

SKRIPSI

**IDENTIFIKASI JEJAK PALEOTSUNAMI
PADA DAERAH PANTAI LUMPUE KECAMATAN BACUKIKI BARAT
KOTA PAREPARE PROVINSI SULAWESI SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**NATASYA SEPTIANTI
D061181327**



**DEPARTEMEN TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN**

**MAKASSAR
2023**

SKRIPSI

**IDENTIFIKASI JEJAK PALEOTSUNAMI
PADA DAERAH PANTAI LUMPUE KECAMATAN BACUKIKI BARAT
KOTA PAREPARE PROVINSI SULAWESI SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**NATASYA SEPTIANTI
D061181327**

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana Strata Satu (S-1) pada Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin

**DEPARTEMEN TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN**

**MAKASSAR
2023**

LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

**IDENTIFIKASI JEJAK PALEOTSUNAMI
PADA DAERAH PANTAI LUMPUE KECAMATAN BACUKIKI BARAT
KOTA PAREPARE
PROVINSI SULAWESI SELATAN**

Disusun dan diajukan oleh

**NATASYA SEPTIANTI
D061181327**

Telah dipertahankan dihadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Studi Program Sarjana Studi Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin pada tanggal 26 Juni 2023 dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama

Pembimbing Pendamping




Dr. Ir. Safri Burhanuddin, DEA.
NIP. 19610724 198810 1 001



Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M. T.
NIP. 19671119 199802 2 001

Mengetahui,
Ketua Departemen Teknik Geologi
Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin


Dr. Eng. Hendra Pachri, S.T., M.Eng
NIP. 19771214 200501 1 002

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan dibawah ini :

Nama : NATASYA SEPTIANTI

NIM : D061181327

Program Studi : TEKNIK GEOLOGI

Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul
{ IDENTIFIKASI JEJAK PALEOTSUNAMI PADA DAERAH PANTAI
LUMPUE KECAMATAN BACUKIKI BARAT KOTA PAREPARE
PROVINSI SULAWESI SELATAN }

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambilan alihan tulisan orang lain dan bahwa skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Semua informasi yang ditulis dalam skripsi yang berasal dari penulis lain telah diberi penghargaan, yakni dengan mengutip sumber dan tahun penerbitannya. Oleh karena itu semua tulisan dalam skripsi ini sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Apabila ada pihak manapun yang merasa ada kesamaan judul dan atau hasil temuan dalam skripsi ini, maka penulis siap untuk diklarifikasi dan mempertanggungjawabkan segala resiko.

Segala data dan informasi yang diperoleh selama proses pembuatan skripsi, yang akan dipublikasi oleh Penulis di masa depan harus mendapat persetujuan dari Dosen Pembimbing.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut

Makassar, 26 Juni 2023

Yang Menyatakan




Natasya Septianti

ABSTRAK

NATASYA SEPTIANTI. Identifikasi Jejak Paleotsunami Pada Daerah Pantai Lumpue Kecamatan Bacukiki Barat Kota Parepare Provinsi Sulawesi Selatan
(dibimbing oleh Safri Burhanuddin dan Haerany Sirajuddin)

Daerah Pantai Lumpue merupakan wilayah terdapatnya jejak paleotsunami. Gempa yang terjadi pada 11 April 1967 di Polewali Mandar dengan magnitudo 6,3 SR menimbulkan tsunami dan pada tanggal 23 Februari 1969 dengan magnitudo 6,9 SR disertai tsunami (BMKG, 2021). Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis jejak paleotsunami dan mengidentifikasi karakteristik sedimen endapan paleotsunami pada daerah penelitian. Metode berupa pengamatan kondisi morfologi, geologi, sedimentasi, mikrofotografi dan *smear slide*. Dari hasil penelitian Ditemukannya bongkah – bongkah terumbu karang yang berdiameter sekitar 10-100 cm tersebar pada pasir karang bercampur sedimen asal darat. Berdasarkan susunan data *trenching* menunjukkan dari bawah keatas yaitu lapisan 1 kerakal batuan beku bercampur pasir kasar – halus sedikit bongkah – bongkah karang dengan ketebalan > 40 cm, di bagian atasnya yaitu lapisan 2 merupakan percampuran sedimen asal darat dan pasir karang sekitar 60% : 40% dengan ketebalan \pm 20 cm, terdapat bongkah – bongkah karang dan batuan beku; kemudian lapisan 3 terdapat lapisan lempung karbon setebal \pm 6 cm. Selanjutnya lapisan 4 berupa pasir sedang – lanau dengan ketebalan \pm 38 cm, komponennya pasir asal darat bercampur pasir karang sekitar 75% : 25%. Dari hasil pengamatan, tampak perbandingan yang mencolok dengan sedimen pantai pada umumnya dengan kandidat endapan tsunami pada lapisan 2 dan 3. Terdapat material sedimen dasar pantai yang cukup banyak membentuk akumulasi sedimen di sepanjang pantai membentuk undak, dan terdapat cekungan atau rawa – rawa pantai.

Kata kunci : Jejak, Endapan, Paleotsunami, Tsunami, Lumpue

ABSTRACT

NATASYA SEPTIANTI. *Identification of Paleotsunami Trace in The Lumpue Beach Area, Bacukiki Barat District, Parepare City South Sulawesi Province (guided by Safri Burhanuddin dan Haerany Sirajuddin)*

The Lumpue Beach area is an area where there are traces of a paleotsunami. The earthquake that occurred on 11 April 1967 in Polewali Mandar with a magnitude of 6.3 SR caused a tsunami and on 23 February 1969 with a magnitude of 6.9 SR was accompanied by a tsunami (BMKG, 2021). This study aims to analyze paleotsunami traces and identify the characteristics of paleotsunami deposit sediments in the study area. Methods include observing morphology, geology, sedimentation, microphotography and smear slides. From the results of the study, it was found that coral reefs with a diameter of about 10-100 cm were scattered on coral sand mixed with terrestrial sediments. Based on the arrangement of the trenching data, it shows from the bottom up that is layer 1 of igneous cobble stone mixed with coarse fine sand, a few pieces of coral with a thickness of > 40 cm, at the top, layer 2, is a mixture of sediments from land origin and coral sand around 60% : 40% with a thickness of ± 20 cm, there are chunks of coral and igneous rock; then in layer 3 there is a layer of carbon clay ± 6 cm thick. Then layer 4 is in the form of medium sand – silt with a thickness of ± 38 cm, the components are sand from land mixed with coral sand around 75%: 25%. From the observations, there is a striking comparison with coastal sediments in general with tsunami deposit candidates in layers 2 and 3. There is quite a lot of beach bottom sediment material that forms sediment accumulation along the coast to form terraces, and there are basins or coastal swamps.

Keywords : *Traces, Deposit, Sediments, Paleotsunami, Tsunami, Lumpue*

DAFTAR ISI

HALAMAN SAMPUL	i
HALAMAN TUJUAN	ii
HALAMAN PENGESAHAN	iii
PERNYATAAN KEASLIAN	Error! Bookmark not defined.
ABSTRAK	v
ABSTRACT	vi
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR FOTO	x
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR TABEL	xiii
DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL	xiv
DAFTAR LAMPIRAN	xv
KATA PENGANTAR	xvi
BAB 1 PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Maksud dan Tujuan.....	2
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Manfaat Penelitian.....	3
1.5 Letak dan Kesampaian Daerah.....	3
1.6 Alat dan Bahan.....	4
1.7 Peneliti Terdahulu.....	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	7
2.1 Geologi Regional.....	7
2.2 Tsunami.....	8
2.1.1 Ciri-Ciri Gelombang Tsunami.....	8
2.1.2 Penyebab Tsunami.....	8
2.1.2.1 Aktivitas Seismik.....	8
2.1.2.2 <i>Submarine and Subaerial Gravitative MassWastings</i>	10
2.1.2.3 Vulkanisme.....	11
2.1.2.4 Pengaruh Atmosfer.....	13

2.1.2.5	Pengaruh Meteorit.....	15
2.1.3	Klasifikasi Tsunami.....	15
2.1.3.1	Tsunami Atmosfer.....	15
2.1.3.2	Tsunami Lokal.....	16
2.1.3.2	Mikrotsunami.....	16
2.1.3.4	Tsunami Lintas Samudera.....	16
2.1.3.5	Paleotsunami.....	16
2.1.3.6	Tsunami Regional.....	17
2.1.3.7	Teletsunami (Tsunami Juah)	17
2.3	Endapan Tsunami.....	17
2.4	Identifikasi Endapan Tsunami.....	22
2.5	Sedimen dan Geomorfologi Jejak Tsunami.....	24

BAB III METODE DAN TAHAPAN PENELITIAN.....32

3.1	Metode Penelitian.....	33
3.2	Tahapan Penelitian.....	33
3.2.1	Tahap Persiapan.....	33
3.2.1.1	Tahap Pembuatan Proposal Penelitian.....	33
3.2.1.2	Tahap Pengurusan Administrasi.....	34
3.2.1.3	Tahap Studi Penelitian.....	34
3.2.2	Tahap Penelitian Lapangan.....	35
3.2.3	Tahap Analisi Data.....	36
3.2.4	Tahap Penyusunan Laporan.....	36
3.2.5	Tahap Presentase Laporan.....	36

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....38

4.1	Kerangka dan Struktur Geologi.....	38
4.2	Fisiografi Pantai.....	41
4.3	Hidrodinamika Pantai.....	42
4.3.1	Gelombang.....	42
4.3.2	Arus.....	42
4.3.1	Pasang Surut.....	42
4.4	Identifikasi Endapan Tsunami.....	43
4.4.1	Sedimen dan Sedimentasi.....	44
4.4.2	Seismisitas.....	45
4.4.3	Jejak Endapan Tsunami.....	47
4.4.3.1	Rombakan Terumbu Karang	47
4.4.3.2	Pencampuran Sedimen Asal Darat dan Laut.....	48
4.4.4	Undak dan Rawa Pantai.....	53

BAB IV PENUTUP	54
5.1 Kesimpulan.....	54
5.2 Saran.....	55
DAFTAR PUSTAKA.....	56
LAMPIRAN	

