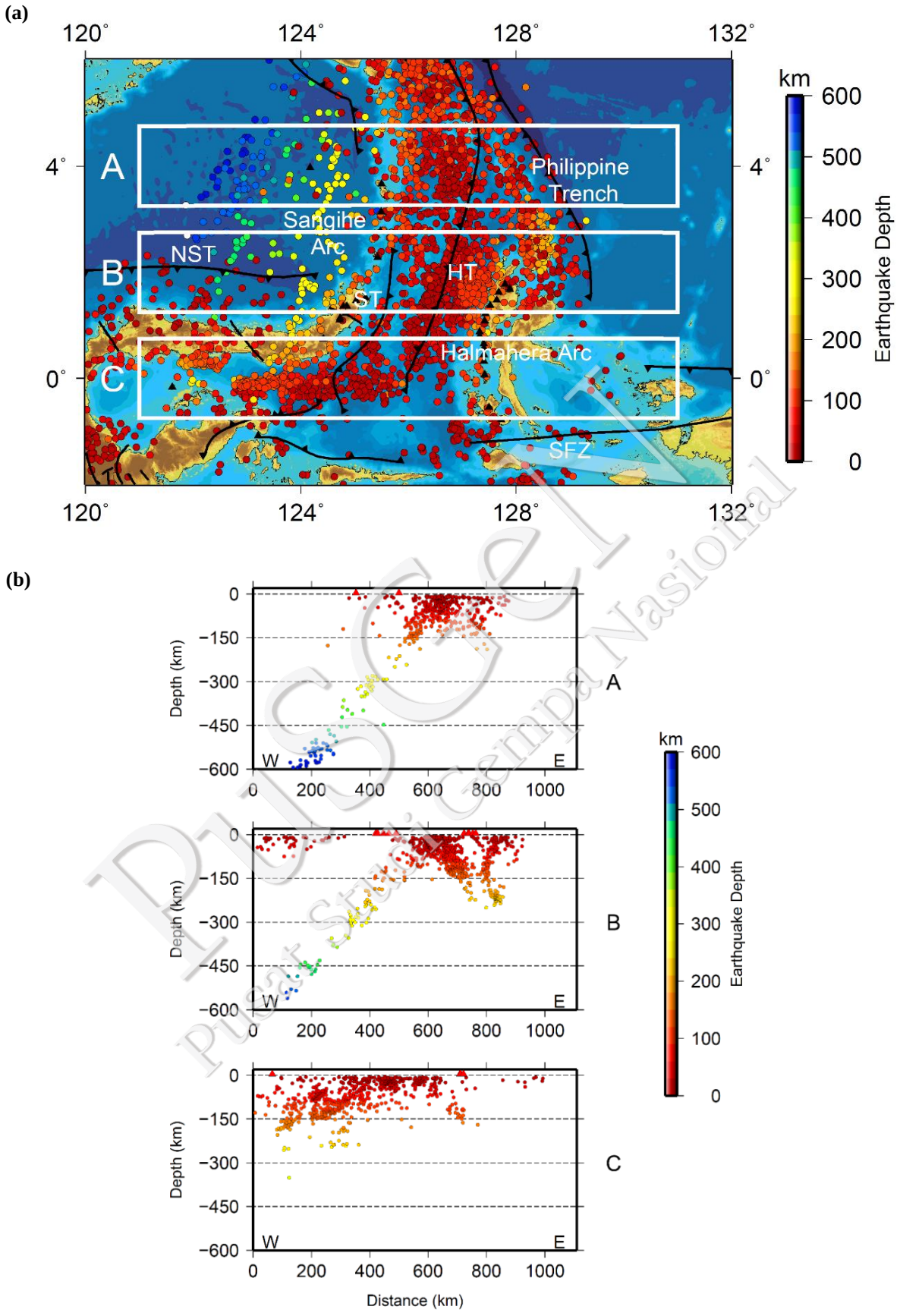



Gambar III-25. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Laut Maluku untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman gempa




Gambar III-26. Episenter gempa hasil relokasi di zona tumbukan Laut Maluku dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman ≥ 200 km dan magnitudo ≥ 4. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6 (Shiddiqi, 2015).

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

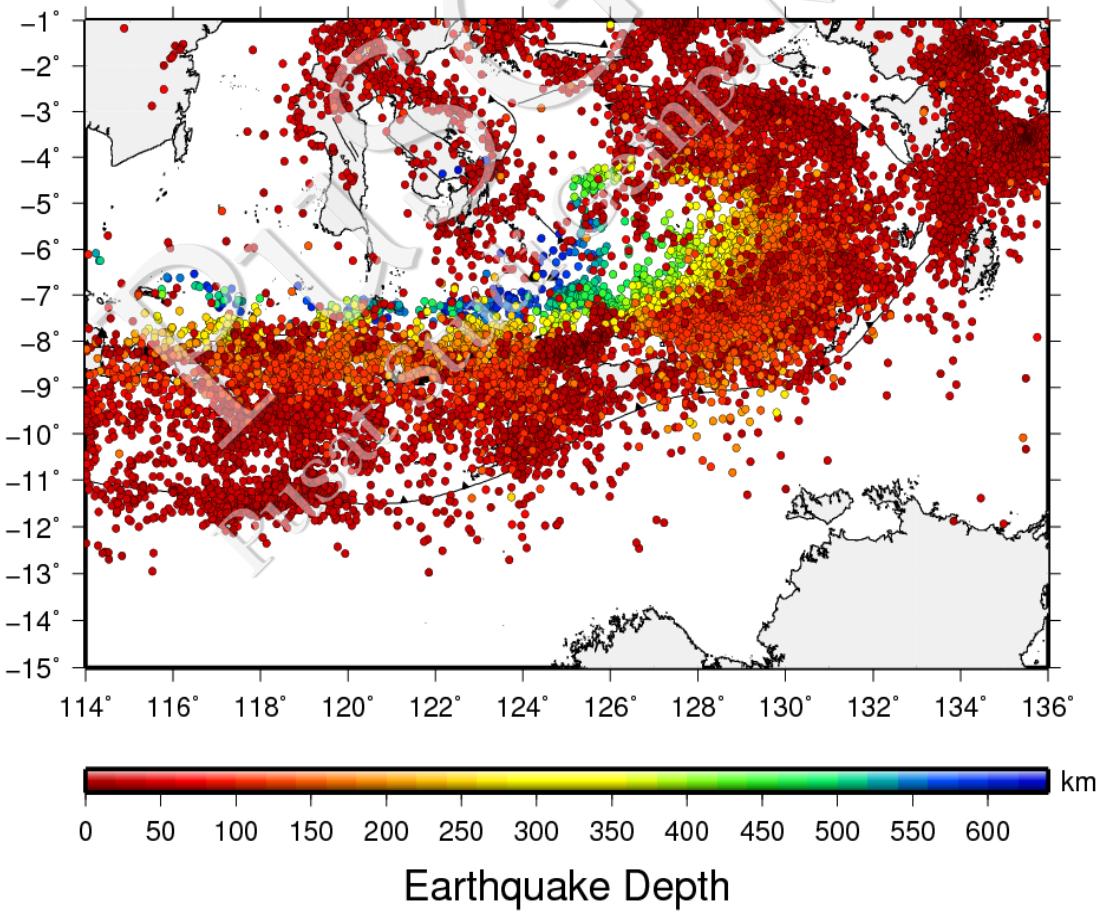



Gambar III-27. a) Distribusi episenter gempa hasil relokasi di Laut Maluku dan posisi penampang A, B, dan C di bawah wilayah ini. NST: Sulawesi Utara *trench*, SFZ: Zona Sesar Sorong, ST: Sangihe *thrust*, HT: Halmahera *thrust*. b) Penampang vertikal di bawah Laut Maluku (Shiddiqi, 2015)

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

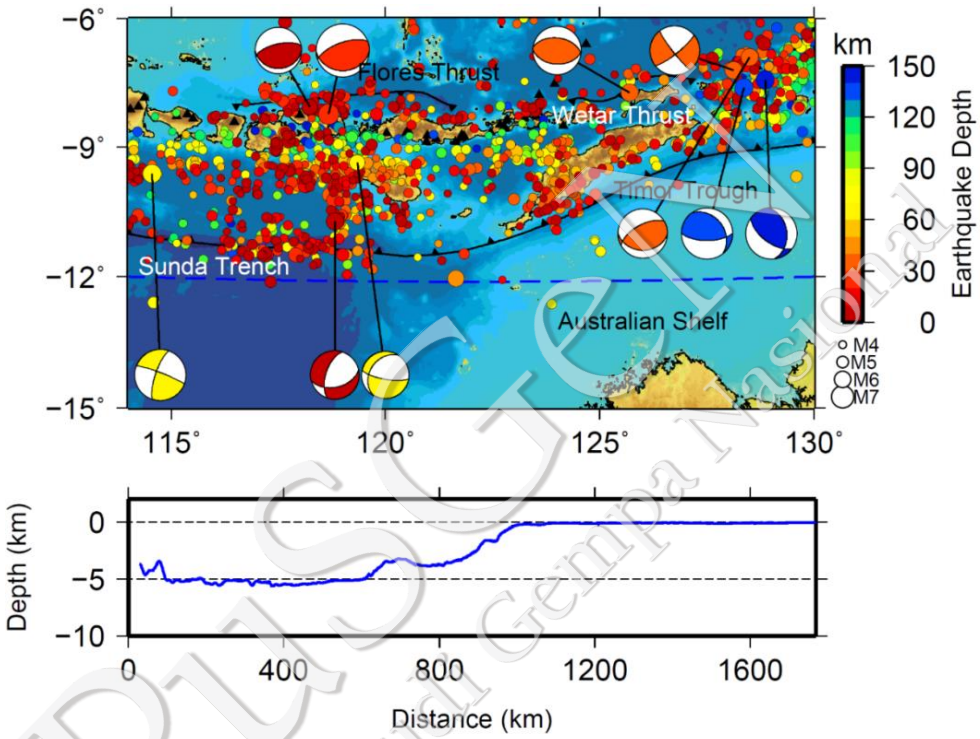
## 3.10 Kegempaan Bali, Nusa Tenggara, dan Laut Banda

Wilayah Bali, Nusa Tenggara, dan Laut Banda merupakan zona tektonik kompleks dengan zona transisi kerak Samudera Indo-Australia dengan kerak kontinen Australia di bagian barat dan busur Banda di bagian timur (Gambar III-28). Wilayah Nusa Tenggara Timur dan sekitarnya merupakan zona transisi antara busur Sunda dan busur Banda. Pada area ini terjadi transisi antara kerak samudra Indo-Australia di bagian barat dan kerak kontinen Australia di bagian timur (Gambar III-29). Data batimetri SRTM 15 plus (Christopher *et. al*., 2016) memperlihatkan adanya perubahan kedalaman laut yang dalam hingga lima kilometer di bagian kerak samudera menjadi laut dangkal yang kedalamannya kurang dari satu kilometer di bagian kerak kontinen. Fenomena ini disebabkan oleh densitas kerak samudera yang lebih tinggi dibandingkan dengan kerak kontinen. Transisi antara dua tipe kerak juga ditandai dengan zona yang memiliki tingkat seismisitas rendah di Laut Sawu (Shiddiqi, 2015).




Gambar III-28. Seismisitas dari katalog PuSGeN 2017 di Bali, Nusa Tenggara, dan Laut Banda untuk gempa dengan magnitudo ≥ 4,5. Warna menunjukkan kedalaman gempa

Tingkat seismisitas yang tinggi terjadi di selatan Pulau Sumba yang merupakan zona gempa Sumba 1977. Gempa tersebut merupakan gempa tsunami dengan mekanisme sesar normal. Gempa-gempa dengan magnitudo ≥ 6 dan mekanisme *thrust* juga terjadi di utara wilayah ini. Gempa-gempa tersebut berkaitan dengan Flores dan Wetar *thrust*. Kedua *thrust* ini terjadi akibat adanya akomodasi gaya dari subduksi di selatan kepulauan Nusa Tenggara.

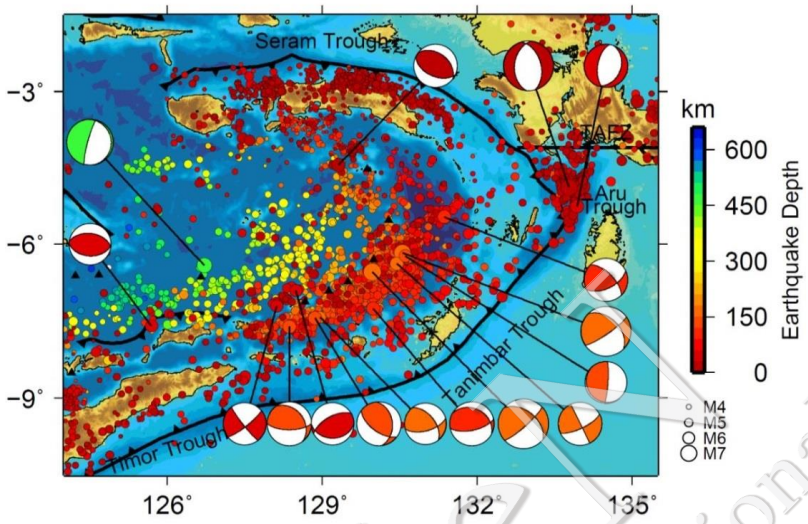



Gambar III-29. Atas: Episenter gempa hasil relokasi di zona transisi Sunda-Banda dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman ≤ 150 km dan magnitudo ≥ 4. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 6. Garis biru putus-putus adalah posisi penampang data batimetri permukaan laut. Bawah: penampang vertikal dari data batimetri SRTM 15 (Shiddiqi, 2015).

Seismisitas Laut Banda merupakan hasil tumbukan kontinen Australia dan busur kepulauan Banda (Gambar III-30). Di wilayah ini WBZ mencapai kedalaman lebih dari 600 km. Berdasarkan hasil relokasi teletomoDD, seismisitas di Laut Banda sebagian besar terjadi pada slab bagian selatan dari Timor *trough* hingga Tanimbar *trough*. Di wilayah ini mekanisme gempa dengan $M_w \geq 6$ sebagian besar adalah mekanisme *reverse oblique* dan *strike slip* pada kedalaman hingga 170 km. Gempa-gempa tersebut kemungkinan merupakan gempa intra-slab yang terjadi akibat *stress* di dalam slab tersebut. Seismisitas di slab bagian utara sebagian besar memiliki kedalaman kurang dari

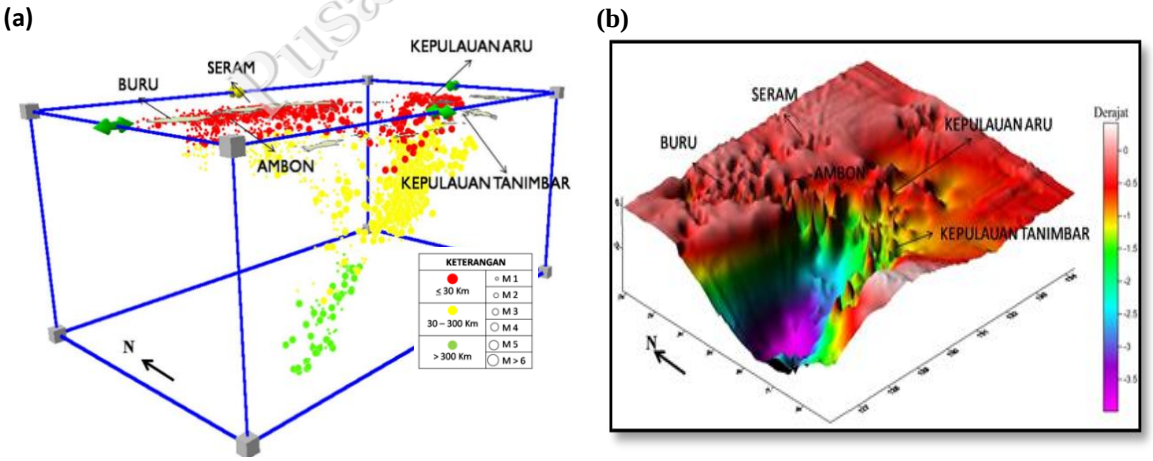
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

100 km. Pada zona di sekitar Aru *trough* dan sesar Tarera Aiduna juga ditemukan kelompok gempa dangkal dan dua gempa sesar normal dengan $M_w \geq 6$.




Gambar III-30. Episenter gempa hasil relokasi di Laut Banda dan sekitarnya untuk *event* dengan kedalaman sampai 650 km dan magnitudo 4. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo 6. TAFZ: zona sesar Tarera Aiduna (Shiddiqi, 2015)

Plot 3 dimensi seismisitas di Laut Banda menunjukkan penunjaman yang relatif curam di bagian barat Busur Banda (palung Timor dan palung Seram) dan melandai ke arah timur mengikuti pelengkungan busur (Gambar III-31). Geometri slab busur Banda yang didapat dari interpolasi lokasi *event* gempa membentuk seperti sendok yang terbuka ke arah barat (Utama dkk., 2015).

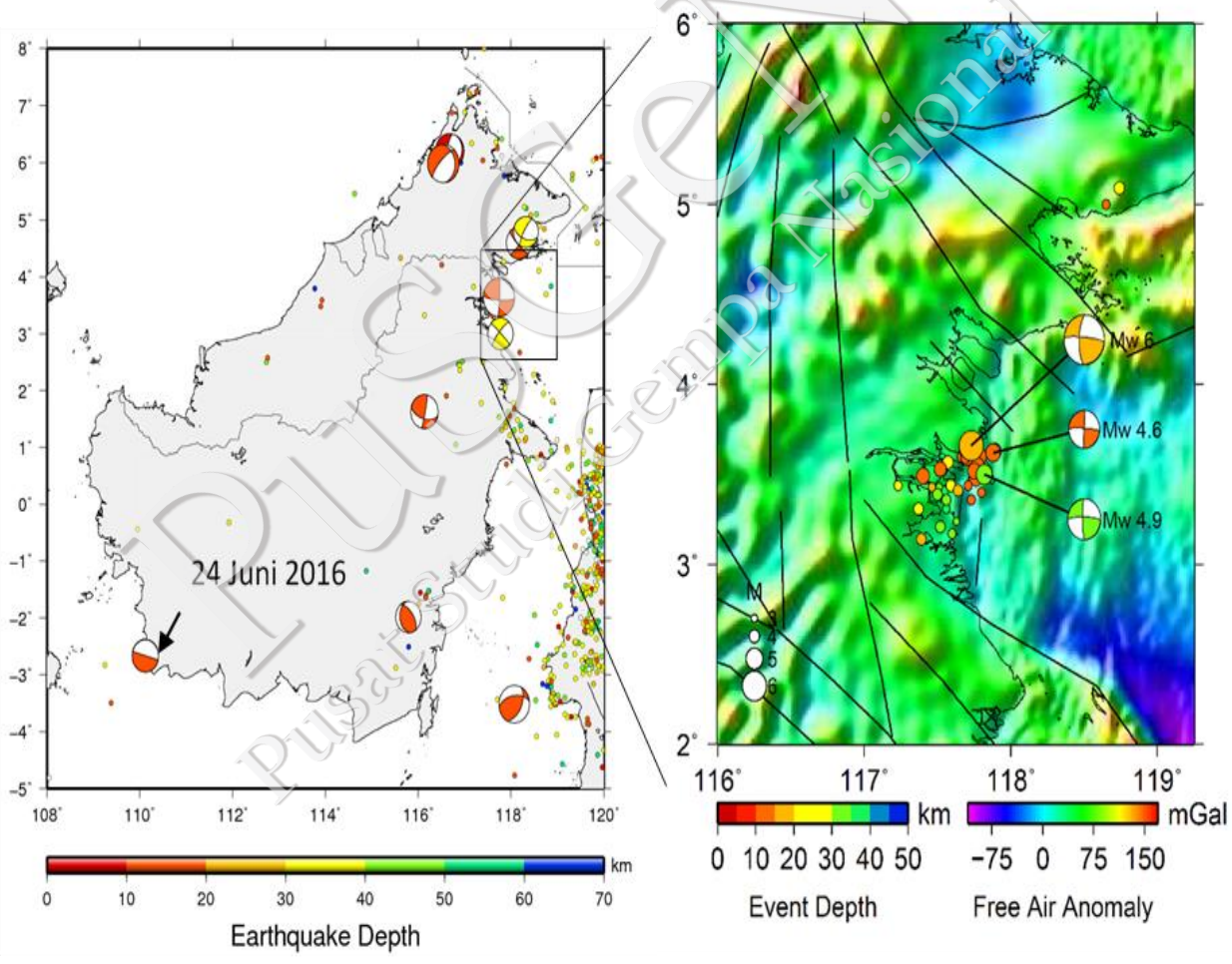



Gambar III-31. a) Peta seismisitas Laut Banda 3D. b) Interpretasi geometri *slab* di Laut Banda berdasarkan hiposenter gempa hasil relokasi hypoDD (Utama dkk., 2015)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

## 3.11 Kegempaan Kalimantan

Kalimantan merupakan area di Indonesia yang memiliki seismisitas paling rendah. Seismisitas di Kalimantan lebih didominasi oleh aktivitas sesar dengan kedalaman gempa kurang dari 30 km. Pada tanggal 20 Desember 2015, terjadi gempa dengan magnitudo 6 di Tarakan yang berdasarkan solusi GCMT diakibatkan oleh aktivitas sesar geser. Gempa ini diikuti oleh *aftershock* dengan magnitudo mencapai lebih dari 4 yang juga diakibatkan oleh aktivitas sesar geser (Gambar III-32). Selain itu, pada tanggal 24 Juni 2016 juga terjadi gempa dengan magnitudo 5,1 di barat daya Kalimantan yang juga diakibatkan oleh sesar di darat.




Gambar III-32. Kiri: Distribusi episenter gempa katalog PuSGeN 2017 di Pulau Kalimantan dan sekitarnya dengan magnitudo ≥ 4,5. Mekanisme fokus merupakan solusi dari GCMT untuk gempa dengan magnitudo ≥ 5 dan solusi dari BMKG untuk gempa 24 Juni 2016. Sebagian besar gempa di Kalimantan diakibatkan oleh *crustal fault*. Kanan: Perbesaran dari wilyah Tarakan (kotak hitam) untuk *mainshock* dan *aftershock*

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 3.12 Kesimpulan

Adapun simpulan dari Pokja Seismologi adalah sebagai berikut:

1. Hasil relokasi data gempa BMKG dari April 2009 hingga Juli 2016 menunjukkan perbaikan sebaran gempa dan pola slab yang lebih jelas.
2. Persamaan konversi magnitudo untuk wilayah Indonesia dari beberapa tipe magnitudo ke magnitudo momen ($M_w$) telah dihitung dan diterapkan dalam katalog PuSGeN 2017.
3. Katalog gempa PuSGeN 2017 didapat dari kompilasi beberapa katalog, yaitu: USGS, ISC-GEM, EHB, dan relokasi data BMKG.
4. Seismisitas di Indonesia sebagian besar disebabkan oleh aktivitas subduksi dan juga *crustal fault*.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB IV
# TEKTONIK GEODESI INDONESIA

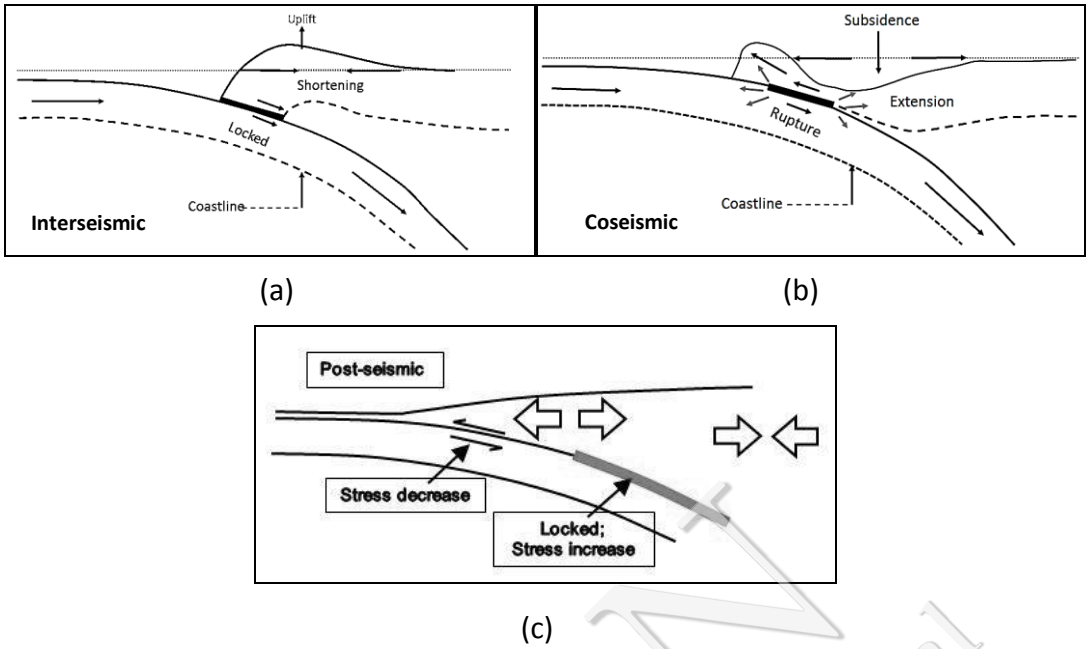
*Irwan Meilano, Endra Gunawan, Nuraini Rahma Hanifa, Susilo, Joni Effendi, Daryono, Cecep Sulaiman, Akhmad Solikhin, Pandu Adi Minarno, Alwidya Angga Safitri, Suchi Rahmdani, Putra Maulida, Yola Asis Herawati, Refi Rizqi Ramadian, Dina Anggreni Sarsito, Teguh Purnama Siddiq, Hasanuddin Zainal Abidin*

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.1 Gambaran Umum

Gempa mempunyai sifat berulang. Suatu gempa yang terjadi pada waktu tertentu akan terulang lagi di masa yang akan datang dalam periode waktu tertentu. Karena sifatnya yang berulang ini, gempa mempunyai suatu siklus yang disebut siklus gempa. Siklus gempa yaitu

1. *Interseismic*, yaitu tahapan awal dari suatu siklus gempa. Pada tahap ini, energi dari dalam bumi menggerakkan lempeng kemudian terjadi akumulasi energi di beberapa bagian lempeng tempat biasanya terjadi gempa (batas antarlempeng atau sesar). Untuk beberapa kasus subduksi antara dua lempeng, pada saat fase *interseismic* seperti ilustrasi pada Gambar IV-1(a), di zona subduksi mengalami *locking* sehingga energi terkumpul di zona tersebut dan material lempeng yang tersubduksi mengalami *shortening*. Besarnya energi yang terkumpul di area *locking* semakin lama semakin meningkat hingga memasuki fase berikutnya.
2. *Coseismic*, yaitu fase saat energi yang telah terkumpul dilepaskan dalam bentuk gempa, seperti yang terlihat pada Gambar IV-1(b). Saat akumulasi energi melebihi kekuatan destruktif dari area *locking*, terjadi pelepasan energi dalam bentuk gempa. Material lempeng pada fase ini mengalami ekstensi.
3. *Postseismic*, yaitu tahapan ketika sisa-sisa energi gempa terlepaskan secara perlahan dalam kurun waktu yang lama sampai kondisi kembali ke tahap keseimbangan awal yang baru seperti ilustrasi pada Gambar IV-1(c).




Gambar IV-1. Mekanisme fase gempa: (a) *interseismic*, (b) *coseismic*, (c) *postseismic* (digambar ulang berdasarkan Savage 1983)

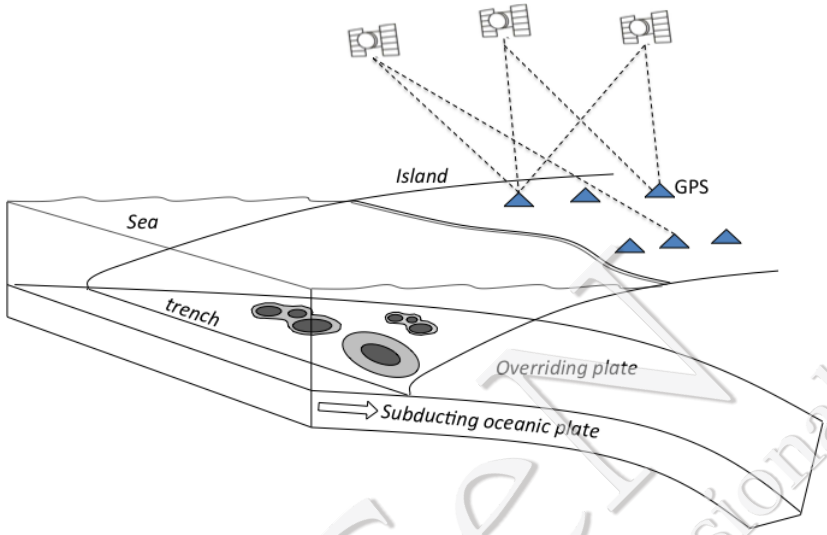
Siklus ini mengakibatkan terjadinya deformasi pada permukaan bumi. Beberapa teknologi geodetik terkini yang dapat digunakan untuk menghitung deformasi permukaan yaitu dengan metode leveling, *Global Positioning System/Global Navigation Satellite System* (GPS/GNSS), serta metode satelit INSAR. Perkembangan teknologi GPS memberikan pemahaman yang lebih baik mengenai kondisi tektonik. GPS di Indonesia mulai dipasang pada awal tahun 1990-an, dan kini per 2016 tercatat 500-an jumlah stasiun GPS di Indonesia yang diinstall oleh Badan Informasi Geospasial Indonesia (Gambar IV-2). Contoh hasil *time series* data GPS pada beberapa fase gempa ditunjukkan pada Gambar IV-3, sementara contoh pergerakan permukaan pada tiap fase gempa ditunjukkan pada Gambar IV-4.

## 4.2 Kontribusi Pokja Geodesi

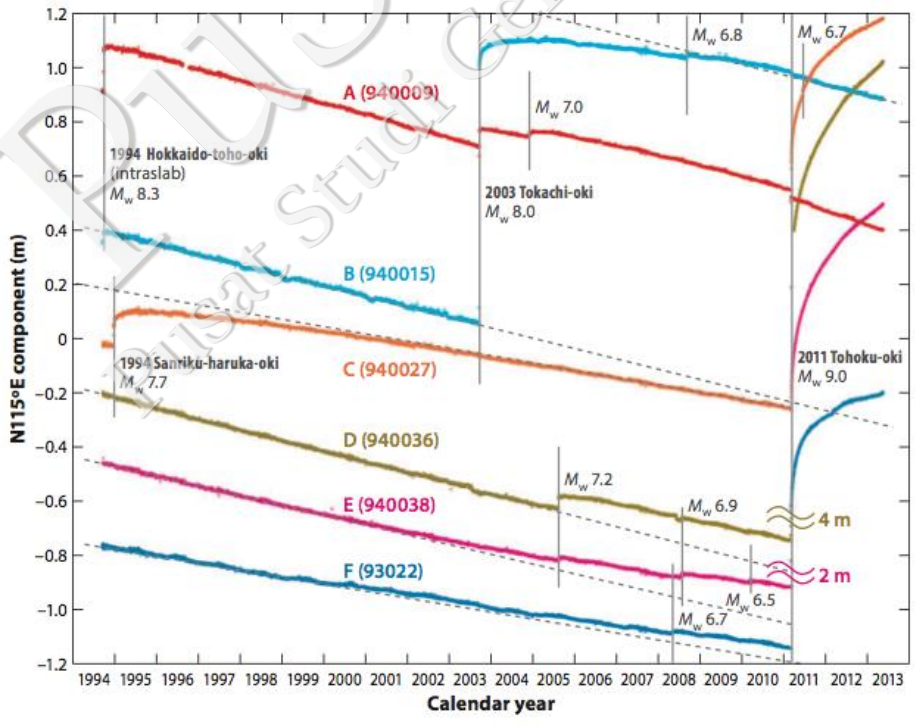
Kontribusi Pokja Geodesi dalam pemutakhiran peta gempa tahun 2017 ini yaitu, kecepatan dan strain tektonik dari observasi GPS, estimasi geodetik dari *sliprate*, dan identifikasi segmentasi subduksi. *Sliprate* dan segmentasi merupakan input parameter dalam *Seismic Hazard Analysis*. Hasil estimasi *sliprate* dan sementasi dari analisis

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

geodetik diperoleh dari observasi data GPS. Hasilnya diolah menjadi informasi kecepatan yang selanjutnya diubah menjadi perhitungan regangan serta *sliprate*.

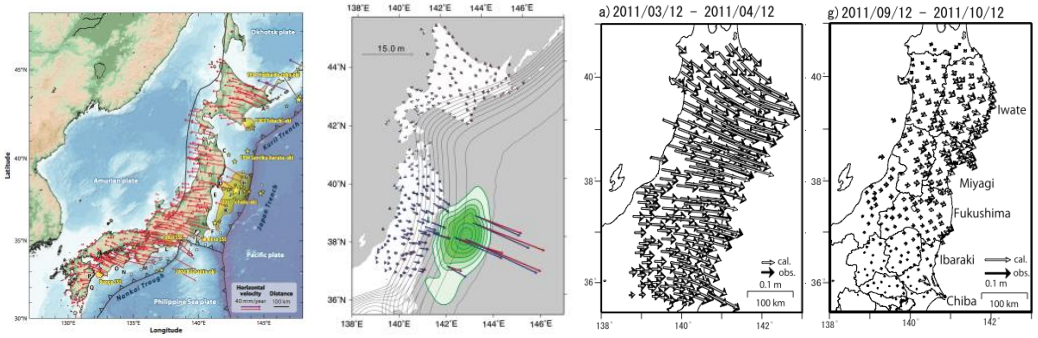



Gambar IV-2. Ilustrasi Pemanfaatan Data GPS untuk Analisis Tektonik. (Hanifa, 2014, yang digambar dengan modifikasi dari Wang dkk., 2012)




Gambar IV-3. Contoh Data Time Series GPS di Jepang dari tahun 1994 hingga 2013 (Nishimura dkk., 2014). Garis vertikal hitam menunjukkan waktu terjadi gempa. Terlihat pola interseismik (sebelum gempa), offset coseismik (pada waktu terjadi gempa), dan pola postseismik (sesudah gempa)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional



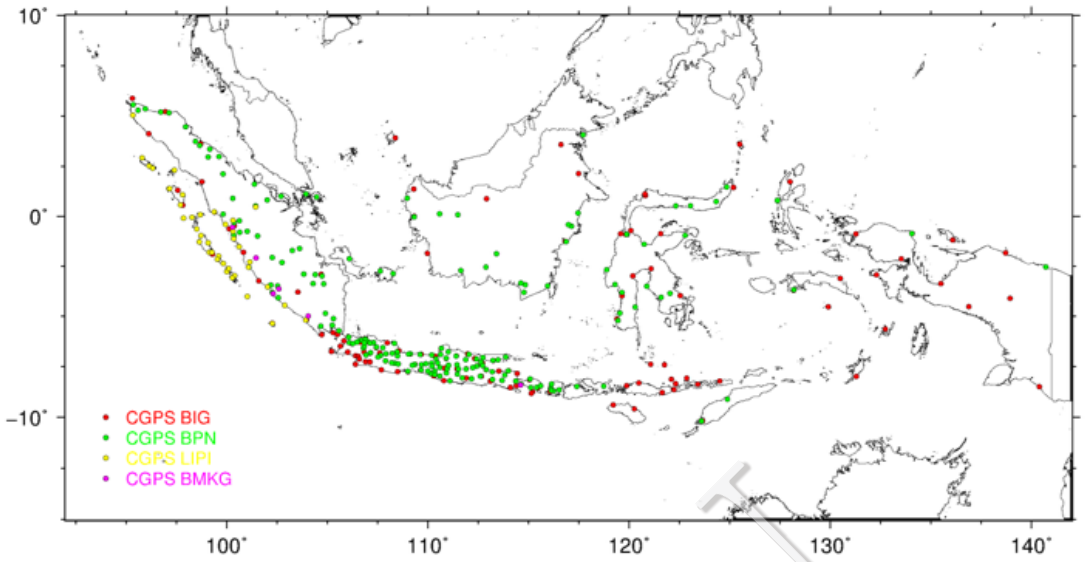

Gambar IV-4. (kiri) Fase interseismic (sebelum) pada September 2007 – Februari 2011 (Nishimura dkk., 2014); arah kecepatan menjauhi *trench*/searah dengan arah konvergensi lempeng pasifik. (tengah) Fase koseismik (saat gempa) pada Gempa Tohoku Jepang 2011 M9.0 (Hashimoto dkk., 2012); arah deformasi menuju *trench*. (kanan) Fase postseismik (sesudah gempa); arah deformasi menuju *trench* dengan magnitude yang lebih kecil dari deformasi koseismik (Ozawa dkk., 2012)

## 4.3 Data GPS

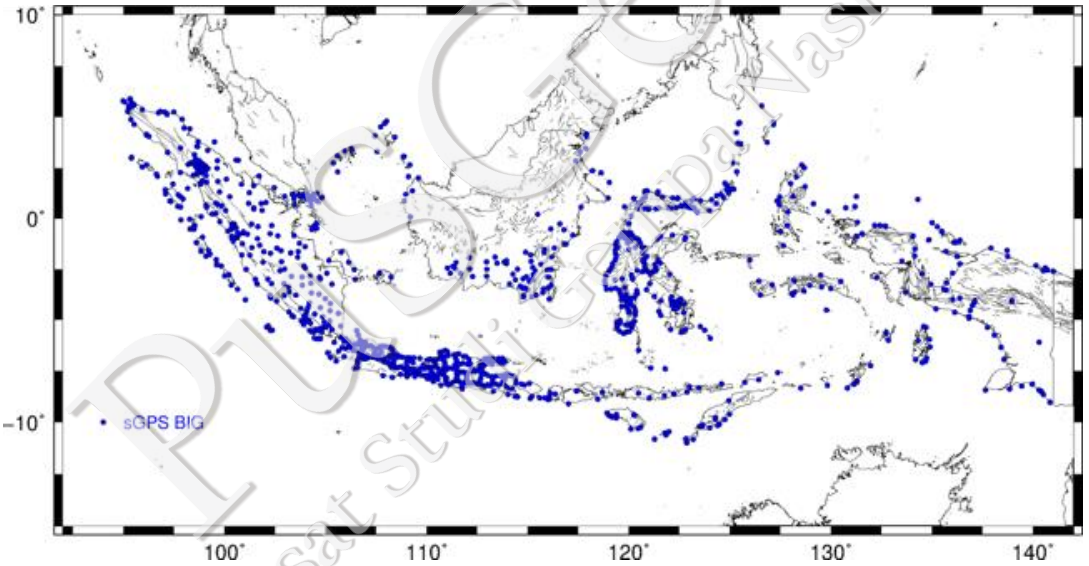
BIG menginstalasi stasiun *Continuous* GPS (CORS) yang tersebar di seluruh Indonesia sejak tahun 2008, contoh CORS ditunjukkan pada Gambar IV-5. Status jumlah titik CORS hingga 2012 diperlihatkan pada Gambar IV-6 sebanyak CORS, sedangkan sebaran stasiun GPS moda *campaign* diperlihatkan pada Gambar IV-7, total sebanyak 539 titik kontinu dan campaign per 2016. Selain itu, terdapat juga data stasiun *Continuous* GPS milik BPN (Badan Pertanahan Nasional) dan milik data SUGAR (*Sumatran GPS Array*) milik EOS (*Earth Observatory Singapore*) dan LIPI (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia).

Gambar IV-5. Contoh pilar GPS kontinu milik BIG: titik CSGT di Sagaranten (kiri), titik CUJG di Ujung Kulon (kanan)

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-6. Jaring pengamatan GPS kontinu beberapa instansi di Indonesia




Gambar IV-7. Jaring pengamatan GPS berkala BIG di Indonesia

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.4 Metode

### 4.4.1 Metode Pengolahan GPS

Proses pengolahan data dilakukan dengan menggunakan semua data GPS yang sudah tersedia, baik data GPS kontinu maupun berkala. Data tersebut diolah untuk memperoleh deret waktu harian (*timeseries*) dari setiap titik GPS.

Terdapat beberapa perangkat lunak yang dapat digunakan untuk pengolahan data di antaranya GAMIT/GLOBK, Bernese, RTK-LIB, dan GIPSY. Dalam pengolahan data GPS ini, data GPS yang diperoleh melalui pengamatan GPS secara kontinu maupun berkala diolah menggunakan perangkat lunak ilmiah GAMIT/GLOBK 10.5. GAMIT (*GPS Analysis at Massachusetts Institute Technology*) merupakan perangkat lunak yang dikembangkan oleh MIT (*Massachusetts Institute Technology*), *Scripps Institution of Oceanography*, dan *Harvard University* yang bertujuan untuk mengestimasi posisi tiga dimensi stasiun pengamatan GPS serta kecepatan perubahannya. GAMIT akan bekerja apabila dijalankan dalam sistem operasi UNIX.

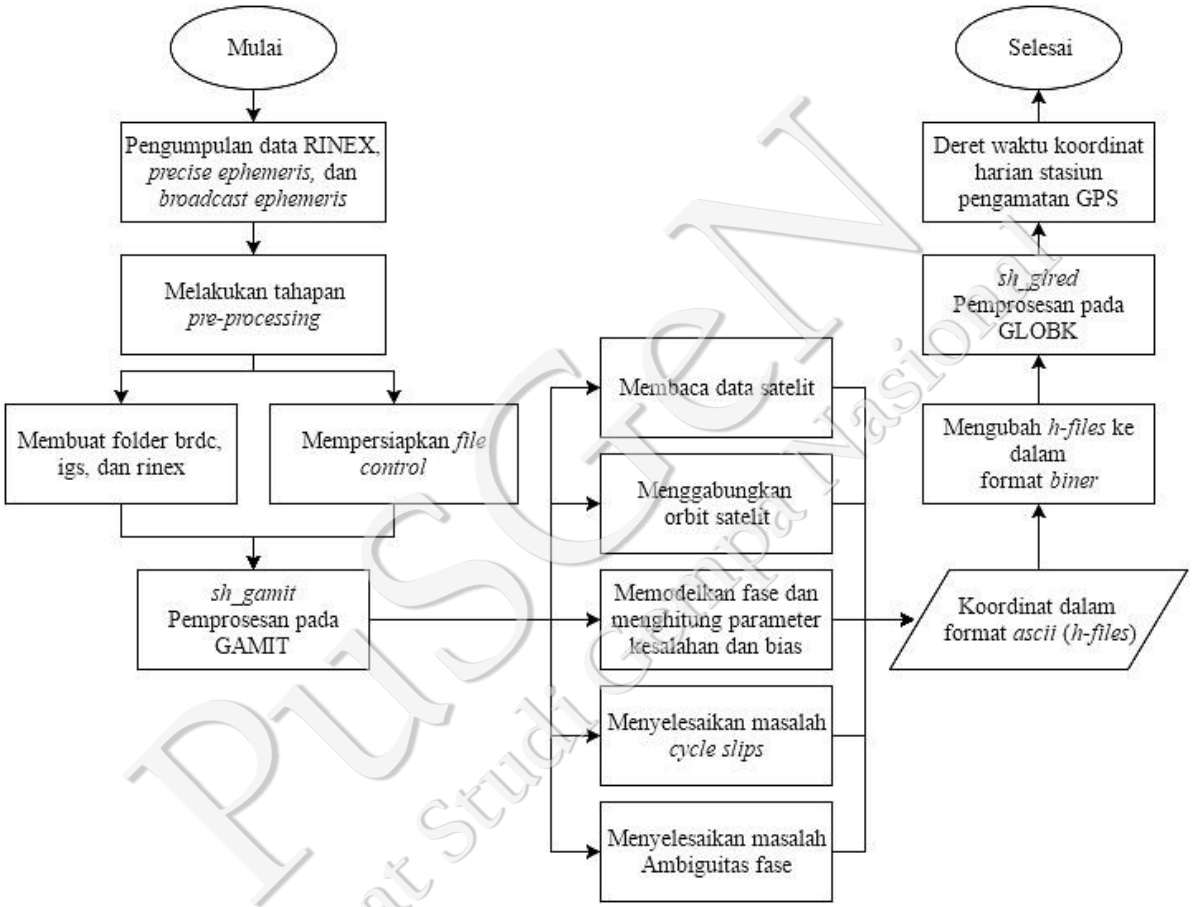
Data pengamatan GPS yang diolah menggunakan GAMIT harus diubah terlebih dahulu menjadi data RINEX (*Receiver Independent Exchange*) dalam format ASCII. Data RINEX menyimpan informasi tentang data GPS dan stasiun pengamatan GPS yang digunakan. Pengolahan menggunakan GAMIT juga membutuhkan data lainnya seperti data orbit satelit yang presisi (*ephemeris file*) dalam format *.sp3*, data navigasi dan jam satelit dalam format *.brdc*. Data tersebut digunakan untuk mereduksi kesalahan dan bias pengamatan GPS. Data yang berhasil diolah akan menampilkan koordinat geosentrik, geodetik, dan toposentrik setiap stasiun pengamatan GPS pada setiap epok pengamatan dalam kerangka referensi yang telah ditentukan.

Proses pengolahan menggunakan GAMIT pada penelitian ini terdiri atas 2 tahapan yaitu menggunakan perintah *sh_gamit* dan *sh_glred*. Pada perintah *sh_gamit* terdapat proses konversi data RINEX menjadi *file* versi GAMIT, permodelan pergerakan orbit satelit, dan permodelan *geophysical effect.* Hasil dari proses tersebut digunakan untuk memodelkan parameter kesalahan dan bias sehingga dapat mengoreksi efek *cycle slips* dan ambiguitas fase pada data GPS. Hasil proses tersebut akan diestimasi untuk mendapatkan parameter matriks kovariansi dan koordinat pendekatan masing-masing stasiun pengamatan dalam bentuk *h-files*.

Tahapan kedua dalam pengolahan data GPS pada perangkat lunak GAMIT adalah menggunakan perintah *sh_glred.* Pada perintah *sh_glred* terdapat proses membaca data harian stasiun pengamatan dan *epoch* pengamatan setiap stasiun pengamatan. Hasil

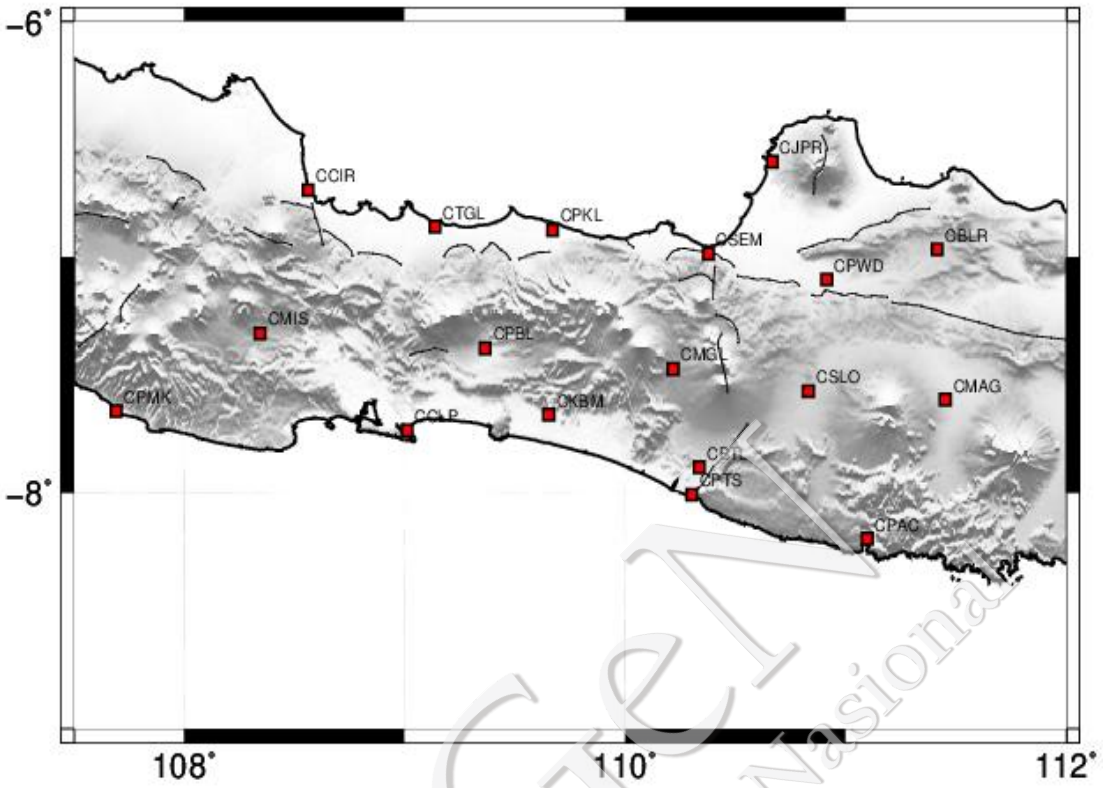
tahapan tersebut adalah deret waktu koordinat masing-masing stasiun pengamatan per hari per stasiun pengamatan.

Algoritma pengolahan data pengamatan GPS menggunakan perangkat lunak GAMIT/GLOBK 10.5 diperlihatkan pada Gambar IV-8.

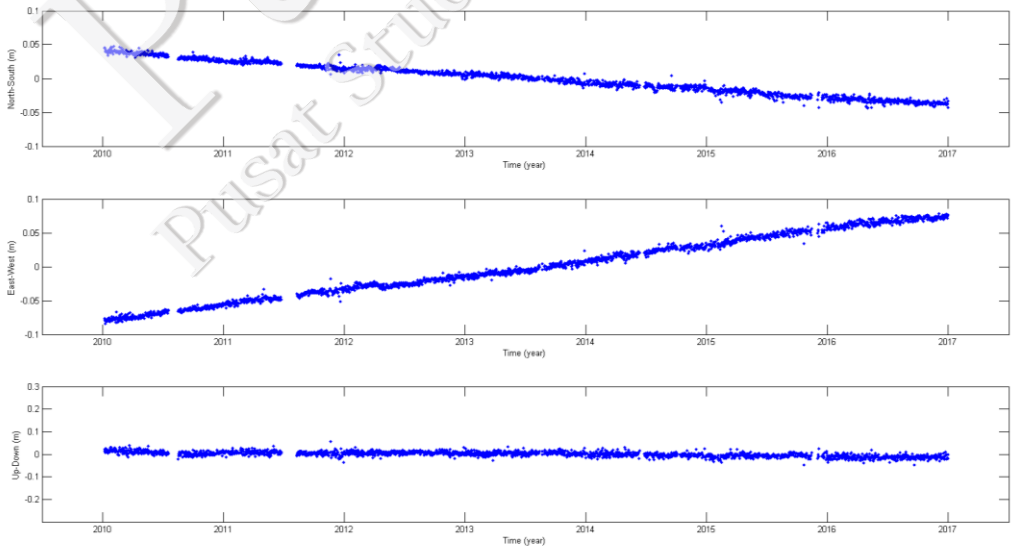



Gambar IV-8. Diagram alir pengolahan dengan *software* GAMIT/GLOBK

Hasil pengolahan data GPS menghasilkan koordinat harian sehingga diperoleh deret waktu sepanjang pengamatan GPS. Contoh lokasi titik GPS CCLP di Jawa Tengah diberikan pada Gambar IV-9 dan deret waktunya pada Gambar IV-10. Garis vertikal hitam yang merupakan *offset* akibat gempa Bengkulu 2009, Mentawai 2010, serta Aceh 2012 Pada Gambar IV-11 adalah deret waktu untuk titik BAKO di Jawa Barat.

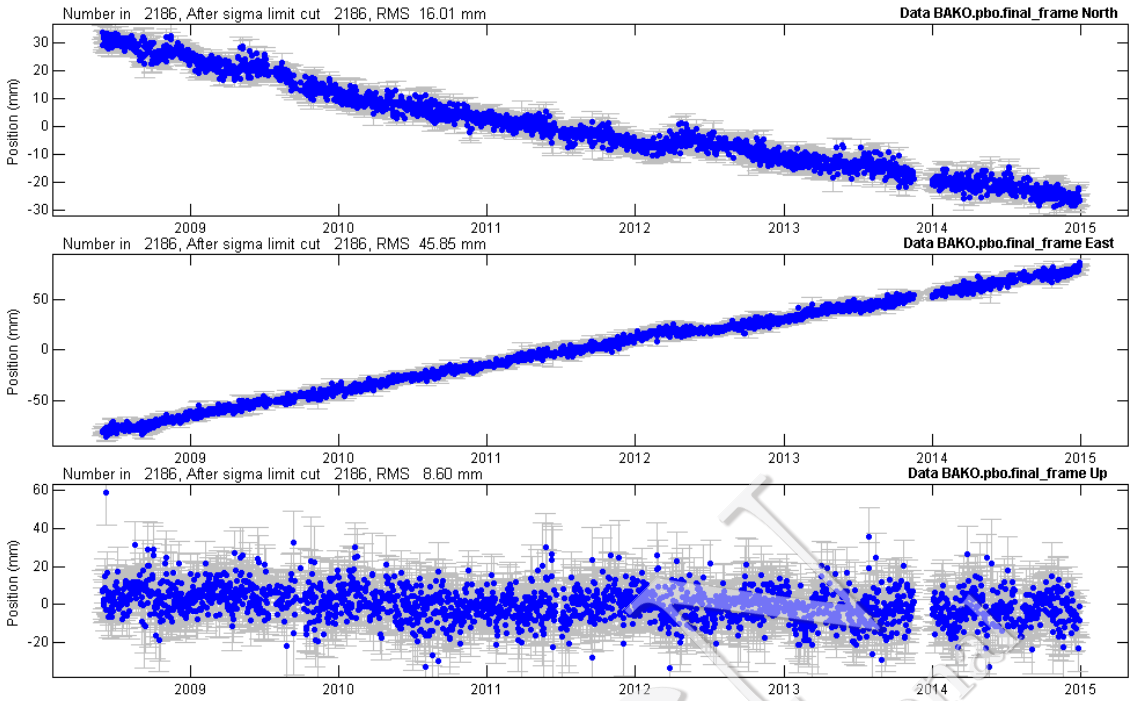



Gambar IV-9. Contoh lokasi titik CORS milik BIG di Jawa Tengah




Gambar IV-10. *Time series* GPS di stasiun CCLP di Jawa Tengah

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-11. *Time series* GPS di stasiun BAKO di Jawa Barat

### 4.4.2 Metode Perhitungan *Velocity*

Setelah diperoleh deret waktu harian dari setiap stasiun pengamatan, selanjutnya dilakukan perhitungan vektor kecepatan dari setiap stasiun pengamatan tersebut. Vektor kecepatan diperoleh dengan melakukan *linear fitting* terhadap data deret waktu menggunakan persamaan linear karena mempertimbangkan deret waktu yang memperlihatkan pola linear. Adapun persamaan linear yang digunakan adalah seperti yang tertera di Persamaan (4.1) di bawah ini:

$$y(t) = vt + c \tag{4.1}$$

$y(t)$ adalah posisi pada epok $t$, $v$ adalah gradien dari fungsi linear yang diestimasi sebagai kecepatan setiap stasiun pengamatan mengacu pada kerangka referensi ITRF2000, dan $c$ adalah konstanta. Nilai $v$ dan $c$ diperoleh dari perhitungan *least square* seperti Persamaan (4.2) sampai Persamaan (4.8) di bawah ini (Ghilani, *et. al.*, 2006):

$$X = (A^T PA)^{-1} (A^T PF) \tag{4.2}$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$A = \begin{bmatrix} t_1 & 1 \\ t_2 & 1 \\ \vdots & \vdots \\ t_n & 1 \end{bmatrix}; F = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix}; X = \begin{bmatrix} v \\ c \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

$$AX = F + V \quad (4.4)$$

$$V = AX - F \quad (4.5)$$

$$P = \sigma_0 / \begin{bmatrix} \sigma_{y_1} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \sigma_{y_2} & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \sigma_{y_n} \end{bmatrix} \quad (4.6)$$

$$\sigma_0^2 = \frac{V^T PV}{r} \quad (4.7)$$

$$\Sigma_{xx} = \sigma_{apos} \ (A^T PA)^{-1} \quad (4.8)$$

$A$ = matriks desain; $X$ = matriks parameter; $F$ = matriks koordinat harian setiap stasiun; $V$ = matriks residu; $t_1, t_2, t_n$ = waktu pengamatan; $y_1$, $y_2$, $y_n$ = besar perpindahan di setiap waktu pengamatan; $v, c$ = kecepatan stasiun GPS dan konstanta; $r$ = derajat kebebasan; $\sigma_0$ = standar deviasi apriori; $\sigma_0^2$ = variansi aposteriori; $P$ matriks bobot; dan $\Sigma_{xx}$ matriks variansi-kovariansi parameter (kecepatan stasiun pengamatan).

### 4.4.3 Metode Perhitungan Regangan

Perhitungan regangan dilakukan dengan *input* berupa nilai kecepatan dalam komponen utara-selatan dan timur-barat setiap stasiun pengamatan yang bereferensi ke *Sundaland Block* serta koordinat geodetiknya. Regangan dihitung dengan menggunakan metode *delaunay triangle*, yaitu dengan membentuk jaring-jaring segitiga yang menghubungkan setiap tiga stasiun pengamatan. Persamaan yang digunakan dalam menghitung regangan adalah seperti di Persamaan (4.9) hingga Persamaan (4.14) berikut:

$$T_x - L\,\omega + B\,\varepsilon_{xx} + L\,\varepsilon_{xy} = V_E \quad (4.9)$$

$$T_y + B\,\omega + B\,\varepsilon_{xy} + L\,\varepsilon_{yy} = V_N \quad (4.10)$$

PusGeN Pusat Studi Geofisika Nasional

$$\begin{bmatrix} 1 & 0 & -L_1 & B_1 & L_1 & 0 \\ 0 & 1 & B_1 & 0 & B_1 & L_1 \\ 1 & 0 & -L_2 & B_2 & L_2 & 0 \\ 0 & 1 & B_2 & 0 & B_2 & L_2 \\ 1 & 0 & -L_3 & B_3 & L_3 & 0 \\ 0 & 1 & B_3 & 0 & B_3 & L_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Tx \\ Ty \\ \omega \\ \varepsilon_x \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_{E_1} \\ V_{N_1} \\ V_{E_2} \\ V_{N_2} \\ V_{E_3} \\ V_{N_3} \end{bmatrix} \quad (4.11)$$

$$\varepsilon_1 = \frac{\varepsilon_x + \varepsilon_y}{2} + \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_x - \varepsilon_y}{2}\right)^2 + \varepsilon_{xy}^2} \quad (4.12)$$

$$\varepsilon_2 = \frac{\varepsilon_x + \varepsilon_y}{2} - \sqrt{\left(\frac{\varepsilon_x - \varepsilon_y}{2}\right)^2 + \varepsilon_{xy}^2} \quad (4.13)$$

$$tan2\theta = \frac{2\varepsilon_{xy}}{\varepsilon_x - \varepsilon_y} \quad (4.14)$$

$L_1, L_2, L_3$ = lintang dari titik 1, 2, dan 3; $B_1, B_2, B_3$ = bujur dari titik 1, 2, dan 3; $V_{E_1}, V_{E_2}, V_{E_3}$, = kecepatan titik 1, 2, dan 3 dalam komponen timur-barat; $V_{N_1}, V_{N_2}, V_{N_3}$, = kecepatan titik 1, 2, dan 3 dalam komponen utara-selatan; *Tx* = translasi *centroid* dalam komponen timur-barat; *Ty* translasi *centroid* dalam komponen timur-barat; $\omega$ = rotasi dari centroid; $\varepsilon_x$= nilai regangan normal dalam komponen timur-barat; $\varepsilon_y$= nilai regangan normal dalam komponen utara-selatan; $\varepsilon_{xy}$ = nilai regangan geser; $\varepsilon_1$ ; $\varepsilon_2$ ; $\theta$ = komponen *principal strain*.

### 4.4.4 Metode Perhitungan Laju Geser Sesar

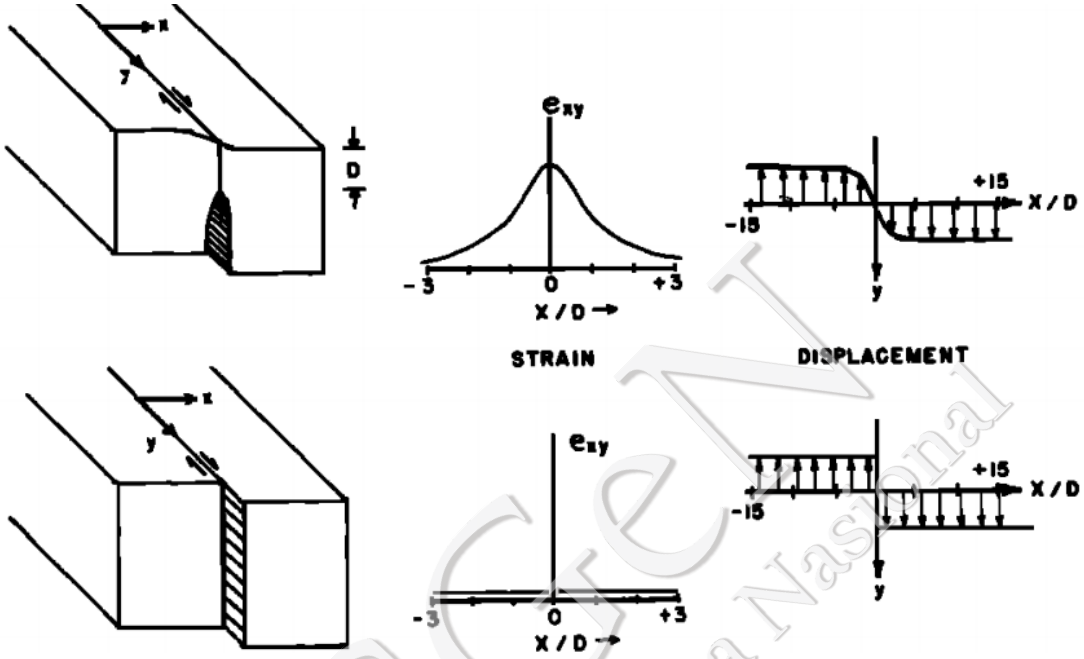
Terdapat beberapa metode perhitungan laju geser. Metode yang kami gunakan yaitu metode perhitungan laju geser sesar geser (*strike slip fault*) dan metode perhitungan laju geser subduksi

#### 4.4.4.1 Metode Perhitungan Laju Geser Sesar Geser (*Strike Slip Fault*)

Metode *simple screw dislocation* (Savage dan Burford, 1973) merupakan metode yang paling sederhana untuk menggambarkan gerak sesar geser baik pada fase interseismik maupun co-seismic yang terjadi pada wilayah sesar tersebut (Gambar IV-12). Untuk melakukan perhitungan laju geser sesar dengan menggunakan metode ini, kecepatan titik GPS dihitung menggunakan referensi relatif terhadap sesar yang akan dimodelkan, yang memenuhi prinsip elastis pada dislokasi sesar geser dan mengakomodasi pergerakan

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

dalam arah horizontal dari sesar geser yang bersangkutan pada kedalaman tertentu (Beon, dkk., 2008).




Gambar IV-12. Model sederhana untuk sesar geser yang menunjukkan distribusi regangan geser dan pergeseran horizontal pada permukaan. Gambar pada baris pertama menunjukkan pergeseran permukaan dari sesar geser dengan adanya kuncian pada kedalaman tertentu (D) sedangkan gambar pada baris selanjutnya merupakan pergeseran permukaan dari sesar geser dengan asumsi model blok yang memiliki laju geser yang seragam dari permukaan tanah hingga lapisan elastis (Savage dan Burford, 1973)

Besarnya laju geser pada sesar dapat dihitung dengan menggunakan kecepatan paralel titik GPS yang berada di sekitar sesar yang kemudian dimodelkan dalam lapisan seismogenik dengan kedalam tertentu sebesar D yang disatukan dengan lapisan dua buah blok yang saling bergeser satu sama lain dengan besar laju geser sebesar V. (Savage dan Burford 1973). Persamaan di bawah ini menggambarkan besarnya kecepatan titik GPS secara teoretis yang diamati di permukaan, sebagai fungsi jarak x dari dislokasi (dalam hal ini, sesar geser yang akan dihitung laju gesernya).

$$v\,(x) = a + \frac{V}{\pi}\arctan\left(\frac{x}{D}\right) \tag{4.15}$$

Koefisien $a$ mendefinisikan besarnya pergeseran titik nol dari kurva laju geser. Parameter $V$ mengontrol amplitudo arctangent, sedangkan kelengkungan sebanding dengan 1 / $D$.

Metode *Grid Search* kemudian diterapkan untuk menentukan solusi terbaik untuk setiap parameter, $a$, $V$, dan $D$ melalui optimasi nilai antara RMS dan parameter yang dicari. Hasil pencarian grid digunakan sebagai batasan untuk menentukan ketidakpastian parameter menggunakan metode kuadrat terkecil.

#### 4.4.4.2 Metode Perhitungan Regangan Subduksi

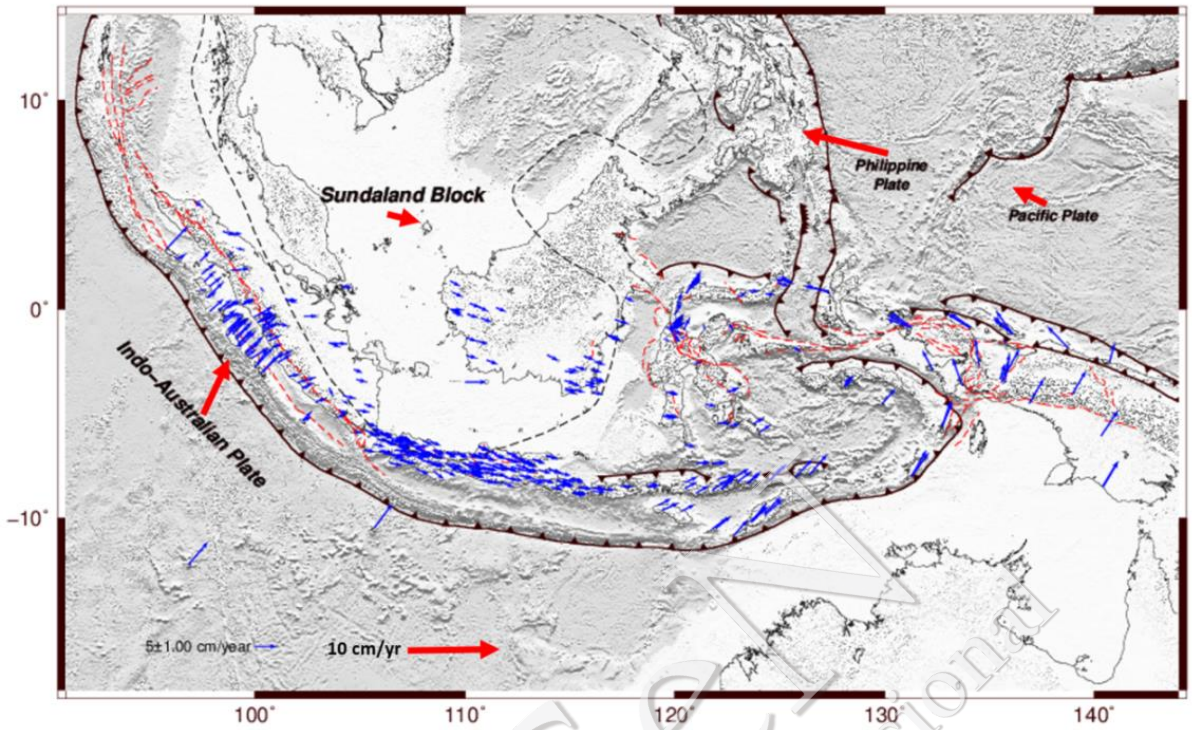
*Sliprate* subduksi dapat dihitung dengan metode *geodetic inversion* menggunakan ABIC (Matsuura dkk., 1994). Dalam kegiatan ini, *sliprate* subduski tidak dihitung sendiri oleh Pokja Geodesi, tetapi merujuk pada publikasi yang ada hingga tahun 2016 yaitu publikasi Chlieh dkk. (2008), Konca dkk. (2008), Hanifa dkk. (2016), Koulali dkk. (2016a), serta Koulali dkk. (2016b).

## 4.5 Kecepatan Deformasi dan Strain di Indonesia

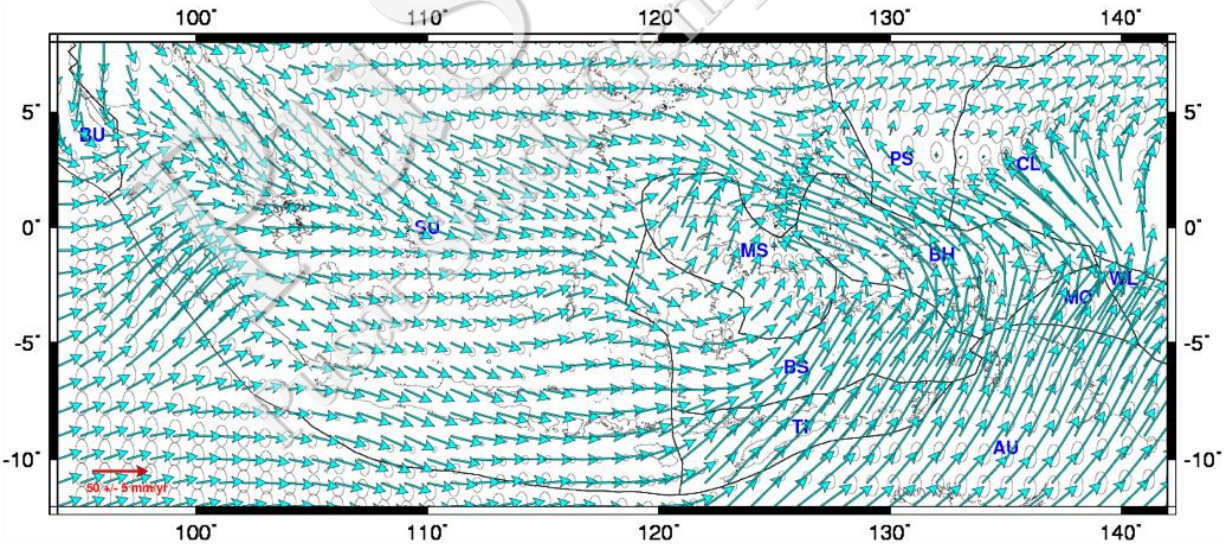
Hasil *velocity field* seluruh Indonesia dari data GPS BIG yang diolah oleh Susilo dkk., (2016) dalam referensi ITRF 2008 sebagai bagian dari desertasinya ditunjukkan pada Gambar IV-13. Dari gambar tersebut terlihat kompleksitas tektonik di Indonesia. Kepulauan luar Sumatra terdorong oleh Lempeng Australia ke arah timur laut. Pulau Sumatra bergerak ke arah timur. Bagian di sisi lain, wilayah timur Indonesia bergerak ke arah barat. Model rotasi blok di wilayah Indonesia ditunjukkan pada Gambar IV-14. Kondisi akumulasi regangan/*strain* yang diperoleh dari data GPS ditunjukkan pada Gambar IV-15.

Dari hasil *strain* terlihat adanya pola *strain* yang cukup besar di sekitar zona subduksi yaitu di antaranya subduksi Sumatra, bagian barat subduksi di Jawa, Halmahera, serta Banda. Hasil *strain* ini dipengaruhi oleh sebaran jaringan GPS yang ada. Selanjutnya, hasil pemodelan, analisis, dan interpretasi data GPS serta output pokja geodesi akan dibahas per wilayah di subbab berikutnya.

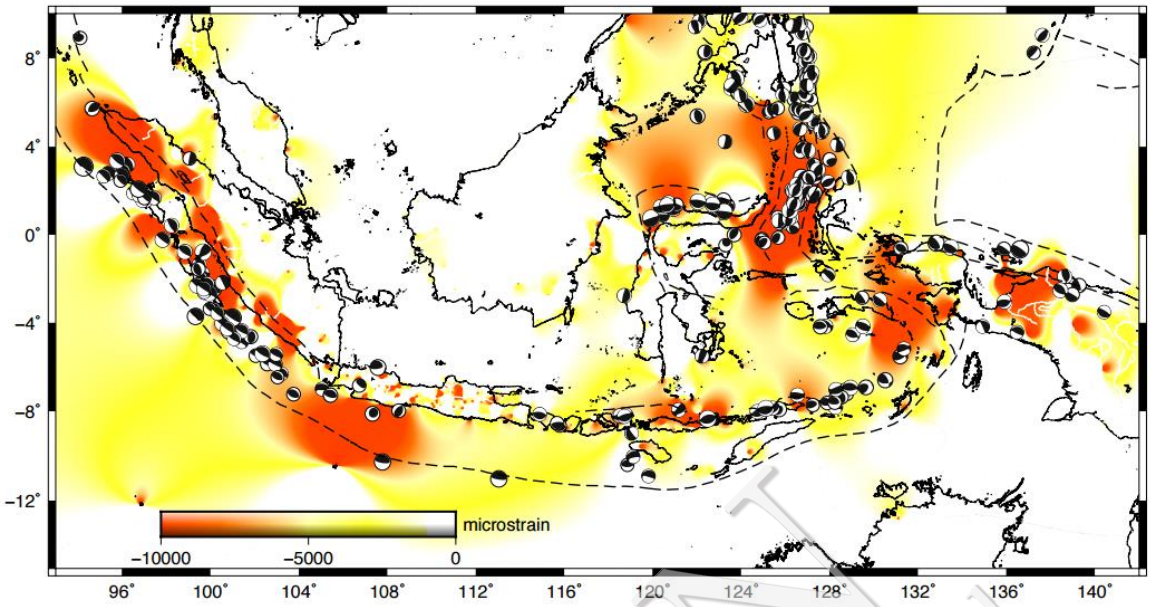
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-13. Kondisi tektonik wilayah Indonesia berdasarkan data geodetik tahun 1995 hingga tahun 2016 (Susilo dkk., 2016)




Gambar IV-14. *Block Rotation Model* di Indonesia dari data GPS (Wibowo, 2016)




Gambar IV-15. *Strain* Indonesia dari data GPS

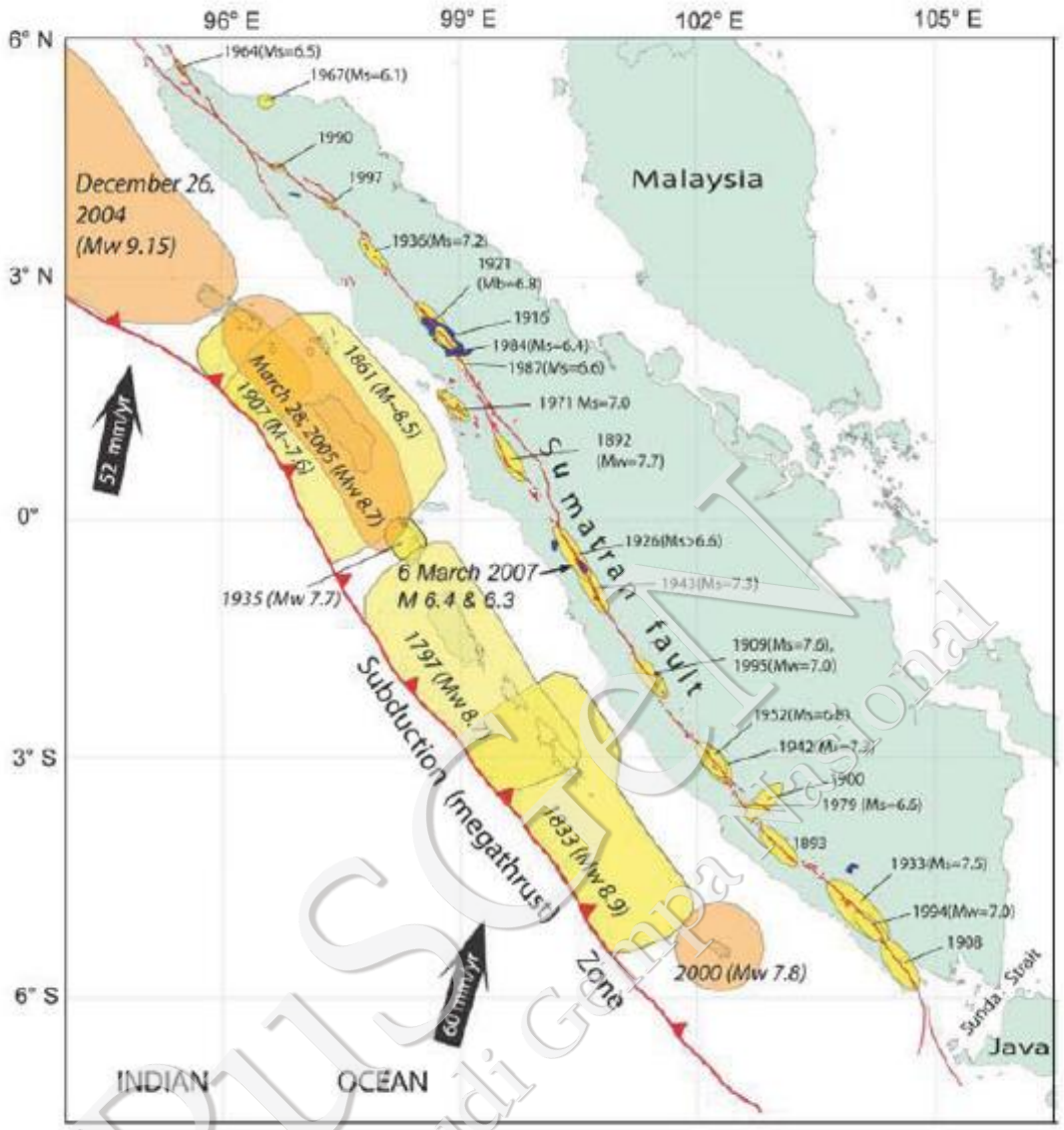
## 4.6 Tektonik Geodesi Sumatra

### 4.6.1 Tektonik Sumatra

Pulau Sumatra merupakan bagian dari lempeng Eurasia yang bergerak dan berinteraksi secara konvergen dengan lempeng Indo-Australia. Zona pertemuan antarlempeng tersebut membentuk palung yang dikenal dengan nama zona tumbukan *(subduction zone)*. Palung tersebut mengakomodasi pergerakan ke arah utara dari lempeng Indo-Australia terhadap lempeng Eurasia. Aktivitas lempeng Indo-Australia dan Eurasia pada zona subduksi tersebut sering menimbulkan gempa sehingga Pulau Sumatra dianggap sebagai salah satu wilayah tektonik aktif di dunia (McCaffrey, 2009).

Aktivitas tektonik di wilayah Sumatra disebabkan oleh dua sumber tektonik, yaitu *crustal fault* dan *subduction.* Kedua sumber tektonik tersebut dapat menyebabkan terjadinya gempa secara tiba-tiba pada waktu yang tidak bisa ditentukan. Historis gempa yang pernah terjadi di Pulau Sumatra dan sekitarnya dapat dilihat pada Gambar IV-16 di bawah ini.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

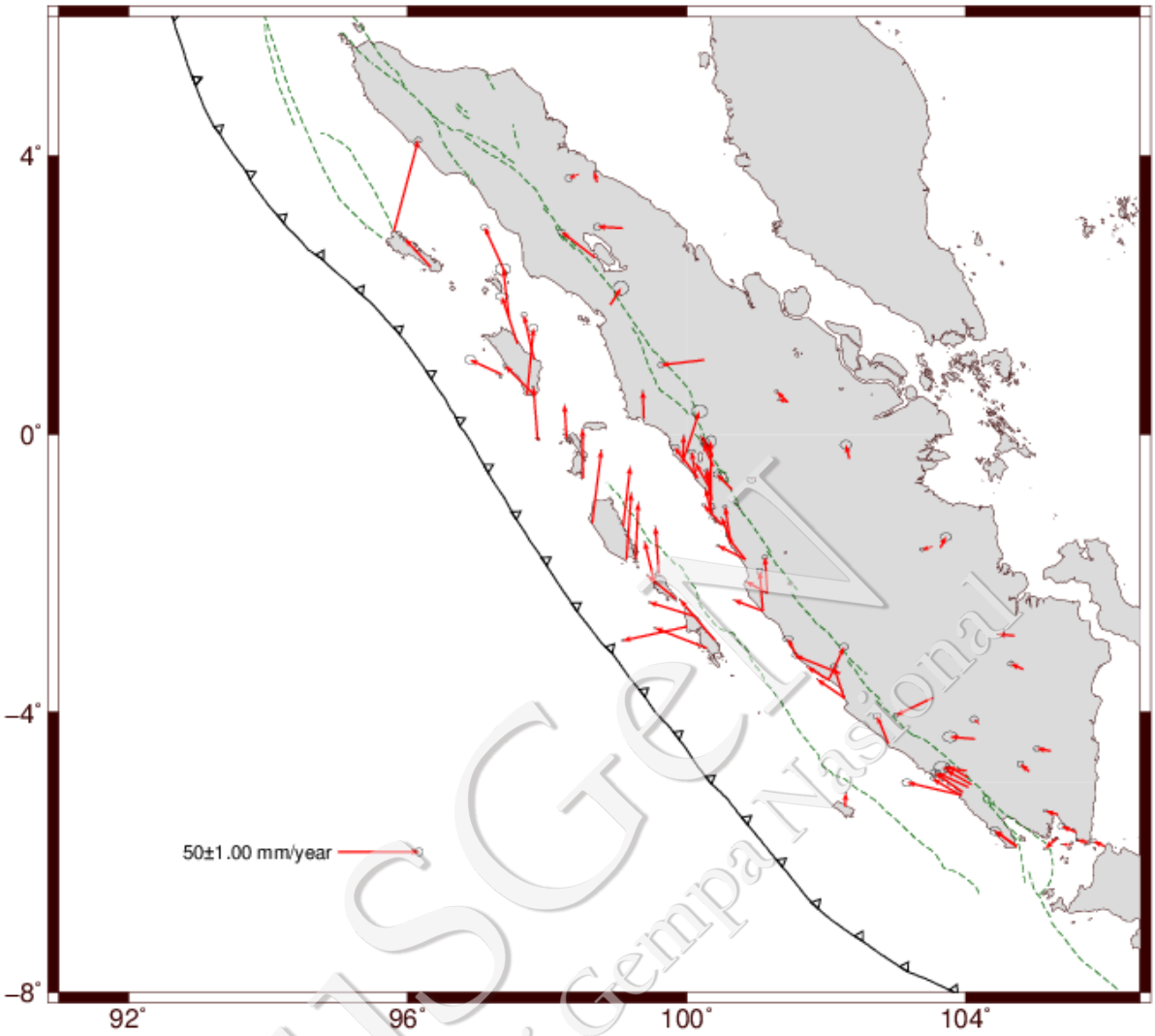



Gambar IV-16. Sejarah gempa-gempa besar di Sumatra akibat Megathrust dan sesar-sesar sepanjang Pulau Sumatra (*EERI Special Earthquake Report, May 2007*, Natawidjaja dkk, 2007)

### 4.6.2 Studi GPS di Sumatra

*Crustal fault* di Sumatra dibagi menjadi 55 segmen sesar atas arahan dari Pokja Geologi (Natawidjaja, 2016). Nilai laju geser setiap segmen sesar dihitung oleh Pokja Geodesi berdasarkan pengamatan data GPS dari Badan Informasi Geospasial (Susilo dkk., 2016), dengan input berupa nilai kecepatan titik-titik pengamatan dan jarak terpendeknya terhadap suatu segmen sesar. Adapun vektor kecepatan setiap titik GPS di Sumatra dapat dilihat pada Gambar IV-17.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

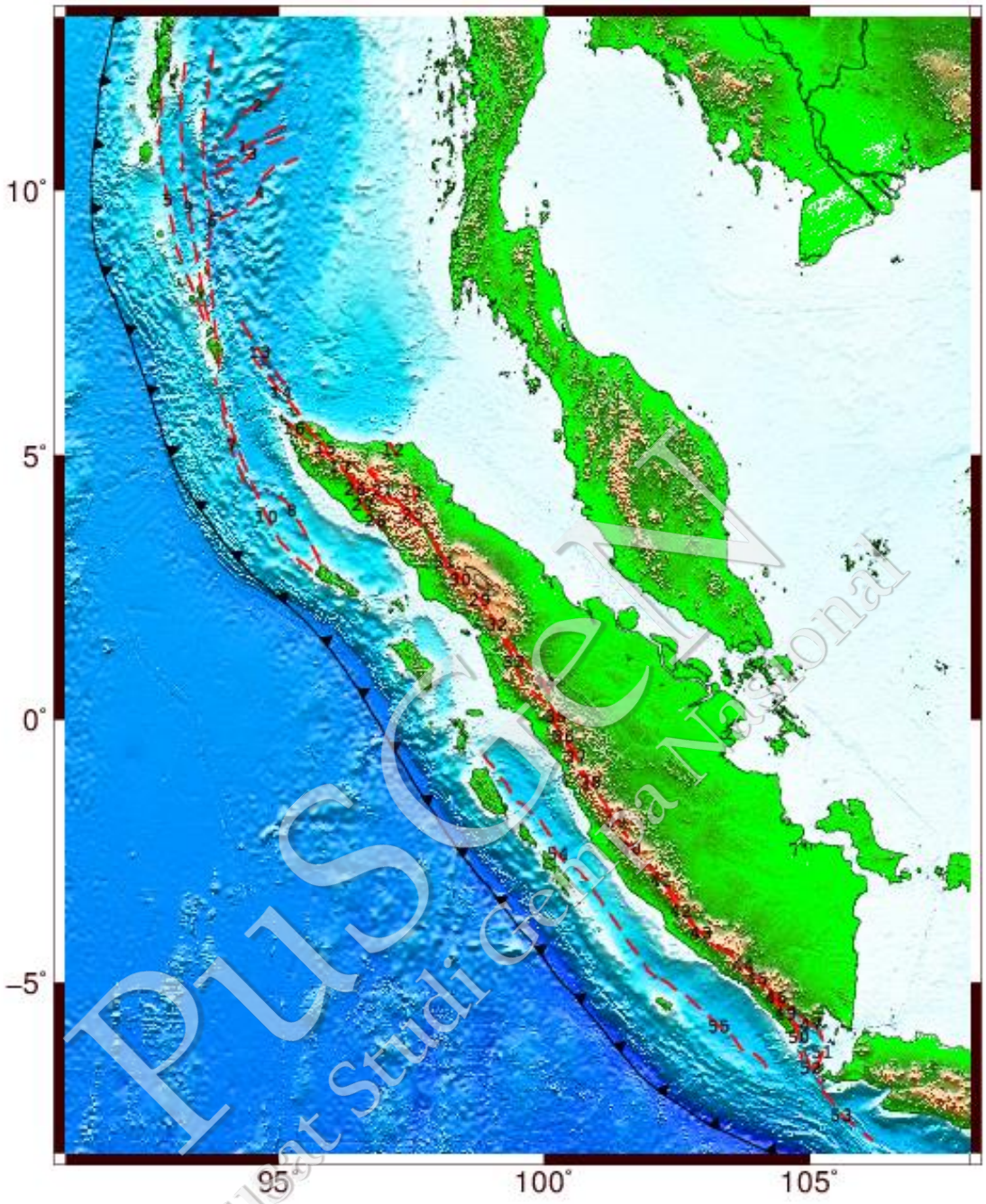



Gambar IV-17. Vektor kecepatan titik-titik GPS di Pulau Sumatra (Susilo dkk., 2016) relatif terhadap *Sundaland Block*

### 4.6.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Sumatra berdasarkan Data GPS hingga 2016

Segmen sesar yang teridentifikasi dari data geologi di Pulau Sumatra dan sekitarnya berjumlah 55 segmen yang tersebar di sepanjang Pulau Sumatra dan juga daerah perairan di sekitar Pulau Sumatra. Berikut pada gambar IV-18 ditunjukkan segmen-segmen sesar di Pulau Sumatra dan sekitarnya yang telah teridentifikasi dari data geologi.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-18. Segmen-segmen sesar di Sumatra dari hasil pokja Geologi PuSGeN

#### 4.6.3.1 Sesar Sumatra

Tumbukan antara Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia di bagian barat Pulau Sumatra membentuk sejumlah segmen sesar di darat Pulau Sumatra yang dikenal dengan sebutan "*The Great Sumatran Fault* (GSF)" (Bellier dkk, 1997). Sebutan itu kini lebih familiar dengan istilah Sesar Sumatra.

Sesar Sumatra merupakan merupakan sesar yang bergerak menganan dan memanjang sepanjang ±1900 kilometer. Sesar-sesar ini memanjang mulai dari Aceh hingga Selat Sunda antara Pulau Jawa dan Pulau Sumatra. Gerak mendatar sesar-sesar ini disebabkan oleh gerak miring subduksi *(oblique subuction)* Lempeng Hindia-Australia terhadap Lempeng Eurasia dengan arah subduksi 10°N ~ 7°S (Sieh dan Natawidjaja, 2000). Pergerakan Sesar Sumatra tersebut bertanggung jawab terhadap kejadian gempa merusak di daratan Sumatra, contohnya gempa 17 Mei 1892 dengan pusat gempa sekitar Lembah Batang Gadis dan Batang Angkola, dan Gempa Kerinci 3 Juni 1903 (Wichmann, 1918). Sesar Sumatra tersegmentasi menjadi 19 segmen utama dengan panjang masing-masing segmen adalah 60 ~ 200 kilometer (Sieh dan Natawidjaja, 2000). Berdasarkan data geologi, beberapa segmen utama tersebut terbagi lagi menjadi beberapa segmen kecil.

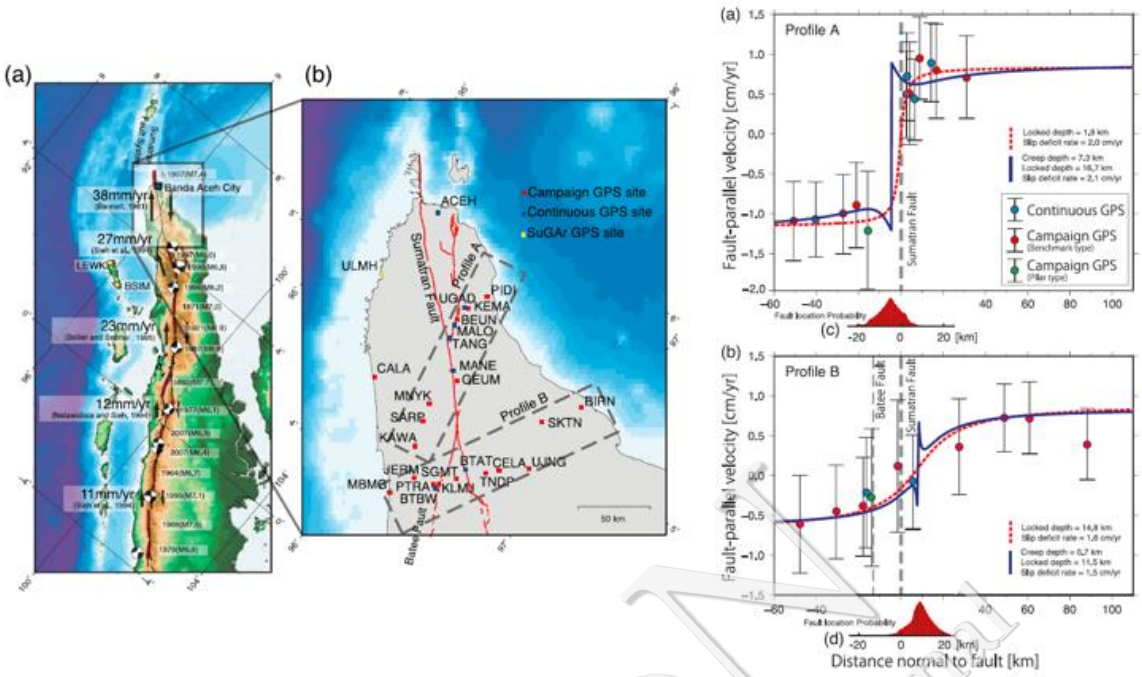
Nilai laju geser setiap segmen Sesar Sumatra dihitung menggunakan data geodetik, yaitu data pengamatan GPS. Namun, karena keterbatasan titik pengamatan GPS, perhitungan untuk beberapa segmen terdekat digabung menjadi satu nilai laju geser. Berikut penjelasan nilai laju geser setiap segmen Sesar Sumatra yang dihitung dari data geodetik.

**a. Segmen Seulimeum-Aceh-Tripa**

Ketiga segmen ini merupakan segmen yang terletak paling utara Pulau Sumatra. Ito dkk (2012) telah melakukan perhitungan laju geser di Sumatra bagian utara ini berdasarkan pengolahan data GPS. Penelitian tersebut membagi daerah utara Sumatra tersebut menjadi dua profil, yaitu profil A dan profil B (Gambar IV-19). Dari masing-masing profil diperoleh nilai laju geser bertutut-turut untuk masing-masing profil sebesar 20 mm/tahun dan 16 mm/tahun.

Karena daerah penelitian Ito tersebut melingkupi area dari beberapa segmen sesar Sumatra bagian utara, Pokja Geodesi melakukan pembobotan terhadap hasil penelitian Ito guna memperoleh laju geser untuk segmen-segmen tersebut. Hasilnya diperoleh laju geser untuk setiap segmen di bagian utara Sumatra seperti ditunjukkan pada Tabel IV-1.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-19. Segmen Seulimeum-Aceh-Tripa (Ito dkk., 2012)

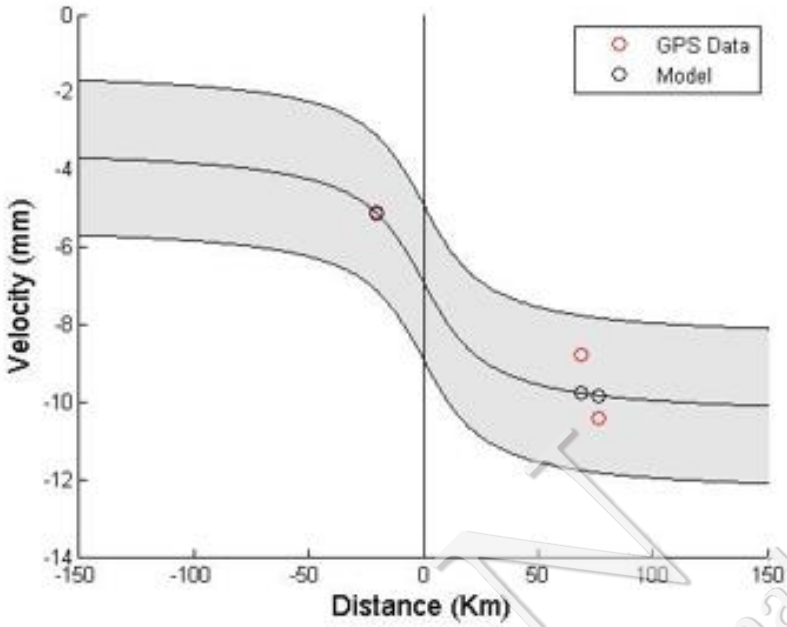
Tabel IV-1. Pembagian segmen sesar Seulimeum-Aceh-Tripa

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Seulimeum-North | SS | ~90 | 143 | 20 | 7.2 | 18 |
| 2 | Seulimeum-South | SS | ~90 | 38 | 20 | 7.2 | 8 |
| 3 | Aceh-North | SS | ~90 | 65 | 20 | 7.1 | 2 |
| 4 | Aceh-Central | SS | ~90 | 140 | 20 | 7.4 | 14 |
| 5 | Aceh-South | SS | ~90 | 27 | 20 | 7.4 | 14 |
| 6 | Tripa1-Thrust | SS | 45W | 32 | 20 | - | 16 |
| 7 | Tripa 2 | SS | ~90 | 103 | 20 | 7.5 | 6 |
| 8 | Tripa 3 | SS | ~90 | 75 | 20 | 7.5 | 12 |
| 9 | Tripa 4 | SS | ~90 | 55 | 20 | 7.5 | 6 |
| 10 | Tripa 5 | SS | ~90 | 21 | 20 | 7.5 | 6 |

**b. Segmen Renun**

Segmen renun berlokasi di Provinsi Sumatra Utara. Perhitungan laju geser di segmen ini menggunakan titik-titik GPS seperti yang terlihat pada Gambar IV-20.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-20. Segmen Renun

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Renun sebesar 5-9 mm/tahun. Segmen Renun terbagi lagi menjadi tiga segmen kecil, yaitu Renun-A, Renun-B, dan Renun-C. Nilai laju geser untuk setiap segmen-segmen kecil tersebut diperoleh dari hasil pembobotan berdasarkan nilai laju geser segmen Renun secara keseluruhan. Hasilnya ditunjukkan pada Tabel IV-2.

