

BADAN GEOLOGI

KEMENTERIAN ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL



Likuefaksi Tipe Palu

**Fenomena Alam Unik di Dunia,
Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif**

LIKUEFAKSI TIPE PALU

(Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)

LIKUEFAKSI TIPE PALU

(Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)

KEMENTERIAN ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL

BADAN GEOLOGI

2025

ISBN 9789799616098

LIKUEFAKSI TIPE PALU

(Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)

Tim Penyusun

Muhammad Wafid A.N., Suyono, Taufiq Wira Buana, Sukahar Eka Adi Saputra, Akbar Cita, Munib Ikhwatun Iman, Supartoyo, Rio Alcanadre Tanjung M., Luli Gustiantini, Firman Maliki, Ryan Nur Rahdiana, Wawan Hermawan, William Pradana Solu, Athanasius Cipta, Merry Christina Natali, Imam Catur Priambodo, Risna Widyaningrum, Amalfi Omang, Purnomo Rahardjo, Joko Wahyudiono, Yudhicara, Irwan Hidayat Suherman, Akhmad Solikhin, Taat Setiawan, Abdullah Husna, Fadlianto Nurfalah, Ex Marwanto, Ibrahim Mandi, Nurmaliah, Rohman

Penyunting Teknis

Hermes Panggabean, Wahyu Wilopo, Sri Hidayati

Penyunting Bahasa

Nenen Adriyani, Atep Kurnia

Design Cover

Agus Soma

Artistic & Layout

Muhamad Iqbal

Pengelola Penerbitan

Joko Parwata, Rian Koswara, Ivan Ferdian

Diterbitkan Oleh

Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Jl. Merdeka Selatan No. 18, Jakarta Pusat 10110 - Indonesia

Dikeluarkan Oleh

Badan Geologi
Jl. Diponegoro No. 57 Bandung 40122 - Indonesia
Phone : 022 - 7215297
Fax : 022 - 7216444/021-5228372
Website: www.geologi@esdm.go.id

Cetakan Pertama: 2025

Hak Cipta dilindungi Undang-undang.

Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku
tanpa seizin penulis dan penerbit.

SAMBUTAN

MENTERI ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL

Puji dan syukur kami panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa, atas berkat dan karunia-Nya, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral (ESDM) melalui Badan Geologi telah berhasil menyelesaikan penyusunan dan penerbitan buku *Likuefaksi Tipe Palu*.

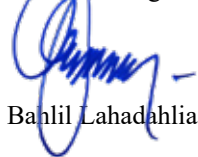
Buku *Likuefaksi Tipe Palu (Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)* ini merupakan salah satu perwujudan dari tugas dan fungsi Kementerian ESDM. Sebagaimana termaktub di dalam Peraturan Menteri ESDM Nomor 12 Tahun 2025 tentang Organisasi dan Tata Kerja Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, bahwa Kementerian ESDM mempunyai tugas menyelenggarakan urusan pemerintahan di bidang energi dan sumber daya mineral untuk membantu Presiden dalam penyelenggaraan pemerintahan negara. Dalam pelaksanaan tugas tersebut, Kementerian ESDM mengemban fungsi strategis, termasuk penyelidikan dan pelayanan di bidang geologi, vulkanologi, mitigasi bencana geologi, air tanah, geologi lingkungan, serta survei geologi.

Dalam konteks inilah, keberadaan Badan Geologi sebagai salah satu unit eselon satu di lingkungan Kementerian ESDM memiliki peran vital dalam upayanya untuk turut menyejahterakan masyarakat melalui penyelidikan dan pelayanan sumber daya geologi sekaligus melindungi masyarakat melalui mitigasi bencana geologi untuk mengurangi risiko bencana geologi. Peristiwa likuefaksi yang dipicu oleh gempa bumi besar di wilayah Palu dan sekitarnya merupakan bukti betapa Badan Geologi terlibat langsung dalam upaya penanggulangan bencana, baik melalui kajian ilmiah, pemetaan bahaya, tanggap darurat maupun rekomendasi teknis bagi langkah mitigasi di masa mendatang. Penerbitan buku *Likuefaksi Tipe Palu (Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)* ini memiliki arti yang sangat penting, sekaligus berfungsi sebagai dokumentasi ilmiah atas peristiwa bencana serta sebagai rujukan strategis dalam penyusunan kebijakan mitigasi bencana geologi. Harapannya, buku ini dapat dimanfaatkan oleh pemerintah daerah, lembaga teknis, kalangan akademisi, maupun masyarakat umum untuk meningkatkan kesadaran, pemahaman, serta kewaspadaan terhadap potensi bahaya likuefaksi di Indonesia.

Akhir kata, saya menyampaikan apresiasi yang setinggi-tingginya kepada Badan Geologi beserta seluruh tim penulis dan pihak-pihak yang telah berkontribusi dalam penyusunan buku ini. Semoga karya tulis ini menjadi wujud nyata komitmen Kementerian ESDM dalam melaksanakan amanat negara, yakni melindungi keselamatan dan mewujudkan kesejahteraan rakyat Indonesia.

Jakarta, Agustus 2025

Menteri Energi dan Sumber Daya Mineral



Bahlil Lahadalia



PENGANTAR

KEPALA BADAN GEOLOGI

Puji syukur kami panjatkan ke hadirat Tuhan Yang Maha Esa, Allah SWT, karena atas rahmat dan karunia-Nya, buku yang kami beri judul *Likuefaksi Tipe Palu (Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)* ini dapat diterbitkan. Buku ini merupakan hasil kerja ilmiah yang lahir dari tekad, dedikasi, dan kolaborasi para penyelidik bumi, penelaah, serta insan geologi di lingkungan Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.

Sebagaimana diamanatkan dalam Peraturan Menteri ESDM Nomor 12 Tahun 2025, Badan Geologi memiliki tugas untuk menyelenggarakan penyelidikan dan pelayanan di bidang sumber daya geologi, vulkanologi dan mitigasi bencana geologi, air tanah, dan geologi lingkungan, serta survei geologi. Terbitnya buku ini adalah bentuk nyata pelaksanaan tugas tersebut, khususnya dalam aspek mitigasi bencana geologi.

Gempa bumi dahsyat telah melanda wilayah Palu dan sekitarnya pada tanggal 28 September 2018 yang kemudian disusul terjadinya likuefaksi massif di sekitar Petobo, Balaroa, dan Jono Oge. Rangkaian kejadian ini menjadi salah satu peristiwa geologi terbesar dalam sejarah modern Indonesia. Fenomena likuefaksi yang terjadi di sekitar Palu dapat dikategorikan sebagai peristiwa yang sangat unik dan langka baik dalam konteks nasional maupun internasional. Oleh karena itu, kajian mengenai Likuefaksi Tipe Palu yang disajikan dalam buku ini diharapkan mampu memberikan kontribusi signifikan bagi pengembangan ilmu pengetahuan kebencanaan pada tingkat global. Hal ini sangat penting, mengingat untuk pertama kalinya tercatat peristiwa likuefaksi alamiah yang menampilkan karakteristik berbeda dibandingkan kasus-kasus serupa di berbagai belahan dunia.

Likuefaksi Tipe Palu sendiri merupakan fenomena khas dan spesifik yang terjadi di wilayah Palu, khususnya di kawasan Balaroa dan Petobo, berupa aliran tanah massif yang merupakan rangkaian peristiwa likuefaksi alamiah yang terbentuk akibat interaksi kompleks antara faktor geologi, hidrogeologi, dan tektonik. Kejadian ini dipicu oleh kombinasi kondisi kipas aluvial dengan litologi lepas, keberadaan akuifer bertekanan, serta terbentuknya retakan vertikal akibat aktivitas tektonik, yang secara bersama-sama menghasilkan aliran tanah destruktif pascagempa.

Melalui kajian sedimentasi, struktur dan tektonik, hidrogeologi, dan geologi teknik yang disajikan, buku ini diharapkan menjadi rujukan strategis bagi pengambil kebijakan, akademisi, praktisi kebencanaan, serta masyarakat luas dalam memahami risiko likuefaksi dan menyusun langkah mitigasi yang tepat. Badan Geologi sebagai bagian dari Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, yang berfokus pada penyelidikan dan pelayanan sumber daya energi dan mineral, berkomitmen untuk terus-menerus berkhtiar melindungi masyarakat dari berbagai bencana geologi.

Bandung, Agustus 2025
Kepala Badan Geologi KESDM



Muhammad Wafid, A.N.



PRAKATA

Jum'at sore, pukul 17.02 WIB tanggal 28 September 2018, wilayah Sulawesi Tengah diguncang gempa bumi dahsyat. Pusat gempa itu berada pada koordinat 0,18 Lintang Selatan dan 119,85 Bujur Timur, sekitar 27 kilometer timur laut Donggala. Peristiwa yang kemudian dikenal sebagai Gempa Bumi Pasigala ini memicu rangkaian bencana beruntun yang meninggalkan jejak kehancuran luar biasa.

Gempa bumi tersebut memicu berbagai bahaya ikutan, antara lain tsunami, sesar permukaan (*fault surface rupture*), retakan tanah, penurunan tanah, tanah bergelombang, likuefaksi, dan gerakan tanah (longsoran). Tsunami melanda sepanjang Teluk Palu, terutama di kawasan pantai Kota Palu, pantai Kabupaten Donggala, serta sebagian kecil daerah Sirenja. Bahaya lain yang sangat menonjol adalah likuefaksi, yang ditemukan di Kota Palu, Kabupaten Sigi dan Kabupaten Donggala. Selain itu, gerakan tanah banyak dijumpai pada lereng terjal dan batuan lapuk, terutama di Kabupaten Sigi serta Kabupaten Donggala.

Buku ini lahir dari akumulasi hasil penyelidikan dan analisis atas bencana tersebut. Dari rangkaian penyelidikan tersebut ternyata likuefaksi di Palu menjadi peristiwa geologi yang sangat unik. Hal ini karena peristiwa tersebut menampilkan bentuk *flow liquefaction* dengan skala kerusakan yang sangat luas dan berbeda dari kasus-kasus likuefaksi yang terjadi di berbagai belahan dunia. Fenomena inilah yang kemudian dikenal sebagai Likuefaksi Tipe Palu.

Dalam buku ini disajikan uraian komprehensif mengenai kondisi geologi dan dinamika kebumihan di Sulawesi Tengah, dengan titik berat ada pada kompleksitas aktivitas tektonik dan implikasinya terhadap kebencanaan geologi. Aktivitas Sesar Palu–Koro yang dikenal sangat aktif menjadi sorotan karena berperan besar dalam memicu gempa bumi merusak yang berulang kali mengguncang kawasan Palu dan sekitarnya. Sejarah kegempaan di wilayah ini, disertai dengan bahaya ikutan lainnya seperti tsunami dan deformasi tanah, menunjukkan bahwa Palu–Donggala merupakan salah satu kawasan paling rawan bencana geologi di Indonesia.

Kajian mendalam dalam buku ini menyoroti pula evolusi sedimen Kuartar dan perkembangan kipas aluvial yang berperan besar meningkatkan kerentanan terhadap likuefaksi. Material sedimen lepas dan tidak terkonsolidasi memperbesar potensi pencairan tanah saat terjadinya gempa berskala besar. Aspek lainnya yang digarisbawahi di dalam buku ini adalah sistem hidrogeologi dan keberadaan air tanah yang meningkatkan tekanan pori hingga memicu aliran tanah massif di berbagai lokasi seperti Balaroa, Petobo, dan Jono Oge.

Seluruh uraian di dalam buku ini bermuara pada sintesis mengenai fenomena *Likuefaksi Tipe Palu (Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)*. Peristiwa ini dapat dipahami sebagai hasil dari kombinasi yang unik antara faktor geologi, tektonik, hidrogeologi, dan aktivitas manusia, sehingga membedakan Likuefaksi Palu dari kasus likuefaksi yang terjadi di berbagai belahan dunia lainnya. Dengan demikian, melalui perspektif menyeluruh, buku ini menggambarkan kerentanan wilayah Palu–Donggala sekaligus menawarkan pemahaman lebih mendalam tentang keterkaitan antarproses alam yang menyebabkan bencana di Sulawesi Tengah pada tahun 2018 itu sebagai salah satu bencana geologi paling kompleks (*multi hazards*) di Indonesia.

Kami berharap buku ini menjadi dokumentasi ilmiah atas peristiwa bencana di wilayah Palu dan sekitarnya, sekaligus menjadi rujukan ilmiah, teknis, dan praktis dalam upaya mitigasi bencana likuefaksi, baik di Indonesia maupun pada konteks global. Kehadiran buku ini diharapkan pula dapat memperluas khazanah pengetahuan mengenai dinamika geologi Indonesia serta memberikan landasan konseptual, ilmiah dan empiris bagi pengembangan strategi pembangunan masyarakat yang lebih adaptif dan tangguh terhadap potensi bencana geologi di masa yang akan datang.

Bandung, Agustus 2025

Tim Penyusun

LIKUEFAKSI TIPE PALU

(Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)

DAFTAR ISI

SAMBUTAN MENTERI ESDM	v
PENGANTAR KEPALA BADAN GEOLOGI	vii
PRAKATA	ix
DAFTAR ISI	xi
1. PENDAHULUAN	1
1.1. Konsep Dasar Likuefaksi	3
1.2. Studi Eksperimental Likuefaksi di Laboratorium	4
1.2.1. Prosedur Dan Metode yang Digunakan	5
1.2.2. Karakteristik Contoh Uji	8
1.3. Fenomena dan Dinamika Likuefaksi: Kajian Global dan Konteks Indonesia	10
1.4. Kondisi Geologi yang menyebabkan <i>Flow Liquefaction</i> di Palu	12
1.5. Dampak kejadian likuefaksi	12
2. TATAAN GEOLOGI SISTEM SESAR PALU – KORO	15
2.1. Tektonik	15
2.2. Evolusi Tektonik Pulau Sulawesi	18
2.2.1. Rekonstruksi pada 45 Juta tahun lalu	19
2.2.2. Rekonstruksi pada 20 Juta tahun lalu	19
2.2.3. Rekonstruksi pada 15 Juta tahun lalu	21
2.2.4. Rekonstruksi pada 10 Juta tahun lalu	22
2.2.5. Rekonstruksi pada 5 Juta tahun lalu	22
2.2.6. Rekonstruksi pada 2 Juta tahun lalu	23
2.3. Neotektonik Sistem Sesar Palu-Koro	24
2.3.1. Sejarah Sistem Sesar Palu-Koro	24
2.3.2. Pengukuran GPS	26
2.3.3. Pemantauan Jarak Jauh dan InSAR	26
2.3.4. Studi Paleoseismologi	26
2.3.5. Bahaya dan Risiko Seismik	26
2.3.6. Penilaian Bahaya Gempa Bumi	27
2.3.7. Strategi Mitigasi Risiko	27
2.4. Geologi Regional	27
2.4.1. Geologi Regional Pulau Sulawesi	27
2.4.2. Busur Plutonik-Vulkanik Sulawesi Barat	27

2.4.3. Sabuk Ofolit Sulawesi Timur	28
2.4.4. Fragmen Benua	29
2.4.5. Tektonika Utama Pulau Sulawesi	29
2.4.6. Perkembangan Tektonik Pulau Sulawesi	29
2.5. Geologi Lokal	30
3. KEGEMPAAN DAN BAHAYA IKUTAN	35
3.1. Kegempaan	35
3.2. Sejarah Gempa Bumi Merusak Teluk Palu	35
3.3. Sumber Gempa Bumi	36
3.4. Gempa Bumi Palu Sigi Donggala Tanggal 28 September 2018	40
3.4.1. Skala Intensitas Gempa Bumi Pasigala Tanggal 28 September 2018	43
3.4.2. Guncangan Gempa Bumi di Balaroa, Petobo, Jono Oge, dan Sibalaya)	45
3.5. Analisa Mekanisme Fokus Pergerakan Patahan Pada Gempabumi 28 September 2018	47
3.6. Bahaya Ikutan	50
4. LIKUEFAKSI “TIPE PALU” DARI SUDUT PANDANG GEOLOGI	61
4.1. Kondisi Geologi Kuarter Wilayah Palu dan Sekitarnya	61
4.1.1. Geodinamika Kuarter Daerah Palu	61
4.1.2. Fasies Sedimen Kuarter Balaroa dan Petobo	65
4.2. Aspek Air Tanah Pada Likuefaksi Di Palu Tahun 2018	71
4.2.1. Peran Air Tanah Pada Likuefaksi	71
4.2.2. Hidrogeologi Dan Hidrostratigrafi Cekungan Palu	72
4.2.3. Analisis Komparatif Likuefaksi	79
4.3. Likuefaksi “Tipe Palu” Dari Sudut Geologi Teknik	81
4.3.1. Hasil Analisis Data	84
4.3.1.1. Balaroa	84
4.3.1.2. Petobo	94
4.3.2. Peranan tekanan air dari akuifer tertekan terhadap likuefaksi yang memicu gerakan tanah	97 100
4.3.3. Karakteristik Likuefaksi Balaroa dan Petobo	103
5. PENUTUP	107
DAFTAR PUSTAKA	109

1. PENDAHULUAN

Kepulauan Indonesia terbentuk melalui proses dinamika tektonik yang kompleks akibat interaksi konvergen antara tiga lempeng utama dunia, yaitu Lempeng Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik. Interaksi lempeng-lempeng tersebut tidak hanya membentuk kondisi geologi yang unik, tetapi juga menjadikan wilayah Indonesia sangat rentan terhadap berbagai bencana geologi, seperti gempa bumi, gerakan tanah, tsunami, dan bentuk bencana geologi lainnya (Atlas Zona Kerentanan Likuefaksi Indonesia, 2019). Gempa bumi berskala besar yang terjadi di Indonesia sering kali disertai dengan bahaya ikutan (*collateral hazards*), seperti tsunami, likuefaksi, dan gerakan tanah. Salah satu contohnya adalah gempa bumi dahsyat di Aceh tahun 2004 dengan magnitudo 9,3 Skala Richter, yang disertai tsunami besar serta gerakan tanah. Meskipun tidak terdokumentasikan secara langsung, indikasi terjadinya likuefaksi pada kejadian tersebut sangat dimungkinkan, meskipun jejaknya telah hilang akibat tersapu oleh gelombang tsunami yang menjangkau jauh ke daratan. Fenomena serupa juga teramati pada gempa bumi Yogyakarta tahun 2006, yang meskipun tidak memicu tsunami, menunjukkan gejala likuefaksi dalam bentuk semburan pasir (*sand boils*), terbentuknya gunung pasir kecil (*sand volcanoes*), serta amblesnya bangunan ke dalam tanah, yang merupakan manifestasi khas proses likuefaksi.

Fenomena bencana likuefaksi yang terjadi akibat gempa bumi di Palu tanggal 28 September 2018, khususnya di beberapa lokasi seperti Petobo, Balaroa, dan Jono Oge, menunjukkan tingkat kerusakan yang sangat parah. Wilayah-wilayah terdampak bencana tersebut tercakup

dalam beberapa lembar peta geologi skala 1:250.000, yaitu Lembar Palu (Sukanto dkk., 1973), Lembar Pasangkayu (Sukido dkk., 1993), dan Lembar Poso (Simandjuntak dkk., 1991), yang seluruhnya diterbitkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi (P3G), Bandung, dan dikompilasi oleh Sukanto dkk. (2003). Peristiwa ini terdokumentasi secara visual melalui rekaman video amatir oleh warga setempat, yang memperlihatkan likuefaksi masif disertai dengan gerakan tanah bertipe aliran (*flow liquefaction*). Bencana tersebut menyebabkan hancurnya bangunan, tenggelamnya rumah beserta isinya, serta terseretnya kendaraan berat seperti truk, mobil, pohon besar, bahkan menara komunikasi. Kejadian seperti ini tergolong sangat langka dalam konteks global, karena likuefaksi pada umumnya terjadi secara lokal dalam bentuk semburan pasir (*sand boils*) atau gunung pasir kecil (*sand volcanoes*), dan pada skala yang lebih besar, umumnya berupa pergerakan lateral (*lateral spreading*). Namun, likuefaksi yang disertai oleh gerakan massa tanah dalam bentuk aliran (*flow slides*) seperti yang terjadi di Palu sangat jarang terjadi.

Sebagai perbandingan, peristiwa likuefaksi di Christchurch, Selandia Baru (2010), yang mencakup wilayah yang luas dan menyebabkan kerusakan signifikan, tetapi tidak disertai oleh fenomena *flow liquefaction* (Cubrinovski dkk., 2011) (Gambar 1.1.). Demikian pula kejadian likuefaksi besar lainnya seperti di Niigata, Jepang (16 Juni 1964) yang menunjukkan likuefaksi masif di area perkotaan yang ditandai dengan kemunculan *sand volcanoes* dan penurunan tanah hingga sekitar $\pm 1,4$ m, namun tidak menunjukkan karakteristik aliran tanah besar seperti yang



Gambar 1.1. *Flow liquefaction* yang terjadi di Petobo (a) dan Balaroa (b) akibat gempa Palu 2018.

terjadi di Palu (Ishihara dan Koga, 1981; USGS/ Wikipedia, 1964). Sementara itu, pada gempa Loma Prieta, California (17 Oktober 1989), likuefaksi tercatat terjadi sedikitnya pada 134 lokasi sepanjang wilayah pesisir San Francisco hingga Monterey Bay, dengan kerusakan infrastruktur yang signifikan, namun pergerakan tanah masih terbatas dan tidak berkembang menjadi aliran tanah masif (Holzer, 1998; USGS Professional Paper 1551).

Kejadian gempa bumi dan bahaya ikutan berupa likuefaksi yang terjadi di Kota Palu dan sekitarnya tanggal 28 September 2018 mengakibatkan dampak yang sangat besar, khususnya di wilayah Petobo, Balaroa, dan Jono Oge. Berdasarkan data pascabencana, korban jiwa yang tercatat mencapai 2.081 orang, dengan jumlah korban terbanyak di Kota Palu (1.706 jiwa) yang dilaporkan BNPB hingga 25 Oktober 2018 (BNPB, 2018). Di Kelurahan Balaroa, luas area yang terdampak likuefaksi mencapai sekitar 47,8 ha, dengan lebih dari 1.000 unit rumah mengalami kerusakan berat hingga lenyap terseret aliran tanah. Di Petobo, wilayah

terdampak mencapai kurang lebih 180 ha, dengan estimasi lebih dari 2.000 unit rumah rusak. Fenomena serupa juga tercatat di wilayah lain seperti Desa Tosale, Towale, dan Loli di Kabupaten Donggala. Di Jono Oge, Kecamatan Sigi Biromaru, luas area terdampak likuefaksi mencapai sekitar 202 ha, dengan laporan kerusakan mencakup sedikitnya 36 hingga 168 unit bangunan.

Dampak kerusakan akibat likuefaksi di kawasan tersebut sangat signifikan, meliputi amblasnya badan jalan hingga kedalaman sekitar 3 m (Gambar 1.2), terbentuknya retakan tanah sebagai manifestasi pergerakan lateral (*lateral spreading*) (Gambar 1.3), serta deformasi permukaan tanah yang membentuk gelombang (*ground surface undulation*) (Gambar 1.4). Observasi lapangan menunjukkan bahwa bangunan, kendaraan, dan infrastruktur publik mengalami pergeseran horizontal sejauh puluhan hingga ratusan meter dari lokasi awal. Dokumentasi visual dari



Gambar 1.2. Jalan amblas > 3 m pada mahkota longsor akibat likuefaksi di daerah balaroa.



Gambar 1.3. *Lateral spreading* di daerah Jono Oge.



Gambar 1.4. *Ground surface undulation* di daerah Gumbasa.

lapangan turut memperkuat bukti kerusakan ekstrem yang ditimbulkan oleh fenomena likuefaksi bertipe aliran (*flow liquefaction*) pada kejadian ini (Gambar 1.5).

1.1. Konsep Dasar Likuefaksi

Konsep awal mengenai fenomena likuefaksi pertama kali dikemukakan oleh Karl Terzaghi pada tahun 1925 dalam karya klasiknya *Erdbau-mechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage*,

yang kemudian ditransliterasikan pada tahun 1956 yakni bahwa "Likuefaksi hanya dapat terjadi dengan syarat bahwa struktur sebagian besar deposit sedimennya metastabil (Seed dan Idriss, 1971; Robertson dan Wride, 1997). Dalam kondisi tanah yang jenuh air, pada saat terjadi keruntuhan (*failure*), gaya berat partikel padat tidak lagi ditransmisikan melalui kontak antarbutir, melainkan untuk sementara waktu dipikul oleh air pori. Hal ini menyebabkan tekanan hidrostatik pada kedalaman z meningkat dari nilai normalnya $z \cdot \gamma_w$ dengan besar u_w yang mendekati berat terendam $\gamma_s \cdot z$ dari tanah yang berada pada kedalaman z . (γ_w adalah berat volume air, u_w adalah tekanan air pori, dan γ_s adalah berat volume tanah jenuh).

Kegagalan lereng akibat likuefaksi pernah disebut oleh Terzaghi sebagai *Setzungsfliessung*, yang secara harfiah berarti aliran penurunan tanah (*subsidence flow*). Dalam tulisannya, Terzaghi (1925) juga memperkenalkan istilah *Beweglichkeit*, yang kemudian ia terjemahkan sebagai *mobility*, untuk menggambarkan kondisi pasir jenuh air yang kehilangan kekuatan gesernya selama terjadinya



Gambar 1.5. Kerusakan yang ditimbulkan oleh fenomena likuefaksi bertipe aliran.

kegagalan akibat likuefaksi (*liquefaction failure*).

Dalam literatur Indonesia, istilah *liquefaction* kadang-kadang diterjemahkan sebagai "pelulukan tanah", namun dalam kajian ini istilah "likuefaksi" dipertahankan untuk menjaga kesesuaian terminologi teknis dengan literatur internasional.

Secara umum, likuefaksi didefinisikan sebagai hilangnya kekuatan geser tanah secara signifikan (meskipun tidak harus menjadi nol) akibat peningkatan tekanan air pori berlebih, yang menyebabkan rusaknya struktur internal tanah. Kondisi ini erat kaitannya dengan keberadaan struktur tanah yang lemah atau berada dalam kondisi *metastable structure* (Terzaghi, 1925). Kekuatan tanah yang pada kondisi normal ditopang oleh gaya gesek antarbutir serta gaya efektif, yakni selisih antara tegangan total dan tekanan air pori akan menurun drastis atau bahkan hilang ketika likuefaksi terjadi.

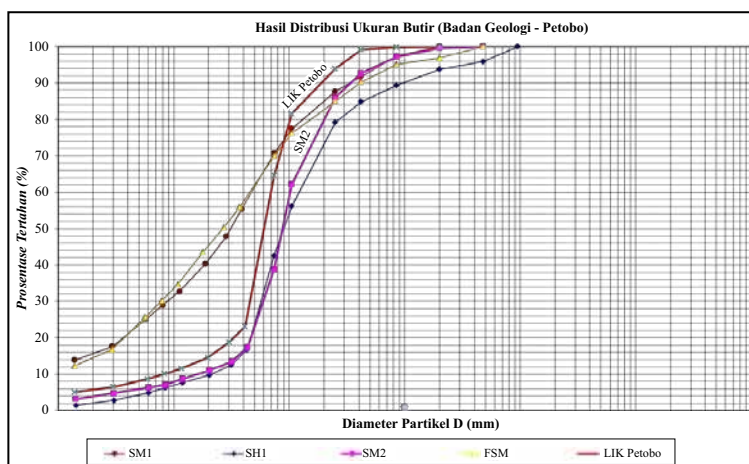
Secara teoritis, tanah yang sangat rentan mengalami likuefaksi adalah material bertekstur homogen, terdiri atas pasir halus yang bersih (*clean fine sand*), dan memiliki bentuk butiran yang membulat (*rounded grains*), serta belum terpadatkan secara optimal, terkompaksi, maupun terdiagenesis.

Namun, hasil pengamatan lapangan pada kejadian likuefaksi di Palu, khususnya di wilayah

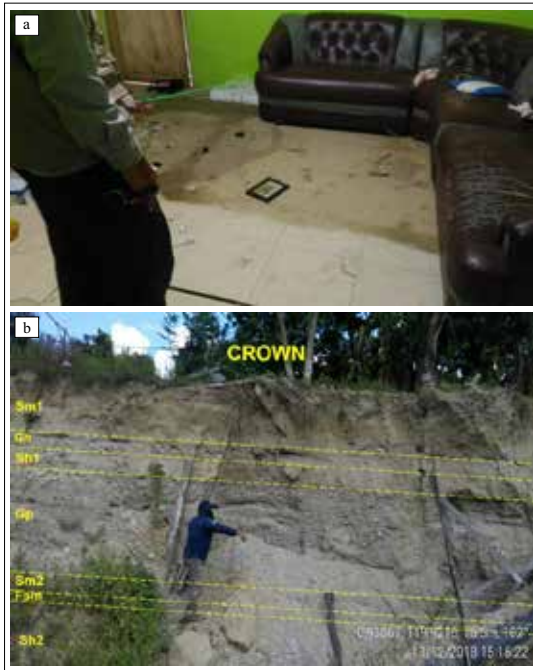
Petobo, Balaroa, dan Jono Oge, menunjukkan bahwa karakteristik material tanah yang mengalami likuefaksi tidak selalu ideal seperti yang dipersyaratkan secara teoretis. Percontoh tanah yang diperoleh dari lokasi kejadian menunjukkan variasi ukuran butir, dari lanau (*silt*) hingga pasir halus, dengan bentuk butir yang bervariasi dari *sub-angular* (agak runcing) hingga *subrounded* (agak membulat). Hasil pengujian besar butir laboratorium (Gambar 1.6) terhadap percontoh yang keluar dari dalam tanah ke permukaan karena proses likuefaksi (pasir halus-pasir sangat halus) mirip dengan litologi pada fasies Sm2 yang dijumpai pada singkapan di sekitar mahkota longsor (Gambar 1.7). Temuan ini mengindikasikan bahwa likuefaksi masih dapat terjadi pada material yang tidak sepenuhnya memenuhi kriteria teoritis, asalkan kondisi kejenuhan, tekanan air pori, dan energi seismik yang terjadi cukup untuk merusak struktur tanah tersebut.

1.2. Studi Eksperimental Likuefaksi di Laboratorium

Penelitian mengenai fenomena likuefaksi telah banyak dilakukan melalui percobaan laboratorium dengan menggunakan percontoh tanah asli dari lapangan maupun tanah buatan (*artificial sand*). Pengujian dilakukan dengan berbagai jenis peralatan



Gambar 1.6. Distribusi besar butir sampel tanah hasil pengujian laboratorium pada material yang keluar akibat proses likuefaksi dan singkapan di Petobo.



Gambar 1.7. (a). Semburan pasir yang keluar dari dalam tanah di hilir area terdampak Petobo; b. Fasies pengendapan pada singkapan mahkota longsor di Petobo.

seperti *ring shear apparatus*, *triaxial compression test*, maupun *flume test*, untuk merepresentasikan kondisi dinamis yang terjadi saat gempa bumi.

Beberapa studi awal yang menjadi tonggak penting dalam riset ini antara lain disertasi oleh Castro (1969) yang secara khusus membahas perilaku likuefaksi pada tanah pasir. Selanjutnya, penelitian oleh Poulos (1981) juga turut memperkaya pemahaman tentang mekanisme dan parameter penting yang memengaruhi terjadinya likuefaksi.

Salah satu tantangan utama dalam pengujian likuefaksi adalah kesulitan merepresentasikan kondisi lapangan secara akurat di laboratorium, terutama ketika menggunakan percontoh tanah asli. Tanah lapangan sering kali memiliki heterogenitas tinggi dan kondisi awal yang tidak ideal untuk terjadinya likuefaksi di bawah kendali eksperimen. Oleh sebab itu, para peneliti lebih sering menggunakan tanah buatan (*artificial soil*) yang telah disiapkan dengan karakteristik fisik

tertentu, seperti ukuran butiran halus (*fine sand*), sortasi seragam atau buruk (*poorly graded*), bentuk butir membulat hingga agak membulat (*rounded to subrounded*), dan bebas dari kontaminan seperti mineral lempung.

Persiapan percontoh juga memainkan peranan penting dalam keberhasilan eksperimen likuefaksi. Kondisi kejenuhan tinggi dan struktur tanah lepas (*loose-saturated*) harus dicapai dengan pengaturan parameter seperti *void ratio* (e) dan derajat kejenuhan (S_r). Beberapa metode preparasi yang umum digunakan dalam eksperimen ini antara lain *dry deposition*, *wet tapping*, dan *settlement method*. Dari berbagai studi, metode *dry deposition* menunjukkan hasil yang paling konsisten dalam menghasilkan percontoh dengan distribusi densitas yang seragam dan representatif terhadap kondisi lapangan yang rawan likuefaksi.

1.2.1. Prosedur Dan Metode yang Digunakan

Prosedur ini merupakan bagian dari S-O-B-O *method* (Wafid dkk., 2004b), yakni prosedur yang dibuat untuk melakukan uji coba di laboratorium mekanika tanah dengan menggunakan *ring shear* untuk tujuan mengetahui proses-proses terjadinya deformasi pada tanah pasir (SS-8), baik untuk percontoh dalam kondisi padat maupun urai, baik terdrainase dan tidak terdrainase dengan menggunakan alat *ring shear*.

- Prosedur penempatan percontoh tanah ke dalam *ring chamber* dilakukan dengan metode *dry deposition*, yaitu dengan menuangkan percontoh tanah kering oven secara berlapis tanpa dilakukan pemadatan (*tamping*), sebagaimana dijelaskan oleh Ishihara (1993). Pemadatan tidak dilakukan karena tujuan pengujian adalah untuk merepresentasikan kondisi tanah lepas (*loose*), yang lebih rentan terhadap likuefaksi.
- Setelah penempatan selesai, gas karbon dioksida (CO_2) dialirkan ke dalam *chamber* selama ± 60 menit untuk mengeluarkan udara dari pori-pori tanah. Selanjutnya, air suling bebas udara (*de-aired water*) dialirkan secara perlahan ke dalam *chamber* selama ± 15 jam hingga kondisi kejenuhan tercapai.

- Tahap berikutnya adalah proses konsolidasi isotropik awal pada tegangan normal sebesar 50 kPa. Setelah konsolidasi, nilai BD (*B-value*), yang dihitung dari rasio kenaikan tekanan pori terhadap kenaikan tegangan total ($BD = \Delta u / \Delta \sigma$), diperiksa hingga mencapai nilai tidak kurang dari 0,95. Nilai ini digunakan sebagai indikator kejenuhan penuh sesuai dengan standar yang telah ditetapkan oleh Sassa (1985) serta Wang dan Sassa (2000).
- Setelah nilai BD (*B-value*) yang diperoleh melebihi 0,95, spesimen dianggap telah mencapai kejenuhan penuh, sesuai dengan kriteria yang ditetapkan oleh Sassa (1985), sehingga pengujian dapat segera dilaksanakan. Tahap selanjutnya adalah konsolidasi spesimen pada tegangan normal awal sebesar 200 kPa. Secara umum, seluruh rangkaian pengujian dilaksanakan dalam dua seri utama yang dilakukan secara berurutan.
- Seri pertama merupakan pengujian dengan pembebanan tegangan secara monotonik (*monotonic stress-controlled condition*) menggunakan tiga metode berbeda, yaitu: kondisi tak terdrainase (*undrained*), kondisi terdrainase (*drained*), dan kombinasi drainase–tak terdrainase (*drain-undrained*). Dalam tahap ini, tegangan geser diberikan secara bertahap dengan laju pembebanan sebesar 0,098 kPa/det, dan dihentikan saat perpindahan geser mencapai 10 m.
- Setelah penyelesaian setiap pengujian pada seri pertama, dilanjutkan dengan seri kedua, yaitu pengujian pada kondisi kendali kecepatan geser (*strain rate-controlled test*) menggunakan tiga variasi laju geser, yakni 25 mm/det, 78 mm/det, dan 104 mm/det.
- Ketiga metode pengujian pada seri pertama (*undrained*, *drained*, dan *drain-undrained*) dilaksanakan hingga tercapai perpindahan geser sebesar 10 m. Selanjutnya, tanpa mengubah spesimen atau melakukan rekonsolidasi, dilakukan pengujian *strain rate-controlled* dalam kondisi tak terdrainase dengan tiga tingkat laju geser: satu laju di

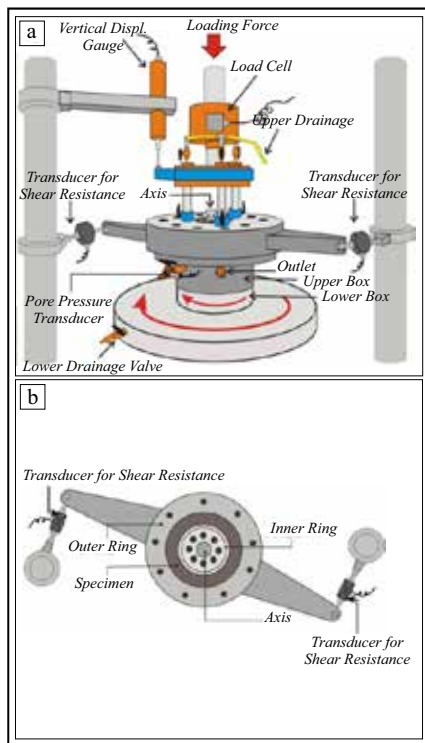
bawah kecepatan geser pada kondisi *steady state* (yang diperoleh dari pengujian *stress-controlled*), serta dua laju lainnya di atas kondisi *steady state* tersebut.

- Untuk seluruh pengujian tak terdrainase (U), baik pada seri pertama maupun seri kedua, air pori tidak diperbolehkan keluar dari spesimen, sehingga seluruh tahapan pengujian dilakukan dalam kondisi tak terdrainase sepenuhnya.

Alat *ring shear* merupakan salah satu alat uji geser yang dirancang khusus untuk menentukan nilai kuat geser residu pada percontohan tanah, sebagaimana dijelaskan oleh Bishop dkk. (1971). Seperti halnya pada alat uji geser langsung lainnya, alat ini memiliki bidang lemah (bidang runtuh) yang telah ditentukan sebelumnya (*pre-determined failure plane*), yang terletak pada antarmuka antara bagian atas dan bagian bawah cetakan spesimen uji. Cetakan tersebut berbentuk cincin (donat), sehingga memungkinkan terjadinya geser kontinu tanpa batas dan sangat sesuai untuk pengujian hingga mencapai kondisi kuat geser residu.

Alat ini pertama kali dikenalkan oleh Hvorslev (1934) yang kemudian cukup populer di Eropa dan mengalami beberapa modifikasi sesuai dengan substansi penelitian yang dilakukan seperti modifikasi oleh Broemhead (1936); Bishop dkk. (1971); Mandl (1971); Lupini dkk. (1981); Tika dkk. (1996); dan Sassa (1997).

Di laboratorium geodinamik RCL (*Research Centre on Landslide*), DPRI (*Disaster Prevention Research Institute*) Kyoto University sebagai tempat dilakukannya penelitian ini terdapat sejumlah alat *ring shear* yang cukup bervariasi, baik dari ukuran, kelengkapan maupun kemampuannya. Beberapa di antaranya mempunyai kemampuan untuk dilakukannya uji *undrained* dan siklik untuk penelitian *liquefaction slide* dan *debris flow*. Satu di antaranya mampu mencapai kecepatan maksimal sampai dengan 3 m/det (DPRI versi 7) yang dipakai dalam simulasi *debris flow*. Dalam penelitian ini dipergunakan *ring shear apparatus* versi 5 (DPRI ver.5). Adapun sketsa alat tersebut dapat dilihat dalam Gambar 1.8.



Gambar 1.8. Sketsa alat ring shear (DPRI Ver.5). a) Alat ring shear dan kelengkapannya. b) Contoh uji berbentuk donat dalam cetakan dan beberapa transduser yang melengkapinya (Wafid dkk., 2004a).

Pengujian *ring shear* menggunakan alat DPRI-5 pada percontoh pasir jenuh SS-8 dilakukan untuk mengevaluasi respons geser tanah terhadap kondisi drainase yang berbeda. Uji ini terdiri atas dua skenario utama, yaitu kondisi tak terdrainase (*undrained*) dan terdrainase (*drained*). Hasil grafik memperlihatkan kontras yang signifikan dalam perilaku tanah, yang berkaitan langsung dengan potensi likuefaksi dan dilatasi selama proses geser. Gambar 1.9. memperlihatkan hasil uji *ring shear* (DPRI-5) pada percontoh uji SS-8 ada kondisi *undrained* (likuefaksi) dan *drained* (*dilatancy*) (Wafid dkk., 2004c). Gambar 1.10 memperlihatkan tipikal *stress path* dan hubungan tegangan-regangan (*stress-strain relationship*) yang diperoleh dari pengujian percontoh tanah tak berkohesi menggunakan alat *ring shear* tipe DPRI-5. Selain itu ditampilkan pula perbandingan

lintasan tegangan (*stress path*) antara percontoh padat (*dense*) dan percontoh lepas (*loose*) (Wafid dkk., 2004c). Pengujian geser menggunakan alat *ring shear* merupakan metode yang efektif untuk mengevaluasi perilaku geser tanah, khususnya dalam kondisi deformasi besar yang melampaui titik puncak (*peak strength*) dan menuju kondisi residual. Pada tanah berbutir, seperti pasir jenuh, karakteristik perilaku geser sangat dipengaruhi oleh kondisi drainase selama proses pembebanan, yang secara umum dibedakan menjadi dua kondisi utama: terdrainase (*drained condition*) dan tak terdrainase (*undrained condition*). Gambar 1.11. menunjukkan grafik tipikal perilaku geser (*shear behaviour*) uji coba dengan menggunakan *ring shear* pada contoh uji pasir jenuh dalam uji coba kondisi terdrainase (*drained test*) dan tak terdrainase (*undrained test*).

Pengujian eksperimental menggunakan alat *torque-controlled ring shear* dilakukan pada pasir longgar (*loose sand*) dalam kondisi jenuh tak terdrainase (*undrained saturated condition*) untuk mengevaluasi potensi likuefaksi dan karakteristik pelemahan geser. Hasil pengujian menggambarkan respons tanah terhadap geser berkelanjutan yang dikendalikan secara torsi, yang memungkinkan evaluasi perilaku tegangan efektif, tekanan air pori, dan kekuatan geser dalam kaitannya dengan deformasi besar. Gambar 1.12. memperlihatkan hasil eksperimen likuefaksi menggunakan *torque controlled ring shear* pada pasir longgar (*loose*) jenuh tak terdrainase.

RFL= Residual Failure Line,

Φ'_p = sudut gesek efektif puncak;

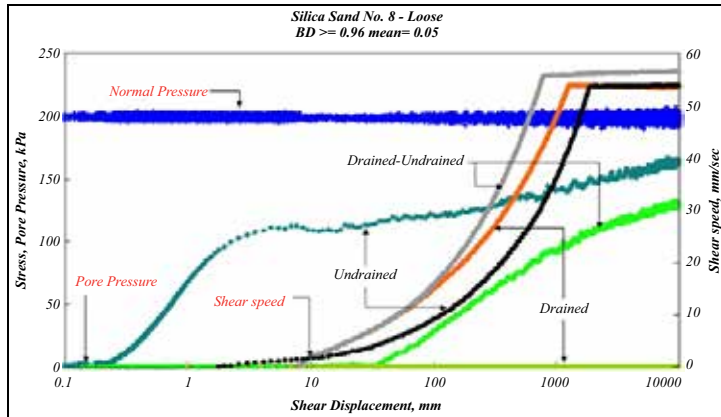
Φ'_r = sudut gesek efektif sisa;

Δu = Peningkatan tekanan air pori.

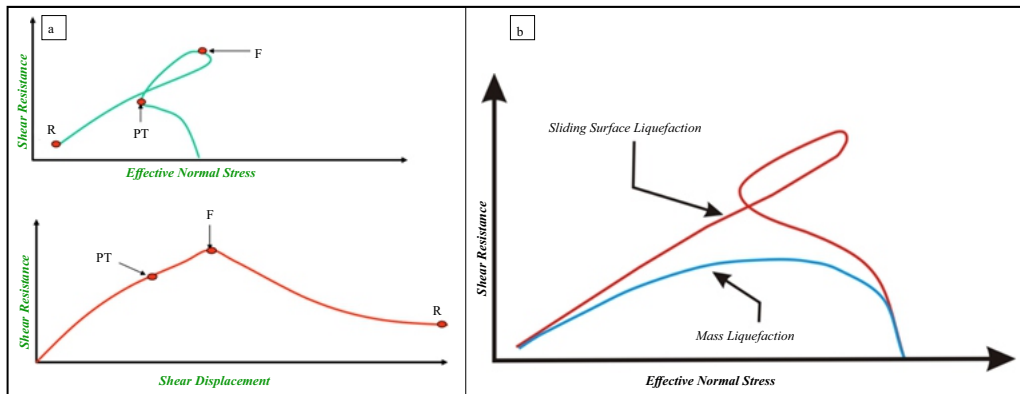
a) efektif *stress path*.

b) variasi tegangan normal, ketahanan geser, dan tekanan air pori dalam kaitannya dengan perpindahan geser (*shear displacement*).

Tiga rangkaian uji eksperimen telah dilakukan menggunakan *torque-controlled ring shear apparatus* pada pasir longgar jenuh dalam kondisi tak terdrainase untuk mengkaji perilaku likuefaksi dan pencapaian kondisi residual pada berbagai panjang perpindahan geser (*shear displacement*).



Gambar 1.9. Grafik yang memperlihatkan hasil uji ring shear (DPRI-5) pada percontoh uji SS-8 pada kondisi *undrained* (likuefaksi) dan *drained* (*dilatancy*) (Wafid dkk., 2004c).



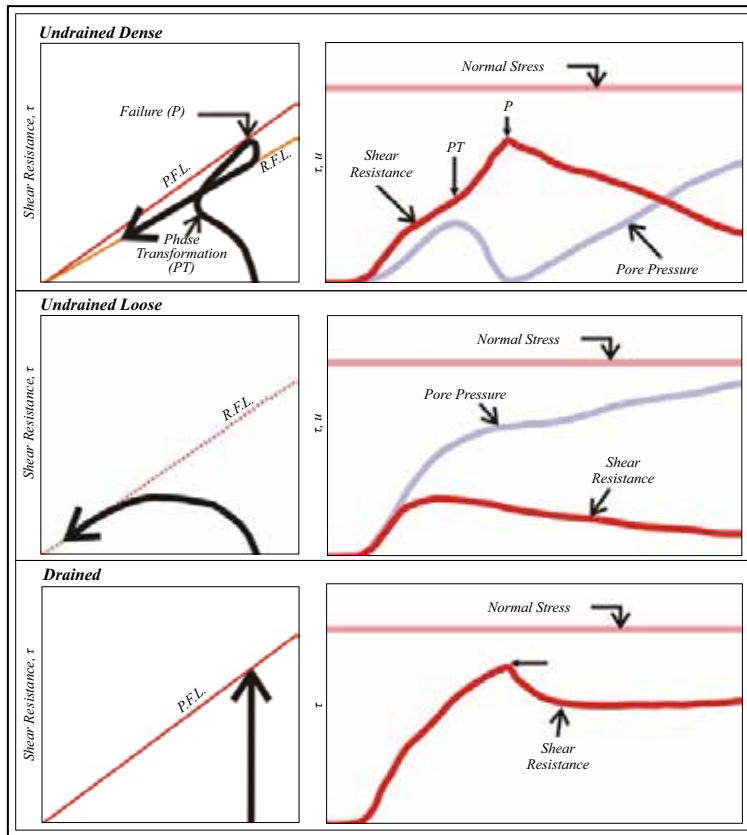
Gambar 1.10. a) Memperlihatkan tipikal dari *Stress path* dan stress-strain pada uji percontoh tak berkoheisi dengan menggunakan alat *ring shear* (DPRI-5). b) Perbedaan *stress path* untuk percontoh padat dan lepas (Wafid dkk., 2004c).

Gambar 1.13. memperlihatkan hasil tiga eksperimen likuefaksi dan *residual state* dengan panjang *shear displacement* yang berbeda dengan menggunakan *torque controlled ring shear* pada pasir longgar (*loose*) jenuh tak terdrainase.

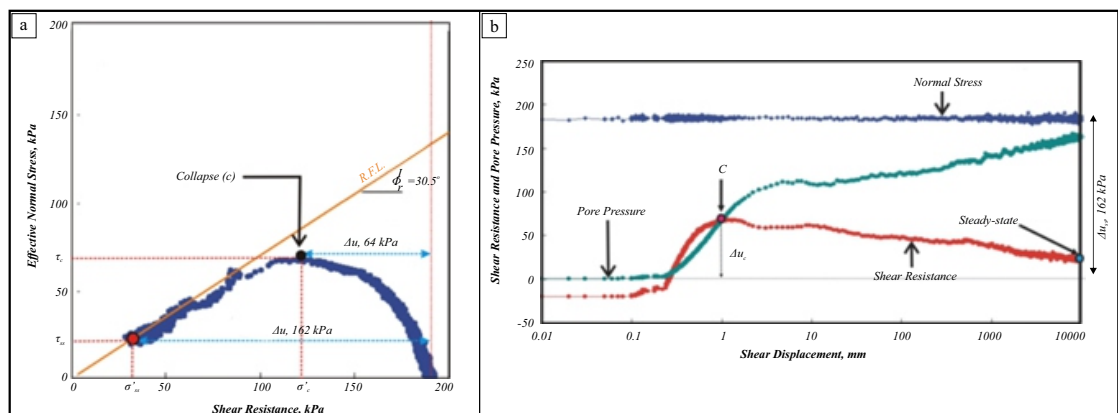
(Uji UND211:	UND213:
$D_r=65,6\%$,	$D_r=69,8\%$,
$B_D=0,96$,	$B_D=0,98$,
$L=17,7$ mm;	$L=10.000$ mm).
UND212:	
$D_r=65,6\%$,	
$B_D=0,95$,	
$L=530,6$ mm;	

1.2.2. Karakteristik Contoh Uji

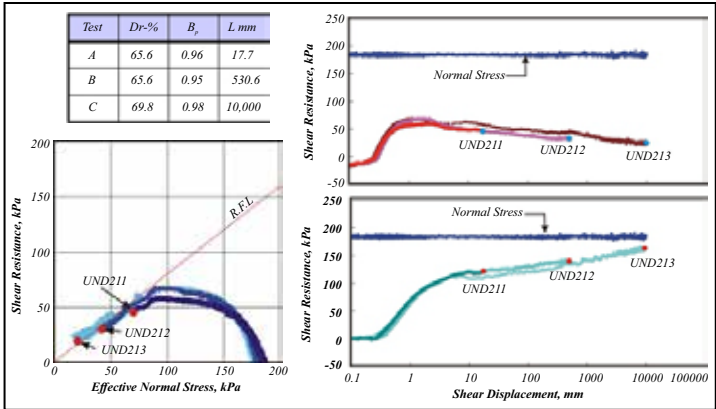
Contoh uji yang dijadikan bahan dalam penulisan ini adalah pasir silika yang diperoleh dari hasil penghancuran batu pasir silika secara mekanik untuk memperoleh ukuran butir tertentu. Pasir silika dalam penelitian ini berukuran butir pasir sangat halus sampai pasir halus ketika D_{50} kurang lebih 0.041 mm (distribusi ukuran butir dapat dilihat pada Gambar 1.14). Komposisi pasir silika ini terdiri atas mineral kuarsa 80 % dan feldspar 20 % dengan G_s 2.65, D_r dry-maks 1.49 g/cm³, dan D_r dry-min 1.05 g/cm³. Gambar 1.15 memperlihatkan sketsa hasil uji percontoh pasi-



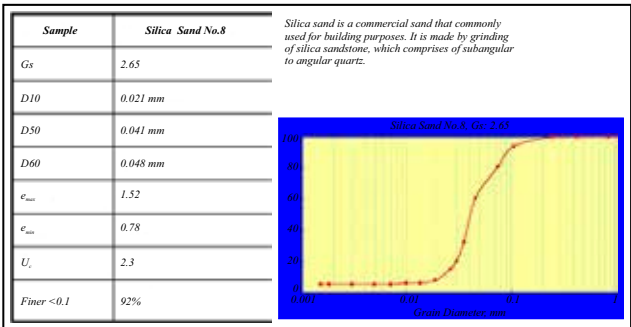
Gambar 1.11. Tipikal perilaku geser (*Shear behaviour*) dari uji coba dengan menggunakan *ring shear* pada contoh uji pasir jenuh dalam uji coba kondisi terdrainase (*drained test*) dan tak terdrainase (*undrained test*).



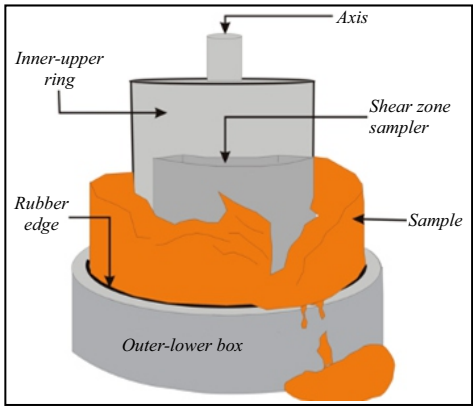
Gambar 1.12. Hasil eksperimental likuefaksi dengan menggunakan *torque controlled ring shear* pada pasir longgar (*loose*) jenuh tak terdrainase. RFL= *Residual Failure Line*, Φ'_p = sudut gesek efektif puncak; Φ'_r = sudut gesek efektif sisa; Δu = Peningkatan tekanan air pori. a) efektif *stress path*. b) variasi tegangan normal, ketahanan geser, dan tekanan air pori dalam kaitannya dengan perpindahan geser (*shear displacement*).



Gambar 1.13. Hasil tiga eksperimen likuefaksi dan *residual state* dengan panjang *shear displacement* yang berbeda dengan menggunakan *torque controlled ring shear* pada pasir longgar (*loose*) jenuh tak terdrainase. (Uji UND211: $D_r=65,6\%$, $B_D=0,96$, $L=17,7$ mm; UND212: $D_r=65,6\%$, $B_D=0,95$, $L=530,6$ mm; UND213: $D_r=69,8\%$, $B_D=0,98$, $L=10.000$ mm).



Gambar 1.14. Memperlihatkan Indeks property dari sampel uji yang dipakai dalam penelitian (SS-8).



Gambar 1.15. Sketsa hasil uji sampel pasiran dan pengambilan contoh setelah uji dengan menggunakan *Shear Zone Sampler*.

ran dan pengambilan contoh setelah uji dengan menggunakan *Shear Zone Sampler*.

1.3. Fenomena dan Dinamika Likuefaksi: Kajian Global dan Konteks Indonesia

Kejadian likuefaksi telah memberikan dampak kerusakan signifikan di berbagai belahan dunia. Beberapa peristiwa besar yang tercatat antara lain terjadi di Niigata (Jepang, 1964), Alaska (AS, 1964), Loma Prieta (AS, 1989), dan Christchurch (Selandia Baru, 2010). Di antara kejadian tersebut, bencana likuefaksi di Palu (Indonesia, 2018) menjadi salah satu yang paling merusak, tidak hanya dalam konteks nasional tetapi juga dalam perbandingan global.

Tabel 1.1. Historis Kejadian Likuefaksi di Indonesia

No	Gempa Bumi	Tanggal	Magnitudo	Intensitas	Kejadian Likuefaksi
1	Lhok Seumawe, Sigli	4-Dec-1967	M6,2	VIII	Lhok Seumawe
2	Tarutung	27-Apr-1987	M6,6	VII	Tarutung
3	Gorontalo	18-Apr-1990	M6,2	IX	Gorontalo
4	Blangkajeren	15-Nov-1990	M6,8	VIII	Blangkajeren
5	Alor	7-Apr-1991	M6,9	VIII	P. Alor
6	Flores	12-Dec-1992	M7,5	VIII	Pantai Utara P. Flores
7	Liwa	15-Feb-1994	M7,0	IX	Liwa
8	P. Obi	10-Aug-1994	M6,3	VI	Desa Sambiki, P. Obi
9	Parigi	20-May-1995	M5,8	VII	Sausu-trans, Mekarsari, Balingi, Tolai, Torue
10	Kerinci	10-Jul-1995	M7,0	IX	Kec. Sitinjau Laut
11	Biak	17-Feb-1996	M8,2	VIII	Ds. Bosnik, Warsa, Aman, Sawai, Wasari
12	Bengkulu	6-Apr-2000	M7,9	IX	Kota Bengkulu
13	Ransiki	10-Oct-2002	M7,6	VIII	Ransiki
14	Manggarai	25-Mar-2003	M6,5	VI	Manggarai
15	Nabire	2-Jun-2004	M7,0	VIII	Ds. Sanoba, Kab.Nabire
16	Nabire	11-Jun-2004	M7,0	VIII	Ds Kimi, Kab. Nabire
17	Alor	11-Dec-2004	M7,5	IX	Air Mancur P. Alor
18	Palolo-Donggala	24-Jan-2005	M6,2	VII	Ds. Sintuwu, Palolo, Donggala
19	Gunung Sitoli	28-Mar-2005	M8,7	IX	Gunung Sitoli
20	P. Buru	14-Mar-2006	M6,7	VI	Desa Pela & Waimorat
21	Bantul	27-May-2006	M6,2	VIII	Bantul, Sleman, Klaten
22	Solok	3-Jul-2007	M6,3	VII	Solok
23	Bengkulu	9-Dec-2007	M8,4	VI	Bengkulu, Seblat
24	Pesisir Selatan	13-Sep-2007	M7,9	VII	Pesisir Selatan
25	Gorontalo	17-Nov-2008	M7,7	VIII	Molangato
26	Manokwari	1-Apr-2009	M7,6	VII	Kordakel
27	Padang Pariaman	30-Sep-2009	M7,9	VIII	Padang Pariaman, Kota Padang
28	Serui	16-Jun-2010	M7,1	VIII	Aitiri, Angkaisera, Kab. Yapen.
29	P. Obi	14-Mar-2010	M7,0	VII	Desa Kelo, P. Obi
30	Kendari	25-Apr-2011	M6,0	VI	Kecamatan Moramo
31	Sorong	25-Sep-2015	M6,8	VI	Kota Sorong
32	Tarakan	21-Dec-2015	M6,1	V	Tarakan
33	Pidie Jaya	12-Jul-2016	M6,5	VIII	Pidie Jaya
34	Lembah Napu, Poso	29-May-2017	M6,6	VI	lembah Napu
35	Lombok Utara	8-May-2018	M7,0	VIII	Lombok Utara
36	Lombok Timur	19-Aug-2018	M7,0	VIII	Lombok Timur
37	Pasigala	28-Sep-2018	M7,5	IX	Balaroa, Petobo, Sibalaya (Flow Likuifaksi)

Secara historis, fenomena likuefaksi telah tercatat terjadi di berbagai wilayah di Indonesia (Tabel 1.1). Fenomena ini juga terjadi di Yogyakarta dan Klaten pada saat gempa bumi Yogyakarta tahun 2006 yang dipicu oleh aktivitas Sesar Opak. Umumnya, likuefaksi di Indonesia berskala relatif terbatas dengan karakteristik seperti terbentuknya semburan pasir (*sand boils*), gunung pasir kecil (*sand volcanoes*), dan pergerakan lateral tanah (*lateral spreading*). *Lateral spreading* terutama terjadi pada lokasi dengan kemiringan lereng seperti di tepi sungai atau kawasan pesisir.

