

BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Dinamika Wilayah Pesisir

Urbanisasi di wilayah pesisir merupakan fenomena yang berkembang pesat seiring dengan pertumbuhan penduduk dan kegiatan ekonomi. Pesisir menjadi wilayah yang strategis karena menawarkan akses langsung ke laut, mendukung aktivitas perdagangan berupa ekspor maupun impor, perikanan, pariwisata, serta transportasi laut melalui pelabuhan (N. Xie, 2020). Oleh karena itu, tidak mengherankan apabila banyak kota besar tumbuh dan berkembang di kawasan pesisir, seperti New York, Amerika; Perth, Australia; Tokyo, Jepang; Shanghai, China; Seoul, Korea; and Jakarta, Indonesia.

Peningkatan infrastruktur, investasi, dan aktivitas ekonomi suatu wilayah pesisir merupakan dampak positif yang berkontribusi signifikan terhadap pertumbuhan ekonomi nasional. Namun, di balik manfaat ekonomi yang ditimbulkan, urbanisasi pesisir juga membawa dampak negatif, salah satunya adalah penurunan muka tanah (*land subsidence*) (Seshanth et al., 2023). Penurunan muka tanah ini umumnya disebabkan oleh eksploitasi air tanah secara masif, beban bangunan yang meningkat, serta konsolidasi tanah lunak di bawah permukaan kota (Chandra et al., 2022). Fenomena ini sangat umum terjadi di kota-kota pesisir seperti Jakarta dan Semarang, yang mengalami penurunan permukaan tanah hingga 20 sentimeter per tahun (Pradana et al., 2023). Akibatnya, wilayah tersebut menjadi semakin rentan terhadap banjir rob dan kerusakan infrastruktur.

Selain itu, tekanan terhadap sumber daya alam pesisir akibat urbanisasi juga berdampak pada degradasi lingkungan, seperti kerusakan ekosistem mangrove dan pesisir yang berfungsi sebagai pelindung alami dari gelombang laut dan intrusi air laut (Mustika, 2017). Oleh karena itu, dinamika urbanisasi di wilayah pesisir harus diimbangi dengan perencanaan tata ruang yang berkelanjutan dan pelestarian lingkungan untuk menjaga ketahanan jangka panjang sistem pesisir.

Dalam kerangka perencanaan tersebut, analisis Satuan Kemampuan Lahan (SKL) morfologi merupakan pendekatan yang umum digunakan untuk mengelompokkan lahan berdasarkan karakteristik bentuk permukaan dan

potensinya dalam menahan, mengalirkan, atau menampung air. Dalam konteks kawasan pesisir, pendekatan ini menjadi penting karena kondisi morfologi berperan langsung terhadap tingkat kerentanan wilayah terhadap banjir rob akibat intrusi air laut.

Tabel 2.1 Pembobotan SKL Morfologi.

No.	Kemiringan Lahan (%)	Kelas Morfologi	Tingkat Kerawanan	Nilai
1	0 – 3	Datar (<i>Flat</i>)	Tinggi	4
2	3 – 8	Bergelombang (<i>Undulating/rolling</i>)	Cukup	3
3	8 – 15	Berbukit (<i>Hilly</i>)	Sedang	2
4	>15	Bergunung (<i>Mountainous</i>)	Kurang	1

Sumber: (Peraturan Menteri PU No. 20/PRT/M/2007, 2007)

2.1.1 Hidrodinamika Pesisir

Wilayah pesisir merupakan zona peralihan antara daratan dan lautan yang memiliki dinamika fisik yang sangat kompleks (Umar, 2024). Dinamika tersebut dikendalikan oleh berbagai proses hidrodinamika yang terjadi akibat interaksi antara atmosfer, laut, dan kondisi topografi dasar perairan. Proses hidrodinamika pesisir berperan penting dalam mengatur distribusi energi di wilayah pantai serta memengaruhi pola transport sedimen, perubahan morfologi pantai, dan kerentanan kawasan pesisir terhadap berbagai fenomena lingkungan.

Salah satu komponen utama dalam proses hidrodinamika pesisir adalah gelombang laut. Gelombang umumnya dibangkitkan oleh tiupan angin di permukaan laut dan merambat menuju pantai dengan membawa energi yang signifikan. Ketika gelombang mendekati perairan dangkal, terjadi perubahan karakteristik gelombang akibat proses shoaling, refraction, dan breaking. Proses ini menyebabkan pelepasan energi gelombang di daerah dekat pantai yang dapat memicu pergerakan sedimen dan membentuk arus sepanjang pantai.

Selain gelombang, arus laut juga merupakan komponen penting dalam dinamika hidrodinamika pesisir. Arus di wilayah pantai dapat terbentuk akibat

berbagai mekanisme, seperti perbedaan elevasi muka air laut, pengaruh angin, serta interaksi dengan gelombang yang pecah di dekat pantai. Salah satu bentuk arus yang dominan di wilayah pesisir adalah arus sejajar pantai (*longshore current*), yang berperan dalam mengangkut sedimen sepanjang garis pantai. Arus ini terbentuk ketika gelombang datang ke pantai dengan sudut tertentu sehingga menghasilkan komponen gaya yang mendorong pergerakan air dan sedimen secara lateral.

Komponen lain yang turut memengaruhi proses hidrodinamika pesisir adalah pasang surut. Pasang surut merupakan fluktuasi periodik muka air laut yang disebabkan oleh gaya gravitasi bulan dan matahari terhadap bumi. Perubahan elevasi muka air laut akibat pasang surut dapat memengaruhi luas genangan di wilayah pesisir serta mengubah pola arus dan distribusi energi gelombang di dekat pantai. Dalam beberapa kasus, kombinasi antara pasang tinggi dan kondisi gelombang yang kuat dapat meningkatkan potensi terjadinya banjir rob di kawasan pantai yang memiliki elevasi rendah.

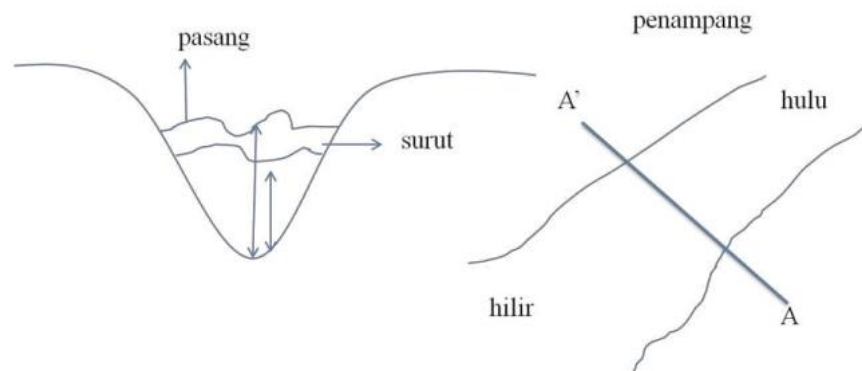
Banjir rob pada dasarnya merupakan hasil dari pergerakan massa air yang dipengaruhi oleh gaya-gaya fisik dalam sistem perairan pesisir. Perubahan muka air laut akibat pasang, gelombang, maupun faktor atmosfer dapat memicu pergerakan air menuju wilayah daratan yang memiliki elevasi relatif rendah. Pergerakan ini dikontrol oleh keseimbangan antara gaya pendorong dan gaya hambat dalam aliran fluida. Oleh karena itu, konsep hidrodinamika seperti kekekalan massa, kekekalan momentum, distribusi kecepatan aliran, serta hambatan aliran perlu dipahami untuk menjelaskan mekanisme bagaimana air bergerak dan terdistribusi dalam sistem perairan pesisir maupun jaringan sungai dan drainase yang terhubung dengan laut.

1. Hukum Kekekalan Massa

Hukum kekekalan massa merupakan prinsip dasar dalam mekanika fluida yang menyatakan bahwa massa fluida dalam suatu sistem tertutup tidak dapat diciptakan maupun dimusnahkan. Dalam konteks aliran air, prinsip ini menyatakan bahwa jumlah massa air yang masuk ke suatu sistem harus sama dengan jumlah massa air yang keluar ditambah perubahan massa yang tersimpan di dalam sistem tersebut. Pada sistem perairan alami seperti sungai, estuari, dan wilayah pesisir,

hukum kekekalan massa digunakan untuk menjelaskan keseimbangan antara aliran masuk dan keluar dari suatu wilayah perairan.

Dalam kajian banjir rob, prinsip ini membantu menjelaskan bagaimana akumulasi massa air di wilayah pesisir dapat terjadi ketika aliran air dari laut masuk ke daratan dan tidak dapat segera dialirkan kembali ke laut.



Gambar 2.1 Aliran sungai yang dipengaruhi pasang surut.

Sumber: (Suprpto, 2014)

Pada kondisi pasang surut maka persamaan kekekalan massa sebagai berikut:

$$\text{Kondisi surut; } \frac{dm}{dt} = m_{in} - m_{out}$$

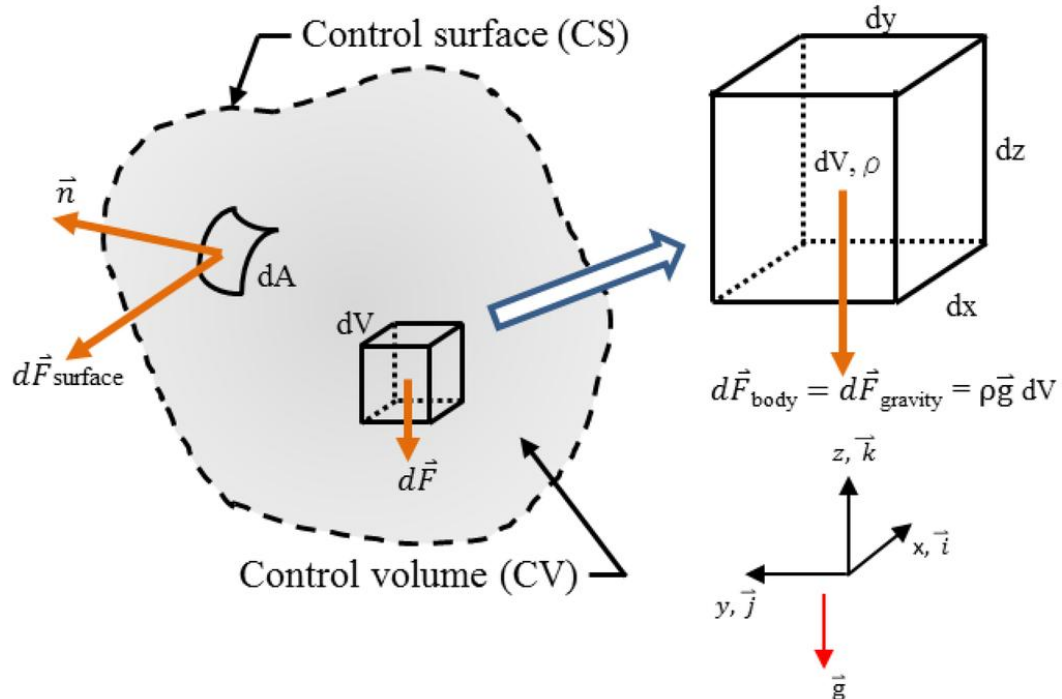
$$\text{Kondisi pasang; } \frac{dm}{dt} = m_{in} \text{ (dari hulu + dari hilir).}$$

Prinsip kekantiunitasan diperoleh dari pertimbangan bahwa perubahan massa fluida di dalam suatu volume fluida selama selang waktu sama dengan perubahan laju massa yang masuk dan laju massa yang keluar.

2. Kekekalan Momentum Fluida

Hukum kekekalan momentum menjelaskan bahwa perubahan momentum suatu fluida dipengaruhi oleh gaya-gaya yang bekerja pada fluida tersebut. Dalam aliran air, gaya yang memengaruhi pergerakan fluida dapat berasal dari gradien tekanan, gaya gravitasi, serta gaya gesekan yang timbul akibat interaksi antara air dengan dasar perairan atau dinding saluran.

Dalam analisis hidrodinamika, konsep ini sering diterapkan menggunakan pendekatan *control volume* (CV) dan *control surface* (CS) untuk mempermudah kajian terhadap aliran fluida yang kompleks.



Gambar 2.2 Distribusi gaya pada fluida.

Gambar di atas memperlihatkan konsep dasar penerapan hukum kekekalan momentum pada suatu elemen fluida. Area bergaris putus-putus menunjukkan CV, yaitu suatu volume ruang yang dipilih secara imajiner untuk menganalisis perilaku aliran fluida di dalamnya. Batas dari volume tersebut disebut CS, yaitu permukaan yang membatasi interaksi antara fluida di dalam volume kontrol dengan lingkungan di sekitarnya.

Pada permukaan kontrol (CS), terdapat gaya yang bekerja pada fluida yang disebut sebagai gaya permukaan. Gaya ini diilustrasikan dengan vektor $d\vec{F}_{surface}$ yang bekerja pada elemen luas kecil dA dengan arah normal terhadap permukaan yang ditunjukkan oleh vektor \vec{n} . Gaya permukaan ini dapat berupa gaya tekanan maupun gaya gesekan yang timbul akibat interaksi fluida dengan batas sekitarnya.

Selain gaya permukaan, fluida juga dipengaruhi oleh gaya volumetrik (body force) yang bekerja pada seluruh massa fluida di dalam volume kontrol. Pada gambar ditunjukkan bahwa elemen fluida kecil dengan volume dV dan densitas ρ mengalami gaya gravitasi sebesar:

$$d\vec{F}_{body} = \rho \vec{g} dV$$

Gaya ini bekerja ke arah vertikal ke bawah sesuai dengan arah percepatan gravitasi. Dalam sistem koordinat kartesian yang ditunjukkan pada gambar, arah sumbu x , y , dan z digunakan untuk merepresentasikan arah komponen gaya dan kecepatan aliran.

