

BAB I

PENDAHULUAN

I.1. Latar Belakang

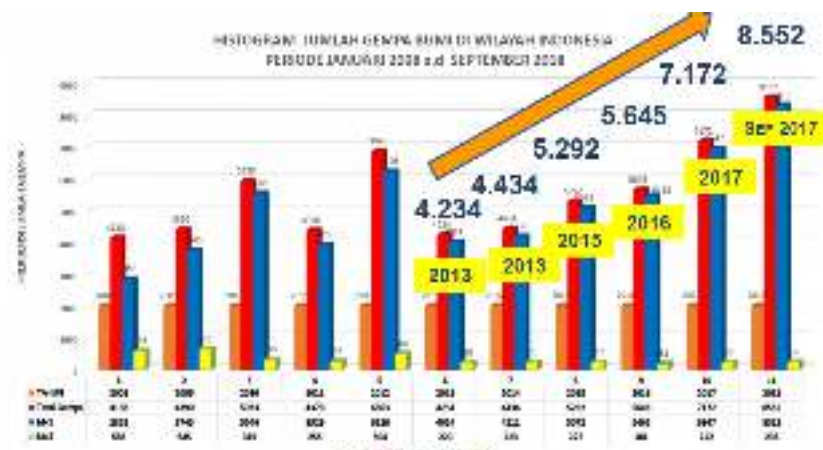
(Gosel & Rachman, 2018). mengajukan pendekatan teori tektonik lempeng dalam mencermati patahan-patahan yang muncul di Pulau Sulawesi, dimulai dengan pemahaman tiga lempeng yaitu Lempeng Indo-Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia yang saling bertemu. Dampaknya telah menimbulkan banyak perdebatan tektonik di kawasan Indonesia Timur, salah satunya di Pulau Sulawesi. (Koesoemadinata, 2016), menanggapi perdebatan ini dengan menyarankan pada pemodelan seismisitas yang merupakan gabungan studi geologi dan studi geofisika. Seismisitas dari seluruh kepulauan Indonesia mencapai 10 % dari total seismisitas yang ada di dunia (Ritsema, 1952).

Selama beberapa tahun terakhir, semakin banyak penelitian yang membahas pendekatan terhadap kegempaan dan bahaya alam lainnya berdasarkan ilmu sistem yang kompleks (Vallianatos dan Telesca, 2012). Kegempaan menunjukkan kompleksitas yang sangat terkait dengan deformasi dan pecahnya kerak bumi yang rapuh secara tiba-tiba. Selain itu, litosfer bumi dianggap sebagai sistem dinamis nonlinier. Akibatnya, gempa bumi berinteraksi dalam berbagai skala spasial dan temporal yang menunjukkan invariansi skala dan fraktal (Turcotte, 1995; Turcotte et al., 1997 Digital Printing, 2007).

Seismisitas adalah contoh nyata dari sistem kegempaan yang kompleks (Sornette, 2000; Chelidze dan Matcharashvili, 2015). Bukti pertama tentang kompleksitas dalam seismisitas diungkapkan oleh (Chelides et al , 2015; Omori, 1894), yang memperoleh hukum daya empiris pertama untuk peluruhan laju gempa susulan seiring waktu. Kemudian, hukum empiris Gutenberg dan Richter (1954) dan dikembangkan oleh Chelidez et al (2018) digunakan untuk mengetahui distribusi magnitudo gempa memperkuat pandangan tentang proses seismik sebagai sesuatu yang kompleks; sebuah konsep yang menemukan dasar matematisnya dalam geometri fraktal alam (Chelidez et al, 2015; Mandelbrot, 1967) yang mengarah pada banyak penelitian yang difokuskan pada analisis fraktal dan multifraktal dari distribusi spasial dan temporal gempa bumi.



Berdasarkan data dari BMKG diketahui statistik gempa sejak tahun 2013 sampai tahun 2017 menunjukkan kecenderungan meningkatnya aktivitas gempa di Indonesia (Gambar 2). Bisa jadi puncak aktivitas gempa terjadi di Pulau Sulawesi pada bulan September 2018, menimbulkan bencana longsor, merusak infrastruktur dan memakan korban jiwa. Umumnya kejadian bencana juga terjadi pada patahan geologi mikro dimana banyak pemukiman penduduk yang justru kurang diteliti (Cipta et al. 2017).