Namun, peristiwa yang terjadi di Palu menunjukkan fenomena yang sangat destruktif, ketika likuefaksi berkembang menjadi gerakan tanah bertipe aliran (*flow liquefaction*). Tipe ini merupakan bentuk lanjutan likuefaksi yang jarang terjadi, ketika lapisan tanah jenuh air kehilangan kekuatan gesernya secara drastis dan berpindah dalam bentuk aliran massa tanah yang masif, menghancurkan infrastruktur, bangunan, dan mengakibatkan korban jiwa dalam jumlah besar.

1.4. Kondisi Geologi yang Menyebabkan *Flow Liquefaction* di Palu

Kejadian *flow liquefaction* di Palu berkaitan erat dengan kondisi geologi dan hidrogeologi lokal yang unik, antara lain:

1. Pembentukan Cekungan Sedimen Kuarter (*Pull-Apart Basin*):

Lembah Palu terbentuk akibat aktivitas Sesar Palu–Koro, yang merupakan sesar mendatar mengiri (*sinistral strike-slip fault*). Aktivitas tektonik ini menghasilkan struktur geologi *pull-apart basin* yang berperan sebagai “wadah” pengendapan sedimen Kuarter.

2. Proses Sedimentasi dan Karakteristik Material:

Cekungan Palu (Badan Geologi, 2009) menerima material dari proses sedimentasi kipas aluvium yang berasal dari arah barat dan timur. Endapan-endapan tersebut didominasi oleh material flu-

viatil beragam berbutir halus hingga kasar, namun beberapa lapisan berbutir halus-hingga sedang memiliki bentuk butir *subrounded*, yang menunjukkan bahwa material tersebut telah mengalami transportasi cukup jauh dari sumbernya, menghasilkan sedimen dengan karakteristik fisik yang cenderung mendukung terjadinya likuefaksi.

3. Dinamika Tektonik Aktif dan Sistem Hidrogeologi Kompleks:

Sesar Palu–Koro (Sukanto dkk., 2003) merupakan bagian dari sistem tektonik aktif yang secara periodik melepaskan energi dalam bentuk gempa bumi. Aktivitas tektonik ini turut memengaruhi sistem hidrogeologi di wilayah Palu, membentuk akuifer tertekan (*confined aquifer*) pada beberapa kedalaman. Infiltrasi air permukaan yang tinggi pada beberapa daerah memperparah kejenuhan tanah, menciptakan kondisi tekanan air pori berlebih (*excess pore water pressure*) terutama pada zona rekahan atau *joint* di dalam tanah.

Diperkirakan bahwa tekanan air pori yang tinggi sebelum gempa menjadi semakin besar akibat guncangan seismik, yang pada akhirnya menghancurkan struktur tanah internal dan menyebabkan terjadinya likuefaksi. Pada beberapa wilayah, khususnya di bagian distal endapan kipas aluvium dengan kemiringan lereng yang landai, yang secara geoteknik diperkirakan sebagai zona lemah, teridentifikasi kejadian *flow liquefaction*. Sebaliknya, di beberapa lokasi hanya dijumpai fenomena *sand volcanoes* tanpa terjadi *flow liquefaction*, yang kemungkinan disebabkan oleh ketebalan lapisan tanah yang tidak mencukupi untuk menciptakan massa tanah yang dapat bergerak secara lateral dan masif.

1.5. Dampak Kejadian Likuefaksi

Fenomena likuefaksi telah menyebabkan kerusakan signifikan pada berbagai wilayah di dunia, salah satunya di Christchurch, Selandia

Baru, pada tahun 2010. Dampak kerusakan ditandai dengan retaknya fondasi rumah, deformasi struktural, serta terjadinya banjir akibat saluran dan pipa air yang terangkat ke permukaan dan pecah. Tanah mengalami deformasi tidak seragam, termasuk perpindahan vertikal besar, retakan tanah, serta keluarnya pasir, lumpur, dan air dalam jumlah masif. Beberapa ribu rumah terpaksa dihancurkan dan wilayah timur Christchurch tidak layak huni kembali, dengan estimasi kerugian ekonomi lebih dari USD 52,2 miliar.

Dampak likuefaksi akibat gempa juga tercatat pada beberapa peristiwa besar lainnya, seperti longsoran tipe flow slide di Danau Merced akibat gempa San Francisco tahun 1957, dan retakan (*tension cracks*) serta ribuan tanah longsor di Guatemala akibat gempa tahun 1976 dengan magnitudo 7,5. Di Kobe, Jepang, likuefaksi akibat Gempa Hyogo-ken Nanbu (1995) merusak pelabuhan dengan penurunan permukaan tanah mencapai 1,2–2 meter dan perpindahan lateral struktur dermaga. Gempa ini menewaskan lebih dari 6.000 jiwa dan menyebabkan kerugian sekitar USD 200 miliar.

Di Jepang, Gempa Niigata (1964) dengan magnitudo 7,5 memicu likuefaksi masif yang menyebabkan kerusakan pada 2.000 rumah. Gedung apartemen di Kawagishi-cho mengalami penurunan daya dukung dan miring parah akibat kehilangan kekuatan tanah. Fenomena serupa

juga terjadi pada gempa Alaska tahun 1964 ($M = 9,2$), yang menimbulkan likuefaksi dan longsoran besar di Anchorage serta penyebaran lateral yang merusak tanggul jalan. Sementara itu, gempa Loma Prieta (California, 1989, $M = 7,1$) menunjukkan bukti kuat likuefaksi dari banyaknya *sand boil* di bandara Oakland, Moss Landing, dan sepanjang Sungai Salinas. Di Indonesia, peristiwa likuefaksi ekstrem terjadi pada Gempa Palu 2018, dipicu oleh kombinasi kondisi tanah berbutir halus, kejenuhan tinggi, dan dinamika tekanan air pori dari akuifer tertekan (*confined aquifer*), serta pengaruh struktur geologi seperti sesar Palu-Koro dengan pergerakan sekitar 35 mm/tahun. Korban jiwa akibat bencana ini tercatat sebanyak 4.340 orang, 10.679 luka-luka, 667 hilang, dan lebih dari 82.000 orang mengungsi, dengan kerugian mencapai USD 1,5 miliar.

Di Yogyakarta, fenomena likuefaksi tercatat saat Gempa 27 Mei 2006 ($M = 6,2$). Likuefaksi terjadi secara lokal, terutama di wilayah Bantul dan Klaten, berupa *sand boil* dan penurunan tanah, meskipun tidak sebesar di Palu. Gempa ini menyebabkan 4.143 korban jiwa dan lebih dari 71.000 rumah rusak berat. Sementara itu, Gempa Aceh 2004 dengan magnitudo 9,3 yang memicu tsunami besar tidak meninggalkan jejak likuefaksi yang terdokumentasi dengan baik karena area terdampak telah tersapu tsunami hingga jauh ke daratan, menyebabkan jejak-jejak geologis hilang.

2. TATANAN GEOLOGI SISTEM SESAR PALU – KORO

2.1. Tektonik

Proses tektonik di kerak bumi berperan dalam pembentukan struktur dan permukaan lahan (Keller dan Pinter, 1996). Gempa bumi muncul sebagai konsekuensi aktivitas tektonik yang terjadi di sekitar tepian aktif atau di lokasi tempat lempeng-lempeng saling bertabrakan. Namun, terdapat juga gempa bumi yang terjadi di wilayah *intraplate*, yaitu area dalam lempeng tektonik yang tidak berdekatan dengan batas lempeng. Sebagai contoh, bagian barat Amerika Serikat merupakan provinsi tektonik yang sering mengalami gempa bumi besar, yang disebabkan oleh dua sumber utama: Sesar San Andreas dan zona subduksi Pasifik timur (Wallace, 1990).

Secara geologi, Indonesia dapat dibagi menjadi dua daerah tektonik besar: Indonesia bagian barat dan Indonesia bagian timur. Indonesia timur lebih kompleks dibandingkan Indonesia bagian barat karena terletak di persimpangan tiga lempeng tektonik: Australia, Eurasia, dan Pasifik, yang terjadi selama masa Mesozoik hingga zaman Kuarter. Sulawesi terletak di persimpangan tiga lempeng tektonik utama: Lempeng Eurasia, Lempeng Australia, dan Lempeng Pasifik. Tataan tektonik yang kompleks ini mengakibatkan aktivitas geologi yang kompleks, termasuk sesar, vulkanisme, dan gempa bumi. Sesar Palu-Koro adalah sesar geser mengiri yang mengakomodasi gerakan relatif antara bagian utara dan selatan Sulawesi.

Kepulauan Indonesia, terutama Indonesia timur, dibentuk oleh tiga lempeng utama: Lempeng Benua Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik. Mereka telah saling bertemu sejak periode Jura-Kapur, dan berinteraksi secara aktif di tepi Kepulauan Indonesia. Pulau Sulawesi, yang terletak di

bagian tengah Indonesia dan mirip dengan huruf K, sangat dipengaruhi oleh aktivitas tiga lempeng utama di atas. Sukanto dan Simanjuntak (1983) menyatakan bahwa Pulau Sulawesi dan sekitarnya dapat dibagi menjadi beberapa provinsi geologi. Provinsi Geologi Sulawesi Timur dikenal sebagai busur nonvulkanik dan mencakup Lengan Tenggara Sulawesi, bagian timur Sulawesi Tengah, dan Lengan Timur Sulawesi. Bagian barat provinsi ini ditandai oleh Sabuk Metamorfik Tinondo-Pompangeo, sedangkan bagian timurnya ditandai oleh Sabuk Ofiolit Hialu-Balantak. Geologi bagian timur Sulawesi dan beberapa pulau kecil di sekitarnya lebih kompleks. Dengan demikian, Lengan Timur dan Tenggara terdiri atas batuan metamorf dan ditutupi oleh sedimen dan ofiolit, yang merupakan hasil proses obduksi selama Miosen (Smith dan Silver, 1991). Surono (1998a) berpendapat bahwa batuan metamorf dan sedimen penutupnya merupakan benua mikro, sedangkan batuan ofiolit merupakan Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur yang sering disebut sebagai Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur (Gambar 2.1). Sabuk ini didominasi oleh sedimen ultramafik, mafik, dan pelagos (sedimen laut dalam). Batuan mafik terdiri atas gabro, basal, dolerit, gabro mikro, dan amfibolit, sedangkan sedimen laut dalam terdiri atas batu kapur laut dalam dan radiolarian.

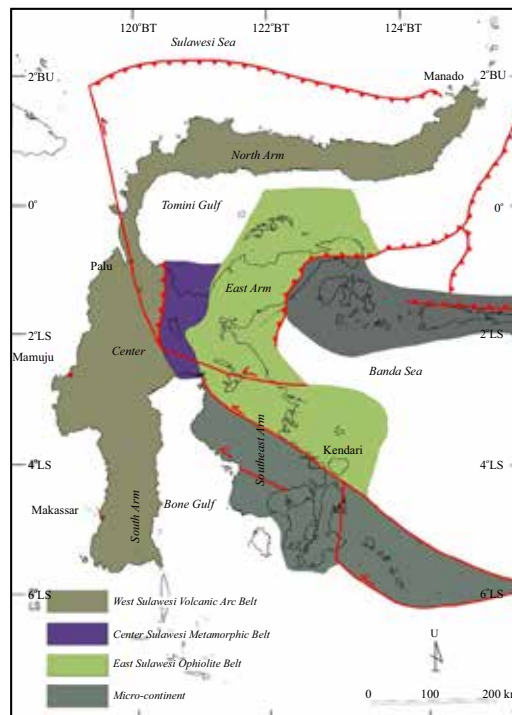
Namun, lengan utara dan selatan di sini disebut sebagai "Sulawesi Barat" untuk lebih sederhananya. Lengan timur dan tenggara memiliki asal usul samudra dan terdiri atas batuan metamorf dan ofiolitik *allochthonous* Mesozoikum dan yang lebih muda. *Allochthonous* adalah istilah yang digunakan dalam geologi dan geografi untuk menggambarkan material atau batuan yang berasal dari tempat lain, dan

kemudian dipindahkan atau tertransportasi ke lokasi saat ini, yang terobduksi ke atas Sulawesi barat selama Oligosen hingga Awal Miosen. Selain itu, beberapa fragmen benua kecil telah bertabrakan dengan Sulawesi timur, termasuk Banggai-Sula, Tukang Besi, dan Buton. Provinsi Geologi Sulawesi Barat juga dikenal sebagai Sabuk Busur Vulkanik-Plutonik, dan terdiri atas Lengan Selatan Sulawesi, Lengan Tengah, Garis Leher Sulawesi, dan Lengan Utara Sulawesi. Batuan metamorf Kenozoikum merupakan litologi tertua di provinsi ini. Katili (1978) berpendapat bahwa posisi garis ini bertepatan dengan tepi timur Sundaland, sementara Hutchinson (1989) dan Murphy (1979) dalam Situmorang (1984) menganggap bahwa lengan ini adalah bagian dari Lempeng Eurasia Tenggara, yang terpisah dari Sundaland selama Kenozoikum. Soesilo (2012) menyatakan bahwa Kompleks Metamorf Bantimala-Latimojong-Pompanggeo di Pulau Sulawesi hingga Luk Ulo di Pulau Jawa adalah

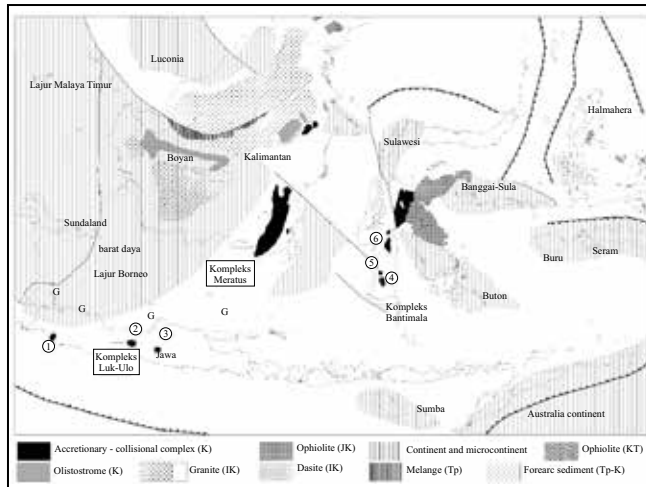
busur metamorf bertekanan tinggi yang terbentuk selama zaman Kapur.

Wakita (2000) menyatakan bahwa peristiwa tektonik yang tercatat dalam kompleks akresi-tabrakan Kapur di Indonesia tengah adalah subduksi, akresi fragmen lempeng samudra dan benua mikro, akresi sedimen dan pembentukan bantuh, tabrakan blok benua, eksumasi batuan metamorf bertekanan tinggi (P/T), dan obduksi lempeng samudra (ofiolit). Juga, tabrakan blok benua adalah peristiwa tektonik kunci yang dicatat dalam kompleks akresi-tabrakan Kapur (lihat Gambar 2.2 dan 2.3).

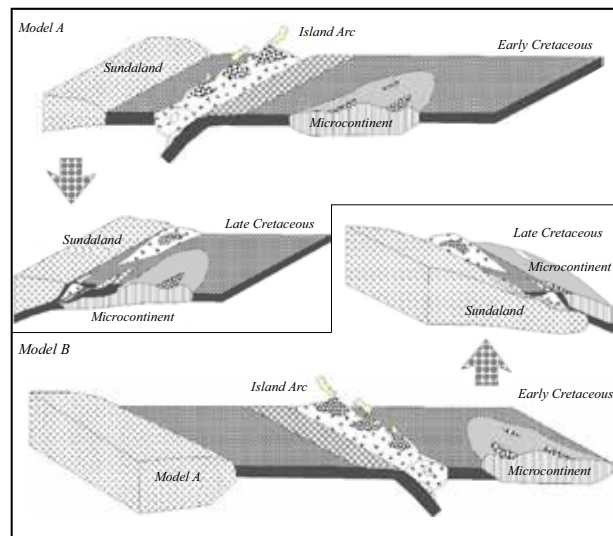
Selama Eosen Awal, terdapat hubungan darat antara Sulawesi barat daya, Kalimantan Selatan, dan daratan Asia Tenggara. Namun, kemudian selama Eosen Tengah, terjadi ekstensi di wilayah Selat Makassar, yang mengakibatkan pembentukan cekungan laut dalam. Namun, berdasarkan pemodelan data gravitasi, ditemukan bahwa Selat Makassar terletak di bawah kerak samudra berusia



Gambar 2.1. **Mandala** Geologi Pulau Sulawesi dan Sekitarnya (dimodifikasi dari Surono, 2010).



Gambar 2.2. Komponen utama kompleks akresi-tabrakan zaman Kapur tersebar antara sebuah benua (Sundaland) dan benua mikro (Paternoster, Buton, dll.). Kompleks akresi-tabrakan Kapur Akhir tersebar di daerah berikut: 1. Ciletuh, 2. Karangsambung, 3. Perbukitan Jiwo, 4. Bantimala, 5. Barru, 6. Pompangeo, 8. Meratus, dan 9. Pulau Laut. Singkatan usia: JK: Jura hingga Kapur, K: Kapur, IK: Kapur Awal, mK: Kapur Tengah, uK: Kapur Akhir, Tp: Paleogen, KT: Kapur hingga Kenozoikum (digambar ulang dari Wakita, 2000).



Gambar 2.3. Dua model untuk paleogeografi dan tektonik Kapur di Indonesia Tengah: 1. Tabrakan mikro benua, 2. Tabrakan Sundaland (Model A). Di sisi lain, model B adalah 1. Lempeng samudera berpindah ke utara dan terobduksi di bawah busur pulau di belakang yang terletak laut marginal. 2. Lempeng samudera bergerak ke selatan dan terobduksi di bawah busur vulkanik di sepanjang margin kerak samudera ke arah selatan (digambar ulang dari Wakita, 2000).

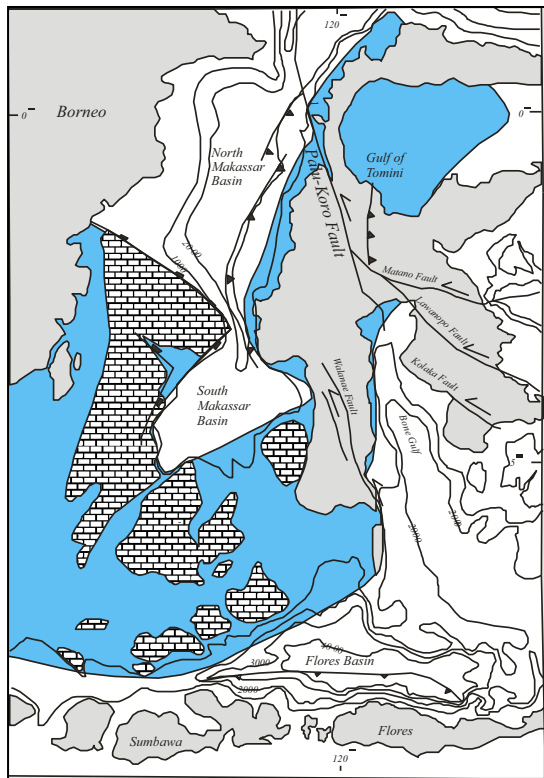
Eosen dalam penelitian Hall (1996), Wilson dan Moss (1999), Cloke dkk. (1999), Katili (1978), dan Calvert (1999). Bagian barat Sulawesi terbentuk

selama zaman Kapur Awal sebagai kompleks fondasi, dan tampaknya mencakup kerak benua tua asal Australia. Hal ini didukung oleh keberadaan

mineral zirkon kuno yang didaur ulang dari batuan vulkanik Miosen, yang berdasarkan komposisi kimianya berasal dari Australia utara, bukan dari Sundaland Tenggara. Kemungkinan, batuan ini terakresi ke atas Sunda selama peristiwa tabrakan Oligosen hingga Miosen (Bergman dkk., 1996; Priadi dkk., 1993). Bergman dkk. (1996) juga menyatakan bahwa Cekungan Selat Makassar Utara bukanlah hasil pemisahan Kenozoikum, tetapi cekungan tersebut merupakan hasil pemendekan ke arah barat laut-tenggara karena tabrakan benua di Neogen Sulawesi Barat.

Charlton (2000) mengatakan bahwa pada 30 juta tahun lalu, tepian benua Australia mulai bertabrakan dengan zona subduksi di wilayah utara antara Sulawesi di barat dan Papua di timur (Gambar 2.4). Perdebatan masih berlangsung mengenai bagaimana Kalimantan dan Sulawesi berputar, serta posisi mereka relatif satu sama lain selama Paleogen, mencakup pandangan yang berbeda seperti “tidak ada rotasi”, “rotasi searah jarum jam,” “rotasi berlawanan arah jarum jam”, dan “rotasi campuran antara searah dan berlawanan jarum jam”.

Selama kala Oligosen, akibat tabrakan antara benua mikro dan kompleks ofiolit pada Oligosen Akhir hingga Miosen Awal, kompleks ofiolit terangkat di atas benua mikro. Molasa Sulawesi, yang terdiri atas batuan sedimen klastik dan karbonat, terdeposisi tidak sesuai di atas dua kelompok batuan utama selama periode pascatabrakan. Pada Neogen Akhir, kedua lengan Sulawesi ini terpisah oleh Sesar Geser Kiri Regional (Palu-Koro), Sesar Matano, Sesar Walanae, Sesar Lawanopo, dan Sesar Kolaka beserta pasangan-pasangannya. Molasa Sulawesi memiliki variasi yang signifikan dalam usia, lingkungan pengendapan, dan konfigurasi sejarah sedimentasi di lengan tengah dan timur Sulawesi. Nugraha dkk. (2022), berdasarkan mineralogi, palaeontologi, dan analisis geokronologi zirkon, menyatakan bahwa sedimen molasa memiliki rentang usia dari Miosen Awal hingga Pleistosen berdasarkan sedimen Neogen di seluruh Sulawesi. Mega sekuens ini adalah hasil tabrakan Miosen Awal yang diikuti



Gambar 2.4. Tatanan tektonik Borneo, Selat Makassar, dan Pulau Sulawesi, dimodifikasi dari Letouzey dkk., 1990; Kavalieries dkk. 1992; Bergman dkk., 1996; Hall, 1996; Parkinson, 1996; dan Charlton, 2000. Area biru mewakili teran yang diduga berasal dari Sunda.

oleh eksistensi, dipicu oleh penarikan subduksi, yang menyebabkan terangkat dan terbenamnya daratan.

2.2. Evolusi Tektonik Pulau Sulawesi

Aktivitas geologis dan konfigurasi benua tepian Asia dan wilayah sekitarnya sekitar 55 juta tahun lalu menunjukkan transformasi tektonik yang signifikan. Tepian Asia yang membentang dari Jepang ke utara menunjukkan banyak aktivitas tektonik. Tetapi daerah selatan, seperti Taiwan dan Laut Cina Selatan, kurang jelas dan kemungkinan memiliki tepi yang lebih tenang karena subduksi telah berhenti lebih awal. Tepian pasif di Laut Cina Selatan mulai mengalami ekstensi pada Kapur Akhir, sementara tepian Pasifik tetap menjadi tepian aktif.

India bergerak lebih dekat ke ujung Asia, menantikan tabrakan dengan Eurasia, sementara Australia telah terpisah dari Antartika selama zaman Kapur yang mengalami pemisahan yang lambat pada awalnya. Pada 55 juta tahun lalu, Laut Tasman hampir sepenuhnya terbuka, memisahkan Australia dari fragmen benua tetangganya.

Konfigurasi Asia Tenggara menggambarkan Kalimantan berotasi searah jarum jam, dengan sisa-sisa kerak samudra menunjukkan pembentukan proto Laut Cina Selatan selama Kapur Akhir. Bagian tertua Busur Luzon di utara Sabah muncul pasca 45 juta tahun lalu Gambar 2.5., yang menunjukkan koneksi antara Luzon dan Sabah.

Tepian utara Australia berada pada sekitar 30°S, bersebelahan dengan proto Laut Banda, yang menunjukkan adanya *rift* Jura yang gagal. Sebuah daerah samudra dengan usia yang tidak pasti terletak antara Australia dan Asia Timur, dengan beberapa loncatan *ridges* sebelum berakhirnya penyebaran India-Australia. Pada 55 juta tahun yang lalu, daerah-daerah ini saling berinteraksi dengan cara yang berbeda, dengan subduksi yang memengaruhi pembentukan ofiolit dan pergerakan lempeng kecil yang berperan dalam bersatunya tepian Australia.

Di Pasifik, sisa-sisa kerak yang berasal dari busur, yang dipicu oleh sejarah rotasi seperti yang terungkap melalui data paleomagnetik, menekankan interaksi kompleks dalam kerangka tektonik wilayah tersebut, dan mendefinisikan batas antara Lempeng Pasifik dan Papua Nugini Utara, serta menggambarkan sejarah geologi dinamika yang mengarah menuju kala Eosen.

2.2.1. Rekonstruksi pada 45 Juta tahun lalu

Rekonstruksi geologis pada 45 juta tahun lalu mengungkapkan perubahan signifikan dalam organisasi lempeng di seluruh Asia Tenggara, Pasifik barat, dan tepian Australia. Selama periode ini, dari 50 hingga 40 juta tahun lalu, pergerakan India ke utara melambat, yang mengarah pada penggabungannya dengan Australia menjadi satu lempeng tektonik. Penghentian aktivitas di pusat penyebaran bersama mereka melihat inisiasi

pusat penyebaran baru di Samudra India selatan, mempercepat gerakan utara Australia.

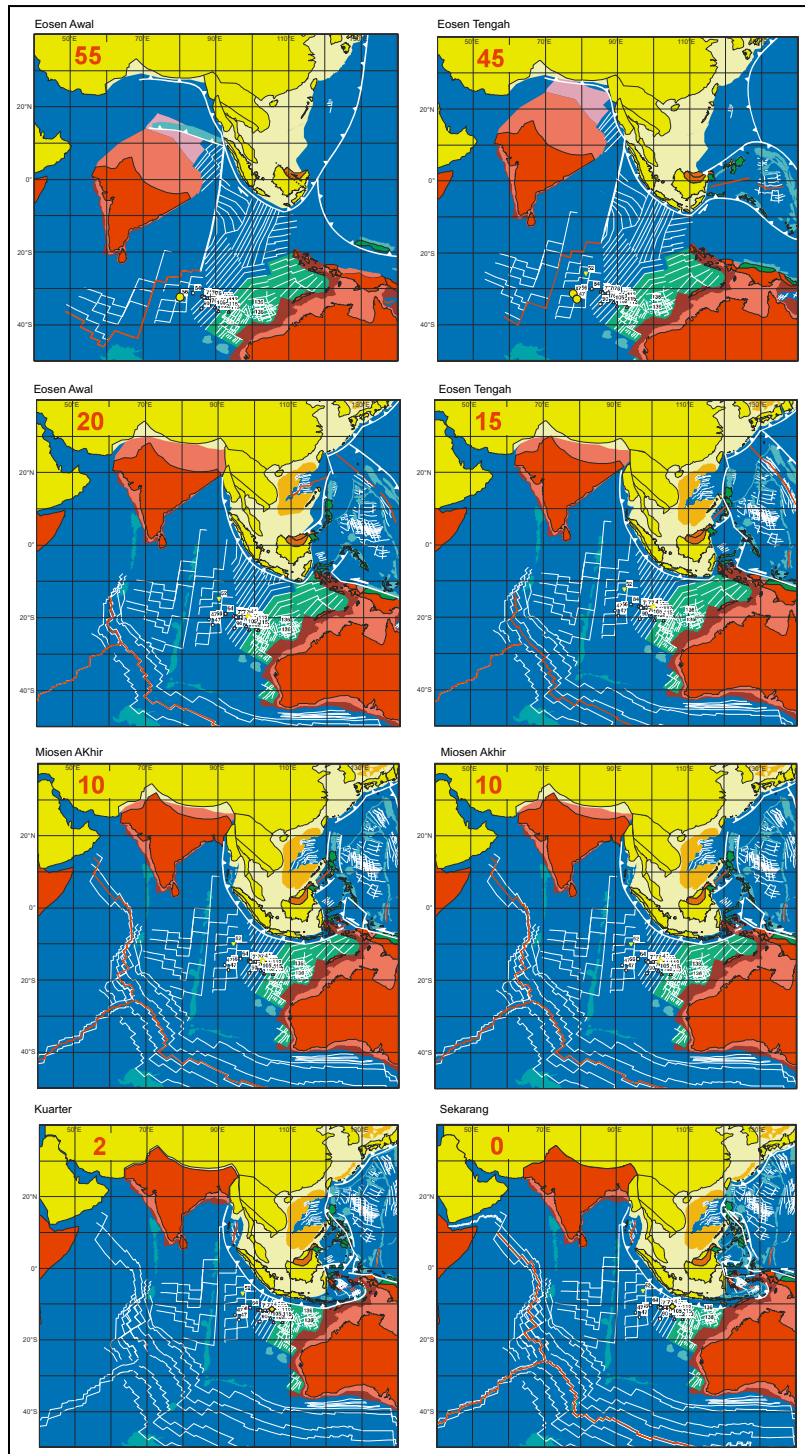
Penempatan ofiolit di tepian utara dan timur Australia menandai perubahan polaritas subduksi di timur Papua Nugini, dan melahirkan sistem Busur Melanesia. Sistem ini terbentuk akibat pemisahan pada kerak busur sebelumnya, yang membentuk tepian pasif di sepanjang wilayah utara Papua Nugini. Sementara itu, subduksi kerak samudra ke selatan terjadi di selatan Busur Filipina Timur-Halmahera. Sekitar 45 juta tahun lalu, Lempeng Laut Filipina telah menyelesaikan rotasi signifikan searah jarum jam, yang mengarah pada propagasi sistem penyebaran Laut Filipina Barat dan penciptaan cekungan laut yang luas di daerah tersebut.

Periode ini juga menyaksikan dimulainya subduksi proto Laut Cina Selatan ke selatan, yang menghasilkan tepian aktif baru yang membentang dari Sabah hingga Luzon. Perubahan ini memainkan peran penting dalam pembukaan Laut Cina Selatan karena gaya tarikan lempeng (*slab-pull*), yang menjadikan subduksi sebagai pendorong utama untuk ekstensi tepian Indochina-Cina Selatan.

Meskipun penyebab perubahan substansial ini masih belum pasti, penjelasan potensial mencakup tabrakan India dan penyesuaian yang dihasilkan pada batas lempeng, serta hilangnya punggungan Kula-Pasifik, yang mungkin telah memengaruhi dinamika subduksi di sekitar Lempeng Pasifik. Hipotesis ini terkait dengan belokan yang terlihat pada rangkaian gunung bawah laut Hawaii-Emperor, meskipun sinkronisasi peristiwa di seluruh Asia Tenggara dan Pasifik barat daya selama waktu ini masih diperdebatkan. Secara keseluruhan, periode sekitar 45 juta tahun lalu menonjol sebagai zaman penting dalam reorganisasi lempeng di masa Kenozoikum, dan secara signifikan memengaruhi bentang alam tektonik wilayah tersebut.

2.2.2. Rekonstruksi pada 20 Juta tahun lalu

Pembangunan kembali sistem Busur Melanesia dan cekungan busur belakangnya selama Oligosen Akhir dan Miosen Awal menunjukkan bahwa keadaan relatif stabil, meskipun ada



Gambar 2.5. Evolusi Tektonik Pulau Sulawesi Sejak Eosen Awal hingga Saat Ini (Disadur dari Hall, 2002).

beberapa ketidakpastian mengenai bagaimana proses subduksi terjadi. Batas timur Lempeng Australia kemungkinan mengalami pembukaan dan penutupan sekaligus beberapa cekungan samudra kecil, yang ditandai oleh pembentukan Cekungan Norfolk Selatan sebagai busur belakang di belakang *Three Kings Rise* akibat efek subduksi.

Pada 20 juta tahun lalu, Dataran Ontong Java sebagian terhubung dengan tepian Australia, memulai subduksi ke selatan di Laut Solomon dan mengarah pada pembentukan Busur Maramuni di Papua Nugini bagian timur. Secara bersamaan, Lempeng Laut Filipina dan Lempeng Caroline berotasi searah jarum jam di sepanjang tepian Lempeng Pasifik, dengan kompleksitas geologi yang berkembang di sepanjang tepian Papua Nugini utara. Benua mikro Kepala Burung mulai terfragmentasi, berkontribusi pada terangkatnya dan konvergensi di Sulawesi timur.

Dalam Lempeng Laut Filipina, pelebaran Cekungan Parece Vela dan Cekungan Shikoku melibatkan pergeseran signifikan ke timur di pusat penyebaran, yang dipengaruhi oleh rotasi lempeng tersebut. Luzon mengalami rotasi substansial selama Miosen Awal, yang memperumit batas lempeng di sekitarnya.

Di wilayah Laut Cina Selatan, subduksi terus berlanjut di utara Palawan, sementara subduksi ke selatan dari proto Laut Cina Selatan menyebabkan pembukaan cekungan busur belakang Laut Sulu. Di utara Kalimantan, proto Laut Cina Selatan tertutup, dan mendorong kerak benua di bawah Borneo, dan menyebabkan perubahan terangkat dan sedimentasi.

Blok Burma mulai terhubung dengan Lempeng India, dan mengakibatkan pergerakan ke utara di sepanjang Sesar Sagaing. Setelah 20 juta tahun lalu, aktivitas vulkanik di Sumatra aktif kembali saat engsel subduksi mundur, sementara wilayah Jawa-Sumba mengalami penurunan dalam magmatisme akibat perubahan dinamika subduksi. Secara keseluruhan, perubahan-perubahan ini dalam struktur Sundaland mengarah pada perubahan geologi penting, seperti pembalikan cekungan dan pembalikan gerakan sesar.

2.2.3. Rekonstruksi pada 15 Juta tahun lalu

Pada 15 juta tahun yang lalu (juta tahun lalu), Dataran Ontong Java telah sepenuhnya terintegrasi dengan sistem Busur Melanesia di Kepulauan Solomon, dan mengakibatkan penghentian subduksi di Palung Utara Solomon. Namun, subduksi lokal kecil dan pergerakan sesar geser mungkin masih terjadi. Laut Solomon menyusut akibat subduksi di bawah Semenanjung Papua dan Papua Nugini timur membentuk Busur Maramuni, dengan kemungkinan subduksi ke utara lokal di bawah Busur Caroline Selatan, yang sebagian besar merupakan zona sesar geser.

Dalam Lempeng Laut Filipina, penyebaran terhenti di cekungan Shikoku dan Parece Vela. Sementara penyebaran lambat dimulai di Cekungan Ayu, yang diiringi oleh kemungkinan subduksi kecil akibat interaksi dengan Lempeng Caroline. Gerakan sesar geser yang kompleks dan subduksi kecil juga terlihat di sepanjang tepi barat lempeng tersebut di wilayah Filipina.

Sistem Busur Cagayan bertabrakan dengan tepian Palawan, dan menghentikan penyebarannya di Laut Sulu. Selama waktu ini, granit tipe I terbentuk di Palawan, dan menunjukkan bahwa kerak menjadi lebih tebal karena tabrakan dan batuan sebelumnya pada masa Mesozoikum, bukan hanya dari aktivitas vulkanik setelah penyebaran dasar laut berhenti di Laut Cina Selatan. Tabrakan ini memulai subduksi Laut Sulu yang miring ke selatan di bawah Busur Sulu, dan sementara menghubungkan Busur Luzon ke Mindoro yang mengakibatkan perlambatan subduksi di Palung Manila.

Lebih jauh ke utara, kerak samudra telah terbentuk di wilayah Laut Jepang, yang hampir sepenuhnya terbuka pada 15 juta tahun lalu, yang ditandai dengan kerak benua yang luas dan beberapa kerak samudra. Laut Cina Selatan juga berhenti menyebar, menstabilkan posisi blok Indochina saat ini dengan pergerakan terbatas pada Sesar Sungai Merah sejak Miosen.

Di ujung selatan dan timur Sundaland, terdapat erosi dan potensi tabrakan kecil di dalam benua mikro Kepala Burung. 11 juta tahun lalu memisahkan Blok Buton-Tukang Besi dari Ke-

pala Burung dan menghubungkannya dengan Sulawesi Tenggara, meskipun ini menyederhanakan peristiwa tektonik yang lebih kompleks. Pengendapan karbonat terus berlangsung di Sulawesi Selatan, sementara pengendapan klastik berlanjut di lingkungan *shelf* dangkal.

Peristiwa inversi signifikan di seluruh Sundaland telah diidentifikasi melalui data seismik, dengan terangkatnya *Shelf* Sunda yang terjadi sekitar 15 juta tahun lalu. Pengangkatan ini terkait dengan endapan Neogen tebal di cekungan lepas pantai NW Jawa, yang kemungkinan bersumber dari Platform Singapura.

2.2.4. Rekonstruksi pada 10 Juta tahun lalu

Pada 10 juta tahun lalu, hubungan antara Daratan Ontong Jawa dan Busur Melanesia memulai zona subduksi baru di sisi utara dan timur Laut Solomon, beralih dari subduksi yang diarahkan ke barat daya yang terkait dengan aktivitas magmatik di Papua Nugini timur menjadi subduksi yang miring ke timur, dan membentuk Busur Hebrides Baru. Ini menyebabkan Laut Solomon cepat menyusut akibat subduksi yang terjadi di kedua sisi, timur dan barat, bersamaan dengan sejarah perubahan yang rumit dan penciptaan kerak samudra di Cekungan Fiji Utara, yang mencakup pergeseran punggungan dan rotasi besar Kepulauan Fiji.

Pergerakan Busur Caroline Selatan di sepanjang tepi Papua Nugini termasuk pergeseran sesekali bagian busur, membantu Palung New Hebrides bergerak ke utara, yang memulai subduksi di bawah Solomons dan Busur New Britain. Rekonfigurasi ini juga memicu penyebaran di Cekungan Woodlark, yang sekarang *rift* ke barat menuju Semenanjung Papua sambil juga subduksi di Palung New Britain-San Cristobal. Kerak samudra tertua di Cekungan Woodlark yang terbentuk sekitar 6 juta tahun lalu, menunjukkan bahwa penyebaran laut mungkin telah dimulai sejak 10 juta tahun lalu.

Lempeng Laut Filipina, yang berotasi searah jarum jam, mengalami gerakan sesar geser dan mungkin subduksi kecil di Luzon pada 15 hingga 10 juta tahun lalu. Tabrakan antara Luzon dan Kepulauan Visayan pada 10 juta tahun lalu meng-

hentikan subduksi miring ke selatan Laut Sulu dan mengarah pada subduksi ke utara sepanjang tepian Laut Sulawesi utara, membentuk Busur Dent-Semporna-Sulu yang baru-baru ini menghentikan aktivitasnya.

Subduksi dimulai di Laut Maluku sekitar 15 juta tahun lalu, dengan subduksi yang lebih tua di sisi barat dan inisiasi subduksi miring ke timur yang ditunjukkan oleh aktivitas vulkanik sekitar 11 juta tahun lalu. Di Sulawesi timur, aktivitas geologi termasuk pergerakan sesar geser yang signifikan. Pada 10 juta tahun lalu, penggabungan Blok Burma ke Lempeng India mengakibatkan terbukanya Cekungan Mergui dan pembentukan pusat penyebaran di Laut Andaman.

Peristiwa geologi yang signifikan terjadi di Palung Jawa, dipicu oleh rotasi Kalimantan yang berlawanan arah jarum jam, dan mengurangi aktivitas vulkanik Jawa dan pulau-pulau sekitarnya hingga 10 juta tahun lalu, ketika magmatisme dilanjutkan dengan peningkatan intensitas. Palung Jawa bergerak ke timur akibat deformasi dan perbedaan usia kerak samudra, yang mengarah pada inisiasi busur vulkanik Banda dan pembukaan Laut Flores dan Laut Banda Selatan.

Rotasi Sumba terjadi akibat proses pemekaran rantai samudra di Laut Flores, dan ini menyebabkan pembentukan batuan metamorf di Seram, yang menunjukkan bahwa suhu tinggi menyebabkan perubahan pada batuan akibat *rifting*. Aktivitas vulkanik di Busur Banda sekitar 5 juta tahun lalu ini ditandai oleh kontaminasi dengan material kerak benua. Selain itu, aktivitas vulkanik yang berbeda dimulai di Sulawesi Barat sekitar 11 juta tahun lalu, menyerupai vulkanik pascasubduksi yang terbentuk dalam pengaturan ekstensional, dipengaruhi oleh pengayaan subduksi sebelumnya.

2.2.5. Rekonstruksi pada 5 Juta tahun lalu

Sekitar 5 juta tahun lalu, perubahan signifikan dalam gerakan lempeng menandai dimulainya konfigurasi geologi yang ada saat ini. Subduksi di bawah Busur Solomon dan Busur Hebrides Baru menyebabkan sistem Busur Hebrides Baru berotasi secara signifikan dan mempersulit

pembukaan Cekungan Fiji Utara, dengan model yang lebih sederhana dan menunjukkan bahwa ia berotasi 22° searah jarum jam sejak 12 juta tahun lalu. Laut Solomon nyaris tertutup, dan menghentikan subduksi di sepanjang tepi selatannya. Sementara subduksi beralih ke utara, dan menciptakan sebuah pelat miring berbentuk U terbalik di bawah Papua Nugini timur, serta menyebabkan penyebaran cepat di Cekungan Woodlark.

Plume Manus stabil di posisinya saat ini, dan mendorong penyebaran cepat di Laut Bismarck dalam tataan tektonik yang mirip dengan pemisahan. Pada 5 juta tahun lalu, *terrain* utama di Papua Nugini mendekati posisi saat ini, dan menghasilkan rotasi dan translasi kecil dalam zona sesar transpresional. Subduksi terbatas di Palung Papua Nugini diperkirakan telah dimulai pada waktu ini. Konvergensi yang terus berlangsung antara Pasifik dan Australia telah diserap melalui deformasi yang terdistribusi di seluruh zona yang luas, dan berkontribusi pada pola elevasi dan sedimentasi di Papua Nugini utara.

Di Sulawesi barat, sistem sesar lateral kiri menyebabkan tabrakan antara Blok Banggai-Sulu dengan Ofiolit Sulawesi Timur, dan memicu terangkatnya di seluruh Sulawesi dan memulai munculnya pegunungan barat akibat dorongan. Pengangkatan dan erosi ini dimulai lebih lambat dibandingkan dengan yang didokumentasikan dalam literatur sebelumnya, dengan pola sedimentasi di Sulawesi Selatan yang berubah dari pengendapan platform karbonat menjadi tipe cekungan *foreland*.

Mundurnya engsel subduksi di selatan benua mikro Kepala Burung menyebabkan perluasan lebih lanjut di wilayah Laut Banda, yang mengarah pada penghentian aktivitas di Busur Banda dan dimulainya *spreading* di Laut Banda Selatan. Pengangkatan di Seram menantang interpretasi sebelumnya tentang daerah ini sebagai sabuk lipat dan dorongan, dan menunjukkan bahwa daerah tersebut mengalami perpanjangan yang lebih mirip dengan perkembangan kompleks inti.

Sekitar 3 juta tahun lalu, busur vulkanik Banda timur bertabrakan dengan tepian Australia dekat Timor, menghentikan *spreading* di Laut

Banda Selatan. Secara bersamaan, *rifting* dan *spreading* dimulai di Cekungan Mariana, dengan subduksi di bawah Busur Luzon dan tabrakan di Taiwan terjadi saat poros rotasi untuk Lempeng Laut Filipina stabil di utara lempeng.

Di Indochina, deformasi terus berlanjut sepanjang sesar geser, sementara Laut Andaman terbuka dengan laju rendah di tengah pergerakan utara Blok Burma yang terus berlangsung. Wilayah lepas pantai di selatan Teluk Thailand dan Paparan Sunda mengalami perbaruan perpanjangan, yang kemungkinan mencerminkan dinamika deformasi tektonik lempeng klasik yang rumit, meskipun terdapat penurunan umum dalam tingkat permukaan laut global.

2.2.6. Rekonstruksi pada 2 Juta tahun lalu

Sejak sekitar 5 juta tahun lalu, perubahan signifikan telah terjadi di batas-batas lempeng di sepanjang tepian Australia timur, Indonesia timur, dan Filipina. Rotasi dramatis Fiji terhenti, dan Laut Solomon hampir menghilang akibat subduksi di sepanjang tepian utaranya di bawah Busur New Britain dan New Hebrides, sementara Cekungan North Fiji terus melebar. Vektor gerakan relatif Australia-Pasifik saat ini penting untuk memahami aktivitas tektonik di Papua Nugini, ketika terjadi pengangkatan Caroline Selatan yang signifikan.

Wilayah Kepala Burung tetap kompleks dan kurang dipahami, kemungkinan telah membentuk sambungan parsial ke Lempeng Pasifik dalam jutaan tahun terakhir. Setelah busur vulkanik Banda bertabrakan dengan tepian Australia, batas lempeng baru terbentuk di utara busur, menyebabkan tanah terkompresi dan mungkin mengarah pada subduksi di dalam benua mikro Kepala Burung.

Subduksi di kedua sisi sedang menghilangkan Laut Maluku ke utara, saat Busur Sangihe-Sulawesi Utara mendorong di atas Busur Halmahera. Sementara itu, subduksi di utara Lempeng Laut Filipina telah menyebabkan perluasan di Cekungan Okinawa, terkait dengan kontraksi signifikan di Taiwan akibat tabrakan Busur Luzon dengan tepian benua Asia.

Spreading terus berlanjut di Cekungan Mariana, dan penyebaran cepat di atas *plume* Manus

sedang menciptakan cekungan samudra baru di Laut Bismarck. Di Indochina dan Sundaland, deformasi masih berlanjut, dengan beberapa cekungan di Sumatra mengalami inversi. Sementara kontraksi dan pengangkatan telah signifikan di Jawa, kompleksitas di wilayah busur muka menunjukkan sejarah geologi yang lebih rumit daripada yang dipahami sebelumnya.

Memprediksi perubahan di masa depan di wilayah ini merupakan tantangan; namun, diperkirakan bahwa Australia akan terus bergerak ke utara, dan Pasifik akan bergeser ke arah barat relatif terhadap Eurasia. Pembentukan sabuk pegunungan konvergen dari Jepang ke Papua Nugini utara yang diantisipasi berlawanan dengan evolusi tektonik kompleks yang diamati, sebagian besar dibentuk oleh proses subduksi. Interaksi antara lempeng-lempeng besar ini telah menghasilkan cekungan samudra baru, dan pergeseran tektonik yang signifikan menekankan sifat dinamis tektonik wilayah ini.

2.3. Neotektonik Sistem Sesar Palu-Koro

Sistem Sesar Palu-Koro adalah sesar geser aktif yang melintas melalui bagian tengah Sulawesi. Sistem sesar ini merupakan fitur geologi yang signifikan dan memainkan peran krusial dalam bentang alam tektonik wilayah tersebut. Sesar ini bertanggung jawab atas beberapa aktivitas seismik/gempa bumi paling merusak yang tercatat di Indonesia, termasuk gempa bumi dan tsunami, serta fenomena likuefaksi dahsyat yang melanda Palu pada tahun 2018.

2.3.1. Sejarah Sistem Sesar Palu-Koro

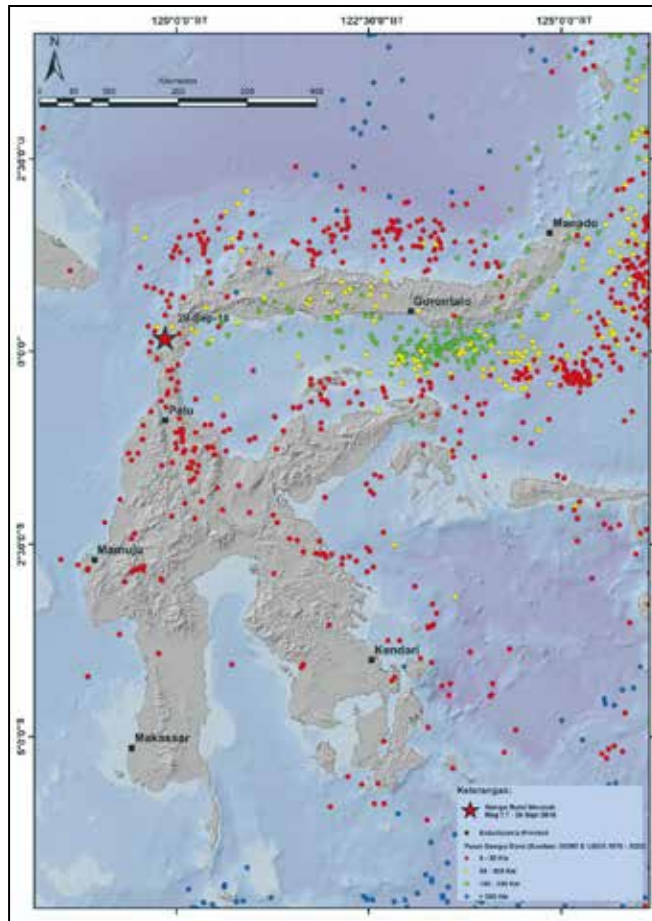
Sesar Palu-Koro telah aktif selama jutaan tahun, membentuk bentang alam dan memengaruhi evolusi tektonik Sulawesi. Sesar ini telah mengalami beberapa fase aktivitas, dengan periode gerakan yang signifikan terjadi selama masa Kenozoikum akhir. Studi paleo-seismologi telah mengidentifikasi banyak gempa bumi berkekuatan besar yang terkait dengan sistem sesar ini, yang menunjukkan sejarah panjang seismisitasnya.

Pekerjaan sebelumnya di Sulawesi Tengah, terutama di wilayah Palu-Koro, telah menggambarkan bukti gerakan sesar (Tjia dan Zakaria, 1974; Katili, 1978). Namun, tingkat seismisitas di wilayah ini rendah (Beaudoin, 1998, dalam Bellier, 2001).

Meskipun demikian, daerah tersebut memiliki seismisitas rendah, dan zona sesar ini memiliki laju *slip* yang tinggi. Walpersdorf dkk. (1998) berargumen bahwa laju *slip* Sesar Palu-Koro adalah 40–50 mm per tahun yang diukur dengan GPS pada aktivitas geodinamik. Selain itu, Surmont dkk. (1994) menunjukkan bahwa, berdasarkan paleomagnetik, gerakan Sesar Palu-Koro dipengaruhi oleh rotasi searah jarum jam di Lengan Utara Sulawesi. Selanjutnya, Stevens dkk. (1999) menghitung bahwa laju *slip* Sesar Palu-Koro adalah 38±8 mm per tahun dengan memantau GPS selama tiga tahun (1992–1995). Penelitian sesar aktif juga mempertimbangkan perpindahan endapan Holosen, yang terbentuk sekitar 10.000–11.000 tahun yang lalu. Bellier dkk. (2001) berargumen bahwa Sesar Palu-Koro memiliki sistem sesar geser kiri dengan perpindahan 370±10 mm endapan Holosen.

Meskipun tidak banyak gempa bumi dangkal terjadi di sepanjang Zona Sesar Palu-Koro, beberapa gempa bumi yang sangat merusak telah terjadi, seperti yang dicatat oleh Kertapati dkk. (1991). Misalnya, gempa bumi tahun 1968 dan 1993, yang memiliki magnitudo masing-masing 6,7 dan 5,7 terjadi di Sulawesi tengah, dan mungkin mewakili reaktivasi Palu-Koro (Kertapati dkk., 1991). Selain itu, Soehaimi (1985) melaporkan bahwa Gempa Lawe (1985) terkait dengan aktivitas Sesar Palu-Koro pada kedalaman dangkal. Gempa bumi terbaru yang terjadi di sepanjang zona sesar adalah gempa Palolo (2005) dengan magnitudo > 5 dan menyebabkan kerusakan di area tersebut (Soehaimi dkk., 2005).

Neotektonik merujuk pada studi tentang proses tektonik yang telah terjadi beberapa juta tahun terakhir. Sistem Sesar Palu-Koro adalah contoh fitur neotektonik aktif yang sangat baik. Studi terbaru telah memanfaatkan berbagai teknik,



Gambar 2.6. Peta Pulau Sulawesi menggambarkan seismisitas berdasarkan katalog GCMT dan USGS dari 1976 hingga 2023.

termasuk pengukuran GPS, pemantauan jarak jauh, dan observasi lapangan untuk memantau dan memahami aktivitas tektonik yang sedang berlangsung di sepanjang sesar. Neotektonik adalah subbidang tektonika yang memeriksa deformasi tektonik terbaru dan evolusi bentang alam. Penekanan utama penelitian neotektonik adalah geodinamik suatu wilayah tertentu. Ini sering muncul dalam proses geologi yang terjadi jutaan (juta tahun lalu) hingga ribuan tahun yang lalu (Ka). Makalah ini menjelaskan penelitian neotektonik yang berkonsentrasi pada kejadian geologi dan geomorfologi-selama zaman Kuartar dan Holosen. Teks ini membahas deformasi

tektonik saat ini dan prospektif di Sesar Palu-Koro yang memisahkan wilayah tengah Pulau Sulawesi.

Tektonika merujuk pada proses di kerak bumi, yang menghasilkan struktur dan bentuk lahan (Keller dan Pinter, 1996). Gempa bumi adalah hasil aktivitas tektonik di sekitar margin aktif atau di tempat di mana lempeng bertabrakan. Namun, beberapa gempa bumi terjadi di wilayah *intraplate*; misalnya, bagian barat Amerika Serikat adalah provinsi tektonik yang menghadapi masalah gempa bumi besar yang disebabkan oleh dua sumber utama: Sesar San Andreas dan zona subduksi Pasifik timur (Wallace, 1990).

Neotektonik, yang terkait dengan efek proses tektonik seperti gempa bumi, digunakan untuk mendefinisikan sesar aktif. Obruchev (1948) berpendapat bahwa neotektonik adalah studi tentang pergerakan permukaan bumi terbaru yang terjadi selama masa Kenozoikum Akhir atau Kuartar awal. Demikian pula, Zoback dan Zoback (1991) dan Wood dan Mallard (1992) mengatakan bahwa neotektonik yang terjadi setelah kala Miosen mencakup perubahan dalam struktur bumi di daerah stabil, bersama dengan formasi baru yang sedang berlangsung saat ini. Sebaliknya, posisi Morner (2004) adalah fase neotektonik yang dimulai ketika rezim tektonik suatu wilayah mulai terjadi. Dengan demikian, dapat disimpulkan dari definisi bahwa neotektonik adalah cabang dari tektonika yang terjadi di masa lalu dan berlanjut hingga zaman sekarang (Stewart dan Hancock, 1994). Selain itu, terminologi neotektonik terkait dengan proses-proses yang menghasilkan deformasi kerak seiring waktu dan skala, dengan signifikansi yang cukup besar bagi manusia (Wallace, 1986).

2.3.2. Pengukuran GPS

Data Sistem Penentuan Global (GPS) telah berperan penting dalam mengukur laju *slip* di sepanjang Sesar Palu-Koro. Studi menunjukkan bahwa sesar ini mengakomodasi sebagian besar gerakan relatif antara lempeng tektonik dengan laju *slip* yang diperkirakan sekitar 40 mm per tahun. Pengukuran ini menawarkan informasi yang sangat berharga tentang dinamika sesar, dan membantu dalam menilai bahaya seismik yang terkait dengannya.

2.3.3. Pemantauan Jarak Jauh dan InSAR

Teknik pemantauan jarak jauh, termasuk *Interferometric Synthetic Aperture Radar* (InSAR), telah digunakan untuk mendeteksi dan mengukur deformasi tanah yang disebabkan oleh aktivitas tektonik di sepanjang Sesar Palu-Koro. Data InSAR telah mengungkapkan pola perpindahan permukaan yang berkorelasi dengan magnitudo sesar, dan memungkinkan para ilmuwan memetakan cakupan dan magnitudo aktivitas sesar terkini. Teknik ini terbukti sangat berharga

dalam memantau sesar dan menilai potensi untuk peristiwa seismik di masa depan.

2.3.4. Studi Paleoseismologi

Dalam studi neotektonik, paleoseismologi adalah metode opsional untuk mengamati data aktif, yang menyediakan informasi gempa bumi historis (lokasi, waktu, dan ukuran). Wesnousky dkk. (1984) mengidentifikasi bahwa paleoseismologi dapat menggambarkan perilaku dan deformasi sesar besar, khususnya untuk periode singkat selama zaman Kuartar. Selain itu, cabang ilmu bumi yang fokus pada gempa bumi yang terkait dengan tektonika adalah seismotektonika, yang menghubungkan struktur geologi dan seismisitas, termasuk deformasi kerak, analisis perilaku sesar, dan gempa bumi yang baru terjadi. Deformasi kerak, yang dihasilkan dari proses tektonik, akan mengekspresikan bentuk lahan morfologi. Untuk pemahaman yang mendalam tentang morfologi dan bentuk lahan, morfotektonika menawarkan studi tentang semua aspek pergerakan horizontal dan vertikal serta proses erosi dan deposisi dalam waktu dan skala (Stewart dan Hancock, 1994). Dengan kata lain, morfotektonika melibatkan studi hubungan silang antara neotektonik dan bentuk lahan.

Paleoseismologi melibatkan studi tentang gempa bumi masa lalu melalui pemeriksaan bukti geologi dan geomorfologi. Penggalan atau pengeboran paritan/*trenching* di beberapa tempat pada zona Sesar Palu-Koro telah mengungkapkan bukti tentang sesar permukaan dan perpindahan sesar di masa lalu. Dengan menganalisis fitur-fitur ini, para ilmuwan dapat merekonstruksi sejarah aktivitas seismik di sepanjang sesar, memberikan penjelasan untuk frekuensi dan magnitudo gempa bumi di masa lalu. Informasi ini sangat penting untuk memahami bahaya seismik yang dihadapi oleh sesar, dan untuk mengembangkan strategi mitigasi yang efektif.