DAFTAR FOTO

Foto 4.1 Fisiografi Pantai Lumpue cekung ke arah darat.....	41
Foto 4.2 Bongkahan terumbu karang yang disebabkan oleh gelombang yang menerjang Pantai Lumpue.....	48
Foto 4.3 Kenampakkan pencampuran bongkahan dan batuan beku pada pasir pantai.....	49
Foto 4.4 Kenampakkan sisipan lempung karbon setebal 6 cm pada lapisan 3.....	51
Foto 4.5 Kenampakkan pasir pantai dan campuran pasir karang dan pasir darat sekitar 75%:25% pada lapisan 4.....	51
Foto 4.6 Kenampakkan bongkah-bongkah karang yang didapatkan pada lapisan 1 dan 2.....	52
Foto 4.67 Undak pantai yang dihasilkan dari endapan gelombang.....	54
Foto 4.7 Cekungan rawa pantai yang diindikasikan hasilkan dari gelombang gelombang tsunami.....	54

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Peta Tunjuk Lokasi.....	4
Gambar 2.1	Pembangkitan gelombang tsunami akibat pengangkatan tiba-tiba dasar laut selama gempa bumi dengan fokus dangkal di bawah laut (UNESCO-IOC, 2006).....	9
Gambar 2.2	Timbulnya tsunami dan arus kekeruhan yang disebabkan oleh longsor bawah laut (TEN BRINK et al, 2014). Perhatikan bahwa sebagian besar energi gelombang difokuskan pada dua arah yang berlawanan di sepanjang sumbu luncuran, yang berbeda dengan pancaran memanjang yang biasanya ditemukan untuk tsunami seismogenik.....	11
Gambar 2.3	Generasi bertahap dari meteotsunami di landas kontinen dan saluran masuk laut yang terkait dengan berlalunya gangguan atmosfer dari beberapa hektopaskal yang bergerak dengan kecepatan u (MONSERRAT, 2006). Diagram ini didasarkan pada meteotsunami yang terjadi di Teluk Nagasaki di barat daya Jepang pada tanggal 31 Maret 1979. Meteotsunami berhubungan erat dengan munculnya efek resonansi eksternal dan internal serta <i>shoaling</i> dan <i>funneling</i> gelombang.....	14
Gambar 2.4	<i>Endapan tsunami yang dicirikan oleh adanya struktur rip – up clast</i>	19
Gambar 2.5	Fitur sedimen endapan tsunami (tsunami) versus endapan badai (<i>tempestites</i>) menurut MORTON dkk (2007) dan SHIKI dkk (2008). Ukuran butir meningkat dengan tingkat horizontal dari lapisan yang diilustrasikan.....	27

Gambar 2.6 Tinggi gelombang yang dihitung dari tsunami yang disebabkan oleh kosmik di laut lepas bergantung pada diameter meteorit (2 m hingga 1.000 m) dan jarak dari lokasi tumbukan (DAWSON & STEWART, 2007). Perhitungan didasarkan pada kecepatan tumbukan 20 km s^{-1} , kepadatan meteorit 3 g cm^{-3} dan kedalaman air konstan 4.000 m tidak termasuk gelombang efek

Gambar 2.7 a) Deposit energi tinggi terkait dengan tsunami Peru 2001 di La Quinta. Foto dengan jelas menunjukkan kontak erosi yang lebih rendah, *rip-up clasts* dari unit di bawahnya, urutan *fining-upward* dan lapisan lumpur internal (MORTON dkk, 2007). b) Vibracore AKT 40 menunjukkan historis dampak tsunami di Teluk Ambrakian di barat laut Yunani. Stratigrafi dicirikan oleh ciri khas sedimen endapan tsunami, termasuk ketidakselarasan erosi basal, banyak makrofosil laut, gradasi normal dan *rip-up clasts* lempung hingga berlumpur dari unit di bawahnya (RÖBKE, 2016)29

Gambar 4.1 Peta Geologi Daerah Pantai Lumpue.....40

Gambar 4.2 Grafik Pasang Surut Pantai Lumpue dalam waktu 24 jam pengukuran manual.....43

Gambar 4.2 Rekonstruksi sumber gempa bumi dan tsunami Sulawesi pada tahun 1969 tepatnya pada daerah Majene 23 Februari 1969 (Pranantyo, dkk. 2021)45

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1	Hubungan antara magnitudo gempa Richter, magnitudo tsunami Imamura-Iida dan ketinggian <i>run-up</i> maksimum, berdasarkan analisis sekitar 100 tsunami yang tercatat di Jepang antara tahun 1700 dan 1960 (setelah IIDA 1963)	22
Tabel 2.2	Perbedaan antara tsunami dan badai berdasarkan karakter arus Morton dkk. (2007)	41
Tabel 2.3	Perbedaan endapan tsunami dan badai berdasarkan karakter sedimen (Morton dkk., 2007)	43
Tabel 3.1	Diagram Alir Metode dan Tahapan Penelitian.....	58

DAFTAR SINGKATAN DAN ARTI SIMBOL

Lambang/Singkatan	Arti dan Keterangan
N	North
E	East
°	Derajat
‘	Menit
“	Detik
LS	Lintang Selatan
BT	Bujur Timut
Cal	Kalsit
Prx	Piroksin
Ca	Carbon
Hbl	Horblende
Qtz	Kuarsa
Bt	Biotit
Rf	Rock Fragment
Ort	Orthoklas
Opq	Opaq
Mc	Mikrokristalin
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
M	meter
Km	kilometer
Cm	Sentimeter
Mm	milimeter
<	Lebih Besar
%	Persen
HCL	Hidro Klorida
M	Molaritas
±	Kurang Lebih
Mdpl	Meter diatas permukaan laut
X	Kali
-	Hingga

DAFTAR LAMPIRAN

Deskripsi Mikfotorografi

Deskripsi *Smear slide*

Kolom Sedimen *Trenching*

Tabel Data Gelombang

Tabel Data Arus

Tabel Data Pasang Surut

Peta Geologi

Peta Pengambilan Data

KATA PENGANTAR

Shalom Aleichem b'Shem Ha Mashiach

Puji syukur senantiasa penulis panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa karena berkat, kasih karunia dan anugerahnya, penelitian yang berjudul **“Identifikasi Jejak Paleotsunami pada Daerah Pantai Lumpue Kecamatan Bacukiki Barat Kota Parepare Provinsi Sulawesi Selatan”** ini dapat terselesaikan.

Pada kesempatan ini, penulis ingin mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membimbing, mengarahkan dan membantu penulis dalam penyusunan laporan pemetaan geologi ini, khususnya kepada:

1. Bapak **Dr. Ir. Safri Burhanuddin, DEA.** sebagai Dosen Pembimbing Utama yang telah membimbing, mengarahkan, dan memberikan saran serta masukan dalam penyusunan laporan.
2. Ibu **Dr. Ir. Haerany Sirajuddin, M. T.** sebagai Dosen Pembimbing Pendamping yang telah membimbing, mengarahkan, dan memberikan saran serta masukan dalam penyusunan laporan.
3. Bapak **Dr. Ir. Kaharuddin MS, M. T** sebagai Dosen yang juga telah membimbing, mengarahkan, dan memberikan saran serta masukan dalam penyusunan laporan.
4. Bapak **Dr. Ir. Busthan Azikin, M.T.** sebagai dosen penguji yang telah memberikan saran dan masukan kepada penulis dalam penyusunan Pemetaan serta ilmu yang bermanfaat telah diberikan dalam perkuliahan selama ini.

5. Bapak **Dr. Sultan, S. T., M.T.** sebagai dosen penguji yang telah memberikan saran dan masukan kepada penulis dalam penyusunan Pemetaan serta ilmu yang bermanfaat telah diberikan dalam perkuliahan selama ini.
6. Bapak **Dr. Eng. Hendra Pachri, S. T., M. Eng.** sebagai Ketua Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin
7. Seluruh Bapak dan Ibu Dosen Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin yang telah memberikan bimbingannya.
8. Seluruh Staf Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin.
9. Ibu **Hj. Nustang, S. Pd** dan keluarga yang telah memberikan tumpangan menginap selama pengambilan data lapangan.
10. Ibunda **Salmiati, A. Md**, Kakek **Matius Ba'ka**, Nenek **Jamaena**, Ayahanda **Zet Londong Tasik Pasoloran, S. T** dan seluruh keluarga besar penulis yang selalu memberikan motivasi, dukungan, semangat dan bantuan kepada penulis, baik bantuan moril maupun materil, serta doa restu yang senantiasa terucapkan tiada henti yang kemudian menjadi sumber semangat bagi penulis selama ini.
11. Saudara **Aldion Yuda Seprianto** dan **Zainuddin Nukuhaly** yang telah mendampingi penulis selama pengambilan data lapangan
12. Saudara **Semuel Elnas Minggu Saleh, S. T, Faisal, S. T, Anugrah Indah Nursanti Sahir, S. T, Nurul Ikhsan, S. T, dan, Armia Riady, S.T, Andi Ahmad Abdillah Hikmah, S. T, dan Nasrul** yang telah mendampingi penulis selama pengolahan data, serta menjadi penyemangat bagi penulis selama menjalani perkuliahan

13. **Keluarga *Level Up*, KMKO Teknik dan KMKO Geologi** yang menjadi pelabuhan dikala sedih, bingung dan senang selama perkuliahan
14. Saudara dan Saudari seperjuangan ***Xenolith 18*** yang menjadi ruang untuk berdiskusi serta telah memberikan banyak dukungan kepada penulis. Terima kasih banyak atas segala suka, duka, semangat dan kekeluargaan selama penulis dalam masa studi di Departemen Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Hasanuddin.
15. **Seluruh anggota HMG FT-UH, SM-IAGI UH-SC dan WELCOME09** untuk segala kebersamaan yang telah dilalui selama proses pembelajaran sebagai seorang mahasiswa.
16. Seluruh pihak yang turut membantu penulis sampai detik ini yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu.

