

Analisis Kegempaan di Zona Sesar Palu Koro, Sulawesi Tengah

Seismicity Analysis in Palu Koro Fault Zone, Central Sulawesi

Suliyanti Pakpahan¹, Drajat Ngadmanto¹, Masturyono²,

Supriyanto Rohadi¹, Rasmid¹, Handi Sulistyono Widodo³, Pupung Susilanto¹

¹Puslitbang BMKG, ²Deputi Bidang Geofisika BMKG, ³Pusat Gempa Bumi dan Tsunami BMKG

Jl. Angkasa 1 No. 2 Jakarta Pusa, Indonesia

Naskah diterima 19 Juni 2015, selesai direvisi 03 Oktober 2015, dan disetujui 15 Oktober 2015

e-mail: suliyanti_p@yahoo.com

ABSTRAK

Sulawesi merupakan wilayah yang memiliki banyak sesar yang berpotensi menimbulkan bencana gempa bumi. Potensi bencana yang diakibatkan oleh sesar aktif di daratan dapat menimbulkan kerugian dan kerusakan yang lebih parah dibandingkan dengan gempa bumi yang bersumber di lautan yang terjadi pada magnitudo yang sama. Penelitian ini bertujuan untuk melakukan analisis kegempaan di sekitar zona sesar Palu Koro. Analisis kegempaan dilakukan dengan menentukan lokasi dan mekanisme sumber gempa bumi yang terjadi di daerah penelitian. Data yang digunakan adalah data sinyal gempa bumi yang terekam pada jaringan Mini Regional Palu dalam kurun waktu Januari 2012 – Maret 2013 dengan magnitudo lebih besar dari 4 Skala Richter. Rekaman sinyal gempa bumi ini tersimpan dalam format SEED ATLAS. Penentuan lokasi hiposentrum untuk setiap *event* dilakukan dengan metode *Single Event Determination* (SED), selanjutnya dilakukan relokasi menggunakan metode *Joint Hypocentre Determination* (JHD). Mekanisme sumber gempa bumi ditentukan menggunakan *software* ISOLA dan plot secara *spatial* menggunakan *software* GMT. Hasil analisis kegempaan di sekitar sesar Palu Koro mengindikasikan bahwa sesar Palu Koro masih sangat aktif. Selain itu, lokasi dan mekanisme sumber terbagi menjadi beberapa segmen. Seismisitas di wilayah ini tidak mengindikasikan lineasi yang utuh, tetapi terbagi dalam beberapa klaster yang diduga disebabkan oleh aktivitas segmen-segmen sesar Palu Koro dan sesar-sesar minor di sekitarnya. Ada tiga segmen sesar Palu Koro yang teridentifikasi, yaitu segmen Lindu, Toro, dan Balaroa.

Kata kunci: kegempaan, sesar Palu Koro, relokasi hiposentrum, mekanisme sumber

ABSTRACT

Sulawesi is a region that has a lot of faults and potential to generate earthquake disasters. In the same magnitude, the potential disaster caused by active faults on land is more severe than earthquakes that originate in oceans. This study aims to analyze the seismicity around The Palu Koro Fault Zone. The seismicity analysis was carried out by determining the location and source mechanisms of earthquakes that occurred in the studied area using earthquake signals data recorded on the Palu Mini Regional Network in the period of January 2012 - March 2013 with magnitude larger than 4 Richter Scale. The earthquake signals were recorded and stored in the ATLAS SEED format. Determination of hypocentre for each event was carried out using Single Event Determination (SED) method, then the relocation was performed using Joint Hypocentre relocation Determination (JHD) method. The earthquake source mechanisms were determined using software ISOLA and spatial plot using software GMT. The results of analysis of seismicity around the Palu Koro fault indicate that this fault is still very active where the location and source mechanisms are divided into several segments. The seismicity in this region do not indicate lineasi intact but divided into several clusters that might be caused by the activity of the segments of Palu Koro fault and minor faults in the vicinity. There are three Palu Koro fault segments identified, namely Lindu, Toro, and Balaroa segments.

Keywords: seismicity, Palu Koro fault, hypocentre relocation, source mechanism

PENDAHULUAN

Sulawesi merupakan wilayah pertemuan tiga lempeng, yaitu Ind-Australia, Eurasia, dan Filipina. Kondisi tersebut menyebabkannya sangat rawan terhadap bencana gempa bumi tektonik. Lempeng Lautan Indo-Australia bergerak ke utara dengan kecepatan sekitar 50 – 70 mm/tahun dan menunjam di bawah palung laut dalam Sumatra – Jawa sampai ke barat Pulau Timor di NTT (Bock dr., 2003). Sementara itu, Lempeng Pasifik menabrak sisi utara Pulau Irian dan pulau-pulau di utara Maluku dengan kecepatan 120 mm/tahun, dua kali lipat lebih cepat dari kecepatan penunjaman lempeng di bagian sisi barat dan selatan Indonesia (Bock dr., 2003).

Tekanan akibat pergerakan lempeng-lempeng ini menyebabkan banyak sesar lokal aktif di wilayah Sulawesi. Dari aspek tenaga tektonik jelas bahwa bagian Indonesia Timur memiliki potensi ancaman bencana gempa bumi dua kali lipat dibandingkan dengan Indonesia bagian barat (Natawidjaya dan Triyoso, 2007). Namun, jika dipandang dari aspek kerentanan, bagian barat Indonesia seperti Sumatra dan Jawa, lebih rentan terhadap bencana gempa bumi karena populasi penduduknya lebih padat dan infrastrukturnya lebih berkembang (Natawidjaya dan Triyoso, 2007).

Salah satu sesar aktif di Sulawesi adalah sesar Palu Koro yang memanjang kurang lebih 240 km dari utara (Kota Palu) ke selatan (Malili) hingga Teluk Bone. Sesar ini merupakan sesar sinistral aktif dengan kecepatan pergeseran sekitar 25 - 30 mm/tahun (Kaharuddin dr., 2011). Sesar Palu Koro berhubungan dengan Sesar Matano-Sorong dan Lawanoppo-Kendari, sedangkan di ujung utara melalui selat Makasar berpotongan dengan zona subduksi lempeng Laut Sulawesi (Kaharuddin dr., 2011).

Pada umumnya potensi kerusakan akibat gempa bumi yang bersumber dari sesar aktif menimbulkan kerugian dan kerusakan lebih parah dibandingkan gempa bumi yang bersumber di lautan pada skala magnitudo yang sama. Contohnya adalah gempa bumi di Bantul (Yogyakarta) dengan magnitudo 6,3 pada tahun 2006 akibat aktivitas sesar aktif (Sesar Opak). Gempa bumi ini menimbulkan kerusakan

bangunan dan menelan ribuan korban jiwa.

