



LIPI

Seismotektonik

Busur Sunda

Editor: Hery Harjono



Seismotektonik

A thick yellow curved line that starts on the left side, curves upwards and then downwards, ending on the right side, partially framing the text.

Busur
Sunda

Dilarang mereproduksi atau memperbanyak seluruh atau sebagian dari buku ini dalam bentuk atau cara apa pun tanpa izin tertulis dari penerbit.

© Hak cipta dilindungi oleh Undang-Undang No. 28 Tahun 2014

All Rights Reserved

Seismotektonik
Busur
Sunda

A thick yellow curved line starts from the left side of the page, curves upwards and then downwards, ending under the word 'Sunda'.

Editor: Hery Harjono

LIPI Press

© 2017 Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia (LIPI)
Pusat Penelitian Geoteknologi

Katalog dalam Terbitan (KDT)

Seismotektonik Busur Sunda/Hery Harjono – Jakarta: LIPI Press, 2017.
xii +128 hlm.; 14,8 x 21 cm

ISBN 978-979-799-871-4

1. Seismotektonik

2. Busur Sunda

551.22598 1

Copy editor : Heru Yulistyan
Proofreader : Sonny Heru Kusuma dan M. Fadly Suhendra
Penata Isi : Siti Qomariyah dan Prapti Sasiwi
Desainer Sampul : Dhevi E.I.R. Mahelingga

Cetakan Pertama : Maret 2017




Diterbitkan oleh:

LIPI Press, anggota Ikapi

Jln. Gondangdia Lama 39, Menteng, Jakarta 10350

Telp. (021) 314 0228, 314 6942. Faks. (021) 314 4591

E-mail: press@mail.lipi.go.id

 LIPI press

 @lipi_press

DAFTAR ISI

PENGANTAR PENERBIT	vii
KATA PENGANTAR.....	ix
PRAKATA	xi
1 PENDAHULUAN	1
<i>Hery Harjono, Lina Handayani, M. Ma'ruf Mukti</i>	
2 PENGARUH KARAKTERISTIK LEMPENG INDIA-AUSTRALIA TERHADAP TEKTONIK BUSUR SUNDA	11
<i>Lina Handayani</i>	
3 SEISMISITAS DI ZONA SUBDUKSI SUNDA-ANDAMAN	27
<i>Titi Anggono</i>	
4 TEKTONIK DAN SEISMISITAS ZONA TRANSISI SUNDA-BANDA: DARI SUBDUKSI KE TUMBUKAN	45
<i>Syuhada, Nanang T. Puspito</i>	
5 ZONA SEISMOGENIK DI SEPANJANG BUSUR SUNDA	61
<i>Nugroho D. Hananto</i>	
6 DEFORMASI PRISMA AKRESI DI SELATAN JAWA-LOMBOK.....	81
<i>M. Ma'ruf Mukti, Sonny Aribowo</i>	
7 PEGUNUNGAN BAWAH LAUT DAN PENGARUHNYA TERHADAP TATAAN TEKTONIK DI SEPANJANG BUSUR SUNDA	103
<i>Lina Handayani, Nugroho D. Hananto</i>	

8 PENUTUP DAN PERSPEKTIF	117
<i>Hery Harjono</i>	
INDEKS.....	123
BIOGRAFI PENULIS.....	125

PENGANTAR PENERBIT

Sebagai penerbit ilmiah, LIPI Press mempunyai tanggung jawab untuk menyediakan terbitan ilmiah yang berkualitas. Penyediaan terbitan ilmiah yang berkualitas adalah salah satu perwujudan tugas LIPI Press untuk ikut serta dalam mencerdaskan kehidupan bangsa sebagaimana yang diamanatkan dalam pembukaan UUD 1945.

Zona subduksi hingga saat ini menjadi daerah yang paling menarik bagi para peneliti ilmu-ilmu kebumihan. Hal ini disebabkan oleh potensi bencana alamnya yang sedemikian dahsyat, terutama dalam kegempabumihan, tsunami, dan aktivitas vulkaniknya. Dalam zona subduksi ini, penghancuran sebagian kerak samudra dan akresi serta magmatisma yang terjadi merupakan cikal-bakal timbulnya kerak kontinen. Busur Sunda merupakan salah satu tempat yang ideal untuk memahami dinamika dari suatu zona subduksi karena besarnya bervariasi secara lateral dari zona ini, yang tentunya mencerminkan arsitektur dari sistem subduksi ini.

Bunga rampai berjudul *Seismotektonik Busur Sunda* ini merupakan kumpulan artikel yang membahas tektonik di sepanjang Busur Sunda ditinjau dari aktivitas kegempaan. Walaupun demikian, tektonik di sepanjang busur ini sangat bervariasi dengan berbagai

kemungkinan penyebabnya. Beberapa faktor penentu variasi tersebut antara lain kemiringan relatif arah subduksi terhadap lempeng di atasnya, posisi relatif dengan lempeng-lempeng di sampingnya, topografi lempeng yang sedang tersubduksi, dan beberapa kemungkinan faktor lainnya. Oleh karena itu, untuk mengetahui perbedaan karakteristik dan aktivitas kegempabumiannya, Anda dapat temukan di dalam bunga rampai ini.

LIPI Press

KATA PENGANTAR

Sungguh sangat menggembirakan telah terbit buku berjudul *Seismotektonik Busur Sunda*, yang ditulis oleh para ahli di bidangnya. Penerbitan buku berbahasa Indonesia seperti buku ini sangatlah jarang dilakukan karena tidak mudah dibaca oleh orang asing sehingga pendapat penulisnya pun tidak akan terekspose ke luar dan tidak akan memperoleh sitasi oleh penulis-penulis internasional yang lain. Secara umum, banyak penulis saat ini lebih mengejar suatu tulisan yang berindeks internasional yang secara langsung memberikan kriteria *world class research institution* bagi institusi tempat para penulis itu bekerja.

Buku ini membahas tentang tektonika aktif di daerah busur muka di wilayah Republik Indonesia, yang juga disebut sebagai zona subduksi, dan sangat erat dengan masalah kegempaan. Jumlah kegempaan zona subduksi selama ini sekitar 50% dari seluruh gempa yang terjadi di negara kita.

Membahas tektonika aktif secara tidak langsung berisi pendidikan tentang kegempaan bagi masyarakat Indonesia, yang juga membahas mitigasi bencana gempa bumi serta membahas kegempaan yang menyangkut kehidupan orang banyak, terutama yang berada di zona subduksi.

Pembaca buku ini diharapkan tidak hanya para ahli gempa bumi, tetapi juga para penentu kebijakan yang menyangkut tata ruang wilayah seperti diamanatkan oleh Undang-Undang Nomor 26 Tahun 2007 serta tentang penanggulangan bencana sesuai dengan UU Nomor 24 Tahun 2007.

Prof. Subagyo Pramumijoyo

Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik
Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta

PRAKATA

Buku berjudul *Seismotektonik Busur Sunda* ini merupakan bunga rampai kumpulan artikel yang membahas tektonik sepanjang Busur Sunda yang ditinjau dari aktivitas kegempabumiannya. Buku ini diawali dengan pembahasan mengenai Lempeng India-Australia yang menumbuk Lempeng Eurasia. Tumbukan atau subduksi merupakan faktor utama dari aktivitas tektonik di sepanjang busur ini. Walaupun demikian, tektonik sepanjang busur ini sangat bervariasi dengan berbagai kemungkinan penyebab. Beberapa faktor penentu variasi, antara lain, adalah kemiringan relatif arah subduksi terhadap lempeng di atasnya, posisi relatif dengan lempeng-lempeng di sampingnya, dan topografi lempeng yang sedang tersubduksi.

Pembahasan tentang perbedaan karakteristik ini diulas secara garis besar dalam dua artikel mengenai seismotektonik antara Andaman dan Selat Sunda serta seismotektonik di ujung timur busur (Sumba). Adapun tektonik Busur Muka Sumatra dibahas lebih dalam lagi melalui artikel mengenai pemodelan bawah permukaan melalui data seismik refleksi. Selain itu, terdapat dua artikel mengenai zona seismogenik dan gunung bawah laut yang berisikan pembahasan umum beserta kaitannya dengan karakteristik tektonik di sepanjang Busur Sunda.

Buku ini tentu masih jauh dari sempurna dan relatif terbatas dibandingkan persoalan tektonik Indonesia yang dikenal kompleks dan rumit. Meski demikian, diharapkan buku ini dapat memicu pemikiran baru yang tentu akan melengkapi khazanah pengetahuan kita.

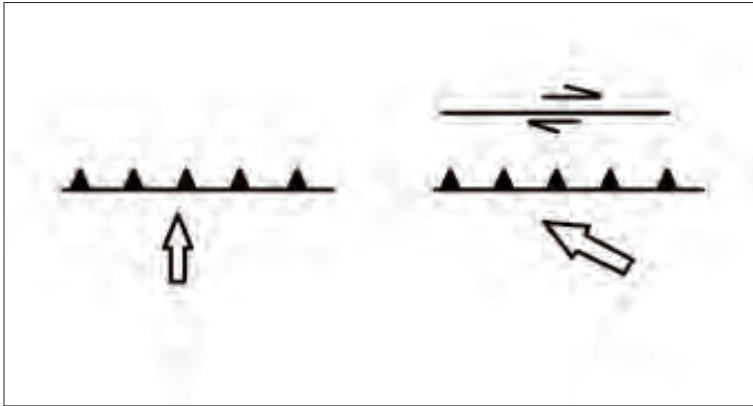
Editor

1

PENDAHULUAN

Hery Harjono, Lina Handayani, M. Ma'ruf Mukti

Posisi Indonesia dari sudut geologi tergolong unik karena diapit tiga lempeng tektonik yang saling berinteraksi. Di bagian barat terdapat Lempeng Eurasia, di timur ada Lempeng Pasifik yang terus bergerak ke barat, serta di selatan terdapat Lempeng India-Australia yang mendesak dan menyusup di bawah Lempeng Eurasia. Interaksi ketiga lempeng yang saling bergerak relatif tersebut juga menyebabkan terjadinya sejumlah lempeng mikro atau blok yang juga bergerak, salah satu contohnya adalah Sumatra platelet yang dibatasi subduksi Sumatra dan sistem sesar Sumatra atau Zona Sesar Sumatra (Diamant dkk., 1992). Interaksi paling intens terjadi di bagian barat dan selatan Kepulauan Indonesia dan membentuk Busur Sunda. Busur Sunda inilah yang menjadi tempat pertemuan Lempeng India-Australia dengan Lempeng Eurasia. Pergerakan kedua lempeng tersebut merupakan bagian dari pergerakan Lempeng India yang menabrak Lempeng Asia di sisi barat dan pergerakan Lempeng Australia yang menabrak Lempeng Pasifik di sisi timur.



Gambar 1.1 Sketsa arah subduksi terhadap palung. Kiri: arah subduksi normal, seperti yang terjadi di sepanjang selatan Jawa. Dengan pergerakan tegak lurus seperti itu, seluruh gaya dorong dari lempeng tersubduksi tercurahkan pada satu arah. Kanan: arah subduksi miring, seperti yang terjadi di sepanjang barat Sumatra. Dengan arah miring, gaya dorong terbagi ke dua arah. Komponen gaya mendarat kemudian diakomodasi oleh sesar *strike-slip* yang terbentuk ke arah kanan.

Busur Sunda ditandai oleh zona subduksi yang terlihat dari garis palung memanjang di sisi barat Pulau Sumatra dan sisi selatan Pulau Jawa-Nusa Tenggara (Gambar 1.1). Palung ini menerus dari Andaman hingga selatan Sumba, dari $14,4^{\circ}$ LU 92° BT hingga $12,54^{\circ}$ LS $120,54^{\circ}$ BT, dan mencapai panjang sekitar 4.590 km. Respons dari interaksi kedua lempeng tersebut ditunjukkan oleh kemunculan gempa bumi, penyesaran, deretan gunung api aktif, dan pergerakan vertikal di sepanjang busur.

Lempeng India-Australia bergerak ke arah utara relatif terhadap Lempeng Eurasia ($\sim 3^{\circ}$ NS) dengan kecepatan rata-rata 6,5 mm/tahun (DeMets dkk., 2010). Di sisi paling barat, subduksi dan proses tektonik dipengaruhi oleh tumbukan antarlempeng kontinen India dengan Eurasia (contoh Tapponier dkk., 1986). Sementara sifat-sifat tektonik di sisi timur dipengaruhi oleh adanya pertemuan Lempeng Samudra India-Australia dengan Lempeng Benua Australia serta dipengaruhi juga oleh aktivitas tektonik di sekitar Lempeng Pasifik bagian barat (contoh Audley-Charles, 1985).

Berbagai faktor karakter tektonik berdasarkan sifat-sifat seismik sepanjang Busur Sunda dibahas secara mendalam di dalam buku ini. Pembahasan itu meliputi karakteristik lateral, yang menguraikan setiap zona sepanjang Busur Sunda dari Andaman hingga Sumba. Selain itu juga dibahas mengenai karakter vertikal di bawah permukaan, terutama yang berkaitan dengan zona seismogenik pembangkit gempa bumi *megathrust*.

VARIASI TEKTONIK LATERAL

Secara lateral, Busur Sunda terbagi menjadi beberapa zona: Busur Sumatra, Busur Transisi Selat Sunda, Busur Jawa, Busur Nusa Tenggara, dan Busur Transisi Sumba. Zona Busur Sumatra dicirikan oleh garis subduksi yang miring, relatif terhadap arah konvergensi Lempeng India-Australia. Arah subduksi dinyatakan normal jika arah pergerakan lempeng yang tersubduksi tegak lurus garis palung. Arah subduksi dinyatakan miring jika arahnya terhadap garis palung membentuk sudut kurang dari 90° (Gambar 1.2). Kemiringan garis subduksi ini menyebabkan terbentuknya Zona Sesar Sumatra dan Zona Sesar Mentawai di sepanjang Pulau Sumatra dan Busur Muka Sumatra (McCaffrey, 1992; Malod & Kemal, 1996; Diament dkk., 1992).

Sebelum terjadi gempa bumi besar pada 2004, gempa bumi besar (*megathrust* dengan magnitudo lebih besar dari delapan) yang pernah terjadi berdasarkan pada catatan sejarah dan paleoseismologi, antara lain pada 1797 di Pulau Siberut, 1833 di Pulau Pagai, dan 1861 di Pulau Nias (Newcomb & McCann, 1987; Natawidjaja dkk., 2006).

Subduksi normal terhadap Pulau Jawa tidak menunjukkan terbentuknya zona sesar memanjang seperti Zona Sesar Sumatra. Adapun gempa bumi besar dengan sumber zona subduksi di sebelah selatan Jawa pernah terjadi, antara lain pada 2006 di sebelah selatan Pangandaran, 2009 di selatan Tasikmalaya, 1994 di selatan Banyu-

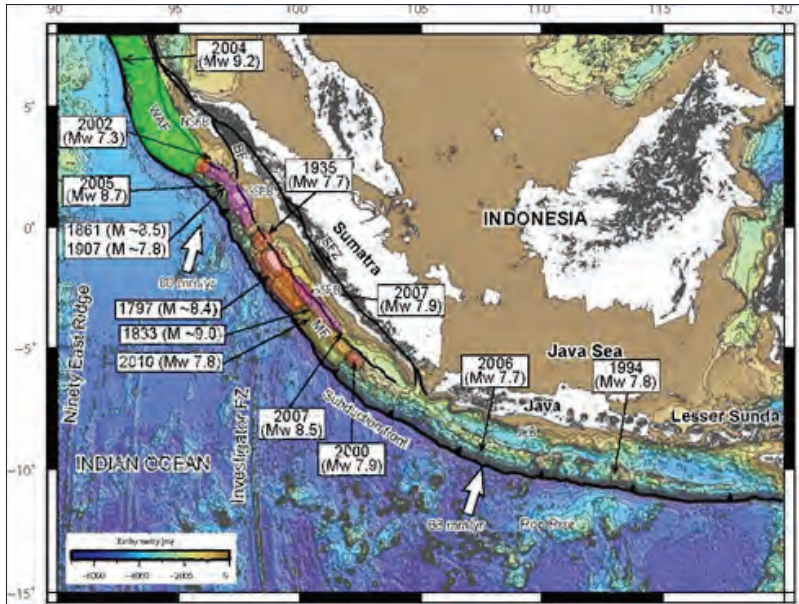
wangi, dan pada 1943 di selatan Yogyakarta. Gempa bumi terakhir yang terjadi akibat penyesaran dangkal terjadi di Yogyakarta pada 2006. Gempa bumi yang pernah terjadi berdasarkan beberapa catatan sejarah adalah gempa bumi pada 1937 di sebelah selatan Kebumen, 1943 di selatan Yogyakarta, dan pada 1921 di selatan Pacitan (Newcomb & McCann, 1987; Okal, 2012).

Busur Nusa Tenggara berada di sisi timur Pulau Jawa, dengan lempeng yang tersubduksi berumur lebih tua (Muller dkk., 1997). Namun, karena distribusi endapan sedimen yang sampai di daerah ini sangat kecil, pembentukan pulau tidak seekstensif Sumatra atau Jawa. Pembentukan pulau-pulau di daerah ini terutama disebabkan oleh endapan dari letusan gunung berapi.

Terdapat dua zona transisi pada Busur Sunda, yaitu Selat Sunda dan Sumba. Zona transisi Selat Sunda merupakan peralihan antara zona subduksi Sumatra yang miring dan zona subduksi Jawa yang berarah normal. Peralihan ini boleh jadi menyebabkan robekan pada zona subduksinya yang menyebabkan rendahnya aktivitas seismik di daerah busur muka. Tepat di Selat Sunda, peralihan pola subduksi ini direspons oleh rezim tektonik bukaan (Harjono dkk., 1991; Handayani & Harjono, 2008) dan aktivitas vulkanik yang tinggi serta keterdapatan reservoir magma yang relatif besar (Harjono dkk., 1989; Dahren dkk., 2011; Jaxybulatov dkk., 2011). Sementara zona transisi Sumba merupakan tempat bertemunya Lempeng Samudra India-Australia dengan Lempeng Kontinen Australia yang sama-sama tersubduksi ke bawah Lempeng Eurasia. Hal tersebut menyebabkan aktivitas seismik daerah ini menjadi lebih bervariasi daripada bagian Busur Sunda lainnya (Gambar 1.2).

VARIASI VERTIKAL ZONA SUBDUKSI

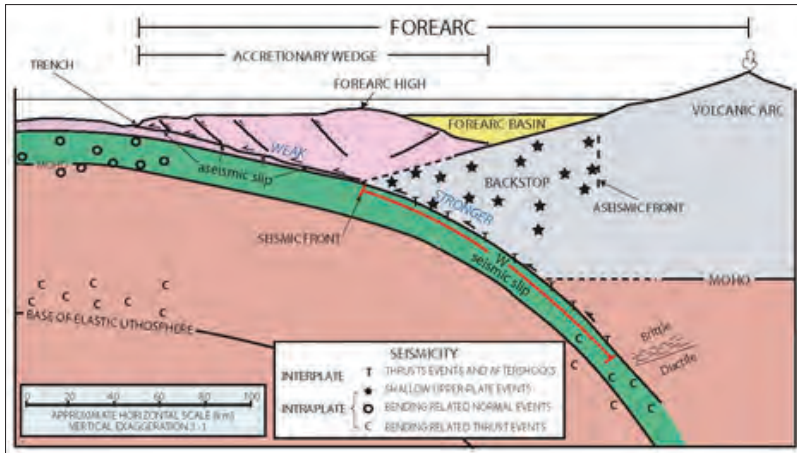
Adapun karakterisasi vertikal bawah permukaan zona subduksi sangat diperlukan dalam pemetaan sumber-sumber gempa bumi. Terdapat



Sumber: Abercrombie dkk., 2001; Ammon dkk., 2006; Briggs dkk., 2006

Gambar 1.2 Struktur utama di sepanjang jalur subduksi Sunda. Gempa-gempa bumi besar yang pernah terjadi di zona ini dan morfologi kerak samudra yang menjulang di bawah kerak benua.

beberapa kelompok sumber gempa bumi di sepanjang lempeng yang tersubduksi (lihat Gambar 1.3). Gempa-gempa bumi dangkal di sekitar palung biasanya merupakan gempa bumi dengan pergerakan normal akibat adanya *strain* di dalam lempeng. Sementara *stress* pada lempeng tersubduksi juga menyebabkan gempa bumi dalam, dengan kedalaman lebih dari 60 km dan bersifat pergerakan naik (*thrust*). Adapun gempa-gempa bumi dangkal hingga menengah (kurang dari 60 km) yang terjadi pada lempeng di atas lempeng yang tersubduksi merupakan gempa bumi yang disebabkan oleh *stress* atau *strain* dalam lempeng tersebut, yang biasanya ditunjukkan dengan adanya sesar-sesar di daratan. Kemudian, kelompok sumber gempa bumi dengan kedalaman 30–60 km terbentuk di perbatasan litosfer yang elastik



Sumber: Sketsa dimodifikasi dari Byrne dkk. (1988).

Gambar 1.3 Sketsa kartun zona subduksi pada kedalaman kurang dari 50 km. Gempa bumi interplate terjadi pada zona seismogenik yang dibatasi oleh batas atas dan batas bawah dengan kedalaman tertentu.

atau *interplate*. Kelompok terakhir ini adalah sumber gempa bumi di zona seismogenik. Zona ini terletak tepat di pertemuan antara lempeng tersubduksi dan lempeng di atasnya. Pergesekan di antara kedua lempeng tersebut menyebabkan pergerakan dengan efek yang cukup besar, yang kemudian biasa disebut sebagai *megathrust* atau pergerakan sesar naik yang besar. Karena letak sumber ini relatif dangkal dan terletak di tengah samudra, gempa bumi ini dapat menyebabkan tsunami yang besar pula.

CAKUPAN BAHASAN

Enam artikel dalam buku ini mengemukakan fenomena seismotektonik dari segmen Sunda-Andaman hingga segmen Sunda-Banda, yang tentu dikontrol oleh interaksi di antara lempeng-lempeng di sekitarnya. Berikut ini ringkasan tentang kelima artikel tersebut.

Lina Handayani membahas pengaruh karakteristik Lempeng India-Australia terhadap tektonik Busur Sunda. Sifat-sifat tektonik di sepanjang busur ini sangat beragam. Bentuk geometri busur Sunda

juga memperlihatkan dua bagian utama, yaitu yang memiliki sudut kemiringan penunjaman (zona Sumatra) dan yang tegak lurus (Jawa-Nusa Tenggara). Dua zona tersebut membentuk zona transisi di daerah Selat Sunda. Di bagian timur, yaitu di Nusa Tenggara, zona transisi lainnya juga dapat ditemukan dari bertemunya lempeng samudra dengan lempeng kontinen.

Titi Anggono membahas seismisitas di zona subduksi Sunda-Andaman, yang merupakan suatu daerah dengan tingkat kegempabumian tinggi. Perbedaan kemiringan zona seismik di dua zona tersebut dapat terlihat dari kemiringan landai di segmen Sumatra dan curam di segmen Andaman. Zona busur Sumatra dapat terbagi menjadi beberapa segmen dengan karakteristik aktivitas kegempabumian yang berbeda. Di daerah Sumatra bagian utara, aktivitas gempa bumi meningkat sejak 2004 sampai sekarang. Hal itu mengindikasikan kemungkinan bahwa pelepasan *stress* masih tetap berlangsung.

Syuhada dan Nanang Puspito membahas zona transisi antara Busur Sunda dan Busur Banda. Di sebelah barat, subduksi Lempeng India-Australia di bawah Lempeng Eurasia membentuk rangkaian gunung api Busur Sunda. Di sebelah timur Indonesia terdapat perubahan rezim tektonik tempat terjadinya proses tumbukan *Arc-continent* di sepanjang Timor Trough. Sebagai konsekuensinya, perubahan rezim tektonik dari proses subduksi ke tumbukan ini memberikan implikasi terhadap variasi morfologi, struktur geologi, dan seismisitas.

Gambaran secara umum mengenai zona seismogenik di Busur Sunda dibahas oleh Nugroho Hananto. Zona seismogenik didefinisikan sebagai suatu segmen dari sesar naik yang terkoyak saat gempa bumi. Zona ini dicirikan oleh batuan terkonsolidasi dengan perilaku *stick slip*. Batas atas zona seismogenik memainkan peran yang penting terhadap deformasi dari bantalan akresi sehingga mengontrol terjadinya tsunami. Selain itu, salah satu struktur geologi yang unik di sepanjang Busur Sumatra adalah sesar anjak balik (*backthrust*) di

daerah prisma akresi. Sesar anjak balik pada segmen yang telah mengalami gempa bumi besar akan menunjukkan penguatan sinyal seismiknya. Data seismik juga menunjukkan bahwa sesar anjak balik ini menerus hingga ke dasar samudra.

M. Ma'ruf Mukti dan Sonny Aribowo membahas variasi deformasi yang terjadi di kompleks prisma akresi di sepanjang selatan Jawa-Lombok. Perkembangan prisma akresi ini telah diasosiasikan dengan pertumbuhan struktur tinggian di bagian terluar cekungan busur muka (*forearc high*). Perkembangan kompleks akresi ini juga dapat dikaitkan dengan pembentukan batas mekanik *backstop*, yaitu suatu batas pembagi dua wilayah yang memiliki kekuatan luluh yang berbeda akibat proses kompresi. Struktur yang berkembang di dalam prisma akresi biasanya dihubungkan dengan pertumbuhan struktur anjakan. Akan tetapi, perkembangan struktur di daerah ini juga dapat dikaitkan dengan struktur tinggian di kerak samudra yang menunjam di bagian bawah prisma akresi.

Lina Handayani dan Nugroho Hananto mengupas pegunungan bawah laut dan pengaruhnya terhadap tataan tektonik di sepanjang Busur Sunda. Di dalam tulisan ini, dibahas tipe dari gunung bawah laut, lokasi keberadaannya, baik yang di dekat zona subduksi maupun di zona punggung tengah samudra. Tulisan ini ditutup dengan pengaruh gunung bawah laut terhadap tatanan tektonik di sepanjang Busur Sunda.

DAFTAR PUSTAKA

- Abercrombie, R. A., Antolik, M., Felzer, K., & Ekstrom, G. (2001). The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 106(B4), 6595–6607.
- Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T., & Velasco, A. A. (2006). The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letter (GRL)*, 33(24), L24308, doi:10.1029/2006GL028005.

- Audley-Charles, M. G. (1985). The Sumba enigma: Is Sumba a diapiric forearc nappe in process of formation?. *Tectonophysics*, 119, Issues 1–4, 435–449.
- Briggs, R. W., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D., Galetzka, J., Suwargadi, B., ... Bock, Y. (2006). Deformation and slip along the Sunda megathrust in the great 2005 Nias-Simeulue earthquake. *Science* 311(5769), 1897–901, doi:10.1126/science.1122602.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., & Sykes, L. R. (1988). Loci and Maximum size of Thrust Earthquakes and the Mechanics of the Shallow Region of Subduction Zones. *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- Dahren, V. R., Troll, U. B., Andersson, J. P., Chadwick, M. F., Gardner, K., Jaxybulatov, I., & Koulakov, I. (2011). Magma plumbing beneath Anak Krakatau volcano, Indonesia: evidence for multiple magma storage regions. *Contributions to Mineralogy and Petrology (CMP)*, 163(4), 631–651, doi:10.1007/s00410-011-0690-8.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International (GJI)*, 181, 1–80.
- Diament, M. H., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M. T., ... Malod, J. (1992). Mentawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of Western Indonesia. *Geology*, 20, 259–262.
- Jaxybulatov, K., Koulakov, I., Ibs-von Seht, M., Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B., & Troll, V. R. (2011). Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(2011), 96–105.
- Handayani, L., & Harjono, H. (2008). Perkembangan tektonik daerah busur muka Selat Sunda dan hubungannya dengan zZona sesar Sumatra. *Jurnal Riset Geologi dan Pertambangan*, 18(2), 31–40.
- Harjono, H., Diament, M., Nouaili, L., & Dubois, J. (1989). Detection of magma bodies beneath Krakatau volcano (Indonesia) from anomalous shear waves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 39, 335–348.
- Harjono, H., Diament, M., Dubois, J., Larue, M., & Zen, M. T. (1991). Seismicity of the Sunda Strait: Evidence for crustal extension and volcanological implications. *Tectonics*, 10(1), 17–30.
- Malod, J. A., & Kemal, B. M. (1996). The Sumatra margin: Oblique subduction and lateral displacement of the accretionary prism. *Geologi-*

cal Society, London, Special Publications, 106, 19–28, doi:10.1144/GSL.SP.1996.106.01.03.

- McCaffrey, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 97(B6), 8905–8915.
- Muller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., & Sclater, J. G. (1997). Digital isochrons of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 102, 3211–3214.
- Natawidjaja, D. H., Sieh, K., Chlieh, M., Galetzka, J., Suwargadi, B. W., Cheng, H., ... Ward, S. N. (2006). Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 111, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.
- Newcomb, K. R. & McCann, W. R. (1987). Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 92(B1), 421–439.
- 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. *Geophysical Journal International (GJI)*, 190, 1657–1672.
- Tapponier, P., Peltzer, G., & Armijo, R. (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications, 19, 113–157, doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.07.*

PENGARUH KARAKTERISTIK LEMPENG INDIA-AUSTRALIA TERHADAP TEKTONIK BUSUR SUNDA

Lina Handayani

Busur Sunda merupakan zona penunjaman tempat Lempeng India-Australia bergerak menabrak dan menyusup ke bawah Lempeng Eurasia. Di sepanjang busur, terbentuk rangkaian kepulauan, dari Sumatra, Jawa, Nusa Tenggara, hingga pulau-pulau kecil di Laut Banda. Sifat-sifat tektonik di sepanjang busur ini sangat bervariasi. Sementara asal mula jadi (*origin*) dari pulau-pulau ini juga belum terdefiniskan dengan baik. Bentuk geometri dari busur dapat dibagi menjadi dua bagian utama dilihat dari arahnya relatif terhadap arah penunjaman Lempeng India-Australia yang berarah hampir utara-selatan ($\sim 3^\circ$ NS) (DeMets dkk., 2010). Bagian pertama adalah busur penunjaman miring (*oblique*) di sepanjang Sumatra, dan yang kedua adalah busur tegak lurus di sepanjang Jawa hingga Nusa Tenggara.

Fitur tektonik utama di sepanjang Sumatra adalah adanya Zona Sesar Sumatra dan jalur gunung api aktif yang memanjang dari ujung utara hingga ujung selatan pulau. Selain itu, terdapat Zona Sesar Mentawai yang berada di lepas pantai barat Pulau Sumatra, tepatnya di sisi barat Kepulauan Mentawai (Mukti dkk., 2012; Diament dkk., 1992). Fitur demikian tidak didapatkan di bagian lain busur yang

tegak lurus arah penunjaman. Terdapat beberapa garis sesar utama di Pulau Jawa, tetapi tidak dapat dinyatakan sebagai zona yang memanjang dari ujung ke ujung pulau. Demikian pula di pulau-pulau Nusa Tenggara. Walaupun pola sebarannya yang tidak sama dengan di Pulau Sumatra, terdapat deretan gunung api aktif di sepanjang Pulau Jawa dan Nusa Tenggara.

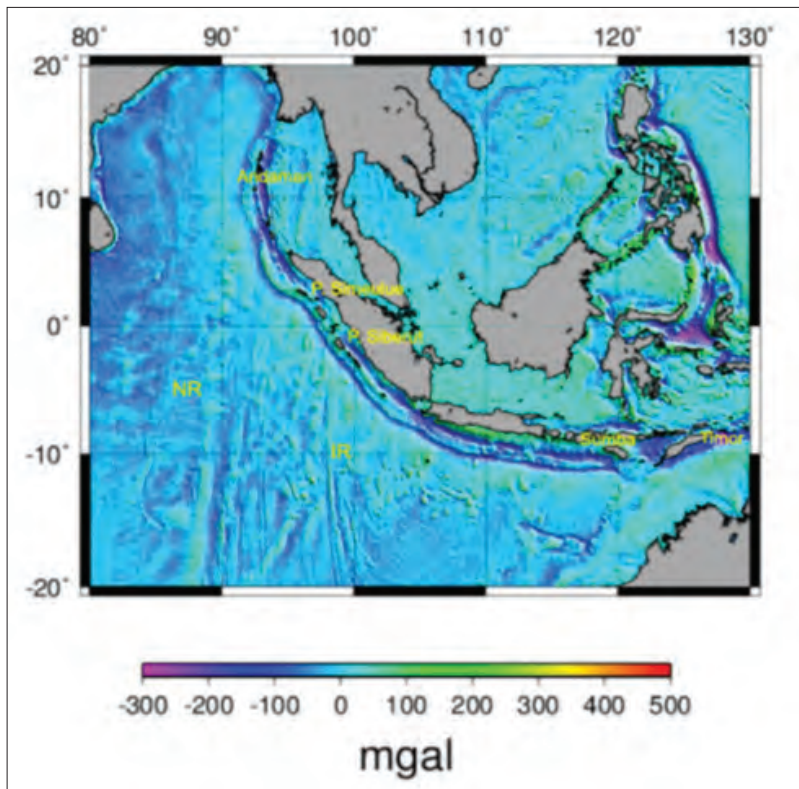
Di sepanjang Busur Sunda terdapat dua zona transisi, yaitu zona transisi Selat Sunda dan zona transisi Sumba. Zona transisi Selat Sunda merupakan zona tempat berubahnya arah subduksi miring menjadi arah subduksi tegak. Zona ini ditandai oleh adanya gaya ekstensi yang menyebabkan penipisan kerak Samudra dan penebalan sedimen di busur muka Selat Sunda (Handayani & Harjono, 2008). Sementara zona transisi Sumba merupakan lokasi bertemunya zona subduksi (penunjaman) dengan zona tumbukan (Audley-Charles, 1985; Shulgin dkk., 2009).

Variasi aktivitas tektonik sepanjang busur sangat berkaitan dengan karakteristik dari lempeng-lempeng yang bertemu. Artikel ini meninjau sifat Lempeng Samudra India-Australia dilihat dari data anomali gaya berat, umur, dan kecepatan pemekaran lantai Samudra serta sedimentasi yang terjadi pada kerak samudra. Analisis tersebut menunjukkan adanya pengaruh sifat fisik lempeng tersubduksi yang berupa densitas, ketebalan, kecepatan, dan arah pergerakan kepada geodinamika sepanjang Busur Sunda.

ANOMALI GAYA BERAT

Anomali gaya berat pada Gambar 2.1 merupakan hasil pengukuran altimetri satelit Geosat dan ERS-1 (Sandwell & Smith, 2009). Untuk tinjauan regional, data anomali gaya berat ini dengan sangat jelas menggambarkan fitur-fitur utama tektonik, seperti punggung tengah samudra (*mid oceanic ridge*/MOR), cekungan-cekungan, dan palung serta sebaran gunung-gunung bawah laut.