Penulis menyadari bahwa penyusunan laporan ini masih sangat jauh dari kesempurnaan, sehingga segala saran dan kritik yang sifatnya membangun sangat diperlukan dalam penyempurnaan laporan ini.

Akhir kata penulis mohon maaf kepada semua pihak apabila terdapat kesalahan kata dalam laporan ini dan semoga laporan ini dapat berguna bagi semua pihak yang menggunakannya. Amin.

Makassar, 27 Maret 2023

Penulis

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Sebagai salah satu dari beberapa negara yang terletak di Kawasan Tektonik Asia Tenggara, Indonesia terletak pada zona aktivitas seismik dan volkanisme yang signifikan. Dikelilingi oleh *Indo-Australian plate* dan *Philippine Sea plate* yang menunjam di bawah *Eurasian plate* dengan lima pulau besar dan beberapa semenanjung, Indonesia telah mengalami ribuan gempa bumi dan ratusan tsunami selama 400 tahun lalu (Aydan, 2008). Intensitas gempa bumi dan volkanisme yang tinggi disebabkan karena terbentuknya *Ring of Fire* dan jalur subduksi yang sebagian besar pusat gempunya berada di dasar Samudra sehingga menyebabkan Indonesia menjadi salah satu wilayah yang rawan terhadap bencana alam.

Pulau Sulawesi terletak pada zona pertemuan diantara tiga pergerakan lempeng besar yaitu pergerakan lempeng Hindia-Australia dari Selatan kecepatan rata – rata 7 cm/tahun, lempeng Pasifik dari arah Timur dengan kecepatan sekitar 6 cm/tahun dan lempeng Asia bergerak relatif pasif ke tenggara ± 3 cm/tahun. Perkembangan tektonik di kawasan Pulau Sulawesi berlangsung sejak zaman Tersier hingga sekarang, sehingga bentuknya yang unik menyerupai huruf “K”, dan termasuk daerah teraktif di Indonesia, mempunyai fenomena geologi yang kompleks dan rumit. manifestasi tektonik yang ditimbulkan berupa patahan dan gunungapi dapat menimbulkan gempa, tsunami dan bencana geologi lainnya. (Kaharuddin dkk, 2011).

Sulawesi Selatan menjadi salah satu wilayah yang berpotensi terjadi tsunami. Daerah Pantai Lumpue dan sekitarnya merupakan kandidat wilayah terdapatnya jejak paleotsunami. Pantai Lumpue salah satu daerah yang terkena dampak tsunami Majene pada 11 April 1967 di Polewali Mandar dengan magnitudo 6,3 SR yang menimbulkan tsunami dan pada tanggal 23 Februari 1969 dengan magnitudo 6,9 SR juga disertai tsunami (BMKG, 2011), berdampak di sepanjang pantai Barat Sulawesi Barat dan sebagian pantai Sulawesi Selatan, termasuk Pantai Lumpue Parepare akibat dari aktivitas gerak sesar Walanae Barat – Paternoster dengan sesar naik Selat Makassar (Sirajuddin dkk, 2022). Kurangnya literatur menyebabkan penelitian jejak paleotsunami untuk melengkapi catatan menjadi penting untuk dilakukan dalam rangka memperpanjang rekaman kejadian tsunami untuk keperluan mitigasi. Oleh karenanya, jejak paleotsunami tersebut menarik untuk diteliti mengingat belum adanya rekaman tsunami yang tercatat di daerah Pantai Lumpue, Kota Parepare.

1.2 Maksud dan Tujuan

Maksud dari penelitian Tugas Akhir ini adalah untuk mengidentifikasi jejak paleotsunami di Daerah Pantai Lumpu Kota Parepare.

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menganalisis jejak paleotsunami di Daerah Pantai Lumpue, Kecamatan Bacukiki Barat Kota Parepare.
2. Mengidentifikasi karakteristik sedimen endapan paleotsunami di Daerah Pantai Lumpue, Kecamatan Bacukiki Barat, Kota Parepare.

1.3 Batasan Masalah

Penelitian ini dilakukan dengan membatasi masalah pada studi geologi dan identifikasi karakteristik sedimen sebagai jejak paleotsunami, Daerah Pantai Lumpue, Kecamatan Bacukiki Barat, Kota Parepare, Provinsi Sulawesi Selatan.

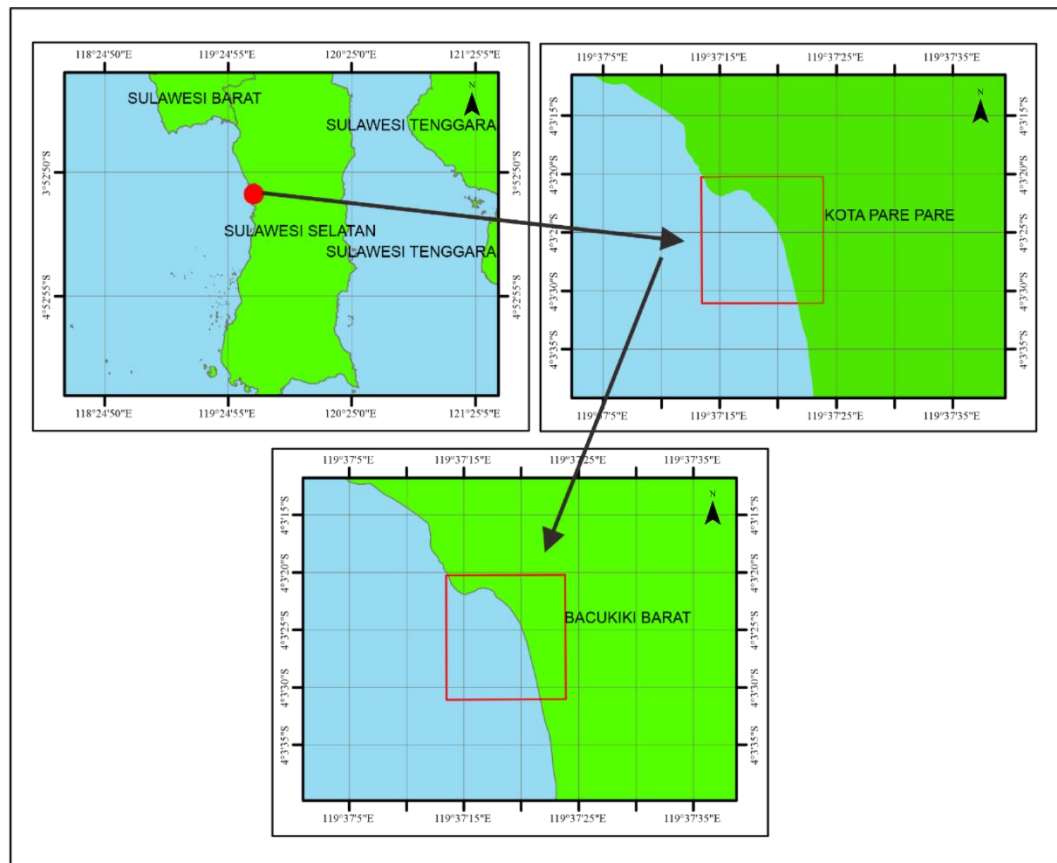
1.4 Manfaat Penelitian

Hasil dari penelitian ini diharapkan dapat memberikan informasi mengenai kejadian bencana tsunami yang terjadi pada masa lampau serta dapat meningkatkan mitigas untuk mengenali risiko, kesadaran akan risiko bencana, perencanaan penanggulangan untuk melakukan pencegahan sebelum suatu bencana terjadi sampai dengan penanganan usai suatu bencana terjadi. Hasil penelitian ini kemudian dapat digunakan sebagai acuan untuk penelitian lebih lanjut dalam kegiatan penataan wilayah pantai dengan memerhatikan potensi bencana tsunami yang mungkin akan terjadi pada masa yang akan datang. Selain itu, penelitian ini juga diharapkan dapat berguna bagi perkembangan ilmu geologi terutama di bidang tsunami dan pada Badan Penanggulangan Bencana dan Badan Penanggulangan Bencana Daerah Kota Parepare.

1.5 Letak dan Kesampaian Daerah

Secara administratif daerah penelitian termasuk dalam wilayah Pantai Lumpue, Kecamatan Bacukiki Barat, Kota Parepare, Provinsi Sulawesi Selatan.

(Gambar 1.1)



Gambar 1.1 Peta Tunjuk Lokasi

Secara astronomis daerah penelitian terletak antara $119^{\circ} 50' 114'' - 119^{\circ} 37' 029''$ Bujur Timur dan $03^{\circ} 47' 317'' - 04^{\circ} 03' 113''$ Lintang Selatan. Daerah penelitian terletak sekitar ± 300 KM disebalah Selatan Kota Makassar dan dapat ditempuh dalam waktu ± 4 jam dari Kota Makassar dengan menggunakan kendaraan beroda dua maupun kendaraan beroda empat.

1.6 Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan selama penelitian berlangsung sebagai berikut:

1. Peta Topografi berskala 1 : 25.000 yang merupakan hasil pembesaran dari peta rupa bumi skala 1 : 50.000 terbitan Bakosurtanal
2. Kompas geologi

3. Palu geologi
4. *Global Positioning System (GPS)*
5. Komparator
6. Buku catatan lapangan
7. Kantong sampel
8. Roll meter
9. Sekop
10. Ember
11. Kamera digital
12. Alat tulis menulis
13. *Clipboard*
14. Ransel lapangan
15. Penggaris
16. Perlengkapan pribadi

1.7 Peneliti Terdahulu

Beberapa ahli geologi telah melakukan penelitian di daerah ini baik secara lokal maupun regional. Hasil penelitian geologi yang dijadikan acuan dalam penelitian ini antara lain:

1. Rab Sukamto (1982) melakukan pemetaan Geologi Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat Sulawesi dengan skala 1 : 250.000.
2. Kaharuddin (2009) melakukan penelitian mengenai Kaldera Panta Lumpue Bersumber dari Erupsi Gunungapi Parepare.

