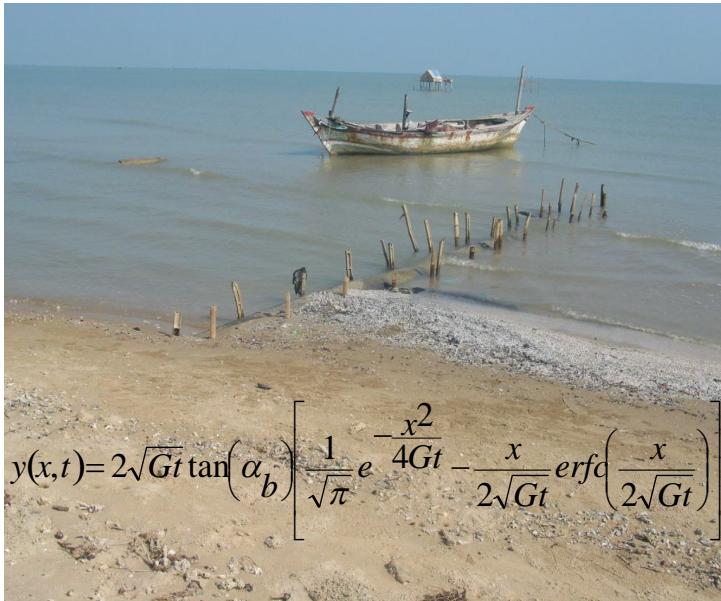


PENDAHULUAN GEOMORFOLOGI PANTAI KUANTITATIF



A. Sulaiman & I. Soehardi

BPPT
2008

ISBN:

A. Sulaiman mendedikasikan buku ini untuk:
Pramudya Ananta Toer (alm), bukunya "**Arus Balik**"
membangkitkan kecintaanku pada bahari dan negeri ini.

Tahun 1995, tepat 50 tahun Indonesia merdeka, saya (A. Sulaiman) membaca sebuah buku, Pramudya Ananta Toer "Arus Balik". Buku itu menceritakan tentang masa akhir Majapahit. Pada saat Majapahit jaya, kapal-kapalnya, ilmu pengetahuan, teknologi, budaya, kesenian, dan orangnya, menguasai separoh belahan dunia. Saat itu Majapahit menguasai lautan. Arus mengalir dari selatan ke utara. Setelah Majapahit runtuh, arus mengalir dari utara ke selatan. Jawa tidak lagi menguasai lautan, mereka sibuk dengan kebenarannya sendiri dan memerangi kaumnya sendiri. Jaman berubah, Jawa dikuasai oleh bangsa yang menguasai lautan. Akankah arus berbalik arah?. Saat itu saya berkariere dalam bidang dinamika atmosfer dan fisika plasma. Setelah membaca buku itu saya memutuskan untuk mempelajari laut. Buku ini, 63 tahun Indonesia merdeka, adalah hasil kerja keras saya untuk menguasai ilmu kelautan. Ini hanyalah secuil sumbangan untuk merubah arus supaya mengalir dari selatan ke utara. Bangsa yang menguasai dunia adalah bangsa yang menguasai lautan.

KATA PENGANTAR

Pantai adalah suatu tempat dimana interaksi antara lautan dan daratan terjadi. Gelombang laut yang menerpa pantai akan memberikan energi baik berupa energi kinetik maupun energi panas. Daratan memberikan respon terhadap energi yang datang berupa berubahnya bentuk pantai. Jika daratan memberikan material ke laut maka laut pun akan memberikan respon yaitu berubahnya besar dan arah gelombang datang. Perubahan bentuk pantai baik akibat pengaruh dari laut ke darat ataupun dari darat ke laut berupa sedimentasi dan erosi. Bagaimana dan mengapa terjadi perubahan bentuk pantai dipelajari dalam disiplin ilmu geomorfologi pantai.

Buku ini adalah buku geomorfologi kuantitatif dimana segala proses dapat dirumuskan dalam bentuk persamaan matematika. Tidak semua masalah dapat dirumuskan dalam matematika tetapi ternyata dalam keperluan praktis banyak sekali proses-proses morfologi mengikuti bentuk-bentuk matematika yang sederhana. Pendekatan ini yang dikenal dengan nama pendekatan semi-empirik, sangat membantu untuk mengkuantisasi proses morfologi pantai.

Proses utama perubahan morfologi pantai diakibatkan oleh gelombang maka pada bagian pertama akan dibahas dinamika gelombang laut. Selain transfer energi maka gelombang akan memberikan transfer massa berupa arus dipantai. Topik ini akan dibahas pada bab ke tiga. Gaya penggerak lain adalah pasang surut laut, yang akan dibahas pada bab selanjutnya. Setelah kita membahas gaya penggerak dinamika pantai yaitu gelombang dan pasang surut maka akan dibahas materi penyusun pantai yaitu sedimen. Sedimen adalah rekaman alamiah proses dinamika yang terjadi di pantai. Dengan mempelajari sedimennya maka kita dapat meruntut proses dinamika apa saja yang terjadi pada pantai tersebut. Klasifikasi pantai ditentukan oleh jenis sedimennya. Pada bab selanjutnya akan dibahas salah satu jenis pantai yang tersusun atas sedimen berupa pasir. Pantai dengan bentuk semacam ini dinamakan *beach*. Segala sesuatu yang berkaitan dengan morfologinya

seperti arus sejajar pantai, arus tegak lurus pantai, perpindahan sedimen serta perubahan garis pantai akan dibahas secara mendalam. Pantai jenis *beach* mempunyai gaya penggerak lain disamping gelombang dan pasang surut yaitu angin. Perubahan morfologi akibat angin akan membentuk apa yang dinamakan dengan gumuk pasir. Pembahasan tentang morfologi gumuk pasir dan model matematikanya akan diberikan pada bab tujuh. Bagian selanjutnya akan dibahas tentang estuaria yaitu suatu daerah yang paling banyak manusianya dibandingkan jenis pantai yang lain. Pembahasan meliputi morfologi, sirkulasi arus serta proses transport yang terjadi. Pada bab sembilan dibahas suatu bentuk khusus pantai yaitu dataran lumpur dan rawa. Suatu fenomena yang merubah secara drastis bentuk pantai akan dibahas dalam bab sepuluh. Fenomena ini yang dinamakan tsunami, meskipun jarang terjadi tetapi sangat penting karena bersifat merusak. Bagaimana proses pembangkitan, penjalaran dan disipasi akan diberikan secara ringkas. Pada bagian terakhir akan diberikan suatu penerapan ilmu morfologi pantai untuk pengelolaan pantai yaitu konsep sel sedimen dan rekayasa lunak.

Buku ini dapat digunakan sebagai buku dasar kuliah pendahuluan geomorfologi pantai satu semester dengan bobot 3 sks. Tidak ada prasyarat geologi ataupun oseanografi tetapi hanya kalkulus dan pendahuluan hidrodinamika. Buku ini juga di desain bagi pembaca yang ingin mempelajari geomorfologi pantai secara otodidak.

Jika ilmu geomorfologi pantai di ibaratkan sebagai sapi maka kami adalah pemerah susu, sedangkan buku ini adalah susunya. Lesat atau tidaknya susu ini tergantung dari bagaimana anda menikmatinya.

Jakarta, Oktober 2008

Penulis

Ucapan Terima Kasih

Buku ini selesai berkat interaksi dengan berbagai pihak. Pertama rekan-rekan dari Pusat Teknologi Inventarisasi Sumberdaya Alam atas kerjasamanya selama ini baik dalam bentuk penelitian bersama atau pekerjaan proyek inventarisasi sumberdaya pesisir. Beberapa lembaga pemerintah seperti Departemen Kelautan dan Perikanan dan Pemda di Indonesia atas partisipasi dan kerjasama dalam pengelolaan dan inventarisasi sumberdaya pesisir dan laut.

Lebih khusus lagi Ir. Saefudin, M.Sc , Ir. Eko Triarso, M.Sc , Ir G Fajar Suryono, M.Sc dan Ir. Aflakhur Ridlo atas kerjasamanya di lapangan.

DAFTAR ISI

1.	Pendahuluan	9
2.	Gelombang Permukaan Laut	15
	2.1. Persamaan gelombang permukaan laut,	17
	2.2. Generasi gelombang,	25
	2.3. Propagasi gelombang laut,	28
	2.3.1. Linierisasi,	28
	2.3.2. Relasi disperse dan klasifikasi gelombang,	34
	2.3.3. Model gelombang permukaan laut,	37
	2.4. Disipasi gelombang laut,	52
	2.4.1. Transformasi gelombang,	57
	2.4.2 Gelombang di zona surf,	60
	2.5. Gelombang acak,	65
3.	Arus Imbuhan Gelombang	68
	3.1. Arus balik dasar,	69
	3.2. Arus sejajar pantai,	70
	3.2.1. Zona sebelum gelombang pecah,	71
	3.2.2. Zona setelah gelombang pecah,	78
	3.3. Arus RIP dan sirkulasi sel,	80
4.	Pasang Surut Laut	83
	4.1. Gaya pembangkit pasang surut,	84
	4.2. Analisis harmonik pasut,	90
	4.3. Gelombang dan arus pasut,	96
5.	Pemerian Sedimen Pantai	100
	5.1. Pendahuluan,	100
	5.2. Ukuran butir sedimen,	103
	5.3. Komposisi sedimen,	104
	5.4. Sifat volume sedimen,	105

5.5. Dinamika pantai dan sedimen,	106	
6.	Pantai	108
6.1. Pendahuluan,	108	
6.2. Tipe pantai,	115	
6.3. Transport sedimen tegak lurus pantai,	118	
6.4. Transport sedimen sejajar pantai,	125	
6.4.1. Transport sedimen susur pantai berdasarkan energi gelombang,	129	
6.4.2. Transport sedimen susur pantai berdasarkan arus,	133	
6.4.3. Transport sedimen susur pantai berdasarkan arus dan energi gelombang,	135	
6.5. Evolusi garis pantai,	137	
6.6. Bahaya pantai,	140	
7.	Gumuk Pasir	143
7.1. Gambaran umum,	143	
7.2. Perpindahan pasir oleh angin,	144	
7.3. Morfologi gumuk pasir,	149	
7.4. Model matematika gumuk pasir,	151	
8.	Estuaria	155
8.1. Gambaran umum,	155	
8.2. Proses dan morfologi estuarial,	157	
8.3. Sirkulasi arus,	162	
8.3.1. Arus pasang surut,	163	
8.3.2. Sirkulasi hidrolik,	174	
8.3.3. Arus densitas,	177	
8.3.3.1. Arus densitas secara vertikal,	179	
8.3.3.2. Arus densitas secara lateral,	180	
8.4. Dispersi polutan,	184	
8.4.1. Sebaran polutan secara horizontal,	186	
8.4.2. Sebaran polutan secara vertikal,	192	
8.5. Transport sedimen,	195	

9.	Dataran Lumpur dan Rawa	198
	9.1. Gambaran umum,	198
	9.2. Proses dan morfologi dataran lumpur,	199
	9.3. Proses dan morfologi rawa asin,	205
	9.4. Ecomorfologi rawa asin,	206
10.	Tsunami	213
	10.1. Gambaran umum,	213
	10.2. Pembangkit tsunami,	214
	10.3. Penjalaran tsunami,	217
	10.3.1. Solusi satu solition,	222
	10.3.2. Solusi gelombang cnoidal,	227
	10.4. Disipasi dan dampaknya pada morfologi pantai,	232
11.	Penerapan	240
	11.1. Sel Sedimen,	240
	11.1.1. Definisi sel sedimen,	240
	11.1.1.1. Pantai dengan energi gelombang tinggi,	248
	11.1.1.2. Pantai dengan energi gelombang rendah,	249
	11.1.2. Akusisi data sel sedimen,	252
	11.1.2.1. Data Primer,	252
	11.1.2.2. Data sekunder,	256
	11.1.3. Pemrosesan data dan analisis sel sedimen,	256
	11.2 Rekayasa lunak,	258

PENDAHULUAN

BAB 1

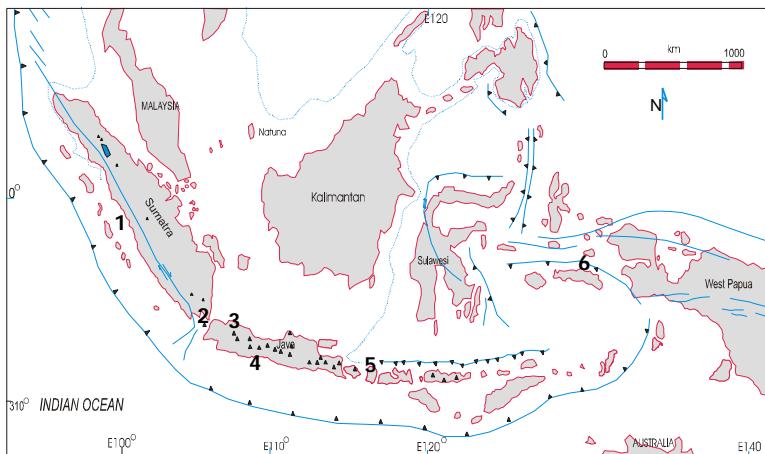
"The preservation of barchans and protection of coastal properties require an understanding of nearshore processes: the motions of waves, the generation of nearshore currents, the movement of beach sediment, and the resulting variability in the beach morphology."

Paul D Komar.

Indonesia berupa negara kepulauan yang terletak diantara dua samudra (India-Pasifik) dan dua benua (Asia-Australia), terdiri dari 17.508 pulau dan mempunyai panjang pantai sekitar 80.000km. Indonesia adalah negara yang mempunyai panjang pantai kepulauan terpanjang di dunia. Pantai di Indonesia dapat digolongkan sebagai pantai lintang rendah yang dicirikan dengan energi gelombang lemah, banyak suplai sedimen dan melimpahnya keanekaragaman hayati. Berbagai macam jenis pantai banyak di jumpai seperti pantai berkarang, pantai berpasir putih, pantai berpasir hitam, delta dan lain sebagainya. Terumbu karang juga banyak tersebar serta terdapat minimal 50 jenis bakau (*mangrove*).

Berdasarkan energi gelombang, pantai di Indonesia dapat dikategorikan dalam dua golongan yaitu sistem pantai terbuka dengan gelombang dominan adalah *swell* dan sistem pantai tertutup dengan gelombang dominan adalah gelombang angin lokal (*wind-sea*) (Idwan,S 2002). Sebagian besar pantai di Indonesia mempunyai jenis pasang surut (pasut) *micro tidal* dengan rank pasut lebih kecil dari 2m. Tetapi di beberapa daerah seperti Papua mempunyai rank pasut jenis *macro tidal* dengan rank pasut lebih besar dari 4m. Rekaman elevasi muka laut jangka panjang di pantai Indonesia ternyata cukup kompleks hal ini disebabkan adanya kejadian tsunami yang

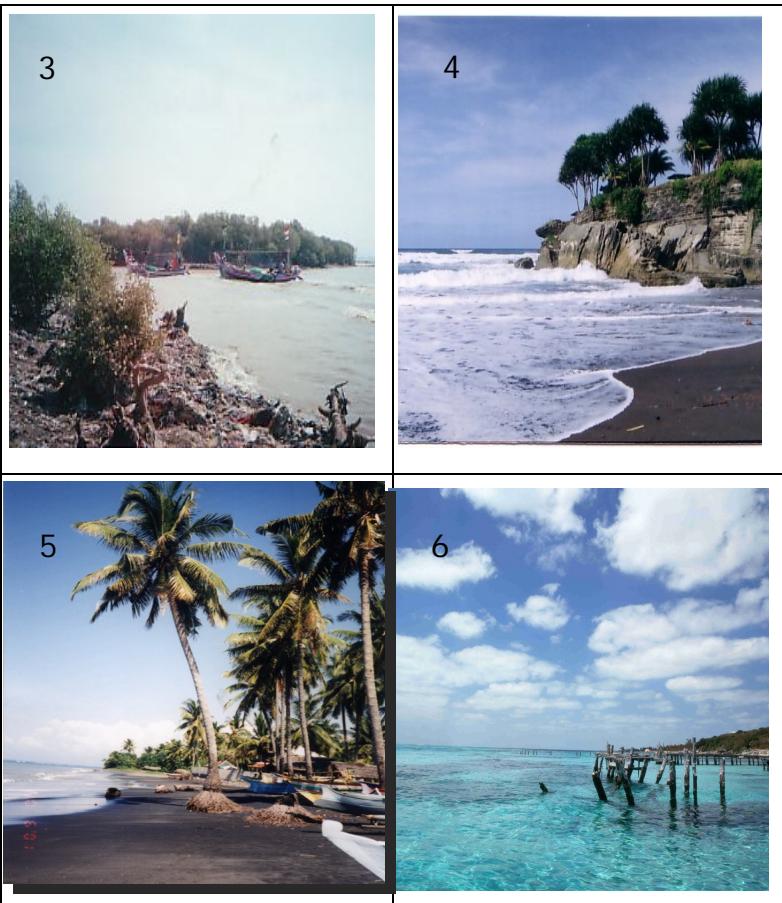
sering melanda wilayah Indonesia. Kepulauan Indonesia terletak di wilayah tektonik aktif sehingga tsunami sering terjadi baik akibat gempa tektonik maupun gunung api laut. Berikut adalah peta kepulauan Indonesia.