Busur Sunda pada Gambar 2.1 ditandai oleh adanya palung yang tergambarkan sebagai garis tipis berwarna biru tua yang mewakili anomali rendah, berkisar -100 hingga -200 mgal, memanjang dari ujung utara Andaman hingga selatan Pulau Sumba. Di samping garis palung dan deretan pulau-pulau kecil prisma akresi terdapat garis biru tua anomali negatif yang sedikit lebih lebar dengan nilai anomali sekitar -100 mgal, yang menggambarkan cekungan-cekungan



Sumber: Sandwell & Smith, 2009

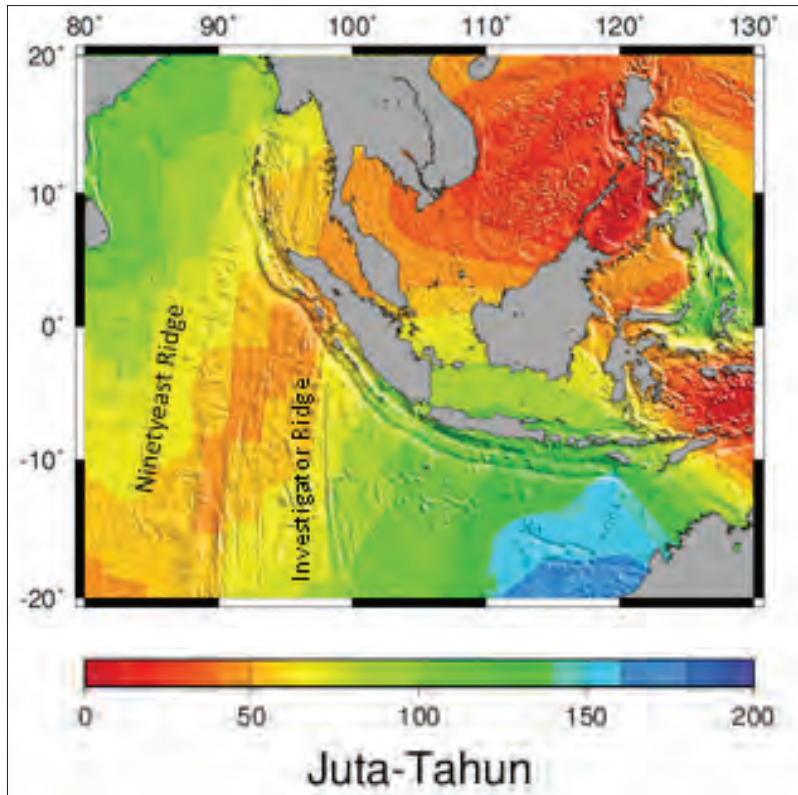
Gambar 2.1 Anomali gaya berat. Anomali berwarna biru tua menunjukkan anomali sangat rendah yang menggambarkan laut yang dalam dan cekungan-cekungan pada busur muka. Pola bergaris pada Lempeng India-Australia menunjukkan adanya punggungan, sedangkan pola lingkaran-lingkaran kecil menunjukkan adanya gunung bawah laut.

busur muka. Dari pola warna dan lebarnya tampak cekungan busur muka di barat laut Sumatra lebih dalam dan lebih lebar daripada cekungan di sisi barat Sumatra Selatan. Di antara Pulau Simeulue dan Pulau Siberut tidak tampak adanya cekungan busur muka. Keberadaan cekungan tampak lebih tegas di lepas pantai selatan Sumatra-Selat Sunda-Jawa-Nusa Tenggara. Garis palung dan cekungan busur muka terputus di selatan Pulau Sumba. Pola tektonik kemudian berubah di bagian timur dari Nusa Tenggara. Area dengan nilai anomali gaya berat negatif lebih rendah dari -100 mgal melebar dari Sumbawa hingga sisi selatan Timor. Daerah beranomali rendah di daerah ini cenderung lebih lebar dibandingkan di bagian busur yang lain.

Di Samudra India sebelah barat Sumatra terdapat dua kompleks punggung utama, yaitu Punggungan 90E (*Ninetyeast Ridge-NR*) dan Punggungan Investigator (*Investigator Ridge-IR*) yang berarah utara-selatan. Di antara kedua punggung tersebut terdapat torehan-torehan lurus yang juga berarah utara-selatan yang tampak berupa pola garis-garis memanjang di dasar samudra dengan anomali sekitar 0 hingga -100 mgal. Selain itu, tampak sebaran gunung-gunung bawah laut, yang terlihat sebagai pola-pola kecil tersebar di dasar samudra dengan anomali sedikit di atas nol, tersebar di hampir seluruh permukaan lantai Samudra India, terutama di daerah yang mendekati garis palung.

UMUR DASAR SAMUDRA DAN KECEPATAN PEMEKARAN (*SPREADING RATE*)

Model umur (Gambar 2.2) dan kecepatan pemekaran (Gambar 2.3) merupakan hasil interpolasi antara *isochrons* searah pemekaran (*spreading*) dan anomali magnetik lantai samudra (Müller dkk., 2008). Distribusi umur lantai samudra dapat dijadikan bahan acuan dalam mempelajari dinamika lempeng karena berkaitan langsung dengan proses pendinginan lempeng-lempeng bumi dalam jangka panjang



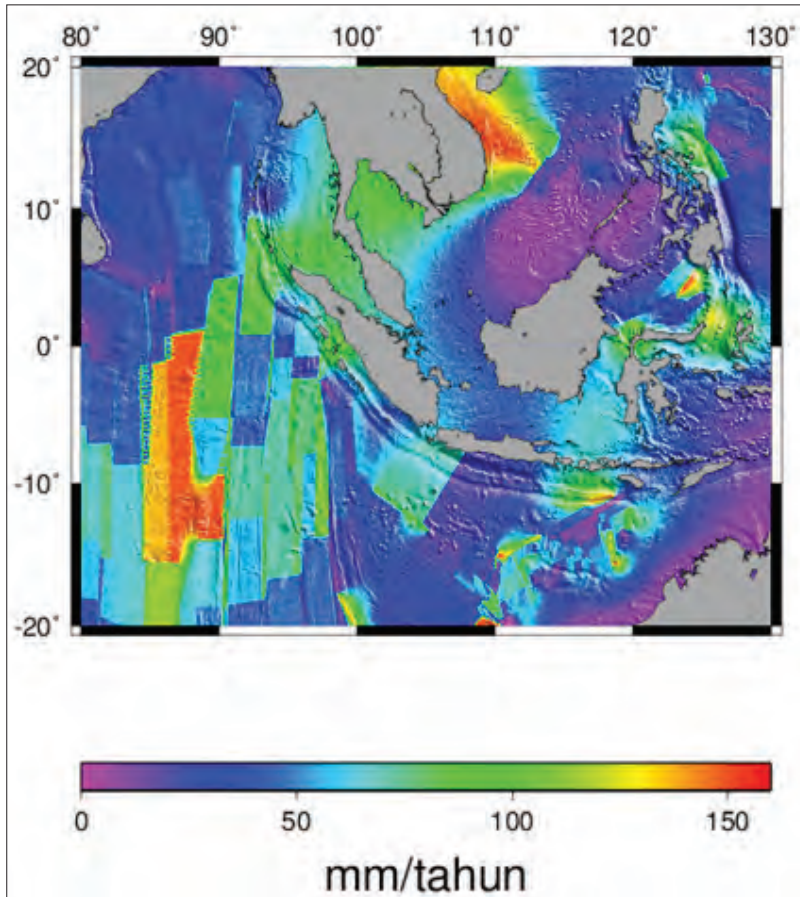
Sumber: Müller dkk., 2008

Gambar 2.2 Umur Lantai Samudra. Bagian lempeng yang tersubduksi di sepanjang Jawa relatif lebih tua daripada yang tersubduksi di sepanjang Sumatra. Adapun lempeng termuda tersubduksi di muka Pulau Simeulue dan Pulau Nias.

(Coltice dkk., 2012). Dengan mempelajari peta umur dan kecepatan pemekaran lantai samudra tersebut, kita dapat menentukan sejarah dinamika lempeng.

Pada Lempeng India-Australia (Gambar 2.2), lantai samudra tertua terdapat di selatan Jawa dengan umur 90–140 juta tahun, dengan pergeseran makin tua ke arah timur hingga ke Pulau Timor. Dari sekitar Pulau Timor hingga ke Laut Banda, umur lantai samudra

relatif jauh lebih muda. Lantai Samudra India memiliki pola sebaran umur yang masih menunjukkan posisi letak pusat pemekaran (*spreading center*). Pusat pemekaran tersebut terletak di antara 90 dan 100° Bujur Timur, antara Ninetyeast Ridge dan Investigator Ridge dengan umur sekitar 50 juta tahun. Berbeda dengan Ninetyeast Ridge yang



Sumber: Müller dkk., 2008

Gambar 2.3 Kecepatan pemekaran (*spreading rate*) Lempeng India-Australia. Zona transisi Selat Sunda dan Sumba ditandai oleh adanya daerah dengan kecepatan pemekaran yang relatif tinggi. Kecepatan pemekaran tinggi juga terjadi di antara pulau-pulau Nias-Mentawai.

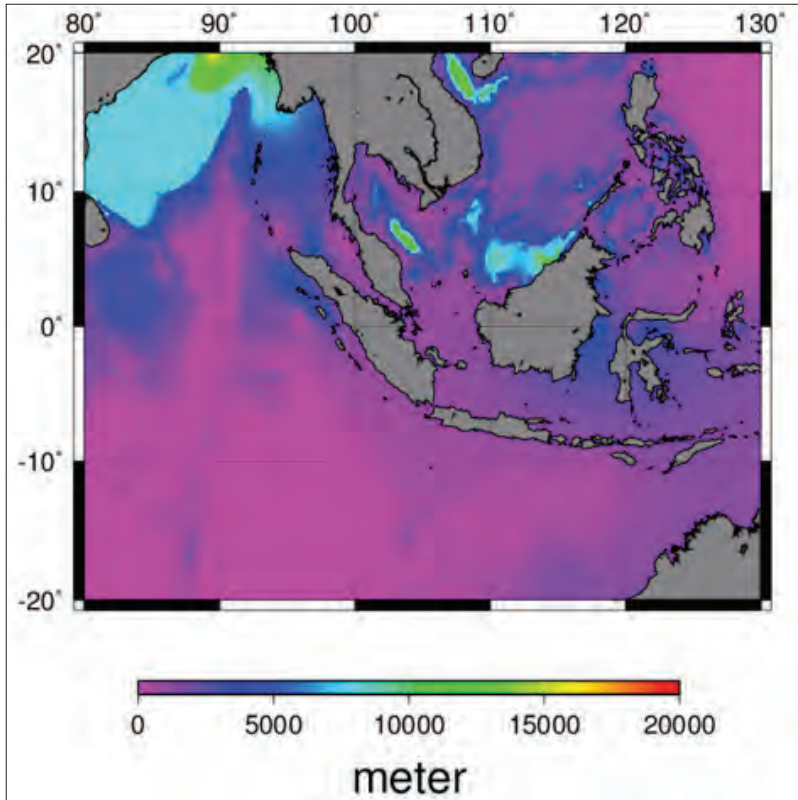
masih aktif (Stein & Okal, 1978; Stein dkk., 1990), Investigator Ridge merupakan daerah aseismik dan dianggap sebagai punggung tua yang sudah tidak aktif (Hoernle dkk., 2011).

Kecepatan pemekaran lempeng (*spreading rate*) menunjukkan pertumbuhan suatu lempeng. Pemekaran yang cepat dapat berarti bagian lempeng tersebut masih sangat aktif dan pusat pemekarannya masih membentuk lapisan-lapisan lempeng yang baru. Pemekaran yang sangat lambat hingga sama sekali tidak ada menunjukkan lempeng pasif atau tidak mengalami proses pembentukan lapisan lempeng yang baru. Peta distribusi kecepatan pemekaran (*spreading rate*) dalam Gambar 2.3 menunjukkan aktivitas yang sangat tinggi di sisi barat dari Ninetyeast Ridge. Lempeng di antara Ninetyeast dan Investigator Ridge memiliki kecepatan pemekaran 50–100 mm per tahun. Sementara kecepatan pemekaran lempeng bagian timur relatif sangat rendah. Kecepatan pemekaran yang relatif tinggi terjadi pada kedua zona transisi: Selat Sunda dan Sumba, dengan kecepatan di atas 50 mm/tahun di Selat Sunda dan sekitar 100 mm/tahun di selatan Sumba. Kecepatan pemekaran tinggi juga terjadi di antara pulau-pulau Nias-Mentawai serta di bagian utara Sumatra.

SEDIMENTASI LANTAI SAMUDRA

Data untuk peta dalam Gambar 2.4 diperoleh dari koleksi National Geophysical Data Center (NGDC-NOAA), yang merupakan kompilasi dari peta-peta *isopach* yang telah terbit, hasil pengeboran tengah laut (*ocean drilling program/ODP* dan *deep sea drilling project/DSDP*) serta berbagai data seismik (refleksi dan refraksi). Data tersebut sebenarnya menunjukkan kedalaman *basement*, tetapi dapat digunakan sebagai perkiraan minimal ketebalan sedimen pada kerak samudra (Divins, 2003).

Terdapat lima hal yang memengaruhi ketebalan sedimen di lantai samudra: umur kerak samudra, sejarah tektonik kerak samudra, struktur geologi pada *basement*, lokasi sumber sedimen, dan proses



Sumber: Divins, 2003

Gambar 2.4 Ketebalan sedimen. Ketebalan tertinggi menunjukkan kedekatan dengan sumber sedimen. Untuk Samudra Hindia, sumber sedimen berada di sekitar Teluk Bengal dan sebagian besar memengaruhi bagian utara dari lantai samudra ini.

penyebaran sedimen tersebut. Dengan mempelajari faktor ketebalan sedimen, kita dapat memperoleh informasi yang berkaitan dengan tektonik lempeng.

Peta sebaran sedimen pada Gambar 2.4 menunjukkan tingginya sedimentasi di Teluk Bengal, yang merupakan buangan sedimen dari Benua Asia Selatan. Sedimen tersebut kemudian tersebar ke arah selatan dan tenggara. Sedimen di sisi barat Sumatra cukup tebal (sekitar 5.000 m) dan semakin tipis ke arah timur. Di selatan Nusa

Tenggara, ketebalan sedimen kurang-lebih 1.000 m. Ketebalan sedimen ini menyebabkan tingginya sedimen pada puncak-puncak prisma akresi, yang kemudian menyebabkan terbentuknya pulau-pulau di sepanjang Sumatra. Pulau-pulau di sisi barat Sumatra, seperti Nias dan Siberut, merupakan pulau-pulau terbesar di daerah prisma akresi Busur Sunda. Semakin ke arah selatan, pulau-pulau itu semakin kecil, seperti Pulau Enggano di sisi barat Bengkulu. Sedimentasi sangat rendah terjadi di selatan Jawa dan Nusa Tenggara sehingga walaupun membentuk tinggian pada prisma akresi, tidak cukup tinggi untuk dapat membentuk pulau.

TEKTONIK BUSUR SUNDA

Busur Sunda merupakan zona tempat menunjammnya Lempeng India-Australia ke bawah Lempeng Eurasia, yang memanjang dari Andaman, Sumatra, Jawa, Nusa Tenggara, hingga Banda. Sejarah evolusi pembentukan Busur Sunda berkaitan erat dengan evolusi geodinamika Lempeng India-Australia (Sclatter & Fisher, 1974; Hoernle dkk., 2011; Hall, 2012), dan peristiwa reorganisasi batas-batas lempeng merupakan akibat dari tumbukan India-Asia 57 juta tahun yang lalu atau sebelumnya (Rowley, 1996; Leech dkk., 2005; Copley dkk., 2010).

Lempeng India-Australia dapat dibagi menjadi beberapa bagian. Lempeng bagian barat laut merupakan bagian dari kontinen India yang terpisahkan oleh suatu batas lebur (*diffuse boundary*) dan Ninetyeast Ridge (Wiens dkk., 1985; Stein dkk., 1990; van Orman, 1995; Wei dkk., 2013). Kemudian, terdapat segmen lempeng antara Ninetyeast Ridge dan Investigator Ridge, yang menunjukkan deretan punggung purba. Dan, bagian paling terakhir adalah lempeng bagian timur yang berumur lebih tua (Gambar 2.2).

Ninetyeast Ridge adalah punggung tengah samudra yang masih cukup aktif dengan banyak kejadian-kejadian gempa bumi bermagnitudo lebih dari 7. Dua kejadian gempa bumi terakhir terjadi

pada 11 April 2012. Ninetyeast Ridge merupakan zona deformasi yang kompleks. Bagian utara (3°N – 10°S) jauh lebih aktif daripada bagian selatan, tetapi pergerakan terjadi dengan berbagai arah sesar geser (Delescluse dkk., 2012; Yue dkk., 2012; Stein & Okal, 1978). Hal tersebut dapat dijelaskan oleh model tegangan (Cloetingh & Wortel, 1985; Sandiford dkk., 1995) yang menunjukkan adanya konsentrasi tegangan kompresif di ujung utara Ninetyeast Ridge. Diterangkan bahwa resistensi kompresif di sini berkaitan dengan tumbukan Benua India dan subduksi lempeng berumur muda di bagian utara Sumatra (Cloetingh & Wortel, 1985). Gempa-gempa bumi besar yang terjadi di punggung ini akan terasa hingga di Sumatra. Namun, karena jaraknya jauh, efek bahayanya cukup rendah.

Investigator Ridge atau juga biasa disebut sebagai Investigator Fracture Zone merupakan zona punggung dengan panjang mencapai 2.500 km yang berarah utara-selatan. Investigator Ridge memiliki arah hampir sama dengan vektor konvergensi dan menunjam dengan arah miring di lepas pantai Sumatra Barat. Tidak tercatat adanya kegiatan kegempabumian yang bersumber di sekitar punggung ini. Tetapi, ujung utara dari punggung ini terletak di ujung lempeng yang tersubduksi di daerah palung, di sisi barat Pulau Sumatra, atau tepatnya di segmen Siberut, lokasi yang hampir tidak pernah dilanda gempa bumi (Lange dkk., 2010). Kemungkinan besar juga subduksi punggung ini belum berumur lama. Pada umumnya, pada lokasi yang terdapat tinggian di lempeng yang menunjam, bentuk palung akan menjadi melengkung ke arah daratan (McCann & Haberman, 1989). Pelengkungan palung belum terbentuk di sini. Tidak adanya aktivitas kegempabumian mungkin saja terjadi karena pelepasan yang tertunda. Pengumpulan energi di sini mungkin akan menyebabkan gempa bumi besar. Akan tetapi, teori itu pun masih belum terbukti benar (Watts dkk., 2010).

Tumbukan kontinen (benua) India dengan Asia pada masa paleosen atau lebih dari 57 juta tahun yang lalu (Leech dkk., 2005)

menyebabkan penyebaran tegangan (*stress*) ke segala arah di Eurasia. Salah satu efek penyebaran tegangan mengubah tatanan tektonik di Asia Tenggara, termasuk Sumatra (Tapponier, 1986). Tegangan ini diperkirakan membentuk Zona Sesar Sumatra yang memiliki kecepatan pergeseran sangat tinggi di Sumatra Utara tetapi hampir nol di Sumatra Selatan (McCaffrey, 1992; Malod & Kemal, 1996).

Bentuk geometri zona subduksi menjadikan busur ini terbagi menjadi dua bagian besar. Bagian pertama adalah busur Sumatra dengan zona subduksi miring (*oblique*), dan bagian kedua adalah busur Jawa-Banda, dengan zona subduksi tegak lurus arah konvergensi lempeng. Kemiringan arah subduksi terkait langsung dengan pembentukan sesar aktif, seperti Zona Sesar Sumatra dan Zona Sesar Mentawai, yang terbentuk di sepanjang Sumatra. Zona kelurusan sesar seperti itu tidak ada di Pulau Jawa. Sesar-sesar yang arah penjunjumannya hampir tegak lurus lebih umum ditemukan di Jawa, seperti Sesar Cimandiri dan Sesar Opak. Hanya, karena tingkat aktivitas sesar-sesar di Jawa tidak terlalu tinggi, belum banyak sesar aktif yang terpetakan.

Perbedaan juga terletak pada umur lempeng. Lempeng yang menunjam di sebelah selatan Jawa berumur jauh lebih tua daripada umur lempeng yang menunjam di Sumatra. Umur lempeng yang menunjam sangat berpengaruh pada geodinamika lempeng di atasnya. Lempeng berumur tua biasanya memiliki kerak yang lebih tebal. Kerak samudra yang tebal akan memiliki densitas yang tinggi (lebih berat) sehingga lebih mudah tersubduksi. Lempeng demikian akan tersubduksi dengan sudut yang besar, sementara lempeng yang lebih muda akan menunjam dengan sudut penunjaman lebih kecil. Hal tersebut dapat dengan mudah tampak dari sebaran sumber gempa buminya. Di sepanjang Jawa, karena lempeng menunjam dengan sudut $\sim 60^\circ$, terdapat gempa bumi yang mencapai kedalaman hingga 600 km. Sementara di sepanjang Sumatra, dengan lempeng menunjam

dengan sudut penunjaman sekitar 30° , gempa bumi terdalam mencapai 300 km (Jarrad, 1986; Widiyantoro & van der Hilst, 1996).

Profil slab tersubduksi ini juga mungkin dapat memengaruhi sebaran gunung api yang terbentuk di sepanjang busur. Jika faktor terbentuknya gunung api hanya kedalaman lempeng tersubduksi, berarti jarak antara deretan gunung api dan palung akan bergantung pada kemiringan lempeng yang menunjam. Namun, ternyata sebaran dan sifat gunung api tidak sesederhana itu. Terdapat banyak faktor lain yang memengaruhi pembentukan magma, seperti sedimentasi pada lempeng tersubduksi, temperatur astenosfer, dan keberadaan air (Kearey & Vine, 1996).

Terdapat dua zona transisi di sepanjang Busur Sunda, yaitu Selat Sunda dan Sumba. Zona Selat Sunda merupakan daerah transisi, tempat bertemunya subduksi miring Sumatra dengan subduksi tegak lurus Jawa. Transisi tersebut menjadikan daerah Selat Sunda sebagai zona ekstensi. Dalam peta kecepatan pemekaran (Gambar 2.3), ekstensi pada zona ini tampak dengan kecepatan yang lebih besar daripada zona di sekitarnya (~ 60 mm/tahun). Walaupun aktivitas kegempabumian di Selat Sunda cukup tinggi, kegempabumian di daerah busur mukanya sangat sedikit (Handayani & Harjono, 2008).

Adapun zona transisi Sumba terletak pada posisi yang unik, dengan cekungan busur muka dan palung dari Busur Sunda berujung di lepas pantai selatannya (seperti terlihat pada anomali gaya berat pada Gambar 2.1). Di sanalah sebenarnya batas timur dari Lempeng India-Australia, tempat bertemunya kerak Samudra (Argo Abyssal Plain) dengan lempeng kontinen (Scott Plateau), yang umurnya lebih tua daripada lempeng-lempeng di sisi barat dan timurnya (Gambar 2.2). Gambar 2.3 menunjukkan adanya kecepatan pemekaran yang relatif tinggi di selatan Pulau Sumba. Selain itu, kejadian-kejadian gempa bumi dangkal normal mendominasi kejadian di lokasi ini (Syuhada dkk., 2017). Hal-hal tersebut menunjukkan bahwa Sumba terletak pada rezim ekstensional. Gaya ekstensi ini pulalah

yang kemungkinan besar ada kaitannya dengan teras-teras di pantai timur Sumba yang menunjukkan adanya penurunan muka air laut (Audley-Charles, 1985).

KESIMPULAN

Karakteristik Lempeng India-Australia yang tidak homogen menyebabkan adanya variasi pada sifat tektonik di pulau-pulau Busur Sunda. Kemiringan (*oblique*) arah subduksi Lempeng India-Australia menyebabkan adanya zona sesar yang memanjang di Pulau Sumatra. Sementara umur lempeng yang tersubduksi memengaruhi kemiringan (*dip*) lempeng tersubduksi yang sangat berkaitan dengan kedalaman sumber gempa bumi. Adanya gunung bawah laut dan punggungan pada kerak Samudra pada lempeng yang tersubduksi berhubungan dengan tidak adanya kegiatan gempa bumi (aseismik) di lokasi tersebut. Pulau Sumba, yang terletak di pertemuan antara batas subduksi dan batas tumbukan, memiliki pola tektonik yang unik. Penurunan air muka laut yang terjadi di pulau ini menunjukkan adanya rezim ekstensi pada daerah transisi antarlempeng ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Audley-Charles, M. G. (1985). The Sumba enigma: Is Sumba a diapiric fore-arc nappe in process of formation? *Tectonophysics*, 119, Issues 1–4, 435–449.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., ... Weatherall, P. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355–371.
- Cloetingh, S., & Wortel, R. (1985). Regional stress field of the Indian Plate. *Geophysical Research Letters (GRL)*, 12(2), 77–80.
- Coltice, N., Rolf, T., Tackley, P. J., & Labrosse, S. (2012). Dynamic causes of the relation between area and age of the ocean floor. *Science*, 336, 335–338, doi:10.1126/science.1219120.
- Copley, A., Avouac, J-P., & Royer, J-Y. (2010). India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian Plate: Implications for the forces

- driving plate motions. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 115, B03410, doi:10.1029/2009JB006634.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International (GJI)*, 181, 1–80.
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Cattin, R., Fleitout, L., Trubienko, O., & Vigny, C. (2012). April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aceh megathrust. *Nature*, 490, 240–244, doi:10.1038/nature11520.
- Diament, M. H., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M. T., ... Malod, J. (1992). Mentawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of Western Indonesia. *Geology*, 20, 259–262.
- Divins, D. L. (2003). *Total sediment thickness of the world's oceans & marginal seas*. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO.
- Hall, R. (2012). Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 570–571, 1–41, doi: 10.1016/j.tecto.2012.04.021.
- Handayani, L., & Harjono, H. (2008). Perkembangan tektonik daerah busur muka Selat Sunda dan hubungannya dengan zona sesar Sumatra. *Jurnal Riset Geologi dan Pertambangan*, 18(2), 31–40.
- Hilde, T. W. C., Uyeda, S. (1983). Trench depth: Variation and significance. Dalam Hilde & Uyeda (Eds). *Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian Region*, Geodynamic Series, Vol. 11, American Geophysical Union, Washington, D.C., 75–89.
- Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., van den Bogaard, P., Gibbons, A. D., Conrad, S., & Müller, R. D. (2011). Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere. *Nature Geoscience*, 4, 883–887.
- Kearey, P., Vine, F. J. (1996). *Global Tectonics*, 2nd Edition. Cambridge Massachusetts, Blackwell Science, 333 pp.
- Jarrard, R. D. (1986). Relations among subduction parameters. *Review of Geophysics*, 24, 217–284.
- Lange, D., Tilmann, F., Rietbrock, A., Collings, R., Natawidjaja, D. H., Suwargadi, B. W., ... Ryberg, T. (2010). The fine structure of the subducted investigator fracture zone in Western Sumatra as seen by local seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 298, 47–56, doi:10.1016/j.epsl.2010.07.020.

- Leech, M. L., Singh, S., Jain, A. K., Klemperer, S. L., & Manickavasagam, R. M. (2005). The onset of India-Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1–2), 83–97.
- Malod, J. A., & Kemal, B. M. (1996). The Sumatra margin: Oblique subduction and lateral displacement of the accretionary prism. *Geological Society, London, Special Publications*, 106, 19–28, doi:10.1144/GSL.SP.1996.106.01.03.
- McCaffrey, R. (1992). Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6), 8905–8915.
- McCann, W. R., & Haberman, R. E. (1989). Morphologic and Geologic Effects of the Subduction of Bathymetric Highs. *Subduction Zones Part II*, Pageoph Topical Volumes 1989, 41–69.
- Mukti, M. M., Singh, S. C., Deighton, I., Hananto, N. D., Moeremans, R., Permana, H. (2012). Structural evolution of backthrusting in the Mentawai Fault Zone, offshore Sumatran forearc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(12), doi:10.1029/2012GC004199.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.
- Rowley, D. B. (1996). Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 145, 1–13.
- Sandiford, M., Coblenz, D. D., & Richardson, R. M. (1995). Ridge torques and continental collision in the Indian-Australian plate. *Geology*, 23(7), 653–656.
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from re-tracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Slatter, J. G., & Fisher, R. L. (1974). Evolution of the East: Central Indian Ocean, with Emphasis on the Tectonic Setting of the Ninetyeast Ridge. *Geological Society of America Bulletin* May, 85(5), 683–702, doi: 10.1130/0016-7606.
- Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Lueschen, E., Planert, L., Engels, M., ... Djajadihardja, Y. (2009). Sunda-Banda arc transition: Incipient conti-

- nent-island arc collision (northwest Australia). *Geophysical Research Letters*, (36), L10304, doi:10.1029/2009GL037533.
- Stein, C. A., Cloetingh, S., & Wortel, R. (1990). Kinematics and mechanics of the Indian Ocean diffuse plate boundary zone. Dalam J. R. Cochran & D. A. V. Stow (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116, 261–277.
- Stein, S., & Okal, E. A. (1978). Seismicity and tectonics of the ninetyeast ridge area: Evidence for internal deformation of the Indian Plate. *Journal of Geophysical Research*, 83(B5), 2233–2245.
- Syuhada, Hananto, N. D., Abdullah, C. I., Puspito, N., Anggono, T., Yudistira, T., & Ramdhan, M. (2017). Crustal anisotropy along the Sunda-Banda arc transition zone from shear wave splitting measurements. *Journal of Geodynamics*, 107, 1–11.
- Tapponier, P., Peltzer, G., & Armijo, R. (1986). On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society, London, Special Publications*, 19, 113–157, doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.07.
- van Orman, J., Cochran, J. R., Weissel, J. K., & Jestin, F. (1995). Distribution of shortening between the Indian and Australian plates in the central Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(1), 35–46.
- Watts, A. B., Koppers, A. A. P., & Robinson, D. P. (2010). Seamount Subduction and Earthquakes. *Oceanography*, 23(1), 166–173.
- Wei, S., Helmberger, D., & Avouac, J-P. (2013). Modeling the 2012 Wharton basin earthquakes off-Sumatra: Complete lithospheric failure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3592–3609, doi:10.1002/jgrb.50267.
- Wiens, D. A., DeMets, C., Gordon, R. G., Stein, S., Argus, D., Engeln, A. F., ... Woods, D. F. (1985). A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics. *Geophysical Research Letters*, 12(7), 429–432.
- Widiyantoro, S., & van der Hilst, R. D. (1996). Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda Arc, Indonesia. *Science*, 271, 1566–1570.
- Yue, H., Lay, T., & Koper, K. D. (2012). En e'chelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes. *Nature*, 490, 245–249, doi:10.1038/nature11492.

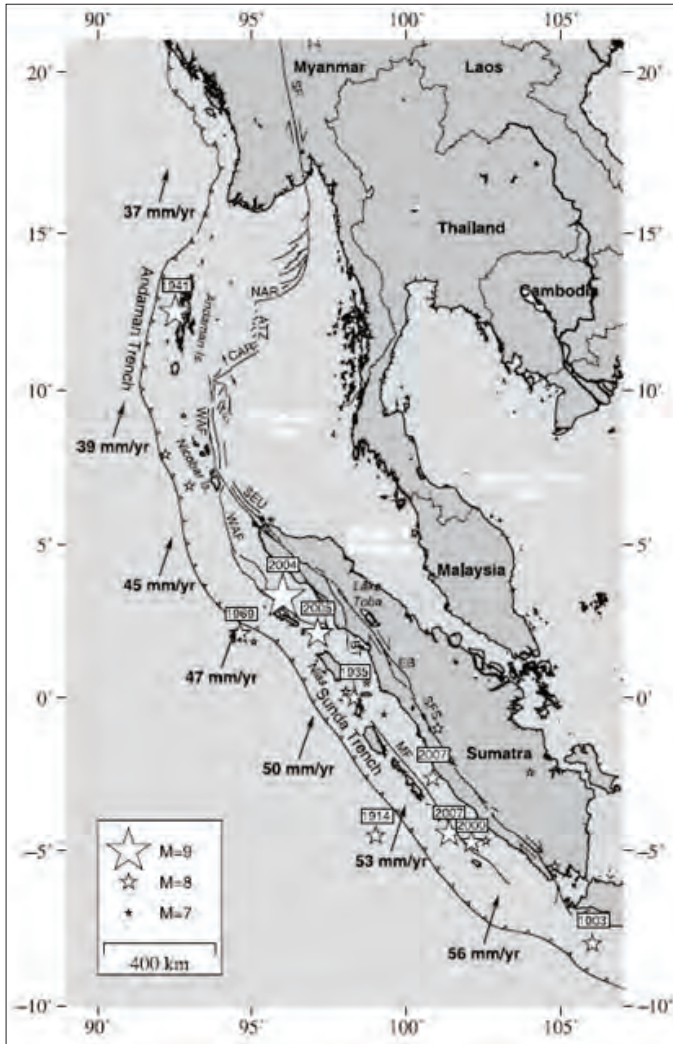
3

SEISMISITAS DI ZONA SUBDUKSI SUNDA-ANDAMAN

Titi Anggono

Zona subduksi Sunda-Andaman merupakan suatu zona kegempabumian yang sangat aktif dengan kejadian gempa-gempa bumi besar, yang berawal dari Busur Banda hingga Pulau Andaman. Zona subduksi Sumatra merupakan bagian dari zona subduksi Sunda-Andaman dan kegempabumian yang terjadi akibat proses subduksi Lempeng India-Australia ke bawah Lempeng Eurasia. Geologi di daerah ini dikarakterisasi dengan terdapatnya cekungan busur muka dan busur belakang (*forearc* dan *backarc basin*) yang diisi oleh material sedimentasi dan aktivitas gunung api berumur tersier (Barber dkk., 2005). Kecepatan pergerakan pada zona subduksi ini bervariasi, dari sebelah selatan ke arah utara. Di area Selat Sunda, kecepatan pergerakan ini diperkirakan mencapai 56 mm/tahun, sementara di bagian utara (sebelah selatan Myanmar) diperkirakan 37 mm/tahun (Gambar 3.1) (Socquet dkk., 2006; Delescluse & Chamot-Rooke, 2007; Cattin dkk., 2009).

Arah subduksi pada zona ini dicirikan oleh arah hampir tegak lurus di sebelah selatan dan *oblique* di sebelah utara jalur subduksi Sumatra-Andaman. Arah *oblique* ini mengakibatkan terjadinya akti-



Sumber: Cattin dkk., 2009

Gambar 3.1 Ilustrasi peta tektonik di zona subduksi Sunda-Andaman yang memperlihatkan beberapa patahan besar di daerah ini. Sagaing Fault (FS), North Andaman Rift (NAR), Andaman Transfer Zone (ATZ), Central Andaman Rift (CAR), West Andaman Fault (WAF), Seuliman Fault (SEU), Batee Fault (BT), Equatorial Bifurcation (EB), Sumatra Fault System (SFS), dan Mentawai Fault (MF). Bintang menunjukkan lokasi dari beberapa gempa bumi besar yang terjadi.

vasi patahan/sesar pada beberapa area, misalnya sistem sesar Sumatra serta sesar Mentawai. Sistem sesar Sumatra melintasi hampir seluruh Pulau Sumatra dari Banda Aceh ke Selat Sunda. Diperkirakan sistem sesar Sumatra terbagi menjadi 19 segmen sesar kecil (Sieh & Natawidjaja, 2000). Proses subduksi menyebabkan timbulnya barisan gunung berapi yang disebut Bukit Barisan dan berada pada arah NE dari sesar Sumatra. Sesar Mentawai berada di batas luar dari cekungan busur muka.

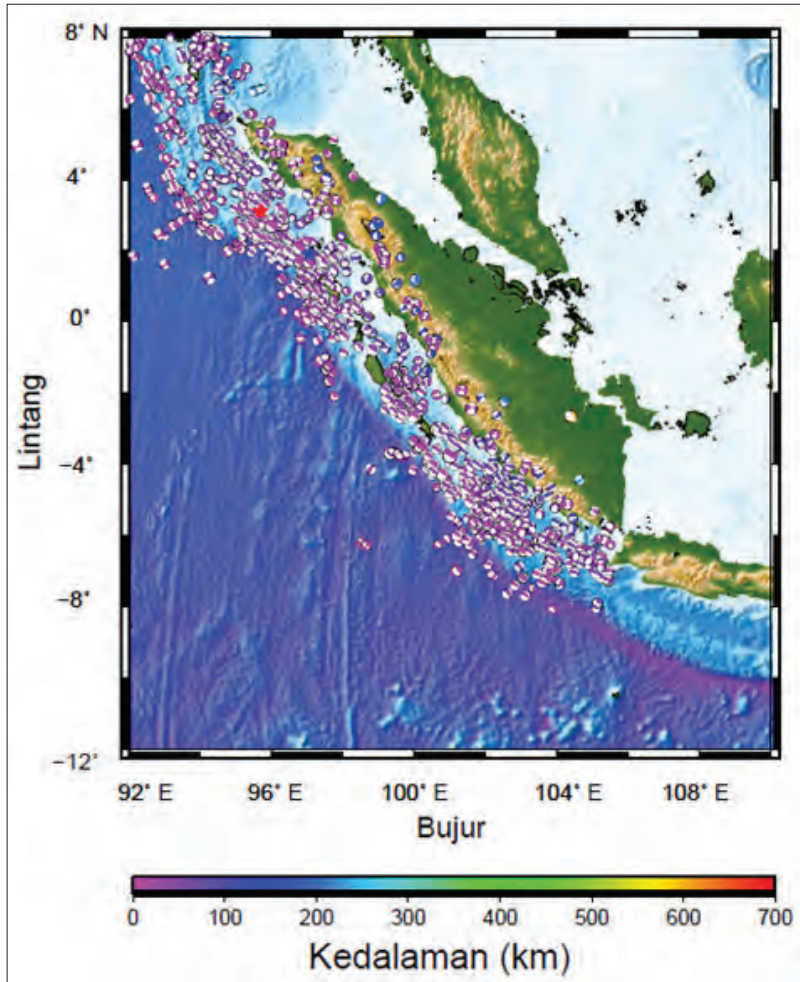
Pulau Sumatra merupakan suatu *active margin* yang berada di sebelah barat daya dari Lempeng Eurasia. Proses tektonik di area ini dikontrol oleh tiga sistem sesar besar, yaitu subduksi yang ditandai oleh terbentuknya palung Sunda (dikenal juga dengan sebutan Sunda Megathrust), sesar Sumatra, dan sesar Mentawai (Milsom, 2005). Di daerah ini tercatat beberapa gempa bumi besar yang pernah terjadi, seperti gempa bumi 26 Desember 2004 di Sumatra-Andaman (Mw 9,3) serta 28 Maret 2005 di Nias (Mw 8,6). Gempa bumi pada 2004 merupakan salah satu gempa bumi dengan magnitudo terbesar yang pernah terjadi dalam sejarah. Gempa bumi ini melepaskan *strain* yang terakumulasi dan menyebabkan terjadinya tsunami. Gempa bumi 2004 menyebabkan *rupture* sepanjang sekitar 1.300 km diikuti oleh gempa-gempa bumi *aftershock* dan diperkirakan menjadi pemicu terjadinya gempa bumi Nias, yang terletak di sebelah selatan gempa bumi 2004 (Lay dkk., 2005; Nalbant dkk., 2005).