3. Ulva Ria Irfan (2012) melakukan penelitian tentang Petrologi Fasies Sentral Batuan Gunungapi Parepare Provinsi Sulawesi Selatan.
4. Haerany Sirajuddin (2014) melakukan penelitian dengan judul “*Coastal Vulnerability Based on Tectonics and Shoreline Change Along Coastal Area of Lumpue Coast South Sulawesi*”.

BAB II **TINJAUAN PUSTAKA**

2.1 Geologi Regional

Secara regional daerah penelitian termasuk dalam Peta Geologi Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat Sulawesi yang disusun oleh Sukamto (1982). Daerah penelitian terletak di pesisir dimana tatanan stratigrafi pada umumnya terdiri dari endapan aluvium yang berumur Miosen Tengah – Miosen Akhir serta Eosen Akhir – Miosen Tengah sedikit terobosan andesit. Endapan aluvium terdiri dari lempung, pasir, lumpur, kerikil, dan bongkah batuan yang tidak padu (lepas). Adapun formasi geologi di Kota Parepare sebagai pembentuk struktur batuan, antara lain endapan aluvial dan pantai, pasir, lempung dan batugamping koral. Selain itu terdapat juga batuan gunungapi berupa tufa, breksi, konglomerat dan lava. Adapun formasi yang terdapat pada daerah penelitian termasuk ke dalam Formasi *Tppv* Satuan Gunungapi Parepare: tufa berbutir halus sampai lapilli, breksi dan konglomerat gunungapi, setempat dengan sisipan lava dan batupasir tufaan: terutama bersusunan trakit dan andesit, pemeriksaan petrografi menunjukkan andesit trakit, beberapa lapisan tufa mengandung banyak biotit; berwarna putih keabuan hingga kelabu; setempat terlihat lapisan silang – siur dan sisa tumbuhan. Sebagian dari batuan gunungapi ini di daerah Timur terdiri dari lava (*Tppl*), bersusunan trakit, mengandung banyak biotit. Satuan ini ditaksir setebal 500 M, menindih batuan Formasi Camba dan kemungkinan menjemari dengan bagian atas Formasi Walanae. Umurnya Pliosen, berdasarkan penarikan radiometri pada

trakit dan tufa dari TimurLaut Parepare (Lembar Majene – Palopo), masing-masing menghasilkan 4, 25 dan 4, 95 Juta Tahun.

2.2 Tsunami

Istilah Tsunami sendiri berasal dari bahasa Jepang *Tsu* yang berarti “Pelabuhan” dan *Nami* yang berarti “gelombang”, sehingga dapat diartikan secara harfiah arti dari tsunami adalah “gelombang pelabuhan”. Istilah tersebut muncul pertama kali dari nelayan Jepang yang tidak meraskan gelombang tsunami tersebut, ketika berada di lepas pantai, namun menimbulkan kerusakan yang parah ketika sampai di Pelabuhan (Sugito, 2008).

Tsunami adalah perpindahan masa air dari kecepatan yang tinggi di lautan dalam dengan tinggi gelombang yang rendah, tetapi ketika mencapai perairan yang dangkal dan hampir mencapai daratan, kecepatan gelombangnya mulai menurun akan tetapi ketinggian gelombang meningkat. Gelombang trsunami ini terjadi karena disebabkan oleh beberapa faktor, seperti gempa bumi, letusan gunungapi bawah laut, longsor besar di dasar laut dan akibat benturan benda langit (meteor). Dari beberapa kejadian tsunami yang pernah terjadi di permukaan bumi, hampir 90% diakibatkan oleh gempa bumi di dasar laut (Pramana. 2015)

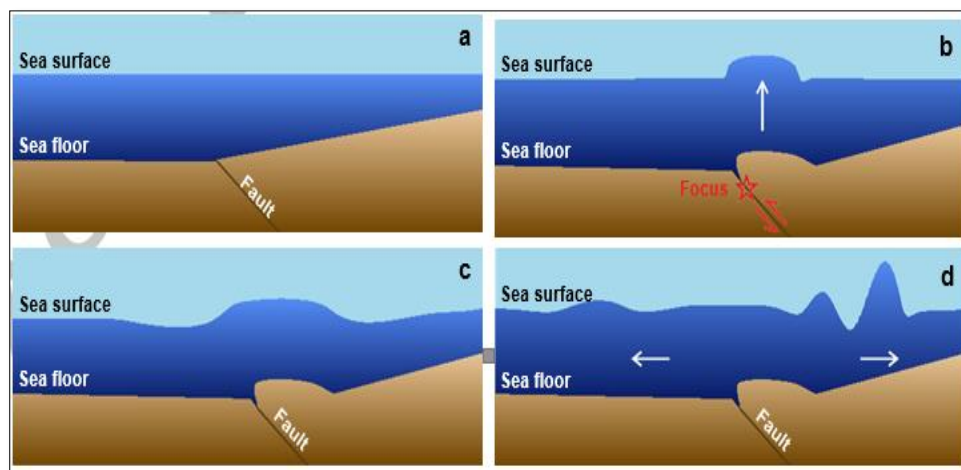
2.1.2 Penyebab Tsunami

2.1.2.1 Aktivitas Seismik

Seismisitas adalah penyebab utama tsunami. Berdasarkan katalog tsunami oleh *Geo Fors chungs Zentrum Potsdam* tahun 2005, hampir 82,3% dari 1323 tsunami di seluruh dunia tercatat sejak abad ke-17 SM (Zaman Perunggu Akhir

Minoan letusan Gunung Santorini), yaitu 1089 peristiwa, secara langsung dianggap berasal dari gempa bumi (Schielein et al, 2007). Gempa bumi dapat menimbulkan gelombang tsunami sebagai berikut:

1. Pada sebagian besar kasus, gelombang tsunami tereksitasi oleh perpindahan vertikal kolom air secara tiba-tiba karena pergeseran vertikal dasar laut sepanjang patahan selama mekanisme fokus. Gerakan ke bawah kerak bawah laut membuat massa air melesat ke dalam rongga yang baru muncul, sementara palung gelombang besar dihasilkan di permukaan air. Sebagai balasannya, kolom air didorong ke atas, membentuk puncak gelombang besar di permukaan air, ketika kerak bawah laut bergeser ke atas (Gambar 2.1). Dalam kedua kasus, tidak hanya satu, tetapi biasanya serangkaian gelombang dihasilkan karena inersia dari partikel air yang berosilasi dan karena dispersi frekuensi.



Gambar 2.1 Pembangkitan gelombang tsunami akibat pengangkatan tiba-tiba dasar laut selama gempa bumi dengan fokus dangkal di bawah laut (UNESCO-IOC, 2006).

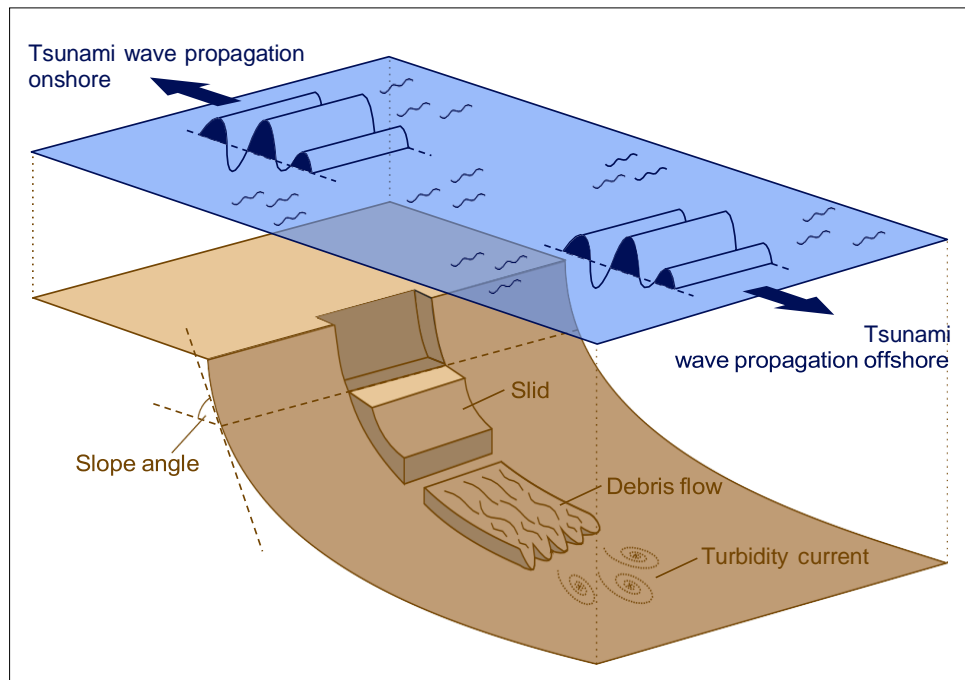
2. Gelombang *Rayleigh*, yaitu gelombang permukaan gempa bumi yang bergerak secara *elips retrograde* di kerak atas, menyebabkan perpindahan

vertikal sementara dasar laut beberapa desimeter. Hal ini dapat memicu gelombang tsunami moderat terutama di daerah perairan dangkal seperti teluk, muara atau danau kecil atau dapat mengintensifkan gelombang tsunami yang awalnya dihasilkan oleh perpindahan dasar laut.

3. Terakhir, pembangkitan tsunami tidak langsung oleh gempa bumi dapat disebabkan oleh pemborosan massa gravitasi subaerial atau bawah laut seismogenik. Tsunami dengan sifat ini tidak dipertimbangkan dalam statistik tsunami seismogenik yang disebutkan di atas dan dibahas secara rinci dalam bagian 2.1.2.2.

2.1.2.2 Submarine and Subaerial Gravitative Mass Wastings

Submarine gravitative mass wastings lebih efisien dalam menghasilkan tsunami yang signifikan di medan jauh (Gambar 2.3). Hal ini disebabkan transfer energi yang lebih efektif ke badan air, massa dan volume yang lebih besar biasanya dipindahkan dalam *mass wasting* bawah laut. Yang terutama mengenai tanah longsor bawah laut, yaitu material yang tidak terkonsolidasi meluncur ke bawah lereng dalam unit tertutup, yang mungkin terdiri dari sekitar 1.000 km³ hingga 20.000 km³.