Gambar 1.1. Kepulauan Indonesia (sumber: Bakosurtanal).

Berikut ini adalah beberapa gambar pantai di Indonesia. Angka bersesuaian seperti yang tertera pada gambar 1.1.

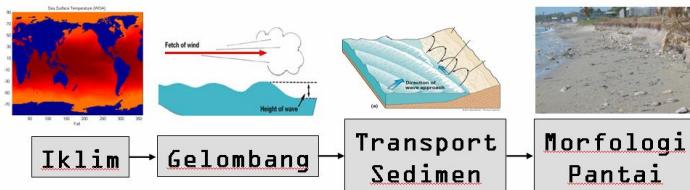




Gambar 1.2. Pantai di Indonesia. (foto: penulis & internet)

Karakteristik pantai di Indonesia ditentukan melalui proses sebagai berikut (lihat gambar 1.3): bermula dari iklim yang akan menentukan sifat, karakteristik dari dinamika gelombang. Gelombang ini akan memberikan energinya ke pantai. Bagaimana dan seberapa besar energi yang diberikan oleh gelombang sangat di tentukan oleh profil kedalaman serta bentuk laut yang ada di Indonesia. Energi yang diberikan oleh gelombang dimanifestasikan dalam bentuk perpindahan

sedimen, kemudian dari sinilah terbentuk morfologi pantai. Indonesia dicirikan oleh iklim monsoon yang berubah arah dua kali dalam setahun sehingga arah dan besar gelombang yang terjadi juga berubah secara drastis yaitu dalam dua arah yang berlawanan. Secara topografi Indonesia juga unik yaitu terbentuk dari banyak pulau. Gelombang di lautan yang berada di luar kepulauan dan lautan yang ada di dalam kepulauan tentu akan mempunyai sifat dinamika yang berbeda. Ditambah lagi dengan banyak sekali jaringan selat serta dibanyak daerah mempunyai bentuk topografi dasar laut yang kompleks sebagai hasil dari aktivitas tektonik. Kenyataan kenyataan diatas itulah yang menyebabkan pantai-pantai di Indonesia bervariasi dan sangat menarik untuk dipelajari. Buku ini memberikan alat atau metode dan dasar-dasar pengetahuan untuk mempelajari pantai-pantai di Indonesia.



Gambar 1.3. Proses morfodinamika pantai di Indonesia.

Persoalan kerusakan pantai banyak terjadi di Indonesia. Ada dua faktor utama penyebab kerusakan pantai yaitu aktivitas manusia dan bencana alam. Kerusakan akibat aktivitas manusia antara lain polusi, eksplorasi *hinterland*, eksplorasi sumberdaya laut dan perubahan daerah konservasi untuk keperluan ekonomi. Faktor bencana alam terutama akibat tsunami dan naiknya muka air laut. Berikut di berikan beberapa gambar kerusakan pantai baik akibat aktivitas manusia maupun bencana alam.



Gambar 1.4. Kerusakan pantai: a) akibat aktivitas manusia; b) akibat tsunami (foto: penulis & www.adrc.jp).

Dengan semakin parahnya kondisi pantai di Indonesia maka diperlukan suatu ilmu dan teknologi untuk mencegah dan mengelola pantai sehingga masih terjaga secara alami tetapi juga dapat dimanfaatkan untuk kemakmuran manusia. Segala sesuatu harus ada ilmunya, demikian kata orang bijak. Maka salah satu ilmu untuk mempelajari dinamika pantai adalah ilmu geomorfologi pantai.

Pada dasarnya ilmu geomorfologi pantai adalah sebuah studi tentang perubahan rupa pantai. Perubahan itu mempunyai skala waktu dalam orde detik sampai jutaan tahun dan skala ruang dari orde cm sampai ratusan km. Pada tempo dulu geomorfologi pantai dipelajari secara deskripsi yaitu melalui studi struktur batuan dan bentuk rupa pantai. Mulai tahun 1940an telah digunakan suatu metode prediksi dengan menggunakan model semi empirik. Perkembangan selanjutnya adalah penggunaan model deterministik yaitu suatu model yang didasarkan atas prinsip-prinsip dasar ilmu fisika. Model tersebut berkembang dipicu oleh keperluan praktis manusia dalam mengelola pantai. Sekarang pendekatan geomorfologi tidaklah melulu pendekatan deskripsi tetapi dengan pendekatan kuantitatif. Buku ini adalah pendekatan geomorfologi pantai secara kuantitatif. Pada bagian awal

pembaca akan disodori oleh pembahasan tentang gaya penggerak utama dinamika pantai yaitu gelombang, arus dekat pantai (*nearshore current*) dan pasang surut. Terminologi dasar geomorfologi adalah sedimen, maka pembahasan ini akan diletakkan pada bab berikutnya. Setelah kita mempunyai modal pengetahuan sedimen dan gaya-gaya penggerak pantai maka pada bab selanjutnya berbagai tipe pantai seperti pantai berpasir, gumuk pasir, rawa, dataran lumpur, estuaria dan lain-lainya akan dibahas sendiri sendiri.

Meskipun ilmu geomorfologi telah berkembang pesat tetapi ternyata masih banyak persoalan pantai yang masih belum terpecahkan. Bagaimana kita mengkuantitasi interaksi antara biota dengan geomorfologi pantai, bagaimana perilaku gelombang pecah, pengaruh pengadukan terhadap sirkulasi arus di estuari adalah contoh-contoh permasalahan yang masih terbuka. Sekali lagi, buku ini memberikan dasar-dasar pengetahuan yang dapat digunakan untuk melakukan kajian dan penerapan geomorfologi di pantai Indonesia.

DAFTAR PUSTAKA

1. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
2. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York.
3. Bowden,K 1985 "Physical Oceanography of Coastal Waters" Ellis Horwood, New York.
4. Officer,B 1978 "Physical Oceanography of Estuaries" John Willey & Son, New York.
5. Suhardi,I 2000 "Development of Methods of Coastal Geomorphological Analysis with References to Selected Indonesian Coasts" Ph.D dissertation, Portsmouth University.

GELOMBANG PERMUKAAN LAUT

BAB 2

The wonderfully turbulent sea, changing every day, and everyday more amazing

L. Boltzman

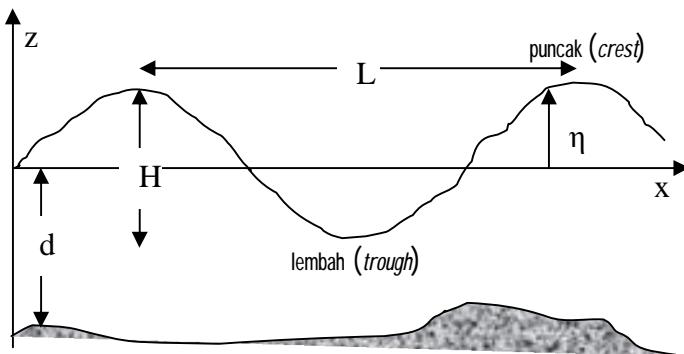
Jika kita berada di tepi pantai, maka kita akan melihat bahwa laut senantiasa bergelombang yang bergerak tanpa henti-hentinya. Gelombang adalah penjalaran energi yang membawa energi dari laut lepas ke tepi pantai. Seperti manusia yang mempunyai sejarah yaitu lahir, berkembang dan mati, maka gelombang pun demikian. Gelombang lahir di tengah lautan kemudian berkembang ke segala penjuru dunia. Pada saat dia mendekati pantai maka gelombang akan mengalami perubahan energi maupun arah rambat akibat perubahan kedalaman laut. Begitu sampai ditepi pantai maka gerakan orbital partikel air tak mampu mengimbangi kecepatan rambat gelombang sehingga gelombang akan mati. Matinya gelombang kita lihat sebagai gelombang pecah. Pecahnya gelombang merupakan tanda pelepasan energi (nyawa gelombang) ke daerah disekitarnya. Distribusi energi gelombang ditepi pantai akan merubah bentuk pantai melalui peristiwa erosi ataupun sedimentasi. Kenyataan menunjukkan bahwa hampir 90% perubahan bentuk pantai atau morfologi pantai ditentukan oleh gelombang.

Sejarah kehidupan gelombang mulai dari lahir, hidup dan mati dalam bahasa ilmu pengetahuan dinamakan generasi, propagasi dan disipasi. Dalam bab ini kita akan mempelajari segala sesuatu tentang gelombang yang meliputi generasi, propagasi dan proses disipasi. Pada bagian pertama akan dibicarakan tentang apa itu gelombang permukaan laut. Kata permukaan muncul karena gelombang tersebut terjadi di permukaan laut. Selain gelombang permukaan, di dalam lautan

terdapat gelombang pula yang dinamakan gelombang internal yaitu gelombang yang menjalar di dalam lautan. Kita akan membicarakan gelombang ini di bab selanjutnya. Mengenal gelombang adalah mengetahui bentuk geometri, morfologi serta persamaan dasar gelombang laut. Pada bagian ini pembaca diasumsikan mengetahui dasar-dasar kalkulus dan persamaan diferensial yang biasanya telah diberikan di tingkat pertama perguruan tinggi pada fakultas teknik dan FMIPA. Pada bagian selanjutnya akan diberikan bahasan tentang apa yang membangkitkan gelombang. Faktor utama yang menggenerasi/membangkitkan gelombang adalah angin maka faktor ini yang akan dibahas secara panjang lebar. Beberapa faktor lain seperti gerakan tektonik, ledakan bom nuklir, tumpahan material gunung api atau tanah longsor merupakan kasus yang sangat khusus. Untuk kasus ini biasanya dibahas tersendiri. Pada bagian selanjutnya akan dibicarakan propagasi gelombang. Dalam sejarah penjalarannya gelombang tidaklah mulus tetapi mengalami transformasi akibat perubahan kedalaman dari laut yang dalam kedaerah yang lebih dangkal. Dalam bab ini juga akan dibahas berbagai jenis gelombang yaitu gelombang Airy, gelombang Stokes dan gelombang soliter. Gelombang mengalami disipasi melalui proses refraksi dan difraksi akibat perubahan batimetri ataupun interaksi dengan bangunan pantai. Pada bagian ini juga akan dibicarakan bagaimana gelombang pecah dan menjadi arus di tepi pantai baik yang sejajar pantai (*longshore currents*) ataupun tegak lurus pantai (*cross shore currents*). Pada bagian terakhir akan dibahas tentang gelombang yang acak atau sering disebut *irregular wave*. Umumnya ditengah laut gelombang akan berperilaku acak sedangkan didekat pantai lebih teratur tetapi efek nonlinier lebih dominan. Pembahasan tentang gelombang sangat luas dan rumit. Disini kita hanya akan membahas secara sederhana untuk kepentingan studi pembentukan morfologi pantai.

2.1. Persamaan Gelombang Permukaan Laut

Bentuk geometri gelombang permukaan laut digambarkan sebagai berikut:



Gambar 2.1. Geometri gelombang permukaan laut.

Dalam oseanografi pantai biasanya lebih suka menggunakan istilah tinggi gelombang (H) yaitu jarak antara lembah dan puncak gelombang, daripada amplitude gelombang (A) yaitu tinggi antara lembah/puncak dengan tinggi muka laut rata-rata (MSL). Panjang gelombang (L) adalah jarak dari puncak ke puncak gelombang secara berturutan. Sedangkan waktu antara puncak ke puncak atau lembah ke lembah secara berturutan dinamakan periode (T). Di pantai umumnya gelombang mempunyai periode antara 3-25 detik. Periode tersebut dinamakan gelombang angin. Lebih detail lagi, jika periode antara 3-15 detik maka dinamakan *wind seas* sedangkan bila periode antara 15-25 detik dinamakan gelombang badai (*swell*). Umumnya *swell* ditemui di pantai yang berbatasan dengan samudra, misalnya pantai selatan Jawa, sedangkan *wind seas* umumnya ditemui di pantai utara Jawa atau daerah pantai yang tak berbatasan dengan samudra. Periode lebih dari 25 detik dinamakan gelombang panjang, misalnya pasang surut merupakan gelombang periode panjang dengan periode sekitar 12 jam sampai 24 jam.

Beberapa parameter penting untuk studi gelombang permukaan laut adalah:

. $\omega = 2\pi/T$	Frekuensi sudut/radian
. $k = 2\pi/L$	Bilangan gelombang
. $C = L/T = \omega/k$	Kecepatan fase/claritas gelombang (<i>wave celerity</i>)
. $\epsilon = H/L$	Kepipihan gelombang (<i>wave steppness</i>)
. d/L	Kedalaman relative
. H/d	Ketinggian relative
. $\theta = kx - \omega t$	Fase gelombang

Sebuah gelombang akan dinyatakan dalam besaran-besaran tersebut diatas. Gelombang permukaan laut pada dasarnya adalah fenomena dinamika fluida. Segala macam perilaku fluida harus memenuhi hukum fisika. Hukum fisika adalah hukum tentang kekekalan. Dalam fluida terdapat dua hukum kekekalan yaitu kekekalan massa dan kekekalan energi (atau kekekalan momentum). Hukum kekekalan energi adalah juga hukum kekekalan momentum, hal ini mudah dimengerti jika kita menggunakan mekanika Lagrange atau mekanika Hamilton. Hukum kekekalan massa menyatakan bahwa massa fluida kekal dimana saja dan secara matematik akan diperikan oleh sebuah persamaan yang dinamakan persamaan kontinuitas. Hukum kekekalan massa menyatakan bahwa fluks yang keluar disuatu elemen tertutup fluida sama dengan pengurangan massa di dalamnya. Secara metematis dituliskan sebagai berikut (lihat Kundu,P 1996):

$$\oint \rho \vec{u} \cdot d\vec{A} = - \frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dV \quad 2.1$$

Dimana \mathbf{u} adalah kecepatan fluida, \mathbf{A} suatu elemen luas, V adalah elemen volume dan ρ adalah densitas fluida. Dengan menggunakan teorema divergensi / teorema Gauss sebagai berikut (lihat buku tentang analisis vektor):

$$\oint \vec{v} \cdot d\vec{A} = \iiint (\nabla \cdot \vec{v}) dV \quad 2.2$$

Maka

$$\iint \rho \vec{u} \cdot d\vec{A} = -\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dV \quad \rightarrow \quad \iiint \nabla \cdot (\rho \vec{u}) dV = -\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dV$$

atau

$$\iiint \nabla \cdot (\rho \vec{u}) dV = -\iiint \frac{\partial \rho}{\partial t} dV \quad \rightarrow \quad \iiint \left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) \right] dV = 0$$

Karena fluida kontinum maka integral diatas akan nol jika integrannya nol jadi didapatkan persamaan kontinuitas sebagai berikut:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0 \quad 2.3$$

Karena masalah gelombang air berurusan dengan fluida inkompresible maka persamaan kontinutas atau hukum kekekalan massa dinyatakan (ρ =konstan) dalam bentuk sebagai berikut:

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad 2.4$$

dimana:

$$\begin{aligned} \vec{u} &= u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k} && \text{kecepatan fluida} \\ \nabla &= \frac{\partial}{\partial x}\hat{i} + \frac{\partial}{\partial y}\hat{j} + \frac{\partial}{\partial z}\hat{k} \end{aligned}$$

Hukum kekakalan momentum untuk fluida adalah hukum Newton II tentang gerak. Hukum tersebut dapat diturunkan secara fenomenologis sebagai berikut. Hukum Newton II tentang gerak untuk partikel titik bermassa m ditulis:

$$m \frac{d\vec{v}}{dt} = \sum \vec{F} \quad 2.5$$

Sedangkan Hukum Newton II untuk fluida dengan densitas ρ dan kecepatan fluida \mathbf{u} (catatan: suatu vektor akan dinyatakan oleh huruf tebal atau tanda panah diatasnya) adalah:

$$\rho \frac{d\vec{u}}{dt} = \sum \vec{F} \quad 2.6$$

Suku kecepatan diekspresikan sebagai berikut:

$$\vec{u} = \vec{u}(x, y, z, t)$$

Diferensial total dari \mathbf{u} adalah:

$$d\vec{u} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} dt + \frac{\partial \vec{u}}{\partial x} dx + \frac{\partial \vec{u}}{\partial y} dy + \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} dz$$

maka

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \frac{\partial \vec{u}}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \vec{u}}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} \frac{dz}{dt} \quad 2.7$$

Jika dituliskan dalam notasi vektor menjadi:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} \quad 2.8$$

Ini adalah ekspresi percepatan untuk fluida.