3. Kecepatan Aliran

Kecepatan aliran merupakan parameter penting dalam analisis hidrodinamika karena menggambarkan seberapa cepat air bergerak dalam suatu sistem perairan. Dalam kondisi nyata, distribusi kecepatan aliran tidak seragam pada seluruh bagian penampang aliran. Perbedaan ini dipengaruhi oleh interaksi antara air dengan dasar perairan maupun batas-batas saluran yang menimbulkan gaya gesekan. Akibatnya, kecepatan aliran biasanya lebih kecil di dekat dasar dan dinding saluran, serta lebih besar di bagian tengah aliran. Distribusi kecepatan ini dikenal sebagai profil kecepatan aliran. Pada wilayah pesisir dan muara sungai, variasi profil kecepatan dapat dipengaruhi oleh perubahan kedalaman perairan, kondisi pasang surut, serta interaksi antara aliran sungai dan arus laut.

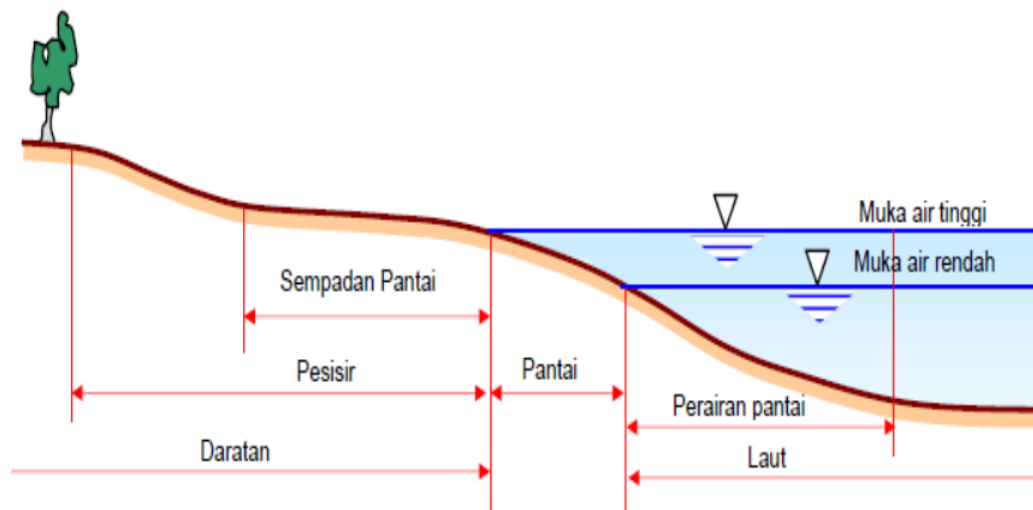
4. Hambatan Aliran dan Kekasaran Dasar

Hambatan aliran merupakan gaya yang bekerja berlawanan arah dengan pergerakan fluida dan disebabkan oleh interaksi antara air dengan permukaan dasar perairan maupun batas-batas aliran lainnya. Dalam sistem perairan alami seperti sungai dan wilayah pesisir, hambatan aliran dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti kekasaran dasar perairan, serta keberadaan vegetasi atau struktur buatan di dalam aliran. Besarnya hambatan ini akan memengaruhi kecepatan aliran serta distribusi energi dalam sistem perairan. Dalam analisis hidraulika, hambatan aliran biasanya direpresentasikan melalui parameter kekasaran seperti koefisien Manning

atau koefisien gesekan lainnya. Pada sistem perairan pesisir, keberadaan hambatan aliran dapat memperlambat pergerakan air dan memengaruhi proses distribusi massa air di wilayah pesisir.

2.1.2 Perubahan Garis Pantai

Garis pantai merupakan batas pertemuan antara daratan dan perairan laut yang secara dinamis dapat berubah akibat pengaruh proses oseanografi, hidrodinamika, serta aktivitas manusia. Dalam kajian teknik pantai, garis pantai biasanya direpresentasikan sebagai posisi batas daratan yang dipengaruhi oleh fluktuasi pasang surut, gelombang, dan proses transport sedimen.



Gambar 2.3 Kawasan Pesisir.
Sumber: (Kapusdiklat, 2020)

Keberadaan garis pantai bersifat tidak tetap karena dipengaruhi oleh berbagai proses alam, seperti erosi, sedimentasi, pasang surut, arus laut, serta aktivitas gelombang. Gelombang yang merambat menuju pantai membawa energi yang dapat menggerakkan sedimen sepanjang pantai melalui mekanisme longshore transport maupun ke arah tegak lurus pantai melalui cross-shore transport. Proses tersebut dapat menyebabkan pergeseran garis pantai ke arah darat (abrasi) maupun ke arah laut (akresi).

Dalam kajian hidrodinamika dan morfodinamika pesisir, analisis perubahan garis pantai menjadi parameter penting untuk memahami dinamika wilayah pesisir. Informasi mengenai posisi dan perubahan garis pantai digunakan untuk mengevaluasi tingkat kerentanan pantai terhadap abrasi, menilai dampak pembangunan infrastruktur pesisir, serta merencanakan strategi pengelolaan wilayah pesisir yang berkelanjutan.

Perubahan morfologi kawasan pesisir dapat diidentifikasi melalui analisis dinamika garis pantai dalam rentang waktu tertentu. Dalam konteks perubahan iklim, peningkatan muka air laut, intensifikasi gelombang badai, serta perubahan pola arus dan sedimen turut mempercepat terjadinya erosi dan abrasi di wilayah pesisir. Salah satu pendekatan yang umum digunakan untuk mengkaji fenomena tersebut adalah pemanfaatan *Normalized Difference Water Index* (NDWI) dalam mendeteksi batas darat-laut, sehingga memungkinkan evaluasi kuantitatif terhadap perubahan garis pantai yang terjadi (Alcaras et al., 2023).

Persamaan NDWI dapat dituliskan sebagai berikut:

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \quad (2.1)$$

Dalam citra satelit Landsat 8, *Green* direpresentasikan dengan Band 3. *NIR* atau *near-infrared* direpresentasikan dengan Band 5.

2.2 Dampak Perubahan Iklim terhadap Wilayah Pesisir

Perubahan iklim merupakan fenomena global yang berlangsung secara kontinu dan tidak dapat dihindari, dengan laju perubahan yang cenderung meningkat. Fenomena ini berpengaruh signifikan terhadap dinamika sistem iklim regional, termasuk pola dan variabilitas siklus musiman di Indonesia. Perubahan tersebut terutama tercermin pada pola angin muson yang menentukan awal, durasi, dan intensitas musim hujan dan kemarau. Sistem muson Asia dan Australia berperan penting dalam membentuk karakter iklim wilayah tropis, khususnya Indonesia.

Secara fisik, perubahan iklim dipicu oleh peningkatan suhu rata-rata bumi akibat meningkatnya konsentrasi gas rumah kaca di atmosfer, seperti karbon dioksida (CO₂), metana (CH₄), dan dinitrogen oksida (N₂O). Aktivitas antropogenik, seperti pembakaran bahan bakar fosil, emisi gas rumah kaca yang berlebihan, dan urbanisasi, telah mempercepat laju perubahan iklim (Loo et al., 2015). Akibatnya, terjadi gangguan terhadap sistem iklim global, termasuk perubahan suhu permukaan laut, pola sirkulasi angin, dan siklus hidrologi.

Di wilayah Indonesia, perubahan iklim berdampak langsung terhadap pola musim tahunan yang dikendalikan oleh sistem muson Asia dan Australia (Tukidi, 2010). Selain itu, fenomena iklim global seperti El Niño dan La Niña cenderung menjadi semakin tidak menentu, sehingga memicu musim kemarau yang lebih panjang atau musim hujan yang lebih intens (Yuniasih et al., 2023). Dampak perubahan iklim ini paling nyata dirasakan di wilayah pesisir. Letaknya yang berhadapan langsung dengan laut menjadikan kawasan pesisir lebih rentan terhadap erosi, intrusi air laut, dan banjir rob. Di berbagai wilayah pesisir Indonesia, seperti Jakarta Utara, Demak, dan pesisir Kalimantan, dampak banjir rob telah menyebabkan hilangnya lahan produktif, permukiman, dan infrastruktur (Nadya & Salim, 2023).

2.3 El Niño–Southern Oscillation (ENSO)

El Niño–Southern Oscillation (ENSO) merupakan salah satu pengendali utama variabilitas iklim global yang berperan penting dalam meningkatkan kerentanan wilayah pesisir. ENSO merupakan anomali iklim yang memengaruhi suhu permukaan laut dan kondisi atmosfer dalam skala luas, sehingga berdampak langsung terhadap dinamika laut dan atmosfer. Risiko banjir pesisir sangat berkaitan dengan perubahan suhu laut dan sirkulasi lautan yang dipicu oleh kejadian ENSO. Indonesia, yang terletak di antara Lautan Pasifik dan Hindia, sangat rentan terhadap anomali ini. Variabilitas suhu laut di kawasan ini, khususnya di sekitar Laut Jawa, juga dipengaruhi oleh Arus Lintas Indonesia (*Indonesian Throughflow/ITF*), yaitu satu-satunya jalur aliran laut tropis yang menghubungkan Lautan Pasifik dan Hindia, dan berperan penting dalam mengatur cuaca regional serta pola iklim global (T. Xie et al., 2019).

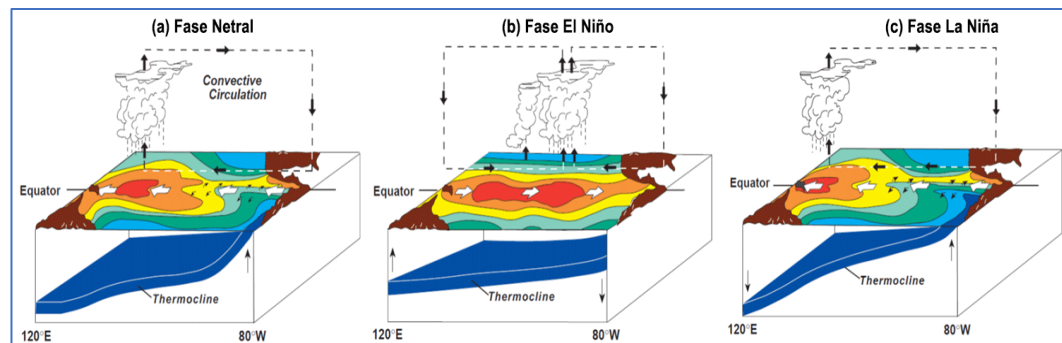
ENSO termanifestasi dalam tiga fase utama, yaitu La Niña, netral, dan El Niño, yang diidentifikasi menggunakan Oceanic Niño Index (ONI). Nilai ONI negatif menunjukkan kondisi La Niña, nilai positif menunjukkan El Niño, sedangkan nilai antara $-0,5$ hingga $0,5$ merepresentasikan fase netral (Graham & Brown, 2014). Pada fase La Niña, suhu permukaan laut (*sea surface temperature*, SST) yang lebih rendah dari rata-rata di Pasifik tropis bagian timur meningkatkan gradien tekanan atmosfer, sehingga memperkuat angin pasat yang bertiup ke arah Pasifik barat (Hirons & Klingaman, 2016). Sebaliknya, pada fase El Niño, SST di wilayah Pasifik timur menjadi lebih hangat dan angin pasat melemah. Pada fase netral, SST dan pola angin relatif lebih stabil. Variasi antar fase ENSO ini secara langsung memengaruhi kondisi hidrodinamika, termasuk muka air laut, arus, dan transpor sedimen. Meskipun mekanisme pemicu ENSO masih terus dikaji, interaksi antara SST dan tekanan atmosfer diakui sebagai komponen utama dalam pembentukan fenomena ini.

Gambar 2.4 mengilustrasikan perbedaan suhu permukaan laut, pola angin, konveksi atmosfer, dan posisi termoklin di Lautan Pasifik tropis selama fase El Niño, Netral, dan La Niña. Dalam fase Netral, angin pasat bertiup dari timur ke barat, mendorong akumulasi air hangat di Pasifik barat. Kondisi ini menyebabkan termoklin—batas antara air permukaan yang hangat dan air laut dalam yang lebih dingin—menjadi lebih dalam di bagian barat dan lebih dangkal di bagian timur. Akibatnya, terjadi arus naik (*upwelling*) di dekat pantai Amerika Selatan, sementara konveksi atmosfer dan curah hujan terkonsentrasi di Pasifik barat.

Selama kondisi El Niño, angin pasat melemah atau bahkan berbalik arah, yang memungkinkan air hangat menyebar ke arah timur menuju Pasifik tengah dan timur. Hal ini meratakan termoklin dan menekan arus naik di dekat Amerika Selatan. Air hangat di timur menggeser wilayah konveksi atmosfer dan curah hujan lebat dari Pasifik barat ke Pasifik tengah dan timur, yang sering kali menyebabkan banjir di wilayah tersebut dan kekeringan di Pasifik barat.

Sebaliknya, kondisi La Niña menunjukkan intensifikasi dari kondisi Netral. Angin pasat menguat, mendorong lebih banyak air hangat ke Pasifik barat dan menajamkan termoklin. Hal ini meningkatkan arus naik di Pasifik timur, membawa

lebih banyak air dingin dan kaya nutrisi ke permukaan. Konveksi dan curah hujan meningkat di Pasifik barat, sementara wilayah tengah dan timur mengalami kondisi yang lebih dingin dan kering. Pergeseran dalam interaksi lautan-atmosfer selama peristiwa El Niño dan La Niña ini berdampak signifikan pada iklim global dan pola cuaca.