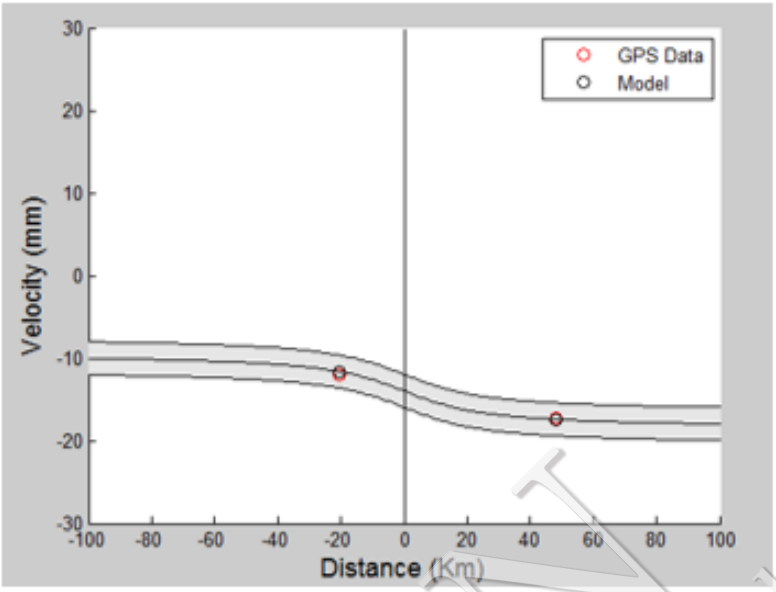
Tabel IV-2. Pembagian segmen sesar Renun

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Renun-A | SS | ~90 | 180 | 20 | 7.5 | 7 |
| 2 | Renun-B | SS | ~90 | 31 | 20 | 7.5 | 2 |
| 3 | Renun-C | SS | ~90 | 26 | 20 | 7.5 | 2 |

**c. Segmen Toru-Angkola-Barumun**

Segmen Toru, Angkola, dan Barumun merupakan bagian dari Sesar Sumatra yang terletak di Provinsi Sumatra Utara. Karena keterbatasan titik pengamatan GPS di area ketiga segmen tersebut, perhitungan laju geser untuk ketiganya digabungkan. Hasil perhitungan laju geser untuk ketiga segmen ini berdasarkan pengamatan data GPS dapat dilihat pada Gambar IV-21.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-21. Segmen Toru-Angkola-Barumun

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Toru-Angkola-Barumun sebesar 9-11 mm/tahun. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-3

Tabel IV-3. Pembagian segmen sesar Toru-Angkola-Barumun

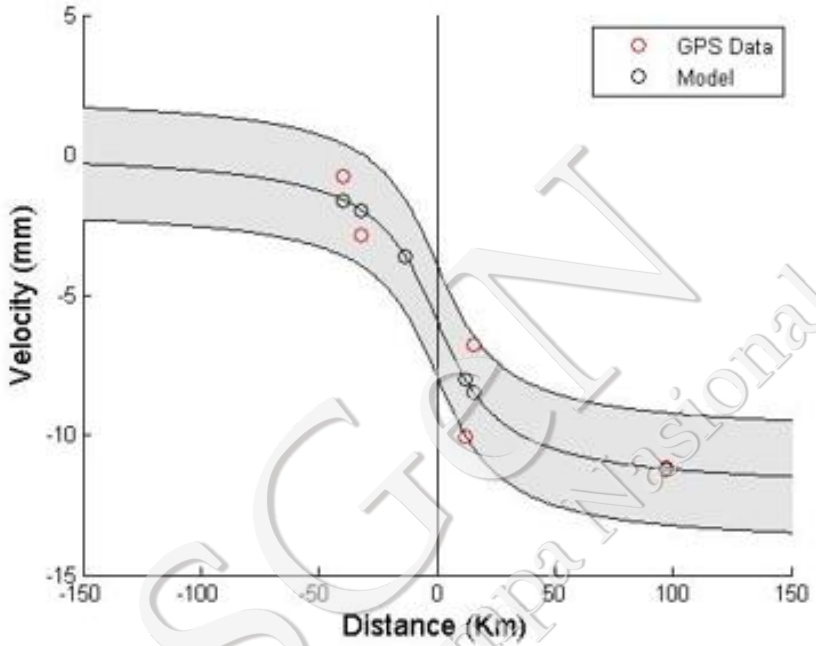
| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Toru | SS | ~90 | 95 | 20 | 7.1 | 9 |
| 2 | Angkola | SS | ~90 | 160 | 20 | 7.5 | 2 |
| 3 | Barumun | SS | ~90 | 125 | 20 | 7.1 | 9 |

**d. Segmen Sumpur-Sianok-Sumani**

Ketiga segmen ini terletak di Provinsi Sumatra Barat, namun bagian utara dari segmen Sumpur terletak di Provinsi Sumatra Utara. Berdasarkan catatan gempa sesar Sumatra, pada tanggal 6 Maret 2007 terjadi gempa $M_w$ = 6,4 dan $M_w$ = 6,3 yang berpusat di segmen Sumani dan Sianok (Natawidjaja dkk, 2007). Hal tersebut membuktikan bahwa sesar Sumani dan Sianok masih aktif bergerak. Kedua segmen sesar (Sumani dan Sianok) tersebut terbentuk setelah terjadinya dua gempa besar pada tanggal 4 Agustus 1926 dan 9 Juni 1943.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Perhitungan nilai laju geser ketiga segmen tersebut digabungkan. Hal ini disebabkan oleh data pengamatan GPS di daerah sekitar segmen Sumpur. Hasil perhitungan laju geser untuk ketiga segmen ini berdasarkan pengamatan data GPS dapat dilihat pada Gambar IV-22.




Gambar IV-22. Segmen Sumpur-Sianok-Sumani

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Sumpur-Sianok-Sumani sebesar 11-24 mm/tahun. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-4.

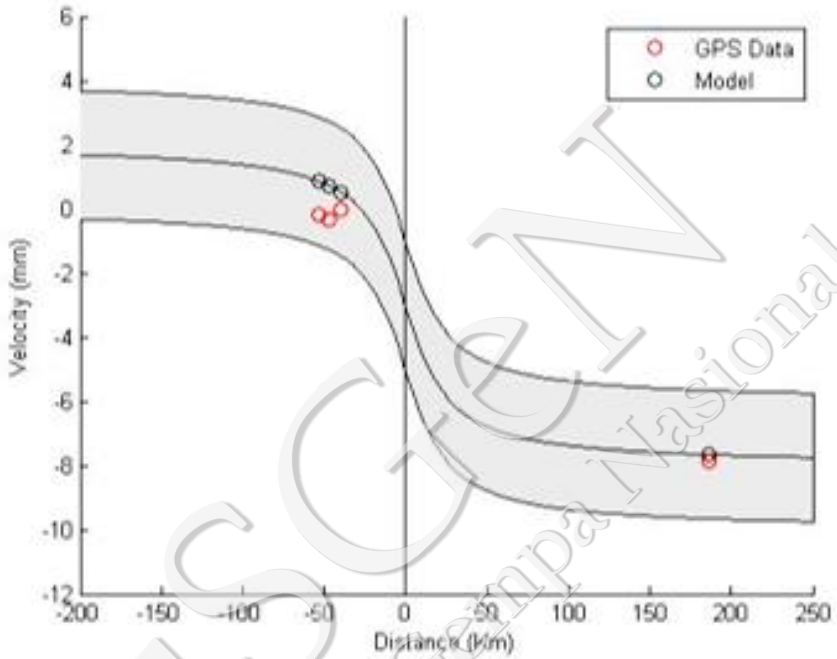
Tabel IV-4. Pembagian segmen sesar Sumpur-Sianok-Sumani

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Sumpur | SS | ~90 | 35 | 20 | 6.8 | 14 |
| 2 | Sianok | SS | ~90 | 90 | 20 | 6.9 | 14 |
| 3 | Sumani | SS | ~90 | 60 | 20 | 6.9 | 14 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

**e. Segmen Suliti-Siulak**

Segmen Suliti dan Siulak merupakan bagian dari Sesar Sumatra yang melalui Provinsi Sumatra Barat bagian Selatan. Perhitungan laju geser kedua segmen ini digabungkan karena keterbatasan titik pengamatan GPS di daerah tersebut. Hasil perhitungan laju geser untuk kedua segmen ini dapat dilihat pada Gambar IV-23.




Gambar IV-23. Segmen Suliti-Siulak

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Suliti dan Siulak adalah sebesar 10-14 mm/tahun. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-5

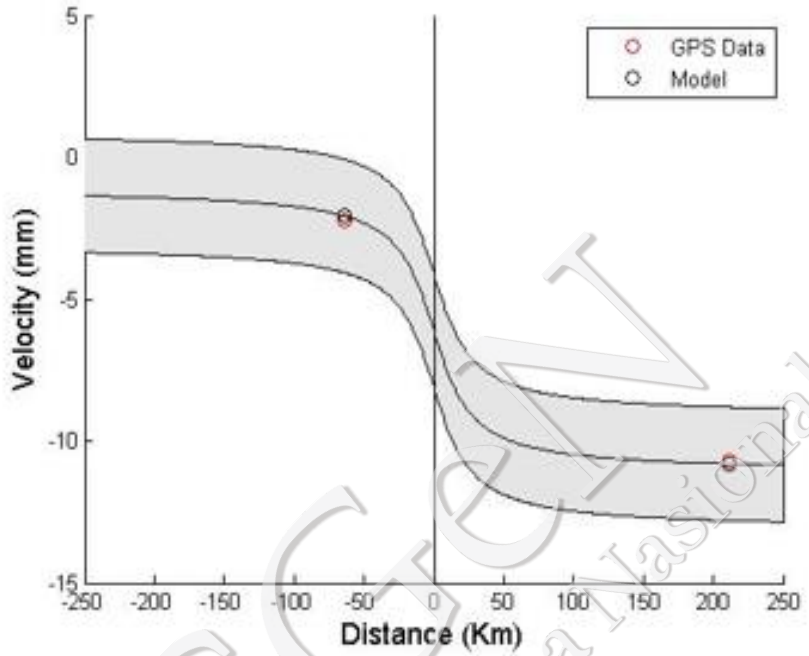
Tabel IV-5. Pembagian segmen sesar Suliti-Siulak

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Suliti | SS | ~90 | 95 | 20 | 7.2 | 14 |
| 2 | Siulak | SS | ~90 | 70 | 20 | 7.1 | 14 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

**f. Segmen Dikit-Ketaun**

Hasil perhitungan laju geser untuk kedua segmen ini berdasarkan pengamatan data GPS dapat dilihat pada Gambar IV-24.




Gambar IV-24. Segmen Dikit-Ketaun

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Dikit dan Ketaun adalah sebesar 9-11 mm/tahun. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-6.

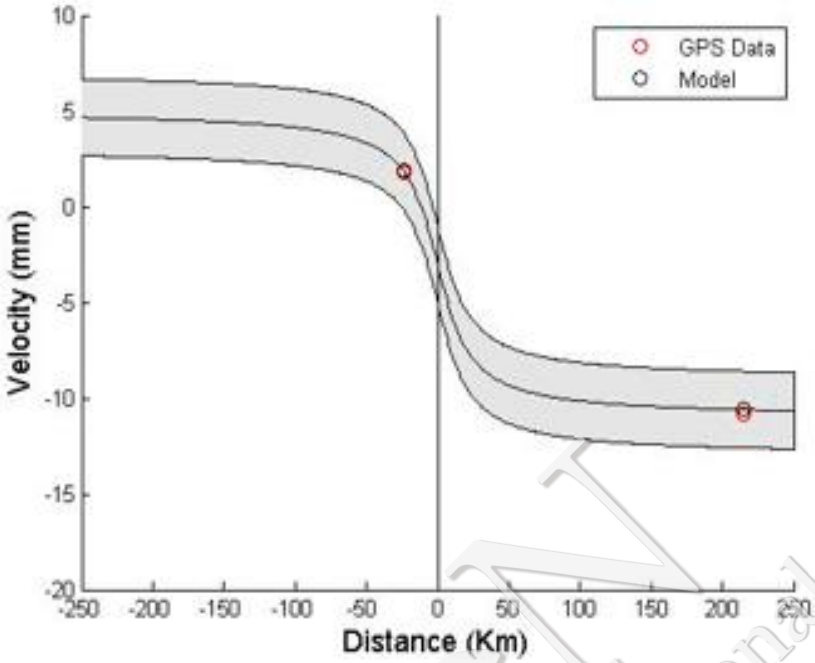
Tabel IV-6. Pembagian segmen sesar Dikit-Ketaun

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax Geodetic* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Dikit | SS | ~90 | 60 | 20 | 7.1 | 11 |
| 2 | Ketaun | SS | ~90 | 85 | 20 | 7.2 | 11 |

**g. Segmen Musi-Manna**

Hasil perhitungan laju geser untuk kedua segmen ini berdasarkan pengamatan data GPS dapat dilihat pada Gambar IV-25.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-25. Segmen Musi-Manna

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Musi dan Manna adalah sebesar 15-16 mm/tahun. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-7.

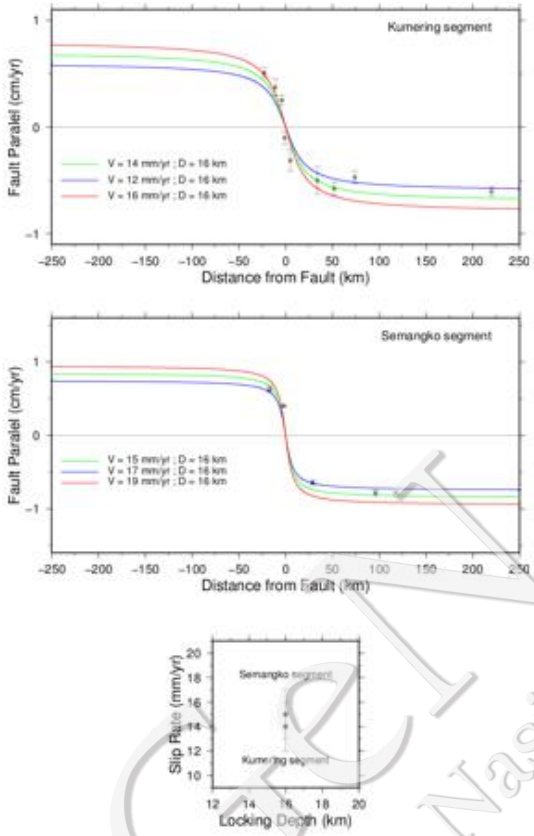
Tabel IV-7. Pembagian segmen sesar Musi-Mana

| *No* | *Segment* | *Type* | *Dip* | *Length (km)* | *Wide (km)* | *Mmax PSHA* | *Sliprate Geodetic* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Musi | SS | ~90 | 70 | 20 | 7.1 | 15 |
| 2 | Manna | SS | ~90 | 85 | 20 | 7.2 | 15 |

### h. Segmen Kumering-Semangko

Kumering dan Semangko merupakan dua segmen yang terletak paling selatan Pulau Sumatra. Meilano dkk., (2016) telah melakukan perhitungan laju geser di daerah tersebut berdasarkan pengukuran GPS. Hasil perhitungan laju geser untuk kedua segmen ini dapat dilihat pada Gambar IV-26.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-26. Segmen Kumering-Semangko (Meilano dkk., 2016)

Dari hasil perhitungan laju geser seperti gambar di atas, diperoleh nilai laju geser di segmen Kumering sebesar 15 mm/tahun dan segmen Semangko 14 mm/tahun. Segmen Kumering dan Semangko masing-masing terbagi lagi menjadi beberapa segmen kecil. Untuk memperoleh nilai laju geser per segmennya dilakukan pembobotan sehingga diperoleh nilai laju geser untuk setiap segmen seperti pada Tabel IV-8.

Tabel IV-8. Pembagian segmen sesar Kumering-Semangko

| ***No*** | ***Segment*** | ***Type*** | ***Dip*** | ***Length (km)*** | ***Wide (km)*** | ***Mmax PSHA*** | ***Sliprate Geodetic*** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Kumering-North | SS | ~90 | 111 | 20 | 7.3 | 14 |
| 2 | Kumering-South | SS | ~90 | 60 | 20 | 7.3 | 14 |
| 3 | Semangko Barat-A | SS | ~90 | 90 | 20 | 7.3 | 8 |
| 4 | Semangko Barat-B | SS | ~90 | 80 | 20 | 7.3 | 8 |
| 5 | Semangko Timur-A | SS | ~90 | 12 | 20 | 7.3 | 7 |
| 6 | Semangko Timur-B | SS | ~90 | 35 | 20 | 7.3 | 3 |
| 7 | Semangko Graben | Normal | 60 | 50 | 20 | 7.3 | 3 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.6.3.2 Sesar Sesar Lainnya di Pulau Sumatra dan Sekitarnya

Selain Sesar Sumatra yang terletak di daratan Pulau Sumatra, terdapat sesar-sesar lain di sekitar Pulau Sumatra yang beberapa tersambung dengan Sesar Sumatra itu sendiri. Segmen-segmen sesar ini teridentifikasi dari pengamatan geologi. Nilai laju geser dari segmen-segmen tersebut diakomodasi dari pengamatan geologi saja karena keterbatasan data geodetik (titik pengamatan GPS). Segmen-segmen tersebut dapat dilihat pada Tabel IV-9.

Tabel IV-9. Pembagian segmen sesar lain di Sumatra

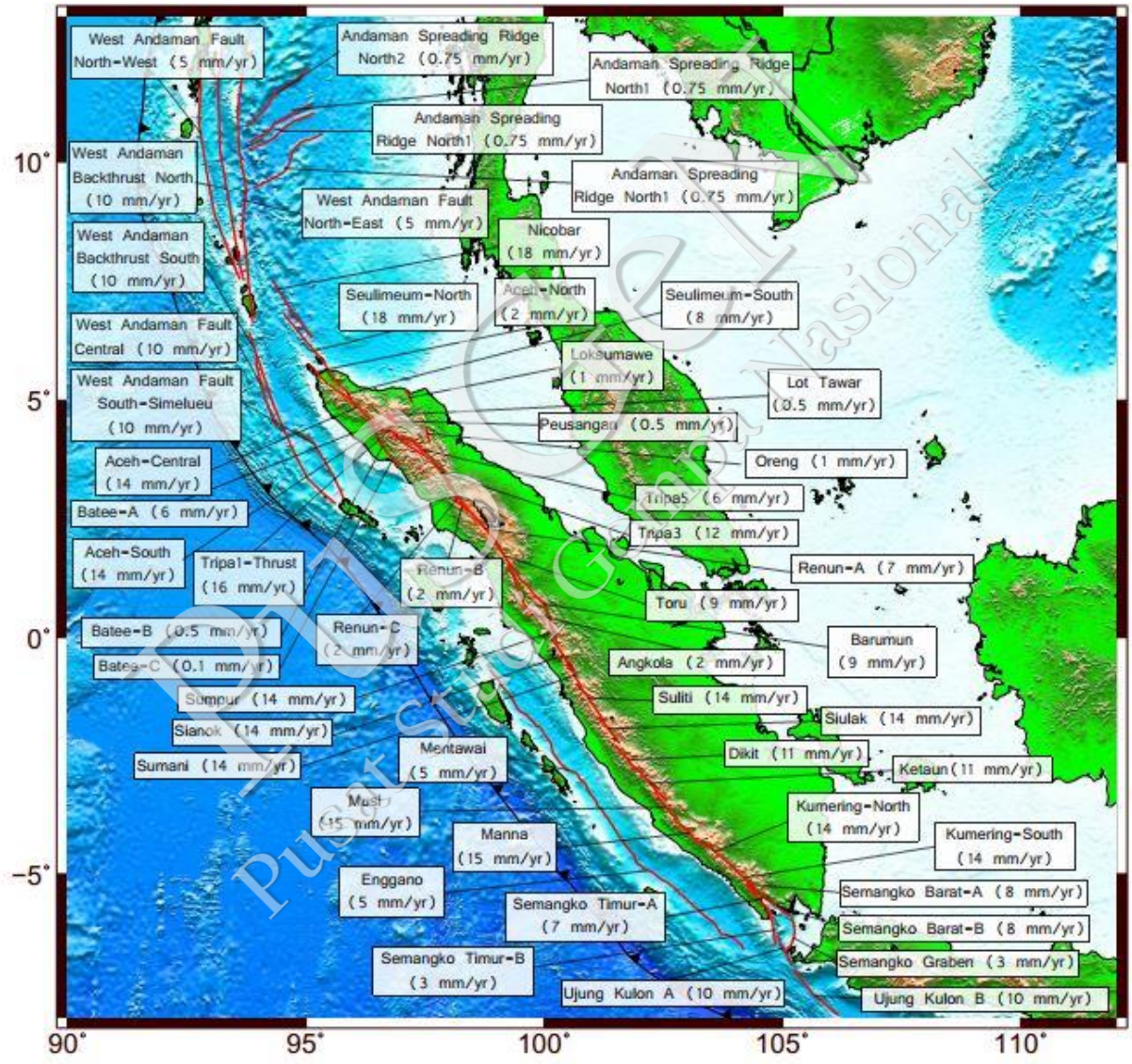
| *No* | *Structure Name* | | *Type* | *Dip* | *Length (km)* |
|---|---|---|---|---|---|
| | *Main* | *Segment* | | | |
| 1 | Andaman Spreading Ridge | North1 | Norm60S | 60 | 166 |
| 2 | Andaman Spreading Ridge | North2 | Norm60S | 60 | 197 |
| 3 | Andaman Spreading Ridge | South1 | Norm60N | 60 | 170 |
| 4 | Andaman Spreading Ridge | South2 | Norm60N | 60 | 212 |
| 5 | West Andaman Fault | North-West | SS | ~90 | 478 |
| 6 | West Andaman Fault | North-East | SS | ~90 | 669 |
| 7 | West Andaman Fault | Central | SS | ~90 | 168 |
| 8 | West Andaman Fault | South (Simelue) | SS | ~90 | 196 |
| 9 | West Andaman Backthrust | North | R | 45W | 547 |
| 10 | West Andaman Backthrust | South | R | 45W | 456 |
| 11 | Sumatran Fault | Oreng Fault | SS | ~90 | 36 |
| 12 | Sumatran Fault | Loksumawe | SS | ~90 | 36 |
| 13 | Sumatran Fault | Nicobar | SS | ~90 | 120 |
| 14 | Sumatran Fault | Seulimeum-North | SS | ~90 | 143 |
| 15 | Sumatran Fault | Seulimeum-South | SS | ~90 | 38 |
| 16 | Sumatran Fault | Aceh-North | SS | ~90 | 65 |
| 17 | Sumatran Fault | Aceh-Central | SS | ~90 | 140 |
| 18 | Sumatran Fault | Aceh-South | SS | ~90 | 27 |
| 19 | Takengon Fault | Lok Tawar | SS | ~91 | 21 |
| 20 | Takengon Fault | Peusangan | SS | ~92 | 32 |
| 21 | Batee Fault | Batee -A | SS | ~90 | 44 |
| 22 | Batee Fault | Batee -B | SS | ~90 | 50 |
| 23 | Batee Fault | Batee -C | SS | ~90 | 37 |
| 24 | Sumatran Fault | Ujung Kulon A | SS | ~90 | 80 |
| 25 | Sumatran Fault | Ujung Kulon B | SS | ~90 | 150 |
| 26 | Mentawai Fault | Mentawai | R | 45W | 560 |
| 27 | Mentawai Fault | Enggano | R | 45W | 160 |
| 28 | Sumatran Fault | Pidie Jaya | SS | ~90 | 17 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.6.4 Kesimpulan

#### 4.6.4.1 Laju Geser Sesar Sumatra

Perhitungan laju geser dengan menggunakan metode yang disesuaikan dengan mekanisme masing-masing sesar menghasilkan besaran laju geser untuk setiap segmen. Informasi spasial sesar beserta data laju geser di Pulau Sumatra dapat dilihat pada Gambar IV-27.

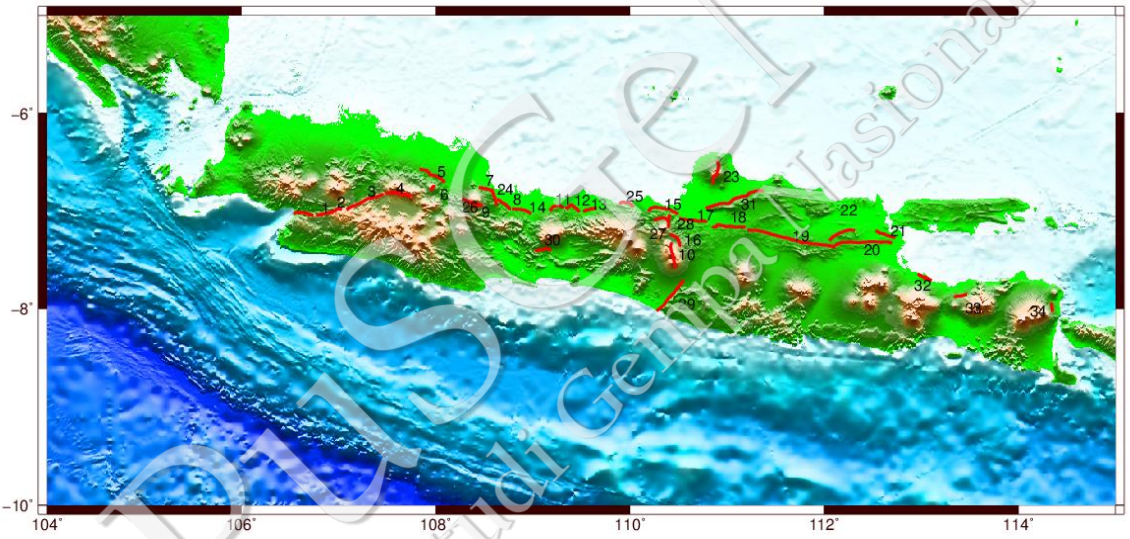



Gambar IV-27. Laju geser segmen-segmen sesar di Sumatera

## 4.7 Tektonik Geodesi Jawa

### 4.7.1 Tektonik Jawa

Pulau Jawa yang terletak di sebelah utara pertemuan antara kedua lempeng, yaitu Lempeng Indo-Australia dan Lempeng Eurasia memiliki beberapa *tectonic fault* (sesar) sebagai bentuk akomodasi *stress* yang dihasilkan oleh subduksi yang berada di sebelah selatan. Menurut Peltzer dkk (2001), *tectonic fault* merupakan zona deformasi lokal yang mengakomodasi pergerakan lempeng melalui *creeping* aseismik pada bagian kedalaman tertentu serta gempa atau *creeping* yang bersifat episodik pada bagian lapisan yang lebih dangkal. Beberapa sesar yang teridentifikasi dapat dilihat pada Gambar IV-28.



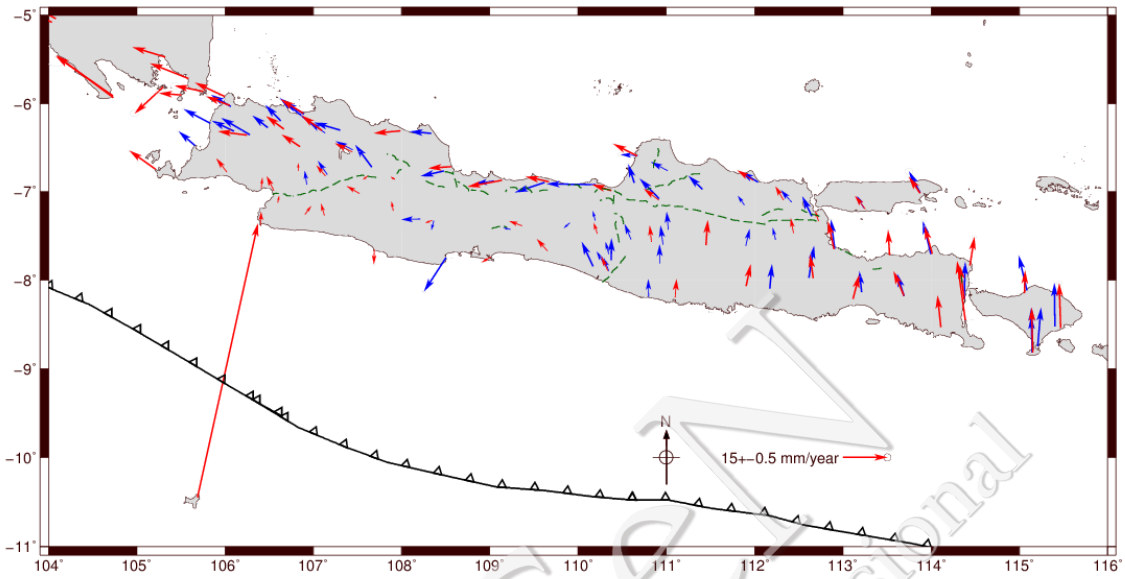

Gambar IV-28. Segmen Sesar Pulau Jawa

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.7.2 Studi GPS di Jawa

Beberapa studi GPS terdahulu di wilayah Pulau Jawa dilakukan dengan memfokuskan pada studi deformasi lokal yang berada di sekitar wilayah sesar utama seperti Sesar Cimandiri, Sesar Lembang, dan Sesar Baribis (Setyadji dkk, 1997; Abidin dkk, 2009; Meilano dkk, 2012), wilayah sekitar gunung api (Janssen dkk, 2002; Abidin dkk, 2006), wilayah yang mengalami penurunan muka tanah pada kota-kota besar seperti Jakarta, Bandung, dan Semarang (Abidin dkk, 2008; 2013). Sebagian besar studi tersebut menggunakan data GPS periodik tempat pengamatan dilakukan setiap tahun. Persebaran

titik-titik pengamatan GPS kontinyu maupun berkala di Jawa ditunjukkan pada Gambar IV-29.




Gambar IV-29. Persebaran titik GPS di Pulau Jawa. Vektor berwarna merah adalah stasiun kontinu. Vektor berwarna biru adalah stasiun GPS berkala. (Susilo dkk. 2016)

Tak hanya digunakan dalam studi deformasi lokal, data pengamatan GPS juga digunakan untuk melakukan analisis terkait deformasi saat terjadi gempa (*co-seismic*) dan deformasi pascagempa (*post-seismic*) yang terjadi akibat gempa subduksi selatan Jawa seperti gempa selatan Jawa pada bulan Juli 2006 (Kato dkk, 2007; Abidin dkk, 2009) serta gempa tektonik yang diakibatkan oleh pergerakan sesar yang berada di darat seperti Gempa Yogyakarta ynag terjadi pada bulan Mei 2006 (Abidin dkk, 2009). Data GPS yang diamati kemudian digunakan untuk melakukan perhitungan terkait parameter gempa seperti pola deformasi pascagempa yang terjadi akibat gempa selatan Jawa pada tahun 2006. Berdasarkan data GPS tersebut, ditemukan bahwa deformasi pascagempa yang terjadi pada tahun pertama setelah terjadinya gempa (2006-2007) sebesar 50 mm/tahun. Besarnya deformasi pascagempa semakin berkurang nilainya menjadi kurang dari 30 mm/tahun pada tahun kedua (2007-2008) yang mengarah pada bagian wilayah muka subduksi.

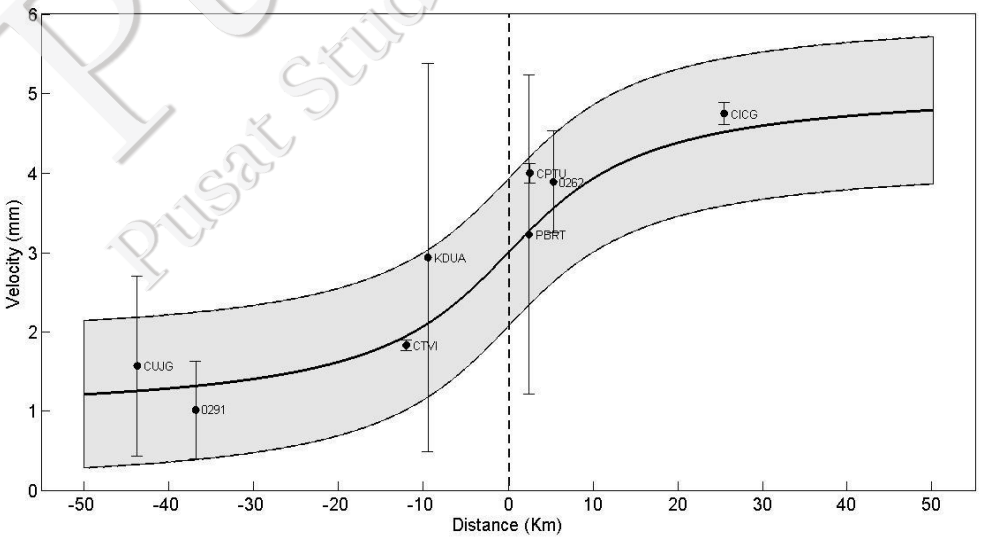
PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.7.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Jawa berdasarkan Data GPS hingga 2016

Sebagaimana telah dijelaskan di atas bahwa terdapat beberapa sesar utama di Pulau Jawa yaitu Sesar Cimandiri, Sesar Lembang, dan Sesar Baribis yang berada di Jawa Barat, Sesar Opak yang berada di Yogyakarta, Sesar Kendeng yang memanjang dari pertengahan Jawa Timur menuju bagian timur Jawa Tengah, serta Sesar Pati yang berada di bagian utara Jawa Tengah.

#### 4.7.3.1 Sesar Cimandiri

Sesar Cimandiri merupakan salah satu sesar utama yang berada di wilayah Jawa Barat. Sesar Cimandiri memanjang di antara wilayah administratif yang padat penduduk, yaitu Pelabuhan Ratu, Sukabumi, Cianjur, dan Padalarangan. Pokja Geologi membagi Sesar Cimandiri menjadi sesar dengan tiga segmen yang memiliki mekanisme sesar naik. Ketiga segmen tersebut adalah segmen utama yang berada pada daerah Pelabuhan Ratu kemudian tersambung segmen Nyalindung-Cibeber dan segmen Rajamandala ke arah darat. Beberapa gempa besar yang merusak terjadi di wilayah Sesar Cimandiri, seperti gempa Pelabuhan Ratu (1900), gempa Cibadak (1973), gempa Gandasoli (1982), gempa Padalarang (1910), gempa Tanjungsari (1972), gempa Congeang (1948), dan gempa Sukabumi (2001). Hasil perhitungan laju geser untuk sesar Cimandiri dapat dilihat pada Gambar IV-30.




Gambar IV-30. Perhitungan laju geser Sesar Cimandiri dengan menggunakan metode *Simple Screw Dislocation* (Savage and Burford, 1973). Garis hitam di tengah merupakan besarnya laju geser sesar yang dihitung dari fungsi kecepatan paralel titik GPS dan jarak datar terhadap sesar

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Mengingat banyaknya catatan gempa terdahulu yang berada pada zona Sesar Cimandiri, pengamatan GPS mulai dilakukan setelah adanya gempa Jawa pada tahun 2006. Beberapa titik pengamatan GPS baik stasiun kontinyu maupun berkala terletak di sekitar Sesar Cimandiri. Kecepatan titik GPS yang diperoleh merupakan kecepatan yang telah dikoreksi dengan efek *post-seismic* gempa Jawa 2006 dan pergerakan Sundaland Block. Kecepatan tersebut kemudian digunakan untuk melakukan perhitungan regangan pada wilayah Sesar Cimandiri. Hasil perhitungan regangan memperlihatkan bahwa Sesar Cimandiri memiliki mekanisme yang beragam. Segmen utama dan segmen Nyalindung-Cibeber memiliki mekanisme dominan sesar geser mengiri yang disertai mekanisme sesar naik sedangkan segmen Rajamandala memiliki mekanisme dominan berupa sesar naik. Hasil regangan pada segmen Rajamandala memperlihatkan adanya pola dan besaran regangan yang hampir sama pada sisi kanan dan kiri sesar. Hal ini menjadikan adanya dugaan bahwa segmen Rajamandala tidak mengalami deformasi yang cukup signifikan dibandingkan dengan dua segmen Sesar Cimandiri yang lain. Berdasarkan hasil perhitungan laju geser, Sesar Cimandiri bergerak dengan mekanisme sesar geser mengiri dengan kecepatan 2-5 mm/tahun seperti Tabel IV-10.

Tabel IV-10 Pembagian segmen Sesar Cimandiri

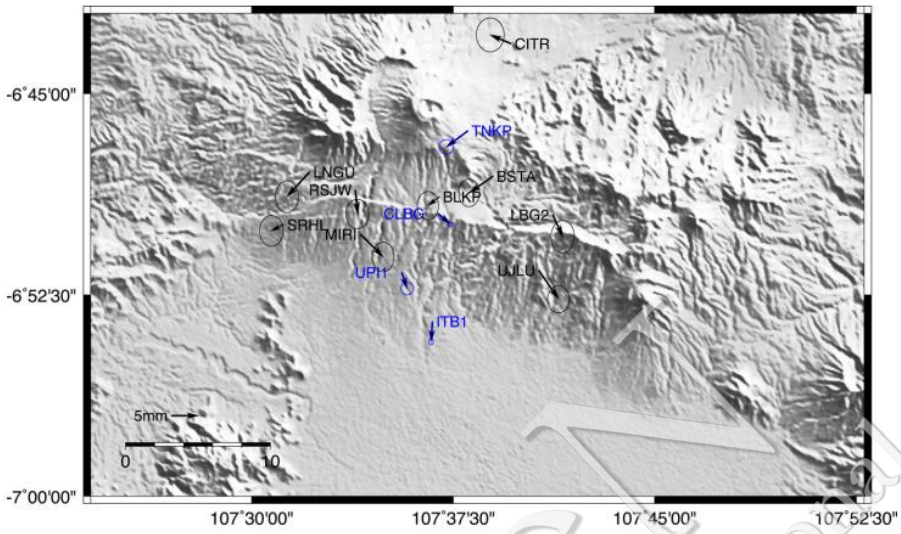
| ***No.*** | ***Active Fault*** | | | ***Sliptrate Geodetic (mm/yr)*** |
|---|---|---|---|---|
| | ***Main*** | ***Segment*** | ***Type*** | |
| 1 | Cimandiri Fault | Cimandiri | R | 3.5 |
| 2 | Cimandiri Fault | Nyalindung-Cibeber | R | 3.5 |
| 3 | Cimandiri Fault | Rajamandala | SS | 3.5 |

### 4.7.3.2 Sesar Lembang

Sesar Lembang merupakan sesar yang memanjang sepanjang 24 km dan berada 8 km di sebelah utara kota Bandung. Bagian barat dari Sesar Lembang melewati wilayah padat penduduk, seperti daerah Parompong yang mengalami gempa pada 28 Agustus 2011 (Meilano dkk, 2012). Observasi secara geodesi dengan menggunakan GPS telah dilakukan di wilayah Sesar Lembang sejak tahun 2006 (Abidin dkk, 2009). Beberapa stasiun GPS di sekitar Sesar Lembang secara periodik diamati dalam kurun waktu yang cukup panjang yaitu Juni 2006, November 2006, Agustus 2007, Agustus 2008, Agustus 2009, Juni 2010, dan April 2011. Terdapat pula stasiun GPS kontinyu yang berada di sekitar Sesar Lembang, seperti stasiun CLBG milik BIG (Badan Informasi Geospasial),

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

yang secara terus-menerus melakukan pengamatan. Pergerakan permukaan di sekitar sesar Lembang ditunjukkan pada Gambar IV-31.



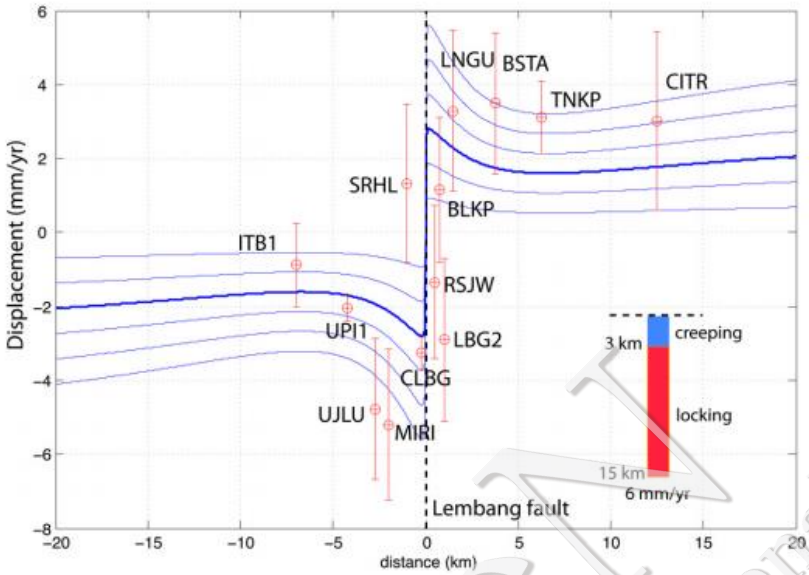

Gambar IV-31. Vektor pergerakan titik GPS yang digunakan dalam perhitungan laju geser Sesar Lembang (Meilano dkk, 2012)

Dengan menggunakan data GPS tersebut, Meilano dkk (2012) melakukan perhitungan laju geser Sesar Lembang. Data GPS baik data GPS periodik maupun GPS kontinyu diolah dengan menggunakan metode perhitungan yang sama sehingga hasil pengolahan GPS periodik memerlukan interpretasi yang lebih berhati-hati dengan mempertimbangkan jumlah pengamatan yang terbatas. Efek dari pergerakan blok Sunda dan *post-seismic* gempa Jawa 2006 dihilangkan sehingga dihasilkan kecepatan stasiun GPS yang memperlihatkan pergerakan Sesar Lembang. Laju geser Sesar Lembang dihitung dengan menggunakan data kecepatan horizontal GPS yang dimodelakan dengan menggunakan model *elastic dislocation* (Okada, 1985) pada tiga kedalaman vertikal yang berbeda, yaitu kedalaman 0-3 km untuk bagian *creeping,* kedalaman 3-15 km untuk zona *seismogenic*, dan kedalaman lebih dari 15 km untuk zona laju geser bagian dalam. Hasil perhitungan laju geser untuk sesar Lembang dapat dilihat pada Tabel IV-11 dan Gambar IV-32.

Tabel IV-11. Pembagian segmen Sesar Lembang

| ***No.*** | ***Active Fault*** | | | ***Sliptrate Geodetic (mm/yr)*** |
|---|---|---|---|---|
| | ***Main*** | ***Segment*** | ***Type*** | |
| 1 | Lembang Fault | Lembang | SS | 5 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-32 Hasil perhitungan laju geser Sesar Lembang. Titik Merah menunjukkan kecepatan paralel titik GPS terhadap sesar disertai dengan informasi besarnya standar deviasi titik. Kurva berwarna biru merupakan nilai laju geser yang dihitung dengan menggunakan metode *Simple Screw Dislocation* (Savage and Burford, 1973)

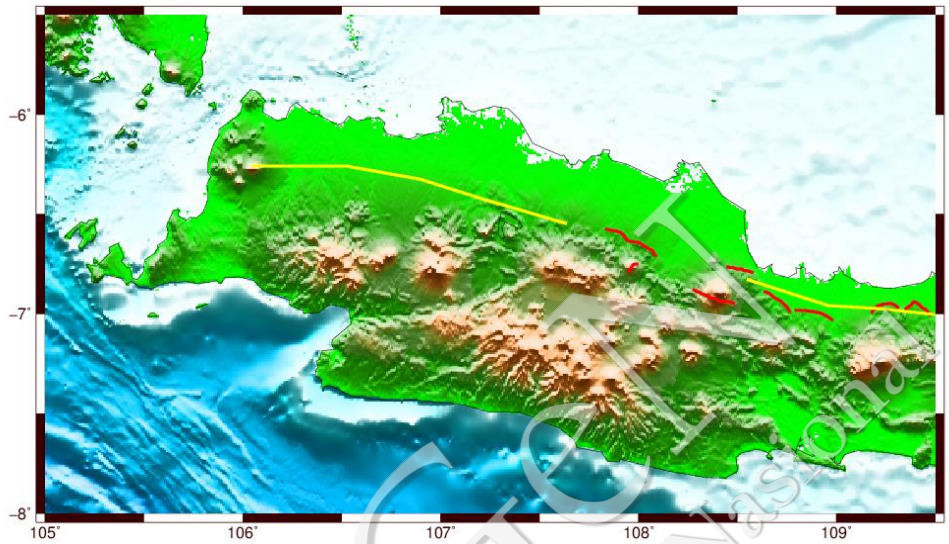
Hasil perhitungan laju geser dengan menggunakan data GPS didapatkan simpulan bahwa Sesar Lembang memiliki laju geser sebesar 6 mm/tahun pada kedalaman 3-15 km di bawah permukaan dengan tipe sesar geser mengiri. Nilai laju geser Sesar Lembang yang kecil selaras dengan rendahnya aktivitas seismik pada sesar ini jika dibandingkan dengan aktivitas seismik Sesar Sumatra.

#### 4.7.3.3 Sesar Baribis

Sesar Baribis merupakan salah satu sesar yang memanjang dari arah timur ke barat di wilayah Jawa Barat. Berdasarkan hasil penelitian Marliyani (2016) yang kemudian diadopsi oleh Pokja Geologi, Sesar Baribis merupakan zona sesar yang terdiri atas beberapa segmen yang memiliki mekanisme sesar yang berbeda antarsegmen. Segmen Tampomas merupakan segmen Sesar Baribis dengan mekanisme sesar normal. Berbeda dengan segmen Tampomas, segmen Subang, segmen Cirebon, segmen Brebes merupakan segmen Sesar Baribis dengan mekanisme sesar naik sedangkan dua segmen yang lain, yaitu segmen Ciremei merupakan sesar dengan mekanisme sesar geser. Berbeda dengan segmentasi zona Sesar Baribis yang diajukan oleh Pokja Geologi, Koulali dkk (2016b)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

mengajukan Sesar Baribis merupakan sesar tunggal yang memanjang hingga wilayah barat Pulau Jawa dan merupakan sistem yang sama dengan Sesar Kendeng yang memanjang dari wilayah Jawa Timur hingga Jawa Tengah dengan mekanisme sesar naik (Gambar IV-33).

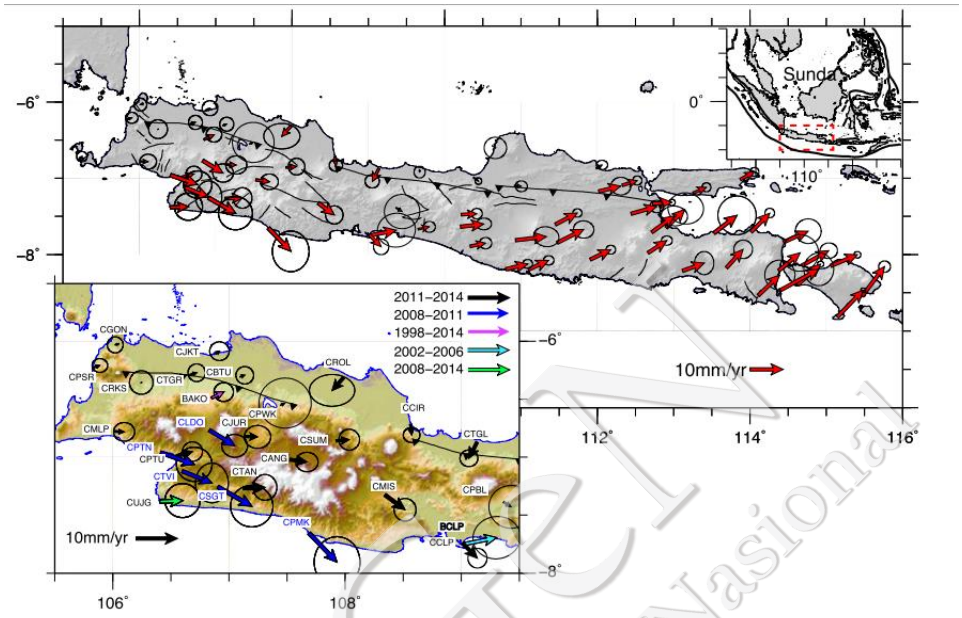



Gambar IV-33. Sesar Baribis yang terletak di wilayah Jawa Barat. Garis dengan warna merah mengindikasikan segmen Sesar Baribis yang diajukan oleh Pokja Geologi. Garis berwarna kuning merupakan garis Sesar Baribis yang diajukan oleh Koulali dkk, 2016

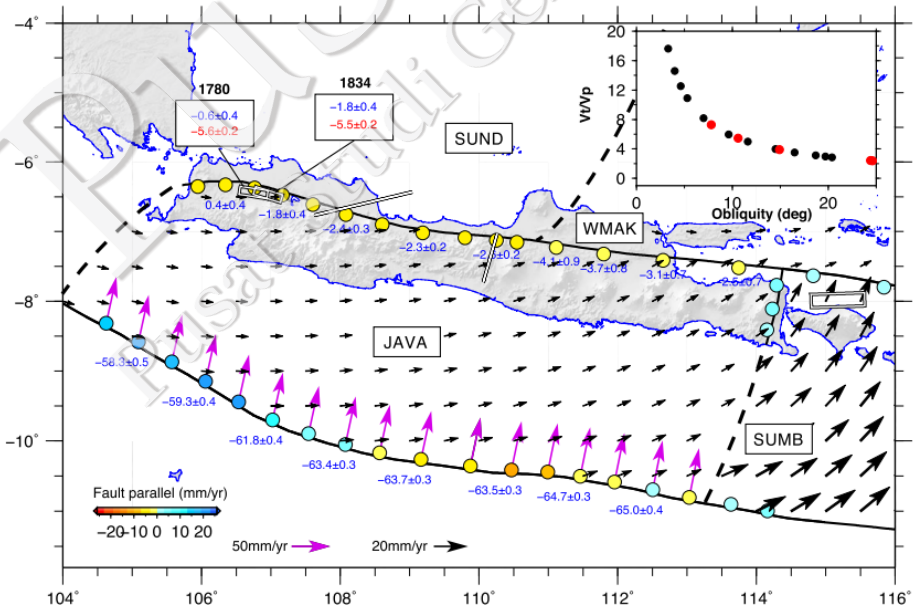
Data pengamatan GPS yang tersebar di seluruh Pulau Jawa digunakan dalam pemodelan numerik yang melibatkan perhitungan kinematik model geometri blok yang didefinisikan dalam dua blok yang berbeda ditunjukkan pada Gambar IV-34. Data GPS yang digunakan merupakan data pengamatan kontinyu dan berkala yang diamati mulai dari 2008 hingga 2014 dengan rentang waktu pengamatan yang berbeda-beda antara titik GPS yang digunakan. Model geometri blok yang digunakan terdiri dari dua model. Model pertama adalah model sederhana dengan batas blok merupakan palung Jawa di bagian selatan, Sesar Baribis-Kendeng di sebelah utara, dan terpisah dari blok Sumba pada wilayah Jawa Timur. Model kedua adalah model pertama yang dipecah menjadi dua dengan batas blok berupa Sesar Opak yang telah robek pada gempa Yogyakarta 2006 dengan kekuatan $M_w$ 6.3. Kedua model tersebut diusulkan oleh Koulali dkk (2016a). Data GPS yang digunakan dalam perhitungan model blok merupakan data GPS yang telah terbebas dari pengaruh *post-seimic* gempa Jawa 2006. Gempa tersebut merupakan kejadian gempa yang cukup dominan memengaruhi pergerakan titik GPS di sebagian

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Pulau Jawa. Hasil perhitungan model blok menyatakan bahwa Sesar Baribis merupakan sesar aktif yang memiliki laju geser yang bervariasi mulai dari 2.3 – 5.6 mm/tahun (Gambar IV-35 dan Tabel IV-12)




Gambar IV-34. Persebaran titik GPS yang digunakan dalam perhitungan model blok Sesar Baribis dan Kendeng (Koulali dkk, 2016b)




Gambar IV-35. Hasil perhitungan model blok dengan batas Sesar Baribis dan Kendeng. Vektor berwarna hitam merupakan vektor pergerakan model blok sedangkan vektor berwarna magenta yang berada di sepanjang tunjaman palung Jawa merupakan vektor yang tegak lurus terhadap subduksi Jawa. Berdasarkan pemodelan skenario getaran permukaan tanah (Nguyen dkk, 2015) untuk gempa besar ($M_w$ > 7), terdapat segmen Sesar Baribis yang mengalami robekan pada gempa 1780 dan 1834 dengan magnitude gempa sebesar $M_w$ > 7

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

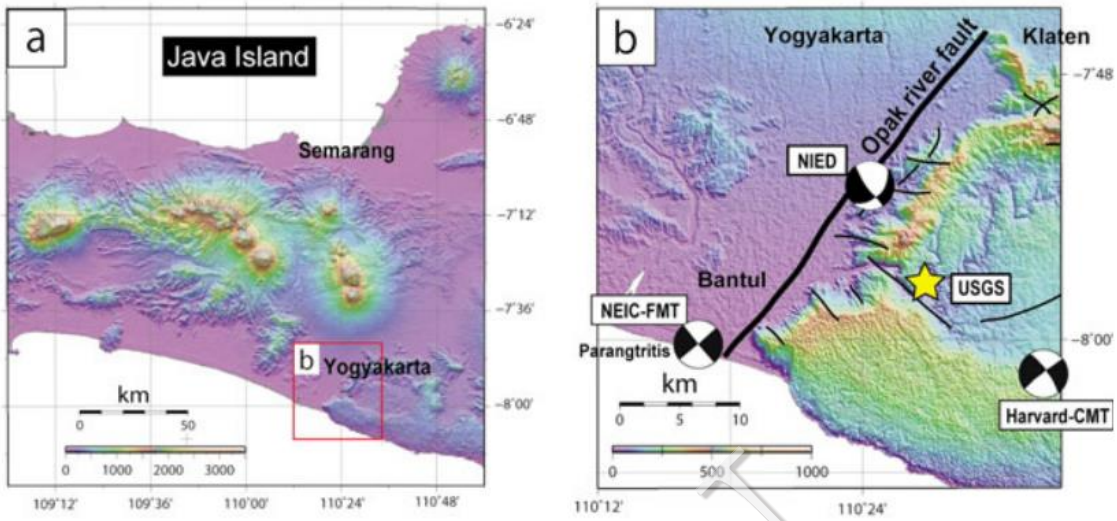
Tabel IV-12. Pembagian segmen Sesar Baribis

| *No.* | *Active Fault* | | | *Sliptrate Geodetic (mm/yr)* |
|---|---|---|---|---|
| | *Main* | *Segment* | *Type* | |
| 1 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Subang | R | 0.5 |
| 2 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon-1 | R | 0.5 |
| 3 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon--2 | R | 0.5 |
| 4 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Karang Malang | R | 0.5 |
| 5 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Brebes | R | 4.5 |
| 6 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Tegal | R | 4.5 |
| 7 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Pemalang | R | 4.5 |
| 8 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Pekalongan | R | 4.5 |
| 9 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Weleri | R | 4.5 |
| 10 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Semarang | R | 4.5 |
| 11 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Rawapening | R | 4.5 |
| 12 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Demak | R | 4.5 |
| 13 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Purwodadi | R | 4.5 |
| 14 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cepu | R | 4.5 |
| 15 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Waru | R | 4.5 |
| 16 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Surabaya | R | 4.5 |
| 17 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Blumbang | R | 4.5 |
| 18 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Tampomas | N | 4.5 |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.7.3.4 Sesar Opak

Gempa Yogyakarta yang terjadi pada 27 Mei 2006 merupakan gempa tektonik yang diakibatkan oleh pergerakan sesar Opak yang berada di wilayah tersebut. Lokasi dan kenampakan sesar Opak ditunjukkan pada Gambar IV-36. *Magnitude* gempa tersebut cukup besar, yaitu $M_w$ = 6,4 yang mengakibatkan 6.234 korban jiwa, 36.299 orang terluka, sekitar 1,5 juta orang kehilangan tempat tinggal, serta mengakibatkan kerusakan infrastruktur sebanyak 616.458 unit bangunan permukiman. Gempa utama tersebut masih diikuti dengan gempa susulan yang berjumlah sekitar 750 kali.




Gambar IV-36. Kenampakan Sesar Opak dilihat menggunakan data InSAR (Tsuji, 2009)

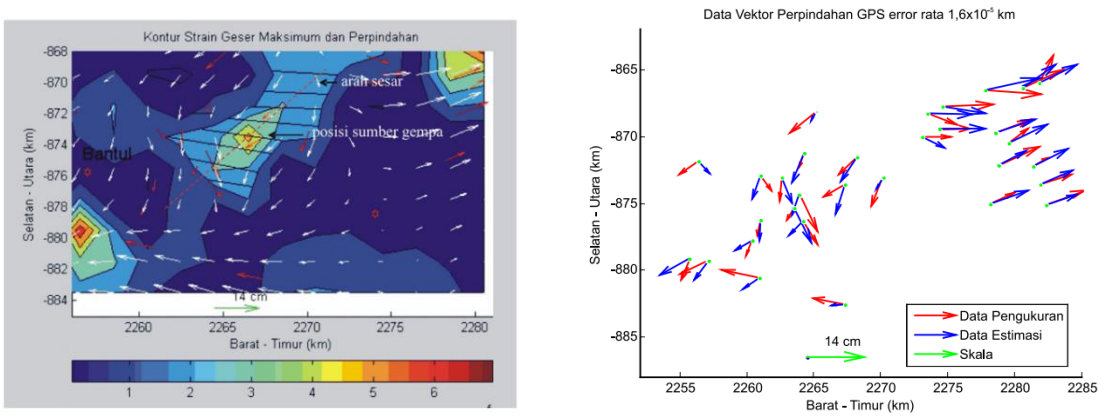
Terkait dengan gempa Yogyakarta, Abidin dkk (2009), melakukan pengamatan GPS pada 48 stasiun GPS yang tersebar di sekitar wilayah gempa. Stasiun GPS yang digunakan merupakan stasiun GPS jaring kerangka kadastral nasional orde-2. Stasiun GPS tersebut diamati selama satu minggu setelah gempa kemudian dilanjutkan pada awal tahun 2008.

Kecepatan yang didapatkan dari pengamatan titik GPS setelah gempa kemudian digunakan untuk menghitung regangan yang berada di sekitar Sesar Opak (Gambar IV-37). Nilai maksimum regangan yang tepat melewati sesar, selanjutnya digunakan untuk melakukan perhitungan *magnitude moment* yang kemudian dikonversi menjadi nilai laju geser sesar dengan memberikan nilai perulangan gempa. Hasil perhitungan tersebut menyatakan Sesar Opak merupakan sesar dengan mekanisme sesar geser dengan kecepatan laju geser sebesar 4-6 mm/tahun seperti ditunjukkan pada Tabel IV-13.

Tabel IV-13. Pembagian segmen Sesar Opak

| ***No.*** | ***Active Fault*** | | | ***Sliptrate Geodetic (mm/yr)*** |
|---|---|---|---|---|
| | ***Main*** | ***Segment*** | ***Type*** | |
| 1 | Opak | StrikeSlipFault | SS | 5.0 |

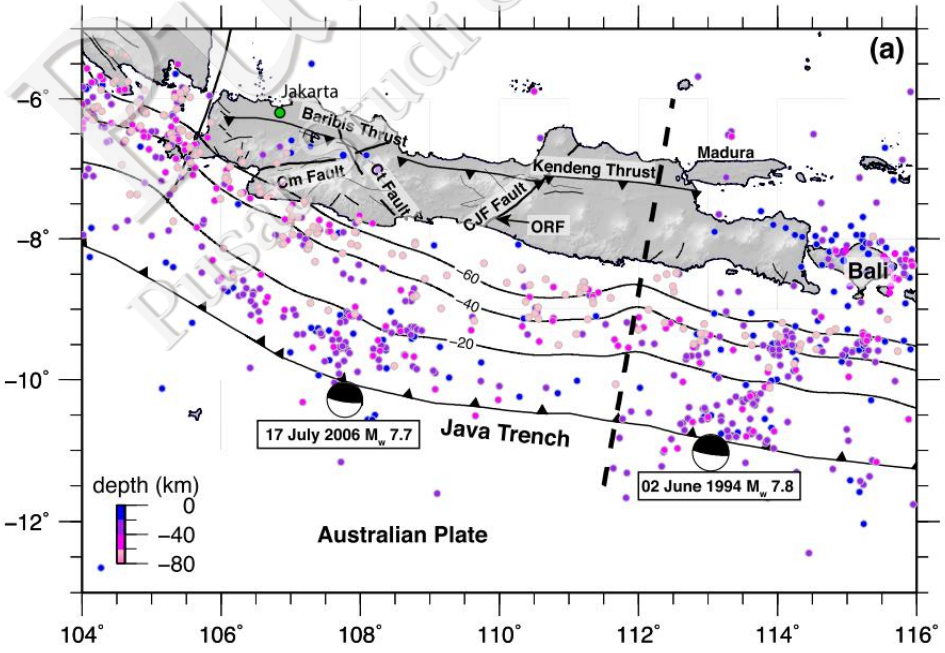
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-77. Perhitungan laju geser Sesar Opak yang dihitung berdasarkan regangan saat gempa. Gambar sebelah kanan merupakan gambar distribusi regangan di sekitar Sesar Opak. Gambar sebelah kiri merupakan perbandingan antara vektor kecepatan titik GPS yang didapatkan dari observasi (merah) dan model (biru)

### 4.7.3.5 Sesar Kendeng

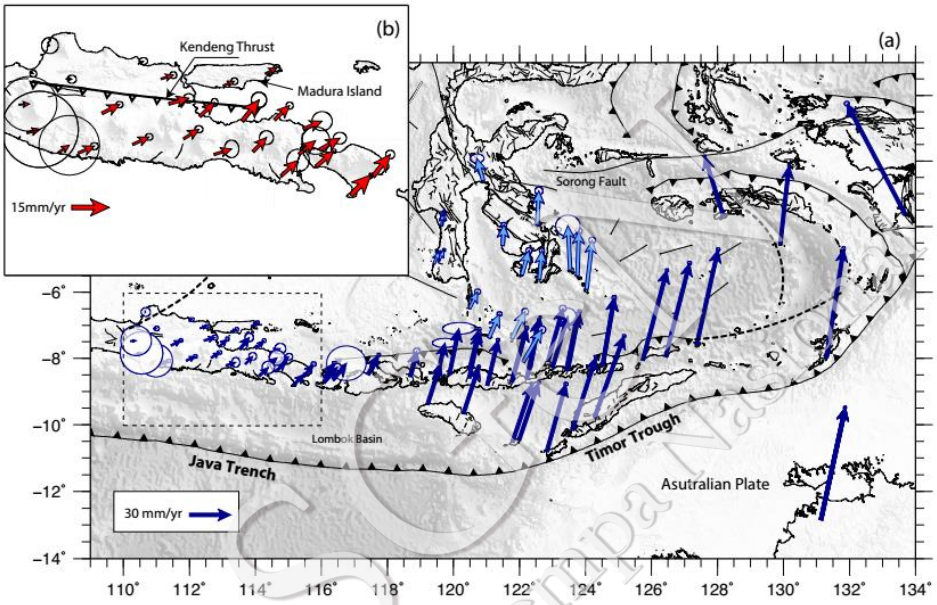
Sesar Kendeng merupakan sesar aktif yang memanjang mulai dari bagian timur Jawa Timur hingga bagian barat Jawa Tengah. Koulali dkk (2016b) mengajukan Sesar Kendeng sebagai batas blok Sundaland yang kemudian memanjang di bagian barat dengan Sesar Baribis (Gambar IV-38).




Gambar IV-38. Sesar Kendeng yang terletak memanjang sepanjang Jawa Timur dan Jawa Tengah menurut Koulali dkk (2016)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Persebaran titik GPS di sekitar Sesar Kendeng cukup padat baik titik pengamatan kontinyu maupun pengamatan berkala seperti pada Gambar IV-39. Mekanisme Sesar Kendeng adalah sesar naik dengan arah *dipping* ke arah selatan. Berdasarkan pemodelan blok, Sesar Kendeng aktif bergerak setiap tahun dengan kecepatan gerak sebesar 5 mm/tahun (Koulali dkk, 2016a).

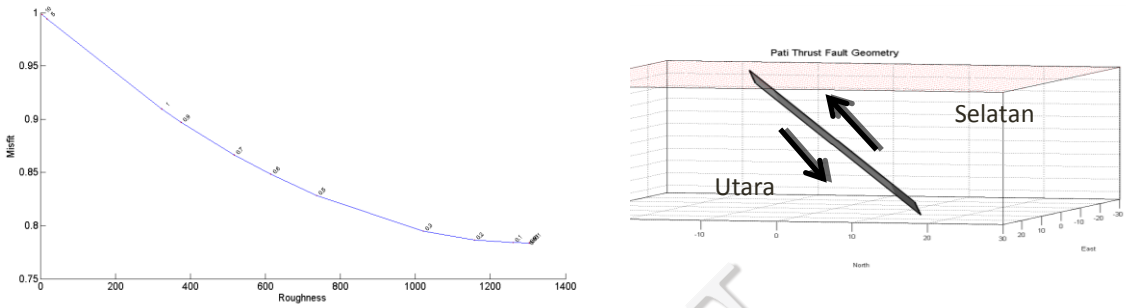



Gambar IV-39. Persebaran titik GPS di sekitar Sesar Kendeng. Garis hitam mengindikasikan letak sesar dan vektor berwarna merah merupakan vektor pengamatan GPS. Tampak bahwa vektor kecepatan titik GPS yang berada di sekitar sesar memiliki nilai yang pola yang semakin mengecil kecepatannya dari selatan ke utara sesar (Koulali dkk, 2016a)

### 4.7.3.6 Sesar Muria dan Sesar Lain di Pulau Jawa

Sesar Muria merupakan sesar yang memanjang dari arah barat daya ke timur laut yang terletak pada daerah Muria, Jawa tengah. Sesar ini merupakan sesar yang aktif dan bergerak dengan mekanisme sesar naik, dengan *footwall* berada pada bagian utara sesar dan *hanging wall* pada bagian selatan. Perhitungan laju geser Sesar Muria dihitung dengan menggunakan asumsi *elastic dislocation* (Okada, 1985). Resolusi dan geometri model merupakan salah satu keluaran dari perhitungan *sliprate* yang digunakan (Gambar IV-40).

Adanya keterbatasan titik GPS di beberapa daerah memberikan keterbatasan pula terhadap pemodelan perhitungan laju sesar lain di Pulau Jawa yang hasilnya ditunjukkan pada Tabel IV-14.



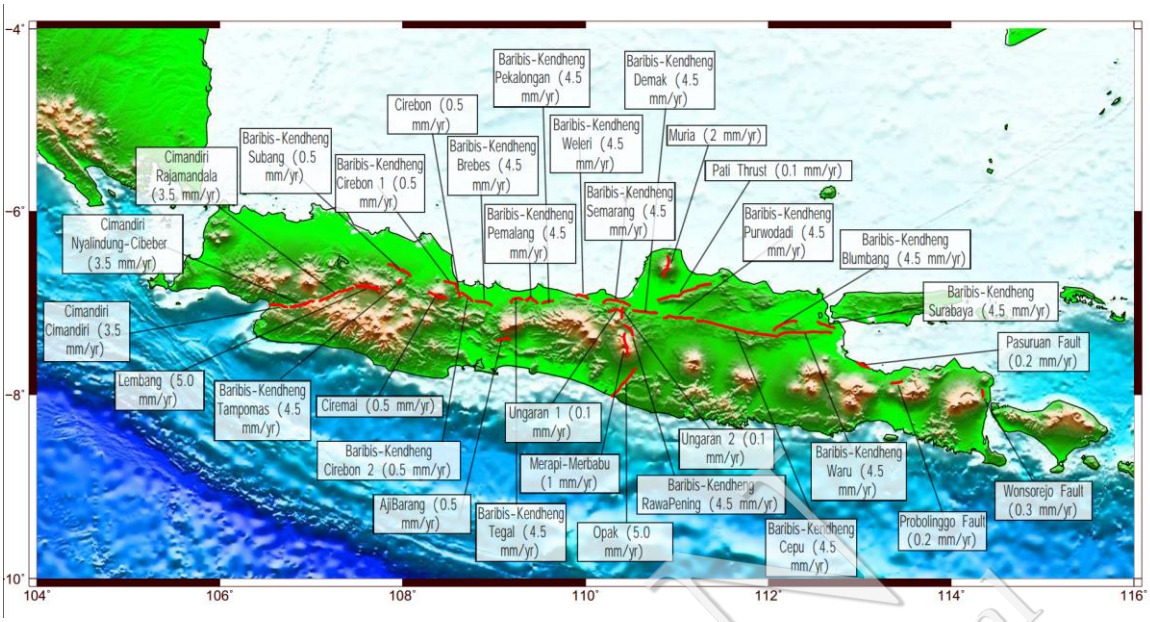

Gambar IV-40. Resolusi model terbaik yang ditunjukkan dengan tanda bintang (kiri) dan model geometri sesar (kanan)

Tabel IV-14. Pembagian segmen Sesar Muria dan sesar lain di Pulau Jawa

| *No.* | *Active Fault* | | | *Sliptrate Geodetic (mm/yr)* |
|---|---|---|---|---|
| | ***Main*** | ***Segment*** | ***Type*** | |
| 1 | Muria fault | NormalFault | N | 2.0 |
| 2 | Cirebon | StrikeSlipFault | SS | 0.5 |
| 3 | Ciremai | StrikeSlipFault | SS | 0.5 |
| 4 | Ajibarang | StrikeSlipFault | SS | 0.5 |
| 5 | Ungaran-1 | NormalFault | N | 0.1 |
| 6 | Ungaran-2 | StrikeSlipFault | N | 0.1 |
| 7 | Opak | StrikeSlipFault | SS | 5.0 |
| 8 | Merapi-Merbabu | Strike-slip | SS | 1.0 |
| 9 | Pati Thrust | Strike-slip | SS | 0.1 |
| 10 | Pasuruan fault | | N | 0.2 |
| 11 | Probolinggo fault | | N | 0.2 |
| 12 | Wonsorejo fault | | N | 0.3 |

### 4.7.4 Kesimpulan

Perhitungan laju geser dengan menggunakan metode yang disesuaikan dengan mekanisme masing-masing sesar menghasilkan besaran laju geser untuk setiap segmen. Informasi spasial sesar beserta data laju geser dapat dilihat pada Gambar IV-41.




Gambar IV-41. Laju geser segmen-segmen sesar di Jawa

## 4.8 Tektonik Geodesi Sulawesi

### 4.8.1 Tektonik Sulawesi

Sulawesi terletak pada zona pertemuan tiga lempeng besar dunia atau lebih dikenal dengan nama *triple junction*. Studi kinematis dan geologi medeklarasikan bahwa *triple junction* antarlempeng tersebut dipengaruhi oleh rotasi yang signifikan dari *microblock* di sekitar lempeng tersebut (Fitch dan Hamilton, 1974; Hamilton, 1972; Silver dan Moore, 1978; Silver dkk., 1983; Simons dkk., 1983; Walperdof dkk., 1998a, 1998b; Stevens dkk., 1999; Kreemer dkk., 2000; Vigny dkk., 2002).

Akibat *triple junction* adalah terjadinya pola deformasi yang kompleks di Sulawesi baik dalam bentuk sesar geser (*strike slip fault*) maupun sesar naik (*thrust fault*). Beberapa sesar tersebut aktif dan menyebabkan gempa. Sesar yang berdekatan dengan zona subduksi mempunyai pola *thrust* seperti Makassar, Tolo, dan Tomini. Adapun sesar darat yang terletak agak jauh dari zona sunduksi mempunyai pola *strike slip* baik dengan pola sinsitral (mengiri) seperti Sesar Palu Koro maupun pola dekstral (menganan) seperti Sesar Gorontalo.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Di bagian utara Sulawesi terbentuk zona subduksi akibat Lempeng Laut Sulawesi yang menunjam masuk ke bawah lengan bagian utara Sulawesi pada asa Palogene akhir (Fitch, 1970; Katili, 1978; Cardwell & Isacks, 1978; Hamilton, 1979; McCaffrey dkk, 1983, Simandjuntak, 1993). Aktivitas subduksi antarlempeng ini berakhir pada masa Neogene yang ditandai dengan terjadinya zona tumbukan antara Eastern Sulawesi Ophiolite Belt dengan Banggai-Sula Platform sepanjang Batui Thrust di selatan (Asrurifak dkk., 2010).

### 4.8.2 Studi GPS di Sulawesi

Pada tahun 2010, BIG mulai membangun jaring GPS yang cukup rapat di wilayah Indonesia termasuk di Sulawesi. Terdapat lebih dari 30 stasiun GPS baik kontinyu maupun *campaign* yang terpasang di Sulawesi untuk mengamati fenomena deformasi yang terjadi. Jumlah ini masih akan terus bertambah untuk keperluan penelitian tentang deformasi di Sulawesi.

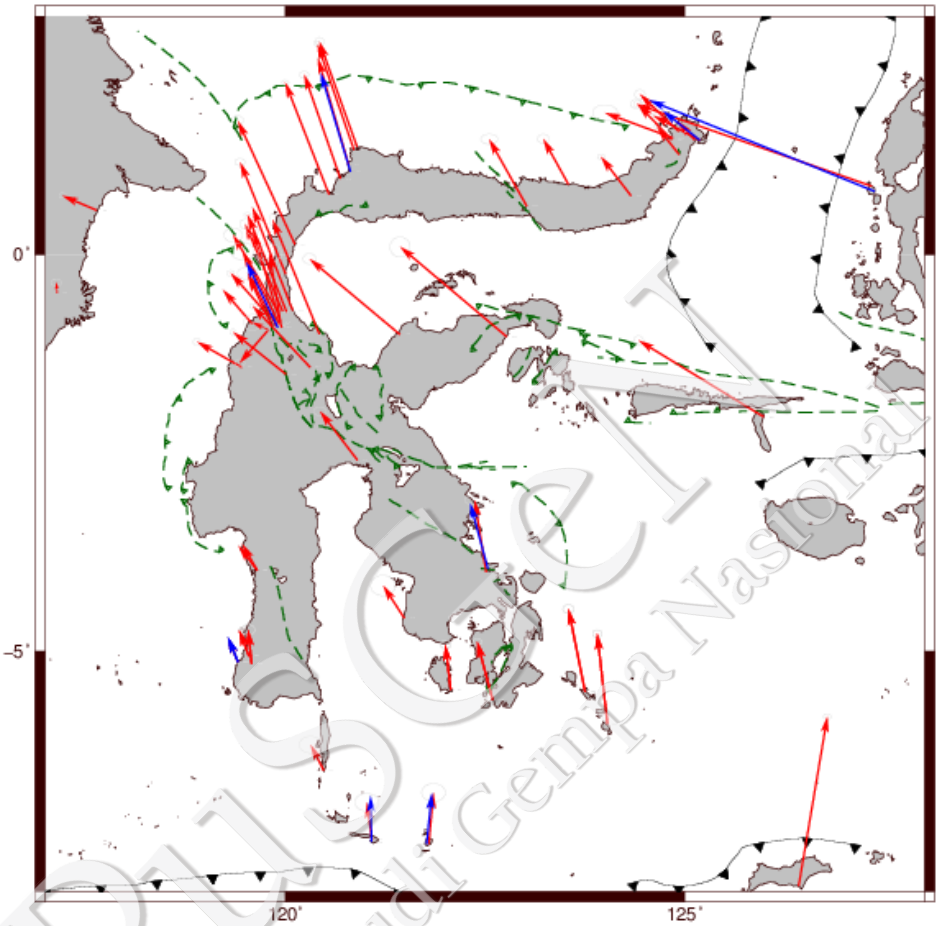
Pada Gambar IV-42 dapat dilihat bahwa daerah Sulawesi Tengah memiliki sesar dengan jumlah segmen cukup banyak tetapi memiliki stasiun GPS yang belum terlalu rapat. Pada gambar di atas dapat dilihat bahwa vektor pergerakan GPS di Sulawesi mengarah ke barat laut akibat subduksi dari Lempeng Austalia di sebelah tenggara yang mendorong Blok Banda, Timor, dan Maluku ke arah barat laut. Dalam variasi arah utara selatan dapat dilihat bahwa semakin ke utara vektor pergerakan stasiun GPS lebih besar daripada di sebelah selatan Sulawesi. Vektor pergerakan menunjukkan bagian utara Sulawesi bergerak lebih cepat daripada bagian selatan Sulawesi. Adapaun stasiun kontinyu pada Gambar IV-42 ditunjukkan oleh warna biru, sedangkan staisun GPS *campaign* ditunjukkan dengan warna merah.

### 4.8.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Sulawesi berdasarkan Data GPS hingga 2016

Parameter gempa sesar darat diperoleh dengan menghitung nilai laju geser sesar atau *sliprate* sesar. Berbeda dengan pulau lain, di Sulawesi dilakukan perhitungan hampir untuk semua *sliprate*-nya. S*liprate* untuk Pulau Sulawesi diperoleh dari penelitian sebelumnya yang dilakukan oleh Sarsito dkk (2012) dan Socquet dkk (2006). Pada

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

beberapa sesar yang memiliki stasiun GPS yang saling berseberangan dapat dilakukan perhitungan nlai *sliprate*. Adapun pada beberapa sesar yang tidak memiliki stasiun GPS di sekitaranya tidak dapat dihitung nilai *sliprate*-nya.




Gambar IV-42. Tektonik Sulawesi dan Peta kecepatan deformasi di Sulawesi dari data GPS (Susilo dkk., 2016)

Saat ini, Berdasarkan data geologi, terdapat 45 segmen sesar yang terdapat di Sulawesi. Beberapa sesar telah teridentifikasi nilai pergerakanya, sedangkan beberapa lainnya belum teridentifikasi. Berikut penjelasan tentang sesar darat aktif.

#### 4.8.3.1 Sesar Gorontalo

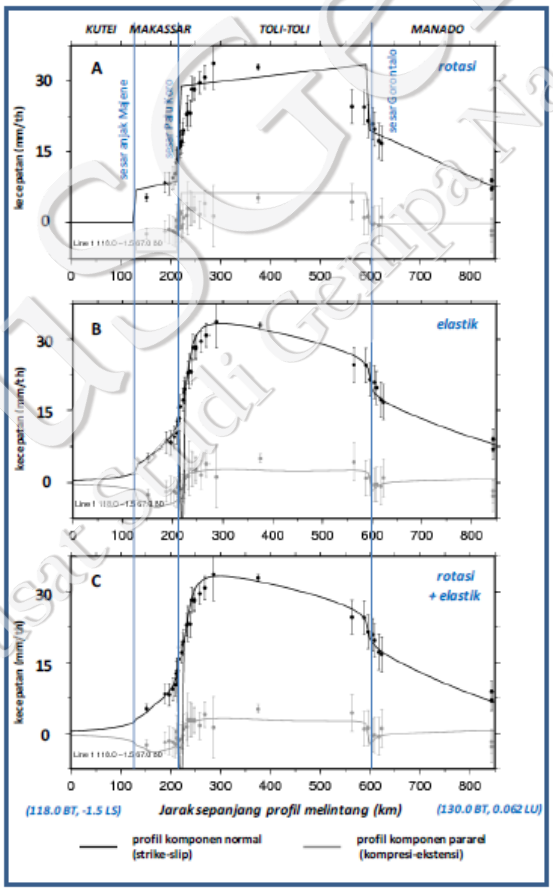
Sesar Gorontalo merupakan sesar geser menganan *(right lateral fault*) yang terletak di bagian utara Pulau Sulawesi, Provinsi Gorontalo. Gempa yang dirasakan di Kota Gorontalo, Molutabi, dan Bilunglala diduga karena aktivitas sesar tersebut. Berdasarkan data geodesi ada dua stasiun GPS yang terdapat di sekitaran sesar. Sebagai produk dari

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

subduksi Minahasa, Sesar Gorontalo menyambungkan antara *Mianahasa Trench* di bagian utara sesar dengan Teluk Tomini di bagian selatan sesar. Jejak sesar ini terlihat jelas secara geomorfologi, tetapi tidak terlalu tampak pada peta anomali gaya berat (gambar IV-43). Penelitian sebelumnya oleh Sarsito dkk (2012) memperkirakan bahwa nilai *sliprate* di Sesar Gorontalo berkisar antara 9-12 mm/th dengan kedalaman *locking depth* 10 m seperti pada tabel IV-15.

Tabel IV-15. Pembagian segmen Sesar Gorontalo

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Gorontalo - North | 9-12 |
| Gorontalo - South | 9-12 |

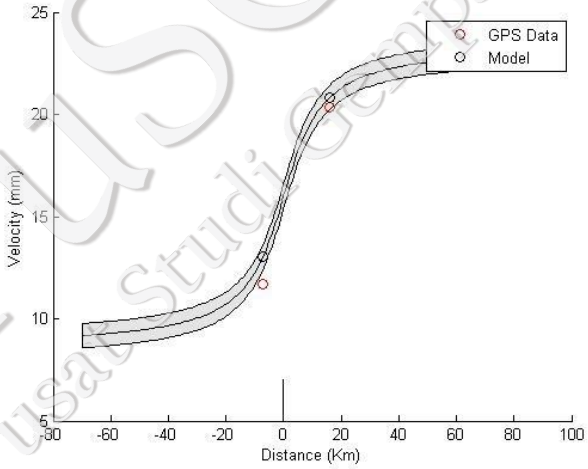



Gambar IV-43. Penampang kecepatan melalui Sesar anjak Majene, Sesar Palu Koro, dan Sesar Gorontalo. Gambar pada bagian atas merupakan penampang kecepatan yang hanya didasarkan pada rotasi rigid-body. Gambar pada bagian tengah merupakan kecepatan yang didasarkan pada model elastik, sedangkan gambar pada bagian bawah merupakan penampang kecepatan yang didasarkan pada kombinasi model rotasi di tengah blok dan elastik di pinggir blok

PusGen Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.8.3.2 Sesar Palu-Koro

Sesar Palu Koro merupakan struktur utama Pulau Sulawesi serta merupakan sesar terpanjang yang ada di Pulau Sulawesi yang memanjang dari Sulawesi bagian tengah hingga Selat Karimata. Secara geomorfologi sesar Palu Koro merupakan sesar geser mengiri atau *left lateral slip*. Gempa yang terjadi di Sulawesi diduga diakibatkan oleh aktivitas Sesar Palu Koro. Tercatat satu gempa pada tahun 1964 ($M_w$ = 5,2) serta tiga gempa yang memicu terjadinya tsunami yaitu pada tahun 1967 $M_w$ = 6,3), tahun 1969 ($M_w$ = 6,1), dan tahun 1984 ($M_w$ = 7,6) di sekitar Majene. Terkait dengan aktivitas Sesar Palu-Koro tercatat terjadi tiga kali gempa yang menyebabkan tsunami yaitu pada tahun 1927 ($M_w$ = 6,3), tahun 1968 ($M_w$ = 7,4), dan tahun 1996 ($M_w$ = 7,7). Peneitian terakhir yang dilakukan oleh Socquet dkk (2006) memperkirakan nilai *sliprate* sesar Palu Koro adalah 41-45 mm/th. Berdasarkan hasil perhitungan terkini menunjukkan nilai *sliprate* (*laju geser*) sesar Palu Koro berkisar pada angka 33 mm/yr (Gambar IV-44 dan Tabel IV-16). Sesar Palu Koro dibagi menjadi empat segmen Sesar, yaitu segmen Makassar Strait, Mou, Saluki, dan Moa.




Gambar IV-44. Perhitungan laju geser Sesar Palu-Koro dengan menggunakan metode *Simple Screw Dislocation* (Savage and Burford, 1973)

Tabel IV-16. Pembagian segmen Sesar Palu-Koro

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Makasar Strait | 20-40 |
| Palu | 20-40 |
| Saluki | 20-40 |
| Moa | 20-40 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.8.3.3 Sesar Tomini

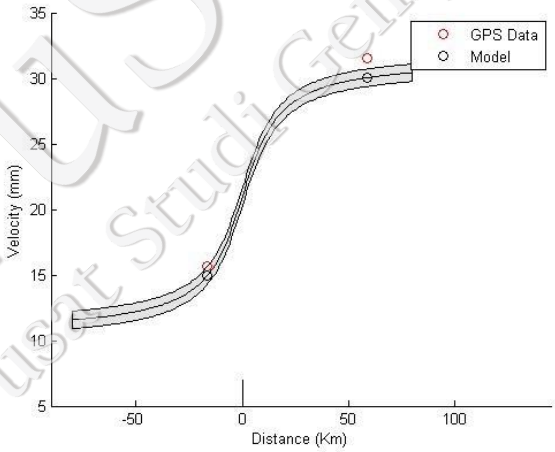
Sesar Tomini terletak di bagian Utara Sulawesi. Sesar Tomini merupakan sesar naik atau *thrust* yang merupakan produk dari subduksi Minahasa. Menurut estimasi geodetik, sesar Tomini memiliki *sliprate* 2-28 mm/tahun seperti pada Tabel IV-17.

Tabel IV-17. Pembagian segmen Sesar Tomini

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Tomini | 2-28 |

### 4.8.3.4 Sesar Lawanopo

Sesar Lawanopo merupakan jenis *strike slip fault* mengiri yang terletak di Sulawesi Tenggara, tepatnya di sebelah selatan Sesar Matano. Data seismik menunjukkan sering terjadi gempa di sekitar sesar tersebut. Sumber gempa diduga berasal dari Sesar Lawanopo. Hasil perhitungan laju geser untuk sesar Lawanopo dapat dilihat pada Gambar IV-45.




Gambar IV-45. Penampang Sesar Lawanopo beserta persebaran titik GPS dan model *sliprate* yang digunakan dalam perhitungan *sliprate*

### 4.8.3.5 Sesar Matano

Sesar Matano merupakan salah satu sesar geser mengiri atau *left lateral strike slip* yang terletak di Sulawesi bagian Tengah. Sesar tersebut merupakan perpanjangan Sesar Palu Koro dari arah barat laut ke tenggara yang memotong Danau Matano. Menurut

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

morofologi Sesar Matano ini terbagi menjadi enam segmen yaitu segmen Kuleana, Pewusai, Matano, Pamsoa, Ballawai, dan terakhir segmen Geressa. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Sarsito dkk (2012) diperkirakan bahwa nilai laju geser Sesar Matano berkisar antara 4-32 mm/th. Secara keseluruhan di dekat Sesar Matano ini merupakan *regime transpresif*. *Locking* terbesar terdapat pada Sesar Matano yang mengidentifikasikan bahwa Sesar ini aktif dan berpotensi untuk menghasilkan gempa yang besar (Sarsito dkk., 2010). Nilai laju geser sesar Matano menurut estimasi geodetik adalah 14-44 mm/tahun seperti dapat dilihat pada Tabel IV-18.

Tabel IV-18. Pembagian segmen Sesar Matano

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Kuleana | 14-44 |
| Pewusai | 14-44 |
| Matano | 14-44 |
| Pamsoa | 14-44 |
| Ballawai | 14-44 |
| Geressa | 14-44 |

#### 4.8.3.6 Sesar Soroako

Soroako merupakan sesar naik yang tereletak di Sulawesi bagian tengah tepat di sebelah barat Sesar Matano. Pada 15 Februari 2011 terjadi gempa besar di Soroako dengan magnitude 6.1 SR dengan kedalaman 20.6 km. Diduga gempa ini disebabkan oleh aktivitas sesar aktif. Saat ini, di Soroako hanya terdapat satu stasiun GPS yang terletak dekat dengan sesar. Oleh karena itu, ke depannya, distribusi stasiun GPS yang lebih rapat diperlukan untuk pengamatan deformasi di sesar ini. Dengan demikian, dengan data tersebut, belum dapat diestimasi nilai laju geser geodetik.

#### 4.8.3.7 Sesar Batui

Batui merupakan sesar naik yang terletak di ujung barat Provinsi Sulawesi Tengah. Sesar Batui terbentuk karena aktivitas subduksi oleh Mikrokontingen Bangai Sula dan Sulawesi Timur. Sesar ini memotong Sesar Balantak pada bagian timur. Penelitian terakhir oleh Sarsito dkk (2012) belum dapat menentukan nilai *sliprate* sesar ini karena kekurangan data GPS yang terdapat di sekitar sesar. Sama seperti halnya Sesar Soroako, hanya terdapat satu stasun GPS di dekat sesar ini yaitu LUWU. Laju geser sesar Batui ditunjukkan pada Tabel IV-19.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel IV-19. Pembagian segmen Sesar Batui

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Batui | 2-6 |

### 4.8.3.8 Sesar Balantak

Sesar Balantak merupakan sesar dengan mekanisme *thrust* yang terdapat di sebelah timur Sesar Batui, Provinsi Sulawesi Tengah. Aktivitas Sesar Balantak dapat dilihat dari sering terjadinya gempa di sekitar sesar tersebut. Laju geser sesar Balantak ditunjukkan pada Tabel IV-20.

Tabel IV-20. Pembagian segmen Sesar Balantak

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Balantak | 0.5-2 |

### 4.8.3.9 Sesar Makassar Strait

Makassar *Strait* merupakan salah satu jenis sesar naik laut yang terdapat di Sulawesi Barat. Berdasarkan morfologinya, Makassar *Strait* dibagi menjadi empat segmen yaitu segmen utara, segmen tengah, segmen Mamuju, dan segmen Somba. Nilai laju geser sesar ini sekitar 4-10 mm/tahun. Simon dkk (2007) menduga batas dari Sundaland block berada di sekitar sesar ini. Laju geser sesar Makassar Strait ditunjukkan pada Tabel IV-21.

Tabel IV-21. Pembagian segmen Sesar Makasar Strait

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| North | 4-10 |
| Central | 4-10 |
| Mamuju | 4-10 |
| Somba | 4-10 |

### 4.8.3.10 Sesar Buton

Sesar Buton terletak di ujung selatan Provinsi Sulawesi Tenggara. Sesar ini terbagi menjadi dua segmen yang memiliki mekanisme berbeda, yaitu *strike slip* dan *thrust*. Adapun segmen dengan *length* yang lebih pendek yaitu 29 km mempunyai mekanisme *strike slip*. Adapun segmen yang mempunyai *length* 60 km mempunyai mekanisme

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

*thrust.* Sehubungan dengan keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.11 Sesar Palolo

Sesar Palolo merupakan salah satu  sesar turun atau normal yang terletak di Sulaweis Tengah, berdekatan dengan Sesar Palu Koro dan Sesar Tokararu. Sehubungan dengan keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.12 Sesar Bada Valley

Sesar Bada Valley merupakan salah satu sesar yang terdapat di Sulawesi Tengah, berdekatan dengan Palolo Fault. Sesar ini terbagi menjadi dua segmen dengan panjang segmen yang sama yaitu 60 km. Sesar Bada Valley memiliki mekanisme sesar normal. Sehubungan dengan keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.13 Sesar Peleng dan Ambelang

Sesar Peleng dan Sesar Ambelang terletak berhadapan di bawah Sesar Balantak. Walaupun letaknya berghadapan, kedua Sesar ini mempunyai mekanisme yang berbeda. Peleng Fault merupakan *strike slip* yang terletak di ujung Timur Sulawesi Tengah, berdekatan dengan Sesar Batui. Berbeda dengan  Sesar Peleng, Sesar Amblenag terletak di ujung timur Sulawesi Tengah. Sesar ini memiliki mekanisme reverse. Sehubungan dengan keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.14 Sausu Fault

Sausu fault merupakan sesar yang terletak di Sulawesi Tengah. Sesar ini berdekatan dengan Sesar Palolo. Sesar ini mempunyai panjang segemen 90 km dengan mekanisme sesar *strike slip*. Sehubungan dengan keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.15 Tokararu Fault

Tokararu *fault* merupakan *thrust* yang terletak di Sulawesi Tengah. Kondisi saat ini hampir tidak ada titik GPS yang terletak di dekat sesar tersebut. Jika ada pun terletak di

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

seberang sesar yang lainnya. Karena keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.16 Tondano Fault

Tondano merupakan sesar turun yang terletak di ujung paling timur Sulawesi Utara. Sesar ini mempunyai distribusi titik GPS yang cukup rapat di dekat sesar. Karena keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.17 Poso Fault

Sesar Poso merupakan Sesar naik  yang terletak di Sulawesi Tengah. Sama halnya dengan Tokararu, hampir tidak ada stasiun titik GPS di sekitar sesar. Karena keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.18 Sesar Weluki

Sesar Weluki merupakan sesar naik yang terletak di Sulawesi Tengah. Hampir tidak ada stasiun titik GPS di sekitar sesar tersebut. Karena keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

#### 4.8.3.19 Sesar Tolo

Sesar Tolo merupakan sesar  laut naik yang terletak di Laut Banda. Daerah sekitar Sesar Tolo mempunyai seismisitas yang cukup tingga sehingga terdapat dugaan bahwa gempa-gempa di laut bagian tenggara Sulawesi terjadi akibat dari aktivitas Sesar Tolo. Laju geser sesar Tolo ditunjukkan pada Tabel IV-22.

Tabel IV-22. Pembagian segmen Sesar Tolo

| Nama Segmen | Laju Geser (mm/tahun) |
|---|---|
| Tolo Thrust | 2-16 |

#### 4.8.3.20 Sesar Walanae

Analisis terakhir mengindikasikan bahwa Sesar Walane tergolong *strike slip*. Sesar ini terletak di bagian selatan Provinsi Sulawesi Selatan. Namun, karena keterbatasan data

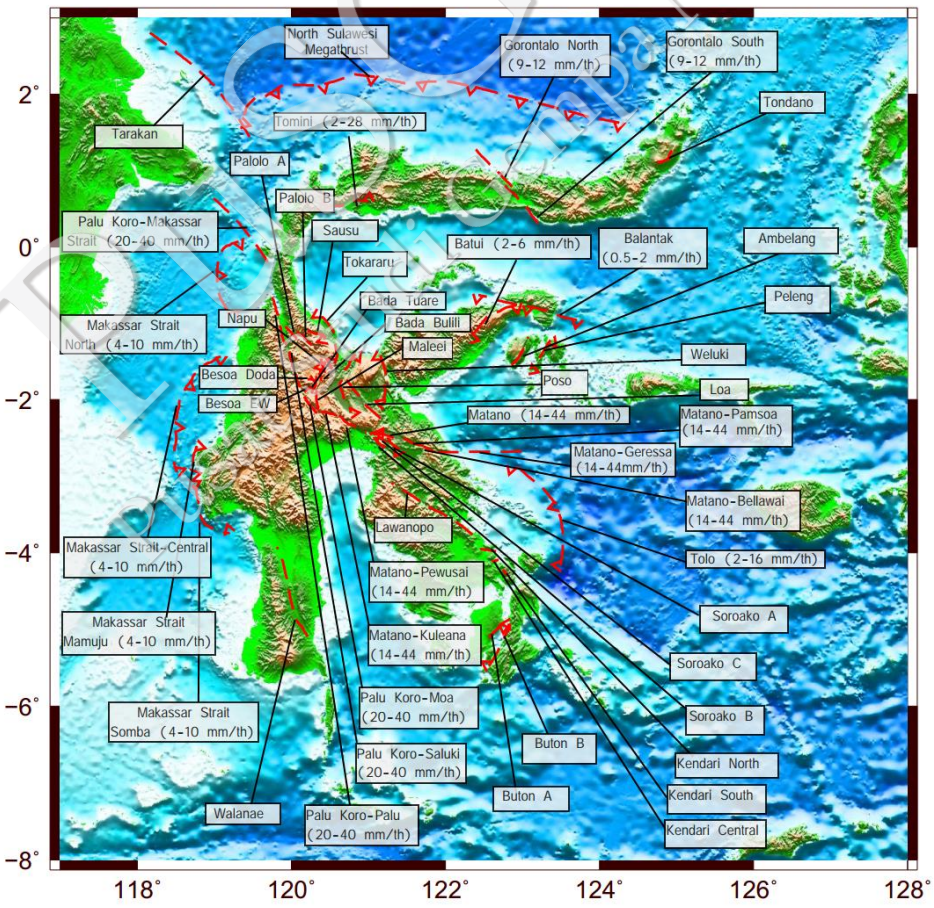
GPS di sekitar sesar ini sehingga nilai *sliprate* belum dapat ditentukan dengan menggunakan data Geodesi berupa stasiun GPS.

#### 4.8.3.21 Sesar Kendari

Sampai saat ini belum diketahui tipe dari Sesar Kendari. Sesar ini terletak di Sulawesi Tenggara, tepatnya di antara Sesar Tolo, Sesar Lawanopo, dan Sesar Buton. Karena keterbatasan data, sesar ini belum diestimasi *sliprate* geodetiknya.

### 4.8.4 Kesimpulan

Segmentasi Sesar di Sulawesi dapat ditunjukan pada Gambar IV-46. Gambar tersebut memperlihatkan lokasi sesar beserta nilai *sliprate* tiap sesarnya. Dapat dilihat bahwa nilai *sliprate* terbesar terdapat di Sesar Palu Koro, Matano, dan Soroako. Adapun nilai *sliprate* terkecil dimiliki oleh Sesar Posi, Loa, dan Weluki.