Gaya yang bekerja pada fluida (dilaut) pada umumnya adalah (lihat Kundu,P 1996):

$$\begin{aligned} \vec{F}_1 &= -\nabla P && \text{gradien} && \text{tekanan} \\ \vec{F}_2 &= \rho \vec{g} && \text{gravitasi} && \\ \vec{F}_3 &= \frac{1}{\rho} \nu \nabla^2 \vec{u} && \text{gaya} && \text{gasekan} \end{aligned} \quad 2.9$$

Dengan gaya-gaya tersebut diatas maka Hukum Newton II tentang gerak untuk fluida atau disebut sebagai persamaan Navier-Stokes adalah:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \nabla^2 \vec{u} + \vec{g} \quad 2.10$$

Dimana ν adalah koefisien viskositas. Persamaan ini memerikan dinamika dari sifat makroskopis fluida dan tidak diturunkan dari persamaan mikroskopis dari gerak individual molekul. Suku nonlinier ($\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$) timbul karena elemen fluida dipercepat oleh translasi dari kecepatan yang berbeda. Secara matematis, suku ini muncul secara alamiah dari definisi

turunan total fungsi $u=u(x,t)$. Jadi persamaan Navier-Stokes secara alamiah nonlinier.

Pada dasarnya perilaku gelombang permukaan laut adalah mencari solusi persamaan Navier-Stokes dengan syarat batas seperti pada gambar 2.1. Untuk mendapatkan persamaan yang memerikan gerakan gelombang permukaan laut maka kita mengadakan suatu asumsi yaitu di badan air, fluida (air) tak berotasi. Kondisi ini menyatakan fluida irrotasional yang dituliskan dalam notasi vektor sebagai:

$$\nabla \times \vec{u} = 0 \quad 2.11$$

Dari analisis vektor terdapat identitas sebagai berikut:

$$\nabla \times \nabla \phi = 0$$

Dimana Φ adalah medan skalar (potensial kecepatan), maka vektor kecepatan fluida dapat dinyatakan sebagai gradien medan skalar ($\mathbf{u}=\text{grad}\Phi$). Dengan kondisi ini maka persamaan kontinuitas (persamaan 2.2) menjadi:

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad 2.12$$

Persamaan ini dinamakan persamaan Laplace. Solusi persamaan Laplace disebut fungsi harmonis. Jadi di badan air selalu memenuhi persamaan Laplace. Selanjutnya kita akan mencari persamaan yang mengambarkan syarat batas di permukaan dan di dasar. Jika dasar perairan dinyatakan oleh $h=h(x,y)$ dan kedalaman fungsi dari z , maka syarat batas didasar menyatakan bahwa partikel air tetap didasar dan tidak menembus ke dasar. Artinya kecepatan vertikal (w) akan nol didasar dan yang hidup hanyalah kecepatan horisontal (u,v). Secara matematis hal ini dituliskan

(Dingemans, M 1997):

$$w + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} = 0 \quad \text{atau} \quad \frac{\partial \phi}{\partial z} + \nabla_H \phi \cdot \nabla_H h = 0 \quad 2.13$$

$$\text{dimana } \nabla_H = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j}$$

Syarat batas di permukaan fluida lebih kompleks karena interaksinya dengan permukaan yang diwakili oleh tekanan atmosfer. Syarat batas dipermukaan ada dua yaitu syarat batas kinematik yaitu menyatakan partikel fluida tetap dipermukaan. Syarat batas dipermukaan dituliskan sebagai berikut (Dingemans, M 1997):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} = w \quad \text{atau} \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_H \phi \cdot \nabla_H \eta = \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Sedangkan syarat batas yang kedua adalah syarat batas dinamik, yaitu diperlukan harus memenuhi persamaan Navier-Stokes. Persamaan Navier-Stokes dituliskan dalam potensial skalar sebagai berikut (dilaut biasanya viskositas kecil sehingga diabaikan):

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} \quad 2.15$$

Dimana g adalah gravitas persatuan massa fluida. Dengan identitas:

$$\vec{u} \times (\nabla \times \vec{u}) = \nabla \left(\frac{1}{2} \vec{u}^2 \right) - \vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$$

maka persamaan Navier-Stokes menjadi:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \nabla \left(\frac{1}{2} \vec{u}^2 \right) - \vec{u} \times (\nabla \times \vec{u}) = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} \quad 2.16$$

Karena $u^2 = u \cdot u$ adalah besaran skalar maka kita kumpulkan besaran ini dengan p . Dengan asumsikan densitas konstan dan syarat irrotasional maka persamaan Navier-Stokes dapat kita susun menjadi:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \nabla \left(\frac{p}{\rho} + \frac{1}{2} \vec{u}^2 \right) - \vec{g} = 0 \quad 2.17$$

dengan $\vec{u} = \nabla \phi$ maka diperoleh:

$$\frac{\partial \nabla \phi}{\partial t} + \nabla \left(\frac{p}{\rho} + \frac{1}{2} \nabla \phi^2 \right) - \vec{g} = 0 \quad 2.18$$

Dengan $g=-gk$ maka jika kita integrasikan terhadap z dengan batas antara $z=-h$ dan $z=\eta$ dan dengan syarat batas bahwa di $z=-h$ harga $\Phi=0$ maka didapatkan hasil sebagai berikut:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} \left[(\nabla_H \phi)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{p_a}{\rho} + g \eta = 0 \quad 2.19$$

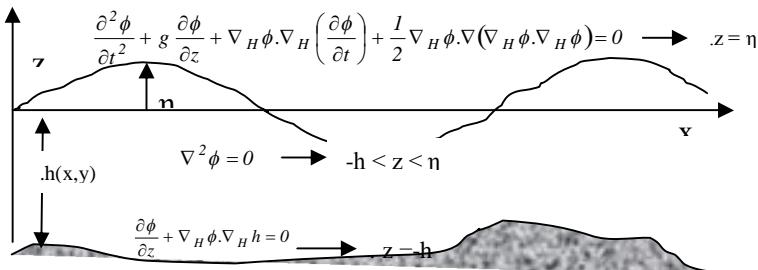
Jika tekanan atmosfer permukaan $p_a=0$ maka kondisi batas kinematik dan kondisi batas dinamik dapat dijadikan menjadi satu buah persamaan. Hal ini mudah dilakukan dengan cara: turunkan persamaan 2.19 terhadap t dan substitusikan persamaan 2.14 maka akan didapat:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} + \nabla_H \phi \cdot \nabla_H \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + \frac{1}{2} \nabla_H \phi \cdot \nabla (\nabla_H \phi \cdot \nabla_H \phi) = 0 \quad 2.20$$

Sedangkan elevasi muka laut (η) mudah dihitung dari persamaan 2.14 sebagai berikut:

$$\eta = -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2g} \left[(\nabla_H \phi)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right] \quad 2.21$$

Persamaan 2.12, 2.13, 2.20 dan 2.21 secara lengkap memerikan dinamika gelombang permukaan laut. Sayang sekali tak satupun manusia didunia sampai saat ini sanggup mencari solusi analitiknya sehingga permasalahan dalam dinamika gelombang permukaan laut atau gelombang air sampai saat ini belum selesai. Persamaan tersebut dapat kita tuliskan kembali dengan bantuan gambar sebagai berikut:



Gambar 2.2. Persamaan gelombang permukaan laut.

Kita telah membahas persamaan yang memerikan gelombang permukaan laut. Tugas kita selanjutnya adalah mencari solusi dari persamaan diatas untuk menyelesaikan permasalahan yang akan kita hadapi yaitu berurusan dengan perpindahan sedimen di pantai.

Segala sesuatu permasalahan tergantung dari syarat batasnya. Sebagai contoh, jika kita pasang sebuah silinder maka terjadi peristiwa refleksi dan difraksi akibat hantaman gelombang pada tiang silinder. Dalam praktek rekayasa kelautan, hal ini merupakan pemodelan dari interaksi gelombang laut dengan anjungan minyak lepas pantai. Dalam bidang kita, maka kita tertarik pada perubahan kedalaman laut (batimetri). Perubahan batimetri akan menyebabkan terjadinya peristiwa refraksi, refleksi dan difraksi dari gelombang datang. Akibat peristiwa ini maka energi gelombang yang tiba dibibir pantai tidak akan sama. Sebagai akibatnya bentuk pantai akan beraneka ragam, ada yang lurus, berbentuk cekung (teluk) ataupun berupa tanjung. Sebelum kita membahas lebih lanjut peristiwa ini maka kita akan membahas asal usul gelombang laut atau generasi gelombang laut.

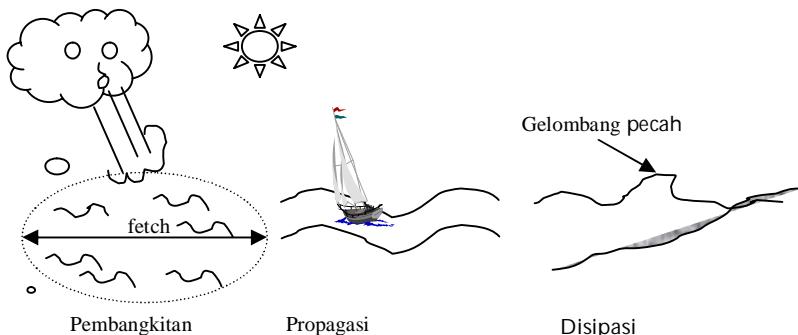
2.2. Generasi Gelombang

"In the absence of a full understanding of the physics of wave generation, semi empirical approaches have been developed for wave prediction "

Paul D. Komar

Salah satu bagian penting dari sejarah peradaban suatu bangsa adalah dengan melihat asal-usul bangsa tadi. Dengan mengetahui asal-usulnya maka perilaku masyarakatnya dapat diprediksi. Begitu juga dengan gelombang. Salah satu faktor penting dalam mempelajari perilakunya adalah dengan melihat asal-usul gelombang. Dari mana dan bagaimana gelombang itu terbentuk ?

Ketika anda meniup permukaan air disebuah baskom maka anda akan melihat gelombang air yang menjalar ke seluruh baskom. Jika anda berhenti meniup maka gelombang lama – kelamaan akan hilang sehingga air di permukaan baskom kembali tenang. Gambaran sederhana tersebut yang sering kita jumpai (biasanya kita lakukan untuk secangkir kopi panas) ternyata merupakan miniatur kejadian gelombang di lautan. Ketika angin bertiup maka gelombang akan terbentuk. Kekuatan dan umur gelombang yang terjadi tergantung dari kekuatan dan umur angin. Jika angin yang bertiup sepoi-sepoi basah maka gelombang yang terjadi hanya kecil (riak gelombang) yang disebut gelombang kapiler. Dengan berhentinya angin maka dengan waktu yang tidak terlalu lama, gelombang ini juga akan hilang akibat dilawan oleh tegangan permukaan air laut. Tetapi jika angin cukup kencang maka gaya gravitasi akan cukup berperan untuk tetap mempertahankan gerak gelombang jika angin telah berhenti. Jika angin yang bertiup sangat kencang, misalnya badai maka akan terjadi gelombang dengan panjang gelombang yang panjang dan periode sekitar 15 detik. Gelombang ini akan menjalar dalam daerah yang sangat luas (bisa mencapai ratusan km) dan amplitude yang tinggi (2m atau lebih) yang dinamakan *swell*. Biasanya gelombang ini terjadi dilautan yang luas (samudra). Jarak dimana angin bertiup cukup lama untuk menghasilkan *swell* dinamakan panjang *fetch*. Gelombang ini akan menempuh perjalanan yang cukup panjang untuk sampai di pantai. Jika lautan dimana angin bertiup tidak terlalu luas maka tidak akan cukup untuk membangun sebuah *fetch* gelombang. Jadi meskipun angin bertiup kencang tetapi *swell* tidak mesti terbentuk. Begitu gelombang ini sampai dipantai maka dia akan pecah dan mendistribusikan energinya dalam bentuk arus pantai dan perpindahan sedimen. Secara umum fenomena diatas dapat diungkapkan dalam bentuk gambar karikatur sebagai berikut:



Gambar 2.4 Riwayat hidup gelombang laut.

Studi tentang generasi/pembangkitan gelombang telah berlangsung selama lebih dari 80 tahun, toh sampai sekarang masih belum selesai karena melibatkan mahluk paling memusingkan dalam dinamika fluida yaitu turbulensi.

Kunci penting dalam mempelajari generasi gelombang oleh angin adalah dinamika daerah perbatasan antara atmosfer dengan permukaan laut. Daerah ini sering disebut daerah lapisan batas (*boundary layer*). Suatu bidang yang secara khusus didedikasikan untuk mempelajari daerah ini disebut *Marine-Atmospheric Boundary Layer* (MABL).

Dalam perhitungan, perilaku daerah ini diwakili oleh parameter koefisien drag (C_z) dan panjang kekasaran permukaan (z_0). Koefisien drag secara umum akan dinyatakan oleh (Massel S 1996):

$$C_z = \frac{\tau_o}{\rho_a U^2(z)} = \left(\frac{u_*}{U(z)} \right)^2 \quad 2.22$$

dimana τ_o adalah stress angin permukaan laut, ρ_a densitas atmosfer, $U(z)$ kecepatan angin dan u_* adalah kecepatan gesekan. Kecepatan gesekan dan stress angin merupakan besaran yang timbul akibat gerak turbulen di lapisan batas. Pada dasarnya besaran ini dapat ditentukan dengan menyelesaikan persamaan Navier-Stokes. Tetapi ternyata hal

ini sangat sukar dilakukan baik kendala komputasi maupun matematika analitik. Untuk mengatasi itu maka sekitar tahun 1965, dua orang fisikawan dari Rusia yang bernama Monin dan Obhukov mengusulkan suatu teori yang dinamakan teori similaritas Monin-Obhukov. Teori similaritas Monin-Obhukov didasarkan pada relasi sebagai berikut (Stull,R 1988):

$$\frac{\partial U(z)}{\partial z} = \frac{u_*}{z\kappa} \phi(z) \quad 2.23$$

dimana κ adalah konstanta von Karman ($\kappa \sim 0.4$) dan ϕ disebut fungsi similaritas atau fungsi universal. Fungsi tersebut ditentukan secara empirik dari relasi fluks dari persamaan 2.23. Jika atmorfer netral maka relasi diatas menjadi:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_o}\right) \quad 2.24$$

hubungan antara z_o dengan kecepatan geser dinyatakan oleh:

$$z_o = 0.11 \frac{V_a}{u_*} \quad 2.25$$

dimana V_a adalah viskositas kinematik atmosfer. Rumus empirik lainnya yang sering digunakan adalah:

$$z_o = 8.10^{-2} \frac{u_*^2}{g} \quad 2.26$$

Berdasarkan studi lapisan batas, beberapa peneliti telah menghasilkan rumus empirik sebagai berikut:

$$C_z = 5.10^{-4} \times U^{0.46} \quad 2.27$$

Rumus ini hanya berlaku jika kecepatan angin, $4 < U < 21$ m/s. Dari pengetahuan koefisien drag, dapat dihitung relasi antara faktor stress angin (U_A) dengan kecepatan angin. Salah satu relasi yang terkenal adalah:

$$U_A = 0.71 \times U^{1.23} \quad 2.28$$

Relasi ini secara luas telah digunakan dalam *Shore Protection Manual* (SPM) dari *Army Corps of Engineering* CERC (1984). U adalah kecepatan angin yang diukur pada ketinggian 10m. Dengan pengetahuan itu maka gelombang yang dibangkitkan oleh angin akan dinyatakan oleh relasi (Komar,P 1998):

$$\frac{gH_s}{U_A^2} = 1.6 \times 10^{-3} \left(\frac{gF}{U_A^2} \right)^{1/2} \quad 2.29$$

dimana F adalah panjang fetch angin dan H_s adalah tinggi gelombang signifikan. Jadi dengan bermodal data pengukuran angin dipantai (sering juga disebut data synoptic) dan panjang fetch (juga dapat dihitung dari peta synoptic) maka kita dapat mengestimasi tinggi swell (H_s) yang terjadi.