Gempa bumi belum dapat diprediksi kapan akan terjadi, sehingga usaha mitigasi menjadi penting dilakukan untuk menekan kerugian korban jiwa, kerugian harta benda, dan kerusakan lingkungan. Mitigasi bencana gempa bumi mencakup segala aspek persiapan terkait bencana di suatu wilayah dalam rangka meminimalisasi korban dan efek kerusakan. Agar usaha mitigasi berhasil dengan baik, diperlukan pengetahuan yang cukup tentang potensi dan karakteristik sumber gempa bumi di wilayah tersebut untuk membuat prediksi dan skenario potensi bahaya serta risikonya. Salah satu usaha mitigasi dilakukan dengan melakukan analisis kegempaan untuk melihat keaktifan sesar dan mekanisme sumber gempa bumi yang terjadi.

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi/menganalisis aktivitas kegempaan untuk mengetahui tingkat aktivitas dan perilaku kegempaan di zona Sesar Palu Koro. Ada pun tahapan utamanya meliputi penentuan hiposentrum dan penentuan mekanisme sumber gempa bumi, dilanjutkan dengan menganalisis hasil guna mengidentifikasi sesar di wilayah penelitian.

Penentuan Hiposentrum Menggunakan Metode SED (*Single Event Determination*)

Single Event Determination (SED) merupakan metode penentuan lokasi hiposentrum dengan menggunakan data *travel time* gempa bumi ke setiap stasiun pencatat. Pada penelitian ini *SED* menggunakan teori dan prinsip metode Geiger. Metode Geiger merupakan inversi iteratif menggunakan optimasi *least square* dalam penentuan lokasi hiposentrum. Jika t_i adalah waktu tiba gelombang seismik pada stasiun ke- i (x_i, y_i, z_i) hiposentrum awal (x_0, y_0, z_0) yang telah diperoleh dari metode sebelumnya, t_{calc} adalah waktu tempuh dugaan berdasar model kecepatan yang digunakan, dan t_0 adalah waktu terjadinya gempa (*origin time*), d_i adalah *residual time* yang berarti selisih antara hasil observasi dan hasil kalkulasi pada stasiun ke- i , dapat dihitung dengan persamaan (1).

$$d_i = t_i^{arr} - t_0 - t_{calc} \quad (1)$$

Penyelesaian fungsi obyektif metode ini dipilih sebagai solusi pada saat telah memberikan kuadrat residual seluruh stasiun minimum.

$$F(x) = \sum_{i=1}^N d\tau_i^2 F(x) = \sum_{i=1}^N d\tau_i^2 \quad (2)$$

i adalah jumlah stasiun yang mencatat dan dapat ditentukan waktu tiba gelombang P dan S, dan xx adalah parameter hiposentrum ($x_0, y_0, z_0, t_0, x_0, y_0, z_0, t_0$).

Relokasi Hiposentrum Menggunakan Metode JHD (*Joint Hypocentre Determination*)

Salah satu metode untuk relokasi hiposentrum dengan lebih akurat adalah *Joint Hypocentre Determination* (JHD). Metode ini lebih akurat karena secara simultan menginversi waktu tempuh sekelompok hiposentrum untuk mendapatkan lokasi hiposentrum beserta besaran koreksi stasiun sebagai koreksi kesalahan akibat model kecepatan 1D yang digunakan. Koreksi stasiun adalah koreksi untuk memasukkan variasi kecepatan arah lateral yang tidak diperhitungkan pada penggunaan model kecepatan 1D, koreksi ini dilakukan untuk semua stasiun (Daryono dr., 2013). Dengan memperhitungkan koreksi stasiun, maka residual waktu tempuh yang didapatkan pada stasiun ke- i dapat ditulis sebagai berikut:

$$\tau_i = t_i - (T_i + S_i)\tau_i = t_i - (T_i + S_i) \quad (3)$$

t_i adalah waktu tempuh gelombang pada stasiun ke- i hasil observasi, T_i adalah waktu tempuh gelombang dugaan hasil perhitungan dari model kecepatan yang dimiliki, serta S_i adalah koreksi stasiun.

Metode JHD merupakan pengembangan metode Geiger yang secara efektif memberikan perbaikan terhadap kesalahan akibat variasi kecepatan lateral. Perbaikan kesalahan tersebut tidak dapat dilakukan dengan perubahan penggunaan model kecepatan 1D (Pujol, 2000 dalam Sahara, 2009). Pendekatan dengan menggunakan metode ini akan memberikan perubahan lokasi hiposentrum dalam satu grup relatif satu hiposentrum terhadap yang lainnya.

Penentuan Mekanisme Sumber Gempa Bumi

Penentuan parameter mekanisme sumber dapat dilakukan dengan analisis polarisasi gelombang P (impuls awal) atau inversi *moment tensor*. Penentuan impuls awal gelombang P bersifat subyektif, sehingga memengaruhi mekanisme sumber yang diperoleh, apalagi jika distribusi sebaran sensornya tidak merata. Subyektivitas penentuan mekanisme sumber dapat dikurangi dengan menggunakan inversi *moment tensor*. *Moment tensor* linier terhadap parameter yang terukur pada seismometer, yaitu perpindahan (*displacement*), sehingga inversi data gelombang seismik secara mudah dapat dilakukan untuk mendapatkan mekanisme sumber menggunakan metode *Least Square* (Grandis, 2009).

Moment tensor (M) ditentukan melalui kombinasi pasangan gaya (*force couples*) dan *dipole* gaya (*force dipole*). Persamaan bentuk matriks *moment tensor* dapat dituliskan sebagai berikut:

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (4)$$

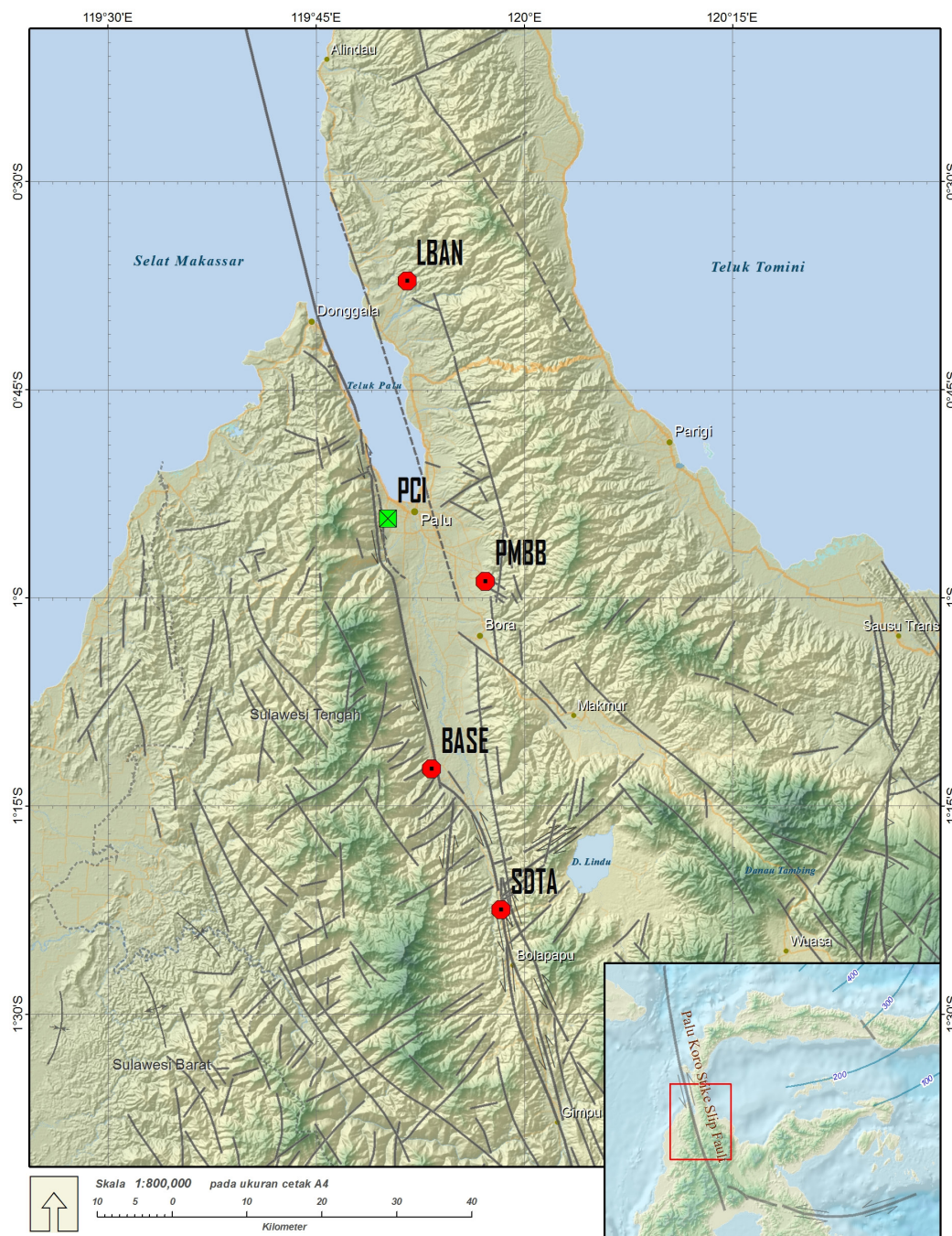
$M_{12}M_{12}$ adalah pasangan gaya yang terdiri atas dua gaya yang besarnya sama bekerja pada sumbu 1 (pada arah -1 dan 1) pada suatu segmen dengan panjang paralel terhadap sumbu 2. Syarat penting pada *moment tensor* adalah jumlah total gaya (*net force*) bernilai nol, artinya gaya dalam tensor momen yang berlawanan selalu sama besar berlawanan arah.

Apabila pasangan gaya pada *moment tensor* memiliki *torque* yang tidak sama dengan nol, sedangkan matriks *moment tensor* suatu kejadian gempa bumi menuntut simetri untuk mencegah terjadinya rotasi pada zona *stress* di hiposentrum. Oleh karena itu, gempa bumi lebih tepat ditinjau sebagai kombinasi dua pasangan gaya (*double couple*) karena kombinasi elemen tensor yang sama dapat menghasilkan dua jenis sesar yang berbeda. Contohnya pada sesar mendatar (*strike slip*), yaitu apabila $M_{12}M_{12}$ sama dengan $M_{21}M_{21}$ maka sesar dapat bersifat *dekstral* maupun *sinistral*.

METODE PENELITIAN

Penelitian ini menggunakan data gempa bumi yang terekam pada jaringan seismograf Mini Regional Palu. Jaringan seismograf ini terdiri atas empat stasiun, yaitu SDTA, BASE, PMBB, dan LBAN, serta satu stasiun dalam jaringan Ina-TEWS, yaitu stasiun PCI (Gambar 1). Sinyal rekaman gempa bumi tersimpan dalam format SEED ATLAS.

Data gempa bumi yang terekam diseleksi atau dipilih hanya yang terjadi di wilayah Palu dan sekitarnya dan terekam dengan baik oleh minimal tiga stasiun. Selama periode pengamatan diperoleh 56 gempa bumi dengan $M \geq 4$. Selanjutnya dilakukan pengolahan data untuk proses analisis lanjutan.



Gambar 1. Jaringan Seismograf Mini Regional Palu.

Secara umum, metodologi penelitian ditunjukkan pada Gambar 2. Pada tahap awal, dilakukan pengolahan menggunakan metode *single event determination* (SED) dari data waktu tempuh gempa bumi untuk menentukan lokasi hiposentrum, kemudian dilakukan relokasi menggunakan metode *Joint Hypocentre Determination* (JHD).

Pengolahan data untuk penentuan hiposentrum menggunakan SED membutuhkan beberapa data masukan, yaitu data stasiun pencatat, model kecepatan, dan waktu tiba gelombang untuk masing-masing stasiun pencatat. Model kecepatan yang digunakan pada metode ini menggunakan model kecepatan dari Muksin dr. (2013). Model kecepatan yang digunakan adalah seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.

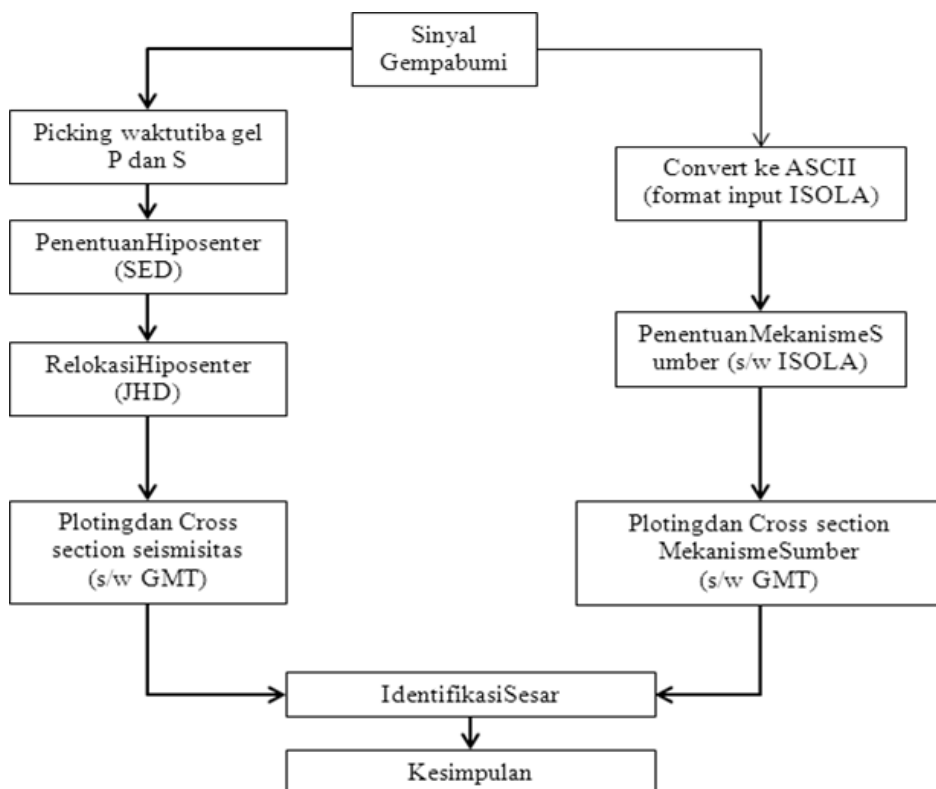
Relokasi hiposentrum gempa bumi dengan metode JHD memerlukan beberapa masukan, yaitu data lokasi stasiun (lintang, bujur, dan ketinggian), data *travel time* (selisih waktu tiba gelombang dan *original time* OT), model kecepatan, dan initial hiposentrum. Data masukan OT dan hiposentrum awal diperoleh

dari pengolahan sebelumnya, yaitu dari metode SED. Model kecepatan awal yang digunakan juga sama seperti yang digunakan dalam metode SED, yaitu model kecepatan dari Muksin dr. (2013).