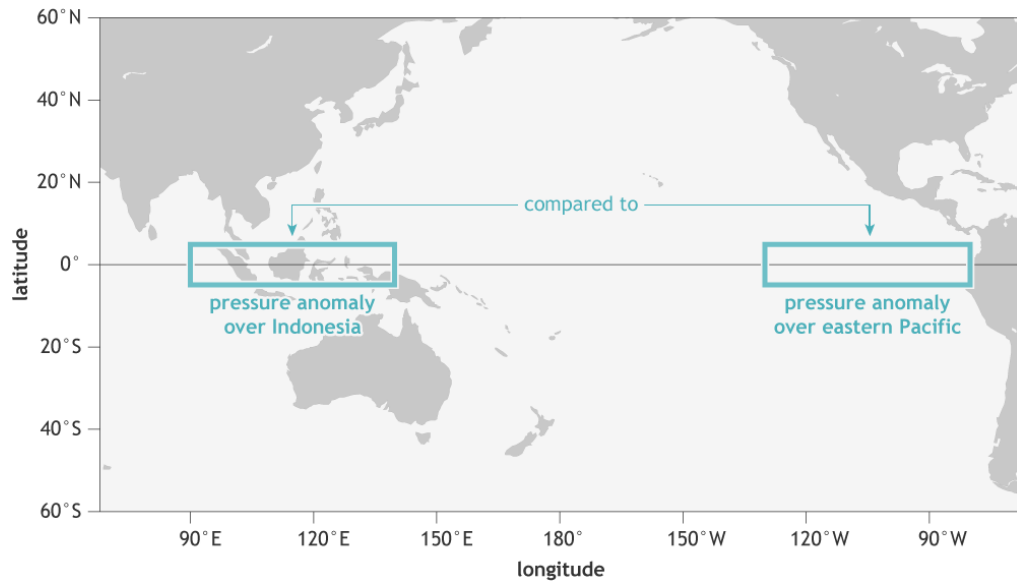
Gambar 2.4 Model suhu permukaan, angin, dan termoklin (permukaan biru) di Pasifik tropis selama fase Netral, El Niño, dan La Niña.

Sumber: (NOAA, 2017)

2.3.1 Perubahan Pola Tekanan Atmosfer Akibat ENSO

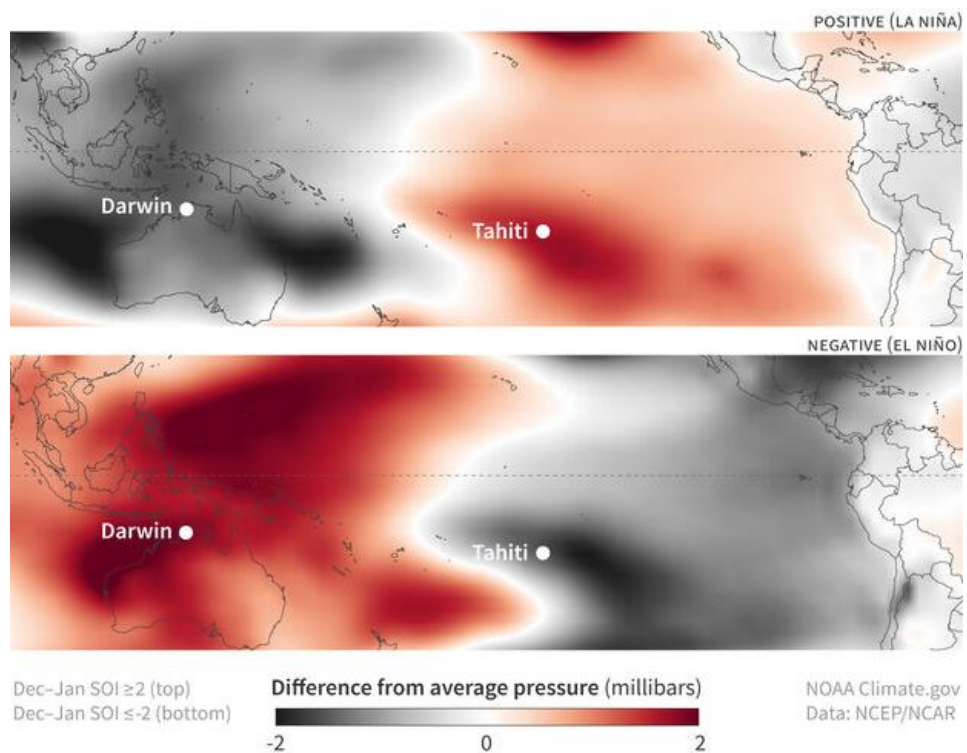
Variasi tekanan atmosfer direpresentasikan dengan perbedaan anomali tekanan atmosfer antara wilayah Pasifik barat (sekitar Indonesia) dan Pasifik timur. Dalam kajian ENSO, tekanan atmosfer umumnya direpresentasikan oleh *sea level pressure* (SLP), yaitu tekanan udara yang telah dikoreksi ke permukaan laut sehingga dapat dibandingkan secara spasial tanpa dipengaruhi oleh perbedaan elevasi (Ji et al., 2015).

Perbedaan anomali SLP antara Pasifik barat dan timur digunakan sebagai salah satu indikator dalam mengidentifikasi fase ENSO, yang dikenal sebagai Southern Oscillation Index (SOI). Nilai SOI yang positif umumnya menunjukkan kondisi La Niña, ditandai dengan tekanan lebih tinggi di Pasifik timur dan lebih rendah di Pasifik barat, sedangkan nilai negatif mengindikasikan kondisi El Niño dengan pola tekanan yang berlawanan. Variasi ini tidak hanya memengaruhi pola angin permukaan, tetapi juga berdampak pada distribusi curah hujan, suhu permukaan laut, serta berbagai aspek iklim regional, termasuk di wilayah Indonesia yang sangat sensitif terhadap perubahan tersebut.



Gambar 2.5 Lokasi Pengukuran Perbedaan Tekanan Atmosfer di Dua Area Pasifik Tropis Timur (Indonesia) dan Pasifik Barat.

Secara visual, distribusi dan anomali tekanan atmosfer permukaan yang terkait dengan variasi fase ENSO ditunjukkan pada Gambar berikut. Visualisasi ini memperlihatkan perbedaan pola tekanan antara wilayah Pasifik barat dan Pasifik tengah–timur serta implikasinya terhadap gradien tekanan atmosfer.



Gambar 2.6 Sebaran Tekanan Atmosfer pada Dua Kondisi ENSO.

Pada fase El Niño, tekanan atmosfer di wilayah Pasifik barat (sekitar Indonesia dan Australia) cenderung lebih tinggi dari normal, sementara tekanan di Pasifik tengah dan timur lebih rendah. Pola ini menyebabkan melemahnya gradien tekanan zonal dan berujung pada pelemahan sirkulasi Walker. Akibatnya, konveksi atmosfer bergeser ke arah Pasifik tengah–timur, sementara wilayah Maritim Indonesia mengalami kondisi atmosfer yang lebih stabil, curah hujan menurun, dan kecenderungan musim kering yang lebih panjang.

Sebaliknya, pada fase La Niña, tekanan atmosfer di Pasifik barat relatif lebih rendah, sedangkan tekanan di Pasifik tengah–timur meningkat. Kondisi ini memperkuat gradien tekanan zonal dan sirkulasi Walker, sehingga meningkatkan konvergensi udara dan aktivitas konvektif di wilayah Indonesia. Dampaknya adalah peningkatan curah hujan, penguatan angin pasat, serta potensi kejadian cuaca ekstrem seperti hujan lebat dan banjir di kawasan Asia Tenggara

Pada fase Netral, perbedaan tekanan atmosfer antara Pasifik barat dan timur berada mendekati kondisi klimatologis normal, sehingga sirkulasi Walker berlangsung relatif stabil tanpa anomali tekanan yang signifikan. Dalam kondisi ini, pola cuaca regional lebih banyak dipengaruhi oleh variabilitas musiman dibandingkan oleh anomali ENSO itu sendiri.

2.3.2 Respon Dinamika Angin terhadap Fase ENSO

Angin merupakan salah satu parameter kunci dalam menjelaskan pengaruh fenomena ENSO terhadap hidrodinamika pesisir, karena angin berperan langsung dalam pembentukan gelombang dan arus laut. Selain itu, pola angin dominan yang bertiup dalam periode tertentu juga mengendalikan karakteristik iklim suatu wilayah. Di Indonesia, sistem angin muson barat dan muson timur berlangsung secara periodik dan menentukan pola musim hujan dan kemarau. Keberadaan ENSO dapat memodifikasi sistem muson ini, menyebabkan musim hujan atau kemarau yang lebih parah saat berbarengan dengan fase La Niña atau El Niño.

Pengaruh ENSO terhadap dinamika angin dievaluasi melalui komponen zonal (u -wind) dan meridional (v -wind) dalam koordinat lintang dan bujur. Komponen u merepresentasikan kecepatan angin pada arah timur–barat (sejajar

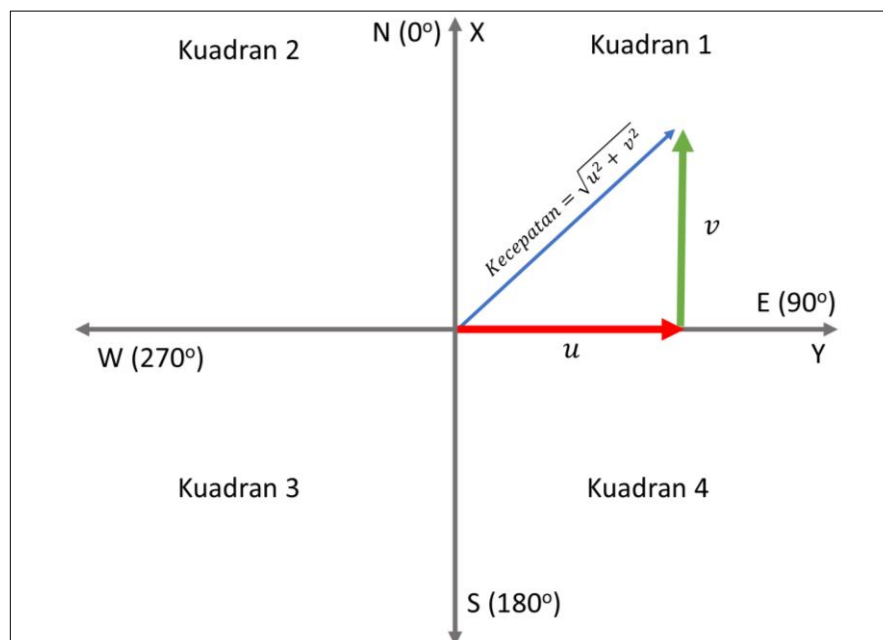
sumbu X), dengan nilai positif menunjukkan angin bertiup ke arah timur (berasal dari barat) dan nilai negatif menunjukkan angin bertiup ke arah barat (berasal dari timur). Sementara itu, komponen v menggambarkan angin pada arah utara–selatan (sejajar sumbu Y), di mana nilai positif menunjukkan angin bertiup ke arah utara (berasal dari selatan) dan nilai negatif menunjukkan angin bertiup ke arah selatan (berasal dari utara).

Arah dan kecepatan angin dapat dihitung dari kedua komponen ini menggunakan fungsi trigonometri, dengan rumus:

$$\text{Arah angin} = \arctan\left(\frac{v}{u}\right) \quad (2.2)$$

$$\text{Kecepatan angin} = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.3)$$

Hasil fungsi trigonometri tersebut diberikan dalam radian, sehingga diperlukan proses konversi ke satuan derajat agar nilai sudut yang diperoleh lebih mudah diinterpretasikan.



Gambar 2.7 Hubungan antara komponen angin dengan vector arah dan kecepatan.

2.3.3 Climata Data Toolbox

Salah satu perangkat yang banyak digunakan untuk analisis data iklim adalah Climate Data Toolbox (CDT). Tools ini merupakan kumpulan fungsi pemrograman yang dirancang untuk mempermudah pengolahan, analisis, dan visualisasi data geofisika berbasis grid. Toolbox ini berjalan pada platform MATLAB dan menyediakan berbagai fungsi yang memungkinkan pengguna untuk membaca, mengolah, serta memvisualisasikan data iklim dari berbagai sumber seperti dataset reanalysis, satelit, maupun model iklim (Greene et al., 2019).

Dalam kajian dinamika pesisir, visualisasi parameter iklim menggunakan CDT dapat memberikan informasi mengenai pola distribusi suhu permukaan laut, variasi tekanan atmosfer, serta arah dominan pergerakan angin pada periode tertentu. Informasi tersebut penting untuk memahami kondisi atmosfer dan laut yang dapat memengaruhi dinamika perairan pesisir, termasuk proses pembangkitan gelombang, pola arus laut, serta perubahan muka air yang berpotensi berkontribusi terhadap kejadian banjir pesisir.

Analisis data iklim dapat dilakukan dengan menggunakan Climate Data Toolbox (CDT) pada MATLAB yang tersusun pada *script* berikut:

```
%load data
filename = ' data_stream-oper_stepType-instant
.nc';

sst = ncread(filename,'sst');
u10 = ncread(filename,'u10');
v10 = ncread(filename,'v10');

lon = double(ncread(filename,'longitude'));
lat = double(ncread(filename,'latitude'));
t = ncread(filename_b,'time');
t2 = datenum(1900,1,1,double(t),0,0);
[Lat,Lon] = meshgrid(lat,lon);

%plotting data
figure (1)
imagesc(lon,lat,mean(sst,3) '-273.15);
colorMap = parula(14);
colormap(colorMap);
caxis([15,30]);
xlabel 'longitude (°)'
ylabel 'latitude (°)'
```

```

cb = colorbar;
ylabel(cb, 'temperature (°C)')
title ''
hold on
quiversc(Lon, Lat, mean(u10, 3), mean(v10, 3), 'blue', 'density', 45)
borders('countries', 'color', rgb('black'))

```

2.4 Risiko Banjir Rob dan Faktor Pemicu

Banjir rob merupakan salah satu bentuk banjir pesisir yang terjadi akibat masuknya air laut ke daratan, terutama pada wilayah pesisir dengan topografi rendah dan landai. Berbeda dengan banjir fluvial yang disebabkan oleh luapan sungai atau banjir pluvial akibat limpasan hujan, banjir rob dipicu oleh faktor oseanografis, seperti pasang surut dan gelombang laut. Fenomena ini telah menjadi permasalahan klasik di berbagai kota pesisir Indonesia, termasuk Semarang, Jakarta Utara, dan Brebes, dengan dampak berupa genangan berkepanjangan, kerusakan infrastruktur, gangguan aktivitas ekonomi, serta penurunan kualitas hidup masyarakat pesisir.