Gambar 1.2 Statistik Gempa di Indonesia (BMKG, 2018)

Kecenderungan meningkatnya gempa di Pulau Sulawesi, didukung oleh hasil penelitian Hall dkk (2021) bahwa tatanan tektonik Pulau Sulawesi sangat kompleks sehingga berdampak pada aktifnya tatanan struktur geologi yang bergerak dengan kecepatan yang berbeda-beda. Di sebelah utara Sulawesi terdapat *North Sulawesi Subduction* dengan kecepatan pergerakan 42 – 50 mm/tahun (Socquet, 2006), di darat terdapat Sesar Gorontalo yang memiliki kecepatan pergeseran 11 mm/tahun (Rangin, dkk, 1999). Dari arah timur bergerak mendekat kemenerusan sesar sorong dengan besar pergeseran 32 mm/tahun (Rangin, dkk, 1999) di tengah Pulau Sulawesi terdapat Sesar Palukoro yang aktif bergerak (Baller, dkk, 2001) yang mengelompokkannya ke dalam sesar yang kecepatan pergeserannya besar dengan kegempaan yang rendah. Kemenerusan ke arah timur adalah sesar Matano dengan besar pergeseran sekitar 20 mm/tahun. (Socquet, et al., 2006). Sebaran sumber gempa mengelompok di bagian subduksi utara Sulawesi yang terlihat dengan pengelompokan kedalaman katalog relokasi (Engdal, et al. 2007), di bagian tengah pulau Sulawesi, sebaran gempa dangkal bersifat acak.

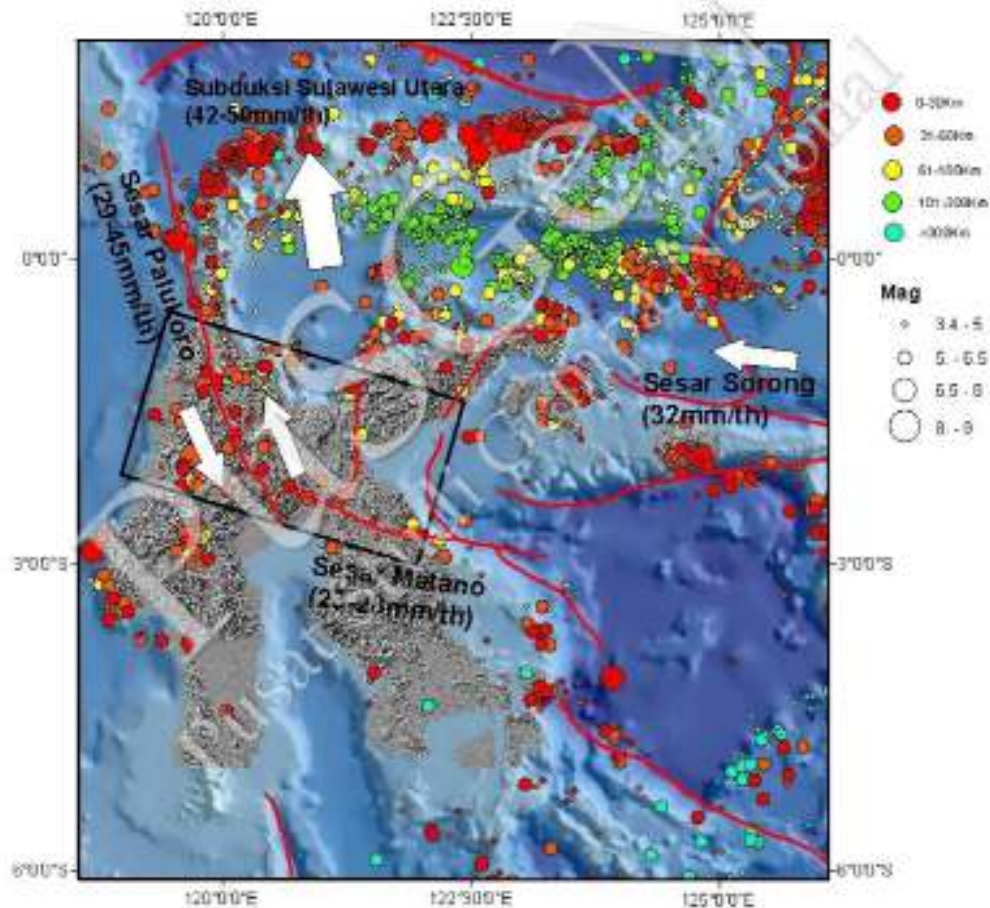
Oleh karena itu, sangat penting mengevaluasi tingkat bahaya seismik saat ini untuk semua kota berpenduduk padat di Wilayah Sulawesi sebagai persiapan dan mitigasi bencana secara nasional. Berdasarkan rekaman kejadian gempa bumi, maka dilakukan penelitian untuk mengembangkan nowcasting berbasis data seismisitas dan statistik. Daerah penelitian terletak di Sulawesi Selatan bagian Utara dan Sulawesi barat bagian Timur dan masuk dalam Mandala Sulawesi Barat. Sulawesi dibagi menjadi Tiga mandala tektonik yaitu Mandala Sulawesi Barat, Mandala Sulawesi Timur, dan Mandala Banggai Sula (Sukanto, 1975). Untuk itu diperlukan pemahaman mengenai mekanisme kegiatan serta sebaran sesar-sesar aktif tersebut dalam rangka mitigasi bencana gempa bumi.