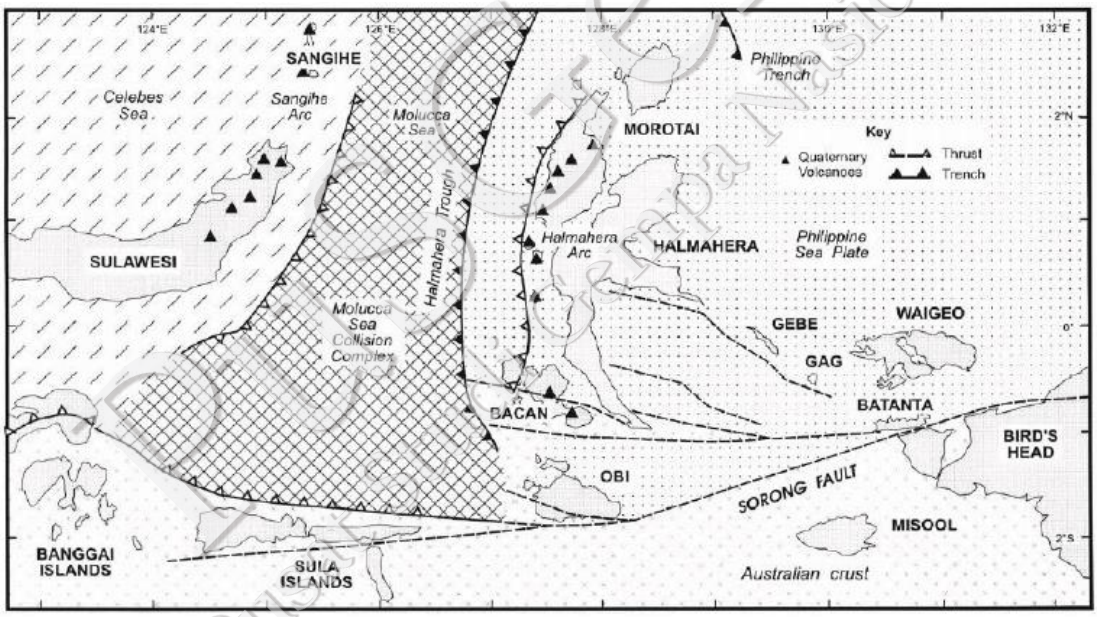



Gambar IV-46. Peta sesar aktif di Sulawesi beserta nilai *sliprate*-nya

## 4.9 Tektonik Geodesi Maluku

### 4.9.1 Tektonik Maluku

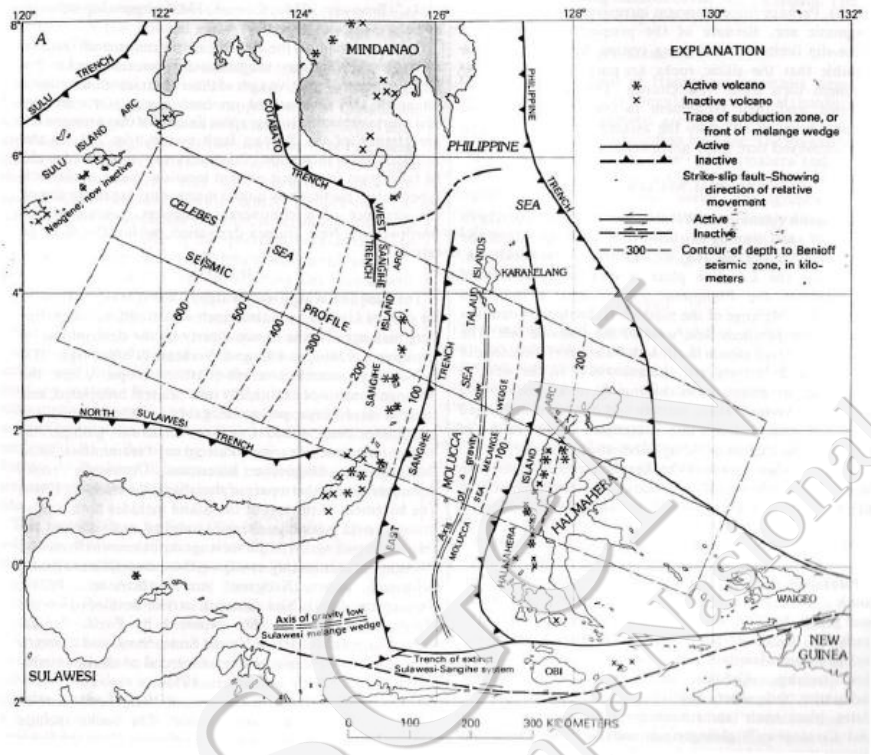
Laut Maluku terletak di pertemuan tiga lempeng utama dunia yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng Laut Filipina, dan Lempeng Australia (Widiwijayanti 2004). Zona penunjamam antara Lempeng Laut Maluku ke timur di bawah Halmahera dan ke barat di bawah Sangie Arc. Zona ini berbentuk huruf U terbalik menyebabkan terjadinya deretan gunung berapi aktif di Sangie Arc di sebelah barat Laut Maluku dan deretan gunung berapi aktif di Halmahera Arc di sebelah timur Laut Maluku (MaCaffrey dkk, 1980) seperti ditunjukkan pada Gambar IV-47. Gempa historik yang terjadi akibat subduksi ganda ini adalah gempa pada 14 Maret 1913 di Lempeng Barat Laut Maluku dengan skala $M_w$ = 7,9 dan gempa pada 14 Mei 1992 dengam $M_w$ = 8,1 di Lempeng Timur Laut Maluku (Asrurifak, 2010).




Gambar IV-47. Tektonik setting di Laut Maluku dan sekitranya (Hall and Wilson, 2000)

Zona subduksi Filipina terjadi akibat penunjamamn oleh Lempeng Filipina yang menunjam Lempeng Eurasia dengan mekanisme serong (*oblique*) yang menekan Mindanau bagian timur (Widiwijayanti dkk, 2004). Dalam variasi utara selatan, kecepatan pergerakan Lempeng Filipina semakian melambat dari arau selatan ke utara dari 10 cm/th menjadi 8 cm/th (Ranken dkk, 1984; Asrurifak dkk, 2010).

Subduksi antara Sangihe dan Halmahera menghasilkan *thrust* di antaranya yang memiliki seismisitas yang cukup tinggi. Sesimisitas di *thrust* tersebut dapat ditunjukkan dengan Gambar IV-48 berikut.

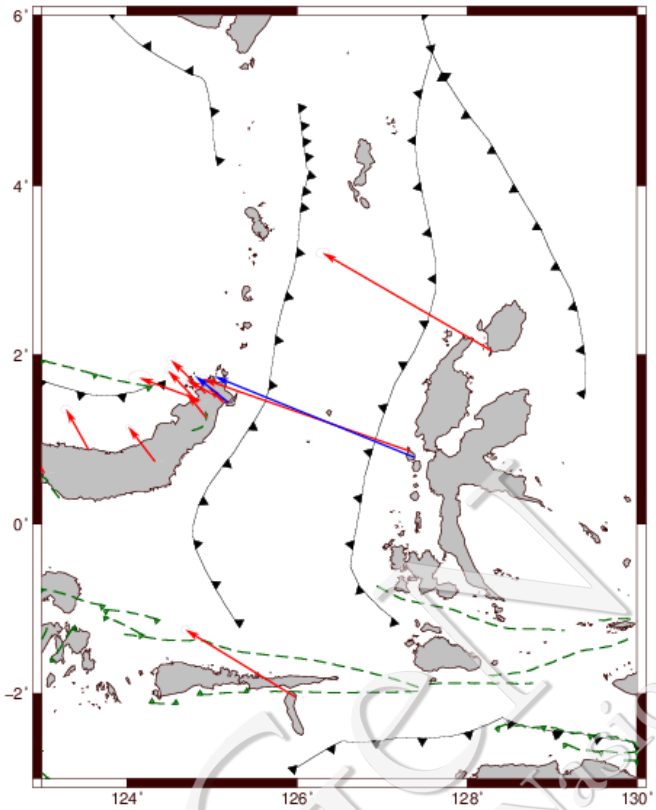



Gambar IV-48. *Thrust* yang dihasilkan dari subduksi antara Sangihe dan Halamahera (Hamilton, 1979)

### 4.9.2 Studi GPS di Maluku

Saat ini, terdapat dua staisun GPS kontinyu di Maluku. Satu stasiun terdapat di Pulau Ternate yaitu CTER dan satu lagi terdapat di Maluku yaitu CAMB. Terdapat lima stasiun GPS *campaign* yaitu MTAI, TERG, SNNA, BAMN, dan AMBG yang tersebar di Maluku Utara, Maluku, dan Pulau Seram. Stasiun GPS ini digunakan untuk pengamatan deformasi di Maluku dan sekitarnya. Dari vektor pergerakan yang telah direferensikan ke Sundaland Block dapat dilihat bahwa vektor pergerakan stasiun GPS di Maluku bergerak ke arah barat daya seperti yang ditunjukkan oleh Gambar IV-49.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

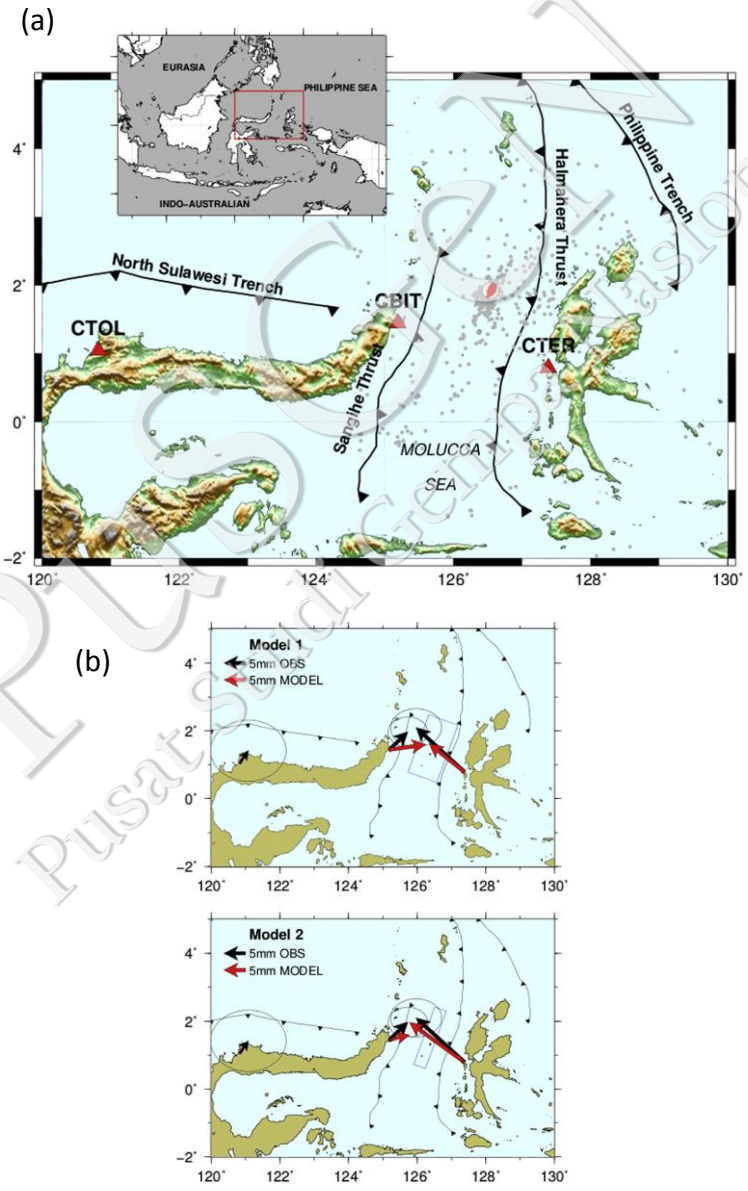



Gambar IV-49. Distribusi titik-titik GPS di Halmahera dan sekitarnya (Susilo dkk. 2016)

Penelitian terkini dari Gunawan (2016) menggunakan dua stasiun GPS kontinyu di Halmahera untuk memodelkan *splay- fault rupture* setelah gempa Maluku 2014 $M_w$ = 7,1 (gambar IV-50). Adapun stasiun kontinyu yang digunakan adalah CBIT dan CTER yang masing-masing terdapat di Sulawesi Utara dan Pulau Ternate yang berdekatan dengan Halmahera Trench. Penelitian ini berhasil membuktikan bahwa terjadi *splay-fault rupture* setelah gempa Maluku 2014 $M_w$ = 7,1. Data GPS yang digunakan telah melalui tahapan pengolahan berupa koreksi atmosferik, perhitungan *loose constraint*, penentuan koordinat pendekatan, dan parameter orientasi bumi. Terdapat dua model yang digunakan untuk mengidentifikasi *splay-fault rupture* (Gambar IV-50), model pertama menggunakan nilai *strike* 2000 dengan *top depth* 5 km dan *dipping* ke arah barat sebesar 250, sedangkan model kedua menggunakan nilai *strike* dan *top depth* yang sama dengan model pertama dengan nilai *dipping* sebesar 650 ke arah barat. Hasil model kedua merupakan model yang sesuai untuk menjelaskan *splay-fault rupture* selama *mainshock* gempa Maluku 2014 yang berkekuatan $M_w$ = 7,1.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Dalam menganalisis gempa dengan model sesar homogen yang mempunyai ukuran dan resolusi yang baik ditemukan bahwa *splay-fault* mengalami *rupture* atau pecah selama *mainshock* gempa Maluku 2014 $M_w$ = 7,1. Penelitian ini menemukan pula bahwa gempa Maluku 2014 yang berkekuatan $M_w$ = 7,1 muncul dalam sesar yang belum terpetakan. Meskipun terdapat kesulitan karena keterbatasan data GPS, hasil untuk pergerakan selama *coseismic* cukup menjelaskan *displacement* maksimum sebesar 36 cm. Hal ini mengindikasikan bahwa *splay fault* di wilayah *double subduction* Maluku bisa bersifat aktif dan direkomendasikan untuk dimasukkan sebagai *background* kegempaan di daerah Maluku.




Gambar IV-50. Penelitian terbaru oleh Gunawan dkk., 2016 membuktikan bahwa terjadi *splay-fault rupture* selama *mainshock* dari Gempa Maluku 2014 $M_w$ = 7,1. Pengamatan ini menggunakan data dari dua stasiun GPS di sekitar Laut Maluku

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.9.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Maluku berdasarkan Data GPS hingga 2016

Dalam *update* peta kegempaan 2017 kali ini belum dapat memberikan parameter *sliprate* sesar terbaru di Maluku sehingga masih menggunakan nilai parameter *sliprate* dari tahun 2010. Pada masa mendatang diharapkan akan memberikan sumbangsih nilai laju geser terbaru untuk sesar-sesar di Laut Maluku dan sekitarnya.

## 4.10 Tektonik Geodesi Papua

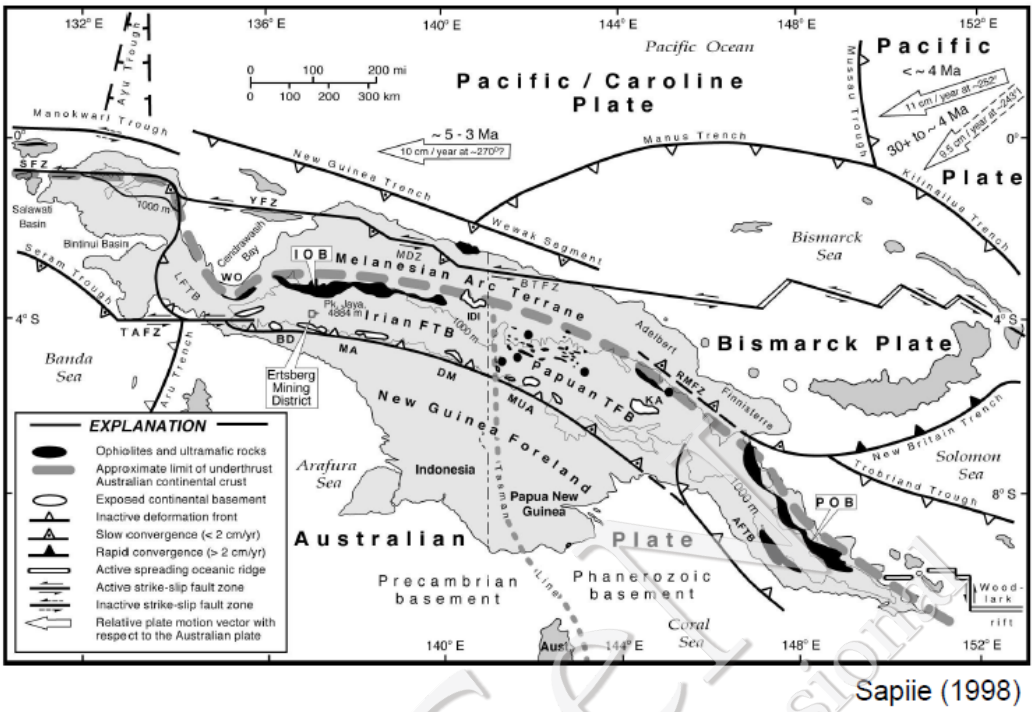
### 4.10.1 Tektonik Papua

Papua merupakan salah satu pulau di Indonesia dengan struktur yang sangat kompleks. Papua berdekatan dengan zona subduksi antara Lempeng Australia dengan Lempeng Pasifik. Ditambah terdapat dua blok yang melintasi pulau ini yaitu Blok Maoke dan Blok *Bird's Head*. Interaksi antarlempeng ini mengakibatkan Papua memiliki banyak sesar darat yang cukup kompleks. Sesar tersebut misalnya Sorong *Fault* dan Yapen *Fault* yang merupakan perpanjangan dari *fault* yang berada di Papua Nugini yang kemudian memanjang ke Sorong lalu ke Sulawesi. *Tectonic setting* Papua ditunjukkan pada Gambar IV-51. Saat ini, terdapat tujuh stasiun GPS kontinyu yang tersebar di Irian Jaya. Selain itu, terdapat lebih dari 10 stasiun GPS *campaign* yang digunakan untuk pengamatan deformasi. Berikut penjelasan mengenai sesar darat yang ada di Papua.

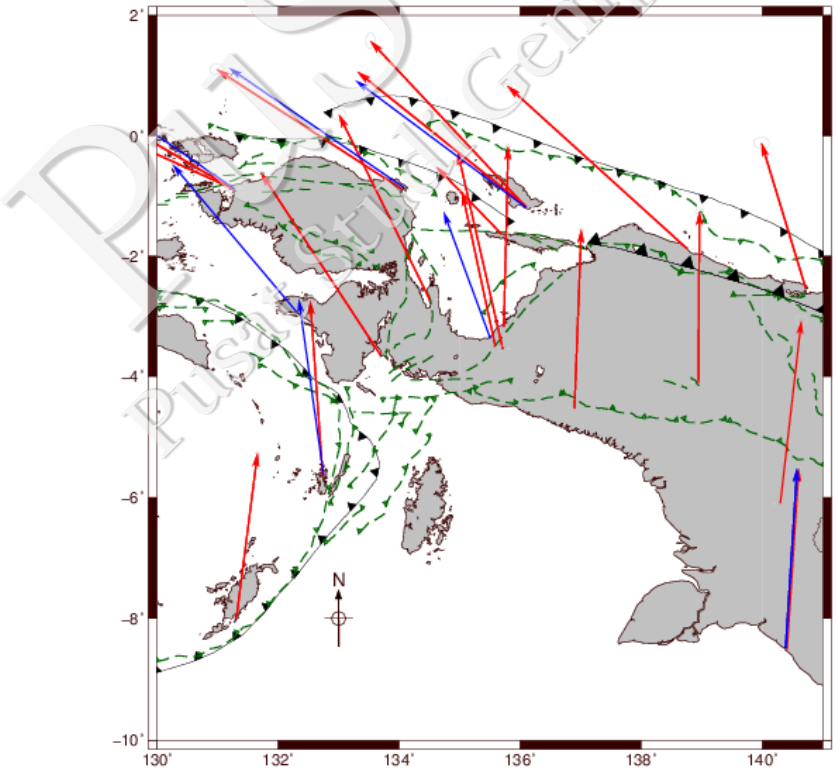
### 4.10.2 Studi GPS di Papua

Studi GPS di Papua menunjukkan bahwa Papua memiliki titik-titik GPS yang terdistribusi dengan sangat baik. Sebagain besar GPS tersebut merupakan GPS berkala atau campaign. Dapat dilihat pada Gambar IV-52. bahwa vektor pergerakan stasiun GPS mempunyai pola rotasi yang berlawanan arah dengan jarum jam dari selatan ke utara. Hal ini disebabakan oleh kolisi antara Blok Bird's Head dengan Lempeng Australia di sebelah selatan dan dilanjutkan subduksi dengan Lempeng Pasifik di sebelah utara. Lempeng Australia bergerak dengan kecepatan 75 mm/th (Socquet dkk., 2006). GPS berkala direpresentasikan dengan warna merah, sedangkan GPS kontinyu direpresentasikan dengan warna biru.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-51. Aktivitas tektonik dan sesar yang terbentuk di Papua




Gambar IV-52. Distribusi stasiun GPS di Papua yang terdiri atas GPS berkala dan GPS kontinyu. (Susilo dkk. 2016)

PusGen Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.10.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Papua berdasarkan Data GPS hingga 2016

Dalam *update* peta kegempaan tahun 2017, nilai *sliprate* yang digunakan masih mengacu pada peta tahun 2010. Hal itu disebabkan sedikitnya publikasi yang menceritakan kondisi *crustal fault* di Papua. Namun, terdapat *update* dari penelitian oleh Koulali dkk., (2015) terkait nilai *sliprate* di *Papua Fold Thrust Belt* dengan nilai *sliprate* 6 mm/yr.

### 4.10.4 Kesimpulan

Perhitungan laju geser dengan menggunakan metode yang disesuaikan dengan mekanisme masing-masing sesar menghasilkan besaran laju geser untuk setiap segmen. Informasi sesar dan nilai laju gesernya di Papua ditunjukkan pada Tabel IV-23.

Tabel IV-23. Data sesar di Papua

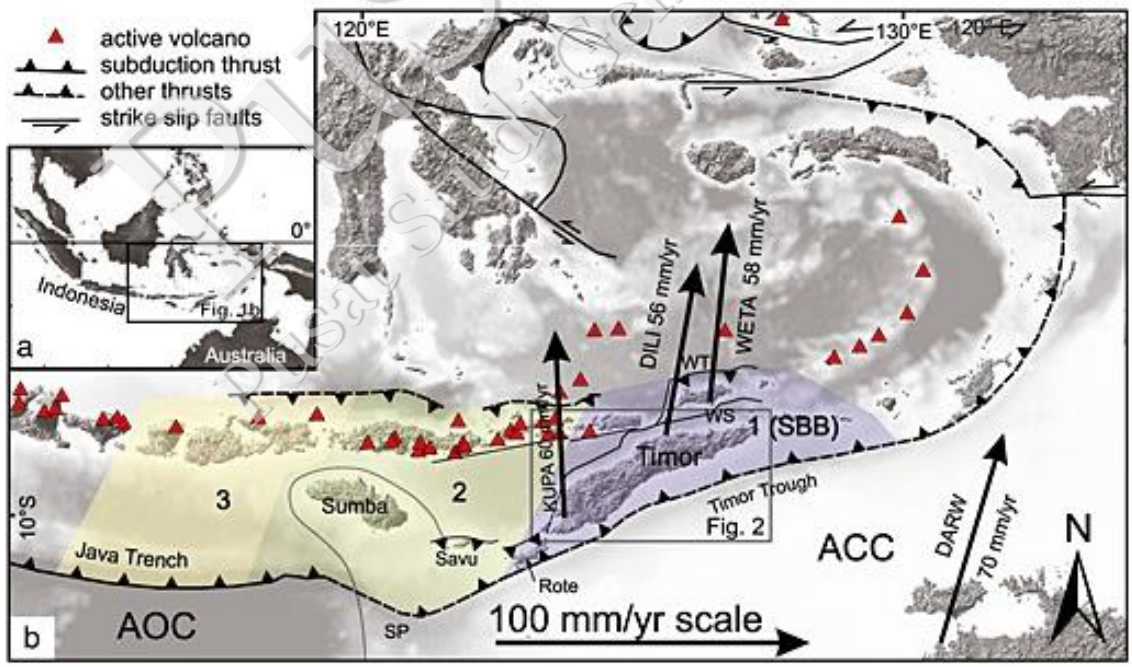
| *No* | *Structure Name* | *Section* | *Mechanism* | *Attitude* | | *Max Seg-Length (km)* | *Width* | *Sliprate* | *Sliprate* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | *Strike* | *Dip* | | *(km)* | *mm/yr* | *Geodetic* |
| 1 | Papua Fold Thurst Belt | Waghete | Thrust | | 45N | 176 | 20 | 5 | 6 mm/th |
| 2 | Papua Fold Thurst Belt | Timika | Thrust | | 60N | 99 | 20 | 5 | |
| 3 | Papua Fold Thurst Belt | Kenyam | Thrust | | 60N | 123 | 20 | 5 | |
| 4 | Papua Fold Thurst Belt | Digul | Thrust | | 60N | 309 | 20 | 5 | |
| 5 | Papua Fold Thurst Belt | Reiger | Thrust | | 60N | 79 | 20 | 5 | |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.11 Tektonik Geodesi Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea

### 4.11.1 Tektonik Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea

Lempeng Australia mensubduksi di bagian selatan Jawa hingga Pulau Seram dan menghasilkan zona subduksi yang kemudian berubah menjadi zona kolisi di selatan Timor hingga Seram. Kolisi antara Lempeng Australia dengan Blok Banda dan Timor menghasilkan zona rawan gempa di sebelah selatan Pulau Seram. Kondisi tektonik daerah BLI, Nusa Tenggara, dan Laut Banda ditunjukkan oleh Gambar IV-53. Daerah Indonesia Timur mempunyai komposisi kerak yang berbeda dengan wilayah Indonesia bagian barat. Wilayah Indonesia bagian barat didominasi oleh kerak benua sedangkan wilayah Indonesia bagian timur didominasi oleh kerak samudra sebagai contoh Laut Arafura. Gempa besar yang terjadi di Banda pada 1978 dan 1992 mengindikasikan bahwa *back arc thrust* di Flores dan Wetar mengalami *shortening* (Bock dkk., 2003). *Thust* di sebelah timur wilayah *Sunda Arc* telah dilaporkan sebelumnya oleh Hamilton pada tahun 1977. Berdasarkan pada eksplorasi beberapa profil refleksi sesimik dari Lamount-Poherty menjelaskan adanya *thrust* dari Flores sampai Sumbawa (Shulgin dkk., 2009).

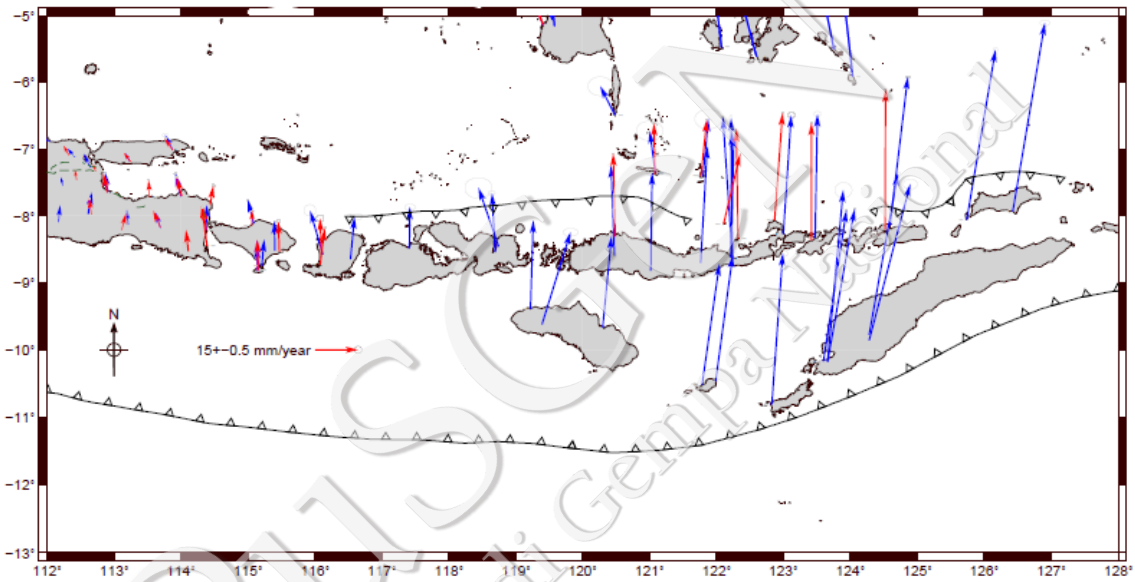



Gambar IV-53. Gambaran umum aktivitas tektonik dan vulkanik di Timor dan Laut Banda (Duffy dkk., 2013)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.11.2 Studi GPS di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea

Dapat dilihat pada Gambar IV-54 bahwa daerah Bali, Nusa Tenggara hingga Laut Banda mempunyai distrubusi titik GPS yang cukup rapat baik untuk GPS berkala atau campaign maupun GPS kontinyu. Seluruh vektor GPS yang terdapat di Bali hingga Nusa Tenggara mengarah ke utara, namun semakin menuju ke Sulawesi vektor GPS berubah arah menuju barat laut. Dalam variasi timur barat, semakin ke arah timur, nilai vektor pergerakan GPS semakin besar. Hal ini menunjukkan efek dari subduksi dengan Lempeng Australia semakin besar di bagian timur Indonesia.




Gambar IV-54. Distribusi titik GPS dari Jawa hingg Nusa Tenggara yang terdiri atas GPS berkala dan GPS kontiyu (Susilo dkk. 2016)

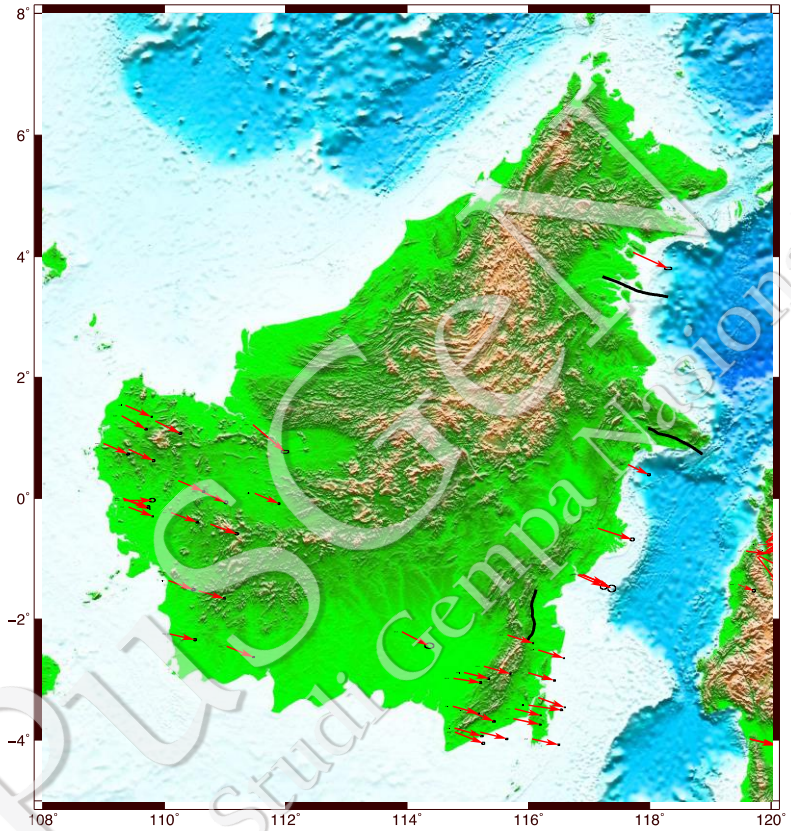
### 4.11.3 Parameter Gempa Sesar Darat di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea berdasarkan Data GPS hingga 2016

Terdapat *update sliprate* baru berdasarkan penelitian dari Koulali dkk., 2016 yaitu Sesar Semau dengan mekanisme *strike slip* dengan nilai *sliprate* 4-9 mm/th. Adapun untuk sesar yang lain belum terdapat *update* nilai *sliprate* yang baru.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.12 Tektonik Geodesi Kalimantan

BIG telah memasang stasiun GPS di Pulau Kalimatan sebagaimana terlihat pada Gambar IV-55. Dalam *update* peta kegempaan 2017 kali ini belum dapat memberikan parameter *sliprate* sesar terbaru di Kalimantan sehingga masih menggunakan nilai parameter *sliprate* dari tahun 2010. Untuk masa mendatang diharapkan akan memberikan sumbangsih nilai *sliprate* terbaru untuk sesar-sesar di Kalimatan dan sekitarnya.




Gambar IV-55. Distribusi titik GPS di Kalimantan yang terdiri atas GPS berkala dan GPS kontinyu

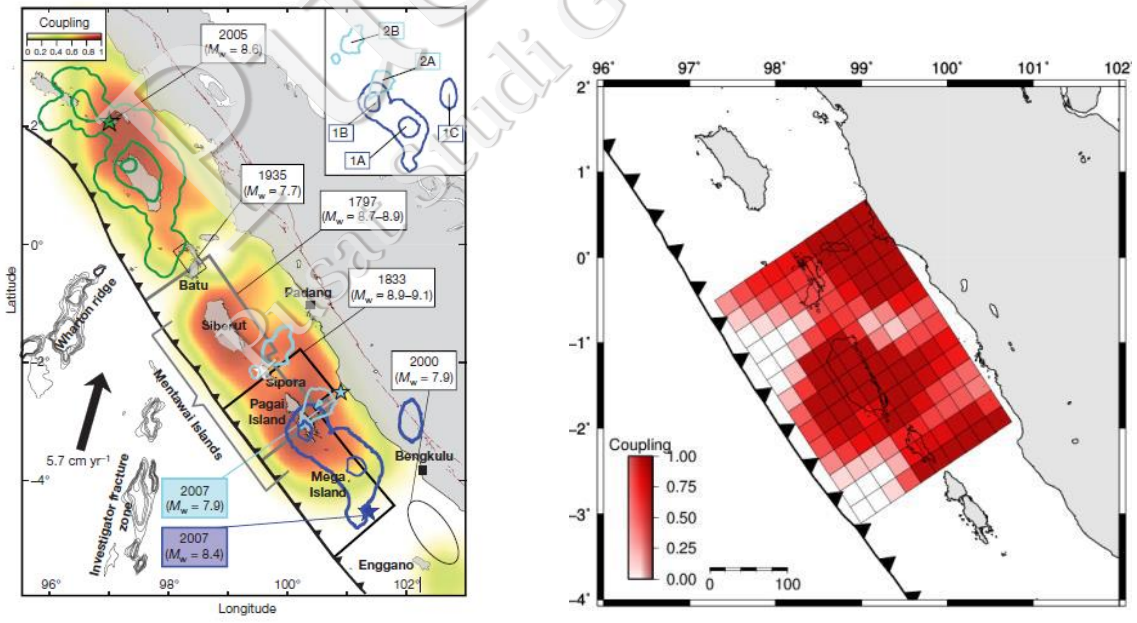
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.13 Segmentasi Subduksi

Segmentasi dari zona subduksi dapat diketahui melalui hasil analisis pengukuran GPS. Data yang diperoleh dari hasil pengukuran GPS pada titik-titik yang telah dipilih dapat dipelajari pola dan kecepatan perubahan koordinat dari titik-titik tersebut. Hal itu diketahui berdasarkan survei yang satu ke survei berikutnya, sehingga dari hasil ini dapat diketahui karakteristik deformasi dan geodinamika suatu area yang dikaji berdasarkan hasil hitungan dan model matematis yang berupa analisis regangan tektonik.

### 4.13.1 Subduksi di Sumatra

Pulau Sumatra yang terletak di bagian barat Indonesia merupakan daerah tektonik aktif. Hal ini ditandai dengan banyaknya kejadian gempa yang pernah terjadi akibat adanya zona subduksi di barat daya Pulau Sumatra tersebut. Subduksi ini terjadi antara lempeng Indo-Australia yang menunjam ke bawah lempeng Eurasia dengan kecepatan 5-6 cm/tahun (Prawirodirdjo, 2000). Zona subduksi tersebut merupakan bagian dari sabuk konvergen yang memanjang dari Himalaya melalui Myanmar dan berlanjut ke Andaman, Kepulauan Nicobar, barat daya Sumatra, hingga Java dan Kepulauan Sunda (McCaffrey, 2009). Penelitian di daerah subduksi Sumatra, yaitu khususnya daerah Kepulauan Mentawai telah dilakukan oleh Konca dkk. (2008). Konca menggunakan metode perhitungan *interplate coupling* (Gambar IV-56a) yang memberikan hasil bahwa di daerah Kepulauan Mentawai, khususnya di Pulau Siberut terjadi *full coupling*. Penelitian *interplate coupling* yang dilakukan Febriyani dkk. pada tahun 2014 (Gambar IV-56b) di daerah Pulau Siberut-Mentawai juga memberikan hasil yang selaras dengan penelitian terdahulu. Penelitian tersebut menghasilkan bahwa di daerah Pulau Siberut terjadi *fully coupling* yang menandakan daerah tersebut mempunyai potensi terjadinya gempa di masa yang akan datang.




(a) (b)

Gambar IV-56. (a) Pemodelan *coupling* Kepulauan Mentawai dan sekitarnya (Konca et. al, 2008) dan (b) Pemodelan *coupling* Pulau Siberut (Febriyani dkk., 2014)

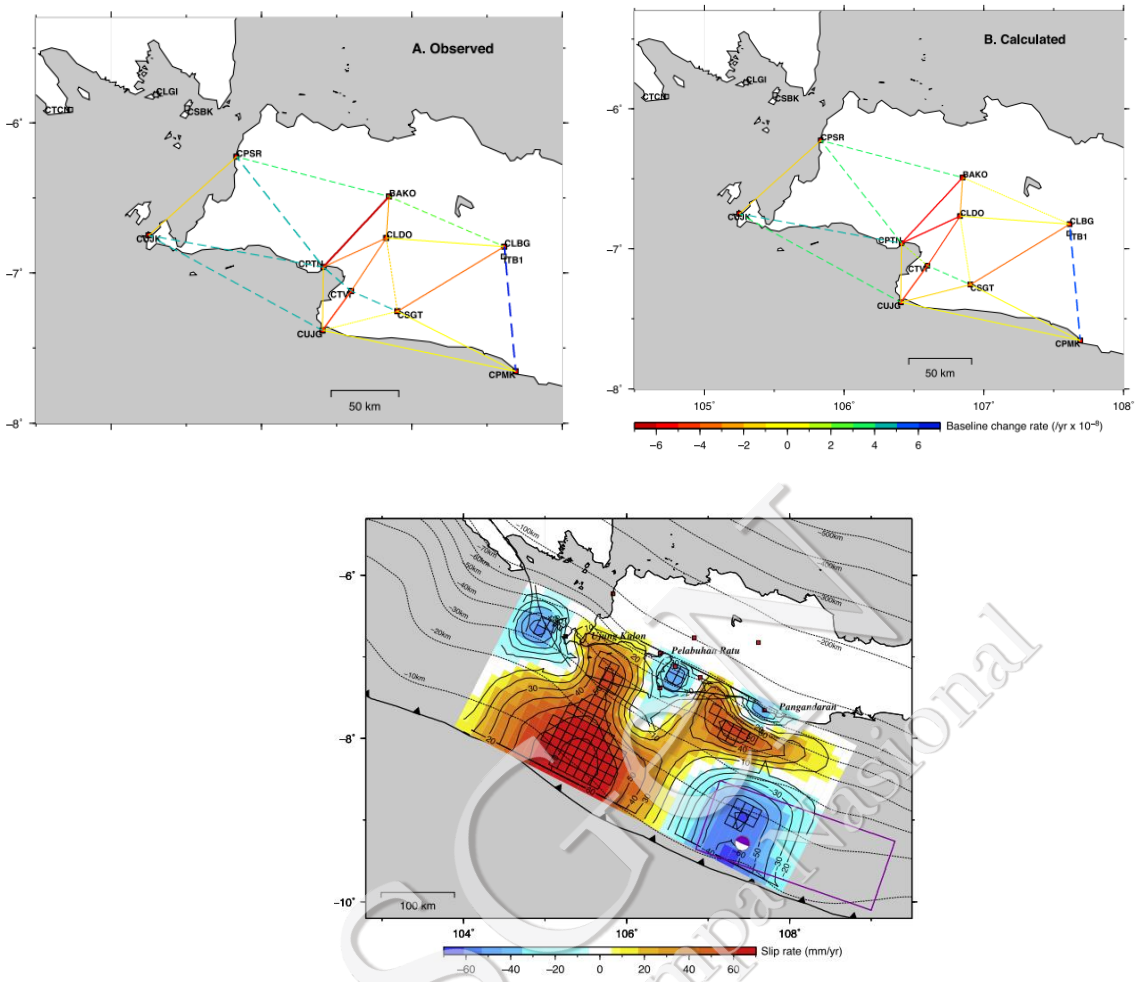
### 4.13.2 Subduksi Jawa

Studi GPS di Subduksi selatan Jawa dipublikasikan oleh Hanifa dkk (2014), Gunawan dkk (2016), dan Raharja (2016) untuk Jawa bagian Barat, serta Koulali dkk (2016) untuk Jawa bagian Timur. Pada zona pertemuan subduksi yang berada di selatan pulau Jawa, lempeng Indo-Australia bergerak ke arah utara, tersubduksi dengan lempeng Eurasia dengan kecepatan subduksi yang bervariasi yaitu bernilai 68 mm/tahun di bagian selatan Jawa tengah dan secara gradual menurun menjadi 60 mm/tahun pada bagian subduksi yang sejajar dengan bagian tengah Sumatra. Proses subduksi di bagian selatan Pulau Jawa sebagian besar bersifat aseismik. Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa *locking* antara kedua lempeng bersifat lemah dan pergerakan relatif dari kedua lempeng diakomodasi oleh pergerakan yang kontinu tanpa adanya akumulasi tegangan pada bagian batas kedua lempeng. Namun, dua kejadian gempa pada tahun 1994 dan 2006 mengakibatkan tsunami di bagian selatan Jawa. Gempa pada tahun 1994 dan 2006 berkekuatan $M_w$ = 7,8. Kedua gempa tersebut terjadi karena adanya patahan naik pada zona subduksi dangkal di selatan Pulau Jawa.

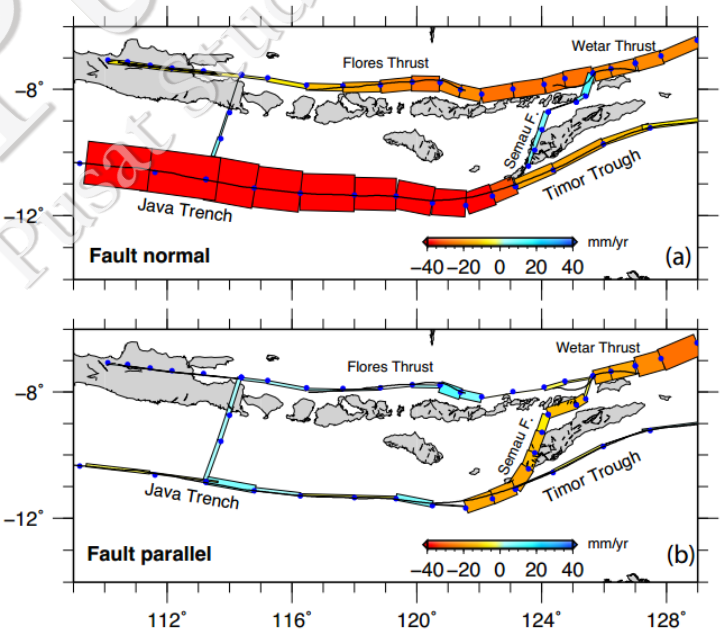
Hanifa dkk pada 2014 melakukan penelitian *interplate coupling* dan menggunakan 14 stasiun GPS. Tiga belas stasiun GPS kontinyu yang tersebar di wilayah Jawa Barat adalah milik BIG. Satu stasiun kontinu lainnya adalah milik ITB dan berada di Kota Bandung. Penelitian ini menggunakan data GPS yang diamati selama 3 tahun. Penelitian tersebut dimulai 5 Januari 2008 hingga 31 Desember 2010.

Pengolahan data GPS menghasilkan kecepatan pergerakan stasiun GPS. Kemudian data tersebut digunakan untuk menghitung perubahan panjang *baseline* antarstasiun GPS. Selanjutnya, hasil tersebut digunakan untuk model perhitungan estimasi *interplate coupling*. Perubahan panjang *baseline* mengindikasikan pola deformasi interseismik dari bidang subduksi yang terlihat dari pemendekan panjang *baseline* pada bagian tengah jaring stasiun GPS serta pola deformasi *post-seismic* pada bagian timur jaring stasiun GPS. Pola deformasi *post-seismic* tersebut terlihat dengan adanya pemanjangan pada *baseline* (Gambar IV-57). Sementara hasil penelitian zona subduksi di selatan Jawa dan Nusa Tenggara ditunjukkan pada Gambar IV-58 dan Gambar IV-59.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

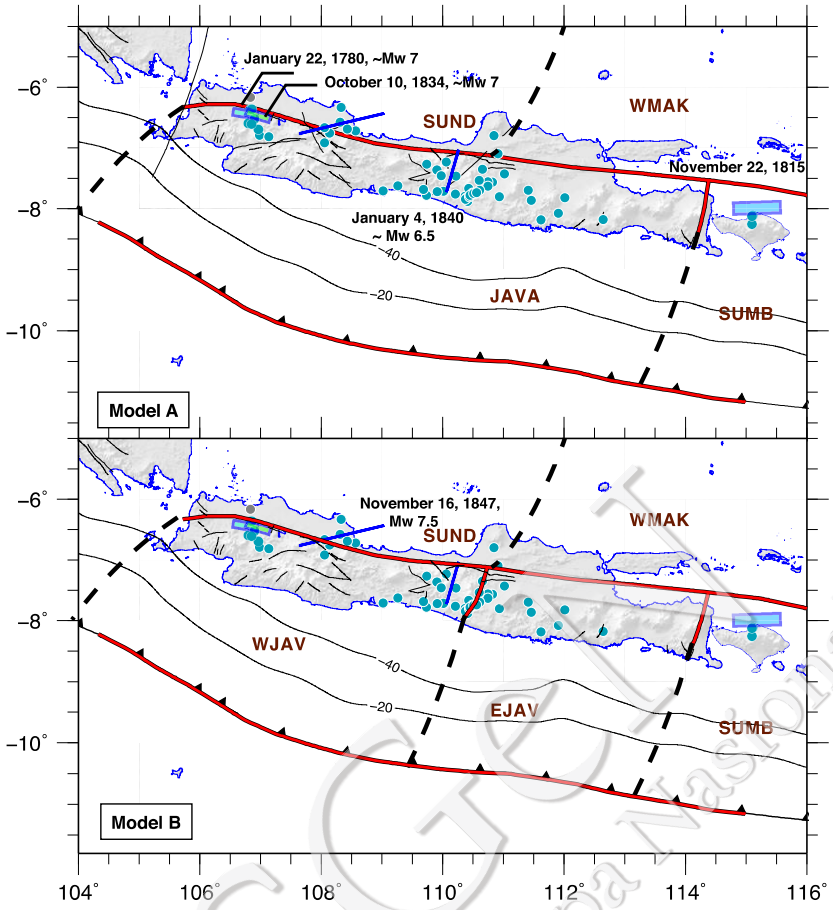



Gambar IV-57. *Interplate Coupling* di Selat Sunda – Banten - Jawa Bagian Barat (Hanifa dkk., 2014)




Gambar IV-58. *Sliprate* Jawa Bagian Timur – NTT (Koulali dkk., 2016a)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-59. Segmentasi Jawa (Koulali dkk., 2016b)

### 4.13.3 Subduksi di Sulawesi

Sulawesi merupakan salah satu dari lima pulau besar di Indonesia terletak pada pertemuan antara tiga lempeng besar yaitu Lempeng Sunda, Lempeng Australia, dan Lempeng Filipina. Lempeng Filipina mensubduksi Lempeng Sunda pada bagian barat laut Sulawesi.

**a. Sangihe *Double Subduction***

Wilayah Sulawesi Utara didominasi oleh pola tektonik subduksi lempeng Laut Sulawesi (subduksi Minahasa) dan subduksi Sangihe. Wilayah Sulawesi memiliki catatan beberapa kali terjadi gempa besar yang mencapai magnitudo lebih dari $M_w$ = 7. Di wilayah ini, Manado dan Gorontalo sejak 1858, tercatat sedikitnya pernah delapan kali terjadi gempa yang memicu tsunami. Kertapati (2006) menyebutkan bahwa magnitudo maksimum yang bisa terjadi akibat subduksi Minahasa adalah $M_w$ = 8 dengan siklus 234 tahun serta akibat subduksi Sangihe adalah sebesar $M_w$ = 8,5 dengan siklus 230 tahun. Aktivitas subduksi

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

ini juga memengaruhi daerah Teluk Tomini. Di Teluk Tomini tercatat sedikitnya terjadi satu kali gempa besar pemicu tsunami (1996) dan sembilan kali gempa besar tanpa memicu tsunami. Untuk wilayah Sulawesi Tengah yang didominasi aktivitas tektonik Patahan Palu-Koro, sedikitnya mengalami sembilan kali gempa besar yang menyebabkan kerusakan serta tiga kali gempa besar yang menyebabkan tsunami di daerah Selat Makassar (Sarsito dkk, 2012).

**b. North Sulawesi Trench**

*North* Sulawesi *Trench* atau lebih dikenal dengan Minahasa *Trench* merupakan *thrust* terpanjang dan terbesar yang ada di Sulawesi. *North* Sulawesi *Trench* merupakan zona subduksi antara Lempeng Filipina dengan Microblock Sulawesi Utara. Tercatat pada tahun 1905 dan 1939 terjadi gempa berkekuatan $M_w$ = 8,4 dan $M_w$ = 8,6.

### 4.13.4 Subduksi di Papua

Papua dan Papua Barat merupakan daerah dengan struktur tektonik dan geologi yang kompleks. Tiga lempeng besar bertemu di daerah ini, yaitu Lempeng Sunda, Lempeng Australia, dan Lempeng Pasifik atau Caroline. Lempeng Pasifik mensubduksi lempeng Australia pada bagian utara Papua, sedangkan Lempeng Australia berkolisi dengan Lempeng Sunda pada bagian barat daya Papua. *Trench* yang terdapat pada zona subduksi di Papua adalah sebagai berikut.

a. Manokwari *Through*
b. New Guinea *Trench*
c. Seram *Through*

### 4.13.5 Subduksi di Bali, Nusa Tenggara, dan Banda Sea

Zona subduksi antara Lempeng Australia dan Lempeng Sunda membentang sepanjang barat Pulau Sumatra hingga Selatan Pulau Jawa kemudian berubah menjadi zona kolisi di sebelah selatan Pulau Timor. Adapun zona subduksi yang terdapat di wilayah tersebut adalah sebagai berikut.

a. Timor *through*
b. Seram *through*
c. Semau *fault*

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

### 4.13.6 Segmentasi Subduksi/Megathrust 2017

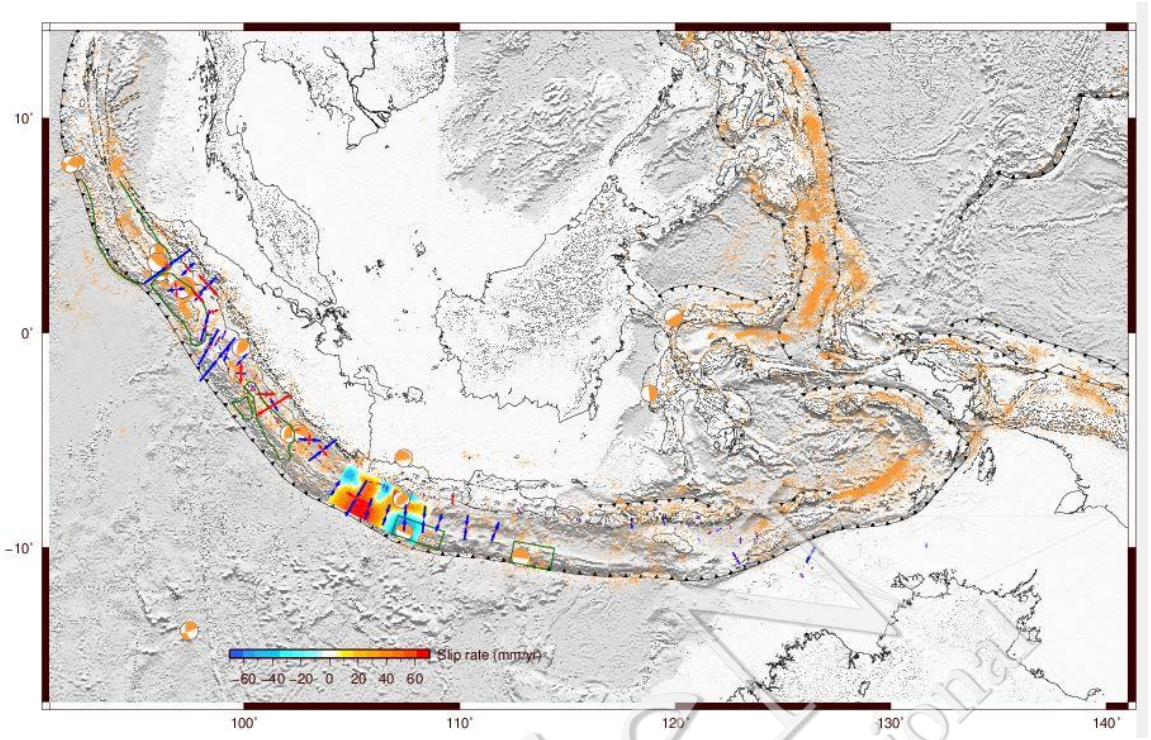
Terdapat perkembangan instalasi data GPS kontinyu yang cukup masif di Pulau Jawa setelah 2010. Instalasi data GPS tersebut mulai beroperasi pada tahun 2012. Selain itu, terdapat hasil penelitian baru dari subduksi di Sumatra dan Jawa. Penelitian tersebut adalah publikasi *interplate coupling* di Selat Sunda – Jawa Bagian Barat dilakukan oleh Hanifa, dkk pada 2014 dan publikasi analisis data GPS di Jawa yang dilakukan dua kali oleh Koulali, dkk. pada tahun 2016. Hasil-hasil terbaru ini memberikan kontribusi pada pemutakhiran segmentasi *megathrust*.

Analisis segmentasi dilakukan berdasarkan hasil perhitungan nilai regangan dari data GPS pada tahun 1995-2015. Data GPS tersebut diperoleh dari Susilo (2016) melalui publikasi *interplate coupling* baru yang tersedia di wilayah Sumatra Barat (Chlieh dkk., 2008), publikasi *interplate coupling* di Selat Sunda – Jawa Bagian Barat (Hanifa dkk., 2014), dan publikasi analisis data GPS di Jawa Timur dan Jawa (Koulali dkk., 2016a, Koulali dkk., 2016b), data seismisitas, serta data batimetri.

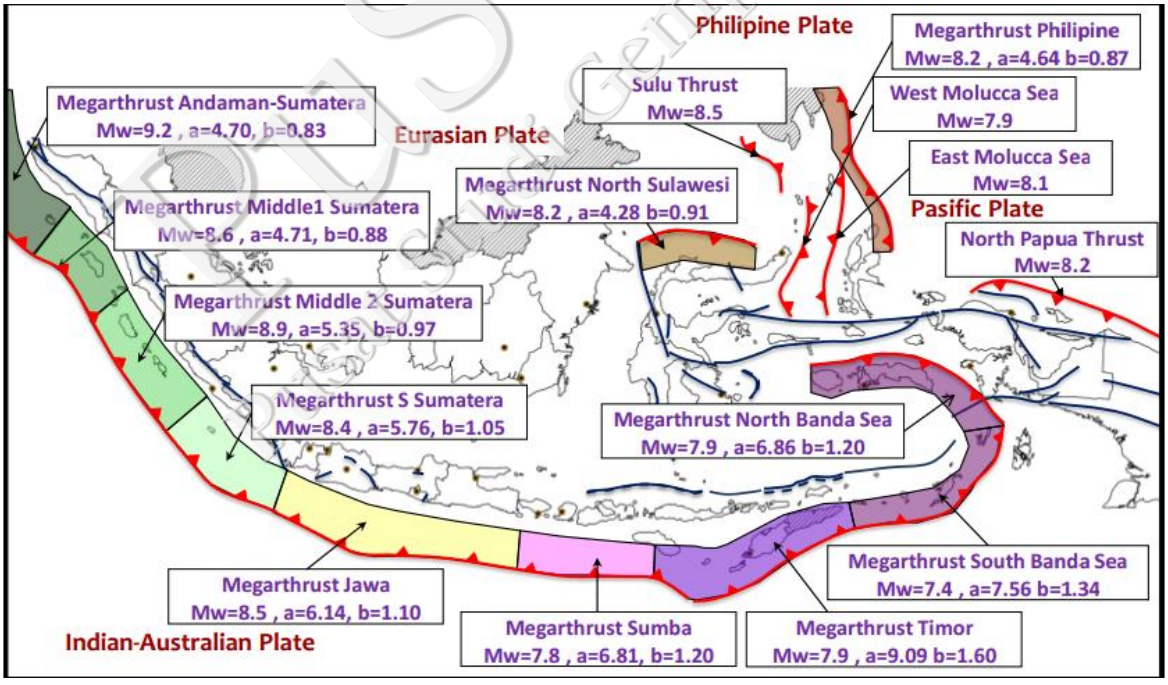
Dari analisis perhitungan regangan dan data seismisitas (Gambar IV-60) diperoleh dua belas segmen subduksi yang membentang dari barat Sumatra hingga selatan Nusa Tenggara Timur. Selain itu, terdapat lima segmen yang dipecah yaitu Segmen Mentawai dibagi menjadi Segmen Mentawai-Siberut dan Segmen Mentawai Pagai. Hal ini karena kejadian gempa Bengkulu pada 2007 ($M_w$ = 8,5) dan gempa Mentawai pada 2010 ($M_w$ = 7,8) dan proses postseismik masih terdeteksi berlangsung hingga data pada 2016. Adapun pada segmen Mentawai-Siberut, akumulasi energi masih terus terjadi dan terlihat dari pola regangannya. Walaupun demikian, Segmen Mentawai-Siberut dan Mentawai-Pagai dapat robek bersamaan, sebagaimana kejadian gempa tahun 1979.

Kemudian, untuk segmen Jawa dibagi menjadi tiga segmen yaitu segmen Selat Sunda-Banten, Segmen Jawa Barat, dan Segmen Jawa Tengah-Jawa Timur. Ketiga segmen tersebut dapat diskenariokan *rupture* bersamaan. Untuk segmen 13-16 diambil segmentasi dan parameter yang sama dengan peta 2010 (Gambar IV-61), karena data geodetik belum cukup banyak untuk menganalisis segmentasi megathrust dengan lebih detail.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar IV-60. Perhitungan regangan. Warna merah di selatan Jawa Bagian Barat memperlihatkan *interplate coupling*, warna oranye adalah seismisitas dari katalog PuSGeN 2016



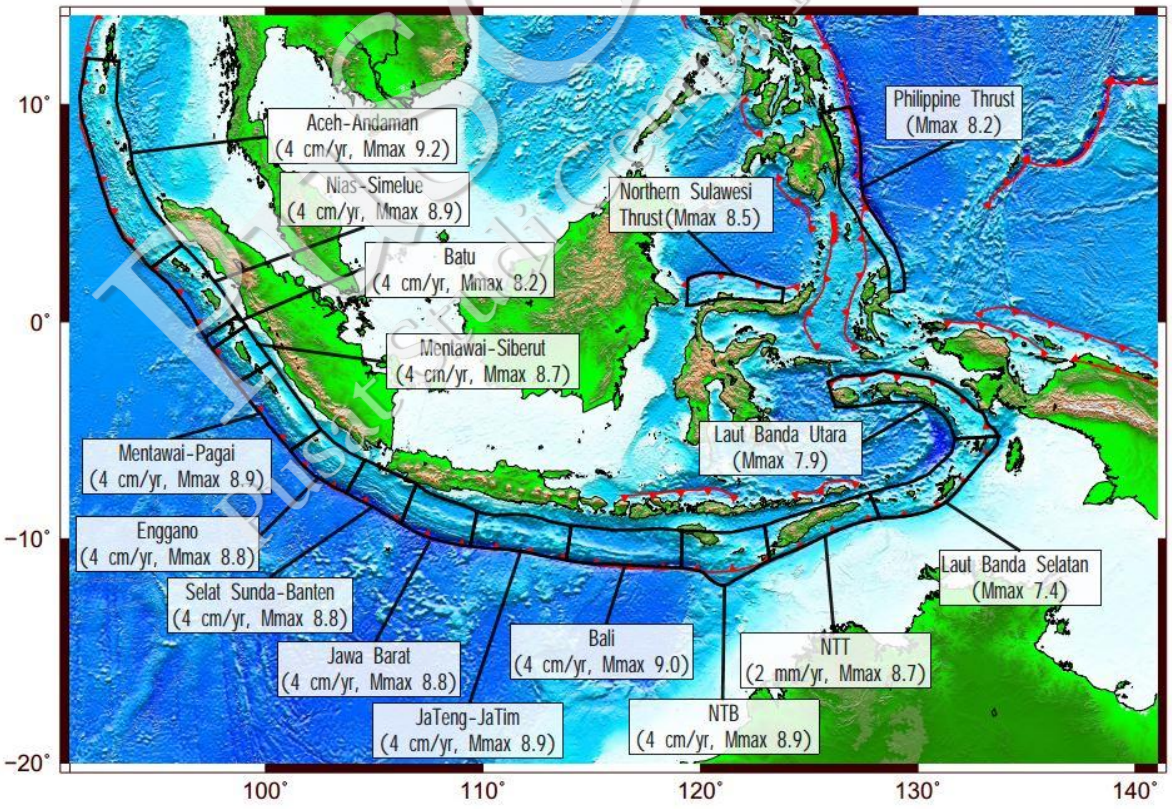

Gambar IV-61. Segmentasi Megathrust Peta Gempa Nasional 2010

Selanjutnya, segmen-segmen subduksi tersebut dihitung nilai *magnitude* maksimumnya. Untuk mendapatkan nilai *magnitude* maksimum dari setiap segmen, diperlukan *input* yang berupa laju geser serta *length* dan *width* setiap segmen. Perhitungan nilai *magnitude* maksimum menggunakan persamaan Hanks & Kanamori (1979) serta Well & Coppersmith (1994) (Persamaan (4.16) dan (4.17)).

$$M_o = \mu \cdot D \cdot S \tag{4.16}$$

$$M_w = 2/3 \log M_o - 6.07 \tag{4.17}$$

Dengan μ adalah nilai *normal regidity* sebesar $3x10^{10}$ yang diasumsikan sama untuk semua segmen; D adalah laju geser (m/tahun); S adalah luas segmen ($m^2$). Nilai maksimum *magnitude* yang diperoleh adalah dengan asumsi *return periode* 400 tahun. Hasil perhitungan maksimum magnitude untuk semua segmen dapat dilihat pada Gambar IV-62 dan Tabel IV-24 berikut ini.




Gambar IV-62. Pemutakhiran Segmentasi Megathrust Peta Gempa Nasional 2017

Tabel IV-24. Parameter gempa subduksi di Indonesia

| *Index* | *Structure name* | *Segment* | *L (km)* | *W (km)* | *Sliprate (cm/yr)* | *Mmax Geodesy* | *Historical Earthquake Year (* $M_w$ *)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M1 | Sumatran Megathrust | Aceh-Andaman | 1300 | 200 | 4.0 | 9.2 | 1881 M = 7,4; 1941 M = 7,6; 2004 $M_w$ =9,3 |
| M2 | Sumatran Megathrust | Nias-Simelue | 400 | 200 | 4.0 | 8.9 | 1861 $M_w$ = 8,5; dan 2005 $M_w$ = 8,7 |
| M3 | Sumatran Megathrust | Batu | *70* | 100 | 4.0 | 8.2 | 1935 $M_w$ = 7,7 |
| M4 | Sumatran Megathrust | Mentawai-Siberut | *200* | 200 | 4.0 | 8.7 | Bagian yang belum rupture dari gempa: 1797 $M_w$ = 8,7; 1833 $M_w$ = 8,9 |
| M5 | Sumatran Megathrust | Mentawai-Pagai | 400 | 200 | 4.0 | 8.9 | 2007 $M_w$ = 8,5; 2010 $M_w$ = 7,8 |
| M4-5 | Sumatran Megathrust | Mentawai | 600 | 200 | 4.0 | 9.0 | 1797 $M_w$ = 8,7; 1833 $M_w$ = 8,9 |
| M3-4 | Sumatran Megathrust | Batu-Mentawai Siberut | 270 | 200 | 4.0 | 8.8 | |
| M6 | Sumatran Megathrust | Enggano | 250 | 200 | 4.0 | 8.8 | 2000 $M_w$ = 7,0 |
| M7 | Sunda-Strait Megathrust | Selat Sunda Banten (SSB) | 280 | 200 | 4.0 | 8.8 | 1699; 1780 $M_w$ = 8,5 (Musson 2012, Wichman 1908) |
| M8 | Java Megathrust | Jabar (JB) | 320 | 200 | 4.0 | 8.8 | 1903 $M_w$ = 8,1; 2006 $M_w$ = 7,8; |
| M9 | Java Megathrust | Jateng Jatim (JJ) | 440 | 200 | 4.0 | 8.9 | 1916 $M_w$ = 7,2; 1994 $M_w$ = 7,8 |
| M6-7 | Java Megathrust | Enggano-SS | 530 | 200 | 4.0 | 9.0 | |
| M6-7-8 | Java Megathrust | Enggano-SS-JJ | 850 | 200 | 4.0 | 9.1 | |
| M7-8-9 | Java Megathrust | SS-JB-JJ-JT | 1040 | 200 | 4.0 | 9.2 | |
| M10 | Java Megathrust | Bali | 500 | 200 | 4.0 | 9.0 | |
| M11 | Java Megathrust | NTB | 400 | 200 | 4.0 | 8.9 | 1977 $M_w$ = 7,0 |
| M12 | Java Megathrust | NTT | 550 | 140 | 2.0 | 8.7 | |
| M13 | Banda Megathrust | Laut Banda Selatan | 640 | 170 | | 7.4 | Sama dengan 2010: Mmax History (23-04-1964) |
| M14 | Banda Megathrust | Laut Banda Utara | 830 | 130 | | 7.9 | Sama dengan 2010: Mmax History (01-03-1948) |
| M15 | Northern Sulawesi Thrust | Northern Sulawesi | 480 | 120 | | 8.5 | Sama dengan 2010: Mmax History (01-01-1996) |
| M16 | Phillipine Thrust | Phillipine-Maluku | 990 | 100 | | 8.2 | Sama dengan 2010: Mmax History (14-04-1924) |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## 4.14 Kesimpulan Pokja Geodesi

Dalam pemutakhiran data gempa nasional Indonesia 2017, Pokja Geodesi berkontribusi dalam

1. *Updating* kompilasi kecepatan deformasi detail serta regangan tektonik dari data-data observasi GPS yang dikompilasi dari tahun 1995 hingga 2016.
2. Memperoleh estimasi *sliprate* geodetik di Sumatera, Jawa, dan Sulawesi, yaitu pada segmen Aceh dan Lampung dari Sesar Sumatera, Sesar Cimandiri, Sesar Lembang, Sesar Kendeng, Sesar Opak, Sesar Pati, Sesar Palukoro, Sesar Gorontalo, serta Sesar Lawanopo.
3. Mengidentifikasi *interplate coupling* di Subduksi Jawa bagian barat yang mampu memproduksi gempa *megathrust* setara dengan $M_w$ = 8,8, serta mengompilasi hasil publikasi *interplate coupling* di Jawa bagian timur yang mampu memproduksi gempa setara $M_w$ = 8,8. Apabila segmen subduksi Jawa *rupture* sekaligus akan dapat menghasilkan gempa *megathrust* setara $M_w$ = 9,2.
4. Mengidentifikasi *splay-fault* in Laut Maluku dari pengolahan GPS data koseismik gempa Halmahera 2014.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB V

# *GROUND MOTION PREDICTION EQUATION*

*Ariska Rudyanto, Wahyu Triyoso, Jaya Murjaya, I Wayan Sengara, Windu Partono, Chiko B. M. Wiradikarta, Sigit Pramono, Reguel Mikhail Hutabarat.*

## 5.1 Gambaran Umum

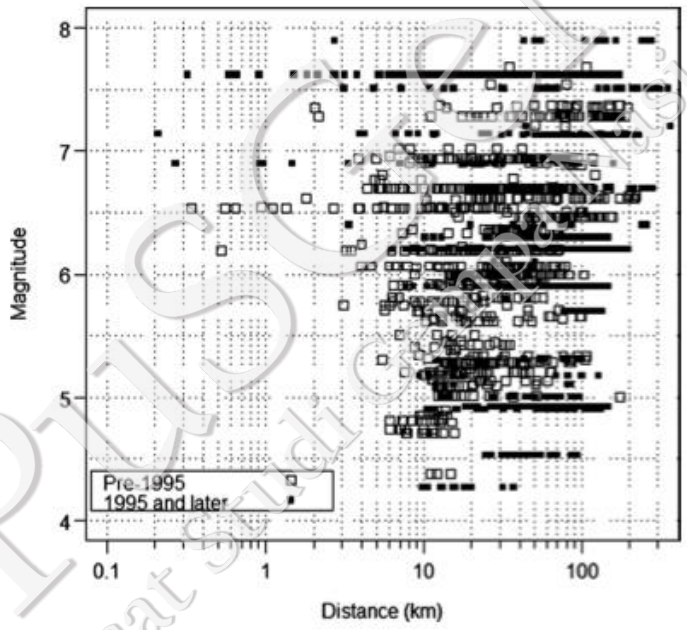
*Sesimic Hazard Analysis* (SHA) merupakan satu metode yang sering digunakan oleh para ahli gempa untuk memperkirakan tingkat guncangan tanah (*ground motion*) pada suatu wilayah. Karena adanya ketidak-pastian kejadian gempa pada suatu wilayah, maka SHA selalu mengaitkan keberagaman (*uncertainties*) dari parameter kekuatan gempa (*magnitude*), lokasi kejadian gempa, atenuasi guncangan gempa dan tingkat perulangan dari kejadian gempa. Salah satu langkah fundamental pada SHA adalah melakukan pemilihan fungsi atenuasi (*Ground Motion Prediction Equation*/GMPE). Fungsi atenuasi merupakan persamaan yang dapat digunakan untuk mengestimasi tingkat goncangan tanah akibat gempa dengan magnitudo, jarak dari sumber ke lokasi pengamatan dan kondisi sumber gempa tertentu.

Fungsi atenuasi secara umum merepresentasikan fungsi-fungsi yang terkait dengan informasi sumber gempa, jalur penjalaran gelombang gempa, dan kondisi lokasi titik pengamatan. Seperti dijelaskan oleh Pawirodikromo (2012), atenuasi gerakan tanah adalah suatu hubungan antara parameter gempa (percepatan, kecepatan, simpangan, intensitas gempa, maupun ukuran gempa) dengan jarak sumber ke lokasi pencatat gempa (jarak episenter, jarak hiposenter, atau jarak terdekat lainnya). Meskipun banyak parameter dan faktor lain yang memengaruhi atenuasi gerakan tanah tetapi pengaruh jarak tetap menjadi unsur utama.

Fungsi atenuasi biasanya dikembangkan berdasarkan analisis regresi statistik terhadap rekaman aktual dari gerakan tanah / akselerograf pada suatu lokasi pengamatan. Kendala utama yang sering muncul pada pembuatan atau pengembangan fungsi atenuasi adalah ketidaklengkapan data. Gambar V-1 menunjukkan satu contoh koleksi rekaman aktual

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

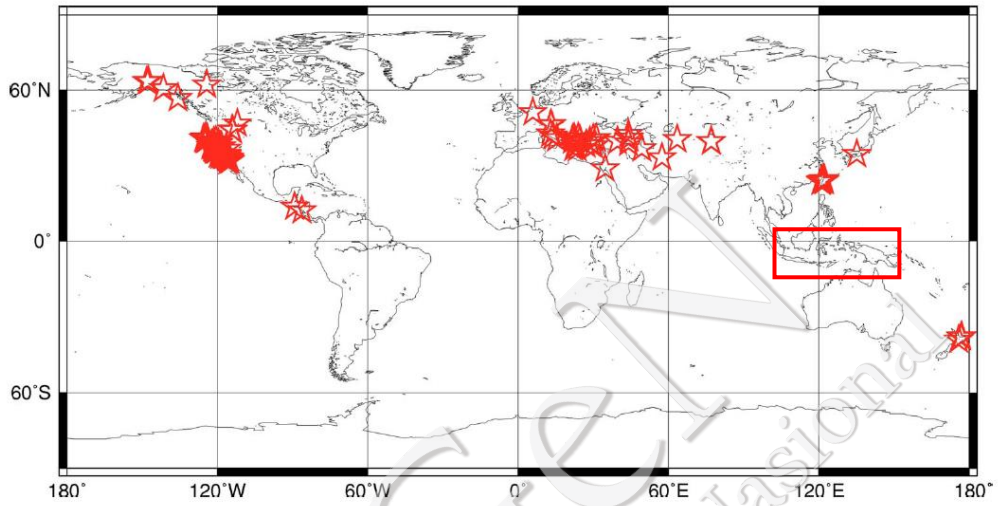
akselerograf dari seluruh dunia yang disimpan pada *Pacific Earthquake Earthquake Engineering Research Center* (PEER) – *New Ground Accelaration Project (*NGA*) database*. Gambar tersebut memperlihatkan hubungan antara besarnya magnitude gempa dan jarak titik pengamatan dengan sumber gempa yang dikumpulkan dari 3551 data rekaman akselerograf dan diperoleh dari 35 institusi dari seluruh dunia. Sebagian besar data rekaman tersebut diperoleh dari tiga institusi utama yaitu *California Geological Survey Strong Motion Instrumentation Program* (CSMIP), *U.S. Geological Survey* (USGS), dan *Central Weather Bureau of Taiwan* (CWB). Dari 3551 data rekaman akselerograf tersebut sekitar lima puluh persen diantaranya berasal dari pencatatan gempa utama dan lima gempa susulan dari peristiwa gempa Chi-Chi (Taiwan) yang terjadi pada tahun 1999.




Gambar V-1. Sebaran data rekaman akselerograf pada PEER-NGA database (Chiou et.al, 2008)

Beberapa wilayah di dunia, khususnya di negara-negara berkembang, pencatatan atau rekaman data akselerograf masih sangat sulit dijumpai. Gambar V-2 menunjukkan ketersediaan data rekaman akselerograf di setiap wilayah di dunia yang dikumpulkan oleh PEER-NGA *database*. Pada gambar tersebut terlihat USA dan beberapa negara di Eropa serta Jepang dan Selandia Baru merupakan negara-negara yang telah melakukan pencatatan akselerograf secara baik. Pada gambar tersebut juga terlihat wilayah Indonesia termasuk salah satu wilayah di dunia yang belum memiliki database rekaman

akselerograf. Meskipun jumlah pencatatan data akeselerograf sudah banyak dilakukan di Indonesia sebagai contoh oleh BMKG tetapi karena kondisi tanah tempat pemasangan peralatan akselerograf tidak diketahui secara pasti menyebabkan belum adanya persamaan GMPE atau fungsi yang dikembangkan di Indonesia. Pencatatan data akselerograf secara intensif baru dilaksanakan setelah tahun 2010.




Gambar V-2. Sebaran wilayah dengan ketersediaan rekaman data akselerograf pada PEER-NGA database (dimodifikasi dari Chiou et.al, 2008). Kotak merah mengindikasikan wilayah Indonesia

## 5.2 Faktor Yang Berpengaruh Pada GMPE

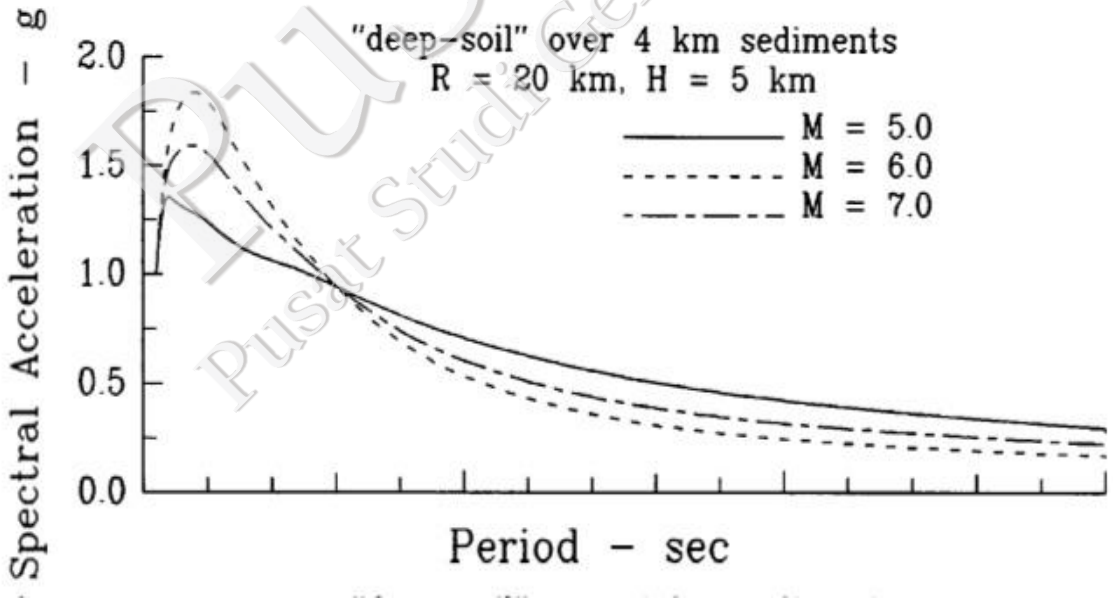
Pada pengembangan / pembuatan persamaan GMPE / fungsi atenuasi terdapat beberapa parameter dan faktor yang memberi pengaruh baik secara signifikan maupun kurang signifikan. Tingkat signifikansi parameter tersebut sangat bergantung pada formulasi matematis yang akan dikembangkan atau digunakan. Beberapa persamaan menyajikan parameter dan faktor dalam bentuk formulasi matematis yang rumit, kompleks, lengkap, dan mencakup semua parameter yang ada pada pencatatan data akselerograf gempa. Sebaliknya, ada juga beberapa persamaan GMPE yang hanya menggunakan parameter dasar secara sederhana. Masing-masing pendekatan mempunyai kelebihan dan kekurangan. Formulasi matematis yang sederhana mempunyai kelebihan dalam kemudahan pemakaian, tetapi sering kurang akurat dan kurang realistis terhadap nilai faktual. Adapun formulasi lain yang lebih kompleks sering memberikan hasil perhitungan yang lebih akurat dan realistis. Persamaan GMPE yang lebih kompleks sering kurang praktis dalam penerapannya karena menuntut tingkat kehati-hatian yang tinggi.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Pawirodikromo (2012) menyampaikan ada beberapa parameter yang berperan secara signifikan pada pengembangan persamaan GMPE diantaranya adalah magnitude gempa, jarak sumber gempa, mekanisme sumber gempa dan kondisi tempat pencatatan data gempa.

### 5.2.1. Magnitudo Gempa

Magnitude gempa merupakan suatu ukuran yang merepresentasikan kekuatan gempa yang terjadi. Magnitude gempa umumnya merupakan skala logaritmik kekuatan gempa berdasar pada pengukuran amplitudo maksimum gelombang gempa. Amplitudo tersebut diperoleh dari hasil pencatatan peralatan rekam gelombang gempa yang disebut seismograf. Magnitude gempa ini merupakan skala ukuran kekuatan gempa yang dicatat pada pusat gempa, sehingga sebuah gempa hanya mempunyai satu ukuran/besaran magnitude. Kekuatan guncangan tanah yang diakibatkan oleh suatu gempa sangat bergantung pada besarnya magnitude gempa yang terjadi. Semakin besar gempa, semakin besar pula guncangan tanah pada suatu lokasi demikian pula sebaliknya. Gambar V-3 menunjukkan hubungan antara spektra percepatan gerakan tanah dengan periode getar gelombang gempa untuk berbagai magnitude gempa.

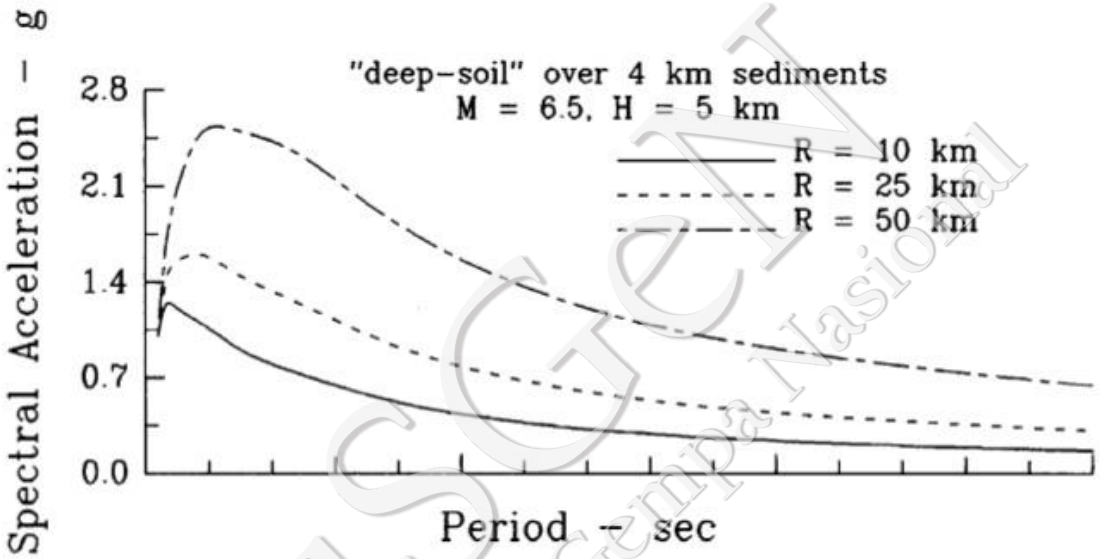



Gambar V-3. Ilustrasi pengaruh magnitude gempa terhadap *spectral* akselerasi suatu gempa (dimodifikasi dari Gupta, 2002)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 5.2.2. Jarak Sumber Gempa

Tingkat guncangan tanah akibat gempa di suatu lokasi (*site*) sangat bergantung pada jarak lokasi tersebut terhadap sumber gempa. Semakin jauh jarak *site* dengan sumber gempa, semakin kecil efek guncangan yang terjadi. Begitu pula sebaliknya, semakin dekat lokasi *site* terhadap sumber gempa, semakin besar guncangan yang dirasakan pada lokasi tersebut. Gambar V-4. memperlihatkan grafik spektra percepatan dari satu kejadian gempa yang dicatat pada beberapa stasiun pengamatan dengan berbagai jarak.




Gambar V-4. Ilustrasi pengaruh jarak gempa terhadap spectral akselerasi suatu gempa (dimodifikasi dari Gupta, 2002)

Pada pengembangan persamaan GMPE, jarak sumber gempa ke suatu *site* dapat dinyatakan dalam beberapa cara/pendekatan. Asrurifak (2010) menyampaikan ada empat jenis jarak sumber gempa yang umum digunakan pada persamaan GMPE. Gambar V-5 menunjukkan cara penentuan jarak sumber gempa (Fokus) dengan titik pengamatan (*site*). Gambar tersebut dikembangkan dari satu contoh sumber gempa sesar (*Fault*) dengan dua bentuk bidang sesar (*Fault Plane*) yaitu tegak dan miring. Definisi notasi jarak sebagaimana terlihat pada gambar tersebut dapat diterangkan sebagai berikut:

R = Jarak yang dihitung dari *site* ke episenter, dimana episenter adalah proyeksi vertikal sumber gempa (fokus) pada permukaan tanah, sehingga R selalu terletak di bidang horizontal .

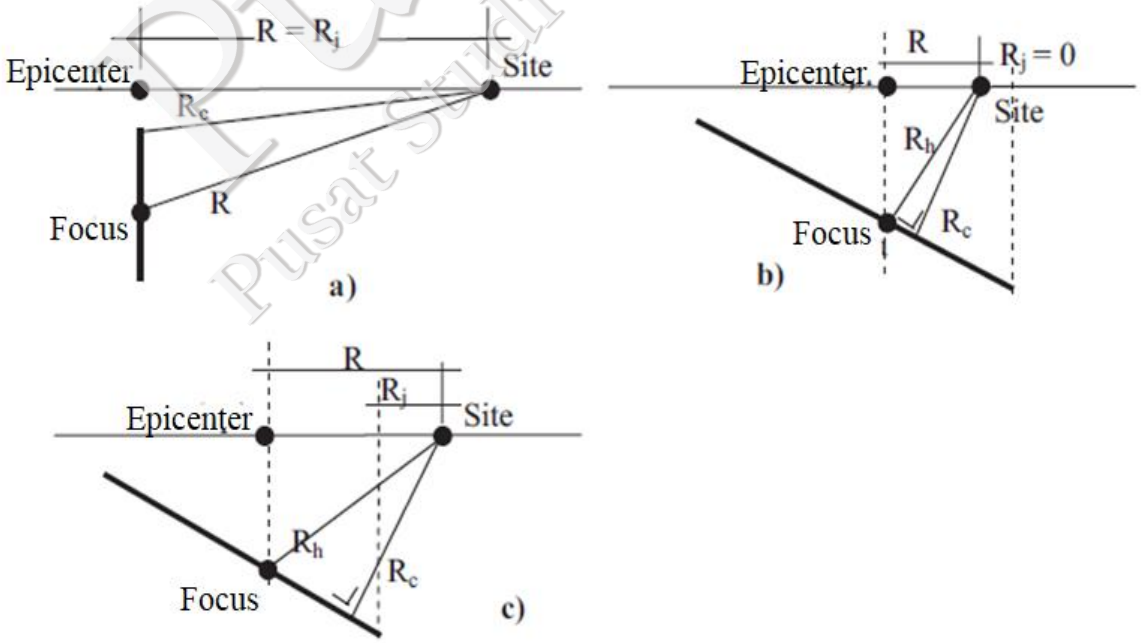
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$R_j$ = Jarak yang dihitung dari *site* sampai dengan proyeksi vertikal tepi sesar di permukaan tanah. Dapat dilihat di gambar V-5.a, pada kondisi permukaan sesar yang vertikal, nilai Rj sama dengan nilai R, sedangkan pada kondisi *site* berada di atas sesar (Gambar V-5.b.) nilai $R_j = 0$.

$R_C$ = Merupakan jarak terdekat yang dihitung dari *site* ke permukaan bidang sesar. Pada Gambar V-5.a, jarak paling dekat adalah dari titikreferensi *site* sampai ke tepi atas sesar, sedangkan pada Gambar V-5.b dan Gambar V-5.c, jarak paling dekat adalah garis tegak lurus (*perpendicular*) dari *site* ke permukaan bidang sesar.

$R_h$ = Merupakan jarak dari titik referensi site ke fokus, atau disebut juga jarak *hypocenter*.

Persamaan GMPE yang berbeda akan memberikan persyaratan (*requirements*) nilai R yang berbeda pula. Beberapa persamaan cukup menggunakan jarak episenter R yang relatif mudah untuk dihitung, namun bisa jadi persamaan GMPE lain memperhitungkan kedalaman sumber gempa sehingga membutuhkan parameter jarak *hypocenter*. Permakaian masing-masing tipe jarak di dalam perhitungan tergantung kepada jenis persamaan yang dipakai.




Gambar V-5. Ilustrasi definisi jarak sumber gempa ke lokasi (berdasarkan Asrurifak, 2010): a) jarak proyeksi sesar ke site jauh, b) jarak proyeksi sesar ke site memotong, c) jarak proyeksi sesar ke site dekat

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

### 5.2.3. Mekanisme/Jenis Sumber Gempa

Pada pengembangan/pembuatan persamaan GMPE, sangat penting untuk mengetahui mekanisme sumber gempa yang menghasilkan guncangan tanah. Dengan pemahaman yang lebih lengkap tentang mekanisme dari sumber gempa maka pengelompokan dari sumber gempa menjadi lebih mudah. Pengelompokan mekanisme sumber gempa sangat penting pada pembuatan persamaan GMPE karena mekanisme sumber gempa yang berbeda mempunyai karakteristik atenuasi yang berbeda. Hal ini disebabkan masing-masing mekanisme sumber gempa mempunyai sifat dan pola penjalaran gelombang gempa yang berbeda. Erdik dan Durukal (2004) menyampaikan bahwa gempa yang terjadi pada area *subduction zones* (*interpolate* dan *intraplate*) menghasilkan tingkat guncangan tanah dengan atenuasi yang lebih lambat dibanding dengan gempa yang terjadi pada area *shallow crustal*.

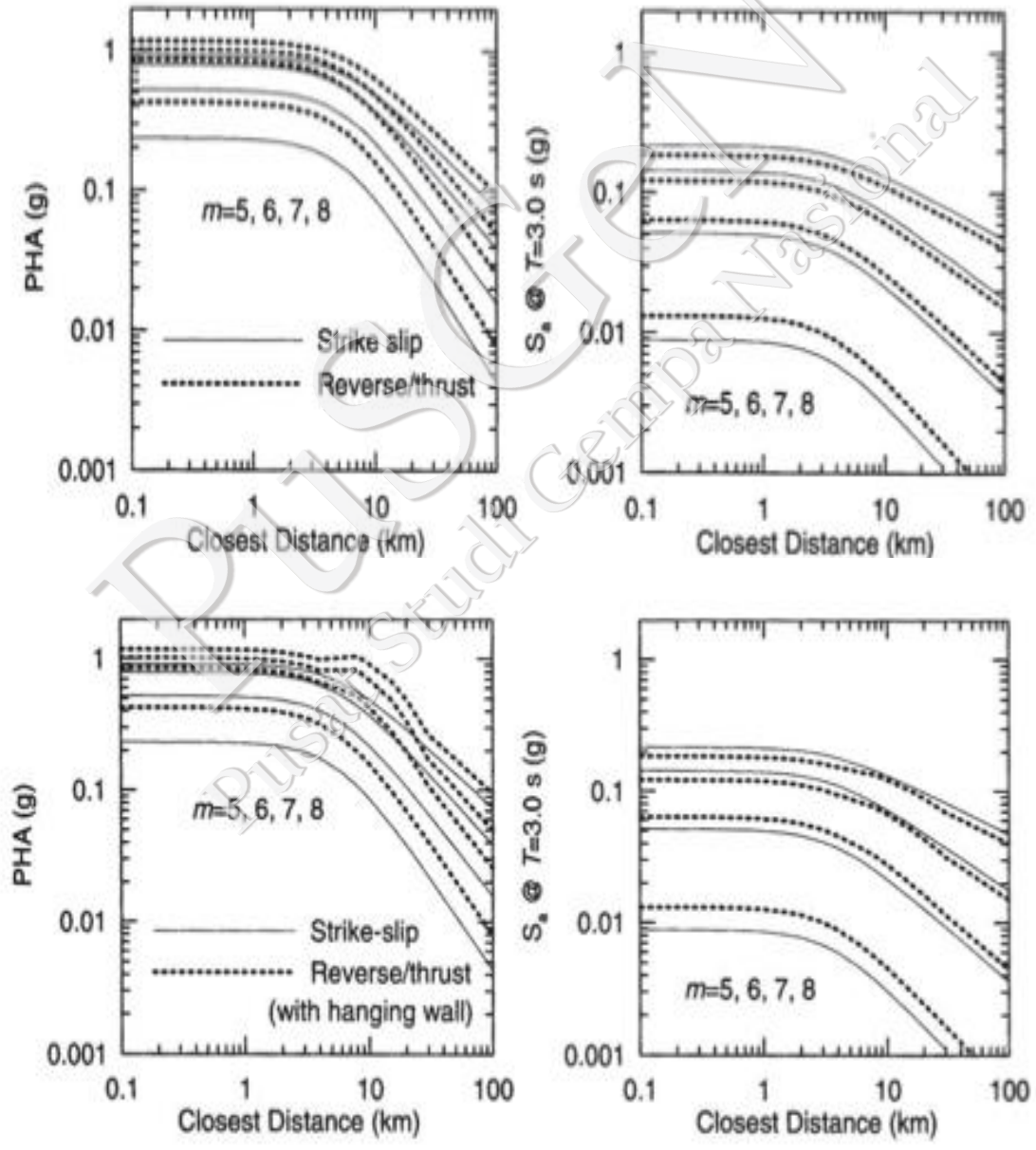
Selain itu, jenis penyesaran pada suatu sumber gempa juga memberikan pengaruh pada tingkat guncangan tanah. Sebagai contoh, secara umum mekanisme sumber gempa berjenis *reverse fault* memberikan nilai spektral akselerasi yang lebih tinggi dibanding dengan gempa bertipe *strike-slip.* Abrahamson dan Silva (1997) membandingkan nilai *Peak Horizontal Acceleration* (PHA) dan spektral akselerasi pada daerah *shallow crustal* pada *active region* untuk gempa bertipe *reserve fault* dan *strike-slip*. Gambar V-6 menunjukkan hasil penelitian Abrahamson dan Silva (1997) tentang perbedaan nilai PHA pada sumber gempa *shallow crustal fault* untuk dua mekanisme kegempaan *reverse* dan *strike-slip*. Perbedaan nyata nilai PHA dan spektral akselerasi dapat diamati terutama pada bagian *hanging wall* (bagian tanah pada blok yang terdorong ke atas). Menurut kedua peneliti tersebut, *reserve fault* memberikan nilai lebih tinggi karena adanya kondisi bebas atas blok massa batuan yang terdorong ke atas dan pada *strike-slip* tidak ada pergeseran vertikal.

### 5.2.4. Kondisi Lokal/Setempat

Faktor penting berikutnya yang mempunyai pengaruh signifikan pada persamaan GMPE adalah faktor kondisi bawah permukaan pada lokasi pengamatan yang secara umum dikenal sebagai faktor kondisi lokal/setempat. Berdasarkan teori propagasi gelombang

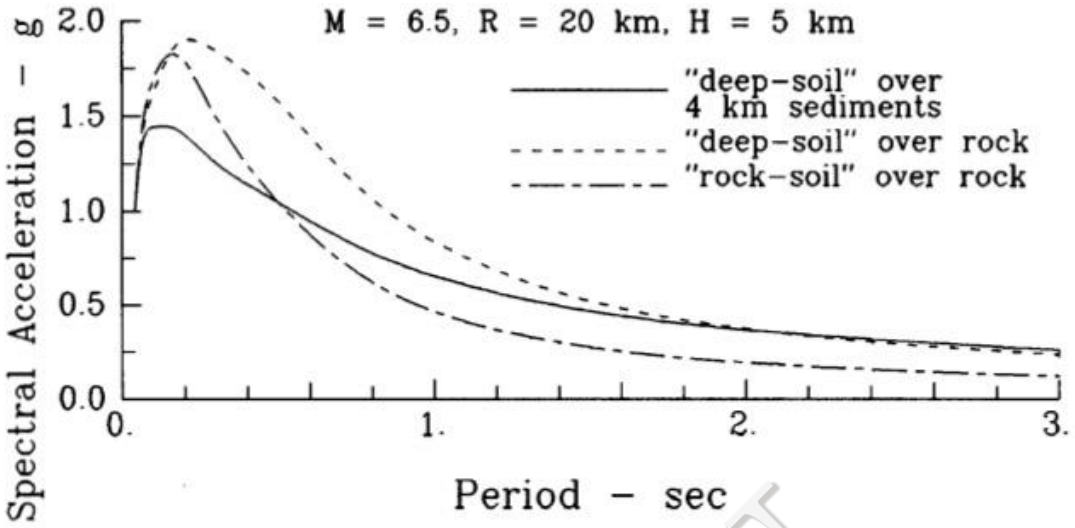
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

elastis pada permukaan tanah dijelaskan bahwa amplitudo gerakan/guncangan tanah pada permukaan sangat dipengaruhi oleh kepadatan (*density*) dan kecepatan gelombang geser (*shear wave*) di permukaan tanah (Aki dan Richards, 1980). Gambar V-7, secara umum memperlihatkan pengaruh deep soil terhadap nilai spektra percepatan. Pada gambar tersebut terlihat untuk rentang period yang sama, lokasi berjenis "*rock-soil*" memberikan nilai spektra akselerasi yang lebih rendah dibanding dengan tanah berjenis "*deep-soil*". Begitu pula dengan pola penurunan/atenuasi spektral akselerasi, pada jenis tanah "*deep-soil*" nilai spektra akselerasi lebih lambat dibandingkan jenis "*rock-soil*". Hal ini mengidentifikasikan daya redaman "*deep-soil*" jauh lebih rendah di banding "*rock-soil*".




Gambar V-6. Nilai PHA dan spektral akselerasi pada mekanisme sumber gempa (*reverse* dan *strike-slip*) yang berbeda (Abrahamson dan Silva, 1997)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-7. Ilustrasi pengaruh jenis tanah terhadap spektral akselerasi suatu gempa (dimodifikasi dari Gupta, 2002)

Pada cabang ilmu geofisika dan geoteknik, untuk menentukan kondisi lokal/setempat didasarkan pada kecepatan rata-rata rambatan gelombang geser (*shear wave*) sampai kedalaman 30 m dari permukaan tanah. Nilai kecepatan rata-rata pada kedalaman 30 meter juga dikenal dengan Vs30. Pemakaian nilai Vs30 pada perhitungan spektra akselerasi mendapat kritikan dari beberapa ahli karena nilai tersebut belum dapat menjelaskan efek amplifikasi tanah (Lee and Trifunac, 2010). Akan tetapi, pengunaannya telah meluas di kalangan ahli geofisika dan geoteknik (Borcherdt and Glassmoyer, 1994). Nilai Vs30 dapat diestimasi dengan menggunakan beberapa pendekatan atau penelitian geofisika maupun geoteknik seperti MASW (*Multi Analysis of Surface Waves*) , SASW (*Spectral Analysis of Surface Waves*), dan nilai N-SPT (*Standard Penetration Test*).

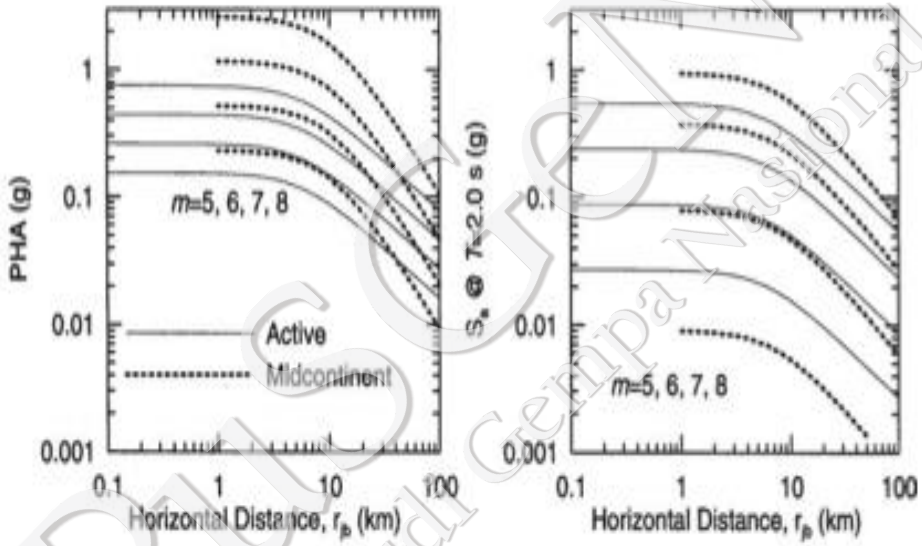
### 5.2.5. Pengaruh Regional

Wilayah (*region*) terjadinya gempa dapat mempengaruhi perilaku gempa dan tingkat guncangan tanah. *Region* atau wilayah yang dimaksud disini adalah satuan area luas yang memiliki kemiripan kondisi tektonik dan tingkat keaktifan gempa. Wilayah yang berada di dekat sesar aktif dengan aktivitas gempa yang tinggi disebut sebagai *active region*, sedangkan wilayah yang relatif tidak mengalami aktivitas tektonik yang besar, umumnya sejak periode *Creataceous* (EPRI, 1994), dikategorikan sebagai *stable continental regions* atau *stable plate continent*. Gambar V-8 menunjukkan perbandingan atenuasi gerakan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

tanah pada daerah *active region* dan daerah *stable plate continent*, dimana terlihat pengaruh dari jarak sumber gempa ke site terhadap nilai PHA dan spektra percepatan 0.2s pada daerah *active region* dan *stable state continent*. Nilai PHA dan spektra percepatan diperoleh masing-masing untuk magnitude 5 sampai 8.