Di Indonesia, kejadian banjir rob umumnya dipicu oleh kombinasi berbagai faktor alamiah dan antropogenik yang saling berinteraksi dan memperkuat dampaknya. Faktor-faktor tersebut berkontribusi terhadap peningkatan frekuensi, luas, dan intensitas genangan rob, sebagaimana diuraikan pada bagian berikut:

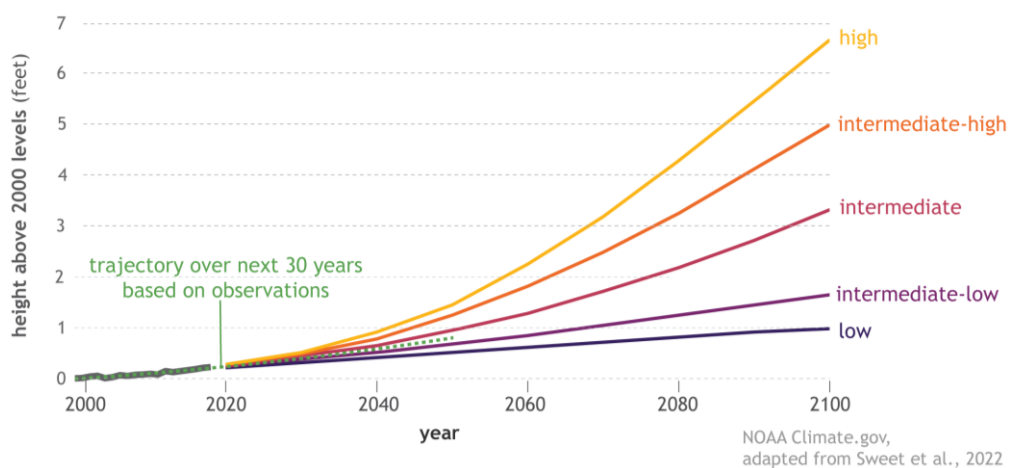
2.4.1 Kenaikan Muka Air Laut (*Sea Level Rise*)

Perubahan iklim global memicu pencairan es di wilayah kutub serta pemuain termal air laut, yang secara bertahap mendorong kenaikan muka air laut global. Badan Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika (BMKG) (2024) melaporkan bahwa berdasarkan data satelit, tinggi muka laut di wilayah Indonesia menunjukkan tren kenaikan sebesar $4,3 \pm 0,4$ mm/tahun. Di kawasan pesisir Indonesia, dampak kenaikan ini diperkuat oleh kondisi topografi yang umumnya rendah dan landai, sehingga genangan banjir rob dapat menjangkau wilayah daratan yang semakin luas.

Gambar 2.8 menunjukkan rekonstruksi dan proyeksi kenaikan muka air laut global dari tahun 2000 hingga 2100 berdasarkan enam skenario emisi gas rumah kaca. Meskipun besarnya kenaikan bervariasi antar skenario, seluruh

proyeksi menunjukkan tren kenaikan yang berkelanjutan, yang secara signifikan meningkatkan risiko banjir pesisir. Muka air laut yang lebih tinggi akan memperbesar potensi intrusi air laut ke daratan serta mengancam permukiman, infrastruktur, dan ekosistem di kawasan pesisir dataran rendah. Garis hijau pada gambar tersebut menunjukkan proyeksi kenaikan dalam 30 tahun ke depan, yang mengindikasikan bahwa dampak signifikan dapat terjadi dalam beberapa dekade mendatang. Hal ini menegaskan pentingnya langkah mitigasi perubahan iklim dan strategi adaptasi pesisir untuk mengurangi risiko banjir dalam jangka panjang.

Kenaikan muka air laut juga dapat diamati melalui data satelit altimetri seperti TOPEX/Poseidon, Jason-1, dan Jason-2. Berdasarkan analisis Hastho Wuriatmo (2012), perairan Indonesia, khususnya di wilayah pantai utara Jawa, mengalami kenaikan muka air laut rata-rata sebesar 2,46 mm/tahun. Akumulasi kenaikan ini dalam jangka panjang berpotensi memperparah kejadian banjir rob, terutama ketika berinteraksi dengan faktor pemicu lain. Selain itu, dalam skala waktu yang lebih pendek, parameter oseanografis seperti tinggi gelombang akibat angin dan badai juga berperan penting, dengan ketinggian gelombang yang dapat mencapai 0,6–1,4 m pada periode tertentu di perairan utara Pulau Jawa (Kurniawan & Praja, 2020), sehingga semakin meningkatkan potensi genangan rob.



Gambar 2.8 Proyeksi Kenaikan Permukaan Laut Tahun 2100.

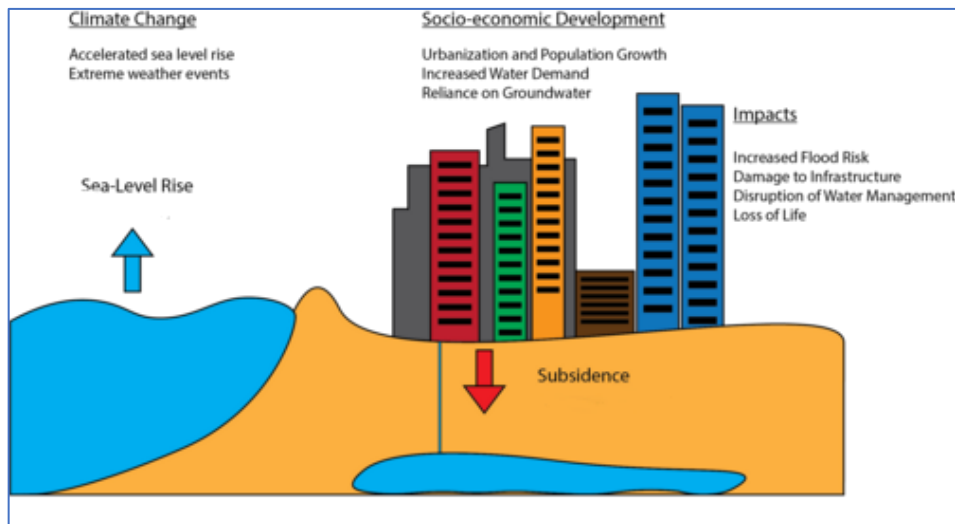
Sumber: (NOAA, 2023)

2.4.2 Penurunan Muka Tanah (*Land Subsidence*)

Penurunan muka tanah merupakan faktor lokal yang sangat signifikan. Di kota-kota besar seperti Jakarta dan Semarang, penurunan tanah terjadi akibat pengambilan air tanah secara berlebihan, beban bangunan berat, dan jenis tanah lempung lunak yang mudah terkompaksi. Ketika permukaan tanah turun dan permukaan laut naik, risiko rob menjadi semakin besar dan tidak tertahankan, bahkan saat pasang laut biasa. Berdasarkan hasil penelitian Abdillah et al. (2024), wilayah pesisir utara Jawa tergolong sangat rawan, dengan 14% masuk dalam kategori proyeksi penurunan tanah sangat tinggi dan model muka air laut sedang dan 11% masuk dalam kategori model penurunan tanah sangat tinggi dan muka air laut sangat tinggi.

Pengambilan air tanah yang berlebihan dapat menyebabkan penurunan tanah, khususnya di daerah perkotaan. Saat air tanah dipompa keluar dari akuifer bawah tanah untuk memenuhi permintaan kota-kota yang sedang berkembang, tanah di atasnya secara bertahap akan amblas karena hilangnya dukungan dari air yang dikeluarkan. Proses ini ditunjukkan dengan tanda panah merah ke bawah di bawah bangunan kota, yang menunjukkan gerakan tanah vertikal yang disebabkan oleh penurunan tanah (lihat **Gambar 2.9**). Akibatnya, daerah pesisir menjadi semakin rentan terhadap banjir, karena permukaan tanah turun relatif terhadap permukaan laut. Jika dikombinasikan dengan kenaikan permukaan laut dan pasang surut yang ekstrem, penurunan tanah secara signifikan meningkatkan risiko banjir pesisir, yang mengancam infrastruktur, masyarakat, dan ekosistem di zona perkotaan dataran rendah.

Selain itu, penurunan muka tanah juga menyebabkan perubahan kondisi hidraulik kawasan pesisir secara bertahap. Ketika elevasi daratan semakin rendah terhadap muka laut rata-rata, gradien hidraulik yang sebelumnya memungkinkan aliran air dari darat menuju laut menjadi berkurang bahkan dapat berbalik arah. Kondisi ini menghambat proses drainase alami dan memperbesar kemungkinan terjadinya genangan yang bertahan lebih lama di wilayah pesisir. Dalam jangka panjang, kombinasi antara penurunan tanah, kenaikan muka laut, serta dinamika pasang surut akan meningkatkan frekuensi dan durasi banjir rob.



Gambar 2.9 Visualisasi land subsidence akibat eksploitasi air tanah di wilayah pesisir.

Sumber: (Erkens et al., 2015)

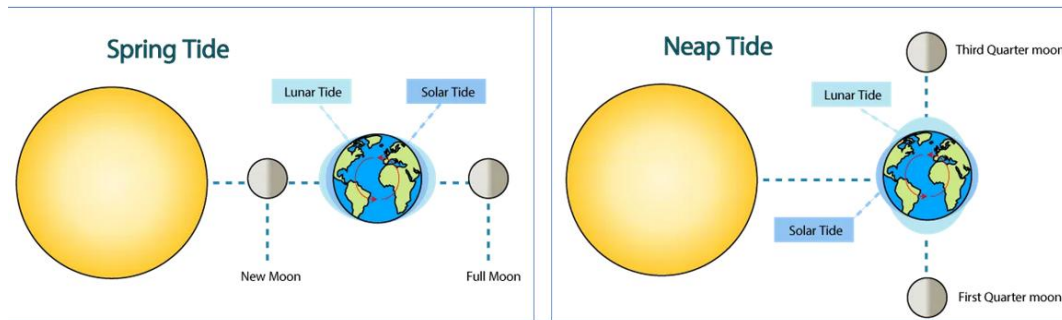
2.4.3 Pasang Surut Air Laut

Fenomena pasang surut dipengaruhi oleh posisi relatif Bulan, Bumi, dan Matahari. Ketika bulan berada dalam fase bulan baru (*new moon*) atau bulan purnama (*full moon*), gaya gravitasi Bulan dan Matahari saling menguatkan, sehingga menghasilkan pasang tertinggi dan surut terendah, yang dikenal sebagai pasang perbani besar (*spring tide*). Sebaliknya, pada fase kuartir pertama dan kuartir ketiga, kedua gaya saling melemahkan dan menghasilkan pasang perbani kecil (*neap tide*) yang fluktuasinya lebih rendah (Rizqi & Putri, 2021).

Pembangkitan pasang surut dapat dijelaskan berdasarkan hukum Newton mengenai gravitasi. Gaya tarik menarik Bumi, Bulan, dan Matahari dituliskan dalam persamaan berikut.

$$F = G \frac{m_1 \times m_2}{R^2} \quad (2.4)$$

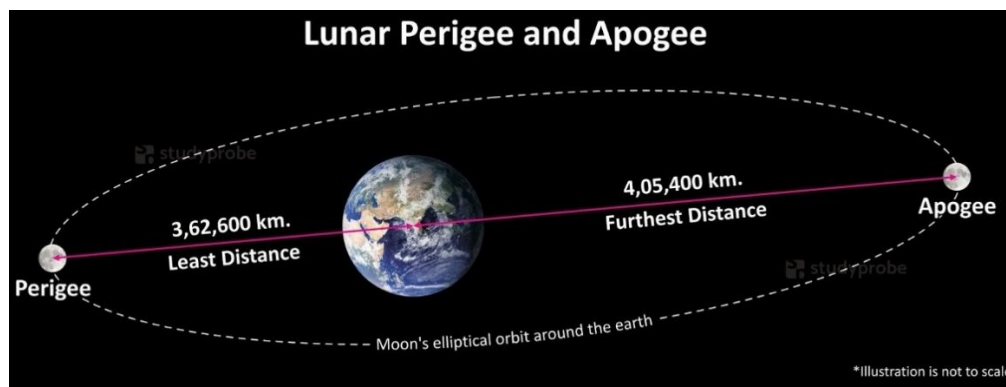
Dimana F adalah gaya tarik menarik antara dua titik masa, m_1 titik massa 1, m_2 titik massa 2, R adalah jarak kedua benda yang berinteraksi, dan G adalah tetapan gravitasi umum ($6.67 \times 10^{-11} N m^2/kg^2$).



Gambar 2.10 Posisi Bumi, Bulan, dan Matahari saat Spring dan Neap Tide.

Sumber: (Khassaf, 2021)

Berdasarkan Persamaan (2.3), jarak merupakan variabel yang sangat menentukan besar kecilnya gaya tarik gravitasi. Oleh karena itu, meskipun massa Matahari jauh lebih besar dibandingkan Bulan, gaya gravitasi yang ditimbulkannya terhadap Bumi menjadi relatif lebih kecil karena jaraknya yang jauh lebih besar. Sementara itu, orbit Bulan terhadap Bumi berbentuk elips sehingga jaraknya selalu berubah, dengan dua posisi utama yaitu *perigee* (Bulan terdekat dari Bumi) dan *apogee* (Bulan terjauh dari Bumi) (Lihat **Gambar 2.11**). Pada saat Bulan berada di perigee, gaya tarik gravitasi Bulan terhadap massa air laut menjadi lebih kuat sehingga amplitudo pasang meningkat. Sebaliknya, saat Bulan berada di apogee, gaya tarik tersebut melemah dan pasang surut cenderung lebih kecil.