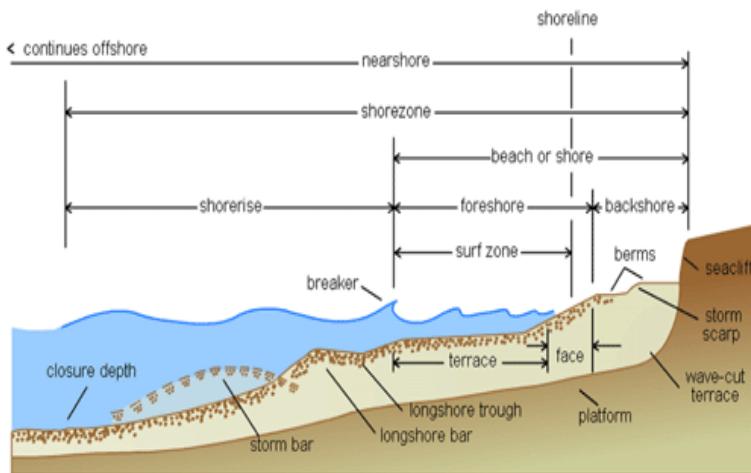
Pembahasan secara lengkap dan detail tentang pembangkitan gelombang oleh angin terletak jauh diluar jangkauan buku ini.

2.3. Propagasi Gelombang Laut

"The most crucial and important step in using mathematics to solve real-world problem is the satisfactory translation of the problem from the real physical world into a mathematical description."

Murthy, D.N.P et al.

Pada bagian ini kita akan mempelajari segala sesuatu tentang bagaimana gelombang menjalar disuatu perairan. Suatu gelombang dapat diperikan melalui amplitude gelombang, kecepatan fase (kecepatan jalar), panjang gelombang, periode gelombang dan lain sebagainya. Pantai dapat diperikan atas dasar dinamika gelombang. Gambaran ini dinyatakan sebagai berikut:



Gambar 2.5 Profil pantai atas dasar dinamika gelombang.

www.utexas.edu/.../17_coastal/8.htm

Ternyata gelombang dilautan banyak sekali macamnya. Dari berbagai gelombang tersebut, gelombang yang sudah banyak dikenal adalah gelombang Airy, gelombang Stokes, gelombang Choidal dan gelombang soliter. Kita akan membahas gelombang tersebut dibawah ini:

Pada dasarnya segala perilaku gelombang di lautan akan dapat dideskripsikan oleh persamaan gelombang air (gambar 2.2). Persamaan tersebut sulit diselesaikan secara analitik maupun numerik, pertama karena persamaan tersebut nonlinier dan kedua adalah syarat batas bebas yang tak diketahui ($z=\eta$). Nilai η adalah sembarang atau tak diketahui. Hal inilah yang menyebabkan sampai sekarang studi tentang gelombang air masih merupakan buku terbuka.

2.3.1. Linierisasi

Segala sesuatu harus dimulai dari yang paling sederhana. Langkah pertama untuk menyederhanakan masalah adalah persamaan gelombang air dilinierisasikan. Artinya suku yang mengandung perkalian fungsi skalar ϕ diabaikan. Dengan

linierisasi dan asumsikan kedalamana perairan seragam ($h(x,y)=d$ =konstan) maka persamaan gelombang air menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} &= 0 & .z = \eta \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= \frac{\partial \phi}{\partial z} & z = \eta & 2.30 \\ \nabla^2 \phi &= 0 \longrightarrow -h < z < \eta \\ \frac{\partial \phi}{\partial z} &= 0 \longrightarrow .z = -d \end{aligned}$$

Sistem persamaan tersebut masih tak dapat diselesaikan karena adanya syarat batas bebas. Untuk mengatasi hal tersebut kita harus mengadakan aproksimasi. Kita tetapkan $z=0$ di *mean sea level* (MSL). Maka persamaan di $z=\eta$ harus diaproksimasi disekitar $z=0$. Aproksimasi ini dinamakan deret Taylor yang dinyatakan sebagai berikut:

$$f(\eta) = f(\eta)_{z=0} + \eta \frac{\partial f(\eta)}{\partial z} \Big|_{z=0} + \frac{1}{2!} \eta^2 \frac{\partial^2 f(\eta)}{\partial z^2} \Big|_{z=0} + \dots \quad 2.31$$

Syarat batas bebas akan kita aproksimasi dengan deret Taylor tersebut. Kita hitung satu-satu sampai orde pertama saja sebagai berikut:

$$f(\eta) = \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad \text{maka} \quad f(\eta)_{z=0} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

sedangkan suku ke satu menjadi

$$\eta \frac{\partial f(\eta)}{\partial z} \Big|_{z=0} = \left[-\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial z} \right] \left[\frac{\partial^3 \phi}{\partial z \partial t^2} + g \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \right] = -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial z} \frac{\partial^3 \phi}{\partial z \partial t^2} - \frac{\partial \phi}{\partial z} \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}$$

Maka deret Taylor menjadi:

$$0 = \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial z} \frac{\partial^3 \phi}{\partial z \partial t^2} - \frac{\partial \phi}{\partial z} \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + \dots \quad \text{di } z=0$$

Jika kita lakukan linierisasi maka persamaan ini menjadi:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad z = 0 \quad 2.32$$

Sekarang sistem persamaan kita menjadi:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad .z = 0$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad z = 0$$

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad \longrightarrow \quad -h < z < \eta \quad 2.33$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \longrightarrow \quad .z = -d$$

Sistem persamaan tersebut menjadi mudah diselesaikan. Langkah yang pertama adalah menyelesaikan persamaan Laplace. Penyelesaian persamaan Laplace sangat tergantung dari bentuk geometri objek. Kita asumsikan gelombang menjalar dalam arah x saja (mudah digeneralisasi untuk arah y) dengan kedalaman z maka kita hanya berurusan dengan bentuk geometri 2D yaitu (x,z). Persamaan Laplace menjadi:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad 2.34$$

Secara intuitif kita tahu bahwa gelombang adalah gerakan periodik didalam arah x dan waktu (t) maka solusi akan kita cari dalam bentuk:

$$\phi = \varphi(x, z) e^{-i \omega t} \quad 2.35$$

Subtitusikan solusi ini ke persamaan laplace maka kita dapatkan:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \quad 2.36$$

Karena secara intuitif juga kita tahu bahwa gerakan gelombang dalam arah x (horisontal) dan arah z (vertikal) adalah saling bebas maka kita akan mencari solusi dalam bentuk:

$$\varphi(x, z) = X(x)Z(z) \quad 2.37$$

Subtitusikan ke persamaan 2.36 kita dapatkan:

$$\frac{I}{Z} \frac{d^2X}{dx^2} + \frac{I}{X} \frac{d^2Z}{dz^2} = 0 \quad 2.38$$

Jika kita kalikan dengan $1/XZ$ maka kita dapatkan:

$$\frac{I}{X} \frac{d^2X}{dx^2} + \frac{I}{Z} \frac{d^2Z}{dz^2} = 0$$

Persamaan tersebut hanya akan dipenuhi jika masing-masing suku adalah suatu konstanta. Jika konstanta tersebut kita beri simbol k maka kita pilih:

$$\begin{aligned} \frac{I}{X} \frac{d^2X}{dx^2} &= -k & \frac{I}{Z} \frac{d^2Z}{dz^2} &= k & \text{atau} \\ \frac{d^2X}{dx^2} + kX &= 0 & \frac{d^2Z}{dz^2} + kZ &= 0 \end{aligned}$$

intromeso:

Suatu persamaan diferensial linier orde dua dengan koefisien konstant

$$A \frac{d^2Y}{dx^2} + B \frac{dY}{dx} + CY = 0$$

akan mempunyai solusi:

$$Y(x) = X_1 e^{k_1 x} + X_2 e^{-k_2 x}$$

dimana X_1 dan X_2 adalah konstanta dan

$$k_1, k_2 = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A}$$

Dengan $k_1, k_2 = \pm\sqrt{-k} = \pm ik$ untuk persamaan pertama dan $k_1, k_2 = \pm\sqrt{k^2} = \pm k$ untuk persamaan kedua maka solusi masing-masing persamaan adalah:

$$X(x) = X_1 e^{ikx} + X_2 e^{-ikx} \quad Z(z) = Z_1 e^{kz} + Z_2 e^{-kz}$$

Solusi tersebut masih mempunyai konstanta yang belum ditentukan. Konstanta-konstanta tersebut akan ditentukan dari syarat batas yaitu di $z=-d$ dan $z=0$. Pertama, ambil syarat batas di $z=-d$. Maka persamaan 2.22 untuk $z=-d$ menjadi:

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right|_{z=d} = Z_1 k e^{-kd} - Z_2 k e^{kd} = 0 \quad \rightarrow \quad Z_1 e^{-kd} - Z_2 e^{kd} = 0$$

Persamaan ini hanya dipenuhi jika masing-masing suku adalah konstanta. Katakanlah E, maka persamaan tersebut menjadi:

$$Z_1 e^{-kd} = E \quad Z_2 e^{kd} = E \quad \rightarrow Z_1 = E e^{kd} \quad Z_2 = E e^{-kd}$$

Maka solusi menjadi:

$$Z(z) = Ee^{kd}e^{kz} + Ee^{-kd}e^{-kz} \quad \text{atau} \quad Z(z) = E(e^{k(z+d)} + e^{-k(z+d)})$$

Dengan definisi fungsi hiperbolik $\cosh(x) = \frac{1}{2}(e^x + e^{-x})$ dan dengan tanpa mengurangi generalitas ambil $2E=1$, maka solusi menjadi:

$$Z(z) = \cosh[k(z+d)]$$

Dengan hasil ini maka solusi 2.37 menjadi:

$$\varphi(x, z) = \cosh[k(z + d)] \{ X_1 e^{ikx} + X_2 e^{-ikx} \} e^{-i\omega t}$$

Untuk menentukan konstanta X maka kita gunakan syarat batas bebas yaitu persamaan pertama dari 2.33, maka kita hitung:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = -\omega^2 \cosh[k(z+d)] \{X_1 e^{ikx} + X_2 e^{-ikx}\} e^{-i\omega t}$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = k \sinh[k(z+d)] \{X_1 e^{ikx} + X_2 e^{-ikx}\} e^{-i\omega t}$$

Jika kita substitusikan ke persamaan pertama dari 2.33 diperoleh:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \Big|_{z=0} \rightarrow \omega^2 = gk \tanh(kd) \quad 2.41$$

Persamaan ini menyatakan relasi antara ω dan k yang dinamakan relasi dispersi.

Jika kita substitusikan kembali relasi ini ke syarat batas bebas, maka akan didapat $X_1 = A$ dan $X_2 = A$ dimana A adalah suatu konstanta.

Sehingga hasil solusi menjadi:

$$\varphi(x, z) = A \cosh[k(z+d)] \{e^{i(kx-\omega t)} + e^{-i(kx+\omega t)}\} \quad 2.42$$

dimana:

$e^{i(kx-\omega t)}$ menyatakan gelombang menjalar dari kiri ke kanan.

$e^{-i(kx+\omega t)}$ menyatakan gelombang menjalar dari kanan ke kiri.

Untuk mendapatkan solusi gelombang yang menyatakan kondisi lapangan maka kita harus menggunakan syarat batas kedua yaitu persamaan kedua dari persamaan 2.22. Jika kita ambil gelombang menjalar dari kiri ke kanan maka yarat batas tersebut dihitung sebagai berikut:

$$\text{dengan } \frac{\partial \phi}{\partial z} = Ak \sinh[k(z+d)] e^{i(kx-\omega t)} \quad \text{maka}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial \phi}{\partial z} \Big|_{z=0} \rightarrow \eta = \frac{kA}{\omega} \sinh(kd) e^{i(kx-\omega t)}$$

Karena η menyatakan elevasi muka laut dengan amplitudo $a=H/2$ (H = tinggi gelombang) maka elevasi muka laut tersebut dapat dituliskan menjadi:

$$\eta = ae^{i(kx-\omega t)} \quad \text{dim ana} \quad a = \frac{kA}{\omega} \sinh(kd) \quad 2.43$$

Dari persamaan 2.43 ini maka kita dapatkan harga A, sehingga solusi akhir persamaan gelombang air kita adalah (dengan $a=H/2$):

$$\begin{aligned} \phi(x, z, t) &= \frac{H}{2} \frac{\omega}{k} \frac{\cosh[k(z+d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx-\omega t)} \quad \text{atau} \\ \phi(x, z, t) &= \frac{H}{2} C \frac{\cosh[k(z+d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx-\omega t)} \quad 2.44 \\ \text{dim ana} \quad C &= \frac{\omega}{k} = \frac{L}{T} \end{aligned}$$

Solusi ini digunakan sebagai dasar studi gelombang permukaan laut. Kita melihat bahwa Φ berbanding lurus dengan kecepatan fase gelombang ($C=L/T$) sehingga gelombang tersebut sering dinamakan gelombang progresif.

2.3.2. Relasi Dispersi dan Klasifikasi Gelombang

Sekarang kita akan membahas suatu relasi yang sangat penting yang dinamakan relasi dispersi. Relasi ini menyatakan karakteristik gelombang yang bersangkutan. Sifat dasar dari suatu gelombang dapat dipelajari hanya dari relasi ini saja. Harus diingat bahwa relasi dispersi ini hanya dapat diperoleh jika kita mempunyai persamaan yang linier. Jika persamaan gelombangnya nonlinier maka kita tidak akan menemui relasi dispersi.

Jika kita substitusikan $\omega=2\pi/T$ dan $k=2\pi/L$ maka relasi dispersi 2.41 menjadi:

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad 2.45$$

atau dalam variabel periode, dinyatakan sebagai berikut:

$$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad 2.46$$

Relasi ini menunjukkan bahwa setiap gelombang yang menjalar dengan periode tertentu akan mempunyai kecepatan tertentu pula. Relasi ini juga menunjukkan bahwa jika L besar maka C juga besar yang berarti gelombang dengan panjang gelombang yang lebih panjang akan mempunyai kecepatan yang lebih cepat dari pada gelombang pendek. Dengan substitusi $C=L/T$ maka kita dapatkan relasi antara panjang gelombang, periode dan kedalaman sebagai berikut:

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad 2.47$$

Dengan mengetahui periode gelombang (anda dapat menentukan periode gelombang dengan stopwatch dengan cara mencatat waktu antara puncak ke puncak berikutnya secara berturutan) dan kedalaman perairan maka panjang gelombang akan diketahui dari relasi ini. Jika panjang gelombang diketahui maka kecepatan fase diketahui sehingga kita dapat mengetahui secara lengkap perilaku gelombang tersebut. Tetapi, penentuan L dari persamaan 2.47 tidaklah mudah karena suku sebelah kiri dan suku sebelah kanan mengandung L. Pada prinsipnya dengan ekspansi tanh dalam deret Taylor maka kita akan mempunyai persamaan polinomial berderajat n dari variable L. Beberapa peneliti telah menghitung harga L tersebut. SPM 1984 telah membuat tabel harga L dengan mengetahui perbandingan antara Lo (panjang gelombang laut dalam) dan T/d. Jika anda tidak menyukai tabel maka ada suatu formulasi untuk menentukan L dengan menggunakan aproksimasi Padé' yang dikemukakan oleh Hunt 1979 (CETN-6/85) sebagai berikut:

$$L = T \sqrt{\frac{gd}{F}} \quad 2.48$$

dimana

$$F = G + \frac{1}{1 + 0.6522G + 0.4622G^2 + 0.0864G^4 + 0.0675G^5}$$

$$G = \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \frac{d}{g}$$

Perhitungan dengan metode ini mempunyai akurasi 0.1%.

Contoh:

Diketahui gelombang perairan dalam mempunyai periode 16 detik.

Hitunglah panjang gelombang pada kedalaman 30m !

Jawab:

$$G = \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \frac{d}{g} = \left(\frac{2\pi}{16} \right)^2 \frac{30}{9,8} = 0,479 \quad \text{maka}$$
$$F = G + \frac{1}{1 + 0.6522G + 0.4622G^2 + 0.0864G^4 + 0.0675G^5} = 1,181$$

Jadi panjang gelombang adalah:

$$L = T \sqrt{\frac{gd}{F}} = 16 \sqrt{\frac{9,8 \times 30}{1,181}} = 278,32m$$

Sekarang kita akan melihat lebih jauh tentang relasi yang sangat penting yang menyatakan karakteristik dari suatu gelombang yaitu relasi dispersi. Relasi dispersi 2.41 kita tuliskan kembali sebagai berikut:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad 2.49$$

Dari relasi dispersi terlihat bahwa fungsi tanh(kd) mempunyai nilai asimtotik yaitu $\tanh(kd) \sim 1$ jika $kd \rightarrow \infty$. Hal ini menyatakan bahwa $kd=2\pi d/L$ besar yaitu jika $d \gg L$ atau kedalaman perairan jauh lebih besar dari skala panjang gelombang. Berarti kita mempunyai perairan yang dalam (*deep water*). Tetapi jika kd kecil ($\tanh(kd) \sim kd$), berarti panjang gelombang jauh lebih besar dari kedalaman perairan. Perairan semacam ini disebut perairan dangkal (*shallow water*). Jelas dari relasi dispersi maka gelombang mempunyai dua daerah

ekstrim yaitu perairan dalam dan perairan dangkal. Ingat kembali bahwa definisi perairan dalam dan perairan dangkal adalah perbandingan antara kedalaman perairan (d) dengan panjang gelombang (L), bukannya dalamnya lautan. Sebagai contoh, jika kita membicarakan gelombang Kelvin yang menjalar di sepanjang ekuator samudra Pasifik atau India, maka kita memperlakukan dinamika gelombang Kelvin sebagai gelombang yang menjalar di perairan dangkal, karena panjang gelombang Kelvin (sekitar 200km) jauh lebih besar dari kedalaman perairan (rata-rata 7 km).