Fisiografi daerah penelitian terbagi dua bagian yaitu lengan Selatan bagian Utara dan lengan Selatan bagian Selatan. Lengan Selatan bagian Utara meliputi daerah poros Tenggara barat laut yaitu Palopo sampai ke pantai Barat muara sungai Karama dan cekungan Tempe pada sisi yang lain, kemudian dilanjutkan dengan poros Tenggara – Barat laut dari muara sungai Cenrana melalui danau Tempe sampai muara Sungai Saddan. Bagian Utara dari lengan Selatan merupakan daerah pegunungan yang memanjang antara Majene sebagai pegunungan Quarless. Puncak – puncak dari pegunungan ini adalah Gunung Kalandu, gunung Sesean, dan Gunung Karua.

Kontrol struktur geologi sangat kuat pada pembentukan topografi perbukitan, pegunungan dan hanya sebagian kecil yang merupakan pedataran dan lembah. Struktur geologi Saddang melintas pada topografi pegunungan pada ketinggian sekitar 600 – 2600 meter dari muka laut. Rekaman seismisitas menunjukkan orientasi titik-titik gempa umumnya mengikuti sesar major dan sesar minor (Gambar 3). Hal ini menguatkan analisis awal pada daerah penelitian, bahwa seismisitas berkorelasi langsung dengan kondisi geologi, tektonisme dan efek gerak patahan oleh energi release. Korelasi ini sangat menarik untuk dikaji khususnya litotektonik kaitannya dengan sesar major dan sesar minor, seperti lengan Pulau Sulawesi yang disusun oleh berbagai jenis formasi batuan dan batuan dasar (*basement rock*) dan terbentuk oleh pertemuan tiga lempeng.

Beberapa struktur utama Pulau Sulawesi dapat memengaruhi lebih dari satu unit litotektonik (Hamilton, 1979; Silver et al., 1983; Parkinson et al., 1998).

Termasuk di dalamnya adalah sejumlah struktur mikro yang ditafsirkan sebagai fitur *strike slip*, yang sebagian besar disimpulkan bahwa struktur makro gerakan sinistral akibat kompresional (Bailli dan Decker, 2022).



Gambar 1.3 Konsentrasi seismisitas dan Struktur Sesar Saddang (BMKG, 2016)

Secara regional, Pulau Sulawesi mendapat tekanan dari luar sehingga terjadi deformasi secara terus menerus, seperti tekanan dari Laut Flores di bagian selatan mengaktifkan patahan Palu-Koro dan Walanae, Banggai-Sula dan Laut Banda dari timur mengaktifkan patahan Matano, Batui, Lawanoppo dan Kolaka, Laut Sulawesi dari utara mengaktifkan subduksi laut Sulawesi dan patahan Gorontalo dan aktivitas gunungapi di utara serta tekanan dari lempeng Laut Maluku dari timur menimbulkan gempa dan gunungapi di Sulawesi Utara.

Pulau Sulawesi dan pulau-pulau kecil di sekitarnya mempunyai kondisi geologi yang kompleks. Hal ini disebabkan kawasan tersebut merupakan tempat tumbukan aktif dari tiga lempeng (*triple junction*): Lempeng Hindia-Australia yang

bergerak relative ke utara, Lempeng Eurasia yang relative diam dan Lempeng Pasifik di timur (Massinai, 2018).

Pergerakan-pergerakan lempeng yang ada di Pulau Sulawesi berdampak pada aktivitas tektonik yang mengakibatkan Sulawesi menjadi kawasan rawan. Menurut Kusnama (2014), awalnya kejadian gempa di Provinsi Sulawesi Barat diperkirakan akibat pergerakan sesar-sesar makro, Patahan Mamasa. Hal ini didukung oleh data monitoring Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika, total aktivitas gempa Mamasa selama 6 hari, sejak 3 November 2018, tercatat ada 217 gempa. Sebanyak 39 gempa di antaranya merupakan gempa yang guncangannya dirasakan oleh masyarakat (Daryono, 2018. Hal ini menguatkan alasan Massinai dkk., 2021) yang mengemukakan bahwa Sesar Saddang adalah sesar mikro aktif sebagai pemicu Sesar di sekitar Mamasa-Toraja. Sesar ini diperkirakan memanjang sekitar 400 km melintasi Kabupaten Toraja Utara, Kabupaten Tana Toraja, dan sebagian di Wilayah Sulawesi Barat walaupun jalurnya belum diketahui secara pasti. Jalur Sesar Saddang tampak melintas dari pesisir Pantai Mamuju, Sulawesi Barat, memotong diagonal melintasi Sulawesi Selatan bagian Tengah, lalu ke Sulawesi Selatan bagian Selatan, selanjutnya bersambung dengan Sesar Walanae (Sukanto, 1975).