Walaupun tidak ada catatan tertulis mengenai kejadian gempa bumi besar sebelum 2004, diperkirakan terdapat gempa bumi dengan magnitudo Mw > 8 terjadi di area subduksi ini. Hal ini terjadi karena gempa bumi memerlukan waktu yang cukup lama untuk terjadinya akumulasi *strain* yang besar. Berdasarkan pada studi paleoseismologi, diperkirakan pernah terjadi gempa bumi besar dengan Mw > 8 pada 1797 (Siberut), 1833 (Pagai), dan 1861 (Nias) (Newcomb & McCann, 1987; Natawidjaja dkk., 2006; Sieh, 2006). Gempa bumi 1797 (Mw ~8,4) menimbulkan tsunami yang mengakibatkan keru-

sakan berat di daerah pinggiran pantai (sekarang Kota Padang), sementara gempa bumi 1833 diperkirakan mempunyai magnitudo lebih besar dibandingkan gempa bumi 1797. Diperkirakan ada suatu batas atau *barrier* yang mengontrol pergerakan patahan (*rupture*) yang terjadi di zona subduksi Sumatra ini, misalnya batas utara *rupture* dari gempa bumi 1861 dan 2005 sama dengan batas selatan *rupture* gempa bumi 2004 (Briggs dkk., 2006), dan batas selatan *rupture* gempa bumi 1861 dan 2005 berdekatan dengan batas utara *rupture* gempa bumi 1797 dan 1833 (Newcomb & McCann, 1987; Lay dkk., 2005; Natawidjaja dkk., 2006). Beberapa kemungkinan penyebab terjadinya segmentasi ini, antara lain perbedaan tekanan pori (*pore pressure*) (Prawirodirdjo dkk., 1997), batas dari lempeng mikro Andaman (DeShon dkk., 2005), dan karakteristik tektonik dari lempeng (Franke dkk., 2008).

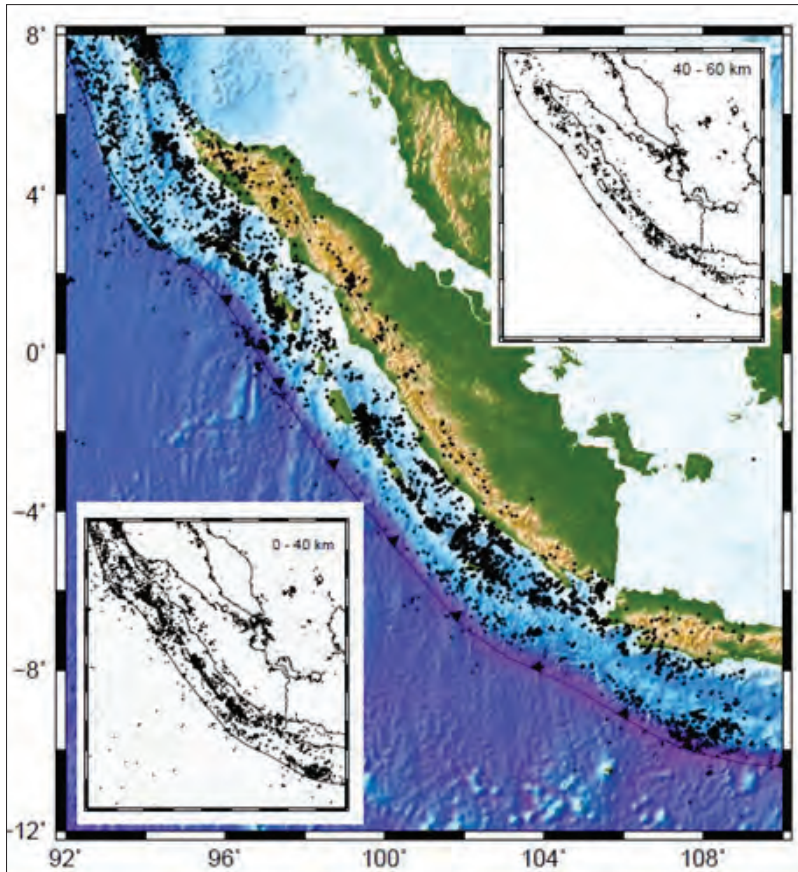
SEISMISITAS DI ZONA SUBDUKSI SUMATRA

Proses tektonik yang terjadi sepanjang sesar Sumatra dan proses subduksi menyebabkan tingginya tingkat seismisitas yang terjadi di sepanjang Bukit Barisan serta cekungan busur muka. Gambar 3.2 menunjukkan seismisitas di daerah Pulau Sumatra untuk gempa bumi dengan magnitudo momen $M_w > 5$. Data diperoleh dari katalog Global Centroid Moment Tensor untuk periode 1979–2010 dengan jumlah gempa bumi sekitar 1.400. Berdasarkan pada data tersebut, terlihat bahwa distribusi gempa bumi dengan kedalaman lebih dari 200 km cukup sedikit. Gempa bumi dengan hiposentrum lebih dari 300 km terletak di ujung selatan Pulau Sumatra dan ada kemungkinan lebih berasosiasi dengan subduksi berarah utara di bawah Pulau Jawa daripada berkaitan dengan subduksi berarah NE di bawah Pulau Sumatra (Milsom, 2005). Gempa bumi dengan kedalaman dangkal (< 60 km) banyak terjadi di sepanjang jalur sesar Sumatra dan jalur subduksi, tepatnya pada jalur punggung busur muka (*forearc ridge*). Gempa bumi dengan magnitudo 5 atau lebih cukup sedikit yang



Sumber: Global Centroid Moment Tensor Catalog (Dziewonski dkk., 1981)

Gambar 3.2 Distribusi dan mekanisme fokal dari gempa bumi ($M_w > 5$) berdasarkan pada katalog Global Centroid Moment Tensor yang terjadi di sepanjang zona subduksi, dari daerah sekitar Selat Sunda hingga Kepulauan Nicobar. Bintang merah dan biru merepresentasikan lokasi episentrum dari gempa bumi 26 Desember 2004 dan 28 Maret 2005. Mekanisme fokal dari gempa bumi di bagian selatan Sumatra tersebut didominasi oleh pergerakan sesar naik (thrust). Pergerakan sesar normal tampak di bagian busur muka bagian utara Sumatra. Selain itu, beberapa gempa bumi strike slip dapat dikenali tersebar di lantai samudra dan di bagian barat Pulau Sumatra.



Sumber: Modifikasi dari Pesicek dkk., 2010

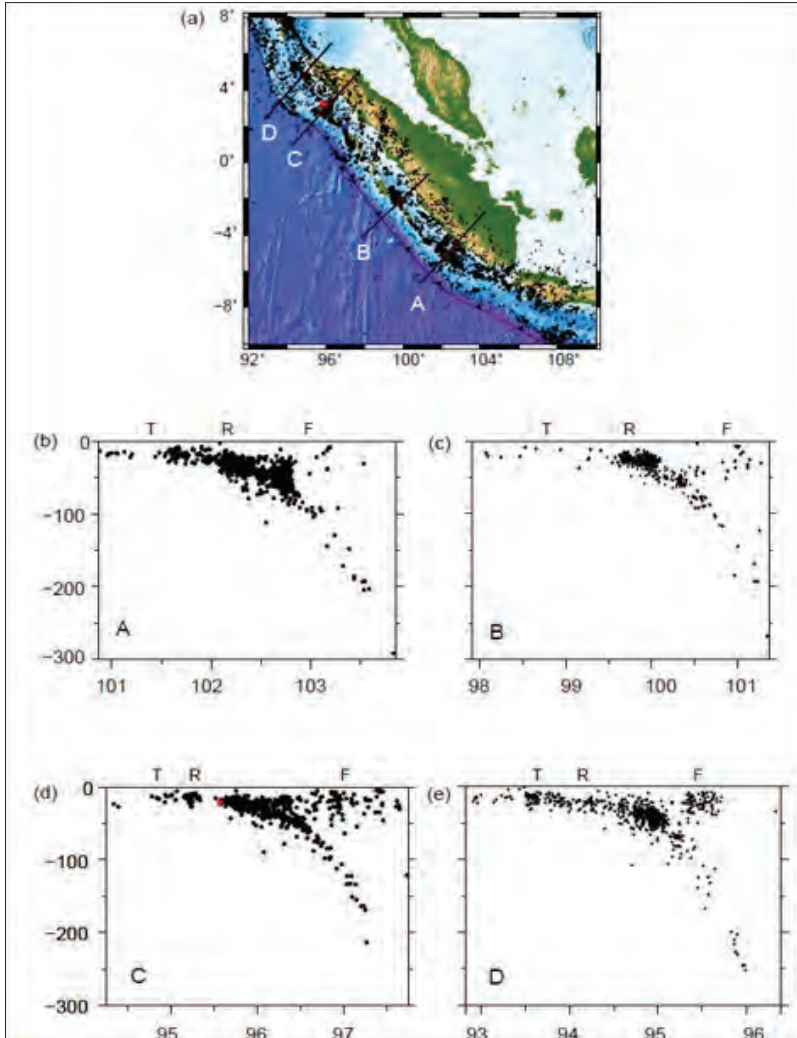
Gambar 3.3 Seismisitas untuk gempa bumi dengan kedalaman kurang dari 60 km. Inset menunjukkan seismisitas untuk kedalaman kurang dari 40 km dan 40–60 km.

berada di daratan Sumatra, dan sebagian besar gempa bumi tersebut berada pada jalur sesar Sumatra. Walaupun sedikit, gempa bumi dengan magnitudo besar ($M_w > 6$) dapat terjadi di sepanjang jalur sesar Sumatra (Bellier dkk., 1997; Nakano dkk., 2010).

Distribusi gempa bumi yang terjadi mayoritas berada di bagian atas lempeng samudra dan pada kedalaman menengah (*intermediate*)

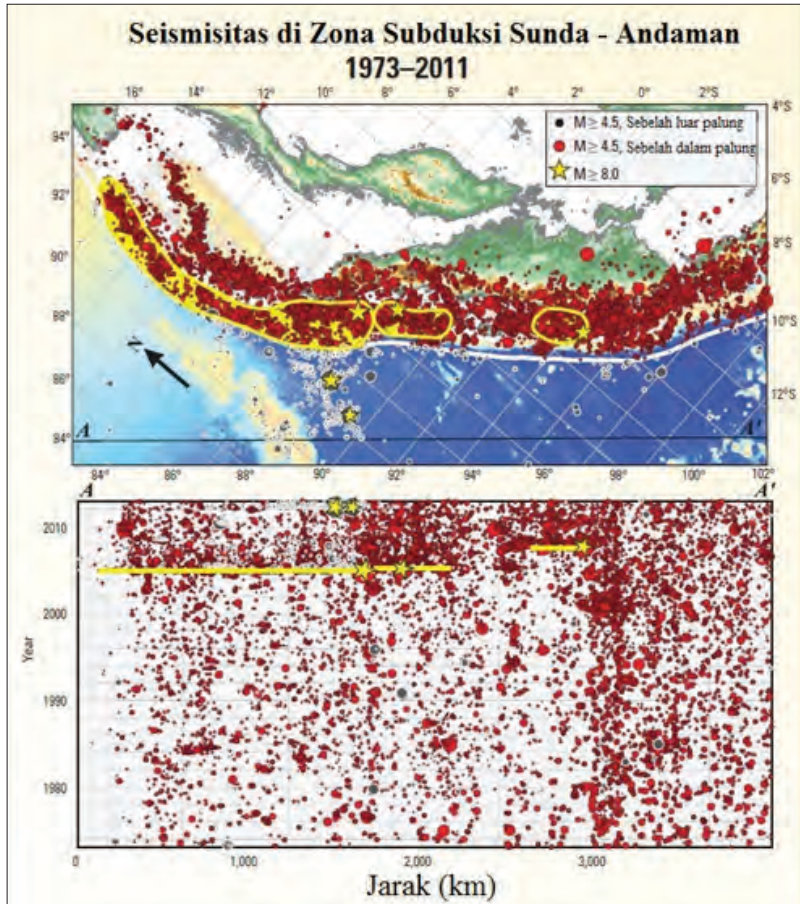
serta dalam mengindikasikan suatu *slab* yang menunjam ke bawah Pulau Sumatra. Gambar 3.3 menunjukkan distribusi gempa bumi pada kedalaman dangkal (< 60 km) dengan *inset* menunjukkan distribusi gempa bumi pada kedalaman < 40 km dan sekitar 40–60 km. Pada kedalaman 40–60 km, distribusi gempa bumi terlihat seperti terkonsentrasi pada suatu zona yang sempit sepanjang cekungan busur muka dan ada kemungkinan berasosiasi dengan kerak samudra yang menyubduksi kerak Benua Eurasia. Pada kedalaman < 60 km ini terlihat seperti adanya pengelompokan konsentrasi atau *cluster* pada episentrum gempa bumi. Contoh terjadinya *cluster* bisa terlihat di daerah dekat Pulau Enggano dan Simeulue karena di daerah tersebut pernah terjadi gempa bumi besar, yakni Mw 7,9 (Juni 2000) dan Mw 9,3 (Desember 2004). Khusus untuk distribusi gempa bumi dengan kedalaman < 40 km terlihat seperti adanya separasi episentrum gempa bumi menjadi dua zona, yaitu sepanjang/searah punggung busur muka dan sepanjang/searah pantai barat Sumatra.

Distribusi gempa bumi dengan hiposentrum kedalaman *intermediate* dan dalam diperlihatkan pada Gambar 3.4 (a). Distribusi gempa bumi menunjukkan zona Wadati-Benioff, suatu zona pada litosfer yang mengalami subduksi tempat gempa-gempa bumi terjadi sampai dengan kedalaman 300 km. *Cross-section* pada Gambar 3.4 (b) menunjukkan distribusi gempa bumi di bagian selatan Pulau Sumatra, khususnya area dekat Pulau Enggano. Terdapat dua konsentrasi kejadian gempa bumi pada jarak sekitar 150 km dan 250 km dari *palung* dengan kedalaman sekitar 40 km dan 60 km. Zona seismogenik terlihat sampai pada kedalaman 200 km. Terdapat gempa bumi pada kedalaman sekitar 300 km yang juga ada kemungkinan mengindikasikan kelanjutan subduksi lempeng samudra sampai kedalaman 300 km. *Cross-section* bagian tengah Pulau Sumatra (Gambar 3.4 (c)) dan daerah Simeulue (Gambar 3.4 (d)) menunjukkan suatu tren yang juga membentuk zona Wadati-Benioff. Di ujung utara Pulau Sumatra, distribusi gempa bumi menunjukkan zona



Sumber: modifikasi dari Pesicek dkk., 2010

Gambar 3.4 Cross-section seismisitas di zona subduksi Sumatra. T menunjukkan lokasi trench/palung, R menunjukkan lokasi dari crest forarc ridge, dan F merupakan lokasi dari sesar Sumatra. Tanda bintang merah pada cross-section (d) menunjukkan lokasi dari gempa bumi pada 26 Desember 2004.



Sumber: Hayes dkk., 2013

Gambar 3.5 Aktivitas kegempabumian berdasarkan pada kejadian waktu di zona subduksi Sumatra memperlihatkan kenaikan jumlah gempa bumi setelah kejadian gempa bumi Desember 2004. Tanda bintang berwarna kuning menunjukkan lokasi gempa bumi dengan magnitudo lebih dari 8.

seismogenik sampai pada jarak 300 km dari palung (Gambar 3.4 (b)). Konsentrasi kejadian gempa bumi tertinggi terjadi pada jarak sekitar 100 km dari palung dengan kedalaman sekitar 50 km.

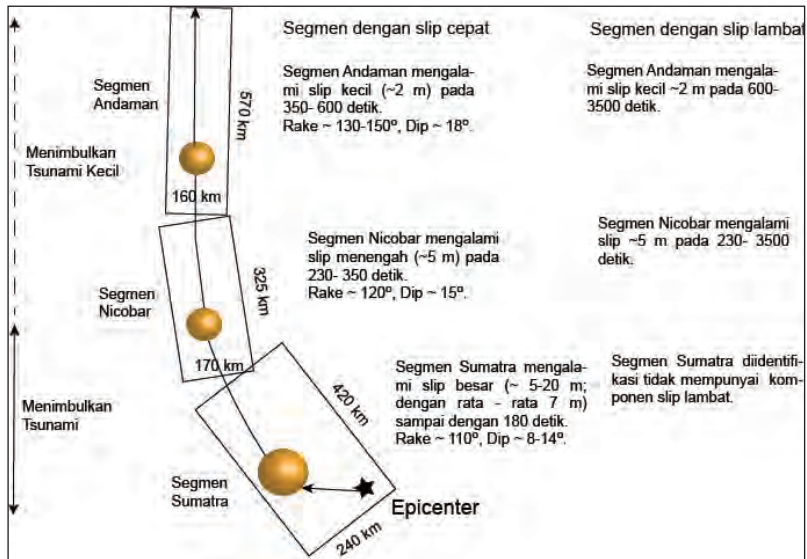
Sekuen kejadian gempa bumi pada 1973–2011 yang terjadi di zona subduksi Sumatra memperlihatkan kenaikan aktivitas kejadian

gempa bumi setelah 2004 (Gambar 3.5). Hal itu menunjukkan, sejak terjadinya gempa bumi pada 26 Desember 2004, aktivitas kejadian gempa bumi semakin meningkat di bagian utara zona subduksi. Yang menarik adalah seperti ada batas atau *boundary* dari intensitas kejadian gempa bumi sebelum 2004 di bagian utara dan selatan, dan batas ini bisa ditarik berada di sebelah selatan dari segmen Mentawai. Gempa bumi besar dengan Mw 8,4 terjadi sebelah selatan segmen Mentawai pada 12 September 2007 (Collings dkk., 2012). Intensitas kejadian gempa bumi sebelum 2004 di sebelah selatan dari segmen Mentawai ini cenderung lebih aktif dibandingkan di sebelah utara.

SEISMISITAS KEGEMPAAN DI SEKITAR DAERAH GEMPA BUMI SUMATRA-ANDAMAN PADA 26 DESEMBER 2004 DAN NIAS PADA 28 DESEMBER 2005

Gempa bumi besar Sumatra-Andaman yang terjadi pada 26 Desember 2004 (Mw 9,3) menyebabkan *rupture* hampir sepanjang jalur palung Andaman dan menimbulkan tsunami yang menelan banyak korban. Gempa bumi besar yang terjadi menyebabkan gempa-gempa bumi *aftershock* dengan tingkat intensitas tinggi. *Rupture* yang terjadi selama gempa bumi diperkirakan sepanjang 1.300 km memanjang ke utara searah dengan zona subduksi Andaman (Lay dkk., 2005). *Initial rupture* berlangsung hingga lebih dari 500 detik dan beberapa model menggambarkan terjadinya *rupture* pada tiga segmen, yaitu segmen utara Sumatra, Nicobar, dan Andaman (Ammon dkk., 2006; Kennet & Cummins, 2005; Lay dkk., 2005).

Gambar 3.6 menunjukkan skenario *rupture* yang terjadi pada gempa bumi besar 2004. *Rupture* berawal dari segmen Sumatra dengan *initial rupture* dikarakterkan oleh pelepasan energi dan kecepatan *rupture* yang rendah. *Rupture* kemudian bergerak ke arah utara dengan kecepatan $\sim 2,5$ km/s. Di segmen Sumatra, pergeseran/



Sumber: Lay dkk., 2005

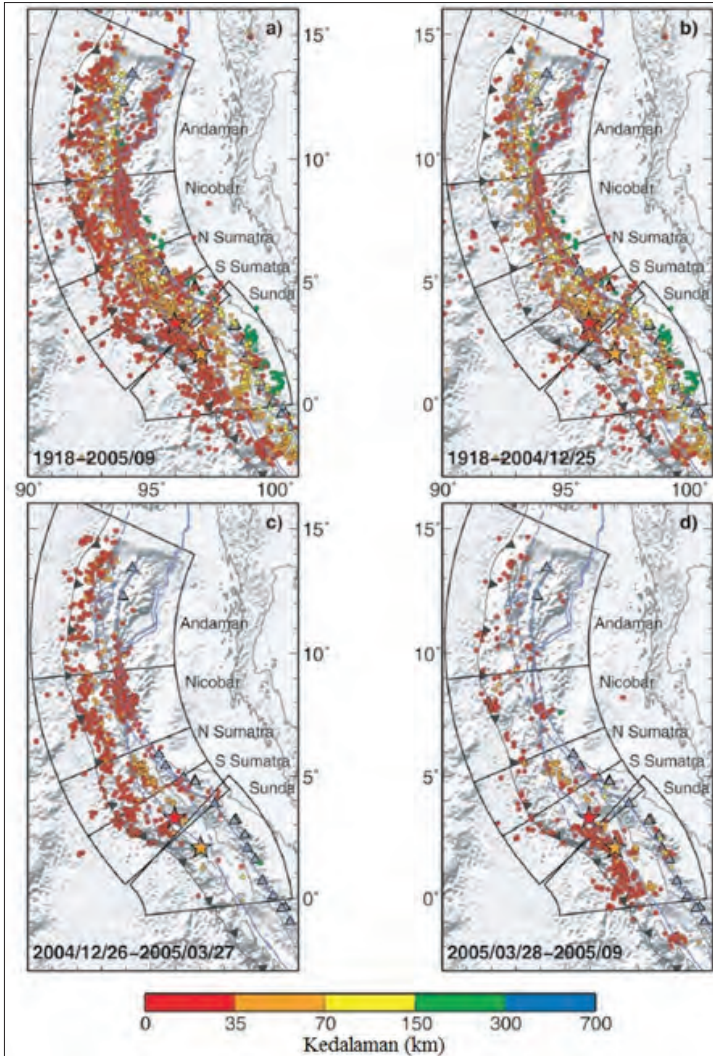
Gambar 3.6 Ilustrasi menggambarkan ruptur yang terjadi pada gempa bumi Desember 2004. Zona ruptur dibagi menjadi tiga segmen berdasarkan pada proses ruptur yang terjadi. Ruptur berawal di sebelah selatan (segmen Sumatra) dikarakterisasi oleh kecepatan rendah dari ruptur, kemudian ruptur bergerak ke arah utara (segmen Nicobar) sampai ke segmen Andaman. Total ruptur diperkirakan sepanjang 1.300 km.

slip diperkirakan mencapai sekitar 20 m. Di segmen Nicobar, slip diperkirakan sebesar 5 m berkurang menjadi sekitar 2 m di segmen Andaman. Kecepatan *rupture* bervariasi dari lokasi awal dengan kecepatan *rupture* tinggi berada di zona Sumatra bagian utara. Perubahan karakteristik *rupture* yang terjadi disebabkan oleh perubahan sifat fisis dari *slab* yang tersubduksi sepanjang jalur subduksi Sumatra-Andaman (Kennet & Cummins, 2005). Transisi dari slip yang cepat ke lambat pada 6,5° N berada dekat pada lokasi perubahan rasio kecepatan gelombang *shear/bulk-sound*, yang menunjukkan adanya variasi dari modulus bulk. Perubahan fisis (*modulus bulk*) yang terjadi pada suatu lempeng di zona subduksi menyebabkan perubahan morfologi, dan selanjutnya memengaruhi karakteristik slip yang terjadi pada gempa bumi 2004.

Seismisitas di daerah sekitar episentrum gempa bumi 26 Desember 2004 ditunjukkan pada Gambar 3.7 berdasarkan pada data katalog ISC, USGS/NEIC (Engdahl dkk., 2007). Episentrum menunjukkan lokasi gempa bumi yang terjadi pada periode 1918–2005 (Gambar 3.7 (a)), Gambar 3.7 (b) menunjukkan gempa bumi pada periode 1918–25 Desember 2004 (Periode I), Gambar 3.7 (c) menunjukkan gempa bumi pada periode 26 Desember 2004–27 Maret 2005 (Periode II), dan Gambar 3.7 (d) menunjukkan gempa bumi yang terjadi pada periode 28 Maret–September 2005 (Periode III). Pada Gambar 3.7 (c) terlihat bahwa episentrum pada Periode II terletak pada area *rupture* gempa bumi 26 Desember 2004. Mayoritas episentrum pada Periode III berada pada area *rupture* gempa bumi 28 Maret 2005 walaupun terdapat juga gempa bumi yang terjadi pada area *rupture* gempa bumi 26 Desember 2004. Hal ini menunjukkan bahwa area *rupture* gempa bumi 26 Desember 2004 masih aktif sampai September 2005.

Andaman/Burma *microplate*, tempat segmen Andaman, Nicobar, dan Sumatra bagian utara berada, memperlihatkan aktivitas kegempabumian yang cukup tinggi pada periode 1918–2005. Terdapat juga aktivitas gempa bumi yang cukup tinggi dengan kedalaman dangkal pada zona *backarc* di bagian timur lempeng (Gambar 3.7 (a)). Pada periode sebelum gempa bumi Sumatra-Andaman 2004, sebagian besar gempa bumi yang terjadi di zona ini mempunyai kecenderungan terjadi pada kedalaman lebih dari 35 km, dan terdapatnya suatu zona di dekat palung yang rendah aktivitas kegempabumiannya (Gambar 3.7 (b)).

Aftershock yang terjadi setelah gempa bumi Sumatra-Andaman 2004 sampai periode sebelum gempa bumi Nias 2005 banyak terdapat di zona di dekat palung (yang absen pada periode sebelum gempa bumi Sumatra-Andaman) dengan kedalaman kurang dari 35 km (Gambar 3.4 (c)). Di segmen/sektor Sumatra Utara terdapat *aftershock* pada kedalaman 35–75 km dengan intensitas lebih banyak dibanding-



Sumber: Engdahl dkk., 2007

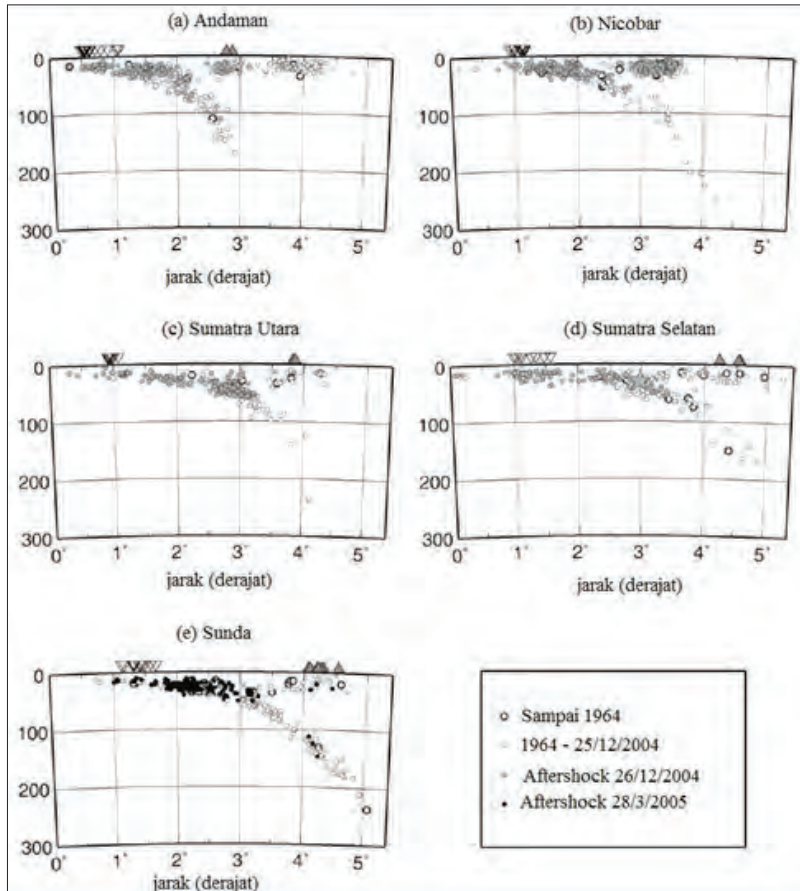
Gambar 3.7 Seismitas di sekitar lokasi gempa bumi Desember 2004 dan Maret 2005 berdasarkan pada buletin EHB, (a) periode 1918–September 2005, (b) 1918–25 Desember 2004, (c) 26 Desember 2004–27 Maret 2005, dan (d) 28 Maret 2005–September 2009. Simbol bintang berwarna merah dan kuning mewakili lokasi gempa bumi Desember 2004 dan Maret 2005. Garis biru mewakili lokasi fault/patahan di bagian busur muka dan backarc.

kan segmen lain. Gempa bumi Nias 2005 terjadi pada lokasi di sebelah tenggara gempa bumi Sumatra-Andaman 2004. Gempa bumi Nias 2005 menyebabkan *rupture* sepanjang sekitar 400 km dan *aftershock* dengan intensitas tinggi. *Aftershock* yang terekam menunjukkan bahwa distribusi episentrum paling utara berada di sebelah paling selatan (hampir berbatasan) distribusi *aftershock* gempa bumi Sumatra-Andaman 2004 (Gambar 3.7 (d)).

Cross-section dari distribusi gempa bumi dari beberapa segmen di Andaman, Nicobar, dan Sumatra diperlihatkan pada Gambar 3.8, yang menunjukkan zona seismik di daerah subduksi yang ditandai oleh adanya kemiringan zona seismogenik. Terlihat adanya perbedaan kemiringan zona seismik dari kemiringan landai di segmen Sumatra dan curam di segmen Andaman.

Sebagian besar gempa bumi yang berada di jalur palung merupakan *aftershock* dari gempa bumi 2004 dan 2005 dengan kedalaman kurang dari 35 km. Terdapat juga *aftershock* dengan kedalaman dangkal di bawah jalur gunung berapi. Di segmen Nicobar, *aftershock* dengan kedalaman dangkal terjadi dengan intensitas tinggi (Gambar 3.8 (b)).

Geometri dari zona seismogenik di segmen Nicobar dan Andaman diperkirakan akibat pembalikan (*roll back*) *slab* yang berasosiasi dengan pembentukan cekungan *back arc* Andaman (Engdahl dkk., 2007). Beberapa karakteristik dari *aftershock* gempa bumi 2004 dan 2005, antara lain, adalah kemiringan landai untuk *aftershock* yang terletak dekat dengan palung ($< 10^\circ$), ketebalan zona *aftershock* diperkirakan ~ 10 km, kenaikan kemiringan zona *aftershock* ($15\text{--}20^\circ$) ketika menjauhi palung dan diperkirakan berasosiasi dengan *interface* dari lempeng tektonik serta sedikitnya *aftershock* dengan kedalaman tinggi (Engdahl dkk., 2007).



Sumber: Engdahl dkk., 2007

Gambar 3.8 Cross-section hypocenter kejadian pada beberapa area, (a) sektor Andaman, (b) Nicobar, (c) Sumatra bagian utara, (d) Sumatra bagian selatan, dan (e) Sunda. Bintang pada cross-section (a) merupakan lokasi gempa bumi 26 Desember 2004, sedangkan bintang pada cross-section (b) merupakan lokasi gempa bumi 28 Maret 2005.

KESIMPULAN

Zona subduksi Sunda-Andaman merupakan suatu daerah dengan tingkat kegempabumian/seismisitas tinggi. Berdasarkan sejarahnya, tercatat beberapa gempa bumi besar dengan $M_w > 8$ (misalnya pada

1979, 1833, 2004, dan 2005) terjadi di sepanjang jalur subduksi ini, dimulai di Selat Sunda sampai ke Kepulauan Andaman. Seismisitas di zona ini terjadi akibat gesekan di antara permukaan Lempeng India-Australia yang menyubduksi ke arah Lempeng Eurasia. Di zona subduksi ini terdapat *microplate* Andaman, suatu lempeng kecil yang merupakan bagian dari Lempeng Eurasia. Di lempeng ini, terjadi gempa bumi pada 26 Desember 2004 dengan $M_w > 9,0$. Distribusi kegempabumian atau seismisitas menunjukkan bahwa daerah subduksi Sumatra merupakan suatu area yang sangat tinggi dekat aktivitas kegempabumian. Di daerah ini, terutama di Sumatra bagian utara, aktivitas kejadian gempa bumi meningkat sejak 2004 sampai sekarang. Hal itu mengindikasikan kemungkinan bahwa pelepasan *stress* masih tetap berlangsung.

DAFTAR PUSTAKA

- Barber, A. J., Crow, M. J. & Milsom J. S. (2005). *Sumatra: Geology, resources and tectonics*. Geological Society Memoir No. 31., Geological Society of London, 290 pp.
- Bellier, O., Sebrier, M., Pramumijoyo, S., Beaudouin, T., Harjono, H., Bahar, I., & Forni, O. (1997). Paleoseismicity and seismic hazard along the great Sumatran fault (Indonesia). *Journal of Geodynamics*, 24, 169–183.
- Briggs, R. W., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D., Galetzka, J., Suwargadi, B., ... Suprihanto, I. (2006). Deformation and slip along the Sunda Megathrust in the great 2005 Nias-Simeulue earthquake. *Science*, 311(5769), 1897–1901, doi:10.1126/science.1122602.
- Cattin, R., Chamot-Rooke, N., Pubellier, M., Rabaute, A., Delescluse, M., Vigny, C., ... Dubernet, P. (2009). Stress change and effective friction coefficient along the Sumatra-Andaman-Sagaing fault system after the 26 December 2004 ($M_w = 9.2$) and the 28 March 2005 ($M_w = 8.7$) earthquakes. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, 10, Q03011, doi:10.1029/2008GC002167.
- Collings, R., Lange, D., Rietbrock, A., Tilmann, F., Natawidjaja, D., Suwargadi, B., ... Saul, J. (2012). Structure and seismogenic properties of the Mentawai segment of the Sumatra subduction zone revealed by local

- earthquake traveltimes tomography, *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 117, B01312, doi:10.1029/2011JB008469.
- Delescluse, M., & Chamot-Rooke, N. (2007). Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia plate. *Geophysical Journal International (GJI)*, 162(2), 818–842, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03181.x.
- DeShon, H. R., Engdahl, E. R., Thurber, C. H., & Brudzinski, M. (2005). Constraining the boundary between the Sunda and Andaman subduction systems: Evidence from the 2002 Mw 7.3 Northern Sumatra earthquake and aftershock relocations of the 2004 and 2005 great earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 32, L24307, doi:10.1029/2005GL024188.
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825–285, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Engdahl, E. R., Villasenor, A., Deshon, H. R., & Thurber, C. H. (2007). Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatra-Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias Island great earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S43–S61.
- Franke, D., Schnabel, M., Ladage, S., Tappin, D. R., Neben, S., Djajadihardja, Y. S., ... Gaedicke, C. (2008). The great Sumatra-Andaman earthquakes—Imaging the boundary between the ruptures of the great 2004 and 2005 earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 269(1–2), 118–130, doi:10.1016/j.epsl.2008.01.047.
- Hayes, G. P., Bernardino, M., Dannemann, F., Smoczyk, G., Briggs, R., Benz, H. M., ... Villasenor, A. (2013). Seismicity of the Earth 1900–2012 Sumatra and vicinity: U.S. Geological Survey Open-File Report 2010–1083-L, scale 1:6,000,000. Diakses pada tanggal 10 Desember 2016 dari <http://pubs.usgs.gov/of/2010/1083/l/>.
- Kennett, B. L. N., & Cummins, P. R. (2005). The relationship of theseismic source and subduction zone structure for the 2004 December 26 Sumatra-Andaman earthquake. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 239, 1–8.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R., ... Sipkin, S. (2005). The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308, 1127–1133.