Dengan kenyataan ini maka kita mempunyai karakteristik gelombang berdasarkan jenis perairan sebagai berikut:

Klasifikasi	.d/L	.kd	.tanh(kd)
Perairan dalam	$\frac{1}{2} - \infty$	$\pi - \infty$	1
Perairan antara	$1/20 - \frac{1}{2}$	$\pi/10 - \pi$.tanh(kd)
Perairan dangkal	$0 - 1/20$	$0 - \pi/10$.kd

Tabel 2.1. Klasifikasi gelombang permukaan laut (CEM 2001). Untuk perairan dalam (*deep water*) maka kecepatan fase dan panjang gelombang menjadi:

$$C_o = \sqrt{\frac{gL_o}{2\pi}} \quad ; \quad L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad 2.50$$

Relasi ini sangat penting dalam perhitungan.

Sedangkan untuk perairan dangkal:

$$C = \sqrt{gd} \quad ; \quad L = \sqrt{gdT^2} \quad 2.51$$

Sekarang tiba saatnya kita akan melihat bentuk gelombang yang ada dilautan. Apakah seperti gelombang dikolam yang membuat perahu gabus naik dan turun?

Untuk melihat hal tersebut maka kita tuliskan kembali persamaan Laplace sebagai berikut:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad 2.52$$

persamaan tersebut dapat ditulis sebagai berikut:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{dimana} \quad u = \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad w = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad 2.53$$

dimana u dan w adalah kecepatan orbital partikel air dalam arah horisontal dan vertikal. Dengan solusi dari 2.42 maka kecepatan partikel air akan dinyatakan sebagai berikut:

$$u(x, z, t) = \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx - \omega t)} \quad 2.54$$

$$w(x, z, t) = \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{H}{2} \omega \frac{\sinh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx - \omega t)}$$

Bentuk geometri partikel air dapat dilihat dari gerak translasi partikel air tersebut. Jika suatu partikel air berada dalam posisi (x, z) maka karena gerak gelombang maka dia akan mempunyai posisi yang baru yaitu $(x+\alpha, z+\beta)$. Perubahan posisi terhadap waktu adalah kecepatan partikel air sehingga akan dinyatakan oleh (dengan rumus Euler $e^{i\theta} = \cos\theta + i \sin\theta$ maka kita akan menyatakan $e^{i(kx-\omega t)}$ sebagai bentuk cosinus dan sinus):

$$\frac{d\alpha}{dt} = u(x + \alpha, z + \beta, t) = \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh[k(z + \beta + d)]}{\sinh(kd)} \cos(k(x + \alpha) - \omega t) \quad 2.55$$

$$\frac{d\beta}{dt} = w(x + \alpha, z + \beta, t) = \frac{H}{2} \omega \frac{\sinh[k(z + \beta + d)]}{\sinh(kd)} \sin(k(x + \alpha) - \omega t)$$

Jika α dan β merupakan parameter kecil maka

$$\frac{d\alpha}{dt} \approx \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} \cos(kx - \omega t) \quad 2.56$$

$$\frac{d\beta}{dt} \approx \frac{H}{2} \omega \frac{\sinh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} \sin(kx - \omega t)$$

Integrasikan terhadap t dengan mengambil konstanta integrasi nol maka didapatkan relasi (karena integrasi terhadap t maka

yang diintegrasikan adalah suku cos dan sin, sedangkan bagian cosh dan sinh tetap):

$$\alpha = -\frac{H}{2} \frac{\cosh[k(z+d)]}{\sinh(kd)} \cos(kx - \omega t) \quad 2.57$$

$$\beta = \frac{H}{2} \frac{\sinh[k(z+d)]}{\sinh(kd)} \sin(kx - \omega t)$$

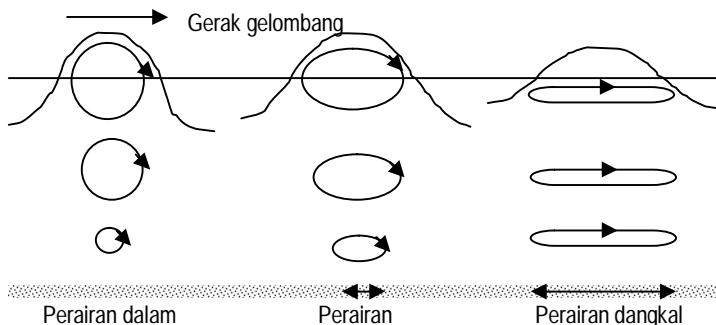
dengan identitas $\cos^2\theta + \sin^2\theta = 1$ maka didapatkan persamaan sbb:

$$\frac{\alpha^2}{A^2} + \frac{\beta^2}{B^2} = 1 \quad 2.58$$

dimana

$$A = \frac{H}{2} \frac{\cosh[k(z+d)]}{\sinh(kd)} ; \quad B = \frac{H}{2} \frac{\sinh[k(z+d)]}{\sinh(kd)}$$

Persamaan 2.58 adalah persamaan ellip dengan sumbu horisontal A dan sumbu vertikal B. Hal ini menunjukkan bahwa gerakan partikel air tidaklah naik-turun tetapi berbentuk ellips. Kenyataan ini dapat kita rasakan jika kita naik perahu yang diam dan datang gelombang, maka kita tidak hanya naik-turun tetapi di goyang kekiri dan kekanan. Keadaan ini menunjukkan bahwa gerakan partikel air berbentuk ellips. Beberapa hal yang menarik adalah: Pada dasar perairan maka $z=-d$ sehingga $A = H/2 \sinh(-kd)$ dan $B=0$. Hal ini menunjukkan bahwa didasar perairan partikel air bergerak osilasi secara horisontal. Pada perairan dalam (*deep water*) maka kd besar sehingga $\sinh(kd) = \cosh(kd)$ dengan demikian $A=B$, maka persamaan ellipsis menjadi persamaan lingkaran. Jadi pada perairan dalam gerakan partikel air berbentuk lingkaran. Pada perairan dangkal maka $\cosh(x) \sim x$ dan $\sinh(x) \sim 0$ maka didapat $A = (HT/4\pi)\sqrt{(g/d)}$ dan $B=0$. Hal ini menunjukkan bahwa pada perairan dangkal gerakan partikel air osilasi secara horisontal. Penggambaran gerakan partikel air akan dinyatakan sebagai berikut:



Gambar 2.6. Gerak orbit partikel air di berbagai jenis perairan.

Parameter yang penting dalam dinamika gelombang adalah energi gelombang. Energi gelombang akan dinyatakan sebagai penjumlahan energi kinetik dan energi potensial. Energi kinetik akan dinyatakan oleh:

$$E_k = \int_{x-d}^{x+L} \int_{-\eta}^{\eta} \rho \frac{u^2 + w^2}{2} dx dz \quad \text{int egrasi} \quad E_k = \frac{1}{16} \rho g H^2 L \quad 2.59$$

sedangkan energi potensial akan dinyatakan oleh:

$$E_p = \int_x^{x+L} \rho g \left\{ \frac{(\eta+d)^2}{2} - \frac{d^2}{2} \right\} dx \quad \text{int egrasi} \quad E_p = \frac{1}{16} \rho g H^2 L \quad 2.60$$

Jadi energi total ($E=E_k+E_p$) adalah:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 L \quad 2.61$$

Sedangkan energi persatuan panjang gelombang ($\langle E \rangle = E/L$) disebut densitas energi. Fluks energi (P) adalah energi dikalikan dengan kecepatan grup gelombang ($P = EC_g$), dimana C_g adalah kecepatan grup gelombang yang didefinisikan sebagai:

$$C_g = \frac{d\omega}{dk} \quad 2.62$$

2.3.3. Model Gelombang Permukaan Laut

Solusi yang dikembangkan diatas merupakan dasar bagi model propagasi gelombang permukaan laut. Model atas dasar solusi diatas dikenal dengan nama model gelombang Airy. Gelombang ini sebenarnya berlaku untuk kasus yang sangat ideal. Pada kenyataannya pada saat gelombang menjalar dari laut dalam menuju ke perairan yang lebih dangkal maka amplitudo gelombang akan semakin tinggi. Kenyataan ini tidak dapat diprediksi oleh teori gelombang Airy. Pada tahun 1847 atau hampir 1,5 abad yang lalu, masalah ini dipecahkan oleh matematikawan Inggris yang bernama Sir George Stokes. Tuan Stokes menggunakan teorema Fourier untuk memecahkan masalah tersebut. Teorema Fourier mengatakan bahwa sembarang fungsi dapat dinyatakan sebagai kombinasi (superposisi) linier dari fungsi-fungsi yang periodik. Dengan teorema Fourier tersebut maka Stokes menyatakan gelombang permukaan laut yang dinyatakan dalam elevasi muka laut sebagai berikut:

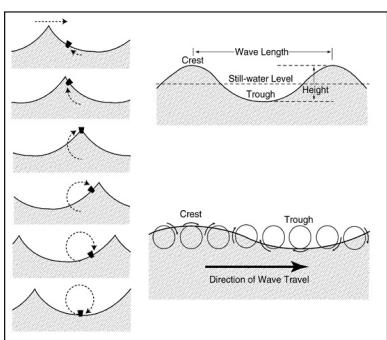
$$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) + \alpha_1 \frac{k}{2} \left(\frac{H}{2}\right)^2 \cos 2(kx - \omega t) \\ + \alpha_2 \frac{3k^2}{8} \left(\frac{H}{2}\right)^3 \cos 3(kx - \omega t) + \dots$$

.....2.63

dimana α adalah koefisien yang tergantung pada kedalaman perairan. Berdasarkan bentuk elevasi diatas maka segala macam parameter gelombang yang lain dapat ditentukan. Penurunan model Stokes diatas berbelit-belit dan tidak akan diturunkan disini, pembaca yang tertarik penulis rekomendasikan Mei,CC 1989.

Kita melihat bahwa berdasarkan teori linier gerak orbital partikel air berbentuk ellip atau lingkaran, hal ini menunjukkan bahwa suatu benda dipermukaan laut tidaklah bergerak hanya naik dan turun saja tetapi digoyang-goyang seperti gerak melingkar. Hal ini yang menyebabkan orang akan merasa

pusing di laut. Pengambaran gerak gelombang dipermukaan laut dapat dilihat pada gambar 2.7 berikut:



Gambar 2.7 Sketsa gerak partikel air di permukaan laut.
(sumber dari internet)



Gambar 2.8 Gelombang soliter yang menjalar disebuah sungai.

Gelombang ini sebagai hasil keseimbangan efek nonlinier dan dispersi (dari internet)

Baik model Airy maupun Stokes, menyandarkan modelnya pada persamaan gelombang linier. Ternyata 52 tahun setelah karya Stokes, dua matematikawan Belanda yaitu Korteweg dan deVries menemukan suatu persamaan yang memerikan perilaku gelombang yang nonlinier. Fenomena gelombang nonlinier ini sebenarnya telah diamati oleh John Scott Russel, seorang engineer waktu melintasi sebuah kanal di Britania. Sayang sekali sampai akhir hayatnya, Russle tidak dapat memahami peristiwa yang dilihatnya. Fenomena gelombang nonlinier tersebut berbentuk seperti pulsa yang menjalar dengan kestabilan luar biasa. Semakin dia bergerak cepat maka amplitudennya semakin tinggi. Gelombang tersebut oleh Russel disebut gelombang soliter yang dapat dilihat pada gambar 2.8. Gelombang soliter memenuhi persamaan nonlinier sebagai berikut:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + C_o \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{3C_o}{8H} \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{6} C_o H^2 \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad 2.64$$

dimana $C_o = \sqrt{gH}$.

Persamaan ini dikenal dengan nama persamaan Korteweg & de Vries atau disingkat menjadi persamaan KdV. Persamaan ini sangat terkenal dan masih dikaji orang sampai sekarang. Penulis (Sulaiman) banyak bekerja dengan persamaan KdV ini untuk mempelajari perilaku gelombang nonlinier yang muncul di fisika plasma, dinamika atmosfer ataupun dinamika laut. Biasanya gelombang soliter muncul dalam solusi fungsi sech. Dalam perkembangannya ternyata persamaan KdV mempunyai solusi periodik yang dikenal dengan nama gelombang cnoidal. Solusi gelombang cnoidal didasarkan atas fungsi eliptik Jacobi. Penurunan persamaan KdV beserta solusinya terletak jauh diluar jangkauan buku ini. Bagi pembaca yang tertarik penulis rekomendasikan Lamb,JR 1980 dan Mei,C.C 1989.

Berikut ini diberikan tabel model gelombang mulai dari model Airy, Stokes, Cnoidal dan Soliter.

Tabel 2.2. Model gelombang Airy.

Parameter	Ekspresi umum
Elevasi muka laut	$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t)$
Kecepatan Fase	$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$
Panjang gelombang	$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)$
Kecepatan orbital	$u(x, z, t) = \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx - \omega t)}$ $w(x, z, t) = \frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{H}{2} \omega \frac{\sinh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} e^{i(kx - \omega t)}$

Tabel 2.3. Model gelombang Stokes.

parameter	<i>Ekspresi umum</i>
Elevasi muka laut	$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t) + \frac{\pi H^2}{2L} \frac{\cosh(kd) [2 + \cosh(2kd)]}{(\sinh(kd))^3} \cos 2(kx - \omega t)$
Kecepatan Fase	$C = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \times \left[1 + \left(\frac{\pi H}{L}\right)^2 \frac{5 + 2 \cosh(4\pi d/L) + 2 \cosh^2(4\pi d/L)}{8 \sinh^4(2\pi d/L)} \right]$
Kecepatan orbital	$u(x, z, t) = \frac{H}{2} \omega \frac{\cosh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} \cos(kx - \omega t) + \frac{3}{4} \left(\frac{\pi H}{L}\right)^2 C \frac{\cosh[2k(z + d)]}{\sinh^4(kd)} \cos 2(kx - \omega t)$ $w(x, z, t) = \frac{H}{2} \omega \frac{\sinh[k(z + d)]}{\sinh(kd)} \sin(kx - \omega t) + \frac{3}{4} \left(\frac{\pi H}{L}\right)^2 C \frac{\sinh[2k(z + d)]}{\sinh^4(kd)} \sin 2(kx - \omega t)$

Tabel 2.4. Model gelombang Nonlinier.

Parameter	Ekspresi umum
Elevasi muka laut (Cnoidal wave)	$\eta = HCn^{-2} \left[2K(\kappa) \left\{ \frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right\}, \kappa \right]$
Kecepatan Fase	$C^2 = C_o \left[1 + \frac{1}{\kappa} \frac{H}{d} \left(-\kappa + 2 - \frac{3E}{\kappa} \right) \right]$ $K(\kappa) = \int_0^l \frac{dx}{\sqrt{l-x^2(l-\kappa^2 x^2)}}$ $E(\kappa) = \int_0^{\pi/2} (l - \kappa \sin^2 \varphi)^{1/2} d\varphi$

Elevasi muka laut (Solitary wave)	$\eta = H \operatorname{sech}^2 \left[\frac{1}{d} \sqrt{\frac{3H}{4d}} (x - C_o t) \right]$
Kecepatan fase	$C = C_o \left[1 + \frac{1}{2} \frac{H}{d} - \frac{3}{20} \left(\frac{H}{d} \right)^2 + \dots \right]$

Dimana C_n adalah fungsi elliptik Jacobi. Fungsi-sungsang ini sudah ditabelkan. Lihat misalnya di buku tentang *handbooks of special function*.

2.4. Disipasi Gelombang Laut

"Siti Jenar menekankan pada bangkitnya kepribadian...Hidup adalah sebuah eksistensi... Agama akan indah bila sesuai dengan hukum Tuhan di alam.

Yaitu eksistensi yang penuh ragam. Bukan seragam". Achmad Chodjim: 'Syekh Siti Jenar: Makna Kematian'

Sejauh ini kita telah mempelajari propagasi gelombang yang menjalar dengan kedalaman konstan, baik untuk perairan dalam, perairan antara dan perairan dangkal. Perlu diingat kembali bahwa definisi perairan dalam atau perairan dangkal tidak mesti dalam arti yang sesungguhnya. Definisi tersebut hanyalah perbandingan antara kedalaman perairan dengan panjang gelombang. Sebagai contoh, untuk gelombang dengan panjang gelombang mencapai ratusan kilometer yang menjalar dalam suatu samudra dapat dipandang sebagai gelombang di perairan dangkal.