Rangkuman dari beberapa pustaka dan terdapatnya celah penelitian untuk menguraikan secara detail karakteristik geologi dan perilaku geofisika, maka peneliti sangat tertarik untuk melakukan penelitian tentang Sesar di Sekitar Mamasa-Toraja.

Adapun topik penelitian yang akan dilakukan adalah **“Kajian Seismisitas Sesar Saddang: Implikasinya Terhadap Upaya Mitigasi Bencana”**.

I.2. Rumusan Permasalahan

Kontinuitas dan tak kontinuitas sesar-sesar di lengan bagian barat Pulau Sulawesi merupakan acuan penelitian pada aspek geologi. Selanjutnya sesar korelasi maupun tak korelasi dengan timbulnya seismisitas merangkum aspek penelitian geofisika. Keseluruhan penelitian pada dua aspek ini bermuara pada aktifitas gempa kaitannya dengan sesar makro dan sesar mikro.

Populasi seismisitas gempa di Provinsi Sulawesi Barat telah menguatkan alasan bahwa sesar Mamasa merupakan sesar makro yang kontinuitas geraknya sampai di Kabupaten tana Toraja. Dilain sisi, seismisitas gempa di Kabupaten Tana Toraja juga membentuk populasi dari gerak Sesar Saddang. Dengan demikian, Sesar Saddang yang mulanya dikategorikan sebagai sesar mikro ternyata memiliki rekaman aktifitas gempa menyerupai sesar makro. belum diidentifikasi secara keseluruhan. Untuk itu, penulis mencoba merumuskan beberapa permasalahan dalam penelitian ini, antara lain:

- a. Bagaimana mekanisme jalur sesar yang terbentuk di sekitar Mamasa-Toraja?
- b. Bagaimana keterkaitan antara tingkat seismisitas dengan tingkat kerapuhan batuan pada Jalur sesar di sekitar Mamasa-Toraja?
- c. Bagaimana bentuk karakteristik batuan (Kg, Ao, Fo) di kota Rantepao berdasarkan hasil pengukuran Mikrotremor?

I.3. Tujuan Penelitian

Dari rumusan masalah ditentukan tujuan yang ingin dicapai dari penelitian ini adalah:

- a. Menentukan jalur sesar yang terbentuk di sekitar Mamasa-Toraja.
- b. Menentukan keterkaitan antara tingkat seismisitas dengan tingkat kerapuhan batuan pada jalur sesar di sekitar Mamasa-Toraja.
- c. Menentukan bentuk Karakteristik batuan (Kg, Ao, Fo) di Kota Rantepao berdasarkan hasil pengukuran Mikrotremor.

I.4. Manfaat Penelitian

Manfaat yang diharapkan dari penelitian ini adalah sebagai acuan dalam mengurangi dampak dan resiko bencana, menjadi pedoman dalam perencanaan mitigasi serta memberikan pengetahuan yang baik kepada masyarakat agar dapat hidup bersahabat dengan lingkungan sekitarnya. Secara ilmiah manfaat yang diperoleh dari penelitian ini khususnya terkait dengan teknologi kebumian dan lingkungan adalah:

- a. Penentuan jalur-jalur Sesar Mamasa-Toraja dapat dilakukan dengan kombinasi beberapa data. (citra satelit, seismisitas, peta geologi, dan pengamatan lapangan).
- b. Pemetaan daerah rawan bencana gempa bumi disekitar Sesar Mamasa-Toraja akan menjadi dasar kebijakan perencanaan pembangunan daerah sekitar.
- c. Sebagai dasar mitigasi struktural dalam rekayasa bangunan tahan gempa, memperkuat aturan bangunan-bangunan yang sudah ada dan peraturan *building code* yang didasarkan dari zonasi kegempaan.
- d. Menjadi dasar dalam merencanakan langkah-langkah kebijakan mitigasi jikaterjadi bencana alam gempa bumi disekitar Mamasa-Toraja.

I.5. Ruang Lingkup Penelitian

Penelitian ini akan dilakukan di lokasi dimana diperkirakan merupakan lokasi yang dilintasi Sesar di sekitar Mamasa-Toraja. Penelitian akan menentukan jalur sesar dengan bantuan peta geologi, rekaman citra satelit, data seismisitas, dan data pengamatan lapangan. Data seismisitas gempa juga digunakan untuk menentukan tingkat seismisitas dan kerapuhan batuan di sekitar Mamasa-Toraja.