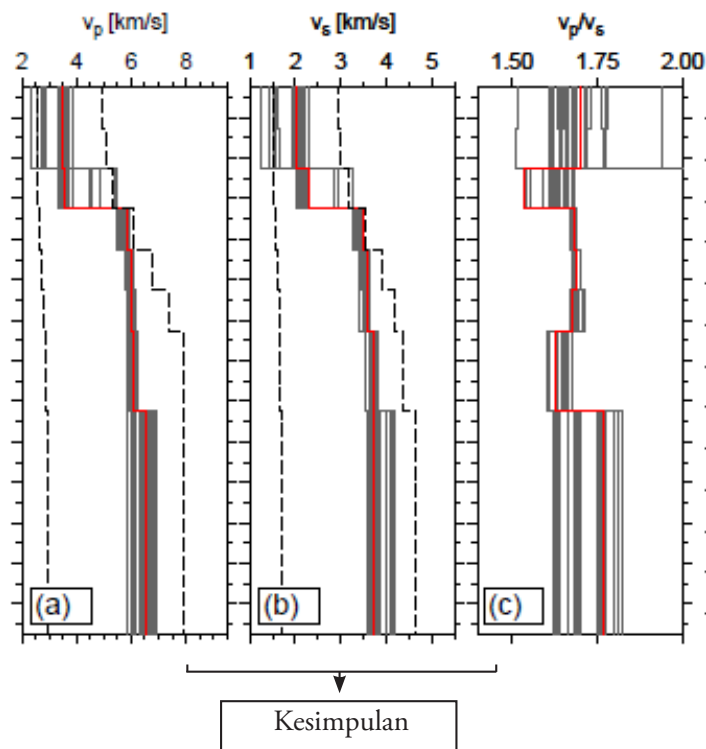
Tahap berikutnya adalah menentukan mekanisme sumber tiap gempa bumi kemudian diplot secara spasial horizontal dan *cross section* menggunakan *software* GMT.

Untuk menentukan mekanisme sumber, penelitian ini menggunakan *software* ISOLA dengan *interface* Matlab yang dikembangkan oleh Sokos dan Jiri Zahradnik dari *University of Patras, Seismological Laboratory* dan *Charles University in Prague, Faculty of Mathematics and Physics* (Rasmid, 2012). Data masukan yang diperlukan *software* ini adalah model kecepatan, posisi stasiun pencatat, parameter gempa bumi, koreksi instrumen, serta *waveform* gempa bumi. Model kecepatan yang digunakan adalah model kecepatan yang diperoleh dari tahap sebelumnya, yaitu JHD.

Adapun tahapan pengolahan data menggunakan *software* ISOLA adalah sebagai berikut:

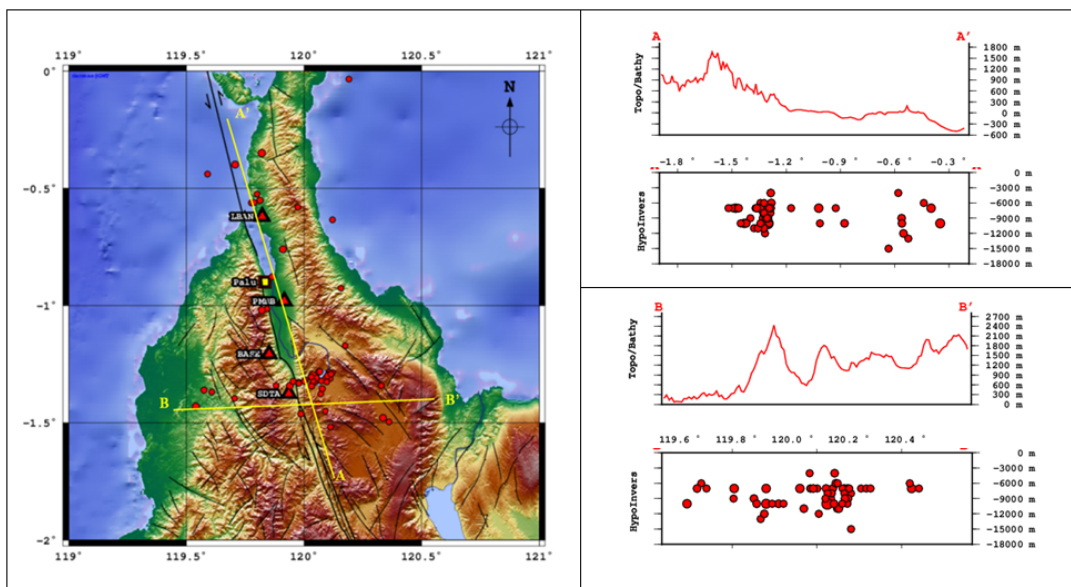


Gambar 2. Alur penelitian.

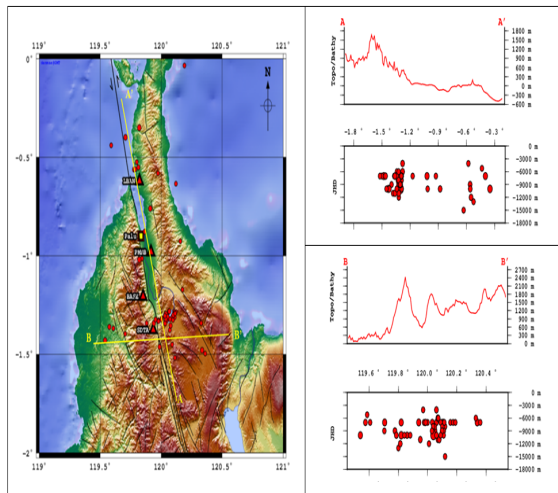


Gambar 3. Model kecepatan 1D bawah permukaan di wilayah Tarutung (Muksin dr., 2013).

1. Memilih model kecepatan yang akan digunakan, model terdiri atas kecepatan gelombang P dan S, densitas, serta Q (faktor atenuasi).
2. Memasukkan parameter gempa bumi baik episentrum, kedalaman serta waktu terjadinya gempa bumi.
3. Memasukkan posisi dari stasiun pencatat gempa bumi yang terdiri atas lintang, bujur, serta ketinggian.
4. Memasukkan *waveform* gempa bumi, biasanya dalam format Sac ataupun ASCII.