- Milsom, J. (2005). Chapter 2: Seismology and Neotectonics. Dalam A. J. Barber, M. J. Crow, & J. S. Milsom (Eds.), *Sumatra: Geology, resources and tectonics evolutions, Geological Society Memoir*, No. 31, Geology Society of London, 7–15.
- Nakano, M., Kumagai, H., Toda, S., Ando, R., Yamashina, T., Inoue, H., & Sunarjo. (2010). Source model of an earthquake doublet that occurred in a pull-part basin along the Sumatran fault, Indonesia, *Geophysical Journal International (GJI)*, 181(1), 141–153, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04511.x.
- Nalbant, S., Steacy, S., Sieh, K., Natawidjaja, D., & McCloskey, J. (2005). Earthquake risk on the Sunda trench. *Nature*, 435, 756–757.
- Natawidjaja, D. H., Sieh, K., Chlieh, M., Galetzka, J., Suwargadi, B. W., Cheng, H., ... Ward, S. N. (2006). Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 111, B06403, doi:10.1029/2005JB004025.
- Newcomb, K. R., & McCann, W. R. (1987). Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 92(B1), 421–439.
- 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 (JGR)*, 115, B10303, doi:10.1029/2010JB007443.
- Prawirodirdjo, L., Bock, Y., McCaffrey, R., Genrich, J., Calais, E., Stevens, C., ... Zwick, P. (1997). Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 24, 2601–2604, doi:10.1029/97GL52691.
- Sieh, K. (2006). Sumatran megathrust earthquakes: from science to saving lives. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 364, 1947–1963, doi: 10.1098/rsta.2006.1807.
- Sieh, K., dan Natawidjaja, D. H. (2000). Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 105 (B12), 28295–28326. DOI: 10.1029/2000JB900120
- Socquet, A., Vigny, C., Chamot-Rooke, N., Simons, W., Rangin, C., & Ambrosius, B. (2006). India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 111, B05406, doi:10.1029/2005JB003877.

TEKTONIK DAN SEISMISITAS ZONA TRANSISI SUNDA-BANDA: DARI SUBDUKSI KE TUMBUKAN

Syuhada, Nanang T. Puspito

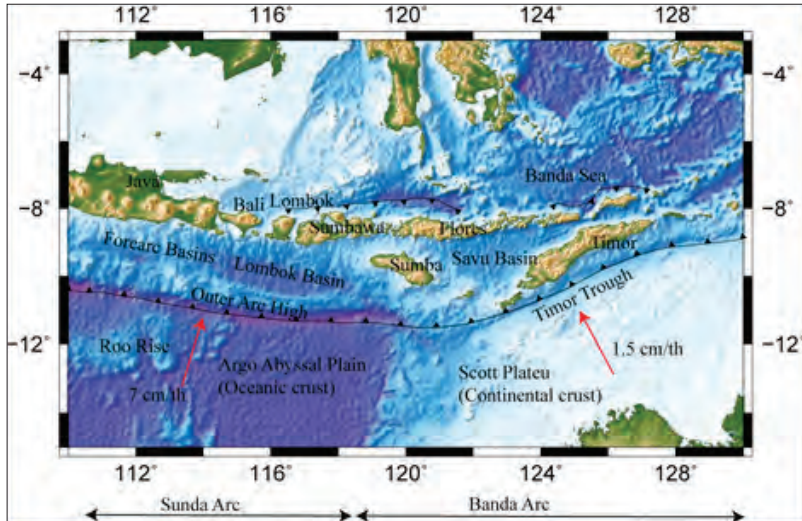
Kondisi tektonik Indonesia tersusun dari subduksi aktif, rangkaian kepulauan gunung api, dan zona tumbukan *continental-island arc*. Di sebelah barat, tektonik Indonesia ditandai dengan tersubduksinya lempeng Indo-Australia yang bergerak ke utara ke bawah Lempeng Eurasia di sepanjang palung Jawa, yang membentuk rangkaian gunung api Busur Sunda serta *oblique* subduksi di sepanjang Pulau Sumatra yang membentuk rangkaian Pegunungan Bukit Barisan. Sementara di sebelah timur, tektonik Indonesia ditandai dengan adanya perubahan rezim tektonik, yakni ketika tersubduksinya kerak benua Lempeng Australia sejak tiga juta tahun yang lalu menyebabkan perubahan pola subduksi yang terjadi di sepanjang palung Jawa ke tumbukan *Arc-continent* di sepanjang Timor Trough.

Konsekuensi dari perubahan rezim tektonik dari proses subduksi ke tumbukan ini memberikan implikasi terhadap variasi morfologi, struktur geologi, dan seismisitas. Sebagai contoh, adanya perbedaan densitas di batas antara *continental* dan *oceanic lithosphere* menimbulkan *stress* yang besar. Lalu, jika subduksi dari *continental*

lithosphere ini terhalangi, yang kemudian memungkinkan *oceanic lithosphere* untuk terlepas dari bagian *continental lithosphere*, proses ini bisa menjadi bukti adanya variasi lateral di seputar zona transisi (McCaffrey dkk., 1985). Adanya faktor-faktor tersebut berperan meningkatkan potensi terjadinya bahaya gempa bumi dan tsunami. Namun, dibandingkan daerah subduksi di bagian barat Busur Sunda, masih belum banyak kajian atau penelitian geologi dan geofisika yang dilakukan secara intensif mengenai daerah transisi Sunda-Banda Arc, yang dapat memberikan fondasi dasar bagi interpretasi geodinamika dan mitigasi bencana. Di dalam artikel ini akan dibahas mengenai kondisi dan karakteristik tektonik zona transisi Sunda-Banda beserta kemungkinan peranannya dalam proses kegempabumian yang terjadi.

GEODINAMIKA SUNDA-BANDA

Busur Sunda menjadi bagian dari sistem subduksi sepanjang lebih dari 5.000 km yang membentang dari kepulauan di Flores dan Sumba di timur sampai Burma di barat laut. Transisi dari Busur Sunda ke Busur Banda terletak di selatan Flores (Gambar 4.1), tempat Bergeraknya kerak Benua Australia mendekati palung. Zona subduksi Lempeng Indo-Australia di selatan Indonesia diperkirakan telah aktif sejak zaman oligosen akhir dengan kecepatan subduksi 70 mm/tahun dengan arah hampir ortogonal di Palung Jawa (Curray, 1989). Namun, kecepatan relatif ini menurun menjadi 15 mm/tahun di sepanjang Timor Trough sebagai konsekuensi dari perkembangan *backarc thrust* yang menahan pergerakan ke utara dari litosfer Australia (Bock dkk., 2003). Zona subduksi Busur Sunda berakhir di selatan Sumba, ditandai dengan kontras *bathymetry* yang besar sebagai batas dengan zona tumbukan Lempeng Samudra-Benua Australia. Di daerah ini, Lempeng Sunda menunjukkan adanya heterogenitas kerak yang cukup signifikan sebagai akibat dari proses *tertiary rifting/fase extensional* (Rangin dkk., 1990; Honthaas dkk., 1998). Di sebelah



Sumber: Data batimetri diambil dari Smith dan Sandwell (1997)

Gambar 4.1 Pola tektonik zona transisi Sunda-Banda, yang merupakan pertemuan antara lempeng samudra dan lempeng kontinen, yang keduanya tersubduksi ke bawah Lempeng Eurasia. Perbedaan kecepatan konvergensi (7 cm/tahun dan 1,5 cm/tahun) tentunya menimbulkan aktivitas tektonik di daerah temuannya.

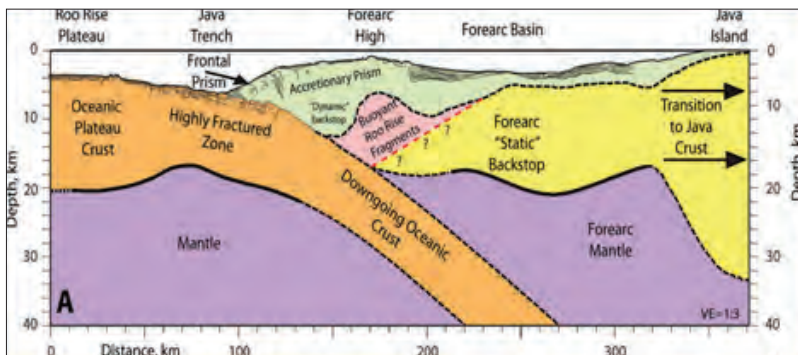
timur 120° E, zona subduksi dicirikan oleh morfologi palung dan beberapa perubahan struktur geologis, termasuk hadirnya Pulau Sumba, yang tidak biasa terjadi di tengah cekungan busur muka (*forearc basin*).

Di dekat zona ini juga terdapat beberapa ciri menarik, yaitu keberadaan segmen Roo Rise, Argo Abyssal Plain, dan Scott Plateau. Kerak samudra, termasuk Roo Rise dan Argo Abyssal Plain, diperkirakan terbentuk sejak akhir *jurassic* (155 juta tahun lalu) hingga awal *cretaceous* (125 juta tahun lalu) dan merupakan bekas dari Samudra Tethys (seperti Heine dkk., 2004). Sebaliknya, Scott Plateau di sebelah timur Lempeng India-Australia adalah paparan benua dan telah bertumbukan dengan Lempeng Eurasia sejak miosen akhir (seperti Harris, 1991; van der Werff, 1995).

STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN SUNDA-BANDA

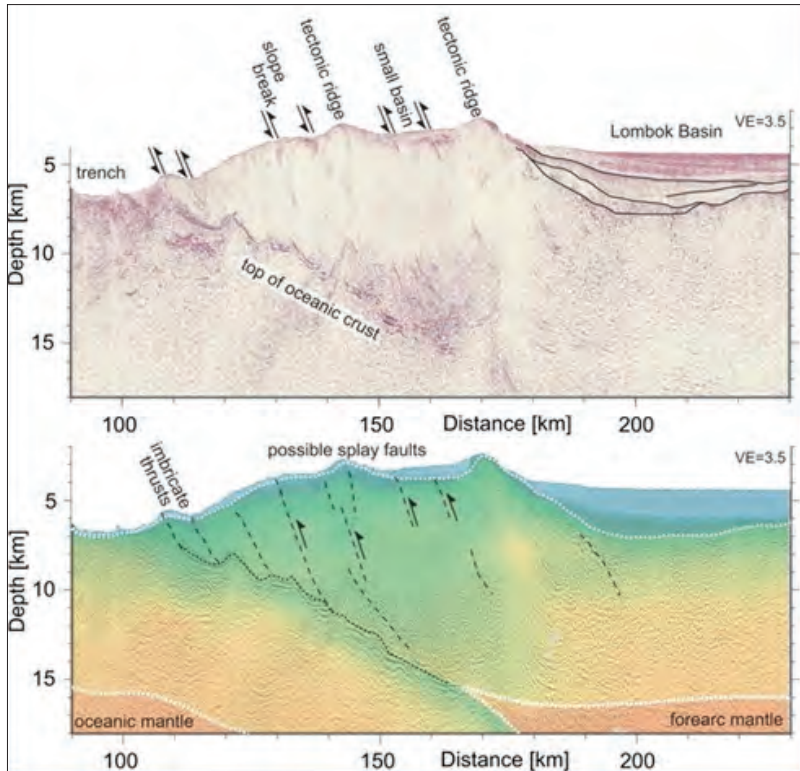
Struktur sistem subduksi dari tiga segmen (Roo Rise, Argo Abyssal Plain, dan Scott Plateau) di zona transisi ini telah diteliti oleh beberapa peneliti (contoh Kopp dkk., 2006; Lueschen dkk., 2010; Planert dkk., 2010; Shulgin dkk., 2009, 2011). Sebagian besar Roo Rise di sebelah selatan Jawa dan Bali dicirikan oleh morfologi kasar (plato laut, *seamount*), yang mungkin berkontribusi pada erosi subduksi, pola seismisitas (Scholz & Small, 1997) serta pada pembentukan *Outer arc high* (Kopp dkk., 2006). Ketebalan kerak bumi di bawah Roo Rise ini berkisar 12–18 km dan melingkupi area yang kurang-lebih seluas 100 ribu km², dan struktur dari kerak atas didominasi oleh hadirnya patahan *normal fault* (Lueschen dkk., 2010; Shulgin dkk., 2011).

Penelitian seismik tomografi (Gambar 4.2) menunjukkan adanya penipisan kerak di bawah Roo Rise, yang tersubduksi dan terjadi penebalan pada kerak di bawah busur muka Jawa, yang diinterpretasikan sebagai akibat akumulasi dari material Roo Rise yang terisolasi di bawah *busur muka* (Shulgin dkk., 2011). Efek hadirnya akumulasi material ini dimanifestasikan dengan meningkatnya



Sumber: Shulgin dkk., 2011

Gambar 4.2 Interpretasi seismik tomografi yang menunjukkan adanya penipisan kerak di bawah Roo Rise yang tersubduksi dan terjadi penebalan pada kerak di bawah busur muka Jawa, yang diinterpretasikan sebagai akibat akumulasi dari material Roo Rise yang terisolasi di bawah busur muka.



Sumber: Planert dkk., 2010

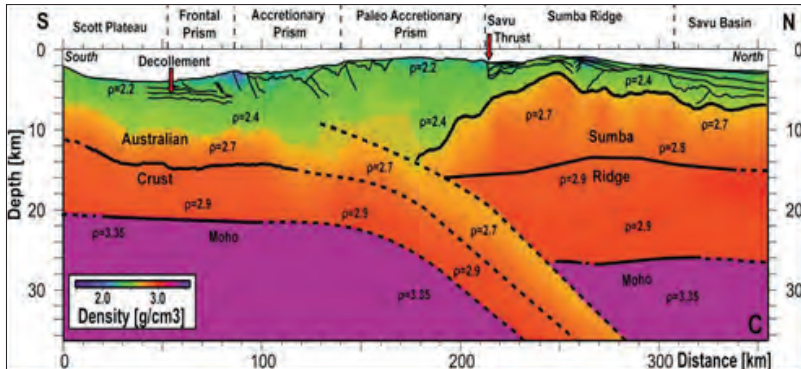
Gambar 4.3 Profil seismik refleksi menunjukkan adanya sedimen yang mengisi cekungan hingga mencapai ketebalan 3,5 km. Kecepatan seismik pada kerak dan mantel atas menurun di busur muka berjarak kira-kira 50–70 km dari palung, yang mengindikasikan adanya zona patahan dan terkait dengan proses serpentinisasi akibat penekukan dari kerak samudra.

kegempabumian dangkal, yang bisa dilihat dari pola seismisitasnya. Interpretasi seismisitas oleh Abercrombie dkk. (2001) mengemukakan bahwa kehadiran morfologi kasar kerak bumi yang tersubduksi menyebabkan terjadinya ekstensi dari kerak Roo Rise dan berperan pada pembangkitan gempa bumi berskala besar yang berpotensi tsunami, seperti gempa bumi yang terjadi pada 1994.

Argo Abyssal Plain di selatan Lombok dan Sumbawa adalah struktur *basement* yang halus pada kedalaman 5–5,5 km dan tertutup oleh lapisan sedimen *pelagic* setebal 600 m (seperti Heirtzler dkk., 1974; Van der Werff, 1995). Studi *multichannel* seismik refleksi (seperti Lueschen dkk., 2010) menunjukkan bahwa kerak samudra di Argo Abyssal Plain mempunyai ketebalan rata-rata 8–9 km. Sebagian besar volume dari sedimen samudra tersubduksi dan tergabung dalam suatu siklus erosi di dalam Outer Arc High. Outer Arc High yang terletak di antara palung dan busur muka dicirikan oleh kecepatan khas dari sedimen ($V_p < 5,5$ km) hingga kedalaman ~ 13 km dan hadirnya *thrusting fault*. Untuk Cekungan Lombok, profil seismik refleksi (contoh Planert dkk., 2010) menunjukkan adanya sedimen yang mengisi cekungan hingga mencapai ketebalan 3,5 km (Gambar 4.3). Kecepatan seismik pada kerak dan mantel atas menurun di busur muka berjarak kira-kira 50–70 km dari palung, yang mengindikasikan adanya zona patahan dan terkait dengan proses serpentinisasi akibat penekukan dari kerak samudra. Hadirnya material yang mengandung fluida pada cekungan busur muka ini akan membawa implikasi pada perlakuan zona seismogenik, dan hal itu akan mengurangi zona kuncian dalam zona seismogenik.

Adapun Scott Plateau adalah suatu kerak benua dari Lempeng Australia yang telah bertumbukan dengan Busur Banda sejak zaman miosen akhir dan berperan dalam proses pengangkatan Sumba Ridge serta perkembangan dari Cekungan Savu (Van der Werff, 1995). Blok Sumba di sebelah utara Scott Plateau merupakan suatu pulau yang unik dan dipercaya sebagai sebuah blok tektonik yang terisolasi di antara palung dan busur vulkanik (Rutherford dkk., 2001; Abdullah dkk., 2000). Struktur punggung dari Sumba Ridge, termasuk lantai dasar samudra, berlanjut dari Pulau Sumba hingga Pulau Savu, dan kemudian bergabung dengan *Outer High Crest* ke arah Pulau Timor.

Studi terintegrasi dengan menggunakan metode tomografi *wide-angle refraction*, *gravity modeling*, dan *multichannel* seismik refleksi



Sumber: Shulgin dkk., 2009

Gambar 4.4 Studi terintegrasi dengan menggunakan metode tomografi wide-angle refraction, gravity modeling, dan multichannel seismik refleksi dilakukan untuk mengungkap struktur geometri secara mendalam dari zona tumbukan di sebelah selatan Sumba.

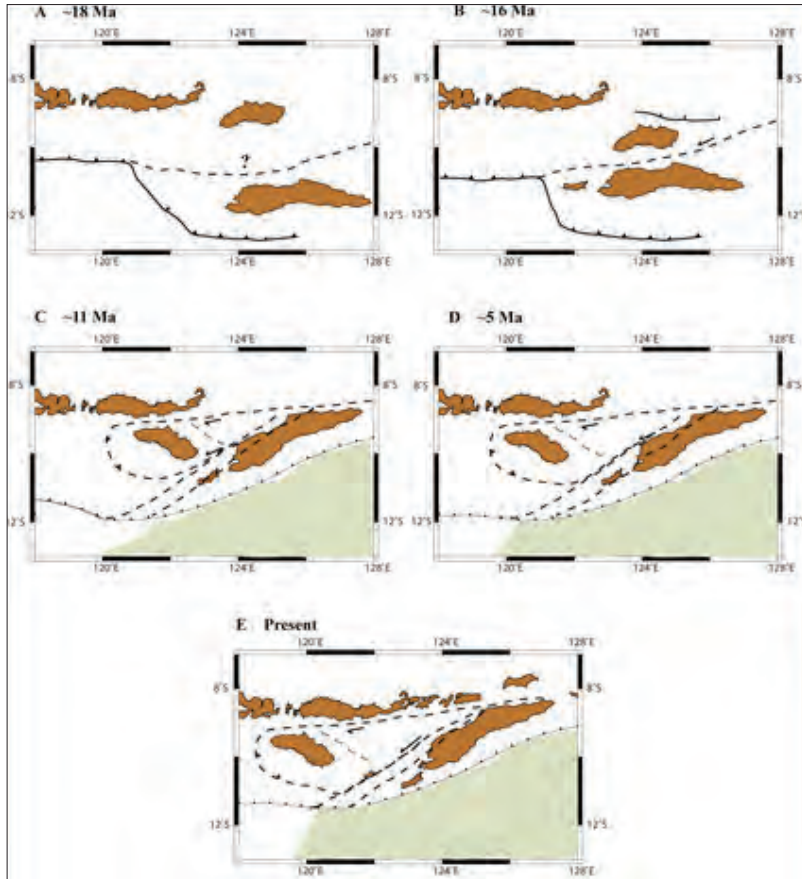
(Gambar 4.4) dilakukan untuk mengungkap struktur geometri secara mendalam dari zona tumbukan di sebelah selatan Sumba (Shulgin dkk., 2009). Hasil penelitian menunjukkan perubahan struktur kerak bumi meliputi ketebalan dari dasar lempeng Australia yang berkisar 10–12 km di sebelah selatan dan ketebalan 22–24 km dari dasar Sumba Ridge di bagian utara. Di antara Sumba Ridge dan Timor Trough, kompleks akresionari tersusun dari *thrusting fault* yang diakomodasi oleh tumbukan pasca-pliosen dan proses pengangkatan terkait dengan transisi dari aktif subduksi *oceanic-arc* ke tumbukan *continental-arc*. Kompleks aksresionari ini terdiri atas prisma depan yang sejajar dengan prisma akresi selebar 130 km. Paleo prisma akresi yang terletak di tengah Sumba Ridge-Timor Trough ada kemungkinan terbentuk akibat awal tumbukan antara Lempeng Australia dengan Busur Banda. Sementara itu, di sebelah timur, *Savu thrust* mencirikan transisi tektonik dari bantalan akresi ke unit tektonik dari Sumba Ridge. Perbedaan dan variasi struktur yang terjadi di sepanjang daerah ini ada kemungkinan merupakan karakteristik dari sistem tumbukan muda pada zona transisi dari subduksi lempeng samudra ke tumbukan lempeng kontinen.

EVOLUSI SUMBA

Pembahasan mengenai zona transisi Sunda-Banda tidak dapat mengesampingkan asal-usul dari Pulau Sumba, yang bisa dikatakan pulau ini sebagai pembatas antara zona subduksi (Palung Jawa) dan tumbukan *arc-continent* (Timor Trough). Pulau Sumba terletak di bagian selatan Flores di batas zona transisi yang memisahkan dua buah cekungan busur muka, yaitu Cekungan Lombok dan Cekungan Savu (Gambar 4.1). Dia juga berada di tengah antara jalur vulkanik Nusa Tenggara-Flores dengan jalur melange Timor. Dengan demikian, posisi pulau ini bisa dikatakan sangat unik karena seperti terisolasi dari daerah sekitarnya, dan menimbulkan teka-teki mengenai asal-usulnya.

Hamilton (1979) mengatakan bahwa Sumba adalah sebuah mikrokontinen yang terpisah dari daerah asalnya dan terbawa ke posisinya yang sekarang ini. Pengamatan *gravity* menunjukkan Sumba mempunyai anomali gravitasi +160 sampai +200 mgal dan mempunyai dasar kerak benua setebal 24 km (Chamalaun dkk., 1981). Ada beberapa skenario yang mungkin terjadi mengenai asal dan mengapa Sumba bisa berada pada posisinya yang sekarang: (a) Sumba bagian dari Sundaland (contoh Abdullah dkk, 2000; Satyana & Purwaningsih, 2011); (b) Sumba dulu merupakan bagian dari Australia (contoh Audley-Charles, 1975, Otofujii dkk, 1981); (c) Sumba ada kemungkinan merupakan bagian dari sebuah mikrokontinen yang terisolasi (Chamalaun & Sunata, 1982).

Satu mekanisme mengenai keberadaan Sumba pada posisinya yang sekarang adalah lewat mekanisme *tectonic escape* (Burke & Sengor, 1986), yang didefinisikan sebagai tumbukan yang terkait dengan pergerakan *strike-slip*, yaitu sebagian kerak kontinen atau busur kepulauan bergerak karena *buoyancy*-nya menuju kerak samudra (palung yang disebut sebagai *free oceanic face*) setelah terjadinya tumbukan kontinen dengan kontinen atau kontinen dengan busur kepulauan. *Regional strike-slip fault* mengakomodasi pergerakan ini.



Sumber: modifikasi dari Rutherford dkk., 2001

Gambar 4.5 Proses pergerakan Sumba sejak 16 juta tahun yang lalu dari tempat sekarang yang ditempati oleh Alor dan Wetar menuju posisinya saat ini. (A) posisi Sumba sebelum tumbukan Australia dengan Banda Arc dimulai pada 18 juta tahun yang lalu. (B) pada 16 juta tahun yang lalu, pembukaan Arc-crestral rifting yang kelak menjadi Cekungan Savu sebagai konsekuensi dari tumbukan, dan menyebabkan Pulau Sumba mulai melepaskan diri bergerak ke arah WSW. (C) Cekungan Savu mulai terus berkembang dengan cepat dan menerima sedimen dari segala sisinya, sementara posisi Sumba dan Timor terus bergerak mendekati posisinya yang sekarang. (D) pada 5 Ma, Sumba telah sampai pada posisinya sekarang dan mengalami proses pengangkatan akibat adanya gaya kompresi yang diterima oleh busur muka. (E) Sumba menjadi bagian dari Banda Arc dan masih mengalami proses pengangkatan.

Ciri lain *tectonic escape* adalah adanya pembentukan *rift-basins* akibat penipisan kerak. Rutherford dkk., (2001) menggunakan interpretasi berdasarkan pada bukti geokimia yang menunjukkan bahwa selama periode akhir *Cretaceous* sampai awal Oligosen, batuan plutonik dan volkanoklastik dari Pulau Sumba terbentuk di lingkungan suatu busur gugus kepulauan. Sumba telah menjadi bagian dari suatu busur kepulauan kompleks yang terletak dekat Eurasia bagian tenggara sejak 80 juta tahun yang lalu, yang disebut sebagai The Great Indonesian Volcanic Arc, dan kemudian terpisah ketika busur tersebut bermigrasi ke selatan di daerah Alor dan Wetar pada kala awal Mio-sen.

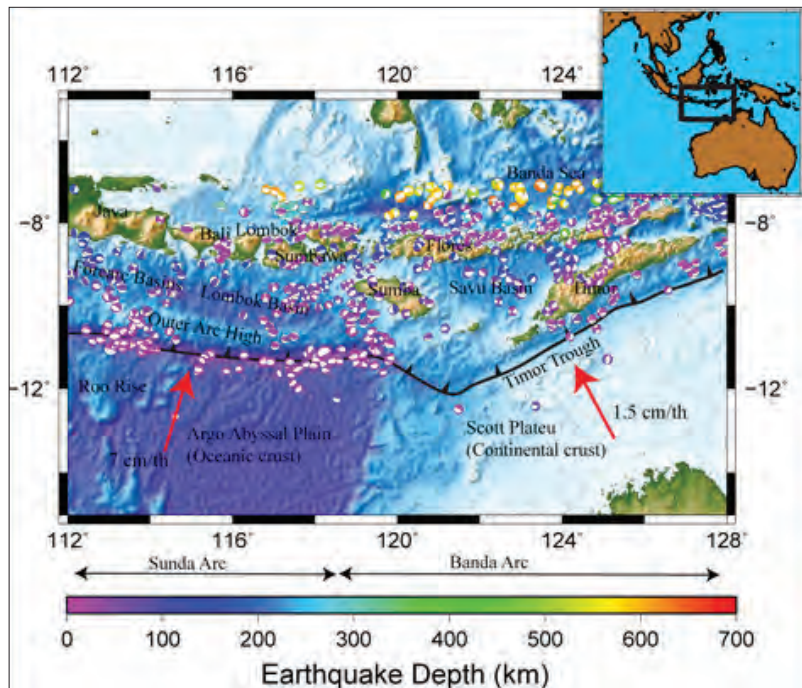
Pulau Sumba terpisah dari gugusan tersebut melalui proses *tectonic escape* pada 16 juta tahun yang lalu dan bergerak WSW dengan kecepatan rata-rata 50 mm/tahun akibat konsekuensi tumbukan Busur Banda dengan Australia, menempuh jarak 450 km hingga ke posisinya yang sekarang di dalam busur muka Sunda (Gambar 4.5). Pergerakan Blok Sumba menuju busur muka Sunda ini diakomodasi oleh beberapa *strike-slip system* di sepanjang batas utara dan selatan blok serta berkontribusi pada pembentukan Cekungan Savu. Pemisahan dari Blok Sumba ini juga ditandai dengan mulainya aktivitas vulkanik di sepanjang Busur Banda. Tumbukan antara Busur Banda dan Australia juga membawa gaya kompresi pada busur muka dan menyebabkan kenaikan permukaan tanah (*uplift*) setinggi 4 km di Pulau Sumba.

SEISMISITAS ZONA TRANSISI

Seismisitas di daerah ini (Gambar 4.6), yang terjadi sepanjang Java Palung, dari Pulau Bali hingga Sumba, didominasi oleh mekanisme gempa bumi patahan normal pada kedalaman dangkal. Pada 1977, gempa bumi besar *normal faulting* (Mw 8,3) terjadi pada lempeng samudra di sebelah selatan Sumba. Relokasi hiposentrum dan *focal mechanism* menunjukkan mekanisme gempa bumi *normal fault* pada

kedalaman 28 km kerak samudra dan menyebabkan tsunami setinggi 10 m pada Pulau Sumbawa. Gempa bumi tersebut diinterpretasikan akibat pengaruh *tensional stress* dari *slab pull* (*bending stress*) di sepanjang zona subduksi, dengan tumbukan dari Scott Plateau dengan berperan sebagai blok penahan (Spence, 1986). Namun, konsekuensi dari adanya *bending stress* yang besar pada struktur lempeng samudra yang tersubduksi dan pada zona seismogenik masih belum terungkap.

Abercrombie dkk. (2001) mengemukakan, dominasi gempa bumi *normal fault* dan hampir tidak adanya mekanisme gempa bumi *thrust fault* yang terjadi sepanjang Java Palung mengindikasikan bahwa *aseismic slip* terjadi sepanjang palung dan menyebabkan ekstensi di



Sumber: Data diambil dari Global Centroid Moment Tensor Catalog (Dziewonski dkk., 1981)

Gambar 4.6 Seismitas yang terjadi di daerah zona transisi Sunda-Banda, lokasi terjadinya gempa-gempa bumi, didominasi oleh gempa bumi dangkal *moderate normal fault*.

sekitar Palung Jawa. Namun, gap gempa bumi *normal fault* yang teridentifikasi pada tempat di sepanjang palung menandakan bahwa *plate interface* di bawah tempat tersebut ada kemungkinan dalam kondisi terkunci akibat adanya *seamount* yang tersubduksi. Mason dkk. (1990) mengidentifikasi sejumlah *seamount* yang tersubduksi dari data batimetri dan seismik di sekitar Palung Jawa. *Seamount* yang tersubduksi ini terletak kira-kira pada 108,5°; 111,1°; 111,5°; 113°; 114,8°; dan 118,5°–119°E. *Seamount* yang terjauh di sebelah timur berimpitan dengan seismisitas yang terkait dengan gempa bumi Sumba pada 1977. Sementara *seamount* yang lain terletak di tempat yang tidak terdapat mekanisme gempa bumi *normal fault* di sepanjang palung, yang menandakan bahwa tempat tersebut dalam kondisi terkunci. Kehadiran *seamount* pada suatu zona subduksi yang memicu gempa bumi memberikan pengaruh pada proses *rupture* dan kemudian berpengaruh pada karakteristik dari zona seismogeniknya.

Frekuensi dan magnitudo gempa bumi dangkal *normal fault* ini meningkat ke arah timur menuju Sumba dan kemudian berhenti pada 119,5° E (Ely & Sandiford, 2010). Di sebelah barat Pulau Sumba, didominasi oleh gempa bumi *normal fault* di seputar palung, yang menandakan adanya pengaruh dari *bending stress* pada lempeng yang tersubduksi. Sementara sebelah timur Pulau Sumba cenderung mempunyai sedikit aktivitas seismik yang mungkin terjadi akibat konsekuensi tumbukan *arc-continent*. Pola ini menandakan adanya heterogenitas dari struktur bawah permukaan zona transisi. Penelitian terbaru mengusulkan bahwa heterogenitas itu mungkin ciri dari suatu sistem tumbukan muda pada zona transisi dari subduksi ke tumbukan (Shulgin dkk., 2009). Namun, secara detail mengenai bagaimana variasi struktur dalam zona subduksi bertransformasi ke struktur tumbukan *arc-continent* beserta batasannya dan pengaruhnya pada zona seismogenik masih belum banyak diketahui.

KESIMPULAN

Zona transisi Sunda-Banda merupakan satu contoh lokasi unik peralihan dari zona subduksi ke tumbukan *arc-continental*. Kemungkinan adanya kontras densitas di sekitar zona transisi ini menghasilkan suatu variasi lateral dari struktur geologi, yang ada kemungkinan memberikan pengaruh yang besar dalam proses kegempabumian yang terjadi. Maka, mengetahui karakteristik fisik, seperti distribusi *stress*, struktur kecepatan, dan proses kinematik, dapat digunakan untuk mengungkap mekanisme yang mungkin terjadi terkait dengan evolusi geodinamika di zona transisi. Informasi semacam ini sangat diperlukan sebagai bahan mitigasi seismik, mengingat daerah di sekitar Sunda-Banda merupakan daerah yang cukup padat dengan tingkat kegiatan perekonomian yang cukup tinggi, terutama dari sektor pariwisata.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, C. I., Rampnoux, J. P., Bellon, H., Maury, R. C., & Soeria-Atmadja, R. (2000). The evolution of Sumba Island (Indonesia) revisited in the light of new data on the geochronology and geochemistry of the magmatic rocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 533–546.
- Abercrombie, R., Antolik, M., Felzer, K., & Ekstrom, G. (2001). The 1994 Java tsunami earthquake: slip over a subducting seamount, *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 106, 6595–6607.
- Audley-Charles, M. G. (1975). The Sumba fracture: a major discontinuity between eastern and western Indonesia. *Tectonophysics*, 26, 213–218.
- Burke, K., & Sengor, C. (1986). Tectonic escape in the evolution of the continental crust. Dalam M. Barazangi & L. Brown (Eds), *Reflection seismology: The Continental Crust. American Geophysical Union Geodynamic Series*, vol. 14, 41–53.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), 2367.

- Chamalaun, F. H., Grady, A. E., Borch, C. C. vonder, & Hartono, H. M. S. (1981). The tectonic significance of Sumba. *Bulletin of the Geological Research and Development Centre*, 5, 1–20.
- Chamalaun, F. H., & Sunata, W. (1982). The paleomagnetism of the Western Banda Arc System-Sumba. Dalam *Paleomagnetic Research in South-east and East Asia, Proceedings of a Workshop*, Kuala Lumpur, Malaysia, March 1982, pp. 162–194. CCOP, Bangkok.
- Curry, J. R. (1989). The Sunda arc: A model for oblique plate convergence, *Netherlands Journal of Sea Research*, 24, 131–140.
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825–285, doi:10.1029/JB086iB04p02825
- Ely, K. S., & Sandiford, M. (2010). Seismic response to slab rupture and variation in lithospheric structure beneath the Savu Sea. *Tectonophysics*, 483, 112–124.
- Hamilton, W. (1979). Tectonics of the Indonesian region. *Geological Survey Professional Paper*, 1078. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp 345.
- Harris, R. A. (1991). Temporal distribution of strain in the active Banda orogen: A reconciliation of rival hypotheses. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 6, 373–386.
- Heine, C., Müller, R. D., & Gaina, C. (2004). Reconstructing the lost Tethys Ocean basin: Convergence history of the SE Asian margin and marine gateways. Dalam P. Clift dkk. (Eds.), *Continent–Ocean Interactions Within East Asian Marginal Seas: Geophysical Monograph Series*, Vol. 149. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 37–54.
- Heirtzler, J. R., Cameron, P., Cook, P. J., Powell, T., Roeser, H. A., Sukardi, S., & Veevers, J. J. (1974). The Argo Abyssal Plain. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 21–31.
- Honthaas, C., Rehault, J. P., Maury, R. C., Bellon, H., Hemond, C., Malod, J. A., ... Arnaud, N. (1998). A Neogene back-arc origin for the Banda Sea basins: Geochemical and geochronological constraints from the Banda ridges (East Indonesia). *Tectonophysics*, 298(4), 297–317.
- Kopp, H., Flueh, E. R., Petersen, C. J., Weinrebe, W., Wittwer, A., & Mera-mex Scientists. (2006). The Java margin revisited: Evidence for sub-

- duction erosion off Java. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 242, 130–142.
- Lueschen, E., Mueller, C., Kopp, H., Engels, M., Lutz, R., Planert, L., ... Djajadihardja, Y. (2010). Structure, evolution and tectonic activity at the Eastern Sunda forearc, Indonesia, from marine seismic investigations. *Tectonophysics*, 508, 1–4.
- Masson, D. G., Parson, L. M., Milsom, J., Nichols, G., Sikumbang, N., Dwiyanto, B., & Kallagher, H. (1990). Subduction of seamounts at the Java Trench: A view with long-range sidescan sonar. *Tectonophysics*, 185, 51–65.
- McCaffrey, R., Molnar, P., & Roecker, S. W. (1985). Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the Eastern Sunda arc, Indonesia. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 90(B6), 4511–4528.
- Otofujii, Y., Sasajima, S., Nishimura, S., Yokoyama, T., Hadiwisastra, S., & Hehuwat, F. (1981). Paleomagnetic evidence for the paleoposition of Sumba Island, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 52, 93–100.
- Planert, L., Kopp, H., Lueschen, E., Mueller, C., Flueh, E. R., Shulgin, A., ... Krabbenhoef, A. (2010). Lower plate structure and upper plate deformational segmentation at the Sunda-Banda arc transition, Indonesia. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 115, B08107.
- Rangin, C., Jolivet, L., Pubellier, M., & the Tethys Pacific Working Group. (1990). A simple model for the tectonic evolution of Southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 889–905.
- Rutherford, E., Burke, K., & Lytwyn, J. (2001). Tectonic history of Sumba Island, Indonesia, since the Late Cretaceous and its rapid escape into forearc in the Miocene. *The Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 453–479.
- Satyana, A. H., & Purwaningsih, M. E. M. (2011). Sumba area: Detached Sundaland terrane and petroleum implications. *Proceedings of Indonesian Petroleum Association, 35th Annual Convention & Exhibition*.
- Scholz, C. H., & Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25, 487–490.
- Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Lueschen, E., Planert, L., Engels, M., ... Djajadihardja, Y. (2009). Sunda-Banda arc transition: Incipient conti-

nent-island arc collision (northwest Australia). *Geophysical Research Letters*, 36, L10304, doi:10.1029/2009GL037533.

Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Planert, L., Lueschen, E., Flueh, E. R., & Djajadihardja, Y. (2011). Structural architecture of oceanic plateau subduction offshore Eastern Java and the potential implications for geohazards. *Geophysical Journal International*, 184, 12–28.

Smith, W. H. F., & Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 195–196.

Spence., W. (1986). The 1977 Sumba earthquake series: Evidence for slab pull force acting at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 91, 7225–7239.

Van der Werff, W. (1995). Structure and morphotectonics of the accretionary prism along the Eastern Sunda-Western Banda Arc. *Journal of South-east Asian Earth Sciences*, 11, 309–322.

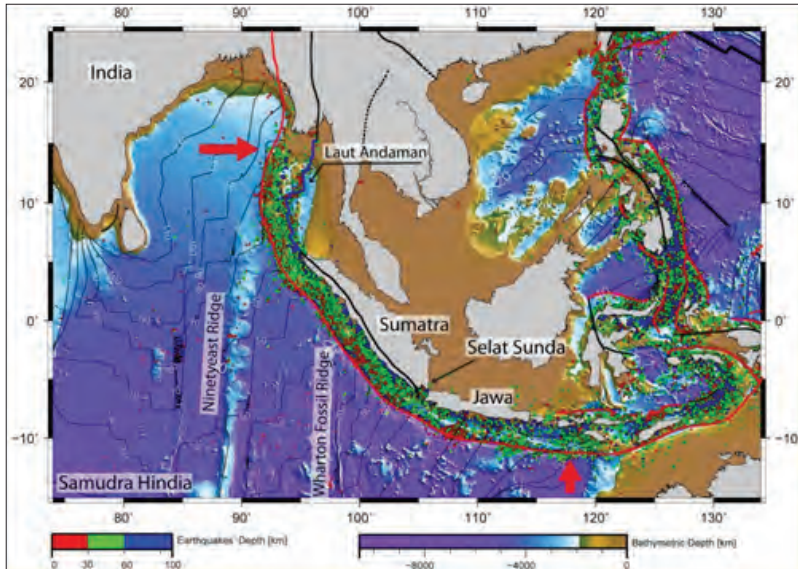
ZONA SEISMOGENIK DI SEPANJANG BUSUR SUNDA

Nugroho D. Hananto

ZONA SUBDUKSI

Zona subduksi hingga saat ini menjadi daerah yang paling menarik bagi para peneliti ilmu-ilmu kebumihan. Hal ini disebabkan oleh potensi bencana alamnya yang sedemikian dahsyat, terutama dalam kegepabumihan, tsunami, dan aktivitas vulkaniknya. Dalam zona subduksi ini, penghancuran sebagian kerak samudra dan akresi serta magmatisma yang terjadi merupakan cikal-bakal timbulnya kerak kontinen. Busur Sunda, yang terbentang dari Andaman hingga Sumba (Gambar 5.1), merupakan salah satu tempat yang ideal untuk memahami dinamika dari suatu zona subduksi karena besarnya bervariasi secara lateral dari zona ini, yang tentunya mencerminkan arsitektur dari sistem subduksi ini.

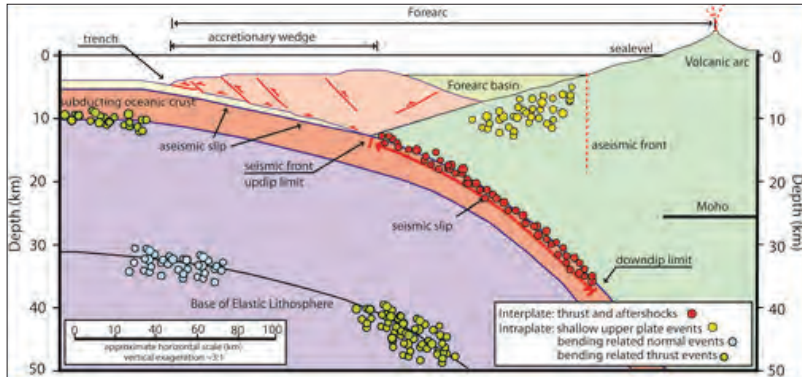
Secara umum, morfologi zona subduksi terbagi atas daerah palung (*trench*), prisma akresi, busur muka, dan barisan gunung api yang sejajar dengan palung (Gambar 5.1) (Dickinson & Seely, 1979; Karig dkk., 1980; Byrne dkk., 1988). Dalam model generik tersebut, kerak samudra yang tersubduksi ditutupi oleh lapisan sedimen dengan ketebalan yang beragam. Tersubduksinya lempeng kerak samudra



Sumber: Bird, 2003.

Gambar 5.1 Tatanan seismotektonik dari Busur Sunda. Data kegempabumian berdasarkan pada data dari USGS. Peta batimetri bersumber dari GEBCO. Panah merah menunjukkan batas-batas dari Busur Sunda. Umur kerak samudra dicantumkan dalam kontur berwarna hitam. Busur Sumatra terletak sepanjang pantai barat Pulau Sumatra hingga Selat Sunda. Busur Jawa terletak dari Selat Sunda hingga Lombok. Simbol bulat melambangkan episentrum gempa dengan kedalaman digambarkan oleh warnanya.

menyebabkan akresi dari lapisan sedimen yang selanjutnya menghasilkan bantalan akresi (*accretionary wedge*). Daerah ini terdominasi oleh sedimen samudra yang lepas dari kerak samudra tersubduksi. Namun, dalam beberapa hal khusus, dapat pula mengandung material yang berasal dari busur gunung api (contoh Karig dkk., 1980). Perkembangan bantalan akresi dapat dimodelkan menggunakan teori bantalan kritis (*critical wedge theory*) yang dipengaruhi oleh *basal dip*, *wedge taper*, *stress regime*, dan *frictional strength of wedge* serta *basal mass*. Perkembangan selanjutnya adalah teori *dynamic Coulomb wedge* yang lebih dinamis dan mengaitkan perkembangan bantalan akresi dengan kegempabumian (Wang & Hu, 2008). Busur gunung api terletak sejajar dengan palung (Dickinson & Seely,



Sumber: Dimodifikasi dari Byrne dkk. (1988)

Gambar 5.2 Sketsa kartun zona subduksi pada kedalaman < 50 km. Gempa bumi interplate terjadi pada zona seismogenik yang dibatasi oleh batas atas dan batas bawah dengan kedalaman tertentu.

1979). Busur gunung api ini dipicu oleh adanya subduksi dari kerak samudra hingga ke dalam astenosfer, dan kerak ini akan mengalami dehidrasi yang menyebabkan serpentinisasi dan busur vulkanisme.

ZONA SEISMOGENIK

Gempa bumi di zona subduksi umumnya dianggap tidak dapat menerus ke atas hingga ke muka deformasi (*deformation front*) di sepanjang antarmuka subduksi (contoh Frolich dkk., 1982; Hirata dkk., 1983; Byrne dkk., 1988). Zona seismogenik didefinisikan sebagai segmen dari sesar naik yang terkoyak saat terjadi gempa bumi dan dibatasi oleh suatu batas atas dan batas bawah (Gambar 5.2). Zona aseismik pada Gambar 5.2 menandakan daerah transisi dari kondisi stabil menuju keadaan *stick-slip frictional sliding* di sepanjang antarmuka lempeng karena tingginya porositas dan sedimen yang kaya akan cairan. Zona seismogenik di sini dicirikan dengan adanya batuan terkonsolidasi dengan perilaku *stick slip* (Byrne dkk., 1988).

Pengetahuan tentang lokasi dari batas atas dan batas bawah dari zona seismogenik sangat penting untuk mitigasi bencana gempa bumi

dan tsunami. Batas atas zona seismogenik memainkan peran penting terhadap deformasi dari bantalan akresi sehingga mengontrol terjadinya tsunami. Berdasarkan hal tersebut, batas bawah zona seismogenik, yang biasanya terletak di dekat busur vulkanik, akan memengaruhi intensitas dari getaran gempa bumi (Klingelhoefer dkk., 2010). Penelitian di beberapa zona seismogenik menunjukkan bahwa batas atas dan batas bawah ini dikontrol oleh struktur termal vertikal dari zona ini (contoh Hyndman & Wang, 1995; Oleskevich dkk., 1999).

Batas atas dari zona seismogenik kemungkinan besar dikontrol oleh perilaku reologi dari mineral lempung serta reaksi metamorfosis tingkat rendah dan diagenesis (Vrolijk, 1990). Transisi dari opal ke *quartz* dan *smectite* ke *illite* akan menunjukkan sifat reologi *stick-slip* yang konsisten dengan perilaku seismik pada suhu 100–150° C (Vrolijk, 1990). Batas atas zona seismogenik biasanya terjadi di lokasi materi dengan lempeng yang tersubduksi mengalami diagenesis dan transformasi mineral berderajat rendah (Moore & Saffer, 2001). Daerah ini dipahami sebagai daerah tempat terjadinya transisi mineral opal menjadi *quartz* dan *smectite* ke *illite* yang identik dengan suhu 100–150°C, dan mineral-mineral dengan tingkat yang lebih tinggi memiliki sifat lentur. Sifat ini menyebabkan sulit terjadi akumulasi energi seismik yang mencukupi untuk menghasilkan gempa. Batas atas ini biasanya terletak pada kedalaman 5–10 km di dalam zona subduksi. Pada kedalaman itu, batas bawah dari zona seismogenik ini dipahami berdasarkan pada dislokasi elastik dari *quartz* ke batuan *feldspar* yang biasa ada dalam sedimen kerak tersubduksi serta terjadi pada suhu 350–450° C. Daerah ini biasanya terletak pada kedalaman 40–50 km di zona subduksi (Ruff & Tichelaar, 1996). Di Sumatra, berdasarkan pada penelitian menggunakan model termal yang dimodelkan dengan menggunakan citra seismik refleksi sebagai pendukung geometrinya, diketahui bahwa batas bawah zona seismogenik adalah sekitar 200 km dengan batas atas yang sangat dekat dengan daerah muka deformasi (Klingelhoefer dkk., 2010).

Namun, eksperimen laboratorium oleh Marone (1998) tidaklah mendukung asumsi tersebut. Pada beberapa zona subduksi yang tidak memiliki bantalan akresi, efek pelemahan dari fluida bertekanan tinggi dalam sedimen sepanjang antarmuka lempeng sepertinya akan memengaruhi sifat seismogenesis daerah ini (contoh Byrne & Fisher, 1990; Saffer & Bekins, 2002). Batas bawah dari zona seismogenik boleh jadi dikontrol secara termal karena adanya transisi antara dislokasi pergeseran pada suhu tinggi (Scholz, 1990; Hyndman & Wang, 1995) dan bantalan mantel terserpentinisasi, yang menyebabkan pergelinciran asesismik. Batas bawah dari zona seismogenik dari zona subduksi di seluruh dunia diperkirakan sedalam 40 ± 50 km. Beberapa zona subduksi menunjukkan batas bawah yang lebih dangkal, yaitu sekitar ~ 20 – 30 km (Currie dkk., 2002; Hyndman & Wang, 1995; Gutscher & Peacock, 2003).

Hasil penelitian terbaru pada Busur Sunda, khususnya di Sumatra, menunjukkan bahwa runtuhannya gempa bumi *megathrust* dapat menjalar hingga ke dasar laut pada daerah muka deformasi dan memicu terjadinya tsunami yang sangat besar (Singh dkk., 2008; Singh dkk., 2011b., Lay dkk., 2012). Dalam gempa bumi Tohoku-Oki (Mw = 9,0) pada 2011, yang diikuti oleh tsunami, boleh jadi zona runtuhannya seismiknya mencapai daerah muka deformasi dengan pergeseran maksimum mencapai ~ 50 m (Ide dkk., 2011). Penelitian menggunakan *vitroinite reflectance geothermometry* di daerah muka deformasi dari kawasan Nankai menunjukkan bahwa temperaturnya adalah $\sim 350^\circ$ C. Hal ini menunjukkan adanya penambahan panas sepanjang zona patahan yang mengindikasikan bahwa pergeseran koseismik dapat menjalar menembus batas atas dari zona seismogenik hingga ke muka deformasi (Sakaguchi dkk., 2011). Pengamatan-pengamatan ini menunjukkan bahwa runtuhannya gempa bumi *megathrust* dapat menjalar ke atas hingga melewati batas zona asesismik. Dengan demikian, tampaknya ada jalur-jalur tertentu yang dapat melewatkan energi gempa hingga ke dasar laut pada zona ini (Lay dkk., 2012).

Studi ini penting karena, hingga saat ini, para ilmuwan menyatakan bahwa kota-kota di pesisir barat Pulau Sumatra rawan terhadap bencana tsunami akibat gempa bumi *megathrust* (contoh Sieh dkk., 2008). Apabila dapat dibuktikan bahwa batas atas zona seismogenik ini dapat menghasilkan runtuhannya di muka deformasi, sumber tsunami akan terjadi di daerah muka deformasi. Pengetahuan ini penting karena, apabila tsunami dibangkitkan di muka deformasi, gelombang tsunami akan diredam oleh pulau-pulau di sepanjang prisma akresi (Pulau Simueleu, Pulau Nias, dan Kepulauan Mentawai) sehingga kota-kota di pesisir barat Pulau Sumatra sedikitnya akan dapat terlindungi dari tsunami besar. Alih-alih tsunami besar akibat gempa bumi *megathrust*, tsunami lokal mungkin dapat ditimbulkan oleh adanya longsoran bawah laut dikarenakan runtuhnya sesar anjak balik (Singh dkk., 2010).

Zona penunjaman sepanjang Busur Sunda, dari Aceh hingga Kepulauan Sumba, menunjukkan sifat-sifat geologi dan tektonik yang bervariasi. Di sepanjang Busur Sumatra, diketahui bahwa kerak samudra tipis (~4–4,5 km) dan menipis ke arah selatan. Di samping itu, ketebalan sedimen di cekungan samudra adalah menipis ke arah selatan (~5 km di utara Aceh hingga < 100 m di Kepulauan Pagai). Arah dan kecepatan penunjamannya pun berbeda dari utara ke selatan. Apabila ditinjau zona penunjaman di selatan Jawa, perbedaan ini akan lebih mencolok karena arah dan kecepatan penunjaman di wilayah ini hampir tegak lurus terhadap posisi Pulau Jawa, dengan kecepatan yang lebih rendah (~2 mm/tahun) daripada kecepatan penunjaman di Busur Sumatra. Kerak samudra di kawasan ini juga lebih tua dan lebih tebal (~10–20 km). Faktor-faktor tersebut tentunya berpengaruh terhadap struktur dan karakteristik zona seismogenik, yang pada muaranya akan berpengaruh pada aktivitas dan pola kegempabumiannya.

ANATOMI ZONA SEISMOGENIK BUSUR SUNDA

Anatomi zona seismogenik biasanya dicitrakan menggunakan pengamatan seismologi global, pengamatan gempa *aftershocks*, pemodelan data seismik refraksi, dan pencitraan seismik refleksi. Pengamatan seismologi global memberikan gambaran secara umum dari struktur zona seismogenik. Namun, karena menggunakan pengamatan data global, tingkat ketelitiannya, baik secara horizontal maupun vertikal, rendah. Ketelitian yang lebih tinggi dapat diperoleh dengan menggunakan perekaman kegempaan *aftershocks* setelah gempa besar terjadi. Karena sebagian besar gempa *megathrust* terjadi di laut, perekaman *aftershocks* dilakukan dengan menggunakan *ocean bottom seismometer* (OBS). Dengan menggunakan data *aftershocks*, akan diperoleh ketelitian yang lebih tinggi.

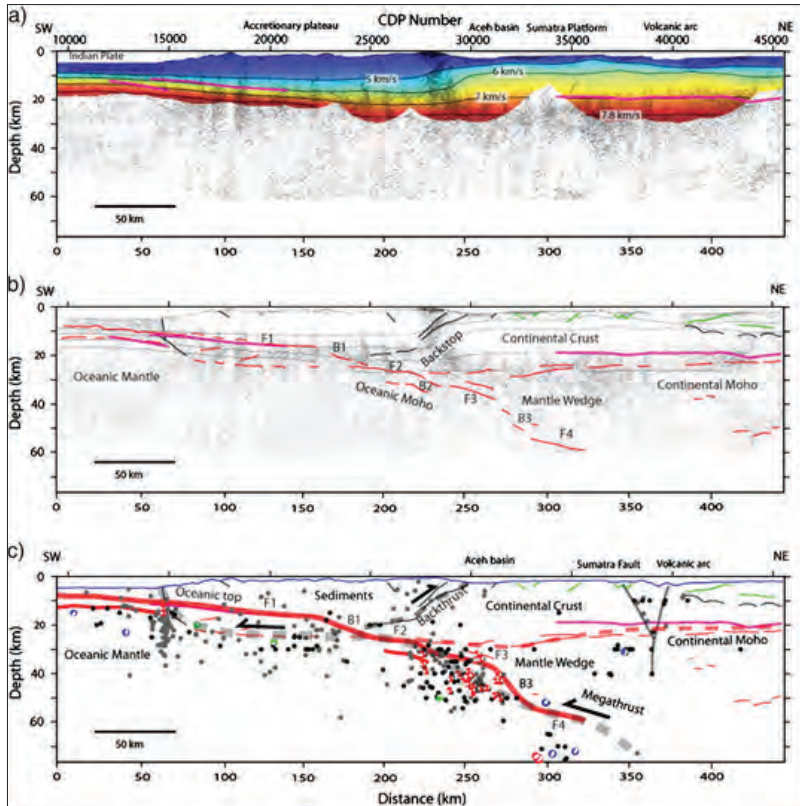
Metode lain yang biasa dilakukan adalah dengan pemodelan seismik refraksi. Pemodelan ini dilakukan dengan memodelkan data seismik refraksi yang direkam dengan menggunakan OBS dengan sumber sinyal seismik berupa *airgun* yang ditarik menggunakan kapal. Pemodelan data ini akan menghasilkan model kecepatan bawah permukaan yang digunakan untuk interpretasi struktur anatomi zona seismogenik dengan lebih teliti.

Metode geofisika dengan ketelitian yang paling tinggi adalah metode seismik refleksi. Metode ini dapat menghasilkan struktur perlapisan bawah permukaan dengan ketelitian hingga dalam orde meter. Namun, metode ini memiliki kelemahan apabila dilakukan untuk pencitraan zona seismogenik, yaitu (1) rendahnya rasio sinyal dan derau; (2) rendahnya penetrasi; serta (3) *multiple* (Singh dkk., 2008). Salah satu upaya untuk memperbaiki hal tersebut adalah memodifikasi sistem perekaman seismik refleksi yang biasa digunakan dalam industri minyak dan gas dengan menggunakan *streamer ber-offset* sangat panjang (> 12 km), sumber sinyal seismik yang cukup besar (> 9.600 inci kubik) dengan frekuensi yang rendah.

Hal ini dilakukan agar pencitraan seismik refleksi dapat mencapai hingga ke dalam zona seismogenik pada kedalaman ~50 km.

Dengan memanfaatkan metode tersebut, struktur anatomi zona seismogenik Sumatra dapat dicitrakan dengan ketelitian yang sangat baik. Hal ini, bersama-sama dengan pengamatan seismologi, dapat memberikan pengetahuan yang lebih baik tentang karakteristik dan sifat-sifat zona seismogenik di Sumatra. Di sebelah utara Sumatra, pada daerah yang mengalami pergerakan paling besar saat gempa besar Sumatra pada 2004, diketahui bahwa subduksi kerak samudra mengalami perubahan sudut (pembengkokan) yang cukup besar selama proses subduksi (Singh dkk., 2011c). Secara detail, hal ini digambarkan dalam citra seismik dan kecepatan bawah permukaan hingga kedalaman 60 km (Gambar 5.3). Hasil tersebut menunjukkan bahwa kerak samudra yang tersubduksi mengalami pembengkokan dan pendataran, serta menunjukkan pola yang mirip dengan anak tangga (*staircase*) sepanjang kurang-lebih 50 km dengan panjang tiap-tiap segmen sekitar 5–15 km. Pengamatan *aftershocks* menunjukkan bahwa kebanyakan *aftershocks* berada di bawah bagian atas dari kerak samudra yang tersubduksi yang mengindikasikan bahwa kerak samudra ini mengalami deformasi yang intensif selama proses subduksi berlangsung. Pembengkokan kerak samudra yang tersubduksi pada daerah pertemuannya dengan kerak benua dapat terjadi karena adanya perubahan litologi batuan. Namun, terjadinya perubahan arah bengkok menjadi datar lebih sulit dijelaskan, tetapi dapat dijumpai di zona subduksi lainnya.

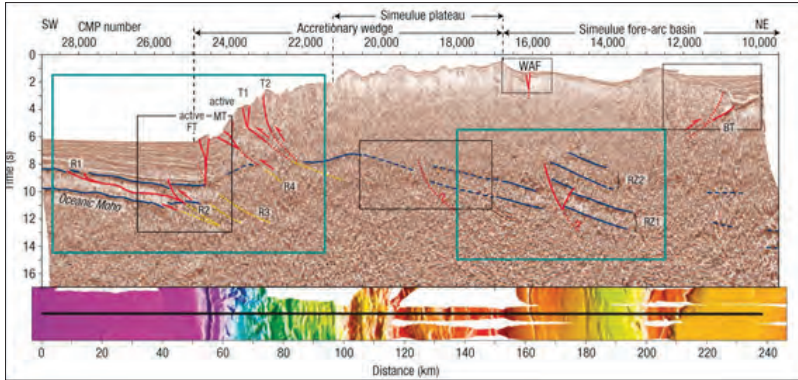
Di daerah pusat gempa besar Sumatra 2004, citra seismik refleksi menunjukkan bahwa ketebalan kerak samudra yang menunjам ke dalam kerak samudra kurang lebih 3,5–4,5 km (Gambar 5.4). Citra seismik dengan jelas menunjukkan penunjaman kerak samudra di bawah kerak benua yang bertepatan dengan hiposentrum pada kedalaman 30 km. Dengan mempertimbangkan kesalahan penghitungan hiposentrum, boleh jadi gempa terjadi tidak pada pertemuan



Sumber: Singh dkk., 2011

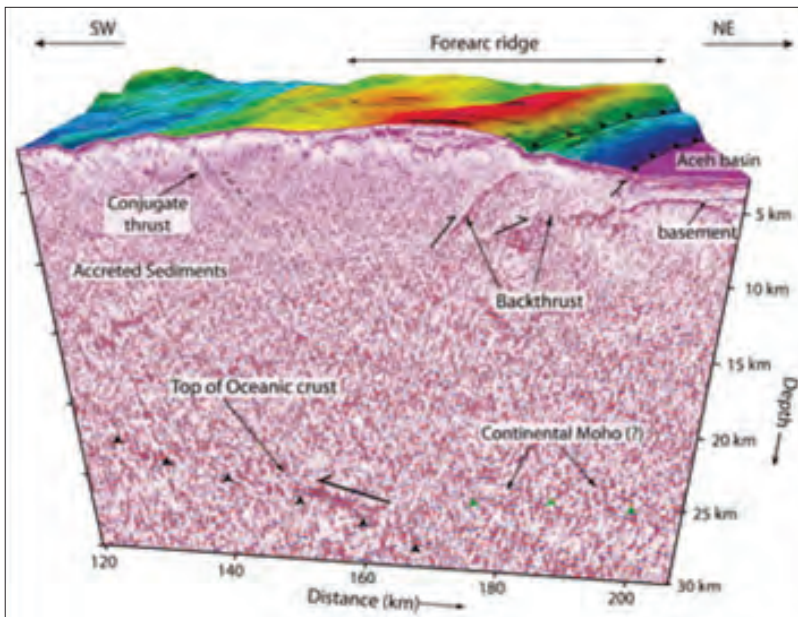
Gambar 5.3 Struktur zona subduksi di utara Sumatra. (a) Penampang tanpa interpretasi dari citra seismik refleksi dan model kecepatan bawah permukaan. (b) Citra seismik refleksi dengan interpretasi. (c) Proyeksi aftershocks dengan simbol bola-bola adalah solusi Centroid Moment Tensor (CMT) dengan warna merah adalah sesar anjak, sedangkan biru adalah sesar mendatar, dan hijau sesar normal.

antara kerak samudra dan kerak benua, melainkan terjadi pada lapisan mantel (Singh dkk., 2008) sehingga menghasilkan kekuatan yang sangat besar. Getaran gempa merambat hingga ke daerah muka deformasi, dan kemudian menghasilkan pergerakan vertikal yang memicu adanya tsunami yang dahsyat.



Sumber: Singh dkk., 2008

Gambar 5.4 Citra seismik anatomi sumber gempa besar Sumatra 2004. Pita di bagian bawah adalah citra batimetri sekitar lintasan seismik.

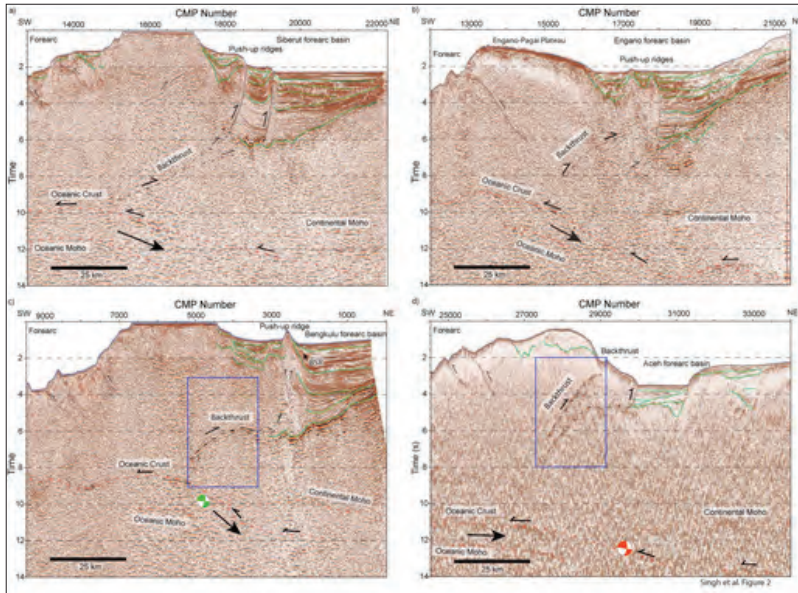


Sumber: Chauhan dkk., 2009

Gambar 5.5 Penampang sesar anjak balik cari citra seismik yang telah dikonversi ke skala kedalaman. Lokasi sesar anjak balik, sesar konjugat dan kerak samudra, serta lapisan Moho yang ditandai dengan tanda panah dan arah pergerakannya.

Sepanjang busur Sumatra, salah satu struktur geologi yang unik adalah ditemukannya bukti adanya sesar anjak balik (*backsthrust*) di daerah prisma akresi (Singh dkk., 2010; Chauhan dkk., 2009) (Gambar 5.5). Sesar anjak balik ini merupakan hasil dari proses pengangkatan sepanjang busur muka bagian dalam yang berasosiasi dengan *backstop* benua yang melandasi cekungan busur muka Aceh. Boleh jadi, adanya struktur sesar anjak balik ini juga melandasi terbentuknya pulau-pulau yang ada di busur muka sepanjang Sumatra, yang tidak dapat dijumpai di daerah lainnya. Struktur sesar anjak balik ini diperkirakan turut berperan dalam besarnya tsunami yang terjadi dalam peristiwa gempa besar Sumatra 2004. Pengamatan dan pemodelan gelombang tsunami menunjukkan adanya kemungkinan sumber sekunder gelombang tsunami yang berlokasi di daerah busur muka (Plafker dkk., 2006). Ada kemungkinan struktur sesar anjak balik inilah sumber tsunami kedua tersebut.

Apabila struktur sesar anjak balik di sepanjang Busur Sumatra dicermati pada penampang seismiknya, tampak bahwa sesar anjak balik pada segmen yang telah mengalami gempa bumi besar akan menunjukkan adanya penguatan sinyal seismiknya (Singh dkk., 2011c). Pengamatan ini dilakukan pada empat citra seismik memotong zona subduksi dengan lokasi di sepanjang Sumatra, yaitu di sebelah utara bertepatan dengan daerah yang mengalami pergeseran maksimum gempa besar Sumatra pada 2004, dua lintasan di daerah Kepulauan Mentawai yang belum pernah mengalami gempa besar sejak 200 tahun yang lalu, serta satu lintasan yang memotong sumber gempa besar Mentawai pada 2007 (Gambar 5.6). Penguatan sinyal pantulan seismik ini bisa jadi disebabkan oleh bertambahnya kandungan cairan (fluida) di sepanjang sesar anjak balik karena perubahan tekanan sepanjang sesar anjak balik tersebut pada saat gempa bumi *megathrust* terjadi. Pertambahan kandungan fluida ini ada kemungkinan terjadi karena adanya kelebihan tekanan (*over-pressure*) pada saat gempa bumi besar. Fluida ini kemudian mengalir melalui sesar



Sumber: Singh dkk., 2011

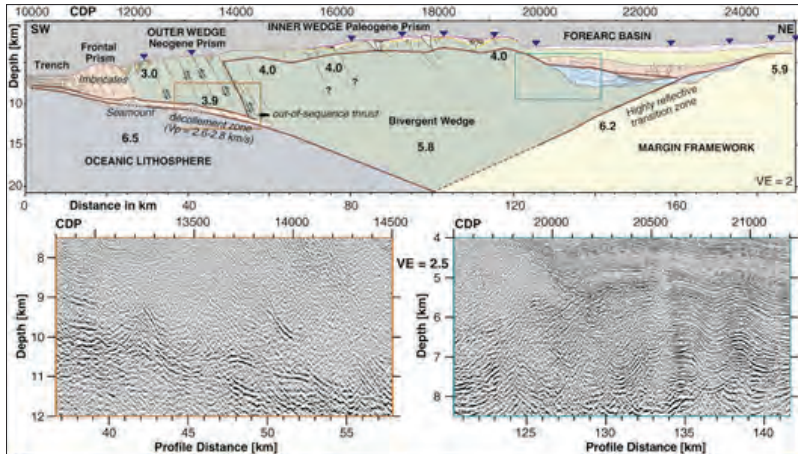
Gambar 5.6 Citra penampang seismik memotong busur Sumatra yang digunakan sebagai bahan studi. (a) Citra CGGV010 dan (b) CGGV040 berlokasi di Mentawai di daerah yang tidak dilanda gempa besar selama 200 tahun terakhir. (c) Citra WG2 dan CGGV020 yang terletak di daerah pergeseran maksimum gempa besar Sumatra 2004 dan gempa Mentawai 2007. Bola warna hijau dan merah adalah mekanisme focal gempa besar. Garis-garis hijau melambangkan stratifikasi sedimen.

anjak balik yang memiliki kemiringan yang tinggi. Karena sesar anjak balik ini lebih dekat ke lapisan mantel daripada bagian muka deformasi, bisa jadi memudahkan cairan mantel yang terserpentinisasi untuk mencapai permukaan melalui sesar anjak balik daripada merambat hingga ke muka deformasi.

Data seismik menunjukkan bahwa sesar anjak balik ini menerus hingga ke dasar samudra (Singh dkk., 2011b). Khususnya pada Cekungan Simeulue, dapat ditunjukkan bahwa sesar anjak balik ini berkaitan dengan adanya gunung lumpur (*mud volcano*) (Hananto dkk., 2012). Hal ini mengindikasikan bahwa cairan dari daerah antarmuka lempeng juga dapat ditemui di dasar samudra dalam bentuk

bongkahan *melange* ataupun gunung lumpur. Apabila hal ini terbukti benar dengan adanya bukti-bukti geologi-petrologi yang akurat dari contoh-contoh batuan yang ada di dekat manifestasi sesar anjak balik ini, berarti hal ini merupakan sumbangan yang nyata bagi upaya mitigasi bencana gempa bumi *megathrust* karena hal ini dapat dijadikan salah satu data *proxy* tentang aktivitas zona seismogenik. Apabila dimonitor lebih jauh, hal itu dapat digunakan untuk mengetahui seberapa besar dinamika tekanan di daerah zona seismogenik tersebut. Upaya *monitoring* ini tentunya akan jauh lebih mudah dan murah apabila dilakukan di daerah sesar anjak balik atau di sekitar gunung lumpur yang terletak dekat pulau-pulau di sepanjang prisma akresi daripada dilakukan di daerah muka deformasi dengan kedalaman laut yang jauh lebih dalam (~3.000–4.000 m) dan material batuan yang sangat sulit ditembus melalui pengeboran.

Studi dan pencitraan anatomi Busur Sunda di sebelah selatan Jawa selama ini lebih banyak dilakukan menggunakan sistem seismik refleksi dengan kapasitas sumber sinyal seismik sekitar 3.000 inci kubik dan *offset streamer* kurang dari 3.000 m (contoh Kopp dkk., 2009). Namun, secara umum telah dapat mengungkap sifat-sifat dasar anatomi zona seismogenik di sebelah selatan Jawa. Gambar 5.7 menunjukkan citra seismik dan interpretasi dari lintasan seismik yang terletak kurang-lebih 100 km dari lokasi gempa Jawa pada 2006 yang menimbulkan tsunami di sepanjang Pangandaran, Jawa Barat, hingga Yogyakarta (Kopp dkk., 2009). Penampang tersebut menyajikan segmentasi struktur anatomi dan segmentasi zona seismogenik generik zona seismogenik Busur Sunda di selatan Jawa. Struktur tersebut dengan jelas menggambarkan pola perkembangan dan evolusi kinematik yang digambarkan dengan struktur morfologi, yang secara umum disebut sebagai *bivergent wedge*, yang dalam artian prisma akresi dibatasi dua struktur sesar searah ke samudra dan ke arah daratan. Pada struktur searah ke samudra, dapat dijumpai lapisan *decollement* atau lapisan yang memudahkan perambatan gelombang



Sumber: Kopp dkk., 2009

Gambar 5.7 Interpretasi dari citra seismik yang diperoleh setelah melakukan pre-stack depth migration. Lapisan decollement dan batas dari cekungan busur luar ditampilkan pada panel di bawahnya. Struktur divergent wedge terdiri atas bagian luar dan bagian dalam dari prisma akresi.

gempa sepanjang zona seismogenik. Faktor fisis dan reologi serta pengaruh dari lapisan ini tidak dapat ditentukan dengan citra tersebut saja, tetapi juga dari pola *decollement* yang tidak linear dan secara spasial bervariasi, yang menunjukkan bahwa gaya-gaya dan koefisien gesek di zona ini sangat berpengaruh pada pembentukan zona seismogenik dan kegempaan daerah ini (Kopp dkk., 2009). Dari citra seismik juga dapat ditarik kesimpulan bahwa terdapat struktur *splay fault*, yang boleh jadi berfungsi mengantarkan sebagian dari energi gempa dari zona seismogenik hingga ke permukaan laut. Sesar anjak balik ini terletak pada kedalaman sekitar 12 km, dan selanjutnya menerus hingga ke dasar laut dengan sudut yang tajam sehingga sangat berpotensi dapat menghasilkan deformasi vertikal saat gempa besar dan menjadi sumber tsunami.