Pengukuran mikrotremor untuk mendapatkan data yang berkaitan dengan tingkat kerawanan gempa akan dilakukan di daerah Toraja Utara yang merupakan daerah yang masuk dalam zona kerentanan likuieaksi Indonesia tahun 2019. Dari penelitian ini akan diperoleh peta jalur Sesar saddang, tingkat seismisitas, dan tingkat kerawanan gempa.

BAB II

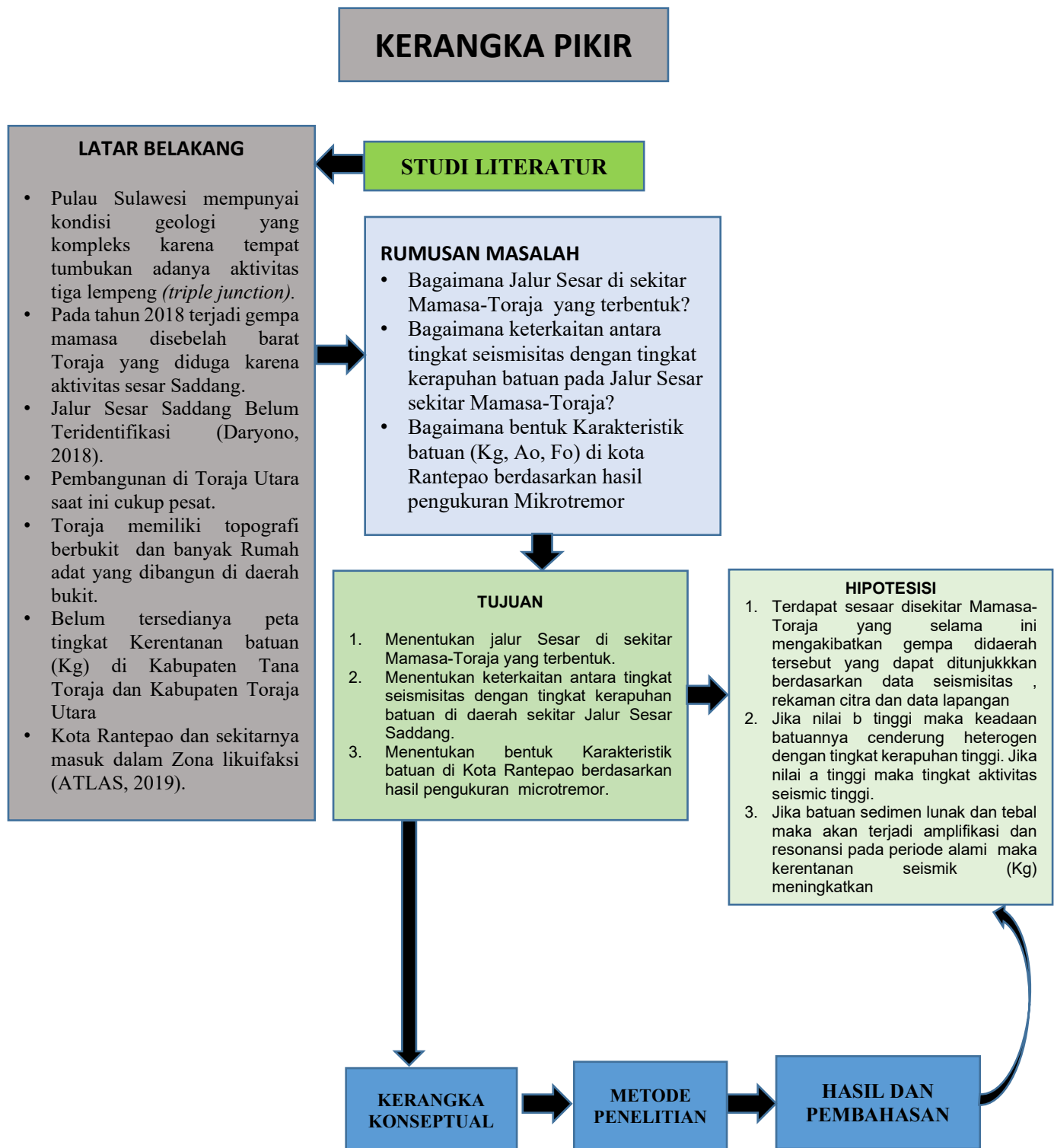
KERANGKA KONSEPTUAL DAN HIPOTESIS PENELITIAN

II.1. Kerangka Konseptual

Garis besar kerangka konseptual penelitian ini disusun berdasarkan pada pemikiran tektonik Indonesia merupakan pertemuan tiga lempeng, meliputi : (1) berhubungan dengan keaktifan sesar makro dan sesar mikro, (2) perbedaan nilai seismisitas sesar makro dan sesar mikro, (3) keaktifan *lineament* Sesar disekitar Mamasa-Toraja, (4) terbentuknya wilayah rawan gempa.