Gambar 4. Sebaran gempa bumi di sekitar sesar Palu Koro sebelum relokasi (simbol segitiga merah menunjukkan stasiun pengamatan, simbol bulatan merah menunjukkan posisi episentrum, gambar sebelah kanan adalah penampang dari AA' dan BB').



Gambar 5. Sebaran gempa bumi di sekitar sesar Palu Koro sesudah relokasi (simbol segitiga merah menunjukkan stasiun pengamatan, simbol bulatan merah menunjukkan posisi episentrum, gambar sebelah kanan adalah penampang dari AA' dan BB').

5. Melakukan *filtering* terhadap *waveform* tersebut.
6. Melakukan proses *green function*, yaitu proses respons impuls medium dari sumber sampai stasiun pencatat.
7. Melakukan *inversi* terhadap *waveform* dengan proses *trial and error* untuk besaran frekuensi,

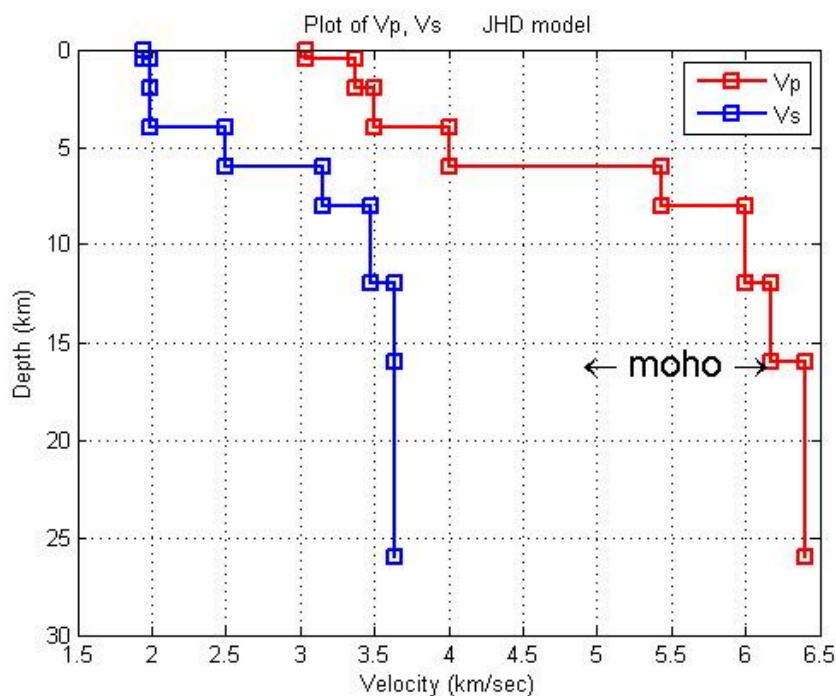
sehingga diperoleh *waveform* sintesis mendekati *waveform* observasi.

8. Diperoleh parameter mekanisme sumber gempa bumi serta plot bentuk *beachball*.

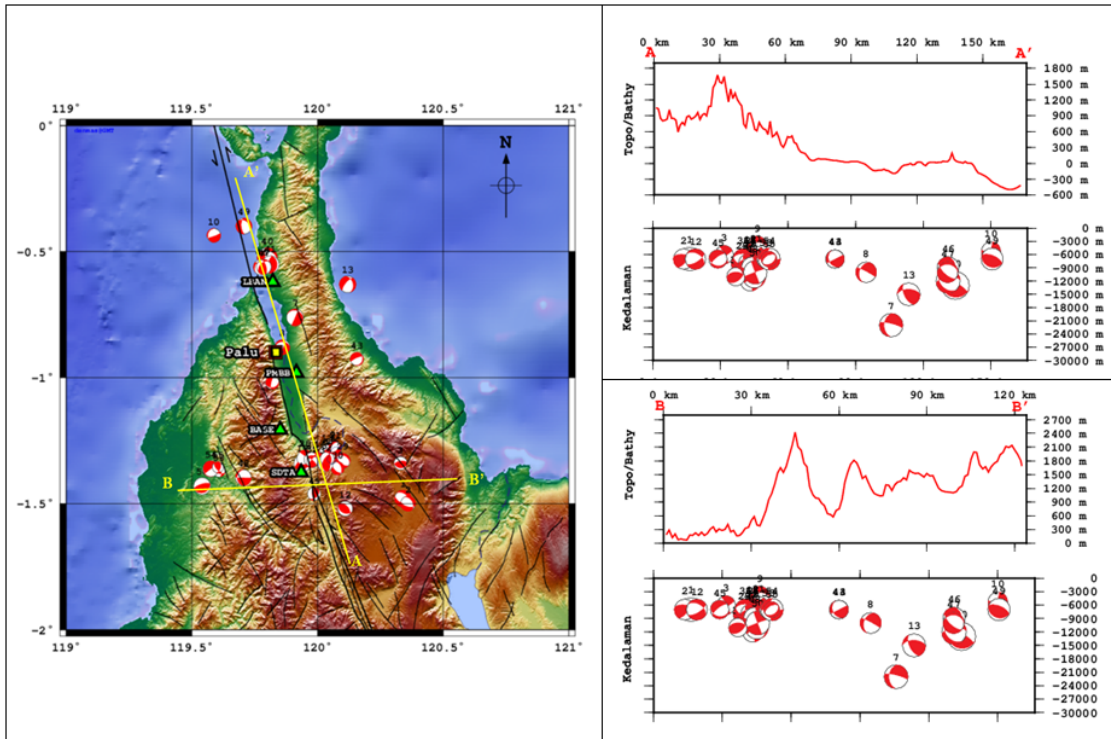
HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil penentuan lokasi hiposentrum menggunakan metode SED ditunjukkan pada Gambar 4. Penentuan relokasi posisi hiposentrum menggunakan metode JHD menghasilkan posisi hiposentrum seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5, sedangkan keluaran model kecepatan metode JHD ada pada Gambar 6.

Distribusi posisi hiposentrum sebelum dan sesudah relokasi tampak tidak menunjukkan perubahan yang signifikan. Pergeseran episentrum sebelum dan sesudah relokasi dengan metode JHD berkisar antara 0 – 60,8 m, sedangkan pergeseran kedalaman sumber gempa bumi antara 0 - 760 m. Hasil analisis *error* pada setiap stasiun memberikan nilai koreksi stasiun yang cukup kecil dengan rata-rata nilai koreksi stasiun kurang dari 1 ms (Tabel 1). Nilai ini sangat kecil dibandingkan dengan nilai data waktu tempuh yang sebagian besar di atas 2000 ms (2 second), sehingga nilai koreksi tidak begitu memberikan perubahan lokasi hiposentrum yang signifikan.



Gambar 6. Model kecepatan yang dihasilkan metode JHD.