2.3.5. Bahaya dan Risiko Seismik

Sistem Sesar Palu-Koro menimbulkan bahaya seismik yang signifikan bagi wilayah tersebut. Gempa Palu tahun 2018, dengan magnitudo

7,5, adalah contoh jelas potensi destruktif sistem sesar ini. Gempa bumi tersebut menyebabkan kehancuran yang luas, termasuk tsunami memantapkan, tanah longsor, dan likuefaksi. Peristiwa ini menyoroti perlunya pemahaman yang komprehensif tentang perilaku sesar dan pengembangan strategi untuk mengurangi risiko yang terkait dengannya.

2.3.6. Penilaian Bahaya Gempa Bumi

Menilai bahaya seismik yang terkait dengan Sesar Palu-Koro melibatkan evaluasi probabilitas gempa bumi di masa depan dan dampaknya terhadap wilayah tersebut. Ini memerlukan pemahaman yang mendetail tentang perilaku sesar, termasuk laju *slip* dan interval kejadian ulang, serta potensi untuk sesar pada beberapa segmen. Dengan mengintegrasikan data geologi, geofisika, dan sejarah, para ilmuwan dapat mengembangkan model bahaya seismik probabilistik yang memperkirakan kemungkinan munculnya gempa bumi di masa mendatang dan magnitudo yang diperkirakan.

2.3.7. Strategi Mitigasi Risiko

Strategi mitigasi risiko yang efektif sangat penting untuk mengurangi dampak gempa bumi di masa depan di sepanjang Sesar Palu-Koro. Strategi ini meliputi perbaikan kode bangunan dan praktik konstruksi, pengembangan sistem peringatan dini, serta peningkatan kesadaran dan kesiapsiagaan publik. Selain itu, perencanaan penggunaan lahan dan pengembangan infrastruktur harus mempertimbangkan lokasi sesar dan potensi aktivitas seismik untuk meminimalkan paparan populasi rentan dan fasilitas kritis terhadap bahaya gempa bumi.

Sistem Sesar Palu-Koro adalah fitur tektonik yang dinamis dan aktif yang memainkan peran krusial dalam bentang alam geologi Sulawesi. Memahami aktivitas neotektoniknya sangat penting untuk menilai bahaya seismik dan mengembangkan strategi mitigasi risiko yang efektif. Penelitian yang terus berlangsung, menggunakan teknik canggih seperti pengukuran GPS, pemantauan jarak jauh, dan paleoseismologi, terus memberikan

petunjuk penting tentang perilaku sistem sesar ini. Dengan mengintegrasikan temuan ini ke dalam penilaian bahaya yang komprehensif dan dalam upaya pengurangan risiko, kita dapat meningkatkan ketahanan komunitas di wilayah ini dan mengurangi dampak peristiwa seismik di masa depan.

2.4. Geologi Regional

2.4.1. Geologi Regional Pulau Sulawesi

Sulawesi dapat dibagi menjadi tiga daerah geologi utama berdasarkan jenis batuan dan cara pembentukannya: (1) Busur Plutonik-Vulkanik Sulawesi Barat, (2) Sabuk Ofiolit Sulawesi di timur, yang terhubung dengan batuan sedimen laut dalam, dan (3) potongan-potongan daratan yang berasal dari Benua Australia. Menurut peta Tataan Tektonik Sulawesi (Hamilton, 1979), kontak antara tiga provinsi geologi utama adalah sistem sesar.

2.4.2. Busur Plutonik-Vulkanik Sulawesi Barat

Busur Vulkanik Sulawesi membentang dari Lengan Selatan hingga Lengan Utara (Gambar 2.1), dan terutama terdiri atas batuan plutonik-vulkanik, sedimen, dan metamorf. Batuan plutonik-vulkanik terbentuk dari kala Paleosen hingga zaman Kuartar, sedangkan batuan sedimen terbentuk selama masa Mesozoikum hingga Kenozoikum. Batuan metamorf terbentuk dari zaman Permian-Trias hingga kala Paleosen (Sukanto, 1975; Hall dan Wilson, 2000; Watkinson, 2011).

Lengan Selatan Sulawesi terutama terdiri atas batuan metamorf, ultramafik, dan sedimen sebagai fondasi. Batuan metamorf termasuk amfibolit, mika-sekis, eklogit, dan filit kuarsa, klorit-felspar, dan grafit (Sukanto, 1982). Batuan-batuan ini memiliki usia Kapur Awal berdasarkan penanggalan K/Ar dari percontoh sekis dari Bantimala dan Barru (wilayah Lengan Selatan), yang menunjukkan usia 132–114 Ma dan 106 Ma secara berturut-turut (Wakita dkk., 1996). Proses sedimentasi di Lengan Selatan terutama terjadi di lingkungan laut terbuka dari neritik hingga batial sejak Kapur Akhir, seperti yang diamati di Formasi Balangburu dan Marada (Sukanto, 1982). Vulkanisme juga terjadi sejak Paleosen hingga

saat ini, dan ini mungkin disebabkan oleh zona subduksi yang miring ke barat yang terbentuk 63 Ma yang lalu berdasarkan penanggalan *fission track* dari tuf (Leeuwen, 1981).

Area Sulawesi Tengah, yang terletak di antara Lengan Selatan dan Lengan Utara, sebagian besar terdiri atas granit yang ditemukan di sepanjang zona lembah Palu-Koro dan terdiri atas kuarsa, K-felspar, muskovit, dan plagioklas. Proses tabrakan antara benua mikro (Banggai-Sula) dan Pulau Sulawesi menyebabkan granit ini muncul ke permukaan sejak Miosen Tengah (Priadi dkk., 1994). Lengan Utara, yang sebagian besar terdiri atas batuan Miosen Awal, menunjukkan dua evolusi tataan tektonik yang berbeda. Pertama adalah subduksi ke barat selama Miosen Awal di sepanjang Sesar Sangihe. Kedua, *rifting* dan pengangkatan dari Miosen Akhir hingga Kuarter menyebabkan tabrakan antara kerak samudra dan benua di sepanjang Palung Sulawesi Utara (Yuwono dkk., 1985; Leterrier dkk., 1990; Priadi dkk., 1994). Namun, Lengan Utara Sulawesi memiliki beberapa fitur yang berbeda, khususnya proses vulkanisme. Vulkanisme di lengan ini masih aktif hingga saat ini, yang dibuktikan dengan beberapa gunung berapi aktif di ujung lengan ini dan Teluk Tomini (Gambar 2.1).

2.4.3. Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur

Sabuk Ofiolit Sulawesi terletak di bagian utara Lengan Tenggara Sulawesi. Surono dan Sukarna (1995) berpendapat bahwa punggung *mid-oceanic* bertanggung jawab atas pembentukan ofiolit ini. Sabuk ofiolit terutama terdiri atas batuan mafik dan ultramafik di Lengan Timur dan Lengan Tenggara, masing-masing (Fortuin, 1990; Simandjuntak dan Barber, 1996). Surono dan Sukarna (1995) berargumen bahwa dasar *terrain* Sulawesi Tenggara terdiri atas batuan metamorf derajat rendah dengan intrusi aplitik yang lebih sedikit. Lava bantal yang ada di bantuh Lengan Timur merupakan tanda pasti sabuk ofiolit. Selain itu, batu kapur dan *chert* berlapis mendominasi sabuk ini, dan menunjukkan sedimentasi laut dalam (Simandjuntak dan Barber, 1996). Selain itu, sabuk ofiolit ini juga sangat terlipat dan

mengalami sesar ; misalnya, Sesar Lawanopo (barat laut–tenggara) membentuk kontak antara sabuk ofiolit dan satuan batuan ultramafik/mafik (Gambar 2.1).

Selanjutnya, Lengan Tenggara Sulawesi juga terdiri atas batuan sedimen yang terbentuk selama era Mesozoikum. Misalnya, Formasi Meluhu terdiri atas batu pasir, serpih, dan batu pasir (Surono dan Sukarna, 1995). Selain itu, dilaporkan bahwa batuan metamorf adalah sumber Formasi Melulu karena adanya fragmen metamorf dalam batu pasir, meskipun sebagai lapisan tipis dalam formasi ini (Surono dan Sukarna, 1995). Lengan Tenggara memiliki batu kapur Paleogen yang termasuk dalam Formasi Tampakkura, yang terdiri atas oolit, batupasir, batu *wacke*, batu butir, dan batu kempa. Formasi ini terbentuk selama Kapur Akhir-Oligosen Awal karena mengandung foraminifera, yang menunjukkan periode tersebut (Surono dan Sukarna, 1995).

Kompleks ofiolit juga ditemukan di Lengan Timur Sulawesi. Simandjuntak dan Barber (1996) melaporkan kompleks ofiolit ini sebagai urutan lengkap di lengan ini dan terbentuk pada kerak samudra selama zaman Kapur Akhir hingga kala Eosen. Kompleks ini mungkin dalam kontak tektonik dengan batuan sedimen Mesozoikum dan batuan mafik/ultramafik (harburgit, piroksenit, serpentinit, dan dunit).

Keberadaan endapan molasa merupakan bukti tabrakan antara lempeng benua dan sabuk ofiolit di Pulau Sulawesi. Endapan ini tersebar luas di Lengan Timur dan Selatan Sulawesi. Simandjuntak dan Barber (1996) berpendapat bahwa molasa di Lengan Timur terbentuk oleh tabrakan antara *terrane* benua (Banggai-Sula) dan sabuk ofiolit Sulawesi Timur selama Miosen Akhir. Molasa di Lengan Timur didominasi oleh karbonat laut dangkal dengan batuan klastika kasar hingga halus. Namun, di Lengan Selatan Sulawesi, endapan molasa didominasi oleh konglomerat (Formasi Alangga dan Formasi Padua) dan urutan napal -batu kapur (Formasi Boepinang, Formasi Eemoiko). Selain itu, molasa di Lengan Selatan adalah Miosen Awal; oleh karena itu, lebih tua daripada Lengan Timur.

2.4.4. Fragmen Benua

Fragmen-fragmen benua yang berada di Sulawesi Tengah dan Tenggara berasal dari bagian utara Benua Australia (Metcalf, 1988; Metcalf dan Irving, 1990; Audley-Charles, 1991; Surono, 1997). Fragmen kontinen ini terdiri atas batuan metamorf, termasuk amfibolit, fasies epidote-amfibolit, dan kelompok dinamo-metamorf derajat rendah dari fasies *blueschist* (Davidson, 1991). Silver dkk. (1983) menunjukkan bahwa benua mikro Indonesia-Australia bertabrakan dengan kompleks ofiolit Sulawesi dengan arah pergerakan ke barat selama kala Oligosen Akhir–Miosen Tengah. Akibatnya, sebuah cekungan sedimen lokal terbentuk dan menghasilkan kompleks bancuh. Cekungan ini berkembang luas setelah tabrakan, dan sedimentasi dimulai pada Lengan Tenggara dan Lengan Timur selama kala Miosen Awal dan Miosen Akhir, secara berturut-turut. Sedimentasi ini mengarah pada endapan molasa, yang mengandung klastik utama dan batu kapur. Endapan molasa terjadi pada lingkungan laut, kebanyakan fluviatil hingga sebagian transisi (Surono dan Sukarna 1993; Surono, 1996).

2.4.5. Tektonika Utama Pulau Sulawesi

Seperti yang disebutkan di atas, wilayah Sulawesi adalah titik pertemuan, atau persimpangan *triple* lempeng yang konvergen. Akibatnya, wilayah ini memiliki geologi yang kompleks. Simandjuntak (1992) berpendapat bahwa interaksi lempeng terjadi pada Neogen. Interaksi lempeng tersebut menyebabkan beberapa jenis struktur, seperti subduksi, zona tabrakan, lipatan, dorongan, dan sesar. Para peneliti percaya bahwa struktur-struktur ini masih aktif atau sedang direaktivasi. Struktur di pulau ini dapat dibagi menjadi lima tipe utama:

Palung Minahasa, yang mewakili tabrakan kerak Laut Sulawesi dengan kerak Benua Sulawesi dan subduksi di bawah Lengan Utara Sulawesi, terbentuk selama periode Paleogen (McCaffrey dkk., 1983). Palung ini mengarah pada pembentukan busur vulkanik di bagian timur Lengan Utara. Sesar Palu-Koro, yang berada di Sulawesi tengah, memiliki arah timur

laut dan panjang sekitar 250 km (Sudrajat, 1981), serta merupakan sistem sesar geser (Katili, 1978; Walpersdorf dkk., 1998). Gempa bumi yang terjadi di sepanjang sesar ini menunjukkan bahwa tektonika aktif telah berlanjut sejak periode Neogen (Simandjuntak, 1996), dan dimanifestasikan oleh berbagai pergerakan tektonik seperti pengangkatan terumbu karang di dalam sesar (Tjia, 1981) dan reaktivasi sesar ini (Kertapati dkk., 1992). Sesar Batui adalah fitur geologi utama yang mewakili zona tabrakan antara *Platform* Banggai-Sula dan Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur selama Neogen (Simandjuntak dan Barber, 1996). Sistem dorongan ini juga aktif karena intensitas seismik (Kertapati dkk., 1992), serta adanya terumbu karang yang terputus oleh pergerakan dorongan pada waktu Kuartar (Simandjuntak dan Barber, 1996). Sesar Poso di Sulawesi Tengah adalah zona kontak struktural antara Sabuk Metamorfik Sulawesi Tengah dan Sabuk Magmatik Sulawesi Barat (Hamilton, 1979; Simandjuntak, 1992). Beberapa gempa bumi yang terjadi di Teluk Tomini menunjukkan bahwa sistem tektonik ini (dorongan) sedang direaktivasi. Sesar Walanae, yang terletak di Lengan Selatan Sulawesi, adalah sistem sesar kunci (*strike-slip*) dengan arah barat laut–tenggara. Jaya dan Nishikawa (2013) menyebutkan bahwa *paleostress* sesar dipengaruhi oleh tabrakan antara Sulawesi bagian timur dan fragmen Australia dan terjadi sejak Pliosen. Seismisitas di sepanjang sesar menunjukkan seismisitas rendah; oleh karena itu, sesar ini dianggap tidak aktif.

2.4.6. Perkembangan Tektonik Pulau Sulawesi

Persimpangan segi tiga (*triple junction*) konvergensi lempeng telah membuat Pulau Sulawesi memiliki beberapa jenis dan periode tektonik. Menurut Simandjuntak dan Barber (1996), perkembangan tektonik Pulau Sulawesi dapat dibagi menjadi empat tahap utama: "subduksi Cordilleran Kapur", "divergensi tektonik Mesozoikum", "tabrakan tipe Tethys Neogen", dan "tabrakan ganda yang bertentangan pada Kuartar".

"Subduksi Cordilleran Kapur" diwakili oleh zona subduksi antara Laut Banda dan Tahaan

Sunda di bagian barat pulau. Sedimen *flysch* Kapur-Paleogen dengan lava basal di bagian atas palung merupakan indikasi konvergensi lempeng. Sedimen *flysch* teramati di Sabuk Metamorfik Sulawesi Tengah, bantuh Kapur–Paleogen, dan Sabuk Ofiolit Sulawesi Timur. Periode "divergensi tektonik Mesozoikum" menyebabkan tabrakan massa daratan dengan benua kecil, menciptakan sabuk ofiolit di daerah Laut Banda Barat. Benua mikro, seperti Banggai-Sula dan Tukangbesi-Buton, merupakan hasil fragmentasi Benua Australia bagian utara (Pigram dan Panggabean, 1984). Rusmana dkk. (1993) menunjukkan bahwa divergensi tektonik periode ini terkait dengan sistem Sesar Sorong, dengan perpindahan pada arah timur–barat yang diikuti oleh sistem pecahan sesar ini.

Periode perkembangan tektonik berikutnya adalah tabrakan tipe "Tethys" Neogen yang ditunjukkan oleh kompleks bantuh di sepanjang Sesar Batui di Lengan Timur Sulawesi (Simandjuntak dan Barber, 1996). Tabrakan ini terutama merupakan hasil pergerakan benua mikro (Paparan Banggai-Sula, Paparan Tukangbesi-Buton) ke arah utara–barat laut dan tabrakan dengan sabuk ofiolit pada periode Neogen. Selain itu, tabrakan ini tidak memiliki busur vulkanik dan tidak memiliki perkembangan tataan cekungan busur muka dan busur belakang (Simandjuntak dan Barber, 1996), yang merupakan karakteristik unik jenis tabrakan ini.

Perkembangan tektonik terakhir Pulau Sulawesi merupakan tabrakan ganda yang bertentangan pada zaman Kuartar yang mengaktifkan kembali struktur-struktur utama selama Neogen. Misalnya, gunung berapi aktif (Busur Vulkanik Minahasa-Sangihe) di Lengan Utara Sulawesi yang dikembangkan oleh tabrakan ganda yang berlawanan. Selanjutnya, seismisitas menunjukkan sejarah gempa bumi yang terjadi di sepanjang struktur utama. Ini menunjukkan bahwa aktivitas tektonik telah membentuk morfologi Pulau Sulawesi, dan proses ini terus berlanjut hingga sekarang.

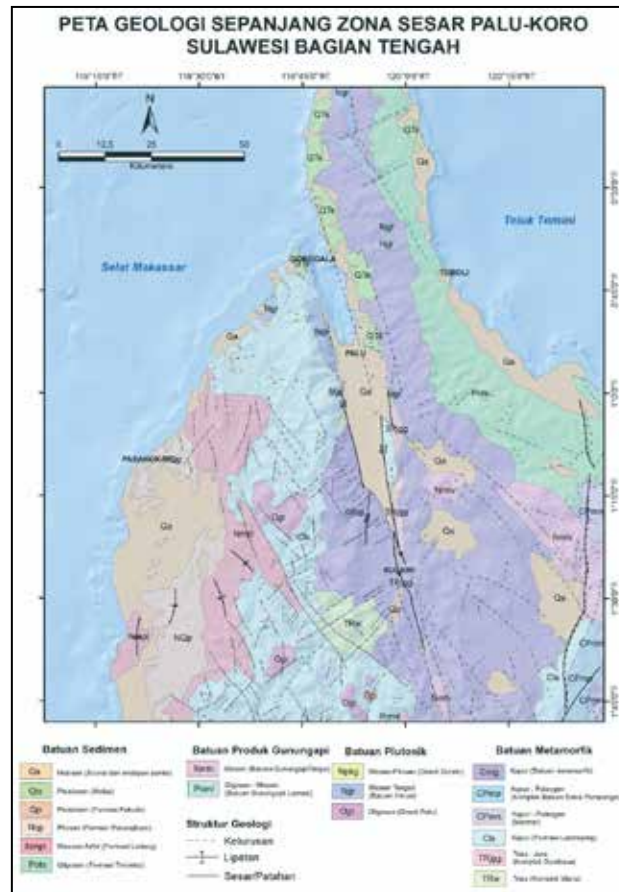
2.5. Geologi Skala Lokal

Wilayah penelitian terletak di Provinsi Sulawesi Tengah di sepanjang Sesar Palu Koro.

Sesar tersebut jelas terlihat membagi wilayah studi, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.8. Sesar Palu-Koro memiliki arah utara–selatan dengan perpindahan geser mengiri. Sesar ini diasumsikan mewakili deformasi plastis batuan metamorf dalam hal waktu dan kinematika karena memotong batuan dasar metamorfik. Sepanjang sesar terdapat kompleks metamorf yang menunjukkan "deformasi plastis nonkoaksial". Watkinson (2011) berpendapat bahwa batuan yang mengalami deformasi plastis adalah bagian dari Gondwana Australia, yang terbentuk pada zaman Mesozoikum–Prekambrium; batuan metamorf terdiri atas *gneiss*, amfibolit, dan sekis. Watkinson (2011) membagi Sulawesi Tengah menjadi empat kategori kompleks geologi (Gambar 2.4): batuan sedimen, batuan vulkanik, batuan plutonik, dan batuan metamorf. Batuan sedimen yang berada di bagian barat dan timur sesar terbentuk dari zaman Kapur Atas hingga Holosen. Menariknya, batuan sedimen Holosen terletak dekat dengan sesar, dan tampaknya dipotong oleh sesar tersebut; oleh karena itu, diasumsikan bahwa aktivitas sesar juga terjadi selama zaman Holosen.

Batuan vulkanik sebagai produk aktivitas vulkanik terbentuk sejak zaman Oligo-Miosen dan Miosen, dan menduduki bagian barat daya zona sesar. Batuan plutonik yang terbentuk oleh intrusi terletak di sepanjang sesar. Misalnya, kompleks granit terletak dekat sesar. Sesar ini mungkin berfungsi sebagai celah untuk intrusi magma. Batuan metamorf di daerah ini telah mengalami beberapa jenis metamorfisme berdasarkan usia: kompleks metamorf Permo-Trias di bagian timur sesar, yang diwakili oleh granit yang didominasi oleh sekis biotit, *paragneiss*, amfibolit, dan sekis (Watkinson, 2011). Kompleks metamorf Trias–Jura yang terdiri atas *metaphyllite* dan *metabasit* (Leeuwen dan Muhandjo, 2005) terletak di bagian timur dan barat Sesar Palu-Koro. Batuan metamorf Kapur-Paleogen terdiri atas sekis kuarsa-mika, marmer, metakonglomerat, dan *phyllite meta-tuff* (Watkinson, 2011), yang dipengaruhi oleh "sabuk plutono-metamorfik" di Sulawesi Tengah (Watkinson, 2011).

Namun, Sukanto dkk. (1996) mencatat bahwa wilayah dekat Sesar Palu-Koro terdiri atas batuan



Gambar 2.7. Peta geologi Sesar Palu-Koro (Sulawesi Tengah) yang memanjang (Sukanto, 1973; Simandjuntak dkk., 1997; Sukido dkk., 2011).

beku, batuan sedimen, batuan metamorf, molasa sedimen, endapan aluvium, dan sedimen pantai (Gambar 2.8). Batuan beku terdiri atas granit dan granodiorit, sedangkan batuan sedimen terdiri atas batupasir, konglomerat, dan batu kapur. Batuan metamorf yang ditemukan di daerah ini terdiri atas filit, batu serpih, dan kuarsit. Molasa sedimen, yang merupakan sedimen paling keras, terdiri atas konglomerat, batupasir, batuan lempung, kerikil batu kapur, dan napal. Terdapat juga sedimen aluvium dan pantai yang terdiri atas kerikil, pasir, lumpur, dan batu kapur karang.

Hanya di bagian timur yang tersingkap batuan tertua di area yang dipetakan, yaitu batuan metamorf. Kompleks metamorf terdiri atas se-

kis, amfibolit, sekis mika, *gneiss*, dan marmer. Sekis lebih melimpah di sisi barat, sedangkan *gneiss* dengan sedikit marmer dominan di sisi timur. Badan intrusi yang tidak dipetakan, yang sebagian besar berdiameter kurang dari 50 m, mengintrusi kompleks metamorf dan bervariasi dalam komposisi, dari diorit hingga granodiorit (Sukanto dkk., 1996). Intrusi-intrusi ini kemungkinan merupakan sumber bagi batuan vulkanik yang terdapat di Formasi Tinombo. Intrusi kecil umumnya terdiri atas diorit, porfiri diorit, mikro-diorit, dan granodiorit, yang mengintrusi Formasi Tinombo, lebih tua dari endapan molasa, dan tersebar luas di seluruh area. Intrusi memiliki usia 31,0 juta tahun berdasarkan analisis K/Ar



Gambar 2.8. Morfologi bentang alam Teluk Palu. (a) Morfologi Teluk Palu; (b) Sesar *scarp* di sisi barat; (c) Punggungan Gunung Balane sebagai sumber kipas aluvium; (d) Sesar *scarp* di sisi timur (Foto: Soehaimi, 2012).

dari felspar. Intrusi yang terdapat sekitar 15 km ke timur laut Donggala yang terletak di bawah karang Kuarter menunjukkan usia 8,6 juta tahun berdasarkan analisis K/Ar biotit (Sukamto dkk., 1996).

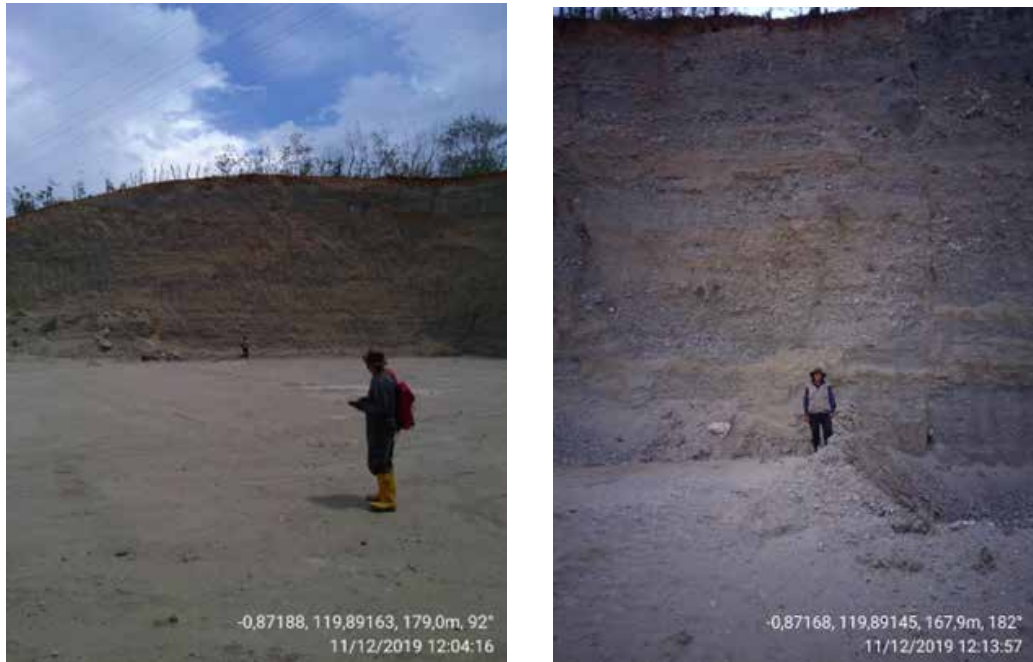
Daerah ini juga terdiri atas kompleks molasa (Sukamto dkk., 1996). Batuan-batuan ini terdapat pada ketinggian yang lebih rendah di sepanjang lereng kedua punggungan, yang terletak tak selaras di atas Formasi Tinombo dan kompleks metamorf, serta mengandung kepingan yang berasal dari formasi yang lebih tua, dan terdiri atas konglomerat yang terkompresi lemah, batupasir, batuan lempung, batu kapur karang, dan napal. Dekat kompleks metamorf di bagian barat, endapannya terutama terdiri atas bongkahan beton yang sangat besar, dan tampak telah terendapkan dekat dengan jalur sesar. Satuan ini mencakup endapan *fluvial* Kuarter di kedua sisi Teluk Palu dan mungkin di tempat lain.

Satuan geologi muda di daerah ini adalah aluvium dan endapan pantai. Satuan yang terdiri atas kerikil, pasir, lumpur, dan batu kapur karang dan terbentuk di lingkungan *fluvial*, delta, dan laut dangkal merupakan sedimen termuda di daerah tersebut. Mereka kemungkinan sepenuhnya berasal dari kala Holosen. Di daerah dekat Labea

dan Tambo, terumbu karang membentuk bukit kecil yang rendah.

Menurut Sukamto dkk. (1996), struktur geologi di daerah ini didominasi oleh garis Sesar Palu-Koro, yang memiliki arah utara-selatan, dan sepanjang zona lembah Palu mungkin terlihat sebagai *graben* yang dipicu oleh aktivitas sesar aktif. Sumber air panas ditemukan di sepanjang zona lembah sebagai indikator hadirnya sesar ini. Beberapa sesar dan kelurusan (*lineament*) lainnya sejajar dengan arah sesar Palu di bagian timur Palu. Banyak sesar dan arah *lineament* lainnya kira-kira tegak lurus terhadap garis sesar utama Sesar Palu-Koro. Sebuah sesar terbalik yang memotong batuan metamorf dan Formasi Tinombo menunjukkan sifat kompresi pada sesar yang lebih tua. Gerakan sesar yang tercatat paling muda terjadi pada tahun 1968 dekat Tambo, yang muncul setelah gempa bumi dalam bentuk sesar normal yang membentang barat laut-tenggara, dan menyebabkan permukaan turun 5 m (Sukamto dkk., 1996). Pada bagian penurunan, daerah pantai (sekitar 5 km²) tenggelam ke dalam laut (Sukamto dkk., 1996).

Berkenaan dengan rezim tektonik, Sesar Palu-Koro memiliki tiga periode tektonisme (Bellier dkk., 2006). Pertama, selama Miosen Akhir-Plio-



Gambar 2.9. Singkapan molasa di Desa Talise, Kecamatan Mantikulore, Kabupaten Palu, Sulawesi Tengah. Foto (Buana, 2018).

sen Awal (5 Ma). Sesar ini memiliki arah barat–utara–barat laut dan deformasi transpresional. Kedua, pada periode Pliosen sesar ini memiliki arah barat, sementara "pendinginan regional" dan

"eksumasi" juga terjadi di sekitar sesar. Ketiga, pada zaman Kuartar pergerakan blok terjadi di sebelah utara sesar.

3. KEGEMPAAN DAN BAHAYA IKUTAN

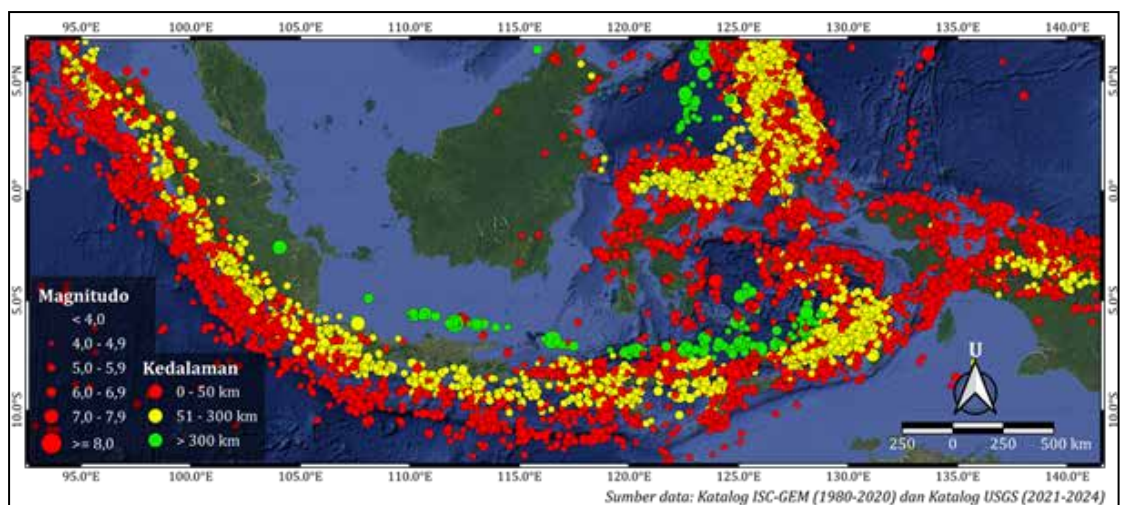
3.1. Kegempaan

Provinsi Sulawesi Tengah merupakan salah satu wilayah rawan gempa bumi di Indonesia yang tersebar di laut dan di darat (Gambar 3.1 dan 3.2). Wilayah Teluk Palu merupakan bagian dari Provinsi Sulawesi Tengah tergolong tinggi tingkat kegempaan, terutama bersumber dari sesar Palu Koro yang tersebar di darat hingga ke laut. Sumber gempa bumi lain dari zona penunjaman berupa megathrust di utara Pulau Sulawesi dengan kedalaman dangkal. Selain itu dari zona intraslab yang merupakan zona penunjaman dengan kedalaman menengah hingga dalam. Gempa bumi yang bersumber dari zona intraslab jarang terjadi di wilayah Teluk Palu. Gambar 3.1 memperlihatkan sebaran kegempaan di Pulau Sulawesi tahun 1980 hingga 2024 dominan gempa bumi dangkal, kecuali di Teluk Tomini

juga bersumber dari zona intraslab menengah hingga dalam. Sesar Palu Koro sebagai sumber gempa bumi utama di wilayah Teluk Palu telah beberapa kali mengakibatkan bencana. Gempa bumi di darat bersumber dari pergerakan sesar aktif pada umumnya bersifat merusak, meskipun magnitudonya kecil namun memiliki kedalaman dangkal.

3.2. Sejarah Gempa Bumi Merusak Teluk Palu

Berdasarkan katalog kejadian gempa bumi merusak yang disusun oleh Badan Geologi/ BG, wilayah Teluk Palu telah beberapa kali terlanda kejadian gempa bumi merusak. BG mencatat sebanyak 17 kejadian gempa bumi merusak sejak tahun 1905 hingga sekarang (modifikasi dari Supartoyo dkk., 2014). Tabel 3.1 menyajikan



Gambar 3.1. Kegempaan wilayah Indonesia tahun 1980 hingga 2024 bersumber dari Katalog ISC dan USGS.

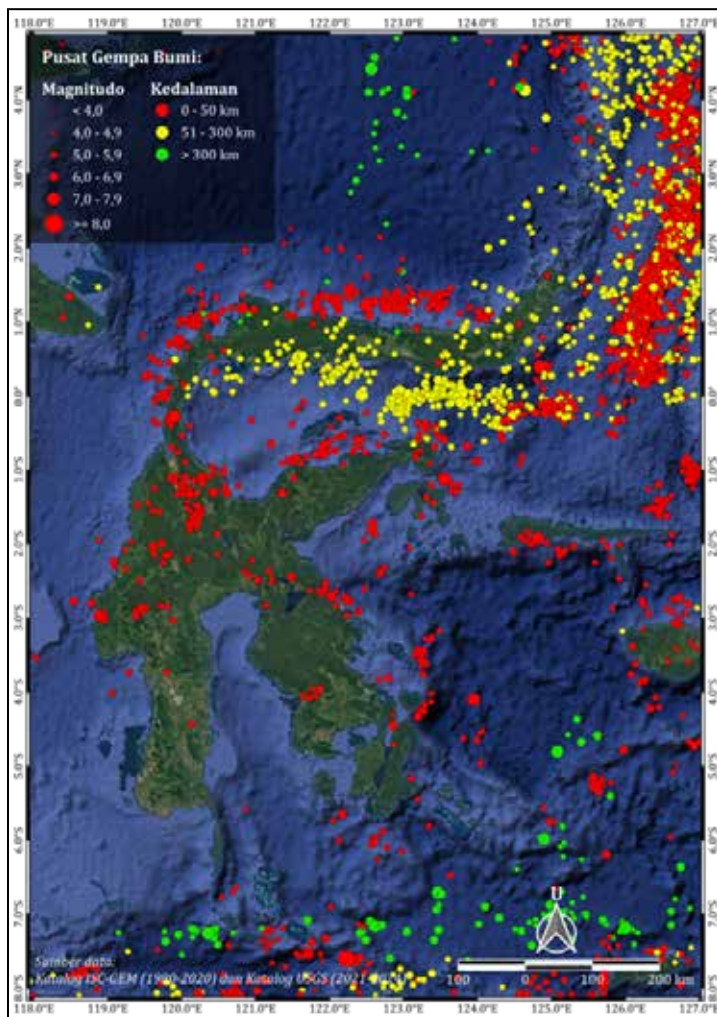
kejadian gempa bumi merusak di wilayah Teluk Palu (Gambar 3.3).

3.3. Sumber Gempa Bumi

Pulau Sulawesi merupakan salah satu wilayah rawan gempa bumi karena terdapatnya sejumlah sumber gempa bumi (Cipta dkk., 2016) (Gambar 3.4) yang tersebar di darat maupun di laut. Sementara itu di wilayah Teluk Palu sumber

gempa bumi utama adalah Sesar Palu Koro yang tersebar di darat hingga Teluk Palu di laut. Terdapat beberapa peneliti yang mempublikasikan tentang keberadaan, sebaran dan aktivitas sesar Palu Koro (Bellier dkk., 2001; Daryono, 2016; Pusat Gempa Nasional/ Pusgen, 2017; Jaya dkk., 2019; Natawidjaja dkk., 2021).

Pusgen (2017) membagi sebaran sesar Palu Koro menjadi empat segmen (Gambar 3.5), yaitu: segmen Selat Makasar, Palu, Suliki dan



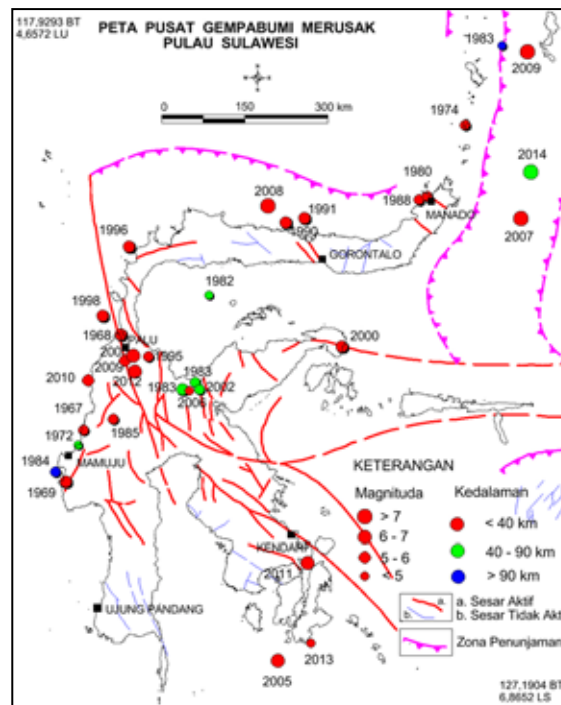
Gambar 3.2. Kegempaan wilayah Pulau Sulawesi tahun 1980 hingga 2024 bersumber dari Katalog ISC dan USGS. Terlihat di lengan utara Sulawesi dan Teluk Tomini terdapat gempa bumi bersumber dari zona intraslab, sedangkan di wilayah lainnya bersumber dari sesar aktif.

Tabel 3.1. Katalog gempa bumi merusak Teluk Palu, Sulawesi Tengah (modifikasi dari Supartoyo dkk., 2018)

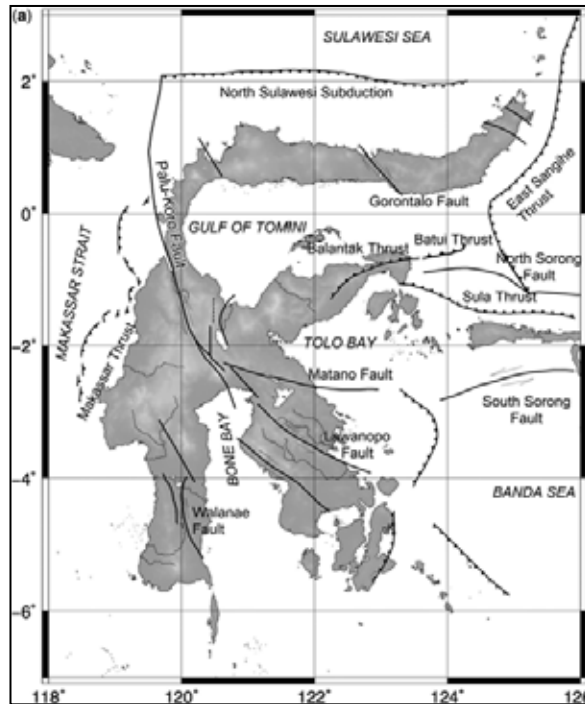
NO	NAMA GEMPA	TANGGAL	PUSAT GEMPA	KDLM	MAG	SKALA	KERUSAKAN
1.	Lembah Bada	1905	-	-	-	-	Kerusakan di lembah Bada.
2.	Kulawi-Lindu	30/07/1907 04:00 am	darat	-	-	VII	164 rumah dan 49 gudang padi roboh di Kulawi.
3.	Kulawi-Gimpu	18/03/1909 06:00 am	darat	-	-	VII-VIII	Bencana di Kulawi-Gimpu, retakan tanah U-S di Pabotoe-Namo.
4.	Lemo	30/07/1910	-	-	-	VIII	164 rumah roboh, 49 gudang beras roboh. Kerusakan bangunan di Colo, Anja, Olu Congko dan Palu.
5.	Donggala (Tsunami)	01/12/1927	5,0°LS- 119,5°BT	-	-	VIII-IX	50 orang meninggal dan 50 org luka-luka akibat tsunami. Bangunan rusak di Donggala dan Biromaru. Terjadi retakan tanah. Tsunami melanda kota Palu sejauh ± 3 km dari pantai.
6.	Danau Lindu	1937	-	-	-	VI	Kerusakan bangunan di Desa Tamado pinggir Danau Lindu. Retakan tanah.
7.	Tambu, Donggala (Tsunami)	14/08/1968	0,7 °LS - 119,8° BT	23	6	VII-VIII	Terjadi tsunami runup mencapai ± 8 - 10 meter, longsoran tanah dan muncul mata air panas. Di Mupaga, 200 org meninggal, 790 rumah rusak. Di Desa Tambu, 7 rumah tergeser ke arah barat laut.
8	Sulawesi Tengah	23/10/1983	1,6 °LS- 120,8° BT	50	6	VII	2 org meninggal, 4 orang luka-luka, 24 rumah hancur, 20 rumah roboh.
9	Lawe, Sigi	01/03/1985	2,082°LS & 119,67°BT	17	5,7	V-VI	Kerusakan ringan bangunan. Penduduk panik & berhamburan keluar rumah. Getaran terasa kuat di Palu. Gempa bumi terjadi tanggal 1 hingga 2 Maret 1985.
10.	Toli-Toli & Donggala (Tsunami)	01/01/1996	0,729 °LS - 119,931° BT	24	7	VI	9 orang meninggal, kerusakan melanda desa Bangkir, Toli-Toli dan Tonggolobibi, Donggala. Terjadi tsunami dengan runup ± 2 m inundation ke darat ± 400 m. Di jalan Pangalasean tsunami tertutup gelondongan kayu. Di daerah Sibuang & Siwalaa runup ± 1,5 m, inundasi ± 250 m.
11.	Donggala	11/10/1998	0,4 °LS - 119,5° BT	33	6,1	VI	Retakan dinding dan roboh pada bangunan tua di Kelurahan Kabonga Besar, Kabonga Kecil, Boya, G. Bale, Labuan Bajo, Maleni, Ganti, Kola Kola dan Lumbudolo seluruhnya di Kecamatan Banawa, Kab. Donggala.
12.	Palolo, Sigi	24/01/2005 04:10:08,8 WITA	1,03 °LS - 119,99° BT	30	6,2	VII	1 org meninggal, 4 org luka-luka, kerusakan terparah di Kec. Palolo, Kab. Sigi. Beberapa rumah penduduk roboh. Kerusakan bangunan di kota Palu, Kec. Sigi Biromaru & Kec. Palolo Kab. Sigi. Retakan tanah di desa Kaleke sepanjang ± 150 m, sesar gempa di desa Sintuwu arah N 310° E sepanjang ± 150 m, likuefaksi di desa Sintuwu, gerakan tanah besar di desa Sigimpuu.

Tabel 3.1. Lanjutan...

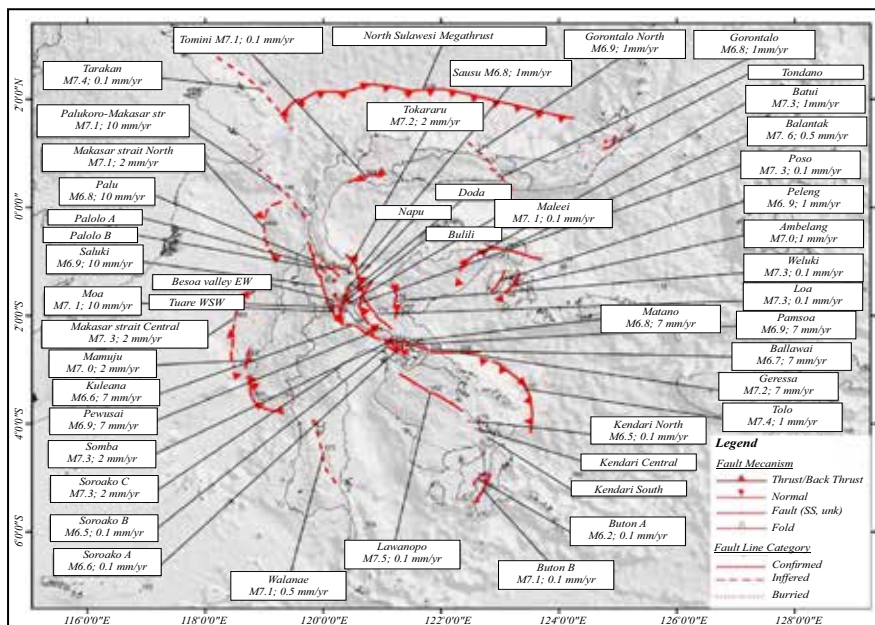
NO	NAMA GEMPA	TANGGAL	PUSAT GEMPA	KDLM	MAG	SKALA	KERUSAKAN
13.	Palu	02/03/2009 07:30:00 WIB	1,11°LS - 119,85° BT	30	5,7	V	1 orang luka-luka, 1 show room mobil & 1 TK Aisiyah rusak. Pusat gempa bumi di darat.
14.	Kulawi, Sigi	18/08/2012 16:41:53 WIB	1,29°LS, 120,012° BT	10	6,2	VII	5 orang meninggal, 16 orang luka berat, 37 orang luka ringan, 303 rumah rusak berat, 192 rumah rusak sedang, 464 bangunan rusak ringan di daerah Kulawi. Terjadi longsor dan retakan tanah. Bencana di daerah Kulawi.
15.	Pasigala (Tsunami)	28/09/2018 17:02:44 WIB	119,85° BT 0,18° LS	10	7,5	VIII-IX	2113 orang meninggal, 1309 orang hilang, orang 4612 orang luka-luka, ribuan rumah rusak di Kota Palu, Kab. Donggala, Sigi dan Parigi Mountong. Terjadi tsunami di Teluk Palu, FD 4-6 m, ID 600 m. Terjadi gertan di Kota Palu, Donggala. Terjadi likuefaksi aliran di Balaroa, Petobo, Jono Oge dan Sibalaya.
16.	Sigi	06/08/2023 17:09:22 WIB	120,16° BT 1,14° LS	10	5,3	V	3 rumah RB, 10 rumah RR di Desa Lembangtongoa, Kec. Palolo, Kab. Sigi.
17.	Donggala	09/09/2023 21:43:24 WIB	119,8° BT 0,03° LU	10	6,3	VI	4 rumah rusak di Desa Pomolulu, Kec. Balaesang Tanjung, Kab. Donggala.



Gambar 3.3. Pusat gempa bumi merusak di Pulau Sulawesi (Supartoyo dkk., 2014).



Gambar 3.4. Sumber gempa bumi Pulau Sulawesi (Cipta dkk., 2016).



Gambar 3.5. Sebaran sumber gempa bumi di Pulau Sulawesi (Pusgen, 2017). Sesar Palu Koro terbagai menjadi 4 segmen yaitu segmen Palu Koro Selat Makasar yang terletak di laut dan di darat segmen Palu, Saluki dan Moa.

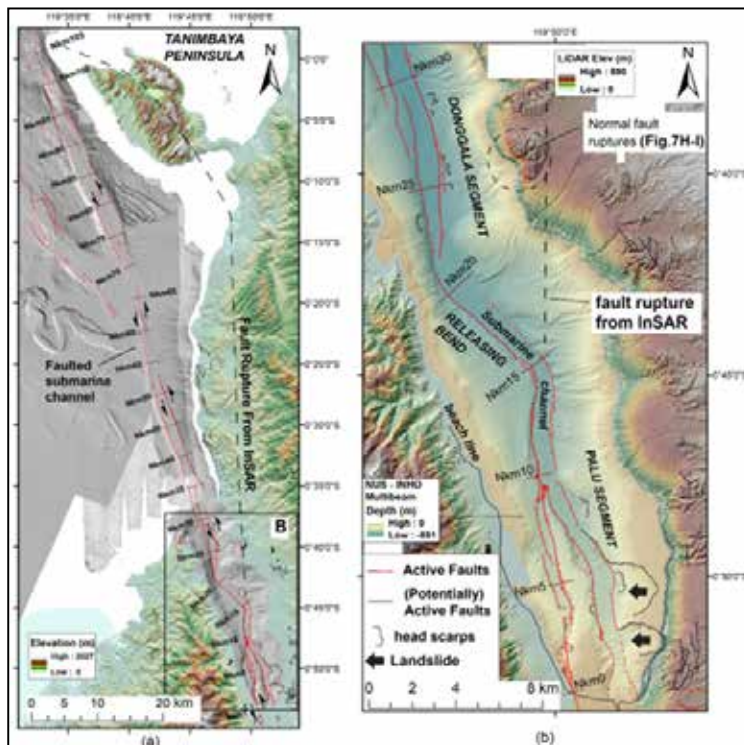
Moa. Adapun Natawidjadja dkk (2021) telah memetakan sebaran sesar Palu Koro di laut menggunakan data batimetri dengan resolusi tinggi pasca kejadian gempa bumi Pasigala tahun 2018 (Gambar 3.6). Begitu juga Tim geologi kelautan Badan Geologi pada tahun 2023 melakukan survei batimetri dan *Sub Bottom Profiler* (SBP) di Teluk Palu. Hasil survei mempertegas kemenerusan Sesar Palu Koro ke arah Teluk Palu yang membentuk *Pull Apart Structure*, dengan lembah yang dalam. Struktur ini dibatasi oleh Sesar Palu Timur dan Sesar Palu Barat, keduanya secara kinematika didominasi sebagai patahan Normal-Mendatar Mengiri (Gambar 3.7).

3.4. Gempa Bumi Palu Sigi Donggala Tanggal 28 September 2018

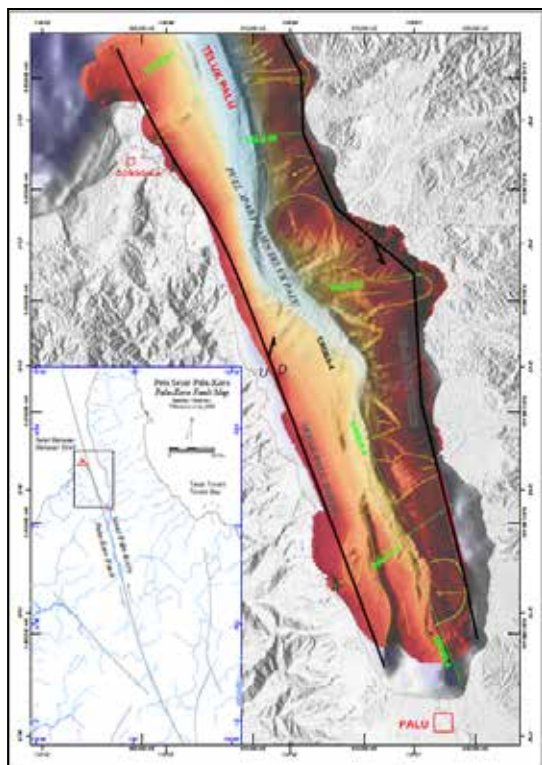
Kejadian gempa bumi tanggal 28 September 2018 telah mengakibatkan terjadinya bencana di

daerah Sulawesi Tengah, yaitu Kabupaten Donggala, Sigi, Parigi Moutong dan Kota Palu, serta dikenal dengan sebutan gempa bumi Palu Sigi Donggala atau disingkat Pasigala. Bencana tersebut sangat masif pada daerah yang terletak dekat dengan zona sesar Palu Koro. Berdasarkan data dari PBB (<https://www.tempo.co/politik/tsunami-dan-gempa-palu-donggala-2018-dalam-angka-korban-daya-rusak-dan-lainnya-138090>) jumlah korban meninggal adalah 4.845 orang, mengungsi 172.999 orang dan sebanyak 110.214 bangunan rusak. Total kerugian mencapai Rp 18,48 T yang merupakan suatu kerugian yang sangat besar. Tabel 3.2. merinci kerugian di Kota Palu dan sekitarnya.

Hasil pemeriksaan lapangan oleh Tim Tangap Darurat Badan Geologi (TTD BG) memperlihatkan bahwa kejadian gempa bumi Pasigala tanggal 28 September 2018 telah mengakibatkan terjadinya tsunami (Gambar 3.8), sesar permukaan (*fault surface rupture*), retakan tanah, penurunan tanah,



Gambar 3.6. Sebaran sesar palu Koro di Laut (Natawidjadja dkk., 2021).



Gambar 3.7 Peta Struktur Geologi Teluk Palu yang memperlihatkan kemenerusan Sesar palu Koro di Teluk Laut, membentuk *full apart structure* (Gustiantini dkk., 2024).

Tabel 3.2. Rincian kerugian akibat gempa bumi Pasigala tahun 2018 (<https://www.tempo.co/politik/tsunami-dan-gempa-palu-donggala-2018-dalam-angka-korban-daya-rusak-dan-lainnya-138090>)

No.	Lokasi	Kerugian
1.	Kota Palu	Rp. 8,3 T
2.	Kabupaten Sigi	Rp. 6,9 T
3.	Kabupaten Donggala	Rp. 2,7 T
4.	Kabupaten Parigi Moutong	Rp. 0,64 T

tanah bergelombang, likuefaksi dan gerakan tanah/longsoran. Tsunami melanda sepanjang Teluk Palu (meliputi pantai Kota Palu dan pantai Kabupaten Donggala) dan sebagian kecil daerah Sirenja, Kabupaten Donggala. Wilayah yang berada di Teluk Palu antara pantai timur Teluk Palu hingga pantai Sirenja Kabupaten Donggala tidak teramati jejak tsunami. Saksi mata juga mengatakan tidak terjadi

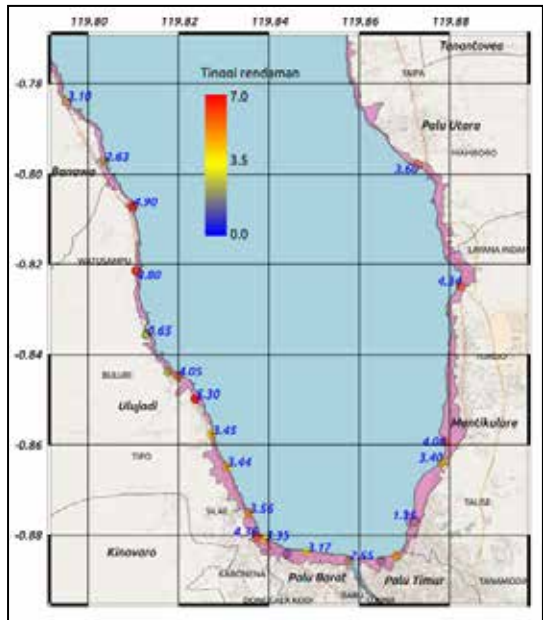
tsunami. Tinggi tsunami maksimum (*tsunami height*) mencapai 6 m terdapat di sekitar Jembatan Kuning, Teluk Palu. Pemetaan dampak tsunami yang dilakukan oleh Tim Tanggap Darurat Badan Geologi (TTD BG) memperlihatkan (Gambar 3.9) bahwa tinggi rendaman tsunami (*flow depth*) berkisar antara 0,65 – 5,30 m dengan jarak landaan terjauh ke darat (*run up distance*) adalah 500 m. Tinggi rendaman maksimum (5,30 m) ditemukan di Ulujadi, sedangkan landaan maksimum ke darat terdapat di sekitar Jembatan Kuning sebagai jalan tsunami masuk jauh ke daratan melalui Sungai Palu. Tsunami kembali teramati di Desa Tanjung Padang dan Tompe, Kecamatan Sirenja, Kabupaten Donggala dengan tinggi rendaman di Desa Tanjung Padang mencapai 3,9 m berjarak 30 m dari garis pantai dan jarak landaan maksimum ke darat mencapai 190 m. Tinggi rendaman tsunami di Desa Tompe, Kecamatan Sirenja mencapai 2,6 m berjarak 36 m dari garis pantai dan jarak landaan maksimum ke darat mencapai 88 m.

Data TTD BG memperlihatkan adanya sesar permukaan di Kota Palu hingga daerah Kabupaten Sigi. Indikasi sesar permukaan (Gambar 3.10) adalah adanya pergeseran tanah berarah horizontal maupun vertikal dan dapat diamati dari obyek permukaan yang mengalami pergeseran, contoh rumah, jalan, pematang sawah, dan lain-lain. Pergeseran (*offset*) pada umumnya dominan horizontal mengiri (*sinistral offset*) yang ditemukan sepanjang sesar Palu Koro pada bagian barat dengan nilai bervariasi antara 6 cm hingga 580 cm. Pergeseran mengiri dalam dimensi besar tersebut ditemukan di daerah (Gambar 3.11):

- Jalan Cemara, Donggala Kodi, Kota Palu (515 cm dan 429 cm).
- Jalan Sungai Manonda, Kelurahan Balaroa (total pergeseran mengiri 488 cm).
- Jalan Diponegoro, Palu Barat (238 cm).
- Binangga, Kabupaten Sigi (129 cm dan 246 cm, dengan komponen vertikal 34 cm).
- Desa Pawunu, Kec. Dolo Barat, Kab. Sigi (berkisar 460 cm hingga 580 m).
- Bolapapu, Kulawi, Kabupaten Sigi (berkisar 82 cm hingga 125 cm).

Pergeseran mengiri ini merupakan lokasi jalur sesar Palu Koro yang tersebar mulai bagian barat Teluk Palu menerus ke arah tenggara berarah N 330° E hingga N 350° E hingga daerah Kulawi, Kabupaten Sigi. Adanya pergeseran mengiri dalam dimensi besar dan panjang ini mengindikasikan garis atau jalur sesar aktif Palu Koro (Gambar 3.12) yang memotong endapan aluvial. Jadi posisinya tidak berada pada zona muka pegunungan (*mountain front zone*), tapi lebih ke timur ke arah dataran. Pada jalur sesar ini mengakibatkan bangunan yang dilaluinya mengalami rusak parah. Pada daerah bagian timur Kota Palu hampir tidak ditemukan pergeseran mengiri. Pergeseran lainnya ditemukan dalam dimensi kecil berarah pergeseran menganan (*dextral offset*) dan vertikal kurang dari 0,5 m dan pada umumnya berarah barat – timur dan timur laut – barat daya. Retakan tanah (*ground fracture*) ditemukan cukup banyak di Kota Palu dan Kabupaten Donggala bagian utara yang berarah utara – selatan, barat – timur, timur laut – barat daya dan barat laut – tenggara.