Dalam pengembang konseptual diperlukan beberapa aspek yang akan menjadi perhatian dalam proses karakterisasi Sesar, antara lain : 1) hubungan antara mekanisme gerak Sesar Sadding dengan kegempaan, 2) hubungan antara pola seismisitas dengan kebencanaan.

Kerangka konseptual dalam penelitian disertasi ini merupakan hubungan antar variable satu dengan yang lain yang diturunkan dari kerangka pemikiran yang secara umum dijelaskan pada bagian alir proses penelitian. Kerangka pemikiran akan menjelaskan beberapa hal yang merupakan dasar untuk menyusun Kerangka konseptual yaitu: 1) Mengapa penelitian ini dilakukan, 2) Bagaimana proses penelitian, 3) Apa yang akan diperoleh dari penelitian ini dan, 4) Apa manfaat penelitian tersebut. Dengan demikian kerangka konseptual ini memuat bagaiman hubungan antar variable-variabel yang ada dalam kerangka piker yang dibangun.



Gambar 2.1 Kerangka Pikir Penelitian

Dalam penelitian ini secara umum dapat di bagi kedalam tiga bagian untuk menjawab rumusan masalah yang ada atau untuk menjawab tujuan dari penelitian ini, yaitu; Bagaimana mekanisme jalur Sesar Saddang, Bagaimana keterkaitan antara tingkat seismisitas dengan tingkat kerapuhan batuan pada Jalur Sesar Saddang, dan Bagaimana karakteristik Peta Frekuensi, Peta Dominan, dan Peta Amplifikasi) berdasarkan hasil pengukuran Mikrotremor ? dan untuk itu dibuat langkah-langka penelitian seperti pada Gambar 6.1. Untuk penentuan jalur sesar terlihat seperti pada bagan bagian sebelah kiri, bagan bagian Tengah merupakan Langkah yang ditempuh untuk menjawab tujuan ke dua dan bagian paling kanan merupakan Langkah-langkah untuk menjawab tujuan ketiga.

II.1.1 Pedoman Citra Satelit dan Pemetaraan lineament Struktur Geologi

Penafsiran struktur geologi menggunakan citra satelit berupa *lineament*, merupakan fitur linier dalam bentang alam yang merupakan ekspresi dari struktur geologi. Biasanya garis lurus akan tampak sebagai lembah yang sejajar dengan patahan, serangkaian bukit yang sejajar dengan patahan atau lipatan, garis pantai lurus atau bahkan kombinasi dari fitur-fitur ini. Sona rekahan, zona geser, dan resistensi batuan juga dapat dinyatakan sebagai *lineament* geomorfik. Penafsiran secara keseluruhan adalah mengamati karakter citra dari fotomorfik, yaitu : (1) rona warna, (2) bentuk (*shape*), (3) pola (*pattern*), (4) tekstur dan (5) ukuran (*size*).

Penelitian ini menerapkan metode yang telah digunakan oleh Gabrielsen dan Olesen (2024). Ada 4 strategi untuk analisis struktur geologi menggunakan citra satelite (*remote sensing*), yaitu : 1) pengamatan langsung di lapangan, 2) integrasi data lapangan dan data geofisika, 3) pendekatan statistik untuk identifikasi maksimum dan minimum data *lineament*, 4) karakterisasi geometris dan klasifikasi sesar.

II.1.1.1 Penafsiran lineament untuk Jejak Lapisan Batuan

Detail penafsiran lineament bahwa tidak selamanya identik dengan stuktur geologi, hal ini tentunya membutuhkan keakuratan dalam memilah polanya. Karena tampilan lineament pada citra bisa saja merupakan bagian dari suatu perlapisan batuan sehingga digunakan beberapa indikator (Djauhari Noor, 2012), yaitu : (1)

pergeseran suatu jejak lapisan (*displaced structure patten of bedding trace*), (2) jejak perlapisan yang terputus (*bedding trace off set*), (3) jejak perlapisan yang membentuk sudut lancip (*acute angel of bedding trace*), (4) pola jejak perlapisan yang berbeda (*different pattern of bedding trace*), (5) jejak perlapisan yang menghilang pada satu sisi (*no pattern on one side of bedding trace*).

Perbedaan arah kemiringan dan inklinasi pada daerah yang berdampungan dapat dipakai sebagai petunjuk adanya patahan diantara kedua daerah tersebut.

Untuk mendelineasi jenis batuan adalah dengan cara melihat penyebaran warna yang ada pada citra, akan tetapi umumnya citra mempunyai probabilitas warna yang sangat bervariasi.