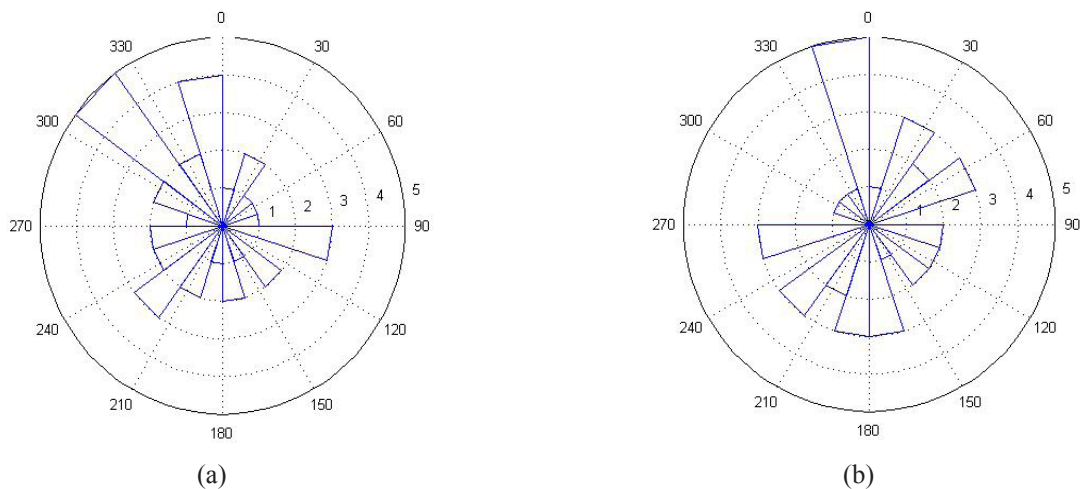


Gambar 7. Sebaran mekanisme sumber gempa bumi di Palu dan sekitarnya dan *cross section* AA' dan BB' (bagian atas gambar kanan menampilkan topografi sepanjang *crosssection*).

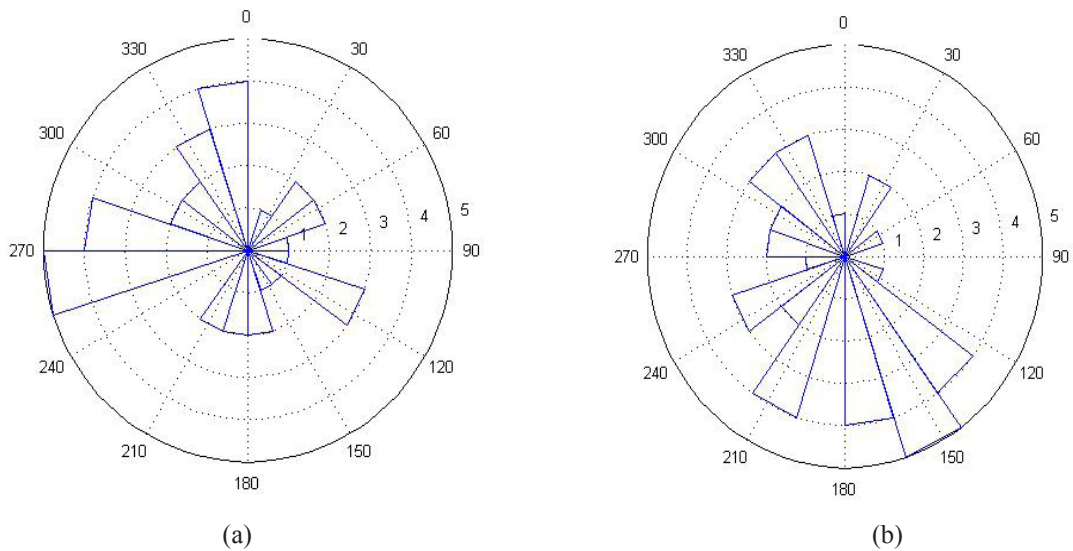
Tabel 1. Nilai Koreksi Stasiun Dalam Jaringan Mini Regional Palu

	SDTA	BASE	PMBB	PCI	LBAN
Koreksi (ms)	-0.78	-0.65	-0.67	-0.50	-0.60

Dengan asumsi bahwa data *picking phase* gelombang sudah mendekati benar, maka hasil ini mengindikasikan bahwa model kecepatan di wilayah Palu dan sekitarnya sudah benar, sehingga penggunaan model kecepatan 1D dianggap cukup mewakili kondisi sebenarnya wilayah tersebut.



Gambar 8. Diagram *rose* untuk (a) *strike* 1 dan (b) *strike* 2 di sekitar Palu (sesar Palu Koro) berdasarkan data jaringan Mini Regional Palu dalam kurun waktu Januari 2012 - Maret 2013 dengan $M \geq 4$.



Gambar 9. Diagram *rose* untuk (a) *p axis azimuth* dan (b) *t axis azimuth* di sekitar Palu (sesar Palu Koro) berdasarkan data jaringan Mini Regional Palu dalam kurun waktu Januari 2012 – Maret 2013 dengan $M \geq 4$.

Penentuan sumber mekanisme gempa bumi dilakukan pada 37 gempa bumi dari 56 data yang dipilih. Hal ini karena beberapa sinyal *event* gempa bumi tidak terekam dengan baik akibat terganggunya komunikasi antara stasiun tempat sensor dipasang dengan pusat jaringan Mini Regional Palu.

Pada Gambar 7 ditunjukkan sebaran mekanisme sumber gempa bumi beserta *cross section*-nya. Hasil pengolahan mekanisme sumber di wilayah Palu Koro mengindikasikan bahwa gempa bumi di sekitar Palu Koro mempunyai mekanisme sumber yang beragam, namun didominasi sesar mendatar disertai sesar turun/naik (*oblique*). Beragamnya jenis sesar ini memperlihatkan seismotektonik yang sangat kompleks karena posisi Sulawesi yang merupakan *triple junction* akibat tumbukan lempeng Indo-Australia, lempeng Eurasia, dan lempeng Philipina.

Untuk mengetahui arah dominan jurus/*strike* sesar yang dominan dilakukan analisis pada hasil pengolahan mekanisme sumber menggunakan diagram *rose*. Hasil diagram *rose* (Gambar 8) menunjukkan bahwa arah *strike* sumber gempa bumi di wilayah penelitian relatif lebih dominan ke arah barat laut - tenggara. Arah dominan *strike* tersebut

selaras dengan pergerakan sesar utama Palu Koro.

Gambar 9 merupakan diagram *rose* yang menunjukkan arah dominan gaya yang bekerja di sekitar sesar Palu Koro. Gaya dominan berarah relatif barat - timur dan barat laut-tenggara. Gaya dominan dari arah barat - timur kemungkinan disebabkan oleh aktivitas tunjaman yang terjadi setelah pemekaran di Selat Makassar (*post spreading*) (Villeneuve dr., 2002) dan dorongan lempeng Pasifik (Baeda, 2011). Sementara itu, arah barat laut - tenggara disebabkan dorongan lempeng Indo Australia dari arah selatan (Baeda, 2011).