2.4.1. Transformasi gelombang

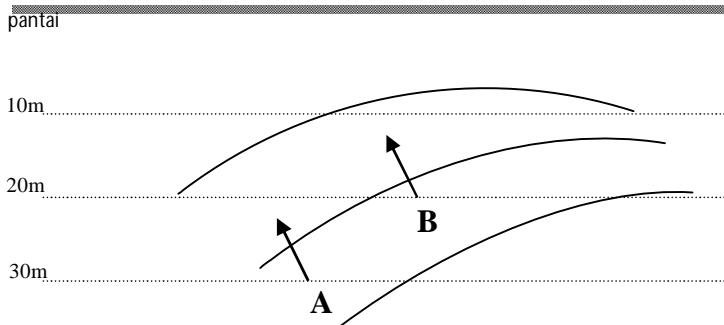
Sekarang kita tinjau suatu gelombang katakanlah swell, yang menjalar dari laut lepas ke pantai. Pada saat dilaut lepas maka kita boleh berharap bahwa kedalaman perairan konstan, tetapi begitu dekat dengan pantai maka kedalaman berubah atau

bervariasi secara horisontal sehingga gerak gelombang menjadi tergantung pada kedalaman. Perubahan kedalaman akan mempengaruhi kecepatan fase maupun arah penjalaran gelombang. Proses ini dikenal dengan nama refraksi gelombang. Selain berubah karena kedalaman, gelombang juga berubah akibat menabrak pulau-pulau kecil ataupun struktur buatan manusia misal anjungan minyak lepas pantai. Proses ini dikenal dengan nama difraksi. Baik proses refraksi, refleksi(pembalikan gelombang) ataupun difraksi merupakan transformasi gelombang dari laut lepas menuju pantai. Disamping faktor-faktor diatas, interaksi gelombang dengan arus juga akan merubah arah dan kecepatan fase gelombang. Jadi ada tiga faktor penting dalam transformasi gelombang yaitu kedalaman, struktur dan arus.

Pembahasan refraksi gelombang akibat kedalaman secara lengkap dan formal adalah dengan menyelesaikan persamaan gelombang air dengan syarat batas di dasar akan dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} + \nabla_H \phi \cdot \nabla_H h(x, y) = 0 \quad 2.65$$

Pembahasan secara formal proses refraksi-difraksi gelombang akibat perubahan kedalaman sangat sukar dan memerlukan pengetahuan matematika lanjut yang sangat baik. Pembahasan secara formal dapat dilihat dibukunya Dingermann,M 1997. Untuk pembahasan yang sederhana biasanya dilakukan dengan menganalogikan gelombang laut dengan cahaya yang ada di optik, yang dikenal dengan pendekatan sinar gelombang (*wave ray*). Dalam optik kita mempunyai hukum yang sangat terkenal yaitu hukum Snellius. Kita akan melihat bahwa hukum Snellius ternyata juga akan berlaku di lautan. Diskripsi gelombang laut dengan sinar gelombang dapat dilihat pada gambar berikut:



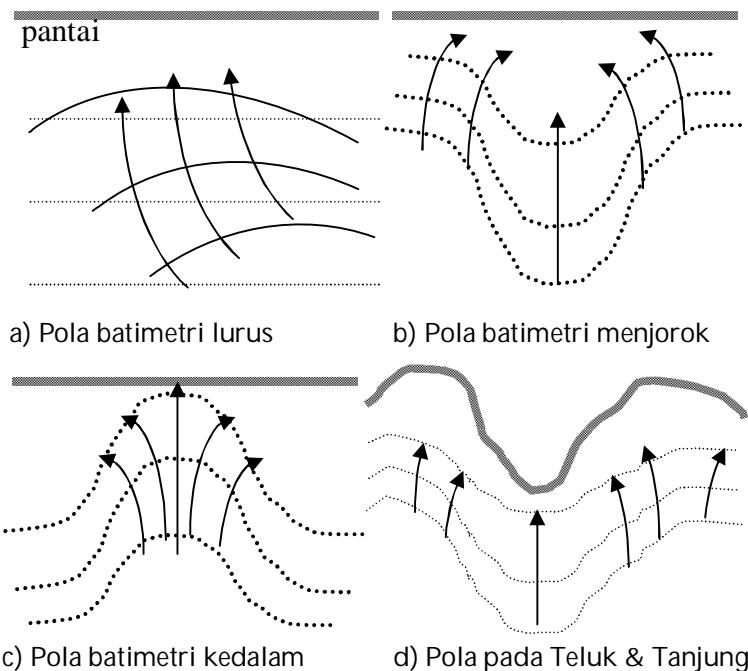
Gambar 2.9. Konsep sinar gelombang. Gelombang menjalar dari laut lepas menuju pantai. Garis putus-putus menyatakan kontur kedalaman dan garis tak putus menyatakan muka gelombang.

Dari gambar terlihat bahwa di titik A mempunyai kedalaman 30m dan titik B mempunyai kedalaman 20m. Dari rumus kecepatan fase kita dapatkan kenyataan sebagai berikut:

$$C_A = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi 30}{L}\right) > C_B = \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi 20}{L}\right)$$

..... 2.66

Titik A ternyata lebih cepat dari titik B sehingga suatu saat A akan sejajar dengan B. Hal ini menunjukkan bahwa muka gelombang makin lama akan bergerak sejajar dengan kontur kedalaman. Dari hasil yang sederhana ini dapat diperkirakan bentuk propagasi gelombang yang menjalar dalam berbagai bentuk batimetri. Plot sinar gelombang dengan berbagai jenis batimetri (profil kedalaman/topografi dasar laut) akan dinyatakan sebagai berikut:



Hubungan antara sudut gelombang datang dengan kecepatan fase gelombang akan memenuhi hukum Snellius yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\sin \theta_o}{C_o} = \frac{\sin \theta}{C} \quad 2.67$$

dimana tanda o menyatakan kondisi di laut dalam dan θ menyatakan sudut gelombang datang. Sedangkan perubahan tinggi gelombang akibat peristiwa refraksi-difraksi akan dinyatakan oleh rumus sebagai berikut (CEM 2000):

$$H = H_o K_s K_r \quad 2.68$$

dimana H_o adalah tinggi gelombang di laut dalam (lepas pantai) dan koefisien shoaling dan koefisien refraksi dinyatakan berturut-turut:

$$K_s = \left(\frac{C_{go}}{C_g} \right)^2 \quad K_r = \left(\frac{1 - \sin^2 \theta_o}{1 - \sin^2 \theta} \right)^{1/4}$$

dimana C_g adalah kecepatan grup gelombang yang secara umum akan diberikan oleh:

$$C_g = \frac{d\omega}{dk} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi \frac{d}{L}}{\sinh(\frac{4\pi d}{L})} \right] \frac{gT}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad 2.69$$

Jika perubahan batimetri tidak terlalu tajam maka suatu persamaan untuk gerak gelombang telah banyak dikembangkan yang dikenal dengan nama persamaan Mild-Slope (lereng-landai) sebagai berikut (Dingerman,M 1997):

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \nabla \cdot (CC_g \nabla \phi) + (\omega^2 - k^2 CC_g) \phi = 0 \quad 2.70$$

dimana

$$CC_g = \frac{gL}{4\pi} \left[\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) + \frac{2\pi d}{L} \left(1 - \tanh^2\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \right) \right]$$

Jika kita ingin memperhitungkan refraksi-difraksi akibat pengaruh arus laut maka persamaan Mild-slope tersebut akan menjadi (Kirby,J 1984):

$$\frac{D^2 \phi}{Dt^2} + (\vec{U} \cdot \frac{D\phi}{Dt}) - \nabla \cdot (CC_g \nabla \phi) + (\omega^2 - k^2 CC_g) \phi = 0 \quad \dots \dots \dots 2.71$$

dimana

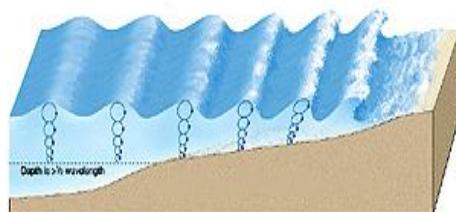
$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla \quad \vec{U} = \text{arus} \quad \text{laut}$$

Perhitungan mendetail atas dasar persamaan Mild-Slope dibahas dalam teksbooks tentang gelombang laut. Lihat CC.Mei 1989. Dalam praktek hanya kasus tertentu saja kita akan mendapatkan solusi analitik. Pada kenyataan dilapangan seringkali kontur batimetri sangat kompleks sehingga solusi analitik mustahil didapat. Suatu solusi dengan metode numerik

atas dasar metode elemen hingga atau beda hingga telah banyak dibuat. Sekarang ini telah banyak berkembang perangkat lunak untuk menghitung propagasi gelombang dengan batimetri yang tak seragam atas dasar persamaan Mild-Slope. Salah satu yang terkenal adalah karya James T Kirby yang dinamakan REFDEF. Software ini dapat diakses secara gratis dengan sejauh prof James Kirby. Kita tidak akan membahas proses ini secara detail, biasanya proses ini sangat diperlukan dalam proyek ocean engineering. Kita lebih tertarik pada bagaimana gelombang mempengaruhi bentuk morfologi pantai.

2.4.2. Gelombang di zona surf

Pada saat gelombang mendekati pantai maka akan terjadi perubahan pada panjang dan tinggi gelombang. Panjang gelombang akan memendek dan tinggi gelombang akan naik. Ternyata tinggi gelombang tidak akan naik sampai ke langit, tetapi ada suatu kondisi kritis dimana kecepatan partikel air akan lebih besar dari kecepatan fase gelombang. Pada kondisi ini maka gelombang akan pecah dan mendistribusikan energinya ke pantai. Dalam terminologi geomorfologi pantai, daerah dimana gelombang pecah sampai bibir pantai dinamakan zona surf (surf zone). Daerah pada zona ini merupakan daerah paling aktif karena terjadi transformasi energi yaitu dari energi gelombang ke energi yang lain misalnya energi disipasi, energi mekanik dll. Terkadang energi ini mampu menggerakkan massa air yang dikenal dengan nama arus imbuhan gelombang. Kita akan membahas arus ini di bab selanjutnya.



Gambar 2.10. Karikatur gelombang pecah.

Gelombang pecah merupakan fenomena yang paling sulit dirumuskan secara matematik. Dari hasil pengamatan ternyata gelombang pecah banyak macamnya dan secara umum dapat digolongkan dalam empat golongan yaitu:

- **Gelombang pecah tipe spilling**

Pada tipe spilling, muka gelombang pecah akan meluruh searah pantai dan lama kelamaan akan membentuk buih di bibir pantai.

- **Gelombang pecah tipe plunging**

Pada tipe plunging, muka gelombang memecah dengan cara bergulung-gulung dan akhirnya akan membentuk buih yang dicirikan dengan adanya limpasan yang kut di pantai. Gelombang pecah itpe ini sangat baik untuk kegiatan surfing.

- **Gelombang pecah tipe collapsing**

Pada tipe collapsing, muka gelombang tidak berubah (pecah) tetapi semakin mendekati pantai akan membentuk gelombang pipih yang semakin mengecil dan akhirnya akan menghasilkan aliran turbulen di bibir pantai.

- **Gelombang pecah tipe surging**

Pada tipe surging, muka gelombang juga tidak akan mengalami perubahan (pecah) tetapi semakin mendekati pantai semakin mengecil dan akhirnya memecah pada daerah yang sangat dekat dengan bibir pantai.

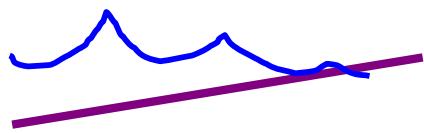
Berdasarkan pengamatan selama bertahun-tahun beberapa para ilmuwan atau insinyur teknik pantai telah mengembangkan formulasi empirik dapat digunakan untuk memprakirakan gelombang pecah secara cukup akurat. Parameter yang sering digunakan untuk melihat perilaku gelombang pecah adalah parameter surf similaritas atau sering disebut bilangan Iribarren (N_i) yang didefinisikan sebagai:

$$N_i = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H/L_o}} \quad L_o = \frac{gT^2}{2\pi} \quad 2.72$$

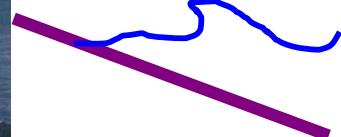
dimana β sudut kemiringan pantai dengan T adalah periode gelombang.

Kenyataan dilapangan sangat sulit menentukan batas harga Ni terhadap jenis gelombang pecah (seperti batas warna pada pelangi). Beberapa penulis telah mengklasifikasikan tipe gelombang pecah berdasarkan harga Ni sebagai berikut:

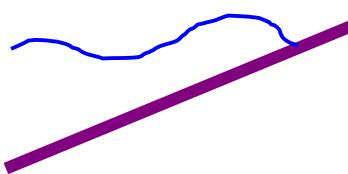
a) Spilling $Ni < 0.4$



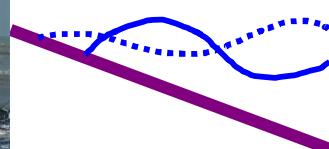
b) Plunging $0.4 < Ni < 2.3$



c) Collapsing $2.3 < Ni < 3.2$



d) Surging $Ni > 3.2$



Biasanya gelombang pecah tipe plugging dan spilling terjadi di pantai yang berbatasan dengan samudra, misalnya pantai selatan Jawa dll. Sedangkan gelombang pecah tipe surging dan collapsing terjadi pada pantai dengan laut tertutup atau semi tertutup, misalnya pantai utara Jawa.

Gelombang pecah dan kedalaman gelombang pecah diasumsikan mempunyai hubungan yang linier sehingga perbandingannya sering disebut indeks pecah (*breaker index*) yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\gamma_b = \frac{H_b}{d_b} \quad 2.73$$

Insinyur teknik pantai menggunakan beberapa cara untuk menentukan indek pecah ini salah satunya adalah:

$$\gamma_b = b - a \frac{H_b}{gT^2} \quad a = 43.8(1 - e^{-19\tan\beta}) \quad b = \frac{1.56}{1 + e^{-19.5\tan\beta}}$$

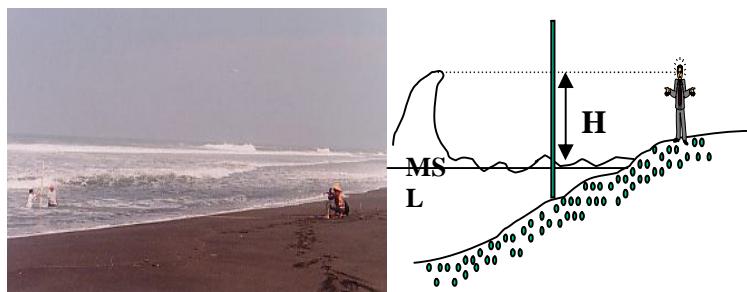
dimana adalah periode gelombang. Catatan: persamaan ini hanya berlaku jika kemiringan lereng $< 6^\circ$. Beberapa kriteria lain yang berlaku untuk sembarang kemiringan pantai yang umumnya telah dipakai orang (*coastal oceanographer*) dinyatakan sebagai berikut:

Spilling : $\gamma = 0.7 - 0.9$

Plunging : $\gamma = 0.9 - 1.2$

Gelombang soliter : $\gamma = 0.78$

Dalam keperluan praktis dan sederhana, kita umumnya dapat menentukan tinggi gelombang pecah. Metode ini khusus untuk tipe plunging dan spilling. Metode yang sangat sederhana menggunakan palm berskala (umumnya dalam dm supaya mudah dilihat). Peralatan yang digunakan adalah palm berskala dan teropong. Penggambaran metode ini sebagai berikut:



Gambar 2.11. Pengamatan gelombang pecah dengan palm berskala. Pencatatan dilakukan saat gelombang akan pecah. (foto: penulis)

Berikut ini akan diberikan contoh perhitungan dari pengamatan gelombang pecah dengan palm berskala.

Contoh:

Sebuah gelombang datang dengan sudut datang 15° dan tinggi gelombang pecah yang tercatat adalah 1.5m. Periode gelombang pecah 12 detik. Kemiringan pantai 3° .

Hitung kedalaman gelombang pecah.