Pada Gambar V-8 dapat dilihat bahwa untuk sumber gempa < 50 km, wilayah *stable* memiliki PHA lebih besar daripada *active region*, sedangkan pada jarak > 50 km, gempa di *stable plate continent* beratenuasi jauh lebih cepat daripada gempa di daerah *active region*. Hal ini jelas menunjukkan terdapat faktor regional yang mempengaruhi perilaku gempa dan tingkat guncangan tanah.




Gambar V-8. Ilustrasi pengaruh daerah *active region* dan daerah *stable plate continent* pada nilai PHA dan atenuasinya (Boore dkk, 1997 dan Toro dkk, 1997)

## 5.3 Persamaan GMPE untuk Studi *Hazard* di Indonesia

Dalam kurun waktu 20 tahun terakhir, terdapat perkembangan pesat dalam studi terkait gerakan tanah, khususnya pengembangan persamaan GMPE. Hal ini terkait dengan pesatnya perkembangan teknologi alat (instrumen) perekam getaran tanah dan teknik-teknik baru untuk mengolah dan menganalisis data yang dihasilkannya. Persamaan GMPE umumnya dikembangkan sebagai suatu rumusan atau formulasi matematis berdasarkan analisis regresi statistik pada rekaman aktual gerakan tanah / akselerograf. Hal tersebut berlaku pula untuk wilayah Indonesia, namun karena adanya kelangkaan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

catatan gerakan tanah untuk wilayah Indonesia, sampai saat ini belum tersedia persamaan GMPE yang spesifik dikembangkan di wilayah Indonesia. Berdasarkan alasan tersebut studi terkait bahaya gempa masih menggunakan persamaan GMPE yang dikembangkan untuk wilayah lain di dunia.

Pemilihan persamaan GMPE pada studi ini didasarkan pada kesamaan kondisi geologi dan tektonik dari wilayah tempat persamaan itu dibuat. Selain itu, pemilihan persamaan GMPE didasarkan pada perbandingan hasil pengolahan data dengan menggunakan persamaan GMPE yang ada dengan data rekaman gerakan tanah / akselerograf yang terdapat di Indonesia. Ariska pada tahun 2013 melakukan perbandingan tersebut terhadap 11 persamaan GMPE untuk sumber gempa subduksi dengan data rekaman akselerograf wilayah Jawa dan Sumatra. Hasil studi yang dilakukan oleh Ariska (2013) menunjukkan untuk sumber gempa subduksi, persamaan GMPE Youngs, et.al (1997), Atkinson-Boore (2003), dan Zhao dkk. (2006) cocok dengan data akselegraf dari wilayah Jawa dan Sumatra. Tabel V-1 menunjukkan hasil kajian yang dilakukan oleh Ariska (2013) untuk sumber gempa subduksi. Hasil kajian sebagaimana terlihat pada tabel tersebut diperolah dari hasil pengamatan nilai PGA (*Peak Ground Acceleration*) terhadap jarak, magnitude dan kedalaman sumber gempa. Hasil pengamatan terhadap nilai PGA dapat dilihat pada Gambar V-9.

Tabel V-1. Hasil klasifikasi kecocokan persamaan GMPE untuk sumber gempa subduksi dengan data akselerograf Indonesia menggunakan metode yang digunakan Scherbaum (2004) (Ariska, 2013)

| GMPEs-Interface (PSA T=1s) | Normalized Residual | | | Associated Likelihood | | | Rank |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | mean | median | standard deviation | mean | median | standard deviation | |
| Youngs (1997) | -0.220 | -0.375 | 1.141 | 0.371 | 0.306 | 0.286 | C |
| Atkinson-Boore (2003) | 3.234 | 3.264 | 1.758 | 0.080 | 0.001 | 0.192 | D |
| Zhao (2006) | 0.088 | -0.033 | 1.328 | 0.265 | 0.126 | 0.288 | C |
| Kanno (2006) | 0.329 | 0.152 | 1.637 | 0.342 | 0.258 | 0.307 | D |
| Lin-Lee (2008) | 0.992 | 0.915 | 1.267 | 0.352 | 0.297 | 0.313 | D |
| Hong (2009) | 5.145 | 5.009 | 3.165 | 0.060 | 0.000 | 0.172 | D |
| Arroyo (2010) | 1.252 | 1.361 | 1.691 | 0.255 | 0.102 | 0.301 | D |
| **GMPEs-Intraslab (PSA T=1s)** | **Normalized Residual** | | | **Associated Likelihood** | | | **Rank** |
| | **mean** | **median** | **standard deviation** | **mean** | **median** | **standard deviation** | |
| Youngs (1997) | -0.240 | -0.351 | 1.240 | 0.444 | 0.396 | 0.294 | C |
| Atkinson-Boore (2003) | 2.744 | 2.897 | 1.989 | 0.104 | 0.003 | 0.203 | D |
| Garcia (2005) | 5.948 | 5.469 | 3.878 | 0.053 | 0.000 | 0.156 | D |
| Zhao (2006) | 0.611 | 0.596 | 1.411 | 0.366 | 0.295 | 0.311 | C |
| Kanno (2006) | 4.098 | 4.136 | 1.476 | 0.066 | 0.002 | 0.146 | D |
| Lin-Lee (2008) | 1.115 | 0.983 | 1.224 | 0.368 | 0.302 | 0.320 | D |
| Hong (2009) | 5.126 | 4.740 | 3.407 | 0.065 | 0.000 | 0.178 | D |
| Gupta (2010) | 11.096 | 10.858 | 3.184 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | D |

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Berdasarkan mekanisme sumber gempa, persamaan GMPE yang digunakan di Indonesia dibagi menjadi tiga yaitu untuk sumber gempa zona subduksi, zona *transform fault* dan persamaan yang diturunkan berdasarkan batasan kedalaman *focus* gempa. Persamaan GMPE untuk sumber gempa zona subduksi dibagi menjadi dua jenis yaitu fungsi atenuasi untuk zona *megatrust* (*interplate*) dan zona *Benioff* (*intraplate*). Persamaan GMPE yang digunakan pada studi ini sebagian besar menggunakan data rekaman akselerograf yang berasal dari seluruh dunia (*worldwide data*). Persamaan GMPE yang digunakan untuk pengembangan peta *hazard* gempa tahun 2010 untuk setiap sumber gempa adalah sebagai berikut:

a. **Sumber gempa *shallow crustal***

Model sumber gempa: *fault* dan *shallow background*

(1) Persamaan Boore-Atkinson NGA. (Boore dan Atkinson, 2008)

(2) Persamaan Campbell-Bozorgnia NGA. (Campbell dan Bozorgnia, 2008)

(3) Persamaan Chiou-Youngs NGA. (Chiou dan Youngs, 2008)

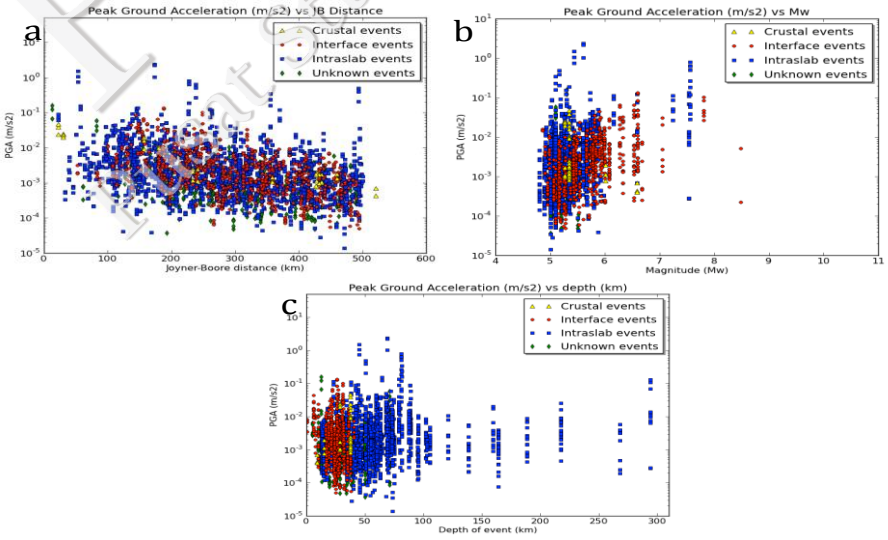
b. **Sumber gempa subduksi *interface* (*Megathrust*)**

Model sumber gempa: subduksi

(1) Persamaan *Geomatrix subduction* (Youngs dkk., SRL, 1997)

(2) Persamaan Atkinson-Boore *BC rock and global source subduction* (Atkinson dan Boore, 2003)

(3) Persamaan Zhao dkk., *with variable Vs30* (Zhao dkk., 2006)




Gambar V-9. Distribusi data yang digunakan dalam perbandingan GMPE pada Tabel V-1. a) berdasarkan jarak Joyner-Boore, b) berdasarkan magnitude, dan c) berdasarkan kedalaman (Ariska, 2013)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

c. **Sumber gempa *Benioff* (*deep intraslab*)**

Model sumber gempa: *deep background*

(1) Persamaan AB *intraslab seismicity* Cascadia *region* BC-rock *condition*. (Atkinson-Boore, Cascadia 2003)

(2) Persamaan *Geomatrix slab seismicity rock*, 1997 srl. July 25 2006. (Youngs dkk., 1997)

Persamaan AB 2003 *intraslab seismicity worldwide data region BC-rock condition*. (Atkinson-Boore, Wordwide 2003)

### 5.3.1. Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2008) NGA

Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2008) NGA (*Next Generation Attenuation*) dikembangkan untuk sumber gempa yang berada pada area *shallow crustal* (*strike slip, reverse* dan gempa normal). Persamaan ini disusun dengan model regresi dari 1.574 data gerakan tanah dari 58 kejadian gempa utama (*Main Shock*) gempa dangkal daerah patahan aktif yang memiliki rentang jarak 0 sampai dengan. 400 km, dan rentang magnitude M = 5 sampai dengan M = 8. Persamaan ini dikembangkan sebagai bagian dari *Pasific Earthquake Engineering Research Center's Next Generation Attenuation Project* (PEER NGA; Power dkk., 2008). Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2008) NGA menggunakan jarak Rjb < 200 km. Stasiun pencatatan model ini memiliki nilai $V_{S30}$ antara 180-1300 m/dt. Persamaan dan parameter yang digunakan pada Boore dan Atkinson (2008) NGA dapat dilihat pada Persamaan (5.1) hingga Persamaan (5.7) di bawah ini.

$$lnY = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(V_{S-30}, R_{JB}, M) + \varepsilon\sigma_T \quad (5.1)$$

Pada kondisi $M \leq M_h$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 RS + e_5(M - M_h) + e_6(M - M_h)^2 \quad (5.2)$$

Pada kondisi $M \geq M_h$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 RS + e_7(M - M_h) \quad (5.3)$$

$$F_D(R_{JB}, M) = [c_1 + c_2(M - M_{ref})] ln\left(\frac{R}{R_{ref}}\right) + c_3(R - R_{ref}) \quad (5.4)$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Nilai R dihitung dengan persamaan berikut

$$R = \sqrt{R_{JB}^2 + h^2} \tag{5.5}$$

Amplifikasi lapangan dihitung dengan persamaan berikut

$$F_S = F_{LIN} + F_{NL} \tag{5.6}$$

Nilai $F_{LIN}$ bersifat linier, dimana:

$$F_{LIN} = b_{lin} \ln(V_{30} + V_{ref}) \tag{5.7}$$

Parameter $b_{lin}$ adalah koefisien periode-dependent, sedangkan parameter $V_{ref}$ menunjukan *shear wave velocity* yang digunakan, yaitu760 m/s, sesuai dengan kriteria NEHRP untuk kondisi tanah B/C *site*.

Nilai $F_{NL}$ bersifat nonlinier, dimana penjelasannya tertera pada Persamaan (5.8) hingga Persamaan (5.10) berikut:

(a) Pada kondisi $pga4nl \leq a_1$:

$$F_{LIN} = b_{lin} \ln\left(\frac{pga_{low}}{0.1}\right) \tag{5.8}$$

(b) Pada kondisi $a_1 < pga4nl \leq a_2$:

$$F_{NL} = b_{nl} ln\left(\frac{pga_low}{0.1}\right) + c\left[ln\left(\frac{pga4n}{a_1}\right)\right]^2 + d\left[ln\left(\frac{pga4n}{a_1}\right)\right]^3 \tag{5.9}$$

(c) Pada kondisi $a_2 < pga4nl$ :

$$F_{LIN} = b_{lin} \ln\left(\frac{pga4nl}{0.1}\right) \tag{5.10}$$

### 5.3.2. Persamaan GMPE Campbell - Bozorgnia (2008) NGA

Persamaan GMPE kedua untuk sumber gempa pada area *shallow crustal* (*strike slip, reverse* dan gempa normal) di peta hazard 2010 adalah Campbell-Bozorgnia (2008) NGA. Terdapat 64 kejadian gempa utama yang menjadi basis persamaan ini, gempa-gempa tersebut memiliki rentang magnitude 4.3-7.9 dan nilai *rupture radius* 0.1-199 km,

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

dengan total jumlah data 1561. Bentuk umum dari persamaan Campbell-Bozorgnia (2008) NGA dapat dilihat pada Persamaan (5.11) di bawah.

$$lnY = f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} \tag{5.11}$$

Parameter pada Persamaan (5.11) pada (5.12) hingga Persamaan (5.22) berikut:

$f_{mag}$ (fungsi yang nilainya bergantung pada besarnya magnitudo)

$$f_{mag} = \begin{cases} C_0 + C_1 M; & M \leq 5.5 \\ C_0 + C_1 M + C_2(M - 5.5); & 5.5 \leq M \leq 6.5 \\ C_0 + C_1 M + C_2(M - 5.5) + C_3(M - 6.5); & M \leq 6.5 \end{cases} \tag{5.12}$$

$f_{dis}$ (fungsi yang nilainya bergantung pada jarak sumber ke *site*)

$$f_{dis} = (C_4 + C_3 M)\ln\left(\sqrt{R_{RUP}^2 + C_6^2}\right) \tag{5.13}$$

$f_{flt}$ (fungsi yang nilainya bergantung pada pada *style faulting*)

$$f_{flt} = C_7 F_{RV} f_{flt.Z} + C_8 F_{NM} \tag{5.14}$$

$$f_{flt.Z} = \begin{cases} Z_{TOR}; & Z_{TOR} < 1 \\ 1; & Z_{TOR} \geq 1 \end{cases} \tag{5.15}$$

$f_{hng}$ (fungsi yang nilainya bergantung pada efek *hanging wall*)

$$f_{hng} = C_9 f_{hng.R} f_{hng.M} f_{hng.Z} f_{hng.\delta} \tag{5.16}$$

$$f_{hng.R} = \begin{cases} 1; & R_{JB} = 0 \\ \dfrac{\left[\max\left(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}\right) - R_{JB}\right]}{\max\left(R_{RUP}, \sqrt{R_{JB}^2 + 1}\right)}; & R_{JB} > 0, Z_{TOR} < 1 \\ \dfrac{(R_{RUP} - R_{JB})}{R_{RUP}}; & R_{JB} > 0, Z_{TOR} < 1 \end{cases} \tag{5.17}$$

$$f_{hng.M} = \begin{cases} 0; & M \leq 6.0 \\ 2(M - 6.0); & 6.0 < M < 6.5 \\ 1; & M \geq 6.5 \end{cases} \tag{5.18}$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$f_{hng.Z} = \begin{cases} 0; & Z_{TOR} \geq 20 \\ \dfrac{20 - Z_{TOR}}{20}; & 0 \leq Z_{TOR} < 20 \end{cases} \quad (5.19)$$

$$f_{hng.\delta} = \begin{cases} 0; & \delta \leq 70 \\ \dfrac{90 - \delta}{20}; & \delta > 20 \end{cases} \quad (5.20)$$

$$f_{site} = \begin{cases} C_{10} ln\left(\dfrac{V_{S30}}{k_1}\right) + k_2 \left\{ ln\left[A_{100} + C\left(\dfrac{V_{S30}}{k_1}\right)^n\right] - ln[A_{100} + C] \right\}; & V_{s30} < k_1 \\ (C_{10} + k_2 n) \ln\left(\dfrac{V_{S30}}{k_1}\right); & k_1 \leq V_{S30} < 1100 \\ (C_{10} + k_2 n) \ln\left(\dfrac{1100}{k_1}\right); & V_{S30} \geq 1100 \end{cases} \quad (5.21)$$

$$f_{sed} = \begin{cases} C_{11}(Z_{2.5} - 1); & Z_{2.5} < 1 \\ 0; & 1 \leq Z_{2.5} \leq 3 \\ C_{12} k_3 e^{-0.75}\left[1 - e^{-0.25\,(Z_{2.5} - 3)}\right]; & Z_{2.5} > 3 \end{cases} \quad (5.22)$$

### 5.3.3. Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2008) NGA

Persamaan GMPE ketiga untuk area *shallow crustal* (*strike slip, reverse* dan gempa normal) adalah Chiou-Youngs (2008) NGA. Terdapat 3.551 data dari 173 kejadian gempa utama dan gempa susulan yang digunakan untuk mengembangkan persamaan ini. Persamaan Chiou-Youngs (2008) NGA diturunkan untuk percepatan tanah puncak (PGA) dan *pseudo spectral acceleration* dengan nisbah redaman 5% dengan rentang perioda dari 0.01 - 10 detik. Sekilas dapat dilihat kemiripan persamaan ini dengan persamaan Sadigh dkk. (1997), hal ini dikarenakan Chiou-Youngs (2008) NGA merupakan pengembangan dari persamaan tersebut dengan tambahan informasi untuk pembuatan model koefisien, jarak *rupture* yang digunakan hanya s.d. 70 km untuk menghindari data yang bias.

Parameter dan persamaan GMPE Chiou-Youngs (2008) NGA dapat dilihat pada Persamaan (5.23) dan Persamaan (5.24).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$\ln(SA_{1130ij}) = c_1 + c_{1a}F_{RVi} + c_{1b}F_{NMi} + c_7(Z_{TORi} - 4) + c_2(M_i - 6) + \frac{C_2 - C_3}{C_n}\ln(1 + e^{c_n(C_M - M_I)}) + C_4\ln\left(R_{RUPij} + C_5\cosh\left(C_6(M_I - C_{HM}, 0)_{max}\right)\right) + (C_{4a} - C_4)\ln\left(\sqrt{R_{RUPij}^2 + C_{RB}^2}\right) + \left\{C_{Y1} + \frac{C_{Y2}}{\cosh((M_i - C_{Y3}, 0)_{max})}\right\}.R_{RUPij} + c_9.cos^2\delta_1.tanh\left(\frac{R_{RUPij}}{2}\right)tan^{-1}\left(\frac{W_i cos\delta_1}{2(Z_{TORi} + 1)}\right)\frac{1}{\pi/2}\left\{1 - \frac{R_{JBij}}{R_{RUPij} + 0.001}\right\} + \tau.Z_I \quad (5.23)$$

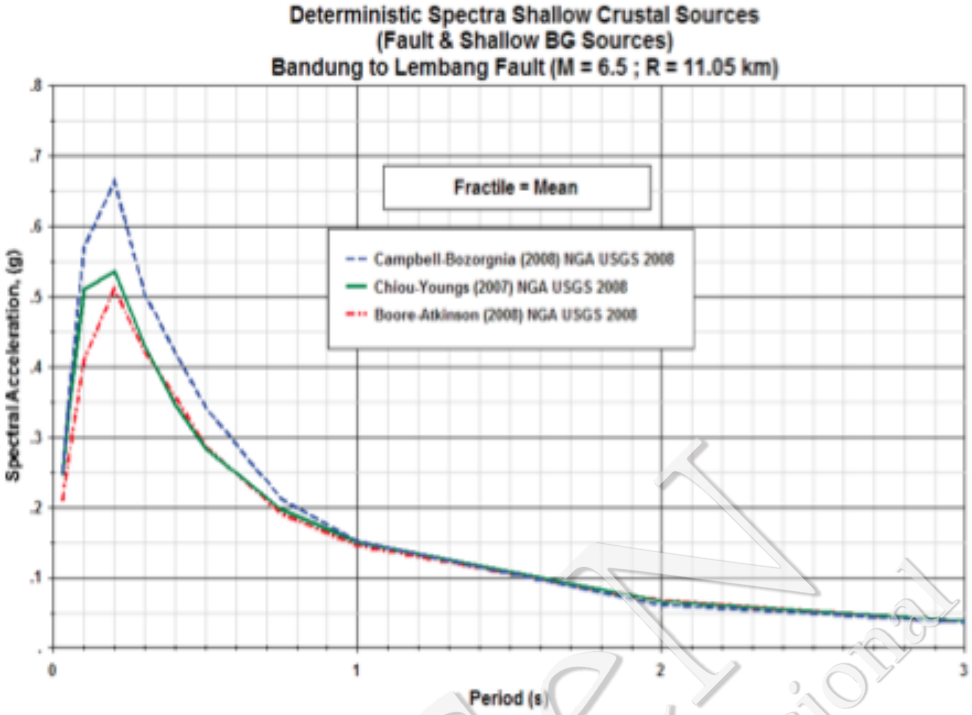
$$\ln(SA_{IJ} = \ln(SA_{1130IJ}) + \phi_1.\left(ln\left(\frac{V_{s30IJ}}{1130}\right).0\right)min + \phi_2.\left\{e^{\phi_3((V_{s30IJ},1130)_{min} - 360)} - e^{\phi_3(11360 - 360)}\right\}.ln\left(\frac{SA_{1130IJ} + \phi_4}{\phi_4}\right) + \sigma.Z_{IJ} \quad (5.24)$$

dengan,

| | | |
|---|---|---|
| $R_{RUP}$ | = | jarak terdekat ke bidang *rupture* (km) |
| $R_{JB}$ | = | jarak Joiner-Boore (km) |
| $\delta$ | = | sudut *dip rupture* |
| 0W | = | lebar *rupture* (km) |
| $Z_{TOR}$ | = | lebar *rupture* (km) |
| $F_{RV}$ | = | 1 untuk $30^0 \leq \lambda \leq 150^0$ ; nilai $F_{RV}$ = 0 untuk mekanisme lain (*reverse* dan *reverse-oblique*) |
| $F_{NM}$ | = | 1 untuk-$120^0 \leq \lambda \leq -60^0$ ; nilai $F_{NM}$ = 0 untuk mekanisme lain (normal dan normal- *oblique*) |
| $\lambda$ | = | sudut *rake* |
| $V_{s30}$ | = | kecepatan geser rata-rata untuk kedalaman tanah 30 m paling atas (m/dtk) |
| $\tau$ | = | standar error untuk *inter-event* |
| $\sigma$ | = | standar error untuk *intra-event* |

Asrurifak (2010) telah melakukan perhitungan spektra atenuasi dengan menggunakan ketiga fungsi atenuasi NGA Boore-Atkinson (2008), Campbell-Bozorgnia (2008) dan Chiou-Youngs (2008) sebagaimana dilihat pada Gambar V-10.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-10. Grafik respon spektra atenuasi Boore-Atkinson (2008), Campbell-Bozorgnia (2008) dan Chiou-Youngs (2008) untuk sumber gempa *shallow crustal* (*shallow background* dan *fault*) (Asrurifak, 2010)

### 5.3.4. Persamaan GMPE Youngs dkk. (1997)

Prediksi nilai PGA dan percepatan respon spektra pada kejadian gempa zona subduksi *interface* dan *intraslab* dengan nilai magnitude lebih besar dari 5.0, serta jarak dari *site* ke sumber gempa dalam bentuk jarak *rupture* 10 – 500 km di dalam peta *hazard* Indonesia 2010 dihitung dengan menggunakan persamaan GMPE Youngs dkk. (1997). Bentuk dari fungsi Youngs (1997) untuk batuan dan tanah secara berurutan dapat dilihat pada Persamaan (5.25) dan Persamaan (5.26).

Untuk batuan:

$$\ln(y) = 0.2418 + 1.41M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln\left(r_{rup} - 1.7818e^{0.554M}\right) + 0.000607H + 0.384Z_T \quad (5.25)$$

Untuk tanah:

$$\ln(y) = -0.6687 + 1.438M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln\left(R + 1.097e^{0.617M}\right) + 0.000648H + 0.3643Z_T \quad (5.26)$$

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

dengan,

y = *spectral acceleration* (g)

M = *magnitude moment* (M $\geq$5)

H = kedalaman (km)

$Z_T$ = tipe sumber (0 untuk kejadian *interface* dan 1 untuk kejadian *intraslab*)

R dan $r_{rup}$ = jarak terdekat ke rupture (km) (10 km $\leq R_{RUP} \leq$500 km)

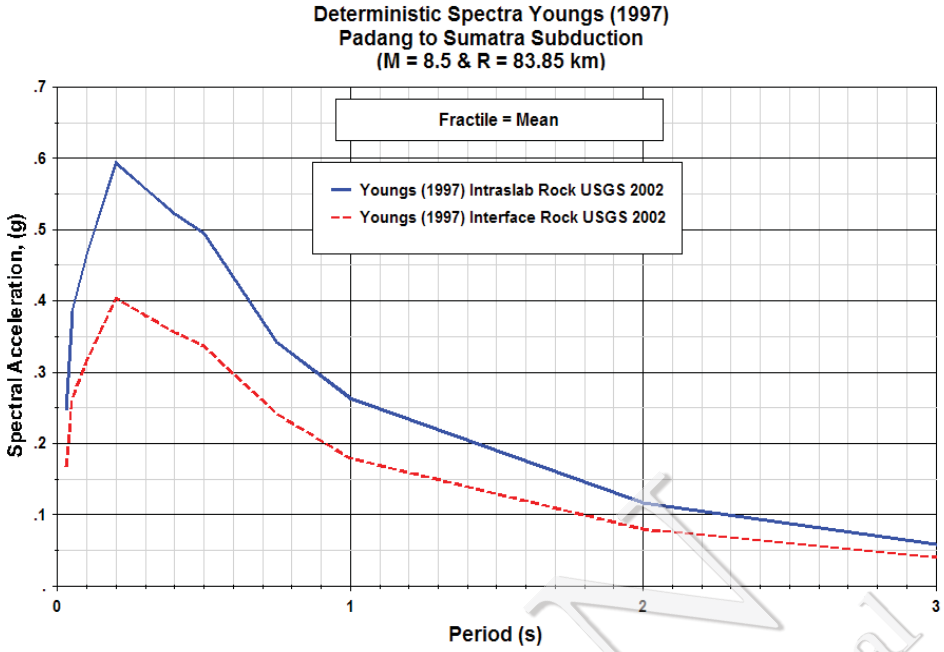
$C_{1-5}$ = koefisien regresi untuk atenuasi (Tabel V-2)

Tabel V-2. Koefisien regresi untuk persamaan GMPE Youngs dkk. (1997)

| Perioda | Sumber Gempa | Koefisien | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | $C_1$ | $C_2$ | $C_3$ | $C_4$ | $C_5$ | Zr |
| PGA | *Intraslab* | 0 | 0 | -2.556 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 0.1 | *Intraslab* | 1.188 | -0.0011 | -2.655 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 0.2 | *Intraslab* | 0.722 | -0.0027 | -2.528 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 0.3 | *Intraslab* | 0.246 | -0.0036 | -2.454 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 0.4 | *Intraslab* | -0.115 | -0.0043 | -2.401 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 0.5 | *Intraslab* | -0.4 | -0.0048 | -2.36 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 1.0 | *Intraslab* | -1.736 | -0.0064 | -2.234 | 1.45 | -0.1 | 1 |
| 1.5 | *Intraslab* | -2.634 | -0.0073 | -2.16 | 1.5 | -0.1 | 1 |
| 2.0 | *Intraslab* | -3.328 | -0.008 | -2.107 | 1.55 | -0.1 | 1 |
| 3.0 | *Intraslab* | -4.511 | -0.0089 | -2.033 | 1.65 | -0.1 | 1 |
| PGA | *Interface* | 0 | 0 | -2.556 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.1 | *Interface* | 1.188 | -0.0011 | -2.655 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.2 | *Interface* | 0.722 | -0.0027 | -2.528 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.3 | *Interface* | 0.246 | -0.0036 | -2.454 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.4 | *Interface* | -0.115 | -0.0043 | -2.401 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.5 | *Interface* | -0.4 | -0.0048 | -2.36 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 0.8 | *Interface* | -1.149 | -0.0057 | -2.286 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 1.0 | *Interface* | -1.736 | -0.0064 | -2.234 | 1.45 | -0.1 | 0 |
| 1.5 | *Interface* | -2.634 | -0.0073 | -2.16 | 1.5 | -0.1 | 0 |
| 2.0 | *Interface* | -3.328 | -0.008 | -2.107 | 1.55 | -0.1 | 0 |

Contoh model spektra atenuasi Youngs dkk. (1997) untuk kondisi *interface* dan *intraslab* dapat dilihat pada Gambar V-11.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-11. Grafik Respon Spektra persamaan GMPE Youngs dkk. (1997) untuk Subduksi *Interface* dan *Benioff Intraslab* (Asrurifak, 2010)

### 5.3.5. Persamaan GMPE Atkinson dan Boore Wordwide Data (2003)

Peta *hazard* Indonesia tahun 2010 menggunakan persamaan GMPE Atkinson dan Boore Wordwide Data (2003) untuk memprediksi PGA di sumber gempa yang berada pada area subduksi *deep background* (*Benioff Intraslab*) dan subduksi *interface*. Atkinson dan Boore Wordwide Data (2003) menggabungkan *database* respon spektra dari ratusan catatan gempa dari seluruh dunia dengan *momeny magnitude* M = 5 s.d. 8.3. Parameter dan fungsi atenuasi Atkinson-Boore 2003 dapat dilihat pada Persamaan (5.27) dan (5.28) di bawah ini.

$$\log y = fn(M) + C_3 h + C_4 R - g \log R + C_5 sl\, S_C + C_6 sl\, S_D + C_7 sl S_E \qquad (5.27)$$

dengan,

M = *moment magnitude*

Nilai M = 8.5 untuk kejadian *interface* yang memiliki M>8.5,

dan nilai M=8.0 untuk kejadian *intraslab* yang memiliki M>8.0

fn = $C_1 + C_2$ M

h = kedalaman sumber gempa dalam km, bila h> 100 maka h = 100 km

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

$$R = \sqrt{D_{fault}^2 - \Delta^2}$$

$\Delta$ = 0.00724 x $10^{0.507M}$

Sc = 1 untuk NEHRP tanah tipe B (360<Vs<760 m/dt), dan Sc bernilai 0 untuk tanah tipe lain

$S_D$ = 1 untuk NEHRP tanah tipe C (180<Vs<360 m/dt), dan $S_D$ bernilai 0 untuk tanah tipe lain

$S_E$ = 1 untuk NEHRP tanah tipe D (Vs<180 m/dt) dan $S_E$ bernilai 0, untuk tanah tipe lain

g = $10^{(1.2 - 0.13M)}$ untuk kejadian *interface* dan g = $10^{(0.301 - 0.01M)}$ untuk kejadian *intraslab*

$$sl = \begin{cases} 1 & untuk\ PGA_{TX} \leq 100\frac{cm}{dt^2}\ atau\ frek \leq 1\ Hz \\ 1 - \frac{(f-1)(PGA_{TX}-100)}{400} & untuk\ 100 \leq PGA_{TX} \leq 100\frac{cm}{dt^2}\ atau\ 1\ Hz \leq f \leq 2\ Hz \\ 1 - (f-1) & untuk\ PGA_{TX} \leq 100\frac{cm}{dt^2}\ atau\ frek \leq 1Hz \\ 1 - \frac{PGA_{TX}-100}{400} & untuk\ 100 \leq PGA_{TX} \leq 100\frac{cm}{dt^2}\ atau\ 1\ Hz \leq f \leq 2\ Hz \\ 0 & untuk\ PGA_{TX} \leq 100\frac{cm}{dt^2}\ atau\ frek \leq 1Hz \end{cases} \quad (5.28)$$

dengan,

$PGA_{TX}$ = Nilai perkiraan PGA pada batuan (NEHRP tanah B) satuan dalam cm/dt

### 5.3.6. Persamaan GMPE Atkinson dan Boore Cascadia Intraslab (2003)

Persamaan GMPE sumber gempa intraslab ketiga yang digunakan dalam peta *hazard* Indonesia 2010 adalah persamaan Atkinson dan Boore Cascadia Intraslab (2003). Persamaan ini mengunakan lebih dari 1500 data seismograf dengan rentang nilai magnitude 3 sampai dengan 7, dan rentang radius sumber gempa <10 km sampai dengan 100 km. Persamaan GMOE yang diusulkan untuk daerah batuan *East North America* dapat dilihat pada Persamaan (5.29).

$$\text{Ln SA} = c_1 + c_2(\text{M-6}) + c_3(\text{M-6})^2 \ln(\text{R})\ c_4\ \text{R} \quad (5.29)$$

dengan,

- SA adalah *pseudo-ecceleration* (5% *damped*), dan untuk *random horizontal*

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

komponen pada batuan.

- SA, PGA dalam satuan g
- PGV dalam satuan cm/s
- $c_{1\text{-}c4}$ adalah koefisien regresi sebagaimana dapat dilihat pada Tabel V-3

Perhitungan percepatan pada lapisan tanah dapat menggunakan Persamaan (5.30) dengan menambahkan nilai *logfactor* sebagaimana dapat dilihat pada Tabel V-4.

$$Log\ SA_{soil} = log\ SA_{rock} + log\ factor \tag{5.30}$$

Tabel V-3. Koefisien regresi untuk persamaan GMPE Atkinson-Boore (2003)

| Frequency (Hz) | Koefisien Regresi | | | |
|---|---|---|---|---|
| | $C_1$ | $C_2$ | $C_3$ | $C_4$ |
| 0.5 | -1.660 | 1.460 | -0.039 | 0.00000 |
| 0.8 | -0.900 | 1.462 | -0.071 | 0.00000 |
| 1.0 | -0.508 | 1.428 | -0.094 | 0.00000 |
| 1.3 | -0.094 | 1.391 | -0.118 | 0.00000 |
| 2.0 | 0.620 | 1.267 | -0.147 | 0.00000 |
| 3.2 | 1.265 | 1.094 | -0.165 | 0.00024 |
| 5.0 | 1.749 | 0.963 | -0.148 | 0.00105 |
| 7.9 | 2.140 | 0.864 | -0.129 | 0.00207 |
| 10.0 | 2.301 | 0.829 | -0.121 | 0.00279 |
| 13.0 | 2.463 | 0.797 | -0.113 | 0.00352 |
| 20.0 | 2.762 | 0.755 | -0.110 | 0.00520 |
| PGA | 1.841 | 0.686 | -0.123 | 0.00311 |
| PGV | 4.697 | 0.972 | -0.086 | 0.00000 |

Tabel V-4. Faktor amplifikasi tanah dari batuan dasar ke permukaan tanah.

| Frequency (Hz) | Log factor* | Multiplicative factor |
|---|---|---|
| 0.5 | 0.27 | 1.90 |
| 1.0 | 0.27 | 1.90 |
| 2.0 | 0.29 | 2.00 |
| 5.0 | 0.24 | 1.70 |
| 10.0 | 0.15 | 1.40 |
| 20.0 | -0.03 | 0.93 |

*Amplification factor is given in log units

Di dalam *paper* yang berjudul "*Stochastic Point-Source Modeling of Ground Motion in the Cascadia Region*", Atkinson dan Boore mengusulkan persamaan GMPE untuk daerah

Cascadia (*intraslab*) dalam bentuk "Persamaan Quadratic". Persamaan Quadratic tersebut berlaku untuk semua jarak ($r_{hypo}$ < 400 km) saat kejadian gempa memiliki magnitude besar (M ≥ 6), sedangkan untuk kejadian gempa dengan magnitude kecil (4 < M < 6) persamaan ini hanya berlaku pada jarak dekat ( $r_{hypo}$ < 35 km ).

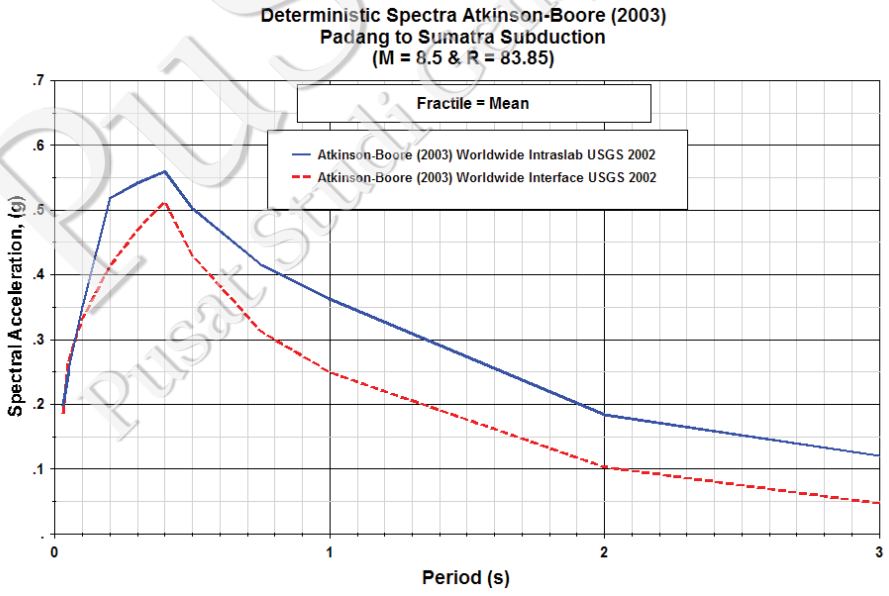
Persamaan GMPE quadratic untuk daerah batuan Cascadia dapat dilihat pada Persamaan (5.31) berikut:

$$\ln SA = c_1 + c_2(M-6) + c_3(M-6)^2 \ln r_{hypo}\, c_4\, r_{hypo} \qquad (5.31)$$

dengan,

- nilai $c_1$ s/d $c_4$ seperti pada Tabel V-3 di atas.
- SA, PGA dalam satuan g.
- PGV dalam satuan cm/s

Gambar V-12 menunjukkan contoh model spektra persamaan GMPE Atkinson-Boore (2003) untuk sumber gempa *interface* dan *intraslab*.




Gambar V-12. Grafik Respon Spektra persamaan GMPE Atkinson-Boore (2003) untuk sumber gempa *Deep Background* (*intraslab*) dan Subduksi (*interface*) (Asrurifak, 2010)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

### 5.3.7. Persamaan GMPE Zhao dkk. (2006)

Persamaan GMPE Zhao dkk. (2006) berlaku untuk sumber gempa yang berada di area subduksi. Persamaan ini dikembangkan dari hasil pengamatan 4.518 catatan gempa yang terjadi di Jepang, 1.508 dari data gempa tersebut merupakan gempa subduksi *interface*. Zhao dkk. (2006) menentukan maksimum kedalaman untuk *interface* sampai dengan 50 km. Parameter dan fungsi Zhao dkk. (2006) dapat dilihat pada Persamaan (5.32) dan Persamaan (5.33) berikut:

$$log_e(y_{i,i}) = aM_{wi} + bx_{ij} - log_e(r_{ij}) + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_1 + S_s + S_{SL} log_e(x_{IJ}) + C_K + \xi_{i,j} + \eta_i \quad (5.32)$$

$$r_{i,j} = x_{i,j} + c \exp(dM_{wi}) \quad (5.33)$$

dengan,

y = PGA (cm/dt$^2$) dengan 5% *damping*

$M_w$ = *moment magnitude*

x = jarak sumber gempa

h = kedalaman fokal

$F_R$ = parameter *reverse-fault*, parameter ini hanya digunakan untuk *even crustal* dengan *reverse-faulting*; nilainya nol untuk even yang lain.

$S_1$ = parameter sumber tipe tektonik yang digunakan untuk even *interface* dan bernilai nol untuk tipe even yang lain

$S_S$ = parameter untuk even subduksi slab (*intraslab*) dan bernilai nol untuk even yang lain

$S_{SL}$ = bagian jalur modifikasi dari *magnitude-independent* pada *even slab* untuk menghitung jalur perjalanan gelombang seismik yang komplek pada even *slab*

$C_K$ = koefisien *site class*

$h_C$ = kedalaman konstan.

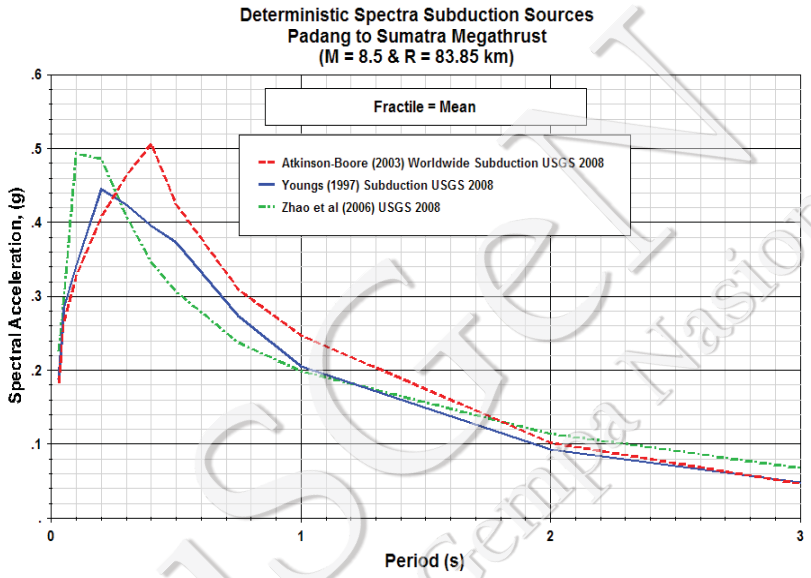
$r_{i,j}$ = kesalahan *intra-event*

Selain parameter-parameter di atas, Persamaan GMPE Zhao dkk. (2006) juga memiliki

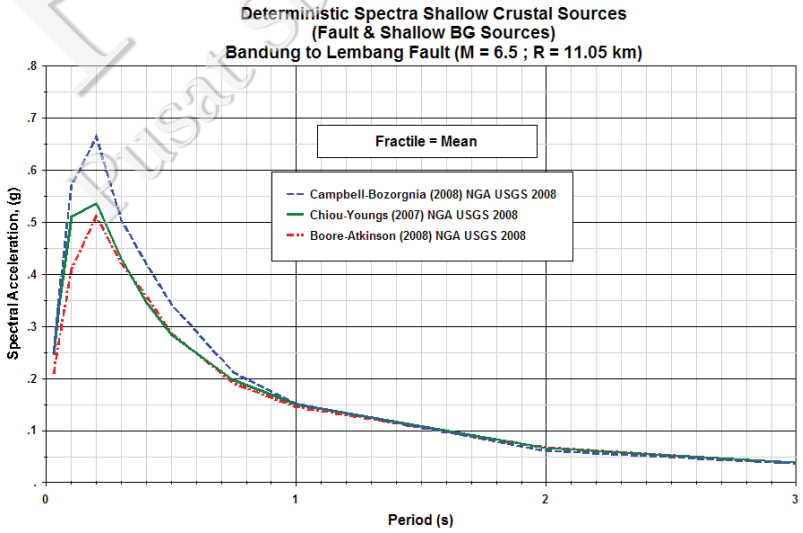
PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

koefisien a, b, c, d dan e, *site-class* $C_k$, koefisien *reverse-fault* $F_R$ dan tipe sumber $S_1$, $S_S$ dan $S_{SL}$, parameter tersebut didapat dengan analisis regresi untuk masing-masing periode.

Perbandingan analisis untuk pembuatan respon spektra untuk berbagai fungsi atenuasi telah dilakukan oleh Asrurifak (2010) dan disajikan pada Gambar V-13 sampai Gambar V-15. Gambar V-13 menunjukkan perbadingan hasil perhitungan spektra percepatan untuk sumber gempa subduksi *interface* (*Megathrust zone*), Gambar V-14 untuk sumber gempa *shallow crustal*, dan Gambar V-15 untuk gempa *intraslab* (*Benioff zone*).

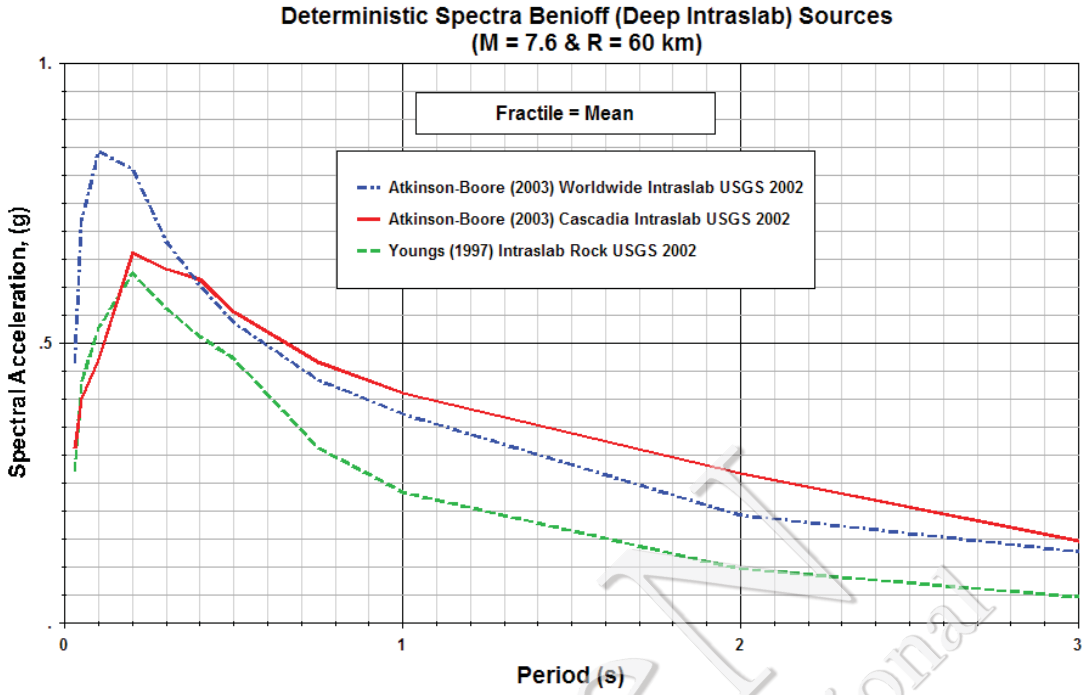



Gambar V-13. Grafik Respon Spektra untuk sumber gempa Subduksi (interface) (Asrurifak, 2010)




Gambar V-14. Grafik Respon Spektra untuk sumber gempa *Shallow Crustal* (*Fault* dan *Shallow Background*) (Asrurifak, 2010)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-15. Respon Spektra untuk sumber gempa *Benioff* (*Deep Background / intraslab*) (Asrurifak, 2010)

## 5.4 Persamaan GMPE untuk Pengembangan Peta Bahaya Gempa Indonesia 2017

Peta *hazard* gempa yang dikembangkan disatu wilayah atau satu negara harus selalu dikaji ulang setiap periode tertentu. Kajian terhadap peta *hazard* gempa pada umumnya dilakukan setiap lima tahun. Kajian ulang terhadap peta *hazard* gempa dilatarbelakangi oleh berubahnya atau bertambahnya catatan rekaman kejadian gempa yang berpengaruh terhadap satu wilayah. Alasan lain yang juga sering dilakukan untuk pengembangan peta *hazard* gempa adalah bertambahnya atau berubahnya persamaan GMPE hasil penelitian atau kajian yang telah dilakukan oleh para peneliti. Pertambahan atau perubahan persamaan GMPE pada umumnya didasarkan pada bertambahnya data kejadian gempa diseluruh dunia.

Peta *Hazard* Gempa Nasional tahun 2010 dikembangkan berdasarkan data gempa yang dicatat sampai tahun 2009. Sejak tahun 2009 sampai tahun 2015 terjadi penambahan kejadian gempa di seluruh wilayah Indonesia. Pada saat bersamaan jumlah kejadian

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

gempa yang dicatat diseluruh dunia juga makin bertambah. Berdasarkan tambahan catatan data gempa tersebut berkembang pula persamaan GMPE. Hal ini disebabkan karena persamaan GMPE merupakan persamaan yang diperoleh dari analisis regresi statistik. Penambahan data gempa mempunyai potensi untuk pengembangan persamaan GMPE lama atau penemuan persamaan GMPE baru. Dari catatan kejadian gempa diseluruh dunia berkembang pula persamaan GMPE yang diusulkan oleh para peneliti sebagai bahan kajian untuk pengembangan peta hazard gempa di Indonesia.

Mengacu pada hasil penelitian yang telah dilakukan oleh para ahli gempa maka persamaan GMPE yang digunakan untuk pengembangan Peta *Hazard* Gempa Indonesia tahun 2017 juga mengalami perubahan. Tiga persamaan GMPE untuk sumber gempa *shallow crustal fault* dan *shallow backgroun* menggunakan persamaan GMPE hasil kajian terbaru oleh tiga tim peneliti yang sama seperti tahun 2008. Ketiga persamaan GMPE tersebut dikembangkan oleh Boore-Atkinson NGA (2014), Campbell-Bozorgnia NGA (2014) dan Chiou-Youngs NGA (2014). Ketiga persamaan tersebut dikembangkan berdasarkan hasil penelitian tahun 2008.

Secara umum ketiga persamaan GMPE (juga dikenal sebagai Persamaan GMPE PEER NGA-West2) tersebut merupakan tiga dari lima persamaan yang dikembangkan berdasarkan hasil penelitian yang dilakukan pada *Project Lifelines Program of the Pacific Earthquake Engineering Research Center* (PEER) bekerja sama dengan U.S. Geological Survey (USGS) dan Southern California Earthquake Center. Dua persamaan lain yang dikembangkan pada projek ini adalah persamaan GMPE dari Idriss NGA (2014) dan Campbell and Bozorgnia. NGA (2014). Kedua persamaan GMPE terakhir tidak digunakan pada pengembangan Peta *Hazard* Gempa Indonesia tahun 2017.

Persamaan GMPE lain yang juga mengalami perubahan dan digunakan untuk pengembangan Peta *Hazard* Gempa Indonesia tahun 2017 adalah untuk sumber gempa subduksi. Persamaan GMPE baru yang digunakan adalah persamaan GMPE BC Hydro. Persamaan GMPE ini dikembangkan berdasarkan hasil study *Senior Seismic Hazard Analysis Committee* (SSHAC) level 3. Persamaan GMPE ini dikembangkan dari pencatatan 10000 data gempa diseluruh dunia dan bersumber dari 300 peristiwa gempa (Abrahamson dkk., 2014; Darrak dkk., 2014; Gregor dkk., 2012). Persamaan GMPE BC Hydro menggantikan persamaan *Geomatrix subduction* (Youngs dkk., SRL, 1997) yang sudah terlalu lama dan kurang cocok diaplikasikan untuk pengembangan peta hazard

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

gempa Indonesia tahun 2017. Secara lengkap persamaan GMPE yang digunakan untuk pengembangan peta hazard gempa Indonesia tahun 2017 adalah sebagai berikut:

a. Sumber gempa *shallow crustal*, untuk model sumber gempa *fault* dan *shallow background*:
   (1) Boore-Atkinson NGA. (Boore dan Atkinson, 2014)
   (2) Campbell-Bozorgnia NGA. (Campbell dan Bozorgnia, 2014)
   (3) Chiou-Youngs NGA. (Chiou dan Youngs, 2014)

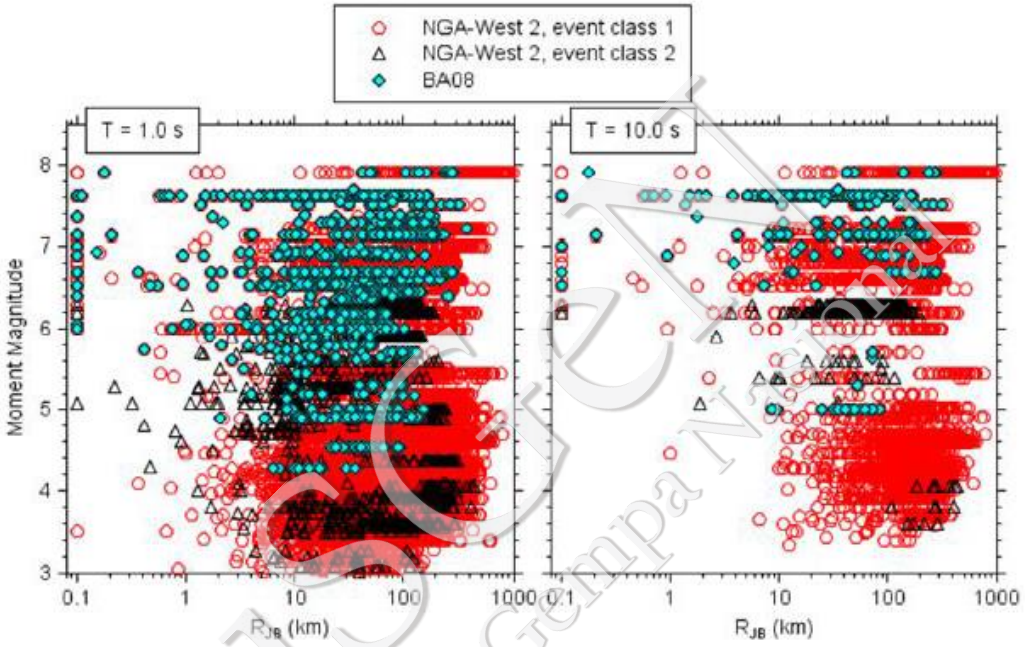
b. Sumber gempa subduksi *interface* (*Megathrust*), untuk model sumber gempa subduksi:
   (1) BCHYDRO (Abrahamson dkk., 2012)
   (2) Atkinson-Boore BC *rock and global source subduction*. (Atkinson dan Boore, 2003)
   (3) Zhao dkk., *with variable Vs30* (Zhao dkk., 2006)

c. Sumber gempa *Benioff* (*deep intraslab*), untuk model sumber gempa *deep background*:
   (1) AB *intraslab seismicity* Cascadia *region* BC-rock *condition*. (Atkinson-Boore, Cascadia 2003)
   (2) *Geomatrix slab seismicity rock*, 1997 *srl*. July 25 2006. (Youngs dkk., 1997)
   (3) AB 2003 *intraslab seismicity worldwide data region* BC-rock *condition*. (Atkinson Boore, Wordwide 2003)

### 5.4.1 Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2014) NGA untuk gempa *fault* dan *shallow background*

Persamaan GMPE Boore dan Atkinson (2014) NGA dikembangkan dengan model regresi dari data gerakan tanah yang mempunyai rentang jarak antara 0 s/d. 400 km dengan rentang *magnitude* M = 3 s/d. 8.5 untuk mekanisme kegempaan *strike-slip* dan *reverse-slip* serta M= 3.5 s/d 7 untuk mekanisme *normal-slip*. Nilai VS30 yang dapat digunakan pada persamaan GMPE ini berkisar antara 150 s/d 1500 m/s. Persamaan ini dapat digunakan untuk kedalaman basin $z_1$ antara 0 s/d 3 Km. Persamaan GMPE ini dikembangkan oleh 4 (empat) peneliti David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan dan Gail M. Atkinson (Boore dkk., 2013). Persamaan dan parameter yang digunakan pada Boore dan Atkinson (2014) NGA dapat dilihat pada Persamaan 5.34

hingga Persamaan 5.52. Pada persamaan tersebut $F_E$, $F_P$ dan $F_S$ masing-masing merupakan fungsi yang nilainya secara berurutan bergantung pada mekanisme sumber gempa, jarak sumber gempa dan kondisi *site*. Distribusi data gempa yang digunakan untuk pengembangan persamaan GMPE Boore-Atkinson (2014) diperlihatkan pada Gambar V-16.




Gambar V-16. Distribusi Data Gempa yang digunakan untuk Pengembangan Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2014 (Boore dkk., 2013)

$$lnY = F_E(M, mech) + F_P(R_{JB}, M, region) + F_S(V_{S30}, R_{JB}, M, z_1) + \varepsilon_n \sigma(M, Rjb, V_{S30}) \quad (5.34)$$

Untuk $M \leq M_h$

$$F_E(M, mech) = e_o U + e_1 SS + e_2 NS + e_3 RS + e_4(M - M_h) + e_5(M - M_h)^2 \quad (5.35)$$

Untuk $M > M_h$

$$F_M(M, mech) = e_o U + e_1 SS + e_2 NS + e_3 RS + e_6(M - M_h) \quad (5.36)$$

$$F_P(R_{JB}, M, region) = [c_1 + c_2(M - M_{ref})] ln\left(\frac{R}{R_{ref}}\right) + (c_3 - \Delta c_3)(R - R_{ref}) \quad (5.37)$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

dengan,

$$R = \sqrt{R_{JB}^2 + h^2} \tag{5.38}$$

Persamaan amplifikasi lapangan adalah

$$F_S(V_{S30}, R_{JB}, M, z_1) = ln(F_{LIN}) + ln(F_{NL}) + F_{\delta z_1}(\delta z_1) \tag{5.39}$$

dengan $F_{LIN}$ dan $F_{NL}$ adalah berturut-turut bagian linier dan nonlinier sedangkan $F_{\delta z1}$ bergantung pada kedalaman basin dan nilai amplitudo.

Pada bagian linier:

Untuk $V_{S30} \leq V_c$

$$ln(F_{LIN}) = c\, ln\left(\frac{V_{S30}}{V_{ref}}\right) \tag{5.40}$$

Untuk $V_{S30} > V_c$

$$ln(F_{LIN}) = c\, ln\left(\frac{V_c}{V_{ref}}\right) \tag{5.41}$$

Pada bagian nonlinier:

$$ln(F_{NL}) = f_1 + f_2 ln\left(\frac{PGA_r + f_3}{f_3}\right) \tag{5.42}$$

dengan $f_1$, $f_2$ dan $f_3$ adalah koefisien dan PGA adalaha median *Peak Ground Acceleration*. Nilai $f_2$ menunjukkan derajat nonlinerarity yang nilainya bergantung pada nilai $V_{S30}$. Nilai $f_2$ dapat diturunkan dari persamaan di bawah:

$$F_2 = f_4[exp\{f_5(min(V_{S30}, 760) - 360)\} + exp\{f_5(760 - 360)\}] \tag{5.43}$$

$f_4$ dan $f_5$ pada persamaan di atas merupakan koefisien.

Nilai $F_{\delta z1}$ dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$F_{\delta z_1}(\delta z_1) = \begin{cases} 0 & T < 0.65 \\ F_6 \delta z_1 & T \geq 0.65 \text{ and } \delta z_1 \leq f_7/f_6 \\ f_7 & T \geq 0.65 \text{ and } \delta z_1 > f_7/f_6 \end{cases} \quad (5.44)$$

$$\delta z_1 = z_1 - \mu_{z_1}(V_{S30}) \quad (5.45)$$

Nilai $\mu_{z1}$ dapat diambil dari dua contoh persamaan dibawah yang dikembangkan dari data di California dan Jepang.

California:

$$ln(\mu_{z_1}) = \frac{-7.15}{4} ln\left(\frac{V_{S30}^4 + 570.94^4}{1360^4 + 570.94^4}\right) \quad (5.46)$$

Jepang:

$$ln(\mu_{z_1}) = \frac{-5.23}{4} ln\left(\frac{V_{S30}^2 + 412.39^2}{1360^2 + 412.39^2}\right) \quad (5.47)$$

$$\varepsilon_n \sigma(M, Rjb, VS30) = \sqrt{\phi^2(M, R_{JB}, V_{S30}) + \tau^2(M)} \quad (5.48)$$

$$\tau(M) \begin{cases} \tau_1 & M \leq 4.5 \\ \tau_1 + (\tau_2 - \tau_1)(M - 4.5) & 4.5 < M < 5.5 \\ \tau_1 & M \geq 5.5 \end{cases} \quad (5.49)$$

$$\phi(M, R_{JB}, V_{S30}) \begin{cases} \phi(M, R_{JB}) & V_{S30} \geq V_2 \\ \phi(M, R_{JB}) - \Delta\phi_v \left(\frac{ln(V_2/V_{S30})}{ln(V_2/V_1)}\right) & V_1 \leq V_{S30} \leq V_2 \\ \phi(M, R_{JB}) - \Delta\emptyset_V & R_{S30} \leq V_1 \end{cases} \quad (5.50)$$

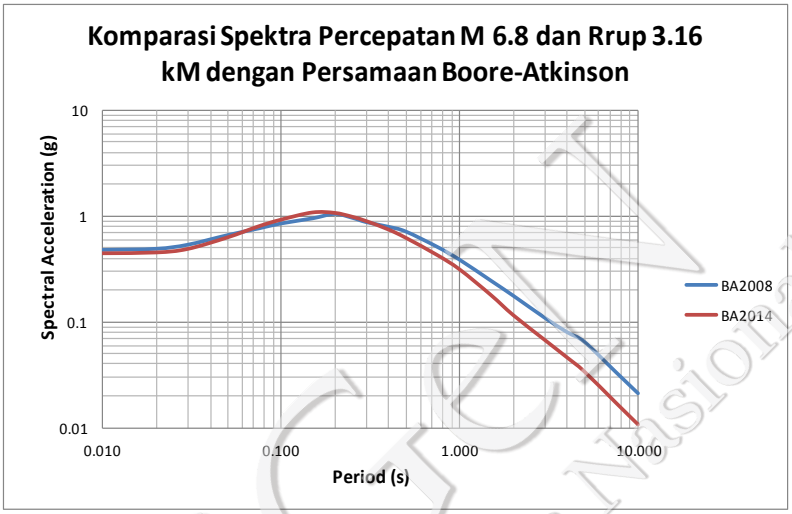
$$\phi(M, R_{JB}) \begin{cases} \phi(M) & R_{JB} \leq R_1 \\ \phi(M) - \Delta\phi_R \left(\frac{ln(R_{JB}/R_1)}{ln(R_2/R_1)}\right) & R_1 < R_{JB} \leq R_2 \\ \phi(M) - \Delta\emptyset_R & R_{JB} > R_2 \end{cases} \quad (5.51)$$

$$\phi(M) \begin{cases} \phi_1 & M \leq 4.5 \\ \phi_1 + (\phi_2 - \phi_1)(M - 4.5) & 4.5 < M < 5.5 \\ \phi_2 & M \geq 5.5 \end{cases} \quad (5.52)$$

Semua koefisien yang digunakan pada persamaan GMPE Boore-Atkinson (2014) dapat dilihat pada Tabel V-5. Pada tabel tersebut terlihat persamaan ini dapat digunakan untuk

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

menghitung spektra percepatan (SA) dibatuan dasar dengan periode 0.1 s/d 10 detik. Periode 0 detik digunakan untuk perhitungan nilai PGA sedangkan periode -1 detik digunakan untuk perhitungan nilai PGV (*Peak Ground Velocity*). Nilai SA dan PGA yang dihitung dengan persamaan ini dalam satuan "g" sedangkan PGV dalam satuan m/s. Gambar V-17 menunjukkan perbandingan spektra percepatan yang dihitung dengan persamaan GMPE Boore-Atkinson 2008 dan 2014.




Gambar V-17. Komparasi Nilai Spektra Percepatan Hasil Analisis dengan Menggunakan Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2008 dan 2014 (Campbell and Bozorgnia, 2013)

Tabel V-5a. Koeffisien Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2014

| *T (s)* | $e_0$ | $e_1$ | $e_2$ | $e_3$ | $e_4$ | $e_5$ | $e_6$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.4534 | 0.4916 | 0.2519 | 0.4599 | 1.421 | 0.04932 | -0.1659 |
| 0.02 | 0.48598 | 0.52359 | 0.29707 | 0.48875 | 1.4331 | 0.053388 | -0.16561 |
| 0.03 | 0.56916 | 0.6092 | 0.40391 | 0.55783 | 1.4261 | 0.061444 | -0.1669 |
| 0.05 | 0.75436 | 0.79905 | 0.60652 | 0.72726 | 1.3974 | 0.067357 | -0.18082 |
| 0.08 | 0.96447 | 1.0077 | 0.77678 | 0.9563 | 1.4174 | 0.073549 | -0.19665 |
| 0.10 | 1.1268 | 1.1669 | 0.8871 | 1.1454 | 1.4293 | 0.055231 | -0.19838 |
| 0.15 | 1.3095 | 1.3481 | 1.0648 | 1.3324 | 1.2844 | -0.042065 | -0.18234 |
| 0.20 | 1.3255 | 1.359 | 1.122 | 1.3414 | 1.1349 | -0.11096 | -0.15852 |
| 0.25 | 1.2766 | 1.3017 | 1.0828 | 1.3052 | 1.0166 | -0.16213 | -0.12784 |
| 0.30 | 1.2217 | 1.2401 | 1.0246 | 1.2653 | 0.95676 | -0.1959 | -0.092855 |
| 0.40 | 1.1046 | 1.1214 | 0.89765 | 1.1552 | 0.96766 | -0.22608 | -0.023189 |
| 0.50 | 0.96991 | 0.99106 | 0.7615 | 1.012 | 1.0384 | -0.23522 | 0.029119 |
| 0.75 | 0.66903 | 0.69737 | 0.47523 | 0.69173 | 1.2871 | -0.21591 | 0.10829 |
| 1.00 | 0.3932 | 0.4218 | 0.207 | 0.4124 | 1.5004 | -0.18983 | 0.17895 |
| 1.50 | -0.14954 | -0.11866 | -0.3138 | -0.1437 | 1.7622 | -0.1467 | 0.33896 |
| 2.00 | -0.58669 | -0.55003 | -0.71466 | -0.60658 | 1.9152 | -0.11237 | 0.44788 |
| 3.00 | -1.1898 | -1.142 | -1.23 | -1.2664 | 2.1323 | -0.04332 | 0.62694 |
| 4.00 | -1.6388 | -1.5748 | -1.6673 | -1.7516 | 2.204 | -0.014642 | 0.76303 |
| 5.00 | -1.966 | -1.8882 | -2.0245 | -2.0928 | 2.2299 | -0.014855 | 0.87314 |
| 7.50 | -2.5865 | -2.4874 | -2.8176 | -2.6854 | 2.1187 | -0.081606 | 1.0121 |
| 10.00 | -3.0702 | -2.9537 | -3.3776 | -3.1726 | 1.8837 | -0.15096 | 1.0651 |
| 0 | 0.4473 | 0.4856 | 0.2459 | 0.4539 | 1.431 | 0.05053 | -0.1662 |
| -1.00 | 5.037 | 5.078 | 4.849 | 5.033 | 1.073 | -0.1536 | 0.2252 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel V-5b. Koeffisien Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2014

| $M_h$ | $c_1$ | $c_2$ | $c_3$ | $M_{ref}$ | $R_{ref}$ (km) | h (km) | $\Delta c_3$ (globalCATW) | $\Delta c_3$ (ChinaTurkey) | $\Delta c_3$ (ItalyJapan) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 5.5 | -1.13400 | 0.19160 | -0.00809 | 4.5 | 1 | 4.5 | 0.000000 | 0.002820 | -0.002440 |
| 5.5 | -1.13940 | 0.18962 | -0.00807 | 4.5 | 1 | 4.5 | 0.000000 | 0.002780 | -0.002340 |
| 5.5 | -1.14210 | 0.18842 | -0.00834 | 4.5 | 1 | 4.49 | 0.000000 | 0.002760 | -0.002170 |
| 5.5 | -1.11590 | 0.18709 | -0.00982 | 4.5 | 1 | 4.2 | 0.000000 | 0.002960 | -0.001990 |
| 5.5 | -1.08310 | 0.18225 | -0.01058 | 4.5 | 1 | 4.04 | 0.000000 | 0.002960 | -0.002160 |
| 5.54 | -1.06520 | 0.17203 | -0.01020 | 4.5 | 1 | 4.13 | 0.000000 | 0.002880 | -0.002440 |
| 5.74 | -1.05320 | 0.15401 | -0.00898 | 4.5 | 1 | 4.39 | 0.000000 | 0.002790 | -0.002710 |
| 5.92 | -1.06070 | 0.14489 | -0.00772 | 4.5 | 1 | 4.61 | 0.000000 | 0.002610 | -0.002970 |
| 6.05 | -1.07730 | 0.13925 | -0.00652 | 4.5 | 1 | 4.78 | 0.000000 | 0.002440 | -0.003140 |
| 6.14 | -1.09480 | 0.13388 | -0.00548 | 4.5 | 1 | 4.93 | 0.000000 | 0.002200 | -0.003300 |
| 6.2 | -1.12430 | 0.12512 | -0.00405 | 4.5 | 1 | 5.16 | 0.000000 | 0.002110 | -0.003210 |
| 6.2 | -1.14590 | 0.12015 | -0.00322 | 4.5 | 1 | 5.34 | 0.000000 | 0.002350 | -0.002910 |
| 6.2 | -1.17770 | 0.11054 | -0.00193 | 4.5 | 1 | 5.6 | 0.000000 | 0.002690 | -0.002530 |
| 6.2 | -1.19300 | 0.10248 | -0.00121 | 4.5 | 1 | 5.74 | 0.000000 | 0.002920 | -0.002090 |
| 6.2 | -1.20630 | 0.09645 | -0.00037 | 4.5 | 1 | 6.18 | 0.000000 | 0.003040 | -0.001520 |
| 6.2 | -1.21590 | 0.09636 | 0.00000 | 4.5 | 1 | 6.54 | 0.000000 | 0.002920 | -0.001170 |
| 6.2 | -1.21790 | 0.09764 | 0.00000 | 4.5 | 1 | 6.93 | 0.000000 | 0.002620 | -0.001190 |
| 6.2 | -1.21620 | 0.10218 | -0.00005 | 4.5 | 1 | 7.32 | 0.000000 | 0.002610 | -0.001080 |
| 6.2 | -1.21890 | 0.10353 | 0.00000 | 4.5 | 1 | 7.78 | 0.000000 | 0.002600 | -0.000570 |
| 6.2 | -1.25430 | 0.12507 | 0.00000 | 4.5 | 1 | 9.48 | 0.000000 | 0.002600 | 0.000380 |
| 6.2 | -1.32530 | 0.15183 | 0.00000 | 4.5 | 1 | 9.66 | 0.000000 | 0.003030 | 0.001490 |
| 5.5 | -1.13400 | 0.19170 | -0.00809 | 4.5 | 1 | 4.5 | 0.000000 | 0.002860 | -0.002550 |
| 6.2 | -1.24300 | 0.14890 | -0.00344 | 4.5 | 1 | 5.3 | 0.000000 | 0.004350 | -0.000330 |

Tabel V-5c. Koeffisien Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2014

| c | $V_c$ (m/s) | $V_{ref}$ (m/s) | $f_1$ | $f_3$ | $f_4$ | $f_5$ | $f_6$ (1/km) | $f_7$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| -0.6037 | 1500.20 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1483 | -0.00701 | -9.9 | -9.9 |
| -0.5739 | 1500.36 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1471 | -0.00728 | -9.9 | -9.9 |
| -0.5341 | 1502.95 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1549 | -0.00735 | -9.9 | -9.9 |
| -0.4580 | 1501.42 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1920 | -0.00647 | -9.9 | -9.9 |
| -0.4441 | 1494.00 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2350 | -0.00573 | -9.9 | -9.9 |
| -0.4872 | 1479.12 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2492 | -0.00560 | -9.9 | -9.9 |
| -0.5796 | 1442.85 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2571 | -0.00585 | -9.9 | -9.9 |
| -0.6876 | 1392.61 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2466 | -0.00614 | -9.9 | -9.9 |
| -0.7718 | 1356.21 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2357 | -0.00644 | -9.9 | -9.9 |
| -0.8417 | 1308.47 | 760 | 0 | 0.1 | -0.2191 | -0.00670 | -9.9 | -9.9 |
| -0.9109 | 1252.66 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1958 | -0.00713 | -9.9 | -9.9 |
| -0.9693 | 1203.91 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1750 | -0.00744 | -9.9 | -9.9 |
| -1.0154 | 1147.59 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1387 | -0.00812 | 0.092 | 0.059 |
| -1.0500 | 1109.95 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1052 | -0.00844 | 0.367 | 0.208 |
| -1.0454 | 1072.39 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0620 | -0.00771 | 0.638 | 0.309 |
| -1.0392 | 1009.49 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0361 | -0.00479 | 0.871 | 0.382 |
| -1.0112 | 922.43 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0136 | -0.00183 | 1.135 | 0.516 |
| -0.9694 | 844.48 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0032 | -0.00152 | 1.271 | 0.629 |
| -0.9195 | 793.13 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0003 | -0.00144 | 1.329 | 0.738 |
| -0.7766 | 771.01 | 760 | 0 | 0.1 | -0.0001 | -0.00137 | 1.329 | 0.809 |
| -0.6558 | 775.00 | 760 | 0 | 0.1 | 0.0000 | -0.00136 | 1.183 | 0.703 |
| -0.6000 | 1500.00 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1500 | -0.00701 | -9.900 | -9.900 |
| -0.8400 | 1300.00 | 760 | 0 | 0.1 | -0.1000 | -0.00844 | -9.900 | -9.900 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel V-5d. Koeffisien Persamaan GMPE Boore-Atkinson 2014

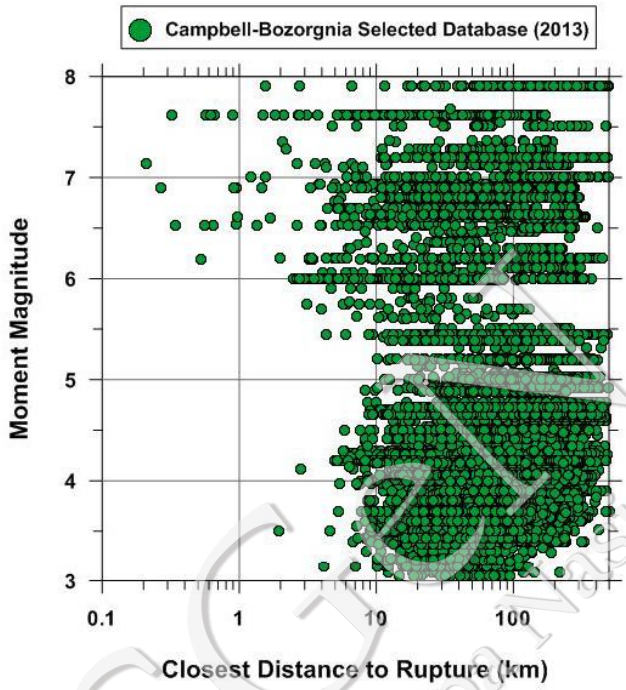
| $R_1$ (km) | $R_2$ (km) | $\Delta\phi_R$ | $\Delta\phi_V$ | $V_1$ (m/s) | $V_2$ (m/s) | $\phi_1$ | $\phi_2$ | $\tau_1$ | $\tau_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 111.670 | 270.000 | 0.096 | 0.070 | 225 | 300 | 0.6980 | 0.4990 | 0.4020 | 0.3450 |
| 113.100 | 270.000 | 0.092 | 0.030 | 225 | 300 | 0.7020 | 0.5020 | 0.4090 | 0.3460 |
| 112.130 | 270.000 | 0.081 | 0.029 | 225 | 300 | 0.7210 | 0.5140 | 0.4450 | 0.3640 |
| 97.930 | 270.000 | 0.063 | 0.030 | 225 | 300 | 0.7530 | 0.5320 | 0.5030 | 0.4260 |
| 85.990 | 270.040 | 0.064 | 0.022 | 225 | 300 | 0.7450 | 0.5420 | 0.4740 | 0.4660 |
| 79.590 | 270.090 | 0.087 | 0.014 | 225 | 300 | 0.7280 | 0.5410 | 0.4150 | 0.4580 |
| 81.330 | 270.160 | 0.120 | 0.015 | 225 | 300 | 0.7200 | 0.5370 | 0.3540 | 0.3880 |
| 90.910 | 270.000 | 0.136 | 0.045 | 225 | 300 | 0.7110 | 0.5390 | 0.3440 | 0.3090 |
| 97.040 | 269.450 | 0.141 | 0.055 | 225 | 300 | 0.6980 | 0.5470 | 0.3500 | 0.2660 |
| 103.150 | 268.590 | 0.138 | 0.050 | 225 | 300 | 0.6750 | 0.5610 | 0.3630 | 0.2290 |
| 106.020 | 266.540 | 0.122 | 0.049 | 225 | 300 | 0.6430 | 0.5800 | 0.3810 | 0.2100 |
| 105.540 | 265.000 | 0.109 | 0.060 | 225 | 300 | 0.6150 | 0.5990 | 0.4100 | 0.2240 |
| 108.390 | 266.510 | 0.100 | 0.070 | 225 | 300 | 0.5810 | 0.6220 | 0.4570 | 0.2660 |
| 116.390 | 270.000 | 0.098 | 0.020 | 225 | 300 | 0.5530 | 0.6250 | 0.4980 | 0.2980 |
| 125.380 | 262.410 | 0.104 | 0.010 | 225 | 300 | 0.5320 | 0.6190 | 0.5250 | 0.3150 |
| 130.370 | 240.140 | 0.105 | 0.008 | 225 | 300 | 0.5260 | 0.6180 | 0.5320 | 0.3290 |
| 130.360 | 195.000 | 0.088 | 0.000 | 225 | 300 | 0.5340 | 0.6190 | 0.5370 | 0.3440 |
| 129.490 | 199.450 | 0.070 | 0.000 | 225 | 300 | 0.5360 | 0.6160 | 0.5430 | 0.3490 |
| 130.220 | 230.000 | 0.061 | 0.000 | 225 | 300 | 0.5280 | 0.6220 | 0.5320 | 0.3350 |
| 130.720 | 250.390 | 0.058 | 0.000 | 225 | 300 | 0.5120 | 0.6340 | 0.5110 | 0.2700 |
| 130.000 | 210.000 | 0.060 | 0.000 | 225 | 300 | 0.5100 | 0.6040 | 0.4870 | 0.2390 |
| 110.000 | 270.000 | 0.100 | 0.070 | 225 | 300 | 0.6950 | 0.4950 | 0.3980 | 0.3480 |
| 105.000 | 272.000 | 0.082 | 0.080 | 225 | 300 | 0.6440 | 0.5520 | 0.4010 | 0.3460 |

### 5.4.2 Persamaan GMPE Campbell - Bozorgnia (2014) NGA untuk gempa *fault* dan *shallow background*

Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia (2014) NGA diberlakukan untuk sumber gempa yang berada pada area *shallow crustal* (*strike slip, reverse* dan gempa normal). Persamaan ini dikembangkan dengan model regresi dari data *strong-motion* yang dicatat diseluruh dunia . Jumlah data pengamatan tiga komponen gelombang gempa yang digunakan untuk mengembangkan persamaan ini adalah 15521 dari 322 peristiwa gempa dengan magnitude antara 3 sampai $M_w$ = 7,9. Jarak sumber gempa yang dapat digunakan dengan persamaan ini maksimum 500 Km dengan jarak bidang *rupture* antara 0 sampai 80 Km. Gambar V-17 menunjukkan data kejadian gempa yang digunakan untuk pengembangan persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia (2014). Gambar tersebut menunjukkan hubungan antara *magnitude* gempa dengan jarak bidang *rupture* terdekat terhadap posisi stasiun pengematan gempa. Bentuk umum dari persamaan Campbell-Bozorgnia (2014) NGA dapat dilihat pada Persamaan 5.53. Gambar V-18 menunjukkan perbandingan hasil perhitungan nilai spektra percepatan yang dihitung dengan persamaan GMPE Campbell-

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Bozorgnia 2008 dan 2014, dan Gambar V-19 memperlihatkan komparasi nilai spektra percepatan hasil analisis dengan menggunakan persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2008 dan 2014 (Campbell and Bozorgnia, 2013).




Gambar V-18. Distribusi Data Gempa yang Digunakan untuk Pengembangan Persamaan Campbell-Bozorgnia 2014 (Campbell and Bozorgnia, 2013)

$$lnY = \begin{cases} Ln\,PGA; & Y = PGA, T < 0.25 \\ f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} + fhyp_{hyp} + fdipf_{dip} + fattnf_{attn} \end{cases} \quad (5.53)$$

dengan,

$f_{mag}$ (fungsi yang nilainya bergantung pada besarnya *magnitude*)

$$f_{mag} = \begin{cases} C_0 + C_1 M; & M \leq 4.5 \\ C_0 + C_1 M + C_2(M - 4.5); & 4.5 < M \leq 5.5 \\ C_0 + C_1 M + C_2(M - 4.5) + C_3(M - 5.5); & 5.5 < M \leq 6.5 \\ C_0 + C_1 M + C_2(M - 4.5) + C_3(M - 5.5) + C_4(M - 6.5); & M \geq 6.5 \end{cases} \quad (5.54)$$

$f_{dis}$ (fungsi kebergantungan pada sumber ke *site*)

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

$$f_{dis} = (C_5 + C_6 M)\ln(\sqrt{R_{RUP}^2 + C_7^2} \tag{5.55}$$

$f_{flt}$ (fungsi kebergantungan pada *style faulting*)

$$f_{flt} = f_{flt,F} + f_{flt,M} \tag{5.56}$$

$$f_{flt,F} = c_8 F_{RV} + c_9 F_{NM} \tag{5.57}$$

$$f_{flt.NM} = \begin{cases} 0; & M < 4.5 \\ M - 4.5; & 4.5 \leq M \leq 5.5 \\ 1; & M \leq 5.5 \end{cases} \tag{5.58}$$

$f_{hng}$ (fungsi kebergantungan pada efek *hanging wall*)

$$f_{hng} = C_{10} f_{hng.Rx} f_{hng.Rrup} f_{hng.M} f_{hng.Z} f_{hng.\delta} \tag{5.59}$$

$$f_{hng.Rx} = \begin{cases} 0; & R_X < 0 \\ f_1(R_x); & 0 < R_x < R1 \\ max[f_2(R_x), 0]; & R_x \geq R1 \end{cases} \tag{5.60}$$

$$f_1(R_x) = h_1 + h_2(R_x/R_1) + h_3(R_x/R_1)^2 \tag{5.61}$$

$$f_2(R_x) = h_4 + h_5\left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1}\right) + h_6\left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1}\right)^2 \tag{5.62}$$

$$R_1 = W\cos(\delta) \tag{5.63}$$

$$R_2 = 62M - 350 \tag{5.64}$$

$$f_{hng.R_{Rup}} = \begin{cases} 1; & R_{Rup} = 0 \\ (R_{RUP} - R_{JB})/R_{RUP}; & R_{RUP} > 0 \end{cases} \tag{5.65}$$

$$f_{hng.M} = \begin{cases} 0; & M \leq 5.5 \\ (M - 5.5)[1 + a_2(M - 6.5)]; & 5.5 < M \leq 6.5 \\ 1 + a_2(M - 6.5); & M > 6.5 \end{cases} \tag{5.66}$$

$$f_{hng.Z} = \begin{cases} 1 - 0.06 Z_{TOR}; & Z_{TOR} \leq 16.66 \\ 0; & Z_{TOR} \geq 216.66 \end{cases} \tag{5.67}$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$f_{hng,\delta} = (90 - \delta)/45 \tag{5.68}$$

$f_{site}$ (fungsi kebergantungan pada kondisi *site*

$$f_{site} = f_{site,G} + S_J f_{site,J} \tag{5.69}$$

$$f_{site,G} = \begin{cases} C_{11} ln\left(\frac{V_{S30}}{k_1}\right) + k_2 \left\{ ln\left[A_{1100} + C(\frac{V_{S30}}{k_1})^n\right] - ln[A_{1100} + C]\right\}; & V_{S30} \le k_1 \\ (C_{11} + k_2 n) \ln\left(\frac{V_{S30}}{k_1}\right); & V_{S30} > k_1 \end{cases} \tag{5.70}$$

$$f_{site,J} = \begin{cases} (C_{12} + k_2 n)\left[ln\left(\frac{V_{S30}}{k_1}\right) - ln\left(\frac{200}{k_1}\right)\right]; & V_{S30} \le 200 \\ (C_{13} + k_2 n) \ln\left(\frac{V_{S30}}{k_1}\right); & All\ V_{S30} \end{cases} \tag{5.71}$$

$f_{sed}$ = fungsi kebergantungan pada kondisi *basin*

$$f_{sed} = \begin{cases} (C_{14} - C_{15} S_J)(Z_{2.5} - 1); & Z_{2.5} < 1 \\ 0; & 1 \le Z_{2.5} \le 3 \\ C_{16} k_3 e^{-0.75}[1 - exp(-0.25(Z_{2.5} - 3))]; & Z_{2.5} > 3 \end{cases} \tag{5.72}$$

$f_{HYP}$ = fungsi kebergantungan pada jarak *hypocentral*

$$f_{hyp} = f_{hyp,H} + f_{hyp,M} \tag{5.73}$$

$$f_{hip,H} = \begin{cases} 0; & Z_{HYP} \le 7 \\ Z_{HYP} - 7\ ; & 7 < Z_{HYP} \le 10 \\ 13; & Z_{HYP} > 6.5 \end{cases} \tag{5.74}$$

$$f_{hip,M} = \begin{cases} C_{17}; & M \le 5.5 \\ [C_{17} + (C_{18} - C_{17})(M - 5.5)]\ ; & 5.5 < M \le 6.5 \\ C_{18}; & M > 6.5 \end{cases} \tag{5.75}$$

$f_{dyp}$ = fungsi kebergantungan pada sudut *dip*

$$f_{dip} = \begin{cases} C_{19}\delta; & M \le 4.5 \\ C_{19}(5.5 - M)\delta; & 4.5 < M \le 5.5 \\ 0; & M > 5.5 \end{cases} \tag{5.76}$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$f_{attn}$ = fungsi kebergantungan pada unelastic *attenuation*

$$f_{attn} = \begin{cases} (C_{20} + \Delta C_{20})(R_{RUP} - 80); & R_{RUP} > 80 \\ 0; & R_{RUP} \leq 80 \end{cases} \quad (5.77)$$

dengan,

M = magnitudo

$R_{RUP}$ = jarak terdekat terhadap bidang *rupture* (Km)

$R_{JB}$ = jarak tedekat terhadap proyeksi permukaan dari bidang *rupture* (Km)

RX = jarak terdekat terhadap proyeksi permukaan dari ujung atas dari bidang *rupture* (Km)

W = *down-dip width dari bidang rupture* (Km)

$Z_{TOR}$ = kedalaman dari puncak bidang rupture (Km)

δ = sudut dip rata-rata dari bidang runtuh ($^o$)

$V_{S30}$ = kecepatan geser rata-rata dari lapisan sampai kedalaman 30 meter (m/s)

$A_{1100}$ = nilai perkiraan median dari PGA pada lapisan batuan yang memiliki nilai VS30 = 1100 m/s (g)

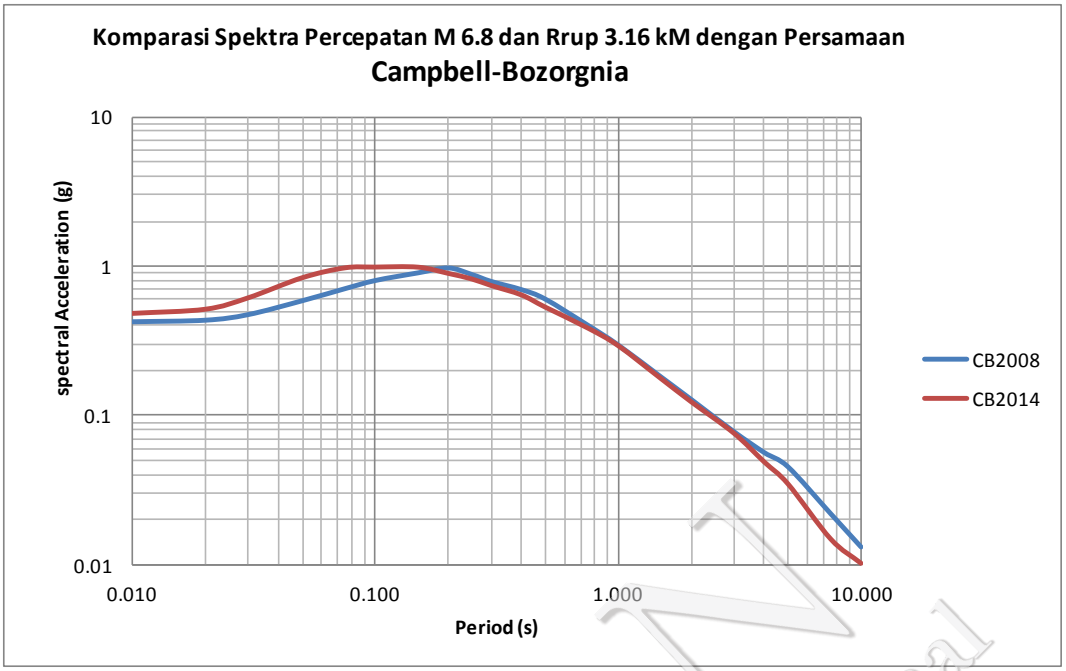
$S_J$ = indicator variable yang menunjukkan pengaruh dari kondisi regional dimana nilai $S_J$ = 1 untuk daerah Jepang dan $S_J$ = 0 untuk daerah lain.

Z2.5 = kedalaman sediment yang memiliki kecepatan rambat gelombang geser 2.5 Km/s

$Z_{HYP}$ = kedalaman hypocentral dari gempa (Km)

C1-c20 = koeffisien sebagaimana dapat dilihat pada Tabel V-6

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-19. Komparasi Nilai Spektra Percepatan Hasil Analisis dengan Menggunakan Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2008 dan 2014

Tabel V-6 memberikan informasi nilai Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014.