KESIMPULAN

Pemahaman yang lebih komprehensif mengenai struktur anatomi dari zona seismogenik sangat penting dalam mitigasi bencana gempa dan tsunami. Dari pemahaman yang lebih komprehensif tersebut, peta gempa yang telah ada dapat ditingkatkan dengan mempertimbangkan karakteristik dari zona seismogenik sebagai penghasil 85% gempa besar yang ada. Karena zona seismogenik sebagian besar terletak di bawah dasar laut, kemampuan riset geologi dan geofisika kelautan perlu diperkuat kembali dengan meningkatkan kapasitas, baik infrastruktur maupun sumber daya manusia yang ada. Untuk itu, perlu perencanaan yang komprehensif dan dukungan pendanaan yang terus-menerus dari negara agar kemampuan riset geologi dan geofisika kelautan dapat terus ditingkatkan guna mengungkap sumber daya alam ataupun sumber bencana dari laut.

DAFTAR PUSTAKA

- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027. DOI:10.1029/2001GC000252.
- Byrne, D. E., Davis, D. M., & Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- Byrne, D. E., Wang, W., & Davis, D. M. (1993). Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, 12, 123–144.
- Byrne, T., & Fisher, D. (1990). Evidence for a weak and overpressured decollement beneath sediment-dominated accretionary prisms. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 95, 9081–9097, doi:10.1029/JB095iB06p09081.
- Chauhan, A. P. S., Singh, S. C., Hananto, N. D., Carton, H., Klingelhoefer, F., Dessa, J. X., ... Graindorge, D., & The Sumatra-OBS Scientific Team. (2009). Seismic imaging of forearc backthrusts at northern Sumatra subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1772–1780.
- Currie, C. A., Hyndman, R. D., Wang, K., & Kostoglodov, V. (2002). Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 107(B12), 2370, doi:10.1029/2001JB000886.

- DeShon, H. R., Thurber, C. H., Brudzinski, M. R., & Engdahl, E. R. (2007). A semiautomated technique for waveform cross-correlation of teleseismically recorded depth phases; SSA 2007 meeting announcement; Seismological Society of America. *Seismological Research Letters*, 78, 242.
- Dessa, J.-X., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., André, C., Permana, H., Gutscher, M.-A., ... Singh, S.C., & The Sumatera-OBS Scientific Team. (2009). Megathrust earthquakes can nucleate in the forearc mantle: Evidence from the 2004 Sumatera event. *Geology*, 37, 659–662.
- Dickinson, W. R., Seely, D. R. (1979). Structure and stratigraphy of forearc regions. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, 63, 2–31.
- Engdahl, E. R., Villaseñor, A., DeShon, H. R., & Thurber, C. H. (2007). Teleseismic relocation and assessment of seismicity (1918–2005) in the region of the 2004 Mw 9.0 Sumatera-Andaman and 2005 Mw 8.6 Nias Island great earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S43–S61, doi:10.1785/0120050614.
- Frolich, C., Billington, S., Engdahl, E. R., & Malahoff, A. (1982). Detection and location of earthquakes in the Central Aleutian subduction zone using island and ocean bottom seismograph stations. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 87, 6853–6864.
- Fukuyama, E., Ellsworth, W. L., Waldhauser, F., & Kubo, A. (2003). Detailed fault structure of the 2000 Western Tottori, Japan, earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1468–1478.
- Gutscher, M.-A., & Peacock, S. M. (2003). Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 108(B1), 2009, doi:10.1029/2001JB000787.
- Hananto, N., Singh, S., & Deighton, I. (2012). Neotectonics of Simeulue Basin, Indonesia. *Proceeding of The 33rd Indonesian Petroleum Association*. Jakarta.
- Hirata, N., Yamada, T., Shimamura, H., Inatani, H., & Suyehiro, K. (1983). Spatial distribution of microearthquakes beneath the Japan Trench from ocean bottom seismographic observations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 73, 653–669.
- Hyndman, R. D., & Wang, K. (1995). The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 100, 22,133–22,154, doi:10.1029/95JB01970.

- Ide, S., Baltay, A., & Beroza, G. (2011). Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, doi:10.1126/science.1207020.
- Kanamori, H. (1980). Determination of earthquake parameters: *EOS*, 61, 62–64.
- Karig, D. E., Lawrence, M. B., Moore, G. F., & Curray, J. R. (1980). Structural framework of the fore-arc basin, N.W. Sumatra. *Journal of the Geological Society*, London, 137, 77–91.
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122, 108–124.
- Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Ladage, S., Dessa, J. -X., Graindorge, D., Franke, D., Andre, C., Permana, H., Yudistira, T., & Chauhan, A. (2010). Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 115, B01304. DOI:10.1029/2009JB006569.
- Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Ladage, S., Dessa, J.-X., Graindorge, D., Franke, D., ... Chauhan, A. (2010). Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 115, B01304, doi:10.1029/2009JB006569.
- Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Ito, A., Tamura, Y., Tatsumi, Y., & Kaneda, Y. (2007). Seismological evidence for variable growth of crust along the Izu intraoceanic arc. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 112, B05104, doi:10.1029/2006JB004593.
- Koketsu, K., & Sekine, S. (1998). Pseudo-bending method for threedimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities. *Geophysical Journal International*, 132, 339–346.
- Kopp, H., Hindle, D., Klaeschen, D., Oncken, O. & Scholl, D. (2009). Anatomy of the western Java plate interface from depth-migrated seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, 288 (3-4), 399-407. DOI 10.1016/j.epsl.2009.09.043.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of sub-

- duction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., ... Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 117, B04311.
- Marone, C. (1998). Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 643–696.
- Moore, J. C. & Saffer, D. (2001). Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology*, 29(2), 183–186.
- Oleskevich, D. A., Hyndman, R. D., & Wang, K. (1999). The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile. *Journal of Geophysical Research*, 104, 14,965–14,991.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R., & Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14,133–14,159.
- Pesicek, J. D., Thurber, C. H., Widiyantoro, S., Engdahl, E. R., & DeShon, H. R. (2008). Complex slab subduction beneath northern Sumatra. *Geophysical Research Letters*, 35, L20303, doi:10.1029/2008GL035262.
- 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 zone. *Journal of Geophysical Research*, 115, B10303, doi:10.1029/2010JB007443.
- Plafker, G., Nishenko, S., Cluff, L., & Syahrial, M. (2006). The cataclysmic 2004 tsunami on NW Sumatra—preliminary evidence for a near-field secondary source along the western Aceh Basin. *Seismological Research Letters*, 77, 231.
- Prejean, S. G., Ellsworth, W. L., Zoback, M. D., & Waldhauser, F. (2002). Fault structure and kinematics of the Long Valley Caldera region, California, revealed by high-accuracy earthquake hypocenters and focal mechanism stress inversions. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 107(B12), 2355, doi:10.1029/2001JB001168.

- Ruff, J. R., & Tichelaar, B. W. (1996). What controls the seismogenic plate interface in subduction zones?. Dalam Bebout, G.E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., Platt, J. P. (Eds.), Subduction: Top to Bottom, *Geophysical Monograph Series*, 96, 105–111. AGU, Washington, D. C.
- Saffer, D. M., & Bekins, B. A. (2002). Hydrological controls on the morphology and mechanics of accretionary wedges. *Geology*, 30(3), 183–186.
- Sakaguchi A., Chester, F., Curewitz, D., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura G., ... Yamaguchi, A. (2011). Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults; vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores. *Geology*, 39(4), 395–398.
- Scales, J. A., & Smith, M. L. (1997). *Introductory geophysical inverse theory*. Samizdat Press. Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 208 pp.
- Scales, J., & Sneider, R. (2000). The anatomy of inverse problems. *Geophysics*, 65(6), 1708–1710.
- Schneider, W. A. (1978). Integral formulation for migration in two-dimensions and three-dimensions. *Geophysics*, 43(01), 49–76.
- Scholz, C. H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press.
- Shulgin, A., Kopp, H., Mueller, C., Lueschen, E., Planert, L., Engels, M., ... Djajadihardja, Y. (2009). Sunda-Banda arc transition: Incipient continent-island arc collision (northwest Australia). *Geophysical Research Letters*, 36, L10304, doi:10.1029/2009GL037533.
- Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Shen, C. -C., Cheng, H., Suwargadi, B. W., Edwards, R. L. (2008). Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of West Sumatra. *Science* 322, 1674–1678.
- Singh, S. C., Carton, H., Tapponier, P., Hananto, N., Chauhan, A. P. S., Hartoyo, Dj., Martin, J. (2008). Seismic evidence for broken oceanic crust in the 2004 Sumatra earthquake epicentral region. *Nature Geoscience*, 1, 777–781.
- Singh, S. C., Hananto, N. D., Chauhan, A. P. S., Permana, H., Denolle, M., Hendriyana, A., & Natawidjaja, D. (2010). Evidence of active backthrusting at the NE Margin of Mentawai Islands, SW Sumatra. *Geophysical Journal International*, 180(2), 703–714.
- Singh, S. C., Chauhan, A. P. S., Calvert, A. J., Hananto, N. D., Ghosal, D., Rai, A., & Carton, H. (2012). Seismic evidence of bending and unbending

of subducting oceanic crust and the presence of mantle megathrust in the 2004 Great Sumatra earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 321, 166–176.

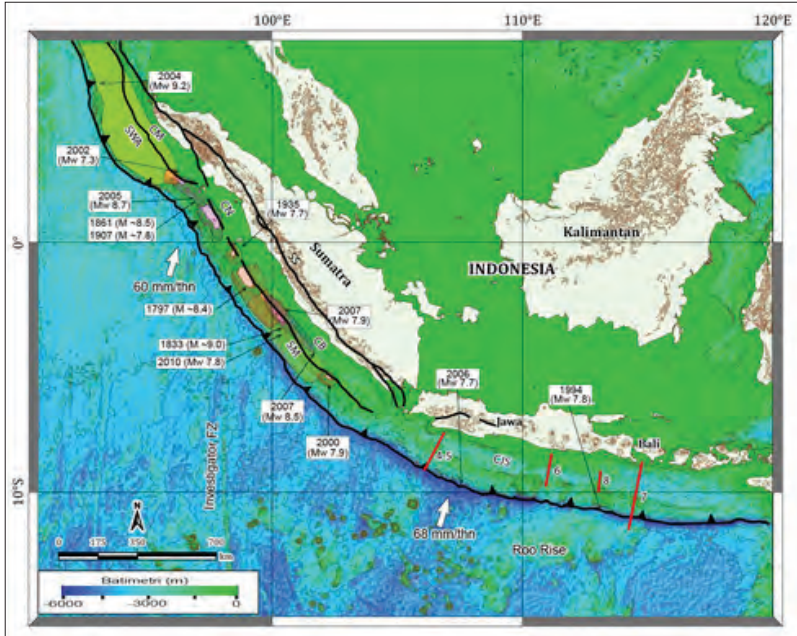
- Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Permana, H., Djajadiharja, Y., & Harjono, H. (2011c). Seismic images of the megathrust rupture during the 25th October 2010 Pagai earthquake, SW Sumatera: Frontal rupture and large tsunami. *Geophysical Research Letters*, 38, L16313, doi:10.1029/2011GL048935.
- Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Robinson, D., Das, S., Chauhan, A., ... Harjono, H. (2011b). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NNGEO1119.
- Singh, S. C., Midenet, S., & Djajadihardja, Y. S. (2009). Seismic survey of the locked and unlocked Sumatera subduction zone. *Eos, Transactions, AGU*, 90(49), 471–478.
- Thurber, C., & Eberhart-Phillips, D. (1999). Local earthquake tomography with flexible gridding. *Computers & Geosciences*, 25, 809–818.
- Trinks, I. (2003). *Traveltime tomography of densely samples seismic data* (Ph.D Thesis, University of Cambridge).
- Um, J., & Thurber, C. H. (1987). A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 972–986.
- Vrolijk, P. (1990). On the mechanical role of smectite in subduction zones. *Geology*, 18(8), 703–707, doi:10.1130/0091-7613(1990)018.0703.
- Waldhauser, F., & W. L. Ellsworth. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1353–1368.
- Wang, K., & Hu, J. (2008). Effects of frictional behavior and geometry of subduction fault on coseismic seafloor deformation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 571–579, doi:10.1785/0120070097.
- Wang, K., Hyndman, R. D., & Yamano, M. (1995). Thermal regime of the southwest Japan subduction zone: Effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, 248, 53–69.
- Zhang, H., & Thurber, C. H. (2006). Development and applications of double-difference seismic tomography. *Pure and Applied Geophysics*, 163, 373–403.

DEFORMASI PRISMA AKRESI DI SELATAN JAWA-LOMBOK

M. Ma'ruf Mukti, Sonny Aribowo

Deformasi di daerah antara busur dan palung (*arc-trench gap*) merekam sejarah geologi akibat interaksi lempeng samudra yang menunjam di bawah kerak benua (Heller & Ryberg, 1983; Ryan & Scholl, 1989). Oleh karena itu, studi mengenai jenis struktur yang berkembang di daerah antara busur-palung dapat mengungkapkan sejarah fase tektonik yang berperan dalam pembentukan zona struktur tersebut. Pertumbuhan struktur tinggian di bagian terluar tinggian busur muka (*forearc high*) telah diasosiasikan dengan perkembangan prisma akresi, yang asal-usulnya dikaitkan dengan akresi material yang berasal dari sedimen yang diendapkan di atas kerak samudra atau sedimen yang bersumber dari benua (Moore dkk., 1982; Samuel dkk., 1997; Schlüter dkk., 2002)

Pertumbuhan kompleks prisma akresi di daerah busur juga dapat dikaitkan dengan pembentukan batas mekanik *backstop*. Batas tersebut membagi dua wilayah yang memiliki kekuatan luluh yang berbeda akibat proses kompresi (Dahlen, 1990; Davis dkk., 1983; Kopp & Kukowski, 2003). Struktur yang berkembang di dalam



Sumber: Abercrombie dkk., 2001; Ammon dkk., 2006; Briggs dkk., 2006; Curray, 2005; Diament dkk., 1992; Malod & Kemal, 1996; Samuel & Harbury, 1996

Gambar 6.1 Daerah Busur Sunda bagian barat, dengan lokasi kegempabumian yang pernah terjadi (Abercrombie dkk., 2001; Ammon dkk., 2006; Briggs dkk., 2006), struktur-struktur utama (Curray, 2005; Diament dkk., 1992; Malod & Kemal, 1996; Samuel & Harbury, 1996), cekungan-cekungan busur muka, dan struktur di kerak samudra. SWA = Sesar West Andaman, SM = Sesar Mentawai, BS = Sesar Batee, SS = Sesar Sumatra, CM = Cekungan Meulaboh, CN = Cekungan Nias, CB = Cekungan Bengkulu, CBS = Cekungan Jawa Selatan, FZ = FractureZone.

prisma akresi juga dapat dihubungkan dengan pertumbuhan struktur anjakan (*fold-thrust*) (Davis dkk., 1983; Hoth dkk., 2007; McClay dkk., 2004). Akan tetapi, pertumbuhan struktur di daerah prisma akresi juga dapat dikaitkan dengan struktur tinggian di kerak samudra yang menunjam di bagian bawah prisma akresi (Dominguez dkk., 1998; Laursen dkk., 2002).

Tujuan studi ini adalah mengetahui faktor apakah yang lebih berperan dalam pembentukan deformasi yang kompleks di bagian

tengah Busur Sunda (Gambar 6.1). Berdasarkan pada ulasan dan analisis ulang hasil studi terdahulu di daerah selatan Jawa-Lombok, kami mencoba mengaitkan hubungan antara mekanisme sesar anjakan, proses akresi sedimen di palung depan, dan penunjaman struktur tinggian di kerak samudra terhadap deformasi yang terjadi di daerah antara busur dan palung selatan Pulau Jawa dan Bali. Data yang kami kaji berupa seismik refleksi, seismik refraksi, dan pemodelan gaya berat.

TATAAN GEOLOGI

Daerah antara busur dan palung di selatan Jawa dan Lombok merupakan bagian tengah dari sistem Busur Sunda, yang terbentang dari Andaman di bagian barat hingga Banda di bagian timurnya. Sebagian besar bagian dari Busur Sunda ini telah banyak dipelajari, terutama untuk studi kegeopabumian. Gempa bumi besar dan tsunami telah melanda beberapa daerah di wilayah ini, antara lain gempa bumi yang terjadi pada 1994 dan 2006 (Gambar 6.1) (Abercrombie dkk., 2001; Ammon dkk., 2006; Briggs dkk., 2006; Konca dkk., 2008). Kerak samudra menunjam dengan arah relatif tegak lurus di depan Palung Jawa dan bergerak dengan kecepatan 6,7 cm/tahun (Tregoning dkk., 1994) (Gambar 6.1). Umur kerak samudra ini berkisar dari 100 juta tahun di bagian barat sampai 130 juta tahun di bagian timur (Müller dkk., 2008), yang ditutupi oleh sedimen yang terlihat menipis ke arah timur (Moore dkk., 1982). Beberapa tinggian di atas kerak samudra (misalnya Roo Rise) terlihat membentuk morfologi yang kasar dan lantai samudra yang lebih dangkal, 2,5 km lebih dangkal dibandingkan kedalaman rerata lantai samudra di sekelilingnya. Bagian timur dari Roo Rise ini terbentang sampai ke sebagian palung di sebelah selatan Jawa.

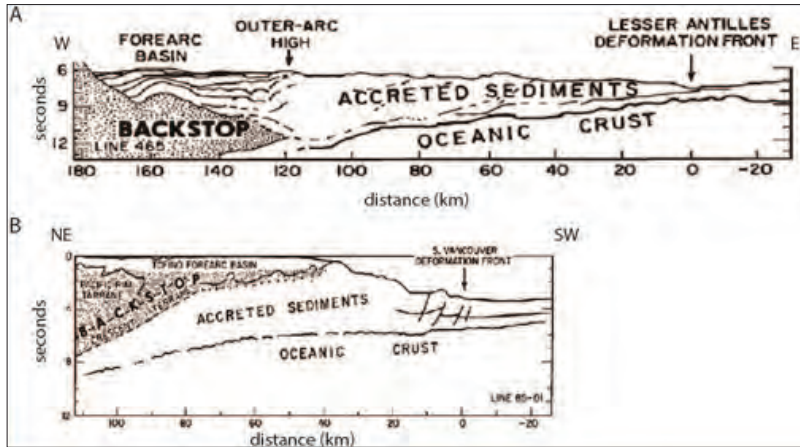
Konfigurasi struktur bawah permukaan daerah selatan Jawa-Lombok telah diteliti dengan menyeluruh dan memperlihatkan adanya segmentasi prisma akresi yang terkait dengan perkembangan

continental backstop (Kopp & Kukowski, 2003; Kopp, 2013; Kopp dkk., 2001), perkembangan tinggian di tengah cekungan busur muka (Deighton dkk., 2011), dan kemungkinan perbedaan tipe batuan dasar yang melandasi daerah cekungan busur muka ini (Emmet dkk., 2009; Granath dkk., 2010; Nugraha & Hall, 2012).

Mekanisme *backstop* dalam pembentukan prisma akresi di daerah muka busur didasari oleh konsep batas secara mekanika, dengan *backstop* merupakan bagian dari daerah busur muka yang mengalami penambahan kekuatan luluh (*yield strength*) dibandingkan daerah yang berada dekat palung (Dahlen, 1990; Davis dkk., 1983) (Gambar 6.2). Daerah *backstop* ini mempunyai kemampuan untuk mendukung tegangan deviatorik lebih besar dibandingkan daerah di bagian luarnya, yang lebih dekat ke palung (Kopp & Kukowski, 2003).

Mekanisme lipatan dan sesar naik yang berkembang dalam prisma akresi telah lama dikenali dari data seismik refleksi (Davis dkk., 1983; Karig dkk., 1979; Kopp dkk., 2008; Schlüter dkk., 2002). Perkembangan lipatan dan sesar naik dapat dikenali dalam dua tipe, yaitu sesar naik yang berkembang secara *in-sequence* atau *out-of-sequence* (Gambar 6.3) (Morley, 1988). Sesar naik yang terbentuk secara *out-of-sequence* telah dikenali di dalam prisma akresi di sekitar Palung Sumatra, yang memisahkan beberapa segmen utama dalam suatu kompleks prisma akresi (Kopp dkk., 2002). Sesar naik yang bersifat *out-of-sequence* ini juga dianggap sebagai batas *backstop* di antara dua segmen berbeda; dengan segmen yang berada lebih dekat ke palung memiliki densitas material dan kecepatan seismik lebih rendah dibandingkan bagian yang lebih dekat ke busur (Kopp & Kukowski, 2003).

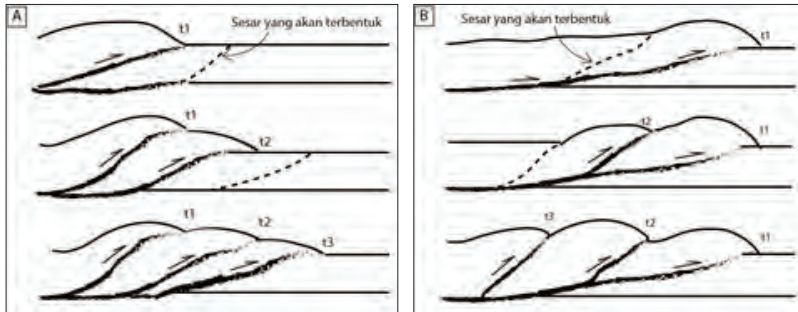
Batuan dasar yang melandasi daerah busur muka di sebelah selatan Jawa telah diinterpretasikan sebagai bagian dari kompleks akresi berumur kapur di pinggiran selatan Sundaland (Wakita, 2000). Di bagian selatan Jawa bagian barat, batuan dasar diperkirakan sebagai



Sumber: Byrne dkk., 1993

Gambar 6.2 Penampang yang memperlihatkan struktur *backstop* di daerah busur muka, diinterpretasikan dari gabungan data bawah permukaan dengan (A) Tipe 1, dengan kemiringan *backstop* berarah palung, contoh daerah Lesser Antilles, dan (B) Tipe 2, *backstop* memiliki kemiringan ke arah busur.

suatu kerak samudra yang tipis yang telah bergabung ke tepian kerak benua (Kopp dkk., 2002). Akan tetapi, penelitian terbaru dengan menggunakan data seismik refleksi yang baru berhasil mengamati kemungkinan adanya sikuen dari stratifikasi di bagian bawah cekungan busur muka, yang dahulunya diperkirakan sebagai batuan dasar (Deighton dkk., 2011; Granath dkk., 2011). Umur dari sikuen ini belum dapat ditentukan. Namun, berdasarkan pada kesamaan ciri seismik refleksinya, unit ini ada kemungkinan dapat disetarakan dengan batuan yang berumur mesozoik atau paleozoik di bagian barat laut paparan Australia (Granath dkk., 2011). Kemungkinan keberadaan kerak kontinen di bagian bawah daerah busur muka Jawa juga didukung oleh analisis zirkon di dalam singkapan batuan tersier awal di Jawa bagian timur (Smyth dkk., 2008).



Sumber: Morley, 1988

Gambar 6.3 Perkembangan sesar anjak, A) *in-sequence thrusts*, dengan sesar berkembang searah dengan sesar, B) *out-of-sequence thrusts*, yang arah perkembangannya berlawanan dengan arah sesar naik.

DATA DAN METODE

Kami menganalisis ulang beberapa penampang seismik refleksi yang tergolong baru yang diakuisisi di daerah selatan Jawa-Lombok. Selain data seismik refleksi, beberapa data tambahan dari seismik refraksi dan hasil pemodelan gaya berat kami tampilkan untuk dapat lebih memahami tipe deformasi yang terjadi di daerah antara busur dan palung ini. Data baru yang ada berhasil diakuisisi oleh peneliti dari akademisi dan industri (Deighton dkk., 2011; Granath dkk., 2010; Mueller and Neben, 2006). Data yang dimiliki oleh grup akademisi diakuisisi dengan menggunakan *streamer* yang memiliki panjang 3 km. *Airgun source* yang digunakan memiliki kapasitas 3.100 inci kubik, yang dipasang di kedalaman 6 m. Jarak penembakan (*shot spacing*) adalah 50 m, panjang rekaman (*record length*) 14 detik (Mueller & Neben, 2006). Sementara data yang dimiliki oleh grup menyebutkan industri diakuisisi dengan menggunakan *streamer* yang memiliki panjang 7,95 km, pada kedalaman 7 m. *Airgun* yang digunakan sebagai sumber memiliki kapasitas 4.230 inci kubik, yang dipasang di kedalaman 5 m. Jarak penembakan (*shot spacing*) adalah 37,5 m dan panjang rekaman (*record length*) 12 detik (Deighton dkk.,

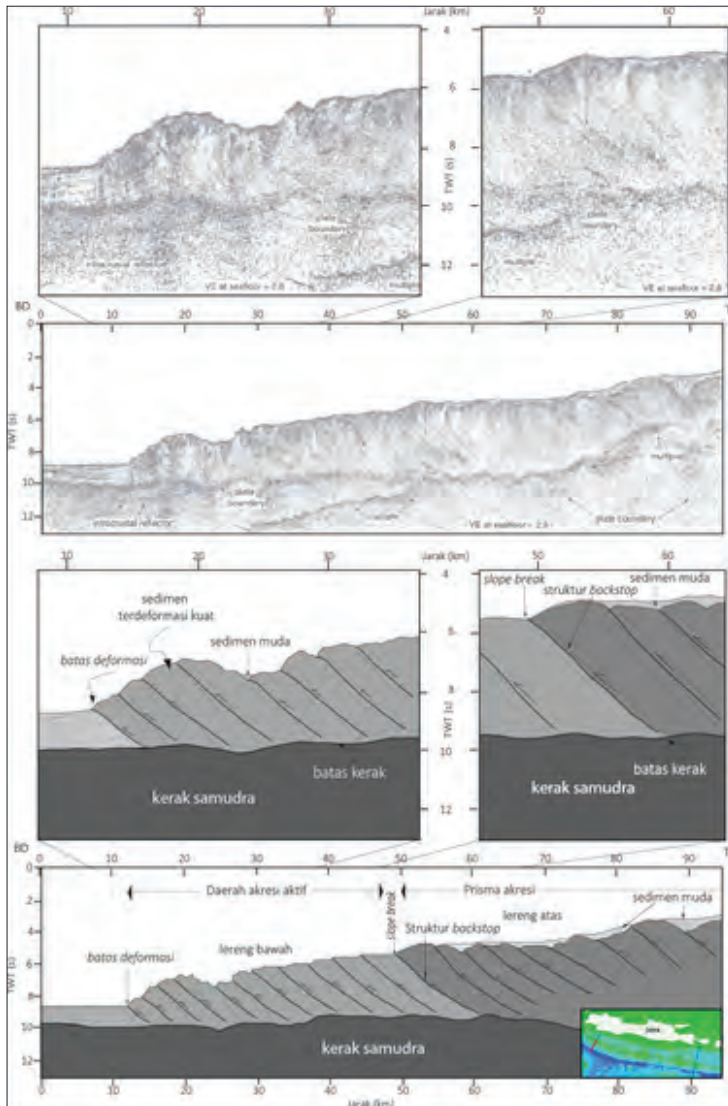
2011). Interpretasi dan korelasi unit seismik refleksi diikat ke penampang seismik yang telah dikalibrasi oleh data sumur terdekat (Bolliger & Ruiters, 1975; Deighton dkk., 2011; Nugraha & Hall, 2012).

DEFORMASI DI KOMPLEKS PRISMA AKRESI

Sesar Naik Berarah ke Palung

Suatu kompleks sesar anjak yang berarah ke palung dapat diidentifikasi di dalam penampang seismik di selatan Jawa bagian barat dengan spasi antar-sesar berkisar 6–10 km (Gambar 6.4). Sesar-sesar ini berkembang di dalam kompleks akresi, dari bagian paling dekat palung sampai di bagian dekat ke cekungan busur muka. Daerah di antara sesar-sesar naik tersebut terlihat membentuk cekungan kecil dengan tipe *piggy-back*, yakni lapisan tipis sedimen diendapkan di bagian rendahan (Gambar 6.4, km 55–95). Penerusan sesar-sesar ini pada interval yang lebih dalam tidak dapat terlihat dengan jelas. Di bagian terluar kompleks akresi ini, suatu tinggian lokal dapat terlihat di bagian bawah lereng (*slope*) (Gambar 6.4, km 13–25). Reflektor-reflektor dengan kemiringan berarah ke palung dapat terlihat, dan kemungkinan merupakan sesar-sesar naik yang berkembang lebih intensif dibandingkan kompleks akresi di bagian ke arah cekungan. Di bagian bawah sedimen prisma akresi ini, suatu tinggian lokal yang diwakili oleh reflektor permukaan kerak samudra dapat diamati tepat di bagian bawah struktur tinggian di permukaan lantai samudra.

Di dalam kompleks akresi bagian terdalam atau yang berada dekat dengan cekungan busur muka, sesar naik berarah ke palung dapat teramati dengan spasi berjarak 12 km (Gambar 6.5), atau lebih lebar dibanding dengan spasi sesar-sesar yang terbentuk di daerah prisma akresi yang dekat dengan palung. Cekungan kecil dengan tipe *piggy-back* terlihat menjadi deposentrum sedimen dengan ketebalan maksimum 1,3 detik (Gambar 6.5, km 105–120). Bagian kompleks akresi yang ada di bagian yang berbatasan dengan cekungan busur



Sumber: Kopp dkk., 2002

Gambar 6.4 Struktur yang berkembang di daerah teluar prisma akresi berdasarkan interpretasi data seismik refleksi di selatan Jawa bagian barat. Prisma akresi bagian lereng bawah dipisahkan dari bagian lereng atas oleh struktur backstop berarah palung. Imbrikasi sesar-sesar anjak berarah palung mendominasi struktur di prisma akresi.

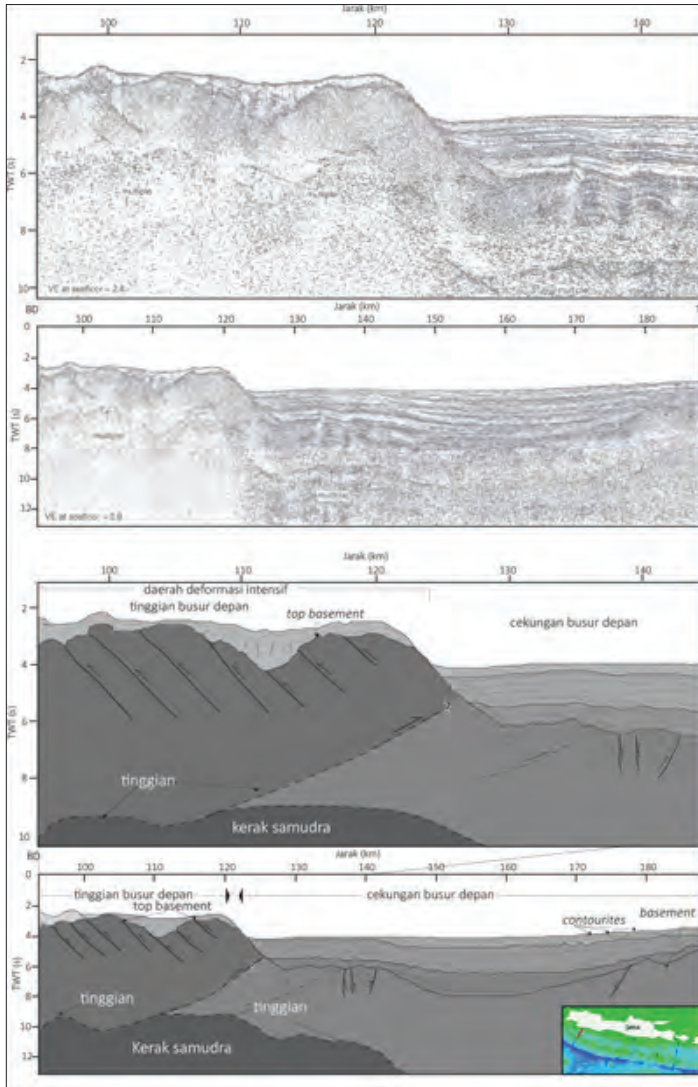
muka tampak mempunyai elevasi lebih tinggi (~1,5 km) dibandingkan permukaan lantai samudra di bagian cekungan.

Di bagian selatan Jawa Timur, kompleks prisma akresi tampak telah mengalami deformasi, yang dicirikan dengan perkembangan sesar-sesar naik berarah ke palung. Di tempat ini, terlihat spasi yang lebih lebar di bagian utara (~10 km) dan lebih sempit di bagian selatan dekat ke palung (~6 km) (Gambar 6.6). Struktur tinggian di dalam prisma akresi dapat terlihat berkembang di daerah yang berbatasan dengan cekungan busur muka (Gambar 6.6, km 0–25), dengan lantai samudra yang lebih tinggi dibanding dengan yang di bagian cekungan. Refleksi dari bagian atas kerak samudra dapat terlihat sebagai reflektor yang memiliki amplitudo besar dan membentuk batas bawah sedimen prisma akresi.

Sesar-sesar naik berarah ke palung juga tampak di bagian selatan Lombok, dengan sesar-sesar tersebut menjadi struktur utama yang berkembang di prisma akresi (Gambar 6.7). Spasi di antara sesar-sesar naik tersebut adalah 10–12 km. Perbedaan yang mencolok di antara ketiga kompleks prisma akresi yang terbentuk wilayah di selatan Jawa-Lombok ini adalah makin ke arah timur, lebar kompleks prisma akresi semakin menyempit, yaitu sekitar 118 km di sebelah selatan Jawa bagian barat dan 70 km di selatan Lombok. Di bagian paling utara, kompleks prisma akresi di selatan Lombok ini tampak terangkat lebih tinggi jika dibanding dengan permukaan lantai samudra di sekelilingnya.

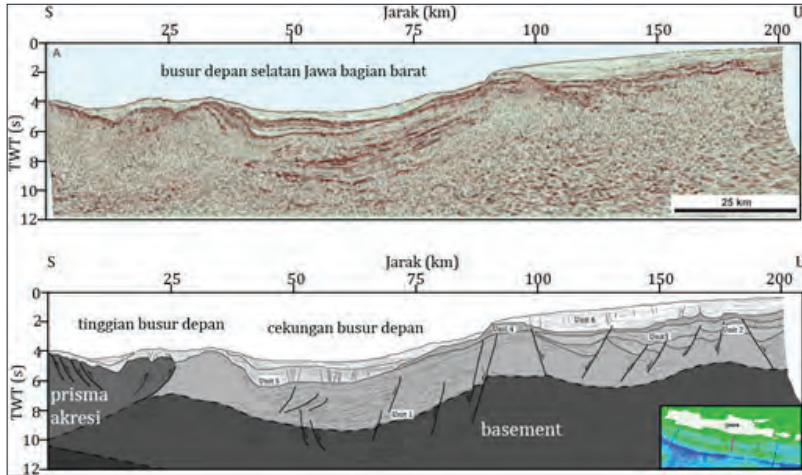
Struktur Kompleks di Bagian Belakang Prisma Akresi

Di bagian belakang prisma akresi yang berbatasan langsung dengan cekungan busur muka, permukaan prisma akresi tampak membuat sudut dengan kemiringan ke arah busur (Gambar 6.5). Reflektor-reflektor di dalam unit sedimen di dalam cekungan busur muka terlihat membentuk struktur *onlap* terhadap bagian belakang prisma akresi. Di bawah permukaan struktur tinggian di bagian belakang



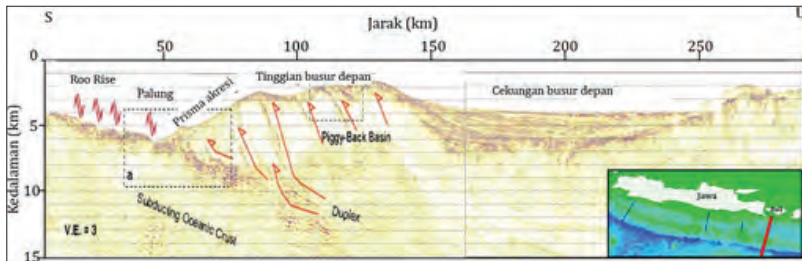
Sumber: Kopp dkk., 2002

Gambar 6.5 Struktur yang berkembang di daerah terdalam prisma akresi berdasarkan pada interpretasi data seismik refleksi. Prisma akresi bagian terdalam dipisahkan dari cekungan busur muka oleh struktur *backthrust* berarah busur. Tinggian busur muka terbentuk ketika struktur tinggian di permukaan kerak samudra dapat teramati.