II.1.2 Peta Geologi

Penggunaan informasi citra satelit dihubungkan dengan peta geologi merupakan prediksi yang akurat dalam menetapkan litologi daerah penelitian. Arifin dan Adnan (2021) menyarankan pada tahapan ini menggunakan data geofisika untuk menghasilkan prediksi geologi yang akurat.

II.1.3 Seismisitas

Seismisitas adalah aktivitas seismik (gempabumi) atau banyaknya gempabumi dalam kurun waktu tertentu. Studi pola seismisitas ditujukan untuk memperoleh gambaran pola perbandingan aktivitas seismik suatu daerah dalam periode yang cukup panjang. Metode untuk mengetahui parameter seismik dan tektonik suatu wilayah adalah dengan hubungan Gutenberg-Richter atau *magnitude-frequency relation* (MFR) yang dituliskan sebagai:

$$\text{Log } n(M) = a - bM \dots\dots\dots(1)$$

dengan $n(M)$ adalah jumlah gempa bumi dengan *magnitude* M . Nilai- a merupakan parameter seismik yang besarnya bergantung pada banyaknya kejadian gempabumi dan untuk wilayah tertentu bergantung pada penentuan volume dan *time window*. Nilai- b merupakan parameter tektonik yang menunjukkan jumlah relatif dari getaran yang kecil dan yang besar. Nilai- b dapat ditentukan dengan metode *least square* atau *maximum likelyhood*. Metode *maximum likelyhood* menggunakan persamaan yang diberikan Utsu (1967) yaitu :

$$b = \log e / (M - M_{\min}) = 0,4343 / (M - M_{\min}) \dots\dots\dots(2)$$

dengan M adalah *magnitude* rata-rata dan M_{min} adalah *magnitude minimum*.

II.1.4 Mikrotremor

Mikrotremor merupakan getaran tanah yang sangat kecil dan terus menerus yang bersumber dari berbagai macam getaran seperti lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lain-lain (Kanai, 1983). Atau biasa juga disebut sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus menerus, terjebak dilapisan sedimen permukaan, terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi yang tetap, disebabkan oleh getaran mikro di bawah permukaan tanah dan kegiatan alam lainnya.

Mikrotremor sebagai bentuk guncangan atau getaran yang terjadi di daerah yang memiliki potensi usikan seperti rumah yang berada di tepi jalan misalnya industri. Usikan atau guncangan ini terjadi ketika ada bus atau truk melintas. Mikrotremor juga dapat terjadi akibat adanya getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara berkala karena terjadinya gerakan di bawah permukaan tanah.

Mikrozonasi mikrotremor adalah suatu proses pembagian area berdasarkan parameter tertentu, memiliki karakter yang dipertimbangkan antara lain ; getaran tanah, faktor amplifikasi, dan periode dominan. Mikrozonasi mikrotremor secara umum dapat dikatakan sebagai proses untuk memperkirakan respon tingkah laku lapisan tanah atau sedimen terhadap adanya gempabumi.

Untuk menganalisa Mikrozonasi Mikrotremor digunakan beberapa sistem analisis yaitu:

II.1.4.1 Analisa HVSR (Horizontal-Vertikal Spectral Ratio)

Metode ini membandingkan spectrum komponen horizontal terhadap komponen vertical dari gelombang mikrotremor. Perbandingan H/V pada mikrotremor adalah perbandingan kedua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Periode dominan suatu lokasi secara dasar dapat diperkirakan dari periode puncak perbandingan H/V mikrotremor.

Penguatan gelombang pada komponen vertical dapat dinyatakan sehingga rasio spectrum komponen vertical di permukaan dan di batuan dasar. Dalam pengamatan di lapangan ada dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen utara-selatan dan komponen barat-timur.

Nakamura (1989) mengusulkan metode HVSR untuk mengestimasi frekuensi natural dan amplifikasi geologi setempat dari data mikrotremor. Perkembangan selanjutnya, metode ini mampu mengestimasi indeks kerentanan tanah (Nakamura, 1997), indeks kerentanan bangunan (sato, et al., 2008; Triwulan et al., 2010) dan interaksi antara tanah dan bangunan (Gallipolo et. Al., 2004), Triwulan, et al., 2010).

Metode HVSR merupakan metode membandingkan spektrum komponen horizontal terhadap komponen vertikal dari gelombang mikrotremor. Mikrotremor terdiri dari ragam dasar gelombang Rayleigh, periode puncak perbandingan H/V mikrotremor memberikan dasar dari periode gelombang S (S-wave). Perbandingan H/V pada mikrotremor merupakan perbandingan dua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Metode HVSR digunakan untuk menentukan nilai amplifikasi dan nilai periode dominan suatu lokasi yang dapat diperkirakan dari periode puncak perbandingan H/V mikrotremor (Nakamura, 2000).

$$\frac{H}{V} = \frac{\sqrt{H_x^2 + H_y^2}}{H_z} \dots\dots\dots(3)$$

Dimana H_x adalah rasio horizontal x, H_y adalah rasio horizontal y dan H_z adalah rasio vertikal z.