Tabel V-6a. Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014

| $T$ (s) | $c_0$ | $c_1$ | $c_2$ | $c_3$ | $c_4$ | $c_5$ | $c_6$ | $c_7$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | -4.365 | 0.977 | 0.533 | -1.485 | -0.499 | -2.773 | 0.248 | 6.753 |
| 0.02 | -4.348 | 0.976 | 0.549 | -1.488 | -0.501 | -2.772 | 0.247 | 6.502 |
| 0.03 | -4.024 | 0.931 | 0.628 | -1.494 | -0.517 | -2.782 | 0.246 | 6.291 |
| 0.05 | -3.479 | 0.887 | 0.674 | -1.388 | -0.615 | -2.791 | 0.240 | 6.317 |
| 0.08 | -3.293 | 0.902 | 0.726 | -1.469 | -0.596 | -2.745 | 0.227 | 6.861 |
| 0.10 | -3.666 | 0.993 | 0.698 | -1.572 | -0.536 | -2.633 | 0.210 | 7.294 |
| 0.15 | -4.866 | 1.267 | 0.510 | -1.669 | -0.490 | -2.458 | 0.183 | 8.031 |
| 0.20 | -5.411 | 1.366 | 0.447 | -1.750 | -0.451 | -2.421 | 0.182 | 8.385 |
| 0.25 | -5.962 | 1.458 | 0.274 | -1.711 | -0.404 | -2.392 | 0.189 | 7.534 |
| 0.30 | -6.403 | 1.528 | 0.193 | -1.770 | -0.321 | -2.376 | 0.195 | 6.990 |
| 0.40 | -7.566 | 1.739 | -0.020 | -1.594 | -0.426 | -2.303 | 0.185 | 7.012 |
| 0.50 | -8.379 | 1.872 | -0.121 | -1.577 | -0.440 | -2.296 | 0.186 | 6.902 |
| 0.75 | -9.841 | 2.021 | -0.042 | -1.757 | -0.443 | -2.232 | 0.186 | 5.522 |
| 1.00 | -11.011 | 2.180 | -0.069 | -1.707 | -0.527 | -2.158 | 0.169 | 5.650 |
| 1.50 | -12.469 | 2.270 | 0.047 | -1.621 | -0.630 | -2.063 | 0.158 | 5.795 |
| 2.00 | -12.969 | 2.271 | 0.149 | -1.512 | -0.768 | -2.104 | 0.158 | 6.632 |
| 3.00 | -13.306 | 2.150 | 0.368 | -1.315 | -0.890 | -2.051 | 0.148 | 6.759 |
| 4.00 | -14.02 | 2.132 | 0.726 | -1.506 | -0.885 | -1.986 | 0.135 | 7.978 |
| 5.00 | -14.558 | 2.116 | 1.027 | -1.721 | -0.878 | -2.021 | 0.135 | 8.538 |
| 7.50 | -15.509 | 2.223 | 0.169 | -0.756 | -1.077 | -2.179 | 0.165 | 8.468 |
| 10.00 | -15.975 | 2.132 | 0.367 | -0.800 | -1.282 | -2.244 | 0.180 | 6.564 |
| 0.00 | -4.416 | 0.984 | 0.537 | -1.499 | -0.496 | -2.773 | 0.248 | 6.768 |
| -1.00 | -2.895 | 1.510 | 0.270 | -1.299 | -0.453 | -2.466 | 0.204 | 5.837 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel V-6b. Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014

| $T$ (s) | $c_8$ | $c_9$ | $c_{10}$ | $c_{11}$ | $c_{12}$ | $c_{13}$ | $c_{14}$ | $c_{15}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0 | -0.214 | 0.720 | 1.094 | 2.191 | 1.416 | -0.0070 | -0.207 |
| 0.02 | 0 | -0.208 | 0.730 | 1.149 | 2.189 | 1.453 | -0.0167 | -0.199 |
| 0.03 | 0 | -0.213 | 0.759 | 1.290 | 2.164 | 1.476 | -0.0422 | -0.202 |
| 0.05 | 0 | -0.244 | 0.826 | 1.449 | 2.138 | 1.549 | -0.0663 | -0.339 |
| 0.08 | 0 | -0.266 | 0.815 | 1.535 | 2.446 | 1.772 | -0.0794 | -0.404 |
| 0.10 | 0 | -0.229 | 0.831 | 1.615 | 2.969 | 1.916 | -0.0294 | -0.416 |
| 0.15 | 0 | -0.211 | 0.749 | 1.877 | 3.544 | 2.161 | 0.0642 | -0.407 |
| 0.20 | 0 | -0.163 | 0.764 | 2.069 | 3.707 | 2.465 | 0.0968 | -0.311 |
| 0.25 | 0 | -0.150 | 0.716 | 2.205 | 3.343 | 2.766 | 0.1441 | -0.172 |
| 0.30 | 0 | -0.131 | 0.737 | 2.306 | 3.334 | 3.011 | 0.1597 | -0.084 |
| 0.40 | 0 | -0.159 | 0.738 | 2.398 | 3.544 | 3.203 | 0.1410 | 0.085 |
| 0.50 | 0 | -0.153 | 0.718 | 2.355 | 3.016 | 3.333 | 0.1474 | 0.233 |
| 0.75 | 0 | -0.090 | 0.795 | 1.995 | 2.616 | 3.054 | 0.1764 | 0.411 |
| 1.00 | 0 | -0.105 | 0.556 | 1.447 | 2.470 | 2.562 | 0.2593 | 0.479 |
| 1.50 | 0 | -0.058 | 0.480 | 0.330 | 2.108 | 1.453 | 0.2881 | 0.566 |
| 2.00 | 0 | -0.028 | 0.401 | -0.514 | 1.327 | 0.657 | 0.3112 | 0.562 |
| 3.00 | 0 | 0 | 0.206 | -0.848 | 0.601 | 0.367 | 0.3478 | 0.534 |
| 4.00 | 0 | 0 | 0.105 | -0.793 | 0.568 | 0.306 | 0.3747 | 0.522 |
| 5.00 | 0 | 0 | 0 | -0.748 | 0.356 | 0.268 | 0.3382 | 0.477 |
| 7.50 | 0 | 0 | 0 | -0.664 | 0.075 | 0.374 | 0.3754 | 0.321 |
| 10.00 | 0 | 0 | 0 | -0.576 | -0.027 | 0.297 | 0.3506 | 0.174 |
| 0.00 | 0 | -0.212 | 0.720 | 1.090 | 2.186 | 1.420 | -0.0064 | -0.202 |
| -1.00 | 0 | -0.168 | 0.305 | 1.713 | 2.602 | 2.457 | 0.1060 | 0.332 |

Tabel V-6c. Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014

| $T$ (s) | $c_{16}$ | $c_{17}$ | $c_{18}$ | $c_{19}$ | $c_{20}$ | $\Delta c_{20}$ (CA) | $\Delta c_{20}$ (JP) | $\Delta c_{20}$ (CH) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.390 | 0.0981 | 0.0334 | 0.00755 | -0.0055 | 0 | -0.0035 | 0.0036 |
| 0.02 | 0.387 | 0.1009 | 0.0327 | 0.00759 | -0.0055 | 0 | -0.0035 | 0.0036 |
| 0.03 | 0.378 | 0.1095 | 0.0331 | 0.00790 | -0.0057 | 0 | -0.0034 | 0.0037 |
| 0.05 | 0.295 | 0.1226 | 0.0270 | 0.00803 | -0.0063 | 0 | -0.0037 | 0.0040 |
| 0.08 | 0.322 | 0.1165 | 0.0288 | 0.00811 | -0.0070 | 0 | -0.0037 | 0.0039 |
| 0.10 | 0.384 | 0.0998 | 0.0325 | 0.00744 | -0.0073 | 0 | -0.0034 | 0.0042 |
| 0.15 | 0.417 | 0.0760 | 0.0388 | 0.00716 | -0.0069 | 0 | -0.0030 | 0.0042 |
| 0.20 | 0.404 | 0.0571 | 0.0437 | 0.00688 | -0.0060 | 0 | -0.0031 | 0.0041 |
| 0.25 | 0.466 | 0.0437 | 0.0463 | 0.00556 | -0.0055 | 0 | -0.0033 | 0.0036 |
| 0.30 | 0.528 | 0.0323 | 0.0508 | 0.00458 | -0.0049 | 0 | -0.0035 | 0.0031 |
| 0.40 | 0.540 | 0.0209 | 0.0432 | 0.00401 | -0.0037 | 0 | -0.0034 | 0.0028 |
| 0.50 | 0.638 | 0.0092 | 0.0405 | 0.00388 | -0.0027 | 0 | -0.0034 | 0.0025 |
| 0.75 | 0.776 | -0.0082 | 0.0420 | 0.00420 | -0.0016 | 0 | -0.0032 | 0.0016 |
| 1.00 | 0.771 | -0.0131 | 0.0426 | 0.00409 | -0.0006 | 0 | -0.0030 | 0.0006 |
| 1.50 | 0.748 | -0.0187 | 0.0380 | 0.00424 | 0 | 0 | -0.0019 | 0 |
| 2.00 | 0.763 | -0.0258 | 0.0252 | 0.00448 | 0 | 0 | -0.0005 | 0 |
| 3.00 | 0.686 | -0.0311 | 0.0236 | 0.00345 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4.00 | 0.691 | -0.0413 | 0.0102 | 0.00603 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5.00 | 0.670 | -0.0281 | 0.0034 | 0.00805 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 7.50 | 0.757 | -0.0205 | 0.0050 | 0.00280 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 10.00 | 0.621 | 0.0009 | 0.0099 | 0.00458 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 0.00 | 0.393 | 0.0977 | 0.0333 | 0.00757 | -0.0055 | 0 | -0.0035 | 0.0036 |
| -1.00 | 0.585 | 0.0517 | 0.0327 | 0.00613 | -0.0017 | 0 | -0.0006 | 0.0017 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel V-6d. Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014

| $T$ (s) | $a_2$ | $h_1$ | $h_2$ | $h_3$ | $h_4$ | $h_5$ | $h_6$ | $k_1$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.168 | 0.242 | 1.471 | -0.714 | 1.000 | -0.336 | -0.270 | 865 |
| 0.02 | 0.166 | 0.244 | 1.467 | -0.711 | 1.000 | -0.339 | -0.263 | 865 |
| 0.03 | 0.167 | 0.246 | 1.467 | -0.713 | 1.000 | -0.338 | -0.259 | 908 |
| 0.05 | 0.173 | 0.251 | 1.449 | -0.701 | 1.000 | -0.338 | -0.263 | 1054 |
| 0.08 | 0.198 | 0.260 | 1.435 | -0.695 | 1.000 | -0.347 | -0.219 | 1086 |
| 0.10 | 0.174 | 0.259 | 1.449 | -0.708 | 1.000 | -0.391 | -0.201 | 1032 |
| 0.15 | 0.198 | 0.254 | 1.461 | -0.715 | 1.000 | -0.449 | -0.099 | 878 |
| 0.20 | 0.204 | 0.237 | 1.484 | -0.721 | 1.000 | -0.393 | -0.198 | 748 |
| 0.25 | 0.185 | 0.206 | 1.581 | -0.787 | 1.000 | -0.339 | -0.210 | 654 |
| 0.30 | 0.164 | 0.210 | 1.586 | -0.795 | 1.000 | -0.447 | -0.121 | 587 |
| 0.40 | 0.160 | 0.226 | 1.544 | -0.770 | 1.000 | -0.525 | -0.086 | 503 |
| 0.50 | 0.184 | 0.217 | 1.554 | -0.770 | 1.000 | -0.407 | -0.281 | 457 |
| 0.75 | 0.216 | 0.154 | 1.626 | -0.780 | 1.000 | -0.371 | -0.285 | 410 |
| 1.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 1.50 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 2.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 3.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 4.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 5.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 7.50 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 10.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |
| 0.00 | 0.167 | 0.241 | 1.474 | -0.715 | 1.000 | -0.337 | -0.270 | 865 |
| -1.00 | 0.596 | 0.117 | 1.616 | -0.733 | 1.000 | -0.128 | -0.756 | 400 |

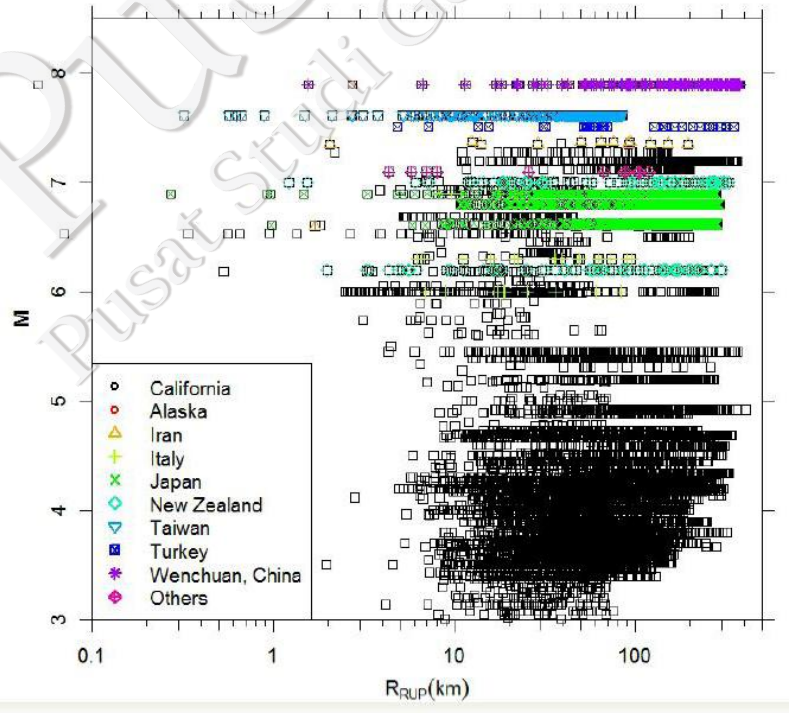
Tabel V-6e Koeffisien Persamaan GMPE Campbell-Bozorgnia 2014

| $T$ (s) | $k_2$ | $k_3$ | $c$ | $n$ | $\phi_1$ | $\phi_2$ | $\tau_1$ | $\tau_2$ | $\phi_{\ln AF}$ | $\phi_C$ | $\rho_{\ln PGA, \ln Y}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | -1.186 | 1.839 | 1.88 | 1.18 | 0.734 | 0.492 | 0.404 | 0.325 | 0.300 | 0.166 | 1.000 |
| 0.02 | -1.219 | 1.840 | 1.88 | 1.18 | 0.738 | 0.496 | 0.417 | 0.326 | 0.300 | 0.166 | 0.998 |
| 0.03 | -1.273 | 1.841 | 1.88 | 1.18 | 0.747 | 0.503 | 0.446 | 0.344 | 0.300 | 0.165 | 0.986 |
| 0.05 | -1.346 | 1.843 | 1.88 | 1.18 | 0.777 | 0.520 | 0.508 | 0.377 | 0.300 | 0.162 | 0.938 |
| 0.08 | -1.471 | 1.845 | 1.88 | 1.18 | 0.782 | 0.535 | 0.504 | 0.418 | 0.300 | 0.158 | 0.887 |
| 0.10 | -1.624 | 1.847 | 1.88 | 1.18 | 0.769 | 0.543 | 0.445 | 0.426 | 0.300 | 0.170 | 0.870 |
| 0.15 | -1.931 | 1.852 | 1.88 | 1.18 | 0.769 | 0.543 | 0.382 | 0.387 | 0.300 | 0.180 | 0.876 |
| 0.20 | -2.188 | 1.856 | 1.88 | 1.18 | 0.761 | 0.552 | 0.339 | 0.338 | 0.300 | 0.186 | 0.870 |
| 0.25 | -2.381 | 1.861 | 1.88 | 1.18 | 0.744 | 0.545 | 0.340 | 0.316 | 0.300 | 0.191 | 0.850 |
| 0.30 | -2.518 | 1.865 | 1.88 | 1.18 | 0.727 | 0.568 | 0.340 | 0.300 | 0.300 | 0.198 | 0.819 |
| 0.40 | -2.657 | 1.874 | 1.88 | 1.18 | 0.690 | 0.593 | 0.356 | 0.264 | 0.300 | 0.206 | 0.743 |
| 0.50 | -2.669 | 1.883 | 1.88 | 1.18 | 0.663 | 0.611 | 0.379 | 0.263 | 0.300 | 0.208 | 0.684 |
| 0.75 | -2.401 | 1.906 | 1.88 | 1.18 | 0.606 | 0.633 | 0.430 | 0.326 | 0.300 | 0.221 | 0.562 |
| 1.00 | -1.955 | 1.929 | 1.88 | 1.18 | 0.579 | 0.628 | 0.470 | 0.353 | 0.300 | 0.225 | 0.467 |
| 1.50 | -1.025 | 1.974 | 1.88 | 1.18 | 0.541 | 0.603 | 0.497 | 0.399 | 0.300 | 0.222 | 0.364 |
| 2.00 | -0.299 | 2.019 | 1.88 | 1.18 | 0.529 | 0.588 | 0.499 | 0.400 | 0.300 | 0.226 | 0.298 |
| 3.00 | 0.000 | 2.110 | 1.88 | 1.18 | 0.527 | 0.578 | 0.500 | 0.417 | 0.300 | 0.229 | 0.234 |
| 4.00 | 0.000 | 2.200 | 1.88 | 1.18 | 0.521 | 0.559 | 0.543 | 0.393 | 0.300 | 0.237 | 0.202 |
| 5.00 | 0.000 | 2.291 | 1.88 | 1.18 | 0.502 | 0.551 | 0.534 | 0.421 | 0.300 | 0.237 | 0.184 |
| 7.50 | 0.000 | 2.517 | 1.88 | 1.18 | 0.457 | 0.546 | 0.523 | 0.438 | 0.300 | 0.271 | 0.176 |
| 10.00 | 0.000 | 2.744 | 1.88 | 1.18 | 0.441 | 0.543 | 0.466 | 0.438 | 0.300 | 0.290 | 0.154 |
| 0.00 | -1.186 | 1.839 | 1.88 | 1.18 | 0.734 | 0.492 | 0.409 | 0.322 | 0.300 | 0.166 | 1.000 |
| -1.00 | -1.955 | 1.929 | 1.88 | 1.18 | 0.655 | 0.494 | 0.317 | 0.297 | 0.300 | 0.190 | 0.684 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 5.4.3 Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2014) NGA untuk gempa *fault* dan *shallow background*

Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2014) NGA merupakan pengembangan dari persamaan yang dibuat oleh peneliti yang sama pada tahun 2008 (GMPE Chiou-Youngs, 2008). Persamaan ini merupakan hasil pengolahan dari data pencatatan gempa pada tahun 2008 ditambah dengan data pencatatan sampai tahun 2013. Jumlah data yang digunakan untuk pengembangan persamaan ini diperoleh dari lebih dari 20000 data dari 243 peristiwa gempa yang terjadi di California, Jepang, New Zealand, Taiwan dan Turkey dengan magnitude antara 3.1 sampai $M_w$ = 7,6. Gambar V-20 menunjukkan distribusi data gempa yang digunakan pada pengembangan persamaan GMPE Chiou-Youngs (2014). Model ini diturunkan untuk percepatan tanah puncak (PGA) dan pseudo-percepatan spektra dengan nisbah redaman 5% dengan rentang perioda dari 0.01 sampai dengan 10 detik. Persamaan GMPE Chiou-Youngs (2014) NGA dapat dilihat pada Persamaan 5.78 dan Persamaan 5.79 (Chiou-Youngs, 2013). Parameter dan koeffisien yang digunakan pada persamaan GMPE ini dapat dilihat pada Tabel V-7. Gambar V-21 menunjukkan perbandingan hasil perhitungan spektra percepatan dengan menggunakan persamaan GMPE Chiou-Youngs (2008, 2014).




Gambar V-20. Distribusi Data Gempa yang Digunakan untuk Pengembangan Persamaan Chiou-Youngs 2014 (diambil dari Chiou-Youngs, 2013)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$\ln\left(y_{ref_{ij}}\right) = c_1 + \left\{c_{1a} + \frac{c_{ic}}{cosh\left(2max\left(M_i - 4.5,0\right)\right)}\right\}F_{RVi} + \left\{c_{1b} + \frac{c_{1d}}{cosh\left(2max\left(M_i - 4.5,0\right)\right)}\right\}F_{NMi}$$
$$+ \left\{c_7 + \frac{c_{7b}}{cosh\left(2max\left(M_i - 4.5,0\right)\right)}\right\}\Delta Z_{TOR_i} + \left\{c_{11} + \frac{c_{11b}}{cosh\left(2max\left(M_i - 4.5,0\right)\right)}\right\}(cos\delta_i)^2$$
$$+ c_2(M_i - 6) + \frac{C_2 - C_3}{C_n}\ln(1 + e^{c_n(C_M - M_i)}$$
$$+ C_4\ln\left(R_{RUPij} + C_5\cosh\left(C_6.max\left(M_i - C_{HM},0\right)\right)\right) + (C_{4a} - C_4)\ln\left(\sqrt{R_{RUPij}^2 + C_{RB}^2}\right)$$
$$+ \left\{C_{Y1} + \frac{C_{Y2}}{\cosh(max(M_i - C_{Y3},0)}\right\}.R_{RUPij}$$
$$+ c_8 max\left(1 - \frac{max\left(R_{RUP_{ij}} - 40,0\right)}{30}\right)min\left(\frac{max(M_i - 5.5,0)}{0.8},1\right)e^{-c_{8a}(M_i - c_{8b})}\Delta DPP_{ij}$$
$$+ c_9.F_{HW_{ij}}cos\delta_i.\left\{c_{9a} + (1 - c_{9a})tanh\left(\frac{R_{RUPij}}{2}\right)\right\}\left\{1 - \frac{\sqrt{R_{JB_{ij}}^2 + Z_{TOR_i}^2}}{R_{RUPij} + 1}\right\} \quad (5.78)$$

$$\ln(y_{ij}) = \ln\left(y_{ref_{ij}}\right) + \phi_1.min\left(ln\left(\frac{V_{S30_j}}{1130}\right),0\right)$$
$$+ \phi_2.\left\{e^{\phi_3(min(V_{S30IJ},1130) - 360)} - e^{\phi_3(11360 - 360)}\right\}.ln\left(\frac{y_{ref_{ij}}e^{\eta_i} + \phi_4}{\phi_4}\right) \quad (5.79)$$
$$+ \phi_5.\left\{1 - e^{-\Delta Z_{1.0_j}/\phi_6}\right\} + \eta_i$$

dengan,

M = Moment Magnitude

$R_{RUP}$ = jarak terdekat ke bidang *rupture* (km)

$R_{JB}$ = jarak Joiner-Boore (km)

$R_X$ = koordinat *site* (Km) tegaklurus terhadap *trace fault*

$F_{HW}$ = *Hanging Wall flag*; 1 untuk RX > 0 dan 0 untuk RX < 0

$\delta$ = sudut *dip rupture*

$Z_{TOR}$ = kedalaman puncak *rupture* (km)

$F_{RV}$ = 1 untuk $30^0 \leq \lambda \leq 150^0$ dan $F_{RV}$ = 0 untuk yang lain (*reverse* dan *reverse-oblique*)

$F_{NM}$ = 1 untuk-$120^0 \leq \lambda \leq -60^0$ dan $F_{NM}$ = 0 untuk yang lain (normal dan normal-*oblique*)

$V_{s30}$ = kecepatan geser rata-rata untuk kedalaman tanah 30 m paling atas (m/dtk)

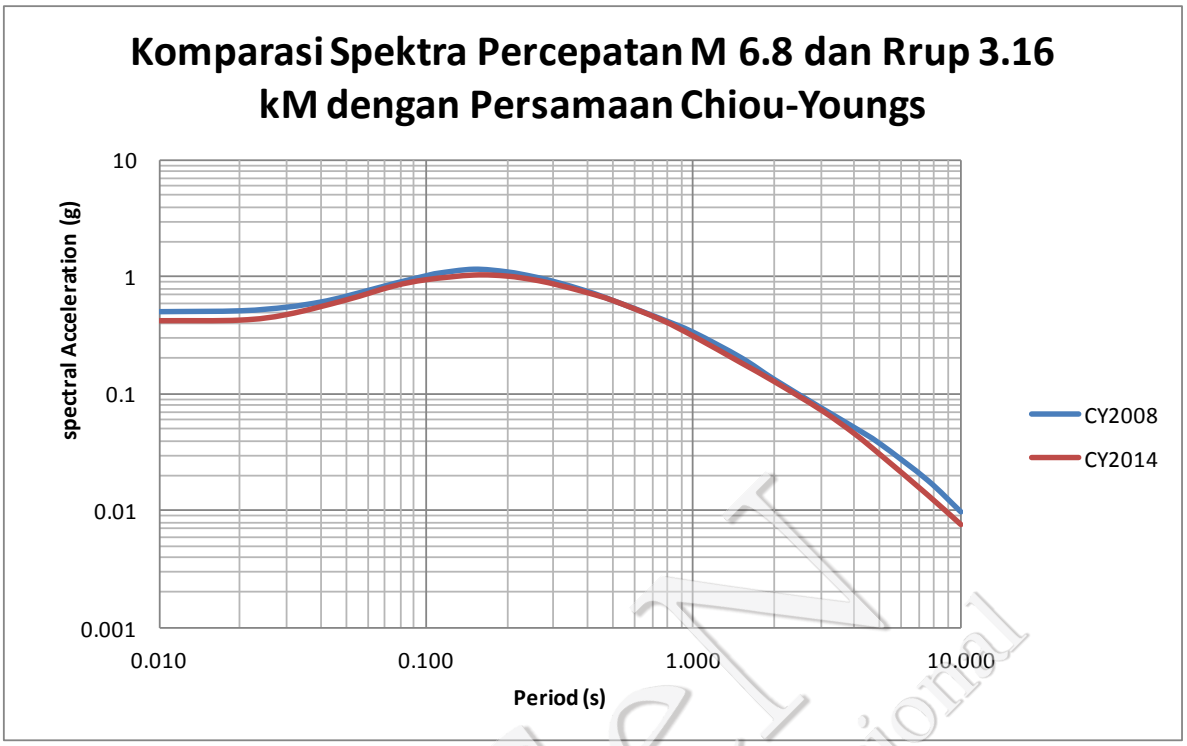
$Z_{1.0}$ = kedalaman dengan nilai kecepatan rambat gelombang geser 1 Km/s

$\Delta Z_{1.0}$ = nilai rata-rata $Z_{1.0}$ untuk model spesifik California

DPP = *direct point* parameter untuk directivity effect (Spudich dkk.,2013)

$\Delta$DPP = nilai rata-rata DPP

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-21. Komparasi Nilai Spektra Percepatan Hasil Analisis dengan Menggunakan Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2008 dan 2014

Tabel V-7a. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $c_2$ | $c_4$ | $c_{4a}$ | $c_{RB}$ | $c_8$ | $c_{8a}$ | $c_1$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.5065 |
| 0.02 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.4798 |
| 0.03 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.2972 |
| 0.04 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.1007 |
| 0.05 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.9292 |
| 0.075 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.6580 |
| 0.1 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.5613 |
| 0.12 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.5342 |
| 0.15 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.5462 |
| 0.17 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.5858 |
| 0.2 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.6798 |
| 0.25 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -0.8663 |
| 0.3 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.0514 |
| 0.4 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.3794 |
| 0.5 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0991 | 0.2695 | -1.6508 |
| 0.75 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.1982 | 0.2695 | -2.1511 |
| 1 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -2.5365 |
| 1.5 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -3.0686 |
| 2 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -3.4148 |
| 3 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -3.9013 |
| 4 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -4.2466 |
| 5 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -4.5143 |
| 7.5 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -5.0009 |
| 10 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | -5.3461 |
| 0 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.0000 | 0.2695 | -1.5065 |
| -1 | 1.06 | -2.1 | -0.5 | 50 | 0.2154 | 0.2695 | 2.3549 |

PuSGeN Pusat Gempa Nasional

Tabel V-7b. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $c_{1a}$ | $c_{1b}$ | $c_{1c}$ | $c_{1d}$ | $c_n$ | $c_M$ | $c_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 16.0875 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.02 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 15.7118 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.03 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 15.8819 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.04 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 16.4556 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.05 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 17.6453 | 4.9993 | 1.9636 |
| 0.075 | 0.1650 | -0.2540 | -0.1650 | 0.2540 | 20.1772 | 5.0031 | 1.9636 |
| 0.1 | 0.1650 | -0.2530 | -0.1650 | 0.2530 | 19.9992 | 5.0172 | 1.9636 |
| 0.12 | 0.1650 | -0.2520 | -0.1650 | 0.2520 | 18.7106 | 5.0315 | 1.9795 |
| 0.15 | 0.1650 | -0.2500 | -0.1650 | 0.2500 | 16.6246 | 5.0547 | 2.0362 |
| 0.17 | 0.1650 | -0.2480 | -0.1650 | 0.2480 | 15.3709 | 5.0704 | 2.0823 |
| 0.2 | 0.1650 | -0.2449 | -0.1650 | 0.2449 | 13.7012 | 5.0939 | 2.1521 |
| 0.25 | 0.1650 | -0.2382 | -0.1650 | 0.2382 | 11.2667 | 5.1315 | 2.2574 |
| 0.3 | 0.1650 | -0.2313 | -0.1650 | 0.2313 | 9.1908 | 5.1670 | 2.3440 |
| 0.4 | 0.1650 | -0.2146 | -0.1650 | 0.2146 | 6.5459 | 5.2317 | 2.4709 |
| 0.5 | 0.1650 | -0.1972 | -0.1650 | 0.1972 | 5.2305 | 5.2893 | 2.5567 |
| 0.75 | 0.1650 | -0.1620 | -0.1650 | 0.1620 | 3.7896 | 5.4109 | 2.6812 |
| 1 | 0.1650 | -0.1400 | -0.1650 | 0.1400 | 3.3024 | 5.5106 | 2.7474 |
| 1.5 | 0.1650 | -0.1184 | -0.1650 | 0.1184 | 2.8498 | 5.6705 | 2.8161 |
| 2 | 0.1645 | -0.1100 | -0.1645 | 0.1100 | 2.5417 | 5.7981 | 2.8514 |
| 3 | 0.1168 | -0.1040 | -0.1168 | 0.1040 | 2.1488 | 5.9983 | 2.8875 |
| 4 | 0.0732 | -0.1020 | -0.0732 | 0.1020 | 1.8957 | 6.1552 | 2.9058 |
| 5 | 0.0484 | -0.1010 | -0.0484 | 0.1010 | 1.7228 | 6.2856 | 2.9169 |
| 7.5 | 0.0220 | -0.1010 | -0.0220 | 0.1010 | 1.5737 | 6.5428 | 2.9320 |
| 10 | 0.0124 | -0.1000 | -0.0124 | 0.1000 | 1.5265 | 6.7415 | 2.9396 |
| 0 | 0.1650 | -0.2550 | -0.1650 | 0.2550 | 16.0875 | 4.9993 | 1.9636 |
| -1 | 0.1650 | -0.0626 | -0.1650 | 0.0626 | 3.3024 | 5.4230 | 2.3152 |

Tabel V-7c. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $c_5$ | $c_{HM}$ | $c_6$ | $c_7$ | $c_{7b}$ | $c_{8b}$ | $c_9$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 6.4551 | 3.0956 | 0.4908 | 0.0352 | 0.0462 | 0.4833 | 0.9228 |
| 0.02 | 6.4551 | 3.0963 | 0.4925 | 0.0352 | 0.0472 | 1.2144 | 0.9296 |
| 0.03 | 6.4551 | 3.0974 | 0.4992 | 0.0352 | 0.0533 | 1.6421 | 0.9396 |
| 0.04 | 6.4551 | 3.0988 | 0.5037 | 0.0352 | 0.0596 | 1.9456 | 0.9661 |
| 0.05 | 6.4551 | 3.1011 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0639 | 2.1810 | 0.9794 |
| 0.075 | 6.4551 | 3.1094 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0630 | 2.6087 | 1.0260 |
| 0.1 | 6.8305 | 3.2381 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0532 | 2.9122 | 1.0177 |
| 0.12 | 7.1333 | 3.3407 | 0.5048 | 0.0352 | 0.0452 | 3.1045 | 1.0008 |
| 0.15 | 7.3621 | 3.4300 | 0.5045 | 0.0352 | 0.0345 | 3.3399 | 0.9801 |
| 0.17 | 7.4365 | 3.4688 | 0.5036 | 0.0352 | 0.0283 | 3.4719 | 0.9652 |
| 0.2 | 7.4972 | 3.5146 | 0.5016 | 0.0352 | 0.0202 | 3.6434 | 0.9459 |
| 0.25 | 7.5416 | 3.5746 | 0.4971 | 0.0352 | 0.0090 | 3.8787 | 0.9196 |
| 0.3 | 7.5600 | 3.6232 | 0.4919 | 0.0352 | -0.0004 | 4.0711 | 0.8829 |
| 0.4 | 7.5735 | 3.6945 | 0.4807 | 0.0352 | -0.0155 | 4.3745 | 0.8302 |
| 0.5 | 7.5778 | 3.7401 | 0.4707 | 0.0352 | -0.0278 | 4.6099 | 0.7884 |
| 0.75 | 7.5808 | 3.7941 | 0.4575 | 0.0352 | -0.0477 | 5.0376 | 0.6754 |
| 1 | 7.5814 | 3.8144 | 0.4522 | 0.0352 | -0.0559 | 5.3411 | 0.6196 |
| 1.5 | 7.5817 | 3.8284 | 0.4501 | 0.0352 | -0.0630 | 5.7688 | 0.5101 |
| 2 | 7.5818 | 3.8330 | 0.4500 | 0.0352 | -0.0665 | 6.0723 | 0.3917 |
| 3 | 7.5818 | 3.8361 | 0.4500 | 0.0160 | -0.0516 | 6.5000 | 0.1244 |
| 4 | 7.5818 | 3.8369 | 0.4500 | 0.0062 | -0.0448 | 6.8035 | 0.0086 |
| 5 | 7.5818 | 3.8376 | 0.4500 | 0.0029 | -0.0424 | 7.0389 | 0.0000 |
| 7.5 | 7.5818 | 3.8380 | 0.4500 | 0.0007 | -0.0348 | 7.4666 | 0.0000 |
| 10 | 7.5818 | 3.8380 | 0.4500 | 0.0003 | -0.0253 | 7.7700 | 0.0000 |
| 0 | 6.4551 | 3.0956 | 0.4908 | 0.0352 | 0.0462 | 0.4833 | 0.9228 |
| -1 | 5.8096 | 3.0514 | 0.4407 | 0.0324 | 0.0097 | 5.0000 | 0.3079 |

PUSGEN Publikasi Gempa Nasional

Tabel V-7d. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $c_{9a}$ | $c_{9b}$ | $c_{11}$ | $c_{11b}$ | $c_{\gamma 1}$ | $c_{\gamma 2}$ | $c\gamma_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.1202 | 6.8607 | 0.0000 | -0.4536 | -0.007146 | -0.006758 | 4.2542 |
| 0.02 | 0.1217 | 6.8697 | 0.0000 | -0.4536 | -0.007249 | -0.006758 | 4.2386 |
| 0.03 | 0.1194 | 6.9113 | 0.0000 | -0.4536 | -0.007869 | -0.006758 | 4.2519 |
| 0.04 | 0.1166 | 7.0271 | 0.0000 | -0.4536 | -0.008316 | -0.006758 | 4.2960 |
| 0.05 | 0.1176 | 7.0959 | 0.0000 | -0.4536 | -0.008743 | -0.006758 | 4.3578 |
| 0.075 | 0.1171 | 7.3298 | 0.0000 | -0.4536 | -0.009537 | -0.006190 | 4.5455 |
| 0.1 | 0.1146 | 7.2588 | 0.0000 | -0.4536 | -0.009830 | -0.005332 | 4.7603 |
| 0.12 | 0.1128 | 7.2372 | 0.0000 | -0.4536 | -0.009913 | -0.004732 | 4.8963 |
| 0.15 | 0.1106 | 7.2109 | 0.0000 | -0.4536 | -0.009896 | -0.003806 | 5.0644 |
| 0.17 | 0.1150 | 7.2491 | 0.0000 | -0.4536 | -0.009787 | -0.003280 | 5.1371 |
| 0.2 | 0.1208 | 7.2988 | 0.0000 | -0.4440 | -0.009505 | -0.002690 | 5.1880 |
| 0.25 | 0.1208 | 7.3691 | 0.0000 | -0.3539 | -0.008918 | -0.002128 | 5.2164 |
| 0.3 | 0.1175 | 6.8789 | 0.0000 | -0.2688 | -0.008251 | -0.001812 | 5.1954 |
| 0.4 | 0.1060 | 6.5334 | 0.0000 | -0.1793 | -0.007267 | -0.001274 | 5.0899 |
| 0.5 | 0.1061 | 6.5260 | 0.0000 | -0.1428 | -0.006492 | -0.001074 | 4.7854 |
| 0.75 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1138 | -0.005147 | -0.001115 | 4.3304 |
| 1 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1062 | -0.004277 | -0.001197 | 4.1667 |
| 1.5 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1020 | -0.002979 | -0.001675 | 4.0029 |
| 2 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1009 | -0.002301 | -0.002349 | 3.8949 |
| 3 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1003 | -0.001344 | -0.003306 | 3.7928 |
| 4 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1001 | -0.001084 | -0.003566 | 3.7443 |
| 5 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1001 | -0.001010 | -0.003640 | 3.7090 |
| 7.5 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1000 | -0.000964 | -0.003686 | 3.6632 |
| 10 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.1000 | -0.000950 | -0.003700 | 3.6230 |
| 0 | 0.1202 | 6.8607 | 0.0000 | -0.4536 | -0.007146 | -0.006758 | 4.2542 |
| -1 | 0.1000 | 6.5000 | 0.0000 | -0.3834 | -0.001852 | -0.007403 | 4.3439 |

Tabel V-7e. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $\phi_1$ | $\phi_2$ | $\phi_3$ | $\phi_4$ | $\phi_5$ | $\phi_6$ | $\tau_1$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | -0.5210 | -0.1417 | -0.007010 | 0.102151 | 0.0000 | 300 | 0.4000 |
| 0.02 | -0.5055 | -0.1364 | -0.007279 | 0.108360 | 0.0000 | 300 | 0.4026 |
| 0.03 | -0.4368 | -0.1403 | -0.007354 | 0.119888 | 0.0000 | 300 | 0.4063 |
| 0.04 | -0.3752 | -0.1591 | -0.006977 | 0.133641 | 0.0000 | 300 | 0.4095 |
| 0.05 | -0.3469 | -0.1862 | -0.006467 | 0.148927 | 0.0000 | 300 | 0.4124 |
| 0.075 | -0.3747 | -0.2538 | -0.005734 | 0.190596 | 0.0000 | 300 | 0.4179 |
| 0.1 | -0.4440 | -0.2943 | -0.005604 | 0.230662 | 0.0000 | 300 | 0.4219 |
| 0.12 | -0.4895 | -0.3077 | -0.005696 | 0.253169 | 0.0000 | 300 | 0.4244 |
| 0.15 | -0.5477 | -0.3113 | -0.005845 | 0.266468 | 0.0000 | 300 | 0.4275 |
| 0.17 | -0.5922 | -0.3062 | -0.005959 | 0.265060 | 0.0000 | 300 | 0.4292 |
| 0.2 | -0.6693 | -0.2927 | -0.006141 | 0.255253 | 0.0000 | 300 | 0.4313 |
| 0.25 | -0.7766 | -0.2662 | -0.006439 | 0.231541 | 0.0000 | 300 | 0.4341 |
| 0.3 | -0.8501 | -0.2405 | -0.006704 | 0.207277 | 0.0010 | 300 | 0.4363 |
| 0.4 | -0.9431 | -0.1975 | -0.007125 | 0.165464 | 0.0040 | 300 | 0.4396 |
| 0.5 | -1.0044 | -0.1633 | -0.007435 | 0.133828 | 0.0100 | 300 | 0.4419 |
| 0.75 | -1.0602 | -0.1028 | -0.008120 | 0.085153 | 0.0340 | 300 | 0.4459 |
| 1 | -1.0941 | -0.0699 | -0.008444 | 0.058595 | 0.0670 | 300 | 0.4484 |
| 1.5 | -1.1142 | -0.0425 | -0.007707 | 0.031787 | 0.1430 | 300 | 0.4515 |
| 2 | -1.1154 | -0.0302 | -0.004792 | 0.019716 | 0.2030 | 300 | 0.4534 |
| 3 | -1.1081 | -0.0129 | -0.001828 | 0.009643 | 0.2770 | 300 | 0.4558 |
| 4 | -1.0603 | -0.0016 | -0.001523 | 0.005379 | 0.3090 | 300 | 0.4574 |
| 5 | -0.9872 | 0.0000 | -0.001440 | 0.003223 | 0.3210 | 300 | 0.4584 |
| 7.5 | -0.8274 | 0.0000 | -0.001369 | 0.001134 | 0.3290 | 300 | 0.4601 |
| 10 | -0.7053 | 0.0000 | -0.001361 | 0.000515 | 0.3300 | 300 | 0.4612 |
| 0 | -0.5210 | -0.1417 | -0.007010 | 0.102151 | 0.0000 | 300 | 0.4000 |
| -1 | -0.7936 | -0.0699 | -0.008444 | 5.410000 | 0.0202 | 300 | 0.3894 |

Draft Untuk Sempa Internal

Tabel V-7f. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $\tau_2$ | $\sigma_1$ | $\sigma_2$ | $\sigma_3$ | $\sigma_{2,JP}$ | $\gamma_{Jp\text{-}It}$ | $\gamma_{Wn}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 0.2600 | 0.4912 | 0.3762 | 0.8000 | 0.4528 | 1.5817 | 0.7594 |
| 0.02 | 0.2637 | 0.4904 | 0.3762 | 0.8000 | 0.4551 | 1.5740 | 0.7606 |
| 0.03 | 0.2689 | 0.4988 | 0.3849 | 0.8000 | 0.4571 | 1.5544 | 0.7642 |
| 0.04 | 0.2736 | 0.5049 | 0.3910 | 0.8000 | 0.4642 | 1.5502 | 0.7676 |
| 0.05 | 0.2777 | 0.5096 | 0.3957 | 0.8000 | 0.4716 | 1.5391 | 0.7739 |
| 0.075 | 0.2855 | 0.5179 | 0.4043 | 0.8000 | 0.5022 | 1.4804 | 0.7956 |
| 0.1 | 0.2913 | 0.5236 | 0.4104 | 0.8000 | 0.523 | 1.4094 | 0.7932 |
| 0.12 | 0.2949 | 0.5270 | 0.4143 | 0.8000 | 0.5278 | 1.3682 | 0.7768 |
| 0.15 | 0.2993 | 0.5308 | 0.4191 | 0.8000 | 0.5304 | 1.3241 | 0.7437 |
| 0.17 | 0.3017 | 0.5328 | 0.4217 | 0.8000 | 0.531 | 1.3071 | 0.7219 |
| 0.2 | 0.3047 | 0.5351 | 0.4252 | 0.8000 | 0.5312 | 1.2931 | 0.6922 |
| 0.25 | 0.3087 | 0.5377 | 0.4299 | 0.7999 | 0.5309 | 1.3150 | 0.6579 |
| 0.3 | 0.3119 | 0.5395 | 0.4338 | 0.7997 | 0.5307 | 1.3514 | 0.6362 |
| 0.4 | 0.3165 | 0.5422 | 0.4399 | 0.7988 | 0.531 | 1.4051 | 0.6049 |
| 0.5 | 0.3199 | 0.5433 | 0.4446 | 0.7966 | 0.5313 | 1.4402 | 0.5507 |
| 0.75 | 0.3255 | 0.5294 | 0.4533 | 0.7792 | 0.5309 | 1.5280 | 0.3582 |
| 1 | 0.3291 | 0.5105 | 0.4594 | 0.7504 | 0.5302 | 1.6523 | 0.2003 |
| 1.5 | 0.3335 | 0.4783 | 0.4680 | 0.7136 | 0.5276 | 1.8872 | 0.0356 |
| 2 | 0.3363 | 0.4681 | 0.4681 | 0.7035 | 0.5167 | 2.1348 | 0.0000 |
| 3 | 0.3398 | 0.4617 | 0.4617 | 0.7006 | 0.4917 | 3.5752 | 0.0000 |
| 4 | 0.3419 | 0.4571 | 0.4571 | 0.7001 | 0.4682 | 3.8646 | 0.0000 |
| 5 | 0.3435 | 0.4535 | 0.4535 | 0.7000 | 0.4517 | 3.7292 | 0.0000 |
| 7.5 | 0.3459 | 0.4471 | 0.4471 | 0.7000 | 0.4167 | 2.3763 | 0.0000 |
| 10 | 0.3474 | 0.4426 | 0.4426 | 0.7000 | 0.3755 | 1.7679 | 0.0000 |
| 0 | 0.2600 | 0.4912 | 0.3762 | 0.8000 | 0.4528 | 1.5817 | 0.7594 |
| -1 | 0.2578 | 0.4785 | 0.3629 | 0.7504 | 0.3918 | 2.2306 | 0.3350 |

Tabel V-7g. Koeffisien Persamaan GMPE Chiou-Youngs 2014

| $T$ (s) | $\phi_{1Jp}$ | $\phi_{5JP}$ | $\phi_{6JP}$ |
|---|---|---|---|
| 0.01 | -0.6846 | 0.4590 | 800 |
| 0.02 | -0.6681 | 0.4580 | 800 |
| 0.03 | -0.6314 | 0.4620 | 800 |
| 0.04 | -0.5855 | 0.4530 | 800 |
| 0.05 | -0.5457 | 0.4360 | 800 |
| 0.075 | -0.4685 | 0.3830 | 800 |
| 0.1 | -0.4985 | 0.3750 | 800 |
| 0.12 | -0.5603 | 0.3770 | 800 |
| 0.15 | -0.6451 | 0.3790 | 800 |
| 0.17 | -0.6981 | 0.3800 | 800 |
| 0.2 | -0.7653 | 0.3840 | 800 |
| 0.25 | -0.8469 | 0.3930 | 800 |
| 0.3 | -0.8999 | 0.4080 | 800 |
| 0.4 | -0.9618 | 0.4620 | 800 |
| 0.5 | -0.9945 | 0.5240 | 800 |
| 0.75 | -1.0225 | 0.6580 | 800 |
| 1 | -1.0002 | 0.7800 | 800 |
| 1.5 | -0.9245 | 0.9600 | 800 |
| 2 | -0.8626 | 1.1100 | 800 |
| 3 | -0.7882 | 1.2910 | 800 |
| 4 | -0.7195 | 1.3870 | 800 |
| 5 | -0.6560 | 1.4330 | 800 |
| 7.5 | -0.5202 | 1.4600 | 800 |
| 10 | -0.4068 | 1.4640 | 800 |
| 0 | -0.6846 | 0.4590 | 800 |
| -1 | -0.7966 | 0.9488 | 800 |

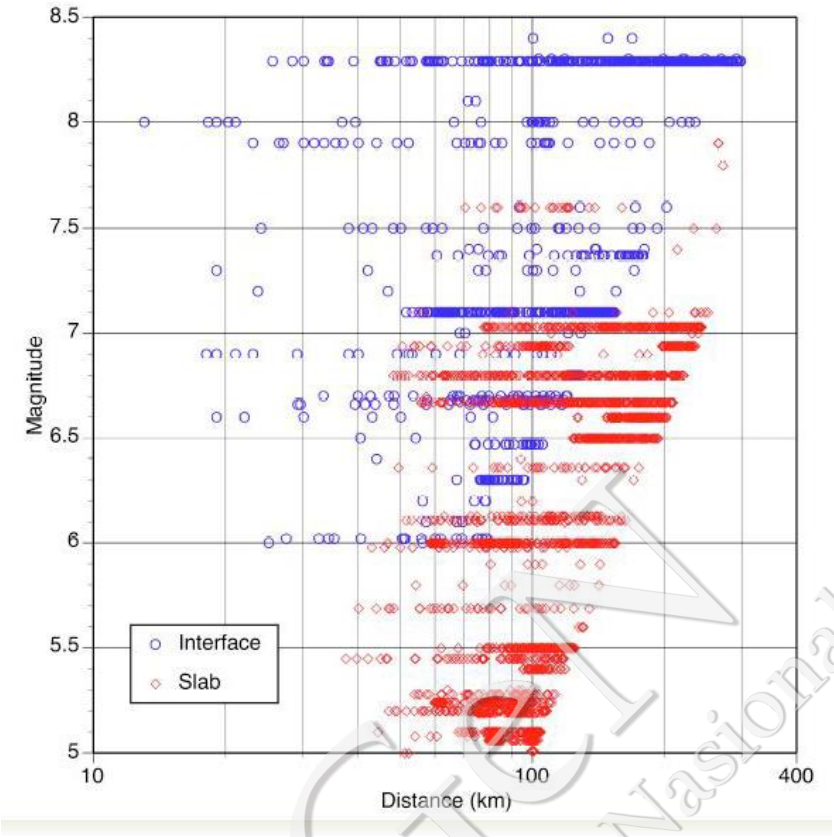
PuSGeN
Pusat Gempa Nasional

### 5.4.4. Persamaan GMPE BCHYDRO (2012) (untuk sumber gempa subduksi)

Persamaan GMPE BCHYDRO dikembangkan dari hasil pengamatan peristiwa gempa yang bersumber dari intraslab dan interface subduksi di seluruh dunia. Persamaan ini dikembangkan dari 2590 data pencatatan 63 peristiwa gempa intraslab subduksi dengan kekuatan antara $M_w$ = 5 – 7,9 dan 960 data pencatatan 43 peristiwa interface subduksi dengan kekuatan antara $M_w$ = 6 – 8,4 dengan jarak maksimum sumber gempa mencapai 300 Km. Gambar V-22 menunjukkan distribusi data pengamatan yang digunakan untuk pengembangan persamaan GMPE BCHYDRO-2012. Pada gambar tersebut terlihat distribusi data gempa untuk sumber gempa subduksi *interface* (warna biru) tersebar diantara magnitude antara $M_w$ = 6 sampai $M_w$ = 8,5 dengan distribusi jarak (R *hypocentral*) maksimum mencapai 300 Km. Pada gambar tersebut juga terlihat distribusi data gempa subduksi *intraslab* (warna merah) tersebar diantara magnitude $M_w$ = 5 sampai $M_w$ = 7,5 dengan jarak (R *rupture*) maksimum 250 Km.

Persamaan GMPE BYHYDRO-2012 dikembangkan dengan mengakomodasikan semua parameter seismisitas dari sumber gempa serta kondisi site tempat pencatatan data gempa seperti magnitude, tipe sumber gempa (*intraslab* dan *interface*), epicenter dan kedalaman sumber gempa, identifikasi terhadap *aftershock* dan *foreshock*, lokasi stasiun pengamatan dan kalsifikasi dari site, klasifikasi *forearc* dan *backarc*, jarak rupture ($R_{rup}$) dan hypocentral ($R_{hypo}$) serta kecepatan rambat gelimbang geser $V_{S30}$. data gempa, Jarak sumber gempa yang bersumber dari intraslab peristiwa gempa peristiwa gempa Masih belum ketemu persamaan dan parameter seismik yang digunakan untuk GMPE BCHYDRO. Persamaan (5.80) dan Persamaan (5.81) menunjukan persamaan umum dari BCHYDRO-2012. Persamaan (5.80) dikembangkan untuk memperkirakan percepatan horizontal untuk sumber gempa subduksi *interface* sedangkan Persamaan (5.81) digunakan untuk memperkirakan percepatan horizontal dari sumber gempa subduksi *intraslab*. Semua parameter yang diperlukan untuk perhitungan percepatan horizontal dari gerakan tanah dapat dilihat pada Tabel V-8 sampai Tabel V-9. Adanya perbedaan persamaan GMPE BCHYDRO-2012 untuk sumber gempa subduksi *interface* dan *intraslab* memberikan masukkan tentang perbedaan nilai percepatan gerakan tanah yang dihitung dengan menggunakan Persamaan (5.80) dan Persamaan (5.81). Kelengkapan data atau informasi seismisitas dari sumber gempa subduksi sangat diperlukan pada perhitungan percepatan horizontal dari gerakan tanah.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-22. Distribusi Data dalam Bentuk Hubungan antara Magnitude dan Jarak (untuk interface jarak Rrup sedangkan untuk intraslab jarak $R_{hyp}$) untuk pengembangan persamaan GMPE BCHYDRO-2012 (Abrahamson dkk., 2016)

$$\ln(Sa_{Interface}) = \theta_1 + \theta_4\Delta C_1 + (\theta_2+\theta_3(M - 7.8))\ln(R_{rup}+ C_4\exp(\theta_9(M-6))) + \theta_6 R_{rup} + f_{mag}(M) + f_{FABA}(R_{rup}) + f_{site}(PGA_{1100}, V_{S30}) \quad (5.80)$$

$$\ln(Sa_{Slab}) = \theta_1 + \theta_4\Delta C_1 + (\theta_2+\theta_{14}F_{event} + \theta_3(M-7.8))\ln(R_{hypo} + C_4\exp(\theta_9(M-6))) + \theta_6 R_{hypo} + \theta_{10}F_{event} + f_{mag}(M) + f_{depth}(Z_h) + f_{FABA}(R_{hypo}) + f_{site}(PGA_{1100}, V_{S30}) \quad (5.81)$$

dengan,

Sa = *spectral acceleration* (g)

M = *Moment magnitude*

$Z_h$ = kedalaman *hypocentral* (Km)

$$F_{event} = \begin{cases} 0; & \text{Interface Events} \\ 1; & \text{Intraslab Events} \end{cases} \quad (5.82)$$

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

$$F_{FABA} = \begin{cases} 0; & \text{Forear or Unknown Sitess} \\ 1; & \text{Backarch Sites} \end{cases} \quad (5.83)$$

$$F_{mag}(M) = \begin{cases} \theta_4\left(M - (C_1 - \Delta C_1)\right) - \theta_{13}(10 - M)^2; & \text{For } M \leq (C_1 - \Delta C_1) \\ \theta_5\left(M - (C_1 - \Delta C_1)\right) - \theta_{13}(10 - M)^2; & \text{For } M > (C_1 - \Delta C_1 \end{cases} \quad (5.84)$$

$$f_{depth}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{event} \quad (5.85)$$

$$F_{FABA}(R) = \begin{cases} \theta_7 + \theta_8 \ln\left(\dfrac{\max(R_{hypo}, 85)}{40}\right) F_{FABA}; & \text{untuk } F_{event} = 1 \\ \theta_{15} + \theta_{16} \ln\left(\dfrac{\max(R_{hypo}, 100)}{40}\right) F_{FABA}; & \text{untuk } F_{event} = 0 \end{cases} \quad (5.86)$$

$$f_{site}(PGA_{1100}, V_{S30}) = \begin{cases} \theta_{12} \ln\left(\dfrac{V_S^*}{V_{lin}}\right) - bLn(PGA_{1000} + C) + bLn\left(PGA_{1000} + C\left(\dfrac{V_S^*}{V_{lin}}\right)^n\right); & untuk\ V_{S30} < V_{lin} \\ \theta_{12} \ln\left(\dfrac{V_S^*}{V_{lin}}\right) + bLn\left(\dfrac{V_S^*}{V_{lin}}\right); & untuk\ V_{S30} \geq V_{lin} \end{cases} \quad (5.87)$$

dengan,

$PGA_{1000}$ adalah nilai median dari PGA dengan $V_{S30}$ = 1000 m/s dan

$$V_S^* = \begin{cases} 1000; & \text{untuk } V_{S30} > 1000 \\ V_{S30}; & \text{untuk } V_{S30} \leq 1000 \end{cases} \quad (5.88)$$

Tabel V-8. Koeffisien untuk Semua Periode pada Persamaan GMPE BCHYDRO-2012

| | |
|---|---|
| n | 1.18 |
| b | 1.88 |
| θ3 | 0.1 |
| θ4 | 0.9 |
| θ5 | 0 |
| θ9 | 0.4 |
| C4 | 10 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel V-9a. Koeffisien Regressi untuk Persamaan GMPE BCHYDRO-2012

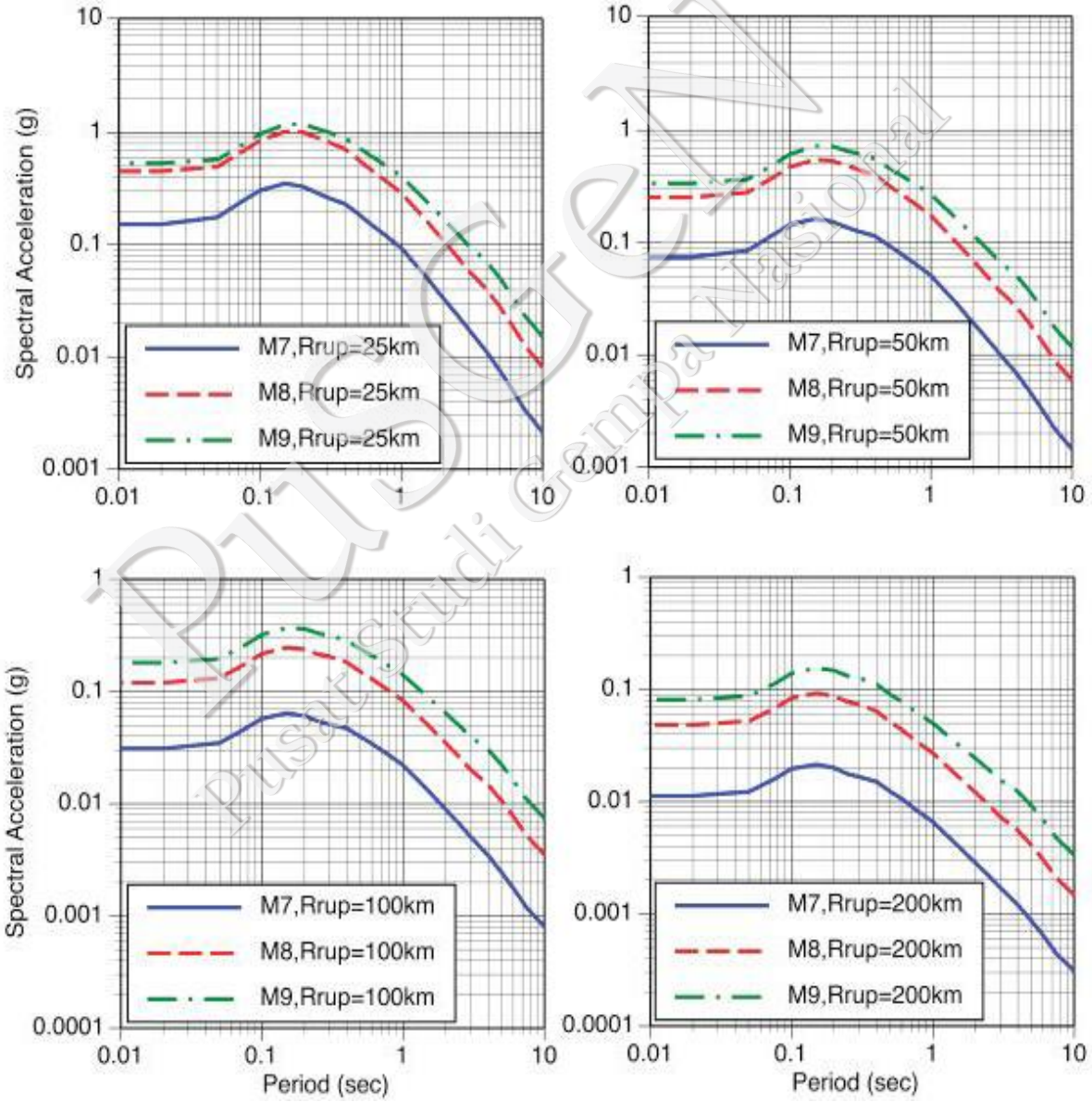
| Period (sec) | $V_{lin}$ | b | θ1 | θ2 | θ6 | θ7 | θ8 | θ10 | θ11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 865.1 | -1.186 | 4.2203 | -1.35 | -0.0012 | 1.0988 | -1.42 | 3.12 | 0.013 |
| 0.02 | 865.1 | -1.186 | 4.2203 | -1.35 | -0.0012 | 1.0988 | -1.42 | 3.12 | 0.013 |
| 0.05 | 1053.5 | -1.346 | 4.5371 | -1.4 | -0.0012 | 1.2536 | -1.65 | 3.37 | 0.013 |
| 0.075 | 1085.7 | -1.471 | 5.0733 | -1.45 | -0.0012 | 1.4175 | -1.8 | 3.37 | 0.013 |
| 0.1 | 1032.5 | -1.624 | 5.2892 | -1.45 | -0.0012 | 1.3997 | -1.8 | 3.33 | 0.013 |
| 0.15 | 877.6 | -1.931 | 5.4563 | -1.45 | -0.0014 | 1.3582 | -1.69 | 3.25 | 0.013 |
| 0.2 | 748.2 | -2.188 | 5.2684 | -1.4 | -0.0018 | 1.1648 | -1.49 | 3.03 | 0.0129 |
| 0.25 | 654.3 | -2.381 | 5.0594 | -1.35 | -0.0023 | 0.994 | -1.3 | 2.8 | 0.0129 |
| 0.3 | 587.1 | -2.518 | 4.7945 | -1.28 | -0.0027 | 0.8821 | -1.18 | 2.59 | 0.0128 |
| 0.4 | 503 | -2.657 | 4.4644 | -1.18 | -0.0035 | 0.7046 | -0.98 | 2.2 | 0.0127 |
| 0.5 | 456.6 | -2.669 | 4.0181 | -1.08 | -0.0044 | 0.5799 | -0.82 | 1.92 | 0.0125 |
| 0.6 | 430.3 | -2.599 | 3.6055 | -0.99 | -0.005 | 0.5021 | -0.7 | 1.7 | 0.0124 |
| 0.75 | 410.5 | -2.401 | 3.2174 | -0.91 | -0.0058 | 0.3687 | -0.54 | 1.42 | 0.012 |
| 1 | 400 | -1.955 | 2.7981 | -0.85 | -0.0062 | 0.1746 | -0.34 | 1.1 | 0.0114 |
| 1.5 | 400 | -1.025 | 2.0123 | -0.77 | -0.0064 | -0.082 | -0.05 | 0.7 | 0.01 |
| 2 | 400 | -0.299 | 1.4128 | -0.71 | -0.0064 | -0.2821 | 0.12 | 0.7 | 0.0085 |
| 2.5 | 400 | 0 | 0.9976 | -0.67 | -0.0064 | -0.4108 | 0.25 | 0.7 | 0.0069 |
| 3 | 400 | 0 | 0.6443 | -0.64 | -0.0064 | -0.4466 | 0.3 | 0.7 | 0.0054 |
| 4 | 400 | 0 | 0.0657 | -0.58 | -0.0064 | -0.4344 | 0.3 | 0.7 | 0.0027 |
| 5 | 400 | 0 | -0.4624 | -0.54 | -0.0064 | -0.4368 | 0.3 | 0.7 | 0.0005 |
| 6 | 400 | 0 | -0.9809 | -0.5 | -0.0064 | -0.4586 | 0.3 | 0.7 | -0.0013 |
| 7.5 | 400 | 0 | -1.6017 | -0.46 | -0.0064 | -0.4433 | 0.3 | 0.7 | -0.0033 |
| 10 | 400 | 0 | -2.2937 | -0.4 | -0.0064 | -0.4828 | 0.3 | 0.7 | -0.006 |

Tabel V-9b. Koeffisien Regressi untuk Persamaan GMPE BCHYDRO-2012

| Period (sec) | θ12 | θ13 | θ14 | θ15 | θ16 | ϕ | τ | σ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 0.98 | -0.0135 | -0.4 | 0.9996 | -1 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.02 | 0.98 | -0.0135 | -0.4 | 0.9996 | -1 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.05 | 1.288 | -0.0138 | -0.4 | 1.103 | -1.18 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.075 | 1.483 | -0.0142 | -0.4 | 1.2732 | -1.36 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.1 | 1.613 | -0.0145 | -0.4 | 1.3042 | -1.36 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.15 | 1.882 | -0.0153 | -0.4 | 1.26 | -1.3 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.2 | 2.076 | -0.0162 | -0.35 | 1.223 | -1.25 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.25 | 2.248 | -0.0172 | -0.31 | 1.16 | -1.17 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.3 | 2.348 | -0.0183 | -0.28 | 1.05 | -1.06 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.4 | 2.427 | -0.0206 | -0.23 | 0.8 | -0.78 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.5 | 2.399 | -0.0231 | -0.19 | 0.662 | -0.62 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.6 | 2.273 | -0.0256 | -0.16 | 0.58 | -0.5 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 0.75 | 1.993 | -0.0296 | -0.12 | 0.48 | -0.34 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 1 | 1.47 | -0.0363 | -0.07 | 0.33 | -0.14 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 1.5 | 0.408 | -0.0493 | 0 | 0.31 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 2 | -0.401 | -0.061 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 2.5 | -0.723 | -0.0711 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 3 | -0.673 | -0.0798 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 4 | -0.627 | -0.0935 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 5 | -0.596 | -0.098 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 6 | -0.566 | -0.098 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 7.5 | -0.528 | -0.098 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |
| 10 | -0.504 | -0.098 | 0 | 0.3 | 0 | 0.6 | 0.43 | 0.74 |

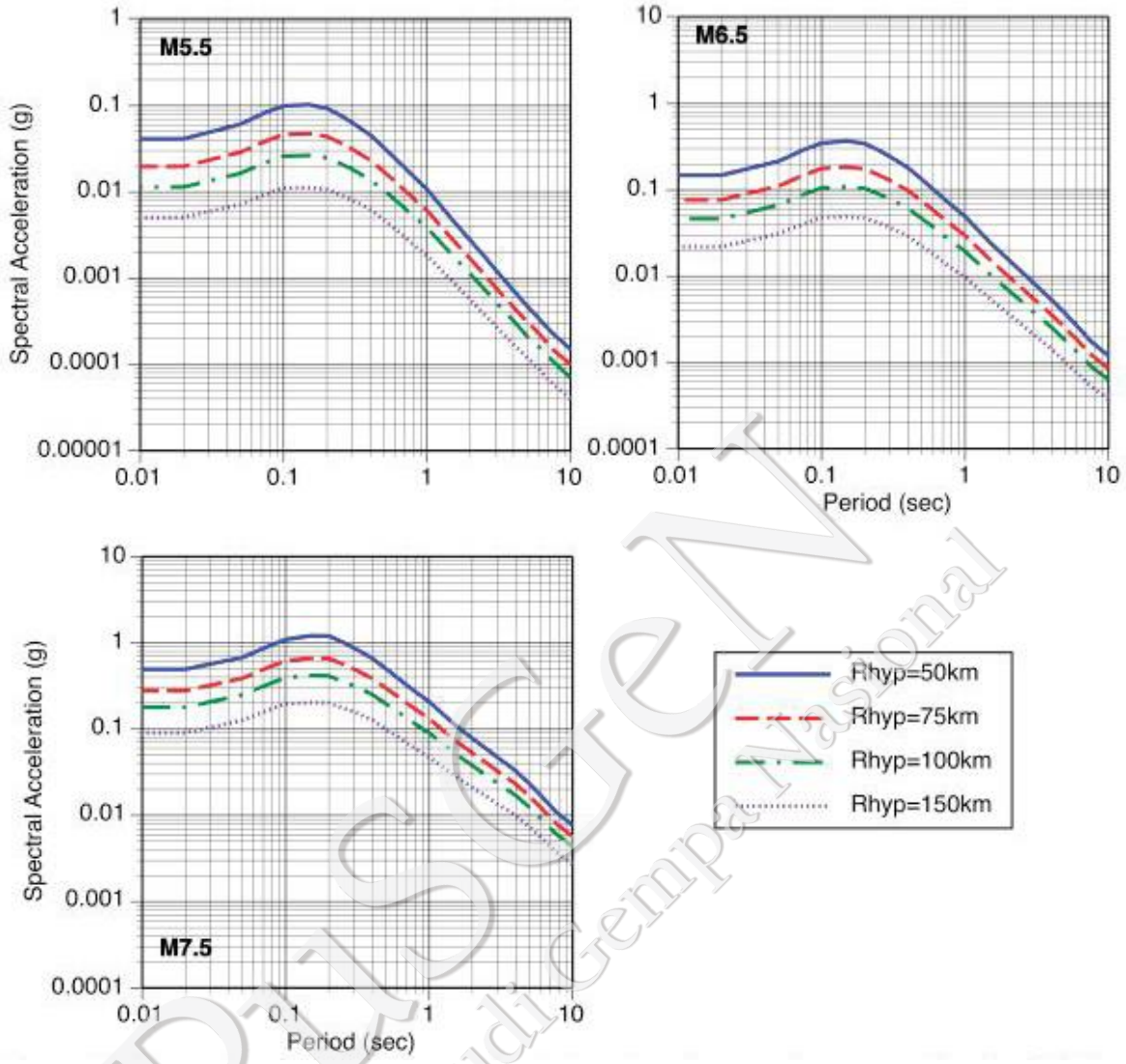
PUSGEN Pusat Gempa Nasional

Contoh hasil perhitungan spektra percepatan untuk sumber gempa subduksi *interface* dengan kekuatan antara $M_w$ = 7, $M_w$ = 8 dan $M_w$ = 9 dan jarak $R_{rup}$ antara 25 Km, 50 Km, 100 Km dan 200 Km dapat dilihat pada Gambar V-22. Semua response spektra dihitung dengan menggunakan nilai $V_{S30}$ sebesar 760 m/s. Gambar V-23 menunjukkan contoh hasil perhitungan spektra percepatan untuk sumber gempa subduksi *intraslab* dengan magnitude $M_w$ = 5,5, $M_w$ = 6,5 dan $M_w$ = 7,5 dan jarak Rhypo antara 50 Km, 75 Km, 100 Km dan 150 Km. Hasil perhitungan sebagaimana terlihat pada Gambar V-24 juga menggunakan nilai $V_{S30}$ sebesar 760 m/s.




Gambar V-23. Contoh Hasil Perhitungan Median Spektra Percepatan dengan Menggunakan Persamaan GMPE BCHYDRO-2012 untuk Sumber Gempa Subduksi *Interface* dengan Magnitude antara $M_w$ = 7 – 9, jarak $R_{rup}$ antara 25-200 Km dan nilai $V_{S30}$ = 760 m/s (Abrahamson dkk., 2016)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar V-24. Contoh Hasil Perhitungan Median Spektra Percepatan dengan Menggunakan Persamaan GMPE BCHYDRO-2012 untuk Sumber Gempa Subduksi *Intraslab* dengan Magnitude antara $M_w$ = 5,5 – 7,5, jarak $R_{hypo}$ antara 50 sampai 150 Km dan nilai $V_{S30}$ = 760 m/s (Abrahamson dkk., 2016)

Pusat Studi Gempa Nasional

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB VI
# SEISMIC HAZARD ANALYSIS

*Sri Hidayati, Muhammad Asrurifak, Wahyu Triyoso, Amalfi Omang, Fahmi Aldimar, Rahayu Robiana, Desyanti, Artadi Pria Sakti, Mohamad Ridwan, Masyhur Irsyam*

## 6.1 Gambaran Umum

### 6.1.1 Pendahuluan

Serangkaian peristiwa gempa besar tercatat dalam dua dekade terakhir seperti gempa Aceh disertai tsunami tahun 2004 ($M_w$ = 9,2), gempa Nias tahun 2005 ($M_w$ = 8,7), gempa Yogya tahun 2006 ($M_w$ = 6,3), gempa Padang tahun 2009 ($M_w$ = 7,6) dan gempa Mentawai tahun 2010 yang disertai tsunami ($M_w$ = 7,8). Gempa tersebut telah menyebabkan ribuan korban jiwa dan kerusakan infrastruktur serta triliunan rupiah untuk rehabilitasi dan rekonstruksi. Pengurangan kerusakan akibat gempa dapat dilakukan melalui proses perencanaan dan konstruksi yang baik dengan membangun bangunan dan infrastruktur tahan gempa yang disainnya didasarkan atas peta bahaya gempa Indonesia.

Pemetaan kemungkinan bahaya goncangan atau vibrasi akibat gempa yang didasarkan pada hasil riset dan penelitian sains kebumian serta rekayasa bangunan merupakan alat yang sangat efektif untuk digunakan sebagai usaha untuk mengurangi resiko bencana akibat vibrasi atau goncangan akibat gempa. Hal tersebut lebih populer disebut mitigasi gempa. Dengan beranggapan bahwa gempa yang merusak akan terjadi dan bertempat pada zona sesar aktif atau yang lebih dikenal dengan *late quaternary active fault*, atau bertempat dekat dengan kejadian gempa di masa lalu dan goncangan atau vibrasi tanah akan mendekati level gempa di masa lalu, *Probabilistic Seismic Hazard Map (PSHA Map)* merupakan metode yang cukup efektif untuk mengetahui distribusi potensi goncangan serta dasar yang reliable untuk memperkirakan risiko pada suatu daerah hunian atau infrasturuktur yang ada (Algermissen and Perkins 1982; Frankel dkk. 1996, 2002; Petersen dkk. 1996).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Dikarenakan PSHA *map* atau peta estimasi kemungkinan goncangan atau vibrasi yang pada umumnya dinyatakan dalam level percepatan atau kecepatan tanah maksimum akan digunakan untuk menyusun kebijakan publik atau *making public-policy decisions*, maka yang perlu diperhatikan adalah penyusunan peta PSHA harus mencerminkan *best available science* atau pengetahuan yang terbaru dan mutakhir dari wilayah yang akan dipetakan sebagai dasar yang akan digunakan untuk menyusun kebijakan publik. Dengan demikian, koordinasi penyusunan peta PSHA harus dikoordinasikan oleh pemerintah atau lembaga pemerintah sebagai dasar untuk penyusunan kebijakan. Untuk menjaga sifatnya yang mencerminkan *"best available science"*, peta PSHA harus diperbaharui secara berkala agar terus dapat mengikuti perkembangan metodologi, perangkat lunak, dan program komputasinya. Selain itu, input data atau data masukan yang digunakan untuk penyusunan peta sesuai dengan kebaharuan data dan pemahaman mengenai fenomena sumber dan sains kebumian dan rekayasa bangunannya.

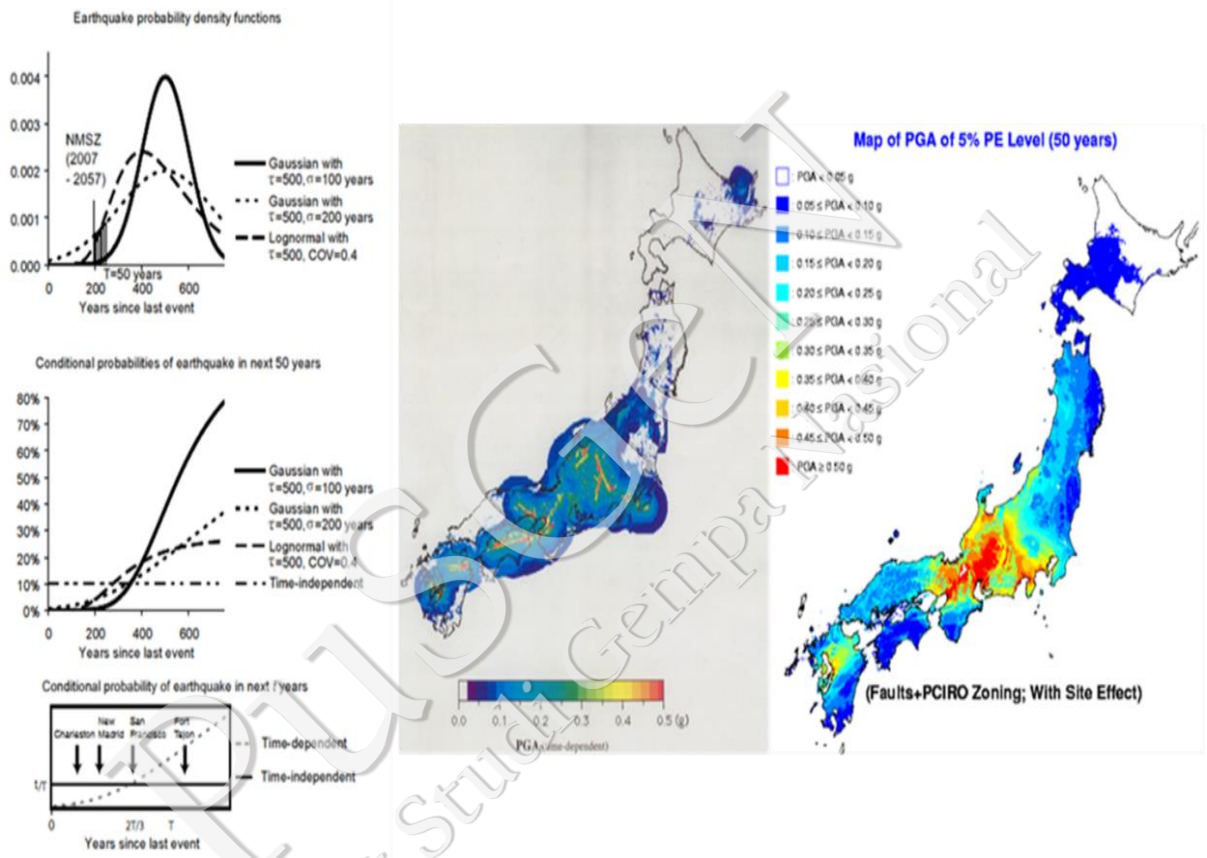
*Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA) merupakan metode standar yang digunakan dalam ilmu rekayasa gempa. Metode PSHA ini memberikan ruang secara eksplisit untuk memperhitungkan ketidakpastian yang bersifat epistemik dan simpangan dari beberapa komponen input model yang digunakan untuk mengestimasi bahaya kegempaan yang meliputi sumber gempa dan perkiraan goncangan tanah. Ketidakpastian dalam model dan parameter input selanjutnya dapat dikuantifikasi dengan menggunakan *logic tree*. Dasar utama penyusunan peta PSHA adalah bahwa kejadian gempa bisa dimodelkan sebagai fenomena proses *Poisson* yang tidak bergantung waktu. Kejadian dan estimasi goncangan tanah oleh sumber gempa juga merupakan proses *Poisson* jika:

1. peristiwa gempa mengikuti proses *Poisson* dan
2. probabilitas setiap kejadian gempa yang menghasilkan goncangan tanah pada satu titik untuk level harga tertentu merupakan peristiwa yang saling bebas terhadap peristiwa gempa lainnya pada titik pengamatan yang sama.

Selanjutnya, metode PSHA akan dipisahkan menjadi dua menurut periode pengamatan dan observasi yang diberikan serta waktu sisa sejak terjadinya peristiwa gempa. Periode pertama adalah menguantifikasi probabilitas berdasarkan laju produksi gempa untuk waktu observasi yang diberikan. Hal tersebut dinyatakan dalam level hazard untuk periode waktu yang diberikan tanpa harus menguantifikasi kemungkinan waktu yang tersisa sejak peristiwa

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

gempa di masa lalu. Metode ini disebut sebagai *time independent PSHA*. Periode kedua adalah fokus untuk menguantifikasi waktu yang tersisa jika data kita cukup akurat untuk mengarakterisasi masing masing atau setiap sumber gempa terutama waktu kejadian dan laju produksi gempanya. Metode ini disebut sebagai *time dependent PSHA*. Gambar VI-1 adalah contoh model *time dependent* dan *time independent* model dan peta PSHA di Central & Eastern USA serta contoh pemetaan PSHA di Jepang untuk zona darat.




Gambar VI-1. Contoh model *Time Dependent & Time Independent* Model PSHA di Central & Eastern USA (Triyoso dkk., 2012)

Jika dikaitkan dengan proyeksi skenario sumber dan level magnitudo tertentu, cara menguantifikasi bahaya kegempaan untuk satu titik tertentu, pendekatan estimasi bahaya kegempaan bisa dikelompokkan dalam dua cara atau skenario yaitu probabilistik dan deterministik atau PSHA dan DSHA.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

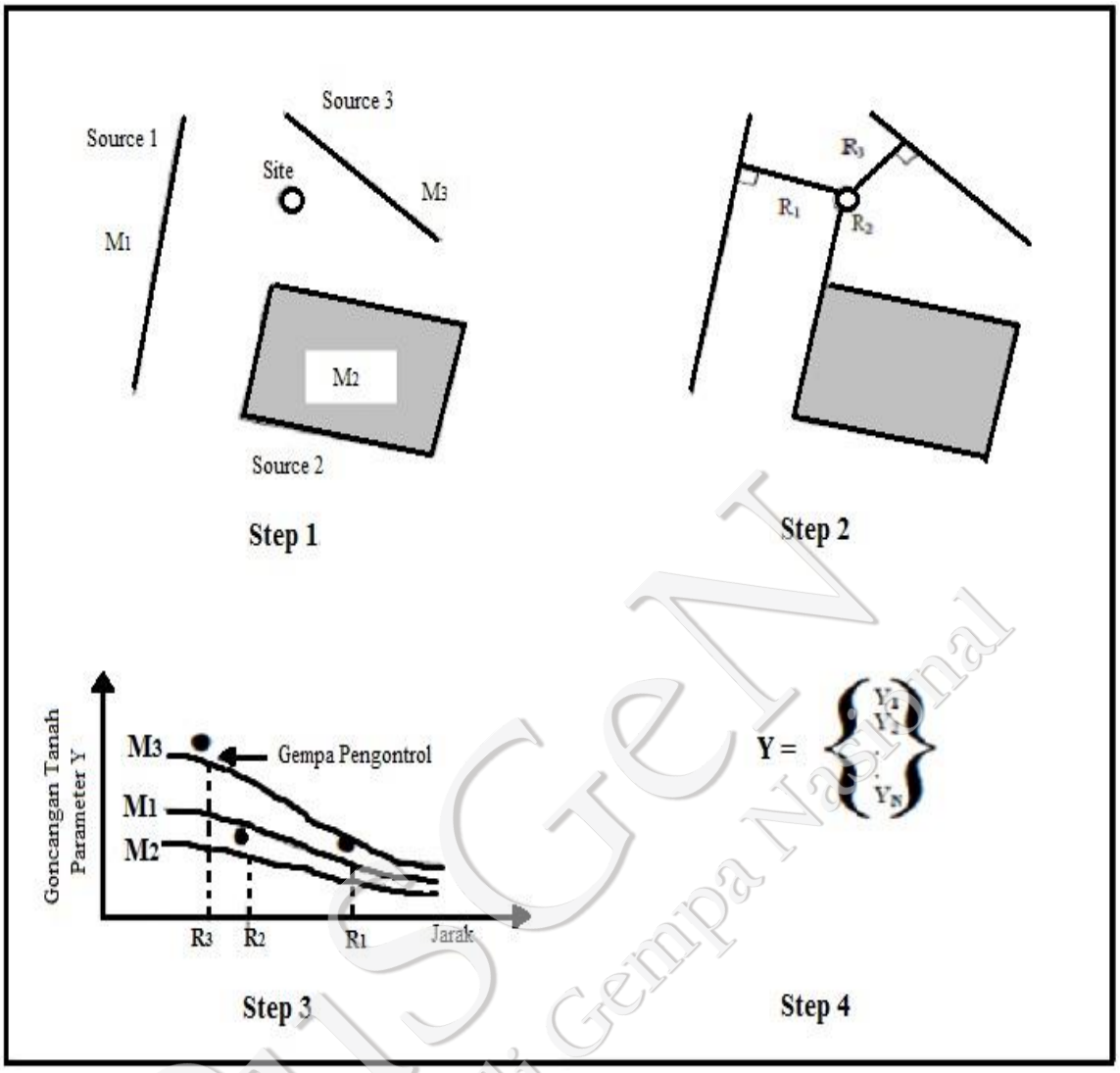
### 6.1.2 Deterministic Seismic Hazard Analysis

Metode DSHA dilakukan dengan mempertimbangkan skenario yang meliputi asumsi mengenai kejadian gempa dengan magnitudo tertentu yang akan terjadi pada lokasi yang telah ditetapkan. Metode ini pada umumnya digunakan untuk menghitung percepatan gempa pada perencanaan bangunan vital strategis dengan pertimbangan akan sangat membahayakan jika terjadi kerusakan akibat goncangan gempa. Reiter (1990) menggambarkan metode DHSA dalam empat tahapan proses (Gambar VI-2) seperti berikut ini.

1. Pengidentifikasian dan karakterisasi semua sumber gempa di suatu lokasi yang berpotensi menghasilkan *ground motion* yang signifikan. Karakterisasi sumber gempa di dalamnya termasuk pendefinisian setiap geometri sumber dan potensi gempa.
2. Penentuan parameter jarak sumber gempa ke lokasi kajian *site* untuk setiap zona sumber gempa. Pada metode DHSA ini ditentukan jarak terdekat antara zona sumber gempa dan *site* lokasi kajian. Jarak yang dipergunakan dapat berupa jarak *epicenter* atau jarak *hypocenter*, bergantung pada persamaan empiris yang dipergunakan.
3. Pemilihan gempa (*controlling earthquake*) yang diperkirakan akan menghasilkan goncangan terbesar dengan cara membandingkan besar goncangan yang dihasilkan gempa pada jarak dan lokasi tertentu. *Controlling earthquake* umumnya digambarkan oleh besaran magnitudo dan jarak dari *site* lokasi kajian.
4. Pendefinisian bahaya yang terjadi pada suatu lokasi dalam bentuk *ground motion* yang terjadi akibat pemilihan gempa (*controlling earthquake*). Karakteristik tersebut dideskripsikan oleh satu atau lebih parameter *ground motion* yang didapat dari persamaan empiris yang digunakan. Karakteristik bahaya gempa ditentukan dengan menggunakan percepatan puncak (*peak acceleration*), kecepatan puncak (*peak velocity*), dan ordinat spektrum respon (*response spectrum ordinates*).

Dalam metode DHSA, pendapat subjektif para ahli selalu diikutsertakan dalam pengambilan keputusan untuk penentuan potensi bahaya gempa. Hal ini terkadang mengakibatkan kesulitan untuk mencapai kesepakatan mengenai potensi gempa yang terjadi.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar VI-2. Tahapan proses bahaya gempa dengan metode DSHA (digambar ulang dari Kramer, 1996)

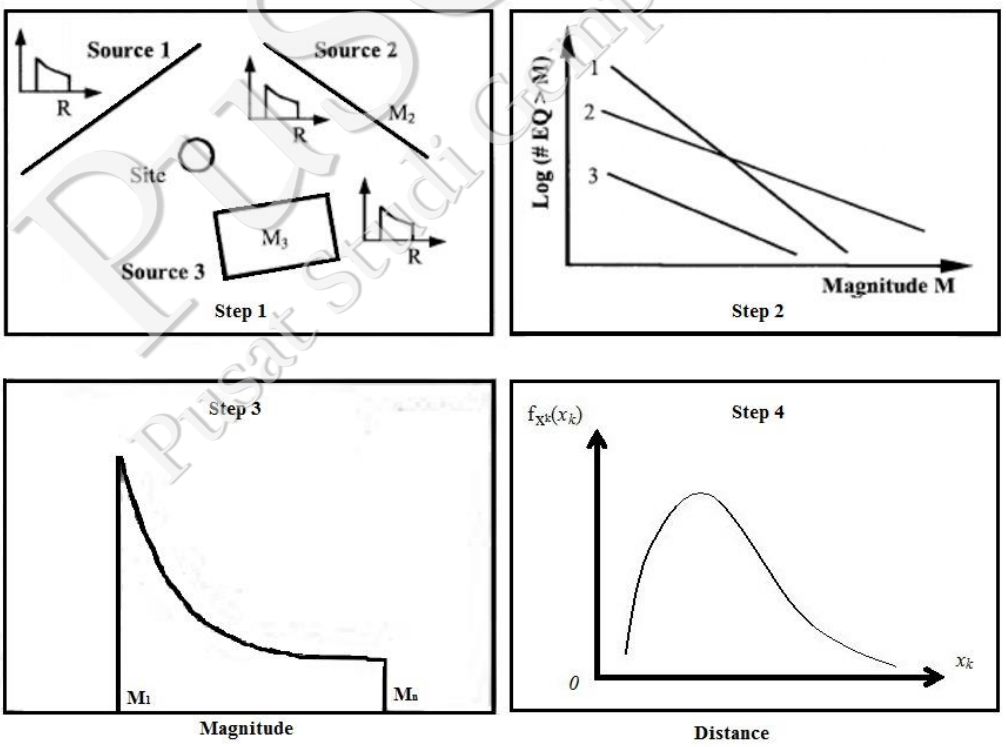
Metode DSHA umumnya diaplikasikan untuk mengestimasi percepatan gempa untuk konstruksi yang sangat membahayakan jika terjadi kerusakan, seperti bangunan pembangkit listrik tenaga nuklir (PLTN) (Irsyam dkk., 1999), bendungan besar, konstruksi yang dekat dengan sesar aktif, dan untuk keperluan *emergency response*. Kelebihan metode ini adalah mudah digunakan untuk memprediksi gerakan gempa pada skenario terburuk. Sementara itu, kelemahan metode ini adalah tidak mempertimbangkan probabilitas terjadinya gempa dan pengaruh berbagai ketidakpastian yang terkait dalam analisis (Kramer, 1996). Dalam perencanaan gedung da infrastruktur, untuk DSHA umumnya digunakan percepatan yang merepresentasikan 84$^{th}$ *percentile*.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 6.1.3 Probabilistic Seismic Hazard Analysis

Metode PSHA adalah metode analisis bahaya gempa probabilistik dengan memperhitungkan dan menggabungkan ketidakpastian dari magnitudo, lokasi, dan waktu kejadian gempa. Hasil analisis ini berupa probabilitas parameter gempa pada tingkat selesainya periode tertentu. Reiter (1990) mengusulkan tahapan analisis gempa probabilistik untuk *Peak Ground Acceleration* (PGA) sebagai berikut (Gambar VI-3 dan VI-4).

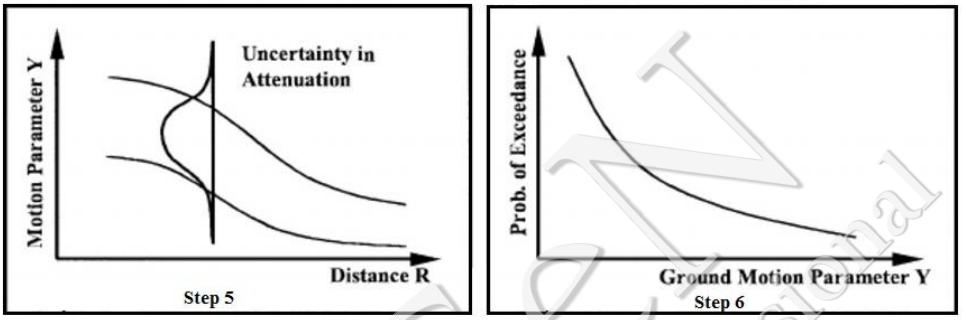
1) Identifikasi sumber-sumber gempa yang mempengaruhi suatu lokasi, mengkarakterisasi sumber gempa tersebut, dan membuat model sumber gempa;
2) Menghitung parameter seismik untuk setiap sumber gempa, diantaranya seperti a-b parameter atau hubungan antara magnitudo dan jumlah kejadian berdasarkan data historis;
3) Menghitung probabilitas magnitude (berdasarkan parameter dari poin nomor 2);
4) Memperhitungkan distribusi probabilitas jarak (berdasarkan parameter dari poin nomor 1, dibantu dengan data-data pengukuran dan pencitraan);




Gambar VI-3. Tahap 1-4 dari Analisis Risiko Gempa Probabilistik (PSHA) untuk *Peak Ground Acceleration* (PGA) : Bentuk Kurva Seismic Hazard dan Aplikasinya pada Perkiraan Desain $PGA_d$ untuk Periode Waktu $T_d$ dan Probabilitas Kejadian $P_d$ (Digambar ulang dari Reiter, 1990)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

5) Menghitung percepatan maksimum pada suatu lokasi akibat kejadian gempa yang mungkin terjadi pada setiap titik sumber gempa dengan berbagai magnitudo yang mungkin terjadi. Langkah ini ditentukan dengan menggunakan fungsi atenuasi dengan memasukkan pula ketidakpastiannya.
6) Menentukan ketidakpastian kejadian gempa, besaran, dan prediksi percepatan maksimum lokasi untuk menghasilkan probabilitas terlampauinya percepatan dimaksud dalam jangka waktu tertentu (Gambar VI-4).




Gambar VI-4. Tahap 5 dan 6 proses Analisis Gempa Probabilistik (PSHA) untuk *Peak Ground Acceleration* (PGA): Bentuk Kurva Seismic Hazard dan Aplikasinya pada Perkiraan Desain $PGA_d$ untuk Periode Waktu $T_d$ dan Probabilitas Kejadian $P_d$ (Reiter, 1990)

Menghitung ancaman gempa berdasarkan kumpulan hasil semua kejadian gempa dan *ground motion* yang mungkin terjadi di masa datang adalah merupakan konsep dasar PSHA. Namun, sumbangan *hazard* terbesar pada *site* dari analisis kemungkinan besaran magnitudo (M) dan jarak (R) ke sumber gempa tertentu tidak terlihat dalam PSHA.-Pada kondisi seperti ini PSHA menjadi kurang lengkap memberikan informasi tentang M dan R yang dominan dan tunggal. Namun pada satu sisi, analisis PSHA menguntungkan karena berbagai asumsi tentang sumber gempa potensial dan keberulangan kejadian gempa diintegrasikan menjadi satu.

Satu nilai dominan tertentu dari magnitudo (*M*) dan jarak dari *site* ke sumber (*R*) menyebabkan *hazard* akibat gempa dapat menjadi suatu fungsi, baik secara sendiri-sendiri maupun bersama-sama. Konsep ini digunakan untuk mendapatkan deagregasi *seismic* untuk memberikan gambaran umum tentang besaran gempa dan jarak untuk sumber gempa tertentu yang kemungkinan besar destruktif terhadap *site*, dan laju tahunan rata-rata kejadian yang merupakan fungsi dari magnitudo dan atau jarak. Keseluruhan proses disampaikan pada Persamaan (6.1) hingga Persamaan (6.9).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Dengan mengacu pada Kramer (1996), laju tahunan rata-rata kejadian sebagai **fungsi magnitudo** adalah seperti berikut:

$$\lambda_x^{(i,m_j)}(x) = \mathrm{P}(M = m_j) \int_R^{(i)} P_i(X > x|m_j, r) \int_R^{(i)} (r)dr \tag{6.1}$$

Sedangkan laju tahunan rata-rata kejadian sebagai fungsi jarak dari *site* ke sumber yaitu:

$$\lambda_x^{(i,r_k)}(x) = P(R = r_k) \int_M^{(i)} P_i(X > x|m, r_k) \int_M^{(i)} (m)dm \tag{6.2}$$

Laju tahunan rata-rata kejadian sebagai fungsi magnitudo dan jarak dari *site* ke sumber:

$$\lambda_x^{(i,m_j,r_k)}(x) = P(M = m_j)P(R = r_k)P_i(X > x|m_j, r_k) \tag{6.3}$$

Ketiga persamaan di atas menjelaskan laju tahunan rata-rata kejadian sumber *i* pada magnitudo *j* dan jarak *k*. Maka, laju tahunan rata-rata untuk sumber *i :*

$$\lambda_x^{(i,m,r)}(x) = \sum_{jk} \lambda_x^{(i,m_j,r_k)}(x) \tag{6.4}$$

dan laju tahunan rata-rata untuk semua sumber :

$$\lambda_x^{(m,r)}(x) = \sum_i \lambda_x^{(i,m,r)}(x) \tag{6.5}$$

Deagregasi magnitudo untuk sumber *i*, $M_D^i$, merupakan penjumlahan dalam rentang-j dari rasio antara laju tahunan rata-rata untuk magnitudo *j* dan laju tahunan rata-rata untuk sumber *i* dikalikan magnitudo $m_j$ seperti berikut.

$$M_D^i = \sum_j \frac{m_j \lambda_x^{(i,m_j)}(x)}{\lambda_x^{(i,m,r)}(x)} \tag{6.6}$$

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Deagregasi jarak untuk sumber *i*, $R_D^i$, merupakan penjumlahan dalam rentang-*k* dari rasio antara laju tahunan rata-rata untuk jarak *k* dan laju tahunan rata-rata untuk sumber *i* dikalikan jarak $r_k$ seperti berikut.

$$R_D^i = \sum_k \frac{r_j \lambda_x^{(i,r_k)}(x)}{\lambda_x^{(i,m,r)}(x)} \tag{6.7}$$

Selanjutnya persamaan untuk deagregasi magnitudo dan jarak untuk semua sumber didefinisikan sebagai berikut.

- Deagregasi magnitudo untuk semua sumber, $M_D$,

$$M_D = \sum_i \frac{M_D^i \lambda_x^{(i,m,r)}(x)}{\lambda_x^{(m,r)}(x)} \tag{6.8}$$

- Deagregasi jarak untuk semua sumber, $R_D$,

$$R_D = \sum_i \frac{R_D^i \lambda_x^{(i,m,r)}(x)}{\lambda_x^{(m,r)}(x)} \tag{6.9}$$

Metode deagregasi ini merupakan perluasan secara matematik dari analisis probabilitik dasar dan sama sekali tidak menggantikan sesuatu yang seharusnya ada dalam studi seismologi dari suatu daerah. Metoda ini menekankan pentingnya magnitudo dan jarak.

### 6.1.4 Proses Kalkulasi Bahaya Goncangan Gempa

Proses kalkulasi bahaya goncangan gempa untuk peta gempa nasional 2017 menggunakan metode PSHA yang dikembangkan oleh Cornell (1968) kemudian dilanjutkan oleh Merz dan Cornell (1973). Model dan konsep analisis ini tetap dipakai sampai sekarang. Namun, model analisis dan teknik perhitungannya yang terus dikembangkan oleh EERI Committee on Seismic Risk (EERI, 1989) memiliki empat

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

tahap, yaitu a) identifikasi sumber gempa, b) karakterisasi sumber gempa, c) pemilihan fungsi atenuasi, dan d) perhitungan *hazard* gempa.

Dalam kalkulasi ini diasumsikan magnitudo M dan jarak R sebagai variabel yang acak independen yang menerus. Bentuk umum teori probabilitas total dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut:

$$P[I \geq i] = \int_r \int_m P[I \geq i | m \, dan \, r] f_M(m). f_r(r) \, dm \, dr \qquad (6.10)$$

dengan:

$f_M$ = fungsi kepadatan *magnitude*

$f_r$ = fungsi kepadatan jarak hiposenter

P[I ≥ i | m dan r] = kondisi probabilitas acak intensitas (I) yang melampaui nilai (i) pada suatu lokasi akibat magnitudo (M) dan jarak hiposenter (R).

### 6.1.4.1 Identifikasi dan Karakterisasi Sumber Gempa

Pemodelan sumber gempa merupakan salah satu komponen utama dalam PSHA. Sedangkan zona sumber gempa didefinisikan sebagai area yang mempunyai derajat gempa yang sama, mempunyai kemungkinan yang sama akan terjadinya gempa di masa mendatang.

*Seismogenic zones*, peta patahan aktif, *focal mechanisms*, dan *earthquake catalogues* adalah data utama untuk pemodelan sumber gempa. Model mekanisme sesar yang dapat terjadi pada lempeng tektonik terdiri atas sesar mendatar (*strike slip*), sesar *oblique*, dan *dip slip*. Sesar mendatar menganan (*right, dextral*) atau mengiri (*left, sinistral*), sedangkan *dip slip* terdiri atas sesar turun (*normal fault*) dan sesar naik (*reverse fault*).

Mendefinisikan data geometri dari suatu sumber gempa harus dilakukan secara cermat, seperti bentuk, kedalaman, dan sudut kemiringan *(dip)* karena ini berkaitan dengan perhitungan jarak dari *site* ke sumber gempa. Mengacu Asrurifak (2010) batasan pemodelan zona sumber gempa yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. Kedalaman sumber gempa dibatasi hingga 300 km.
2. Jarak lokasi sumber gempa ke lokasi yang ditinjau dibatasi hingga 500 km, kecuali

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

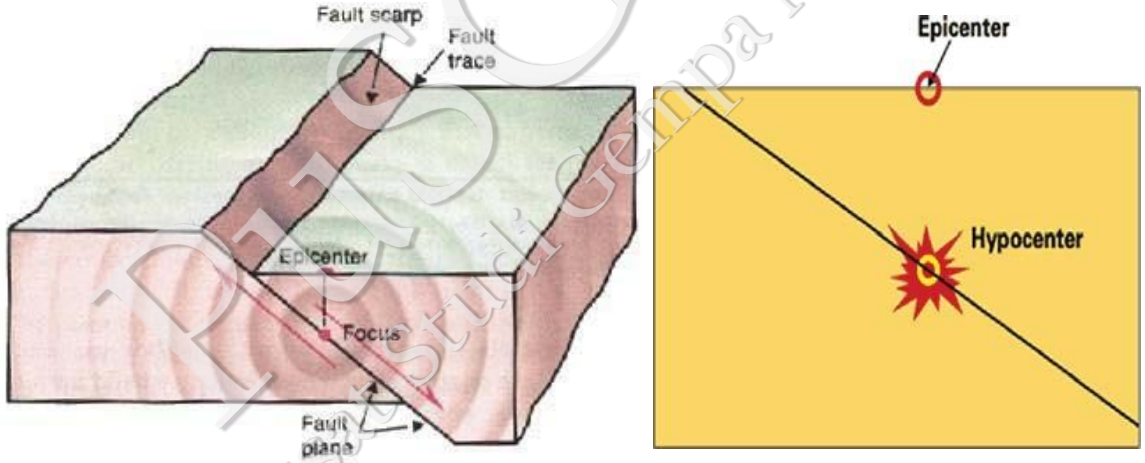
untuk gempa akibat subduksi jarak yang ditinjau hingga 1000 km.

3. Fungsi atenuasi yang digunakan untuk setiap model adalah fungsi atenuasi yang dianggap sesuai dengan karakteristik kegempaan dan model sumber gempa wilayah Indonesia.

Model sumber gempa yang digunakan dalam analisis ini ada tiga (3) yaitu sumber gempa sesar, sumber gempa subduksi, dan sumber gempa *background*.

### a. Model Sumber Gempa Sesar

Model sumber gempa sesar/*fault* yang diidentifikasinya berdasarkan geometri *fault* tersebut. Dalam perhitungan jarak model ini memasukkan jarak dari *site* ke *hypocenter*. Jarak ini memerlukan data *dip* dari sesar yang dipakai sebagai perhitungan probabilitas tersebut. Ilustrasi model ini dapat dilihat pada Gambar VI-5.




Gambar VI-5. Ilustrasi model sumber gempa sesar/*fault* (http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/)

Parameter untuk analisis probabilitas dengan model sumber gempa sesar adalah *fault trace*, mekanisme pergerakan, *slip-rate*, *dip*, panjang, dan lebar *fault*. Data tersebut diperoleh dari referensi yang sudah dipublikasi dan hasil diskusi dengan para ahli geologi, geofisika, geodinamika, dan seismologi yang tergabung dalam Tim Teknis Pemutakhiran Peta Bahaya Gempa Indonesia.

Pada PSHA data laju produksi gempa atau data *slip rate* yang digunakan untuk

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

menyusun peta PSHA haruslah merupakan "*best available science*" sehingga untuk input *slip rate* digunakan perata-rataan antara input geologi dan geodesi. Kuantifikasi ketidakpastian *slip rate* pada zona sesar aktif dengan mempertimbangkan efek geologi selanjutnya untuk daerah yang belum dilakukan *trenching* dan *dating* dengan mempertimbangkan faktor geodinamika dan geomekanika berdasarkan pertimbangan kepakaran dilakukan bobot sekitar 20% sampai dengan 50%. Khususnya untuk Pulau Jawa, karena pertimbangan kebijakan publik dan ketidakpastian yang masih sangat besar, data hasil perata-rataan input tersebut dilakukan pembobotan 20%. Di luar Pulau Jawa dilakukan pembobotan umumnya dengan nilai 50% dan beberapa sesar dengan nilai pembobotan yang lebih rendah. Nilai pembobotan yang lebih rendah ini juga didasarkan atas pertimbangan bahwa di lokasi sesar-sesar tersebut sejarah produksi gempa relatif lebih rendah. Sesar-sesar inilah yang ke depan urgent untuk dilakukan studi dengan detail diantaranya dengan trenching dan *carbon dating*, serta pengamatan seismik dan pengamatan geodetik. Khusus untuk Pulau Sumatra, dengan pertimbangan kualitas data terutama data geologi yang sudah relatif cukup bagus, tidak dilakukan pembobotan dalam input penyusunan peta PSHA. Secara prinsip, bisa dijelaskan apabila ada parameter yang datanya lebih dari satu dan ingin data tersebut digunakan semua, data ini dapat diberi bobot (*weighting*).

Pemilihan input parameter juga telah mempertimbangkan agar dampak kenaikan nilai percepatan dalam peta tidak menjadi penghambat pembangunan yang saat ini sedang giat-giatnya dilaksanakan dan telah mempertimbangkan *concern* pelaku industri termasuk industri konstruksi agar tidak terjadi kenaikan biaya yang bisa membuat biaya pembangunan menjadi tidak terjangkau. Hal ini dikarenakan masih adanya ketidakpastian dan masih sangat diperlukan studi lebih lanjut terutama untuk memberikan tingkat keyakinan yang lebih dalam hal segmentasi dan *slip rate*. Selanjutnya dengan selesainya pembuatan peta gempa Indonesia ini, sesar-sesar yang kiranya dapat berdampak signifikan perlu segera diteliti dengan detail untuk memastikan nilai-nilai parameternya dan untuk bisa menjadi dasar justifikasi pemilihan parameter.