Jawab:

Karena kemiringan pantai $< 6^\circ$ maka dengan rumus 2.61 didapat:

$$a=43.8(1-\exp(-19.\tan(3)))=27.620 \quad ; \quad b=1.56/(1+\exp(-19.5\tan 10))=1.1471$$

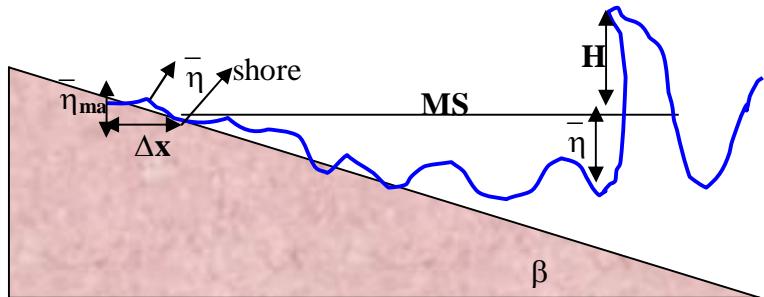
$$\gamma_b=1.1471 - 27.620(1.5/9.8.12^2)= 0.853 ;$$

Jadi kedalaman gelombang pecah $d_b = H_b/\gamma_b = 1.5/0.853 = 1.15$ m. Jika menggunakan criteria gelombang monocromatik dan linier diperoleh:

$$d_b = 1.5/0.78 = 1.92\text{m}$$

Hasil ini menunjukkan jika keiringan pantai sangat landai maka penentuan rumus γ_b secara empirik dapat dilakukan, tetapi jika kemiringan pantai lebih besar dari 5 derajat maka lebih baik dipakai $\gamma_b=0.78$. Biasanya para engineer memakai harga ini untuk estimasi kedalaman gelombang pecah. Harus diingat bahwa estimasi ini cukup memadai hanya jika gelombang pecah pada pantai cukup landai. Untuk pantai yang terjal tidak ada rumus yang pasti. Direkomendasikan untuk menggunakan harga 0.78.

Fenomena lain yang penting didaerah surf adalah adanya wave set up. Wave set-up menyatakan zona aktif di garis pantai akibat aktivitas gelombang. Wave set-up adalah superelevasi dari muka lau rata-rata (MSL) akibat aksi gelombang. Kondisi wave set-up dapat dinyatakan dalam gambar berikut:



Gambar 2.12. Wave set-up di zona surf.

Secara umum wave set-up di sembarang jarak x dari shore line (garis pantai) dinyatakan oleh :

$$\eta = \eta_b + \left(\frac{d\eta}{dx} \right) (x_b - x) \quad 2.75$$

Untuk wave set-up maksimum adalah:

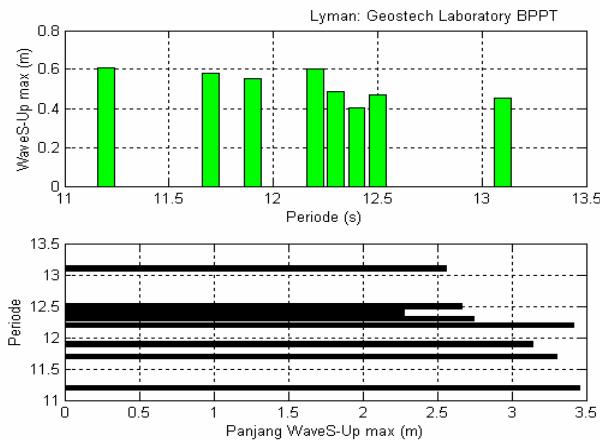
$$\eta_{\max} = \eta_b + \left(\frac{d\eta}{dx} \right) \Delta x \quad 2.76$$

Dimana Δx adalah jarak wave set-up maksimum, $d\eta/dx$ adalah gradient wave set-up, η_s adalah wave set-up pada shoreline (still-water) dan η_b adalah set down pada break point dengan masing masing dinyatakan sebagai berikut:

$$\Delta x = \left[\frac{\eta_s}{\tan \beta - \frac{d\eta}{dx}} \right] ; \quad \frac{d\eta}{dx} = \left[\frac{1}{1 + \frac{8}{3} \gamma_b^2} \right] \tan \beta \quad 2.78$$

$$\eta_s = \eta_b + \left[\frac{1}{1 + \frac{8}{3} \gamma_b^2} \right] d_b ; \quad \eta_b = -\frac{1}{16} \gamma_b^2 d_b$$

Contoh untuk data diatas dengan sudut gelombang datang $\alpha=10^\circ$ terhadap garis pantai.



Gambar 2.13. Diagram batang wave set-up serta panjang wave set-up untuk gelombang datang 10° dan kemiringan pantai $\beta=5^\circ$ (Sulaiman,A et al 2002).

2.5. Gelombang Acak

I do not believe that God plays dice with the world !

A. Einstein

Gelombang yang telah kita bicarakan diatas tadi adalah gelombang teratur karena mempunyai frekuensi tertentu atau lebih tepatnya mempunyai distribusi frekuensi yang diskrit. Setiap satu frekuensi tertentu akan mewakili suatu gelombang tertentu. Kalau kita pergi ke laut maka angin yang berhembus tidaklah tetap tetapi selalu berubah-ubah baik besarnya maupun arahnya. Kita katakan bahwa angin tak teratur. Karena angin sebagai pembangkit gelombang tak teratur maka tentu saja gelombang yang terjadi akan mempunyai bentuk yang tak teratur (*irregular*) pula atau acak (*random*). Bagaimana kita memerikan gelombang yang acak tersebut?

Ada dua pendekatan untuk memerikannya yaitu pendekatan analisis spektral dan analisis gelombang individual. Analisis spektral didasarkan asumsi bahwa gelombang acak dikomposisikan atas banyak sekali gelombang periodik dan karakteristik gelombang akan dinyatakan oleh distribusi energi dari komponen gelombang penyusunnya. Jadi pada dasarnya analisis spektral adalah menyatakan atau memerikan gelombang dalam bentuk energi lawan frekuensi.

Sedangkan analisis gelombang individual adalah memerikan gelombang acak melalui distribusi tinggi gelombang dan periode gelombang. Pendekatan pertama bisanya banyak digunakan untuk gelombang di laut dalam sedangkan pendekatan kedua dilakukan untuk gelombang di perairan dangkal, karena diperairan dangkal gelombang lebih teratur dari pada di perairan dalam.

Seperti diuraikan diatas bahwa pendekatan analisis spektral adalah mengasumsikan gelombang acak sebagai superposisi dari gelombang teratur. Jika gelombang teratur dinyatakan oleh fungsi sinus dan cosinus maka superposisi tersebut akan dinyatakan sebagai berikut:

$$\eta(t) = \frac{a_o}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos 2\pi nft + b_n \sin 2\pi nft) \quad 2.79$$

dimana η adalah amplitude gelombang. Pernyataan 2.79 menyatakan suatu gelombang acak diperikan sebagai superposisi atau penjumlahan tak berhingga (deret) fungsi sinus dan cosinus (fungsi periodik). Deret tersebut sering disebut deret Fourier. Masing masing koefisien akan dinyatakan sebagai berikut:



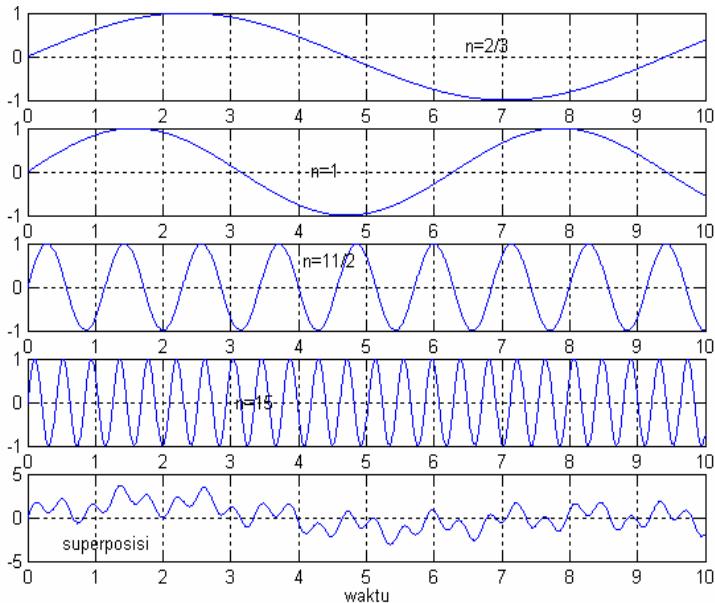
Gambar 2.14. Gelombang acak di laut (foto: internet)

$$a_0 = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \eta(t) dt \quad 2.80$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \eta(t) \cos(2\pi n f) dt \quad n = 1, 2, \dots \quad 2.81$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} \eta(t) \sin(2\pi n f) dt \quad n = 1, 2, \dots \quad 2.82$$

hubungan antara frekuensi f dan perioda T dinyatakan sebagai berikut $f=2\pi/T$. Berikut ini adalah contoh bagaimana superposisi berbagai gelombang sinus.



Gambar 2.15. Superposisi gelombang periodik dapat menghasilkan profil irregular.

Dalam praktik data yang kita punya adalah data amplitude gelombang. Jika kita mengukur amplitude gelombang disuatu titik maka kita akan mendapatkan suatu deret waktu dari elevasi muka laut ($\eta(t)$). Bagaimana kita mengetahui komposisi dari gelombang tersebut. Atau dengan kata lain gelombang dengan frekuensi apa saja yang menyusun gelombang yang kita ukur tadi?. Untuk menjawab pertanyaan diatas maka langkah pertama adalah kita harus merubah data dalam deret waktu tadi ke dalam domain frekuensi/periode. Kenapa? Karena kita menginginkan frekuensi berapa saja sebagai penyusun gelombang kita. Merubah domain waktu ke domain frekuensi dilakukan melalui suatu transformasi yang dinamakan transformasi Fourier yang secara matematik dinyatakan sebagai berikut:

$$\Gamma(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t) e^{-i\omega t} dt \quad 2.83$$

Jika kita kuadratkan hasil ini kemudian kita plot dengan frekuensinya maka kita akan mendapatkan grafik antara $S(\omega) = \Gamma^2(\omega)$ dan ω atau energi dan frekuensi. Grafik ini disebut spektrum atau karena data kita adalah gelombang maka disebut sebagai spektrum gelombang. Penentuan spektrum gelombang dalam praktik dilakukan dengan metode *fast Fourier transform* (FFT). Berikut adalah contoh penentuan spektrum gelombang dengan FFT dalam program Matlab.

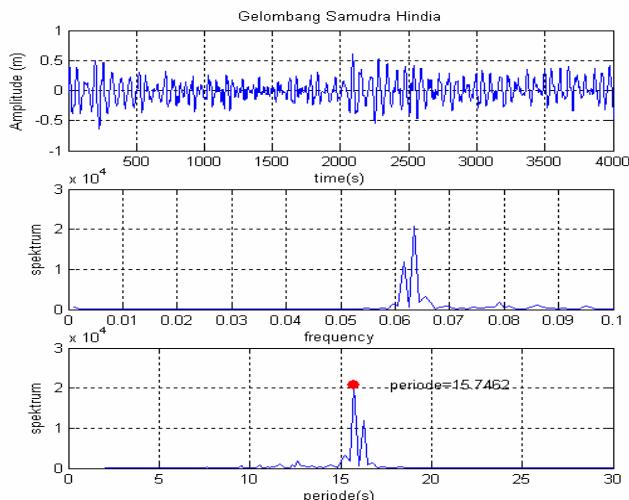
```
clear all;
load Wave_020.txt;
Am=Wave_020(:,,:);
B=mean(Am); C=Am-B; m=length(C); t=1:m;
Y=fft(C); Y(1)=[]; n=length(Y);
spektrum=abs(Y(1:n/2)).^2; nyquist=1/2;
frek=(1:n/2)/(n/2)*nyquist; period=1./frek;
subplot(3,1,1)
plot(t,C); grid; axis([1 4000 -1 1])
title('Gelombang Samudra Hindia')
```

```

xlabel('time(s)');
ylabel('Amplitude (m)');
subplot(3,1,2)
plot(frek,spektrum); grid;
axis([ 0 0.1 0 30000]);
xlabel('frequency'); ylabel('spektrum');
subplot(3,1,3);
plot(period,spektrum); grid; hold on;
index=find(spektrum==max(spektrum));
mainperiodStr=num2str(period(index));
plot(period(index),spektrum(index),'r',...
    'MarkerSize',25,'EraseMode','none');
text(period(index)+2,spektrum(index),...
    ['periode=',mainperiodStr],'EraseMode','none');
axis([0 30 0 30000]);
xlabel('periode(s)');
ylabel('spektrum');
hold off;

```

Hasil program tersebut dinyatakan sebagai berikut:



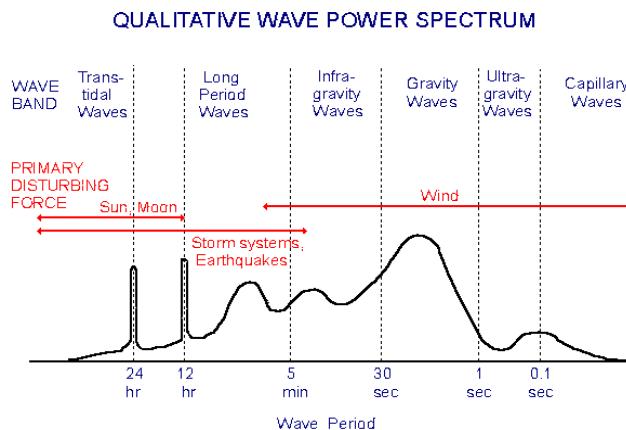
Gambar 2.16 Pengolahan spektrum gelombang dengan FFT.

Data diambil dari pengukuran *wave gauge* di pantai selatan Jawa. Pada gambar 2.16 menunjukkan bahwa puncak spektrum mempunyai periode 15.7 detik yang menyatakan *swell* dominan. Berdasarkan frekuensi/periodenya maka gelombang dapat digolongkan dalam berbagai jenis yang dapat dilihat pada tabel berikut:

Jenis Gelombang	Gaya mekanik	Periode
Gelombang kapiler	Tegangan permukaan	< 0.1 detik
Gelombang angin	Shear angin, gravitasi	< 15 detik
Swell	Gelombang badai	< 30 detik
Surf beat	Grup gelombang	1-5 menit
Seiche	Variasi angin	2-40 menit
Resonansi Pelabuhan	Surf beat	2-40 menit
Tsunami	Gempa Bumi	10 menit - 2 jam
Seruak Badai (storm surge)	Stress angin dan variasi tekanan atmosfer	1-3 hari
Pasang surut	Gravitasi bulan, matahari dll	12-24 jam

Tabel 2.5. Tipe gelombang berdasarkan periodenya.

Peneliti telah membuat klasifikasi jenis gelombang berdasarkan spektrumnya sebagai berikut:



Gambar 2.17 Spektrum gelombang. (sumber: internet)

Gelombang diukur dalam variabel amplitude dan arah gelombang sehingga kita akan mempunyai spektrum dalam frekuensi (ω) dan arah (θ). Jadi kita mempunyai spektrum dua dimensi yang kita beri simbol $S(\omega, \theta)$. Karena spektrum menyatakan energi gelombang maka dia akan memenuhi persamaan keseimbangan energi yang dapat dinyatakan sebagai (Massel,S 1996):

$$\frac{\partial S(\omega, t)}{\partial t} = Q_{in}^{nl} + Q_{nl} + Q_{dis} \quad 2.84$$

dimana Q yang pertama menyatakan suku sumber, Q kedua menyatakan efek nonlinier dan suku ketiga menyatakan efek disipasi. Dengan menyelesaikan persamaan diatas maka kita dapat melakukan peramalan gelombang. Banyak model gelombang telah dikembangkan atas dasar persamaan ini mulai model generasi pertama sampai generasi ke tiga. Kita tidak akan membicarakannya lebih jauh model ini. Bagi pembaca yang berminat silahkan melihat di Massel,S 1996.

Berdasarkan hasil observasi di beberapa lautan di berbagai penjuru dunia maka terdapat suatu spektrum gelombang yang dapat diturunkan dari data angin. Hasil tersebut bersifat empirik. Beberapa yang terkenal antara lain:

- 1) Spektrum Pierson-Moskowitz:

$$S(\omega) = \frac{8.1 \times 10^{-3} g^2}{(2\pi)^4 \omega^5} e^{-0.74 \left(\frac{g}{2\pi U_{19.5}\omega} \right)^4} \quad 2.85$$

dimana g adalah percepatan gravitasi, $U_{19.5}$ adalah kecepatan angin pada ketinggian 19.5m diatas muka laut. Biasanya pengukuran angin dilakukan pada ketinggian 10m (U_{10}). $U_{19.5}$ dapat dicari dari data U_{10} dengan menggunakan rumus logaritmik kecepatan angin sebagai berikut:

$$U(z) = U_{10} + 5.75 \sqrt{\gamma_{10}^2} U_{10} \log \left(\frac{z}{10} \right) \quad 2.86$$

dimana $\gamma_{10^2} = 1.6 \cdot 10^{-3}$ dan z adalah ketinggian dalam meter.