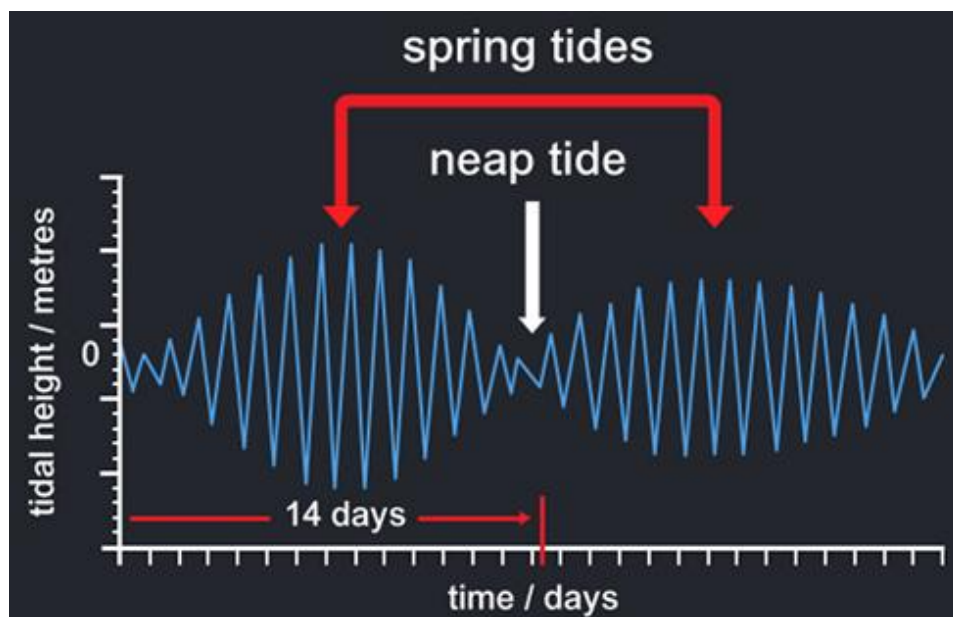


Gambar 2.11 Orbit Bulan dan Posisi antara Bumi dan Bulan.

Sumber: (Climate4life, 2020)

Gambar 2.12 menunjukkan bagaimana ketinggian pasang surut bervariasi seiring waktu akibat perubahan posisi Bulan dan Matahari, yang menciptakan pola

pasang purnama (*spring tide*) dan pasang perbani (*neap tide*). Pasang purnama terjadi sekitar setiap 14 hari ketika gaya gravitasi Bulan dan Matahari sejajar, menghasilkan pasang tinggi yang sangat tinggi dan pasang rendah yang sangat rendah, sehingga rentang pasang surut menjadi lebih besar. Sebaliknya, pasang perbani terjadi ketika posisi Matahari dan Bulan membentuk sudut siku-siku, menghasilkan gaya gravitasi yang lebih lemah dan rentang pasang surut yang lebih kecil.

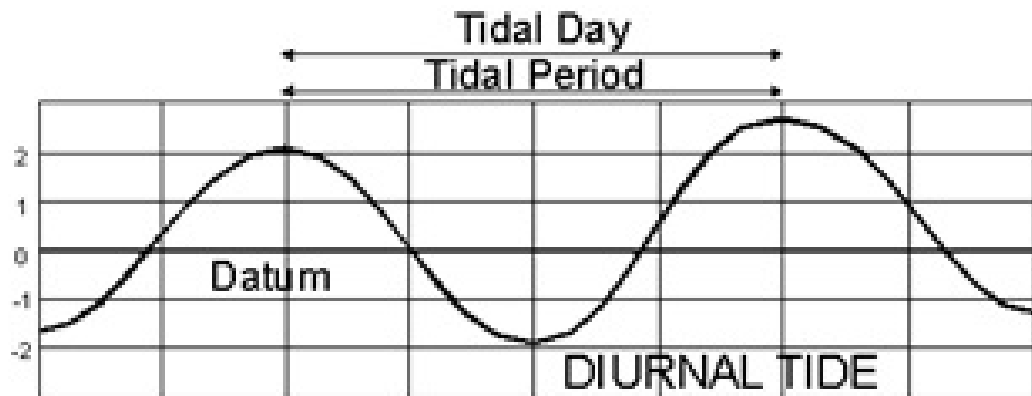


Gambar 2.12 Perubahan pasang surut karena pengaruh gaya tarik Matahari dan Bulan.

Sumber: (OpenLearn, 2019)

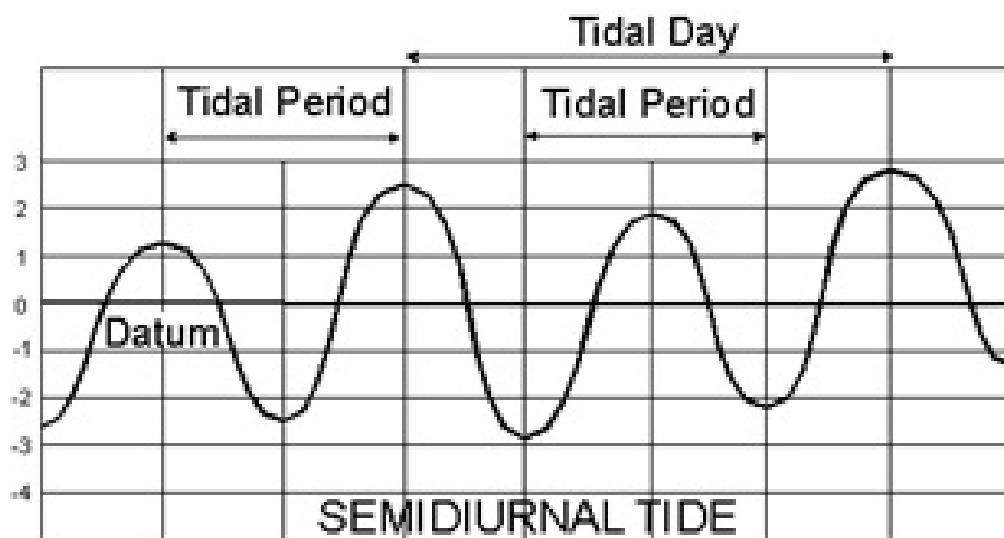
Tipe pasang surut juga dapat berbeda-beda pada setiap wilayah. Secara umum, tipe pasang surut dibedakan menjadi tiga, yaitu pasang surut harian tunggal (*diurnal tide*), pasang surut harian ganda (*semidiurnal tide*), dan pasang surut tipe campuran yang merupakan kombinasi keduanya, bisa condong ke *diurnal tide* atau *semidiurnal tide* (Yusoff et al., 2015).

Perbedaan tipe pasang surut (pasut) di berbagai lokasi utamanya disebabkan oleh kompleksitas geografis dan batimetri. Faktor seperti bentuk garis pantai, kedalaman laut, lebar selat, dan gesekan dasar memengaruhi pergerakan gelombang pasang surut, mengubah amplitudo dan fase saat mendekati pesisir.



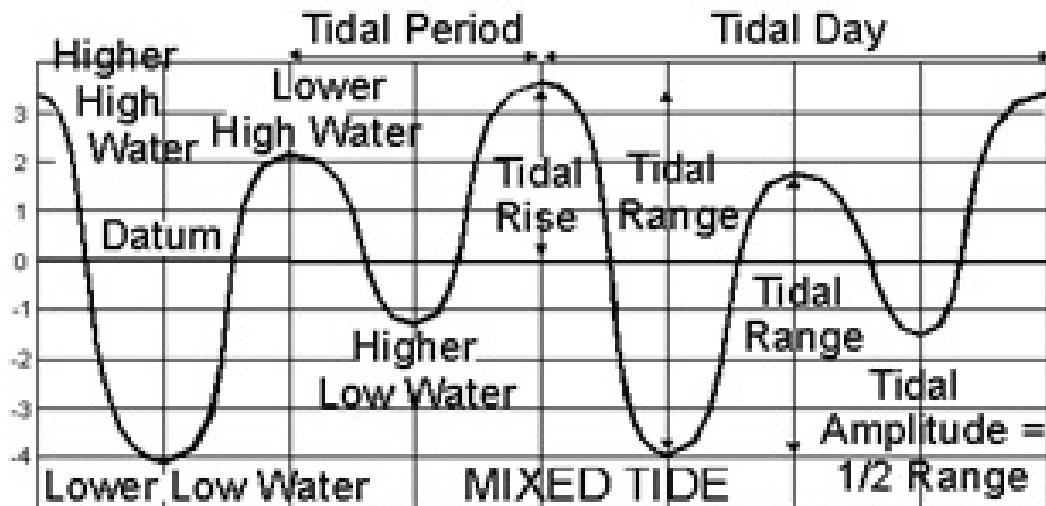
Gambar 2.13 Tipe Pasang Surut Diurnal Tide.

Pasang surut *semidiurnal* memiliki pola dua kali pasang dan dua kali surut dengan tinggi yang hampir sama. Tipe pasang surut ini memiliki periode rata – rata 12 jam.



Gambar 2.14 Tipe Pasang Surut Semidiurnal Tide.

Tipe pasang surut campuran terjadi dengan pola pasang surut yang dapat condong ke *semidiurnal tide* atau *diurnal tide*. Saat condong ke *semidiurnal tide*, terjadi dua kali pasang dan dua kali surut tetapi dengan periode dan tinggi yang berbeda. Saat condong ke *diurnal tide*, terjadi satu kali pasang dan satu kali surut tetapi kadang terjadi dua kali pasang dan dua kali surut tetapi dengan periode dan tinggi yang sangat berbeda.



Gambar 2.15 Tipe Pasang Surut Campuran.

Karakteristik atau tipe pasang surut dapat ditentukan secara kuantitatif menggunakan analisis harmonik dengan metode Admiralti (Khairunnisa et al., 2021). Metode ini memisahkan sinyal pasang surut menjadi sejumlah komponen gelombang pasut yang masing-masing memiliki frekuensi, amplitudo, dan fase berbeda sebagai representasi pengaruh gaya-gaya astronomis.

Secara matematis, persamaan harmonik dituliskan sebagai berikut:

$$h_t = H_0 + \sum H_c f_{y,c} \cos(a_c t + e_{y,c} - K_c) \quad (2.5)$$

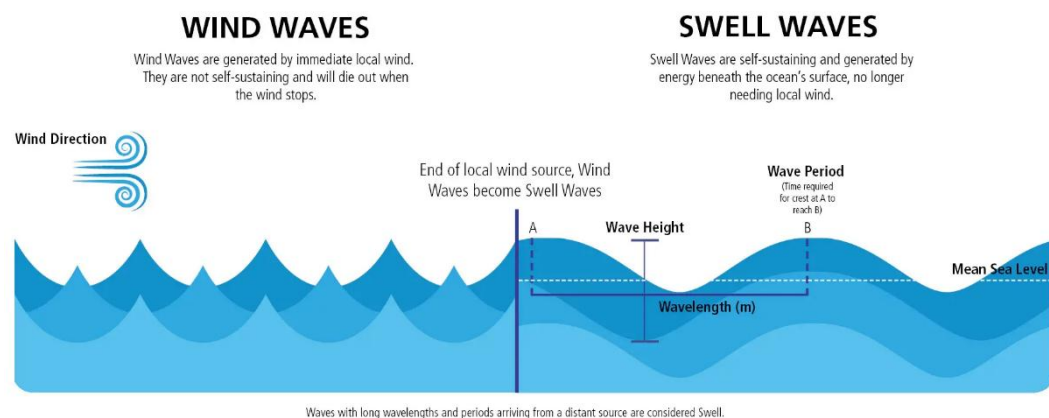
- $h(t)$ = tinggi pasut pada waktu t
- H_0 = tinggi rata-rata permukaan air
- H_c = amplitudo rata-rata dari setiap konstituen
- a_c = frekuensi komponen pasut
- t = waktu pengamatan atau prediksi
- $f_{c,y}$ = faktor untuk mengurangi amplitudo rata-rata H terhadap tahun prediksi.
- $e_{y,c}$ = nilai argumen keseimbangan konstituen c ketika $t = 0$.
- K_c = fase komponen pasut

Konstituen pasut dominan seperti M_2 (*principal lunar semidiurnal*), S_2 (*principal solar semidiurnal*), K_1 (*luni-solar diurnal*), dan O_1 (*principal lunar*

diurnal) menjadi acuan untuk menentukan karakter tipe pasang surut di suatu wilayah pesisir. Melalui analisis harmonik, model matematis pasang surut dapat disusun untuk melakukan prediksi pasang surut pada periode mendatang serta menginterpretasikan dinamika hidrodinamika pesisir secara lebih akurat.

2.4.4 Gelombang Laut

Gelombang laut merupakan salah satu dinamika utama dalam sistem oseanografi yang terbentuk akibat perpindahan energi melalui permukaan air. Secara umum, gelombang dihasilkan oleh gaya-gaya yang bekerja pada permukaan laut, terutama oleh angin. Ketika angin bertiup di atas permukaan air, gesekan antara udara dan air menghasilkan transfer energi yang menciptakan gangguan awal berupa riakan kecil. Riakan ini kemudian berkembang menjadi gelombang yang lebih besar seiring meningkatnya kecepatan angin, durasi tiupan angin, serta panjang fetch, yaitu jarak terbuka yang dilalui angin melintasi permukaan air. Semakin besar ketiga faktor tersebut, semakin besar pula energi yang ditransfer, sehingga gelombang dapat tumbuh menjadi lebih tinggi dan panjang.