Data dan parameter tersebut terangkum pada Tabel VI-1 untuk daerah Sumatra dan sekitarnya, Tabel VI-2 untuk daerah Jawa dan sekitarnya, Tabel VI-3 untuk daerah Kalimantan dan sekitarnya, dan Tabel VI-4 untuk daerah Sulawesi dan sekitarnya, Tabel VI-5 untuk daerah Maluku, Papua, dan sekitarnya, serta Tabel VI-6 untuk daerah Nusa

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tenggara, Banda, dan sekitarnya. Besar nilai *dip* (kemiringan sesar), *top* (kedalaman atas *rupture*), *bottom* (kedalaman bawah *rupture*) masih menggunakan nilai umum (*default value*) hasil diskusi Tim Teknis Revisi Peta Gempa Indonesia 2010. Nilai kualitas sesar baik dari geomorfologi maupun seismisitasnya dilakukan oleh Natawidjaja.

Realisasi dalam pemetaan peta bahaya gempa selanjutnya adalah dengan mengombinasikan antara estimasi besarnya percepatan tanah maksimum antara PSHA dan DSHA dengan mengambil harga terkecil antara hasil estimasi PSHA dan DHSA-nya mengacu pada referensi dari *Update to Building-Code Maps for the 2015 NEHRP Recommended Seismic Provision* (Luco et. al, 2015).

**b. Model Sumber Gempa Sesar**

Sumber gempa subduksi adalah model yang didapat dari data seismotektonik. Parameter dari model ini meliputi lokasi subduksi (*latitude* dan *longitude*), *rate* dan a-b-*value*, serta batas kedalaman area subduksi. Laju pergerakan subduksi dapat berupa *recurrence rate Mmax* untuk model karakteristik. Mengikuti Asrurifak (2010), batas kedalaman maksimum dari sumber gempa ini dimodelkan hingga 50 km atau merupakan daerah *Megathrust*. Untuk daerah yang lebih dalam (>50 km) atau daerah *Benioff* diwakili oleh model sumber gempa *deep background.*

**c. Model Sumber Gempa *Background* (*Gridded Seismicity*)**

Menurut Petersen dkk (2008) model *gridded* (*smoothed*) *seismicity* digunakan untuk mengestimasi *rate* dari kejadian gempa kecil sampai sedang yang akan datang di daerah sesar dan gempa-gempa acak di luar sesar. Model ini memprediksikan bahwa kejadian gempa yang lebih besar kemungkinan dapat terjadi di daerah sekitar gempa-gempa kecil sampai sedang yang telah terjadi sebelumnya.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-1. Data dan Parameter sumber gempa *fault* daerah Sumatra dan sekitarnya (pemutakhiran dari Tim Revisi Gempa Indonesia 2010)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 1 | Andaman Spreading Ridge | North1 | 0,75 | Normal 60S | 60 | 3 | 20 | 166 | 6,8 |
| 2 | Andaman Spreading Ridge | North2 | 0,75 | Normal 60S | 60 | 3 | 20 | 197 | 6,9 |
| 3 | Andaman Spreading Ridge | South1 | 0,75 | Normal 60N | 60 | 3 | 20 | 170 | 6,8 |
| 4 | Andaman Spreading Ridge | South2 | 0,75 | Normal 60N | 60 | 3 | 20 | 212 | 7,0 |
| 5 | West Andaman Fault | North-West | 5,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 478 | 7,9 |
| 6 | West Andaman Fault | North-East | 5,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 669 | 8,0 |
| 7 | West Andaman Fault | Central | 10,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 168 | 7,3 |
| 8 | West Andaman Fault | South (Simelue) | 10,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 196 | 7,8 |
| 9 | West Andaman Backthrust | North | 10,0 | Reverse-slip | 45W | 3 | 20 | 547 | 7,9 |
| 10 | West Andaman Backthrust | South | 10,0 | Reverse-slip | 45W | 3 | 20 | 456 | 8,1 |
| 11 | Sumatran Fault | Oreng Fault | 1,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 36 | 6,9 |
| 12 | Sumatran Fault | Loksumawe | 1,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 36 | 6,5 |
| 13 | Sumatran Fault | Nicobar | 18,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 120 | 7,1 |
| 14 | Sumatran Fault | Seulimeum-North | 18,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 143 | 7,6 |
| 15 | Sumatran Fault | Seulimeum-South | 7,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 38 | 6,9 |
| 16 | Sumatran Fault | Aceh-North | 2,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 65 | 7,2 |
| 17 | Sumatran Fault | Aceh-Central | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 140 | 7,6 |
| 18 | Sumatran Fault | Aceh-South | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 27 | 6,7 |
| 19 | Takengon Fault | Lok Tawar | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 21 | 6,6 |
| 20 | Takengon Fault | Peusangan | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 32 | 6,8 |
| 21 | Sumatran Fault | Tripa1-Thrust | 16,0 | Strike-slip | 45W | 3 | 20 | 32 | 6,8 |
| 22 | Sumatran Fault | Tripa 2 | 7,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 103 | 7,4 |
| 23 | Sumatran Fault | Tripa 3 | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 75 | 7,3 |
| 24 | Sumatran Fault | Tripa 4 | 7,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 55 | 7,1 |
| 25 | Sumatran Fault | Tripa 5 | 7,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 21 | 6,6 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-1. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 26 | Batee Fault | Batee-A | 6,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 44 | 7,0 |
| 27 | Batee Fault | Batee-B | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 50 | 7,0 |
| 28 | Batee Fault | Batee-C | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 37 | 6,9 |
| 29 | Sumatran Fault | Renun-A | 10,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 180 | 7,7 |
| 30 | Sumatran Fault | Renun-B | 8,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 31 | 6,8 |
| 31 | Sumatran Fault | Renun-C | 8,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 26 | 6,7 |
| 32 | Sumatran Fault | Toru | 11,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 95 | 7,4 |
| 33 | Sumatran Fault | Angkola | 6,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 160 | 7,7 |
| 34 | Sumatran Fault | Barumun | 6,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 125 | 7,5 |
| 35 | Sumatran Fault | Sumpur | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 35 | 6,9 |
| 36 | Sumatran Fault | Sianok | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 90 | 7,4 |
| 37 | Sumatran Fault | Sumani | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 60 | 7,1 |
| 38 | Sumatran Fault | Suliti | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 95 | 7,4 |
| 39 | Sumatran Fault | Siulak | 14,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 70 | 7,2 |
| 40 | Sumatran Fault | Dikit | 12,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 60 | 7,1 |
| 41 | Sumatran Fault | Ketaun | 12,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 85 | 7,3 |
| 42 | Sumatran Fault | Musi | 13,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 70 | 7,2 |
| 43 | Sumatran Fault | Manna | 13,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 85 | 7,3 |
| 44 | Sumatran Fault | Kumering-North | 12,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 111 | 7,5 |
| 45 | Sumatran Fault | Kumering-South | 12,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 60 | 7,1 |
| 46 | Sumatran Fault | Semangko Barat-A | 8,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 90 | 7,4 |
| 47 | Sumatran Fault | Semangko Barat-B | 8,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 80 | 7,3 |
| 49 | Sumatran Fault | Semangko Timur-A | 5,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 12 | 6,5 |
| 50 | Sumatran Fault | Semangko Timur-B | 3,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 35 | 6.9 |
| 51 | Sumatran Fault | Semangko Graben | 3,0 | Normal | 90 | 3 | 20 | 50 | 6,5 |
| 52 | Sumatran Fault | Ujung Kulon A | 10,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 80 | 7,3 |

Pusat Studi Gempa Indonesia

Tabel VI-1. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 53 | Sumatran Fault | Ujung Kulon B | 10,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | 150 | 7,6 |
| 54 | Mentawai Fault | Mentawai | 5,0 | Reverse-slip | 45W | 3 | 20 | 560 | 8,2 |
| 55 | Mentawai Fault | Enggano | 5,0 | Reverse-slip | 45W | 3 | 20 | 160 | 7,6 |
| 56 | Sumatran Fault | Pidie | 0,2 | Strike-slip | 90 | 3 | 20 | | 6,5 |

Tabel VI-2. Data dan parameter sumber gempa fault untuk daerah Jawa dan sekitarnya

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ | Ket |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | | |
| 1 | Cimandiri Fault | Cimandiri | 0,55 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 23 | 6,7 | Nilai sliprate yang digunakan dalam perhitungan probabilistik adalah 20% dari nilai slip-rate hasil pengukuran GPS. |
| 2 | Cimandiri Fault | Nyalindung-Cibeber | 0,40 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 30 | 6,5 | |
| 3 | Cimandiri Fault | Rajamandala | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 45 | 6,6 | |
| 4 | Lembang Fault | Lembang | 2,0 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 29,5 | 6,8 | |
| 5 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Subang | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 33 | 6,5 | |
| 6 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon-1 | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 15 | 6,5 | |
| 7 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cirebon—2 | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 18 | 6,5 | |
| 8 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Karang Malang | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 22 | 6,5 | |
| 9 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Brebes | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 22 | 6,5 | |
| 10 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Tegal | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 15 | 6,5 | |
| 11 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Pekalongan | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 16 | 6,5 | |
| 12 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Weleri | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 17 | 6,5 | |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-2. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ | Ket |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | | |
| 13 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Semarang | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 34 | 6,5 | |
| 14 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Rawapening | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 18 | 6,5 | |
| 15 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Demak | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 31 | 6,5 | |
| 16 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Purwodadi | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 38 | 6,5 | |
| 17 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Cepu | 0,1 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 100 | 6.5 | |
| 18 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Waru | 0,05 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 64 | 6,5 | |
| 19 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Surabaya | 0,05 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 25 | 6,5 | |
| 20 | Baribis-Kendeng Fold-Thrust Zone | Blumbang | 0,05 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 31 | 6,6 | |
| 21 | Ciremai | | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 20 | 6,5 | |
| 22 | Ajibarang | | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 20 | 6,5 | |
| 23 | Opak | | 0,75 | Strike-slip | 60E | 3 | 18 | 45 | 6.6 | |
| 24 | Merapi-Merbabu | | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 28 | 6,6 | |
| 25 | Pati Thrust | | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 69 | 6,5 | |

Tabel VI-3. Data dan parameter sumber gempa *fault* untuk daerah Kalimantan dan sekitarnya

| ID | Structure Name | | Slip-Rate m/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 1 | Tarakan | | 0.3 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 100 | 7.0 |
| 2 | Mangkalihat | | 0.5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 111 | 7.0 |
| 3 | Meratus | | 0.2 | Reverse-slip | 45W | 3 | 18 | 105 | 7.0 |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-4. Data dan parameter sumber gempa *fault* untuk daerah Sulawesi dan sekitarnya

| ID | Structure Name | | Slip-Rate | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ | Ket |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | mm/yr | | | | | | | |
| 1 | Palukoro Fault | Makasar Strait | 10 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 130 | 7.1 | Nilai sliprate yang digunakan dalam perhitungan probabilistik adalah 50% dari nilai slip-rate hasil pengukuran GPS. |
| 2 | Palukoro Fault | Palu | 10 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 31 | 6.8 | |
| 3 | Palukoro Fault | Saluki | 10 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 44 | 6.9 | |
| 4 | Palukoro Fault | Moa | 10 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 66 | 7.1 | |
| 5 | Matano Fault | Kuleana | 7 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 22 | 6.6 | |
| 6 | Matano Fault | Pewusai | 7 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 46 | 6.9 | |
| 7 | Matano Fault | Matano | 7 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 35 | 6.8 | |
| 8 | Matano Fault | Pamsoa | 7 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 44 | 6.9 | |
| 9 | Matano Fault | Ballawai | 7 | Left-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 26 | 6.7 | |
| 10 | Matano Fault | Geressa | 7 | Left-lateral SS | 91 | 3 | 18 | 80 | 7.2 | |
| 11 | Soroako Thrust | A | 0,1 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 24 | 6.6 | |
| 12 | Soroako Thrust | B | 0,1 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 20 | 6.5 | |
| 13 | Soroako Thrust | C | 0,1 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 16 | 6.5 | |
| 14 | Batui Thrust | | 1 | Reverse-slip | 45SE | 3 | 18 | 84 | 7.3 | |
| 15 | Balantak | | 0,5 | Right-lateral SS | 90 | 3 | 18 | 149 | 7.6 | |
| 16 | Makasar Strait Thrust | North | 2 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 100 | 7.1 | |
| 17 | Makasar Strait Thrust | Central | 2 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 170 | 7.3 | |
| 18 | Makasar Strait Thrust | Mamuju | 2 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 40 | 7.0 | |
| 19 | Makasar Strait Thrust | Somba | 2 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 80 | 7.3 | |
| 21 | Buton | B | 0,1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 60 | 7.1 | |
| 28 | Peleng | | 1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 44 | 6.9 | |
| 29 | Ambelang | | 1 | Reverse-slip | 45 | 3 | 18 | 50 | 7.0 | |
| 30 | Sausu | | 1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 31 | 6.8 | |
| 31 | Tokararu | | 2 | Reverse-slip | 45 | 3 | 18 | 80 | 7.2 | |
| 33 | Poso | | 0.1 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 85 | 7.3 | |

DRAFT
Pusat Studi Gempa Nasional 2021

Tabel VI-4. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ | Ket |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | | |
| 34 | Loa | | 0.1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 86 | 7.3 | |
| 35 | Weluki | | 0.1 | Reverse-slip | 45W | 3 | 18 | 72 | 7.3 | |
| 36 | Tomini | | 0.1 | Reverse-slip | 45 | 3 | 18 | 59 | 7.1 | |
| 37 | Lawanopo | | 0.1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 130 | 7.5 | |
| 38 | Tolo Thrust | | 1 | Reverse-slip | 45W | 3 | 18 | 120 | 7.4 | |
| 39 | Gorontalo | North | 1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 74 | 6.9 | |
| 40 | Gorontalo | South | 1 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 70 | 6.8 | |
| 41 | Walanae | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 130 | 7.1 | |
| 42 | Kendari Fault | North | 0,1 | Unknown | 90 | 3 | 18 | 24 | 6.5 | |
| 47 | Tarakan | | 0,1 | Strike-slip | | 3 | 18 | 206 | 7.4 | |
| 48 | Maleei | | 0,1 | Reverse-slip | 45E | 3 | 18 | 70 | 7.1 | |
| 49 | West Molucca Sea | | 0,1 | Reverse-slip | 30E | 3 | 18 | 283,5 | 7.9 | |
| 50 | East Molucca Sea | | 0,1 | Reverse-slip | 40E | 3 | 18 | 365 | 8.1 | |

Tabel VI-5. Data dan parameter sumber gempa *fault* untuk daerah Papua-Maluku Utara dan sekitarnya

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 1 | North Sula | North Sula | 20,0 | Thrust | 45S | 3 | 18 | 405 | 8,1 |
| 2 | South Balantak | South Balantak | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 53 | 7,1 |
| 3 | Sula Fault | 1 Kano | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 32 | 6,5 |
| 4 | Sula Fault | 2 Talibu | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 62 | 7,2 |
| 5 | Sula Fault | 3 Mangole | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 159 | 7,6 |
| 6 | Sorong Fault | 1 Obi | 10,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 137 | 7,6 |
| 7 | Sorong Fault | 2 Obi-Kofiau | 10,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 191 | 7,4 |
| 8 | Sorong Fault | 3 North Kofiau | 12,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 71 | 7,2 |

Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-5. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 9 | Sorong Fault | 4 South Halmahera | 15,0 | Strike-slip sinistral | 60 | 3 | 18 | 258 | 7,9 |
| 10 | Sorong Fault | 5 West Salawati | 12,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 45 | 6,6 |
| 11 | Sorong Fault | 6 Sagewin | 12,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 125 | 7,2 |
| 12 | Sorong Fault | 7 Dampier | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 111 | 7,1 |
| 13 | Sorong Fault | 8 Mega-Omnowi | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 193 | 7,7 |
| 14 | Sorong Fault | 9 Klararea | 1,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 90 | 7,3 |
| 15 | Sorong Fault | 10 Anita | 1,5 | Thrust | 45NE | 3 | 18 | 38 | 6,7 |
| 16 | Sorong Fault | 11 Warjori | 5,0 | Oblique (Thrust-sinistral) | 45SW | 3 | 18 | 44 | 7,1 |
| 17 | Sorong Fault | 12 Meuni | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 23 | 6,7 |
| 18 | Sorong Fault | 13 Meuni Thrust | 5,0 | Oblique (Thrust-sinistral) | 45SW | 3 | 18 | 23 | 6,7 |
| 19 | Manokwari Thrust | West Segment (North Waigeo) | 10,0 | Oblique (Thrust-sinistral) | 70SW | 3 | 18 | 137 | 7,6 |
| 20 | Manokwari Thrust | Central-East Segment | 10,0 | Thrust | 60SW | 3 | 18 | 309 | 8,0 |
| 21 | Koor Fault | 1 (Dampier) | 1,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 65 | 6,8 |
| 22 | Koor Fault | 2 (Koor) | 3,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 104 | 7,4 |
| 23 | Taminabuan Thrust | 1 South | 0,1 | Thrust | 45NE | 3 | 18 | 242 | 6,5 |
| 24 | Taminabuan Thrust | 2 Central | 0,1 | Thrust | 45NE | 3 | 18 | 182 | 6,5 |
| 25 | Taminabuan Thrust | 3 North | 0,1 | Thrust | 45NE | 3 | 18 | 43 | 6,5 |
| 26 | Seram FTB | 1 West | 15,0 | Thrust | 45SW | 3 | 18 | 514 | 8,2 |
| 27 | Seram FTB | 2 | 10,0 | Thrust-SS | 60SW | 3 | 18 | 81 | 7,4 |
| 28 | Seram Strike Slip | East Gorom | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 149 | 7,6 |
| 29 | Seram Strike Slip | West Gorom | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 31 | 6,8 |
| 30 | Seram Strike Slip | North Hote | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 84 | 7,3 |
| 31 | Seram Strike Slip | East Bula | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 51 | 7,1 |

DIGITAL
Pusat studi gempa Indonesia

Tabel VI-5. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 32 | Seram Strike Slip | North Kobi | 1,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 30 | 6,8 |
| 33 | Seram Strike Slip | North Wahai | 5,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 100 | 7,4 |
| 34 | Ransiki | | 5,0 | Strike-slip dextral | 90 | 3 | 18 | 145 | 7,2 |
| 35 | Wandamen | 4 Kaimana | 2,5 | Normal | 75NE | 3 | 18 | 120 | 7,0 |
| 36 | Wandamen | 3 Rumberpon-Kaimana | 5,0 | Normal | 75NE | 3 | 18 | 81 | 6,8 |
| 37 | Wandamen | 2 Rumberpon | 2,5 | Normal | 75W | 3 | 18 | 39 | 6,4 |
| 38 | Wandamen | Fau (East Kaimana) | 1,0 | Normal | 80SE | 3 | 18 | 50 | 6,5 |
| 39 | Wandamen | Triton South | 1,0 | Normal | 80NW | 3 | 18 | 97 | 6,9 |
| 40 | Wandamen | Triton North | 1,0 | Normal | 80SE | 3 | 18 | 60 | 6,6 |
| 41 | Wandamen | 1 Wandamen | 5,0 | Normal | 60W | 3 | 18 | 95 | 6,9 |
| 42 | Tarera-Aiduna | 1 North | 7,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 114 | 7,5 |
| 43 | Tarera-Aiduna | 2 Central | 7,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 239 | 7,8 |
| 44 | Tarera-Aiduna | 3 South | 7,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 90 | 7,3 |
| 45 | Aru Trough | 4 East Aru | 5,0 | Normal | 75W | 3 | 18 | 225 | 7,4 |
| 46 | Aru Trough | 3 East-North | 5,0 | Normal | 75W | 3 | 18 | 68 | 6,7 |
| 47 | Aru Trough | 5 East-South | 5,0 | Normal | 75W | 3 | 18 | 92 | 6,9 |
| 48 | Aru Trough | 1 West Aru | 5,0 | Normal | 75E | 3 | 18 | 219 | 7,3 |
| 49 | Aru Trough | 2 Central South | 5,0 | Normal | 75E | 3 | 18 | 158 | 7,2 |
| 50 | Aru Trough | Central North | 3,5 | Normal | 75E | 3 | 18 | 29 | 6,3 |
| 51 | Aru Trough | Central | 2,5 | Normal | 75W | 3 | 18 | 24 | 6,1 |
| 52 | Sorendidori | | 0,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 29 | 6,4 |
| 53 | Yapen Fault | Ransiki-Num | 35,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 247 | 7,5 |
| 54 | Yapen Fault | Randawaya | 17,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 77 | 7,3 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-5. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 57 | Yapen Fault | Jobi | 17,5 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 79 | 7,3 |
| 58 | Cenderawasih Thrust | | 5,0 | Thrust | 40SE | 3 | 18 | 133 | 7,6 |
| 59 | Wapoga | | 30,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 251 | 7,9 |
| 60 | Papua Fold Thurst Belt | Waghete | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 176 | 7,7 |
| 61 | Papua Fold Thurst Belt | Timika | 2,5 | Thrust | 60N | 3 | 18 | 99 | 7,4 |
| 62 | Papua Fold Thurst Belt | Kenyam | 2,5 | Thrust | 60N | 3 | 18 | 123 | 7,6 |
| 63 | Papua Fold Thurst Belt | Digul | 2,5 | Thrust | 60N | 3 | 18 | 309 | 8,0 |
| 64 | Papua Fold Thurst Belt | Reiger | 2,5 | Thrust | 60N | 3 | 18 | 79 | 7,3 |
| 65 | Mamberamo | Mamberamo | 35,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 133 | 7,5 |
| 66 | Mamberamo | Makai | 35,0 | Thrust | 60SW | 3 | 18 | 51 | 7,1 |
| 67 | Mamberamo | Tuira | 35,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 89 | 7,3 |
| 68 | Mamberamo | Mawe | 35,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 129 | 7,5 |
| 69 | Mamberamo | Toarim | 10,0 | Thrust | 60SW | 3 | 18 | 103 | 7,5 |
| 70 | Mamberamo | Djanggur | 17,5 | Thrust | 60SW | 3 | 18 | 110 | 7,5 |
| 71 | Bewani Toricelli | Waris | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 69 | 7,2 |
| 72 | Nawa Hills | Pawasi | 2,5 | Thrust | 70SW | 3 | 18 | 128 | 7,6 |
| 73 | Nawa Hills | Waruta | 2,5 | Thrust | 70SW | 3 | 18 | 90 | 7,1 |
| 74 | Nawa Hills | Anabranch | 2,5 | Thrust | 70SW | 3 | 18 | 88 | 7,1 |
| 75 | Dampier | Dampier | 0,5 | Thrust | 35 | 3 | 18 | 67 | 7,3 |
| 76 | Wamena | | 1,0 | Thrust | 45W | 3 | 18 | 24 | 6,8 |
| 77 | Habema | | 1,0 | Thrust | 45E | 3 | 18 | 46 | 7,1 |
| 78 | Tanimbar-Kai FTB | 1 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 189 | 7,8 |
| | Tanimbar-Kai FTB | 2 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 300 | 8,0 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-5. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| | Tanimbar-Kai FTB | 3 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 250 | 7,9 |
| | Timor FTB | 1 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 355 | 8,1 |
| | Timor FTB | 2 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 320 | 8,0 |
| 79 | Timor FTB | 3 | 2,5 | Thrust | 45N | 3 | 18 | 220 | 7,8 |
| 80 | East Balantak | | 15,0 | Strike-slip sinistral | 90 | 3 | 18 | 68 | 7,2 |

Tabel VI-6. Data dan parameter sumber gempa *fault* untuk daerah Nusa Tenggara - Banda dan sekitarnya

| ID | Structure Name | | Slip-Rate | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | m/yr | | | | | | |
| 1 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | North | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 79 | 7,3 |
| 2 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | Central | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 104 | 7,4 |
| 3 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | South 2 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 40 | 6,9 |
| 4 | Sumbawa Strait Strikeslip Fault | South 1 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 47 | 7,0 |
| 5 | Teluk Panas Fault | North | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 175 | 7,7 |
| 6 | Lombok Strait Strikeslip Fault | North | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 156 | 7,6 |
| 7 | Sape Strikeslip | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 54 | 6,7 |
| 8 | Sumba Ridge Thrust | North | 17,5 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 183 | 7,7 |
| 9 | Lombok Strait Strikeslip Fault | Central | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 133 | 7,5 |
| 10 | Savu Ridge Thrust | 1 | 17,5 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 109 | 7,5 |
| 11 | Nusa Tenggara Oceanic Normal Fault | | 0,5 | Normal | 60N | 3 | 18 | 540 | 7,8 |
| 12 | Savu Thrust | South | 17,5 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 113 | 7,5 |
| 14 | Sumba Strikeslip | 2 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 42 | 7,0 |
| 15 | Sumba Strikeslip | 1 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 83 | 7,3 |
| 16 | Sumba Strikeslip | 3 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 25 | 6,7 |

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-6. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 17 | Sumba Strikeslip | 4 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 31 | 6,8 |
| 18 | Sumba Strikeslip | 5 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 46 | 7,0 |
| 19 | Flores Backarc Thrust | Lombok Sumbawa | 9,9 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 310 | 8,0 |
| 20 | Flores Backarc Thrust | Bali | 7,0 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 84 | 7,4 |
| 21 | Gorong Fault | 1 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 92 | 7,0 |
| 22 | Gorong Fault | 2 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 73 | 6,9 |
| 23 | Manipa Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 100 | 7,4 |
| 24 | South Buru Fault | 1 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 152 | 7,3 |
| 25 | South Buru Fault | 2 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 91 | 7,0 |
| 26 | Kendari Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 212 | 7,4 |
| 27 | North Buru Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 206 | 7,4 |
| 28 | Bobot Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 115 | 7,5 |
| 30 | Leti Thrust | | 0,5 | Reverse-slip | 45N | 3 | 18 | 99 | 7,4 |
| 31 | Selayar Fault | West | 0,5 | Normal | 60E | 3 | 18 | 152 | 7,2 |
| 32 | Selayar Fault | East | 0,5 | Normal | 60W | 3 | 18 | 167 | 7,2 |
| 33 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Timur | 5,6 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 236 | 7,5 |
| 34 | Flores Backarc Thrust | Wetar | 18,3 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 216 | 7,5 |
| 35 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Barat | 11,6 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 217 | 7,5 |
| 36 | Bawean Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 156 | 7,6 |
| 37 | Flores Backarc Thrust | Nusa Tenggara Tengah | 11,6 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 173 | 7,4 |
| 38 | Bondowatu Fault | | 0,5 | Normal | 60S | 3 | 18 | 44 | 6,5 |
| 39 | RMKS Fault | West | 1,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 258 | 7,9 |
| 40 | RMKS Fault | East | 1,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 230 | 7,8 |
| 41 | Semau Fault | North | 5,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 340 | 8,0 |

Pusat Studi Gempa Nasional

Tabel VI-6. (lanjutan)

| ID | Structure Name | | Slip-Rate mm/yr | Sense Mechanism | Dip | Top | Bottom | L (km) | $M_{max}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Main | Segment | | | | | | | |
| 42 | Semau Fault | South | 5,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 220 | 7,8 |
| 43 | Tanimbar Fault | 1 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 126 | 7,5 |
| 44 | Tanimbar Fault | 2 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 90 | 7,3 |
| 45 | Tanimbar Fault | 3 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 110 | 7,4 |
| 46 | Tanimbar Fault | 4 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 132 | 7,5 |
| 47 | Tanimbar Fault | 5 | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 101 | 7,4 |
| 48 | Taluti Strike-slip Fault | | 0,5 | Strike-slip | 90 | 3 | 18 | 54 | 7,1 |
| 49 | Taluti Thrust Fault | | 0,5 | Reverse-slip | 45S | 3 | 18 | 28 | 6,8 |

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Frankel (1995) menyatakan bahwa model *gridded seismicity* digunakan untuk sumber gempa *background* berdasarkan laju gempa (*seismicity rates*) secara *spatially smoothed*. Laju gempa dari model ini diperoleh dari perhitungan gempa pada ~~di~~ *grid cell* dengan dimensi 0.1°*longitude* kali 0.1°*latitude*, Dalam Asrurifak (2010), Weichert (1980) mengatakan bahwa perhitungan ini menggambarkan kemungkinan maksimum estima~~n~~si dari $10^a$ untuk *cell* tersebut untuk gempa di atas $M_{ref}$. Seperti yang tercantum dalam Asrurifak (2010) nilai grid $n_i$ kemudian dilakukan *smoothed spatially* dengan mengalikan pada fungsi Gaussian bersama *corelation distancec*. Untuk tiap *cell i*, nilai *smooth* $\widehat{n_i}$ diperoleh dari Persamaan (6.11).

$$\widehat{n_i} = \frac{\sum_j n_j e^{-\Delta_{ij}^2/c^2}}{\sum_j e^{-\Delta_{ij}^2/c^2}} \quad (6.11)$$

Nilai $\widehat{n_i}$ dinormalisasi untuk mempertahankan jumlah total peristiwa. $\Delta_{ij}$ adalah jarak antara *cell* ke *i* dan *cell* ke *j*. Penjumlahan diambil dalam seluruh *j* dalam jarak 3*c* dari *celli*. *Rate* tahunan $\lambda$ ($u>u_0$) terlampaui dari gerakan tanah $u_0$ pada *site* tertentu ditentukan dari jumlah, dalam keseluruhan jarak dan magnitude seperti pada Persamaan (6.12).

$$\lambda(u > u_0) = \sum_k \sum_l 10^{\left[log\left(N_k/T\right) - b\left(M_l - M_{ref}\right)\right]} P(u > u_0 | D_k, M_l) \quad (6.12)$$

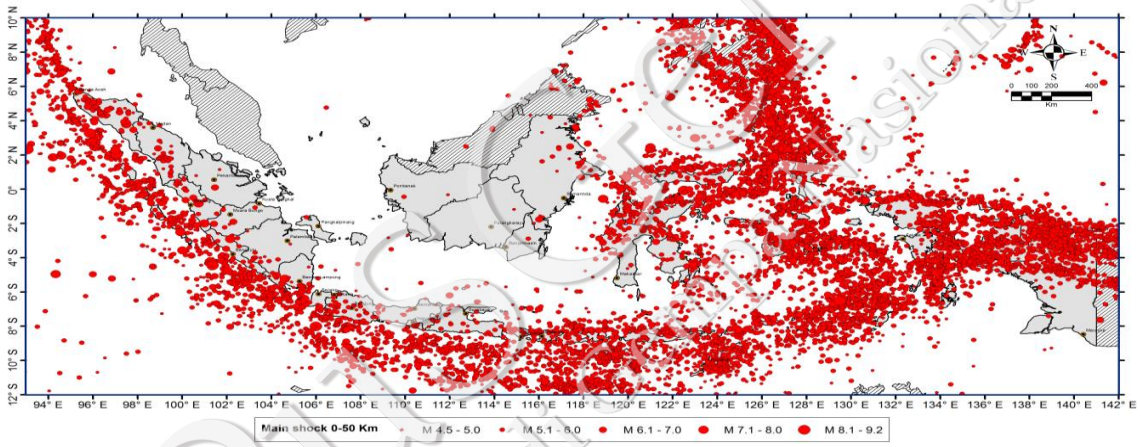
$N_k$ merupakan total dari nilai $\widehat{n_i}$ untuk *cell- cell* didalam pertambahan jarak tertentu dari site. *T* adalah jumlah tahun yang merupakan jumlah tahun katalog yang digunakan untuk menentukan $N_k$. Nilai parameter-*b* diambil seragam dalam keseluruhan wilayah. $P(u>u_0|D_k,M_l)$ adalah probabilitas bahwa *u* pada *site* akan terlampaui $u_0$, untuk satu gempa pada jarak $D_k$, dengan magnitudo $M_l$. Faktor pertama dalam penjumlahan adalah *rate* tahunan dari gempa-gempa dalam *bin* jarak *k* dan *bin* magnitudo *l*.

Dalam Asrurifak (2010) menyebutkan bahwa level *completeness* untuk metode Weichert di atas digunakan 5≤M<6 sejak tahun 1964, 6≤M<7 sejak tahun 1954 dan M≥7 sejak tahun 1900. Level *completeness* ini diterapkan pada sumber gempa *shallow* dan *deep background*.

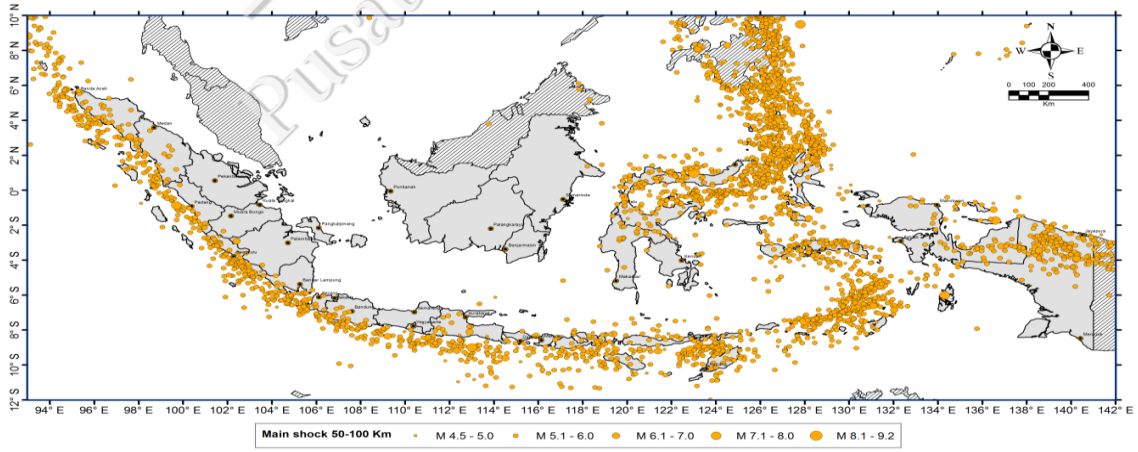
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Model *gridded seismicity* ini dalam analisisnya dibagi ke dalam lima interval kedalaman yaitu *shallow background source* (0–50 km), dan *deep background source* (50–100 km), (100–150 km), (150–200 km), dan (200–300 km).

Katalog gempa yang digunakan untuk pembuatan model *shallow background source* adalah *mainshock* pada interval kedalaman 0–50 km dimana gempa dengan magnitudo ≥ 6.5 di daerah sekitar *fault* sampai sejauh 20 km dari lintasan *fault* dihilangkan. Distribusi episenter gempa yang digunakan sebagai analisis sumber gempa *background* seperti yang terlihat pada Gambar VI-6 untuk gempa dangkal (0-50 km), Gambar VI-7 untuk gempa *deep-1* (50-100 km), Gambar VI-8 untuk gempa *deep-2* (100-150 km), Gambar VI-9 untuk gempa *deep-3* (150-200 km), dan Gambar VI-10 untuk gempa *deep-4* (200-300 km).

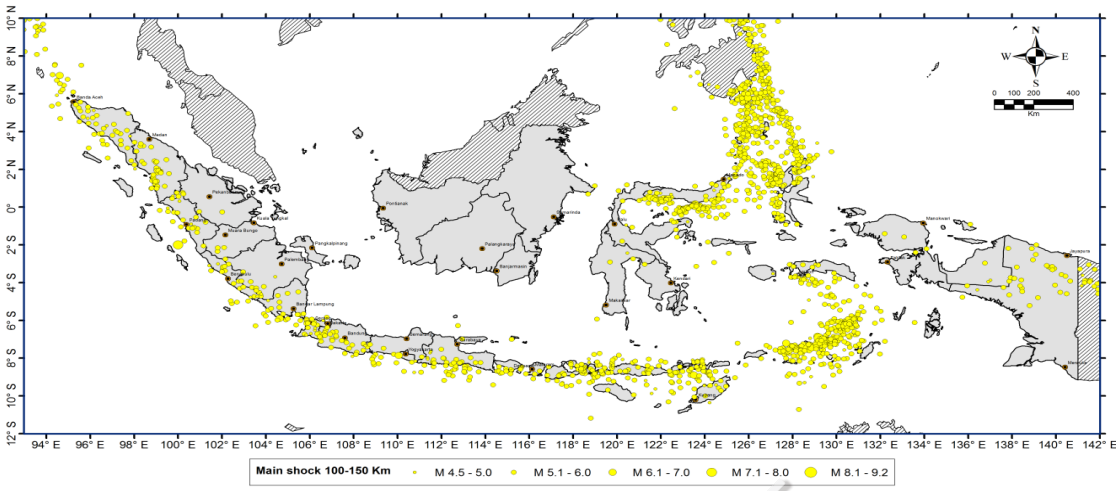



Gambar VI-6. Peta episenter gempa pada kedalaman 0-50 km pada periode 1900-2016 yang digunakan sebagai sumber gempa *shallow background*

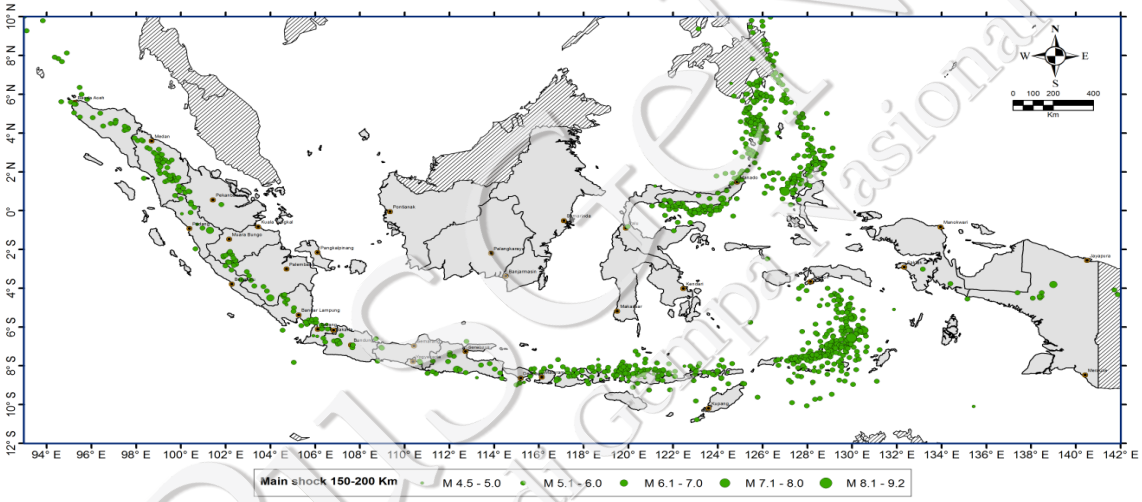



Gambar VI-7. Peta episenter gempa pada kedalaman 50-100 km pada periode 1900-2016 yang digunakan sebagai sumber gempa *deep-1 background*

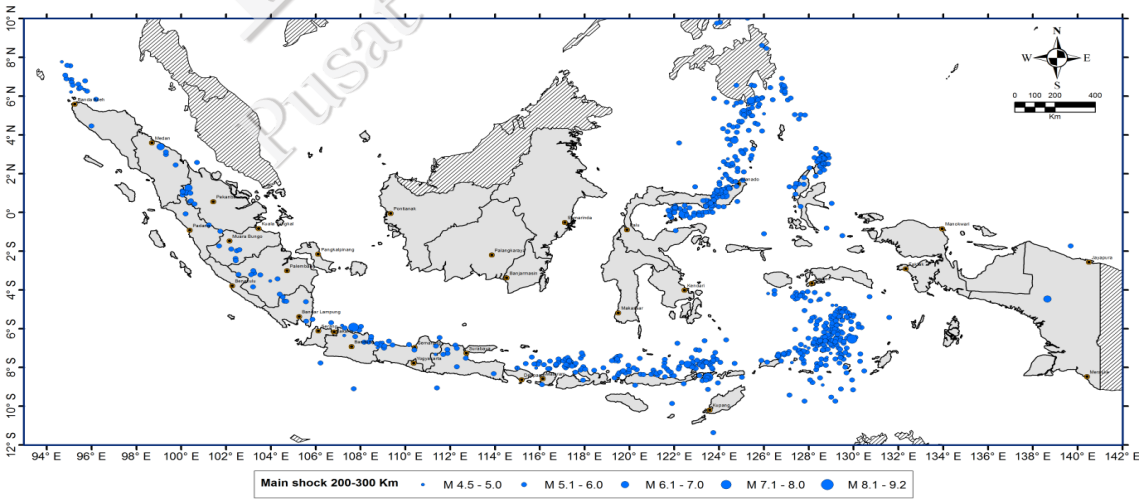
PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar VI-8. Peta episenter gempa pada kedalaman 100-150 km pada periode 1900-2016 yang digunakan sebagai sumber gempa *deep-2 background*




Gambar VI-9. Peta episenter gempa pada kedalaman 150-200 km pada periode 1900-2016 yang digunakan sebagai sumber gempa *deep-3 background*




Gambar VI-10. Peta episenter gempa pada kedalaman 200-300 km pada periode 1900-2016 yang digunakan sebagai sumber gempa *deep-4 background*.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

### 6.1.5 Perangkat Lunak PSHA

#### 6.1.5.1 USGS

Perangkat lunak USGS untuk PSHA adalah perangkat lunak untuk menghitung *hazard* gempa dengan metode probabilitas (*total probability theory*). Perangkat lunak yang bersifat *open source* dengan bahasa FORTRAN ini merupakan hasil kerja sama antara ITB dan USGS pada tahun 2007. Perangkat lunak PSHA-USGS merupakan program yang menggunakan model sumber gempa dengan teknik 3D dan telah digunakan dalam pembuatan peta *hazard* USA yang hasilnya dapat dilihat pada IBC-2009 dan Peta Gempa Indonesia 2010. Kelebihan dari perangkat lunak ini adalah lebih cepat dan akurat dalam menyelesaikan perhitungan data dalam jumlah yang besar serta penghitungan algoritma numerik. Program ini dapat dijalankan pada sistem operasi Windows dan Linux walaupun kekurangannya terletak pada tampilan (*interface*) yang kurang menarik. Perangkat lunak PSHA-USGS merupakan rangkaian sub-sub program yang terdiri atas enam bagian, yaitu *Fltrate, HazFXnga7c, HazSUBXnga, AgridMLsm, HazgridXnga2,* dan *HazallXL*.

Input parameter yang digunakan untuk analisis dikelompokkan dalam bentuk model sumber gempa yang terdiri atas tiga model yaitu, model sumber gempa sesar, subduksi, dan *background*. Fungsi atenuasi yang digunakan sudah menggunakan *next generation attenuation* (NGA) yaitu data gempa yang digunakan untuk pembuatan atenuasi ini adalah data gempa global (*world wide data*). Untuk analisis *hazard* model sumber gempa sesar (*shallow crustal fault sources*) digunakan program *Fltrate* dan *hazFXnga7c*, sumber gempa subduksi menggunakan program *hazSUBXnga*, dan sumber gempa background digunakan program *AgridMLsm* dan *hazgridXnga2*. Program hazallXL akan digunakan untuk menghitung probabilitas total dari gabungan ketiga model sumber di atas.

#### 6.1.5.2 OPENQUAKE

OpenQuake adalah perangkat lunak untuk melakukan perhitungan bahaya gempa dan risiko yang dikembangkan oleh *Global Earthquake Model*. OpenQuake merupakan perangkat lunak gratis dan bersifat *open source*. Perangkat lunak OpenQuake dapat diunduh pada tautan https://www.globalquakemodel.org/openquake/start/download/. Informasi mengenai instalasi dan sistem operasi yang dapat dipakai, beserta dengan versi paling baru dari OpenQuake dapat dibaca dan diunduh pada https://github.com/gem/oq engine/blob/engine-

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

2.1/README.md#openquake-engine. Manual penggunaan mencakup aspek pemodelan bahaya dan risiko yang dapat dilakukan dengan perangkat lunak OpenQuake dapat diunduh melalui tautan https://www.globalquakemodel.org/openquake/support/documentation/engine/.

## 6.2 Hasil PSHA

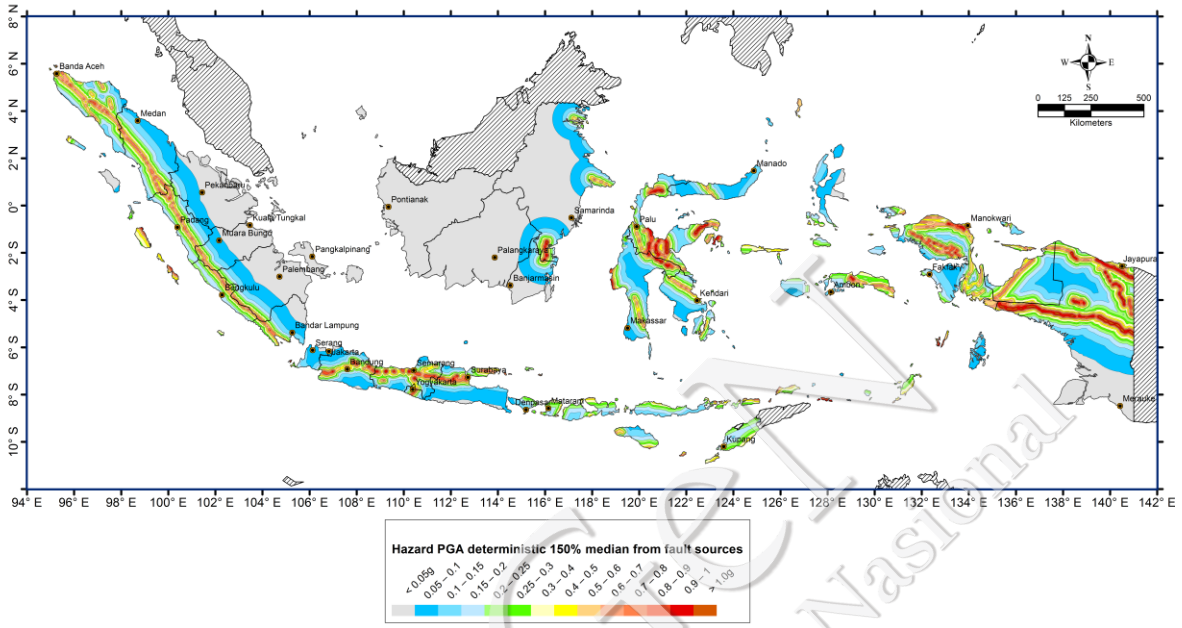
Hasil analisis PSHA untuk peta percepatan puncak di batuan dasar (*peak ground* acceleration) pada delapan periode ulang dapat dilihat pada Gambar VI-11 sampai Gambar VI-18 serta Gambar VI-23 dan Gambar VI-24. Periode ulang yang dipergunakan adalah 50, 100, 200, 500, 1000, 2500, 5000, dan 10000 tahun. Kemudian juga dilakukan perhitungan seismic hazard percepatan untuk respon spektra 0.2 detik dan 1 detik pada periode ulang 2500 tahun (Gambar VI-19 dan Gambar VI-20). Selain itu juga dilakukan hitungan peta hazard deterministik PGA di batuan dasar akibat sumber gempa sesar dangkal dan akibat sumber gempa subduksi dengan 84 percentile (150% median) yang ditunjukkan pada Gambar VI-21 dan Gambar VI-22.

Analisis terhadap hasil perhitungan PSHA menunjukkan bahwa seiring dengan semakin bertambah panjang rentang waktu penghitungan, maka guncangan yang dapat muncul di suatu area akan semakin bertambah tinggi. Hal ini terjadi karena semakin panjang waktu maka semakin banyak gempa dengan magnitudo lebih besar yang muncul. Analisis pengulangan gempa menggunakan data katalog gempa instrumental.

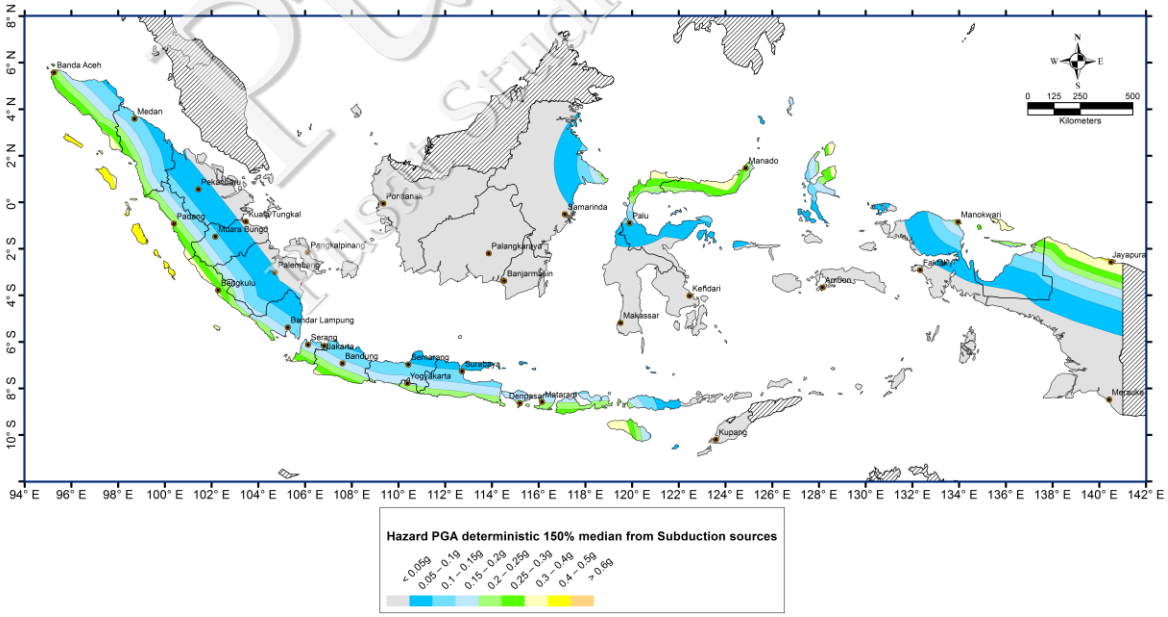
Secara umum guncangan gempa di Indonesia akan lebih besar di area-area yang berdekatan dengan daerah zona penunjaman dan sesar aktif. Hal ini terlihat dari lebih tingginya guncangan di bagian barat daya Pulau Sumatra, bagian selatan Pulau Jawa hingga Kepulauan Nusa Tenggara, serta bagian utara Pulau Sulawesi, Kepulauan Maluku, dan Papua sebagai akibat dari adanya zona penunjaman. Guncangan gempa sendiri akan menurun seiring dengan bertambahnya jarak dari zona penunjaman sehingga dapat diamati gradasi penurunan guncangan gempa ketika diamati sisi timur laut dari Pulau Sumatra, sisi utara Jawa, serta area lainnya yang berdekatan dengan zona penunjaman. Di area yang memiliki sesar aktif, teramati juga guncangan yang lebih tinggi membentang di sepanjang sesar Sumatra, sesar di

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

bagian tengah Pulau Jawa hingga Kepulauan Nusa Tenggara, sebagian Pulau Kalimantan, Pulau Sulawesi, Maluku, dan Papua.

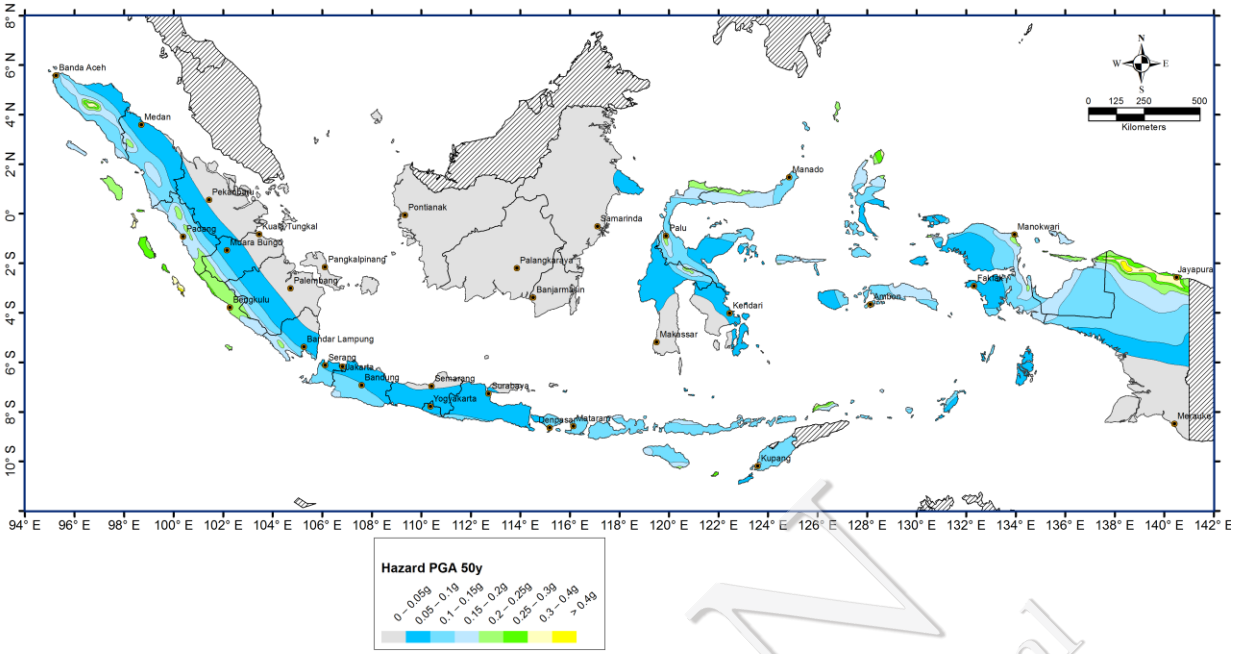



Gambar VI-11. Peta Bahaya Gempa deterministik PGA di batuan dasar akibat sumber gempa sesar dangkal dengan 84 percentile (150% median)

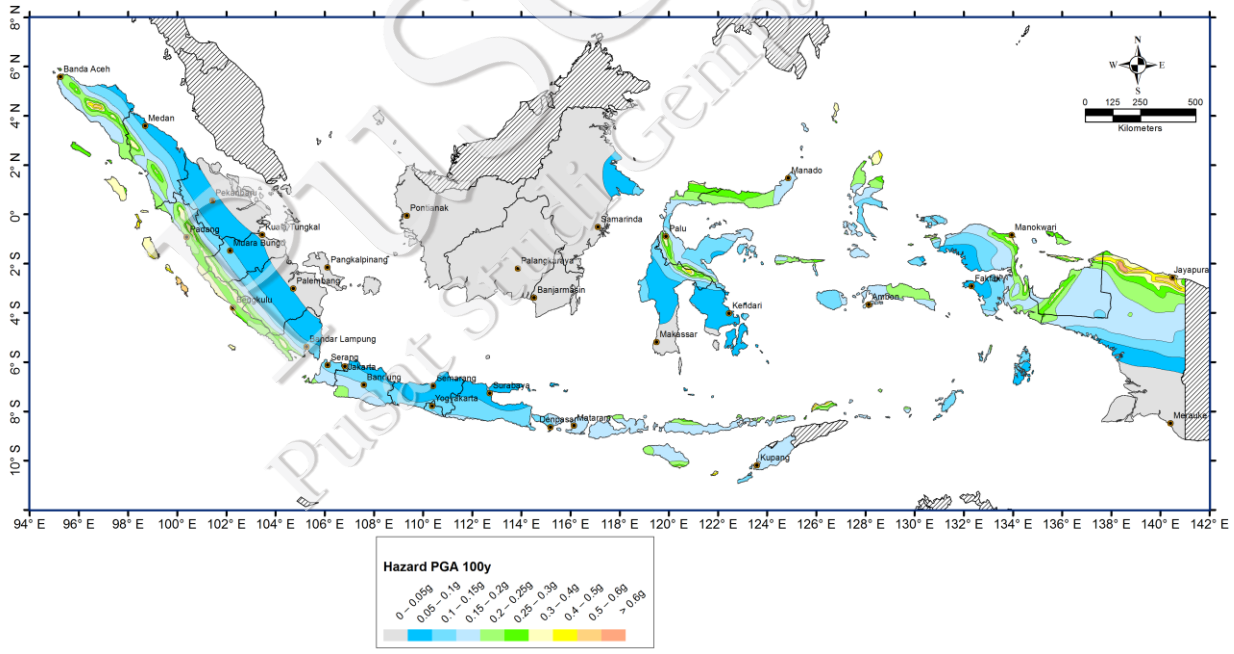



Gambar VI-12. Peta Bahaya Gempa deterministik PGA di batuan dasar akibat sumber gempa subduksi dengan 84 percentile (150% median)

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

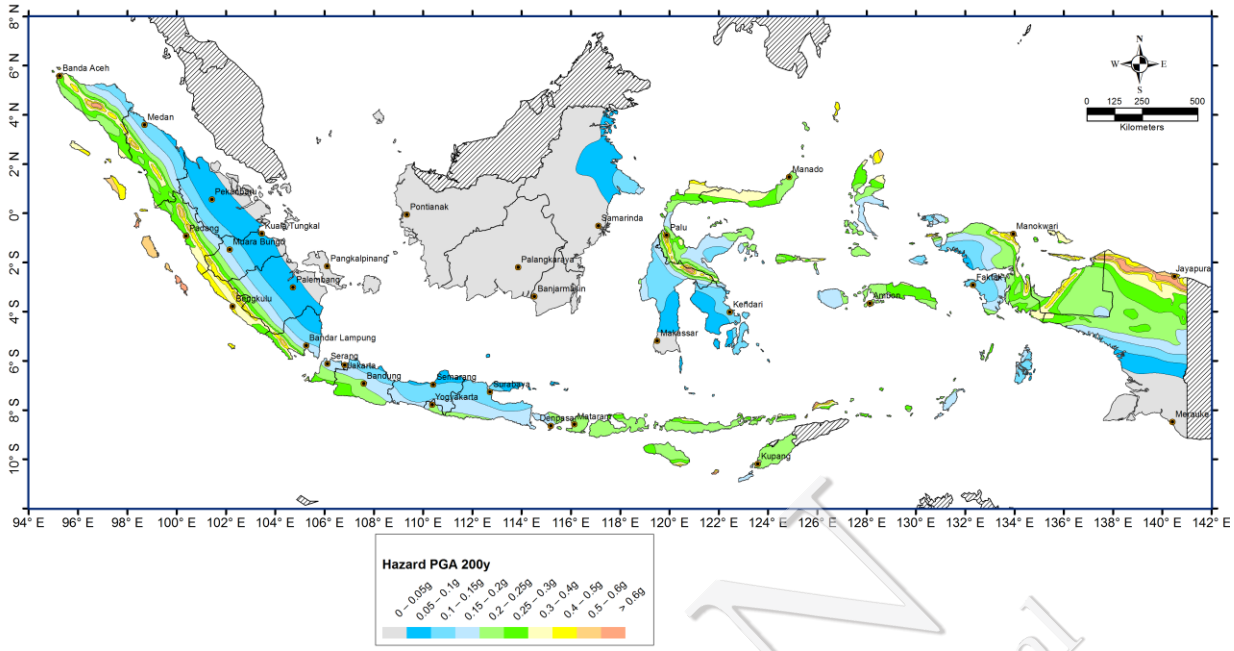



Gambar VI-13. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 20% dalam 10 tahun

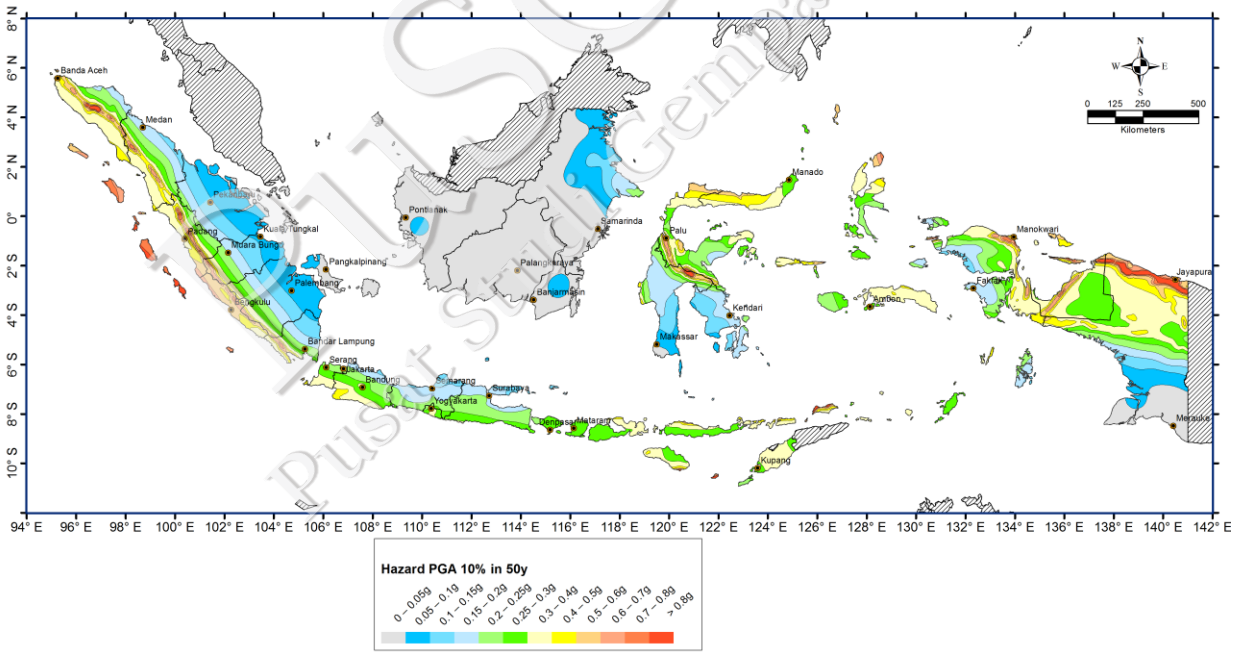



Gambar VI-14. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 10% dalam 10 tahun

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

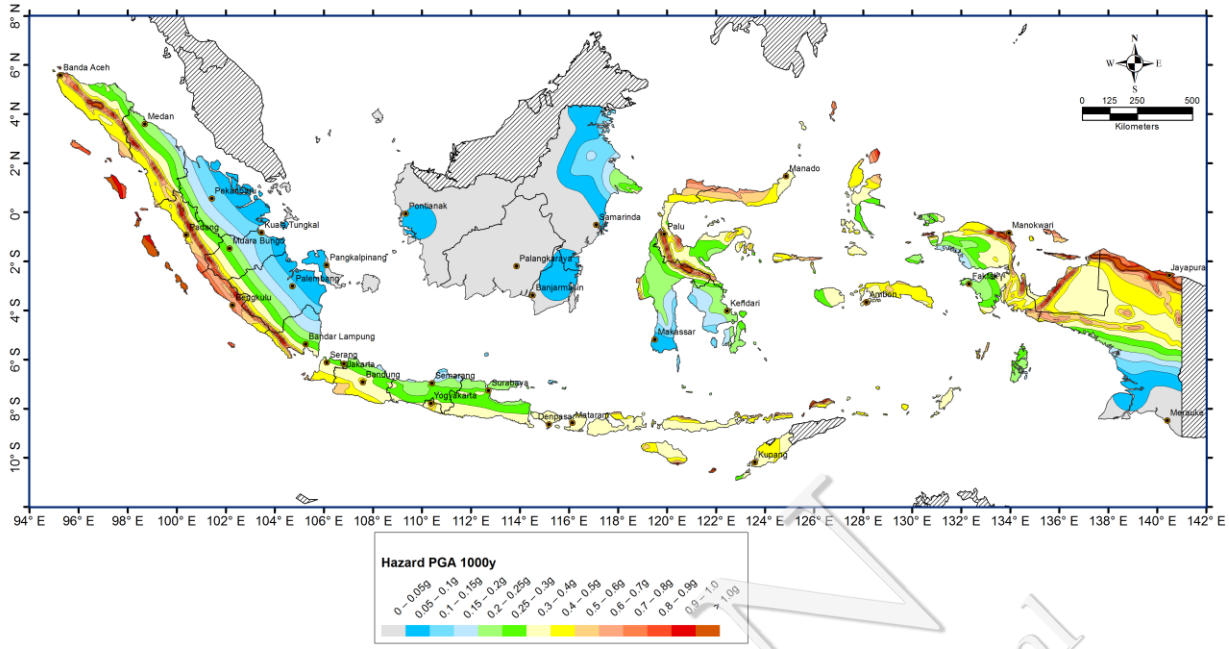



Gambar VI-15. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 5% dalam 10 tahun

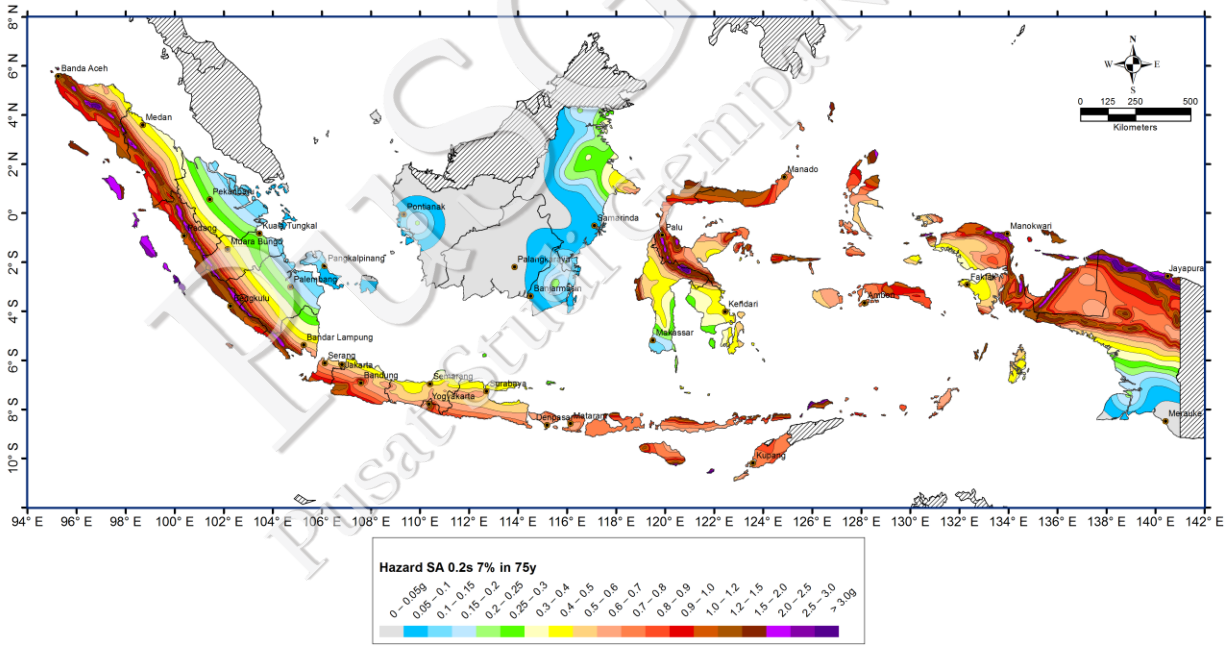



Gambar VI-16. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 10% dalam 50 tahun

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

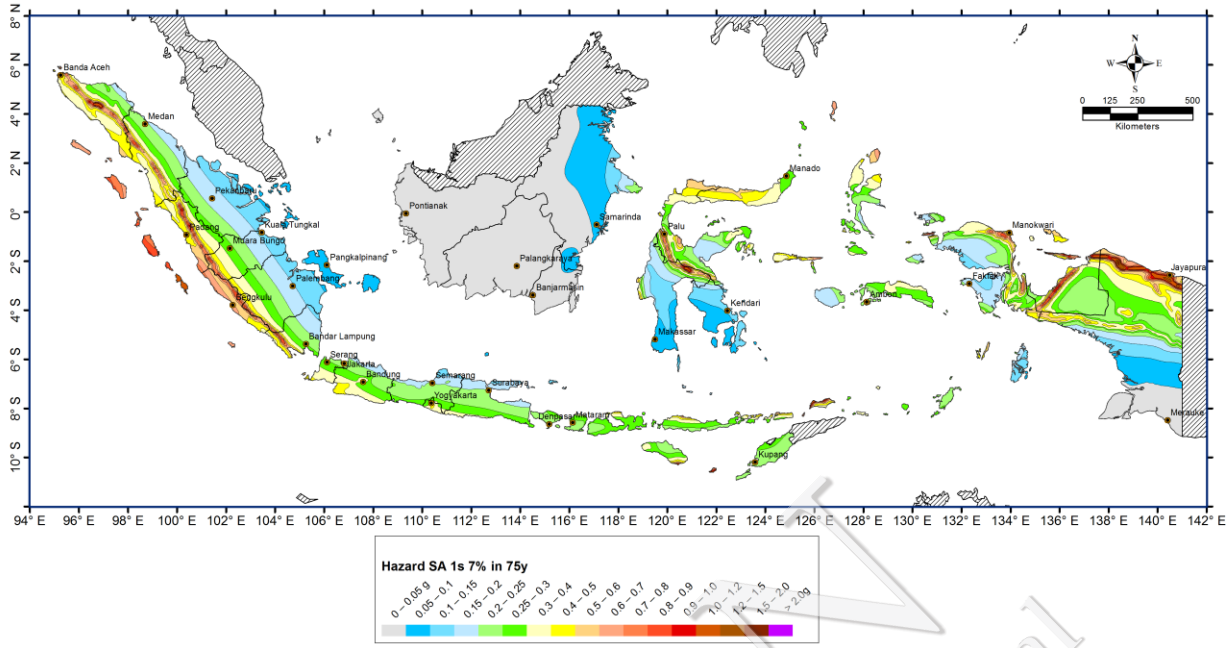



Gambar VI-17. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun

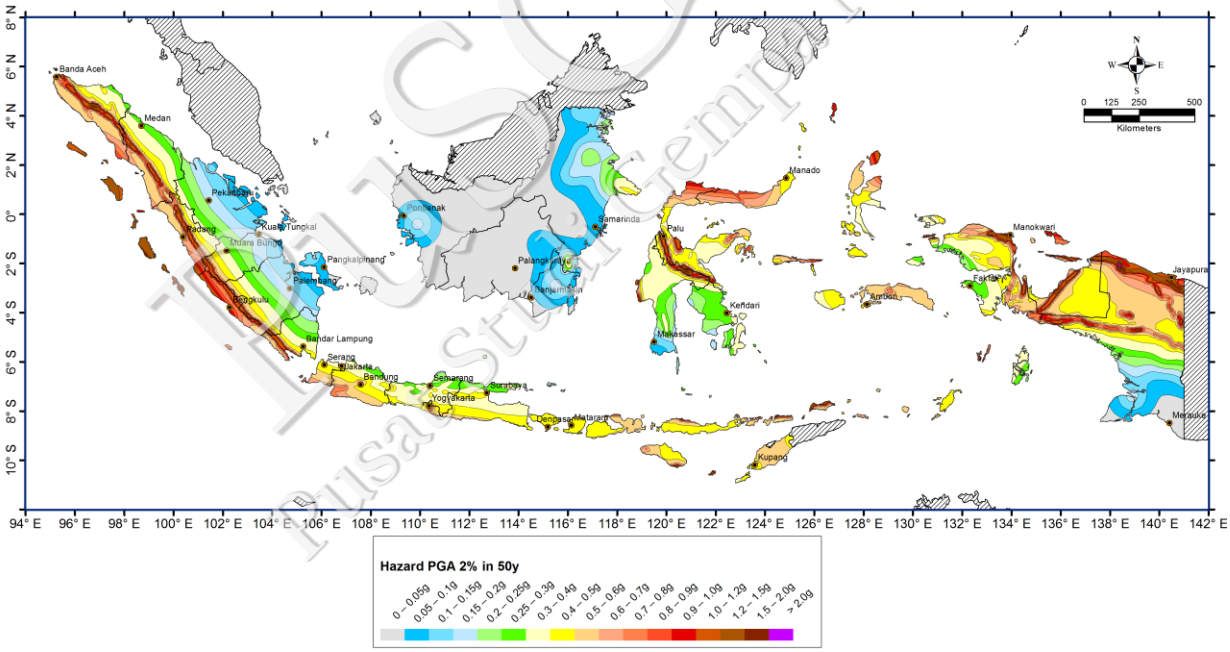



Gambar VI-18. Peta percepatan spektrum respons 0.2 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

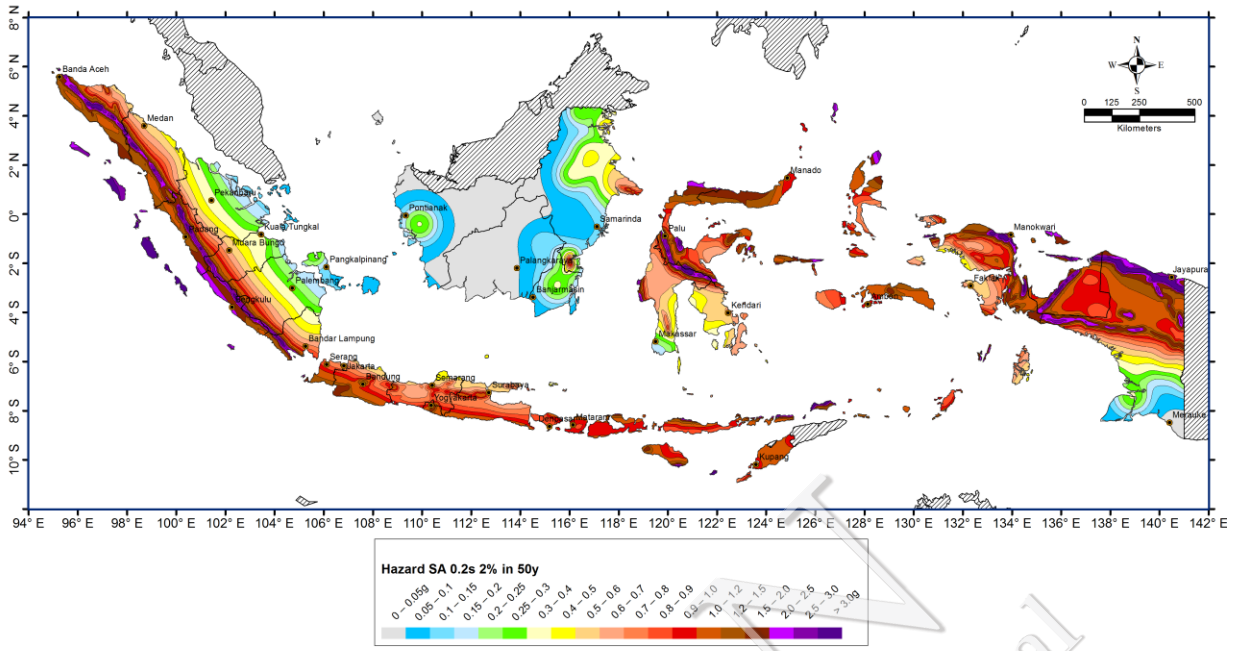



Gambar VI-19. Peta percepatan spektrum respons 1.0 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun

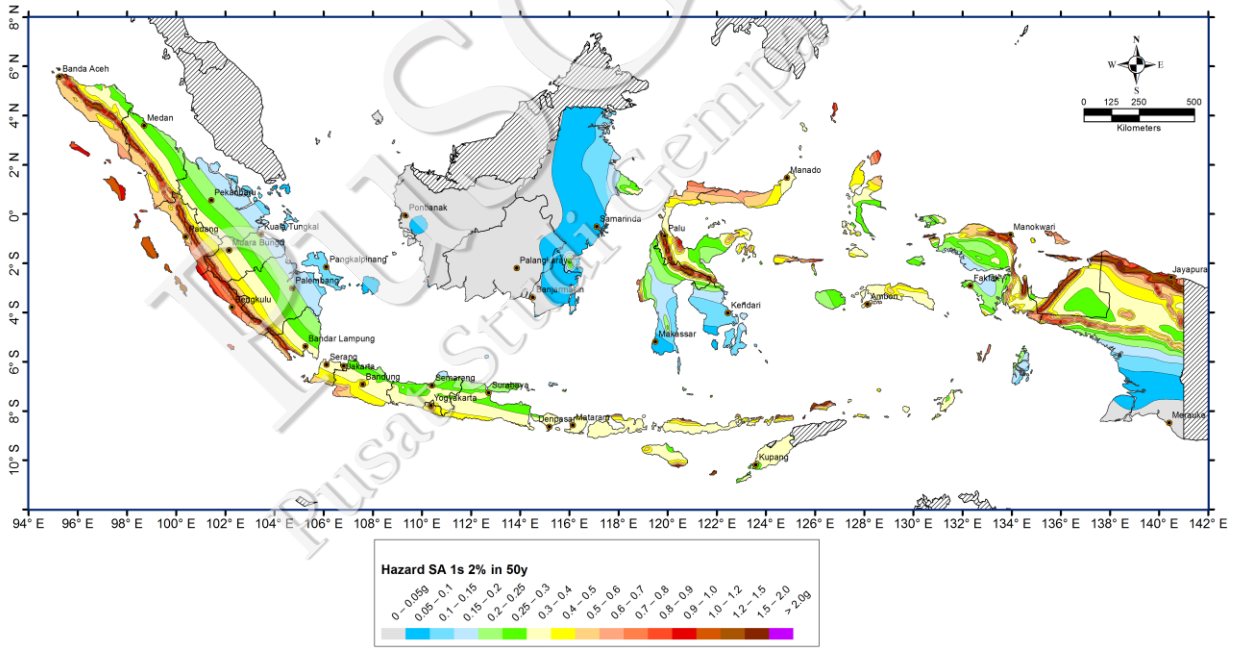



Gambar VI-20. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun

Pusat Studi Gempa Nasional

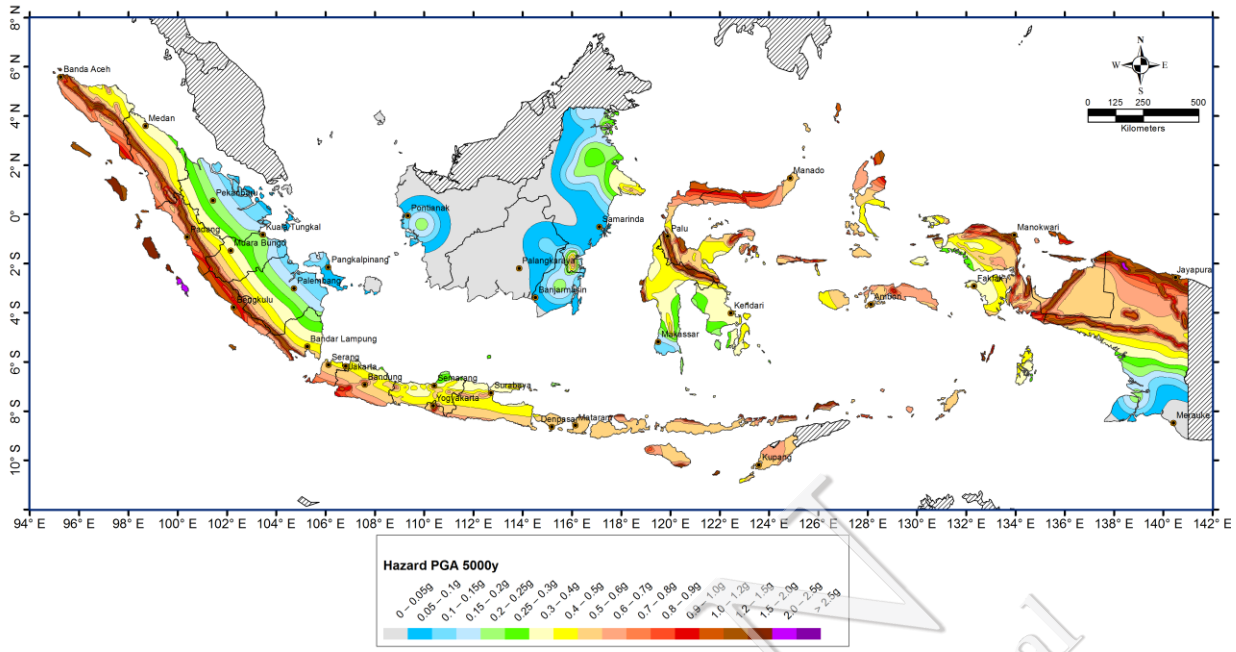



Gambar VI-21. Peta percepatan spektrum respons 0.2 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun

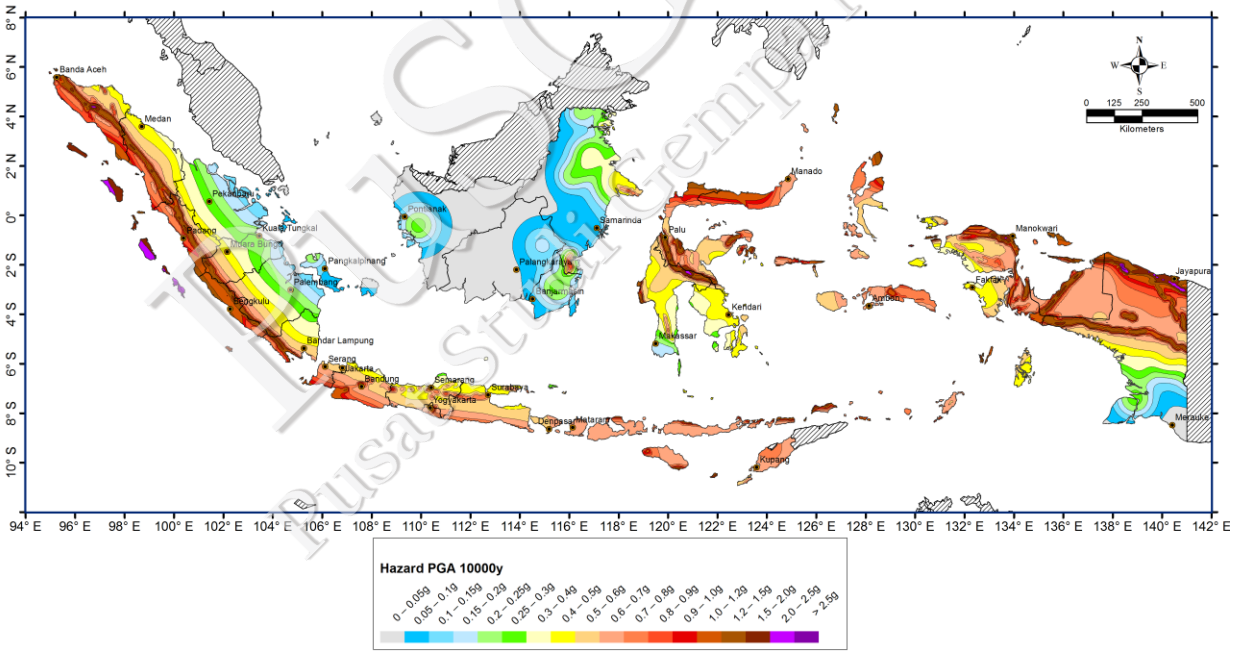



Gambar VI-22. Peta percepatan spektrum respons 1.0 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




Gambar VI-23. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 100 tahun




Gambar VI-24. Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 1% dalam 100 tahun

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# BAB VII
# REKOMENDASI

Berdasarkan hasil kajian Tim Pemutakhiran Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia 2017, secara umum diberikan rekomendasi untuk melakukan kajian secara berkelanjutan. Rekomendasi tersebut diperlukan untuk memberikan masukan dalam upaya jangka menengah penyempurnaan peta gempa Indonesia secara berkala. Penyempurnaan peta sebaiknya dilakukan setiap lima tahun sekali. Hal itu dilakukan karena adanya studi dan informasi baru patahan aktif, pengukuran deformasi permukaan, relokasi episenter dan studi tomografi, perkembangan fungsi atenuasi di Indonesia dan perkembangan software komputasi *seismic hazard*. Daerah-daerah yang memiliki maksimum magnitudo 6.5 atau lebih dan berada didekat kota besar memerlukan riset yang lebih detail, mendalam, dan lengkap terutama di Pulau Jawa. Secara khusus per bidang, diberikan beberapa rekomendasi untuk jangka pendek-menengah dan jangka panjang sebagai berikut.

## 7.1 Bidang Geologi

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Pendek-Menengah (lima tahun ke depan), yaitu:**

1. dalam Peta *Probabilistic Seismic Hazard* Indonesia ini sudah banyak revisi input data lokasi jalur-jalur sesar aktif dan karakterisasinya sesuai dengan pengetahuan terkini. Banyak di antaranya merupakan jalur-jalur 'sesar baru' yang belum ada pada peta versi tahun 2010; Namun masih sangat banyak jalur sesar aktif yang memerlukan pemetaan yang rinci dan penelitian lebih lanjut, baik untuk yang sudah diperkirakan lokasinya ataupun yang mungkin belum diketahui sama sekali;
2. masih banyak parameter gempa dari sekian banyak sesar aktif, khususnya data *sliprate* (laju geser) geologi dan data paleoseismologi yang belum diketahui/diteliti. Oleh karena itu, penelitian *sliprate* dan paleoseismologi harus terus dilanjutkan dengan lebih intensif dan komprehensif;
3. pemetaan dan penelitian jalur-jalur sesar aktif harus diprioritaskan untuk wilayah yang berada di (dekat) wilayah perkotaan terutama yang (diduga) dekat dengan bangunan-

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

bangunan besar dan/atau fasilitas vital, misalnya gedung-gedung tinggi, rumah sakit, atau sekolah.

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Panjang, yaitu:**

Selain harus memenuhi persyaratan konstruksi tahan goncangan gempa, pembangunan infrastruktur besar seperti konstruksi bendungan, jembatan, komplek bangunan tinggi, fasilitas vital minyak dan gas, instalasi besar/vital harus memperhatikan keberadaan lokasi jalur-jalur sesar aktif terkait dengan adanya bahaya goncangan, deformasi tanah, dan likuifaksi. Kejadian gempa seperti di Pidie Jaya tahun 2016 dan juga di Yogyakarta tahun 2006 memberikan pelajaran bahwa walaupun gempa dengan magnitudo 6 namun dapat menimbulkan kerusakan besar karena sumber berasal dari jalur sesar aktif yang sangat dekat dengan lokasi kerusakan. Kejadian ini juga memberikan pelajaran bahwa jalur-jalur sesar 'minor'' (bukan jalur utama) pun, apabila dekat dengan wilayah padat populasi harus juga diperhitungkan.

## 7.2 Bidang Seismologi

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Pendek-Menengah (lima tahun ke depan), yaitu:**

1. merelokasi secara kontinyu hiposenter gempa dari katalog BMKG dengan menggunakan model kecepatan gelombang seismik 3D regional dan global hasil inversi tomografi;
2. melakukan studi mikroseismik untuk menginvestigasi kemungkinan adanya sesar aktif yang masih belum diketahui keberadaannya (*"hidden"*);
3. melakukan survei mikrotremor, terutama untuk kota-kota besar, untuk memetakan kedalaman *"engineering bedrock"*;
4. khusus untuk Jakarta, perlu dilakukan *"time lapse seismological investigation"* terkait dengan adanya laju *"subsidence"* yang sangat cepat di cekungan Jakarta;
5. melakukan pengumpulan data seismogram dari sejak pencatatan stasiun pertama di Indonesia dan menganalisis data historis seismogram.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Panjang, yaitu:**

1. meningkatkan kualitas model kecepatan 3D kerak dan mantel bumi di Indonesia dengan melakukan: a) ANT untuk seluruh Indonesia, dan b) tomografi gelombang P dan S dengan menggunakan data BMKG;
2. meningkatkan cakupan sinar seismik dengan terus menambah stasiun pengamat di darat maupun di laut (dengan OBS).

Kedua hal di atas akan sangat diperlukan dalam penentuan hiposenter gempa dengan resolusi tinggi yang sangat diperlukan dalam PSHA maupun studi yang lain.

## 7.3 Bidang Geodesi

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Pendek-Menengah (lima tahun ke depan), yaitu:**

1. menambah jaring pengamatan geodetik terutama di daerah tektonik yang sangat aktif;
2. merealisasikan model deformasi detail dengan mengakomodir interaksi dan tingkat aktifitas setiap segmen;
3. meneruskan pengamatan geodetik baik secara kontinyu maupun secara berkala;
4. membuat kajian khusus di daerah yang telah dikaji memiliki potensi kegempaan yang besar di masa depan, misalnya wilayah sekitar Mentawai, Jawa, dan sesar Kendeng.

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Panjang, yaitu:**

Melakukan inisiasi pengamatan deformasi dasar laut untuk daerah subduksi yang memiliki potensi kegempaan yang besar.

## 7.4 Bidang *Ground Motion Prediction Equation* (GMPE)

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Pendek-Menengah (lima tahun ke depan), yaitu:**

1. mengembangkan *database ground motion* dari hasil rekaman jaringan *strong-motion accelerometer* untuk dapat mengerti karakteristik gempa di wilayah Indonesia;
2. membangun dan mengembangkan fungsi atenuasi yang didasarkan pada rekaman *strong-ground motion* gempa-gempa di Indonesia.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Panjang, yaitu :**

1. menambah, memperkuat, dan mengintegrasikan semua jaringan *strong-motion accelerometer* di Indonesia;
2. memprogramkan dan melaksanakan penelitian jangka panjang lanjutan mengenai analisis dan pengolahan data-data *strong motion* terkait karakteristik gempa, khususnya sesar, dan melakukan kajian perambatan gelombang gempa dari batuan dasar ke permukaan tanah untuk berbagai klasifikasi *site* serta menemukan faktor- faktor spesifik amplifikasi seismik untuk rekomendasi respon spektra desain untuk bangunan dan infrastruktur.
3. mengembangkan *Ground Motion Prediction Equation* yang sesuai dengan mekanisme sumber berdasarkan data *strong motion* di Indonesia.

## 7.5 Bidang Seismic Hazard Analysis (PSHA)

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Pendek-Menengah (lima tahun ke depan), yaitu:**

Mengembangkan perhitungan probabilistik bahaya gempa dengan menggunakan perangkat lunak (*software*) berbasis *opensource*.

**Rekomendasi Rencana Aksi Jangka Panjang, yaitu:**

1. mensosialisakan peta bahaya gempa terbaru yang dihasilkan kepada semua pihak sebagai edukasi kebencanaan;
2. mendorong pemanfaatan peta *hazard* nasional sebagai dasar penyusunan sistem mitigasi bencana dan prioritas penelitian gempa.
3. mengembangkan peta goncangan di permukaan yang telah memperhitungkan kondisi tanah setempat atau $V_{S30}$.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

# DAFTAR PUSTAKA


Abercrombie, R.E., Antolik, M., Felzer, K. & Ekström, G. (2001). "The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount". *J. Geophys. Res*. 106(B4), 6595–6607.

Abidin, H. Z., Andreas, H., Gamal, M., Wirakusumah, A. D., Darmawan, D., Deguchi, T., & Maruyama, Y. (2008). Land subsidence characteristics of the Bandung Basin, Indonesia, as estimated from GPS and InSAR. *Journal of Applied Geodesy*, 2(3), 167-177.

Abidin, H.Z., Andreas, H., Kato, T., Ito, T., Meilano, I., Kimata, F., Natawidjaya, D.H. & Harjono, H. (2009). "Crustal deformation studies in Java (Indonesia) using GPS". *J. Earthq. Tsunami* 3(2), 77-88.

Abidin, H.Z., Gumilar I., Andreas H., Murdohardono D. & Fukuda Y. (2013). "On causes and impacts of land subsidence in Bandung Basin, Indonesia". *Environ. Earth Sci*. 68, 1545-1553, doi: 10.1007/s12665-012-1848-z.

Abrahamson, N., Gregor, N. and Addo, K., 2016. BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectra*, *32*(1), pp.23-44.

Abrahamson, N.A. and Silva, W.J., 1997. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological research letters*, *68*(1), pp.94-127.

Abrahamson, N.A., Addo K.O., Atkinson G., Chiou B., Gregor N.J., Silva W. and Youngs R.R., *Ground Motion Characterization For BC Hydro SSHAC Level 3 Study*, Tenth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Fronties of Erathquake Engineering, IONCEE, July 21-24 2014, Anchorage, Alaska.

Adams, J., & Basham, P. (1991). The seismicity and seismotectonics of eastern Canada. *Neotectonics of North America*, *1*, 261-276.

Aki, K., Richards, *PG-1980-Quantitative Seismology Theory and Methods*.


PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Algermissen, S. T., Perkins, D. M., Thenhaus, P. C., Hanson, S. L., & Bender, B. L. (1982). Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United States. *US Geological Survey Open-File Report*, *82*(1033), 99.

Allen, C.R., 1968, *The Tectonic environments od seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system*. In Conference on Geologic Problems of San Andreas Fault System. W.R. Dickinson and A. Grantz, (eds),. Stanford Univ. Pub. Geol. Sci. Am. Bull. 86, 1041-1057.

Altamimi, Z., Collilieux, X. & Métivier, L. (2011). "ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame". *J. Geod*, 85, 457-473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.

Ammon, C.J., Kanamori, H., Lay, T. & Velasco, A.A. (2006). "The 17 July 2006 Java tsunami earthquake". *Geophys. Res. Lett. 33, L24308*, doi:10.1029/2006GL028005.

Aprilia Puspita, C., Nugraha, A.D. and Nanang, T.P., 2015. Earthquake hypocenter relocation using double difference method in East Java and surrounding areas. *In AIP Conference Proceedings* (Vol. 1658, p. 030021), doi: 10.1063/1.4915029.

Aribowo, S., L. Handayani, N. D. Hananto, And K. L. Gaol (2014), Deformasi Kompleks Di Pulau Simuelue, Sumatra: Interaksi Antara Struktur Dan Diapirisme, *J. Ris. Geol. dan Pertamb.*, 24(2), 131–144, Doi:10.14203/Risetgeotam2014.V24.89.

Ariska , R., 2013. Development of Strong-motion Database for The Sumatra-Java Region. *The Australian National University, Master of Philosophy Thesis*.

Asrurifak, M. (2010). *Peta Respon Spektra Indonesia Untuk Perencanaan Struktur Bangunan Tahan Gempa Berdasarkan Model Sumber Gempa Tiga Dimensi Dalam Analisis Probabilitas.* Disertasi: Institut Teknologi Bandung.

Asrurifak, M., Irsyam, M., Budiono, B., Triyoso, W., & Hendriyawan, H. (2010). Development of spectral hazard map for Indonesia with a return period of 2500 years using probabilistic method. *Civil Engineering Dimension*, *12*(1), 52-62.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Atmawinata, S., Ratman, N. & Pieters, P. E. 1989. *Peta Geologi Lembar Yapen, 1:250000*. Bandung: Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Audley-Charles, M. G. (1991), *Tectonics of the New Guinea area, Annual review of Earth and planetary sciences*, 19, 17-41.

Badan Standarisasi Nasional (2002), *Tata Cara Perencanaan Ketahanan Gempa untuk Bangunan Gedung SNI 03-1726-2002*, Standar Nasional Indonesia.

Bailly, V., Pubellier, M., Ringenbach, J. C., De Sigoyer, J. & Sapin, F. (2009). *Deformation Zone `Jumps' In A Young Convergent Setting*; *The Lengguru Fold-And-Thrust Belt, New Guinea Island*. Lithos, 113, 306-317.

Beaudry, D., And G. F. Moore (1985), Seismic Stratigraphy And Cenozoic Evolution Of West Sumatra Forearc Basin, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 69(5), 742–759.

Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P. (2009). *Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, Marine Geodesy*. 32:4. 355-371.

Bellier, O., And M. Sébrier (1994), Relationship Between Tectonism And Volcanism Along The Great Sumatran Fault Zone Deduced By Spot Image Analyses, *Tectonophysics*, 233, 215–231.

Bellier, O., And M. Sébrier (1995), Is The Slip Rate Variation On The Great Sumatran Fault Accommodated By Fore-Arc Stretching?, *Geophys. Res. Lett.*, 22(15), 1969–1972.

Bellier, O., H. Bellon, M. Sébrier, Sutanto, And R. C. Maury (1999), K–Ar Age Of The Ranau Tuffs: Implications For The Ranau Caldera Emplacement And Slip-Partitioning In Sumatra (Indonesia), *Tectonophysics*, 312, 347–359.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Bellier, O., Sebrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Bourles, D., Siame, L., Putranto, E., dan Pratomo, I. (2001), High slip rate for a low seismicity along the Palu-Koro active fault in central Sulawesi (Indonesia), *Terr. Nova*, 463-470.

Bennet, J. D. Dkk. (1981), *The Geology Of The Banda Aceh Quadrangle, Sumatra, Scale 1 : 250,000*, Bandung, Indonesia.

Berggren, W. A., D. V Kent, J. J. Flynn, And J. A. Van Couvering (1985), Cenozoic Geochronology, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96(11), 1407–1418.

Berglar, K., C. Gaedicke, D. Franke, S. Ladage, F. Klingelhoefer, And Y. S. Djajadihardja (2010), Structural Evolution And Strike-Slip Tectonics Off North-Western Sumatra, *Tectonophysics*, 480(1-4), 119–132, Doi:10.1016/J.Tecto.2009.10.003.

Berglar, K., C. Gaedicke, R. Lutz, D. Franke, And Y. S. Djajadihardja (2008), Neogene Subsidence And Stratigraphy Of The Simeulue Forearc Basin, Northwest Sumatra, *Mar. Geol.*, 253(1-2), 1–13, Doi:10.1016/J.Margeo.2008.04.006.

Bilek, S.L. & Engdahl, E.R. (2007). "Rupture characterization and aftershock relocations for the 1994 and 2006 tsunami earthquakes in the Java subduction zone". *Geophys. Res. Lett. 34, L20311*, doi:10.1029/2007GL031357.

Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.

Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4*(3).

BNPB September 2015, *Gempa 6.8SR Landa Sorong, Papua*, Info Bencana, 2.

Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O. & Calais, E. (2003). "Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements". *J. Geophys. Res. 108(B8), 2367*, doi:10.1029/2001JB000324.

Boore D.M., Stewart J.P., Seyhan E. and Atkinson G.M., 2013, NGA-West 2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5%-Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Boore, D.M. and Atkinson, G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, *24*(1), pp.99-138.

Boore, D.M., Joyner, W.B. and Fumal, T.E., 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: a summary of recent work. *Seismological research letters*, *68*(1), pp.128-153.