Gambar 2.2 Timbulnya tsunami dan arus kekeruhan yang disebabkan oleh longsor bawah laut (TEN BRINK et al, 2014). Perhatikan bahwa sebagian besar energi gelombang difokuskan pada dua arah yang berlawanan di sepanjang sumbu luncuran, yang berbeda dengan pancaran memanjang yang biasanya ditemukan untuk tsunami seismogenik.

Menurut Pelinovsky & Poplavsky (1996), pembangkitan tsunami oleh longsor bawah laut merupakan pemicu paling signifikan di antara *mass wasting* terutama tergantung pada volume dan massa material yang bergerak serta kecepatan geser, sudut kemiringan dan kedalaman air (Gambar 2.4).

2.1.2.3 Vulkanisme

Dengan persentase 4,8% saja (± 64 kejadian), tsunami akibat gunung berapi jarang terjadi di lautan dunia (Schielein, 2007). Ada berbagai mekanisme yang menyebabkan tsunami vulkanogenik, kadang-kadang bahkan dalam kombinasi (Dawson & Stewart, 2007):

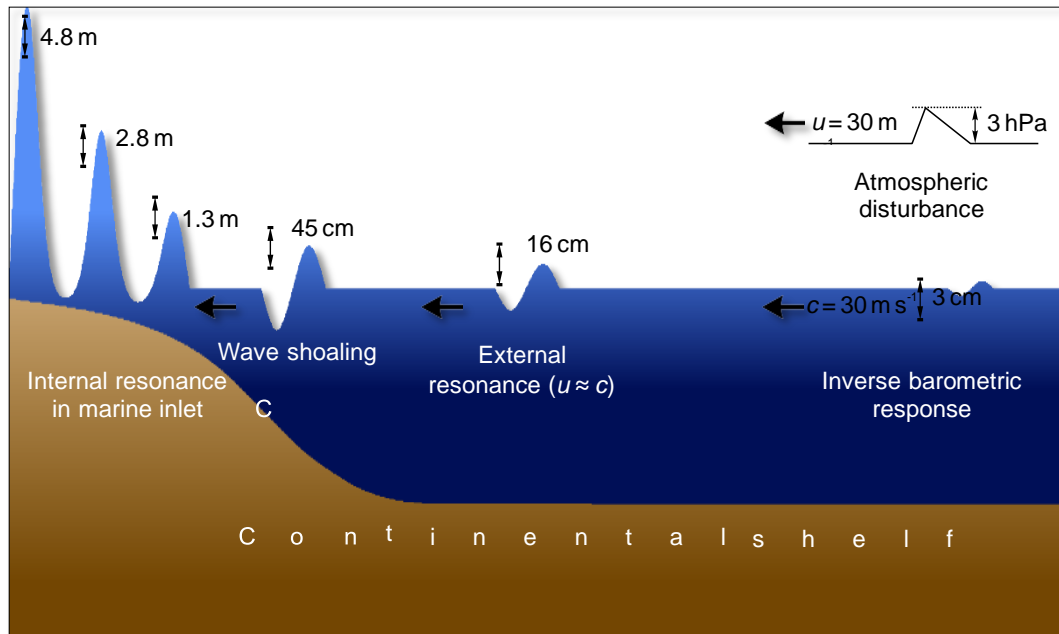
1. Gempa vulkanik selama letusan paling signifikan dalam menghasilkan gelombang tsunami.

2. Aliran piroklastik, yaitu dispersi padat dari aliran gas panas, lava dan klastik yang dikeluarkan lereng bawah dengan ketinggian hingga 55 m s^{-1} , cenderung menyebabkan tsunami ketika menghantam badan air. Hal ini terutama berlaku, ketika kerapatan aliran lebih tinggi daripada air, menyebabkan volume air yang besar dipindahkan. Karena kecepatan tinggi, aliran piroklastik dapat memicu gelombang tsunami bahkan dalam jarak yang sangat jauh dari asalnya.
3. Terkadang, ledakan vulkanik bawah laut memicu tsunami. Mekanisme ini terbatas pada perairan dangkal dengan kedalaman kurang dari 500 m. Pada kedalaman yang lebih dalam, ledakan ditekan karena peningkatan tekanan hidrostatik, membuat aktivitas vulkanik lebih eusif. Ledakan vulkanik bawah laut terjadi ketika air laut bersentuhan dengan dapur magma dan menguap dengan cepat. Uap air naik dan menggantikan air di sekitarnya, yang dapat mengakibatkan eksitasi gelombang tsunami yang signifikan.
4. Selama letusan, gunung berapi kehilangan sejumlah besar magma, yang menyebabkan kerusakan dan runtuhnya dapur magma seiring waktu (pembentukan kaldera), terutama dalam kasus stratovolcano. Karena hal ini menyebabkan air mengalir deras ke dalam rongga yang baru muncul, pembentukan kaldera bawah laut sering dikaitkan dengan timbulnya tsunami.
5. Tsunami ditemukan sehubungan dengan gelombang tekanan atmosfer yang dilepaskan dalam ledakan vulkanik yang kuat. Mekanisme pemicu yang relevan sama dengan yang dijelaskan untuk meteotsunami di bagian

2.1.2.4. Gelombang tekanan atmosfer vulkanik hanya menyebabkan gelombang tsunami yang lemah tetapi bahkan ribuan kilometer jauhnya dari gunung berapi. Ini diamati, selama ledakan terakhir Gunung Krakatau pada tahun 1883.

2.1.2.4 Pengaruh Atmosfer

Bagian sebelumnya secara singkat membahas timbulnya tsunami akibat gelombang tekanan atmosfer vulkanik. Tsunami semacam itu yang terkait dengan gangguan atmosfer umumnya disebut meteotsunami. Meteotsunami disebabkan oleh gangguan atmosfer skala kecil yang mendekati pantai dari laut. Gangguan tersebut adalah medan atmosfer atau gelombang di troposfer yang menyebabkan fluktuasi tekanan yang tiba-tiba, biasanya hanya beberapa hektopaskal. Sedangkan gangguan atmosfer vulkanogenik jarang terjadi, mereka muncul di mana-mana dalam bentuk barisan, gelombang gravitasi, gumpalan awan atau tornado. Menurut efek barometer terbalik (perubahan ketinggian air sebesar 1 cm per 1 hPa), berlalunya gangguan atmosfer di atas laut disertai dengan penurunan atau kenaikan permukaan air yang sesuai beberapa centimeter, membentuk perairan yang sangat dangkal dan panjang. gelombang yang merambat dalam arah yang sama dan dengan kecepatan yang sama dengan gangguan atmosfer (Gambar. 2.3). (Monserrat, 2006).



Gambar 2.3 Generasi bertahap dari meteotsunami di landas kontinen dan saluran masuk laut yang terkait dengan berlalunya gangguan atmosfer dari beberapa hektopaskal yang bergerak dengan kecepatan u (MONSERRAT, 2006). Diagram ini didasarkan pada meteotsunami yang terjadi di Teluk Nagasaki di barat daya Jepang pada tanggal 31 Maret 1979. Meteotsunami berhubungan erat dengan munculnya efek resonansi eksternal dan internal serta *shoaling* dan *funneling* gelombang.

Efek resonansi eksternal saja tidak cukup untuk menghasilkan tsunami yang signifikan. Bahkan jika ada amplifikasi dengan faktor 10, pengaruh atmosfer, misalnya 4 hPa hanya akan menghasilkan gelombang tsunami setinggi 0,4 m saja. Akibatnya, lebih lanjut, apa yang disebut efek resonansi internal diperlukan untuk menghasilkan ketinggian gelombang yang luar biasa. Efek tersebut dapat muncul ketika gelombang air yang terkait dengan gangguan atmosfer memasuki teluk sempit, pelabuhan, saluran masuk lainnya. Jika periode eigen dari saluran masuk (tergantung pada kedalaman dan bentuk air) mendekati atau merupakan kelipatan dari periode gelombang air masuk yang telah diperkuat oleh efek resonansi eksternal, peningkatan lebih lanjut dalam tinggi gelombang beberapa kali dimungkinkan (Gambar 2.3). Gelombang *shoaling* karena penurunan kedalaman air dan corong semakin memperkuat meteotsunami di teluk

kecil, akhirnya menyebabkan ketinggian gelombang lebih dari 5 m di pantai. (Monserrat, 2006)

2.1.2.5 Pengaruh Meteorit

Dampak meteorit menyebabkan gelombang tsunami dengan cara yang sama seperti pembuangan massa subaerial, terutama longsor batu. Secara analog, meteorit memindahkan volume air yang sangat besar selama tumbukan, di satu sisi karena massa yang masuk itu sendiri, di sisi lain karena udara yang terperangkap di antara meteorit dan air. Sebagai akibatnya dan terutama karena runtuhnya air yang dipindahkan kembali ke rongga yang baru muncul, banyak gelombang tsunami menyebar secara radial dari lokasi tumbukan. (Ward & Asphaug, 2002).

Karena banyaknya periode gelombang dan panjang gelombang yang tereksitasi selama tumbukan meteorit, gelombang tsunami dengan cepat menyebar dari daerah sumber dan dengan cepat merata. Namun demikian, ketinggian gelombang yang luar biasa mungkin tampak jauh dari lokasi tumbukan tergantung pada diameter meteorit.

2.1.3 Klasifikasi Tsunami

Menurut UNESCO (2006) berikut merupakan klasifikasi tsunami, yaitu:

2.1.3.1 Tsunami Atmosfer

Merupakan gelombang yang menyerupai tsunami yang ditimbulkan oleh tekanan atmosfer berlaju cepat yang bergerak di atas laut dangkal pada kecepatan yang hampir sama dengan kecepatan gelombang, sehingga memungkinkan keduanya beriring.

2.1.3.2 Tsunami Lokal

Merupakan tsunami yang berasal dari suatu sumber tsunami yang letaknya tidak jauh dan dampak destruktif yang ditimbulkannya terbatas hanya pada pantai dalam radius 100 km dari sumbernya.

2.1.3.3 Mikrotsunami

Tsunami yang memiliki amplitude demikian kecil, sehingga untuk mengamatinya diperlukan alat dan tidak mudah mendeteksinya secara kasatmata.