Sesar Palu Koro memanjang dari utara (Kota Palu) ke selatan (Malili) hingga Teluk Bone. Sesar ini berhubungan dengan Sesar Matano-Sorong dan Lawanoppo-Kendari, sedang di ujung utara melalui Selat Makassar berpotongan dengan zona subduksi lempeng Laut Sulawesi (Kaharuddin dr., 2011). Berdasarkan analisis citra data SRTM, ASTER, dan IFSAR, Daryono dr. (2012) membagi sesar Palu Koro ini dalam beberapa segmen, antara lain Balaroa, Palolo, Saluki, Lindu, Toro, dan kemudian bergabung dengan sesar Matano maupun Lawanoppo. Selain Daryono, beberapa penelitian juga membagi Sesar

Palu Koro menjadi beberapa segmen, di antaranya Bellier (2001, dalam Supartoyo drr., 2014) yang membagi Sesar Palu Koro dalam 7 segmen, namun penelitian ini menggunakan pembagian segmen menurut Daryono drr. (2012).

Hasil pengolahan data gempa bumi dari jaringan Mini Regional Palu dalam kurun waktu Januari 2012 - Maret 2013 dengan $M \geq 4$ (Gambar 4 dan 5) menunjukkan bahwa sebaran gempa bumi di wilayah ini relatif acak, namun terkonsentrasi di sebelah timur stasiun sensor seismik Sadaunta (SDTA), yaitu di sekitar Danau Lindu. Sebaran hiposentrum sebelum dan sesudah relokasi menunjukkan hasil yang relatif sama. Sebaran yang acak dan tidak menggambarkan lineasi yang utuh, mengindikasikan bahwa sumber gempa bumi tersebut berasal dari struktur yang berbeda, dalam hal ini berasal dari segmen-segmen Palu Koro dan juga sesar-sesar minor di sekitarnya.

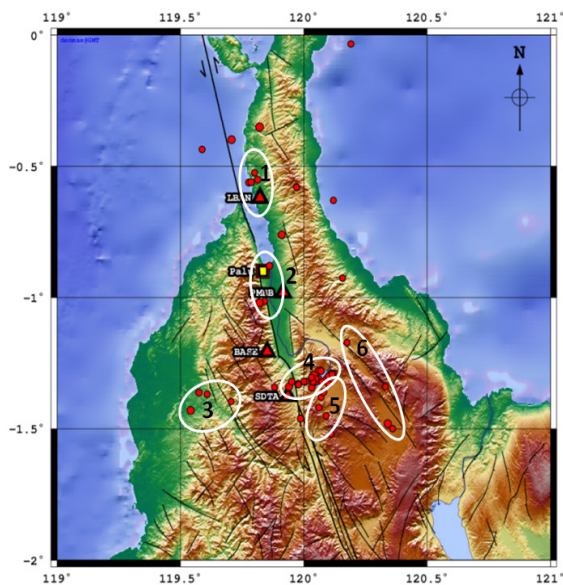
Pada Gambar 10 ditunjukkan beberapa kumpulan (*cluster*/klaster) episentrum yang terbentuk dan diduga disebabkan oleh struktur tektonik sebagai sumber gempa bumi yang sama. Pembagian klaster dibuat berdasarkan posisi lokasi gempa bumi (episentrum) yang berasosiasi dengan segmen Sesar

Palu Koro.

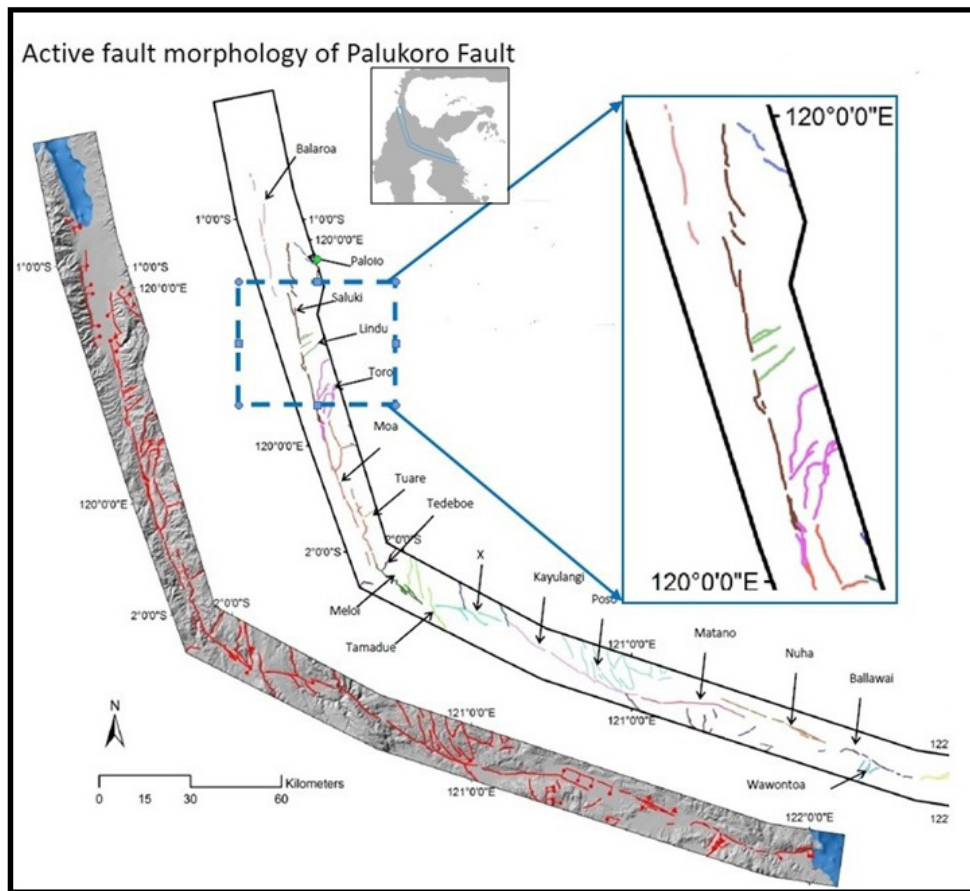
Klaster-klaster tersebut adalah klaster 1 di sekitar stasiun LBAN (Labuan), klaster 2 yang terdapat di sekitar kota Palu, klaster 3 di sebelah barat Palu Koro, klaster 4 di sekitar Danau Lindu, klaster 5 sebelah selatan Danau Lindu, dan klaster 6 di sebelah timur yang sejajar Sesar Palu Koro. Selain itu, ada beberapa episentrum yang tidak membentuk klaster. Hal ini kemungkinan disebabkan oleh struktur lain yang memang sangat kompleks di Palu dan sekitarnya.

Bila dibandingkan dengan penelitian Daryono drr. (2012) tentang pembagian segmen sesar Palu Koro, klaster-klaster tersebut dapat dihubungkan dengan aktivitas pergerakan dari segmen-segmen sesar Palu Koro. Segmen-segmen tersebut adalah segmen Balaroa di sekitar Kota Palu, segmen Lindu disekitar Danau Lindu, dan segmen Toro di sebelah selatan Danau Lindu. Sementara beberapa klaster yang lain berasal dari sesar minor di sekitar Palu Koro (Daryono, 2012)

Gempa bumi dalam klaster 1 yang berada di sekitar Labuan (stasiun sensor LBAN) diduga akibat pergerakan segmen Palu Koro yang juga disebabkan oleh aktivitas tunjaman yang terjadi setelah



Gambar 10. Pembagian klaster gempa bumi di sekitar Palu Koro berdasarkan data jaringan Mini Regional Palu dalam kurun waktu Januari 2012 – Maret 2013.