II.1.4.2 Frekuensi Dominan

Frekuensi didefinisikan secara sederhana sebagai kebalikan dari waktu. Sehingga waktu yang satuannya adalah detik (second) akan menjadi Hertz (1-per second) hanya akan memiliki tepat satu nilai spektrum. Yang dikenal dengan spektrum frekuensi. Pengertian frekuensi ini juga berlaku untuk gelombang monokromatis. Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut sehingga nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut (Lachet dan Brad, 1994). Frekuensi dominan memiliki hubungan yang erat dengan ketebalan sedimen (Patermans drr). Semakin dalam batuan dasar frekuensi dominan semakin rendah dan sebaliknya semakin dangkal batuan dasar frekuensi dominannya semakin tinggi (Parolai, drr, 2001) dan Isicico (2004). Persamaan yang menunjukkan hubungan antara nilai frekuensi dominan dengan ketebalan sedimen adalah sebagai berikut (Bard, 2000).

$$f_0 = \frac{V_{rata-rata}}{4H} \dots\dots\dots(4)$$

dengan : f_0 = frekuensi dominan

$V_{rata-rata}$ = rata-rata kecepatan gelombang S pada lapisan sedimen

H = ketebalan sedimen

II.1.4.3 Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya (Nakamura, 2000). Fujimoto dan Midorikawa (2006) menyarankan hubungan antara Vs30 dan faktor amplifikasi (ampv) dengan Jurnal Geofisika Eksplorasi Vol. 5/No. 1 Maret 2019: 45-59 48 persamaan sebagai berikut (Morikawa dkk, 2008):

$$\log(ampv) = 2,367 - 0,852 \log(vs30) \dots\dots\dots(5)$$

Dimana Vs30 adalah kecepatan gelombang shear pada kedalaman 30m (m/s) dan Ampv adalah faktor amplifikasi.

Tabel 2.1 Kalisifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Dominan Mikrotremor
Oleh Kanai (Buletin Meteorologi dan Geofisika No.4, 1998)

Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Tipe	Jenis			
Tipe IV	Jenis I	6,667 – 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan Hard sandy, gravel, dll	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras
	Jenis I	10 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari dari sandy-gravel, sandy hard clay, loam, dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 – 10 meter

Tipe III	Jenis II	2,5 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan >5m. Terdiri dari dari sandy-gravel, sandy hard clay, loam, dll.	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 – 30 meter
Tipe II	Jenis IV	< 2,5	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30m atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal
Tipe I				

Tabel 2.2 Klasifikasi Tanah Kanai – Omote – Nakajima (Buletin Meteorologi dan Geofisika No.4, 1998).

Klasifikasi Tanah		Periode (T) second	Keterangan	Karakter
Kanai	Omote – Nakajima			
Jenis II	Jenis A	0,05 – 0,15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan Hard sandy, gravel, dll	Keras
Jenis III		0,10 –	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari dari sandygravel, sandy hard clay, loam, dll.	Sedang
Jenis IV	Jenis B	0,25 –	Batuan alluvial, hampir sama dengan jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi bluff	Lunak
Jenis V	Jenis C	Lebih dari	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30m atau lebih.	Sangat Lunak

a. Indeks Kerentanan Seismik

Indeks kerentanan seismic (K_g) adalah indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat gempa bumi. Hubungan antara indeks kerentanan seismic, frekuensi resonansi (f_0), dan amplifikasi (A) adalah sebagai berikut (Beroya dkk, 2009) :

$$Kg = \frac{A^2}{f_0}$$

(15)

Dengan Kg = kerentanan seismic
 A = Amplifikasi
 Fo = frekuensi resonansi

II.2 Hipotesis

Berdasarkan rumusan masalah dan kerangka konseptual yang dikembangkan di atas dan mengacu pada pustaka, maka dapat disusun beberapa hipotesis penelitian, sebagai berikut :

1. Terdapat Sesar disekitar Mamasa-Toraja yang selama ini mengakibatkan gempa di daerah tersebut yang dapat di tunjukkan berdasarkan data seismisitas, data rekaman citra, data lapangan
2. Gempa yang dihasilkan memiliki nilai b tinggi maka keadaan batuananya cenderung heterogen dengan tingkat kerapuhan tinggi. Jika nilai a tinggi maka tingkat aktivitas seismik tinggi.
3. Jika batuan sedimen lunak dan tebal maka akan terjadi amplifikasi dan resonansi pada periode alami maka kerentanan seismik (Kg) meningkatkan.