2.1.3.4 Tsunami Lintas Samudera

Tsunami yang menimbulkan kehancuran berskala luas, tidak hanya di daerah sekitar sumber gempa, melainkan juga lintas samudera.

2.1.3.5 Paleotsunami

Tsunami yang terjadi pada zaman dahulu sebelum adanya catatan sejarah atau tidak ada laporan pengamatan tertulis. Penelitian paleotsunami didasarkan kepada identifikasi, pemetaan dan bukti berupa endapan-endapan tsunami yang ditemukan di daerah-daerah pantai, dan korelasinya dengan endapan-endapan tsunami yang ditemukan di daerah-daerah lain secara lokal, regional, atau di seberang ceruk samudera.

2.1.3.6 Tsunami Regional

Tsunami yang dapat menghancurkan suatu wilayah geografis tertentu, umumnya dalam radius 1.000 km dari sumbernya. Tsunami regional adakalanya berdampak sangat terbatas dan bersifat lokal pada wilayah di luarnya.

2.1.3.7 Teletsunami (Tsunami Jauh)

Tsunami yang berasal dari sumber yang letaknya jauh, biasanya lebih dari 1.000 Km. Tsunami ini berawal dari tsunami lokal yang menyebabkan kehancuran besar di dekat sumbernya, kemudian gelombanggelombangnya menjalar melintasi seberang ceruk samudera dengan energi yang cukup kuat sampai menimbulkan tambahan korban dan kehancuran di pantai-pantai yang letaknya lebih jauh dari 1.000 Km dari sumbernya

2.3 Endapan Tsunami

Penyebab terjadinya tsunami, salah satunya, diakibatkan oleh aktivitas lempeng tektonik bumi yang menimbulkan dislokasi kerak bumi di Laut. Dislokasi ini dapat memicu perpindahan volume air laut dalam bentuk gelombang ke segala arah. Gelombang air laut yang kuat akan membawa material dari dasar laut dalam yang umumnya berupa lempung/lumpur hitam. Saat mendekati pantai, tsunami juga menggerus dasar pantai yang umumnya terdiri atas material pasir. Sehingga terjadi percampuran antara material pasir pantai dan lumpur laut dalam. Jika tsunami yang terjadi cukup besar, maka daerah genangan tsunami (inundasi) akan melampar jauh ke arah darat. Begitu juga material pasir dan lempung yang dibawanya akan terbawa jauh ke darat. Setelah energi tsunami melemah, air laut kembali ke arah laut (*backwash*) dengan kecepatan yang lebih lambat sehingga material pasir yang terbawa tidak ikut kembali tetapi diendapkan di daratan. Endapan yang dibawa tsunami akan menutupi dataran pantai dan permukaan

tanah (tanah) atau vegetasi yang ada. Hal ini dapat digunakan untuk mengenali paleotsunami di lapangan (Zaim dkk, 2018).

Endapan tsunami adalah endapan yang dibawa oleh tsunami, yang ditinggalkan di pantai selama fase inundasi atau kembali ke laut saat fase *backwash*. Endapan ini digunakan untuk mengidentifikasi peristiwa tsunami di masa lalu. Satu hal yang masih menjadi kendala adalah sulitnya membedakan antara endapan yang dihasilkan oleh tsunami dan yang dihasilkan oleh badai atau proses sedimentasi lainnya (Zaim dkk, 2018).

Secara kasat mata, endapan tsunami merupakan lapisan pasir berbutir halus berwarna terang ataupun abu-abu yang menutupi lapisan tanah yang lapuk (tanah). Hal ini terjadi karena gelombang tsunami membawa material dari laut berupa pasir, lempung, dan fauna laut. Pada endapan tsunami adakalanya ditemukan akar dan tanaman pada lapisan tanah yang terkubur tersebut. Perlapisan tanah lapuk dan endapan tsunami di atasnya seringkali bukan merupakan perlapisan yang lurus teratur. Bagian bawah dari lapisan endapan tsunami biasanya didapati fragmen batuan dan tanah yang berasal dari lapisan tanah di bawahnya (*rip-up clast*), seperti yang terlihat pada Gambar 2.4 (Zaim dkk, 2018).



Gambar 2.4 Endapan tsunami yang dicirikan oleh adanya struktur *rip – up clast* (Zaim dkk, 2008)

Pelapisan seperti ini mungkin saja terlihat lebih dari satu, jika peristiwa tsunami yang mengendapkan endapan tsunami terjadi tidak hanya satu kali. Sedangkan lapisan tanah perlapukan yang berada di bawah endapan pasir akibat tsunami disebut sebagai paleosoil (tanah yang terbentuk sebelum terjadi tsunami). Sedangkan lapisan tanah di atasnya merupakan lapisan baru yang terbentuk setelah tsunami (Zaim dkk, 2018).

Dalam identifikasi endapan tsunami, perlu diketahui perbedaan dasar dari tsunami dan fenomena arus kuat lain yang terjadi di pinggir pantai. Salah satu fenomena yang endapannya masih sulit dibedakan dari tsunami adalah badai pinggir pantai. Berikut adalah karakter dari dua fenomena tersebut yang telah dirangkum oleh Morton dkk. (2007) yang dapat dilihat pada Tabel 2.2.

Tabel 2.1 Perbedaan antara tsunami dan badai berdasarkan karakter arus Morton dkk. (2007)

Karakter Arus	Tsunami	Badai
Jangkauan gelombang terhadap pantai	10 – 10.000 km	100 – 600 km
Ketinggian gelombang pada kedalaman (jauh dari pantai)	< 0,5 m	> 5 m
Ketinggian gelombang dekat pantai dan periode	10 – 20 m, 100 – 2.000 detik	< 10 m, 10 – 25 detik
Jumlah gelombang datang	Biasanya < 10	Biasanya > 1.000
Kedalaman inundasi	0 – 20 m	< 5 m
Durasi arus aktif	0 – 20 m	< 5 m
Kecepatan air datang di darat	< 20 m/detik	< 5 m/detik
Arah arus	Berbeda-beda	Berbeda-beda
Perubahan arah arus	Perselingan antara arus datang dan arus balik selama kejadian	Arus balik hanya pada akhir kejadian
Pengaruh tekanan angin	Bukan merupakan faktor	Menaikkan kecepatan air dan ketinggian gelombang
Mekanisme transportasi sedimen	Umumnya suspense, terkadang traksi	Umumnya traksi, terkadang suspensi
Fase genangan	Naik dan turun yang berulang-ulang	Kenaikan awal bertahap, diikuti kenaikan cepat, dan penurunan bertahap.
Frekuensi kejadian	Jarang	Cukup sering

Lebih lanjut Morton dkk. (2007) merangkum karakteristik endapan kedua fenomena sebagai berikut Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Perbedaan endapan tsunami dan badai berdasarkan karakter sedimen (Morton dkk., 2007)

Karakter Arus	Tsunami	Badai
Skala Vertikal		
Ukuran maksimum <i>clast</i>	Bongkah	Berangkal dan pasir
Lapisan lumpur	Mungkin ada	Belum ditemukan
<i>Grading</i> endapan secara keseluruhan <i>vertical</i>	Normal atau tanpa <i>grading</i> , jarang <i>inverse grading</i>	Normal atau <i>inverse grading</i>
<i>Grading</i> lateral	Menghalus ke darat	Tanpa tren atau menghalus ke darat
Ketebalan endapan rata-rata	Umumnya < 25 cm	Umumnya > 30 cm
Struktur sedimen	Tidak ada atau laminasi (jarang)	Laminasi, beberapa <i>foreset</i>
Jumlah lapisan/laminasi	Sedikit	Banyak
<i>Rip-up clast</i>	Sering dijumpai	Jarang dijumpai
Lapisan berisi cangkang	Jarang	Banyak
Skala Lateral		
<i>Geometri cross-shore</i>	Lapisan tipis yang luas, menipis ke darat atau secara tabular	Endapan yang tebal dan sempit, menghalus ke darat secara tiba-tiba
Keselarasan lansekap	Mengikuti lansekap	Mengisi lansekap yang rendah
Sebaran erosi subaerial dan zona sapuan	Umumnya 75 m, maksimum 125 m	Umunya tidak ada, maksimum ratusan meter
Batas endapan	Sangat bervariasi	Sangat bervariasi
Kemiringan endapan	Umumnya > 5 m	Umumnya < 4 m
Skala sub-regional		
Sebaran ke darat	Umumnya 50 km, terkadang ribuan km (jarang)	Umumnya 200 km, terkadang ribuan km (jarang)
Kemenerusan lateral	Setengah-setengah hingga menerus luas	Menerus luas hingga setengah-setengah

Endapan tsunami dapat dibedakan antara yang terbentuk di daratan dan di laut. Endapan tsunami yang terjadi di daratan dicirikan oleh kontak tegas antara lapisan tsunami dengan lapisan yang ada dibawahnya umumnya berupa kontak erosi, endapan berwarna terang, berbutir halus – kasar yang ditutupi oleh lapisan

lempung atau lanau dengan kontak gradasi. lapisan pasir ini menutupi lapisan paleosoil dengan kontak tegas (Rizal dkk., 2017), sedangkan untuk endapan tsunami yang terjadi adanya di laut, pada bagian bawah akan dijumpai lapisan yang rusak atau tidak teratur (*liquefaction*) akibat gempa (Bhattacharya dan Bandyopadhyay, 1998; Shanmugam, 2016) yang ditutupi oleh lapisan yang berukuran halus sampai kasar yang berwarna terang dengan struktur sedimen *reverse* dan normal *grading*, mengandung *mud drape* (Fujiwara dan Kamataki, 2007).