Likuefaksi dicirikan munculnya material pasir halus pada celah-celah retakan tanah, ditemukan di Kota Palu, Kabupaten Sigi (Kecamatan Sigi Biromaru), dan Kabupaten Donggala (Kecamatan Sindue, Sirenja dan Balaesang). Jenis likuefaksi yang ditemukan adalah *lateral spread-*

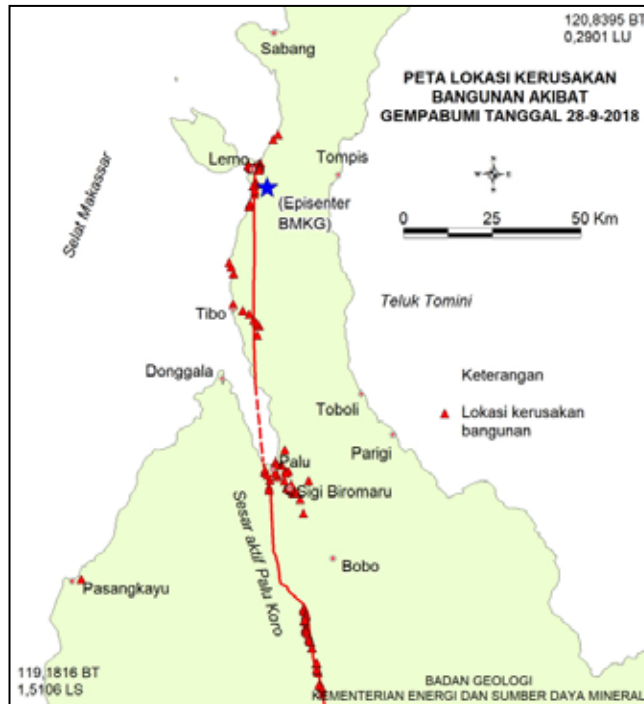


Gambar 3.9. Peta tinggi rendaman tsunami (*tsunami flow depth*) di Teluk Palu. Lingkaran berwarna menunjukkan intensitas tsunami dan angka memperlihatkan tinggi rendaman tsunami. Warna merah muda memperlihatkan daerah yang terlanda tsunami.

ing dan *sand boil*. Likuefaksi yang ditemukan di daerah Balaroa, Petobo, Sibalaya dan Jono Oge berkembang menjadi aliran yang dikenal sebagai likuefaksi tipe aliran, dan mengakibatkan ben-



Gambar 3.8. Jejak tsunami di kampus IAIN Kota Palu tinggi rendaman 1 m (gambar kiri) dan di Kecamatan Sirenja, Kabupaten Donggala tinggi rendaman 2 m (gambar kanan).



Gambar 3.10. Peta sesar aktif Palu Koro berdasarkan data *surface rupture*.



Gambar 3.11. Pergeseran mengiri (*sinistral offset*) sesar permukaan berkisar 4,6 m hingga 5,8 m akibat gempa bumi tanggal 28 September 2018 di Desa Pawunu, Kecamatan Dolo Barat, Kabupaten Sigi (Supartoyo dkk., 2018).

cana parah di dua lokasi tersebut. Pada bagian bawah daerah tersebut terlihat adanya tanah

yang terangkat seperti ciri gerakan tanah pada bagian ujung dari zona akumulasi (*toe*). Banyak korban jiwa pada likuefaksi aliran tersebut. Gerakan tanah dipicu guncangan gempa bumi cukup banyak ditemukan terutama pada lereng terjal dan batuan telah mengalami pelapukan. Sebaran lokasi gerakan tanah tersebut terdapat di Kabupaten Sigi (Kecamatan Gumbasa dan Kulawi) dan Kabupaten Donggala (Kecamatan Sindue, Sindue Tombusabora, Sindue Tobata, Sirenja dan Balaesang). Pada bagian selatan daerah Jono Oge terdapat jembatan yang putus dan diakibatkan oleh proses aliran yang juga mengakibatkan perkampungan yang terdapat di wilayah tersebut bergerak dan mengakibatkan terjadinya bencana.

3.4.1. Skala Intensitas Gempa Bumi Pasigala Tanggal 28 September 2018

Berdasarkan hasil pemeriksaan lapangan, skala intensitas maksimum kejadian gempa bumi



Gambar 3.12. Peta sesar aktif Palu-Koro berdasarkan data *surface rupture* (Supartoyo dkk., 2018).

tanggal 28 September 2018 melanda daerah Jono Oge, Kecamatan Sigi Biromaru, Kabupaten Sigi (Gambar 3.13) yang mencapai skala intensitas IX MMI (*Modified Mercally Intensity*). Hal ini dicirikan oleh publik menjadi panik, tanah bergelombang, bangunan yang tidak kuat hancur,

bangunan kuat mengalami kerusakan berat, pondasi dan rangka bangunan rusak, retakan tanah dan likuefaksi dimensi besar. Semua bangunan yang terletak pada tanah bergelombang di daerah tersebut mengalami kerusakan berat. Adapun daerah di sekitar pusat gempa bumi, wilayah pesisir



Gambar 3.13. Gambar kiri: Likuefaksi mengakibatkan kerusakan rumah penduduk akibat gempa bumi tanggal 28 September 2018 di Desa Panau, Kecamatan Sigi Biromaru, Kabupaten Sigi. Gambar kanan: gerakan tanah tipe nendatan dan aliran mengancam penduduk Desa Sungku, Kecamatan Kulawi, Kabupaten Sigi.

Donggala utara, sebagian Kabupaten Sigi dan Kota Palu berada pada skala intensitas VIII MMI (Gambar 3.14 dan 3.15). Hal ini dicirikan oleh pengemudi mobil terganggu, terjadi kerusakan pada bangunan-bangunan yang kuat karena terdapat bagian-bagian yang runtuh, tangki air yang berada di atas berputar hingga terjatuh, rangka rumah berpindah dari pondasinya, dinding-dinding yang tidak terikat dengan baik jatuh, ranting



Gambar 3.14. Tanah bergelombang yang mengakibatkan kerusakan bangunan di daerah Jono Oge, Kecamatan Sigi Biromaru, Kabupaten Sigi akibat gempa bumi 28 September 2018. Skala intensitas gempa bumi di daerah Jono Oge mencapai IX MMI.



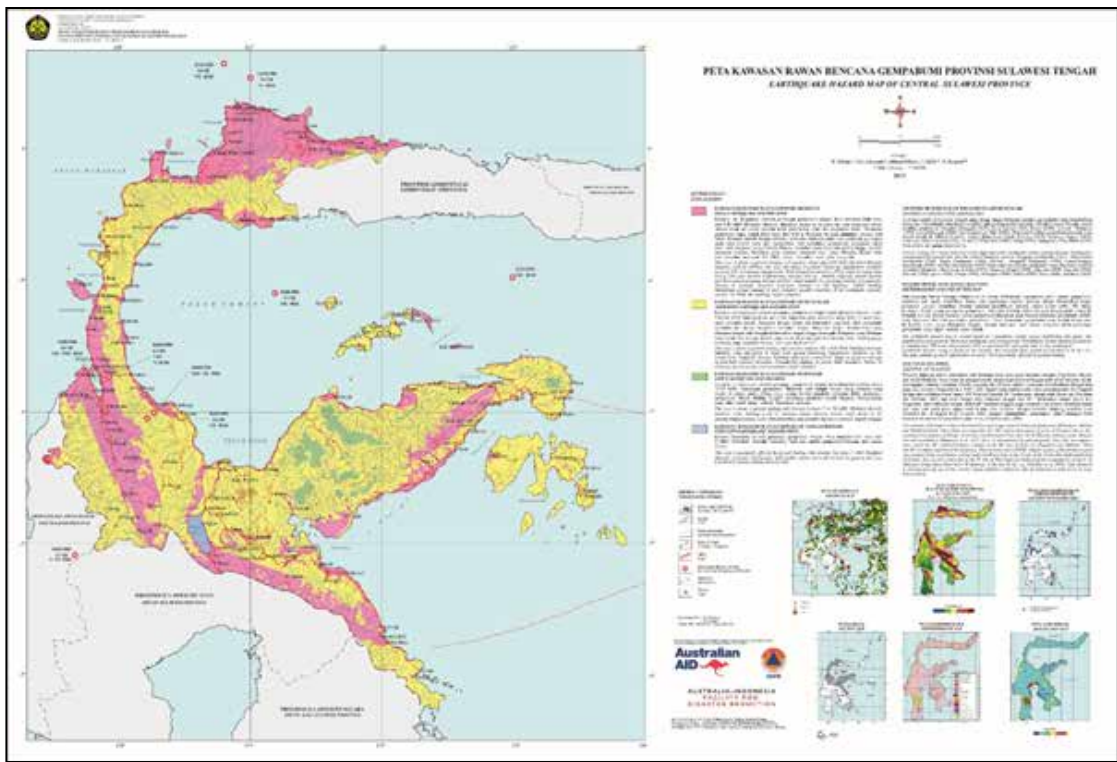
Gambar 3.15. Retakan tanah masif berarah utara – selatan mengakibatkan kerusakan rumah penduduk di daerah Jono Oge, Kecamatan Sigi Biromaru, Kabupaten Sigi akibat gempa bumi 28 September 2018.

pohon patah dari dahannya, tanah yang basah dan lereng yang curam terbelah, terjadi retakan tanah, pergeseran tanah, likuefaksi dan gerakan tanah/longsoran. Berdasarkan pengamatan lapangan terlihat bahwa dampak gempa bumi yang terjadi terletak pada kawasan rawan bencana gempa bumi tinggi yang berpotensi terlanda guncangan gempa bumi lebih besar dari skala VIII MMI. Hal ini sesuai dengan peta kawasan rawan bencana gempa bumi daerah Sulawesi Tengah yang diterbitkan oleh PVMBG, BG tahun 2012 (Robiana dkk., 2012) (Gambar 3.16).

3.4.2. Guncangan Gempa Bumi di Balaroa, Petobo, Jono Oge dan Sibalaya

Untuk mengetahui besarnya guncangan gempa bumi pada lokasi likuefaksi tipe aliran di daerah Balaroa, Petobo, Jono Oge dan Sibalaya kami melakukan pemodelan guncangan dengan metode DSHA (*Deterministic Seismic Hazard Analysis*). Pemodelan dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak OpenQuake. OpenQuake adalah perangkat lunak GEM (Global Earthquake Model Foundation) yang canggih, tidak berbayar atau gratis, bersumber terbuka, dan dapat diakses secara kolaboratif yang dikembangkan untuk pemodelan bahaya gempa bumi. Parameter gempa bumi yang dipergunakan dalam pemodelan ini mengacu pada data dari GFZ German Research Centre For Geosciences, yang merupakan pusat riset nasional Jerman. Parameter yang dipergunakan ditampilkan pada Tabel 3.3 dan diunduh tanggal 20 Oktober 2018 dari situs <http://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/event.php?id=gfz2018tabt>.

Geometri garis sesar Palu Koro penyebab gempa bumi Pasigala tanggal 28 September 2018 menggunakan geometri dari Peta Sumber dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017 (Pusgen, 2017) yang dimodifikasi oleh TTD BG berdasarkan posisi lokasi pusat gempa bumi/episenter dan hasil pemeriksaan di lapangan (Gambar 3.10 - 3.12). Perhitungan besarnya guncangan gempa bumi dalam pemodelan ini menggunakan tiga persamaan atenuasi, yaitu:



Gambar 3.16. Peta kawasan rawan bencana gempa bumi daerah Sulawesi Tengah (Robiana dkk., 2012).

Boore dkk (2014), Campbell dan Bozorgnia (2014) serta Chiou dan Youngs (2014) dengan bobot masing masing 1/3. Penggunaan tiga persamaan atenuasi ini ditujukan untuk mengatasi ketidakpastian epistemik yang muncul karena belum adanya persamaan atenuasi yang diturunkan berdasarkan data guncangan gempa bumi di Indonesia.

Hasil analisis bahaya guncangan gempa bumi Pasigala tanggal 28 September 2018 menggunakan metode Deterministics Seismic Hazard Assessment (DSHA) ditampilkan pada Tabel 3.4 Secara umum nilai PGA (*Peak Ground Acceleration*) di tanah permukaan (Gambar 3.18) cenderung lebih besar dibandingkan nilai PGA di batuan dasar (*bedrock*). Adapun nilai PGA di batuan dasar dan permukaan tanah di Balaroa dan Petobo tidak terlalu beda jauh (Gambar 3.19), sedangkan nilai percepatan gelombang geser pada zona sesar Palu-Koro terlihat pada

Gambar 3.20. Berdasarkan pengamatan lapangan skala intensitas gempa bumi di daerah Balaroa, Petobo dan Sibalaya terletak pada skala VIII MM. Adapun di daerah Jono Oge pada skala IX MMI, dicirikan adanya tanah bergelombang dan retakan tanah sangat masif. Hampir semua bangunan di daerah Jono Oge mengalami kerusakan dan pada umumnya rusak berat.

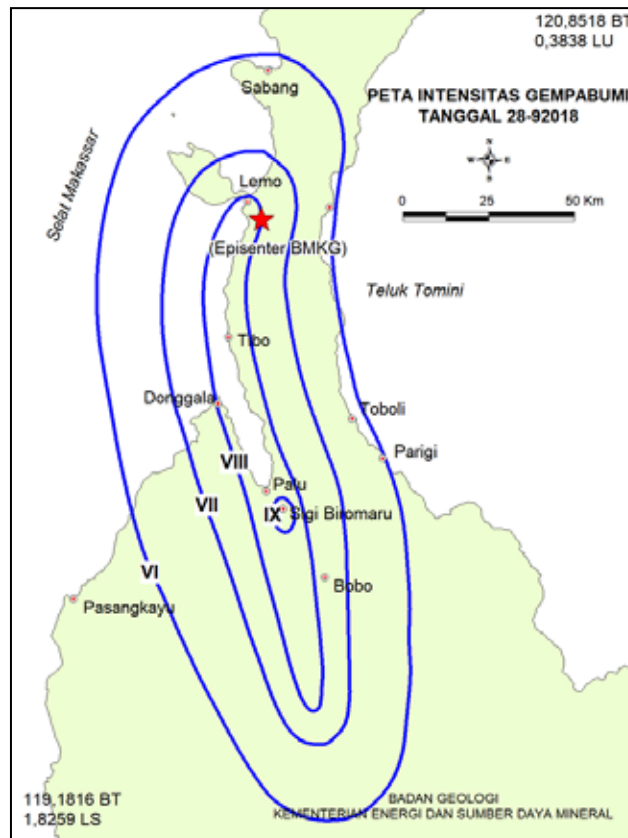
Berdasarkan penampang dari geolistrik yang dilakukan di daerah Balaroa dan Petobo (Buana, dkk., 2019), ditafsirkan adanya pola struktur geologi berupa struktur bunga negatif (*negatif flower structure*) (Gambar 3.21) yang merupakan penciri struktur geologi sesar mendatar. Diduga sesar mendatar di daerah tersebut merupakan struktur setempat atau lokal (Gambar 3.22) yang merupakan bagian dari zona sesar Palu Koro. Sesar lokal ini akan menambah adanya retakan – retakan yang memungkinkan masuknya air sehingga kondisi tanah menjadi semakin jenuh (Gambar 3.23).

Tabel 3.3. Parameter gempa bumi Palu - Donggala 28 September 2018 bersumber dari data GFZ Jerman)

Bujur/ BT	Lintang/ LS	Magnitudo (Mw)	Kedalaman	Strike	Dip	Rake
119.86	-0.22	7.5	10	351	76	-11

Tabel 3.4. Hasil analisis bahaya guncangan gempa bumi Pasigala tanggal 28 September 2018

No.	Lokasi Likuefaksi Tipe Aliran	Bujur	Lintang	PGA di Bedrock (gravitasi/ g)	PGA di Tanah Permukaan (g)
1.	Balaroa	119,839694	-0,906385	0,432	0,424
2.	Petobo	119,919641	-0,938269	0,364	0,335
3.	Jono Oge	119,917806	-0,982238	0,369	0,405
4.	Sibalaya	119,92113	-1,09541	0,383	0,418

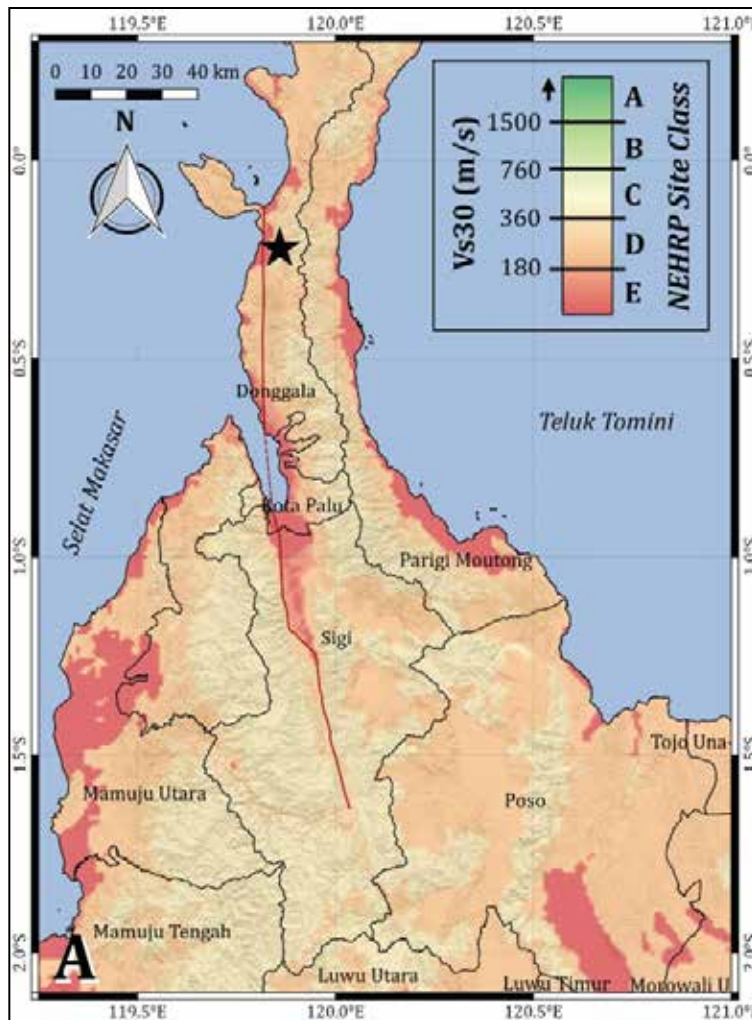


Gambar 3.17. Peta intensitas gempa bumi tanggal 29 September 2018.

3.5. Analisa Mekanisme Fokus Pergerakan Patahan Pada Gempabumi 28 September 2018

Mekanisme fokus (*focal mechanism*) gempa adalah gambaran tentang bagaimana energi kegempaan dilepaskan dari suatu sumber

gempa atau patahan. Biasanya digambarkan melalui "*focal mechanism*" atau "*fault-plane solution*". Analisis mekanisme fokus dari gempa Palu menunjukkan bahwa sumber gempa merupakan aktivitas tektonik berupa gerakan *slip*



Gambar 3.18. Peta kecepatan gelombang geser hingga ketebalan 30 m (V_{s30}) wilayah Provinsi Sulawesi Tengah dan sekitarnya. Garis merah merupakan lokasi sesar Palu Koro yang digunakan dalam pemodelan bahaya gempa deterministik, sedangkan tanda bintang adalah lokasi episenter gempa bumi.

(pergeseran) di sepanjang sesar aktif, tepatnya pada Sesar Palu-Koro. Secara umum, gempa ini menunjukkan mekanisme geseran (*strike-slip*), di mana dua bidang patahan bergerak relatif satu sama lain dengan arah geseran mendatar. Berikut hasil analisa mekanisme fokus dari kejadian gempa bumi Palu 18 September 2018.

Berikut ini adalah data parameter gempabumi yang diperoleh dari laporan *United State Geological Survey* (USGS).

Setelah dilakukan analisis menggunakan stereonet maka diperoleh hasil sebagai berikut:

Pada Gambar 3.24. ditunjukkan bahwa Nodal Plane 1 berkedudukan N 87°E/74° dan Nodal Plane 2 berkedudukan N 350°E/60°. Bidang NP2 ditafsirkan sebagai penyebab gempabumi yang terjadi pada kedalaman 13.5 kilometer. Gempabumi pada kedalaman ini diinterpretasikan terjadi pada zona deformasi *ductile*.



Gambar 3.19. Peta sebaran percepatan guncangan gempa bumi di batuan dasar.

Gempabumi yang terjadi pada kedalaman 13.5 Kilometer telah menyebabkan kerusakan pada permukaan bumi di sepanjang Zona Sesar Palu-Koro. Berdasarkan analisis yang dilakukan (Gambar 1) diperoleh kedudukan patahan adalah N 343°E/69°, dengan *net slip* 19°, N350°E dan *rake* 20. Menurut Rickard (1972) patahan ini dikategorikan sebagai *normal left slip fault*. Pergerakan patahannya relatif mengiri sebagaimana yang terlihat pada citra satelit.

Dari analisis ini (Tabel 3.6) diperoleh kedudukan tegasan utama terbesar (s_1), tegasan

utama menengah (s_2), and tegasan utama terkecil (s_3) and shear strain (η). Tegasan penyerta terbesar (s_1'), tegasan penyerta menengah (s_2') dan tegasan utama terkecil (s_3'). Shear strain adalah sudut pergeseran antara tegasan utama dengan tegasan penyerta. $s_2 = 52^\circ$, N119°E menunjukkan penunjaman yang relative tegak dibandingkan dengan kedudukan $s_1 = 28^\circ$, N309°E dan $s_3 = 4^\circ$, N217°E yang relative datar. Oleh karenanya patahan ini termasuk klasifikasi sinistral fault menurut (Anderson, 1951).



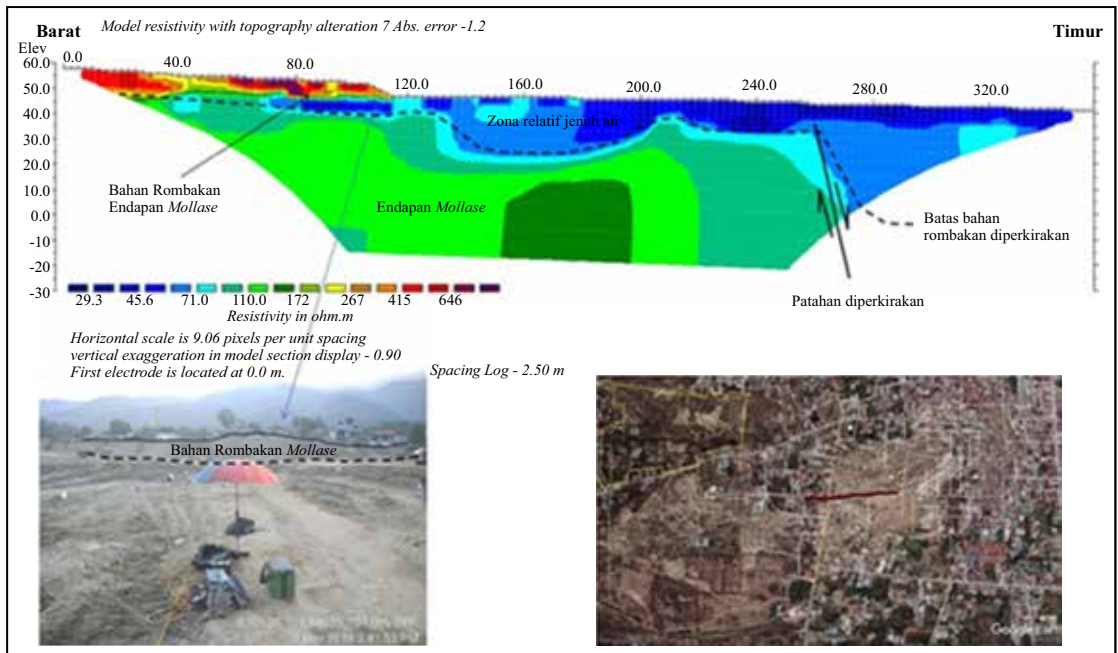
Gambar 3.20. Peta sebaran percepatan guncangan gempa bumi di tanah permukaan.

3.6. Bahaya Ikutan

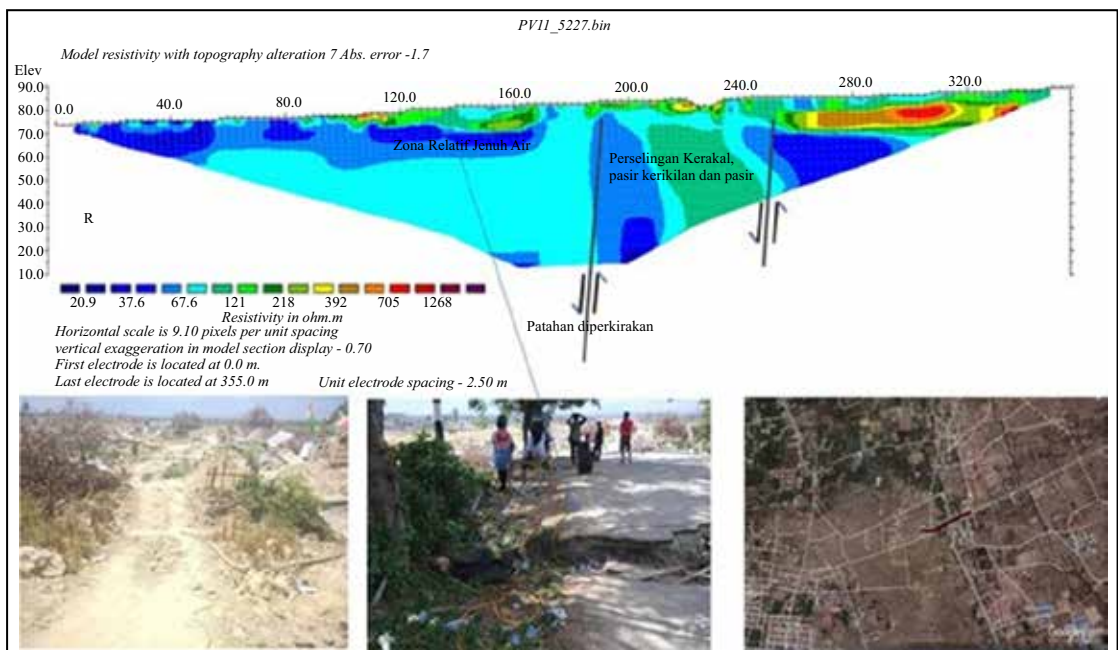
Bahaya ikutan merupakan salah satu jenis bahaya gempa bumi selain sesar permukaan dan guncangan. Kejadian gempa bumi Pasigala 2018 telah mengakibatkan terjadinya bahaya ikutan yang lengkap, yaitu: retakan tanah, penurunan tanah, tanah bergelombang, gerakan tanah, likuefaksi, dan tsunami. Bahaya ikutan tersebut dipicu oleh guncangan gempa bumi kuat. Jenis-jenis bahaya ikutan tersebut tersebar di Kota Palu, Kabupaten Sigi, dan Kabupaten Donggala. Retakan tanah dan penurunan tanah teramati

dari dimensi kecil hingga besar (Gambar 3.24). Pada lokasi yang terletak dekat sesar permukaan dan likuefaksi tipe aliran, retakan tanah dan penurunan tanah terlihat masif yang mengontrol kerusakan bangunan. Retakan tanah yang terletak dekat dengan sesar permukaan membentuk pola yang relatif searah dengan jurus sesar Palu Koro. Adapun retakan tanah yang berada pada zona likuefaksi tipe aliran membentuk pola melengkung.

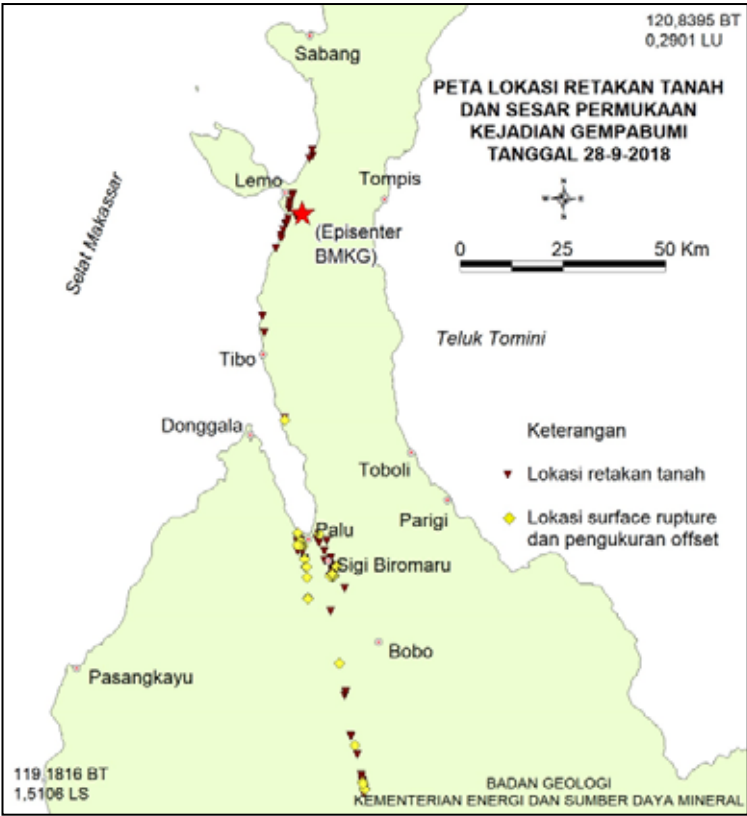
Fenomena tanah bergelombang terlihat di daerah Jono Oge, Kecamatan Sigi Biromaru, Kabupaten Sigi. Fenomena ini diduga merupakan awal



Gambar 3.21. Penafsiran struktur bunga negatif (garis merah putus-putus) penciri sesar mendatar berdasarkan data geolistrik yang bersumber dari Buana dkk. (2019).



Gambar 3.22. Penafsiran struktur bunga negatif (warna merah putus-putus) penciri sesar mendatar berdasarkan data geolistrik bersumber dari Buana dkk (2019).



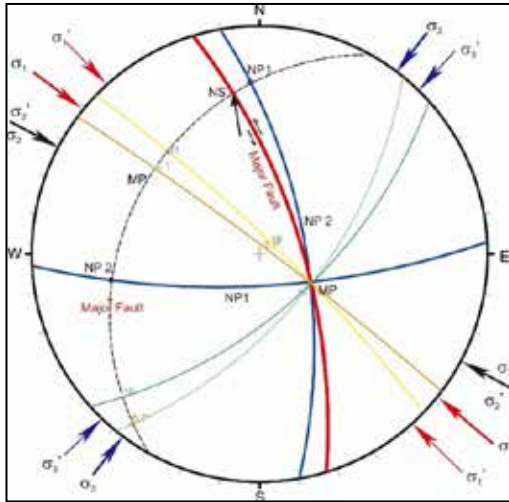
Gambar 3.23. Peta lokasi pengukuran sesar permukaan dan retakan tanah.

Tabel 3.5. parameter gempabumi yang diperoleh dari laporan *United State Geological Survey* (USGS)

Location					
Longitude	119.85		Strike	Dip	Rake
Latitude	-0.256	Nodal Plane 1	87	74	-156
Depth	13.5 Km	Nodal Plane 2	350	67	-17
Magnitude	Mww 7.53				
	Plunge	Azimuth			
Pressure	28	309			
Tension	4	217			
Neutral	62	119			

akan terjadinya likuefaksi tipe aliran. Bangunan yang terletak pada zona tanah bergelombang ini mengalami kerusakan seperti yang terlihat di daerah Jono Oge. Pada lokasi ini guncangan gempa bumi terasa sangat kuat dan mencapai skala intensitas IX MMI.

Gerakan tanah yang dipicu oleh guncangan gempa bumi ditemui hampir merata di Kota Palu, Kabupaten Donggala dan Kabupaten Sigi. Gerakan tanah ini terjadi pada morfologi perbukitan berbatasan dengan lembah yang terbentuk akibat mekanisme sesar Palu Koro. Jenis Gerakan tanah



Gambar 3.24. Hasil analisis stereonet mekanisme pergerakan Zona Sesar Palu-Koro berdasarkan data parameter gempa dari *United State Geological Survey* (USGS).

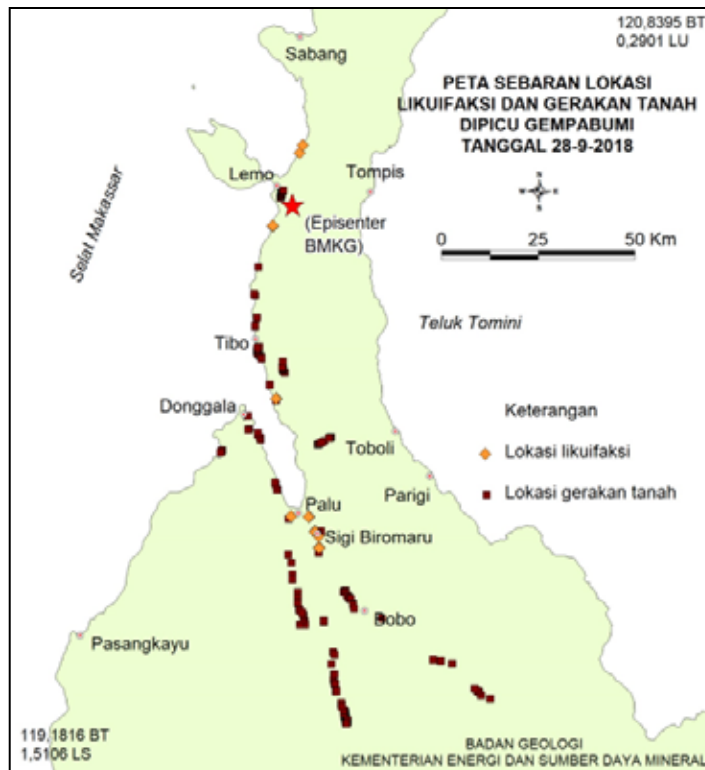
ini yang dipicu guncangan gempa bumi tahun 2018 adalah jatuhnya, longsoran (rotasi dan translasi) dan aliran. Materialnya berupa batu dan bahan rombakan yang merupakan percampuran antara tanah dan batuan. Pada beberapa lokasi material gerakan tanah menutupi jalan, sehingga mengakibatkan jalan terputus seperti di daerah Donggala bagian utara dan daerah Kulawi, Kabupaten Sigi. Gerakan tanah di daerah Kulawi sangat masif karena terletak dekat dengan zona sesar Palu Koro. Gerakan tanah tersebut pada umumnya terdapat pada batuan granit yang telah mengalami pelapukan.

Kejadian gempa bumi Pasigala 2018 memicu terjadinya likuefaksi. Terdapat dua tipe likuefaksi yaitu tipe siklik dan tipe aliran (Kramer, 1996). Likuefaksi tipe aliran yang selanjutnya dapat dinamakan likuefaksi tipe Palu terjadi di Daerah Balaroa, Petobo, Jono Oge dan Sibalaya. Daerah terdampak likuefaksi tipe Palu ini mengalami kerusakan masif. Korban jiwa besar terjadi di daerah Balaroa dan Petobo. Di daerah Jono Oge terjadi fenomena langka berupa tanah bergelombang yang mengakibatkan kerusakan bangunan dan diduga merupakan awal akan terjadinya likuefaksi tipe Palu. Likuefaksi tipe Palu ini disinyalir baru pertama kali terjadi di Indonesia. Berdasarkan data dari Badan Geologi wilayah Teluk Palu termasuk pada Kawasan kerentanan likuefaksi tinggi (Badan Geologi, 2019). Likuefaksi tipe Palu ini akan dibahas lebih detil pada bab selanjutnya.

Seperti telah disinggung sebelumnya kejadian gempabumi di Palu tahun 2018 telah memicu terjadinya tsunami, dimana tsunami tersebut terpicu oleh adanya longsor bawah laut. Longsor bawah laut juga diduga sebagai salah satu yang membangkitkan tsunami pada kejadian gempa yang disertai tsunami di Palu pada tahun 1927. Teluk Palu memiliki bentuk morfologi yang relatif bergradasi curam dimulai dengan kedalaman -50 m mendekati garis pantai dan semakin dalam ke laut lepas mencapai hingga kedalaman -800 m (Gambar 3.26). Lapisan sedimen di pesisir teluk bersifat aluvial dengan tebal mencapai 125 m dari permukaan, akibatnya, struktur sedimen di Teluk Palu dapat dengan mudah menjadi tidak stabil

Tabel 3.6. *Palu-Koro Fault properties* berdasarkan hasil analisis stereonet

	Strike	Dip	Rake	net slip Plunge	net slip Bearing
Major Fault	343	69	20	19	350
	Plunge	Bearing			Plunge Bearing
Σ_1	28	309		s_1'	27 318
Σ_2	62	119		s_2'	62 119
Σ_3	4	217		s_3'	8 223
η	8				
Classification	Normal left slip fault (Rickard, 1972) Sinistral fault (Anderson, 1951)				



Gambar 3.25. Peta sebaran lokasi likuefaksi dan gerakan tanah dipicu kejadian gempa bumi tanggal 28-9-2018.

akibat adanya gempa bumi dan dapat membentuk area longsoran bawah laut (Thein dkk., 2015). Area longsoran tersebut rentan dikarenakan morfologi teluk yang curam.

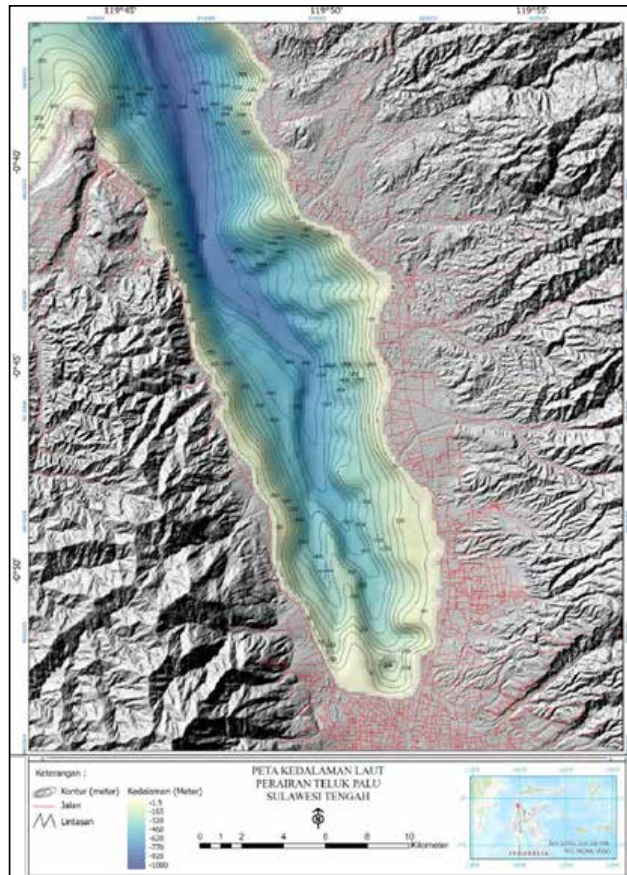
Data *Sub Bottom Profiler* (SBP) dari survei Tim geologi kelautan Badan Geologi mencatat beberapa lokasi longsoran bawah laut yang terekam konsisten di pesisir barat dan timur Teluk Palu (Gambar 3.27).

Sejak 1927, Selat Makasar mengalami 6 kali kejadian tsunami. Semua kejadian tsunami dihasilkan dari pergerakan zona sesar Palu-Koro, sistem zona subduksi Sulawesi di bagian utara, dan zona sesar Pasternoster (Pelynovsky, dkk., 1997). Zona sesar Palu-Koro telah menghasilkan tiga kejadian tsunami diantaranya 1 Desember 1927 (Teluk Palu); 14 Agustus 1968 (Teluk Palu); dan 1 Januari 1996 (Simuntu-Pangalaseang). Lokasi episenter gempa berada di pantai barat

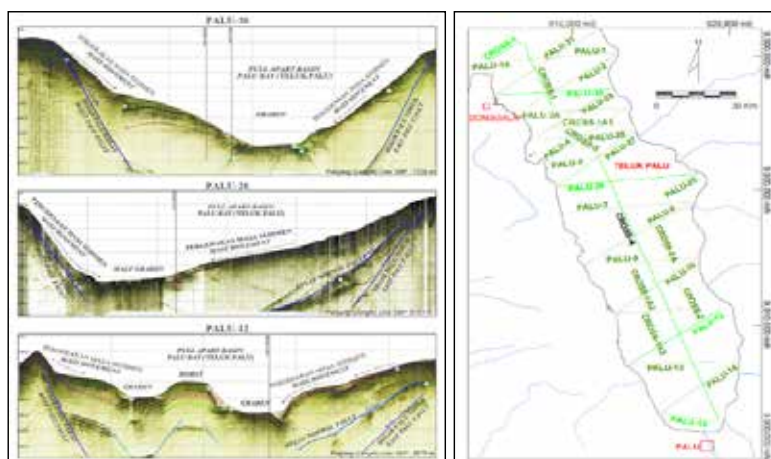
Sulawesi. Sebanyak tiga kejadian tsunami lainnya yang dihasilkan oleh zona sesar Pasternoster diantaranya 11 April 1967 (Tinambung); 23 February 1969 (Majene); dan 8 Januari 1984 (Mamuju). Episenter gempa berada di pantai barat daya Sulawesi yang disajikan pada Gambar 3.28.

Dari data sejarah tsunami, sumber tsunami di Selat Makasar didominasi oleh gempa bumi dengan kedalaman dangkal, yaitu 15 - 25 km. Lokasi episenter umumnya terletak sekitar 10-100 km dari garis pantai Sulawesi dan menghubungkan zona Palu-Koro dan Pasternoster. Kedalaman gempa berkisar antara 13-25 km dan besaran magnitudo mempunyai *range* dari 5.5 - 7.7 (Prasetya, dkk., 2001). Kekuatan gempa yang dihasilkan sesar Palu-Koro adalah antara 6.3 sampai dengan 7.7.

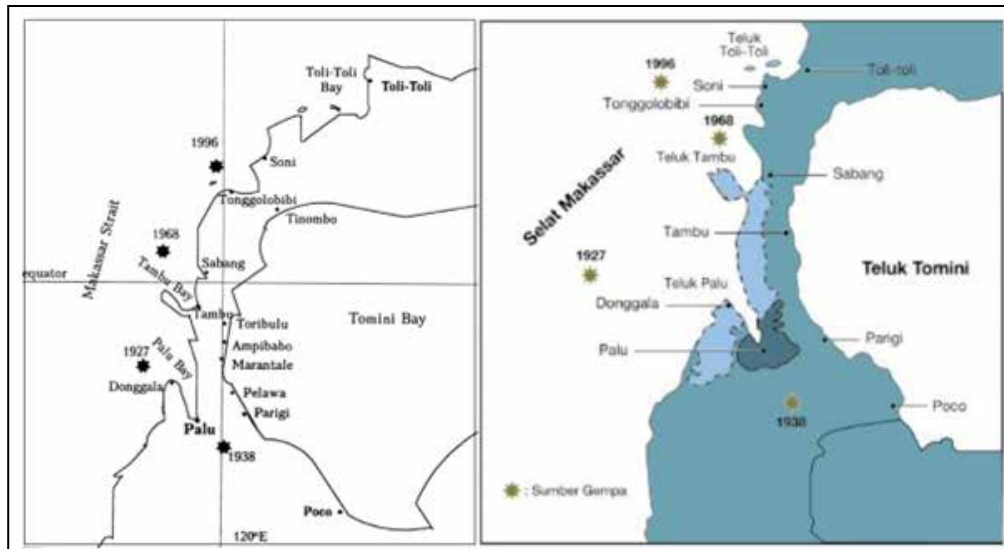
Berdasarkan hasil survei kebencanaan geologi kelautan Badan Geologi di Teluk Palu pada



Gambar 3.26. Peta batimetri Teluk Palu (BBSPGL, 2023).



Gambar 3.27. penampang seismik dangkal yang memperlihatkan area longsor bawah laut sebagai salah satu pemicu terjadinya tsunami (Gustiantini dkk., 2024).



Gambar 3.28. Episenter gempa yang menimbulkan tsunami dalam satu abad yang terjadi di pantai barat Sulawesi (kiri); Pusat gempa pemicu tsunami di sekitar Teluk Palu sebelum 2018 (kanan) (Pelynovsky, dkk., 1997).

tahun 2023, dilakukan simulasi dan evaluasi model pembangkitan serta penjalaran gelombang menggunakan sumber tsunami berdasarkan gempa histrois yakni antara 6,4 – 7,8 SR yang pernah terjadi di sekitar Teluk Palu, Donggala. Simulasi tsunami Palu dibuat dengan skenario sumber tsunami adalah longsoran bawah laut dan gempa bumi, saat muka air laut tertinggi atau MHWL (*Mean High Water Level*) sebesar 1 m di Teluk Palu, seperti pada saat kejadian tsunami sebenarnya (Pakoksung dkk., 2019). Enam sumber parameter longsoran menurut Gusman dkk. (2019) dan Nakata dkk. (2020), diperlihatkan pada Gambar 3.29 dengan parameter skenario longsoran tersaji pada Tabel 3.7.

Sumber data gempa bumi didapatkan dari laporan yang dibuat oleh *United State Geological Survey* (USGS) seperti Gambar 3.30 dan *input* parameter gempa seperti pada Tabel 3.8. Parameter panjang dan lebar patahan gempa bumi didapatkan dari persamaan empiris Well dan Coppersmith (1994):

$$\log L = -2.42 + (0.58 \times M_w) \dots\dots\dots (1)$$

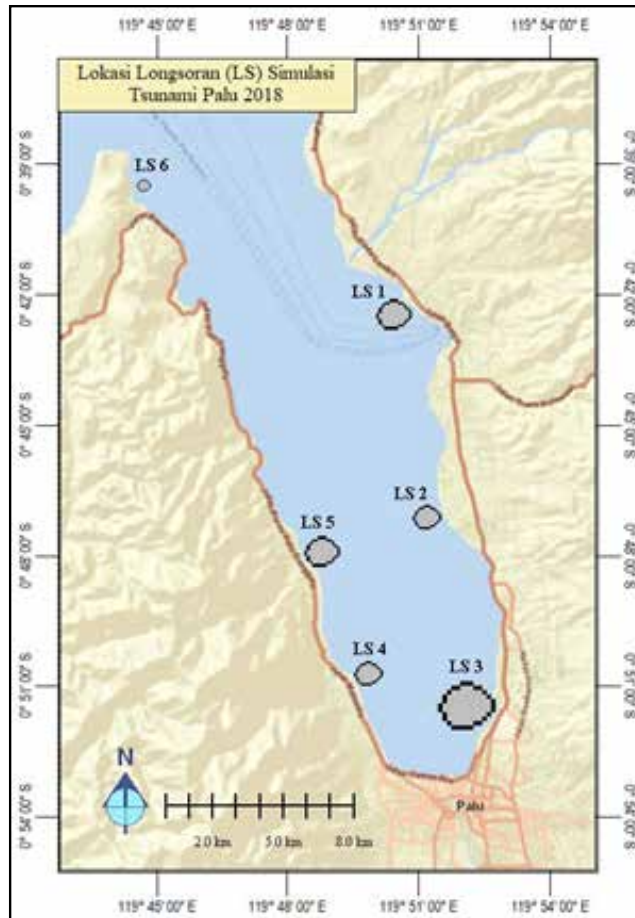
$$\log W = -1.61 + (0.41 \times M_w) \dots\dots\dots (2)$$

Dengan:

- L : Lebar patahan
- W : Panjang patahan
- M_w : Momen magnitudo gempa bumi

Simulasi tsunami dilakukan menggunakan model *Cornell Multi-grid Coupled Tsunami* (COMCOT) v. 1.7 yang berbasis pada *shallow water equations* dengan bahasa pemrograman FORTRAN 90. Model numerik yang digunakan berdasarkan *Shallow Water Equation* (SWE) yang kemudian dirata-ratakan terhadap kedalaman (*depth-average based models*). Pada model COMCOT, diasumsikan bahwa perubahan muka air sama dengan perubahan dasar laut.

Kondisi Tsunami Palu 2018 pada saat kejadian sebenarnya terjadi pada saat kondisi *Mean High Water Level* (MHWL), yaitu sebesar 1 m. Adanya pengaruh pasang surut tentunya mempengaruhi tinggi *run-up* tsunami di seluruh area domain model. Tinggi *run-up* tsunami maksimum ditunjukkan oleh kontur warna merah,



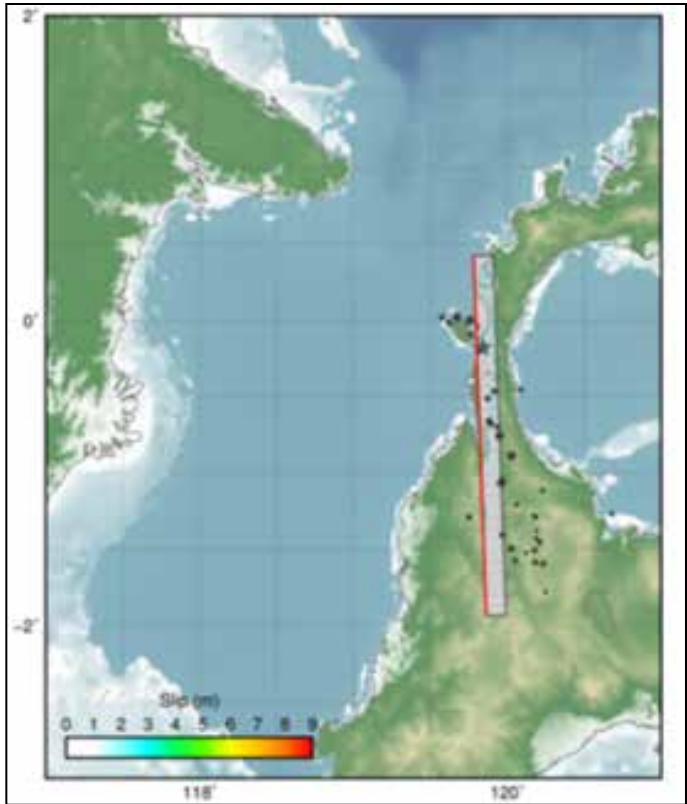
Gambar 3.29. Lokasi longsoran landslide (LS) simulasi Tsunami Palu 2018 menurut Gusman dkk. (2019) dan Nakata dkk. (2020).

hijau, kuning, dan jingga dengan masing-masing warna memiliki rentang nilai tertentu pada Gambar 3.31.

Dari hasil simulasi terpetakan setidaknya ada 5 kecamatan yang berpotensi paling terdampak jika tsunami terjadi lagi, yaitu Kecamatan Ulujadi, Kecamatan Palu Barat dan Timur, Kecamatan Mantikulore, Kecamatan Palu Utara, dan Kecamatan Tawaeli. Kawasan pesisir Kecamatan Palu Barat memiliki distribusi *run-up* maksimum tsunami berada pada rentang nilai 4 – 8 m, dan di beberapa daerah pada kawasan ini memiliki *run-up* maksimum tsunami mencapai lebih dari 10 m. Sud kita ketahui bahwa faktor pembentuk

utama tsunami berupa longsoran. Biasanya tipe gelombang yang terbentuk akibat longsoran memiliki panjang gelombang yang pendek, sehingga energi yang dihasilkan tidak cukup kuat untuk masuk ke bagian daratan. Akibatnya tidak menghasilkan jarak area rendaman atau *run-up distance* yang cukup jauh dari garis pantai. *Run-up distance* pada kawasan ini berkisar 50 m – 100 m dari garis pantai.

Pada kawasan pesisir Kecamatan Ulujadi dan Palu Timur, tinggi *run-up* maksimum tsunami mencapai 7,8 m. Pada kawasan ini, distribusi *run-up* maksimum tsunami didominasi pada rentang 3 m – 7 m, serta terdapat lokasi dengan tinggi *run-up*



Gambar 3.30. Sketsa patahan gempa bumi (Sumber: USGS, 2018).

Tabel 3.7. Parametereter skenario longsor

	Longsor 1	Longsor 2	Longsor 3	Longsor 4	Longsor 5	Longsor 6
Panjang (m)	400	350	1500	250	350	100
Lebar (m)	800	650	2000	500	700	200
Tebal (m)	30	15	15	15	21	6
Kemiringan Lereng deg)	15	15	10	8	11	8
Titik Awal (deg)	119,840, -0,704	119,857, -0,789	119,876, -0,854	119,825, -0,845	119,808, -0,799	119,748, -0,658
Titik Akhir (deg)	119,933, -0,709	119,84, -0,793	119,864, -0,847	119,834, -0,844	119,814, -0,798	119,753, -0,650
Start Time (s)	60	60	60	60	60	60

maksimum tsunami mencapai lebih dari 10 m. Pada Kecamatan Palu Timur, distribusi tinggi *run-up* maksimum tsunami didominasi pada rentang 3 m – 5 m. Oleh karena itu, distribusi tinggi *run-up* maksimum tsunami di Kecamatan Ulujadi memiliki nilai yang lebih besar dengan cakupan area rendaman (*inundation*) yang lebih luas dibandingkan de-

ngan Kecamatan Palu Timur. Pada kecamatan ini, *run-up distance* mencapai 700 m dari garis pantai yang terletak diantara perbatasan Kecamatan Palu Ulujadi dan Kecamatan Palu Timur.

Kecamatan Mantikulore di bagian pesisir timur Teluk Palu memiliki distribusi tinggi *run-up* maksimum tsunami dominan pada rentang 4

Tabel 3.8. Parameter skenario gempa bumi

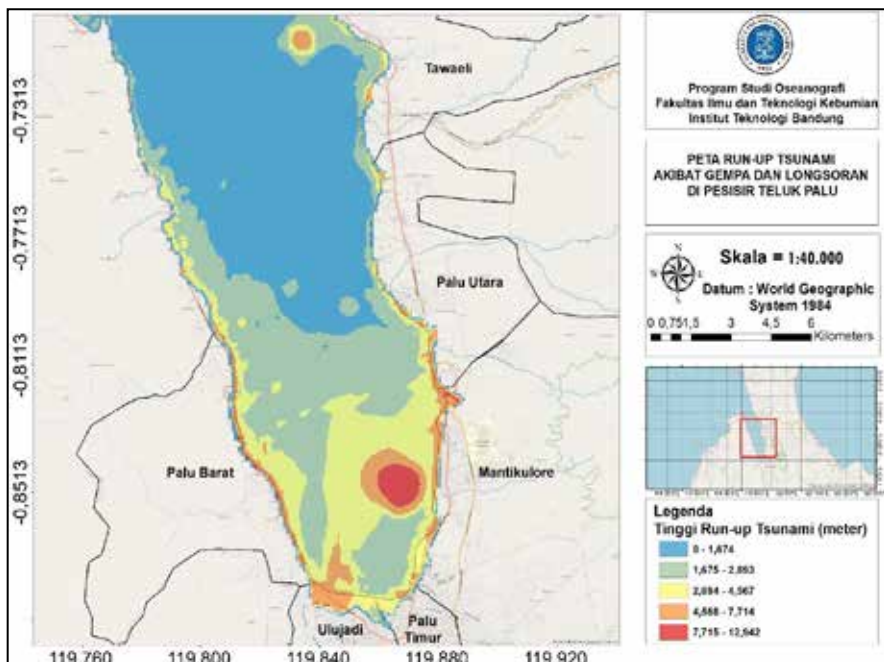
Parameter Gempa	
Panjang Patahan (km)	200
Lebar Patahan (km)	30
Kedalaman Gempa (km)	13,5
Strike (deg)	356
Dip (deg)	67
Slip (deg)	-17
Dislokasi (m)	1,8
Momen Magnitude (Mw)	7,5
Episenter (Bujur)	119,846
Episenter (Lintang)	-0,256

m – 8 m. Secara umum, pada kawasan pesisir kecamatan ini tidak memiliki area rendaman yang cukup luas. Akan tetapi, pada daerah paling utara dan selatan Kecamatan Mantikulore terdapat *run-up distance* yang jaraknya mencapai 600 m dan 200 m dari garis pantai secara berturut-turut. Hal tersebut dikarenakan bentuk pantai yang relatif condong ke arah daratan sehingga gelombang tsunami mengalami pembelokan arah gelombang yang menumpuk pada kedua area tersebut. Aki-

batnya, terjadi penumpukan energi gelombang dan tsunami yang dapat menjalar cukup jauh ke bagian daratan.

Begitu juga di Kecamatan Palu Utara yang memiliki bentuk pantai relatif condong ke arah laut. Sehingga, energi gelombang akibat penjalaran tsunami akan mengalami refraksi atau perubahan arah gelombang ke area pantai yang relatif lebih condong ke arah daratan,. Akibatnya, tsunami dapat menjalar masuk ke arah daratan dan membentuk area rendaman pada bagian daerah tersebut, yaitu daerah paling utara dan paling selatan di Kecamatan Palu Utara dengan *run-up distance* mencapai 300 m dari garis pantai. Secara umum, distribusi tinggi *run-up* maksimum tsunami pada kecamatan ini memiliki rentang nilai 2 m – 5 m.

Kawasan pesisir pantai Kecamatan Tawaeli, memiliki distribusi tinggi *run-up* maksimum tsunami berkisar 3 m – 4,5 m. Kawasan pesisir di kecamatan ini memiliki bentuk pantai yang relatif condong ke arah darat, sehingga refraksi atau



Gambar 3.31. Peta simulasi tinggi run-up dan daerah rendaman tsunami (BBSPGL, 2023)

perubahan arah penjalaran tsunami menumpuk pada daerah pesisir Stasiun Pantoloan (119,860, -0,721). Akibatnya, pada daerah ini yaitu pesisir Stasiun Pantoloan terdapat area rendaman yang cukup luas dengan *run-up distance* mencapai

300 m dibandingkan dengan area rendaman di sekitar pesisir lain. Pada kecamatan ini, tinggi *run-up* maksimum terbesar mencapai 6 m pada beberapa lokasi rendaman terjauh dari garis pantai.

4. LIKUEFAKSI “TIPE PALU” DARI SUDUT PANDANG GEOLOGI

4.1. Kondisi Geologi Kuarter Wilayah Palu dan Sekitarnya

Dinamika Kuarter di wilayah Palu, Sulawesi Tengah, sangat dipengaruhi oleh aktivitas tektonik aktif Patahan Palu-Koro yang menjadi faktor utama dalam pembentukan cekungan sedimen dan evolusi geomorfologi setempat. Patahan ini mengontrol deformasi dan pola sedimentasi Kuarter, termasuk endapan kipas aluvial dan limbah banjir (Bellier dkk, 2001; Watkinson dan Hall, 2017). Material rombakan yang dihasilkan dari aktivitas tektonik menjadi sumber utama endapan Kuarter di wilayah ini (Permana dan Zen, 1991). Bukti neotektonik terlihat jelas di sisi barat Palu, khususnya di Balane, di mana patahan memotong endapan kipas berumur sekitar 1790 ± 200 BP (Soehaimi dkk, 2019).

Endapan Kuarter di Lembah Palu terbentuk dalam kompleks cekungan *alluvial-fluvial* yang meliputi kipas aluvial, sistem fluvial, dan endapan marin di utara Teluk Palu. Proses sedimentasi di daerah ini dikendalikan oleh faktor allogenis, khususnya aktivitas tektonik yang memengaruhi ruang akomodasi sedimen dan pola aliran (Miall, 1992; Moechtar, 1994).