Gambar 2.16 Ilustrasi Mekanisme Pembentukan Gelombang Laut

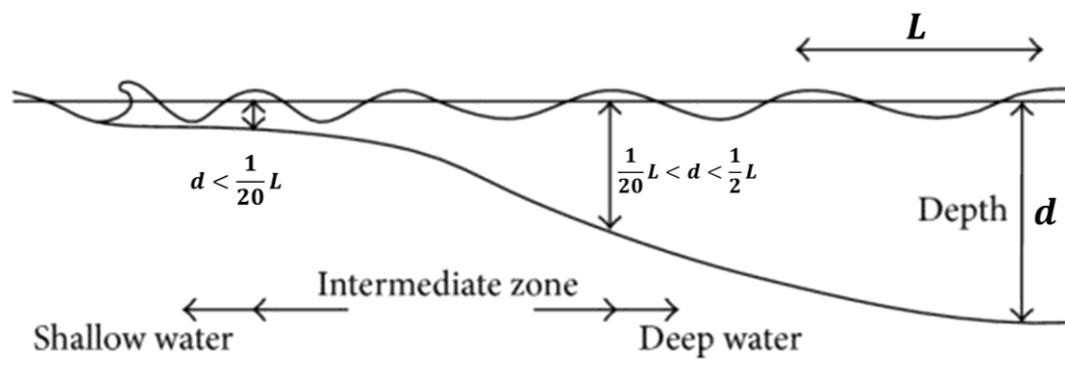
Sumber: (Mazarakis, 2019)

Proses pembentukan gelombang berlangsung melalui tiga tahap utama, yaitu *generation*, *growth*, dan *maturation*. Pada tahap *generation*, gelombang mulai terbentuk sebagai respons terhadap gangguan kecil pada permukaan laut. Pada tahap *growth*, gelombang mengalami peningkatan tinggi dan energi seiring terus

berlangsungnya transfer energi dari angin. Sementara itu, tahap *maturation* terjadi ketika gelombang mencapai kondisi *fully developed sea*, di mana energi yang ditransfer dari angin mencapai kesetimbangan dengan energi yang hilang akibat pecahnya gelombang dan gesekan internal. Ketika gelombang bergerak menjauhi sumber pembentuknya, berubah menjadi *swell* yaitu gelombang yang lebih teratur dengan periode lebih panjang dan dapat menempuh jarak sangat jauh hingga mencapai wilayah pesisir.

Karakteristik gelombang laut banyak dijelaskan melalui teori gelombang linier, yang banyak digunakan dalam pemodelan gelombang. Meskipun memiliki beberapa keterbatasan, teori ini memberikan landasan teoretis yang penting. Teori gelombang linier didasarkan pada sejumlah asumsi, antara lain kedalaman air konstan, gerakan gelombang dua dimensi, fluida tak termampatkan, serta pengabaian pengaruh viskositas, tegangan permukaan, dan turbulensi.

Dalam teori gelombang linier, kecepatan rambat gelombang dan panjang gelombang dipengaruhi oleh kedalaman perairan yang diilustrasikan pada **Gambar 2.17**.



Gambar 2.17 Klasifikasi Gelombang Perairan Dalam dan Dangkal berdasarkan Kedalaman Dasar Laut dan Panjang Gelombang.

Sumber: (Wang & Kang, 2016)

Gelombang merambat lebih cepat di perairan yang lebih dalam, dan perubahan kedalaman menyebabkan perubahan karakteristik gelombang. Gelombang pada perairan dalam tidak berinteraksi dengan dasar laut. Akibatnya, kecepatannya hanya bergantung pada panjang gelombangnya.

Secara umum kecepatan gelombang dirumuskan sebagai berikut

$$c = \frac{L}{T} \quad (2.6)$$

Dimana c adalah kecepatan rambat gelombang dalam m/s, L adalah panjang gelombang, dan T adalah periode gelombang. Kaitannya dengan perubahan kedalaman maka persamaan kecepatan gelombang didefinisikan berdasarkan:

Persamaan Kecepatan Gelombang Perairan Dalam

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad (2.7)$$

g dan π merupakan nilai konstan, maka persamaan dapat disederhanakan menjadi

$$c = 1.25\sqrt{L}$$

Pada perairan dangkal, gelombang dipengaruhi oleh dasar laut sehingga gerakan partikel air berubah. Semakin dangkal air, gerakan partikel menjadi lebih datar dan dominan horizontal di dekat dasar laut. Kecepatan gelombang air dangkal hanya ditentukan oleh kedalaman air.

$$c = \sqrt{gd} \quad (2.8)$$

Pada area *intermediate zone*, perilaku gelombang menjadi lebih kompleks, karena baik panjang gelombang maupun kedalaman memengaruhi kecepatannya. Kecepatan gelombang pada area ini dirumuskan sebagai berikut.



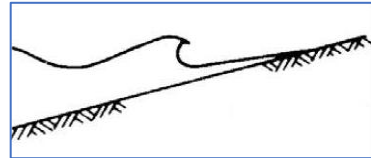



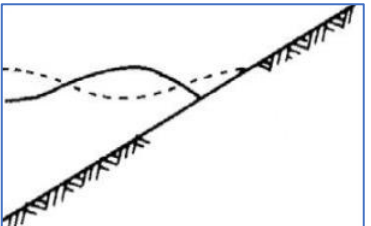

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(2\pi \frac{d}{L}\right)} \quad (2.9)$$

Ketika gelombang mencapai wilayah pesisir, terdapat beberapa tipe gelombang pecah yang terbentuk akibat kemiringan pantai. Pengelompokan ini didasarkan pada parameter *surf similarity* (ξ_0), yaitu angka yang digunakan untuk menentukan bagaimana gelombang akan pecah saat mendekati pantai.

$$\xi = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H/L}} \quad (2.10)$$

dimana $\tan\beta$ adalah kemiringan pantai, H adalah tinggi gelombang di laut dalam, dan L adalah panjang gelombang di laut dalam.

Tabel 2.2 Klasifikasi Tipe Gelombang Pecah Berdasarkan Kemiringan Pantai.

Tipe	Diagram dan Contoh di Lapangan	
<p><i>Spilling</i> $\xi_0 < 0,5$</p>		
<p><i>Plunging</i> $0,5 < \xi_0 < 2,5$</p>		
<p><i>Collapsing</i> $2,5 < \xi_0 < 3,7$</p>		
<p><i>Surging</i> $\xi_0 > 3,7$</p>		

Sumber: (Barceló, 2014)

Kombinasi dari faktor - faktor tersebut menjadikan banjir rob sebagai ancaman serius yang bersifat sistemik dan terus memburuk jika tidak diintervensi melalui kebijakan adaptasi dan mitigasi.

2.5 Prinsip Hidraulika Aliran

Fenomena rob pada dasarnya merupakan hasil dari interaksi antara muka air laut dan sistem aliran di daratan yang dikontrol oleh perbedaan energi dan gradien hidraulik. Ketika muka air laut mengalami kenaikan, perbedaan elevasi antara laut dan daratan dapat berubah sehingga memengaruhi arah dan kemampuan aliran air dalam sistem sungai maupun drainase pesisir. Kondisi ini dapat menurunkan gradien hidraulik yang mengalirkan air ke laut dan bahkan menimbulkan fenomena backwater, yaitu tertahannya aliran dari daratan akibat tingginya muka air di hilir.

2.5.1 Kestimbangan Hidrostatik

Kestimbangan hidrostatik menggambarkan kondisi ketika fluida berada dalam keadaan diam sehingga gaya yang bekerja pada setiap elemen fluida berada dalam keadaan seimbang. Pada kondisi ini, tekanan fluida meningkat seiring dengan bertambahnya kedalaman akibat berat kolom air di atasnya.

Hubungan antara tekanan dan kedalaman pada kondisi hidrostatik dapat dinyatakan sebagai:

$$p = \rho gh \quad (2.11)$$

di mana:

p = tekanan hidrostatik (Pa)

ρ = massa jenis air (kg/m^3)

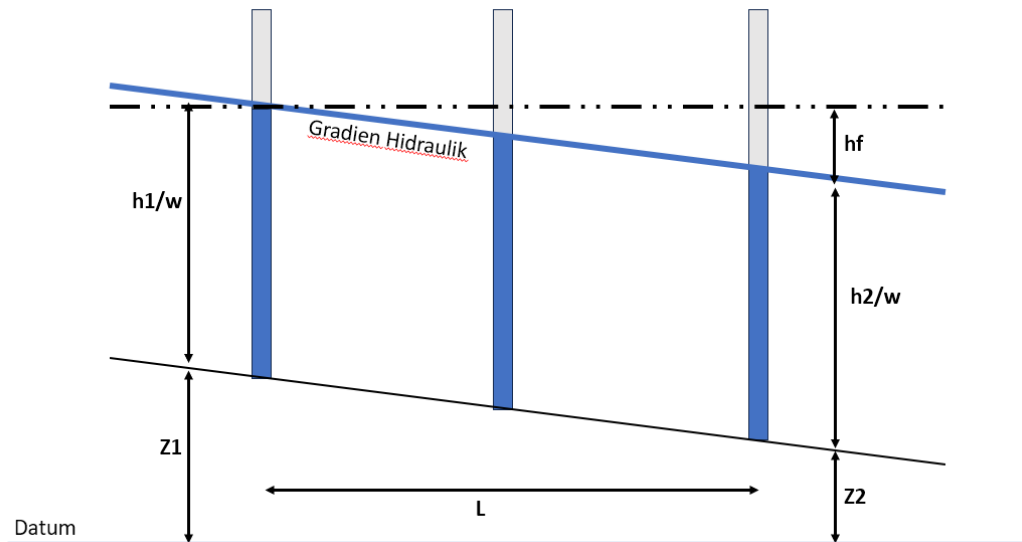
g = percepatan gravitasi (m/s^2)

h = kedalaman air (m)

Dalam sistem perairan alami, seperti sungai dan wilayah pesisir, kondisi kestimbangan ini jarang terjadi secara sempurna karena adanya pengaruh aliran, gelombang, serta perubahan muka air. Namun, konsep kestimbangan hidrostatik tetap menjadi dasar dalam memahami distribusi tekanan dan perilaku muka air dalam sistem hidraulik.

2.5.2 Gradien Hidraulik

Gradien hidraulik merupakan perbedaan energi atau tinggi muka air antara dua titik yang menyebabkan terjadinya aliran fluida. Secara umum, air akan mengalir dari daerah dengan energi atau elevasi muka air yang lebih tinggi menuju daerah dengan energi yang lebih rendah.



Gambar 2.18 Gradien Hidraulik.

Gradien hidraulik dapat dinyatakan sebagai:

$$i = \frac{\Delta h}{L} \quad (2.12)$$

di mana:

i = gradien hidraulik

Δh = perbedaan tinggi muka air (m)

L = jarak antara dua titik (m)

Besarnya gradien hidraulik menentukan kecepatan aliran dalam suatu sistem perairan. Semakin besar perbedaan elevasi muka air, maka semakin besar pula gaya pendorong yang menggerakkan aliran. Dalam sistem sungai dan drainase pesisir,

gradien hidraulik menjadi faktor utama yang mengontrol arah dan intensitas aliran air menuju laut.

2.5.3 Profil Muka Air

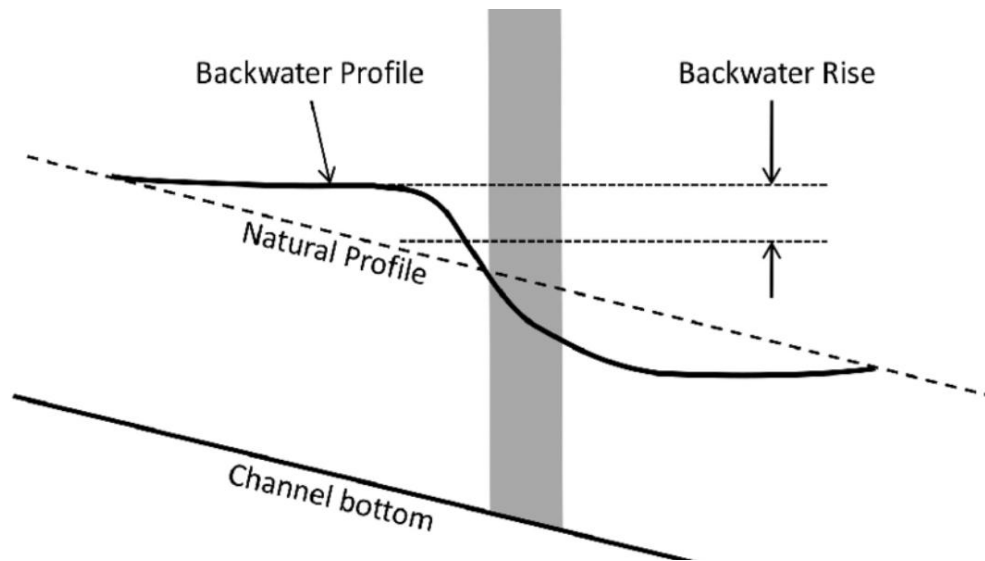
Profil muka air merupakan gambaran perubahan elevasi permukaan air sepanjang suatu aliran pada saluran terbuka. Pada wilayah pesisir, perubahan muka air laut akibat pasang surut dapat memengaruhi kondisi muka air pada sungai atau saluran drainase yang terhubung dengan laut, sehingga menyebabkan perubahan profil muka air sepanjang aliran.

Secara umum, profil muka air pada saluran terbuka dipengaruhi oleh keseimbangan antara gaya gravitasi, gaya inersia aliran, serta gaya hambatan akibat gesekan dasar saluran. Perubahan keseimbangan gaya-gaya tersebut dapat menyebabkan variasi kedalaman aliran sepanjang saluran yang dikenal sebagai aliran berubah secara bertahap atau *gradually varied flow*. Kondisi ini terjadi ketika perubahan kedalaman aliran berlangsung secara perlahan sepanjang arah aliran, sehingga distribusi tekanan hidrostatis masih dapat diasumsikan berlaku.