Sumber: Dimodifikasi dari Nugraha & Hall, 2012

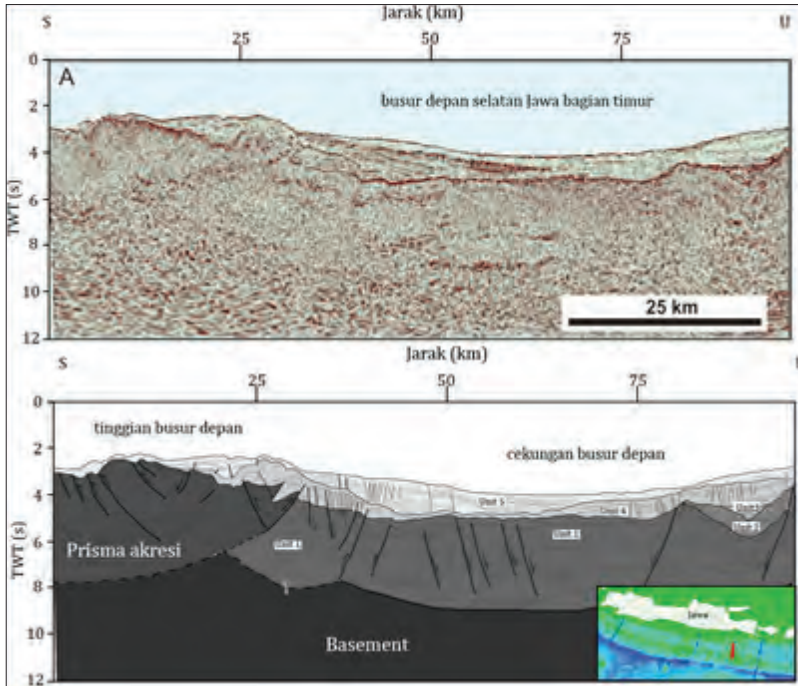
Gambar 6.6 Struktur yang berkembang di daerah terdalam prisma akresi dan cekungan busur muka berdasarkan pada interpretasi data seismik refleksi. Prisma akresi bagian terdalam dipisahkan dari cekungan busur muka oleh struktur *backthrust* berarah busur.



Sumber: Lüschen dkk., 2011

Gambar 6.7 Struktur yang berkembang di daerah prisma akresi dan cekungan busur muka berdasarkan pada interpretasi data seismik refleksi. Struktur duplex teramati di bagian bawah prisma akresi.

prisma akresi, tidak dapat jelas terlihat struktur patahan yang terbentuk akibat gangguan dari *multiple*. Struktur tinggian ini menjadi transisi antara daerah prisma akresi dan cekungan muka busur di selatan Jawa bagian barat. Di daerah cekungan busur muka, reflektor dari sedimen yang berada di kedalaman ~6 s tampak terdeformasi

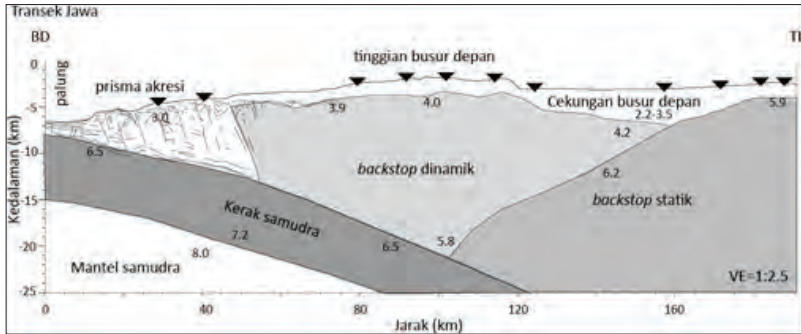


Sumber: Dimodifikasi dari Nugraha & Hall, 2012

Gambar 6.8 Struktur yang berkembang di daerah terdalam prisma akresi dan cekungan busur muka berdasarkan pada interpretasi data seismik refleksi di bagian timur Pulau Jawa.

dan membentuk lipatan-lipatan dengan sumbu yang relatif tegak (Gambar 6.5, km 130–145).

Paket reflektor dengan kemiringan berarah ke palung dapat diamati di daerah antara prisma akresi dan cekungan muka busur di daerah selatan Jawa Timur (Gambar 6.8). Reflektor-reflektor tersebut diinterpretasikan sebagai sesar-sesar naik berarah busur yang menjadi pembatas antara sedimen prisma akresi dan sedimen yang terbentuk di cekungan busur muka. Di bagian utara zona sesar-sesar naik ini, sedimen di cekungan muka busur tampak telah terdeformasi dengan dominasi struktur yang berkembang adalah sesar normal. Lipatan-



Sumber: Kopp & Kukowski, 2003

Gambar 6.9 Konfigurasi elemen yang ada di daerah antara palung dan busur. *Backstop* dinamis berada di daerah tinggian busur muka, dan *backstop* statis terbentuk di bagian kerak benua.

lipatan berskala kecil tampak di bagian sedimen berumur miosen akhir.

Penerusan sesar-sesar naik berarah ke busur ini tidak dapat diamati dalam penampang seismik refleksi karena keterbatasan panjang rekaman data. Namun, berdasarkan pada model yang merupakan kompilasi dari interpretasi data seismik *depth-migrated*, seismik refraksi, dan *modeling* data gaya berat (Kopp & Kukowski, 2003), sebuah batas antara *backstop* statik dan *backstop* dinamik terlihat membentuk kemiringan berarah ke palung dan menjadi batas antara kerak kontinen dan sedimen prisma akresi (Gambar 6.9). Batas *backstop* ini tampak berimpitan dengan struktur sesar-sesar naik berarah ke busur yang terbentuk di daerah antara sedimen prisma akresi dan sedimen cekungan busur muka.

Pengangkatan di Kompleks Prisma Akresi

Struktur tinggian di bagian belakang kompleks prisma akresi dapat diamati di sepanjang daerah transisi antara prisma akresi dan cekungan busur muka, dari bagian barat hingga bagian timur di wilayah zona subduksi selatan Jawa-Lombok (Gambar 6.5–6.8).

Kaitan antara tinggian ini dan morfologi kerak samudra dan/atau kerak benua tidak dapat dilihat karena batasan penetrasi seismik refleksi yang ada. Lebih jauh lagi, manifestasi struktur di bagian yang lebih dangkal juga dari *backstop* ini juga tampak beragam. Sesar-sesar naik berarah ke busur tampak mendominasi di daerah bagian selatan Jawa Timur, sedangkan di bagian lainnya struktur tersebut tidak tampak di dalam penampang seismik yang ada. Di selatan Jawa Barat dan Lombok, batas antara kompleks prisma akresi dan sedimen cekungan muka busur tampak hanya dibatasi oleh punggungan prisma akresi yang berarah ke busur.

PEMBAHASAN

Perbedaan penampakan batas antara kompleks prisma akresi dan sedimen cekungan busur muka di sepanjang zona subduksi Jawa-Lombok dapat dikaitkan dengan perbedaan parameter dalam akuisisi data seismik antara yang diakuisisi oleh grup akademisi dan industri (Deighton dkk., 2011; Mueller & Neben, 2006). Walaupun panjang rekaman data yang diakuisisi di daerah barat Pulau Jawa dan selatan Lombok lebih panjang daripada data yang diakuisisi di bagian timur Jawa, resolusi yang didapat tampak berbeda, yakni reflektor yang dapat diamati untuk data yang pertama hanya sampai kedalaman 10 detik (*two way travel time*). Hal ini berbeda dengan data yang kedua, dengan struktur detail yang dapat diamati dapat sampai di kedalaman lebih dari 10 detik. Perbedaan resolusi di antara dua data set ini dapat menerangkan mengapa sesar-sesar yang berarah ke busur dapat diamati dengan jelas hanya di bagian timur Jawa.

Perkembangan struktur lipatan dan sesar di bagian dalam prisma akresi sampai ke bagian terdalam cekungan depan busur memperlihatkan pertumbuhan zona deformasi. Zona deformasi, yang pada mulanya berkembang hanya di daerah kompleks prisma akresi, makin berkembang ke arah busur, ditandai dengan deformasi yang melibatkan batuan pengisi cekungan depan busur. Fenomena yang sama

dapat dijumpai di daerah busur muka Sumatra bagian selatan, dengan zona deformasi yang ditandai struktur sesar anjak balik utama yang berkembang di bagian belakang prisma akresi. Bertambah luasnya distribusi deformasi ke arah busur ditandai dengan lipatan dan patahan yang melibatkan batuan cekungan depan busur yang lebih muda di dalam Zona Sesar Mentawai (ZSM) (Mukti dkk., 2012).

Proses pertumbuhan lipatan dan sesar naik yang berkembang makin ke arah busur di daerah cekungan busur muka juga dapat teramati di bagian utara daerah busur muka Sumatra, yaitu di Zona Sesar Andaman Barat (Hananto dkk., 2012). Penelitian terdahulu mengenai zona deformasi di daerah depan busur Sumatra telah diinterpretasikan sebagai suatu sistem deformasi akibat sesar mendatar dekstral (Diament dkk., 1992; Malod & Kemal, 1996). Akan tetapi, model struktur mendatar ini tidak dapat menerangkan pertumbuhan zona ini ke arah busur. Selain itu, pengamatan geologi lapangan yang detail di daerah Nias memperlihatkan bahwa tipe struktur yang berkembang di ZSM lebih merupakan sesar naik akibat inversi sesar-sesar tua (Samuel dkk., 1995). Pengamatan-pengamatan tersebut menunjukkan bahwa perkembangan struktur-struktur yang bersifat kompresif di daerah antara prisma akresi dan cekungan depan busur dapat terlihat secara regional di daerah busur muka Sumatra-Jawa-Lombok. Pertumbuhan sesar anjak balik berarah busur sepertinya erat kaitannya dengan pembentukan *backstop* statis yang mempunyai kemiringan ke arah palung. Batas *backstop* ini menjadi batas berkembangnya deformasi di bagian terluar cekungan busur muka.

Kontribusi penunjaman tinggian-tinggian di atas kerak samudra yang menunjam di bawah kerak benua tidak dapat dilihat buktinya secara langsung di dalam penampang seismik yang ada. Namun, penampakan bentukan tinggian di bagian tengah prisma akresi atau tinggian busur muka (*forearc high*) yang beragam dapat diamati di dalam penampang seismik. Perubahan dari geometri tinggian-tinggian tersebut dapat saja ditentukan dari perbedaan ketebalan sedimen yang

diendapkan di atas kerak samudra. Akan tetapi, berdasarkan pada pengamatan data seismik refleksi dan batimetri di daerah selatan Jawa tidak ditemukan perbedaan ketebalan sedimen yang kontras (Moore dkk., 1982). Perbedaan ketebalan sedimen pengisi cekungan depan busur muka Jawa-Lombok juga tidak terlalu kontras, walaupun secara umum memperlihatkan penipisan ke arah timur. Dengan demikian, perbedaan morfologi kompleks prisma akresi di daerah ini bukanlah akibat perbedaan ketebalan sedimen di dalam cekungan depan busur.

Fenomena yang menarik justru diperlihatkan oleh adanya perubahan garis terluar zona deformasi di daerah palung, dengan bagian terluar prisma akresi tampak tumbuh lebih ke arah busur di daerah selatan Jawa bagian tengah, tepat di daerah dengan bagian paling utara dari Roo Rise menunjam di bagian bawah prisma akresi di selatan Jawa. Batas kompleks prisma akresi ini tampak mundur sejauh ~60 km (Newcomb & McCann, 1987; Kopp dkk., 2006). Pergeseran batas terluar prisma akresi ke arah busur juga terlihat di daerah depan palung Sumatra bagian tengah, dengan kompleks prisma akresi tampak tumbuh lebih ke timur di daerah tempat menunjamnya Investigator Fracture Zone di bawah kompleks prisma akresi (Kopp, 2013; Kopp dkk., 2008). Pengamatan-pengamatan tersebut menggambarkan adanya kaitan khusus antara penunjaman tinggian-tinggian di kerak samudra ke bawah kerak benua dan bentukan kompleks struktur yang bervariasi di daerah prisma akresi. Walaupun tinggian-tinggian ini bukan merupakan faktor utama dalam mengontrol terjadinya kegempabumian di zona penunjaman, struktur-struktur ini diyakini mempunyai pengaruh terhadap proses kegempabumian yang terjadi di daerah tersebut.

KESIMPULAN

Struktur yang berkembang di daerah prisma akresi di sebelah selatan Jawa-Lombok didominasi oleh sesar-sesar naik dan lipatan yang bersifat kompresif. Sesar-sesar naik berarah busur berkembang di

bagian terdalam kompleks prisma akresi dan juga sebagian daerah cekungan depan busur. Struktur-struktur ini berkembang makin ke arah busur, ditandai dengan lipatan-lipatan yang berkembang di arah cekungan depan busur. Sesar-sesar naik berarah palung ditemukan di bagian prisma akresi, dari di bagian tinggian busur muka (*forearc high*) hingga ke bagian lereng kompleks prisma akresi di daerah palung. Bagian lereng bawah dan bagian lereng atas dari prisma akresi bagian luar dipisahkan oleh suatu struktur *backstop*. *Backstop* dinamis berkembang di bagian terdalam prisma akresi, sedangkan *backstop* statis diperlihatkan oleh bagian kerak benua dan sedimen yang berada di atasnya.

DAFTAR PUSTAKA

- Abercrombie, R. A., Antolik, M., Felzer, K., & Ekstrom, G. (2001). The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, *106*, 6595–6607.
- Ammon, C. J., Kanamori, H., Lay, T., & Velasco, A. A. (2006). The 17 July 2006 Java tsunami earthquake. *Geophysical Research Letters*, *33*, L24308. doi:10.1029/2006GL028005.
- Bolliger, W., & Ruiters, P. A. C. De. (1975). Geology of the south Central Java offshore area. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association, Fourth Annual Convention*, June 1975, pp. 67–81. Jakarta.
- Briggs, R. W., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D., Galetzka, J., Suwargadi, B., ... Bock, Y. (2006). Deformation and slip along the Sunda megathrust in the great 2005 Nias-Simeulue earthquake (SOM). *Science*, *311*, 1897–901. doi:10.1126/science.1122602
- Byrne, D. E., Wang, W., & Davis, D. M. (1993). Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, *12*, 123–144.
- Curry, J. R. (2005). Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, *25*, 187–232. doi:10.1016/j.jseaes.2004.09.001.
- Dahlen, F. A. (1990). Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *18*, 55–99.

- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 88, 1153–1172.
- Deighton, I., Hancock, T., Hudson, G., Tamannai, M., Conn, P., & Oh, K. (2011). Infill seismic in the Southeast Java forearc basin: Implications for petroleum prospectivity. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association*, Thirty Fifth Annual Convention and Exhibition, May 2011, p. IPA11–G–068. Jakarta.
- Diament, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M. T., ... Malod, J. (1992). Mentawai fault zone off Sumatra: A new key to the geodynamics of western Indonesia. *Geology*, 20, 259–262.
- Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., & von Huene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293, 207–224. doi:10.1016/S0040-1951(98)00086-9.
- Emmet, P. A., Granath, J. W., & Dinkelman, M. G. (2009). Pre-Tertiary sedimentary “keels” provide insight into tectonic assembly of basement terranes and present-day petroleum systems of the east Java Sea. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association*, Thirty-Third Annual Convention and Exhibition, May 2009, p. IPA09–G–046. Jakarta.
- Granath, J. W., Christ, J. M., Emmet, P. A., & Dinkelman, M. G. (2010). Pre-Tertiary of the East Java Sea revisited: A stronger link to Australia. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association*, Thirty Fourth Annual Convention and Exhibition, May 2010, pp. 1–13. Jakarta.
- Granath, J. W., Christ, J. M., Emmet, P. A., & Dinkelman, M. G. (2011). Pre-Cenozoic sedimentary section and structure as reflected in the JavaS-PAN crustal-scale PSDM seismic survey, and its implications regarding the basement terranes in the East Java Sea. Dalam R. Hall, M. A. Cottam, & M. E. J. Wilson (Eds.), *The SE Asian Gateway: History and Tectonics of the Australia-Asia Collision*. *Geological Society of London Special Publication*, 355, pp. 53–74. London.
- Hananto, N., Singh, S., Mukti, M. M., & Deighton, I. (2012). Neotectonics of north Sumatra forearc. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association*, Thirty-Sixth Annual Convention & Exhibition, May 2012. p. IPA–G–100.
- Heller, P. L., & Ryberg, P. T. (1983). Sedimentary record of subduction to forearc transition in the rotated Eocene basin of western Oregon.

- Geology* 11, 380. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<380:SROSTF>2.0.CO;2.
- Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A., & Kukowski, N. (2007). Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 112, B06408. doi:10.1029/2006JB004357.
- Karig, D. E., Suparka, S., Moore, G. F., & Hehanussa, P. E. (1979). Structure and Cenozoic Evolution of the Sunda Arc in the Central Sumatra region. Dalam J. S. Watkins, L. Montadert, & P. W. Dickinson (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, AAPG Memoir 29*. American Association of Petroleum Geologist, pp. 223–227.
- 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, 631–5. doi:10.1038/nature07572.
- 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., Flueh, E., Petersen, C., Weinrebe, W., Wittwer, A., & Scientists, M. (2006). The Java margin revisited: Evidence for subduction erosion off Java. *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*, 242, 130–142. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.036.
- Kopp, H., Flueh, E. R., Klaeschen, D., & Reichert, C. (2001). Crustal structure of the central Sunda margin at the onset of oblique subduction. *Geophysical Journal International*, 147, 449–474.
- Kopp, H., Klaeschen, D., Flueh, E. R., & Reichert, C. (2002). Crustal structure of the Java margin from seismic wide-angle and multichannel reflection data. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 107, B2, 2034, ETG 1-1–ETG 1-24. doi: 10.1029/2000JB000095.
- Kopp, H., & Kukowski, N. (2003). Backstop geometry and accretionary mechanics of the Sunda margin. *Tectonics*, 22(6), 1072. doi:10.1029/2002TC001420.
- Kopp, H., Weinrebe, W., Ladage, S., Barckhausen, U., Klaeschen, D., Flueh, E. R., ... Zillmer, M. (2008). Lower slope morphology of the Sumatra trench system. *Basin Research*, 20, 519–529, doi:10.1111/j.1365-2117.2008.00381.x.

- Laursen, J., Scholl, D. W., & von Huene, R. (2002). Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21(5), 2-1-2-27. doi:10.1029/2001TC901023.
- Lüschen, E., Müller, C., Kopp, H., Engels, M., Lutz, R., Planert, L., Shulgin, A., & Djajadihardja, Y. S. (2011). Structure, evolution and tectonic activity of the eastern Sunda forearc, Indonesia, from marine seismic investigations. *Tectonophysics*, 508, 6-21. doi:10.1016/j.tecto.2010.06.008.
- Malod, J. A., & Kemal, B. M. (1996). The Sumatra margin: Oblique subduction and lateral displacement of the accretionary prism. Dalam R. Hall & D. Blundell (Eds.), *Tectonic Evolution of Southeast Asia*, Geological Society Special Publication No. 106, pp. 19-28.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., & Richards, M. (2004). 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 857-877. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.03.009.
- Moore, G. F., Curray, J. R., & Emmel, F. J. (1982). Sedimentation in the Sunda Trench and forearc region. *Geological Society London Special Publications*, 10, 245-258. Geological Society, London.
- Morley, C. K. (1988). Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7, 539-561.
- Mueller, C., & Neben, S. (2006). Cruise report: SO190 Leg 1: Seismic and geoacoustic investigations along the Sunda-Banda Arc transition. Hannover.
- Mukti, M. M., Singh, S. C., Deighton, I., Hananto, N. D., Moeremans, R., & Permana, H. (2012). Structural evolution of backthrusting in the Mentawai Fault Zone, offshore Sumatran forearc. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems*, 13, 1-21. doi:10.1029/2012GC004199.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems*, 9, Q04006. doi:10.1029/2007GC001743.
- Newcomb, K. R., & McCann, W. R. (1987). Seismic history and seismotectonic of the Sunda arc. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 92, 421-439.
- Nugraha, A. M. S., & Hall, R. (2012). Cenozoic history of the East Java Forearc. Dalam *Proceedings Indonesian Petroleum Association*, Thirty Sixth Annual Convention and Exhibition, May 2012, pp. 1-21. Jakarta.
- Ryan, H. F., & Scholl, D.W. (1989). The evolution of forearc structures along an oblique convergent margin, central Aleutian arc. *Tectonics*, 8, 497-516.

- Samuel, M. A., Harbury, N. A. (1996). The Mentawai fault zone and deformation of the Sumatran Forearc in the Nias area. Dalam R. Hall & D. Blundell (Eds.), *Tectonic Evolution of Southeast Asia*, *Geological Society Special Publication* No. 106, pp. 337–351. Geological Society, London.
- Samuel, M. A., Harbury, N. A., Banner, F. T., & Hartono, L. (1997). A new stratigraphy for the islands of the Sumatran Forearc, Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 339–380.
- Samuel, M. A., Harbury, N. A., Jones, M., & Matthews, S. J. (1995). Inversion-controlled uplift of an outer-arc ridge: Nias Island, offshore Sumatra. Dalam J.G. Buchanan & P. G. Buchanan (Eds.), *Basin Inversion*, pp. 473–492. Geological Society, London.
- Schlüter, H. U., Gaedicke, C., Roeser, H. A., Schreckenberger, B., Meyer, H., Reichert, C., ... Prexl, A. (2002). Tectonic features of the southern Sumatra-western Java forearc of Indonesia. *Tectonics*, 21, 11–1–11–15. doi:10.1029/2001TC901048.
- Smyth, H. R., Hall, R., Nichols, G. J. (2008). Significant Volcanic Contribution to Some Quartz-Rich Sandstones, East Java, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 335–356. doi:10.2110/jsr.2008.039.
- Tregoning, P., Brunner, F. K., Bock, Y., Puntodewo, S. S. O., McCaffrey, R., Genrich, J. F., Subarya, C. (1994). First geodetic measurement of convergence across the Java Trench. *Geophysical Research Letters*, 2, 2135–2138.
- Wakita, K. (2000). Cretaceous accretionary–collision complexes in central Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 739–749. doi:10.1016/S1367-9120(00)00020-1.

PEGUNUNGAN BAWAH LAUT DAN PENGARUHNYA TERHADAP TATAAN TEKTONIK DI SEPANJANG BUSUR SUNDA

Lina Handayani, Nugroho D. Hananto

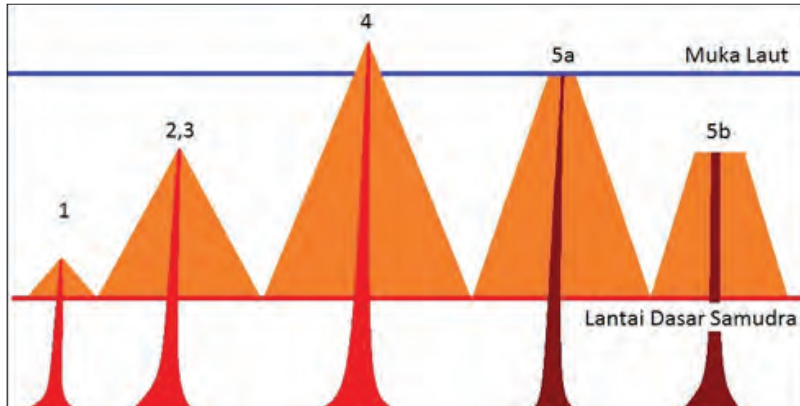
Istilah gunung bawah laut (*seamounts*) diterapkan untuk relief topografi dengan tinggi lebih dari 100 m tetapi tidak mencapai permukaan laut. Bentuk gunung-gunung bawah laut ini merupakan gunung api aktif atau sisa dari gunung api yang pernah aktif (Smith & Cann, 1990; Wessel dkk., 2010). Gunung bawah laut sebenarnya merupakan fitur yang sangat umum yang tersebar tidak merata di lantai-lantai samudra. Di seluruh samudra bumi, terdapat lebih dari 12 ribu gunung bawah laut yang cukup besar dengan ketinggian lebih dari 1.500 m dari lantai samudra (Wessel dkk., 2010). Pembentukan gunung-gunung bawah laut pada umumnya terkait dengan adanya aktivitas magma. Aktif atau tidak aktifnya gunung-gunung ini bergantung pada ada atau tidaknya suplai magma pada gunung yang bersangkutan. Jumlah gunung bawah laut yang tidak aktif jauh lebih banyak dibandingkan gunung api bawah laut aktif. Bahaya dari gunung api aktif sudah jelas, yaitu letusannya. Belum banyak penelitian mengenai bahaya akan gunung bawah laut lainnya. Salah satu

kemungkinan adalah runtuhnya dinding gunung bawah laut yang dapat menimbulkan tsunami.

Adanya gunung bawah laut ini sangat erat kaitannya dengan evolusi tektonik sehingga keberadaan gunung bawah laut biasanya dijadikan petunjuk untuk mengetahui pergerakan-pergerakan tektonik lempeng (contoh Faccenna dkk., 2012). Selain itu, gunung bawah laut menarik untuk diteliti dan didata karena daerah ini cenderung menjadi pusat habitat laut. Interaksi antara elevasi yang tinggi dari lantai samudra dan arus bawah laut menyebabkan tumbuhnya koral dan berkumpulnya binatang-binatang laut (Staudigel & Clague, 2010).

TIPE GUNUNG BAWAH LAUT

Terbentuknya gunung api selalu disebabkan oleh adanya aktivitas magma yang keluar dari dalam litosfer. Tipe gunung api bawah laut tidak berbeda dengan tipe gunung api pada umumnya. Hanya, letaknya yang berada di bawah permukaan laut menjadikannya unik. Terdapat lima tipe gunung bawah laut yang berbeda secara struktur. Tipe 1 adalah gunung bawah laut kecil dengan tinggi kurang dari 1.000 m yang terbentuk di kerak samudra melalui proses letusan. Tipe 2 adalah gunung bawah laut menengah dengan tinggi sekitar 1.000 m, tetapi kedalaman titik erupsi masih lebih dalam dari 700 m. Biasanya merupakan gunung api non-eksplosif, tetapi masih memiliki pipa magma yang aktif. Tipe 3 adalah gunung api eksplosif dengan kedalaman kurang dari 700 m. Tipe 4 secara teknis sebenarnya tidak termasuk sebagai gunung bawah laut karena sangat tinggi serta muncul ke permukaan laut dan membentuk pulau. Adapun tipe 5 adalah gunung api bawah laut yang sudah tidak aktif karena sudah tidak terhubung dengan dapur magma dan berada di bawah permukaan laut. Gunung ini dapat membentuk atol jika masih dekat dengan permukaan, dengan karang tumbuh di atasnya, dan



Gambar 7.1 Sketsa tipe-tipe gunung bawah laut. Tipe 1–4 merupakan gunung api aktif yang masih mendapatkan suplai magma. Tipe 5 (a. atol, b. guyot) tidak terhubung dengan dapur magma.

membentuk guyot jika permukaannya datarnya berada jauh di kedalaman (Gambar 7.1).

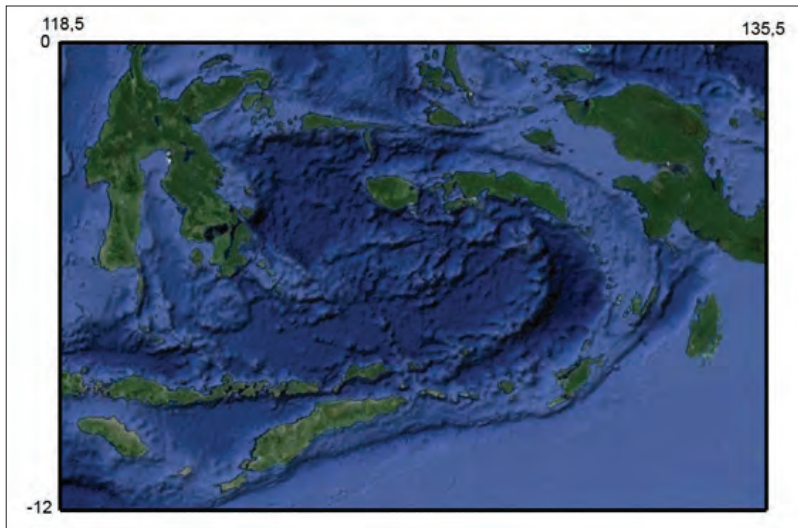
Kelima tipe tersebut bisa merupakan tahap pembentukan gunung bawah laut, tetapi tidak berarti semua gunung bawah laut melalui keseluruhan proses tersebut. Tidak semua tumbuh hingga membentuk pulau. Gunung bawah laut kecil bisa saja terbawa lempeng samudra tersubduksi sebelum tumbuh tinggi.

LOKASI GUNUNG BAWAH LAUT

Seluruh tipe gunung bawah laut tersebut di atas tersebar di seluruh lantai samudra. Jika dikategorikan berdasarkan pada lokasinya, terdapat tiga kelompok gunung bawah laut. Kelompok gunung bawah laut pertama adalah yang terbentuk di sepanjang zona subduksi dan biasanya membentuk satu busur gunung api. Kelompok kedua adalah gunung api yang terbentuk di zona *mid oceanic ridge*. Sementara yang ketiga adalah gunung api yang terbentuk di tengah lempeng atau *hot spots* (Wessel dkk., 2010).

Gunung Bawah Laut di Zona Subduksi

Indonesia, yang merupakan tempat pertemuan Lempeng Pasifik, Lempeng India-Australia, dan Lempeng Eurasia, menjadi daerah yang sangat aktif karena adanya proses subduksi dan tumbukan hampir di sekelilingnya. Hal itu menyebabkan daerah Indonesia dikenal sebagai *ring of fire* atau lingkaran api karena vulkanisme yang tumbuh hampir di semua daerah. Zona subduksi merupakan tempat masuknya suatu lempeng ke bawah lempeng yang lain. Pada lempeng yang masuk ke astenosfer, di kedalaman tertentu dan kondisi tertentu, terdapat bagian kerak yang meleleh dan membentuk magma. Cairan magma ini kemudian keluar dan naik ke permukaan melalui celah atau rekahan yang ada, serta membentuk gunung api atau gunung api bawah laut. Karena proses ini terjadi di sepanjang zona subduksi, terbentuklah



Sumber: Google Earth

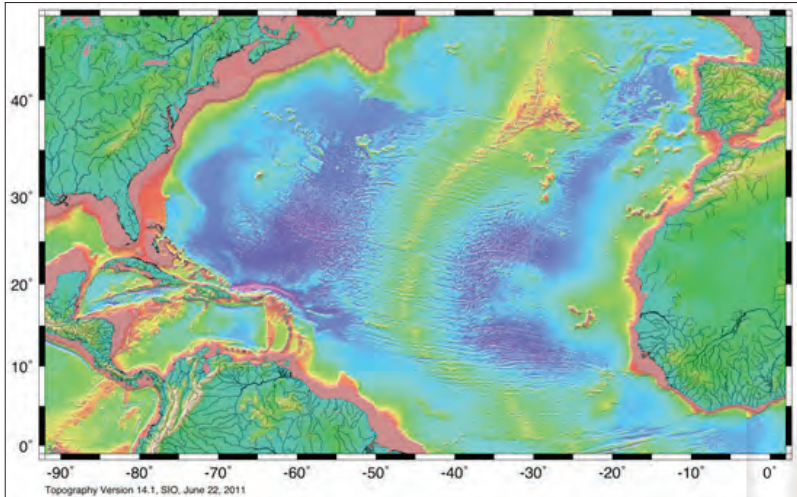
Gambar 7.2 Peta topografi dasar samudra yang menunjukkan adanya punggung dan gunung-gunung bawah laut yang tampak sebagai puncak-puncak kecil (dimensi sangat kecil dan berwarna biru muda). Di Laut Banda, terdapat banyak sekali terbentuk gunung-gunung bawah laut, sebagian muncul sebagai pulau-pulau gunung api, sebagian lain puncaknya masih ada di bawah permukaan laut.

deretan gunung api yang paralel dengan garis palung atau biasa disebut sebagai busur gunung api atau busur kepulauan. Pada umumnya, gunung api yang tercatat adalah gunung api yang muncul di permukaan laut sebagai pulau, tetapi ditemukan pula beberapa tinggian bawah laut dari survei batimetri yang lebih teliti. Laut Banda merupakan satu contoh lokasi tersebarnya sangat banyak pulau-pulau gunung api dan gunung-gunung api bawah laut (Gambar 7.2).

Survey NOAA (Okeanos Explorer) pada 2010 di Laut Maluku menemukan satu gunung api bawah laut yang tingginya mencapai 3.800 m dari lantai samudra, tetapi puncaknya masih 1.855 m di bawah permukaan laut. Hal yang menarik di sini adalah adanya *hydrothermal vents*, yang membuat suhu di kedalaman demikian masih hangat dan menyebabkan besarnya habitat laut yang tumbuh dan berkembang di sana (Normile, 2010). *Hydrothermal vents* ini menunjukkan adanya aktivitas gunung api di lokasi tersebut.

Gunung Bawah Laut di Zona Punggungan Tengah Laut

Pada zona punggungan tengah laut (*mid oceanic ridge*), dua lempeng terpisah karena bergerak ke arah yang berlawanan. Magma keluar dari dalam astenosfer mengisi celah memanjang pada kerak lempeng samudra yang terbelah tersebut. Keluarnya magma tersebut membentuk gunung api bawah laut yang membentuk barisan sangat panjang dan membentuk punggungan. Gambar 7.3 menunjukkan kompleks punggungan tengah Samudra Atlantik yang dicirikan dengan gunung bawah laut yang berderet memanjang di tengah disertai deretan puncak-puncak gunung bawah laut berpola sama di kedua sisinya. Pada umumnya, gunung bawah laut yang terbentuk di zona punggungan ini memiliki ketinggian rendah dan tidak terlalu eksplosif, yang disebabkan oleh pergerakan lempeng yang lambat dan suplai magma yang relatif rendah (Schlindwein dkk., 2013). Namun, terdapat juga sedikit anomali dengan munculnya puncak-puncak yang



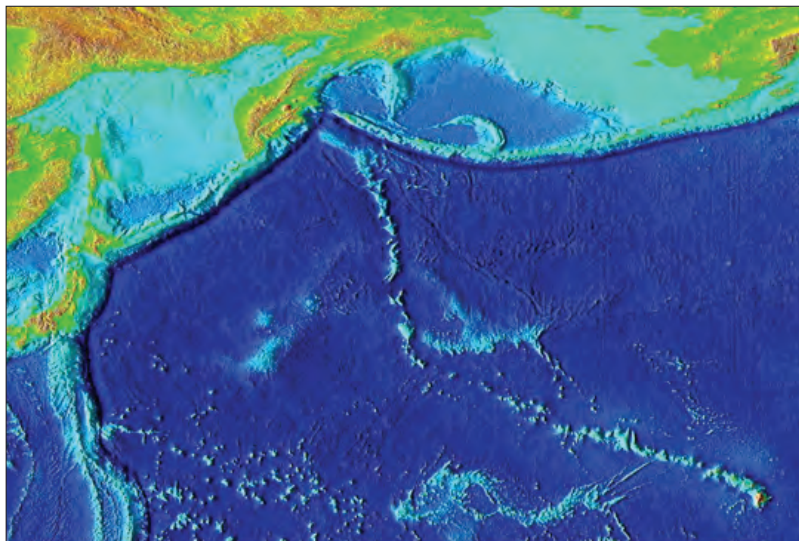
Sumber: Satellite Geodesy, 2015

Gambar 7.3 Punggungan Tengah Samudra Atlantik dengan gunung-gunung bawah laut yang tersebar di sekitarnya.

lebih tinggi dan tidak mengikuti pola arah pergerakan lempeng, bahkan beberapa puncak ini muncul di permukaan dan membentuk pulau kecil.