Borcherdt, R.D. and Glassmoyer, G., 1989. Influences of local geology on strong and weak ground motions recorded in the San Francisco Bay region and their implications for site-specific building-code provisions. *The Loma Prieta, California, Earthquake of October*, *17*, pp.77-108.

Bradley, K. E., L. Feng, E. M. Hill, D. H. Natawidjaja, and K. Sieh (2017), Implications of the diffuse deformation of the Indian Ocean lithosphere for slip partitioning of oblique plate convergence in Sumatra, *J. Geophys. Res*. Solid Earth, 122, 572–591, doi:10.1002/2016JB013549.

Briggs, R. W. Dkk. (2005), Deformation And Slip Along The Sunda Megathruts In The Great 2005 Nias-Simeulue Earthquake, Science (80-. )., 311, 1897–1901.

Briggs, R. W. Dkk. (2006), Deformation And Slip Along The Sunda Megathrust In The Great 2005 Nias-Simeulue Earthquake (Som), *Science (80-. )*., 311(5769), 1897–901, Doi:10.1126/Science.1122602.

Budhitrisna, T., And S. Andi Mangga (1990), *Geological Map Of The Pagai And Sipora Quadrangle, Sumatra, Scale 1 : 250.000*, Geological Research And Development Center, Bandung, Indonesia.

Cameron, N. R., M. C. G. Clarke, D. T. Aldiss, J. A. Aspden, And A. Djunuddin (1980), The Geological Evolution Of Northern Sumatra, In Proceedings Indonesian Petroleum Association, *Ninth Annual Convention, May 1980*, Pp. 159–187, Indonesian Petroleum Association, Jakarta.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y., 2008. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra*, *24*(1), pp.139-171.

Campbell, K.W. and Bozorgnia, Y., 2013. NGA-West2 Campbell-Bozorgnia Ground Motion Model for the horizontal Components of PGA, PGV and 5%-Damped Elastic Pseudo-Acceleration Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 sec, Pasific Earthquake Engineering Research Center, *PEER Report 2013/6*, pp.xii+75.

Cardwell, R.K. and Isacks, B.L., 1978. "Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *83*(B6), pp.2825-2838.

Charlton, T. R. 2000. Tertiary Evolution Of The Eastern Indonesia Collision Complex. *Journal Of Asian Earth Sciences*, 18, 603-631.

Chauhan, A. P. S., S. C. Singh, N. D. Hananto, H. Carton, F. Klingelhoefer, J.-X. Dessa, H. Permana, N. J. White, And D. Graindorge (2009), Seismic Imaging Of Forearc Backthrusts At Northern Sumatra Subduction Zone, *Geophys. J. Int.*, 179(3), 1772–1780, Doi:10.1111/J.1365-246x.2009.04378.X.

Chiou, B., Darragh, R., Gregor, N. and Silva, W., 2008. NGA project strong-motion database. *Earthquake Spectra*, *24*(1), pp.23-44.

Chlieh, M., Avouac, J. P., Hjorleifsdottir, V., Song, T. R. A., Ji, C., Sieh, K., ... & Galetzka, J. (2007). Coseismic slip and afterslip of the great $M_w$ 9.15 Sumatra–Andaman earthquake of 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S152-S173.

Chlieh, M., Avouac, J.P., Sieh, K., Natawidjaja, D.H. & Galetzka, J. (2008). "Heterogeneous coupling of the Sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements". *J. Geophys. Res. 113*, B05305, doi:10.1029/2007JB004981.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Christopher, J. O., Becker, J. J., Sandwell, D. T. (2016). *SRTM15_PLUS: Data fusion of Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) land topography with measured and estimated seafloor topography (NCEI Accession 0150537)*. Version 1.1. NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset.

Cloos, M., Sapiie, B., Ufford, A. Q. V., Weiland, R. J., Warren, P. Q. & Mcmahon, T. P. (2005). *Collisional Delamination In New Guinea: The Geotectonics Of Subducting Slab Breakoff*, Colorado, Geological Society Of America.

Collings, R., D. Lange, A. Rietbrock, F. Tilmann, D. Natawidjaja, B. Suwargadi, M. Miller, And J. Saul (2012), Structure And Seismogenic Properties Of The Mentawai Segment Of The Sumatra Subduction Zone Revealed By Local Earthquake Traveltime Tomography, *J. Geophys. Res.*, 117(B1), B01312, Doi:10.1029/2011jb008469.

Cornel, C.A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 58*, No.5: 1583-1606.

Cummins, P. R., Jia, M., Mleczko, R., Burbidge, D., Thio, H. K., & Polet, J. (2006). "Modelling the slip of the 17 July, Java earthquake using seismic, GPS, and tide gauge data". *In AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 08).

Curray, J. R. (2005), Tectonics And History Of The Andaman Sea Region, *J. Asian Earth Sci.*, 25(1), 187–232, Doi:10.1016/J.Jseaes.2004.09.001.

Dardji, N., T. Villemin, And J. P. Rampnoux (1994), Paleostresses And Strike-Slip Movement: The Cimandiri Fault Zone, West Java , Indonesia, J. *Southeast Asian Earth Sci.*, 9(I).

Darrak R.B., Silva W.J. and Addo K.O. BC Hydro SSHAC Level 3 Study: Adjusment of Seismic Hazard (Based on VS30=760 m/sec) for Hazard Rock Sites. *Tenth U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Fronties of Erathquake Engineering*, IONCEE, July 21-24 2014, Anchorage, Alaska.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Daryono, M. R. (2016). *Paleoseismology Tropis Indonesia: Dengan Studi Kasus Di Sesar Sumatra, Sesar Palukoro-Matano, Dan Sesar Lembang*. Disertasi Program Doktor, Institut Teknologi Bandung.

Daryono, M. R., D. H. Natawidjaja, and K. Sieh (2012), Twin-surface ruptures of the March 2007 M > 6 earthquake doublet on the Sumatran fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 102(6), 2356–2367.

Deighton, I., M. M. Mukti, S. Singh, T. Travis, A. Hardwick, And K. Hernon (2014), Nias Basin, Nw Sumatra – New Insight Into Forearc Structure And Hydrocarbon Prospectivity From Long-Offset 2d Seismic Data, *In Proceedings, Indonesian Petroleum Association, Thirty-Eighth Annual Convention & Exhibition, May 2014*, P. Ipa14–G–299, Jakarta.

Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S. 1990. Current Plate Motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.

DeMets, C., Gordon, R. G., dan Argus, D. F. (2010): Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 1, 1-80.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), pp.2191-2194.

Diament, M., H. Harjono, K. Karta, C. Deplus, D. Dahrin, M. T. Zen, M. Gerard, O. Lassal, A. Martin, And J. Malod (1992), *Mentawai Fault Zone Off Sumatra: A New Key To The Geodynamics Of Western Indonesia*, Geology, 20, 259–262.

Djamal, B., W. Gunawan, And T. O. Simandjuntak (1991), *Laporan Geologi Lembar Nias, Sumatera. Sekala 1:250,000.*, Bandung.

Dow, D. B. & Sukamto, R. 1984. Western Irian Jaya: The End-Product Of Oblique Plate Convergence In The Late Tertiary. *Tectonophysics*, 106, 109-139.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Dow, D. B., Robinson, G. P., Hartono, U. & Ratman, N. 1988. Geology Of Irian Jaya, *Preliminary Geological Report*, Bandung, Geological Research And Development Center - Bureau Of Mineral Resources.

Duerto, L., And K. Mcclay (2009), The Role Of Syntectonic Sedimentation In The Evolution Of Doubly Vergent Thrust Wedges And Foreland Folds, *Mar. Pet. Geol*., 26(7), 1051–1069, Doi:10.1016/J.Marpetgeo.2008.07.004.

Duffy, B., Quigley, M., Harris, R. and Ring, U., 2013. "Arc- parallel extrusion of the Timor sector of the Banda arc- continent collision". *Tectonics*, *32*(3), pp.641-660.

Dziewonski, A. M., Chou T.-A., and Woodhouse, J. H. (1981). "Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity", *J. Geophys. Res.*, *86*, 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825.

Ego, F. & Pubellier, M. 2001. *Onset Of Post Collision Strain Partitioning (New Guinea) (Abstract)*. Nice: Egs.

Ekström, G., Nettles, M. and Dziewoński, A.M., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *200*, pp.1-9,doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Electric Power Research Institute (EPRI), Johnston, A. C., Coppersmith, K. J., Kanter, L.R. and Cornell, C. A., 1994. *The earthquakes of stable continental regions*, vol. 1-5, edited by J.F. Schneider, Palo Alto, California.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *88*(3), pp.722-743.

Engdahl, E.R., Villasenor, A., DeShon, H.R. dan Thurber, C.H. (2007). Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918-2005) in the region of the 2004 $M_w$ 9.0 Sumatra-Andaman and 2005 $M_w$ 8.6 Nias island great earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 97, S 43-S61.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Erdik and Durukal, 2004, Strong Ground Motion in Ansal, A. ed., 2006. *Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation* (Vol. 1). Springer Science & Business Media.

Febriyani, C. (2015). *Interplate Coupling Beneath Siberut Island*. Tesis Program Magister Teknik Geodesi. Institut Teknologi Bandung.

Fitch, T. J. (1972), Plate Convergence, Transcurrent Faults, And Internal Deformation Adjacent To Souheast Asia And The Western Pacific, *J. Geophys. Res*., 77(23), 4432–4460.

Fitch, T. J., And P. Molnar (1970), Focal Mechanism Along Inclined Eartquake Zones In The Indonesia-Philippine Region, *J. Geophys. Res*., 75, 1431–1444.

Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the central and eastern United States. *Seismological Research Letters*, *66*(4), 8-21.

Fritz, H. M., Kongko, W., Moore, A., McAdoo, B., Goff, J., Harbitz, C., ... & Titov, V. (2007). Extreme runup from the 17 July 2006 Java tsunami. *Geophysical Research Letters*, *34*(12).

Fujii, Y. & Satake, K.(2006). "Source of the July 2006 West Java tsunami estimated from tide gauge records". Geophys. Res. Lett. 33, L24317, doi:10.1029/2006GL028049.

Fujii, Y., Satake, K., dan Nishimae, Y. (2011): Observation and Modeling of the January 2009 West Papua, Indonesia Tsunami, Pure and Applied Geophysics, 1089-1100.

Fukuoka, K., Ehara, S., Fujimitsu, Y., Udi, H., Setyawan, A., Setyadji, L.D., Harijoko, A., Pramumijoyo, S. and Setiadi, Y., 2006. Wahyudi., 2008, Interpretation of the 27 May 2006 Yogyakarta Earthquake Hypocenter and Subsurface StructureDeduced from the Aftershock and Gravity data. The Yogyakarta Earthquake of May, 27. Star Publisher, Los Angeles.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Genrich, J. F., Bock, Y., McCaffrey, R., Prawirodirdjo, L., Stevens, C. W., Puntodewo, S. S. O., Subarya, C. & Wdowinski, S. (2000). "Distribution of slip at the northern Sumatran fault system". *J. Geophys. Res*. 105, B12, 28327–28341, doi:10.1029/2000JB900158.

Ghosal, D., S. C. Singh, A. P. S. Chauhan, And N. D. Hananto (2012), New Insights On The Offshore Extension Of The Great Sumatran Fault, Nw Sumatra, From Marine Geophysical Studies, Geochemistry, Geophys. Geosystems, 13(11), N/A–N/A, Doi:10.1029/2012gc004122.

Global Historical Tsunami Database 2100BC-present, dari National Geophysical Data Center / World Data Service (NGDS/WDS)-NOAA, data diperoleh melalui situs internet: http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml, diunduh pada tanggal 20 January 2016.

Gregor N.J., Addo K.O., Abrahamson N.A. and Youngs R.R. Comparison of BC Hydro Subduction GMPE to Data from Recent Large Megathrust Earthquakes. 15 WCEE, USBCA 2012.

Gunawan, E., Ghozalba, F., Widiastomo, Y., Meilano, I., Hanifa, N. R., & Hidayati, S. (2017). Field Investigation of the November to December 2015 Earthquake Swarm in West Halmahera, Indonesia. *Geotechnical and Geological Engineering*, *35*(1), 425-432.

Gunawan, E., Kholil, M., & Meilano, I. (2016). Splay-fault rupture during the 2014 Mw7. 1 Molucca Sea, Indonesia, earthquake determined from GPS measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *259*, 29-33.

Gunawan, E. (2014). Comprehensive postseismic deformation model of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake constrained by GPS data in northern Sumatra.

Gupta, I. D. (2002). The state of the art in seismic hazard analysis. *ISET Journal of Earthquake Technology*, *39*(4), pp.311-346.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1954). *Seismicity of the Earth and its Associate Phenomena*. Princton Un. Press, Princton, 310pp.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Hall, D., B. Duff, M. Courbe, B. Seubert, M. Siahaan, And A. Wirabudi (1993), The Southern Fore-Arc Zone Of Sumatra: Cainozoic Basin-Forming Tectonism And Hydrocarbon Potential, In Proceedings Indonesian Petroleum Association, Twenty Second Annual Convention, October 1993, Pp. 319–344, Indonesian Petroleum Association, Jakarta.

Hall, R. & Spakman, W. 2002. Subducted Slabs Beneath The Eastern Indonesia-Tonga Region: Insights From Tomography. Earth And Planetary Science Letters, 201, 321-336.

Hall, R. (2002): Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations, Journal of Asian Earth Sciences, 4, 353-431.

Hall, R. and Wilson, M.E.J., 2000. "Neogene sutures in eastern Indonesia". *Journal of Asian Earth Sciences*, *18*(6), pp.781-808.

Hall, R., Cottam, M.A. & Wilson, M.E.J. (Eds.) 2011. The SE Asian gateway: history and tectonics of Australia-Asia collision. Geological Society of London Special Publication, 355

Hamilton, W. B. 1979. Tectonics Of The Indonesian Region, Washington, U.S. Govt. Print. Off.

Hamilton, W., .1988. Plate tectonics and island arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, pp.1503-1527.

Hamilton, W.B., 1972. "Plate Tectonics of Southeast Asia and Indonesia: ABSTRACT". *AAPG Bulletin*, 56(3), pp.621-621.

Hamilton, W.B., 1979. *Tectonics of the Indonesian region* (No. 1078). US Govt. Print. Off.

Hananto, N., S. Singh, M. M. Mukti, And I. Deighton (2012), Neotectonics Of North Sumatra Forearc, In Proceedings Indonesian Petroleum Association, Thirty-Sixth Annual Convention & Exhibition, May 2012, P. Ipa–G–100.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Hanifa, N. R., Meilano, I., Sagiya, T., Kimata, F. & Abidin, H. Z. (2007). "Numerical modeling of the 2006 Java tsunami earthquake". *Adv. Geosc. Solid Earth 13*, 231-248.

Hanifa, N. R., Sagiya, T., Kimata, F., Efendi, J., Abidin, H. Z., & Meilano, I. (2014). Interplate coupling model off the southwestern coast of Java, Indonesia, based on continuous GPS data in 2008–2010. *Earth and Planetary Science Letters*, *401*, 159-171.

Hanifa, N. R. (2014). Interplate Earthquake Potential off Western Java, Indonesia, based on GPS data. Doctoral Dissertation of Nagoya University, Japan.

Harris R (2011) The nature of the Banda Arc–Continent collision in the Timor Region. In: Brown D, Ryan PD (eds) Arc-continent collision. Berlin, pp 163–211.

Harris RA (1991) Temporal distribution of strain in the active Banda Orogen. A reconciliation of rival hypotheses. J South east Asian Earth Sci 6:373 386.

Harris RA (2003) Geodynamic patterns of ophiolites and mar ginal basins of the Indonesian and New Guinea regions. 7 The Nature of the Banda Arc Continent Collision in the Timor Region 207 In: Dilek Y, Robinson PT (eds) Ophiolite in Earth history, vol 218. Geological Society of London, Special Publication, London, pp 481 505.

Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. & Matsu`ura, M. (2009). "Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion". *Nat. Geosci. 2*, doi:10.1038/NGEO421.

Hatherton, T., and Dickinson, W. R., 1969. The relaationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. Journal of Geophysical Research 74:5301-5310.

Hayes, G.P., Wald, D.J., Johnson, R.L., 2012, Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *Journal of Geophyical. Research*, 117, B01302.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Hegarty, K. A. & Weissel, J. K. 1988. Complexities In The Development Of The Caroline Plate Region, Western Equatorial Pacific. The Ocean Basins And Margins, 7 B, 277-301.

Henry, C. & Das, S. 2002. The M W 8.2, 17 February 1996 Biak, Indonesia, Earthquake: Rupture History, Aftershocks, And Fault Plane Properties. *J. Geophys. Res*., 107, Ese 11-1-Ese 11-16.

Hidayat, E., 2013. IDENTIFIKASI SESAR AKTIF DI SEPANJANG JALUR KALI GARANG, SEMARANG. Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral, 23(1), pp.31-37.

Hill, E. M. Dkk. (2012), The 2010 M W 7.8 Mentawai Earthquake: Very Shallow Source Of A Rare Tsunami Earthquake Determined From Tsunami Field Survey And Near-Field Gps Data, *J. Geophys. Res*., 117(B6), B06402, Doi:10.1029/2012jb009159.

Hill, E.M., Borrero, J.C., Huang, Z., Qiu, Q., Banerjee, P., Natawidjaja, D.H., Elosegui, P., Fritz, H.M., Suwargadi, B.W., Pranantyo, I.R., Li, L., Macpherson, K.A., Skanavis, V., Synolakis, C.E. & Sieh, K. (2012). "The 2010 $M_w$ 7.8 Mentawai earthquake: Very shallow source of a rare tsunami earthquake determined from tsunami field survey and near-field GPS data". *J. Geoph. Res. Solid Earth117*, B06402, doi:10.1029/2012JB009159.

Howles, A. C. (1986), Structural And Stratigraphic Evolution Of The Southwest Sumatran Bengkulu Shelf, *In Proceedings Indonesian Petroleum Association, Fifteenth Annual Convention, October 1986*, Pp. 215–243, Indonesian Petroleum Association.

Hsu, Y.J., Simons, M., Avouac, J.P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L. and Bock, Y., 2006. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science*, *312*(5782), pp.1921-1926.

Huchon, P., And X. Le Pichon (1984), Sunda Strait And Central Sumatra Fault, *Geology*, 12(November), 668–672.

Irikura, K., & Miyake, H. (2011). "Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios". *Pure and Applied Geophysics*, 168(1-2), 85-104.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Irsyam M., Asrurifak M., Budiono B., Triyoso W., and Anita Firmanti A., (2010), *Indonesia Spectral Hazard Map at Ground Surface for Earthquake Resistance Building Design*, The 5th Kyoto University Southeast Asia Forum, Conference of Earth and Space Science, Bandung 7-8 January 2010.

Irsyam M., Asrurifak M., Hendriyawan, Budiono B., Triyoso W., Hutapea B., (2008), *Development of Spectral Hazard Maps for Proposed Revision of Indonesia Seismic Building Code*, 3rd International Seminar on Earthquake Disaster Mitigation, Bandung, 27 Nopember 2008.

Irsyam M., Asrurifak M., Hendriyawan, Budiono B., Triyoso W., Hutapea B., (2008), *Usulan Revisi Peta Seismic Hazard Indonesia Dengan Menggunakan Metode Probabilitas Dan Model Sumber Gempa Tiga Dimensi*, Prosiding Seminar HATTI, 18-19 Nopember 2008, ISBN 978-979-96668-6-4.

Irsyam M., Hoedajanto D., Kertapati E., Boen T., Petersen M.D., Dangkua D., Asrurifak M., (2007), *Usulan Revisi Peta Hazard Kegempaan Wilayah Indonesia*, Paper Seminar HAKI, Konstruksi Tahan Gempa Di Indonesia, Jakarta, 21-22 Agustus 2007.

Irsyam, M., Asrurifak M., Budiono B., Triyoso W., Merati W., Sengara I., dan Anita Firmanti., (2009), *Development of Spectral Hazard Map for Indonesia Using Probabilistic Method by Considering Difference Values of Mmax for Shallow Background Sources*, The 1st International Conference on Suistainable Infrastructure and Built Environment in Developing Countries, November 2-3, Institut Teknologi Bandung, Bandung, Indonesia.

Irsyam, M., Asrurifak M., Hendriyawan, B Budiono, Triyoso W., dan Anita Firmanti, (2010), *Development of Spectral Hazard Maps for Proposed Revision of Indonesia Seismic Building Code, Geomechanic and Geoengineering an International Journal*, Vol. 5. No. 1, 35-47, DOI: 10.1080/17486020903452725.

Ito, T., Gunawan, E., Kimata, F., Tabei, T., Simons, M., Meilano, I., ... & Sugiyanto, D. (2012). Isolating along- strike variations in the depth extent of shallow creep and fault locking on the northern Great Sumatran Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B6).

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Ito, T., Yoshioka, S. & Miyazaki, S. (2000). "Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data". *Earth Planet. Sci. Lett. 176*, 117-130, http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00316-7.

Izart, A., B. M. Kemal, And J. A. Malod (1994), Seismic Stratigraphy And Subsidence Evolution Of The Northwest Sumatra Fore-Arc Basin, *Mar. Geol.*, 122, 109–124.

Janssen, V., Roberts, C., Rizos, C., & Abidin, H. Z. (2002). "Low-cost GPS-based volcano deformation monitoring at Mt. Papandayan, Indonesia". *J. Volc. and Geotherm. Res*., 115(1), 139-151.

Jongsma, D., Huson, W., Woodside, J. M., Suparka, S., Sumantri, T. & Barber, A. J. 1989. Bathymetry And Geophysics Of The Snellius-Ii Triple Junction And Tentative Seismic Stratigraphy And Neotectonics Of The Northern Aru Trough. Netherlands Journal Of Sea Research, 24, 231-250.

Jourdain, A., S. C. Singh, J. Escartin, Y. Klinger, K. A. K. Raju, And J. Mcardle (2016), Crustal Accretion At A Sedimented Spreading Centre In The Andaman Sea, Geology, 44(5), 1–4, Doi:10.1130/G37537.1.

Kagan, Y. Y. & Jackson, D. D. 1999. Worldwide Doublets Of Large Shallow Earthquakes. Bulletin Of The Seismological Society Of America, 89, 1147-1155.

Kanamori H. Earthquake physics and real-time seismology. Nature, 2008, 451: 271-273

Kanamori, H., Rivera, L., Lee & W.H.K. (2010). "Historical seismograms for unravelling a mysterious earthquake: The 1907 Sumatra Earthquake". *Geophys. J. Int.* 183(1), 358-374, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04731.x.

Karig, D. E., M. B. Lawrence, G. F. Moore, And J. R. Curray (1980), Structural Framework Of The Fore-Arc Basin , Nw Sumatra, J. Geol. Soc. London., 137, 77–91.

Katili, J. A., 1991, Tectonic evolution of eastern Indonesia and its bearing on the occurrence of hydrocarbons: Marine and Petroleum Geology, v. 8, p. 70–83.

Katili, J. A., And F. Hehuwat (1967), On The Occurrences Of Large Transcurrent Faults In Sumatra, Indonesia, J. Geosci. Osaka City Univ., 10, 5–17.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Katili, J.A. and Soetadi, R., 197 1. Neotectonics and seismic zones of Indonesia. Proc. R. Sot. N.Z. Bull., 9: 39-45.

Katili, J.A., 1978. "Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia". *Tectonophysics*, *45*(4), pp.289-322.

Katili, J.A. 1970. Naplet structures and transcurrent faults in Sumatra. Bulletin of the National Institute of Geology and Mining, Bandung, 3, 11-28.

Kennett, B.L.N. and Bunge, H.P., 2008. Geophysical continua. Cambridge University, Kap, pp.10-11.

Kennett, B.L.N., 2005. Seismological tables: ak135. *Research School of Earthscience, The Australian National University*.

Kertapati, E. (2006). Aktivitas Gempa Bumi di Indonesia Perspektif Regional Pada Karakteristik Gempa Bumi Merusak. *Pusat Survei Geologi, Bandung*, *109*.

Kieckhefer, R. M., G. G. Shor, J. R. Curray, W. Sugiarta, And F. Hehuwat (1980), Seismic Refraction Studies Of The Sunda Trench And Forearc Basin, *J. Geophys. Res*., 85(B2), 863–889.

Konca, A. O., Avouac, J. P., Sladen, A., Meltzner, A. J., Sieh, K., Fang, P., ... & Helmberger, D. V. (2008). "Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence". *Nature*, 456(7222), 631-635.

Kopp H., 2013, The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity: *Tectonophysics*, v. 589, p. 1–16, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.037.

Kopp, H. (2013), Invited Review Paper: The Control Of Subduction Zone Structural Complexity And Geometry On Margin Segmentation And Seismicity, *Tectonophysics*, 589, 1–16, Doi:10.1016/J.Tecto.2012.12.037.

Kopp, H. Dkk. (2008), Lower Slope Morphology Of The Sumatra Trench System, Basin Res., 20(4), 519–529, Doi:10.1111/J.1365-2117.2008.00381.X.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Kopp, H., & Kukowski, N. (2003). "Backstop geometry and accretionary mechanics of the Sunda margin". *Tectonics*, 22(6).

Kopp, H., D. Hindle, D. Klaeschen, O. Oncken, C. Reichert, And D. Scholl (2009), Anatomy Of The Western Java Plate Interface From Depth-Migrated Seismic Images, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 288(3-4), 399–407, Doi:10.1016/J.Epsl.2009.09.043.

Kopp, H., D. Klaeschen, E. R. Flueh, And C. Reichert (2002), Crustal Structure Of The Java Margin From Seismic Wide-Angle And Multichannel Reflection Data, *J. Geophys. Res*., 107(B2), 1–1–1–24.

Kopp, H., E. Flueh, C. Petersen, W. Weinrebe, A. Wittwer, And M. Scientists (2006), The Java Margin Revisited: Evidence For Subduction Erosion Off Java, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 242(1-2), 130–142, Doi:10.1016/J.Epsl.2005.11.036.

Kopp, H., E. R. Flueh, D. Klaeschen, And C. Reichert (2001), Crustal Structure Of The Central Sunda Margin At The Onset Of Oblique Subduction, Geophys. J. Int., 147, 449–474.

Kopp, H., Weinrebe, W., Ladage, S., Barckhausen, U., Klaeschen, D., Flueh, E.R., Gaedicke, C., Djajadihardja, Y., Grevemeyer, I., Krabbenhöft, A. and Papenberg, C., 2008. Lower slope morphology of the Sumatra trench system. *Basin Research*, *20*(4), pp.519-529.

Koswara, A. 1995. Peta Geologi Lembar Taritatu (Kerom), Irian Jaya, 1:250.000. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Koulali, A, Susilo, S, McClusky, S, dkk., 2016, 'Crustal strain partitioning and the associated earthquake hazard in the eastern Sunda-Banda Arc', Geophysical Research Letters, vol. 43, no. 5, pp. 1943-1949.

Koulali, A., McClusky, S., Susilo, S., Leonard, Y., Cummins, P., Tregoning, P., ... & Wijanarto, A. B. (2017). The kinematics of crustal deformation in Java from GPS observations: Implications for fault slip partitioning. *Earth and Planetary Science Letters*, *458*, 69-79.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Koulali, A., Tregoning, P., Mcclusky, S., Stanaway, R., Wallace, L. & Lister, G. 2015. New Insights Into The Present-Day Kinematics Of The Central And Western Papua New Guinea From Gps. Geophysical Journal International, 993, 993–1004.

Koulali, A., McClusky, S., Susilo, S., Leonard, Y., Cummins, P., Tregoning, P., Meilano, I., Efendi, J. and Wijanarto, A.B., (2017). The kinematics of crustal deformation in Java from GPS observations: Implications for fault slip partitioning. *Earth and Planetary Science Letters*, *458*, pp.69-79.

Koulali, A., Susilo, S., McClusky, S., Meilano, I., Cummins, P., Tregoning, P., Lister, G., Efendi, J. and Syafi'i, M.A., (2016). "Crustal strain partitioning and the associated earthquake hazard in the eastern Sunda- Banda Arc". *Geophysical Research Letters*, *43*(5), pp.1943-1949.

Kramer, S.L. (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. New Jersey: Prentice-Hall Inc., Upper Suddle River.

Kreemer, C., Holt, W.E., Goes, S. and Govers, R., 2000. "Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B1), pp.663-680.

Ladage, S., W. Weinrebe, C. Gaedicke, U. Barckhausen, E. R. Flueh, I. Heyde, A. Krabbenhoeft, H. Kopp, S. Fajar, And Y. S. Djajadihardja (2006), Bathymetric Survey Images Structure Off Sumatra, Eos, Trans. Am. Geophys. Union, 87(17), 165–172, Doi:10.1029/2006eo170001.

Lange, D., F. Tilmann, A. Rietbrock, R. Collings, D. H. Natawidjaja, B. W. Suwargadi, P. Barton, T. Henstock, And T. Ryberg (2010), The Fine Structure Of The Subducted Investigator Fracture Zone In Western Sumatra As Seen By Local Seismicity, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 298(1-2), 47–56, Doi:10.1016/J.Epsl.2010.07.020.

Lay, T., & Bilek, S. (2007). "Anomalous earthquake ruptures at shallow depths on subduction zone megathrusts". *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, 476-511.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Lay, T. & Kanamori, H. 1980. Earthquake Doublets In The Solomon Islands. Physics Of The Earth And Planetary Interiors, 21, 283-304.

Lee, V. W. and M. D.Trifunac (2010). "Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification?", Soil Dyn. Earthq.Eng.,Vol. 30, pp. 1250-1258.

Lelgemann, H., M.-A. Gutschef, J. Bialas, E. R. Flueh, And W. Weinrebe (2000), Transtensional Basins In The Western Sunda Strait, Geophys. Res. Lett., 27(21), 3545–3548.

Liu, C.-S., J. R. Curray, And J. M. Mcdonald (1983), New Constraints On The Tectonic Evolution Of The Eastern Indian Ocean, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 65(2), 331–342, Doi:10.1016/0012-821x(83)90171-1.

Luco, N., Bachman, R.E., Crouse, C.B., Harris, J.R., Hooper, J.D., Kircher, C.A., Caldwell, P.J. and Rukstales, K.S. (2015). Updates to building-code maps for the 2015 NEHRP recommended seismic provisions. Earthquake Spectra, 31(S1), pp.S245-S271.

Malod, J. A., And B. M. Kemal (1996), The Sumatra Margin: Oblique Subduction And Lateral Displacement Of The Accretionary Prism, In Tectonic Evolution Of Southeast Asia, Geological Society Special Publication No. 106, Edited By R. Hall And D. Blundell, Pp. 19–28, Geological Society.

Malod, J. A., K. Karta, M. O. Beslier, And M. T. Zen (1995), From Normal To Oblique Subduction: Tectonic Relationships Between Java And Sumatra, J. Southeast Asian Earth Sci., 12(1-2), 85–93, Doi:10.1016/0743-9547(95)00023-2.

Marliyani, G. I. (2016). *Neotectonics of Java, Indonesia: Crustal deformation in the overriding plate of an orthogonal subduction system*. Doctoral dissertation, Arizona State University.

Marliyani, G.I. and Grant, L.G., (2016). Trenching as a method of paleoseismological data collection: improved techniques and applications. Applied Geology in California: Anderson, R. and Ferriz, H., (eds.), 2016, 1000 p.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Marliyani, G.I., Arrowsmith, J.R. and Whipple, K.X., 2016. Characterization of slow slip rate faults in humid areas: Cimandiri fault zone, Indonesia. Journal of Geophysical Research: Earth Surface.

Marliyani, G.I., Arrowsmith, R. and Helmi, H., 2015, December. Evidence of Multiple Ground-rupturing Earthquakes in the Past 4000 Years along the Pasuruan Fault, East Java, Indonesia. In AGU Fall Meeting Abstracts.

Massinai, M.F.I., Nugraha, A.D., Widiyantoro, S., 2016, Double-difference earthquake relocation using waveform cross-corelation on Palukorofault, Indonesia, *in preparation to be submitted to Geological Society, London.*

Masturyono, Riyadi, M., Daryono, Wijayanto, Nugroho, C., Setiyono, U., Yogaswara, D.S., Yatimantoro, T., Hifdayanti., Anggraini, S., Weniza, Anugrah, S.D., Priyobudi., Gunawan, I., dan Rahayu, R.H., 2015, Katalog gempa merusak 1821-2014, Pusat Gempa dan Tsunami, Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG), Jakarta.

Matson, R. G., And G. F. Moore (1992), Structural Influences On Neogene Subsidence In The Central Sumatra Fore-Arc Basin, In Aapg Memoir 53, Geology And Geophysics Of Continantal Margins, Edited By J. J. Watkins, F. Zhiqiang, And K. J. Mcmillen, Pp. 157–181, American Association Of Petroleum Geologist, Tulsa, Ok, United States.

McBirney, A. R., Serva, L., Guerra, M., & Connor, C. B. (2003). Volcanic and seismic hazards at a proposed nuclear power site in central Java. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 126(1), 11-30.

McCaffrey, R. (1991). Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc. Geology, 19, 881–884.

McCaffrey, R. (2008). "Global frequency of magnitude 9 earthquakes". *Geology*, 36(3),

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

263-266.

McCaffrey, R., 2009. The tectonic framework of the Sumatran subduction zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *37*, pp.345-366.

McCaffrey, R., Silver, E.A. and Raitt, R.W., 1980. Crustal structure of the Molucca Sea collision zone, Indonesia. *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands*, pp.161-177.

McCaffrey, R., P. C. Zwick, Y. Bock, L. Prawirodirdjo, J. F. Genrich, C. W. Stecens, S. S. O. Puntodewo, And C. Subarya (2000), Strain Partitioning During Oblique Plate Convergence In Northern Sumatra: Geodetic And Seismologic Constraints And Numerical Modeling, *J. Geophys. Res.*, 105(B12), 28,363–28,376.

McCalpin, J. (1996): Paleoseismology, dalam Dmowska, D., and J. Holton International Geophysics Series, Academic Press, San Diego.

McCann, W.R., Nishenko, S.P., Sykes, L.R. & Krause, J. (1979). "Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major boundaries". *Pure Appl. Geophys*. 117, 1082-1147.

McCloskey, J., Lange, D., Tilmann, F., Nalbant, S.S., Bell, A.F., Natawidjaja, D.H. and Rietbrock, A., 2010. The September 2009 Padang earthquake. *Nature Geoscience*, *3*(2), pp.70-71.

Meilano, I., Abidin, H. Z., Andreas, H., Gumilar, I., Sarsito, D., Hanifa, R., ... & Fukuda, Y. (2012). Slip rate estimation of the Lembang Fault West Java from geodetic observation. *Journal of Disaster Research*, *7*(1), 12-18.

Merz, H.A. dan Cornel, C.A. (1973). Aftershock in Engineering Seismic Risk Analysis, Report R73-25. Massachusetts: Departement of Civil Engineering, MIT, Cambridge.

Metcalfe, I. (1996): Gondwanaland dispersion, Asian accretion and evolution of eastern Tethys, Australian Journal of Earth Sciences, 6, 605-623.

Milsom, J. (1985): New Guinea and the western Melanesian arcs, dalam A. E. M. Nairn, F.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

G. S., and S. Uyeda, eds The ocean basins and margins: The Pacific Ocean 7A, Plenum Press, New York.

Milsom, J., Masson, D. & Nicols, G. 1992b. Three Trench Endings In Eastern Indonesia. Marine Geology, 104, 227-241.

Milsom, J., Masson, D., Nichols, G., Sikumbang, N., Dwiyanto, B., Parson, L. & Kallagher, H. 1992a. The Manokwari Trough And The Western End Of The New Guinea Trench. Tectonics, 11, 145-153.

Moeremans, R. E., And S. C. Singh (2015), Fore-Arc Basin Deformation In The Andaman-Nicobar Segment Of The Sumatra-Andaman Subduction Zone: Insight From High-Resolution Seismic Reflection Data, Tectonicss, 1–15, Doi:10.1002/2015tc003901.Received.

Moeremans, R., S. Singh, M. Mukti, J. Mcardle, And K. Johansen (2014), Seismic Images Of Structural Variations Along The Deformation Front Of The Andaman–Sumatra Subduction Zone: Implications For Rupture Propagation And Tsunamigenesis, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 386, 75–85.

Moore, G. F., & Karig, D. E. (1980). Structural geology of Nias Island, Indonesia; implications for subduction zone tectonics. American Journal of Science, 280(3), 193-223.

Moore, G. F., Kadarisman, D., Evans, C. A., & Hawkins, J. W. (1981). Geology of the Talaud islands, Molucca sea collision zone, northeast Indonesia. Journal of Structural Geology, 3(4), 467-475.

Mori, J., Mooney, W. D., Kurniawan, S., Anaya, A. I., & Widiyantoro, S. (2007). The 17 July 2006 tsunami earthquake in west Java, Indonesia. *Seismological Research Letters*, *78*(2), 201-207.

Morley, C. K. (1988), Out-Of-Sequence Thrusts, Tectonics, 7(3), 539–561.

Morley, C. K., And A. Alvey (2015), Is Spreading Prolonged, Episodic Or Incipient In The

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Andaman Sea? Evidence From Deepwater Sedimentation, J. Asian Earth Sci., 98, 446–456, Doi:10.1016/J.Jseaes.2014.11.033.

Mosher, D. C., J. A. Austin, D. Fisher, And S. P. S. Gulick (2008), Deformation Of The Northern Sumatra Accretionary Prism From High-Resolution Seismic Reflection Profiles And Rov Observations, *Mar. Geol.*, 252(3-4), 89–99, Doi:10.1016/J.Margeo.2008.03.014.

Mukti, M. M., S. C. Singh, R. Moeremans, N. D. Hananto, H. Permana, And I. Deighton (2012a), Neotectonics Of The Southern Sumatran Forearc, I*n Indonesian Petroleum Association*, 36th Annual Convention And Exhibition, P. Ipa12–G–074.

Mukti, M. M., S. C. Singh, I. Deighton, N. D. Hananto, R. Moeremans, And H. Permana (2012b), Structural Evolution Of Backthrusting In The Mentawai Fault Zone, Offshore Sumatran Forearc, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 13(12), 1–21, Doi:10.1029/2012gc004199.

Mukti, M., S. Singh, N. Hananto, H. Permana, And I. Deighton (2011), Doubly Vergent Accretionary Wedge Active Tectonics In The Sumatra Subduction Zone, I*n Agu Fall Meeting*, P. 2356, American Geophysical Union, San Francisco.

Muller, J. (1895), *Nota Betreffende De Verplaatsing Van Eenige Triangulatie Pilaren In De Redidentie Tapanuli Tgv*. De Aardbeving Van 17 Mei 1892: Natuurk. Tijdschr. V, Ned. Ind, 54, 230–299.

Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, And W. R. Roest (2008), Age, Spreading Rates, And Spreading Asymmetry Of The World's Ocean Crust, *Geochemistry Geophys. Geosystems*, 9(4), Q04006, Doi:10.1029/2007gc001743.

Musson, R.M.W., 2012. A provisional catalogue of historical earthquakes in Indonesia, B*ritish Geological Survey Open Report, OR/12/073.* 22pp.

Nasution, D. & Herlianto, M. 2009. *Laporan Harian Pusdalops Bnpb. Jakarta: Badan Nasional Penanggulangan Bencana.*

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Natawidjaja, D. H. and M. R. Daryono, 2016, Present-day tectonics and earthquake history of Java, Indonesia, *in Proceedings GEOSEA XIV Congress and 45th IAGI Annual Convention 2016.*

Natawidjaja, D. H., And K. Sieh (1994), Slip-Rate Along The Sumatran Transcurrent Fault And Its Tectonic Significance, *Paper Presented At Conference On Tectonic Evolution Of Southeast Asia*, Geol. Soc. London.

Natawidjaja, D. H., K. Sieh, M. Chlieh, J. Galetzka, B. W. Suwargadi, H. Cheng, R. L. Edwards, J.-P. Avouac, And S. N. Ward (2006), Source Parameters Of The Great Sumatran Megathrust Earthquakes Of 1797 And 1833 Inferred From Coral Microatolls, *J. Geophys. Res*., 111(B6), 1–37, Doi:10.1029/2005jb004025.

Natawidjaja, D. H., And W. Triyoso (2007), The Sumatran Fault Zone—From Source To Hazard, *J. Earthq. Tsunami*, 1(01), 21–47.

Natawidjaja, D. H., K.Bradley, M.R.Daryono, S.Aribowo, J.S. Herrin, submitted 2017, Late Quaternary eruption of the Ranau Caldera and new geological slip rates of the Sumatran Fault Zone in Southern Sumatra, Indonesia, *Geoscience Letters*.

Natawidjaja, D. H., Sieh, K., Ward, S. N., Cheng, H., Edwards, R. L., Galetzka, J., & Suwargadi, B. W. (2004). "Paleogeodetic records of seismic and aseismic subduction from central Sumatran microatolls, Indonesia". *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012), 109(B4).

Newcomb, K. R., And W. R. Mccann (1987), Seismic History And Seismotectonic Of The Sunda Arc, *J. Geophys. Res*., 92(B1), 421–439.

Newman, A.V., Hayes, G., Wei, Y. & Convers, J. (2011). "The 25 October 2010 Mentawai tsunami earthquake, from real-time discriminants, finite-fault rupture, and tsunami excitation". *Geophys. Res. Lett*. 38, L05302, doi:10.1029/2010GL046498.

Ngdc/Wds-Noaa 2016. *Global Historical Tsunami Database. In: National Geophysical Data Center, N. (Ed.)*. National Geophysical Data Center, NOAA.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Ninkovich, D. (1976), Late Cenozoic Clockwise Rotation Of Sumatra, Earth Planet. *Sci. Lett.*, 29, 269–275.

Nishimura, S., J. Nishida, T. Yokoyama, And F. Hehuwat (1985), Neo-Tectonics Of The Strait Of Sunda, Indonesia, *J. Southeast Asian Earth Sci*., 1(2), 81–91.

Nishimura, T., Sato, M., & Sagiya, T. (2014). "Global Positioning System (GPS) and GPS Acoustic Observations: Insight into Slip Along the Subduction Zones Around Japan". *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*., 42:653–74.

Nugraha, A. D., Supendi, P., Shiddiqi, H., & Widiyantoro, S., 2016. Unexpected earthquake of June 25th , 2015 in Madiun, East Java, *The 5th International Symposium on Earthquake and Disaster Mitigation, Bandung, 19-20 October 2015*. AIP Publishing 1730, 020001 (2016), doi: 10.1063/1.4947369.

Nugraha, A.D., Shiddiqi, H. A., Widiyantoro, S., Thurber, C.H., Pesicek, J. D., Wiyono, S. H., Ramdhan, M., Wandono, Irsyam, M., 2016, Hyocenter relocation of earthquakes along the Sunda arc, Indonesia using a 3D seismic velocity model, *in preparation to be submitted to Bulletin Seismological Society of America.*

Nugraha, A.D., Shiddiqi, H.A., Widiyantoro, S., Ramdhan, M., Handayani, T. & Nugroho, H., 2015, April. Preliminary results of teleseismic double-difference relocation of earthquakes around Indonesian archipelago region. *In 4th International Symposium On Earthquake And Disaster Mitigation 2014 (ISEDM 2014) (Vol. 1658, No. 1, p. 030002).* AIP Publishing., doi: 10.1063/1.4915010.

Nugraha, A.D., Supendi, P., Shiddiqi H.A.,Widiyantoro, S., Puspito, N.T., Wandono., Wiyono, S., 2016, Small Earthquakes line "Swarm" around Madiun, East Java and Halmahera, Molluca Regions, Indonesia, *in preparation to be submitted to Earth, Planet, and Space.*

Nugraha, A.D., Supendi, P., Widiyantoro, S., 2016, Earthquake hypocenter determination and focal mechanism to identify active fault around madiun-East Java, *in preparation to be submitted to Geological Society, London.*

PUSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Ohta, Y., Kobayashi, T., Tsushima, H., Miura, S., Hino, R., Takasu, T., ... & Umino, N. (2012). "Quasi real-time fault model estimation for near□field tsunami forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake ($M_w$ 9.0) ". *J. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012), 117(B2).

Okada, Y. (1985). "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space". *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 1135-1154.

Okal, E. A. (1999): Historical seismicity and seismotectonic context of the great 1979 Yapen and 1996 Biak, Irian Jaya earthquake, *Pure Applied Geophysic*, 663-675.

Okal, E.A. (2012). "The south of Java earthquake of 1921 September 11: a negative search for a large interplate thrust event at the Java Trench". *Geophys. J. Int.* 190, 1657-1672, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05570.x.

Ozawa, S. (2014). "Shortening of recurrence interval of Boso slow slip events in Japan". *Geophysical Research Letters*, 41(8), 2762-2768.

Ozawa, S., Nishimura, T., Munekane, H., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M. & Imakiire, T. (2012). "Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan". *J. Geophys. Res*., 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.

Pamumpuni, A. (2016). *Neotektonik Papua, Indonesia*. Institut Teknologi Bandung.

Pamumpuni, A. 2016. *Neotektonik Papua, Indonesia*. Disertasi Program Doktor, Institut Teknologi Bandung.

Pamumpuni, A., dan Sapiie, B. (2013): Preliminari result of the Sorong-Yapen Fault Zone Neotectonic Study, *Proceedings of the Asia Oceania Geoscience Society*, 10/Brisbane, Australia.

Panggabean, H. & Pigram, C. J. 1989. *Peta Geologi Lembar Waghete, Irian Jaya, 1:250.000.* Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Pawirodikromo, W., 2012. Seismologi Teknik dan Rekayasa Kegempaan.*Yogyakarta, Pustaka Pelajar*.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Pesicek, J. D., Thurber, C. H., Zhang, H., DeShon, H. R., Engdahl, E. R., & Widiyantoro, S. (2010). Teleseismic double- difference relocation of earthquakes along the Sumatra- Andaman subduction zone using a 3- D model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *115*(B10).

Pesicek, J.D., Thurber, C.H., Zhang, H., DeShon, H.R., Engdahl, E.R. and Widiyantoro, S., 2010. Teleseismic double- difference relocation of earthquakes along the Sumatra- Andaman subduction zone using a 3- D model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10), doi:10.1029/2010JB007443.

Petersen, M.D., Mueller, C.S., Frankel, A.D., dan Zeng, Y. (2008). Spatial Seismicity Rates and Maximum Magnitudos for Background Earthquakes,*USGS Open-File Report*.

Philibosian, B., Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Chiang, H. W., Shen, C. C., Suwargadi, B. W., & Edwards, R. L. (2012). "An ancient shallow slip event on the Mentawai segment of the Sunda megathrust, Sumatra". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B5).

Pieters, P. E., Pigram, C. J., Trail, D. S., Dow, D. B., Ratman, N., dan Sukamto, R. (1983): The stratigraphy of Western Irian Jaya, *Proceedings of the Indonesian Petroleum Association (IPA)*, 1, Jakarta, 229-261.

Pigram, C. J., dan Panggabean, H. (1981): Pre-tertiary geology of Western Irian Jaya and Misool Island: implications for the tectonic development of Eastern Indonesia, *Proceedings of the Indonesian Petroleum Association (IPA)*, Jakarta, 385-399.

Power, M., Chiou, B., Abrahamson, N., Bozorgnia, Y., Shantz, T. and Roblee, C., 2008. An overview of the NGA project. *Earthquake spectra*, *24*(1), pp.3-21.

Prawirodirdjo, L., Bock, Y., Genrich, J. F., Puntodewo, S. S. O., Rais, J., Subarya, C., & Sutisna, S. (2000). "One century of tectonic deformation along the Sumatran fault from triangulation and Global Positioning System surveys". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 105(B12), 28343-28361.

Pubellier, M., Ali, J. & Monnier, C. 2003. Cenozoic Plate Interaction Of The Australia And Philippine Sea Plates: "Hit-And-Run" Tectonics. *Tectonophysics*, 363, 181-199.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Pubellier, M., dan Ego, F. (2002): Anatomy of an escape tectonic zone: Western Irian Jaya (Indonesia), *Tectonics*, 4, 1019.

Pubellier, M., Monnier, C., Maury, R. & Tamayo, R. 2004. Plate Kinematics, Origin And Tectonic Emplacement Of Supra-Subduction Ophiolites In Se Asia. *Tectonophysics*, 392, 9-36.

Puntodewo, S. S. O., Mccaffrey, R., Calais, E., Bock, Y., Rais, J., Subarya, C., Poewariardi, R., Stevens, C., Genrich, J., Fauzi, Zwick, P. & Wdowinski, S. 1994. Gps Measurements Of Crustal Deformation Within The Pacific-Australia Plate Boundary Zone In Irian Jaya, Indonesia. *Tectonophysics*, 237, 141-153.

Puspito, N.T., Yamanaka, Y., Miyatake, T., Shimazaki, K. and Hirahara, K., 1993. Three-dimensional P-wave velocity structure beneath the Indonesian region. *Tectonophysics*, 220(1), pp.175-192.

Pustaka dari situs internet: International Seismological Centre**,** *On-line Bulletin***,** http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2014.

Rahmadani, S. *Analisis Deformasi di Kepulauan Mentawai Berdasarkan Pengamatan Data GPS Kontinu Tahun 2012-2015*. (2016). Skripsi Program Studi Teknik Geodesi dan Geomatika. Institut Teknologi Bandung.

Rahman, A. (2016). *Analisis Deformasi Sesar Sumatera Segmen Sumani dan Segmen Sianok Berdasarkan Data Pengamatan GPS Tahun 2008-2016*. (2016). Skripsi Program Studi Teknik Geodesi dan Geomatika. Institut Teknologi Bandung.

Ramadian, R. R. (2017). *Interseismic Coupling off the South of Central Java based on GPS Observation in 2010-2016.* Master's Thesis. Institut Teknologi Bandung.

Rangin, C., Le Pichon, X., Mazzotti, S., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Aurelio, M., Walpersdorf, A., dan Quebral, R. (1999): Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary: The Philippines and eastern Indonesia, Geophysical Journal International, 2, 296-316.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Reid, H. F. (1913). "Sudden earth-movements in Sumatra in 1892". *Bulletin of the Seismological Society of America*, 3(2), 72-79.

Reiter, L. (1990). Eathquake Hazard Analysis-Issues and Insights. New York: Columbia University Press.

Riadini, P., Adyagharini, A. C., Nugraha, A. M. S., Sapiie, B., dan Teas, P. A. (2009): Palinspastic reconstruction of the Bird Head pop-up structure as a new mechanism of the Sorong fault, Proceedings of the Indonesian Petroleum Association (IPA), Jakarta, IPA09-SG-067.

Robinson, G. P. & Ratman, N. 1978. The Stratigraphic And Tectonic Development Of The Manokwari Area, Irian Jaya. Bmr Journal Of Australian Geology And Geophysics, 3.

Robinson, G. P., Ryburn, R. J., Tobing, S. L. & Achdan, A. 1988. Geological Data Record Steenkool (Wasior)-Kaimana.

Rusmana, E., Parris, K., Sukanta, U. & Samodra, H. 1995. Peta Geologi Lembar Timika, Irian Jaya, 1:250.000. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Rutherford, E., Burke, K., & Lytwyn, J. (2001). Tectonic history of Sumba Island, Indonesia, since the Late Cretaceous and its rapid escape into the forearc in the Miocene. Journal of Asian Earth Sciences, 19(4), 453-479.

Sabins, F. F. 1983. Geologic Interpretation Of Space Shuttle Radar Images Of Indonesia. Aapg Bulletin, 67, 2076-2099.

Sabtaji, A. and Nugraha, A.D., 2015, April. 1-D seismic velocity model and hypocenter relocation using double difference method around West Papua region. In AIP Conference Proceedings (Vol. 1658, No. 1)., doi: 10.1063/1.4915013.

Sagiya, T. (2004). "Interplate coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996". *Pure Appl. Geophys*. 161, 2327-2342, doi. 10.1007/s00024-00402566-6.

Sagiya, T., Kanamori, H., Yagi, Y., Yamada, M. & Mori, J. (2011). "Rebuilding Seismology". *Nature* 473, 146-148, doi: 10.1038/473146a.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Samuel, M. A., And N. A. Harbury (1996), The Mentawai Fault Zone And Deformation Of The Sumatran Forearc In The Nias Area, In Tectonic Evolution Of Southeast Asia, Geological Society Special Publication No. 106, Edited By R. Hall And D. Blundell, Pp. 337–351, Geological Society, London.

Samuel, M. A., N. A. Harbury, M. . Jones, And S. J. Matthews (1995), Inversion-Controlled Uplift Of An Outer-Arc Ridge: Nias Island, Offshore Sumatra, In Basin Inversion, Edited By J. G. Buchanan And P. G. Buchanan, Pp. 473–492, Geological Society, London.

Sapiie, B. & Cloos, M. 2004. Strike-Slip Faulting In The Core Of The Central Range Of West New Guinea: Ertsberg Mining District, Indonesia. Geological Society Of America Bulletin, 116, 277-293.

Sapiie, B. (1998): Strike-slip faulting, breccia formation and porphyry Cu-Au mineralization in the Gunung Bijih (Ertsberg) mining district, Irian Jaya, Indonesia, Tesis Ph D, University of Texas at Austin.

Sapiie, B., Adyagharini, A. C., Pamumpuni, A. & Riadini, P. Year. Tectonic Evolution Of Bird Head Region, West Papua, Indonesia. In: Sage, 2009 London.

Sapiie, B., dan Pamumpuni, A. (2013): Tectonic Evolution of Large-Scale Active Strike-Slip Fault Zone in West Papua, Indonesia, Proceedings of the Asia Oceania Geoscience Societ/Brisbane, Australia.

Sapiie, B., Natawidjaja, D. H., dan Cloos, M. (1999): Strike-slip Tectonic of New Guinea: Transform motion between the Caroline and Australian Plate, Proceedings of the Ikatan Ahli Geologi Indinesia, Jakarta, 1-15.

Sapiie, B., Pamumpuni, A., Adyagharini, A. C., dan Riadini, P. (2010): Some Constraint in Tectonic Reconstructions of Bird's Head Region, Papua, Indonesia, Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia.

Saputra, A., Hall, R., dan White, L. T. (2014): Development of the Sorong fault zone north of Misool eastern Indonesia, Proceedings of the Indonesian Petroleoum Association/Jakarta, IPA14-G-086.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Sarsito, D.A., 2010. "Pemodelan geometrik dan kinematik kawasan Sulawesi dan Kalimantan bagian timur berdasarkan data GNSS-GPS dan gaya berat global". *Disertasi Doktor ITB.*

Satake, K. (1991). "Recent studies on tsunamis". *Zisin second series. 44 special issue*, 99-112.

Satake, K. (1994). "Mechanism of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake". *Geophysical Research Letters*, 21(23), 2519-2522.

Satake, K., & Tanioka, Y. (1999). "Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones". *In Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones* (pp. 467-483). Birkhäuser Basel.

Satake, K., & Tanioka, Y. (2003). "The July 1998 Papua New Guinea earthquake: Mechanism and quantification of unusual tsunami generation". *Pure and Applied Geophysics*, 160(10-11), 2087-2118.

Satake, K., Baba, T., Hirata, K., Iwasaki, S. I., Kato, T., Koshimura, S., ... & Terada, Y. (2005). "Tsunami source of the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges". *Earth, Planets, and Space*, 57(3), 173-178.

Satyana, A. H., Nugroho, D., & Surantoko, I. (1999). Tectonic controls on the hydrocarbon habitats of the Barito, Kutei, and Tarakan Basins, Eastern Kalimantan, Indonesia: major dissimilarities in adjoining basins. Journal of Asian Earth Sciences, 17(1), 99-122.

Savage, J.C. (1983). "A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone". *J. Geophys. Res*. 88(B6), 4984-1996.

Scherbaum, F., Cotton, F. and Smit, P., 2004. On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis in regions of moderate seismicity: The case of rock motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *94*(6), pp.2164-2185.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Schlüter, H. U., C. Gaedicke, H. A. Roeser, B. Schreckenberger, H. Meyer, C. Reichert, Y. Djajadihardja, And A. Prexl (2002), Tectonic Features Of The Southern Sumatra-Western Java Forearc Of Indonesia, *Tectonics*, 21(5), 11–1–11–15, Doi:10.1029/2001tc901048.

Scholz, C. H., & Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6), 487-490.

Scholz, C.H. & Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. *J. Geophys. Res*. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003.

Sengara, I.W., Merati, W., Irsyam,M. Natawidjaja, D.H., Kertapati, E., Widiyantoro, S., Triyoso, W., Meilano, I., Sumiartha, P., Hendarto, Daryono, M., Abuhuroyroch, K.M., (2009), *Pengembangan Peta Zonasi Gempa Indonesia dan Rekomendasi Parameter Design Seismik dengan Analisis Bahaya Gempa Probabilistik Terintegrasi (Pulau Sumatra, Jawa, dan Nusa Tenggara)"*, Laporan Pekerjaan untuk Kementerian Riset dan Teknologi-Deputi Pendayagunaan dan Pemasyarakatan-Analisis Kebutuhan Iptek, Juni.

Sengara, I.W., (2010), *An Integrated Seismic Hazard Investigation for City of Bandung*, Asahi Glass Foundation Research Report, Institute for Research and Community Service, ITB.

Setyadji, B., Murata, I., Kahar, J., Suparka, S. & Tanaka, T. (1997). "Analysis of GPS measurement in West-Java, Indonesia". *Ann. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ*. 40, B-1, 27-33.

Setyadji, B., Murata, I., Kahar, J., Suparka, S. & Tanaka, T. (1997). *Analysis of GPS measurement in West-Java, Indonesia*. Ann. Disas. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. 40, B-1, 27-33.

Shiddiqi, H. A., 2015. Relokasi Hiposenter Teleseismik Double-difference Gempa di Indonesia dengan Menggunakan Model Kecepatan Seismik 3D. *Master Thesis*. Institut Teknologi Bandung.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Shiddiqi, H. A., Widiyantoro, S., Nugraha, A. D., Ramdhan, M., Wandono, Sutiyono, ... & Nugroho, H. (2015, April). Preliminary result of teleseismic double-difference relocation of earthquakes in the Molucca collision zone with a 3D velocity model. In *AIP Conference Proceedings* (Vol. 1658, No. 1, p. 030011). AIP Publishing.

Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Lueschen, E., Planert, L., Engels, M., Flueh, E.R., Krabbenhöft, A. and Djajadihardja, Y., 2009. Sunda- Banda arc transition: Incipient continent- island arc collision (northwest Australia). *Geophysical Research Letters*, *36*(10).

Sieh, K. & Natawidjaja, D. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *J. Geophys. Res.* 105(28), 295–28, 326.

Sieh, K., D. H. Natawidjaja, A. J. Meltzner, C.-C. Shen, H. Cheng, K.-S. Li, B. W. Suwargadi, J. Galetzka, B. Philibosian, And R. L. Edwards (2008), Earthquake Supercycles Inferred From Sea-Level Changes Recorded in The Corals Of West Sumatra, *Science* (80-. )., 322(5908), 1674–8, Doi:10.1126/Science.1163589.

Sieh, K., J. Rais, And Y. Bock (1991), Neotectonic And Paleoseismic Studies In West And North Sumatra, Eos Trans. *AGU*, 72(44), 460.

Sieh, K., J. Zachariasen, Y. Bock, L. Edwards, F. Taylor, And P. Gans (1994), Active Tectonics Of Sumatra, *In Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, Vol. 26, P. 382.

Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Shen, C. C., Cheng, H., Li, K. S., ... & Edwards, R. L. (2008). "Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra". *Science*, 322(5908), 1674-1678.

Sieh, K., Ward, S. N., Natawidjaja, D., & Suwargadi, B. W. (1999). "Crustal deformation at the Sumatran subduction zone revealed by coral rings". *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3141-3144.

Sigoyer, J. D., Francois, C., Cocherie, A., Pubellier, M., Bailly, V. & Rigenbach, J.-C. 2011. *Very Young And Fast Exhumation, Between 8 And 5 Ma, For The High Pressure Metasediments Of Lengguru Prism,W-Papua*. Geophysical Research Abstracts, European Geosciences Union, Vienna, Austria.

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

Silver, E.A. and Moore, J.C., 1978. "The Molucca sea collision zone, Indonesia". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *83*(B4), pp.1681-1691.

Silver, E.A., McCaffrey, R. and Smith, R.B., 1983. "Collision, rotation, and the initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B11), pp.9407-9418.

Silver, E.A., McCaffrey, R., Joyodiwiryo, Y. and Stevens, S., 1983. "Ophiolite emplacement by collision between the Sula platform and the Sulawesi island arc, Indonesia". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *88*(B11), pp.9419-9435.

Simandjuntak, T.O. and Barber, A.J., 1996. *Contrasting tectonic styles in the Neogene orogenic belts of Indonesia.* Geological Society, London, Special Publications, 106(1), pp.185-201.

Simandjuntak, T.O., 1993. "Neogene tectonics and orogenesis of Indonesia". *Geol. Soc. Malaysia Bull.*, *33*, pp.43-64.

Simoes, M., Avouac, J. P., Cattin, R., & Henry, P. (2004). "The Sumatra subduction zone: A case for a locked fault zone extending into the mantle". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 109(B10).

Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., ... & Webb, F. H. (2011). "The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries". *Science*, 332(6036), 1421-1425.

Simons, W.J.F., Ambrosius, B.A.C., Noomen, R., Angermann, D., Wilson, P., Becker, M., Reinhart, E., Walpersdorf, A. & Vigny, C. (1999). "Observing plate motions in South East Asia: geodetic results of the GEODYSSEA project". *Geophys. Res. Lett.* 26, 2081–2084.

Simons, W.J.F., Socquet, A., Vigny, C., Ambrosius, B.A.C., Abu, S.H., Promthong, C., Subarya, C., Sarsito, D.A., Matheussen, S., Morgan, P. & Spakman, W. (2007). "A decade of GPS in Southeast Asia: Resolving Sundaland motion and boundaries". *J. Geophys. Res.* 112, B06420, doi:10.1029/2005JB003868.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Robinson, D. P., Das, S., Chauhan, A., ... & Harjono, H. (2011a). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra. *Nature Geoscience*, 4(5), 308-311.

Singh, S. C., N. D. Hananto, And A. P. S. Chauhan (2011c), Enhanced Reflectivity Of Backthrusts In The Recent Great Sumatran Earthquake Rupture Zones, *Geophys. Res. Lett.*, 38, 1–5, Doi:10.1029/2010gl046227.

Singh, S. C., R. Moeremans, J. Mcardle, And K. Johansen (2013), Seismic Images Of The Sliver Strike-Slip Fault And Back Thrust In The Andaman-Nicobar Region, *J. Geophys. Res.*, 118(January), 1–17, Doi:10.1002/Jgrb.50378.

Singh, S., N. Hananto, M. Mukti, H. Permana, Y. Djajadihardja, And H. Harjono (2011b), Seismic Images Of The Megathrust Rupture During The 25th October 2010 Pagai Earthquake, Sw Sumatra: Frontal Rupture And Large Tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 38(16), 1–6, Doi:10.1029/2011gl048935.

Singh, S.C., Hananto, N., Mukti, M., Permana, H., Djajadihardja, Y., Harjono, H. (2011). "Seismic images of the megathrust rupture during the 25 October 2010 Pagai earthquake, SW Sumatra: Frontal rupture and large tsunami". *Geophys. Res. Lett.* 38, L16313, doi: 10.1029/2011GL048935.

Singh, S.C., Hananto, N.D., Chauhan, A.P., Permana, H., Denolle, M., Hendriyana, A. and Natawidjaja, D. (2010). Evidence of active backthrusting at the NE Margin of Mentawai Islands, SW Sumatra. *Geophysical Journal International*, *180*(2), pp.703-714.

Slemmons, D. B. (1995). Complications in making paleoseismic evaluations in the Basin and Range Province, western United States. P*erspectives in Paleoseismology, Special Publication*, (6), 19-33.

Smyth, H.R., Hall, R. and Nichols, G.J., 2008. Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: the stratigraphic record of eruptions on an active continental margin. *Geological Society of America Special Papers*, 436, pp.199-222.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Socquet, A., Simons, W., Vigny, C., McCaffrey, R., Subarya, C., Sarsito, D., Ambrosius, B. and Spakman, W., 2006. "Microblock rotations and fault coupling in SE Asia triple junction (Sulawesi, Indonesia) from GPS and earthquake slip vector data". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(B8).

Socquet, A., Simons, W., Vigny, C., McCaffrey, R., Subarya, C., Sarsito, D., Ambrosius, B., dan Spakman, W. (2006), Microblock rotations and fault coupling in SE Asia triple junction (Sulawesi, Indonesia) from GPS and earthquake slip vector data, *Journal of Geophysical Research*, B08409.

Spudich P., Bayless J.R., Baker J.W., Chiou B.S.J., Rowshandel B., Shahi S.K. and Paul Somerville, 2013, *Final Report of the NGA-West2 Directivity Working Group*, Pasific Earthquake Engineering Research Center.

Stevens, C. W., McCaffrey, R., Bock, Y., Genrich, J. F., Pubellier, M., dan Subarya, C. (2002), Evidence for block rotations and basal shear in the world's fastest slipping continental shear zone in NW New Guinea, 87-99 dalam Stein, S. dan Freymueller, J. T., *Plate Boundary Zones*, American Geophysical Union, Washington D.C.

Stevens, C., McCaffrey, R., Bock, Y., Genrich, J., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O. and Vigny, C., 1999. "Rapid rotations about a vertical axis in a collisional setting revealed by the Palu fault, Sulawesi, Indonesia". *Geophysical Research Letters*, *26*(17), pp.2677-2680.

Stuiver, M. (1979). *Radiocarbon ages of stratigraphic units.*

Suardi, I., Widiyantoro, S. and Yagi, Y., 2014. Moment Tensor Analysis of the September 2, 2009 Tasikmalaya, West Java Earthquake Using the Waveform Inversion Method of Near Field Data. *International Journal of Tomography & Simulation™*, *25*(1), pp.63-74.

Subarya, C., 2000. Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, *105*(B12), pp.28-363.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J. P., Bock, Y., Sieh, K., ... & McCaffrey, R. (2006). "Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake". *Nature*, 440(7080), 46-51.

Suharsono, G. S., dan Suwarti, T. (1992), *Geology of the Probolinggo Quadrangle, Jawa. scale 1:100,000*.

Sukamto, R., Apandi, T., Supriatna, S., & Yasin, A. (1981). The geology and tectonics of Halmahera Island and surrounding areas. *The Geology and Tectonics of Eastern Indonesia*, 2, 349-62.

Supartoyo, E. T. Putranto, And Djadja (2005), *Active Faults and Destructive Earthquake Epicenter Distribution Map of Indonesia*.

Supendi, P., Nugraha, A.D., Puspito, N.T., Widiyantoro, S., 2016, Identification of active faults in West Java based on earthquake yypocenter determination, relocation, and focal mechanism, *in preparation to be submitted to Geological Society*, London.

Surahman, A., Sengara, I. W., & Merati, W. (2008). Probabilistic Seismic Hazard Assessment and Structural Performance Against Seismic Actions. In *Proceedings, International Conference on Earthquake Engineering and Disaster Management (ICEEDM08)* (pp. 14-15).

Susilo, S., Abidin, H.Z., Meilano, I., Prijatna, K., Sapiie, B., Wijanarto, A.B., Efendi, J. (2016). On the Development of Deformation Model for the Indonesian Geospatial Reference System (IGRS) 2013. *FIG Working Week 2016*: *Recovery from Disaster*.

Susilohadi, S., C. Gaedicke, And A. Ehrhardt (2005), Neogene Structures And Sedimentation History Along The Sunda Forearc Basins Off Southwest Sumatra And Southwest Java, *Mar. Geol.*, 219(2-3), 133–154, Doi:10.1016/J.Margeo.2005.05.001.

Susilohadi, S., C. Gaedicke, And Y. Djajadihardja (2009), Structures And Sedimentary Deposition In The Sunda Strait, Indonesia, *Tectonophysics*, 467(1-4), 55–71, Doi:10.1016/*J.Tecto*.2008.12.015.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Teas, P. A., Decker, J., Orange, D., dan Baillie, P. (2009): New insight into structure and tectonics of the Seram trough from SeaSeap TM high resolution bathymetry, *Proceedings of the Indonesian Petroleum Association (IPA)*, Jakarta, IPA09-G-091.

Tilmann, F.J., Craig, T.J., Grevemeyer, I., Suwargadi, B., Kopp, H. and Flueh, E., 2010. The updip seismic/aseismic transition of the Sumatra megathrust illuminated by aftershocks of the 2004 Aceh-Andaman and 2005 Nias events. *Geophysical Journal International*, *181*(3), pp.1261-1274.

Tim Revisi Peta Gempa Indonesia, (2010b), *Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2010*. Laporan Studi.

Tim Revisi Peta Gempa Indonesia. (2010b). *Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2010*. Laporan Studi.

Tjia, H. D. (1968), *The Lembang Fault, West Java*, Geologie En Mijnbouw, 47(2), pp. 126-130.

Tjia, H. D. (1968). *Coastal accretion in western Indonesia. Bulletin of National Institute of Geology and Minin*g, 1(1).

Tjia, H. D. (1973), *Irian fault zone and Sorong melange, Indonesia*, Sains Malaysiana, 13-30.

Tobing, S. L., Achdan, A., Robinson, G. P. & Ryburn, R. J. 1990a. *Peta Geologi Lembar Steenkool, Irian Jaya, 1:250.000*. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Tobing, S. L., Robinson, G. P. & Ryuburn, R. J. 1990b. *Peta Geologi Lembar Kaimana, Irian Jaya, 1:250.000*. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi.

Toro, G.R., Abrahamson, N.A. and Schneider, J.F., 1997. Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismological Research Letters*, *68*(1), pp.41-57.

Tregoning, P., dan Gorbatov, A. (2004): Evidence for active subduction at the New Guinea Trench, *Geophysical Research Letter*s, 13, L13608.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

Tregoning, P., Lambeck, K., Stolz, A., Morgan, P., McClusky, S. C., Van Der Beek, P., McQueen, H., Jackson, R. J., Little, R. P., Laing, A., dan Murphy, B. (1998), Estimation of current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations, *Journal of Geophysical Research B: Solid Eart*h, 6, 12181-12203.

Triyoso, W., & Shimazaki, K. (2012). Testing various seismic potential models for hazard estimation against a historical earthquake catalog in Japan. *Earth, planets and space*, *64*(8), 673-681.

Untung, M., N. Buyung, E. Kertapati, And C. R. Allen (1985), *Rupture Along The Great Sumatran Fault, Indonesia, During The Earthquakes Of 1926 And 1943*, Bull. Seismol. Soc. Am., 75(1), 313–317.

Utama, M.R.J., Nugraha, A.D. and Puspito, N.T., 2015, April. Seismicity studies at Moluccas area based on the result of hypocenter relocation using HypoDD. In *AIP Conference Proceedings* (Vol. 1658, No. 1)., 030022, doi: 10.1063/1.4915030.

Van Bemmelen, R. W. (1949), *The Geology Of Indonesia, Volume IA*, Martinus Nijhoff, The Hague.

Van Bemmelen, R. W. (1970). *The geology of Indonesia. 1A*. General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes: the East Indies, inclusive of the British part of Borneo, the Malay Peninsula, the Philippine Islands, Eastern New Guinea, Christmas Island, and the Andaman-and Nicobar Islands. Nijhoff.

Van de Weerd, A. A., & Armin, R. A. (1992). Origin and Evolution of the Tertiary Hydrocarbon-Bearing Basins in Kalimantan (Borneo), Indonesia (1). *AAPG Bulletin*, 76(11), 1778-1803.

Van der Werff, W. (1995). Structure and morphotectonics of the accretionary prism along the Eastern Sunda-Western Banda Arc. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 11(4), 309-322.

Van der Werff, W. (1996). Variation in forearc basin development along the Sunda Arc, Indonesia. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14(5), 331-349.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Vigny, C., A. Socquet, C. Rangin, N. Chamot-Rooke, M. Pubellier, M.-N. Bouin, G. Bertrand, And M. Becker (2003), Present-Day Crustal Deformation Around Sagaing Fault, Myanmar, *J. Geophys. Res*., 108, 2533.

Vigny, C., Perfettini, H., Walpersdorf, A., Lemoine, A., Simons, W., van Loon, D., Ambrosius, B., Stevens, C., McCaffrey, R., Morgan, P. and Bock, Y., 2002. "Migration of seismicity and earthquake interactions monitored by GPS in SE Asia triple junction: Sulawesi, Indonesia". *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *107*(B10).

Visser, S. W. (1922), *Inland And Submarine Epicentra Of Sumatra And Java Earthquakes*, Javasche Boekhandel En Drukkerij.

Visser, W. A. & Hermes, J. J. 1962. *Geological Results Of The Exploration For Oil In Netherlands New Guinea: Carried Out By The Nederlandsche Nieuw Guinee Petroleum Maatschappij*, 1935-1960, S'gravenhage, Staatsdrukkerij-En Uitgeverijbedrijf.

Waldhauser, F. (2001), HypoDD - A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations by, *US Geol. Surv. Open File Rep. 01-113*, 1–25, doi:http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of01-113.

Waldhauser, F. (2001). hypoDD--A Program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations (hypoDD version 1.0-03/2001). *US Geol. Surv. Open-File Rept. 01*, *113*.

Wallace, R. E. (1981). Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. *Earthquake prediction*, 209-216.

Walpersdorf, A., Rangin, C. and Vigny, C., 1998. "GPS compared to long-term geologic motion of the north arm of Sulawesi". *Earth and Planetary Science Letters*, *159*(1), pp.47-55.

Walpersdorf, A., Vigny, C., Manurung, P., Subarya, C. and Sutisna, S., 1998. "Determining the Sula block kinematics in the triple junction area in Indonesia by GPS". *Geophysical Journal International*, *135*(2), pp.351-361.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Walter, T.R., Wang, R., Luehr, B.G., Wassermann, J., Behr, Y., Parolai, S., Anggraini, A., Günther, E., Sobiesiak, M., Grosser, H. and Wetzel, H.U., 2008. *The 26 May 2006 magnitude 6.4 Yogyakarta earthquake south of Mt. Merapi volcano: Did lahar deposits amplify ground shaking and thus lead to the disaster?*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(5).

Wang, K. (2007). "Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles". *In: Dixon, T.H., Moore, J.C. (Eds), The seismogenic zone of subduction thrust faults*, pp. 540-575.

Wesnousky, S. G. (2006). *Predicting the endpoints of earthquake ruptures.* Nature, 444(7117), 358-360.

Wessel, P., & Smith, W. H. (1991). *The generic mapping tools*. EOS, 72, 441.

Wichmann, C E A. (1918). *Die Erdbeben des indischen Archipels bis zum Jahre 1857*. (Amsterdam: Muller).

Widiyantoro, S. and van der Hilst, R., 1997. Mantle structure beneath Indonesia inferred from high-resolution tomographic imaging. *Geophysical Journal International*, *130*(1), pp.167-182., doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00996.x.

Wiemer, S.. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(2):373–382.

Yasin, A., (1980): Geology of the Bacan, North Maluku. scale 1:100,000.

Yeats, R. S. 2012. *Active Fault Of The World*, New York, Cambridge University Press.

Yeats, R. S., Sieh, K. E., Allen, C. R., & Geist, E. L. (1997). *The geology of earthquakes (Vol. 568)*. New York: Oxford university press.

Youngs, R.R., Chiou, S.J., Silva, W.J. and Humphrey, J.R., 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismological Research Letters*, *68*(1), pp.58-73.

PusGen Pusat Studi Gempa Nasional

Yulihanto, B., And B. Wiyanto (1999), Hydrocarbon Potential Of The Mentawai Forearc Basin West Sumatra, In Proceedings Indonesian Petroleum Association, *Twenty Seventh Annual Convention & Exhibition, October 1999*, Vol. 1, Pp. 1–7, Indonesian Petroleum Association, Jakarta.

Zhao, J.X., Irikura, K., Zhang, J., Fukushima, Y., Somerville, P.G., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T. and Ogawa, H., 2006. An empirical site-classification method for strong-motion stations in Japan using H/V response spectral ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(3), pp.914-925.

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

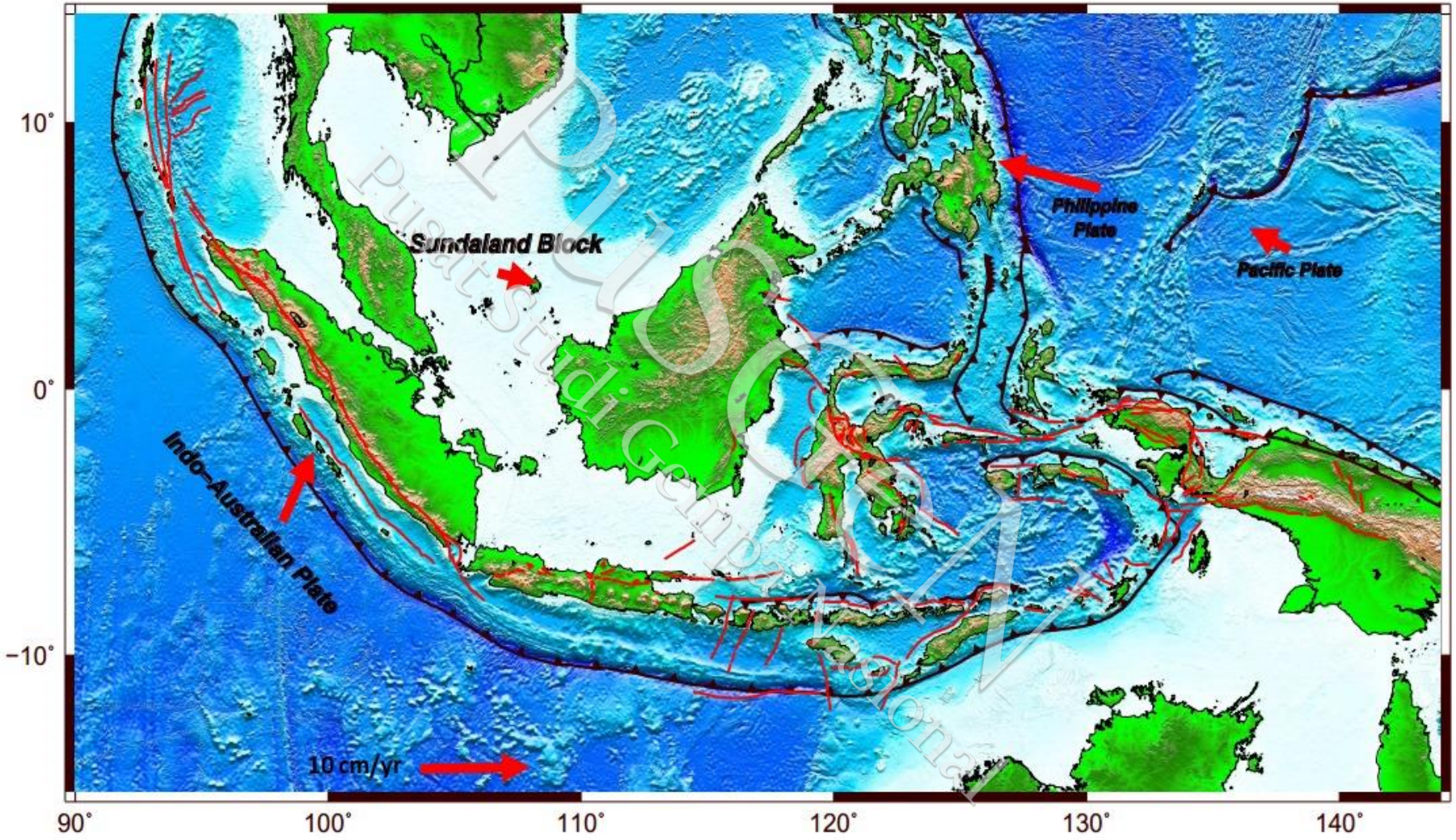
PusGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# LAMPIRAN

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

# LAMPIRAN - A : Peta Tektonik Indonesia Tahun 2017

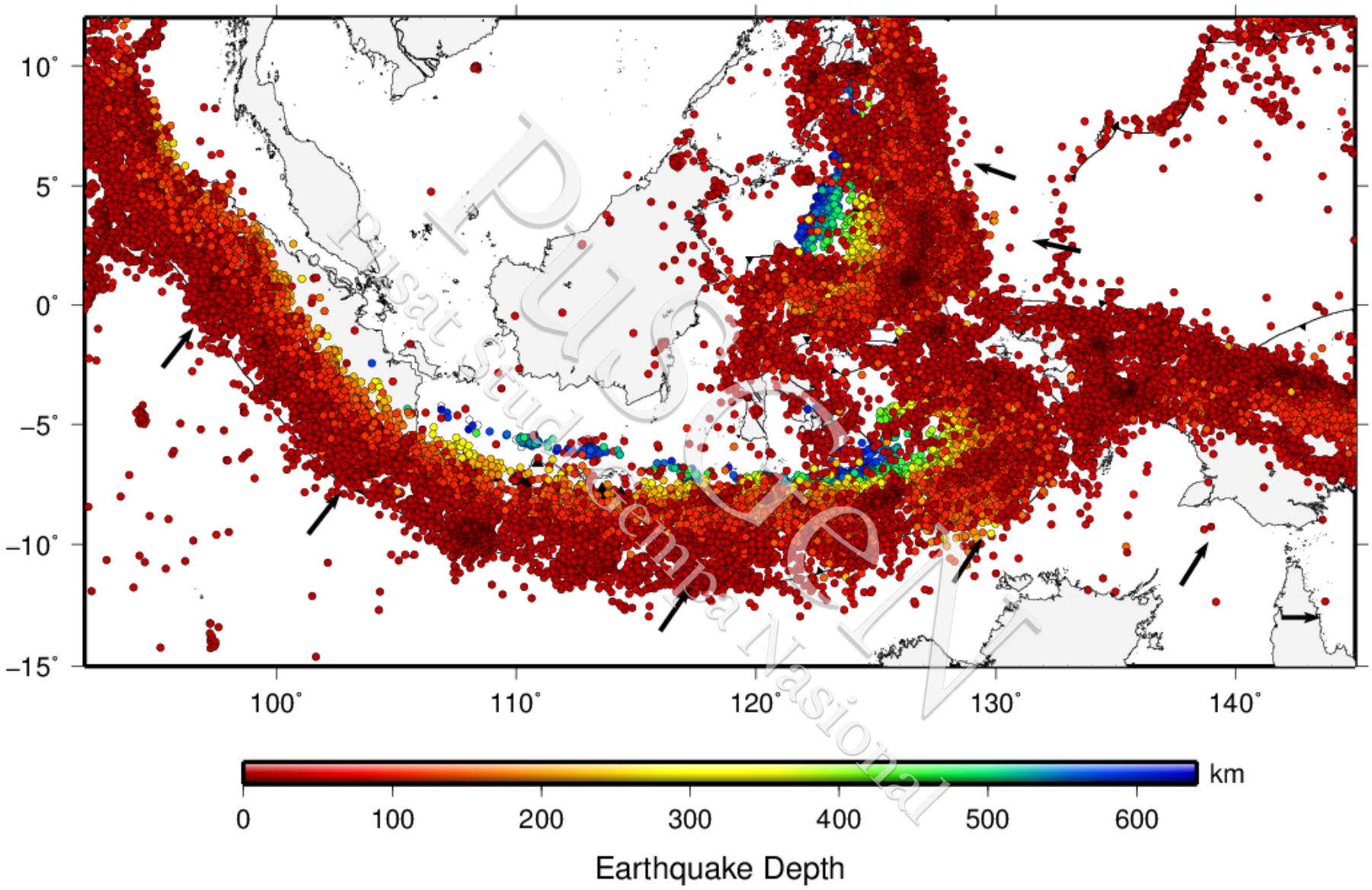
PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional




PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

# LAMPIRAN - B : Katalog Gempa PuSGeN Tahun 2017

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

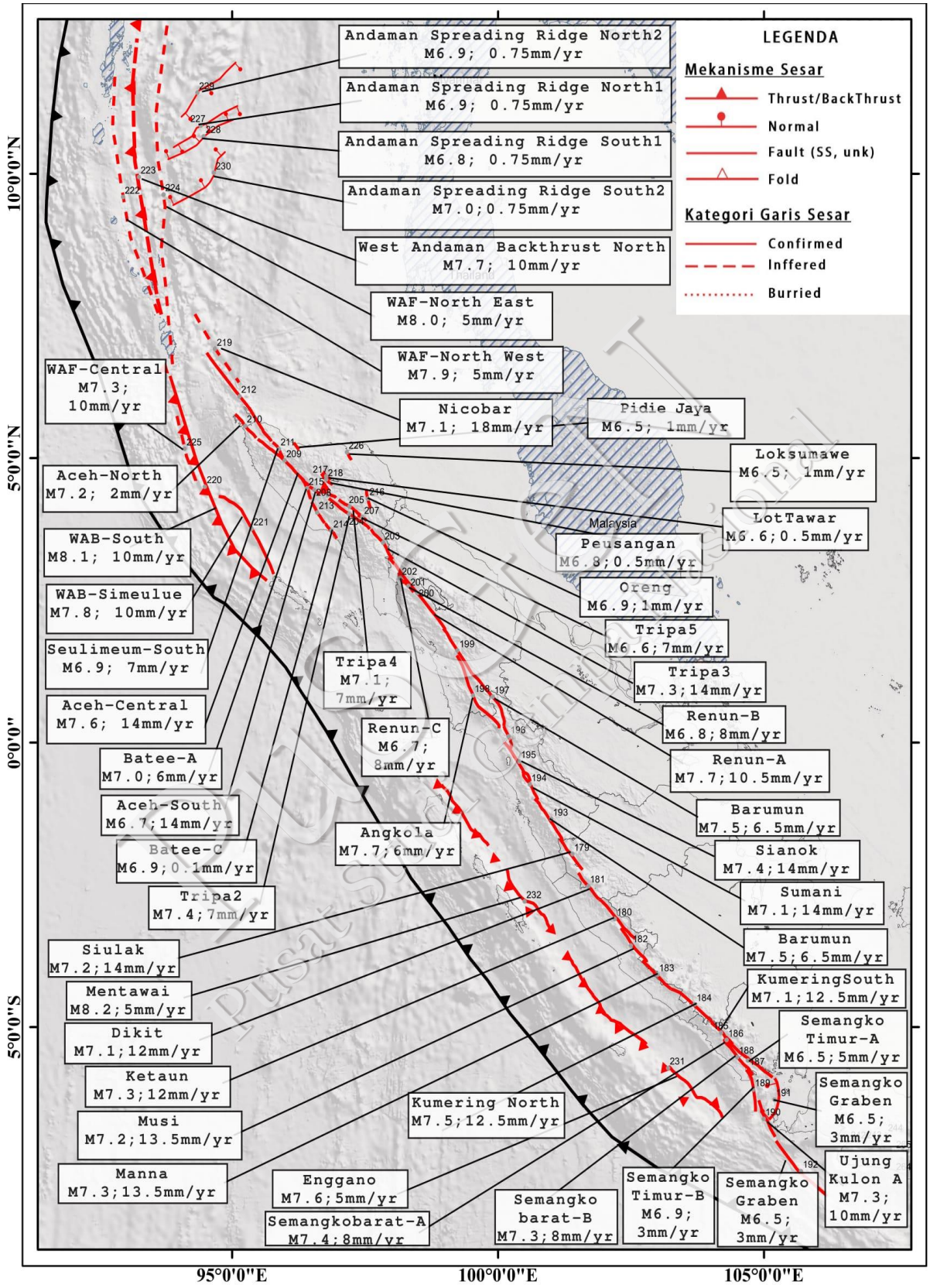



Pusat Studi Gempa Nasional

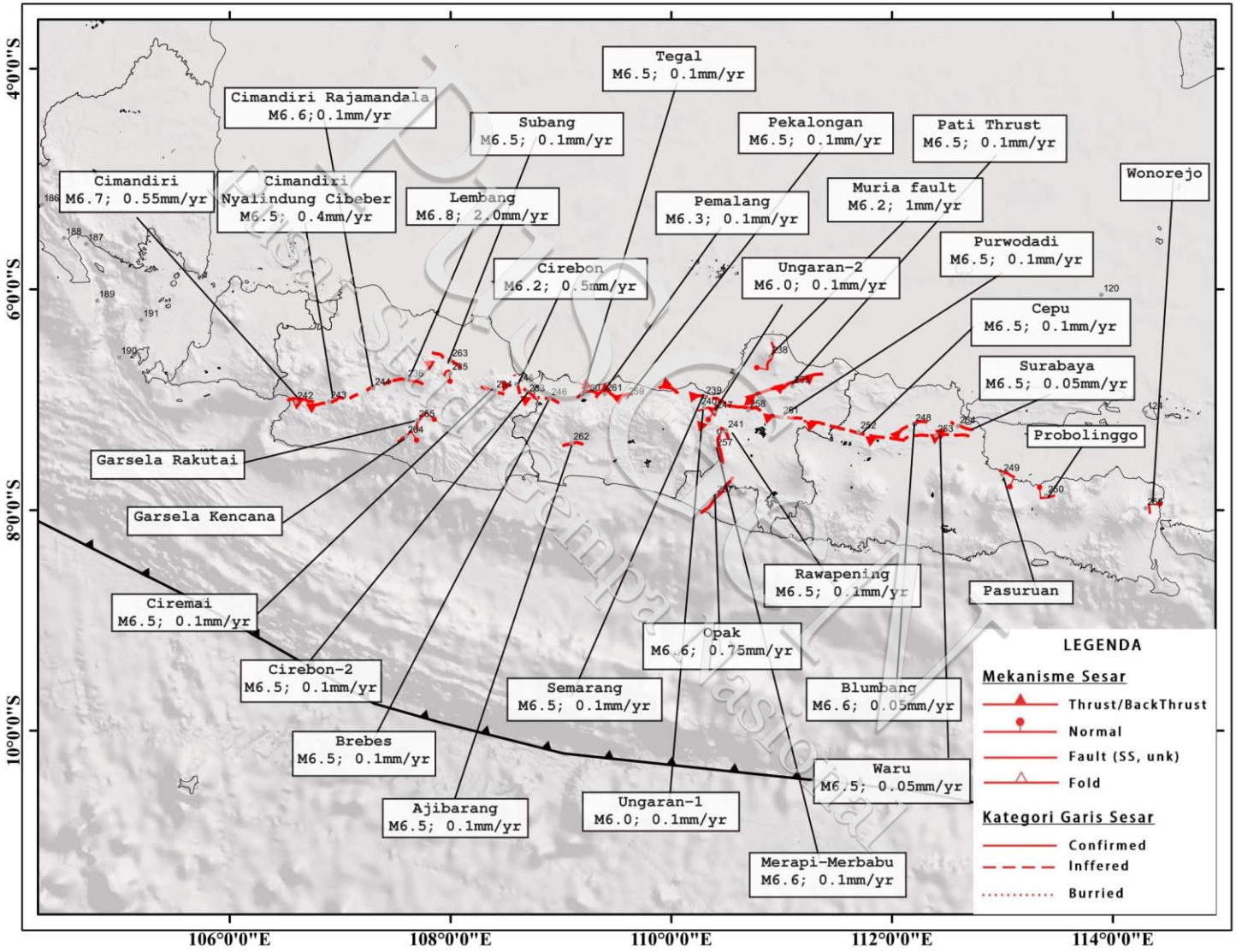
# LAMPIRAN - C : Peta Sumber Gempa Indonesia Tahun 2017