2.4 Identifikasi Endapan Paleostunami

Paleotsunami adalah tsunami yang terjadi pada masa lampau. Dalam geologi, sesuatu dikategorikan "*paleo*" apabila umurnya lebih dari 10.000 tahun lalu (Holosen). Menilik kembali tsunami yang terjadi pada 10.000 tahun yang lalu adalah hal yang sulit, karena pada waktu itu manusia belum memasuki masa sejarah, sehingga tidak ada catatan sejarah yang bisa dijadikan referensi. Oleh karena itu, batasan "*paleo*" yang digunakan adalah "*paleo*" menurut pengertian yang lazim pada orang awam, yang berarti "tua". Dalam buku "Jejak Tsunami Masa Lalu" oleh Pusat Gempabumi dan Tsunami Kedeputian Bidang Geofisika Badan Meteorologi Klimatologi dan Geofisika (2018) ditentukan bahwa tsunami dikatakan paleotsunami apabila terjadi paling tidak 50 tahun yang lalu. Usia 50 tahun diadaptasi dari batasan waktu minimal Bangunan Cagar Budaya, seperti tertuang pada pasal 5 UU No. 11 tahun 2010 tentang Cagar Budaya. Pertimbangan dari penentuan batasan waktu "*paleo*" ini adalah 50 tahun, karena referensi tentang tsunami masih mungkin ditemukan.

Identifikasi karakteristik endapan paleotsunami masih mnejadi perdebatan di kalangan para ahli. Hal tersebut disebabkan oleh perbedaan karakteristik yang terlihta antara endapan paleotsunami di satu daerah dengan daerah yang lain. Perbedaan tersebut dapat disebabkan oleh perbedaan mekanisme tsunami itu sendiri, sumber sedimen yang dibawa, dan bentukan morfologi tempat endapan tsunami diendapkan. Perkembangan penelitian tentang endapan paleotsunami memberikan setidaknya beberapa proksi yang dapat digunakan untuk mencari dan mnegidentifikasi endapan paleotsunami. Goff dkk (2012) telah merangkum proksi-proksi tersebut kedalam tabel 2.3.

Tabel 2.3 Proksi untuk mengidentifikasi endapan paleotsunami (Goff dkk, 2012)

Proksi	Kriteria Tsunami
Geologi	<ul style="list-style-type: none"> • Ukuran butir bongkah – lempung. Tsunami akan mentransport sedimen dengan ukuran yang beragam sesuai yang dilewatinya. • Endapan biasanya semakin menghalus kearah darat dan menghalus ke atas secara vertical dalam konteks stratigrafi. • Gelombang tsunami dapat membentuk satu lapisan sedimen yang dapat dibedakan dan/atau berupa sisipan. • Perbedaan karakteristik lapisan pada bagian bawah dan atasnya dapat mempresentasikan mekanisme <i>run-up</i> dan <i>backwash</i>. • Kontak dengan lapisan di bawahnya biasanya berupa kontak erosional • Lapisan tsunami dapat mengandung <i>rip-up clast</i> atau material rombakan • Mineral berat dapat hadir pada lapisan tsunami, namun itu tergantung dari sumber sedimen yang dibawa oleh tsunami itu sendiri.
Kimia	<ul style="list-style-type: none"> • Peningkatan unsur Na, S, Cl (indicator paleosalinitas), Ca, Sr, Mg (cangkang dan koral) dibandingkan dengan lapisan di atas dan di bawahnya. • Dapat terkontaminasi dengan mineral berat dan <i>metalloids</i> (tergantung sumber sedimen yang dibawa)

Biologi	<ul style="list-style-type: none"> • Dapat dijumpai cangkang utuh/pecahan cangkang dari organisme yang hidup di laut • Cangkang, kayu, dan material berdensitas rendah dapat ditemukan di bagian atas dari lapisan paleotsunami • Sering berasosiasi dengan material tumbuhan, tanah, dan tulang hewan yang terkubur pada saat kejadian tsunami. • Pada umumnya berasosiasi dengan peningkatan jumlah diatom lingkungan laut dan payau • Ditandai dengan perubahan kandungan foraminifera dan mikrofosil laut lain (<i>dinoflagellates</i> dan <i>nannoliths</i>) pada suksesi vertical stratigrafi. • Ditemukan foraminifera dan mikrofosil laut lain yang hidup pada laut dalam. • Konsentrasi polen mengalami penurunan dibandingkan dengan lapisan di atas dan di bawahnya
---------	---

2.5 Sedimen dan Geomorfologi Jejak Tsunami

Di zona litoral, arus laminar dan turbulen yang kuat yang dihubungkan dengan kedalaman aliran yang besar dapat terjadi dengan datangnya gelombang tsunami, yang mengakibatkan erosi dan pengangkutan sedimen dan batuan dasar yang signifikan. Akibatnya, tsunami diasumsikan meninggalkan endapan karakteristik dan fitur geomorfologi baik di dalam maupun di lepas pantai, asalkan sedimen yang tidak terkonsolidasi tersedia dan pantai rentan terhadap erosi. Investigasi lapangan geosaintis pada tsunami adalah bidang ilmu tsunami yang cukup muda. Hanya sedikit publikasi terkait yang ada sebelum tahun 1990, sedangkan peningkatan yang signifikan, baik dalam jumlah maupun variasi, dapat diamati sejak saat itu. Pengetahuan tentang sedimen dan geomorfologi jejak tsunami terutama didasarkan pada studi lapangan di sepanjang pantai yang baru-baru ini terkena tsunami atau diketahui pernah mengalami genangan tsunami yang signifikan di masa lalu. Sebagian besar studi ini berkonsentrasi di darat, dengan

fokus utama pada tsunami, yaitu bongkahan batu besar yang terkilir oleh tsunami atau lapisan peristiwa sedimen yang berasal dari tsunamigenik dalam catatan geologis. Selain itu, efek lansekap tsunami telah diselidiki, yang berarti khususnya bentang alam sedimen dan erosi tsunamigenik skala besar, misalnya *chevron* atau bentuk dasar bukit pasir serta pantai berbatu pahatan yang menunjukkan struktur pusaran air dan kavitas. Karena sulitnya akses, studi tentang efek geomorfologi tsunami bawah laut, termasuk pembentukan turbitas, relatif jarang. Bagian ini berkonsentrasi pada jejak sedimen darat tsunami, yang paling penting untuk perbandingan dan kalibrasi model tsunami numerik dalam pandangan penilaian bahaya modern (Dawson & Stewart 2007).

Endapan tsunami di darat pada dasarnya berasal dari subtidal atas, pantai dan garis sempit lebih jauh ke daratan, yang semuanya merupakan zona erosi tsunami (Sugawara dkk, 2014). Erosi sedimen di subtidal atas dan zona intertidal sangat signifikan dalam kasus gelombang-N yang mendarat, ketika air pantai pertama kali surut dan mengekspos sedimen yang tidak terkonsolidasi untuk kemudian diambil oleh puncak gelombang berikutnya (Morton dkk, 2007). Gelombang tsunami menarik sedimen dari semua ukuran butir mulai dari tanah liat hingga bongkahan batu besar (Dawson & Stewart, 2007), sebagian besar diangkut dalam suspensi, sedangkan beban dasar tidak terlalu penting, kecuali untuk klastik yang lebih besar. Dengan penyebaran air tsunami di darat, kecepatan aliran dan kedalaman genangan secara bertahap turun karena meningkatnya beban sedimen, naiknya topografi dan meningkatnya kekasaran permukaan pada lahan bervegetasi dan berkembang. Hal ini mengurangi daya erosi dan pengangkutan

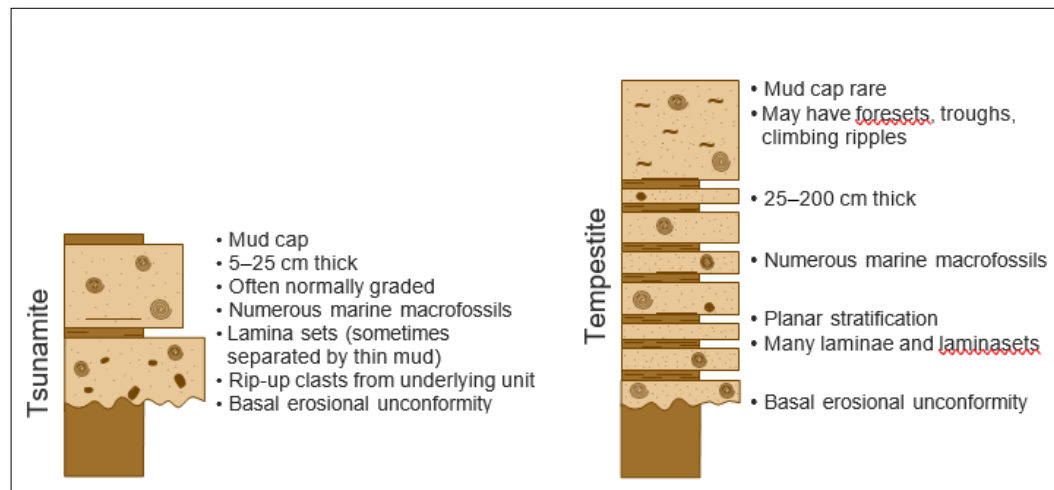
gelombang tsunami seiring waktu, yang mengarah ke zona di mana erosi dan pengendapan seimbang. Akhirnya, energi gelombang tsunami turun di bawah nilai kritis dan sedimen semakin terlepas di zona pengendapan (Morton, 2007).

Setelah *run-up* dan tingkat maksimum air tsunami di darat, arah aliran secara bertahap berbalik ke arah laut membentuk arus balik. Dimana pantai dengan kemiringan yang curam ke laut, kecepatan arus balik bisa sangat tinggi, kadang-kadang bahkan lebih tinggi dari kecepatan *run-up*. Seringkali, aliran balik disalurkan mengikuti depresi topografi, di mana erosi sangat kuat (Dawson & Stewart 2007). Ketika gelombang tsunami menembus jauh ke pantai atau jika periode gelombang pendek, arus balik gelombang sebelumnya mungkin masih aktif ketika gelombang berikutnya tiba. Dalam hal ini, *run-up* secara signifikan diperlambat oleh arus balik, menghasilkan deposisi prematur dari sedimen yang diangkut (Morton, 2007).