Gunung Bawah Laut Tunggal (Hotspot)

Hotspot terbentuk di tengah lempeng akibat adanya magma (*plume*) yang naik melalui kerak samudra dan meletus membentuk gunung api di lantai samudra. Biasanya gunung api seperti ini terisolasi, letaknya di tengah lempeng dan bukan di batas lempeng. Contoh yang paling dikenal adalah Punggungan Hawaii dan Emperor di tengah Samudra Pasifik (Gambar 7.4). Kepulauan Hawaii-Emperor merupakan deretan pulau gunung api dan gunung bawah laut yang terbentuk akibat *hotspot*. Di bagian utara deretan punggungan ini terdapat deretan gunung api bawah laut, yang pada jutaan tahun silam



Sumber: NOAA, (tth)

Gambar 7.4 Pulau Hawaii dan Punggungan Hawaii-Emperor merupakan Contoh Klasik Hhotspot yang Terjadi di Tengah Lempeng Samudra

berbentuk pulau-pulau gunung api, seperti Pulau Hawaii sekarang. Namun, karena pergerakan lempeng yang menjauh dari sumber magma, gunung-gunung api tersebut menjadi tidak aktif. Setelah jutaan tahun tererosi, pulau-pulau tersebut tenggelam. Keseluruhan deretan gunung bawah laut ini disebut sebagai Punggungan Hawaii-Emperor (Emperor-Hawaiian Ridges). Deretan gunung bawah laut ini juga dapat menjadi bukti adanya pergerakan Lempeng Pasifik ke arah barat laut sejak ~55 juta tahun yang lalu (O'Connor dkk., 2013; Barckhausen dkk., 2013) dan ke arah hampir utara setidaknya sejak ~82 juta tahun yang lalu (Sharp & Clague, 2006; Clague dkk., 1990; Watts dkk., 1985).

Gunung Bawah Laut Lainnya

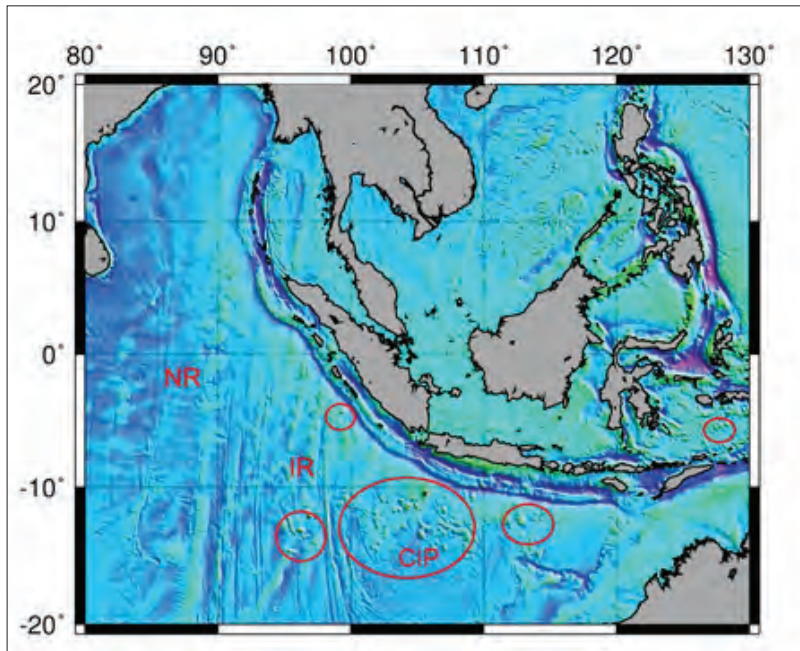
Beberapa gunung bawah laut sulit dikaitkan dengan lokasi yang telah tersebut di atas karena tidak menunjukkan ciri-ciri yang berkaitan dengan lokasi pembentukan pada batas lempeng. Pergerakan lempeng samudra yang terjadi terus-menerus memungkinkan pergerakan gunung bawah laut untuk berpindah jauh dari asalnya. Salah satu contoh adalah Orphan Knoll di lepas pantai timur Kanada yang terletak jauh dari pusat pemekaran samudra, tetapi membuktikan adanya magmatisme minor yang meluas ke arah paparan kontinen (Pe-Piper dkk., 2013).

Di dekat Busur Sunda terdapat Gunung Bawah Laut Pulau Christmas (CIP di Gambar 7.5). Kompleks gunung bawah laut ini tidak berada di zona subduksi dan tidak membentuk kelurusan seperti punggung, jika pembentukannya disebabkan oleh pemekaran lantai samudra. Sebarannya juga berlawanan arah dengan arah retakan lempeng (*fracture*) sehingga tidak dapat dikatakan terbentuk di atas retakan lempeng. Kemungkinan besar gunung-gunung ini terbentuk di punggung tengah samudra jutaan tahun yang lalu, tetapi proses pergerakan lempeng menyebabkan letaknya berada di posisi sekarang (Hoernle dkk., 2011).

Contoh lain gunung bawah laut yang proses pembentukannya belum dapat dihubungkan dengan proses vulkanisme batas lempeng adalah gunung bawah laut yang terletak di lepas pantai Bengkulu (dilingkari merah di sisi barat Bengkulu di Gambar 7.5). Namun, karena letaknya berada di sekitar punggung purba Investigator Ridge, boleh jadi gunung ini merupakan bagian dari kompleks punggung tersebut.

PENGARUH GUNUNG BAWAH LAUT TERHADAP TATANAN TEKTONIK DI SEPANJANG BUSUR SUNDA

Busur Sunda merupakan salah satu contoh busur gunung api yang cukup tua umurnya dan masih aktif. Gunung-gunung api akibat proses subduksi muncul membentuk kepulauan, dari Sumatra, Jawa, hingga pulau-pulau kecil di Nusa Tenggara. Sepanjang busur ini tidak ada gunung api yang puncaknya berada di bawah permukaan laut. Oleh karena itu, pembahasan difokuskan pada gunung bawah laut yang tersebar di Lempeng Samudra India-Australia, yang mungkin dapat memengaruhi tatanan tektonik di sepanjang Busur Sunda.



Sumber: Sandwell dan Smith (2009)

Gambar 7.5 Beberapa contoh sebaran gunung bawah laut di sekitar Kepulauan Indonesia. (NR = Ninetyeast Ridge, IR = Investigator Ridge, CIP = Christmas Island Province).

Gambar 7.5 menunjukkan beberapa kompleks gunung bawah laut yang terletak di Lempeng India-Australia dan letaknya sangat dekat dengan zona subduksi. Beberapa kompleks gunung bawah laut tersebar di selatan Jawa. Di selatan daerah Yogyakarta dan Bali tampak adanya puncak yang berada tepat pada garis subduksi. Pada sisi barat Sumatra, punggung-punggungan purba yang terletak di Cekungan Wharton menunjukkan adanya puncak-puncak rendah yang berada di garis palung (Gambar 7.5).

Pada umumnya, gunung-gunung bawah laut ini tidak aktif karena sudah tidak terkait dengan proses magmatis sehingga bahaya langsung sebagai gunung berapi sudah tidak ada. Namun, cukup banyak pengaruh adanya gunung bawah laut pada lempeng yang tersubduksi. Salah satu kemungkinan adalah adanya longsoran akibat runtuhnya struktur atau material endapan (Harders dkk., 2014). Perpindahan material longsoran yang sangat besar di bawah permukaan laut dapat menimbulkan gelombang tsunami.

Gunung bawah laut yang juga dapat memengaruhi tektonik di Busur Sunda merupakan puncak-puncak gunung yang terletak pada dasar samudra lempeng yang sedang tersubduksi. Gunung bawah laut atau penebalan kerak pada lempeng tersubduksi juga dapat memengaruhi morfologi, struktur, arah subduksi, dan yang paling penting adalah kegempabumian (Watts dkk., 2010). Studi seismik refleksi telah menunjukkan hubungan langsung antara adanya gunung bawah laut yang tersubduksi dan banyaknya sesar anjak belakang (*back thrust fault*) pada busur akresi di sekitar Palung Manila (Li dkk., 2013). Penelitian terbaru dengan menggunakan data seismik refleksi di busur muka Sumatra menunjukkan adanya gunung bawah laut setinggi 3–4 km dengan lebar 40 km yang tersubduksi lebih dari 160 km (Singh dkk., 2011). Lokasi gunung bawah laut tersubduksi ini tepat di bawah zona aseismik di sekitar Kepulauan Mentawai.

Namun, pengaruh langsung dari keberadaan gunung bawah laut terhadap sesimistas masih tetap belum disimpulkan. Beberapa

model dan analisis telah mencoba menggambarkan proses subduksi gunung bawah laut dengan perbedaan ketebalan sedimen (Cloose & Shreve, 1996) dan perbedaan kekuatan lempeng (Koppers & Watts, 2010) yang dikaitkan dengan seismisitas. Jika suatu daerah memiliki seismisitas rendah, belum dapat diketahui apakah daerah itu memang aseismik atau masih menyimpan *stress* untuk dapat menyebabkan gempa bumi besar di kemudian hari. Studi lebih lanjut untuk pemetaan batimetri, pencitraan struktur dalam, serta penentuan episentrum dan slip yang lebih akurat akan sangat membantu dalam memahami peran gunung bawah laut yang tersubduksi terhadap proses tektonik pada lempeng di atasnya.

KESIMPULAN

Gunung bawah laut merupakan fitur yang umum terdapat di permukaan lantai samudra. Seperti umumnya pegunungan, gunung bawah laut juga terbentuk, terutama karena adanya aktivitas vulkanik, baik masih aktif saat ini maupun sisa-sisa aktivitas jutaan tahun yang lampau. Pada umumnya, keberadaan gunung bawah laut tidak berbahaya karena tidak menimbulkan bahaya langsung. Namun, dalam beberapa kondisi bisa menjadi bahaya, baik langsung maupun tidak langsung. Bahaya langsung mungkin terjadi jika suatu gunung bawah laut merupakan gunung api aktif, terutama jika letaknya dekat dengan permukiman atau infrastruktur penting. Atau, bisa juga menimbulkan bahaya jika suatu bentukan gunung bawah laut mengalami longsoran besar yang dapat menimbulkan gelombang tsunami. Sementara bahaya tidak langsung dapat terjadi jika gunung bawah laut berada pada posisi lempeng yang sedang tersubduksi. Kondisi demikian akan mengubah karakteristik tektonik pada daerah busur muka yang terkait.

DAFTAR PUSTAKA

- Barckhausen, U., Bagge, M., & Wilson, D. S. (2013). Seafloor spreading anomalies and crustal ages of the Clarion-Clipperton Zone. *Marine Geophysical Researches*, 34(2), 79–88. doi:10.1007/s11001-013-9184-6.
- Clague, D. A., Holcomb, R. T., Sinton, J. M., Detrick, R. S., & Torresan, M. E. (1990). Pliocene and Pleistocene alcalic flood basalt on the seafloor north of the Hawaiian islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(2), 175–191.
- Cloose, M., & Shreve, R. L. (1996). Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean and Mariana type subduction zones. *Geology*, 24, 107–110.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lallemand, S., & Steinberger, B. (2012). On the role of slab pull in the Cenozoic motion of the Pacific Plate. *Geophysical Research Letters*, 39(3). doi 10.1029/2011GL050155.
- Harders, R., Ranero, C. R., & Weinrebe, W. (2014). Characterization of submarine landslide complexes offshore Costa Rica: An evolutionary model related to seamount subduction. Dalam S. Krastel dkk. (Ed.), *Submarine Mass Movements and their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 37, 381–390. doi:10.1007/978-3-319-00972-8_34.
- Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R., van den Bogaard, P., Gibbons, A. D., Conrad, S., & Müller, R. D. (2011). Origin of Indian Ocean Seamount Province by shallow recycling of continental lithosphere. *Nature Geoscience*, 4, 883–887.
- Koppers, A. A. P., & Watts, A. B. (2010). Intraplate seamounts as a window into deep earth processes. *Oceanography*, 23(1), 42–57.
- Li, F., Sun, Z., Hu, D., & Wang, A. (2013). Crustal structure and deformation associated with seamount subduction at the north Manila Trench represented by analog and gravity modeling. *Marine Geophysical Research*, doi:10.1007/s110011-013-9193-5.
- NOAA. (tth). Marine Geology and Geophysics Surface of the Earth (ET-OPO2v2) 2 minute color relief images. Dikutip pada 25 Januari 2017 dari <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minrelief.html>
- Normile, D. (2010). Joint expedition discovers deep-sea biodiversity, new volcanoes. *Science*, 329, 1270–1271.
- O'Connor, J. M., Steinberger, B., Rangelous, M., Koppers, A. A. P., Wijbrans, J. R., Haase, K., M., ... Garbe-Schonberg, D. (2013). Constraints on past

- plate and mantle motion from new ages for the Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.1002/ggge.20267.
- Pe-Piper, G., Meredyk, Sh., Zhang, Y., Piper, D. J. W., & Edinger, E. (2013). Petrology and tectonic significance of seamounts within transitional crust east of Orphan Knoll, offshore eastern Canada. *Geo-Marine Letters*, 33(6), 433–447.
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from re-tracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Sattelite Geodesy. (2015, 26 October). Global Topography. Diakses pada 25 Januari 2017 dari http://topex.ucsd.edu/marine_topo/jpg_images/topo5.jpg
- Schindwein, V., Demuth, A., Geissler, W. H., & Jokat, W. (2013). Seismic gap beneath Logachev Seamount: Indicator for melt focusing at an ultra-slow mid-ocean ridge?. *Geophysical Research Letters*, 40(9), 1703–1707. doi:10.1002/grl.50329.
- Sharp, W. D., & Clague, D. A. (2006). 50-Ma Initiation of Hawaiian-Emperor Bend Records Major Change in Pacific Plate Motion. *Science*, 313(5791), 1281–1284. doi:10.1126/science.1128489.
- Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Robinson, D., Das, S., Chauhan, A. ... Harjono, H. (2011). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subduted seamount. *Nature Geoscience*. doi:10.1038/NGEO1119.
- Smith, D. K., & Cann, J. R. (1990). Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24–30° N. *Nature*, 348, 152–155.
- Staudigel, H., & Clague, D. A. (2010). The geological history of deep-sea volcanoes. *Oceanography*, 23(1), 59–71.
- Watts, A. B., Brink, U. S., Buhl, P., & Brocher, T. M. (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature*, 315(6015), 105–111.
- Watts, A. B., Koppers, A. A. P., & Robinson, D. P. (2010). Seamount Subduction and Earthquakes. *Oceanography*, 23(1), 166–173.
- Wessel, P., Sandwell, D. T., & Kim, S. (2010). The Global Seamount Census. *Oceanography*, 23(1), 24–33.

8

PENUTUP DAN PERSPEKTIF

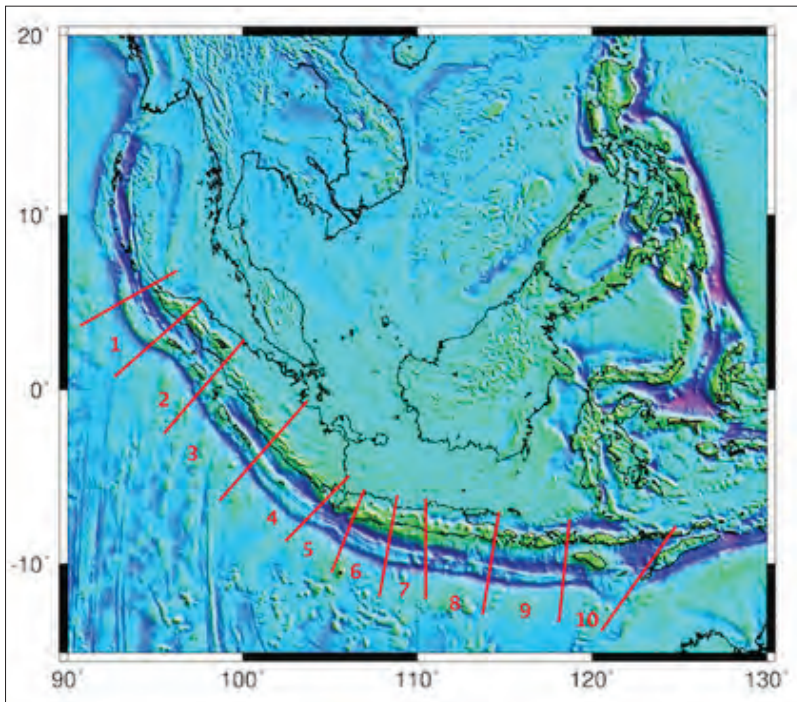
Hery Harjono

Busur Sunda, yang meliputi zona subduksi Sumatra, Jawa, dan Nusa Tenggara, merupakan batas barat dan selatan dari Kepulauan Indonesia, yang juga merupakan batas antara Lempeng India-Australia dan bagian dari Lempeng Eurasia. Keberadaan pulau-pulau utama dengan populasi terpadat di sepanjang jalur subduksi ini mengharuskan kita menggali lebih jauh dan melengkapi khazanah pengetahuan tentang tektonik, terutama yang berkaitan dengan kebencanaan alam.

Seperti yang telah diketahui, jalur subduksi merupakan salah satu jalur tektonik yang sangat aktif. Gempa-gempa bumi besar terjadi di sepanjang jalur subduksi. Subduksi lempeng juga menyebabkan terbentuknya rangkaian gunung api di sepanjang jalur ini. Busur Sunda merupakan jalur subduksi terpanjang di Indonesia. Bentuk geometrinya yang tidak lurus dan homogen menyebabkan variasi aktivitas tektonik di sepanjang busur. Tinjauan akan berbagai sektor tektonik seperti yang telah diuraikan dalam buku ini memberikan pandangan yang baru atas perlunya studi tektonik pada tiap-tiap daerah dengan lebih spesifik. Hal yang tak kalah penting adalah

melengkapi data pada segmen-segmen lainnya sehingga dapat mengungkap hubungan tektonik dengan gempa bumi besar.

Berdasarkan pada tinjauan yang telah dilakukan, Busur Sunda kemudian dapat dibagi ke dalam 10 zona penelitian berdasarkan, antara lain, perbedaan sifat seismisitas, geometri palung, dan tektonik di busur muka hingga busur belakang. Gambar 8.1 menggambarkan pembagian area tersebut.



Sumber: Sandwell dan Smith (2009)

Gambar 8.1 Busur Sunda dibagi ke dalam 10 Zona Penelitian

Zona 1 adalah Sumatra bagian Aceh Utara yang secara tektonik juga merupakan bagian dari Busur Andaman. Di area ini, arah konvergensi Lempeng Hindia dengan palung membentuk sudut yang sangat kecil. Cekungan busur muka memanjang sampai ke Andaman.

Lempeng tersubduksi di sisi ini relatif lebih muda daripada bagian busur yang lain. Sebaran episentrum terutama terletak di sekitar cekungan busur muka. Selain itu, kejadian gempa bumi di daerah Zona Sesar Sumatra dan gempa bumi di daerah palung relatif lebih tinggi dibandingkan daerah lain.

Zona 2 merupakan daerah yang garis palungnya melengkung ke arah Sumatra, dengan Pulau Simeulue terletak tepat di muka busur. Cekungan busur muka tidak terlalu tampak. Lempeng yang tersubduksi di daerah ini merupakan lempeng termuda dibandingkan bagian lain dari Busur Sunda (~40 Ma). Kejadian gempa bumi dengan episentrum di sekitar prisma akresi (tepat di sepanjang Pulau Simeulue hingga bagian utara Pulau Nias) sangat tinggi.

Zona 3 merupakan zona Sumatra Tengah atau Mentawai dengan cekungan busur muka yang dalam. Kejadian gempa bumi pada bagian ini relatif jauh lebih sedikit. Terdapat dua kemungkinan dari sedikitnya kejadian gempa bumi tercatat. Pertama, faktor karakteristik tektonik lokal di daerah ini memang menyebabkan sedikitnya gempa bumi. Kemungkinan kedua adalah akan timbulnya gempa bumi *megathrust* yang sangat besar karena energi yang menumpuk akibat tidak pernah terlepasnya energi tersebut dalam bentuk gempa-gempa bumi berkekuatan rendah.

Zona 4 adalah zona Sumatra Selatan atau Bengkulu, dengan kejadian gempa bumi yang cukup tinggi tetapi berkekuatan rendah terdistribusi hampir merata, dari garis palung hingga cekungan busur muka.

Zona 5 adalah zona transisi, di antara subduksi normal di selatan Jawa dan subduksi miring di Sumatra. Garis palung berbentuk cembung, masuk ke bagian busur muka. Prisma akresi tidak terbentuk sempurna di bagian ini. Kejadian gempa bumi sangat sedikit, kecuali beberapa gempa bumi dangkal di daerah Selat Sunda yang mungkin berkaitan dengan aktivitas Gunung Krakatau. Beberapa gempa bumi besar yang terjadi di daerah ini juga menunjukkan adanya

aktivitas pemekaran lempeng (*extension*). Daerah ini juga dikenal sebagai “*seismic gap*”, yang tentu harus diwaspadai.

Zona 6 adalah zona Jawa bagian Barat yang dicirikan dengan aktivitas gempa bumi, terutama di sekitar jalur subduksi (palung) dan di daerah pantai selatan. Gempa bumi di daratan tidak dapat dikatakan mengikuti pola tertentu karena tersebar secara sporadis.

Zona 7 adalah Jawa bagian Tengah yang dicirikan oleh bentuk pulau yang menipis (dibandingkan bagian barat dan timur) serta kejadian gempa bumi yang lebih sedikit. Deretan gunung api di sepanjang zona ini juga menunjukkan ciri aktivitas tektonik yang berbeda dibandingkan sebaran gunung api di Jawa bagian Barat. Bagian ini diperkirakan mengalami gaya tarikan (*extension*) ke arah barat dan timur.

Zona 8 adalah Jawa bagian Timur yang juga memiliki deretan gunung api aktif di sepanjang daratannya. Aktivitas kegempabumian di bagian pulau hampir tidak tampak. Sementara kejadian gempa bumi yang cukup besar terdistribusi dari sekitar batas daratan hingga sepanjang palung, dengan kejadian gempa bumi lebih banyak terdapat di sekitar palung.

Zona 9 merupakan zona Nusa Tenggara Barat, yang meliputi Pulau Bali dan Lombok. Daerah ini dicirikan oleh kejadian gempa bumi, terutama di sekitar jalur subduksi (palung), lebih sedikit di jalur busur muka dan juga di selat di antara kedua pulau.

Zona 10 meliputi Pulau Sumba dan Sumbawa, yang juga merupakan batas dengan Lempeng India-Australia. Bagian busur ini adalah bagian dengan tektonik yang sangat aktif dan cukup rumit. Gempa bumi normal banyak terjadi di sekitar palung, seperti yang umum terjadi pada zona lainnya. Akan tetapi, daerah ini juga dicirikan oleh kejadian gempa bumi di bagian utara jajaran Pulau Flores, Pulau Sumbawa, dan menerus ke arah barat akibat adanya aktivitas sesar naik (*thrust*) di bagian tersebut. Satu hal yang menarik adalah adanya

gempa bumi dalam (hingga 600 km) yang lebih banyak terjadi di daerah ini dibandingkan daerah lain. Selain itu, gempa-gempa bumi akibat gaya sesar normal (*extension*) juga terjadi di selatan Sumba hingga ke palung. Sementara kejadian gempa bumi di selatan Pulau Sumbawa hingga palung dicirikan oleh kejadian sesar geser (*strike-slip*) di cekungan busur muka dan kejadian sesar naik (*thrust*) di bagian tinggian luar (*outer arc high*).

Faktor utama yang berkaitan dengan terjadinya gempa bumi, yang juga belum banyak dieksplorasi, adalah posisi zona seismogenik dan efek dari gunung bawah laut serta kaitannya dengan umur lempeng.

Penelitian zona seismogenik merupakan salah satu hal yang sangat perlu dilakukan pada setiap area tersebut. Hasil yang diperoleh akan memperlihatkan perbedaan karakteristik setiap areanya, yang ada kemungkinan dapat menjelaskan kejadian kegempabumian yang pernah dan mungkin terjadi.

Demikian juga keberadaan gunung bawah laut, yang mungkin sangat penting pengaruhnya pada aktivitas tektonik. Namun, karena perjalanan suatu gunung bawah laut pada permukaan dasar samudra untuk sampai pada titik penunjaman memerlukan waktu geologi yang tidak sebentar, pengamatan efeknya tidak dapat dilakukan secara langsung. Penelitian ini dapat dilakukan bersamaan dengan penelitian zona seismogenik, yaitu dengan pemetaan bawah permukaan menggunakan pendekatan seismik refleksi dan metode geofisika lainnya disertai dengan studi seismisitas pada daerah yang sama.

Permasalahan tektonik yang beragam, kompleks, dan rumit di sepanjang Busur Sunda hendaknya terus diteliti sehingga dapat mengungkap lebih jauh karakter ke 10 zonasi. Hal yang tak boleh dilupakan adalah bagaimana respons tektonik yang terjadi di daratan perlu terus dilakukan, khususnya yang terkait dengan tektonik aktif dan gempa bumi.

DAFTAR PUSTAKA

Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from re-tracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research (JGR)*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.

INDEKS

- Andaman, 2, 3, 6, 7, 13, 19, 27, 30,
36, 37, 38, 40, 41, 42, 61, 83,
95, 118
- anomali gaya berat, 12, 14, 22
- backthrust*, 7, 71, 90
- backstop*, 8, 71, 81, 84, 93, 94, 95, 97
- Busur Nusa Tenggara, 3, 4
- Busur Sunda, vii, 1, 4, 6, 8, 11, 13,
19, 22, 23, 45, 46, 61, 65, 66, 66,
67, 73, 83, 103, 110, 111, 112,
117, 118, 121
- forearc high*, 8, 81, 95, 97
- gunung bawah laut, 8, 12, 14, 23,
103, 104, 113, 121
- hotspot*, 108
- Kecepatan Pemekaran, 12, 14, 15,
17, 22
- Lempeng Eurasia, 1, 2, 4, 7, 11, 19,
27, 29, 42, 45, 47, 106, 117
- Lempeng India-Australia, 1, 2, 3, 6,
7, 11, 15, 19, 22, 23, 27, 42, 47,
106, 112, 117, 120
- pegunungan bawah laut, 8, 103
- Pulau Sumba, 13, 14, 22, 23, 47, 50,
52, 54, 55, 56, 120, 121
- punggungan tengah laut, 107
- sedimentasi, 12, 17, 18, 19, 22, 27
- seismisitas, 7, 27, 30, 36, 38, 41,
42, 45, 48, 49, 54, 56, 113, 118,
121
- seismotektonik, 6, 62
- sesar anjak balik, 7, 8, 66, 71–74,
95
- Sumatra, 1–4, 7, 11, 14, 17–23, 27,
29, 30, 32, 33, 35–38, 40, 42,
45, 64–66, 68, 71, 84, 95, 96,
111, 112, 117–119
- Sumbawa, 14, 50, 55, 120, 121
- tektonik, 1–4, 6–8, 11, 12, 14,
17–19, 21, 23, 29, 30, 40, 45,
46, 50, 51, 66, 81, 103, 104,
111–113, 117–121
- Umur Dasar Samudra, 14
- zona seismogenik, 3, 6, 7, 33,
35, 40, 50, 55, 56, 61, 63–68,

73–75, 121
Zona Sesar Mentawai, 3, 11, 21, 95
Zona Sesar Sumatra, 1, 3, 9, 11,
21, 119
zona subduksi, 2, 3, 4, 7, 8, 12, 21,
27, 30, 35, 36, 37, 41, 42, 46,
47, 52, 55–57, 61, 63, 64, 65,
68, 76, 93, 94, 105, 106, 110,
112, 117
zona transisi, 4, 7, 12, 17, 22, 45,
46, 48, 51, 54, 56, 57, 119

BIOGRAFI PENULIS



Hery Harjono menyelesaikan pendidikan S-1 di Geologi, ITB, pada 1977 di bawah bimbingan Prof. M.T. Zen, yang dilanjutkan dengan mengikuti program S-2 dalam bidang tektonofisika di Université de Paris XI. Kemudian, gelar *Docteur en Science* bidang geofisika diperoleh dari universitas yang sama pada 1988 dengan disertasi “*Geodynamique du Detroit de la Sonde (Indonesie): Apport de donnee microsismicite et implication*

volcanologique” dan dinyatakan lulus dengan predikat *tres honorables avec felicitation de juri*. Selama kariernya di LIPI, Hery Harjono telah menghasilkan 224 publikasi, 79 di antaranya diterbitkan dalam jurnal/prosiding/buku/seminar/*keynote speaker* nasional, 112 dalam jurnal/prosiding/ buku/seminar/*keynote speaker* internasional, 19 dalam bentuk ceramah/kuliah umum, dan 11 tulisan dalam bentuk semipopuler. Beliau juga berkontribusi dalam penyusunan *Tafsir Al-Qur'an 30 Juz* dan beberapa buku *Tafsir Ilmi*, yang merupakan kerja sama Kementerian Agama RI dengan LIPI. Selama bertugas, Hery Harjono pernah menjadi Kepala Puslit Limnologi (1998–2001), Kepala Puslit Geoteknologi, dan Deputy Kepala LIPI Bidang Ilmu Pengetahuan Kebumihan (2006–2011). Ia juga ditunjuk sebagai Chairman of National Committee for IHP dan IOC UNESCO (2006–2011), Vice President for National Committee of IUGG, dan terakhir sebagai Executive Director of Asia Pacific Centre for Ecohydrology, Centre Category II of UNESCO. Hery juga pernah menjadi Presiden HAGI 1992–1994. Beberapa penghargaan yang diterimanya adalah Best Paper Award dari HAGI (1989), Contribution in Geophysics dari HAGI (2011) dan dari IOC Westpac (2012), serta Satya Lancana Pembangunan dari Pemerintah RI (2001).



Lina Handayani menyelesaikan pendidikan sarjana di Jurusan Geofisika dan Meteorologi Institut Teknologi Bandung pada 1993, dan kemudian bergabung di Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI. Pada 1996, memperoleh beasiswa dari STAID untuk melanjutkan sekolah dalam program master di Geology & Geophysics Department, Texas A&M University, dan selesai pada 1999. Selanjutnya, masih di tempat yang sama, melalui *teaching assistantship*, Lina mengikuti program jenjang S-3, yang diselesaikannya pada 2004. Sejak saat itu, Lina kembali bergabung di Puslit Geoteknologi, LIPI. Penelitian yang telah dilakukan sejak kembali meliputi pemetaan kegempaan di Bandung dan sekitarnya, pemetaan bawah permukaan Kaldera Bandung Garut, pemetaan daerah bahaya kegempaan dan pemetaan bawah permukaan Pulau Simeulue, serta pemetaan bawah permukaan Zona Sesar Cimandiri. Lina juga aktif sebagai editor dan mitra bestari berbagai jurnal kebumian yang terakreditasi nasional.



M. Ma'ruf Mukti lahir di Sukabumi pada 1978, di sebelah selatan kaki Gunung Gede-Pangrango, Jawa Barat. Setelah menyelesaikan pendidikan menengah di Bandung, ia memutuskan memperdalam ilmu kebumian di Jurusan Geologi Universitas Padjadjaran pada 1996. Selesai dari bangku kuliah, dengan bekal ilmu yang diperoleh sebelumnya, Ma'ruf bergabung di Puslit Geoteknologi LIPI dan berkecimpung di dalam bidang penelitian dinamika bumi dan bencana geologi. Di sana, bersama peneliti lainnya, ia melakukan penelitian dengan topik geologi batuan sedimen dan tektonik. Pada 2007, Ma'ruf mendapat kesempatan untuk belajar di Lab. Genetic Stratigraphy, Earth Sciences Dept., Chiba University, Jepang, dengan dukungan dana dari Inpex Foundation. Setelah selesai dari Negeri Sakura, ia meneruskan minatnya untuk memperdalam ilmu kebumian dan mengikuti program doctoral di Lab. Géosciences marines, Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), dengan dukungan pembiayaan dari Pemerintah Prancis. Di sana, Ma'ruf melakukan studi mengenai evolusi tektonik daerah busur

muka Sumatra bagian selatan berdasarkan pada data seismik refleksi. Selain melakukan tugas utamanya di bidang penelitian, Ma'ruf membimbing mahasiswa S-1 dan S-2 bidang ilmu kebumihan serta menjadi editor di jurnal ilmiah nasional. Beberapa karya tulisan Ma'ruf dapat dilihat di laman www.tektonesia.org.



Nugroho Dwi Hananto lahir dan dibesarkan di kota kecil Salatiga di kaki Gunung Merbabu. Di kota itulah Nugroho menamatkan pendidikan dasar dan menengah. Keinginannya untuk menimba ilmu pada pendidikan tinggi ditempuh dengan merantau ke Kota Bandung. Gelar sarjana fisika diraih dari Jurusan Fisika Institut Teknologi Bandung pada 1998, dan selanjutnya gelar magister oseanografi dan sains atmosfer bidang peminatan geofisika dari institut yang sama pada 2001. Sejak 2000, Nugroho mengabdikan sebagai staf peneliti pada Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI. Bidang yang ditekuni selama ini adalah geofisika, khususnya aplikasi metode seismik dengan sumber sinyal alamiah ataupun buatan untuk mitigasi bencana gempa bumi dan tsunami. Gelar doktor dalam bidang geofisika diperoleh setelah menempuh pendidikan di Equipe de Geosciences Marines Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cite, Paris, Prancis, pada 2011.



Titi Anggono lahir di Magelang pada 30 Oktober 1978. SD sampai SMA ditamatkan di Sumedang, kemudian melanjutkan S-1 di Jurusan Fisika Universitas Indonesia dengan peminatan geofisika dan selesai pada 2002. Master (2008) dan Doktor (2011) diperoleh dari Department of Geophysics, Tohoku University. Bekerja di Kelompok Penelitian Geofisika Pusat Penelitian Fisika (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia) sejak 2004.



Syuhada dilahirkan pada 11 April 1979 di Cirebon, Jawa Barat. SD sampai SMA ditamatkan di Cirebon, kemudian melanjutkan S-1 di Jurusan Fisika Institut Teknologi Bandung dengan peminatan fisika bumi dan selesai pada 2001. Master of Science in Geophysics (2010) diperoleh dari School of Geography, Environmental and Earth Sciences, Victoria University of Wellington, New Zealand, sedangkan gelar doktor di bidang sains kebumihan didapat dari ITB pada 2016. Saat

ini, penulis bekerja di Kelompok Penelitian Geofisika Pusat Penelitian Fisika (Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia) sejak 2002.

Seismotektonik Busur Sunda

Editor: Hery Harjono

Busur Sunda merupakan zona tempat menunjammnya Lempeng India-Australia ke bawah Lempeng Eurasia, yang memanjang dari Andaman, Sumatra, Jawa, Nusa Tenggara, hingga Banda. Pergerakan kedua lempeng tersebut merupakan bagian dari pergerakan Lempeng India yang menabrak Lempeng Asia di sisi barat dan pergerakan Lempeng Australia yang menabrak Lempeng Pasifik di sisi timur.

Tidak hanya seputar permasalahan di atas, bunga rampai ini juga mengulas berbagai pergerakan pada kerak bumi yang menimbulkan lekukan, lipatan, patahan, dan retakan di sepanjang Busur Sunda. Banyak peneliti ilmu kebumian yang tertarik meneliti Busur Sunda dikarenakan adanya zona subduksi yang memiliki potensi bencana alam yang begitu besar, terutama mengenai kegempabumian, tsunami, dan aktivitas vulkaniknya.

Walaupun demikian, diharapkan pembaca bunga rampai ini tidak hanya dari kalangan peneliti dan ahli gempa bumi, tetapi juga para penentu kebijakan yang terkait tata ruang wilayah, dosen, dan juga mahasiswa fakultas ilmu kebumian.



Buku Obor

Distributor:

Yayasan Obor Indonesia
Jl. Plaju No. 10 Jakarta 10230
Telp. (021) 319 26978, 392 0114
Faks. (021) 319 24488
E-mail: yayasan_obor@cbn.net.id

LIPI Press

ISBN 978-979-799-871-4



9 789797 998714