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

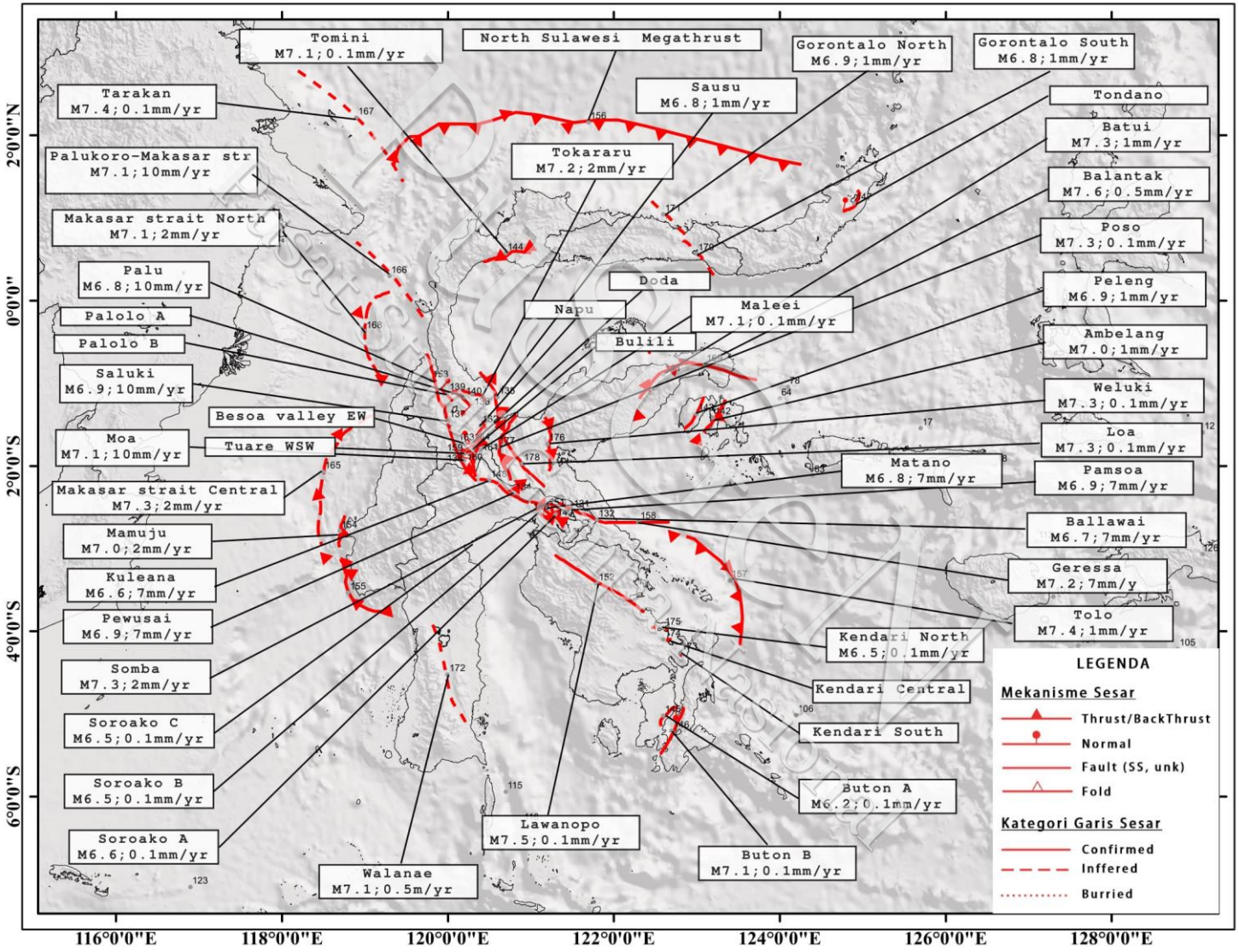
# C1: Wilayah Sumatra



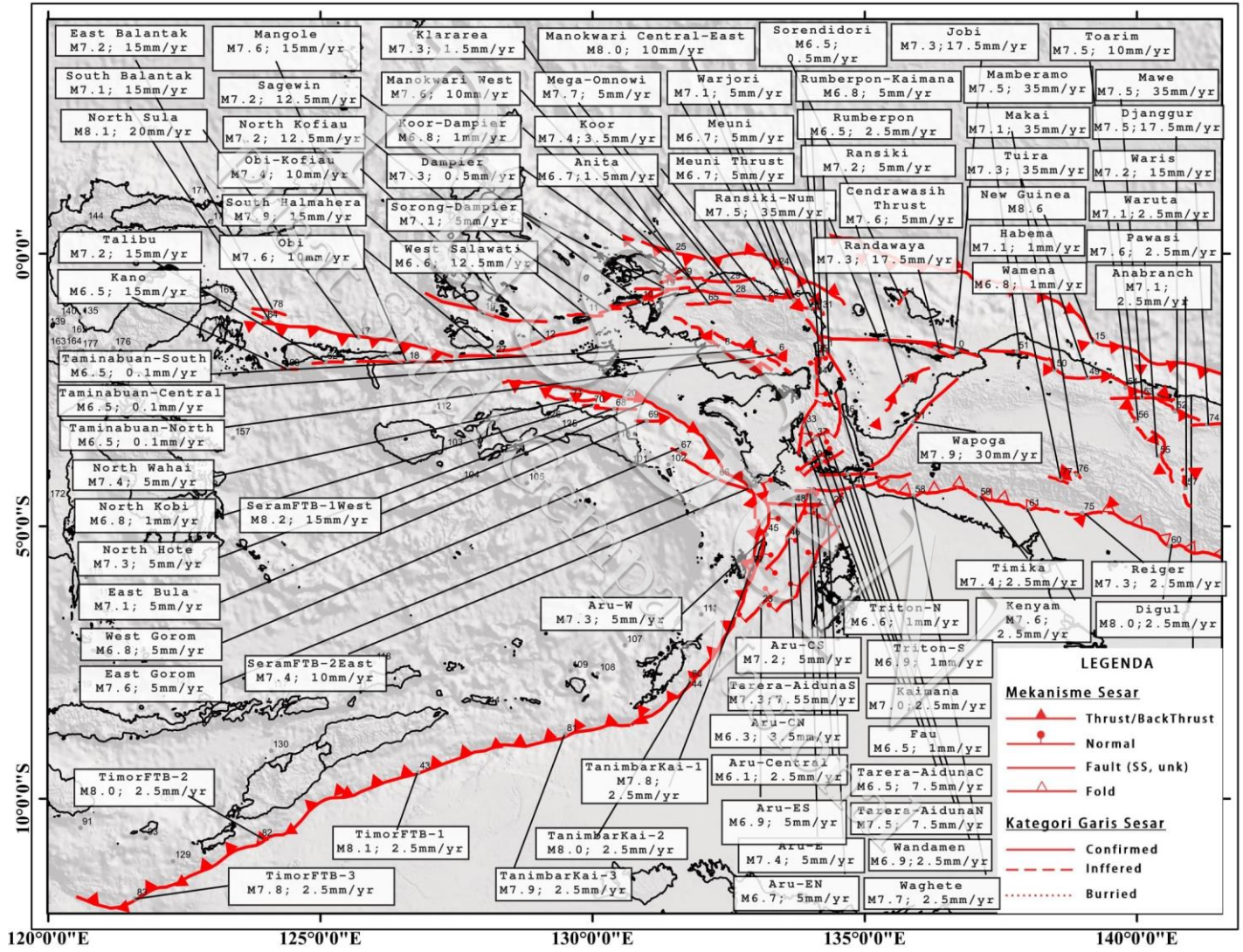
# C2: Wilayah Jawa



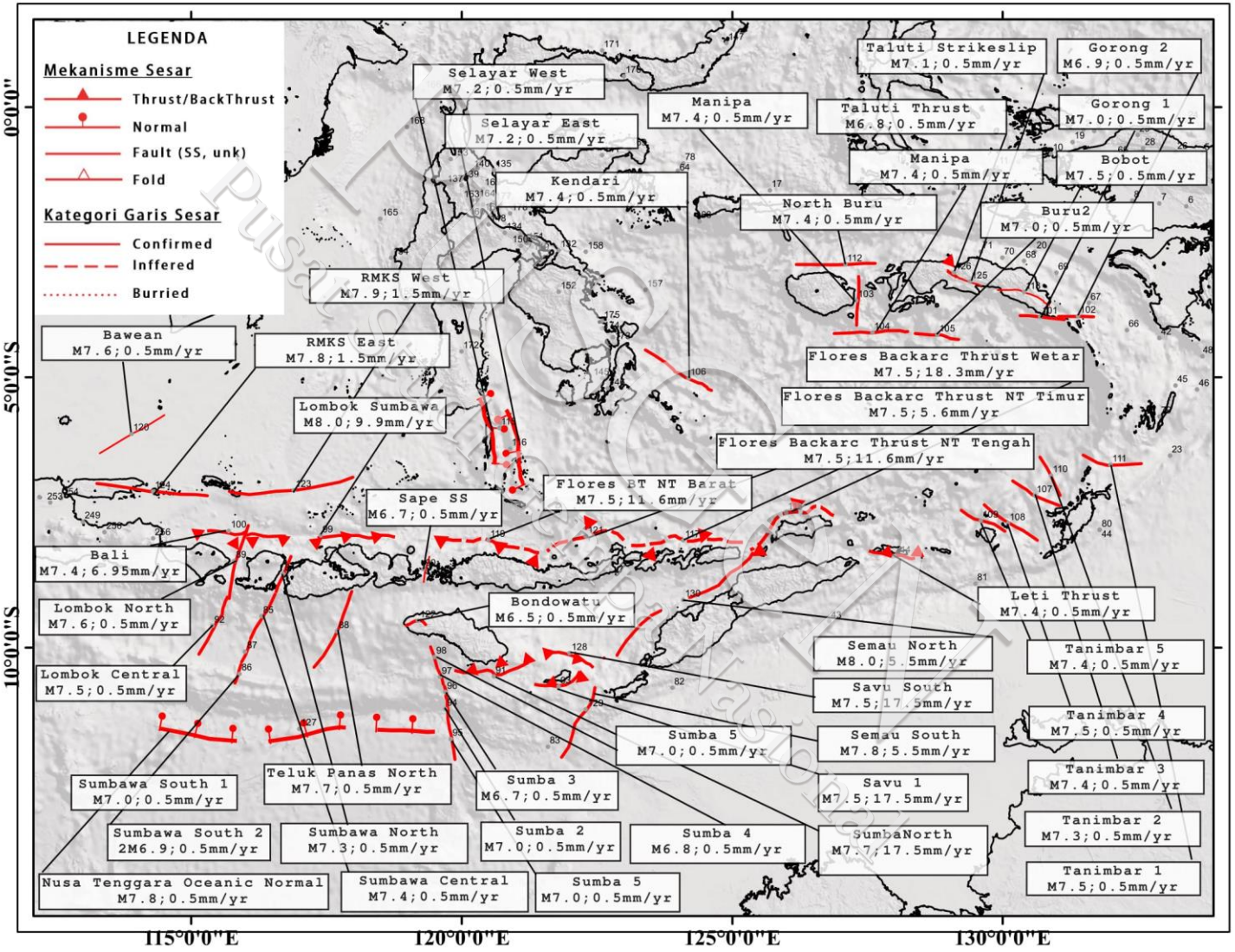
# C3: Wilayah Sulawesi



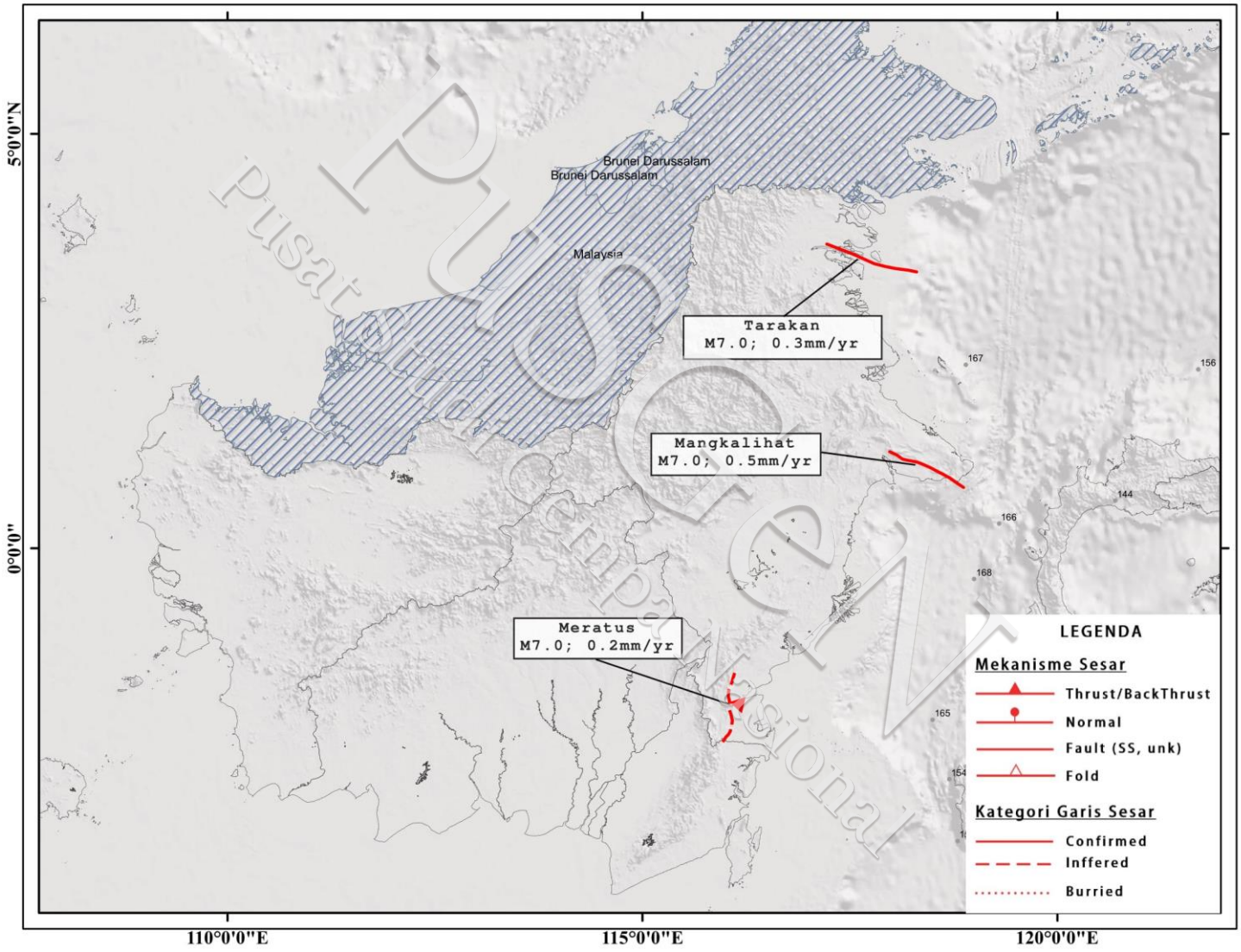
# C4: Wilayah Maluku-Papua



# C5: Wilayah Bali, Nusa Tenggara, dan Laut Banda

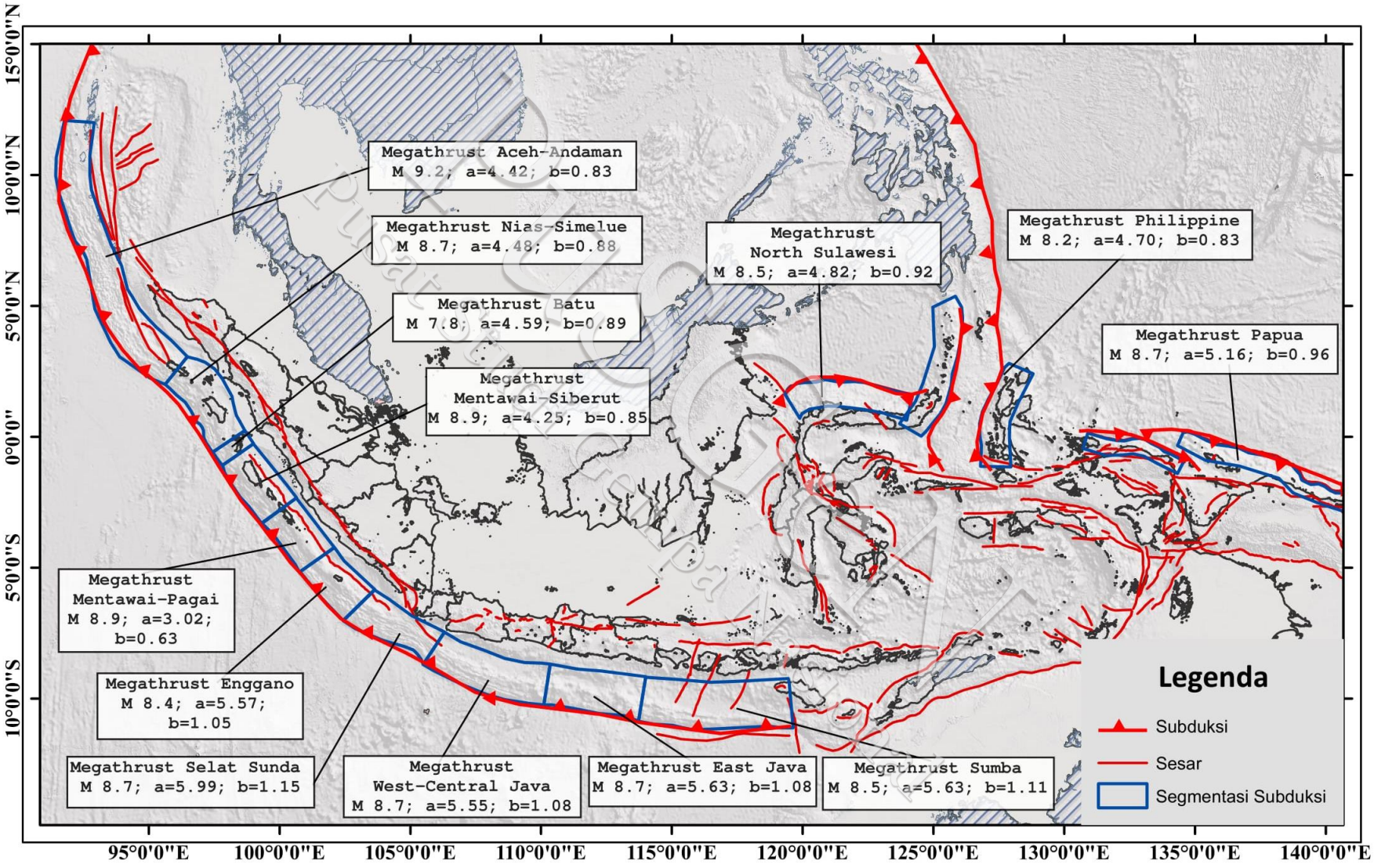


# C6: Wilayah Kalimantan




Pusat Gempa Nasional

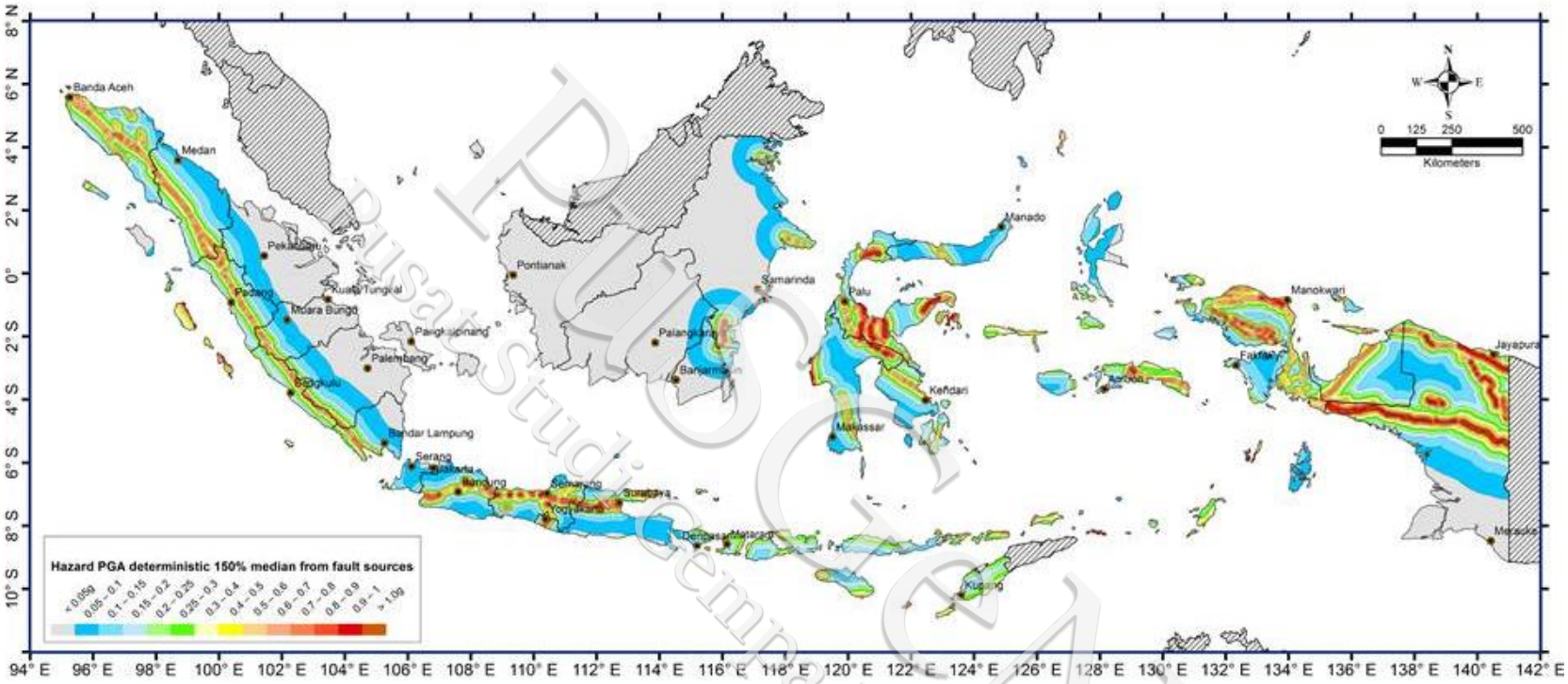
## C7: Segmentasi dan Mmaks Subduksi Indonesia



# LAMPIRAN - D : Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

**D1: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) deterministik akibat sumber gempa sesar dangkal dengan 84-percentile (150% Median)**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

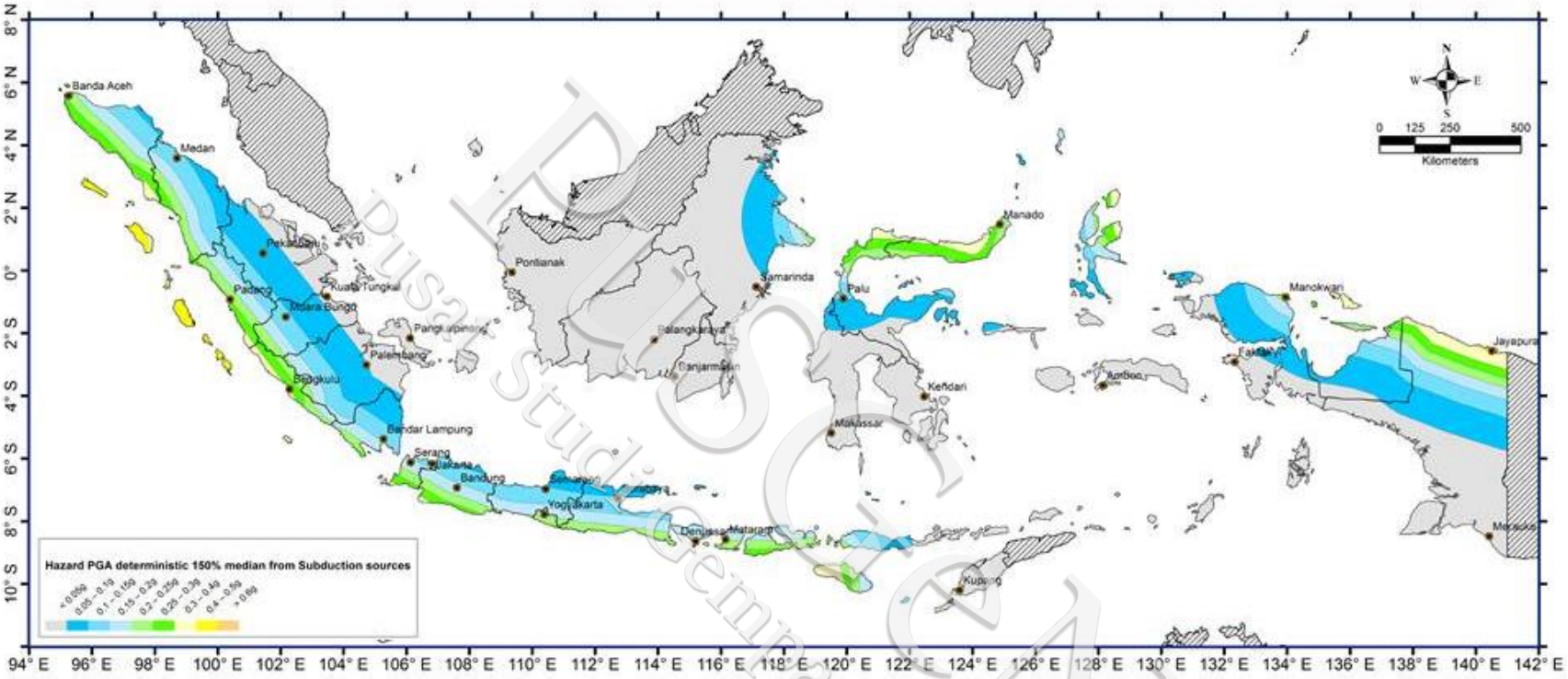
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

**D2: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) deterministik akibat sumber gempa Subduksi dengan 84-percentile (150% Median)**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

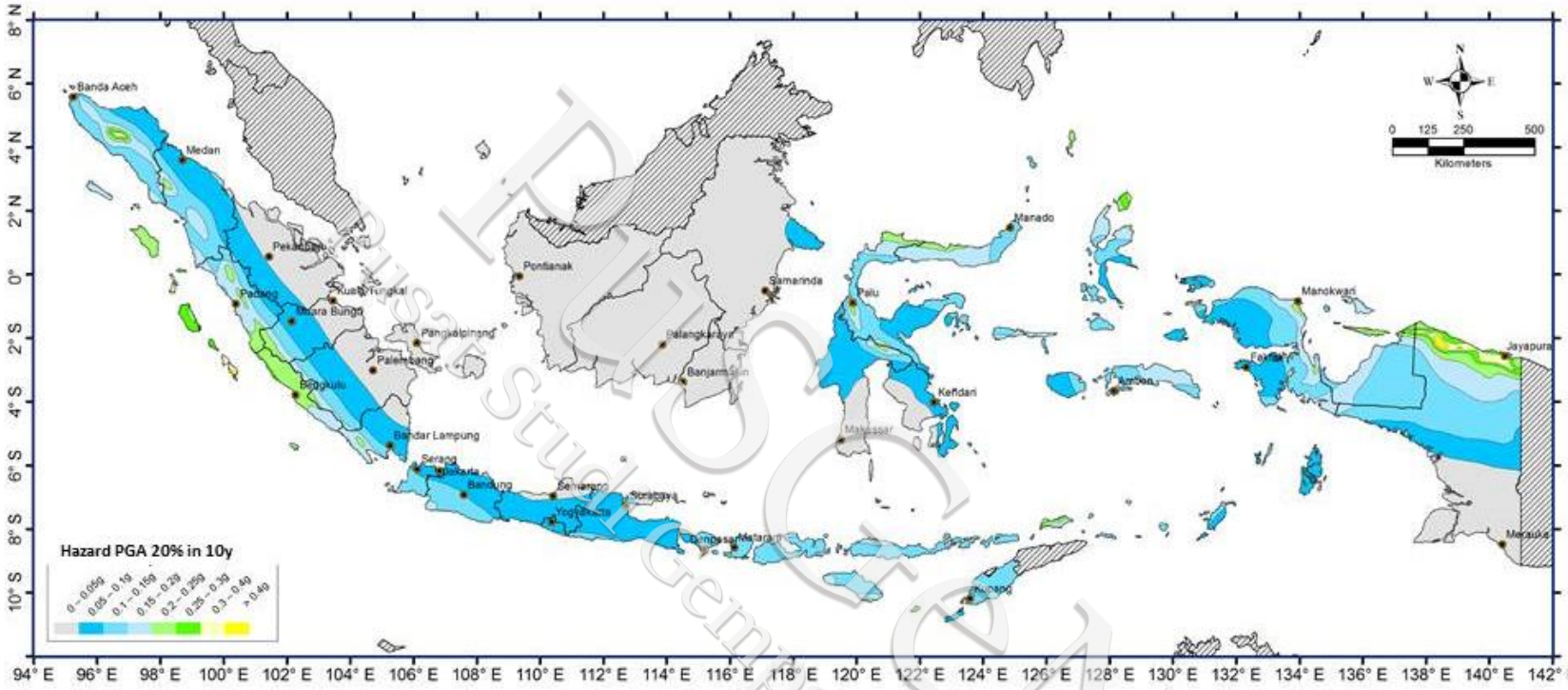
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional
PUSGEN

**D3: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 20% dalam 10 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

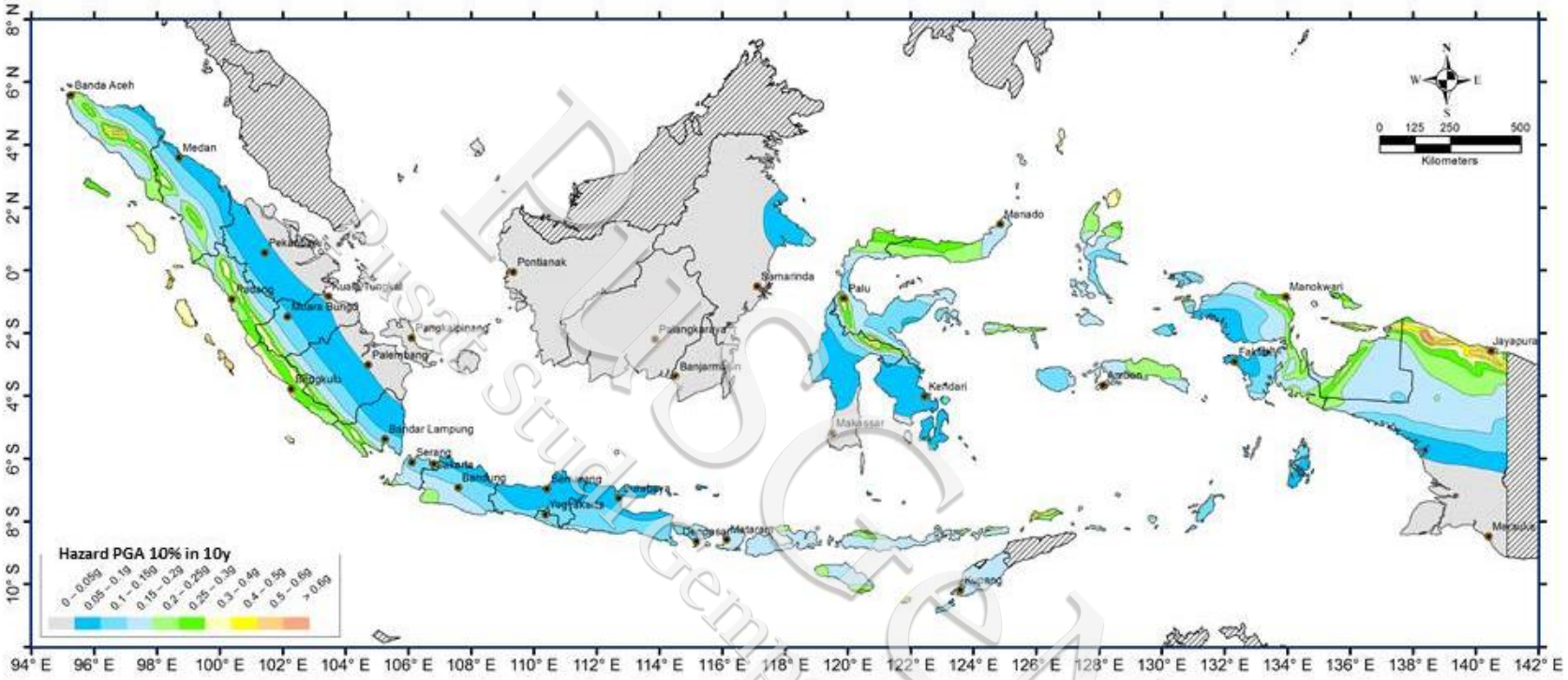
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D4: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 10% dalam 10 tahun**




PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

PuSGeN

**TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

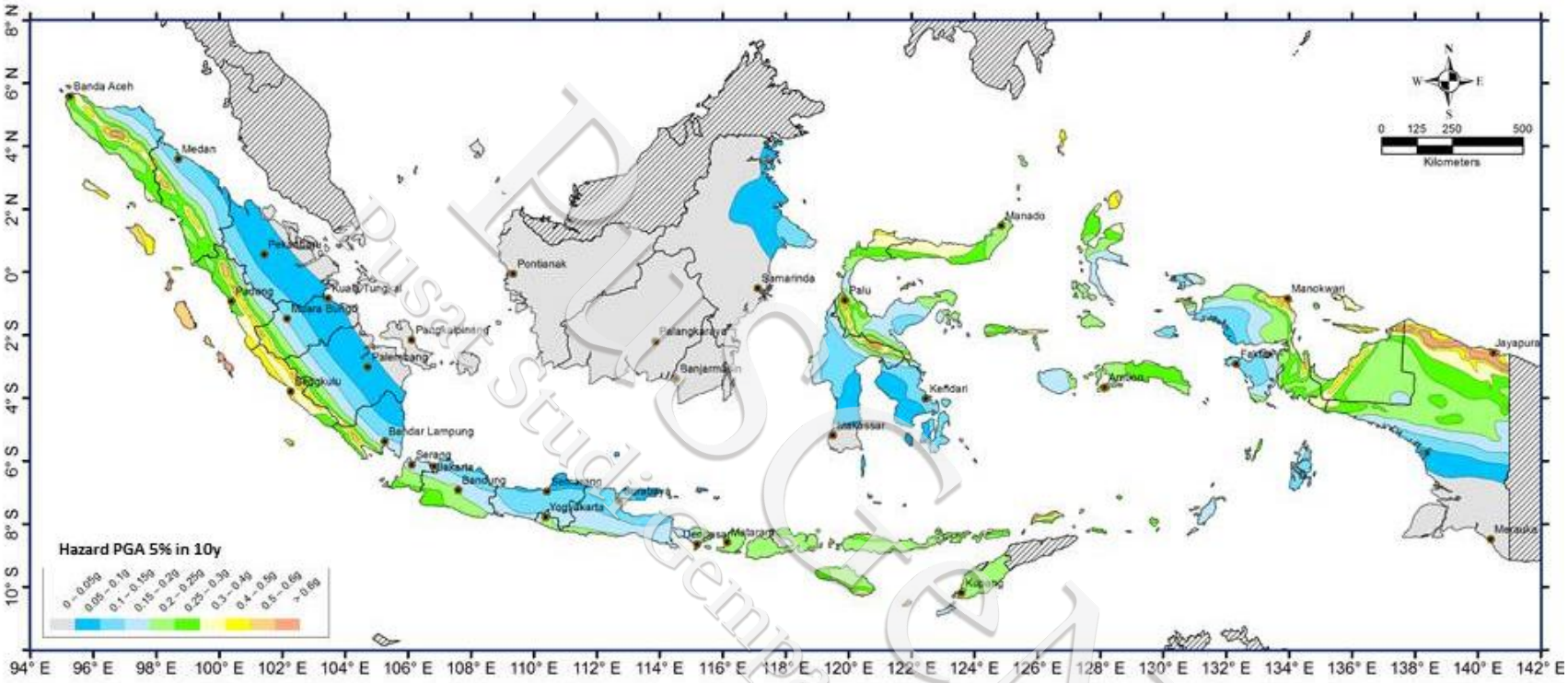
Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

M. Basuki Hadimuljono

**Kerja sama:**

Australian Government

**D5: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 5% dalam 10 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

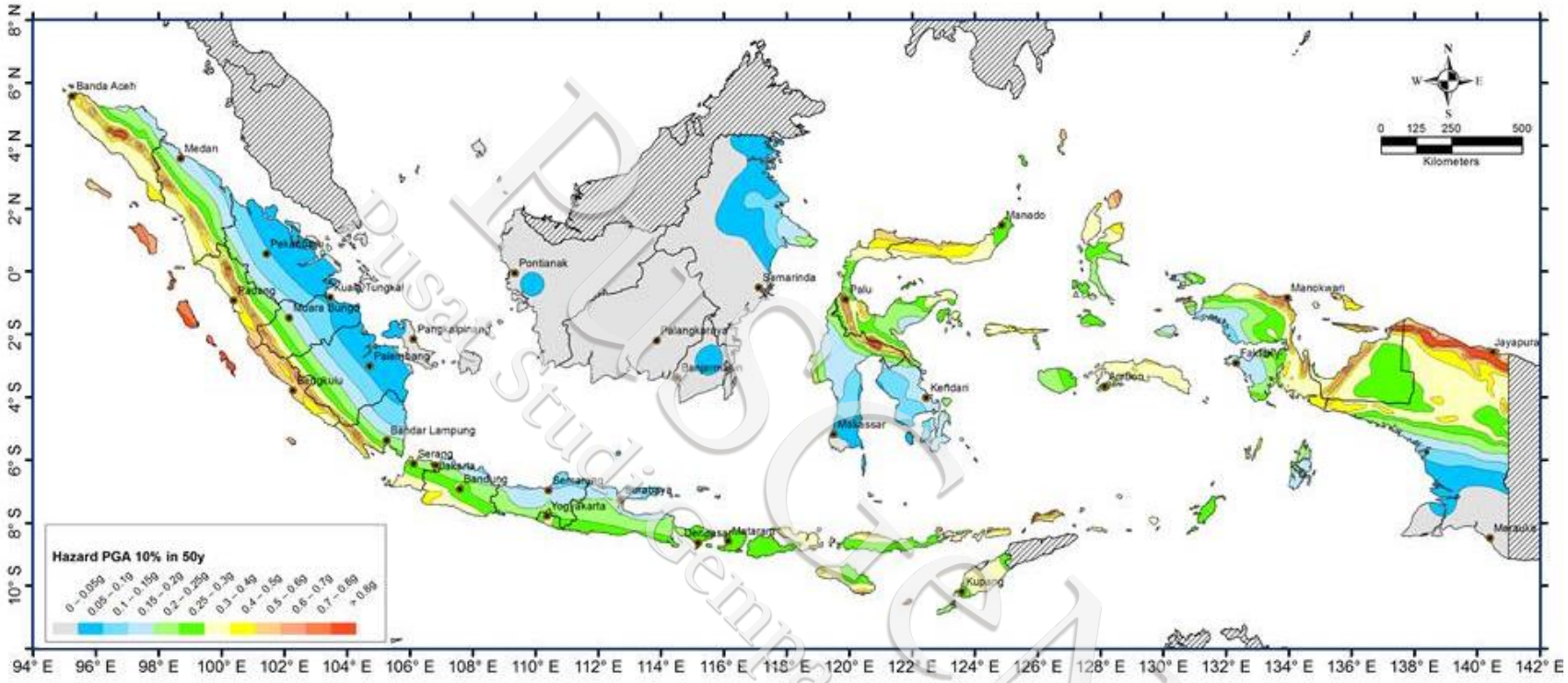
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D6: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 10% dalam 50 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

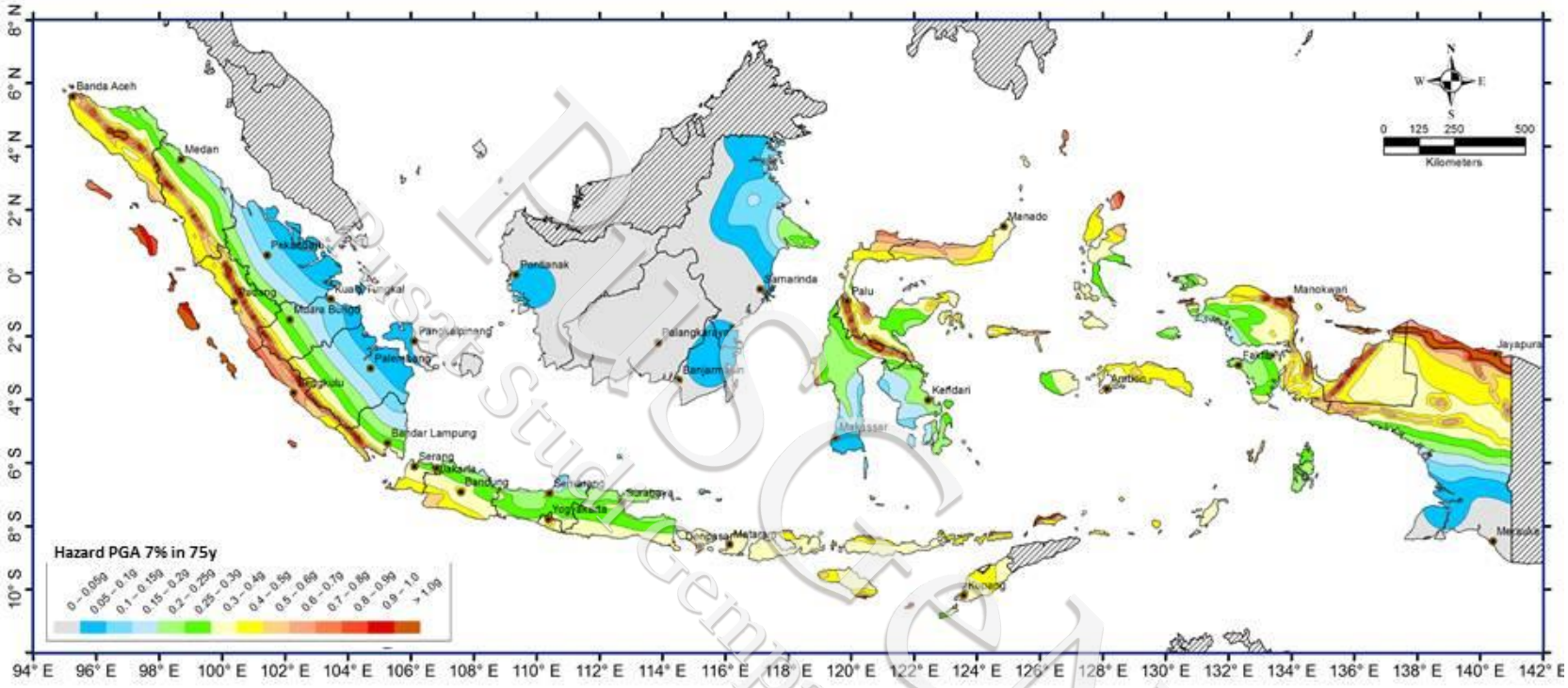
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D7: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun**



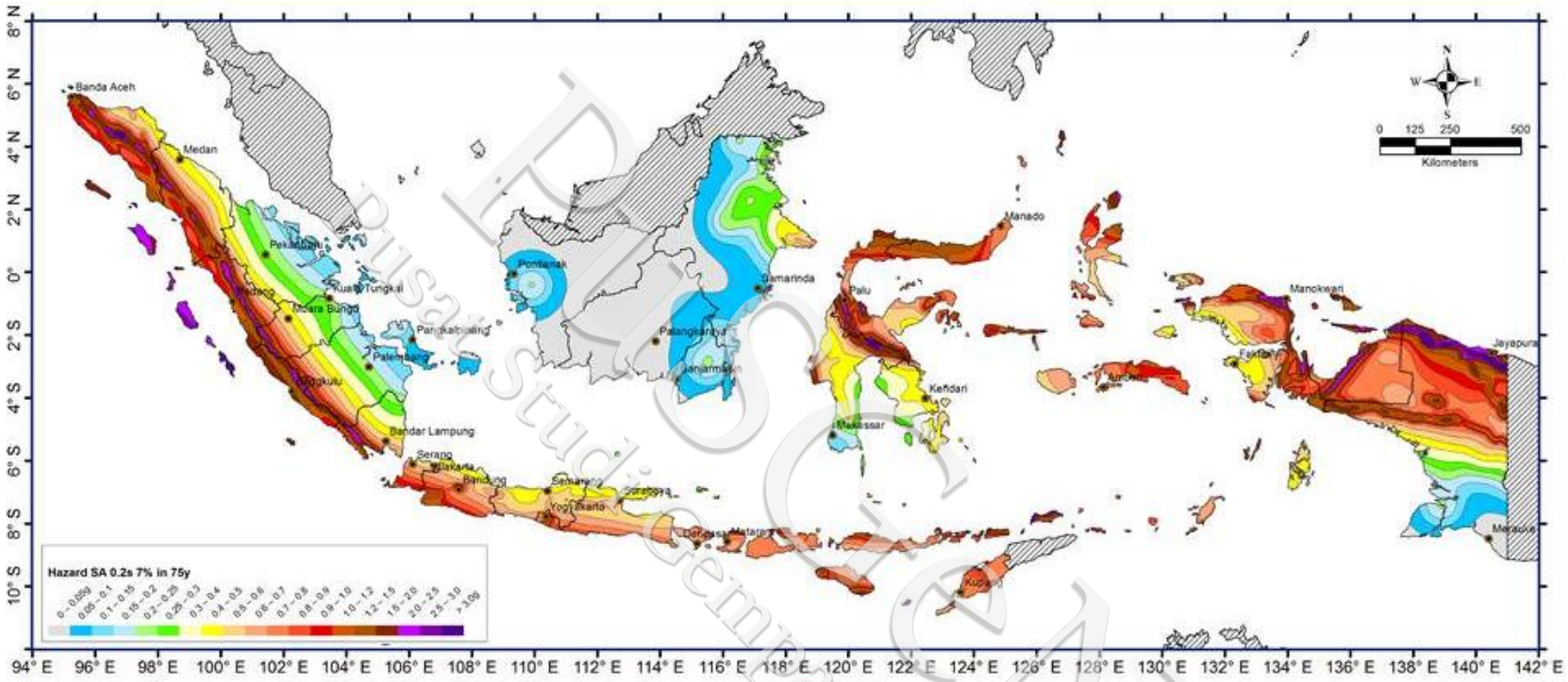

| TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017 | | PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017 |
|---|---|---|
| • Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)<br>• Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)<br>• Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)<br>• Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)<br>• Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)<br>• Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog) | • Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)<br>• Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)<br>• Dr. M. Asrurifak<br>• Dr. M. Ridwan<br>• Prof. Dr. Phil Cummins | Jakarta, 4 September 2017<br>Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat<br>Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat<br>M. Basuki Hadimuljono |

Kerja sama:

Australian Government

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

**D8: Peta percepatan spektrum respons 0.2 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

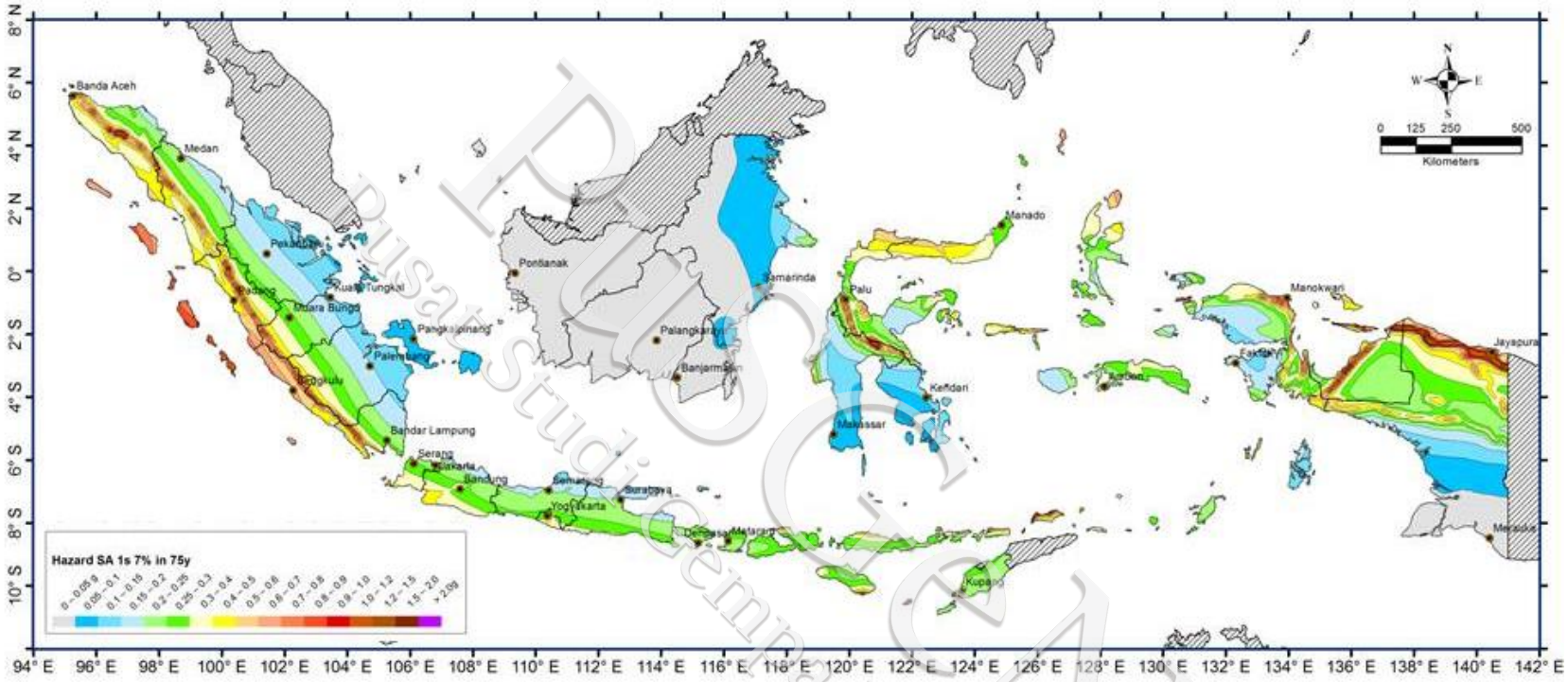
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D9: Peta percepatan spektrum respons 1.0 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 7% dalam 75 tahun**




PuSGeN

**TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

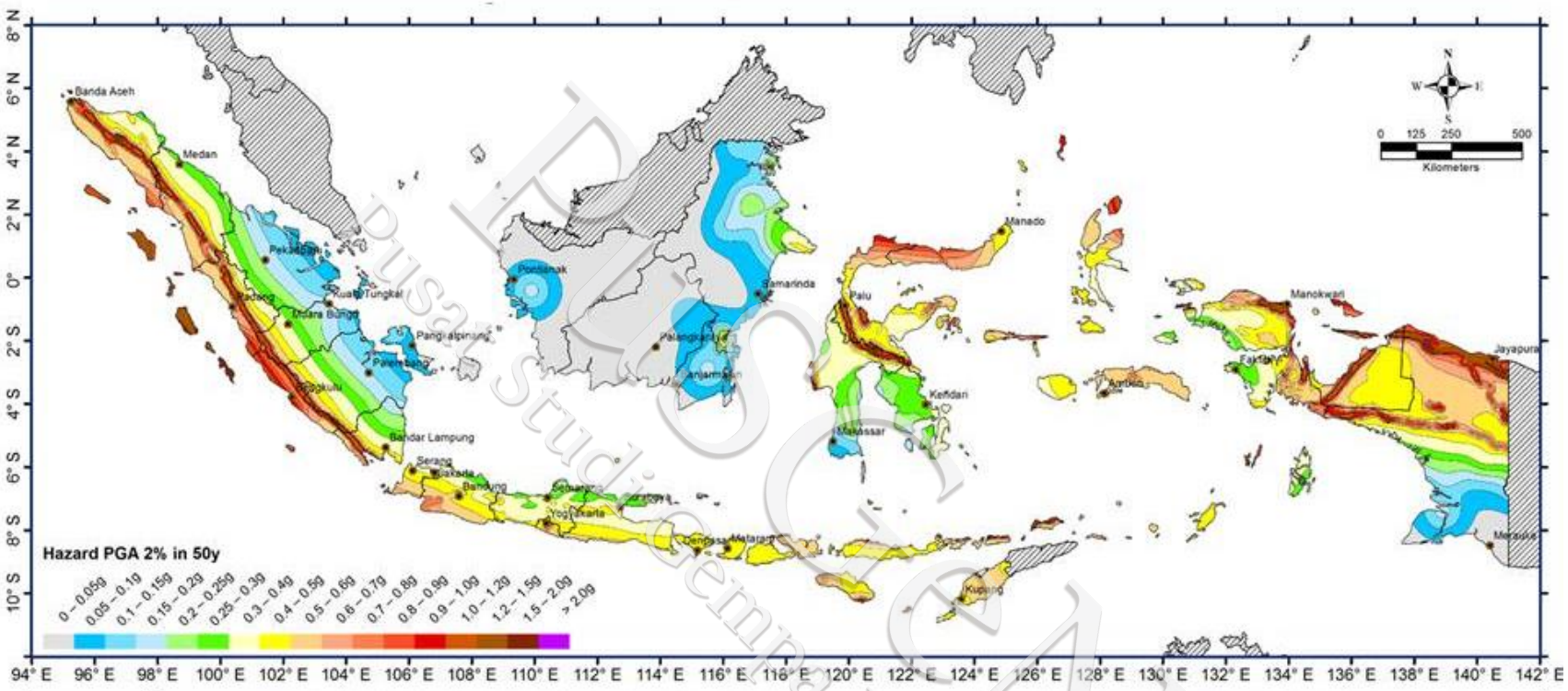
M. Basuki Hadimuljono

**Kerja sama:**

Australian Government

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

**D10: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun**




PuSGeN

**TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

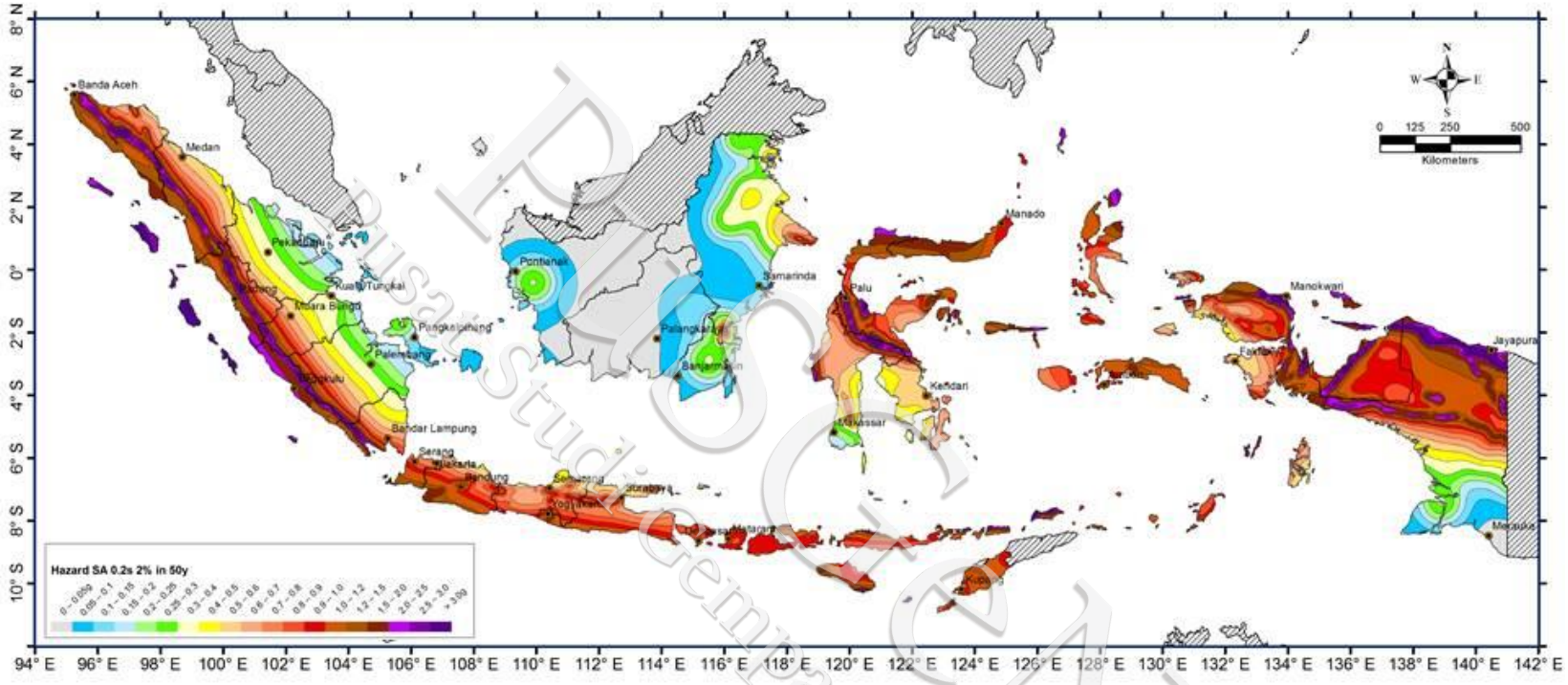
M. Basuki Hadimuljono

**Kerja sama:**

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D11: Peta percepatan spektrum respons 0.2 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

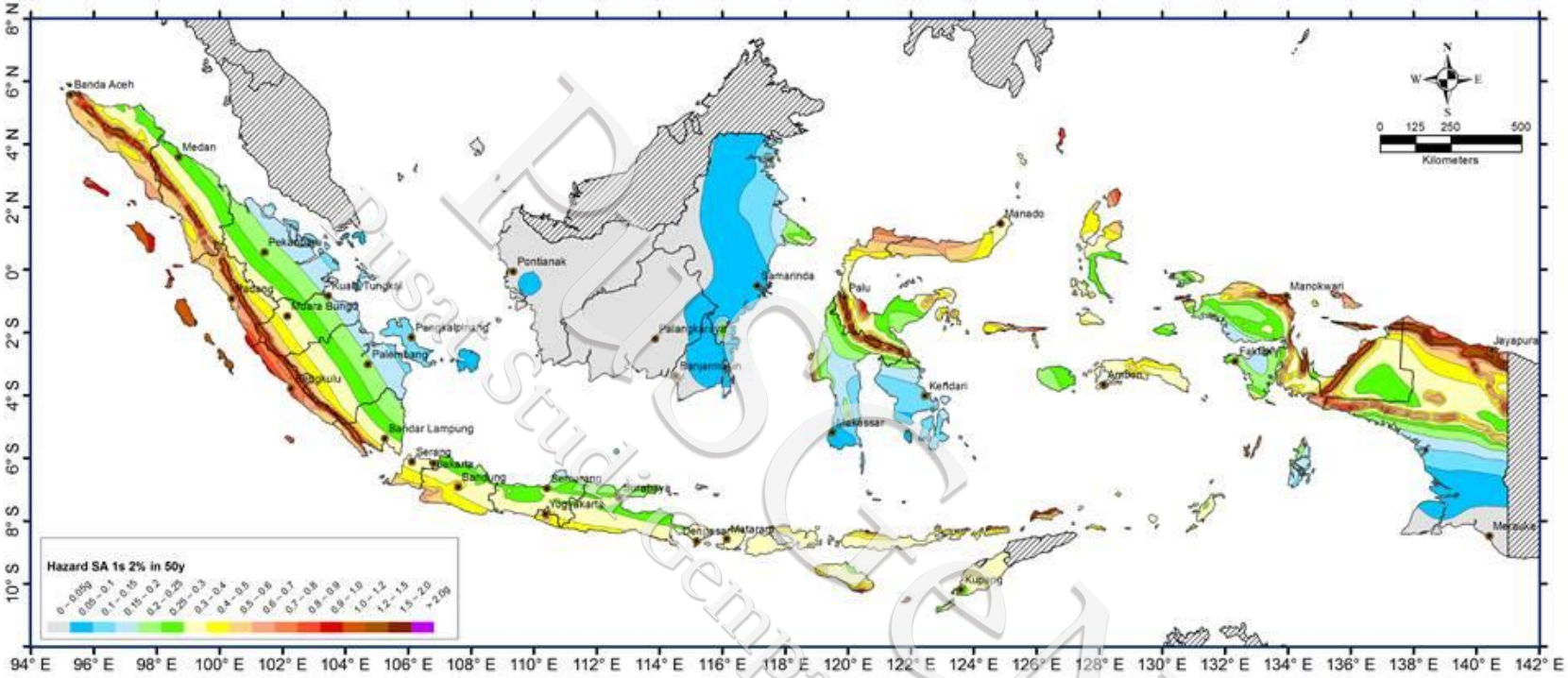
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

**D12: Peta percepatan spektrum respons 1.0 detik dengan nisbah redaman 5% di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 50 tahun**




PuSGeN

TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

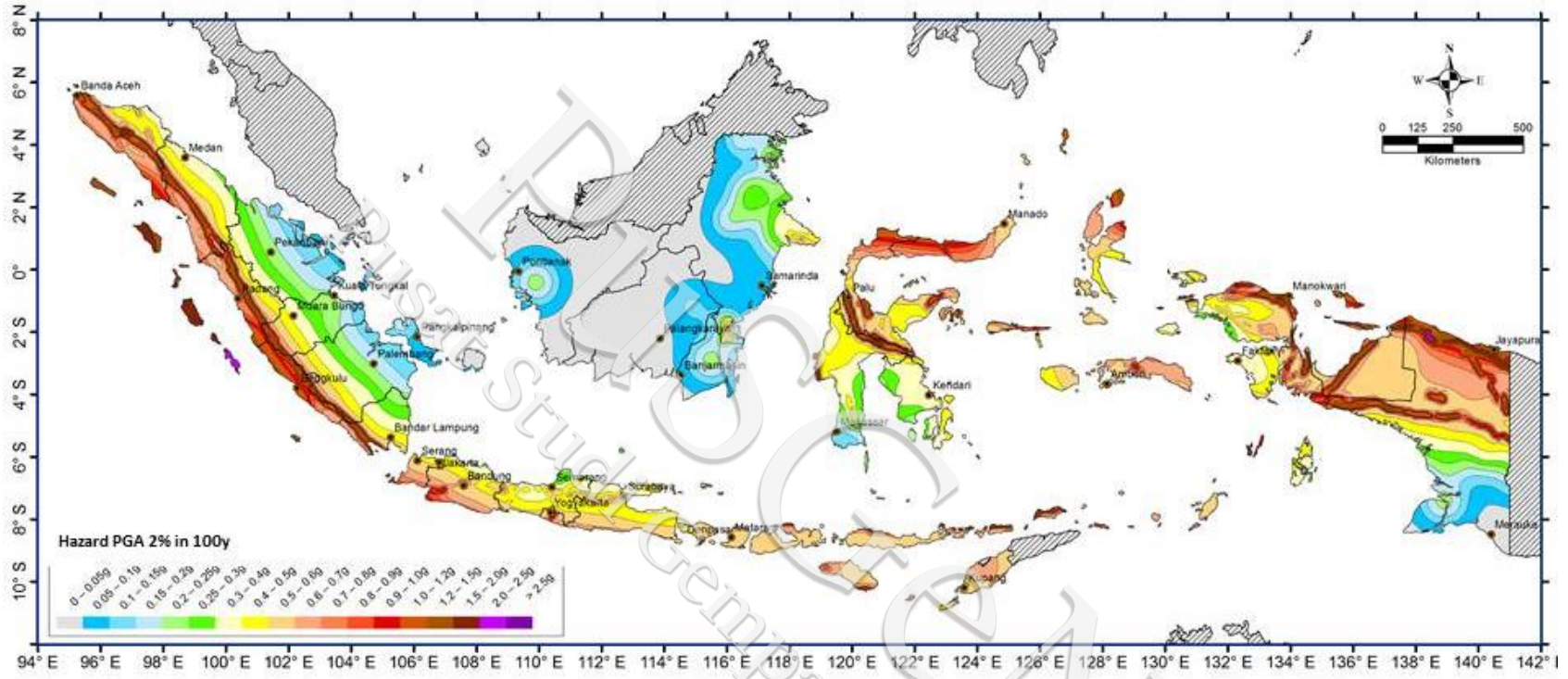
M. Basuki Hadimuljono

Kerja sama:

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional
PUSGEN

**D13: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 2% dalam 100 tahun**




PuSGeN

**TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

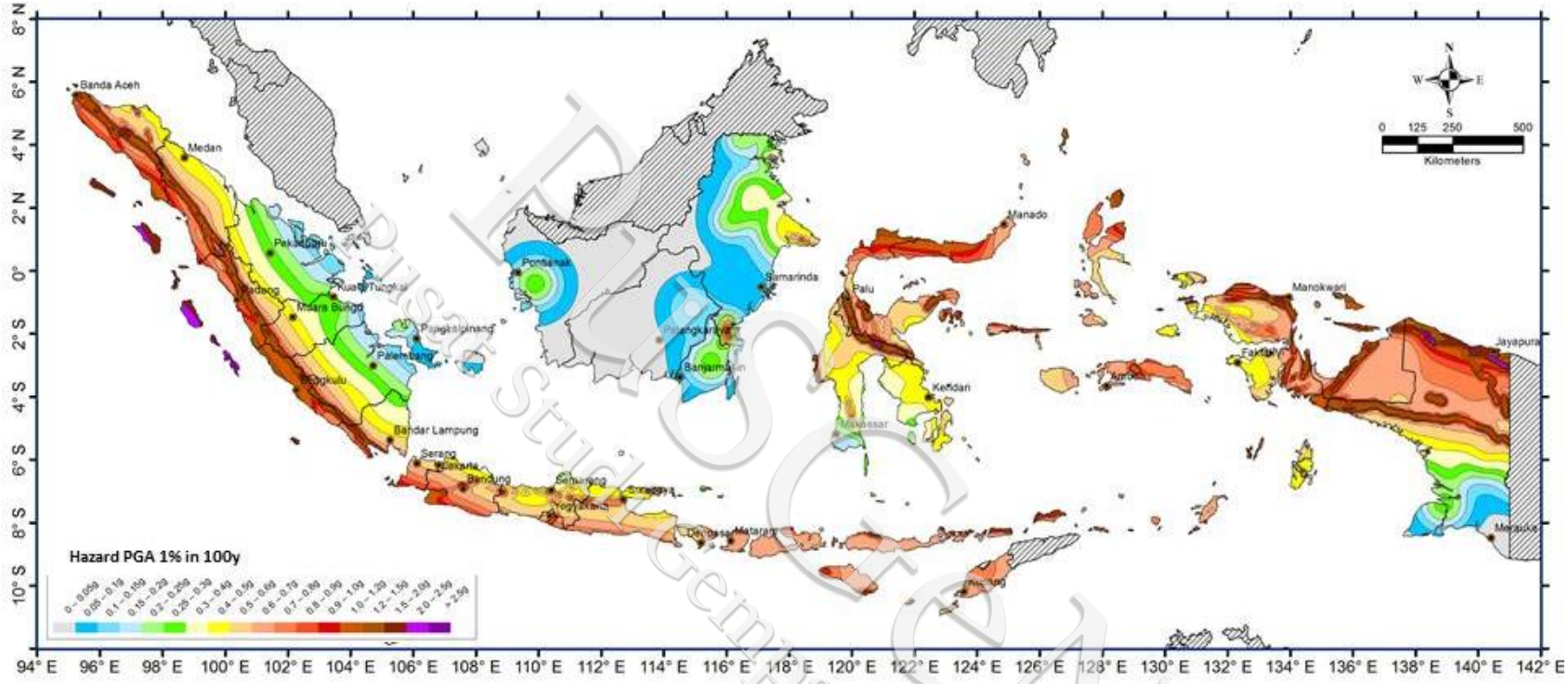
M. Basuki Hadimuljono

**Kerja sama:**

Australian Government

PUSGEN
Pusat Studi Gempa Nasional

**D14: Peta percepatan puncak di batuan dasar (SB) untuk probabilitas terlampaui 1% dalam 100 tahun**




PuSGeN

**TIM PEMUTAKHIRAN PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

- Prof. Dr. Masyhur Irsyam (Ketua)
- Ir. Lutfi Faizal (Wakil Ketua)
- Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Ketua Pokja Geologi)
- Dr. Irwan Meilano (Ketua Pokja Geodesi)
- Prof. Dr. Sri Widiyantoro (Ketua Pokja Seismologi)
- Dr. Wahyu Triyoso (Ketua Pokja Katalog)
- Ariska Rudyanto, M.Phil. (Ketua Pokja GMPE)
- Dr. Sri Hidayati (Ketua Pokja SHA)
- Dr. M. Asrurifak
- Dr. M. Ridwan
- Prof. Dr. Phil Cummins

**PETA SUMBER DAN BAHAYA GEMPA INDONESIA 2017**

Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

Jakarta, 4 September 2017
Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat

M. Basuki Hadimuljono

**Kerja sama:**

Australian Government

Pusat Studi Gempa Nasional

# LAMPIRAN - E : Konsep Organisasi Dan Tata Laksana Pusat Studi Gempa Nasional

**SURAT KEPUTUSAN BERSAMA**

**MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT**

**MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL**

**MENTERI RISET, TEKNOLOGI, DAN PENDIDIKAN TINGGI**

**MENTERI PERHUBUNGAN**

**KEPALA BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA**

**KEPALA BADAN NASIONAL PENANGGULANGAN BENCANA**

**KEPALA LEMBAGA ILMU PENGETAHUAN INDONESIA**

**KEPALA BADAN INFORMASI GEOSPASIAL**

**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**
**NOMOR :**

**TENTANG**

**ORGANISASI DAN TATA LAKSANA PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL**

Menimbang :

a. Bahwa dalam rangka penyusunan standar perencanaan gedung/ infrastruktur tahan gempa Indonesia, termasuk didalamnya adalah peta bahaya gempa, yang rutin dan berkelanjutan, maka perlu dilakukan pemutakhiran terhadap Peta Bahaya Gempa Indonesia tahun 2010 dan SNI perencanaan gedung/ infrastruktur;

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

b. Bahwa dalam rangka mewujudkan sebagaimana dimaksud pada butir a di atas, diperlukan pembentukan Pusat Studi untuk mewadahi aktivitasnya;
c. Bahwa untuk mendukung kelancaran pelaksanaan dari aktivitas yang dimaksud pada butir b, diperlukan organisasi dan kepengurusannya;
d. Bahwa pejabat yang tercantum dalam lampiran keputusan ini dipandang memenuhi persyaratan untuk melaksanakan tugas sesuai dengan kedudukannya;
e. Bahwa berdasarkan pertimbangan sebagaimana dimaksud pada butir b, c, dan d, perlu menetapkan Pembentukan **PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL**

Mengingat :

1. Undang-Undang Nomor 28 Tahun 2002 tentang Bangunan Gedung;
2. Undang-Undang Nomor 24 Tahun 2007 tentang Penanggulangan Bencana (Lembaran Negara Republik Indonesia Tahun 2007 Nomor 66, Tambahan Lembaran Negara Republik Indonesia Nomor 4723);
3. Undang-Undang Nomor 26 Tahun 2007 tentang Penataan Ruang (Lembaran Negara Republik Indonesia Tahun 2007 Nomor 68, Tambahan Lembaran Negara Republik Indonesia Nomor 4725);
4. Undang-Undang Nomor 1 Tahun 2011 tentang Perumahan dan Kawasan Permukiman;
5. Peraturan Pemerintah Nomor 21 Tahun 2008 tentang Penyelenggaraan Penanggulangan Bencana (Lembaran Negara Republik Indonesia Tahun 2008 Nomor 42, Tambahan Lembaran Negara Republik Indonesia Nomor 4828);
6. Peraturan Pemerintah Nomor 23 Tahun 2008 tentang Peran Serta Lembaga Internasional dan Lembaga Asing Non-Pemerintah dalam Penanggulangan Bencana (Lembaran Negara Republik Indonesia Tahun 2008 Nomor 44, Tambahan Lembaran Negara Republik Indonesia Nomor 4830);
7. Peraturan Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat Nomor 15/PRT/M/2015 tentang Organisasi dan Tata Kerja Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat;
8. Peraturan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 3 Tahun 2010 tentang Rencana Nasional Penanggulangan Bencana;
9. Surat Keputusan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 926 Tahun 2015 tentang Pembentukan Tim Pemutakhiran Peta Nasional Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2015.

Memperhatikan :

1. Hasil Pertemuan 8 September 2015 untuk rutinitas updating peta

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

bahaya gempa

2. Pertemuan Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015-2030
3. Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman sebagai institusi di lingkungan Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat yang telah memiliki pengalaman dalam mengelola pusat studi di Indonesia

**MEMUTUSKAN**

Menetapkan **KEPUTUSAN BERSAMA MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT, MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL, MENTERI RISET, TEKNOLOGI, DAN PENDIDIKAN TINGGI, MENTERI PERHUBUNGAN, KEPALA BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA, KEPALA BADAN NASIONAL PENANGGULANGAN BENCANA, KEPALA LEMBAGA ILMU PENGETAHUAN INDONESIA, DAN KEPALA BADAN INFORMASI GEOSPASIAL TENTANG ORGANISASI DAN TATA LAKSANA PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL**

## BAB I
## NAMA, KEDUDUKAN, TEMPAT DAN WAKTU

### Nama Organisasi

Organisasi ini diberi nama **PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL** (National Center for Earthquake Studies) yang disingkat **PuSGeN**

### Kedudukan dan Tempat

Kesekretariatan PuSGeN berkedudukan di Pusat Penelitian dan Pengembangan Perumahan dan Permukiman, Badan Litbang, Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat yang bertempat di Gedung Grha Wiksa Praniti Jl. Turangga 5-7 Bandung.

### Waktu

PuSGeN didirikan pada tanggal 3 Desember 2015 yang akan ditinjau eksistensinya setiap 4 (empat) tahun sekali.

## BAB II
## BENTUK DAN FUNGSI

### Bentuk

**PuSGeN** merupakan organisasi formal non struktural berbentuk satuan tugas yang disahkan oleh pejabat setingkat menteri dan beranggotakan Instansi Pemerintah, Instansi non-Pemerintah dan para pakar/praktisi yang berkecimpung dalam bidang kegempaan.

### Fungsi

**PuSGeN** berfungsi sebagai pusat studi nasional yang memberikan informasi ilmiah kegempaan untuk mempersiapkan bangsa Indonesia dalam menghadapi bahaya dan risiko gempa dengan tugas adalah :

1. Meneliti dan mengembangkan, mendiseminasi serta mempromosikan ilmu pengetahuan dan teknologi, perangkat-perangkat, dan praktek-praktek pengurangan risiko bencana gempa.
2. Membangun sinergi antar disiplin ilmu dan kelembagaan yang terkait dengan gempa.

## BAB III
## LINGKUP KEGIATAN

Ruang lingkup kegiatan-kegiatan PuSGeN meliputi:

1. Mendukung kegiatan pemutahiran peta bahaya dan risiko gempa nasional secara berkala dan berkelanjutan
2. Melakukan koordinasi dan sinkronisasi dengan Kementerian/Lembaga dan institusi lainnya terkait seluruh aktifitas berupa sistem peralatan, pemantauan, pengukuran dan analisis karakteristik kegempaan sebagai penunjang pemutahiran peta bahaya dan resiko gempa nasional.
3. Kajian bahaya dan risiko gempa yang meliputi bidang kajian ilmu-ilmu dasar (sains), aplikasi, dan rekayasa
4. Menyusun Standar Pedoman Manual (SPM) di bidang kegempaan

## BAB IV
## ORGANISASI

### Lembaga Pendiri PuSGeN

Lembaga pendiri PuSGeN adalah Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Kementerian Riset, Teknologi dan Pendidikan Tinggi, Kementerian Perhubungan, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika, Badan Nasional Penanggulangan Bencana, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia, dan Badan Informasi Geospasial

### Susunan Organisasi

Susunan organisasi PuSGeN adalah sebagai berikut:

1. Dewan Pembina terdiri dari :
   (a) Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat;
   (b) Menteri Energi dan Sumber Daya Mineral;
   (c) Menteri Riset, Teknologi dan Pendidikan Tinggi;
   (d) Menteri Perhubungan;
   (e) Kepala Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika;
   (f) Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana;
   (g) Kepala Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia; dan
   (h) Kepala Badan Informasi Geospasial.
2. Dewan Pengarah terdiri dari :
   (a) Kepala Badan Penelitian dan Pengembangan, Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat;
   (b) Kepala Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral;

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

(c) Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan, Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi;
(d) Kepala Badan Penelitian dan Pengembangan, Kementerian Perhubungan;
(e) Deputi Bidang Geofisika, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika;
(f) Deputi Pencegahan dan Kesiapsiagaan, Badan Nasional Penanggulangan Bencana;
(g) Deputi Bidang Ilmu Pengetahuan Kebumian, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia; dan
(h) Deputi Bidang Informasi Geospasial Dasar, Kepala Badan Informasi Geospasial.

**Dewan Pembina**

1. Dewan pembina bertugas melakukan pembinaan terhadap unsur organisasi dibawahnya sesuai tugas dan fungsi yang telah ditetapkan.
2. Dewan pembina bersifat ex-officio, dan dijabat oleh pejabat setingkat menteri.

**Dewan Pengarah**

1. Dewan pengarah bertugas memberikan arahan dalam penyelenggaraan kegiatan PuSGeN pada unsur organisasi dibawahnya sesuai fungsi dan tugas yang telah ditetapkan
2. Dewan pengarah bersifat ex-officio dan merupakan pejabat setingkat eselon I (satu).

**Direktur**

1. Direktur berfungsi sebagai penanggung jawab pelaksanaan kegiatan PuSGeN.
2. Direktur bertugas merumuskan strategi dan kebijakan pelaksanaan serta pengembangan PuSGeN berdasarkan pada Lingkup Kegiatan.
3. Direktur merupakan pejabat setingkat eselon II (dua).

**Manajer**

1. Manajer berfungsi sebagai penanggung jawab operasional pelaksanaan kegiatan PuSGeN.
2. Manajer bertugas :
   (a) membantu Direktur dalam menyusun strategi dan kebijakan program dan kegiatan PuSGeN;
   (b) menyusun dan melaksanakan program kerja PuSGeN yang dibantu oleh Deputi Manajer Teknis, dan Deputi Manajer Disminasi dan Kerjasama serta para Kelompok Kerja;
   (c) mengatur dan mengkoordinasikan sumber daya, dalam:
      i. membangun sistem komunikasi serta hubungan yang efisien;
      ii. mengendalikan standar kualitas dan kuantitas hasil kerja;
      iii. mendorong, memotivasi serta menciptakan iklim kerja yang baik;
      iv. mengevaluasi hasil dari seluruh kegiatan yang telah dilakukan.
3. Manajer merupakan pejabat struktural atau fungsional.
4. Manajer ditetapkan oleh Direktur.

**Sekretariat**

1. Sekretariat berfungsi sebagai pengelola administrasi, kerumahtanggaan, keuangan dan aset.
2. Sekretariat bertugas:

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

(a) mengelola dokumen kerjasama dengan institusi dan atau praktisi dalam dan luar negeri;
(b) mengelola dokumen permintaan data dasar untuk studi kegempaan dan informasi terkait kegempaan dari institusi atau praktisi baik dalam maupun luar negeri yang dilakukan melalui prosedur yang berlaku.

3. Sekretariat dikelola oleh seorang penanggung jawab dan dibantu oleh staf.
4. Penanggung jawab dan staf ditetapkan oleh direktur.

**Deputi Manajer Diseminasi dan Kerjasama**
**(DM-DK)**

1. DM–DK berfungsi sebagai pengelola jejaring dan diseminasi informasi, serta kerjasama dengan institusi dan atau praktisi bidang kegempaan di dalam negeri maupun luar negeri.
2. DM–DK bertugas :
   (a) menyusun sistem pengelolaan diseminasi informasi dan publikasi
   (b) menengembangkan jejaring kerjasama dan kemitraan dengan lembaga nasional dan internasional
   (c) mengkoordinasikan penyelenggaraan forum diskusi dan pertukaran informasi serta sosialisasi dan pelatihan
   (d) memberikan pelayanan permintaan informasi dari DM-DK tentang kegempaan dibantu oleh kelompok kerja
3. Dalam menjalankan fungsi dan tugasnya DM-DK bertanggung jawab kepada Manajer.
4. DM-DK diangkat oleh Direktur atas masukan Manajer

**Deputi Manajer Teknis**
**(DMT)**

1. DM–T berfungsi sebagai pengevaluasi dan penyusun data
2. DM–T bertugas :
   (a) mengkoordinasikan program kerja pemutakhiran peta bahaya gempa
   (b) mengkoordinasikan program seluruh kelompok kerja
   (c) mengumpulkan hasil kerja dan menyusun database
3. Dalam menjalankan fungsi dan tugasnya DM–T bertanggung jawab kepada Manajer.
4. DM-T diangkat oleh Direktur atas masukan Manajer.

**Kelompok Kerja**

1. Kelompok Kerja (Pokja) terdiri atas Ketua Tim Teknis, beberapa Koordinator Pokja dan anggota Pokja.
2. Ketua Tim Teknis bertugas melakukan koordinasi internal antar Pokja untuk merumuskan acuan kerja, monitoring, pelaporan, dan evaluasi kemajuan kerja
3. Kelompok Kerja bertugas melaksanakan program kerja yang sudah ditetapkan.
4. Kelompok kerja didukung oleh 8 Pokja, yaitu :

(a) Pokja Geologi

Melakukan kajian geologi sesar aktif untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja Geologi meliputi:

i. Menyusun rencana Kelompok Kerja Geologi untuk program jangka pendek dan jangka panjang.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

ii. Memberi input data geologi sesar aktif untuk pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa.
iii. Mengumpulkan dan mempersiapkan data dasar untuk kajian sesar aktif, termasuk foto udara, DSM, DTM, LiDAR, dan citra satelit.
iv. Melakukan kajian sesar aktif dan karakterisasi parameter gempa dari aspek geologi, termasuk sliprate, magnitudo, perioda ulang gempa dan studi paleoseismik di seluruh wilayah Indonesia.
v. Menyusun SPM di bidang geologi gempa, termasuk metode pemetaan sesar aktif, klasifikasian sesar aktif, dan penentuan parameter gempa dari aspek geologi.
vi. Mengadakan pelatihan dan *workshop* terkait geologi gempa dan mitigasi bencana.
vii. Menyusun data sesar aktif dan data sejarah gempa di seluruh wilayah Indonesia secara bertahap dan berkelanjutan.
viii. Membuat peta zonasi bahaya sesar aktif *(fault-rupture hazard map)* untuk seluruh wilayah Indonesia.

(b) Pokja Geodesi

Melakukan kajian geodesi kegempaan untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja Geodesi meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar (*grand design*) Kelompok Kerja Geodesi untuk program jangka pendek dan jangka panjang.
ii. Bersama dengan Pokja Seismologi dan Pokja Geologi menyiapkan peta sumber gempa dan parameter-parameter gempa.
iii. Melakukan kajian parameter sesar aktif meliputi *spatial location*, *slip rate estimates*, *locking widths*, *strain rates*, *block models* dan *source mechanism*.
iv. Melakukan pemutakhiran laju geser untuk beberapa sesar aktif, terutama di Indonesia timur, serta meneruskan penelitian-penelitian sebelumnya yang telah dilakukan di Indonesia sejak 2010.
v. Melakukan kajian model deformasi Indonesia dengan menggunakan pendekatan kinematik berdasarkan data GPS guna penentuan rotasi dari blok tektonik, interaksi antar blok serta laju geser dan sesar aktif.
vi. Melakukan karakterisasi sumber gempa, terutama subduksi di selatan pulau Jawa mengingat khusus di pulau Jawa telah terdapat data pengamatan GPS yang lebh detail.
vii. Mengadakan pelatihan dan *workshop* terkait geodesi gempa dan mitigasi bencana.

(c) Pokja Seismologi

Melakukan kajian seismologi untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja Seismologi meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar (*grand design*) Kelompok Kerja Seismologi untuk program jangka pendek dan jangka panjang.
ii. Melakukan pengumpulan data sejarah kegempaan dari berbagai katalog dan penentuan *recurrence rates* (diantaranya parameter a-b).

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

iii. Melakukan relokasi hiposenter, penentuan mekanisme fokal, *magnitude conversion*, geometri, *declustering*, Mmax, dan *rupture area*.
iv. Bersama dengan Pokja Geologi dan Pokja Geodesi menyiapkan peta sumber gempa dan parameter-parameter gempa.
v. Mengadakan pelatihan/training terkait dengan pemrosesan data gempa.
vi. Melakukan pemodelan 3D tomografi gempa.

(d) Pokja *Ground Motion Prediction Equation* (GMPE)

Melakukan kajian *Ground Motion Prediction Equation* (GMPE) untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja GMPE meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar (*grand design*) Kelompok Kerja GMPE untuk program jangka pendek dan jangka panjang.
ii. Melakukan pemilihan, perankingan, dan verifikasi GMPE yang paling sesuai untuk pemodelan bahaya gempa.
iii. Melakukan modifikasi terhadap GMPE yang sudah ada dengan mempertimbangkan karakteristik sumber gempa.
iv. Melakukan kajian guna mendukung pengembangan GMPE spesifik yang sesuai Indonesia.
v. Mengadakan pelatihan/training terkait dengan GMPE.

(e) Pokja *Seismic Hazard Analysis* (SHA)

Melakukan kajian *Seismic Hazard Analysis* (SHA) untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya dan risiko gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja SHA meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar *(grand design)* kelompok kerja SHA untuk program jangka pendek dan jangka panjang.
ii. Melakukan pemilihan perangkat lunak yang paling baik untuk *Probabilistic Seismic Hazard Analysis* (PSHA) dan beberapa perangkat lunak lainnya untuk verifikasi.
iii. Melakukan kajian untuk memilih model sumber gempa, diantaranya memilih *gridded* atau blok dan GR atau *characteristics*.
iv. Melakukan kajian tentang sensitifitas, pembobotan dan *logic tree*.
v. Menentukan parameter sumber gempa skenario dan sumber gempa untuk perhitungan *Deterministic Seismic Hazard Analysis* (DSHA).
vi. Menjalankan perangkat lunak dan menyajikan hasil perhitungan PSHA dan DSHA dalam peta bahaya dengan mempertimbangkan skala peta, metode interpolasi, dllnya.
vii. Mengadakan pelatihan/training terkait dengan SHA.

(f) Pokja Rekayasa Rekayasa Geoteknik

Melakukan kajian rekayasa geoteknik untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya, risiko gempa, dan standard perencanaan bangunan/infrastruktur tahan gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja Rekayasa Geoteknik meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar *(grand design)* kelompok kerja Rekayasa Geoteknik untuk program jangka pendek dan jangka panjang.

Pusat Studi Gempa Nasional

ii. Melakukan verifikasi hasil perhitungan PSHA dan DSHA.
iii. Melakukan penggabungan hasil PSHA dan DSHA sesuai standar perencanaan bangunan/ infrastruktur tahan gempa untuk bangunan gedung, jembatan, bendungan, terowongan, dan lain-lain.
iv. Melakukan perhitungan risiko (risk) gempa dengan menggabungkan nilai bahaya *(hazard)* gempa dari Pokja SHA dengan kurva kerentanan *(fragility curve)* dari standar internasional yang disepakati.
v. Melakukan pemilihan perioda ulang gempa berdasarkan umur bangunan dan kemungkinan terlampaui sesuai standar perencanaan bangunan/ infrastruktur untuk bangunan gedung, jembatan, bendungan, terowongan, dan lain-lain.
vi. Melakukan pemutakhiran standard perencanaan bangunan/ infrastruktur tahan gempa dari aspek rekayasa geoteknik.
vii. Mendukung pemodelan geoteknik kegempaan untuk analisis stabilitas dam, fondasi jembatan dan bangunan, *tunnel*, dan lain-lain dengan menggunakan alat Centrifuge.
viii. Mengadakan pelatihan/training terkait dengan Rekayasa Geoteknik Kegempaan.

(g) Pokja Rekayasa Struktur dan Infrastruktur

Melakukan kajian rekayasa struktur dan infrastruktur untuk mendukung kegiatan pemutakhiran peta bahaya, risiko gempa, dan standard perencanaan bangunan/infrastruktur tahan gempa serta kegiatan kajian penunjangnya secara berkala dan berkelanjutan.

Lingkup kegiatan Pokja Rekayasa Struktur dan Infrastruktur meliputi:

i. Menyusun kerangka dasar *(grand design)* Kelompok Kerja Rekayasa Struktur dan Infrastruktur untuk program jangka pendek dan jangka panjang.
ii. Mengidentifikasi dan menyusun peta vulnerabilitas fisik dan peta risiko bencana berbagai wilayah di Indonesia terhadap gempa
iii. Mengembangkan berbagai metoda untuk meningkatkan kapasitas struktur dan infrastruktur di wilayah rawan gempa
iv. Melakukan pemutakhiran standar perencanaan struktur/ infrastruktur tahan gempa dari aspek struktur atas.
v. Mengadakan pelatihan/ training terkait dengan Rekayasa Struktur dan Infrastruktur Tahan Gempa.

(h) Pokja Bahaya Ikutan

Melakukan kajian bahaya ikutan gempa (likuifaksi dan gerakan tanah) sebagai masukan dalam penyempurnaan tata ruang wilayah pesisir dan perbukitan rentan gempa besar.

Lingkup kerja Pokja Bahaya Ikutan adalah sebagai berikut:

i. Menyusun kerangka dasar *(grand design)* Kelompok Kerja Bahaya Ikutan untuk program jangka pendek dan jangka panjang
ii. Mengumpulkan dan menyediakan data kondisi geologi, geologi teknik bawah permukaan untuk kajian bahaya ikutan gempa.
iii. Melakukan penyusunan zonasi risiko dari bahaya ikutan gempa.
iv. Mengadakan pelatihan, sosialisasi dan workshop mengenai peta zonasi bahaya ikutan gempa.

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

## BAB VI
## RAPAT-RAPAT DAN KEPUTUSAN

1. Melaksanakan pertemuan di tingkat nasional sekurang-kurangnya satu kali dalam setahun
2. Melaksanakan rapat reguler
3. Melaksanakan rapat anggota luar biasa jika ada permintaan dari Dewan Pembina atau Dewan Pengarah atau anggota, dan dihadiri oleh seluruh anggota PuSGeN.
4. Keputusan rapat diambil berdasarkan hasil musyawarah untuk mufakat.

## BAB VII
## PELAPORAN

1. Menyusun laporan tahunan yang dipublikasikan lewat web site sebagai bukti pertanggungjawaban kepada publik.
2. Menyusun laporan setiap pelaksanaan kegiatan.

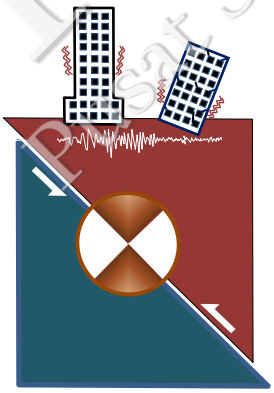
## BAB VIII
## PEMBIAYAAN

Segala biaya yang diperlukan untuk pelaksanaan tugas organisasi PuSGeN dibebankan kepada:

1. Anggaran Pendapatan Belanja Negara (APBN) Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman sebagai sekretariat;
2. Sumber-sumber pembiayaan lainnya.

## BAB IX
## IDENTITAS ORGANISASI

1. Lambang Pusat Studi Gempa Nasional diwujudkan dalam bentuk gambar di bawah ini :



PuSGeN

Pusat Studi Gempa Nasional

*National Center for Earthquake*

2. Lambang Pusat Studi Gempa Nasional dapat digunakan sebagai tanda resmi organisasi dalam berbagai media termasuk bendera dan peralatan lain, yang tidak akan merendahkan martabat organisasi.

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

## BAB X PENUTUP

Tata laksana organisasi PuSGeN ini mulai berlaku sejak mulai ditetapkan.

Ditetapkan di Jakarta
Pada tanggal Desember 2015

| | |
|---|---|
| MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT | MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL |
| M. BASOEKI HADIMOELJONO | SUDIRMAN SAID |
| MENTERI RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI | MENTERI PERHUBUNGAN |
| MOHAMAD NASIR | IGNASIUS JONAN |
| KEPALA BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI, DAN GEOFISIKA | KEPALA BADAN NASIONAL PENANGGULANGAN BENCANA |
| ANDI EKA SAKYA | WILLEM RAMPANGILEI |
| KEPALA LEMBAGA ILMU PENGETAHUAN INDONESIA | KEPALA BADAN INFORMASI GEOSPASIAL |
| ISKANDAR ZULKARNAIN | PRIYADI KARDONO |

PuSGeN
Pusat Studi Gempa Nasional

LAMPIRAN : KEPUTUSAN BERSAMA MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT, MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL, MENTERI RISET, TEKNOLOGI, DAN PENDIDIKAN TINGGI, MENTERI PERHUBUNGAN, KEPALA BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA, KEPALA BADAN NASIONAL PENANGGULANGAN BENCANA, KEPALA LEMBAGA ILMU PENGETAHUAN INDONESIA, DAN KEPALA BADAN INFORMASI GEOSPASIALTENTANG ORGANISASI DAN TATA LAKSANA PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL

NOMOR :

TANGGAL : DESEMBER 2015

SUSUNAN ORGANISASI
PUSAT STUDI GEMPA NASIONAL (NATIONAL CENTER FOR EARTHQUAKE STUDIES)
PuSGeN

I. Dewan Pembina :
1. Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat;
2. Menteri Energi dan Sumber Daya Mineral;
3. Menteri Riset, Teknologi dan Pendidikan Tinggi;
4. Menteri Perhubungan;
5. Kepala Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika;
6. Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana;
7. Kepala Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia; dan
8. Kepala Badan Informasi Geospasial.

II. Dewan Pengarah :
1. Kepala Badan Penelitian dan Pengembangan, Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat;
2. Kepala Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral;
3. Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan, Kementerian Riset, Teknologi, dan Pendidikan Tinggi;
4. Kepala Badan Penelitian dan Pengembangan, Kementerian Perhubungan;
5. Deputi Bidang Geofisika, Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika;
6. Deputi Pencegahan dan Kesiapsiagaan, Badan Nasional Penanggulangan Bencana;
7. Deputi Bidang Ilmu Pengetahuan Kebumian, Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia; dan
8. Deputi Bidang Informasi Geospasial Dasar, Kepala Badan Informasi Geospasial.

III. Tim Pelaksana :

1. Direktur : Kepala Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman, Badan

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

Litbang, Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat
2. Manajer : Kepala Bidang Standarisasi dan Kerjasama
3. Deputi :
Manajer
- Diseminasi dan Kerjasama : Kepala Sub Bidang Diseminasi dan Kerjasama
- Teknis :
4. Koordinator Sekretariat :
5. Kelompok Kerja:

**Ketua Tim Teknis:**
Prof. Ir. Masyhur Irsyam, MSE, Ph.D (Institut Teknologi Bandung)

**Kelompok Kerja Geodesi**
Ketua: Dr. Irwan Meilano, ST, M.Sc (Institut Teknologi Bandung)
Anggota:
1. Dr. Endra Gunawan (Institut Teknologi Bandung)
2. Dr. Nuraini Rahma Hanifa (Institut Teknologi Bandung)
3. Susilo, M.Si (Badan Informasi Geospasial)
4. Dr. Daryono, S.Si.,M.Si. (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika)
5. Dr. Akhmad Solikhin (Badan Geologi, Kementerian ESDM)
6. Arkadia Rhamo, ST, MT (Badan Litbang, Kementerian PUPR)

**Kelompok Kerja Geologi**
Ketua: Dr. Danny Hilman Natawidjaja (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia)
Anggota:
1. Ir. Benyamin Sapiie, Ph.D. (Institut Teknologi Bandung)
2. Dr. Supartoyo, ST., MT. (Badan Geologi, Kementerian ESDM)
3. Mudrik R. Daryono, ST, MT (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia)
4. Drs. Subandriyo, M.Si (Badan Geologi, Kementerian ESDM)

**Kelompok Kerja Seismologi**
Ketua: Prof. Sri Widiyantoro, M.Sc, Ph.D. (Institut Teknologi Bandung)
Anggota:
1. Dr. Andri Dian Nugraha, S.Si, M.Si. (Institut Teknologi Bandung)
2. Dr. Wandono, M.Si. (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika)
3. Dr. Muzli, M.Sc (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika)
4. Ir. Mohammad Ridwan, Dipl.E.Eng (Badan Litbang, Kementerian PUPR)
5. Prof. Dr. A. Nanang T. Puspito, M.Sc (Institut Teknologi Bandung)

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

**Kelompok Kerja Bahaya Ikutan**

| | |
|---|---|
| Ketua: Ir. Lilik Kurniawan, M.Sc | (Badan Nasional Penanggulangan Bencana) |
| Anggota: | |
| 1. Prof. Dr. Sudibyakto, MS | (Universitas Gadjah Mada) |
| 2. Dr. Ir. Adrin Tohari, M.Eng | (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia) |
| 3. Agus Setyo Muntohar, ST, M.Eng.Sc., Ph.D | (Universitas Muhammadiyah Yogyakarta) |
| 4. Dr. Ir. Silvia F. Herina, MT | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |
| 5. Dr. Eng. Hamzah Latief, M.Si. | (Institut Teknologi Bandung) |

**Kelompok Kerja PSHA**

| | |
|---|---|
| Ketua: Dr. Sri Hidayati | (Badan Geologi, Kementerian ESDM) |
| Anggota: | |
| 1. Dr. Ir. Muhammad Asrurifak, MT | (Himpunan Ahli Teknik Tanah Indonesia) |
| 2. Fahmi Aldiamar, ST, MT | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |
| 3. Amalfi Omang, S.Si, M. Phil | (Badan Geologi, Kementerian ESDM) |
| 4. Dr. Hendriyawan, ST, MT. | (Institut Teknologi Bandung) |

**Kelompok Kerja Rekayasa Geoteknik**

| | |
|---|---|
| Ketua: Ir. Bigman M. Hutapea, M.Sc., Ph.D | (Himpunan Ahli Teknik Tanah Indonesia) |
| Anggota: | |
| 1. Dr. Ir. Didiek Djarwadi, MT | (Komite Nasional Indonesia untuk Bendungan Besar) |
| 2. Ir. I Wayan Sengara, MSCE, MSEM, Ph.D | (Institut Teknologi Bandung) |
| 3. Mahdi Ibrahim Tanjung, ST, MT | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |
| 4. Ir. Widjojo Adi Prakoso, M.Sc. Ph.D. | (Universitas Indonesia) |
| 5. Simon Derta ST, MT | (Universitas Katolik Santo Thomas Medan) |

PuSGeN Pusat Studi Gempa Nasional

**Kelompok Kerja GMPE**

| | |
|---|---|
| Ketua: Ariska Rudyanto, S.Si,Dipl.Tsu, Msc. | (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika) |
| Anggota: | |
| 1. Dr. Wahyu Triyoso, M.Sc | (Institut Teknologi Bandung) |
| 2. Sigit Pramono, M.Si | (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika) |
| 3. Dr. Jaya Murjaya | (Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika) |
| 4. Dr. Ir. Windu Partono | (Universitas Diponegoro) |
| 5. Chiko B. M. Wiradikarta, ST, Dipl. Seis, MDM | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |

**Kelompok Kerja Rekayasa Struktur dan Infrastruktur**

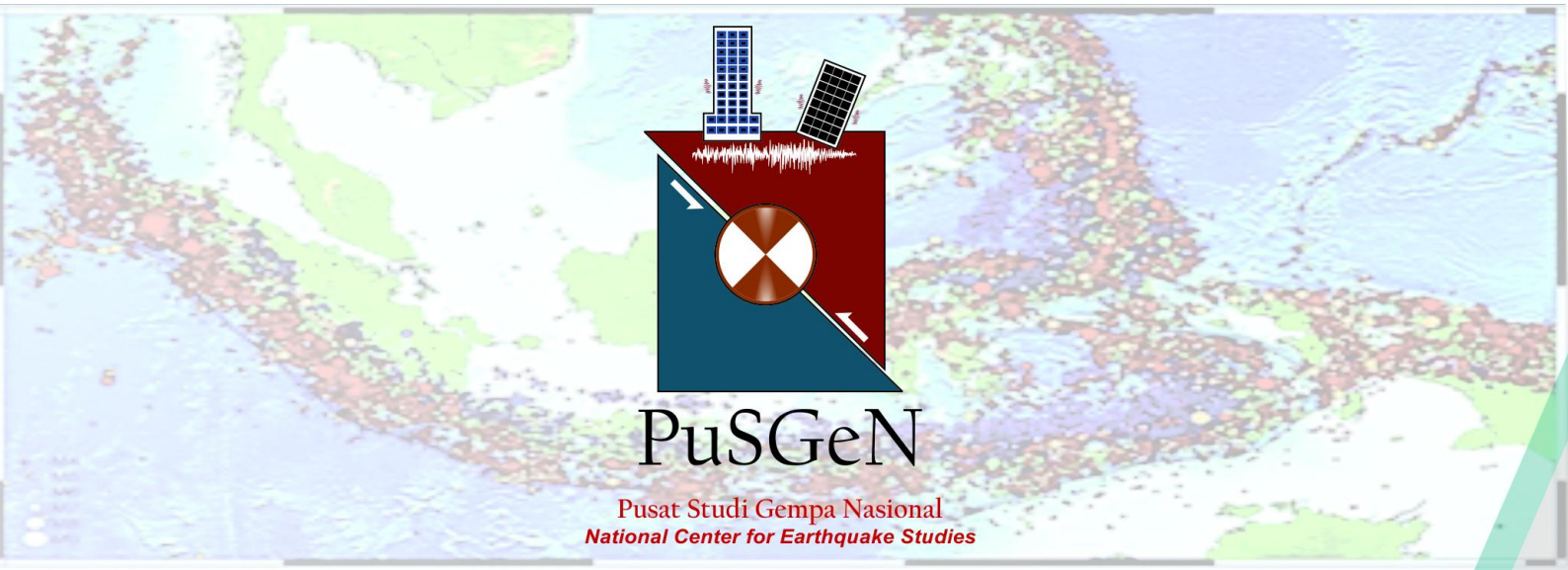
| | |
|---|---|
| Ketua: Prof. Dr. Iswandi Imran | (Institut Teknologi Bandung) |
| Anggota: | |
| 1. Prof. Ir. Priyo Suprobo, MS, Ph.D | (Institut Teknologi 10 Nopember) |
| 2. Ir. Hermanto Dwiatmoko, M.S.Tr. | (Direktorat Jenderal Perkeretaapian, Kementerian Perhubungan) |
| 3. Dr. Ir. Agus Santosa | (Direktorat Jenderal Perhubungan Udara, Kementerian Perhubungan) |
| 4. Ajun Hariono, ST, M.Sc.Eng | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |
| 5. Ir Herry Vaza, M.Eng.Sc | (Badan Litbang, Kementerian PUPR) |
| 6. Ir Davy Sukamta | (Himpunan Ahli Konstruksi Indonesia) |
| 7. Prof. Dr. Bambang Suhendro | (Universitas Gadjah Mada) |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional

Ditetapkan di : Jakarta
Pada tanggal :

| | |
|---|---|
| MENTERI PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT | MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL |
| M. BASOEKI HADIMOELJONO | SUDIRMAN SAID |
| MENTERI RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI | MENTERI PERHUBUNGAN |
| MOHAMAD NASIR | IGNASIUS JONAN |
| KEPALA BADAN METEOROLOGI, KLIMATOLOGI, DAN GEOFISIKA | KEPALA BADAN NASIONAL PENANGGULANGAN BENCANA |
| ANDI EKA SAKYA | WILLEM RAMPANGILEI |
| KEPALA LEMBAGA ILMU PENGETAHUAN INDONESIA | KEPALA BADAN INFORMASI GEOSPASIAL |
| ISKANDAR ZULKARNAIN | PRIYADI KARDONO |

PUSGEN Pusat Studi Gempa Nasional




Kesekretariatan :
**Pusat Litbang Perumahan dan Permukiman**
Badan Penelitian dan Pengembangan
Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat
Gedung Grha Wiksa Praniti, Jl. Turangga No. 5-7, Bandung

**PUSAT LITBANG PERUMAHAN DAN PERMUKIMAN**
BADAN PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN
KEMENTERIAN PEKERJAAN UMUM DAN PERUMAHAN RAKYAT
Jl. Panyaungan – Cileunyi Wetan – Kabupaten Bandung 40393
Telp:(022) 7798393 (4 lines) - Fax: (022) 7798392,
Email: info@puskim.pu.go.id, Website: http://puskim.pu.go.id

ISBN 978-602-5489-01-3
9 786025 489013