Karena jangkauan tsunami di darat yang besar, sedimennya sering tersebar luas di pantai dan ditemukan dalam jarak yang cukup jauh dan ketinggian ke laut. Tsunami sering kali membentuk satu lapisan atau hanya beberapa lapisan yang menutupi bekas tanah yang dipisahkan oleh kontak erosi atau ketidakselarasan (Gambar 2.6). Secara umum, ketebalan maksimum sedimen tsunami diamati di zona pengendapan bawah. Dari sini, lapisan peristiwa biasanya menipis ke arah laut sebagai ke arah darat tergantung pada kondisi lokal, termasuk suplai sedimen lokal, topografi, konfigurasi garis pantai dan hidrodinamika individu. Harus dipertimbangkan bahwa batas daratan dari endapan tsunami tidak memberikan

jangkauan maksimum gelombang tsunami, yang mungkin jauh lebih ke daratan.

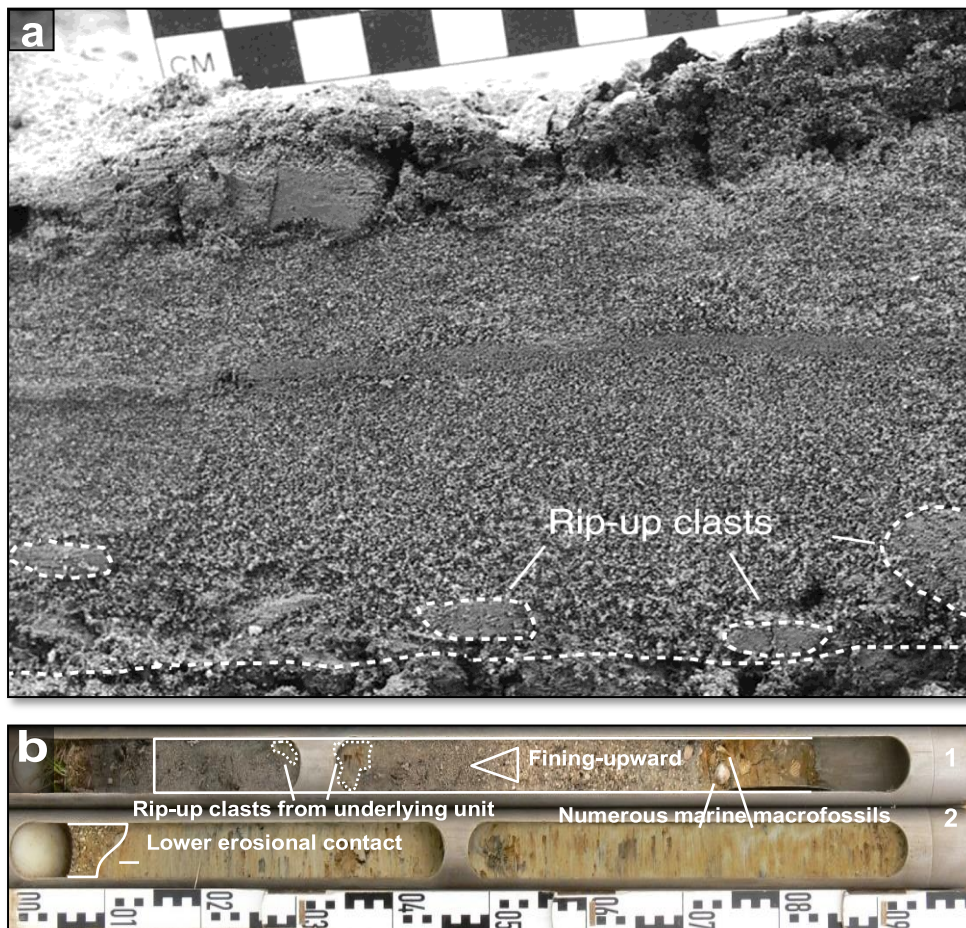
(Dawson & Stewart 2007).



Gambar 2.6 Fitur sedimen endapan tsunami (tsunami) versus endapan badai (*tempestites*) menurut MORTON dkk (2007). Ukuran butir meningkat dengan tingkat horizontal dari lapisan yang diilustrasikan.

Bergantung pada ketersediaan sedimen, endapan tsunami terdiri dari material berbutir halus dan kasar dengan tingkat pemilahan yang meningkat ke atas dan kecenderungan penipisan ke atas (gradasi normal), aliran laminar dijumpai. Sedimen menjadi lebih halus ke arah darat (*fining-landward* atau *fining-inland*) karena penurunan daya transpor dengan propagasi gelombang progresif. Di bagian bawahnya, endapan tsunami sering menunjukkan apa yang disebut *rip-up clasts*, yaitu material berbutir halus yang terkikis dari permukaan tanah sebelumnya dan tergabung ke dalam lapisan peristiwa selama penggenangan (Gambar 2.7). Endapan tsunami sering kali tertutup oleh lapisan tipis lempung, lanau, dan sisa-sisa tanaman terestrial (tutup lumpur), yang dilepaskan tepat di antara *run-up* dan arus balik ketika kecepatan aliran hampir nol. Lapisan lumpur internal pada tsunami (Gambar 2.7) telah digunakan untuk mendapatkan jumlah gelombang individu selama tsunami mendarat. Namun interpretasi ini

bermasalah, karena lapisan lumpur rentan terhadap erosi dengan mengikuti gelombang di rangkaian gelombang tsunami. Selain itu, waktu antara gelombang tsunami yang berurutan (biasanya < 2 jam) mungkin terlalu singkat untuk mengendapkan tanah liat dan lanau dari air (Dawson & Stewart 2007). Akibatnya, tidak setiap gelombang meninggalkan lapisan lumpur dan tidak setiap lapisan lumpur mengacu pada fase diam antara dua gelombang yang berurutan, tetapi dapat dihubungkan dengan variasi hidrodinamik selama proses penggenangan. Ciri fisik lain dari sedimen tsunami akhirnya berhubungan dengan erosi aliran balik yang terkonsentrasi, yang dapat mengakibatkan struktur seperti saluran dalam catatan geologis yang diisi dengan endapan aliran balik berbutir kasar. (Dawson & Stewart 2007).



Gambar 2.7 a) Deposit energi tinggi terkait dengan tsunami Peru 2001 di La Quinta. Foto dengan jelas menunjukkan kontak erosi yang lebih rendah, *rip-up clasts* dari unit di bawahnya, urutan *fining-upward* dan lapisan lumpur internal (MORTON dkk, 2007). b) Vibracore AKT 40 menunjukkan historis dampak tsunami di Teluk Ambrakian di barat laut Yunani. Stratigrafi dicirikan oleh ciri khas sedimen endapan tsunami, termasuk ketidakselarasan erosi basal, banyak makrofosil laut, gradasi normal dan *rip-up clasts* lempung hingga berlumpur dari unit di bawahnya (RÖBKE, 2016).

Selain kriteria sedimen tersebut, endapan tsunami juga dicirikan oleh ciri-ciri berikut:

1. Tsunami sering menunjukkan sisa-sisa beragam mikro dan makrofauna yang terperangkap oleh gelombang tsunami di lingkungan laut, laut dangkal, laguna, terestrial atau limnik selama perambatan lepas pantai dan darat. Makrofosil terutama terjadi dalam bentuk puing-puing cangkang tetapi juga sebagai sisa-sisa ikan atau karang. Mikrofosil yang khas adalah

berbagai ostracoda, diatom, dan foraminifera, yang sering ditemukan rusak karena hidrodinamika lepas pantai dan darat yang turbulen. Menjadi lebih tahan, spesies berbentuk bola dominan dalam endapan tsunami. Namun, bahkan dalam kasus mikrofosil yang rusak atau tidak ada, endapan tsunami dapat diidentifikasi berdasarkan DNA-nya. Mikrofosil yang ditemukan di endapan kejadian tidak hanya menunjukkan dampak tsunami tetapi lebih jauh lagi memungkinkan rekonstruksi pola transpor sedimen selama penggenangan (Dawson & Stewart, 2007).

2. Transportasi sedimen oleh air laut meninggalkan karakteristik geokimia jejak pada endapan tsunami, yang dapat dideteksi dengan menggunakan berbagai parameter geokimia, seperti konduktivitas listrik, tingkat pH, kandungan/kehilangan organik pada penyalaan dan terutama konsentrasi (relatif) dari berbagai unsur dan senyawa kimia sebagai serta rasio. Dibandingkan dengan unit sedimen bawah dan atas, endapan tsunami sering menunjukkan konsentrasi (relatif) natrium, sulfur, klorin dan boron yang lebih tinggi, yang semuanya merupakan unsur utama air laut. Selanjutnya, lapisan tsunami sering diperkaya dengan kalsium karena adanya organisme laut yang terdiri dari kalsium karbonat. Dengan titanium dan besi bertindak sebagai indikator terestrial yang memungkinkan, hal ini dapat mengakibatkan peningkatan rasio kalsium-titanium atau kalsium-besi dalam sedimen tsunami. Sedangkan besi sedimen dapat menghilang seiring waktu, terutama titanium merupakan indikator yang dapat diandalkan untuk kondisi terestrial karena tidak dapat

mengendap secara sekunder. Berbagai parameter geokimia harus digunakan untuk mendeteksi endapan tsunami karena parameter individu dapat sangat dipengaruhi oleh lingkungan setempat. Misalnya, konsentrasi kalsium yang tinggi juga dapat berasal dari organisme yang mengapur di lingkungan limnik atau fluvial atau terkait dengan erosi batuan karbonat di darat (Judd dkk, 2017).

3. Terakhir, lapisan tsunami dibedakan dari unit stratigrafi yang berdekatan dengan perubahan yang berbeda dalam pollen spektrum dan kandungan pollen yang relatif rendah. Yang terakhir adalah karena tingkat deposisi yang tinggi selama genangan tsunami dan sedimentasi yang menyebabkan pengenceran relatif serbuk sari dalam catatan geologis (Razjigaeva dkk, 2014).

Pada akhirnya, karakteristik aktual tsunami di lapangan bergantung pada suplai sedimen, hidrodinamika lokal dan endapan dan oleh karena itu sering ditemukan modifikasi dari deskripsi ideal di atas (Dawson & Stewart 2007).