Pada wilayah pesisir, perubahan muka air laut akibat pasang dapat meningkatkan elevasi muka air pada bagian hilir sungai atau saluran drainase. Kondisi ini dapat menyebabkan terbentuknya profil muka air yang meningkat ke arah hulu, yang dikenal sebagai fenomena *backwater*. Akibatnya, gradien hidraulik aliran menjadi berkurang sehingga kemampuan saluran dalam mengalirkan air menuju laut menjadi menurun. Fenomena ini sering menjadi salah satu penyebab terjadinya genangan atau banjir rob pada wilayah pesisir, terutama pada daerah dengan sistem drainase yang langsung terhubung dengan laut.

2.5.4 Backwater

Backwater merupakan fenomena hidraulik yang terjadi ketika aliran air mengalami hambatan akibat kenaikan muka air di bagian hilir sehingga menyebabkan peningkatan muka air di bagian hulu. Kondisi ini sering terjadi pada sistem sungai atau saluran drainase yang bermuara ke laut, terutama ketika terjadi pasang laut atau kenaikan muka air di wilayah hilir.



Gambar 2.19 Ilustrasi Backwater.

Sumber: (Mcdermott & Quinn, 2023)

Pada kondisi backwater, gradien hidraulik menjadi lebih kecil karena perbedaan elevasi muka air antara hulu dan hilir berkurang. Akibatnya, kemampuan aliran untuk mengalirkan air menuju hilir menjadi menurun. Dalam beberapa kasus, kondisi ini bahkan dapat menyebabkan aliran melambat secara signifikan atau terjadi genangan di wilayah hulu.

Fenomena backwater memiliki peranan penting dalam kajian hidraulika pesisir, terutama dalam memahami mekanisme terjadinya banjir di kawasan dataran rendah pesisir. Ketika muka air laut meningkat akibat pasang atau faktor lainnya, aliran dari sungai atau sistem drainase dapat tertahan sehingga meningkatkan potensi terjadinya genangan di wilayah daratan.

2.6 Pemodelan Numerik untuk Simulasi Banjir Pesisir

Pemodelan numerik merupakan metode yang krusial dalam memahami dan memprediksi dinamika pesisir, terutama banjir rob. Dengan bantuan perangkat lunak khusus, pemodelan numerik dapat digunakan untuk merepresentasikan kondisi fisik di lapangan secara matematis dan visual. Dua perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini adalah MIKE 21 dan HEC-RAS. Kedua perangkat MIKE 21 dan HEC RAS dapat digunakan secara terintegrasi, di mana MIKE 21

memodelkan hidrodinamika laut secara luas, sementara HEC-RAS digunakan untuk simulasi masuknya air laut ke daratan. Pemanfaatan model numerik ini memberikan dasar yang kuat untuk perencanaan tata ruang pesisir, desain infrastruktur pengendalian banjir, dan sistem peringatan dini.

2.5.1 MIKE 21 – Pemodelan Hidrodinamika 2D dan Gelombang

MIKE 21 adalah perangkat lunak yang dikembangkan oleh Danish Hydraulic Institute (DHI) dan dirancang untuk mensimulasikan sistem perairan dua dimensi secara mendetail, seperti gelombang laut, arus, pasang surut, dan interaksi hidrodinamika di wilayah pesisir dan estuari. Model ini sangat sesuai untuk mengkaji pergerakan air laut, pasang surut, serta penyebaran genangan akibat banjir rob atau gelombang ekstrim.

Dalam implementasinya, MIKE 21 menggunakan dasar *Shallow Water Equations* (SWE) atau persamaan air dangkal dua dimensi, yang terdiri dari persamaan kontinuitas dan momentum. Persamaan dasar yang digunakan adalah sebagai berikut:

Persamaan Kontinuitas

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad (2.13)$$

Momentum of mass dalam arah x

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial y} \\ = fh\bar{v} - gh\frac{\partial\eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0}\frac{\partial P_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0}\frac{\partial\rho}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} \\ - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial x}hT_{xx} + \frac{\partial}{\partial y}hT_{xy} + hvS \end{aligned} \quad (2.14)$$

Momentum of mass dalam arah y

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} \\
& = fh\bar{u} - gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \\
& - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} hT_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} hT_{yy} \\
& + hv_s S
\end{aligned} \tag{2.15}$$

Dimana kedalaman air total adalah $h = \eta + d$; η mewakili ketinggian air; d menyumbangkan kedalaman air statis; t adalah waktu; x dan y adalah koordinat Cartesian; Komponen kecepatan dalam arah x dan y masing-masing diwakili oleh \bar{u} dan \bar{v} ; g adalah akselerasi akibat gravitasi; f adalah koefisien gaya Coriolis; $f\bar{u}$ dan $f\bar{v}$ adalah akselerasi yang disebabkan oleh rotasi Bumi; P_a adalah tekanan udara; sedangkan ρ_0 dan ρ masing-masing mewakili densitas air laut normal dan densitas air; S_{xx} , S_{xy} , S_{yx} , S_{yy} adalah komponen tegangan radiasi gelombang; T_{xx} , T_{xy} , T_{yy} adalah istilah-istilah tegangan viskos horisontal; S adalah istilah source dan sink; u_s dan v_s mengindikasikan kecepatan arus yang terkait dengan arus head dan sink.

Pada model *Spectral Wave*, gelombang dimodelkan dengan *fully spectral formulation* yang didasarkan pada persamaan konservasi aksi gelombang (*wave action conservation equation*). Persamaan ini mengatur bagaimana energi gelombang berubah terhadap ruang dan waktu akibat proses-proses fisik di laut.

Dalam koordinat Kartesius horizontal, persamaan ini dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (c_x N) \frac{\partial (c_\theta N)}{\partial \theta} + \frac{\partial (c_\sigma N)}{\partial \sigma} = \frac{S}{\sigma} \tag{2.16}$$

Dimana N adalah *wave action density*, t adalah waktu, c_x adalah kecepatan dalam arah horizontal (propagasi gelombang), c_θ adalah kecepatan perubahan arah gelombang, c_σ adalah kecepatan perubahan frekuensi gelombang, $\sigma =$ frekuensi

gelombang intrinsik, yang nilainya tidak terpengaruh oleh arus. Kemudian S adalah jumlah kontribusi dari proses sumber dan redaman (*source/sink terms*).

Dalam **persamaan (2.16)**, S merupakan total dari beberapa parameter yang didefinisikan dengan persamaan berikut:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \quad (2.17)$$

Dimana S_{in} adalah input angin, yang menjadi transfer energi dari angin ke gelombang berdasarkan teori Janssen. S_{nl} adalah interaksi non-linier antar gelombang. S_{ds} adalah *Whitecapping* yaitu disipasi energi akibat pecahnya gelombang di air dalam. S_{bot} adalah *Bottom friction* yaitu Disipasi energi akibat interaksi dengan dasar laut. Kemudian S_{surf} merepresentasikan disipasi energi dari gelombang yang pecah saat mendekati pantai di perairan dangkal.

2.5.2 HEC-RAS – Simulasi Aliran dan Banjir Rob

HEC-RAS (*Hydrologic Engineering Center's River Analysis System*) adalah perangkat lunak yang dikembangkan oleh U.S. Army Corps of Engineers. Meskipun awalnya dirancang untuk pemodelan aliran sungai satu dimensi, versi terbaru HEC-RAS juga mendukung pemodelan dua dimensi dan telah banyak digunakan dalam simulasi banjir rob, khususnya untuk memodelkan pergerakan air ke daratan melalui drainase, tanggul, atau alur sungai yang dipengaruhi oleh pasang laut maupun gelombang. HEC-RAS sangat berguna dalam simulasi banjir rob ketika air laut masuk ke area pesisir, serta dalam evaluasi efektivitas tanggul atau sistem kanal dalam meredam rob. Model ini juga mampu mensimulasikan kondisi transien seperti banjir harian atau akibat pasang surut dengan data elevasi muka air sebagai batas.

Pada model HEC-RAS persamaan yang digunakan adalah *Diffusion Wave Equation* (DWE). Persamaan ini merupakan penyederhanaan dari *Shallow Water Equations* (SWE) pada **persamaan 2.13 – 2.15**.

Diffusion Wave Equation:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\beta \nabla z_s) + q \quad (2.18)$$

$\frac{\partial h}{\partial t}$ merupakan laju perubahan elevasi permukaan air terhadap waktu. ∇ Adalah operator gradien/divergensi. β koefisien difusi hidraulik (*hydraulic diffusivity*) yang menggambarkan kemampuan aliran untuk menyebar/merambat. z_s adalah elevasi muka air (*water surface elevation*). Kemudian q adalah *source/sink term*.

2.5.3 Kalibrasi dan Validasi Model

Validasi dan kalibrasi merupakan tahapan krusial dalam pemodelan numerik untuk memastikan bahwa hasil simulasi mampu menggambarkan kondisi fisik secara akurat. Kalibrasi dilakukan dengan menyesuaikan parameter model agar selaras dengan data pengukuran lapangan, sementara validasi bertujuan menguji keandalan model menggunakan dataset berbeda.

Pada model hidrodinamika, parameter utama yang dikalibrasi melingkupi *Manning/Chézy's roughness coefficient*, *eddy viscosity*, dan *wind drag coefficient*. Parameter ini bertujuan untuk mengoptimalkan kecepatan arus, elevasi muka air, dan pola sirkulasi arus. Sementara itu, dalam model gelombang, parameter yang dikalibrasi meliputi *whitecapping dissipation*, *bottom friction*, dan *wave breaking coefficient*. Pada simulasi banjir, parameter *Manning's n values* menjadi parameter utama yang dikalibrasi. Parameter ini memperhitungkan pengaruh hambatan aliran akibat keberadaan tambak, area pertanian, serta kawasan permukiman. Penetapan area tersebut ditentukan berdasarkan data tutupan lahan yang diperoleh dari *National Land Cover Database (NLCD)*.

Keberhasilan proses validasi umumnya dievaluasi menggunakan statistik seperti *root mean square error (RMSE)*, *mean absolute error (MAE)*, *Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)*, dan koefisien determinasi (R^2). Metrik-metrik tersebut dirumuskan sebagai berikut:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i^n (OBS_i - SIM_i)^2}{n}} \quad (2.19)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_i^n |OBS_i - SIM_i|^2 \quad (2.20)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_i^n (OBS_i - SIM_i)^2}{\sum_i^n (OBS_i - \overline{OBS})^2} \quad (2.21)$$

Dimana OBS_i adalah data observasi, SIM_i adalah data hasil simulasi, sementara \overline{OBS} adalah rata-rata dari nilai observasi.

2.7 Tinjauan Studi Sebelumnya yang Relevan

Studi mengenai banjir pesisir di wilayah Brebes, Jawa Tengah, dilakukan oleh Nirwansyah dan Suwarsito (2020), yang menilai dampak kejadian pasang tinggi terhadap kawasan tambak ikan. Penelitian ini menyoroti terjadinya banjir rob musiman serta dampaknya terhadap infrastruktur tambak tradisional. Studi ini menggunakan kombinasi data spasial, termasuk DEMNAS (Digital Elevation Model Nasional) dari Badan Informasi Geospasial (BIG), serta data penggunaan lahan yang didigitasi dari citra satelit Google Earth. Wawancara mendalam juga dilakukan dengan kelompok pembudidaya ikan lokal untuk memperoleh informasi kualitatif mengenai waktu kejadian, durasi, dan kedalaman banjir. Estimasi luas genangan dilakukan menggunakan pendekatan raster sederhana berbasis model "bathtub", yang memetakan luas genangan berdasarkan elevasi dan level pasang laut. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pada periode April–Juni, banjir rob pada pagi hari merendam sekitar 3.309,53 ha tambak, dan meningkat menjadi 4.810,32 ha pada sore hari. Sementara itu, pada periode November–Desember, banjir pagi hari mencakup 4.521,72 ha, dan pada sore hari mencakup 3.703,17 ha.

Berdasarkan tinjauan tersebut, studi terbaru ini bertujuan untuk meningkatkan pemahaman mekanisme banjir rob dengan pendekatan pemodelan yang lebih dinamis dan komprehensif dengan mengintegrasikan pengaruh ENSO dalam pemodelan banjir pesisir. Dengan menggunakan data suhu permukaan laut, angin, dan gelombang, penelitian ini bertujuan mengidentifikasi fase-fase ENSO dan potensinya terhadap peningkatan kejadian banjir rob. Kondisi hidrodinamika dan gelombang pesisir akan dimodelkan menggunakan MIKE 21. Selanjutnya, model HEC-RAS 2D akan digunakan untuk mensimulasikan genangan banjir ke daratan. Pendekatan pemodelan terintegrasi ini akan menghasilkan peta genangan banjir yang detail serta penilaian tingkat keparahan berdasarkan kedalaman dan luasan genangan. Dengan mengisi celah metodologis dari penelitian sebelumnya, studi ini diharapkan dapat meningkatkan pemahaman mengenai dinamika banjir pesisir akibat ENSO dan mendukung strategi mitigasi risiko serta perencanaan kawasan pesisir.

2.8 Bangunan Pengaman Pantai

Bangunan pengaman pantai merupakan infrastruktur yang dirancang untuk melindungi wilayah pesisir dari dampak erosi dan banjir rob, yang disebabkan oleh gelombang dan pasang tinggi. Bangunan ini berfungsi untuk mengurangi energi gelombang, mengendalikan transport sedimen, serta menjaga stabilitas garis pantai dan kawasan daratan di belakangnya.