Kipas aluvial Palu menunjukkan zonasi fasies yang mencerminkan variasi energi deposisi, dengan material kasar dan sortasi buruk di zona proksimal, sedangkan zona medial didominasi sedimen lebih halus dengan sortasi lebih baik. Zona distal mengendapkan sedimen halus seperti lumpur dan pasir halus akibat penurunan energi aliran (Blair dan McPherson, 1994; Nemec dan Postma, 1993).

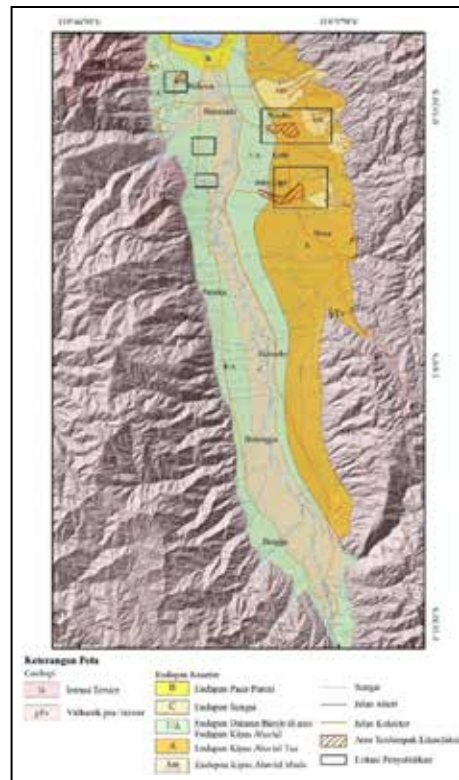
Material kipas berasal dari erosi Pegunungan Gawalise di barat dan Pegunungan Palu-Koro di timur, memasok kerikil, pasir, lumpur, dan

material rombakan hasil longsoran (Miall, 1992; Sidi dkk, 2018; Permana dan Zen, 1991). Pola perubahan ukuran butir memperlihatkan pola pengkasaran ke arah atas (*coarsening upward*) di zona proksimal dan penghalusan ke arah atas (*fining upward*) di zona distal, mencerminkan penurunan energi sepanjang jalur deposisi (Boggs, 2006; Posamentier dan Allen, 1999). Studi khusus di daerah Palu juga mengonfirmasi pola zonasi fasies ini sebagai hasil interaksi dinamis antara sedimentasi dan aktivitas tektonik aktif, yang membentuk karakteristik stratigrafi Kuarter di wilayah tersebut (Bellier dkk, 2001; Watkinson dan Hall, 2017).

4.1.1. Geodinamika Kuarter Daerah Palu Sistem Aluvial dan Fluvial Kuarter

Sistem pengendapan Kuarter di Lembah Palu mencakup dua sistem utama: sistem aluvial dan sistem fluvial, yang masing-masing tersusun atas fasies-fasies yang merefleksikan lingkungan pengendapan dengan variasi kontrol geomorfik dan tektonik. Dalam sistem aluvial, dikenali dua fasies utama yaitu *Alluvial Fan Proximal* dan *Alluvial Fan Medial*, serta satu satuan endapan terpisah berupa material rombakan hasil proses *debris flow*, seperti Gambar 4.1.1.

Fasies proksimal dicirikan oleh endapan klastik kasar berupa bongkah, kerakal, kerikil, dan pasir sangat kasar dengan sortasi buruk, struktur masif, serta bentuk butir menyudut hingga menyudut tanggung. Karakteristik ini mencerminkan pengendapan gravitasi berenergi tinggi di dekat kaki lereng, dengan jarak transportasi yang sangat pendek dari sumbernya (Blair dan McPherson, 1994). Endapan ini terbentuk segera setelah aliran



Gambar 4.1.1. Peta sebaran fasies endapan kuarter di Palu (Modifikasi dari Suparan dan Rimbaman, 1992).

keluar dari daerah pegunungan, menunjukkan deposisi cepat dengan sortasi buruk

Zona medial menunjukkan transisi ke lingkungan pengendapan yang lebih stabil, dengan dominasi sedimen pasir hingga lanau. Butiran lebih halus, memiliki sortasi sedang hingga baik, dan bentuk *sub-rounded* hingga *rounded*. Struktur sedimen berupa parallel laminasi mulai terbentuk, mengindikasikan variasi suplai sedimen yang lebih halus akibat penurunan gradien lereng dan melemahnya energi aliran.

Material rombakan dari *debris flow* berkembang sebagai produk proses aliran massa yang sangat pekat, terdiri atas campuran tidak terpilah dari bongkah besar hingga matriks halus. Struktur endapan umumnya masif dan heterogen, menunjukkan deposisi langsung dari pergerakan massa yang cepat. Bentuk butiran cenderung *angular* hingga *sub-angular*, mencerminkan asal-usul

material dari lereng aktif yang mengalami gangguan mekanik, seperti longsor akibat curah hujan ekstrem atau peristiwa tektonik. Endapan *debris flow* banyak ditemukan di bagian proksimal hingga medial kipas aluvial.

Pada sistem fluvial, dikenali dua fasies utama: limpah banjir dan sungai. Fasies limpah banjir terbentuk saat aliran sungai meluap dari saluran utamanya dan mendepositkan material halus ke dataran sekitarnya. Endapan didominasi lempung lanauan dengan struktur laminasi halus, kadang mengandung sisipan pasir halus serta bahan organik. Proses ini terjadi secara berulang, khususnya selama peristiwa banjir musiman.

Fasies sungai terdiri atas endapan pasir dominan, dengan sisipan kerikil dan lanau. Sortasi umumnya baik, dan bentuk butir menunjukkan derajat abrasi sedang (*sub-angular* hingga *sub-rounded*). Struktur sedimen seperti *cross-bedding*

dan laminasi planar mencerminkan dinamika aliran yang berubah-ubah dalam fasies ini. Komposisi umumnya didominasi kuarsa dan feldspar, dengan warna endapan bervariasi dari coklat kekuningan hingga abu-abu kecoklatan, sesuai dengan kondisi oksidasi dan kandungan mineralnya.

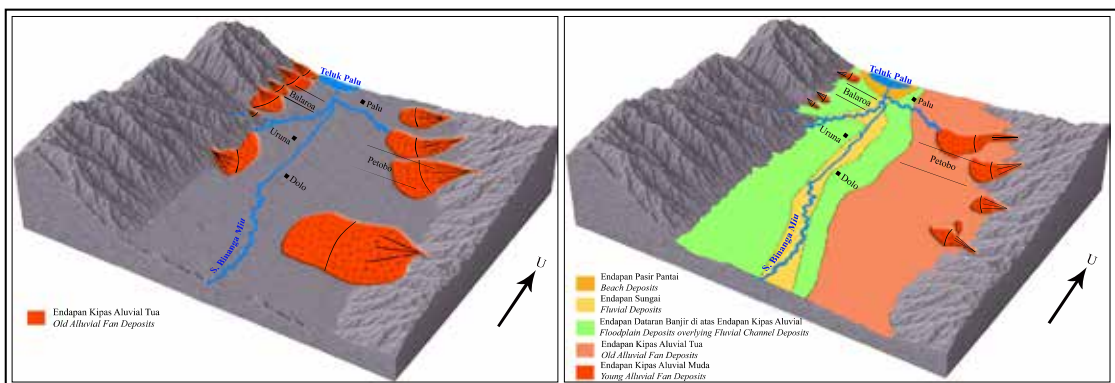
Secara lateral, sistem fluvial di Lembah Palu memperlihatkan perkembangan yang lebih dominan di bagian barat dibandingkan timur. Perkembangan yang lebih ekstensif ini dipengaruhi oleh sejumlah faktor geomorfik dan struktural, seperti morfologi dataran yang lebih landai, ketersediaan ruang akomodasi yang lebih luas akibat subsidensi lokal, serta pola pengaliran sungai yang cenderung terfokus ke arah barat akibat pengaruh sesar aktif. Selain itu, bagian timur lembah didominasi oleh kipas aluvial dan aktivitas gravitasi (*debris flow*) dari lereng curam, yang membatasi ekspansi lateral sistem fluvial ke arah tersebut. Kombinasi faktor-faktor ini menyebabkan sedimentasi fluvial, terutama endapan limpahan banjir dan saluran, lebih berkembang dan terakumulasi secara signifikan di bagian barat lembah.

Kehadiran fasies-fasies tersebut mengindikasikan hubungan erat antara proses sedimentasi permukaan dengan kontrol tektonik aktif yang berlangsung di sepanjang zona Sesar Palu-Koro. Variasi lateral dan vertikal fasies menunjukkan evolusi stratigrafi yang kompleks, sebagai hasil interaksi antara mekanisme pengendapan fluvial, proses gravitasi, serta dinamika tektonik yang

mengontrol konfigurasi ruang akomodasi dan pola pengendapan dalam dimensi spasial dan kronostratigrafi. Interaksi antara proses gravitasi, fluvial, dan aktivitas tektonik yang terus berlangsung telah menghasilkan arsitektur stratigrafi yang kompleks di Lembah Palu, mencerminkan karakteristik khas dari sistem sedimen pada lingkungan tektonik aktif.

Evolusi Kipas Aluvial

Patahan Palu-Koro memiliki peran utama dalam pembentukan endapan Kuartar di Lembah Palu dengan menciptakan depresi tektonik yang menjadi ruang akomodasi sedimen (Watkinson dan Hall, 2017). Sedimen kasar hingga sedang diendapkan secara siklik pada kipas aluvial tua di zona proksimal dan medial, mencerminkan fase pengendapan berenergi tinggi di dekat sumber dan energi menurun ke arah medial (Harvey, 2012; Allen dan Hovius, 1998). Aktivitas tektonik yang terus-menerus menyebabkan deformasi pada kipas aluvial tua, termasuk pengangkatan lokal, subsidensi, dan rekahan, yang mengakibatkan remobilisasi dan redistribusi sedimen melalui longsoran dan *debris flow* (Costa, 1984). Proses ini memicu pembentukan kipas aluvial baru yang berkembang di atas atau sekitar kipas lama, dengan pola aliran dan fasies sedimentasi yang mengalami perubahan akibat deformasi lokal dan perubahan topografi (Prasetya dkk, 2019). Evolusi pembentukan kipas seperti Gambar 4.1.2.



Gambar 4.1.2. Evolusi Pembentuk Kipas Tua (kiri) hingga Kipas Muda (Kanan) pada Perioda Kuartar.

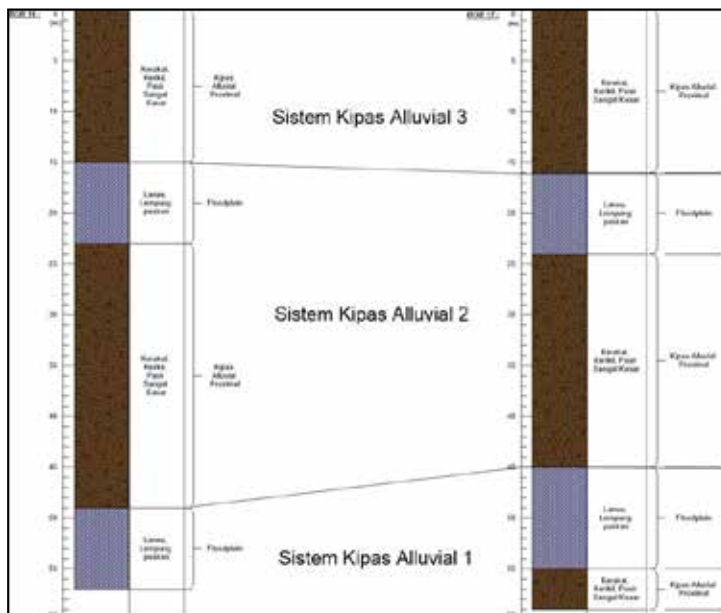
Pengendapan kipas aluvial di wilayah ini bersifat episodik dan dipengaruhi oleh siklus aktivitas tektonik yang mengubah gradien lereng, ruang akomodasi, dan jalur aliran sedimen (Burbank & Anderson, 2011). Zona distal tidak berkembang signifikan akibat keterbatasan ruang akomodasi dan energi aliran yang tinggi di zona proksimal dan medial (Blum & Törnqvist, 2000). Perubahan jalur aliran sungai yang dipicu aktivitas patahan menghambat distribusi sedimen ke zona distal dan memfokuskan pengendapan di zona yang lebih dekat ke sumber sedimen (Schumm dkk, 2000). Model ini menegaskan bahwa evolusi kipas aluvial di Palu merupakan hasil interaksi kompleks antara proses sedimentasi fluvial dan kontrol tektonik aktif yang terus berlangsung dan memengaruhi morfologi serta distribusi endapan Kuartar secara dinamis.

Berdasarkan data bor di wilayah Palu hingga kedalaman 60 meter (Hidayat, 2000) (Gambar 3), menunjukkan adanya tiga sistem kipas aluvial yang tersusun secara vertikal, masing-masing menunjukkan siklus pengendapan berenergi tinggi dan rendah. Fase berenergi tinggi ditandai

oleh endapan fasies kasar berupa kerakal hingga pasir sangat kasar, sedangkan fase berenergi rendah diwakili oleh sisipan fasies halus seperti lanau dan lempung pasir. Pola ini menandakan siklus berulang dalam pembentukan kipas aluvial, yang erat kaitannya dengan dinamika lingkungan pengendapan.

Pengulangan vertikal sistem kipas ini mencerminkan pengaruh signifikan aktivitas tektonik dalam mengontrol proses sedimentasi. Di wilayah tektonik aktif seperti Palu, deformasi yang disebabkan oleh pergerakan sesar memicu *uplift* dan *subsidence* lokal yang memodifikasi topografi serta pola aliran sungai. Kondisi ini menyebabkan perpindahan locus sedimentasi dan pergeseran saluran aliran utama (avulsi), sehingga sistem kipas baru terbentuk secara episodik di atas sistem lama (Harvey, 2012; Allen & Hovius, 1998).

Aktivitas tektonik di Palu, termasuk deformasi aktif dari sesar utama dan struktur sekunder, berperan penting dalam mengatur morfologi dan dinamika sedimentasi kipas aluvial. Deformasi menyebabkan perubahan gradien lereng dan kestabilan lereng, yang kemudian memicu peluruhan



Gambar 4.1.3. Hasil Korelasi Pemboran Sedalam 60m pada wilayah barat Lembah Palu.

massa batuan serta peningkatan suplai sedimen ke sistem kipas. Selain itu, fluktuasi energi aliran dan kondisi hidrologi permukaan akibat pergerakan tektonik berkontribusi pada pembentukan sisipan fasies *floodplain* di antara endapan kasar, menandai periode interseismik dengan energi pengendapan yang lebih rendah (Watkinson & Hall, 2017).

Keberadaan tiga sistem kipas yang berbeda secara stratigrafi juga menandakan perubahan geometri lereng akibat deformasi, yang mengakibatkan pergeseran posisi pengendapan kipas dari waktu ke waktu. Model *morpho-tectonic fans* di zona patahan aktif menjelaskan bahwa kipas aluvial berkembang melalui interaksi *uplift* lokal, *subsidence* dasar lembah, dan migrasi saluran akibat deformasi tektonik. Kondisi ini diperkuat oleh pengamatan pasca-gempa 2018 di Palu, di mana deformasi tektonik menyebabkan perubahan signifikan jalur aliran sungai, longsor lereng, dan pengendapan material kasar yang cepat di depresi struktural seperti di Petobo dan Balaroa (Prasetya dkk., 2019).

Secara keseluruhan, sistem kipas aluvial Kuartar di Palu merupakan hasil interaksi kompleks antara proses fluvial dinamis dan kendali tektonik aktif. Siklus pengendapan berulang, variasi fasies lateral dan vertikal, serta karakter morfologi kipas mencerminkan pengaruh aktivitas tektonik terhadap evolusi sistem kipas aluvial.

4.1.2. Fasies Sedimen Kuartar Balaroa dan Petobo

Berdasarkan reinterpretasi data bor yang dilakukan oleh Hidayat dan Moechtar (2000), model regional bawah permukaan di wilayah Palu dan sekitarnya menunjukkan distribusi endapan Kuartar yang bervariasi, merefleksikan interaksi antara proses sedimentasi dan pengaruh tektonik aktif pada Cekungan Palu. Kajian kinematika oleh Patria dan Putra (2020) menunjukkan bahwa Sesar Palu-Koro pada tahap awal perkembangannya berperilaku sebagai sesar normal, sebelum kemudian berevolusi menjadi sesar mendatar (*strike-slip*). Fase sesar normal inilah yang berperan besar dalam pembentukan

ruang akomodasi sedimen, sehingga mengontrol pola sedimentasi Kuartar di seluruh cekungan.

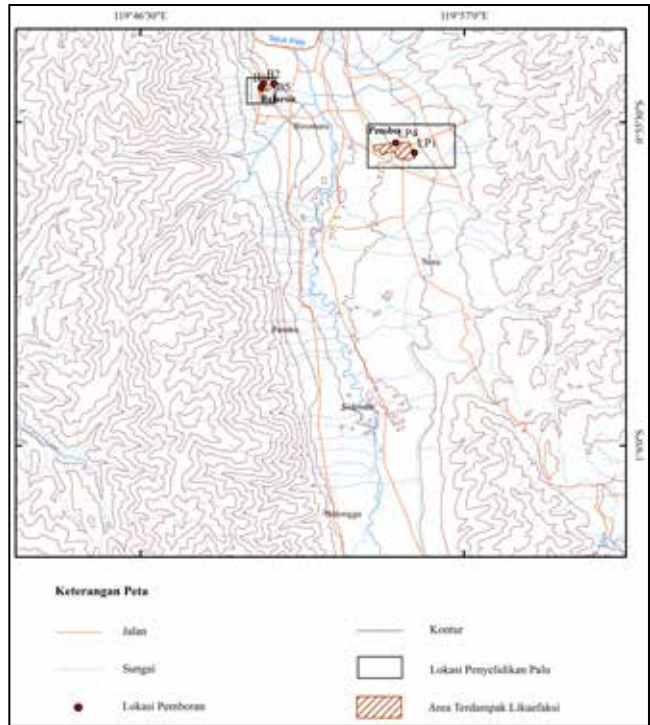
Dalam skala lokal, hasil analisis data bor di Balaroa dan Petobo (Gambar 4.1.4) memungkinkan penyusunan model bawah permukaan yang lebih rinci, yang mengungkapkan variasi fasies sedimen Kuartar dan hubungan spasialnya dengan kontrol struktur setempat. Model lokal ini menjadi landasan untuk menguraikan karakter fasies di masing-masing lokasi.

Balaroa

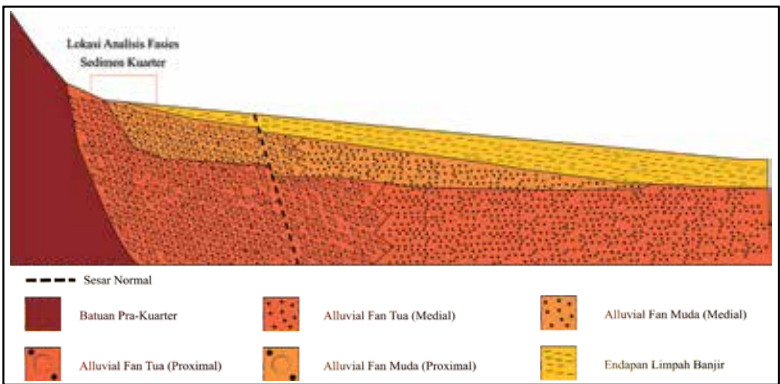
Wilayah Balaroa, Palu, menunjukkan perkembangan geodinamika Kuartar yang dipengaruhi oleh interaksi aktivitas tektonik aktif terkait Sesar Palu-Koro dan proses sedimentasi fluvial, seperti Gambar 4.1.5. Pembentukan kipas aluvial tua dan muda di kawasan ini didominasi oleh sedimentasi material kasar hingga sedang, dengan pola sedimentasi yang terfokus di zona proksimal dan medial. Aktivitas tektonik menyebabkan remobilisasi sedimen, perubahan elevasi, dan redistribusi material, yang mendorong pembentukan kipas aluvial baru dengan skala lebih kecil dibanding wilayah sekitarnya seperti Petobo (Kiyota dkk, 2020; Jalil dkk, 2021).

Pada kipas aluvial muda (*new fan*) di Balaroa, secara regional sistem ini tetap menunjukkan distribusi utama di zona proksimal dan medial, namun secara lokal terdapat tiga sub-kipas dengan karakteristik sedimentasi yang berbeda.

Sedimen didominasi oleh fasies Gms (*gravel masif matrix-supported*) yang merupakan hasil dari aliran *debris* berenergi tinggi (*debris flow*) yang umum pada zona proksimal hingga medial kipas aluvial (Walker, 1979; Blair & McPherson, 1994). Di antara unit tersebut terdapat sisipan pasir halus berlaminasi paralel dan tersortir baik, diklasifikasikan sebagai fasies Sp (*planar-laminated sand*). Fasies ini ditafsirkan sebagai hasil dari aliran traksi dangkal tak tersalurkan (*sheetflood*), yang terbentuk pada permukaan kipas aktif dengan topografi miring dan pengaruh curah hujan tinggi khas iklim tropis. Keberadaan *sheetflood* menggambarkan pola deposisi



Gambar 4.1.4. Peta lokasi titik pemboran untuk analisis fasies sedimen Kuartar pada wilayah Balaroa dan Petobo, Palu.

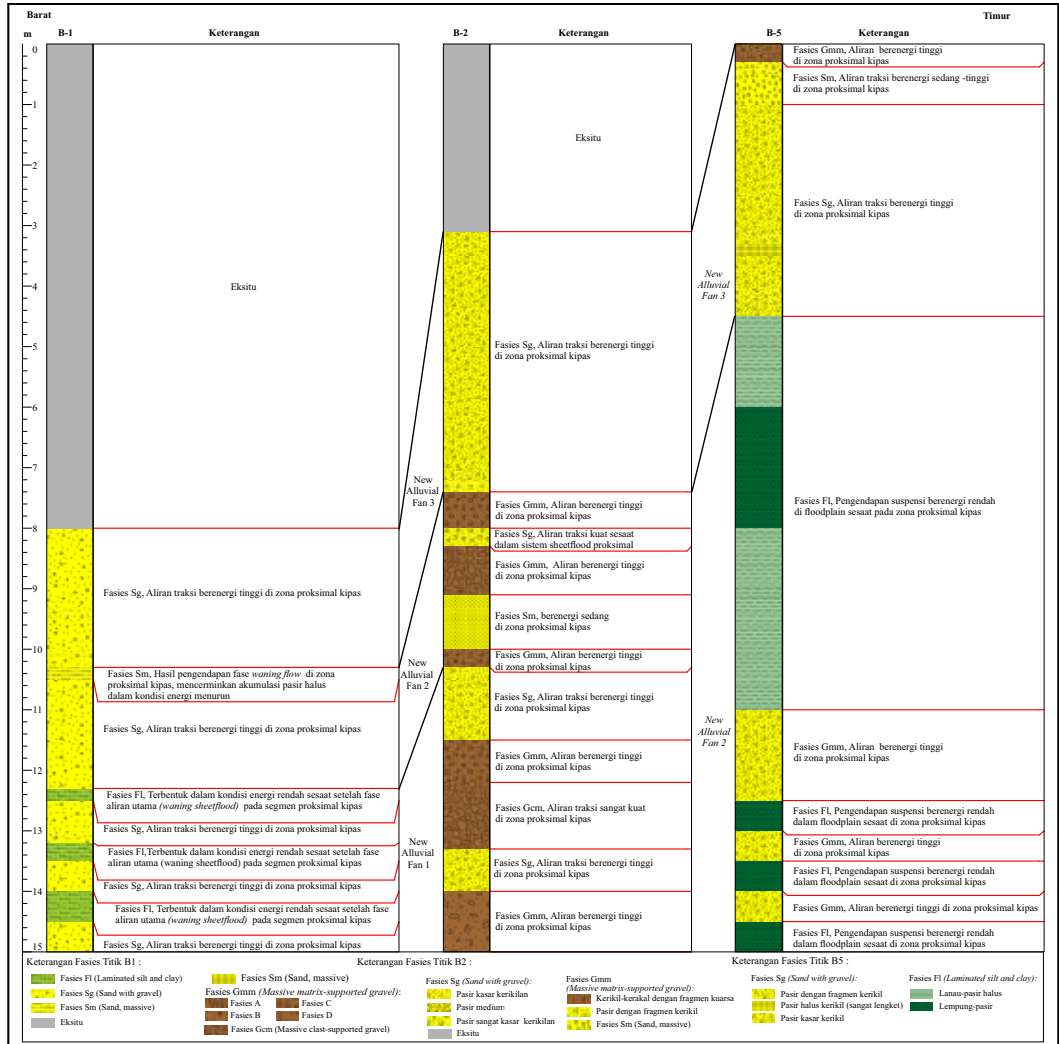


Gambar 4.1.5. Model Pengendapan Periode Kuartar pada daerah Balaroa dan sekitarnya.

intermiten yang menyelengi episode *debris flow* pada permukaan kipas.

Analisis fasies dari sumur bor B-1, B-2, dan B-5 di Balaroa (Gambar 4.1.6) menunjukkan sistem kipas aluvial berulang, yang terdiri atas tumpukan vertikal sedimen kasar Gmm (*gravel*

matrix-supported) dengan sisipan halus FL (*fine laminated*), mencerminkan interaksi antara proses sedimentasi berenergi tinggi dan fase deposisi tenang, seperti Gambar 4.1.5. Klasifikasi fasies mengikuti Blair & McPherson (1994), Walker (1979), dan Nichols (2009).



Gambar 4.1.6. Analisis Fasies Sedimen Kuarter daerah Balaroa.

Unit tertua, *New Alluvial Fan I*, terekam pada kedalaman 12.3–15 m (B-1) dan 10.5–15 m (B-2), didominasi oleh fasies Gmg berupa kerakal hingga boulder dengan struktur masif dan sortasi buruk. Endapan ini merupakan hasil proses aliran menyebar luas berenergi tinggi yang membawa muatan sedimen kasar (*debris-laden sheetflood*), tipikal sistem kipas aluvial pada zona proksimal (Walker, 1979; Blair & McPherson, 1994). Unit ini tidak ditemukan di B-5, kemungkinan karena lokasi tersebut belum terjangkau oleh jalur aliran

utama saat fase pengendapan ini, atau telah tererosi oleh aktivitas fan yang lebih muda. Di B-1, perulangan fasies FL (*fine laminated*) dan SG (*sandy gravel*) mengindikasikan sistem *sheetflood* dengan fluktuasi energi, ditandai oleh pengendapan pasir kasar oleh aliran traksi dan diikuti fase *waning flow* berupa laminasi halus. Sementara itu, B-2 didominasi fasies Gmm (*gravel matrix-supported*) dan SG dengan butiran kerikil hingga boulder, menunjukkan aliran padat berenergi tinggi yang mendepositkan sedimen secara cepat

di zona proksimal. Perbedaan ini merefleksikan variasi lateral dalam satu unit stratigrafi akibat pengaruh perbedaan suplai, jarak dari sumber, serta kemungkinan kendala struktur dan topografi purba yang mengarahkan jalur aliran aktif (Blair & McPherson, 1994; Nichols, 2009; Miall, 1996).

Di atasnya, *New Alluvial Fan 2* tersusun dari kombinasi fasies Gmm (*Massive matrix-supported gravel*), Fasies FL (*Fine laminated*), Fasies SG (*Sand with gravel*), dan Fasies Sm (*Sand, massive*) dengan dominasi pasir sangat kasar hingga kerakal, sorting buruk, serta sisipan sedimen halus. Interval ini terekam pada 10.3–12.3 m (B-1), 7.2–10.5 m (B-2), dan 10–15 m (B-5). Beberapa sisipan seperti pasir halus berstruktur baik (Sm) dan lanau tipis (Fl) muncul di kedalaman 9.1–9.5 m dan 10.4–10.5 m (B-2), serta 12.5–13 m dan 14.5–15 m (B-5), mencerminkan jeda energi singkat saat sistem aliran melemah atau bergeser. Lingkungan pengendapan masih berada dalam domain *proximal fan*, namun mencerminkan kondisi aliran yang lebih fluktuatif.

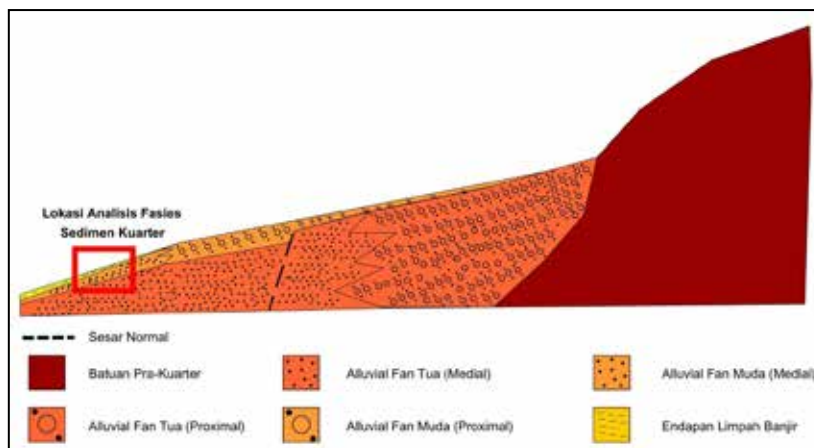
Unit paling muda, *New Alluvial Fan 3*, terekam di bagian atas sumur: 4.2–10.3 m (B-1), 3.1–7.2 m (B-2), dan 0–4.5 m (B-5). Fasies utamanya berupa SG (*Sand with gravel*), yaitu pasir kasar hingga kerikil tak berstruktur dengan butir *sub-angular* hingga *sub-rounded*, dan

sortasi buruk. Endapan ini diinterpretasikan sebagai produk *sheetflood* berenergi tinggi yang menyebar luas pada zona proksimal kipas. Perbedaan ketebalan antar sumur menunjukkan adanya migrasi lateral jalur aliran aktif.

Korelasi stratigrafi ini juga menegaskan hubungan antara fasies sedimen dan kerentanan likuefaksi. Interval dengan nilai SPT rendah (<10), yang menunjukkan potensi tinggi terhadap likuefaksi, secara konsisten berasosiasi dengan fasies *floodplain* halus (Fl–Sm). Rentang kedalaman 9.5–11 m (B-1), 3.5–4 m (B-2), dan terutama 1.5–10 m (B-5) merupakan zona bertekstur halus, tersortir baik, dan berpori tinggi, sehingga mudah mengalami peluruhan kekuatan saat jenuh air dan terguncang gempa. Penebalan *floodplain* di B-5 mengindikasikan akumulasi sedimen halus yang lebih intens di lokasi tersebut, menjadikannya salah satu zona paling rentan terhadap likuefaksi di antara ketiga titik bor yang dianalisis.

Petobo

Wilayah Petobo menunjukkan sistem kipas aluvial Kuartar yang berkembang akibat interaksi antara proses fluvial aktif dan pengaruh tektonik. Sistem ini terdiri atas kipas aluvial tua (*old fan*) dan kipas aluvial muda (*new fan*), dengan dominasi sedimentasi material kasar hingga sedang seperti Gambar 4.1.7. Aktivitas tektonik menyen-



Gambar 4.1.7. Model Pengendapan Periode Kuartar pada daerah Petobo dan sekitarnya.

babkan gangguan terhadap struktur kipas tua, termasuk deformasi dan perpindahan material. Hal ini mendorong pembentukan kembali kipas melalui pengaliran ulang sedimen dan proses *debris flow*, menghasilkan konfigurasi kipas baru dengan pola sedimentasi yang lebih kompleks dan tidak teratur dibandingkan sebelumnya.

Secara lokal, kipas aluvial muda di Petobo terbagi menjadi tiga sub-kipas dengan variasi fasies lateral dari timur ke barat. Variasi internal kipas aluvial muda merefleksikan interaksi antara aktivitas tektonik dan proses sedimentasi lokal dalam evolusi sistem endapan Kuarter.

Sedimen didominasi oleh fasies Sm (pasir masif) dan Fl (lanau berlaminasi halus), tanpa indikasi keberadaan *sheetflood*. Fasies ini mencerminkan pengendapan dari aliran fluvial berenergi rendah dan limpasan permukaan (*overbank flow*) pada lingkungan distal kipas atau dataran banjir, yang terbentuk dalam kondisi topografi datar dan sistem saluran yang kurang berkembang (Miall, 2006). Hal ini menunjukkan bahwa Petobo kemungkinan besar berada di bagian hilir sistem kipas yang tidak lagi dikontrol oleh proses deposisi fan utama.

Analisis stratigrafi dan fasies dari dua sumur bor, LP-1 (timur) dan LP-4 (barat) seperti Gambar 4.1.8, menunjukkan sistem kipas aluvial yang tersusun oleh beberapa segmen pengendapan yang berkembang secara bertahap melalui interaksi antara suplai sedimen yang berubah-ubah dan aktivitas tektonik lokal. Urutan vertikal ketiga unit kipas yang teridentifikasi -*New Alluvial Fan 1* (tertua), *New Alluvial Fan 2*, dan *New Alluvial Fan 3* (termuda) memperlihatkan pola sedimentasi berulang yang mencerminkan reaktivasi permukaan kipas secara episodik, ditunjukkan oleh tumpukan endapan kasar yang menindih satuan berbutir halus di bawahnya. Secara keseluruhan, susunan ini mengindikasikan evolusi kipas aluvial yang tidak kontinu, mencerminkan pengaruh deformasi dan pergeseran jalur aliran utama sepanjang waktu.

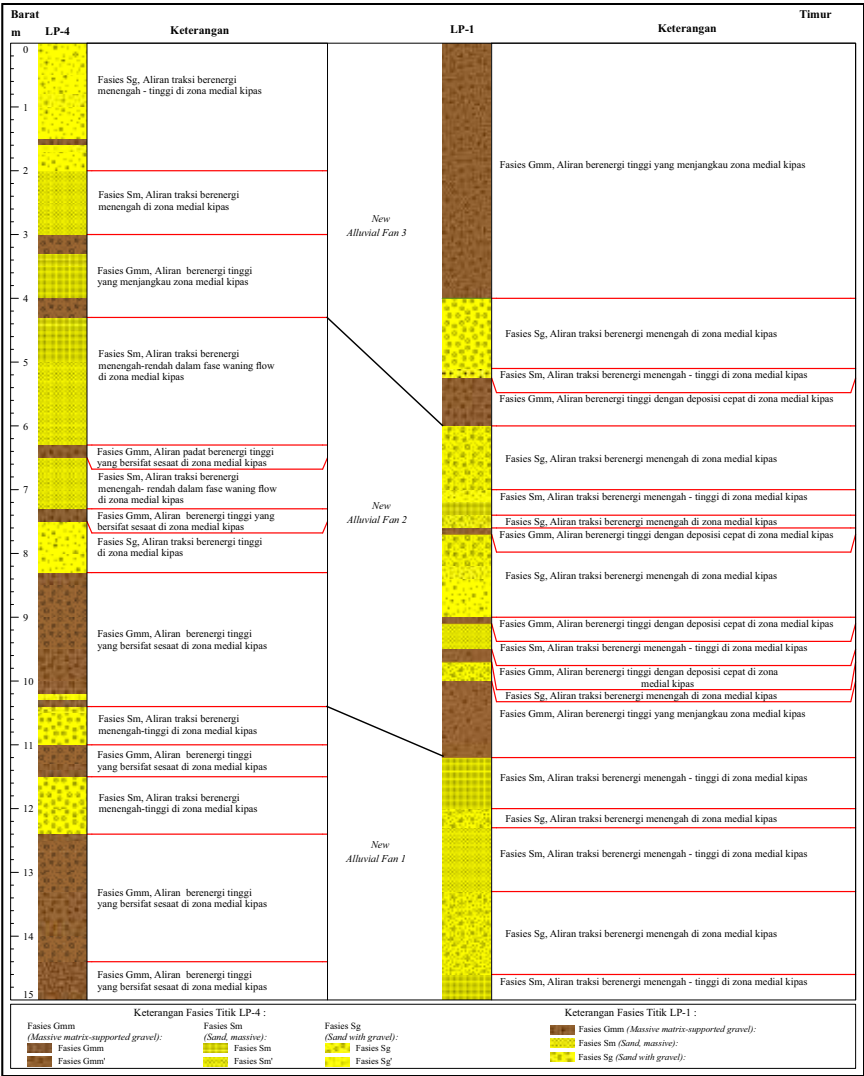
Unit tertua, *New Alluvial Fan 1*, terekam pada kedalaman lebih dari 11 m di LP-1 dan lebih dari

12 m di LP-4. Fasies Gmm (*Massive matrix-supported gravel*) dominan dengan litologi kerikil dan kerakal dengan struktur masif dan komposisi pasir sebagai matriks minor. Ukuran butir kasar, sortasi buruk, dan minimnya struktur internal menunjukkan mekanisme pengendapan yang didominasi oleh aliran permukaan berenergi tinggi di zona medial kipas. Di bagian atas unit ini, beberapa sisipan pasir sangat halus teridentifikasi di LP-4, yang menandai jeda sesaat dalam sistem aliran, memungkinkan pengendapan suspensi dalam kondisi energi yang menurun.

New Alluvial Fan 2, yang menindih langsung Fan 1, menunjukkan variasi fasies yang lebih kompleks dan heterogen, mencerminkan perubahan dinamika pengendapan dalam sistem kipas yang masih aktif. Unit ini terdiri atas kombinasi pasir kasar hingga kerikil (fasies Gmm) dan sisipan pasir halus hingga sangat halus bersortasi baik fasies Sm (*Sand, massive*). Secara lateral, zona medial fan ditandai oleh endapan Gmm yang mendominasi LP-1, dicirikan oleh tekstur kasar, struktur masif, dan sortasi buruk. Fasies ini terbentuk dari aliran permukaan tak tersalurkan yang membawa muatan kasar dalam energi menengah hingga tinggi, menghasilkan sedimentasi cepat di bagian tengah kipas.

Unit termuda, *New Alluvial Fan 3*, ditemukan pada interval 0–6 m (LP-1) dan 0–7 m (LP-4). Di LP-1, mencerminkan lingkungan kipas aluvial zona medial yang didominasi oleh proses sedimentasi berenergi menengah hingga tinggi. Kehadiran fasies Gmm (*Massive matrix-supported gravel*) pada interval 0–4 m dan 5.25–6 m menunjukkan pengendapan dari aliran massa yang membawa material kerikil-kerakal dalam matriks pasir secara cepat. Interval ini berselang-seling dengan fasies Sg (*Sand with gravel*) dan Sm (*Sand, massive*), yang masing-masing merepresentasikan aliran traksi berenergi menengah dan deposisi pasir homogen akibat kehilangan energi mendadak. Pola berulang antara fasies berenergi tinggi dan sedang ini mencerminkan sistem saluran berpindah (*avulsing braided channels*) dalam kipas aluvial

Likuefaksi Tipe Palu (Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif)



Gambar 4.1.8. Analisis Fasies Sedimen Kuarter daerah Petobo.

yang aktif, di mana terjadi fluktuasi energi arus dan pasokan sedimen yang cepat akibat dinamika hidrologi dari bagian hulu kipas. Sumur LP-4 merekam asosiasi fasies khas kipas aluvial zona medial dengan dominasi aliran traksi dan sesekali aliran massa. Fasies Sg pada interval 0–2 m menunjukkan transportasi campuran pasir dan kerikil oleh aliran traksi berenergi menengah–tinggi, mencirikan sistem saluran braided aktif. Di atasnya, fasies Sm (2–3 m) mengindikasikan

deposisi pasir homogen akibat penurunan energi secara tiba-tiba, khas dari fase waning flow dalam sistem traksi. Interval 3–4,3 m terdiri atas fasies Gmm yang mencerminkan endapan aliran massa berenergi tinggi dengan butiran tak tersortir dalam matriks pasir, menunjukkan kejadian deposisi cepat oleh *debris flow*.

Interval pasir halus hingga sangat halus bersortasi baik yang teridentifikasi pada LP-4, khususnya pada kedalaman 2,5–5 m, 6–7 m, dan

11–12 m yang terbentuk dalam kondisi *Waning Flow* dimana merupakan fase penurunan energi aliran saat transportasi sedimen. Fasies-fasies ini dikenal sebagai penyimpan air pori yang rentan terhadap peningkatan tekanan saat terjadi guncangan seismik, dan oleh karena itu memiliki potensi tinggi terhadap likuefaksi (Seed & Idriss, 1971; Blair & McPherson, 1994). Sebaliknya, LP-1 yang tersusun oleh litologi kasar, struktur masif, dan minim fraksi halus, cenderung memiliki potensi likuefaksi yang lebih rendah.

4.2. Aspek Air Tanah Pada Likuefaksi di Palu Tahun 2018

Peristiwa bencana gempa bumi berkekuatan Mw 7.5 yang mengguncang Kota Palu, Donggala, dan sekitarnya pada tanggal 28 September 2018 meninggalkan luka mendalam, tidak hanya secara sosial, tetapi juga dalam kajian geoteknik dan geologi kebencanaan. Peristiwa yang diikuti tsunami dan likuefaksi (*liquefaction*) ini memicu aliran lumpur masif skala besar yang terjadi di wilayah seperti Balaroa, Petobo, dan Jono Oge (Jalil dkk., 2021; Valkaniotis dkk., 2018; Mason dkk., 2019). Likuefaksi yaitu hilangnya kekuatan tanah karena kenaikan tegangan air pori dan turunnya tekanan efektif lapisan tanah yang timbul akibat beban siklis dinamis (Kusuma, 2020), sehingga terjadi proses perubahan kondisi tanah pasir yang jenuh air menjadi cair (Seed dan Idriss, 1973). Guncangan gempa ini mengakibatkan amblesan, aliran mendatar (*lateral spreading*), dan perpindahan massa tanah yang sangat masif, menelan ribuan bangunan dan korban jiwa.

Meskipun mekanisme dasar likuefaksi melibatkan interaksi antara tanah berbutir lepas (seperti pasir dan lanau) yang jenuh air dan mengalami guncangan seismik, peristiwa di Palu juga menyajikan karakteristik yang luar biasa dan memerlukan kajian mendalam. Tingkat kehancuran, luas wilayah terdampak, dan besarnya pergerakan lateral tanah jauh melampaui prediksi model likuefaksi konvensional. Di sinilah aspek hidrogeologi, atau dinamika air tanah, muncul sebagai faktor kunci yang tidak dapat diabaikan

dalam memahami fenomena likuefaksi di Palu secara komprehensif.

Wilayah yang mengalami likuefaksi parah di Palu umumnya terletak pada dataran aluvium muda yang terbentuk oleh endapan sungai dan danau. Endapan ini didominasi oleh material berbutir halus hingga kasar (lanau, pasir, kerikil) yang tersusun secara kompleks dan berlapis-lapis, membentuk sistem akuifer yang heterogen. Kondisi permukaan air tanah yang relatif dangkal merupakan ciri khas daerah ini, terutama di musim hujan atau di area yang dialiri irigasi. Interaksi antara struktur geologi aktif (terutama Sesar Palu-Koro), komposisi dan stratigrafi sedimen yang belum terkonsolidasi sempurna, dan keberadaan serta perilaku air tanah dalam lapisan-lapisan ini menciptakan kondisi yang sangat rentan.

Pemahaman mendalam tentang peran air tanah dalam likuefaksi Palu bukan hanya penting untuk merekonstruksi bencana secara ilmiah, tetapi lebih krusial lagi untuk menyempurnakan model prediksi bahaya likuefaksi di masa depan. Faktor hidrogeologi yang seringkali kurang mendapat perhatian proporsional dalam analisis bahaya seismik konvensional, terbukti menjadi penentu utama dalam skala dan dampak bencana di Palu. Dengan membandingkan likuefaksi dari berbagai lokasi di dunia dan mengungkap karakteristik khusus air tanah ditinjau dari peran akuifer tertekan atau semitertekan di wilayah ini, aspek air tanah pada likuefaksi bertujuan memberikan landasan yang lebih kokoh bagi upaya mitigasi bencana likuefaksi yang lebih efektif di Palu dan wilayah dengan karakteristik hidrogeologi serupa di Indonesia dan dunia.

4.2.1. Peran Air Tanah Pada Likuefaksi

Watkinson dan Hall (2019) mengidentifikasi bahwa sistem irigasi komunal meningkatkan kejenuhan air tanah pada endapan aluvium kuartar berbutir lepas. Infiltrasi air irigasi menurunkan tegangan efektif tanah dan memperbesar kerentanan likuefaksi saat guncangan seismik. Analisis spasial menggunakan *Principal Component Analysis PCA* termasuk parameter-parameter dis-

placement, slope, vegetation, epicentre, surface rupture, canal and irrigation works menunjukkan korelasi kuat antara kepadatan infrastruktur irigasi (kanal utama, cabang, dan titik distribusi) dengan magnitudo perpindahan tanah (>1 km). Longsor terbatas pada area beririgasi dengan kemiringan $\leq 1,5^\circ$ kanal berfungsi sebagai zona detasemen. Studi tersebut di atas berlokasi di bagian sayap timur cekungan Palu yang berbeda dengan Balaroa.

Gempa 7,5 di Palu menjadi pemicu terjadinya likuefaksi pada 28 September 2018. Hasil analisis *Factor of Safety* (FS) dengan nilai di bawah batas kritis (FS=1) mengindikasikan gempa bumi dengan magnitudo 7,5, 6,4, 6,2, dan 6,1 di Balaroa, Petobo, dan Jono Oge memicu likuefaksi di lokasi-lokasi tersebut (Triyono dkk., 2024). Daerah yang terkena likuefaksi paling parah berada pada batas antara sistem akuifer bebas dengan sistem akuifer tertekan (Setiawan dkk., 2018). Magnitudo gempa yang kurang lebih sama antara di Kota Christchurch tahun 2010 dan 2011 dengan di Kota Palu tahun 2018, letak episentrum yang dekat, serta kedua kota terletak di atas sistem akuifer tertekan, menimbulkan dugaan terdapatnya peran sistem akuifer tertekan pada likuefaksi Palu tersebut (Widodo dkk., 2019).

Secara teoretis, dengan kondisi geologi dan hidrogeologi tertentu, pergerakan tanah saat likuefaksi umumnya terjadi dengan jeda waktu dalam hitungan detik. Berbeda dengan Palu yang memerlukan jeda waktu hingga menit. Beberapa penelitian telah melihat adanya peran akuifer tertekan yang menyebabkan likuefaksi dengan pergerakan tanah masif dan berdampak parah di Palu tahun 2018. Secara hidrogeologis, likuefaksi tersebut sangat khas, sehingga dapat dijadikan sebagai likuefaksi tipe Palu. Peran akuifer tertekan akan ditinjau dari perubahan permukaan air tanah pada sumur yang mengakses akuifer lebih dalam dari 30 m dan isotop air tanah.

4.2.2. Hidrogeologi dan Hidrostratigrafi Cekungan Palu

Likuefaksi Palu tahun 2018 menjadi menarik karena adanya pergerakan tanah masif searah pola

aliran air tanah. Kiyota dkk. (2025) menginvestigasi mekanisme pemicu longsor aliran jarak jauh akibat Gempa Sulawesi 2018 melalui tinjauan hidrogeologi dan dinamika air tanah. Struktur lapisan tanah di daerah longsor, seperti Petobo, Balaroa, dan Jono-Oge, menunjukkan keberadaan akuifer kerikil berpasir pada kedalaman >20 m yang menerima aliran air tanah dari daerah hulu. Akuifer ini tertutup oleh lapisan lanau pasir berpermeabilitas rendah, menciptakan tekanan air tanah tertekan (40-60 kPa di atas tekanan hidrostatik) sebelum gempa. Simulasi aliran air tanah dengan MODFLOW-NWT mengonfirmasi bahwa tekanan tinggi ini terutama berasal dari suplai air tanah melalui akuifer kerikil dari hulu, bukan dari saluran irigasi di permukaan, yang pengaruhnya dianggap minimal. Likuefaksi signifikan pada lapisan lanau pasir (SPT-N 10-20) terjadi akibat kombinasi tekanan air tanah tertekan dan guncangan gempa (PGA 281-471 Gal). Proses ini meningkatkan permeabilitas lapisan lanau, memicu aliran air tanah tertekan ke permukaan dalam volume besar dan durasi panjang. Air yang naik mengubah lapisan permukaan menjadi lumpur, dan memicu pergerakan tanah hingga ratusan meter pada kemiringan $<5\%$. Hasil studi menekankan pentingnya pemantauan tekanan air tanah dalam akuifer dan pengelolaan infiltrasi air permukaan di daerah hulu untuk memitigasi risiko serupa.

Widodo dkk. (2022) memperdalam mekanisme likuefaksi dengan fokus pada peran akuifer tertekan (*confined aquifer*) dalam ekspulsi air tanah skala besar. Gempa memicu peningkatan tekanan pori dan permeabilitas di lapisan kedap tipis, yang memungkinkan transfer air dari akuifer tertekan ke akuifer tidak tertekan di atasnya. Simulasi numerik menggunakan model dissipasi tekanan pori dan peningkatan permeabilitas menunjukkan bahwa kombinasi tekanan hidrolik tinggi (HHR= 1,4) dan rasio permeabilitas (EPR= 4) menghasilkan aliran air (GE flux) hingga 27 l/s/m². Data isotop stabil ($\delta^{18}\text{O}$ dan $\delta^2\text{H}$) mengonfirmasi sumber air dari akuifer dalam melalui mata air baru pascagempa, yang memperburuk aliran lumpur dan genangan masif.

Mengacu pada Santosa dkk. (2021), hidrostratigrafi daerah terdampak likuefaksi di Palu pascagempa 2018 terdiri atas empat lapisan utama: (1) akuifer bebas (aluvium dan endapan pantai/Qa) dengan ketebalan 17,77-72,48 m, berada pada elevasi 341 m dpl. hingga -2,29 m dpl. berperan sebagai lapisan berpori yang menyimpan air; (2) akuitar bagian atas (Molasa Celebes Sarasin dan Sarasin/QTms) dengan ketebalan 0,1-20,61 m, berfungsi sebagai lapisan kedap relatif; (3) akuifer semitertekan (QTms) dengan ketebalan 20,58-86,51 m; dan (4) akuitar bagian bawah (Granit, Formasi Tinombo, Batuan Metamorf, dan Formasi Latimojong) yang bersifat kedap. Di daerah likuefaksi seperti Balaroa, pecahnya akuifer tertekan menyebabkan peningkatan tekanan air tanah pada lapisan atas, memicu likuefaksi. Sementara di Petobo tidak terjadi kerusakan akuifer, sehingga likuefaksi tidak muncul. Struktur hidrostratigrafi ini, terutama keberadaan akuifer tertekan yang rentan pecah dan koneksi hidrolik pascagempa, menjadi faktor kunci dalam eskalasi likuefaksi di wilayah tertentu.

Studi oleh Wardhana dkk. (2024) mengidentifikasi struktur bawah permukaan penyebab likuefaksi di Palu pascagempa 2018 melalui analisis anomali gravitasi. Hasil pemetaan Bouguer menunjukkan anomali rendah (-2-10 mGal) di Petobo dan menengah (19,5-34,5 mGal) di Balaroa, dan mengindikasikan cekungan sedimen aluvium jenuh air yang rentan likuefaksi. Analisis residual dengan metode polinomial mengungkap struktur *graben* yang dibatasi sesar normal (barat-timur di Balaroa) dan sesar geser (Petobo), mengontrol akumulasi air tanah dalam lapisan pasir-lempung jenuh. Cekungan ini berperan sebagai akuifer lokal dengan tekanan pori tinggi akibat saturasi air, yang menurunkan kekuatan geser tanah saat gempa. Anomali gravitasi rendah berkorelasi dengan zona jenuh air, sementara kontras anomali tinggi-rendah menandai keberadaan sesar sekunder yang memperparah dinamika aliran air tanah. Struktur Sesar Palu-Koro dan turunannya menciptakan jalur migrasi air tanah, dan meningkatkan risiko likuefaksi di daerah

aluvium. Studi ini menegaskan bahwa kombinasi kondisi hidrogeologi (saturasi air, struktur cekungan) dan aktivitas tektonik lokal menjadi faktor kunci kerentanan likuefaksi, sehingga pemetaan anomali gravitasi dapat menjadi alat efektif untuk mengidentifikasi zona risiko berbasis karakteristik air tanah.

Hidrogeologi cekungan Palu akan berkembang kompleks dengan kehadiran struktur atau tektonik aktif yang ditandai oleh adanya Sesar Palu-Koro. Sesar ini membelah bagian barat Palu yang berkontribusi pada terbentuknya sistem hidrogeologi media rekahan tempat aliran air dalam tanah. Keterkaitan morfologi dan kondisi air tanah pada Cekungan Air Tanah Palu, termasuk pada mandala air tanah dataran aluvium, mengacu pada Ruchiyat dan Denny (1989) dengan ciri-ciri sebagai berikut:

- Permukaan air tanah bebas kurang dari 7,5 m dari permukaan tanah setempat;
- Air tanah semitertekan hingga tertekan kemungkinan dijumpai pada kedalaman lebih dari 36 m dari permukaan tanah setempat;
- Mata air umumnya berdebit kurang dari 5 l/det. kecuali di daerah Wani debitnya mencapai 25 l/det.

Pola aliran air tanah yang mengacu pada Suryaman dkk. (1995) dikendalikan oleh bentuk topografi setempat yang secara umum mengalir dari daerah perbukitan menuju lembah sungai. Air tanah pada akuifer yang letaknya lebih dalam dari 30 m pada umumnya bersifat tertekan atau semitertekan. Pisometri umumnya 8 m bmt. hingga 6 m aml. yang rata-rata lebih tinggi dari permukaan air tanah akuifer bebas yang menyebabkan kecenderungan terjadinya aliran ke atas tanah dari akuifer tertekan yang lebih dalam. Faktor utama likuefaksi Palu 2018 pada akuifer tertekan berdasarkan model konseptual penampang hidrogeologi di Balaroa dan Petobo terletak pada endapan kipas aluvium tua mulai kedalaman 55 m di Balaroa dan 52 m di Petobo (Widodo dkk., 2022).

Kondisi hidrogeologi pada saat likuefaksi dapat ditinjau dari kondisi zona aerasi dan akuifer tertekan. Akuifer tertekan yang memiliki tekanan

hidrostatik tinggi akan menciptakan cadangan energi yang dilepaskan saat gempa (Bradley dkk., 2019). Kondisi ini diciptakan oleh lapisan impermeabel berupa lempung atau batuan penutup yang menghambat drainase dan memperpanjang durasi tekanan pori tinggi. Zona aerasi (*unsaturated zone*) di atas permukaan air tanah dapat memperparah likuefaksi melalui retakan vertikal yang diakibatkan tekanan oleh akuifer tertekan yang membentuk saluran aliran material terfluidifikasi (Sassa and Takagawa, 2018), dan degradasi kohesi berupa air bertekanan mengisi ikatan partikel tanah tidak jenuh (Fredlund dan Rahardjo, 1993). Kualitas air tanah berpengaruh saat nilai *Total Dissolved Solids* (TDS) tinggi, yaitu lebih dari 500 mg/l yang dapat mengurangi kekuatan gesar tanah melalui dispersi partikel lempung akibat Ion Na- dan Cl- yang mengganggu struktur tanah (Kyota dkk., 2019), dan reduksi kohesi berupa peningkatan muatan negatif partikel tanah menurunkan kekuatan geser (Xenaki dan Athanapoulos, 2003).

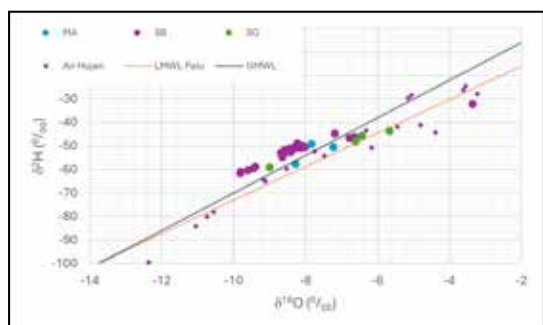
Sistem air tanah di Palu dikendalikan oleh beberapa faktor utama, yaitu kondisi geologi sebagai tempat mengalirnya air tanah dan kondisi iklim sebagai sumber air yang memenuhi siklus hidrologi yang mengalir di CAT Palu. Kondisi geologi menjadi sangat dinamis secara struktur dan tektonik dengan adanya jalur Sesar Palu-Koro di bagian barat yang membentuk lembah cekungan yang diisi oleh endapan aluvium Kuartar sebagai akuifer utama. Hidrogeologi media rekahan khas daerah tektonik adalah aktif dengan ditemukannya beberapa mata air dengan debit lebih dari 10 l/det, yang beberapa di antaranya memiliki suhu panas.

Sistem Air Tanah Cekungan Palu

Air tanah pada cekungan Palu mengikuti siklus hidrologi setempat yang dipengaruhi oleh iklim termasuk tipe Am (iklim tropis muson) berdasarkan sistem Koppen-Geiger yang memiliki pola musim hujan (November–April) dan kemarau (Mei–Oktober) yang jelas. Curah hujan tahunan rata-rata berkisar 800–1.200 mm. Variabilitas curah hujan antartahunan dan musiman secara langsung

memengaruhi besaran *recharge* (imbuhan) air tanah. Ditinjau dari data isotop air hujan melalui garis air meteorik lokal atau *Local Meteoric Water Line* (LMWL) daerah Palu dan dengan LMWL Indonesia dengan persamaan garis LMWL $\delta^2\text{H}=7,298\delta^{18}\text{O}+3,506$ masih lebih rendah dibandingkan dengan *Global Meteoric Water Level*. Hal ini mencerminkan pengaruh proses evaporasi intensif di iklim tropis lembab yang secara visual dapat dilihat dari pergeseran garis regresi LMWL searah jarum jam dibandingkan dengan GMWL pada Gambar 4.2.1 (Suwarman dkk., 2024).