Gambar 11. Morfologi patahan aktif dari sesar Palu Koro
(Sumber: Paparan penelitian Daryono drr., 2013)

pemekaran di Selat Makassar. Dari pengolahan mekanisme sumber, sesar ini adalah sesar naik.

Gempa bumi pada klaster 2 di sekitar kota Palu diduga disebabkan oleh aktivitas segmen Balaroa. Ditemukan tiga kejadian gempa bumi, dua di antaranya dapat ditentukan mekanisme sumbernya, yaitu sesar turun. Hal ini selaras dengan hasil penelitian Daryono drr. (2012), yang juga mendapatkan karakteristik segmen Balaroa dengan tipe persesaran turun.

Klaster 3 yang berada di sebelah barat sesar Palu Koro diduga disebabkan oleh sesar minor akibat aktivitas tunjaman yang terjadi setelah pemekaran di Selat Makassar (*post spreading*). Pemekaran ini dapat menjadi salah satu penyebab terbentuknya beberapa sesar kecil di bagian barat Sulawesi. Gempa bumi yang termasuk dalam klaster 3 dimungkinkan akibat pergerakan sesar Palu Koro.

Klaster di sekitar Danau Lindu (klaster 4) merupakan klaster dengan jumlah kejadian gempa bumi terbanyak dan membentuk lineasi. Gempa bumi di klaster ini disebabkan oleh aktivitas pergerakan dari sesar Palu Koro segmen Lindu. Gempa bumi M_{6,2} pada tanggal 18 Agustus 2012 dan gempa-gempa bumi susulannya mengindikasikan aktivitas pada segmen tersebut.

Sebaran hiposentrum gempa bumi utama dan susulannya memperlihatkan arah sesar relatif timur laut - barat daya dengan kedalaman 3-15 km. Hal ini diperkuat dengan hasil pengolahan mekanisme sumber gempa bumi yang mengindikasikan bahwa gempa bumi M_{6,2} memiliki arah *strike* 1 N70°E dengan *dip* 78° dan *strike* 2 N338°E dengan *dip* 79°. Keberadaan sesar Lindu ini juga sesuai dengan penelitian dari Daryono drr. (2013), yang memperlihatkan adanya sesar minor memotong pola

Sesar Palu Koro dengan arah relatif timur laut - barat daya yang diberi nama segmen Lindu (Gambar 11).

Gempa bumi yang termasuk dalam klaster 5 di sebelah selatan Danau Lindu diduga akibat aktivitas segmen Toro. Diperoleh lineasi dengan arah imur laut - barat daya dan dari hasil pengolahan mekanisme sumbernya didapat jenis sesar naik. Gempa bumi pada klaster 6 diduga disebabkan oleh sesar minor dengan arah barat laut-tenggara dengan tipe sesar naik.

KESIMPULAN DAN SARAN

Hasil analisis kegempaan di sekitar sesar Palu Koro mengindikasikan bahwa sesar Palu Koro masih sangat aktif dengan posisi dan mekanisme sumber yang terbagi menjadi beberapa segmen. Seismisitas di wilayah ini tidak mengindikasikan lineasi yang utuh, tetapi terdiri atas beberapa klaster seismisitas yang diduga disebabkan oleh aktivitas sesar segmen-segmen Palu Koro dan sesar-sesar minor di sekitarnya. Mekanisme sumber gempa bumi mengindikasikan mekanisme yang berbeda-beda karena aktivitas dan pergerakan segmen-segmen sesar Palu Koro dan sesar-sesar minor di sekitarnya dengan mekanisme pergerakan yang berbeda.

Hasil penelitian mengindikasikan adanya tiga segmen sesar Palu Koro yang teridentifikasi dengan jelas, yaitu segmen Lindu yang merupakan sesar geser mengangan dengan arah relatif barat daya-timur laut dengan dip sekitar 80°; segmen Balaroa yang merupakan sesar turun; dan segmen Toro dengan tipe naik dengan arah relatif barat daya - timur laut. Selain itu, ada beberapa sesar minor yang juga terlihat sejajar di sebelah barat maupun sebelah timur sesar Palu Koro.

DAFTAR PUSTAKA

Baeda, Yasir. A., 2011, Seismic and Tsunami Hazard Potential in Sulawesi Island, Indonesia. *Journal of International Development and Cooperation*, Vol. 17, No. 1, h. 17-30.

Bock, Y., dr., 2003, Crustal motion in Indonesia from

Global Positioning System measurements, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B8, 2367.

Daryono, M., Natawidjaja, D.H., dan Sapiie, B., 2013. Paleoseismology of Palukoro Fault, Historical Records of 1907 & 1909, and recently 2012 Earthquake Events in Central Sulawesi, Indonesia. Paparan Penelitian dalam *3rd International Symposium on Earthquakes and Disaster Mitigation*, Yogyakarta.

Grandis, H., 2009, *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*, Himpunan Ahli Geofisika Indonesia, Bandung.

Kaharuddin, M.S., Hutagalung, R. dan Nurhamdan, 2011. Perkembangan Tektonik dan Implikasinya Terhadap Potensi Gempa dan Tsunami di Kawasan Pulau Sulawesi, *Proceeding JCM Makassar 2011*, 1-10, Makassar: The 36th HAGI and 40th IAGI Annual Convention and Exhibition, 26-29 September 2011.

Muksin, Bauer, K., dan Haberland, C., 2013. Seismic Vp and Vp/Vs structure of the geothermal area around Tarutung (North Sumatra, Indonesia) derived from local earthquake tomography. Accepted Manuscript to *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Natawidjaya, D. H. dan Triyoso, W., 2007. The Sumatran Fault Zone – from Source to Hazard, *Journal of Earthquake and Tsunami*, Vol. 1, No. 1, 21-47.

Rasmid, 2012. *Seismisitas Daerah Utara Cekungan Bandung Periode 2010 – 2012*. Thesis: Program Studi Sains Kebumihan, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Sahara, D.P., 2009, *Pengembangan dan aplikasi Metode Double Differential untuk Penentuan Relokasi Hiposentrum secara akurat studi kasus: Gunung kelud dan model sintesis Reservoir Geotermal*, FITB, Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Supartoyo, Sulaiman, C., Junaedi, D., 2014. Kelas Tektonik Sesar Palu Koro, Sulawesi Tengah, *Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi*, Vol. 4 No.2, 111-127.

Villeneuve, M., Gunawan, W., Cornee, J.J., dan Vidal, O., 2002. Geology of the central Sulawesi belt (eastern Indonesia): constraints for geodynamic models. *Int J Earth Sci (Geol Rusdsch)*, 91: 524-537.