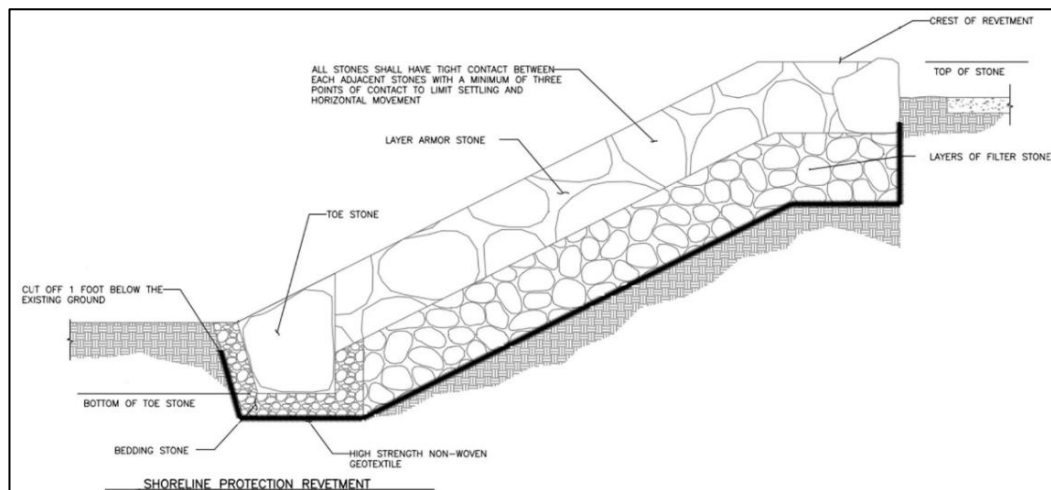
Dalam konteks kawasan pesisir yang didominasi oleh dataran rendah, bangunan pengaman pantai menjadi komponen penting dalam strategi adaptasi perubahan iklim dan mitigasi bencana pesisir. Secara umum, bangunan pengaman pantai dapat diklasifikasikan menjadi dua kelompok utama, yaitu bangunan keras (*hard structure*) dan bangunan lunak (*soft structure*) (Vallam et al., 2021).

2.8.1 Bangunan Keras (*hard structure*)

Bangunan keras dirancang untuk menahan atau memantulkan energi gelombang secara langsung. Jenis utama bangunan keras meliputi:

1. Revetment

Revetment adalah struktur pelindung lereng pantai yang dibangun sejajar garis pantai, umumnya terdiri dari batu pecah, beton pracetak, atau tetrapod. Fungsi utama revetment adalah melindungi daratan dari erosi akibat hantaman gelombang dan limpasan air laut.



Gambar 2.20 Bangunan Pelindung Pantai Jenis Revetment.

Sumber: (AMI Consulting Engineers, 2021)

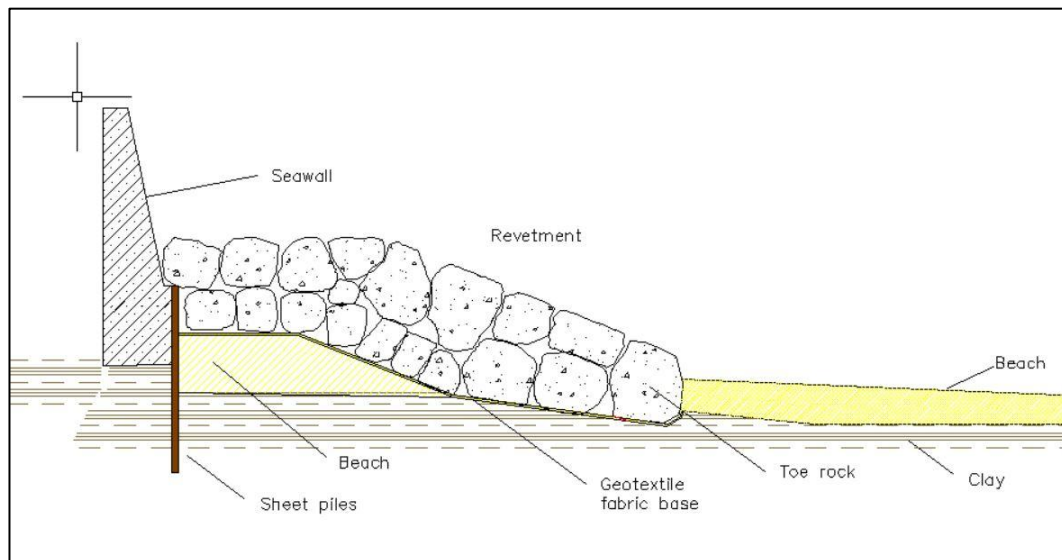
Revetment memiliki keunggulan dalam stabilitas struktural, daya tahan terhadap gelombang besar, dan kemudahan konstruksi di area sempit. Namun, revetment cenderung memantulkan energi gelombang sehingga dapat meningkatkan erosi di kaki struktur (toe erosion) jika tidak didesain dengan lapisan filter dan perlindungan dasar yang memadai (Diasa et al., 2024).

2. Dinding Pantai (*Seawall*)

Seawall adalah dinding pantai yang dibangun secara vertikal atau dengan kemiringan tertentu di sepanjang garis pantai untuk menahan limpasan pasang tinggi, gelombang laut, serta mencegah air laut masuk ke daratan. Struktur ini umumnya terbuat dari beton bertulang, pasangan batu, atau material lain yang memiliki kekuatan tinggi terhadap tekanan gelombang dan abrasi. Seawall banyak diterapkan pada kawasan pesisir yang telah berkembang menjadi area terbangun seperti permukiman, kawasan industri, dan infrastruktur penting, karena mampu memberikan perlindungan langsung terhadap ancaman banjir rob dan erosi pantai.

Dengan adanya seawall, energi gelombang yang datang dapat ditahan sehingga genangan air laut yang melimpas ke daratan dapat dikurangi.

Umumnya seawall tidak dirancang sebagai struktur tunggal, melainkan perlu dikombinasikan dengan struktur perlindungan pantai lainnya agar kinerjanya lebih optimal dan dampak negatifnya dapat diminimalkan.



Gambar 2.21 Kombinasi Seawall dan Revetment.

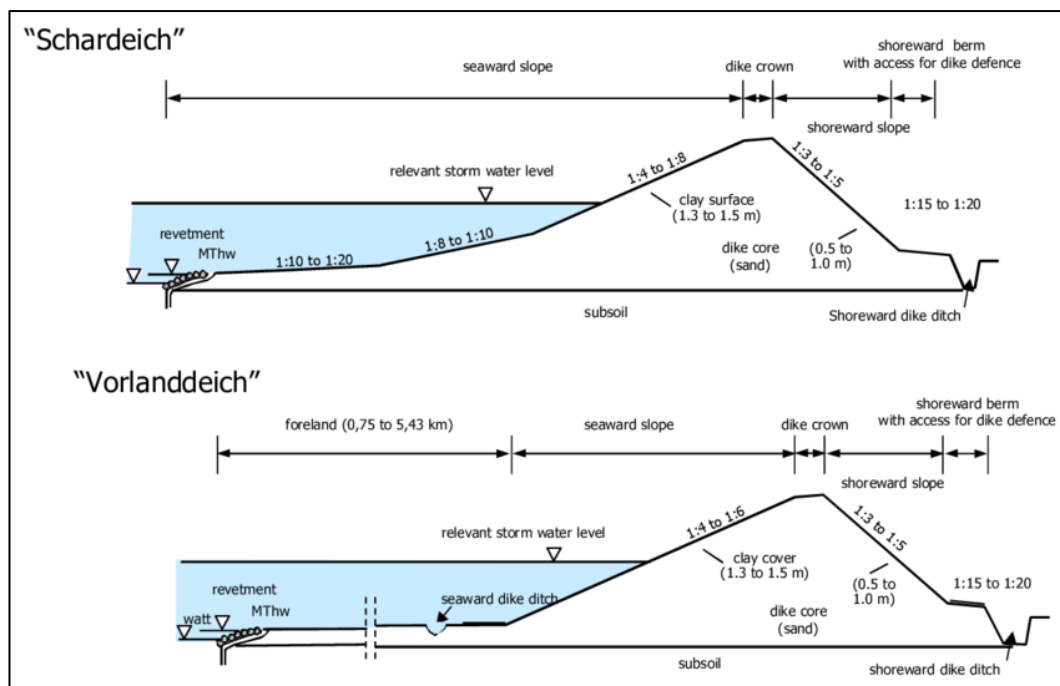
Sumber: (Ganic, 2021)

3. Tanggul Pantai (*Coastal Dike*)

Tanggul pantai merupakan bangunan pengendali banjir yang dibangun memanjang sejajar dengan garis pantai dan berfungsi sebagai penghalang fisik terhadap limpasan air laut ke daratan. Struktur ini dirancang untuk menahan peristiwa *overtopping* dan *overflow* yang dapat terjadi akibat pasang tinggi, gelombang laut, maupun kenaikan muka air laut dalam jangka panjang. Pada kawasan pesisir yang memiliki elevasi relatif rendah, tanggul pantai berperan penting sebagai garis pertahanan utama untuk melindungi permukiman, kawasan industri, lahan pertanian, serta infrastruktur vital dari ancaman banjir rob. Secara konstruksi, tanggul pantai umumnya dibangun menggunakan material tanah yang dipadatkan, timbunan pasir, atau kombinasi dengan lapisan pelindung seperti batu

atau beton pada bagian lerengnya untuk meningkatkan stabilitas dan ketahanan terhadap erosi.

Gambar 2.22 memperlihatkan konsep desain dan penampang melintang tanggul pantai yang banyak digunakan di negara–negara dengan dataran pesisir rendah seperti Jerman dan Belanda. Desain ini sangat relevan dengan mekanisme perlindungan banjir rob di pesisir Brebes yang memiliki dataran rendah dengan kemiringan sangat landai.



Gambar 2.22 Sea dikes dengan Tipe Schardeich dan Vorlanddeich.

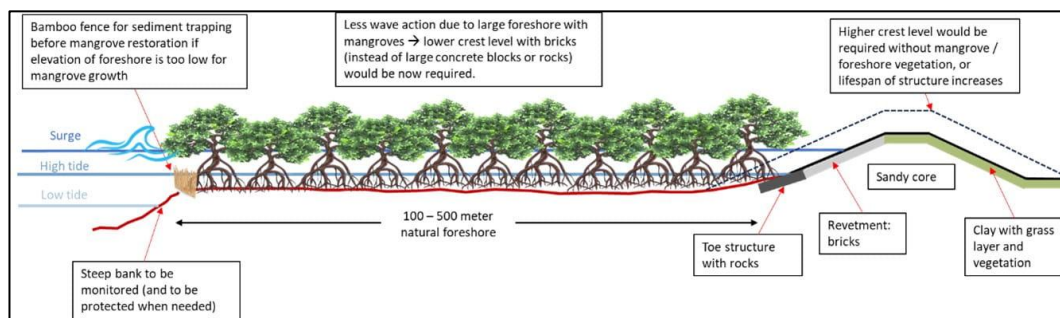
Berdasarkan posisinya terhadap garis pantai, sea dike dapat dibedakan menjadi dua tipe utama, yaitu *Schardeich* dan *Vorlanddeich* (Kortenhaus et al., 2022).

Schardeich adalah sea dike yang dibangun tepat di garis pantai dan berhadapan langsung dengan laut. Pada konfigurasi ini, sisi laut tanggul menerima langsung energi gelombang dan fluktuasi muka air laut. Oleh karena itu, *Schardeich* memerlukan perlindungan lereng berupa revetment yang kuat serta kemiringan lereng yang relatif landai untuk meredam energi gelombang. Tipe ini umumnya diterapkan pada kawasan dengan ruang terbatas di pesisir atau pada wilayah perkotaan yang telah terbangun.

Sebaliknya, *Vorlanddeich* adalah sea dike yang dibangun di belakang zona pantai atau dataran depan (*foreland*), seperti rawa pasang surut, pantai bervegetasi, atau dataran lumpur. Zona *foreland* ini berfungsi sebagai peredam alami energi gelombang, sehingga tinggi gelombang dan gaya dinamis yang mencapai tanggul menjadi lebih kecil. Dengan demikian, *Vorlanddeich* memiliki tingkat keamanan yang lebih tinggi dan risiko kerusakan struktural yang lebih rendah dibandingkan *Schardeich*.

2.8.2 Bangunan Lunak (*soft structure*)

Pendekatan ini berfokus pada pemanfaatan proses alami untuk melindungi pantai, seperti restorasi mangrove. Dalam sistem perlindungan pantai modern, mangrove tidak lagi dipandang sebagai elemen terpisah dari infrastruktur keras, tetapi sebagai bagian integral dari sistem pertahanan banjir pantai. Konsep ini dikenal dengan istilah *Hybrid coastal defense* sehingga mangrove dan bangunan pelindung lainnya tidak dipisahkan, tetapi bekerja sebagai satu sistem (Yeganeh-Bakhtiary et al., 2023).



Gambar 2.23 Pemanfaatan Mangrove sebagai Pelindung Alami Kawasan Pesisir.

Pada konsep *Vorlanddeich*, mangrove menempati zona *foreland*, yaitu wilayah di antara laut dan tanggul pantai, yang berfungsi sebagai *buffer zone* untuk meredam energi yang menghantam pesisir. Mangrove berperan sebagai proteksi alami yang bekerja melalui tiga mekanisme fisik utama: peredaman gelombang, pengendapan sedimen, dan stabilisasi morfologi pantai.

Struktur batang dan sistem akar mangrove meningkatkan hambatan hidrodinamika sehingga energi gelombang dan kecepatan aliran pasang surut berkurang sebelum mencapai kaki tanggul, yang secara langsung menurunkan

tinggi muka air dan potensi *overtopping*. Selain itu, perlambatan arus di dalam zona mangrove mendorong pengendapan sedimen. Sistem perakaran mangrove mampu mengikat sedimen dan menstabilkan dasar perairan, sehingga mengurangi erosi dan degradasi pantai. Dengan demikian, mangrove tidak hanya berfungsi sebagai pelindung ekologis, tetapi juga sebagai komponen struktural alami yang menurunkan beban hidrodinamika pada tanggul laut dan meningkatkan efektivitas sistem perlindungan terhadap banjir rob.