Data isotop mata air, sumur gali, dan sumur bor pada titik minat hidrogeologi kegiatan konservasi air tanah CAT Palu tahun 2024 dan studi khusus tahun 2025 menunjukkan mata air (MA) terkonsentrasi di dekat LMWL dengan nilai $\delta^{18}\text{O}$ relatif tinggi (-7,5 ‰ hingga -5,0 ‰), mengindikasikan asal *recharge* air hujan lokal pada elevasi rendah dengan siklus hidrologi pendek. Sebaliknya, sumur bor (SB) menunjukkan nilai isotop paling rendah ($\delta^{18}\text{O}$: -9,0 ‰ hingga -6,5 ‰; $\delta^2\text{H}$: -80 ‰ hingga -50 ‰), menandakan asal akuifer dalam atau *recharge* di zona pegunungan dengan residu waktu panjang (>100 tahun). Sementara itu, sumur gali (SG) memiliki sebaran luas dengan beberapa *sampel* menyimpang di bawah LMWL akibat pengaruh evaporasi dan kontaminasi air permukaan (Clark, 2015). Rendahnya nilai isotop pada sumur gali dan sumur pantek di beberapa



Gambar 4.2.1. Garis hitam GMWL lebih tinggi dari titik perpotongan dibandingkan dengan garis merah LMWL Palu menunjukkan kondisi adanya penguapan di bawah awan.

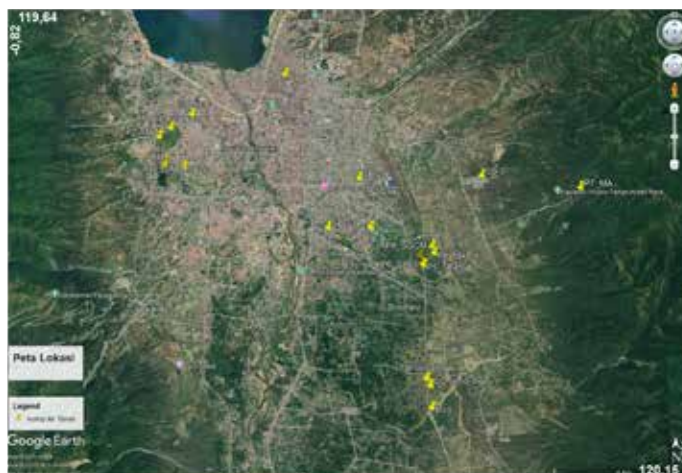
lokasi menunjukkan adanya kontribusi sistem aliran air tanah tertekan (aliran air tanah dalam) yang mengalir secara vertikal menuju sistem akuifer bebas (aliran air tanah dangkal) melalui mekanisme transfer antarakuifer (*leaky aquifer*).

Data isotop air tanah khusus daerah terdampak di Balaroa, Petobo, dan Jono Oge dilengkapi

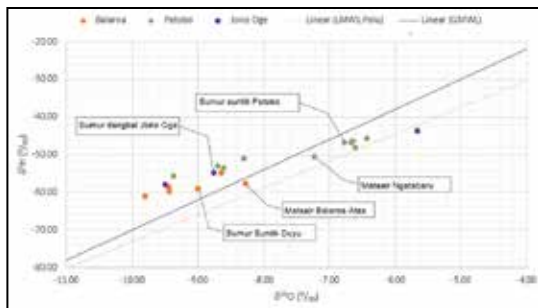
dengan referensi dari Widodo dkk. (2022) yang ditampilkan pada Tabel 4.2.1. Sedangkan sebarannya ditampilkan pada Gambar 4.2.2 yang meliputi daerah terdampak dan sekitarnya. Dalam Gambar 4.2.3 terlihat bahwa air tanah di Balaroa paling rendah nilai isotopnya dibandingkan Petobo. Hal ini memperlihatkan asal aliran air

Tabel 4.2.1. Data Isotop Air Tanah di Sekitar Daerah Terdampak

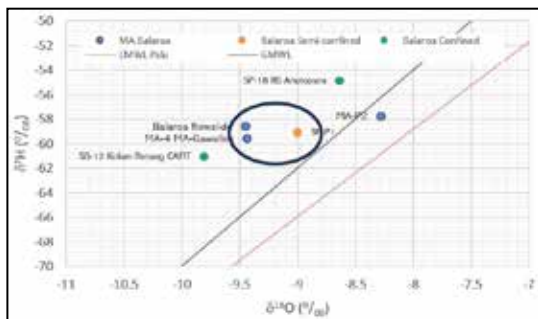
LOKASI	BT	LS	$d^{18}O (‰)$	$d^2H (‰)$	REFERENSI
Balaroa flowslide	119,8438	-0.9039	-9,45	-58,62	Widodo dkk. 2022
Jono Oge-Deep	119,9165	-0.9746	-9,51	-57,78	Widodo dkk. 2022
Jono Oge-Shallow	119,9174	-0.9766	-8,76	-54,68	Widodo dkk. 2022
BPN Office Palu	119,8764	-0.8881	-9,09	-54,69	Widodo dkk. 2022
Birobuli	119,9010	-0.9324	-9,37	-55,73	Widodo dkk. 2022
SB-3 Masjid BTN Kawatuna	119,9325	-0.9178	-8,60	-53,33	Badan Geologi 2024
MA-4 MA-Gawalise	119,8420	-0.9154	-9,44	-59,58	Badan Geologi 2024
SB-12 Kolam Renang CAFIT	119,8477	-0.9154	-9,81	-61,07	Badan Geologi 2024
SP-18 RS Anutopura	119,8497	-0.8999	-8,64	-54,89	Badan Geologi 2024
SB-20 Hotel Sutan Raja	119,8978	-0.9185	-8,30	-51,03	Badan Geologi 2024
SB-33 Pak Iwan	119,8890	-0.9326	-8,69	-53,00	Badan Geologi 2024
SP-P1 Jl. PDAM, Duyu	119,8424	-0.9137	-9,00	-59,10	Badan Geologi 2025
MA-P2 Balaroa top flowside	119,8406	-0.9065	-8,28	-57,75	Badan Geologi 2025
SG-P4 Petobo flowside	119,9148	-0.9404	-6,61	-48,00	Badan Geologi 2025
SP-P5 Petobo, Jl. Tondei	119,9156	-0.9429	-6,65	-46,21	Badan Geologi 2025
SP-P6 Petobo, Jl. Tondei	119,9159	-0.9431	-6,77	-46,67	Badan Geologi 2025
MA-P7 Ngatabaru	119,9597	-0.9216	-7,23	-50,61	Badan Geologi 2025
MA-P8 Petobo flowside	119,9189	-0.9398	-6,67	-46,79	Badan Geologi 2025
SG-P9 Petobo flowside	119,9183	-0.9379	-6,43	-45,68	Badan Geologi 2025
SG-P10 Jono Oge	119,9178	-0.9825	-5,67	-43,62	Badan Geologi 2025



Gambar 4.2.2. Sebaran pengumpulan data isotop air tanah.



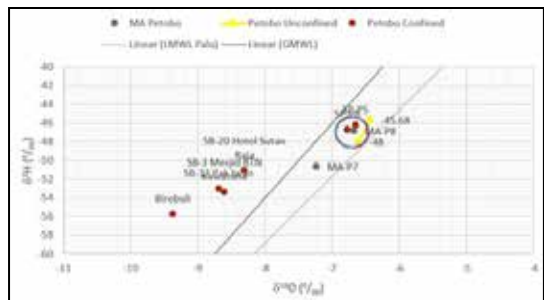
Gambar 4.2.3. Air tanah daerah Balaroa cenderung lebih rendah nilai isotopnya dibandingkan dengan Petobo dengan pola sebaran air tanah pada akuifer tertekan yang dalam ke akuifer tidak tertekan yang dangkal dari kiri ke kanan.



Gambar 4.2.4. Zona campuran di Balaroa yang ditandai merupakan indikasi keberadaan air tanah dari akuifer tertekan.

tanah yang berbeda, Balaroa arah aliran air tanahnya barat daya ke timur laut (Gambar 4.2.4), dan Petobo memiliki arah aliran cenderung dari timur ke barat (Gambar 4.2.5). Semenara di Jono Oge dideteksi ada pencampuran pada akuifer dangkal di akuifer tidak tertekan pada tahun 2021.

Gempa berkekuatan Mw 7,5 menginduksi perubahan signifikan dalam sistem akuifer. Analisis isotop pascagempa mengungkap pencampuran abnormal antara akuifer dangkal dan dalam. *Sampel* sumur bor (SB) menunjukkan pergeseran komposisi mendekati nilai mata air (MA)/sumur gali (SG). Misalnya $\delta^{18}\text{O}$ -9 ‰ muncul di sumur dangkal, yang membuktikan terjadinya aliran vertikal melalui rekahan sesar yang teraktivasi selama gempa. Fenomena ini mengganggu isolasi hidrologis akuifer dalam, dan mendorong migrasi



Gambar 5. Zona campuran air tanah dari akuifer tertekan di Petobo.

air berumur tua dari akuifer tertekan ke zona dangkal (Gambar 4.2.3 dan Gambar 4.2.5). Di sisi lain, sumur gali mengalami pergeseran isotop ke kanan bawah LMWL, dan merefleksikan peningkatan kontaminasi air permukaan akibat kerusakan infrastruktur sanitasi. Pola serupa diamati di zona sesar global seperti San Andreas (AS) ketika gempa menyebabkan munculnya air dalam di mata air permukaan.

Studi hidrogeologi oleh Tim Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI (2019) mengungkapkan permukaan air tanah di daerah terdampak likuefaksi berkisar antara 1,5-2,5 m di bawah permukaan. Kombinasi curah hujan tinggi (1.800-2.500 mm/tahun) dan topografi datar menyebabkan akumulasi air tanah yang signifikan, yang meningkatkan kejenuhan tanah hingga >90 %. Sistem drainase alami yang terhambat oleh sedimentasi memperburuk retensi air. Cekungan Palu memiliki laju imbuhan tahunan sebesar 500-700 mm/tahun dari curah hujan dan aliran sungai. Namun, akuifer tertekan memiliki ketersediaan air tinggi dengan nilai transmisivitas 50-100 m²/hari dan fluktuasi musiman minimal akibat lapisan penutup impermeabel (Bradley dkk., 2019).

Penelitian oleh Patriaman dkk. (2021) menganalisis potensi likuefaksi di Teluk Palu pascagempa 2018, dengan fokus pada kondisi hidrogeologi dan air tanah. Wilayah ini didominasi tanah nonkohesif (pasir, kerikil, dan lanau) yang rentan likuefaksi, terutama di bagian barat dan selatan yang berdekatan dengan Sesar Palu-Koro.

Kedalaman permukaan air tanah yang dangkal (0,09-4,48 m di bawah permukaan) meningkatkan saturasi air pada lapisan tanah, dan mengurangi kekuatan geser saat gempa. Analisis menggunakan data *Standard Penetration Test* (SPT) dan metode Seed-Idriss menunjukkan bahwa zona dengan tanah pasir lepas dan air tanah dangkal (<2,5 m) memiliki *Safety Factor* (FS) rendah (<1) dan *Liquefaction Potential Index* (LPI) "sangat tinggi" (LPI >15). Kondisi ini diperparah oleh aktivitas tektonik Sesar Palu-Koro yang memicu tekanan dinamis dan pergerakan air tanah. Sebaliknya, wilayah timur Teluk Palu dengan air tanah lebih dalam (>2,5 m) dan kandungan tanah liat menunjukkan risiko likuefaksi "sangat rendah". Studi ini menegaskan bahwa interaksi antara morfologi cekungan, kedalaman air tanah, dan struktur geologi aktif menjadi faktor kunci kerentanan likuefaksi. Mitigasi risiko di zona berbahaya (barat dan selatan) perlu memprioritaskan stabilisasi tanah dan pengelolaan drainase untuk mengurangi saturasi air pada lapisan permukaan.

Penelitian Tohari dkk. (2021) mengkaji faktor hidrogeologi penyebab likuefaksi di Balaroa dan Petobo pascagempa Palu 2018 menggunakan metode resistivitas. Hasilnya menunjukkan lapisan tanah terlikuefaksi memiliki resistivitas rendah (<50 Ω m), dan mengindikasikan saturasi air tinggi pada sedimen aluvium (pasir-lempung) yang terperangkap dalam cekungan bawah permukaan. Morfologi cekungan ini terbentuk akibat aktivitas Sesar Palu-Koro, dan menjadi zona akuifer dangkal (<10 m) yang memicu akumulasi air tanah, serta meningkatkan tekanan pori. Anomali resistivitas juga mengungkap batas kemiringan landai antara lapisan jenuh air (likuifabel) dan lapisan padat (*alluvial fan*), yang mempercepat aliran massa tanah saat gempa. Struktur *graben* akibat sesar normal menciptakan jalur aliran air tanah yang memperparah kejenuhan lapisan. Di Petobo, kemiringan batas yang lebih curam menyebabkan aliran likuefaksi lebih luas dibanding Balaroa. Studi ini menegaskan peran kritis kondisi hidrogeologi (cekungan, saturasi air, dan tekanan pori) dalam kerentanan likuefaksi, serta perlunya integrasi pemetaan akuifer dan

struktur bawah permukaan untuk mitigasi risiko di wilayah seismik aktif.

Studi dan penelitian tersebut di atas menegaskan bahwa likuefaksi di Palu merupakan sinergi antara faktor alamiah (akuifer tertekan, kondisi geologi aluvium) dan antropogenik (irigasi). Sistem irigasi tidak hanya meningkatkan kejenuhan air tanah dangkal, tetapi juga berinteraksi dengan dinamika akuifer dalam melalui perubahan hidraulik. Implikasi praktisnya, evaluasi risiko likuefaksi di daerah seismik perlu memperluas cakupan hingga kedalaman >30 m, termasuk analisis akuifer tertekan, tekanan hidraulik, dan ketebalan lapisan konfining. Mitigasi dapat dioptimalkan dengan redesain sistem irigasi (misalnya, saluran bertingkat untuk mengurangi fluktuasi permukaan air tanah) dan pemantauan integratif terhadap respons air tanah dalam selama perencanaan tata ruang. Temuan ini menekankan pentingnya pendekatan multidisiplin dalam memahami bencana geohidrologi kompleks.

Karakteristik Hidrogeologi Daerah Terdampak Parah

Petobo dan Jono Oge terletak di bagian selatan cekungan yang didominasi oleh endapan danau (*lacustrine*) dan fluvium-deltaik yang kaya akan lapisan lanau tipis dan pasir halus berselang-seling. Sistem irigasi tradisional yang luas menyebabkan permukaan air tanah sangat dangkal secara kronis (sering <2m). Keberadaan lapisan lempung/lanau kontinu di dekat permukaan menciptakan kondisi semitertekan pada lapisan pasir jenuh di bawahnya, dan menghambat disipasi tekanan air pori. Balaroa terletak lebih dekat ke pusat kota dan Sesar Palu-Koro. Stratigrafi menunjukkan endapan aluvium sungai (*fluvial*) dengan lensa-lensa pasir dan kerikil dalam matriks lanau. Permukaan air tanah juga relatif dangkal. Proximity langsung ke zona sesar utama meningkatkan intensitas guncangan.

Salah satu faktor kunci yang memperparah dan memperluas dampak likuefaksi di wilayah seperti Balaroa, Petobo, dan Jono Oge adalah keberadaan akuifer tertekan (*confined aquifer*)

pada sistem geologi bawah permukaan. Bagian ini membahas peran kritis akuifer tertekan dalam mekanisme likuefaksi yang terjadi di Palu. Wilayah yang terdampak likuefaksi parah di sepanjang Cekungan Palu merupakan depresi memanjang yang diisi oleh endapan Kuarter muda yang memiliki karakteristik material aluvium dan formasi berlapis dengan permeabilitas berbeda. Material aluvium terdiri atas endapan pasir, lanau, kerikil, dan lempung yang diendapkan oleh sungai dan proses aluvium. Formasi berlapis dengan stratigrafi bawah permukaan menunjukkan lapisan-lapisan dengan permeabilitas berbeda yang terdiri atas akuifer dan akuitar/akuiklud. Akuifer tersusun oleh pasir dan kerikil jenuh air, tebal, dan sangat mudah meloloskan air. Akuitar/akuiklud berupa lapisan lanau atau lempung berpermeabilitas rendah yang menutupi akuifer di bagian atas membentuk lapisan penghalang, dan sering juga membatasinya di bagian bawah. Kondisi ini menyebabkan air dalam akuifer berada di bawah tekanan hidrostatik yang lebih tinggi daripada jika akuifer tersebut tidak tertekan.

Gempa kuat menghasilkan tegangan geser siklik (*cyclic shear stress*) pada tanah jenuh air. Pada kondisi normal, tekanan air pori (*pore water pressure*) yang meningkat akibat guncangan akan terdisipasi secara bertahap. Namun, keberadaan akuifer tertekan berpotensi memicu terjadinya mekanisme likuefaksi yang jauh lebih membahayakan, yaitu:

1. Bertambahnya tekanan air pori yang sangat tinggi. Guncangan gempa menyebabkan partikel tanah jenuh (terutama pasir) memampat, meningkatkan tekanan air yang mengisi rongga pori (*pore water pressure*) secara mendadak di dalam lapisan pasir akuifer.
2. Mekanisme disipasi terhalang oleh lapisan penekan (akuitar-akuiklud). Lapisan lempung/lanau impermeabel di atas akuifer tertekan bertindak sebagai penghalang (*seal*) yang sangat efektif. Lapisan ini menghambat/menghalangi aliran air ke atas untuk melepaskan tekanan pori yang tinggi yang terbentuk

secara tiba-tiba di dalam akuifer pasir di bawahnya.

3. Akumulasi tekanan dan kehilangan kekuatan geser. Tekanan air pori yang terperangkap dan tidak dapat terdisipasi dengan cepat ini terus menumpuk hingga mencapai nilai yang menyamai atau melebihi tegangan efektif vertikal (σ_v) yang menekan lapisan pasir. Ketika rasio tekanan air pori terhadap tegangan efektif (ru) mendekati 1, tegangan efektif menjadi mendekati nol. Pada titik ini, pasir kehilangan hampir seluruh kekuatan gesernya dan berperilaku seperti cairan kental. Inilah inti likuefaksi.
4. Aliran lateral dan mekanisme *sand boil*. Material yang telah melikuefaksi (pasir-air) dalam akuifer tertekan yang bertekanan tinggi mencari jalan keluar. Tekanan yang sangat besar ini berdampak pada:
 - Menyebabkan lapisan penutup yang rapuh terangkat dan retak.
 - Memicu semburan material likuefaksi (*sand boils, mud volcanoes*) yang sangat kuat melalui retakan-retakan ini ke permukaan.
 - Menggerakkan massa likuefaksi secara lateral dalam volume besar di bawah permukaan, mengikuti kemiringan topografi. Aliran lateral masif inilah yang menyebabkan pergerakan tanah (*ground flow*) dan pergeseran bangunan serta infrastruktur sejauh ratusan meter, seperti yang terjadi di Petobo dan Balaroa.

Dampak spesifik pada likuefaksi Palu adalah sebagai berikut:

- Skala dan kecepatan dengan tekanan air pori tinggi dalam akuifer tertekan memungkinkan likuefaksi terjadi dengan volume sangat besar dan kecepatan tinggi, jauh melampaui peristiwa likuefaksi biasa.
- Jangkauan luas yang disebabkan oleh aliran lateral material likuefaksi yang didorong tekanan akuifer tertekan mampu menjangkau wilayah yang sangat luas.

- Deformasi permukaan ekstrem berupa terjadinya penurunan permukaan tanah (*subsidence*), rekahan tanah, dan pergerakan tanah horizontal masif yang menghancurkan seluruh permukiman.
- Durasi semburan air dan pasir (*sand boils*) yang relatif lama, berlanjut hingga berhari-hari pascagempa, menunjukkan masih tingginya tekanan air pori dalam sistem akuifer tertekan yang belum sepenuhnya terlepas.

Keberadaan akuifer tertekan di bawah lapisan penutup impermeabel merupakan faktor geohidrologi kunci yang menjelaskan mengapa likuefaksi di Palu 2018 mencapai skala dan intensitas yang luar biasa destruktif. Lapisan penutup yang impermeabel bertindak sebagai tutup yang mencegah pelepasan tekanan air pori berlebih yang dibangkitkan oleh guncangan gempa di dalam lapisan pasir jenuh di bawahnya. Akumulasi tekanan pori yang sangat tinggi inilah yang menyebabkan tanah? kehilangan kekuatan geser secara masif, dan mendorong aliran lateral serta semburan permukaan material likuefaksi dengan kekuatan dahsyat. Pemahaman mendetail tentang keberadaan, kedalaman, ketebalan, dan sifat hidraulik akuifer tertekan beserta lapisan penutupnya menjadi komponen esensial dalam penilaian kerentanan likuefaksi dan perencanaan mitigasi bencana di wilayah-wilayah dengan *setting* geologi serupa, terutama di sepanjang sesar aktif seperti Palu-Koro.

Perubahan Pola Aliran Air Tanah

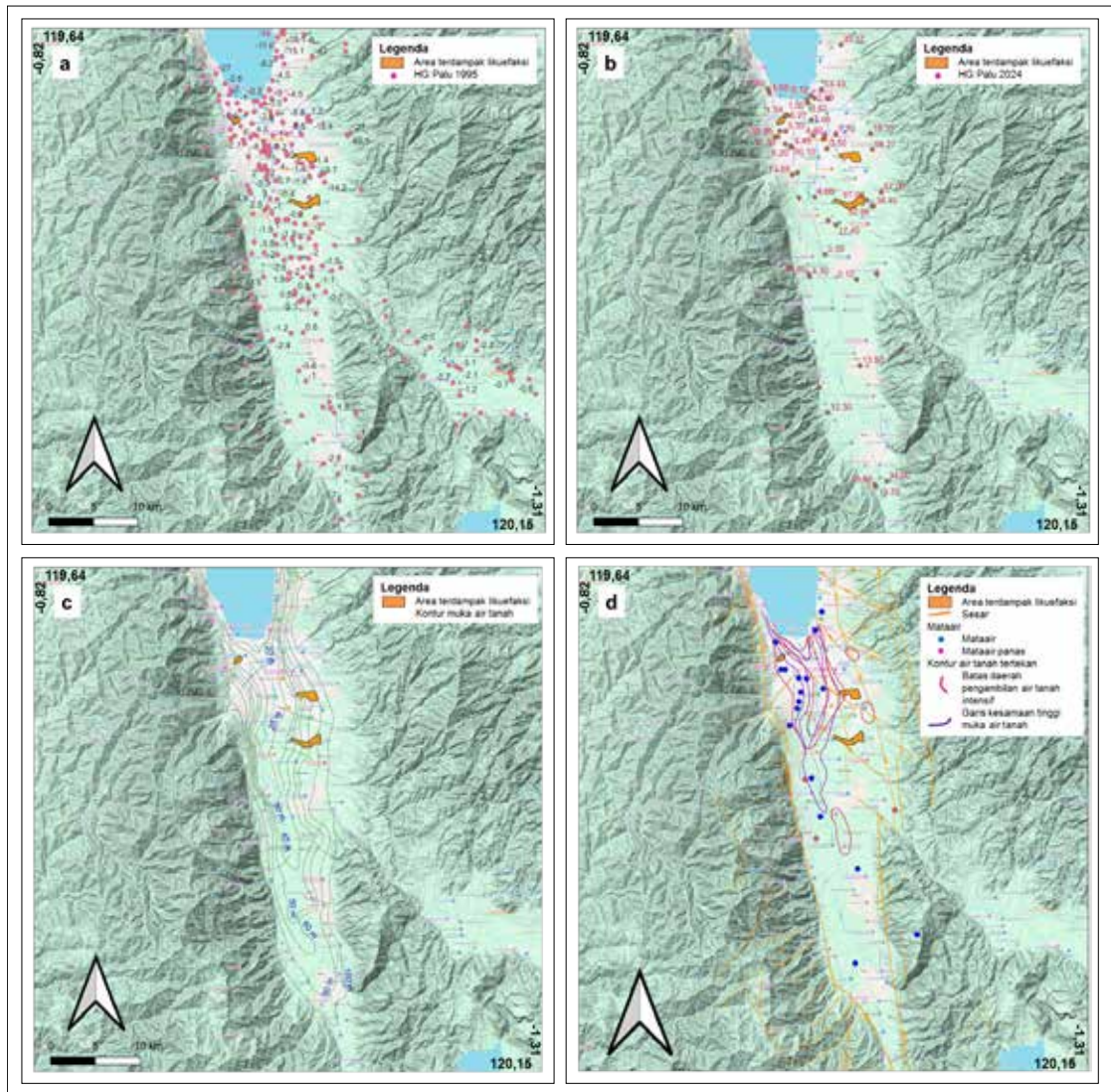
Pengukuran permukaan air tanah akuifer tidak tertekan dan akuifer tertekan telah dilakukan Badan Geologi melalui kegiatan potensi cekungan air tanah Palu tahun 1989 dan 1995 (Gambar 4.2.6). Obyek pengamatan hidrogeologi meliputi mata air, sumur gali, dan sumur bor. Sumur khas di daerah Palu adalah sumur suntik berupa pipa besi berukuran 1,5 inci. Sumur suntik di daerah Balaroa dengan kedalaman 9 m menghasilkan air yang mengalir sendiri dengan debit sekitar 0,5 l/det. Sementara di daerah Petobo kedala-

mannya mencapai 50–60 m. Berdasarkan kontur permukaan air tanah tahun 1995 dan 2024 dapat dilihat adanya pergeseran di beberapa segmen, termasuk daerah terdampak (Gambar 4.2.7). Daerah terdampak masuk ke dalam potensi air tanah sedang–tinggi dengan keterusan akuifer 10–500 m per hari. Permukaan air tanah tidak tertekan umumnya 5–50 m di bawah permukaan tanah, permukaan air tanah tertekan positif 3 m di atas permukaan tanah hingga 5 m di bawah permukaan tanah. Kondisi permukaan air tanah positif berada di bagian tengah ke utara Kota Palu membentuk lengkungan yang batasnya di bagian bawah atau bagian kaki daerah terdampak.

Pergeseran lateral permukaan air tanah di Petobo mencapai 1 km untuk permukaan air tanah 60 m di atas permukaan laut. Bagian tengah daerah terdampak Petobo mengalami penurunan 12 m dari kedalaman permukaan air tanah 60 m aml. tahun 1995 menjadi 48 m aml. tahun 2024. Secara umum pada daerah terdampak, permukaan air tanah tahun 2024 mengalami pergeseran ke arah luar cekungan dibandingkan dengan tahun 1995, yang berarti bahwa permukaan air tanahnya turun. Berdasarkan atas hal tersebut terlihat bahwa terjadinya gempa bumi yang diikuti oleh likuefaksi menyebabkan terjadinya kenaikan *pressure head* pada akuifer tertekan, yang terutama terjadi pada lokasi-lokasi yang terkena dampak langsung likuefaksi.

4.2.3. Analisis Komparatif Likuefaksi

Analisis komparatif likuefaksi secara global yang terjadi di Palu dapat dibandingkan dengan Gempa Chrischurch tahun 2011 di Selandia Baru dan Gempa Niigata tahun 1964 di Jepang (Tabel 4.2.2). Analisis komparatif ini dapat ditinjau dari kondisi hidrogeologi dan mekanismenya, yaitu kondisi akuifer tertekan dan zona aerasi. Kondisi hidrogeologi di Palu memiliki akuifer tertekan bertekanan tinggi di bawah lapisan lempung impermeabel, zona aerasi tipis dengan permeabilitas rendah dengan nilai $K=10^{-6}$ m/detik (Watkinson dan Hall, 2021). Mekanismenya berupa retakan

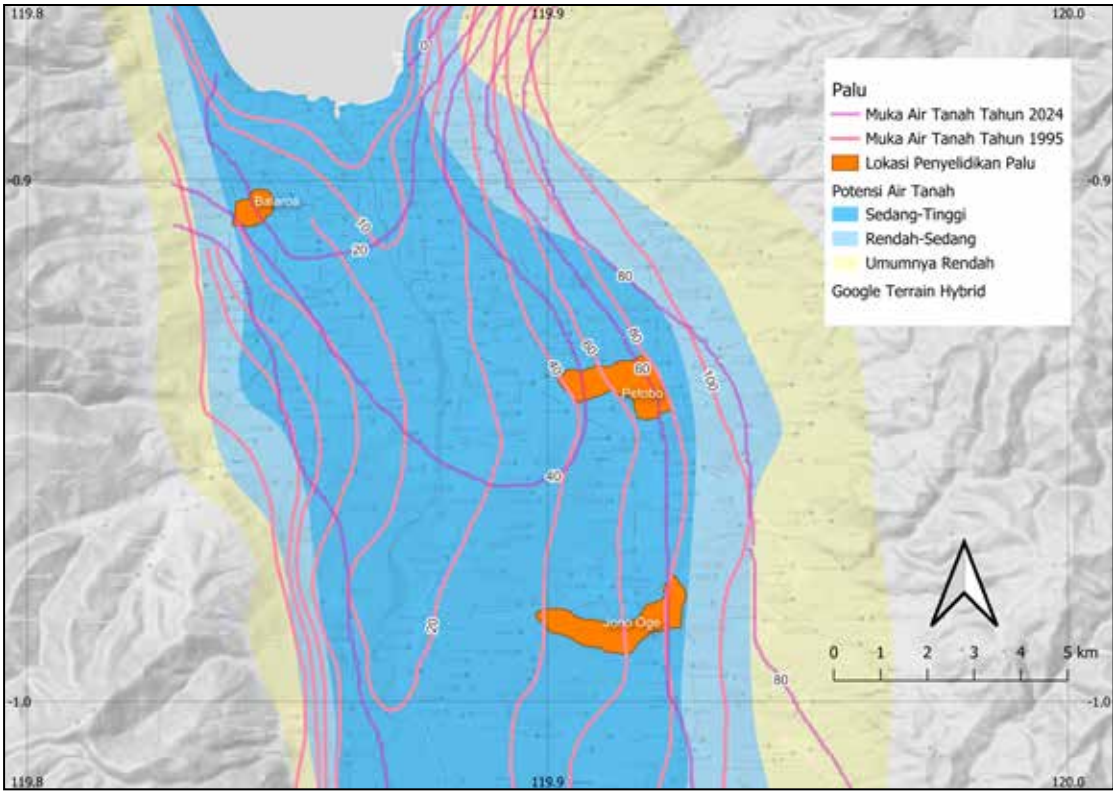


Gambar 4.2.6. (a) Pengumpulan titik minat hidrogeologi tahun 1995, (b) permukaan air tanah Palu tahun 2024, (c) garis kontur permukaan air tanah, serta (d) sebaran mata air dengan struktur.

hidrolik pada zona erasi yang memicu aliran lateral masif (Jalil dkk., 2020), serta mengakibatkan 68.451 rumah hancur dan 3.354 korban jiwa (BNPB, 2018). Kondisi hidrogeologi gempa Christchurch adalah akuifer tertekan dangkal dengan tekanan moderat, zona erasi tebal dengan permeabilitas tinggi mencapai 10-4 m/det. (Green dkk., 2014, dengan mekanisme berupa tekanan

terdispersi sebagian melalui zona aerasi yang menghasilkan aliran lambat.

Kondisi hidrogeologi gempa Niigata adalah akuifer pasir jenuh air dengan permukaan air tanah dangkal dan mekanisme berupa likuefaksi konvensional dengan amblesan bangunan tanpa aliran lateral masif (Ishihara, 1993). Likuefaksi Loma Prieta 1989 di Amerika Serikat memiliki



Gambar 4.2.7. Pergeseran kontur permukaan air tanah warna merah muda merupakan permukaan air tanah tahun 1995 dan warna ungu tahun 2024.

Tabel 4.2.2. Perbandingan Likuefaksi

Parameter	Palu (2018)	Christchurch (2011)	Niigata (1964)
Tekanan Akuifer (kPa)	150-200	100-120	50-80
Ketebalan Zona Aerasi (m)	2-5	5-10	1-2
Kecepatan Aliran (m/detik)	2-3	0,5	0,1-0,3
Jenis Kerusakan	Aliran lateral massif	Amblesan lokal	Amblesan struktur

persamaan dengan Palu 2018 ditinjau dari faktor antropogenik dengan dibangunnya irigasi di Palu dan reklamasi di Loma Prieta yang memperparah dampak.

4.3. Likuefaksi "Tipe Palu" Dari Aspek Geologi Teknik

Salah satu peristiwa ikutan saat gempabumi pada tanggal 28 September 2018 adalah likue-

faksi yang menyebabkan gerakan tanah aliran (*flow landslide*). Beberapa lokasi yang mengalami peristiwa ini antara lain Balaroa, Petobo, Jonooge, Lolu, Sidondo, dan Sibalaya. Fenomena ini menyebabkan tanah permukaan, bangunan sipil mengalami kerusakan yang sangat parah dan korban jiwa yang banyak.

Beberapa peneliti telah mempublikasikan faktor-faktor yang menyebabkan terjadinya fenomena ini yang secara umum rangkuman pe-

nyebab karena faktor efek guncangan yang kuat, kemiringan lereng yang relatif landai, litologi tanah pasir dengan nilai N-SPT relatif rendah, muka air tanah yang dangkal dengan tekanan air pori yang tinggi karena terdapat lapisan kedap. Secara spesifik, kasus pada lokasi Balaroa dikontrol oleh dari pergerakan patahan (Yoshida dkk 2020; Jalil dkk, 2021) sedangkan pada lokasi Petobo dan Jonooge terdapat kontribusi tekanan air yang berasal dari saluran air gumbasa (Bradley dkk, 2019, Watkinson, 2019; Cummins, 2019; Jalil dkk, 2021) tetapi pendapat lain menyebutkan bahwa, saluran irigasi ini memiliki efek yang tidak banyak terhadap mekanisme longsoran Kiyota (2025) dan saluran irigasi Gumbasa bukan faktor utama melainkan faktor pendukung terhadap proses likuefaksi (Widodo dkk, 2022).

Beberapa hipotesis mekanisme likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran telah dikaji beberapa peneliti antara lain mekanisme retakan dan akuifer tertekan (Buana, 2018), mekanisme kontribusi hidraulik akuifer bebas dan akuifer semi- tertekan / tertekan (Widodo dkk, 2019) yang kemudian di kaji rinci pada tahun 2022 (Widodo dkk, 2022), mekanisme bahaya antropogenik dari saluran irigasi (Watkinson & Hall, 2019), mekanisme *water film* (Kokuscho dkk, 2025), mekanisme *water interlayer formation* dan *groundwater inflow* dari akuifer tertekan (Kiyota dkk, 2025).

Faktor-faktor penyebab dan mekanisme likuefaksi seperti telah diuraikan di paragraf sebelumnya telah menjawab sebagian fenomena likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran.

Likuefaksi yang memicu gerakan tanah di bagian barat (Balaroa) dan bagian timur (Petobo, Jonooge, Lolu, Sidondo, dan Sibalaya) merupakan fenomena menarik karena bagian barat berasosiasi dengan patahan dan bagian timur berasosiasi dengan saluran irigasi Gumbasa. Ada dugaan bahwa saluran irigasi mengontrol fenomena likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran tetapi hal tersebut tidak terjadi di bagian barat lembah Palu. Sebaliknya, bagian barat lembah Palu yang diduga karena kontrol kuat

patahan mengalami fenomena likuefaksi dan hal yang sama juga terjadi di bagian timur lembah Palu yang tidak ada patahan. Informasi kejadian serupa di belahan dunia masih terbatas untuk menjawab fenomena ini dan apakah fenomena ini merupakan fenomena dengan karakteristik khas “Tipe Palu” sehingga masih menjadi misteri.

Pemetaan cepat pasca gempabumi 28 September 2018

Salah satu tim Badan Geologi melakukan pemetaan cepat terhadap kerusakan tanah permukaan pada hari keenam yaitu tanggal 3 Oktober 2018 sampai 17 Oktober 2018. Pemetaan ini merupakan inventarisasi kerusakan karena efek guncangan terhadap tanah permukaan khususnya di lembah Palu yang banyak terjadi korban jiwa dan kerusakan infrastruktur bangunan. Inventarisasi ini menggunakan metode pemetaan deskriptif kualitatif dengan ukuran grid 250 m x 250 m. Kriteria penilaian (Tabel 4.3.1) menggunakan modifikasi dari Van Ballegooy dkk (2012) berdasarkan kriteria kejadian likuefaksi, retakan, deformasi vertikal dan horisontal dan undulasi seperti pada Tabel 4.3.1. Kelas penilaian dibagi menjadi 3 yaitu rendah, sedang, dan tinggi sedangkan untuk tsunami merupakan kelas penilaian yang terpisah seperti Gambar 4.3.1.

Hasil pemetaan cepat (Gambar 4.3.1) menunjukkan kerusakan tanah permukaan yang signifikan akibat efek guncangan gempabumi 28 September 2018 berada di sepanjang area tekuk lereng atau perubahan morfologi kipas aluvial menuju dataran aluvial seperti Gambar 4.3.2. Pada umumnya bagian dataran aluvial relatif mengalami kerusakan tanah permukaan yang minor dan hal ini mewakili sebagian besar kondisi di lembah Palu.

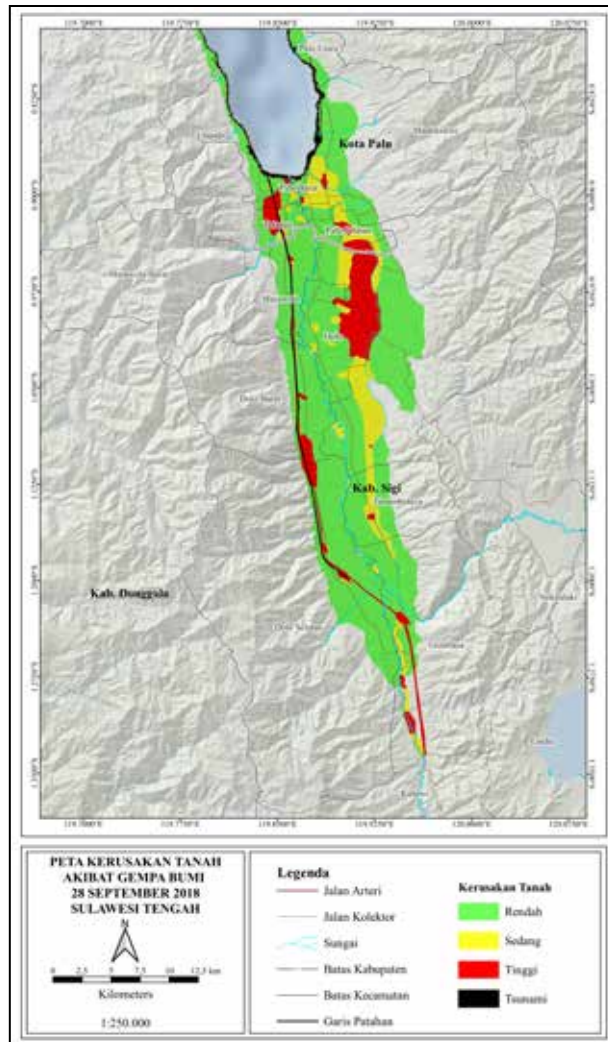
Data retakan tanah akibat gempabumi hasil pemetaan cepat (Gambar 4.3.3) menunjukkan dua fenomena khas. Fenomena pertama adalah retakan tanah bagian dari patahan Palu Koro yang bersifat kompresif dan sebagian bersifat tension di bagian barat lembah Palu yang membentang utara - selatan. Fenomena kedua adalah retakan tanah bersifat tension yang dominan di sebelah

Tabel 4.3.1. Penilaian cepat efek guncangan gempa bumi 28 September 2018 terhadap kerusakan tanah permukaan di Lembah Palu

KELAS	KRITERIA	PENILAIAN
RENDAH (HIJAU)	a. Likuefaksi tidak terjadi atau dapat terjadi bersifat lokal/setempat (sekitar kurang dari 5% lokasi pengamatan terjadi likuefaksi) b. Retakan tanah kurang dari 1 cm c. Penurunan tanah tidak terjadi d. Pergeseran horisontal tidak terjadi e. Peggembungan tanah tidak terjadi	Kerusakan tanah permukaan relatif aman akan tetapi masih dapat bersifat merusak bangunan akibat penguatan gelombang (amplifikasi)
SEDANG (KUNING)	a. Likuefaksi dapat terjadi bersifat lokal/setempat (sekitar 5% - 25% lokasi pengamatan terjadi likuefaksi) b. Retakan tanah kurang dari 5 cm c. Penurunan tanah kurang dari 10 cm d. Pergeseran horisontal kurang dari 5 cm e. Peggembungan tanah permukaan dapat terjadi	Kerusakan tanah permukaan dapat terjadi karena kehadiran retakan permukaan (<i>surface rupture</i>) yang dapat disertai likuefaksi yang bersifat lokal/setempat. Deformasi horisontal dan vertikal kemungkinan dapat terjadi dalam skala yang kecil.
TINGGI (MERAH)	a. Likuefaksi dapat terjadi bersifat luas (lebih dari 25% lokasi pengamatan terjadi likuefaksi) b. Retakan tanah lebih dari 5 cm c. Penurunan tanah lebih dari 10 cm d. Pergeseran horisontal lebih dari 5 cm e. Peggembungan tanah permukaan dapat terjadi secara luas	Kerusakan tanah permukaan dikontrol oleh retakan permukaan (<i>surface rupture</i>) yang dapat disertai likuefaksi, deformasi horisontal maupun vertikal dan dapat memicu gerakan tanah pada lereng landai (pada umumnya <15%). Dampak kerusakan tanah pada umumnya berdampak relatif luas.
Tsunami (HITAM)	Tsunami	Kerusakan tanah disebabkan oleh kejadian tsunami



Gambar 4.3.1. Contoh kerusakan tanah permukaan tiap kelas dan kerusakan akibat tsunami. a) kerusakan tanah permukaan tinggi; b) kerusakan tanah permukaan sedang; c) kerusakan tanah permukaan rendah; d) kerusakan tanah karena tsunami (Sumber: Buana dan Supartoyo)



Gambar 4.3.2. Peta kerusakan tanah permukaan akibat gempa bumi 28 September 2018.

timur lembah Palu membentang utara - selatan dan memiliki pola mengikuti kontur topografinya. Kasus likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran berada pada zona pola retakan tanah. Hal ini menunjukkan bahwa ada hubungan antara terbentuknya retakan tanah dengan likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran.

4.3.1. Hasil Analisis Data

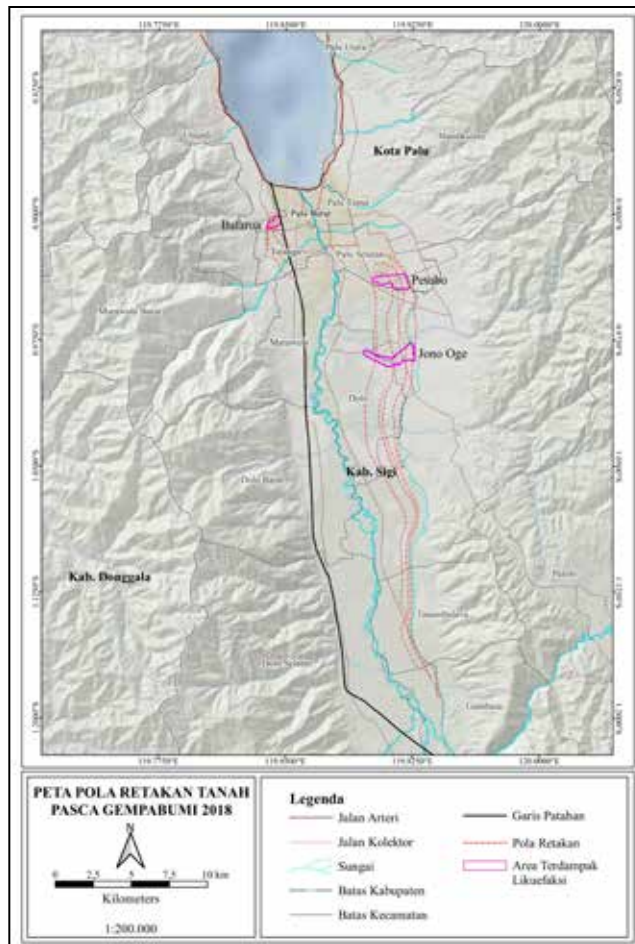
Gerakan tanah aliran di Palu merupakan fenomena diawali dengan proses likuefaksi akibat

efek guncangan gempabumi 28 September 2018. Bahasan pada makalah ini akan fokus pada tiga lokasi yaitu Balaroa, Petobo, dan Jonooge yang memiliki efek rusak masif. Analisis memanfaatkan kolaborasi data Badan Geologi, data JICA (2019) dan data dari publikasi ilmiah sebelumnya.

4.3.1.1. Balaroa

Geologi Area Terdampak di Balaroa

Balaroa merupakan bagian dari sistem kipas aluvial dengan tipe *debris-flow dominated fan*



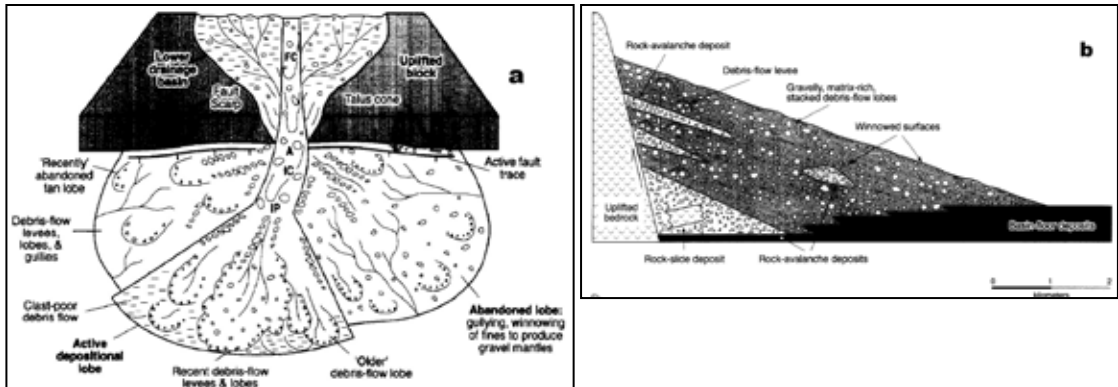
Gambar 4.3.3. Peta pola retakan tanah pasca gempa bumi 2018.

atau kipas aluvial tipe I seperti Gambar 4.3.4 (Blair dan McPherson, 1994). Karakter ini merefleksikan mekanisme pengendapan singkat berenergi tinggi yang dikendalikan oleh aliran bahan rombakan yang umum terjadi pada bagian proksimal hingga medial sistem kipas aluvial.

Singkapan mahkota gerakan tanah aliran Balaroa (ketinggian singkapan antara 4 m - 7 m) merupakan rombakan granit dan secara genesa termasuk dalam elemen arsitektural *sediment gravity flow* dan *gravels lithofacies* menurut klasifikasi Miall (2006) dengan fasies Gmm (*matrix-supported, massive gravel*), seperti Gambar 4.3.5. Miall (2006) menyebutkan bahwa fasies Gmm adalah

bagian dari *matrix-supported gravel* yang memiliki matrik berupa pasir, lanau dan *mud* serta bagian fragmen batuan maupun matrik sortasi buruk.

Likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran berada pada kipas aluvial di Balaroa di kedalaman kurang dari 15 m secara kualitatif dari pengamatan di lapangan. Kipas aluvial di Balaroa relatif dalam dan kasus likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran ini relatif dangkal. Rekonstruksi kipas aluvial dangkal yang mengalami proses likuefaksi merupakan cara untuk mengenali dimensi bentuknya. Pada kasus ini, rekonstruksi kipas aluvial dangkal (kurang dari 30 m) menggunakan kombinasi data singkapan, data litologi



Gambar 4.3.4. (a) Kipas aluvial tipe I dengan proses utama *sediment gravity flow* dan (b) penampang vertikal tipe I menurut Blair dan McPherson (1994) di Balaroa.

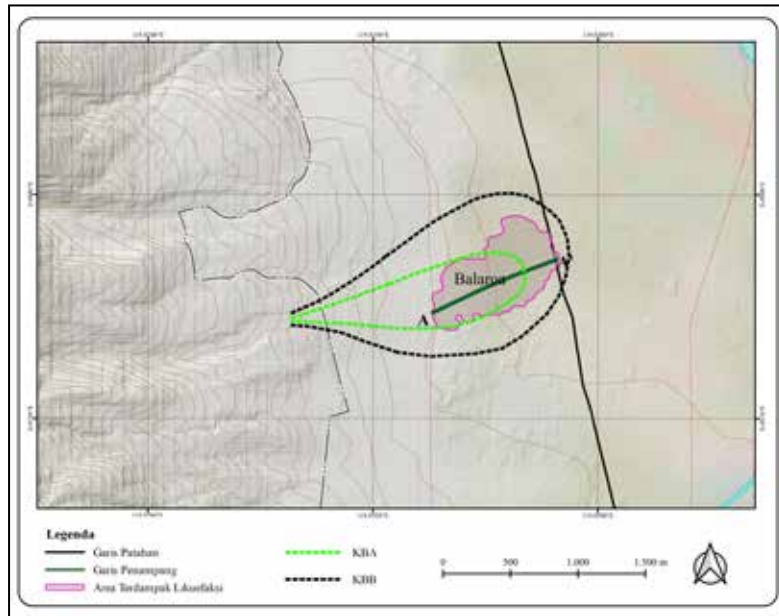


Gambar 4.3.5. Singkapan litologi di mahkota gerakan tanah Balaroa (Sumber: Buana, 2018).

dan N-SPT dari JICA (2019) dan Dwianca dkk (2020), nilai Vs30 (Triyono dkk, 2024), dan nilai gravity (Wardhana dkk, 2024). Hasil rekonstruksi (Gambar 4.3.6) secara horisontal menunjukkan dua bentuk kipas aluvial cenderung memiliki bentuk *lobate*. Bentuk *lobate* pada kipas aluvial bagian atas (KBA) lebih sempit dan diperkirakan lebih muda umurnya dibandingkan kipas aluvial

bagian bawah (KBB). Secara vertikal, kipas aluvial dangkal (hingga kedalaman 30 m) di area terdampak dibagi menjadi empat grup dengan kode dari tua ke muda secara berurutan adalah KB-1, KB-2, KB-3, dan KB-4.

Kipas aluvial KBA merupakan kipas yang memiliki umur paling muda dengan fasies Gmm & Gmg (*massive & clast matrix-supported grav-*



Gambar 4.3.6. Rekontruksi kipas aluvial area terdampak di Balaroa.

els). Kipas KBA diperkirakan memiliki ketebalan hingga 15 m dan litologi berasal aliran bahan rombakan. Litologi berupa fragmen granit hingga berukuran kerikil - bongkah dan matrik dominan berupa pasir halus hingga kasar dan lanau. Ciri khas kipas KBA adalah kontak fragmen dengan matrik pasir-lanau lebih dominan daripada kontak antar fragmen batuan dan sebagian terlihat jumlah fragmen batuan yang sangat sedikit (Gambar 4.3.7). Nilai kepadatan dari uji penetrasi standar relatif rendah (N-SPT kurang dari 10). Nilai N-SPT yang rendah dari data BH-01 pada kedalaman 2 m (Dwianca dkk, 2020) jika di proyeksikan ke singkapan mahkota akan memiliki lapisan yang mengandung banyak lanau - pasir dan fragmen batuan relatif sedikit (Gambar 4.3.7).

Kipas aluvial KBB merupakan kipas yang lebih tua dari KBA dan diperkirakan bagian aliran bahan rombakan dengan fragmen batuan granit. Kipas KBB memiliki tebal hingga kedalaman 30 m berdasarkan data yang tersedia dan mungkin bisa lebih dalam. Data bor hanya menunjukkan ukuran butir dan tidak menggambarkan kontak antar fragmen dengan jelas. Penentuan kipas



Gambar 4.3.7. Lapisan pasir lanauan dengan fragmen relatif sedikit sebagai bagian dari fasies Gmm (Sumber: Buana, 2018).

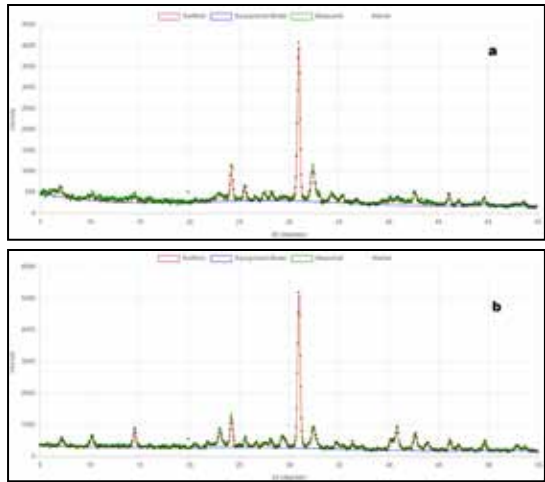
aluvial KBB ini menggunakan konsep analogi dengan memanfaatkan singkapan di bagian hulu area terdampak sebagai sumber materialnya. Berdasarkan singkapan (Gambar 4.3.8), KBB di area terdampak kemungkinan bagian dari fasies Gcm (*clast-supported, masive gravels*) dan Gci (*clast supported gravels*). Menurut Miall (2006), fasies Gcm ini mencerminkan aliran bahan rombakan *pseudo-plastic* yang kental baik dari aliran laminar maupun turbulen. Fasies



Gambar 4.3.8. Singkapan bagian hulu area terdampak Balaroa yang di analogikan setara dengan litologi pada kipas aluvial KB-2 (Sumber: Buana,2018).

Gci dapat mencerminkan dua kondisi yaitu *high strength debris flow* dengan fragmen batuan yang melimpah atau *low strength debris flow* dengan *inertial bed load* pada arus laminar maupun turbulen. KBB kemungkinan memiliki kontak antar fragmen batuan yang dominan daripada kontak fragmen batuan dengan matriknya. Data uji penetrasi standar menunjukkan nilai N-SPT sangat tinggi atau memiliki densitas yang sangat padat di fasies Gci sedangkan untuk fasies Gcm cenderung memiliki rentang nilai N-SPT yang mencerminkan densitas mulai medium hingga sangat padat.

Berdasarkan hasil uji mineralogi dengan *x-ray diffraction* (Gambar 4.3.9), KBA memiliki jumlah feldspar (38%) yang lebih dominan dari kuarsa (29%) sedangkan KBB memiliki jumlah kuarsa (37%) yang lebih banyak dari feldsparnya (15%). Mineral lempung dalam jumlah sedikit (2% - 3%) pada KBA dan KBB memiliki montmorilonit dan kaolinite kecuali jenis illite hanya dijumpai pada KBB. Perbedaan antara KBA dan KBB yang lain adalah kehadiran mineral yang berasal dari ultra-basa (celadonite & pentlandite sekitar 3%) dan calcite(5%) pada KBB walaupun dalam jumlah yang sedikit, dimana pada KBA tidak ditemukan. Berdasarkan data, KBA dan KBB diperkirakan berasal dari sumber yang dominan sama kecuali pada kurun waktu tertentu berasal dari sumber yang berbeda. Namun kondisi ini tidak dijelaskan rinci pada kajian ini.

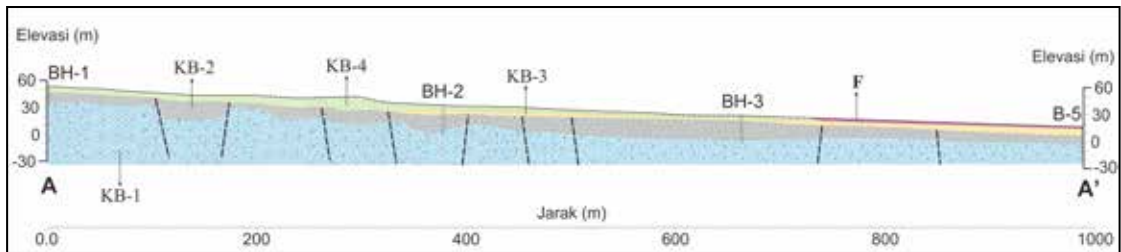


Gambar 4.3.9. (a) Pola hasil uji *x-ray diffraction* kipas aluvial KBA dan (b) kipas aluvial KBB.

Berdasarkan data singkapan pada mahkota Balaroa, data bor dan uji penetrasi standar dalam Dwianca (2020), dan JICA (2019), penampang geolistrik dari Badan Geologi yang diambil pada bulan Oktober 2018, Aswad dkk (2019), Tohari dkk (2021), visualisasi kondisi geologi bawah permukaan hingga 30 m di bawah muka tanah berupa penampang profil geologi arah relatif Barat - Timur seperti Gambar 4.3.10.

Kipas aluvial KBB terdiri dari 2 fase pembentukan kipas KB-1 dan KB-2. Sub-kelompok KB-1 terdiri dari material fragmen batuan granit hingga berukuran bongkah kerikil - kerakal yang melimpah dibandingkan sub-kelompok KB-2. Sub-kelompok KB-2 memiliki karakter yang hampir sama dengan KB-1. Perbedaan terdapat pada jumlah pasir sedang - kasar dengan dominasi densitas sedang hingga padat lebih melimpah dibandingkan sub-kelompok KB-2 dengan dominasi densitas pasir padat hingga sangat padat. KB-1 diperkirakan memiliki fasies Gci sedangkan KB-2 adalah fasies Gcm menurut klasifikasi Miall (2006).

Kipas aluvial KBA terdiri dari 2 fase yaitu sub-kelompok KB-3 dan KB-4. KB-3 terdiri dari lanau, lempung dengan campuran pasir, konsistensi kaku hingga keras. KB-4 terdiri dari litologi cam-



Gambar 4.3.10. Penampang profil geologi area terdampak likuefaksi Balaroa arah Barat - Timur.

puran pasir - lanau yang melimpah dengan densitas rendah bercampur dengan fragmen batuan granit berukuran hingga bongkah. KB-3 diperkirakan memiliki fasies Gmm sedangkan KB-4 adalah fasies Gmg menurut klasifikasi Miall (2006). Simbol F adalah flu- vial yang terdiri dari pasir lanau densitas rendah hingga sedang yang merupakan hasil proses fluvial dan bukan termasuk endapan aliran ba- han rombakan seperti pada grup KBA dan KBB. Kondisi ini diperkirakan memiliki fasies Fsm dengan lingkungan menuju rawa.

Interpretasi retakan-retakan (Gambar 4.3.10) berasal dari penampang geolistrik yang memiliki nilai tahanan jenis yang relatif kontras. Retakan umumnya memiliki nilai kurang dari 60 ohm m dan retakan ini diperkirakan menerus sampai kedalaman lebih dari 40 m. Retakan menerus ini memiliki nilai tahanan relatif rendah dan menunjukkan dugaan retakan terisi oleh fluida (air). Berdasarkan pengamatan retakan di permukaan tanah, interpretasi retakan (Gambar 4.3.10) memiliki hubungan dengan retakan tanah yang terjadi pada 28 September 2018 (Gambar 4.3.3). Pola retakan pasca gempa bumi (Gambar 4.3.2) menggambarkan pola *negative flower structure*. Bagian hilir terdapat *surface rupture* merupakan bagian dari sistem patahan Palu Koro. Natawidjaja dkk (2021) melakukan penelitian di teluk Palu dan salah satu poin penting adalah identifikasi *negative flower structure* di sepanjang patahan utama di bagian barat teluk Palu dan semakin ke arah pantai menjadi dangkal atau menghilang. Wu dkk (2021) membuat model yang menunjuk- kan area terdampak Balaroa sebaga bagian dari *negative flower structure*.

Area terdampak likuefaksi Balaroa diperkirakan bagian dari *negative flower structure* (Gambar 4.3.5) yang telah ada sebelum kejadian gempa bumi 28 September 2018. Retakan tanah pada area terdampak likuefaksi Balaroa diperkirakan hasil reaktivasi retakan lama yang terkubur di masa lampau. Data yang memperkuat interpretasi yaitu lingkungan rawa di hilir area terdampak terletak sepanjang *surface rupture* 28 September 2018. Hasil uji *carbon dating* Badan Geologi pada bagian lingkungan rawa di hilir area terdampak pada kedalaman yang relatif dangkal (2,3 m) memiliki umur 805 ± 185 BP. Lingkungan rawa yang membentang searah dengan *surface rupture* kemungkinan suatu cekungan setempat (*sag ponds*) yang merupakan bagian dari patahan masa lampau. Hal ini menunjukkan bahwa ada aktivitas gempa bumi yang memicu patahan di masa lampau dan kemungkinan telah terbentuk retakan -retakan termasuk pola *negative flower structure* pada grup kipas aluvial KBB. Kemudian endapan kipas aluvial KBA menutupi kipas aluvial KBB.

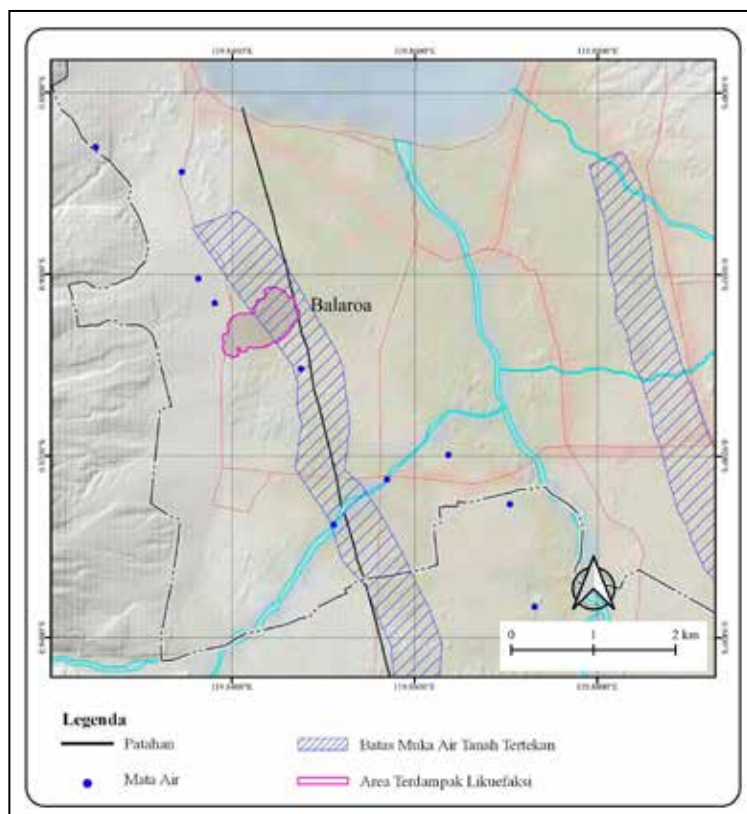
Kondisi air tanah tertekan sekitar area terdampak di Balaroa telah di inventarasi oleh Badan Geologi dalam Ruchijat dkk (1989) dan diperbarui oleh Suryaman dkk (1995). Suryaman dkk (1995) telah identifikasi area zona air tertekan (Gambar 4.3.11) dan bertampalan pada bagian hilir area terdampak likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran seperti di Balaroa, Petobo, dan Jonooge. Hal ini menunjukkan bahwa sebelum kejadian likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran, kondisi tekanan air pada bagian sekitar *toe* memiliki tekanan airtanah yang relatif tinggi

yang berasal dari akuifer tertekan. Widodo (2019) memberikan kesimpulan bahwa sistem akuifer semi-tertekan/tertekan mempunyai kontribusi dalam memperparah likuefaksi dan longsor di Petobo, Jono Oge dan Balaroa. Kontribusi tersebut berupa koneksi hidrolik antara sistem akuifer bebas dan sistem akuifer semi-tertekan/tertekan dalam rangka disipasi sistem akuifer tertekan, sehingga terjadi aliran airtanah yang masif dari dalam sistem akuifer tertekan ke dalam sistem akuifer bebas. Akuifer tertekan di Balaroa berada pada kedalaman setelah 55 m (Widodo, 2022).

Nilai isotop pada air sumur gali dan sumur pantek di beberapa lokasi di Balaroa memiliki nilai yang rendah (sekitar -9 ‰). Nilai ini menunjukkan adanya kontribusi sistem aliran air tanah tertekan (aliran air tanah dalam) yang mengalir

Faktor keamanan likuefaksi di area terdampak Balaroa

Proses pengendapan sedimen di Balaroa secara ringkas merupakan aliran bahan rombakan yang membentuk kipas aluvial sebagaimana telah dijelaskan pada paragraf sebelumnya. Fakta likuefaksi yang memicu gerakan tanah di Balaroa berhubungan antara karakter sejarah pengendapan sedimen secara geologi dan kekuatan dari sifat keteknikan secara umum. Analisis faktor keamanan terhadap likuefaksi merupakan salah satu cara untuk mengetahui kondisi kekuatan litologi terhadap likuefaksi yang secara langsung dimulai dari guncangan gempa bumi. Ketersediaan data dari uji penetrasi standar, sondir dan uji kepadatan tanah lainnya tidak tersedia sebelum terjadi gempa bumi 28 September 2018. Asumsi yang digunakan dalam analisis adalah



Gambar 4.3.11. Area zona air tertekan di Balaroa (Suryaman, 1995).

nilai uji peneetrasi standar pasca gempabumi memiliki nilai yang sama sebelum gempabumi. Beberapa data yang digunakan dalam analisis menggunakan data bor dan uji penetrasi standar dari Dwianca dkk (2020) untuk lokasi BH-01, BH-02, BH-03 dan JICA(2019) untuk lokasi B-5.

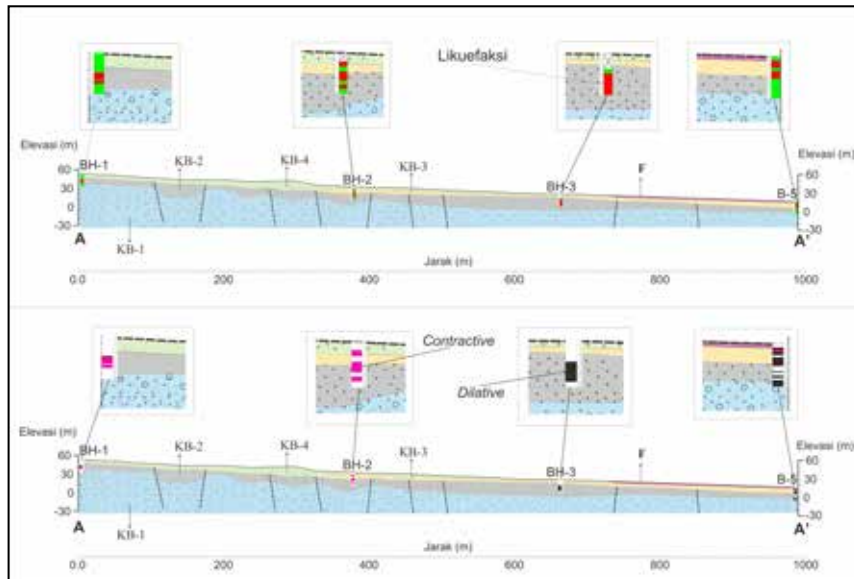
Analisis balik menggunakan konsep *Cyclic stress* (Seed & Idriss, 1971) dan prosedur perhitungan menggunakan panduan dari Youd dan Idriss (2001). Kekuatan guncangan gempabumi maksimum di Balaroa pada saat kejadian tanggal

28 September 2018 adalah 281 gal arah Timur-Barat, 203 gal arah utara-selatan, dan 335 gal arah vertikal (Dwianca dkk, 2020). Analisis menggunakan kekuatan guncangan maksimum pada saat kejadian gempabumi sebesar 335 gal. Hasil perhitungan menunjukkan likuefaksi kemungkinan terjadi (faktor keamanan kurang dari 1) di beberapa lapisan litologi yang berwarna merah (Gambar 4.3.12a). Lapisan yang mengalami likuefaksi berada pada sub-kelompok KB-3 dan KB-2.

Likuefaksi aliran merupakan bagian dari tanah yang bersifat *contractive* dan menurut Robertson (2017) likuefaksi aliran dapat terjadi pada tanah

contractive hampir jenuh atau jenuh seperti pada pasir sangat urai, lanau maupun lempung sensitif. Fear dan Robertson (1995) telah membuat garis batas antara tanah yang bersifat *contractive* dan *dilative* dengan menghubungkan antara nilai $N_{1(60)}$ dengan *overburden effective stress*. Scot dan Olson (2003) mengevaluasi beberapa garis batas dan memberikan rekomendasi penggunaan garis batas menurut Fear dan Robertson (1995) untuk membedakan sifat tanah *contractive* dan *dilative* secara pendekatan praktis lapangan. Apabila mengacu pada Fear dan Robertson (1995) maka pada kasus Balaroa hingga kedalaman 20 menunjukkan pola sifat *contractive* relatif di bagian hulu (BH-1 dan BH-2) semakin ke arah hilir (BH-3 dan B-5) cenderung bersifat *dilative* (Gambar 4.3.12b).

Iwasaki dkk (1981) mengusulkan indeks potensi likuefaksi untuk melihat tingkatan dari likuefaksi. Indeks potensi likuefaksi dibagi menjadi empat kelas mulai dari sangat rendah ($P=0$), rendah ($0 < P < 5$), agak tinggi ($5 < P < 15$), dan sangat tinggi rendah ($P_L > 15$). Pada kasus ini, BH-02 termasuk kategori sangat tinggi sedang-



Gambar 4.3.12. (a) Rekonstruksi litologi yang mengalami likuefaksi (warna merah) dan (b) rekonstruksi yang bersifat *contractive* (warna ungu) maupun *dilative* (warna hitam) di Balaroa.

kan yang lainnya agak tinggi (Gambar 4.3.13). Apabila dilakukan simulasi titik kritis terjadi likuefaksi maka BH-02 merupakan titik yang paling lemah terjadi likuefaksi dibanding titik lainnya dan hanya membutuhkan kekuatan 0,1g untuk mulai terjadi likuefaksi (Gambar 4.3.14).

Identifikasi lapisan lemah rentan likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran di Balaroa

Pelemahan nilai N dari hasil uji penetrasi standar berada pada sub-kelompok kipas aluvial KB-3 ($N < 10$) pada fasies Gmm dan KB-2 yang memiliki N antara 10 hingga 22 pada fasies Gmg. Apabila ditinjau dari klasifikasi aliran sedimen, Schultz (1984) mengusulkan 4 tipe *flow regimes* (Gambar 4.3.15). Kipas aluvial KB-3 termasuk tipe I (*plastic debris flow*) dan KB-4 termasuk tipe III (*pseudoplastic debris flow*). KB-1 termasuk tipe IV (*pseudoplastic debris flow inertial bedloads*) sedangkan KB-2 termasuk tipe III. Fasies Gmm dan Gmg menu- rut klasifikasi Miall (2006) setara dengan fasies Dmm dan Dmg yang masing-masing termasuk tipe I dan Tipe III menurut Schultz (1984). Tipe I yang menggambarkan aliran yang besar dan titik luluh (*yield strength*) tinggi pada endapan *slurry* (endapan yang merupakan campuran padatan dan cairan seperti lumpur atau pasta).

Tipe I menunjukkan fraksi halus yang semakin banyak karena proses aliran laminar. Tipe III mencirikan terjadi peningkatan kadar air yang relatif tinggi dari aliran laminar

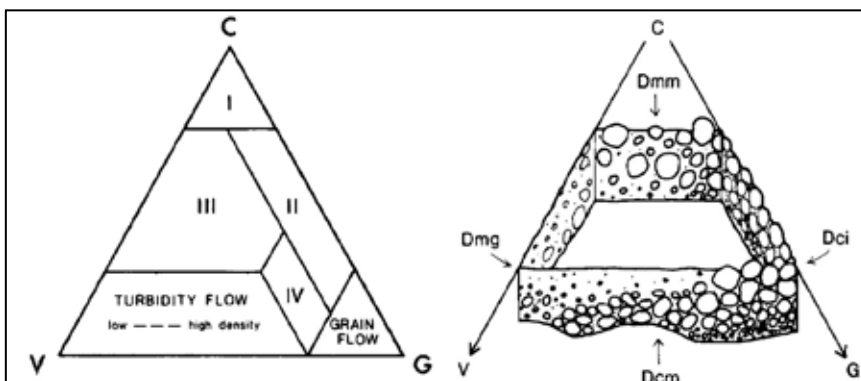


Gambar 4.3.13. Indeks potensi likuefaksi pada lokasi BH-01, BH-02, BH-03, dan B-5 di Balaroa.



Gambar 4.3.14. Inisial likuefaksi pada lokasi BH-01, BH-02, BH-03, dan B-5 di Balaroa.

atau turbulen, titik luluh rendah sehingga mengendapkan lebih banyak fraksi kasar dan fragmen batuan. Tipe IV seperti tipe III hanya saja terjadi proses *collision* fragmen batuan.

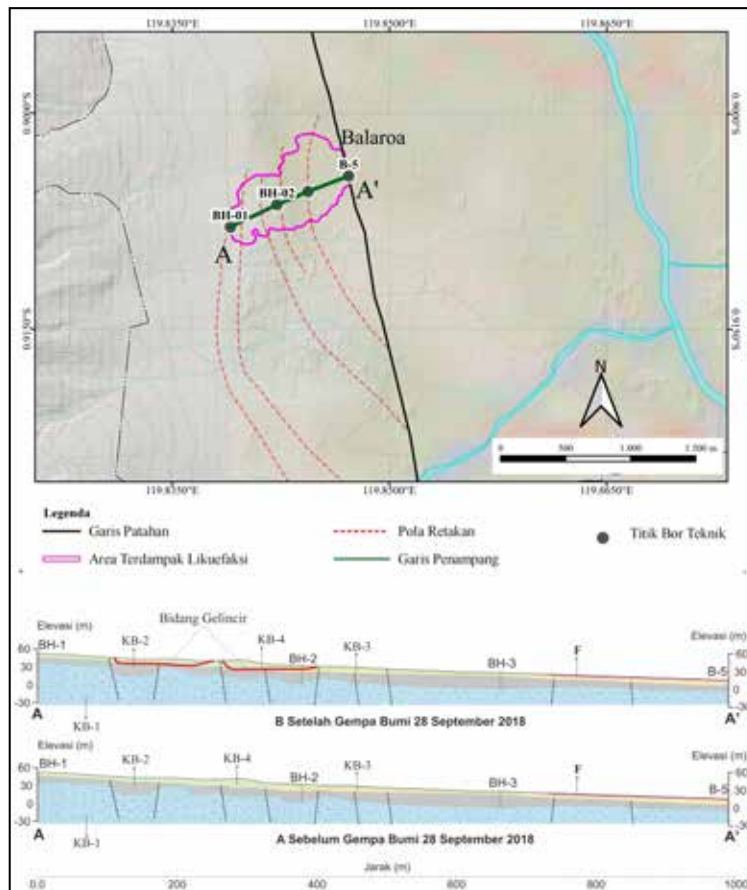


Gambar 4.3.15. Klasifikasi aliran sedimen konseptual (Schultz, 1984).

Berdasarkan data bor dan uji penetrasi standar lokasi B-1 (JICA, 2019) dan BH-1 (Dwianca, 2020) dan data singkapan mahkota (Gambar 4.3.5), data tahanan jenis serta perhitungan faktor keamanan terhadap likuefaksi, lapisan lemah yang rentan menjadi bidang gelincir (faktor keamanan kurang dari 1) adalah pada lapisan sub kelompok KB-3 (fasies Gmm) dengan tipe aliran sedimen tipe I (Gambar 4.3.16). Faktor keamanan kurang dari 1 atau yang mengalami likuefaksi terdapat juga pada sub-kelompok KB-2 (fasies Gmg) yang posisinya di bawah KB-3. Walaupun memiliki kesamaan *matrix supported*, KB-2 tidak termasuk sebagai bidang gelincir dalam rekonstruksi karena nilai

N-SPT lebih besar dari KB-3 (densitas medium sampai padat).

Secara genesa, KB-3 (tipe I) diperkirakan hasil evolusi dari KB-2 (tipe III) dan KB-1 (tipe IV) karena berkurangnya kandungan air ketika proses pengendapannya ke arah hilir. Menurut Schultz (1984), titik luluh aliran meningkat dan akibat hilangnya air selama perjalanan ke hilir menyebabkan mengendapkan fragmen batuan terlebih dahulu kemudian endapan memiliki butiran yang semakin menghalus ke arah hilir sehingga terjadi evolusi tipe IV atau III menuju tipe I. Data mineralogi dari uji XRD (Gambar 4.3.9) memperkuat proses evolusi karena sistem kipas aluvial hingga kedalaman 30 m (KBA & KBB)



Gambar 4.3.16. Rekonstruksi bidang gelincir (garis merah) berdasarkan data retakan tanah dan rembesan air pas-cagempa, litologi, nilai N-SPT, nilai tahanan jenis, dan hasil perhitungan nilai faktor keamanan terhadap likuefaksi.

berasal dari sumber yang relatif sama. Dominasi feldspar dan kuarsa dan jumlah mineral lempung yang sangat sedikit (2% - 3%) menyebabkan lapisan bersifat non kohesif. Wagner (2013) menyebutkan kekuatan tanah tergantung utama pada kontak antar butirannya.

4.3.1.2. Peranan tekanan air dari akuifer tertekan terhadap likuefaksi yang memicu gerakan tanah

Proses likuefaksi salah satunya membutuhkan tekanan air pori yang kuat. Perbedaan sudut pandang asal tekanan air ini menjadi bahan diskusi yang semakin berkembang. Berdasarkan pengamatan dan pencatatan data terkait geologi terhadap kerusakan tanah permukaan di Balaroa seminggu setelah kejadian gempabumi, likuefaksi yang memicu gerakan tanah memiliki karakter yang spesifik. Poin - poin penting saat pengamatan adalah patahan utama, retakan tanah, mata air, dan lapisan dominan *matrix supported* dengan ukuran butir lanau - pasir non kohesif.

Patahan utama terletak di dekat bagian hilir dari area terdampak Balaroa dan retakan tanah telah terbentuk di area terdampak dengan membentuk pola seperti busur (Gambar 4.3.3). Retakan ini diperkirakan bagian dari *negative flower structure* yang relatif dalam (lebih dari 40 m) berdasarkan pengujian geolistrik (Gambar 4.3.10). Pengamatan pada bagian mahkota sekitar 7 m menunjukkan terdapat rembesan air pada lapisan pasir campur dengan lanau (*matrix supported*) dengan nilai N-SPT sekitar 8 jika di proyeksikan pada bor BH-01 (Dwianca, 2020). Rembesan air tidak hanya pada bagian mahkota tetapi beberapa ditemukan di tubuh gerakan tanah Balaroa.

Lapisan kedap air yang menandakan akuifer tertekan dangkal (kurang dari 30 m) terdapat mulai bagian tengah tubuh gerakan tanah hingga ke arah hilir. Hasil analisis sifat fisik JICA (2019) pada bagian hilir (Bor B-5), menunjukkan dominasi fraksi halus (sekitar 60% - 80%) memiliki plastisitas rendah sehingga lapisan ini bersifat semi kedap atau merupakan akuifer semi tertekan dan semakin ke arah mahkota kemungkinan bersi-

fat sebagai akuifer bebas. Hal ini menunjukkan kondisi tegangan tidak semua bersifat bersifat tak terdrainasi. Dugaan kemungkinan proses likuefaksi yang memicu gerakan tanah tidak hanya berasal dari akuifer bebas akan tetapi tekanan air bisa terjadi dari akuifer tertekan *multi-layers*. Akuifer tertekan *multi-layers* ini tersambung ke akuifer bebas melalui media retakan akibat proses terbentuknya *negative flower structure*.

Hasil wawancara dengan penduduk lokal saat pengambilan data menggambarkan ada jarak waktu hitungan menit setelah guncangan berhenti untuk terjadi gerakan tanah aliran. Hal serupa disampaikan Mason dkk (2021) menyebutkan *flowslide* bukan peristiwa *co-seismic* tapi terjadi beberapa menit setelah gempabumi selesai. Konsep *water film* Kokusho dkk (2025) mungkin dapat terjadi pada akuifer dangkal yang kemungkinan bersifat semi tertekan namun tekanan air yang besar dari akuifer tertekan menuju akuifer bebas melalui media retakan vertikal kemungkinan memberikan efek yang bersifat lebih merusak sehingga terjadi gerakan tanah aliran.

Pada kasus ini, hipotesis likuefaksi terjadi tidak hanya berasal dari tekanan air pori berlebih pada lapisan lemah akan tetapi juga kontribusi tekanan air dari lapisan akuifer tertekan yang memberikan tekanan air yang relatif besar pada lapisan lemah melalui media retakan yang terbentuk selama proses gempabumi. Buana dkk (2018) menyebutkan bahwa proses tekanan air yang memicu likuefaksi melalui retakan - retakan yang terbentuk bersamaan dengan proses *ground oscillation* pada material lanau plastisitas rendah yang bersifat "*sand-like*". Ridla dkk (2012) melakukan eksperimen retakan pada lapisan lanau terkait likuefaksi dan menyebutkan lapisan lanau yang mengalami retakan karena guncangan gempabumi menyebabkan penurunan yang besar pada bagian bawah lapisan lanau sebagai akibat disipasi cepat dari tekanan air pori berlebih. Retakan pada lapisan lanau dapat menyebabkan tekanan air pori berkurang secara drastis pada lapisan tanah di bawah lapisan lanau dan akan meningkat drastis pada lapisan tanah di atas lapisan lanau. Widodo dkk (2019) menyebutkan

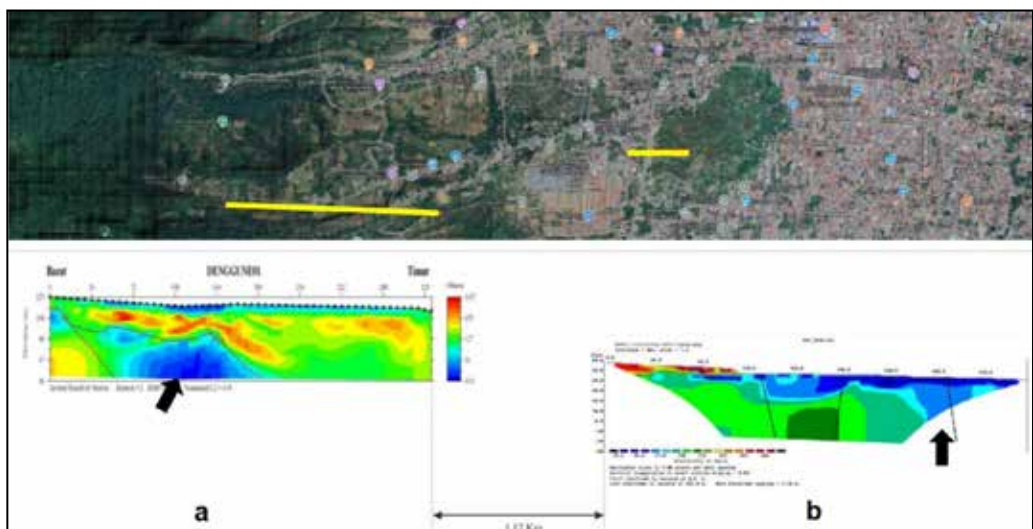
kontribusi koneksi hidrolik antara sistem akuifer bebas dan sistem akuifer semi-tertekan / tertekan dalam rangka disipasi sistem akuifer tertekan, sehingga terjadi aliran airtanah yang masif dari dalam sistem akuifer tertekan ke dalam sistem akuifer bebas.

Beberapa data yang menguatkan bahwa terdapat kontribusi akuifer tertekan terhadap proses likuefaksi yang memicu gerakan tanah di Balaroa sebelum kejadian gempa bumi 28 September 2018 adalah data lokasi akuifer tertekan dalam Ruchijat dkk (1989) yang diperbarui oleh Suryaman dkk (1995) pada Gambar 4.3.10 dan penampang profil geolistrik sekitar Balaroa (Marjiyono, 2013) pada Gambar 4.3.16. Data setelah gempa bumi adalah data retakan tanah, data isotop, penampang geolistrik, kontur akuifer tertekan (Abdullah dkk, 2024).

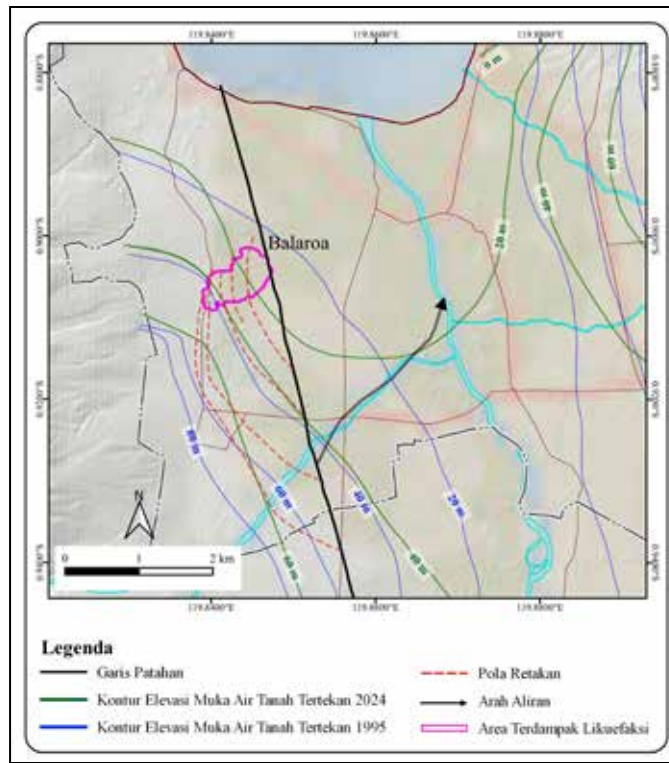
Indikasi akuifer tertekan (panah hitam) dari penampang geolistrik (Gambar 4.3.17a) Marjiyono (2013) dan penampang geolistrik pasca gempa bumi di bagian mahkota (Gambar 4.3.17b) menunjukkan kombinasi dengan retakan-retakan proses tektonik dan kemungkinan memiliki pola yang sama hingga ke bagian lembah Palu. Nilai tahanan jenis yang relatif kecil (kurang dari 60

ohm m) dan memiliki pola - pola terkonsentris relatif vertikal bersinggungan dengan nilai tahanan jenis yang relatif besar secara tiba-tiba menunjukkan adanya peran tektonik yang mengontrol pola zona akuifer tertekan melalui media retakan relatif vertikal. Zona akuifer tertekan diperkirakan dapat mencapai kedalaman lebih dari 40 m.

Kontur akuifer tertekan di sekitar area terdampak mengalami pergeseran garis kontur dengan nilai yang sama antara tahun 1995 dan 2024 (Gambar 4.3.18). Sebagian kontur menunjukkan terjadi kenaikan muka air tanah tertekan dan sebagian menunjukkan penurunan. Hal ini diperkirakan karena terjadi proses retakan yang mengenai lapisan akuifer tertekan yang terjadi akibat proses pembentukan *negative flower structure* pada saat gempa bumi 28 September 2018. Pada kasus gempa bumi Wenchuan 2008, Shi dan Wang (2016) menyebutkan telah terjadi perubahan akuifer tertekan menjadi semi tertekan akibat pembukaan kembali retakan vertikal lama. Liao dkk (2015) berpendapat bahwa gempa bumi Wenchuan 2008 mengganggu sistem airtanah dengan merusak ikatan antara akuitar yang



Gambar 4.3.17. (a) Interpretasi dari penampang geolistrik bagian hulu area terdampak (Marjiyono, 2013) dan (b) mahkota area terdampak Balaroa tahun 2018 yang menunjukkan adanya pola kombinasi antara struktur geologi dan zona akuifer tertekan (warna biru).



Gambar 4.3.18. Perubahan elevasi kontur muka air tanah tertekan sebelum (Suryaman dkk, 1995) dan sesudah gempa bumi 28 September 2018 di Balaroa (Abdullah dkk, 2024).

menempel pada akuifer tertekan melalui retakan lama maupun pembentukan retakan baru sehingga merubah permeabilitas dan sifat poroelastis sistem airtanah.

Secara geologi, bagian hilir sekitar 1 km dari area terdampak Balaroa terdapat endapan rawa yang diperkirakan bagian dari *sagponds* dari patahan Palu Koro masa lampau yang memiliki umur 805 ± 185 BP berdasarkan data *carbon dating* Badan Geologi pada kedalaman 2,3 m. Hasil uji *carbon dating* Badan Geologi pada kedalaman 27 m memiliki umur 6306 ± 272 BP yang diperkirakan setara dengan kipas aluvial KBA sub kelompok KB-1. Hal ini menunjukkan bahwa setelah pembentukan kipas aluvial KBA terdapat aktivitas kegempaan yang menyebabkan terbentuknya endapan rawa yang diperkirakan *sagpond* bentukan sesar Palu Koro. Retakan 28 September 2018 merupakan bagian dari *negative*

flower structure lampau yang bagian retakannya telah tertutup kemudian mengalami reaktivasi lagi. Menurut Shi dan Wang (2016), perubahan akuifer tertekan menjadi semi tertekan karena gempa bumi membuka retakan vertikal lama dan akan menutup seiring waktu. Pengamatan data isotop di Balaroa (Abdullah dkk, 2024) menunjukkan sumur bor (SB) menunjukkan nilai isotop paling rendah ($\delta^{18}\text{O}$: -9.0‰ hingga -6.5‰; $\delta^2\text{H}$: -80‰ hingga -50‰), menandakan asal dari akuifer dalam atau *recharge* di zona pegunungan dengan residu waktu panjang (>100 tahun). Widodo (2022) mengamati isotop dari mata air baru setelah gempa bumi 2018 di Balaroa juga menunjukkan nilai $\delta^{18}\text{O}$: -9.45‰ dan $\delta^2\text{H}$: -58.62‰. Nilai yang hampir sama antara sumur bor dalam dan mata air menunjukkan bahwa telah terbentuk retakan yang memotong akuifer tertekan dan sebagian muncul ke permukaan

sebagai mata air baru. Retakan-retakan yang terbentuk pada saat gempa bumi 28 September 2018 apakah merupakan retakan lama yang terkubur atau retakan baru merupakan tantangan untuk dikaji secara rinci di kemudian hari karena data yang masih belum tersedia secara baik.

Proses peningkatan tekanan air pori berlebihan yang menyebabkan likuefaksi diperkirakan telah terjadi pada bagian lapisan lemah dekat permukaan tanah. Di bagian yang lain, likuefaksi yang memicu gerakan tanah menunggu proses dari tekanan air yang relatif kuat dari akuifer tertekan yang mengalami retakan vertikal menuju lapisan lemah dengan waktu dalam hitungan menit setelah gempa bumi selesai berdasarkan informasi penduduk lokal dan dalam Mason dkk (2020). Jeda waktu ini merupakan informasi kualitatif dan butuh di verifikasi dan di kaji secara khusus. Sebagai pembanding, Wang (2004) menyebutkan waktu yang dibutuhkan untuk peningkatan debit air sungai karena proses terbukanya retakan yang menghubungkan akuifer dalam selama 15 menit pada kasus gempa bumi San Siemon, California pada tahun 2003.

4.3.2. Petobo

Geologi Area Terdampak di Petobo

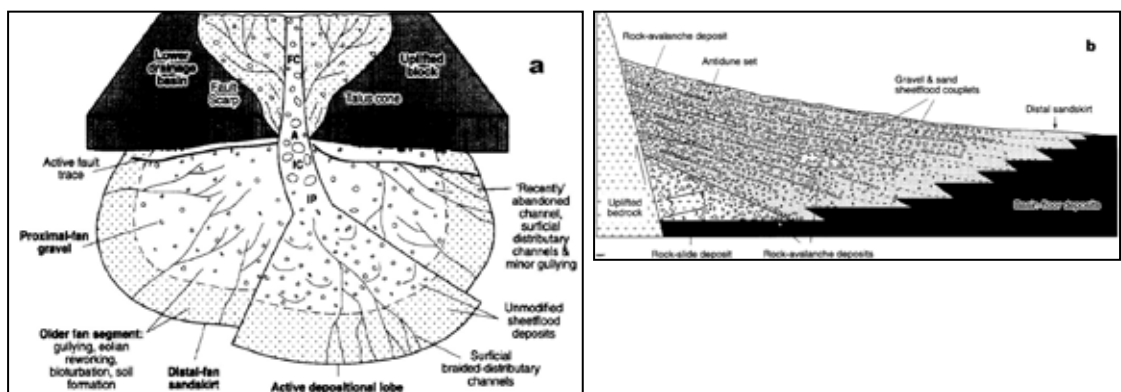
Berdasarkan klasifikasi Blair dan McPherson (1994), Petobo merupakan bagian dari sistem kipas aluvial yang memiliki tipe II (Gambar

4.3.19). Dominasi proses primer pada kipas aluvial tipe II ini adalah proses *sheetflood* yaitu aliran air tak terbatas yang membawa sedimen dan meluas ke segala arah saat menuruni lereng kipas karena tidak dibatasi oleh dinding saluran.

Sheetflood-couplet merupakan karakter khas dan pada umumnya butiran halus (laminasi pasir kerikil) pada umumnya lebih banyak daripada butiran kasar (kerakal dan berangkal).

Singkapan (Gambar 4.3.20) mahkota gerakan tanah aliran Petobo (ketinggian singkapan sekitar 7 m) merupakan rombakan campuran batu granit dan metamorf. Secara genesa terdiri dari elemen arsitektural *sandy bedforms* dengan *sand lithofacies* dan element arsitektural *sediment gravity flow* dengan *gravels lithofacies* menurut klasifikasi Miall (2006). Fasies traksi seperti Sm (pasir masif), Sg (pasir berkerikil), dan Sh (pasir laminasi horisontal) berkembang lebih sering dan lebih tebal dibandingkan Balaroa. Transisi vertikal dari Gmg (*matrix supported gravel*) ke Sm dan Sh menunjukkan fenomena *waning flow*, yaitu penurunan bertahap energi aliran dalam satu peristiwa sedimentasi. Proses ini menghasilkan pola penyusunan berbutir menurun (*fining upward*) dengan struktur laminasi sejajar atau lapisan pasir masif.

Meskipun terdapat fasies traksi, tidak ditemukan ciri khas sistem *braided fan*, seperti penumpukan berulang endapan saluran sungai,



Gambar 4.3.19. (a) Kipas aluvial tipe II dengan proses utama *sheetflood-couplet* dan (b) penampang vertikal tipe II menurut Blair dan McPherson (1994) di Petobo.



Gambar 4.3.20. Singkapan mahkota gerakan tanah Petobo yang menunjukkan perselingan lapisan kerikil - kerakal (produk *sediment gravity flow*) dan pasir (produk *sand bedforms*) (Sumber: Buana, 2018).

struktur silang Sp (*Sand planar cross-bedded*) dan St (*Sand trough cross-bedded*), perubahan posisi sungai maupun pola susunan fasies fluvial yang saling berkaitan baik secara lateral dan vertikal. Fasies traksi yang hadir lebih berupa lapisan individual atau interkalasi terbatas, tanpa menunjukkan pola pengendapan fluvial yang berulang. Hal ini yang menunjukkan bahwa dominasi proses adalah *sheetflood* yang secara fasies menunjukkan karakteristik *wanning flow* akibat pelemahan energi traksi.

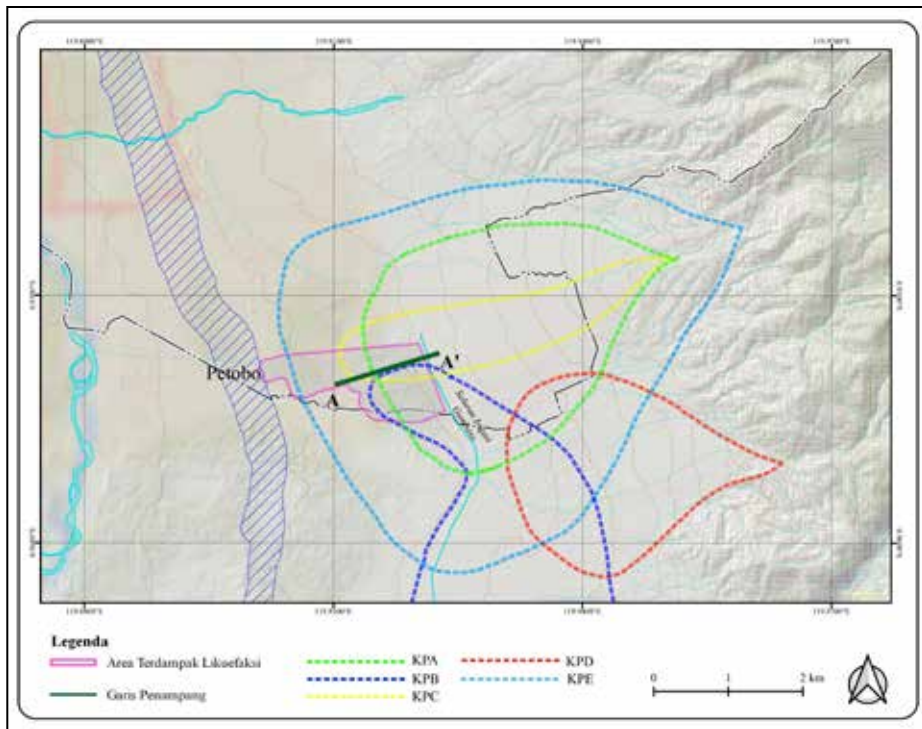
Potensi likuefaksi di Petobo pada tahun 2012 telah diprediksi oleh Widyaningrum dkk (2012) dengan kategori tinggi dan telah terjadi pada tahun 2018. Likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran berada pada kipas aluvial di Petobo di kedalaman kurang dari 15 m secara kualitatif dari pengamatan di lapangan. Rekonstruksi kipas aluvial dangkal (kurang dari 30 m) menggunakan kombinasi data singkapan, data litologi dan N-SPT dari JICA (2019) dan Upomo dkk (2023), nilai Vs30 (Triyono dkk, 2024), dan nilai gravity (Wardhana dkk, 2024). Hasil rekonstruksi disekitar area terdampak Petobo secara horisontal (Gambar 4.3.21) diperkirakan terdapat empat kipas aluvial yang menutupi area terdampak hingga kedalaman 30 m. Urutan kipas dari muda ke tua adalah KPA, KPB, KPC, KPD, KPE. Kipas aluvial pada umumnya memiliki bentuk busur

kecuali kipas KPC berbentuk *lobate* yang diperkirakan bagian dari elemen arsitektural *sediment gravity flow* yang sangat dominan sedangkan yang lain cenderung dominan elemen arsitektural *sand bedforms*.

KPA dari data singkapan di mahkota, data bor BH-1 dan BH-4 (Upomo, 2023) terdiri dari fasies Sm yang memiliki nilai N dari hasil uji penetrasi standar yang relatif rendah dengan kedalaman hingga sekitar 3 m. KPB diperkirakan terdiri dari fasies Gmm dari data bor LP-2 (JICA, 2019). dengan nilai N lebih dari 50. KPC berdasarkan data singkapan di mahkota, data bor BH-1, BH-4, dan BH-2 (Upomo, 2023) dan LP-4 (JICA, 2019) terdiri dari perselingan fasies Gmg dengan fasies Sm dan Sh. Uji penetrasi standar cenderung memberikan nilai N-SPT yang tinggi (lebih dari 50) sedangkan pada fasies Sm/Sh cenderung relatif rendah (kurang dari 10). KPD diperkirakan tidak berpengaruh ke area terdampak Petobo. KPE berdasarkan data singkapan bagian hulu petobo (Gambar 4.3.22) dan data bor BH-1, BH-4, BH-2 dan BH-5 (Upomo, 2023); LP-1, LP-2, dan LP 4 (JICA, 2019) terdiri dari perselingan fasies Gcm yang lebih tebal di dibandingkan fasies Sm. Uji penetrasi standar pada fasies ini relatif tinggi dengan nilai N-SPT lebih dari 50.

Berdasarkan hasil uji mineralogi dengan *x-ray diffraction* pada kipas aluvial yang memiliki pengaruh pada area terdampak Petobo (KPA, KPB, KPC, KPE), kipas aluvial KPA, KPC, dan KPE berasal dari sumber material yang sama tetap beda jeda waktu pengendapan sedangkan KPB berasal dari sumber yang berbeda. Perbedaan terletak pada komposisi rata-rata mineral utama KPA, KPC, KPE berupa feldspar (43%) dan kuarsa (24%) lebih sedikit daripada KPB yang memiliki rata-rata prosentase feldspar (58%) dan kuarsa (28%). Selain itu KPA, KPC, KPE memiliki mineral magnesiohornblenda, barroisite dan laumonite yang tidak dijumpai pada KPB.

Penggambaran penampang profil geologi pada area terdampak Petobo (Gambar 4.3.23) menggunakan data singkapan dan penampang geolistrik Badan Geologi, dan penampang geolistrik, data bor, nilai uji penetrasi standar BH-1,



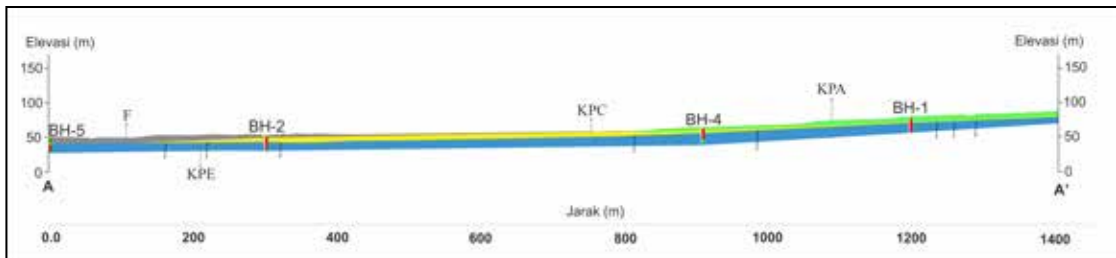
Gambar 4.3.21. Rekontruksi kipas aluvial area terdampak di Petobo.



Gambar 4.3.22. Singkapan fasies Gcm bagian hulu area terdampak Petobo yang di analogikan setara dengan litologi pada kipas aluvial KPE (Sumber: Buana).

BH-4, BH-2, BH-5 (Upomo, 2023). Secara vertikal, kondisi geologi bawah permukaan hingga kedalaman 30 terdapat 3 grup kipas aluvial dan satu lingkungan fluvial dengan kode F. Bagian hilir di BH-5 pada bagian atas merupakan diperkirakan berasal dari kipas aluvial bagian distal dari sistem yang berbeda dengan kipas aluvial pada area terdampak Petobo dan bercampur dengan proses fluvial sehingga dijumpai litologi yang memiliki butiran halus. Berdasarkan perbedaan nilai tahanan jenis yang kontras, area terdampak terdapat struktur geologi berupa patahan vertikal yang terisi fluida dengan nilai tahanan jenis yang kecil (kurang dari 60 ohm).

Suryaman dkk (1995) telah identifikasi area zona air tertekan di Petobo dan posisi zona air tertekan berada sekitar 2 km sebelah hilir mahkota gerakan tanah Petobo (Gambar 4.3.24). Peta ini dibuat pada kondisi saluran irigasi Gumbasa masih aktif. Dua mata air (Ruchijat, 1989) aktif



Gambar 4.3.23. Penampang profil geologi area terdampak likuefaksi Petobo arah barat - timur.

terekam di dalam area terdampak walaupun tidak disebutkan apakah berasal dari rembesan saluran irigasi Gumbasa atau dari akuifer.

Faktor keamanan likuefaksi di area terdampak Petobo

Beberapa data yang digunakan dalam analisis adalah data bor dan uji penetrasi standar dari Upomodkk(2023) untuk lokasi BH-1, BH-4, BH-2 dan BH-5. Nilai kekuatan guncangan gempabumi maksimum di Petobo pada saat gempa bumi 28 September 2018 tidak ada data tetapi Kiyota (2025) menyebutkan bahwa perkiraan nilai percepatan tanah maksimum menurut JICA adalah 471 gal. Berdasarkan asumsi bahwa nilai N-SPT sebelum dan setelah gempabumi adalah sama, maka hasil perhitungan menunjukkan likuefaksi kemungkinan terjadi di beberapa lapisan litologi yang berwarna merah (Gambar 4.3.25a). Lapisan yang mengalami likuefaksi dapat mencapai 20 m di grup kipas aluvial KPA, KPC, dan KPE. Pola umum sifat *contractive* tanah mulai dari BH-1 hingga BH-2 sedangkan BH-5 cenderung bersifat *dilative* karena diperkirakan BH-5 memiliki litologi yang mulai tercampur dari sumber yang berbeda dengan BH-1,4, dan 2 (Gambar 4.3.25b).

Indeks potensi likuefaksi pada area terdampak (Gambar 4.3.26) memiliki nilai yang termasuk kategori potensi likuefaksi tinggi dari klasifikasi Iwasaki dkk (1981). Apabila dilakukan simulasi titik kritis terjadi likuefaksi maka BH-2 dan BH-4 merupakan titik yang paling lemah terjadi likuefaksi dibanding titik lainnya dan hanya membutuhkan kekuatan 0,07g untuk mulai terjadi likuefaksi (Gambar 4.3.27).

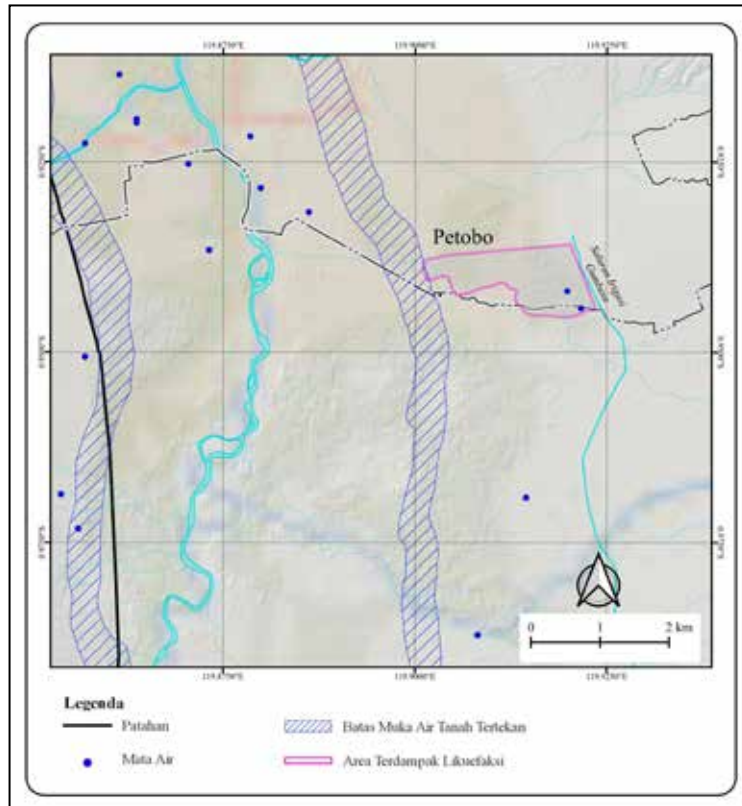
Identifikasi lapisan lemah rentan likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran di Petobo

Berdasarkan data retakan tanah dan rembesan air pascagempa, litologi, nilai N-SPT, nilai tahanan jenis, dan hasil perhitungan nilai faktor keamanan terhadap likuefaksi, rekonstruksi bidang gelincir utama dari proses likuefaksi (Gambar 4.3.28) yang memicu gerakan tanah aliran berada di kedalaman relatif dangkal (kurang dari 15 m) dan bagian *toe* gerakan tanah berada di sekitar BH-2.

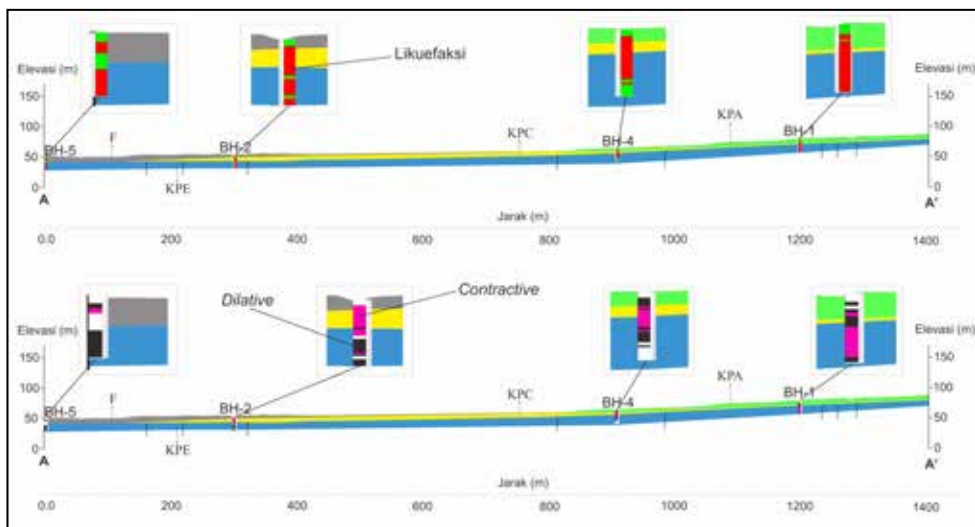
Bidang gelincir diperkirakan berada pada batas kipas aluvial KPC (fasies Sm/Sh berupa pasir lanauan) dan KPE (fasies Gcm berupa kerikil pasiran - pasir kerikilan). Secara genesa, KPC bagian dari kipas aluvial tipe II menurut Blair dan McPherson (1994). Lapisan lemah (nilai N-SPT relatif kecil) pada kipas aluvial KPC memiliki ukuran butir pasir bercampur dengan lanau terendapkan dari proses primer berupa *sheetflood* yang merupakan ciri khas kipas aluvial tipe II. Selain proses primer, proses sekunder yang umum dijumpai pada kipas aluvial tipe II adalah proses *winnowing* (Blair dan McPherson, 1994) yaitu proses pemilahan secara alami material halus dari material kasar oleh aliran air atau angin.

4.3.2. Peranan tekanan air dari akuifer tertekan terhadap likuefaksi yang memicu gerakan tanah

Hipotesis likuefaksi yang memicu gerakan tanah di Petobo tidak hanya dari saluran air Gum basa namun ada kontrol kuat dari akuifer tertekan



Gambar 4.3.24. Area zona air tertekan di Petobo (Suryaman, 1995).



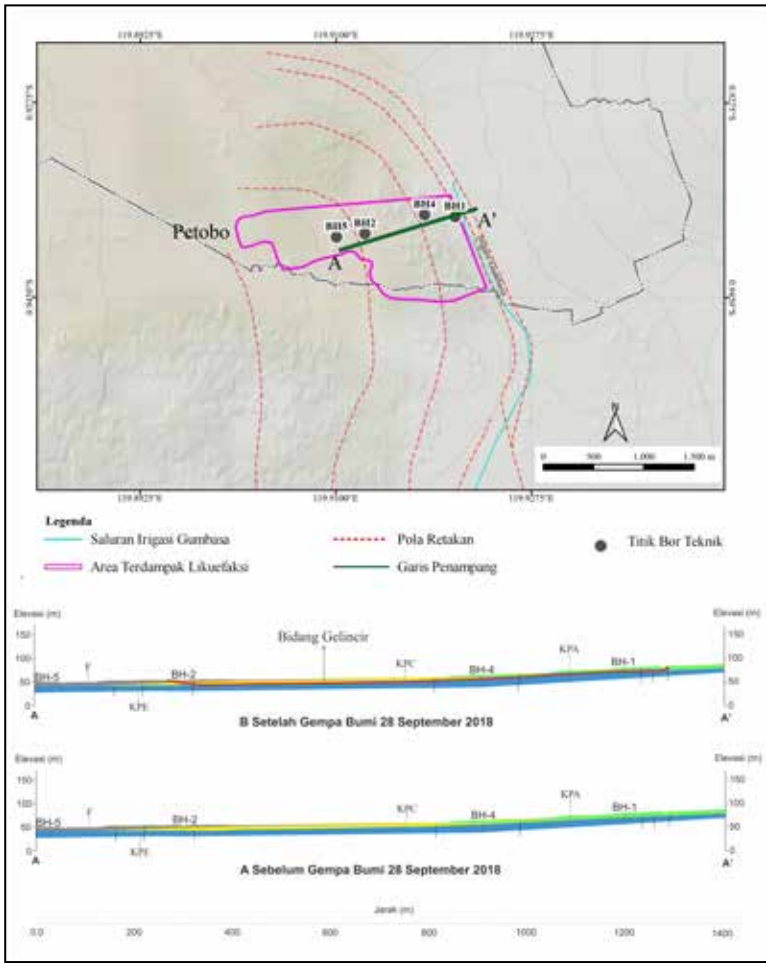
Gambar 4.3.25. (a) Rekonstruksi litologi yang mengalami likuefaksi (warna merah) dan (b) rekonstruksi yang bersifat *contractive* (warna ungu) maupun *dilative* (warna hitam) di Petobo.



Gambar 4.3.26. Indeks potensi likuefaksi pada lokasi BH-1, BH-4, BH-2, dan BH-5 di Petobo.



Gambar 4.3.27. Inisial likuefaksi pada lokasi BH-1, BH-4, BH-2, dan BH-5 di Petobo.



Gambar 4.3.28. Rekonstruksi bidang gelincir (garis merah) area terdampak Petobo berdasarkan data retakan tanah dan rembesan air pascagempa, litologi, nilai N₁-SPT nilai tahanan jenis, dan hasil perhitungan nilai faktor keamanan terhadap likuefaksi.

yang pecah sehingga memberikan tekanan air yang besar ke zona akuifer bebas. Kiyota (2025) menyebutkan bahwa pengaruh saluran irigasi bagian timur lembah palu hanya mempengaruhi bagian atas gerakan tanah dan memiliki efek yang kecil terhadap mekanisme gerakan tanah sedangkan airtanah yang naik dari akuifer tertekan merupakan kontrol kuat mekanisme gerakan tanah.

Kusumawardani dkk (2021) telah melakukan wawancara kepada penduduk yang salah satu poin penting adalah munculnya air hangat pada zona retakan dan sumur bor kedalaman 130 m terdapat air panas di sekitar Petobo. Badan Geologi telah melakukan pemboran sumur bor untuk penyediaan air bersih pengungsi di huntara Petobo dan memperoleh air panas di kedalaman 60 m. Jarak antara lokasi sumur bor adalah sekitar 1,4 km dari arah hulu mahkota gerakan tanah Petobo. Fakta ini menunjukkan akuifer tertekan yang memiliki suhu panas keluar mengalami retakan vertikal menuju area terdampak dan bercampur dengan akuifer atas yang bersuhu normal. Pada kasus gempabumi Kumamoto pada tahun 2016, Tsuji dkk (2017) menyebutkan bahwa gempabumi Ku- mamoto 7.0 Mw memicu pergerakan blok secara horison- tal dalam skala kilometer pada kedalaman 50 m dan menyebabkan sumur yang semula panas menjadi tertutup dan sebagian muncul air panas melalui retakan-retakan vertikal ke permukaan tanah. Selain itu muncul gerakan tanah (*lateral spread*) karena proses likuefaksi.

Gempabumi 28 September 2018 diperkirakan telah merubah pola kontur kedalaman muka air- tanah tertekan. Perbandingan antara pengukuran tahun 1995 (Suryaman dkk, 1995) dan tahun 2024 (Abdullah dkk, 2024) menunjukkan terjadi penurunan kedalaman muka air tanah (Gambar 4.3.29). Fenomena ini kemungkinan karena efek dari deformasi bawah permukaan akibat gempabumi yang mekanisme maupun dampaknya perlu dikaji lebih detil di masa mendatang. Data isotop air dari sumur dangkal setelah kejadian gempabumi memberikan informasi terjadi cam- puran abnormal antara akuifer dangkal dan dalam.

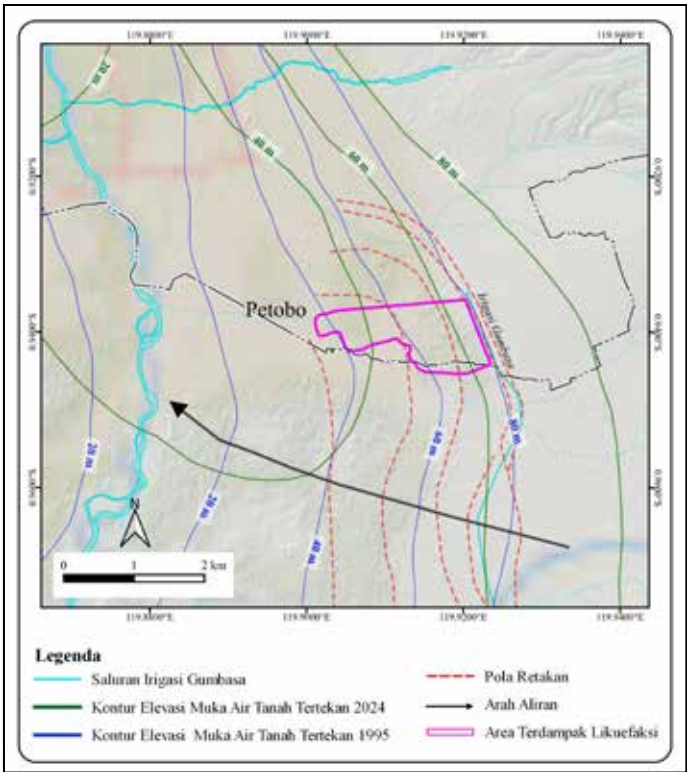
4.3.3. Karakteristik Likuefaksi Balaroa dan Petobo

Likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran di Palu dibedakan menjadi 2 bagian yaitu sisi bagian barat (Balaroa) and bagian timur (Petobo, Jonooge, Lolu, Sidondo, Sibalaya). Likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran pada kasus Balaroa yang mewakili bagian barat dan Petobo yang mewakili bagian timur lembah Palu me- miliki persamaan dan perbedaan (Tabel 4.3.2). Persamaan karakter likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran antara Balaroa dan Petobo adalah sebagai berikut:

1. Secara regional berada pada kondisi tektonik aktif.
2. Keduanya merupakan bagian dari kipas aluvial aktif.
3. Posisi berada dekat dengan morfologi dataran (daerah *slope break*) dan kemiringan lereng relatif landai hingga hampir datar.
4. Dominasi komposisi mineral penyusun adalah feldspar dan kuarsa.
5. Bagian *toe* relatif dekat dengan posisi batas zona imbuhan dan lepasan.
6. Saat gempabumi 28 September 2018, keduanya terjadi likuefaksi pada bidang lemah dekat permukaan tanah. Kemudian, proses gerakan tanah aliran diperparah dengan me- kanisme terbukanya retakan-retakan vertikal yang menyebabkan tekanan air akuifer dalam yang bersifat tertekan mengenai lapisan lemah di dekat permukaan tanah.

Hipotesis mekanisme terjadinya likuefaksi yang memicu gerakan tanah di Balaroa dan Petobo telah diuraikan dalam Buana dkk (2018) dengan 3 tahapan berdasarkan pengamatan visual dan geolistrik. Usulan mekanisme revisi yang telah dibuat tahun 2018 menggunakan tambahan data primer maupun sekunder dan dari beberapa publikasi ilmiah adalah sebagai berikut:

1. Tahap Awal (pre-seismic)
Kondisi awal area terdampak Balaroa dan Petobo merupakan bagian dari tektonik aktif yang sudah terbentuk bidang lemah seperti patahan yang telah terkubur. Balaroa diper-



Gambar 4.3.29. Gambar 29. Perubahan elevasi kontur muka air tanah tertekan sebelum (Suryaman dkk, 1995) dan sesudah (Abdullah dkk, 2024) gempa bumi 28 September 2018 di Petobo.

Tabel 4.3.2. Perbedaan karakter likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran di Balaroa dan Petobo

No	Deskripsi	Balaroa	Petobo
1	Tipe Kipas Aluvial (Blair dan McPherson, 1994)	Tipe I (dominasi proses primer <i>sediment gravity flow</i>)	Tipe II (dominasi proses primer <i>sheetflood</i>)
2	Fasies yang memiliki nilai N-SPT rendah dan suspek sebagai bidang gelincir	Gmm (<i>matrix supported, massive gravel</i>)	Sm (pasir masif) dan Sh (pasir dengan lapisan horisontal)
3	Sumber batuan asal	Dominan berasal dari batu granit/granodiorit	Campuran antara produk batuan beku (granit/granodiorit) dan batuan metamorf (fragmen batuan kuarsit, sekis, filit)
4	Pola retakan di permukaan tanah akibat gempa bumi	Retakan di permukaan diperkirakan bagian dari <i>negatif flower structure</i>	Retakan di permukaan mengikuti pola saluran irigasi Gumbasa dan kontur topografi lereng.

kirakan bagian dari *negative flower structure* lama yang telah terkubur sedangkan Petobo kemungkinan bagian dari patahan regional bersamaan terbentuknya dinamika lembah Palu.

Bagian hilir area terdampak Balaroa dan Petobo merupakan batas zona akuifer tertekan atau memiliki potensi tekanan air yang tinggi. Data tahanan jenis memberikan indikasi bahwa retakan-retakan lama dengan

pola vertikal berasosiasi dengan fluida yang berasal dari akuifer tertekan dan dalam. Petobo memiliki akuifer tertekan dengan suhu yang panas dan kedalaman lebih dari 60 m. Penjenuhan air pada lapisan relatif dangkal di area terdampak Petobo diperkirakan berasal dari rembesan saluran irigasi Gumbasa.

Area terdampak Balaroa pada umumnya memiliki kepadatan yang tinggi (nilai N-SPT > 50) karena merupakan fasies *clast supported gravels* kecuali pada Fasies *matrix supported gravels* yang memberikan nilai N-SPT yang relatif rendah dan menjadi titik lemah terhadap proses likuefaksi. Secara umum area terdampak Petobo memiliki nilai kepadatan tanah yang lebih rendah dari Balaroa karena memiliki tipe kipas aluvial yang berbeda dengan dominasi proses primer *sheetflood*. Nilai N-SPT yang relatif rendah pada umumnya berada pada fasies pasir (Sm/Sh).

2. Ketika terjadi gempa bumi (*co-seismic*) Guncangan dari proses *ground oscillation* memicu proses fluidisasi dan kemudian terjadi likuefaksi pada lapisan yang lemah. Menurut Obermeier (1996) fluidisasi adalah proses ketika suatu fluida dipaksa secara vertikal melalui lapisan sedimen yang tidak kohesif dengan laju yang cukup tinggi. Lapisan-lapisan tersebut mengembang dengan cepat, porositas meningkat, dan sedimen tidak lagi didukung oleh butiran tetapi menjadi fluida. Kemudian tekanan air pori menjadi tinggi dan kehilangan keku-

tan secara signifikan yang disebut sebagai likuefaksi.

Guncangan dari proses *ground oscillation* menyebabkan retakan tanah yang menurut Obermeier (1996) disebabkan oleh proses *hydraulic fracturing* yang dapat memotong *cap layer* dan menyebabkan *lateral spreading* di Petobo dekat permukaan tanah. Pola retakan mengikuti topografi dan saluran irigasi pada Gambar 4.3.3 diperkirakan merupakan peristiwa *lateral spreading*. Selain itu, proses terbukanya kembali retakan-retakan vertikal lama maupun retakan-retakan vertikal baru diperkirakan terjadi dan memotong pada akuifer tertekan dalam. Retakan-retakan pada kasus Balaroa diperkirakan bagian dari efek patahan utama yang mengaktifkan pola *negative flower structure* lama.

3. Setelah guncangan gempa bumi (*post-seismic*)

Retakan-retakan vertikal yang terbuka pada akuifer tertekan yang dalam memicu pelepasan air bertekanan relatif tinggi dari akuifer tertekan. Pelepasan air bertekanan tinggi merusak lapisan lemah di bagian dekat permukaan tanah yang sedang mengalami proses likuefaksi sehingga menyebabkan gerakan tanah yang bersifat aliran dan memiliki efek rusak yang dahsyat. Proses ini membutuhkan jeda waktu hitungan menit berdasarkan beberapa keterangan penduduk dan Mason dkk (2020). Kasus khas untuk petobo adalah mahkota gerakan tanah berada di sekitar saluran irigasi Gumbasa karena efek penjenuhan air dangkal di sekitar saluran irigasi tersebut.

5. PENUTUP

Tektonik Pulau Sulawesi sangat kompleks karena terletak di persimpangan tiga lempeng tektonik utama: Eurasia, Indo-Australia, dan Pasifik. Sejak Eosen awal sekitar 55 juta tahun yang lalu, evolusi tektonik Pulau Sulawesi menunjukkan pergerakan kompleks akibat tabrakan berbagai lempeng tektonik yang membentuk struktur geologi regional dan menciptakan sebaran sesar-sesar utama termasuk Sesar Palu Koro. Sesar Palu Koro terbentuk saat Pliosen dan aktif hingga saat ini yang menyebabkan deformasi pada struktur batuan secara signifikan di sepanjang zona sesar tersebut. Kondisi geologi regional di zona Sesar Palu-Koro tersebut terdiri dari batuan beku, batuan sedimen, batuan metamorf, molasa sedimen, endapan aluvium, dan sedimen pantai.

Pulau Sulawesi khususnya wilayah Teluk Palu merupakan daerah dengan tingkat kegempaan tinggi karena terdapat Sesar Palu-Koro yang melintasi daratan hingga ke laut. Sejarah mencatat bahwa sejak tahun 1905 Teluk Palu telah mengalami 17 kali gempa bumi merusak yang umumnya berasal dari sesar aktif di daratan. Sesar Palu-Koro terbagi menjadi empat segmen yaitu Selat Makassar, Palu, Suliki, Moa hingga ke dasar laut dan membentuk struktur cekungan (*pull-apart structure*) yang diapit oleh Sesar Palu Timur dan Sesar Palu Barat. Gempa bumi Palu pada 28 September 2018 menyebabkan pergeseran sesar permukaan yang signifikan di Kota Palu dan Kabupaten Sigi. Pergeseran sebagian besar merupakan pergeseran horisontal mengiri (*sinistral offset*) hingga 580 cm. Alur sesar Palu-Koro yang aktif memotong endapan aluvial menyebabkan kerusakan parah pada bangunan yang dilaluinya. Selain itu, gempabumi juga memicu salah satu bahaya ikutan yaitu likuefaksi.

Secara historis, likuefaksi di Indonesia umumnya dijumpai dalam skala kecil berupa semburan

pasir dan pergerakan tanah lateral maupun vertikal seperti yang terjadi di Yogyakarta, Klaten, Padang, Lombok, Pidie Jaya. Namun, peristiwa di Palu pada tahun 2018 sangat berbeda karena likuefaksi berubah menjadi aliran massa tanah yang masif dengan dimensi relatif luas atau *flow liquefaction* yang jarang terjadi. Jenis likuefaksi ini menyebabkan kehancuran infrastruktur serta korban jiwa dalam skala yang sangat besar. Likuefaksi yang memicu gerakan tanah di bagian barat lembah Palu (Balaroa) berasosiasi dengan patahan dan bagian timur (Petobo, Jonooge, Lolu, Sidondo, dan Sibalaya) berasosiasi dengan saluran irigasi Gumbasa. Berdasarkan sudut pandang geologi, fenomena ini memiliki karakter khas sehingga Badan Geologi memberikan nama sebagai likuefaksi “Tipe Palu”.

Pembahasan tiga tema penting terkait Likuefaksi “Tipe Palu” dari sudut pandang geologi adalah aspek geologi kuartar dan dinamikanya, aspek air tanah, dan aspek geologi teknik. Ulasan komprehensif likuefaksi “Tipe Palu” fokus pada tiga hal antara lain: karakteristik geologi dan hubungannya dengan likuefaksi aliran di Balaroa dan Petobo, identifikasi lapisan lemah dan faktor keamanan litologi terhadap likuefaksi terhadap likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran, dan peranan tekanan air dari akuifer tertekan terhadap likuefaksi yang memicu gerakan tanah aliran.

Berdasarkan sudut pandang geologi, likuefaksi “Tipe Palu” memiliki karakteristik sebagai berikut:

1. Likuefaksi yang menyebabkan gerakan tanah berada pada bentang alam kipas aluvial dengan kemiringan kurang dari 3° yang bertemu dengan morfologi dataran lembah Palu atau bagian tekuk lereng (*slope break*).
2. Litologi berupa material tak terkonsolidasi dengan dominasi mineral feldspar dan kuarsa

- yang berasal dari rombakan batuan beku (granit/granodiorit) dan batuan metamorf.
3. Tipe akuifernya adalah akuifer tertekan yang berlapis (*multi-layered confined aquifers*).
 4. Bidang lemah pada likuefaksi yang memicu gerakan tanah adalah fasies Gmm (*matrix supported, massive gravels*) pada kipas aluvial “tipe I” (dominasi proses primer berupa *sediment gravity flow*) dan fasies Sm (pasir masif) atau Sh (pasir lapisan horisontal) pada kipas aluvial “tipe II” (dominasi proses primer berupa *sheetflood*).
 5. Retakan-retakan vertikal lama yang terkubur sudah ada pada masa lampau dan retakan-retakan merupakan zona lemah yang berfungsi sebagai jalur pelepasan airtanah bertekanan dari akuifer tertekan.
 6. Lokasi dilewati patahan aktif sebagai sumber getaran pada radius hingga 10 km.
 7. *Toe* gerakan tanah berada pada sekitar batas zona aliran air tanah artesis.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, F.M., Susilo, J., dan Vietnaryanto, A., 2024. Laporan Penyusunan Peta Zona Konservasi Cekungan Air Tanah Palu, Provinsi Sulawesi Tengah. Pusat Air Tanah dan Geologi Lingkungan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung
- Allen, P.A., dan Hovius, N., 1998. Sediment supply from uplifted fault blocks in active tectonic settings. *Sedimentology*, 45 (3), h.533-548.
- Arief, S. dan Hidayat, R.S., 1993. *Peta Hidrogeologi Indonesia Skala 1:250.000 Lembar Palu dan Parigi*.
- Aswad, S., Arsyad, A., Samang, L., Harianto, T., Muhiddin, A.B., dan Djameluddin, A.R., 2019. *Reconstructing mechanism of large ground movement induced by 2018 Palu Earthquake 7.4 Mw. In Earthquake Geotechnical Engineering for Protection and Development of Environment and Constructions*, CRC Press. h.279-286
- Audley-Charles, M.G., 1991. The article discusses the tectonics of the New Guinea area. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 19 (1), h.17-41.
- BBSPGL, 2023. Survey Mitigasi Dampak Kebencanaan Geologi Kelautan (Tsunami) di Wilayah Pesisir dan Laut Kabupaten Donggala, Kota Palu, Sulawesi Tengah, Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber daya Mineral, Laporan. Tidak Diterbitkan. 176h.
- Badan Geologi, 2009. *Atlas Zona Kerentanan Likuefaksi Indonesia*. Bandung.
- Badan Geologi, 2009. *Peta Cekungan Sedimen Indonesia berdasarkan data geologi dan geofisika*. Pusat Survei Geologi, Bandung.
- Badan Geologi, 2018. *Laporan Singkat Pemeriksaan Gempa Bumi Palu Tanggal 28 September 2018*, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Badan Geologi, 2019. *Atlas Zona Kerentanan Likuefaksi Indonesia, cetakan pertama*, ISBN 978-602-9105-78-0, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Bellier, O., Sbrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Bourles, D., Siame, L., Putranto, E., dan Pratomo, I., 2001. High Slip Rate for a Low Seismicity along the Palu-Koro Active Fault in Central Sulawesi (Indonesia), Blackwell Science Ltd., *Terra Nova*, 13 (60), h.463-470.
- Bergman, S.C., Coffield, D.Q., Talbot, J.P., dan Garrard, R.J., 1996. Tertiary tectonic and magmatic evolution of western Sulawesi and the Makassar Strait, Indonesia: evidence for a Miocene continent-continent collision. In: Hall, R. and Blundell, D.J. (eds.) *Tectonic evolution of Southeast Asia*. Geological Society of London, h.391-430.
- Bellier, O., Se'brier M., Seward, D., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Putranto, E., 2006. Fission track and fault kinematics analyses for new insight into the Late Cenozoic tectonic regime changes in West-Central Sulawesi (Indonesia). *Tectonophysics*, h.201-220.
- Bishop, A.W., Green, G.E., Garga, V.K., Andersen, A., dan Browns, J.D., 1971. A new ring shear apparatus and its application to the measurement of residual strength. *Geotechnique* 21 (4), h.273-328.
- Blair, T.C. dan McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms. *Geomorphology of Desert Environments*, Springer. h.354-402

- Blair, T.C., and McPherson, J.G., 1994. aluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *Journal of Sedimentary Research*, A64 (3), h.450-489.
- Blum, M.D., dan Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: A review and look forward. *Sedimentology*, 47, h.2-48.
- BNPB, 2018. *Kerugian dan Kerusakan Dampak Bencana di Sulawesi Tengah Mencapai 13,82 Trilyun Rupiah*. Badan Nasional Penanggulangan Bencana, November 22, 2018. <https://bnpb.go.id/berita/kerugian-dan-kerusakan-dampak-bencana-di-sulawesi-tengah-mencapai-1382-trilyun-rupiah>.
- Boggs, S., 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th ed.). Pearson Prentice Hall.
- Boore D.M. dan Goulet, C.A., 2014. The effect of sampling rate and anti-aliasing filters on high-frequency response spectra. *Bulletin Earthquake Engineering*, 12 (1), h.203-216
- Boulanger, R.W. dan Idriss, I.M., 2014. CPT and SPT based liquefaction triggering procedure. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 140 (3), h.1-23.
- Bradley, K., Mallick, R., Andikagumi, H., Hubbard, J., Meilianda, E., Switzer, A., Du, N., Brocard, G., Alfian, D., Benazir, F.G., Yun, S.H., Majewski, J., Wei, S., dan Hill, E.M., 2019. Earthquake-triggered 2018 Palu valley landslides enabled by wet rice cultivation. *Nat Geosci*, 12 (11), h.935-939. DOI: 10.1038/s41561-019-0444-1.
- Bradley, K., Mallick, R., Andikagumi, H., Hubbard, J., Meilianda, E., Switzer, A., Du, N., Brocard, G., Alfian, D., Benazir, B., Feng, G., Yun, S.H., Majewski, J., Wei, S., dan Hill, E.M., 2019. Earthquake-triggered 2018 Palu Valley landslides enabled by wet rice cultivation. *Nature Geoscience*, 12 (11), h.935-939.
- Broemhead, 1936. A simple ring shear apparatus. *Ground Engineering*, 12 (5), h.4-44.
- Buana T.W., Hermawan W., Wiyono, Kusumah A.W., Rahdiana, R.N., 2018. Failure mechanism in Balaroa and Petobo. In: Andiani, Oktariadi O, Kurnia A (eds) Behind the charm of Palu, Geological Agency of Republic of Indonesia, h.175-86 (in Bahasa Indonesia).
- Buana, T.W., Hermawan, W., Wiyono, dan Rahdiana, R.N., 2019. *Di Balik Pesona Palu, Bencana Melanda Geologi Menata, Cetakan Pertama*, ISBN: 978-602-9105-76-6, h.175-186.
- Burbank, D.W., dan Anderson, R.S., 2011. *Tectonic Geomorphology*. Wiley-Blackwell.
- Calvert, 1999. The Cenozoic evolution of the Lariang and Karama Basins in, *The Indonesian Petroleum Association, Prosiding The 27th Annual Convention, Jakarta*, h.505-511.
- Campbell, W. K. and Bozorgnia, Y., 2014. NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra. *Earthquake Spectra*, 30, h.1087-1115.
- Castro, G., 1969. *Liquefaction of Sand*, Dissertation Harvard University Cambridge.
- Charlton, T.R., 2000. Tertiary evolution of the eastern Indonesia collision complex. *Journal of Asian Earth Science*, 18, h.391-430.
- Chiou, B. and Youngs, R.R., 2014. Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthquake Spectra* 30 (3) h.1117-1153.
- Cipta, R., Robiana, J.D., Griffin, N., Horspol, S., Hidayati, dan Cummins, P., 2016. *A probabilistic seismic hazard assessment for Sulawesi, Indonesia*. Geological Society, London, *Special Publications*, 441, DOI: 10.1144/SP441.6.
- Clark, K.J., Hayward, B.W., Cochran, U.A., Wallace, L.M., Power, W.L., dan Sabaa, A.T., 2015. Evidence for past subduction earthquakes at a plate boundary with widespread upper plate faulting: Southern Hikurangi Margin, New Zealand. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105, h.1661-1690. DOI: 10.1029/2006GL026596
- Cloke, I.R., Milsom, J., dan Blundell, D.J., 1999. The implication of gravity data from East Kalimantan and Makassar Straits: a solution

- to the origin of the Makassar Strait? *Journal of Asian Earth Science*, 17, h.61-78.
- Costa, J.E., 1984. Physical geomorphology of debris flows. In *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, Geological Society of America. h.55-98.
- Cubrinovski, M., Green, R., Allen, J., Ashford, S., Bradshaw, A., Cox, B., dan Wotherspoon, L., 2011. Geotechnical reconnaissance of the 2010 Darfield (Canterbury) earthquake. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 44 (4), h.243-320.
- Cummins, P.R., 2019. Irrigation and the Palu landslides. *Nature Geoscience*, 12, h.881-882
- Daryono, M.R., 2016. Paleoseismology Tropis Indonesia: Dengan Studi Kasus Di Sesar Sumatra, Sesar Palukoro-Matano, Dan Sesar Lembang. *Disertasi Program Doktor*, Institut Teknologi Bandung.
- Davidson, J.W., 1991. The geology and perspective of Buton Island, S.E. Sulawesi. Indonesia. *Prosiding Indonesian Petroleum Association, 20th Annual Convention*, h.209-233
- Dwianca, A., Rajasekharan, S., Irsyam, M., Nakamura, K., Tonagi, M., Tanjung, M., Mikhail, R., Himawan, A., dan Kartawiria, A., 2020. Study Of The Soil Failure Mechanism At Palu, Indonesia During The 2018 Sulawesi Earthquake. *The 17th World Conference on Earthquake Engineering*, 17WCEE, 4b-0039.
- Fear, C.E., dan Robertson, P.K., 1995. Estimating the undrained strength of sand: a theoretical framework. *Canadian Geotechnical Journal*, 32 (5), h.859-870.
- Fortuin, A.R., De Smet, M.E.M., Hadiwasastra, S., Van Marle, L.J., Troelstra, S.R., dan Tjokrosapoetro, S., 1990. The study focused on the late Cenozoic sedimentary and tectonic history of South Buton, Indonesia. *Journal of South East Asian Earth Sciences*, 4 (2), h.107-124.
- Fredlund, D.G. dan Rahardjo, H., 1993. *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*. John Wiley & Sons Inc.
- Green, R.A., Cubrinovski, M., Cox, B., dan Wood, C., 2014. Select Liquefaction Case Histories from the 2010-2011 Canterbury Earthquake Sequence. *Earthquake Spectra*.
- Gusman, A.R., Supendi, P., Nugraha, A.D., Power, W., Latief, H., Sunendar, H., Widiyantoro, S., Daryono, Wiyono, S.H., Hakim, A., Muhari, A., Wang, X., Burbidge, D., Palgunadi, K., Hamling, I., dan Daryono, M.R., 2019. Source Model for the Tsunami Inside Palu Bay Following the 2018 Palu Earthquake Indonesia, *Geophysical Research Letters*.
- Gustiantini, L., Suherman, I.H., Raharjo, P., Purwanto, C., 2024. *Peta Struktur Geologi Teluk Palu, Kementrian Energi dan Sumberdaya Mineral*. Badan Geologi, Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan.
- Hall, R. dan Wilson, M.E.J., 2000. Neogene sutures in eastern Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18 (6), h.781-808.
- Hall, R., 1996. Reconstructing Cenozoic SE Asia, In: Hall, R., and Blundell, D.J. (eds). *Tectonic Evolution of East Asia. Geological Society of London*, h.153-184.
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of the Indonesian Region. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, h.1078-345.
- Harvey, A.M., 2012. Processes of sedimentation on alluvial fans: A critical review. *Earth-Science Reviews*, 72 (3-4), h.175-193.
- Hidayat, S. dan Moechtar, H., 2000. *Penelitian endapan Kuartar bawah permukaan kaitannya dengan kebencanaan di daerah Palu dan sekitarnya, Sulawesi Tengah*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Holzer, T.L., 1998. *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989: Liquefaction*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1551-B.
- Hutchison, C.S., 1989. Geological Evolution of South-East Asia. *Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, 13, 376h.
- Hvorslev, M.J., 1934. A ring shearing apparatus for the determination of the shearing resistance and plastic flow of soils. *Proceedings of the 1st International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Harvard University.

- Ishihara, K. and Koga Y., 1981. Case Studies of Liquefaction in The 1964 Niigata Earthquake. *Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 31, h.35-52.
- Ishihara, 1993. Liquefaction and flow failure during earthquake. *Geotechnique*, 43 (4), h.73-89.
- Ishihara, K., 1993. *Liquefaction and flow failure during earthquakes*. Geotechnique.
- Iwasaki, T., Tokida, K., and Tatsuoka, F., 1981. Soil Liquefaction Potential Evaluation with Use of the Simplified Procedure. *International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*. 12.
- Jalil, A., Fathani, T. F., Satyarno, I., dan Wilopo, W., 2021. Liquefaction in Palu: the cause of massive mudflows. *Geoenvironmental Disasters*, 8 (1), h1-14. DOI: 10.1186/s40677-021-00194-y
- Japan International Cooperation Agency, JICA, 2019. Geological survey for investigation of liquefaction landslide in Inland area, <https://libopac.jica.go.jp/images/report/P1000042312.html>; <https://libopac.jica.go.jp/images/report/P1000042313.html>
- Jaya, A. dan Nishikawa, O., 2013. Paleostress reconstruction from calcite twin and Sesar slip data using the multiple inverse method in the East Walanae Sesar zone: Implications for the Neogene contraction in South Sulawesi, Indonesia. *Journal of Structural Geology*, 55, h.34 -49.
- Jaya, A., Nishikawa, O., dan Jumadil, S., 2023. Paleoseismic Analysis of the Walanae Sesar Zone in South Sulawesi, Indonesia. *Indonesian Journal on Geoscience*, 10 (2).
- Katili, J.A., 1978. *Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia*, 45, h.289-322.
- Kavaleris, I., Van Leeuwen, T.M., dan Wilson, M., 1992. Geological Tataan and styles of mineralisation, north arm of Sulawesi, Indonesia. *Journal of South-east Asian Earth Science*, 7, h.113-129.
- Keller, E.A. dan Pinter, N., 1996. *Active tectonics*, 19, Prentice Hall Upper Saddle River.
- Kertapati, E., Soehaemi, A., dan Djuhandi, A., 1992. *Peta Seismotektonik Indonesia. Skala 1:5,000,000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Kertapati, E.K., Putranto, E.T., dan Bahar, I., 1991. *Katalog gempabumi merusak di Indonesia*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Kiyota, T., et al. (2020). Geomorphic and sedimentologic response to the 2018 Sulawesi earthquake in Palu. *Geological Society of America Bulletin*, 132(9-10), 1909-1925.
- Kiyota, T., Shiga, M., Mori, K., Katagiri, T., Furuichi, H., dan Setiawan, H., 2025. Triggering mechanism of long-distance flow-type landslides caused by 2018 Sulawesi earthquake, Indonesia. *Soils and Foundations*, 65, 101544
- Kokusho, T., Sawada, T., Hazarika, H., and Isobe, Y., 2025. *Long-distance flow mechanism of gentle slopes under seepage due to liquefaction-induced water film during 2018 Sulawesi earthquake, Indonesia*. Soils and Foundations, 65, 101611.
- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey: 653h.
- Kusuma, W.B., 2020. Analisa Kuantitatif dan Kualitatif Potensi Likuefaksi. *Majalah Ilmiah Swara Patra*, 10 (2).
- Kusumawardani, R., Chang, M., Upomo, T.C., Huang, R.-C., Fansuri, M.H., dan Prayitno, G.A., 2021. Understanding of Petobo liquefaction flowslide by 2018.09.28 Palu-Donggala Indonesia earthquake based on site reconnaissance. *Landslides*, (18) h.3163-3182.
- Lee, T.Y. dan Lawver, L.A., 1995. Cenozoic Plate Reconstruction of the South China Sea Region. *Tectonophysics*, 251, h.85-139.
- van Leeuwen, T.M. dan Muhandjo, 2005. Stratigraphy and tectonic Tataan of the Cretaceous and Paleogene volcanic-sedimentary successions in northwest Sulawesi, Indonesia: implications for the

- Cenozoic evolution of western and northern Sulawesi. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25 (3), h.481-511
- van Leeuwen, T.M., 1981. The geology of south-west Sulawesi with special reference to the Biru area. In: Barber, A.J. dan S. Wiryosujono (eds.). The geology and tectonics of Eastern Indonesia, *GRDC Special Publication*, 2, h.277-304.
- Leterrier, J., Yuwono, Y.S., Soeria-Atmadja, R., dan Maury, R.C., 1990. Potassic volcanism The study took place in central Java and south Sulawesi, Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 4 (3), h.171-187.
- Letouzey, J., Werner, P., dan André Marty, A., 1990. Sesar reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. The eastern Sunda Shelf (Indonesia) serves as an example. *Tectonophysics*, 183, h.341-362.
- Liao, X., Wang, C.Y., and Liu, C.P., 2015. Disruption of groundwater systems by earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 42, h.9758-9763. DOI:10.1002/2015GL066394
- Lupini, J.F., Skinner, A.E., dan Vaughan, P.R., 1981. The drained residual strength of cohesive soils. *Geotechnique*, 31 (2), h.181-213.
- Mandl, G., Jong, L.N.J. de, dan Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. An experimental study of their structure and mechanical genesis. *Rock Mechanics*, 9, h.95-144.
- Marjiyono, Kusumawardhani, H., and Soehaimi, A., 2013. Shallow Subsurface Geological Structures Based On Interpretation Of Resistivity Data, Palu-Koro Fault Case Study. *Jurnal Sumber Daya Geologi*, 23 (1), h.39-45.
- Mason, B., Gallant, P.A., Hutabarat, D., Montgomery, J., 2019. Geotechnical Reconnaissance: The 28 September 2018 M7.5 Palu-Donggala, Indonesia Earthquake. *Technical Report*. h.1-77.
- McCaffrey, R., Sutarjo, R. Susanto, R. Buyung, R. Sukarman, R.B. Husni, M. Sudiono, D. Setudju, dan Sukanto, R., 1983. Micro-earthquake survey of the Molucca Sea and Sulawesi, Indonesia. *Buletin Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung*, 7, h.13-23.
- Metcalf, I. dan Irving, E., 1990. Allochthonous Terrane Processes in-east Asia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 331 (1620), h.625-640.
- Metcalf, I., 1988. Origin and assembly of South-east Asian continental terranes. *Geological Society, London, Special Publications*, 37 (1), h.101-118.
- Metcalf, I., 1996. Conducted a study on the pre-Cretaceous evolution of South-east Asian terranes. *Geological Society, London, Special Publications*, 106 (1), h.97-122.
- Miall, A.D., 1992. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag.
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits (2nd ed.). Springer.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, New York, 582.
- Moechtar, H., 1994. Coastal plain and fluvial deposits in the Tertiary of central and northern Spain. *Disertasi PhD*, Utrecht University. *Geologica Ultraiectina*, 123, 135h.
- Mörner, N.A., 2004. Active Sesar and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. The study focuses on primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*, 380 (3), h.39-157.
- Nakata, K., Katsumata, A., and Muhari, A., 2020. Submarine landslide source models consistent with multiple tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Sulawesi, Indonesia. *Earth Planets Space* 72, h.1-16. DOI: 10.1186/s40623-020-01169-3
- Natawidjaja, D.H., Daryono, M.R., Prasetya, G., Udrek, Liu, P.L.F. Hananto, D.N., Kongko, W., Triyoso, W., Puji, A.R., Meilano, I., Gunawan, E., Supendi, P., Pamumpuni, A., Irsyam, M., Faizal, L., Hidayati, S., Sapiie, S., Kusuma M.A., dan Tawil, S., 2021. The 2018 Mw7.5 Palu 'supershear' earthquake ruptures

- geological fault's multisegment separated by large bends: results from integrating field measurements, LiDAR, swath bathymetry and seismic-reflection data, *Geophysical Journal International*, 224, h.985-1002, DOI: 10.1093/gji/ggaa498.
- Nemec, W. dan Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in the southwestern United States. *Sedimentary Geology*, 81 (1-4), h.45-67.
- Nugraha, A., M.S., Hall, R., dan Fadel, M.B., 2002. The Celebes Molasse: A revised Neogene stratigraphy for Sulawesi, Indonesia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 228, h.1-28.
- Nugraha, J, A. Jaya, A, and Alimuddin.I., 2019. Identification of Palu-Koro Fault Mechanism And Earthquake Hazard Vulnerability of Palu Area Central of Sulawesi. *International Journal of Engineering and Science Applications*. h.48-59.
- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44 (1-4), h.1-76.
- Obruchev, V.A., 1948. *Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki*. Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya Geologicheskaya.
- Olson, S.M. and Stark, T.D., 2003. Yield Strength Ratio and Liquefaction Analysis of Slopes and Embankments. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129, h.727-737.
- Omang, A., Solikhin, A., Supartoyo, Minarno, P.A. Cipta, A., Nurfalah, F., dan Efendi, R., 2018. *Dibalik Pesona Palu, Bencana Melanda Geologi Menata, Cetakan Pertama*, ISBN: 978-602-9105-76-6, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Pakoksung, K., Suppasri, A., Imamura, F., Athanasius, C., Omang, A., and Muhari, A., 2019, Simulation of the Submarine Landslide Tsunami on 28 September 2018 in Palu Bay, Sulawesi Island, Indonesia, Using a Two-Layer Model, *Pure and Geophysics*, 176, h.3323-3350.
- Parkinson, C.D., 1991. The Petrology, Structure, and Geologic History of the Metamorphic Rocks of Central Sulawesi, Indonesia. *PhD. Thesis*, Geological Research inh-east Asia, University of London, h.337.
- Patria, A. dan Putra, P.S., 2020. Development of the Palu-Koro Fault in NW Palu Valley, Indonesia. *Geoscience Letters*, 7 (1), h1-11. DOI: 10.1186/s405562-020-0150-2
- Patriaman, F., Fathani, T.F., dan Wilopo, W., 2021. Liquefaction potential analysis in Palu Bay area. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 930 (2021) 012077.
- Pelynovsky, E., Yuliadi, D., Prasetya, G., and Hidayat, R., 1997, The January 1, 1996 Sulawesi Island Tsunami, Science of Tsunami Hazards, *International Journal of Tsunami Society* 16, h.29-38.
- Pelynovsky, E., Yuliadi, D., Prasetya, G., dan Hidayat, R., 1997. The January 1, 1996 Sulawesi Island Tsunami, Science of Tsunami Hazards, *International Journal of Tsunami Society*, 16, h.29-38.
- Permana, H. dan Zen, M.T., 1991. Stratigraphy and sedimentology of Quaternary deposits in Sulawesi, Indonesia. *Indonesian Journal of Earth Sciences*, 2 (1), h.23-37.
- Pigram, C.J. dan Panggabean, H., 1984. Rifting of the northern margin of the Australian The origin of some microcontinents in eastern Indonesia can be traced back to the rift of the Australian continent. *Tectonophysics*, 107 (3), h.331 -353.
- Posamentier, H.W. dan Allen, G.P., 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. SEPM.
- Poulos, S.J., 1981. The steady state of deformation. *Journal of Geotechnical Engineering Division ASCE*, 107 (GT 5), h.553 -562.
- Prasetya, G., et al. (2019). Post-earthquake sediment dynamics in Palu: Implications for

- hazard assessment. *Journal of Asian Earth Sciences*, 183, 103951.
- Prasetya, G.S., De Lange, W.P., dan Healy, T.R., 2001. The Makassar Strait Tsunami-genic Region, Indonesia, *Natural Hazards*, 24, h.295-307.
- Priadi, B., Polve, M., Maury, R.C., Bellon, H., Soeria-Atmadja, R., Joron, J.L., dan Cotten, J., 1994. Tertiary and Quaternary magmatism in Central Sulawesi: chronological and petrological constraints. *Journal of east Asian Earth Sciences*, 9 (1), h.81-93.
- Priadi, B., Polve, M., Maury, R.C., Soeria-Atmadja, R., dan Bellon, H., 1993. Geodynamic implications of Neogene potassic calc-alkaline magmatism in central Sulawesi: geochemical and isotopic constraints. *Prosiding The 22nd Annual Convention of the Indonesian Association of Geologists*, 1, h.59-81.
- Pusgen (Pusat Gempa Nasional), 2017. *Peta sumber dan bahaya gempa Indonesia tahun 2017*, ISBN 978-602-5489-01-3, Puslitbang Perumahan dan Permukiman, Balitbang Kementerian PUPR.
- Rangin, C., Dahrin, Quebral, R.M., Pubellier, dan The Thetys working group. 1990. A simple model for the tectonic evolution of Southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. *Geology Society of France*, 6, h.889-905.
- Ridla, B.C., Chen, H.T., dan Anwar, M.R., 2012. Seismic Response of A Sandy Stratum With A Silt Layer Under Strong Ground Motions. *Jurnal Rekayasa Sipil*, 6 (2), ISSN 1978 - 5658.
- Robertson, P., 2017. Evaluation of Flow Liquefaction: influence of high stresses, 3rd International Conference on Performance-based Design in Earthquake Geotechnical Engineering (Vancouver 2017).
- Robertson, P.K. dan Wride, C.E., 1997. Cyclic Liquefaction and Its Evaluation Based on the SPT and CPT. *Technical Report NCEER-97-0022*, h.41-87.
- Robiana, R., Athanasius, C., Solikhin, A., Grifin, J., dan Horspol, N., 2012. *Peta kawasan rawan bencana gempa bumi daerah Sulawesi Tengah*, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Ruchijat, S. dan Denny, B.S., 1989. Survei Potensi Airtanah Daerah Palu, Sulawesi Tengah. Laporan No. 23/HGKA/1989. Sub Direktorat Hidrogeologi. Direktorat Geologi Tata Lingkungan. Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral. Departemen Pertambangan dan Energi. Bandung.
- Rusmana, E., Koswara, A., dan Simandjuntak, T.O., 1993. *Peta Geologi Lembar Luwuk, Sulawesi, Skala 250,000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Santosa, D.P.P., Hadian, M.S.D., dan Zakaria, Z., 2021. Hidrostratigrafi dan Geometri Akuifer Cekungan Air Tanah Palu, Provinsi Sulawesi Tengah Pasca Gempa Bumi. *Jurnal Sumber Daya Air* 17 (1).
- Sassa, K., 1985. The mechanism of debris flows. *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Fransisco, California*, 3, h.1173-1176.
- Sassa, K., 1997. A New intelligent type dynamic loading ring shear apparatus. *Landslide News (Japanese Landslide Society)* (10), h.33.
- Sassa, S. dan Takagawa, T., 2018. Liquefied gravity flow-induced tsunami: first evidence and comparison from the 2018 Indonesia Sulawesi earthquake and tsunami disasters. *Landslides*.
- Schultz, A. W., 1984. Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of Sedimentary Research*, 54 (3), h.759-772.
- Schumm, S.A., Harvey, M.D., dan Watson, C.C., 2000. *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications.
- Seed, H.B. dan Idriss, I.M., 1971. A Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction Potential. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 97 (SM9), h.1249-1273.
- Seed, H.B. dan Idriss, I.M., 1975. Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction

- Potential. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 97 (9).
- Seed, H.B. dan Idriss, I.M., 1982. Ground motions and soil liquefaction during earthquakes. *Earthquake Engineering Research Institute*.
- Setiawan, T., Hermawan, W., Defrizal, Kusumah, A.W., dan Buana, T.W., 2018. *Cekungan Air Tanah Palu. Di Balik Pesona Palu*. Badan Geologi.
- Shi, Z., and Wang, G., 2016. *Aquifers switched from confined to semiconfined by earthquakes*, *Geophysical Research Letters*, 43 (11), h.166-172.
- Sidi, F., et al. (2018). Sediment supply and depositional systems in tectonically active basins: A case study from Palu, Sulawesi. *Geosciences Journal*, 22(4), 755-767.
- Silver, E.A., McCaffrey, R., dan Smith, R.B., 1983. Collision, rotation, and the initiation of the evolution of Sulawesi, Indonesia, involved subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012), 88 (B11), h.9407-9418.
- Simandjuntak, T.O., 1992. An Outline of Tectonics of the Indonesian Region. *Geological Newsletter*, 252 (3), h.4-6.
- Simandjuntak, T.O., Surono, dan Supandjono, J.B., 1997. *Peta Geologi Lembar Poso, Sulawesi*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Simanjuntak, T.O. dan Barber, A.J., 1996. Contrasting tectonic styles in the Neogene orogenic belts of Indonesia, In: Hall, R. dan Blundell, D.J. (eds.). London. *Tectonic evolution ofh-east Asia. Geological Society Special Publication*. London. h.185-201.
- Situmorang, B., 1984. Formation, Evolution, and Hydrocarbon Prospect of Makassar Basin, Indonesia. *Prosiding The Circum-Pacific Energy and Mineral Resource Conference III*. H.227-231.
- Smith, R.B. dan Silver, E.A., 1991. Geology of Miocene collision complex, Buton, Eastern Indonesia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103 (5), h.660 -678. DOI: [10.1130/0016-7606\(1991\)103<0660:GOA](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0660:GOA)
- MCC>2.3.CO;2
- Soehaimi, A., 1985. Lawe Earthquake, Central Sulawesi (in Bahasa Indonesia). Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung. Laporan internal.
- Soehaimi, A., Effendi, Setiawan, J.H., dan Supartoyo, 2005. Investigating The Palolo Earthquake. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung. *Laporan internal*.
- Soehaimi, A., Siregar, D. A., Meilano, I., Sukardan, dan Miarto, 2012. *Pemetaan Seismotectonik dan Investigasi Lembar Palu, Sulawesi Tengah, Skala 1:250.000*. Pusat Survei Geologi, Bandung (Laporan internal).
- Soesilo, J., 2012. Cretaceous Paired Metamorphic Beltsts in South-east Sundaland. *Disertasi Doktorat*, Bandung.
- Stevens, C., McCaffrey, R., Bock, Y., Genrich, J., Subarya, C., Puntodewo, S.S.O., dan Vigny, C., 1999. Rapid rotations about a vertical axis in a collisional Tataan are revealed by thePalu Sesar, Sulawesi, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 26 (17), h.2677-2680.
- Stewart, I.S. dan Hancock, P.L., 1994. Neotectonics. *Continental deformation*, h.370-409.
- Sudradjat, A. 1981. Investigating of Palu Valley, Centre of Sulawesi by Remote Sensing (in Bahasa Indonesia), *Thesis PhD*, ITB, Bandung.
- Sukamto, R. dan Simandjuntak, T.O., 1983. Tectonic relationship between geologic provinces of western Sulawesi, eastern Sulawesi, and Banggai-Sula in the light of sedimentological aspects. *Buletin Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi*, 7, h.1-12.
- Sukamto, R., 1973. Reconnaissance *Peta Geologi Lembar Palu, Sulawesi, Skala 1:250,000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Sukamto, R., 1975. The structure of Sulawesi in the light of plate tectonics. *Prosiding The Regional Conference on the Geology and Mineral Resources inh-east Asia*, Jakarta, h.1-25.

- Sukamto, R., 1982. *Peta Geologi Lembar Pangkajene dan Bagian Barat Watampone, Sulawesi. Skala 1:250,000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Sukamto, R., Amin, T.C., dan Sukarna, D., 2003. *Atlas Geologi dan Potensi Sumber Daya Energi Kawasan Indonesia Skala 1:10.000.000*. Pusat Survei Geologi.
- Sukamto, Sumadirdja, H., Suptandar, T., Hardjoprawiro, S., Sudana, D., 1996. Reconnaissance *Peta Geologi Lembar Palu, Sulawesi*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Sukido, Sukarna, D., dan Sutisna, K., 2011. *Peta Geologi Lembar Pasangkayu, Sulawesi*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Suparan, P. dan Rimbaman. 1992. *Laporan pendahuluan pemetaan geologi Kuarter Lembar Palu, Sulawesi Tengah*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Watkinson, I.M., dan Hall, R., 2017. Quaternary deformation and sedimentation along the Palu-Koro fault, Sulawesi. *Tectonophysics*, 705, h.87-101.
- Supartoyo, Cipta, A., Omang, A., Solikhin, A., dan Adiminarno, P., 2018. *Dibalik Pesona Palu, Bencana Melanda Geologi Menata, Cetakan Pertama*, ISBN: 978-602-9105-76-6, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Supartoyo, Cipta, A., Solikhin, A., Hidayati, S., dan Effendi, R., 2018. *Dibalik Pesona Palu, Bencana Melanda Geologi Menata, Cetakan Pertama*, ISBN: 978-602-9105-76-6, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Supartoyo, Surono, dan Putranto, E.T., 2014. *Katalog Gempa bumi Merusak Indonesia Tahun 1612-2014 (Edisi Kelima)*, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Badan Geologi, Departemen Energi dan Sumber Daya Mineral, 131h.
- Surmont, J., Laj, C., Kissel, C., Rangin, C., Bellon, H., dan Priadi, B., 1994. New Paleomagnetic constraints on the Cenozoic tectonic evolution of the North Arm of Sulawesi, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 121 (3), h.629 -638.
- Surono ., 1988a. Geology origin of the Southeast Sulawesi Continental Terrane, Eastern Indonesia. *Media Tektonik*, XX, 3, h.33-42
- Surono dan Sukarna, D., 1993. *Peta Geologi Lembar Sanana, Maluku*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi. Bandung
- Surono dan Sukarna, D., 1995. The Eastern Sulawesi Ophiolite Belt, Eastern Indonesia. A review of its origin with special reference to the Kendari area. *Journal of Geology and Mineral Resources*, 46, h.8 -16
- Surono, 1996. Sedimentology of the oolitic limestone succession of the Paleogene Tampakuran, South-east Sulawesi, Indonesia. *Prosiding The thirty-third Session of the Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geosciences Programme in East and South-east Asia (CCOP)*, 30 Oktober-2 November 1996.
- Surono, 1997. A provenance study of sandstones from the Meluhu Formation, east Sulawesi, Eastern Indonesia. *Journal of Geology and Mineral Resources*.
- Surono, 2010 a. *Geologi Lengan Tenggara Sulawesi. Publikasi Khusus*, Badan Geologi, KESDM, 161h.
- Suryaman, Danaryanto, H., Hadi, S., dan Suroto, 1995. Potensi Airtanah Cekungan Palu, Sulawesi Tengah. Laporan No. 22/PHTD/1995. Direktorat Geologi Tata Lingkungan. Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral. Departemen Pertambangan dan Energi.
- Suryaman, H. Danaryanto, Syamsul Hadi, dan Suroto, 1995. Laporan Potensi Airtanah Cekungan Palu, Sulawesi Tengah, Direktorat Geologi Tata Lingkungan. Direktorat Jenderal Geologi dan Sumberdaya Mineral, Departemen Pertambangan dan Energi, Bandung
- Suwarman, R., Herho, S., Belgaman, H., Ichinyanagi, K., Uesugi, T., Irawan, D., Yosa, I., Utami, A., Prayogo, S., dan Aldrian, E., 2024. Imc-precip-iso: Open monthly stable isotope data of precipitation over the Indonesian mari-

- time continent. *Journal of Data, Information and Management*.
- Terzaghi, K.V., 1925. *Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage*. F. Deuticke (Leipzig & Wien).
- Thein, P. S., Pramumijoyo, S., Brotopuspito, K. S., Kiyono, J., Wilopo, W., Furukawa, A., Setianto, A., dan Putra, R.R., 2015. Estimation of S-wave Velocity Structure for Sedimentary Layered Media Using Microtremor Array Measurements in Palu City, Indonesia. *Procedia Environmental Sciences*, 28, h.595-605. DOI: 10.1016/j.proenv.2015.07.070
- Tika, T.E., Vaughan, P.R., dan Lemos, L.J.L.J., 1996. Fast shearing of pre-existing shear zones in soil. *Geotechnique*, 46 (2), h.197-233.
- Tim Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI, 2019. h.12
- Tjia, H.D., 1981. Examples of young tectonism in eastern Indonesia. In: Barber dan Wirjosujono. The geology and tectonics of eastern Indonesia. Geological Research and Development Centre, Bandung, Special Publication, 2, h.89-104
- Tjia, H.D. dan Zakaria, T.H., 1974. Palu-Koro strike-slip Sesar zone, Central Sulawesi, Indonesia. *Sains Malaysiana*, 3 (1), h.65-86.
- Tohari, A., Wardhana, D.D., Hanif, M., dan Koizumi, K., 2021. Understanding of subsurface conditions controlling flow liquefaction occurrence during the 2018 Palu earthquake based on resistivity profiles. *E3S Web of Conferences* 331, (03002).
- Triyono, R., Widiyantoro, S., Zulfakriza, Supendi, P., Rahman, A.S., Gunawan, M.T., Oktavia, N.H., Rahmatullah, F.S., Fadhilah, F.Z., Habibah, N.F., Sativa, O., Permana, D., Wallansha, R., Octantyo, A.Y., Persada, Y.D., Pranata, B., dan Sujabar, 2024. Investigation of Liquefaction in Balaroa, Petobo, and Jonooge (Central Sulawesi, Indonesia) Caused by the 2018 Palu Earthquake Sequence. *Journal of Engineering and Technological Sciences*, 56 (3), h.317-328 ISSN: 2337-5779 DOI: 10.5614/j.eng.technol.sci.2024.56.3.1.
- Tsuji, T., Ishibashi, J., Ishitsuka, K., and Kamata, R., 2016. Horizontal sliding of kilometre-scale hot spring area during the 2016 Kumamoto Earthquake. *Sci Rep.*, 2017 (7), 42947h.
- United State Geological Survey (USGS), 2018, M.75-70km N of Palu, Indonesia, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us1000h3p4/executive>.
- Upomo, T.C., Chang, M., Kusumawardani, R., Prayitno, G.A., Kuo, C.P., dan Nugroho, U., 2023. *Assessment of Petobo flowslide induced by soil liquefaction during 2018 Palu-Donggala Indonesian earthquake*. Sustainability, 15(6), 5371.
- USGS/Wikipedia., 1964. M 7.6 - 24 km NW of Murakami, Japan <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem866844/executive>
- Valkaniotis, S., Ganas, A., Tsironi, V., dan Barberopoulou, A., 2018. A preliminary report on the M7.5 Palu earthquake co-seismic ruptures and landslides using image correlation techniques on optical satellite data. *European-Mediterranean Seismological Centre*, h.1-15.
- Van Ballegooy, S., Malan, P.J., Jacka, M.E., Lacrosse, V.I.M.F., Leeves, J.R., Lyth, J.E., dan Cowan, H., 2012. Methods for characterising effects of liquefaction in terms of damage severity. *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, Portugal.
- Wagner, J.F. (2013), *Mechanical properties of clays and clay minerals*. In: Bergaya and Lagaly (Eds.), *Handbook of Clay Science: Developments in Clay Science*, 5A, h.347-381). Elsevier.
- Wafid, M., Sassa, K., dan Fukuoka, H., 2004b. *Deformation of Saturated Sandy Soils under Shearing in Ring Shear Test*. Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.
- Wafid, M., Sassa, K., Fukuoka, H., dan Wang, G., 2004c. Evolution of Shear Zone Structure in Undrained Ring Shear Tests. *Landslides*, 2, h.101-112.
- Wakita, K., 2000. Cretaceous accretionary-collision complexes in central Indonesia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, h.739-749.

- Wakita, K., Sopaheluwakan, J., Miyazaki, K., dan Zulkarnain, I., 1996. Tectonic evolution of the Bantimala Complex, South Sulawesi, Indonesia. Geological Society, London, *Special Publications*, 106 (1), h.353 -364.
- Wallace, R.E., 1990. The San Andreas Sesar system, California. Washington D.C., US Government Printing Office.
- Walpersdorf, A., Vigny, C., Subarya, C., dan Manurung, P., 1998. Monitoring of the Palu-Koro Sesar (Sulawesi) by GPS. *Geophysical Research Letters*, 25 (13), h.2313-2316.
- Wang, C.Y., Manga, M., Dreger, D., dan Wong, A., 2004. Streamflow increase due to rupturing of hydrothermal reservoirs. Evidence from the 2003 San Simeon, California, Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 31 (10), L10502.
- Wang, F. dan Sassa, K., 2000. *Description of ring-shear apparatus and testing methodology for measurement of excess pore water pressure and saturation ($BD \geq 0.95$) following isotropic consolidation at 50 kPa normal stress*. Kyoto University, DPRI.
- Wardhana, D.D., Muslim, D., Zakaria, Z., Tohari, A., dan Soebowo, E., 2024. Identification of Subsurface Structure Causing Liquefaction in Palu City Based on Gravity Anomaly. *International Conference on Geological Engineering*.
- Watkinson, I.M., 2011. Ductile flow in the metamorphic rocks of central Sulawesi. *Geological Society, London, Special Publications*, 355 (1), h.157 -176.
- Watkinson, I.M. dan Hall, R., 2019. Impact of communal irrigation on the 2018 Palu earthquake-triggered landslides. *Nature Geoscience*, 12 (11), h.940-945.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.
- Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimazaki, K., dan Matsuda, T., 1984. Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74 (2), h.687-708.
- Widodo, L.E., Prasetyo, S.H., Simangunsong, G.M., dan Iskandar, I., 2022. Role of the confined aquifer in the mechanism of soil liquefaction due to the 7.5 Mw earthquake in Palu (Indonesia) on 28 September 2018. *Hydrogeology Journal*, 30(6), 1877-1898. DOI: 10.1007/s10040-022-02516-2.
- Widodo, L.E., Simangunsong, G.M., Iskandar, I., dan Prasetyo, S.H., 2019. Peran akuifer tertekan dalam eskalasi likuifaksi Palu akibat gempa Palu tanggal 28 September 2018 - Sebuah hipotesis. *Pertemuan Ilmiah Tahunan ke-4 Perhimpunan Ahli Air Tanah Indonesia (PAAI)*.
- Widyaningrum, R., 2012. Laporan Penyelidikan geologi teknik potensi likuifaksi daerah Palu, Provinsi Sulawesi Tengah. Pusat Sumber Daya Air Tanah dan Geologi Lingkungan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung.
- Wilson, M.E.J. dan Moss, R., 1999. The study focuses on the Cenozoic paleogeographic evolution of Sulawesi and Kalimantan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145, h.303-337.
- Wood, R.M. dan Mallard, D.J., 1992. When is a Sesar 'extinct'. *Journal of the Geological Society*, 149 (2), h.251-254.
- Xenaki, V.C. dan Athanasopoulos, 2003. Liquefaction resistance of sand-silt mixtures: an experimental investigation of the effect of fines. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 23 (3), h.1-12.
- Yoshida, M., Setiawan, H., Miyajima, M., Ono, Y., Kosa, K., Serikawa, Y., dan Fukawa, H., 2020. Factors to liquefaction-induced ground flow during the 2018 Sulawesi earthquake, Indonesia. *Journal of Japan Society of Civil Engineers*, Ser. A1 (Structural Engineering and Earthquake Engineering), 76 (4), I-647-I-655.
- Youd, T.L., Idriss, I.M., Andrus, R.D., Arango, I., Castro, G., Christian, J.T., Dobry, R.,

- Finn, W.D.L., Harder Jr, L.F., Hynes, M.E., Ishihara, K., Koester, J.P., Liao, S.S.C., Marcuson, W.F., Martin, G.R., Mitchell, J.K., Moriwaki, Y., Power, M.S., Robertson, P.K., Seed, R.B., dan Stokoe, K.H., 2001. Liquefaction resistance of soils: Summary report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF workshops on evaluation of liquefaction resistance of soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(10), h.817-833.
- Yuwono, Y S., Bellon, H., Soeria-Atmadja, R., dan Maury, R.C., 1985. Neogene and The study focused on Pleistocene volcanism in South Sulawesi. *Prosiding Ikatan Ahli Geologi Indonesia*, 14, h.169-179.
- Zoback, M.D. dan Zoback, M.L., 1991. Tectonic stress field of North America and relative plate motions. *Neotectonics of North America*, 1, h.339-366.

PENYUSUN DAN PENYUNTING

Penyusun:

Muhammad Wafid A.N. (Ahli Likuefaksi – Badan Geologi)
Suyono (Ahli Sedimentologi - PATGTL)
Taufiq Wira Buana (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
Sukahar Eka Adi Saputra (Ahli Tektonik - PSG)
Akbar Cita (Ahli Geomorfologi - PSG)
Munib Ikhwatun Iman (Ahli Hidrogeologi - PATGTL)
Supartoyo (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Rio Alcanadre Tanjung M., (Ahli Geologi Kuarter - PSG)
Luli Gustiantini (Ahli Geologi Kelautan - BBSPGL)
Firman Maliki Abdullah (Ahli Hidrogeologi - PATGTL)
Ryan Nur Rahdiana (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
Wawan Hermawan (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
William Pradana Solu (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
Athanasius Cipta (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Merry Christina Natali (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Imam Catur Priambodo (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Risna Widyaningrum (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
Amalfi Omang (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Purnomo Rahardjo (Ahli Geologi Kelautan - BBSPGL)
Joko Wahyudiono (Ahli Struktur Geologi - PSG)
Yudhicara (Ahli Tsunami - PVMBG)
Irwan Hidayat Suherman (Ahli Oseanografi - BBSPGL)
Akhmad Solikhin (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Taat Setiawan (Ahli Hidrogeologi - PATGTL)
Abdullah Husna (Ahli Hidrogeologi - PATGTL)
Fadlianto Nurfalah (Ahli Kegempaan - PVMBG)
Ex Marwanto (Ahli Geologi Teknik - PATGTL)
Ibrahim Mandi (Ahli Geomorfologi - PSG)
Nurmaliah (Ahli Geofisika - PSG)
Rohman (Ahli Geologi Kuarter - PSG)

Penyunting Teknis

Hermes Panggabean (Ahli Geologi Mineral dan Perminyakan - Profesional Geologi)
Wahyu Wilopo (Ahli Geologi Lingkungan - Universitas Gadjah Mada)
Sri Hidayati (Ahli Vulkanologi - PVMBG)

Penyunting Bahasa

Nenen Adriyani (Ahli Bahasa Indonesia dan Bahasa Inggris - Profesional)
Atep Kurnia (Ahli Bahasa Indonesia dan Bahasa Inggris - PSDMBP)

Likuefaksi Tipe Palu

Fenomena Alam Unik di Dunia, Suatu Tinjauan Geologi Komprehensif

Kejadian gempa bumi dan bahaya ikutan berupa likuefaksi yang terjadi di Kota Palu dan sekitarnya pada tanggal 28 September 2018 mengakibatkan dampak yang sangat besar, khususnya di wilayah Petobo, Balaroa, dan Jono Oge. Berdasarkan data pasca bencana, korban jiwa yang tercatat mencapai 2.081 orang, dengan jumlah korban terbanyak di Kota Palu (1.706 jiwa) yang dilaporkan BNPB hingga 25 Oktober 2018.

Likuefaksi Tipe Palu sendiri merupakan fenomena khas dan spesifik yang terjadi di wilayah Palu, khususnya di kawasan Balaroa dan Petobo, berupa aliran tanah massif yang terbentuk akibat interaksi kompleks antara faktor geologi, hidrogeologi, dan tektonik. Kejadian ini dipicu oleh kombinasi kondisi kipas aluvial dengan litologi lepas, keberadaan akuifer bertekanan, serta terbentuknya retakan vertikal akibat aktivitas tektonik, yang secara bersama-sama menghasilkan aliran tanah destruktif pascagempa.

Melalui kajian sedimentasi, struktur dan tektonik, hidrogeologi, dan geologi teknik yang disajikan, buku ini diharapkan menjadi rujukan strategis bagi pengambil kebijakan, akademisi, praktisi kebencanaan, serta masyarakat luas dalam memahami risiko likuefaksi dan menyusun langkah mitigasi yang tepat. Badan Geologi sebagai bagian dari Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, yang berfokus pada penyelidikan dan pelayanan sumber daya energi dan mineral, berkomitmen untuk terus-menerus berikhtiar melindungi masyarakat dari berbagai bencana geologi.



BADAN GEOLOGI
KEMENTERIAN ESDM