2) Spektrum Bretschneider

$$S(\omega) = 0.43 \left(\frac{\bar{H}}{g\bar{T}^2} \right)^2 \frac{g^2}{\omega^2} e^{-0.675 \left(\frac{1}{\bar{T}\omega} \right)^4} \quad 2.85$$

dimana $\langle H \rangle$ adalah tinggi gelombang rata-rata dan $\langle T \rangle$ adalah periode gelombang rata-rata.

3) Spektrum Bretschneider-Mitsuyasu

$$S(\omega) = \left\{ 8.58 \times 10^{-4} \left(\frac{gF}{u_*^2} \right)^{-0.312} \right\} \frac{g^2}{\omega^5} e^{-1.25 \left(\frac{gF}{u_*^2} \right)^{-1.32} \left(\frac{g}{u_* \omega} \right)^4} \quad 2.85$$

dimana F adalah panjang fetch dan u_* adalah kecepatan gesekan yang dinyatakan oleh:

$$u_* = \sqrt{\gamma_{10}^2} U_{10} \quad 2.86$$

Dengan pengetahuan panjang fetch dan data kecepatan angin pada ketinggian 10m maka pada dasarnya spektrum diatas dapat ditentukan. Spektrum lain yang sering dipakai adalah spketrum Goda dengan bentuk sebagai berikut:

4) Spektrum Goda

$$S(\omega) = 0.257 \frac{H_{1/3}^2 T_{1/3}}{(T_{1/3} \omega)} e^{-1.03 \left(\frac{1}{T_{1/3} \omega} \right)^4} \quad 2.87$$

dimana $H_{1/3}$ dan $T_{1/3}$ adalah panjang gelombang dan periode gelombang signifikan. Rumus Goda ini paling favorit dipakai dalam bidang rekayasa pantai. Dengan berbekal pengetahuan panjang fetch dan data angin 10m maka tinggi gelombang dan

periode gelombang signifikan dapat ditentukan dari rumus empirik berikut (Horikawa,S eds 1988):

$$H_{\frac{1}{3}} = 0.0024 U_{10} \sqrt{F} \quad ; \quad T_{\frac{1}{3}} = 0.0548 \frac{2\pi U_{10}}{g} \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{\frac{1}{3}} \dots \dots \dots 2.98$$

Cara kedua dalam memerikan gelombang acak adalah analisis gelombang individual. Dilaut dalam umumnya gelombang mempunyai spektrum yang lebar dan kontinu, sedangkan di perairan dangkal umumnya akan mempunyai spektrum yang lebih sempit. Energi gelombang maksimum akan terkungkung di suatu puncak spektrum pada frekuensi tertentu yang disebut frekuensi puncak (ω_p). Karena frekuensi cukup sempit maka kita dapat memandang sebagai frekuensi tunggal. Jadi kita akan mempunyai gelombang individual. Amplitudo dari gelombang individual ini akan dinyatakan oleh (Horikawa,S 1988):

$$\eta(t) = R \cos(\omega_p t - \delta) \quad 2.99$$

dimana

$$R = \sqrt{A_c^2 + A_s^2} \quad ; \quad \delta = \tan^{-1} \left(\frac{A_c}{A_s} \right)$$

$$A_c = \sum_{m=1}^{\infty} A_m \cos(\delta_m - \Delta\omega_m t) \quad ; \quad A_s = \sum_{m=1}^{\infty} A_m \sin(\delta_m - \Delta\omega_m t)$$

A_c dan A_s adalah stokastik dan umumnya mengikuti distribusi Gaussian. Analisis ini biasanya dilakukan orang di perairan dangkal, tetapi di perairan ini efek nonlinier cukup dominan. Dengan teori deterministik chaos telah ditunjukkan bahwa perilaku acak dapat berasal dari sistem deterministik yang nonlinier. Apakah berarti sifat acak gelombang laut di perairan dangkal berasal dari sifat nonlinier? Jika ya maka sifat acak bukan diperikan oleh statistik seperti yang kita lakukan untuk laut dalam. Pengetahuan kita tentang gelombang acak di

perairan dangkal masih jauh dari lengkap. Penelitian dalam bidang ini masih sangat terbuka.

Daftar Pustaka

1. CEM, 2001 "Water Wave Mechanis" Army Corps of Engineering CERC.
2. CEM, 2001 " Surf Zone Hydrodynamicss" Army Corps of Engineering CERC.
3. CETN-1-17 1985 "Direct Methods for Calculating Wavelength" U.S Army Engineer Waterways Experiment Section. CERC, Mississippi.
4. Crapper,G 1984 "Introduction to Water Wave" Ellis Horwood Limited, London.
5. Dingermans,M 1997 "Water Wave Propagation over Un Even Bottom" World Scinetific. Singapore.
6. Horikawa,K eds 1988 "Nearshore Dynamics and Coastal Processes" University of Tokyo Press, Tokyo.
7. Kirby,J 1984 "A Note a Linear Surface Wave-Currents Interaction Over Slowly Varying Topography" J. Geophys.Res Vol.189 No:C1 745-747.
8. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice-Hall, New York.
9. Kundu,P 1996 "Fluids Mechanics" Addison-Wesley Pub Comp. New York.
10. Lamb, JR 1980 "Elemen of Soliton Theory" A Willey Intersciences, New York.
11. Massel,S 1996 "Ocean Surface Wave: Their Physics and Prediction" World Scientific, Singapore.
12. Mei,C.C 1989 "The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves" World Scientific, Singapore.
13. Sulaiman,A et al 2002 "Studi Morfodinamika Pantai Selatan Jawa" Research report, P3TISDA-BPPT unpublished.
14. Stull,R 1988 "An Introduction to Boundary Layer Meteorology" Kluwer Academics Pubs, Netherland.

ARUS IMBUH GELOMBANG

BAB
3

But the creative principle resides in mathematics.
A. Einstein

Pada bab ini kita akan mempelajari apa yang akan terjadi jika gelombang mendekati bibir pantai. Hukum kekekalan materi menyatakan bahwa jika gelombang mendekati pantai maka dia tidak akan hidup selamanya tetapi akan pecah dan mentransfer energi dan massa ke daratan. Transfer energi terjadi dalam bentuk transfer panas atau energi kinetik dimana kita melihatnya sebagai buih yang ada di lautan. Sedangkan transfer massa terjadi dalam bentuk arus. Arus ini akan menggerakkan sedimen baik ke arah laut lepas maupun kiri kanan pantai. Daerah dari mulai gelombang pecah sampai bibir pantai dinamakan zona surf. Panjang suatu zona surf selalu berubah-ubah setiap saat sesuai dengan sifat gelombang laut yang selalu dinamik. Transfer massa yang menjelma dalam bentuk sirkulasi arus di daerah ini dikenal dengan nama arus imbuh gelombang atau arus yang dibangkitkan oleh gelombang.



Gambar 3.1. Zone surf di pantai Purworejo, Jawa tengah. Panjang zone surf dapat mencapai lebih dari 300m. (foto:penulis)

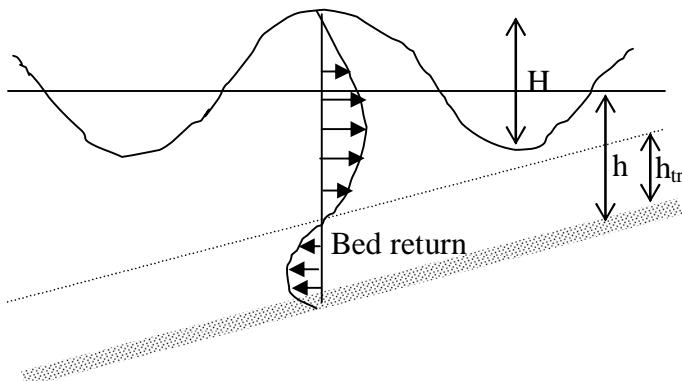
Di zona surf, arus yang terjadi dapat digolongkan menjadi tiga jenis yaitu:

1. Arus balik dasar (*bed return currents*).
2. Arus sejajar pantai (*longshore currents*).
3. Arus RIP / sirkulasi sel.

Arus inilah yang bertanggung jawab pada dinamika pantai (*beach*). Kita akan mempelajarinya satu persatu.

3.1. Arus Balik Dasar

Arus ini sering juga disebut arus tegak lurus pantai (*cross shore currents*) karena arus ini memang berarah menjauhi pantai. Arus ini mudah kita rasakan jika kita berdiri di tepi pantai. Pada saat gelombang melewati kaki maka kita akan merasakan pasir di tempat kita berpijak akan tergerus. Tergerusnya pasir ini akibat arus yang bergerak kearah laut. Skematik arus balik dasar dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 3.2. Skematik arus balik dasar
(reproduksi dari Short,A D 1999)

Pembahasan secara formal arus balik dasar sangat rumit karena melibatkan perilaku arus dua lapis. Beberapa buku yang membahas arus ini secara formal misalnya Mei CC 1989. Pembahasan yang paling sederhana didasarkan pada keseimbangan antara tekanan gelombang, wave set up dan

tekanan (*stress*) geser dasar yang dinyatakan dalam formulasi berikut:

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g h \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \bar{\tau}_B \quad 3.1$$

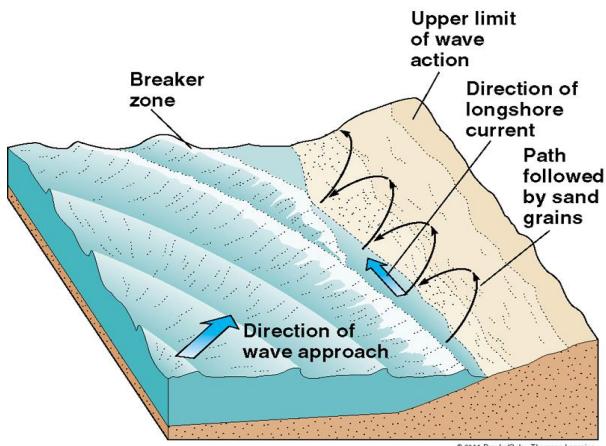
dimana S_{xx} adalah komponen stress gelombang dalam arah tegak lurus pantai. η adalah wave set up dan τ adalah stress geser dasar. Secara fenomenologis dan berdasarkan teori gelombang linier maka Fredsoe & Deigaard 1992 mendapatkan rumus untuk menghitung arus balik dasar sebagai berikut:

$$U = \frac{1}{h_{tr}} \left[\frac{\sqrt{gh} B_o H^2}{h} + \frac{A}{T} \right] \quad 3.2$$

dimana T adalah periode gelombang, H tinggi gelombang, g percepatan gravitasi. Nilai Bo berkisar antara 0.08 sampai 0.125 dan $A=0.9H^2$. Hasil perhitungan dan observasi menunjukkan bahwa arus balik dasar berkisar antara 0.2-0.3 m/s. Terkadang untuk keadaan yang ekstrim dengan tinggi gelombang 5m maka arus balik dasar dapat mencapai 1 m/s. Arus balik dasar semakin besar untuk pantai yang curam.

3.2. Arus Sejajar Pantai

Jika sebuah gelombang datang tidak dalam arah tegak lurus pantai maka gelombang tersebut akan membangkitkan arus yang bergerak sejajar pantai atau disebut arus susur pantai (*longshore currents*). Akibat arus ini terjadi transport sedimen dalam arah sejajar pantai sehingga jika arus ini dominan maka biasanya akan membentuk morfologi pantai berbentuk pantai lurus. Skematik arus sejajar pantai dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 3.3 Arus sejajar pantai diakibatkan oleh gelombang datang yang membentuk sudut (*oblique*) dengan garis pantai. (dari internet)

Bagaimana kita menformulasikan arus sejajar pantai ini? Karena arus ini dibangkitkan oleh gelombang maka kita harus mulai dari gelombang. Arus ini terjadi akibat gelombang pecah, pada saat ini gerak gelombang telah hilang dan digantikan dengan gerak turbulen. Pada fase ini tak satupun teori gelombang yang berlaku. Gelombang akan menggenerasi (membangkitkan) arus melalui tekanan (stress) gelombang yang diberikan oleh (Mei. CC 1989):

$$S_{ij} = \rho g H^2 \left(\frac{k_i k_j}{k^2} \frac{2C_g}{C} + \delta_{ij} \left\{ \frac{2C_g}{C} - 1 \right\} \right) \quad 3.3$$

dimana H adalah tinggi gelombang, C kecepatan fase, C_g kecepatan grup gelombang dan $k_{i,j} = k \cos \theta_{ex} + k \sin \theta_{ey}$ dengan $i,j = 1,2$. Menyatakan vektor gelombang. Dengan mengambil gelombang datang berupa gelombang linier perairan dangkal maka stress gelombang dalam komponennya akan diberikan oleh:

$$S_{ij} = \begin{bmatrix} S_{xx} & S_{xy} \\ S_{yx} & S_{yy} \end{bmatrix} \quad 3.4$$

dimana

$$S_{xx} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \left(\frac{2C_g}{C} \cos^2 \theta + \left\{ \frac{2C_g}{C} - 1 \right\} \right)$$

$$S_{yy} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \left(\frac{2C_g}{C} \sin^2 \theta + \left\{ \frac{2C_g}{C} - 1 \right\} \right)$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{1}{16} \rho g H^2 \frac{2C_g}{C} \sin \theta \cos \theta$$

Karena arus adalah gerak fluida maka persamaan lain yang harus dipenuhi adalah hukum kekekalan massa atau persamaan kontinuitas. Dengan aproksimasi hidrostatik maka persamaan kontinuitas ditulis menjadi (Mei,CC 1989):

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} [U_i (\bar{\eta} + h)] = 0 \quad 3.5$$

dimana

$$\bar{\eta} = \frac{1}{T} \int_0^T \eta dt \quad ; \quad U_i = \frac{1}{\eta + h} \left\langle \int_{-h}^{\eta} u_i dz \right\rangle$$

$$U_i = (U_x, U_y) = (U, V)$$

yang berarti bahwa elevasi muka laut (η) telah dirata-ratakan terhadap seluruh periode gelombang dan arus telah dirata-ratakan terhadap seluruh kedalaman.

Persamaan tentang gerak fluida atau persamaan kekekalan momentum akan dinyatakan oleh:

$$\rho(\bar{\eta} + h) \left[\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_i \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right] = \bar{P} \frac{\partial h}{\partial x_j} - \rho g (\bar{\eta} + h) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[-S_{ij} + \left\langle \int_{-h}^{\eta} u_i dz \right\rangle \right] + \left\langle \tau_j^F |\nabla F| \right\rangle - \left\langle \tau_j^B |\nabla B| \right\rangle \quad 3.6$$

dimana

$$\nabla F = \left(-\frac{\partial \eta}{\partial x}, -\frac{\partial \eta}{\partial y} \right) ; \quad \nabla B = \left(\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y} \right) ;$$

$$\tau_j^F = C_D |\vec{U}_a| \vec{U}_a ; \quad \tau_j^B = \frac{1}{2} \rho f \langle |U_i + u_i| (U_i + u_i') \rangle$$

U_a adalah kecepatan angin, C_D koefisien gesekan angin (koefisien drag) dan f koefisien gesekan perairan.

Persamaan persamaan tersebut mengambarkan arus di zona surf. Penyelesaian persamaan tersebut secara langsung sangat sukar untuk itu kita harus melakukan aproksimasi dan asumsi. Untuk mengambarkan arus sejajar pantai maka kita adakan asumsi sebagai berikut:

- Arus tak bergantung waktu (steady), maka suku yang mengandung $\partial/\partial t=0$.
- Arus seragam sejajar pantai (arah y) maka suku yang mengandung $\partial/\partial y=0$.
- Suku nonlinier diabaikan sehingga suku $U_i \partial U / \partial x_i = 0$.

Dengan ketiga asumsi diatas maka hukum kekekalan massa atau persamaan (3.5) menjadi:

$$\frac{\partial}{\partial x} [U(\bar{\eta} + h)] = 0 \quad 3.7$$

karena $(\eta+h)$ tidak nol maka jelas bahwa $U=0$ yang menyatakan bahwa arus dalam arah tegak lurus pantai akan nol. Dengan kata lain tidak ada arus yang bergerak menuju ke laut.

Dengan ketiga asumsi dan hasil dari 3.7 diatas maka hukum kekekalan momentum yang akan kita tuliskan dalam komponennya (x,y) menjadi:

- Komponen dalam arah x adalah:

$$0 = -\rho g (\bar{\eta} + h) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} [S_{xx}] + C_D |\vec{U}_a| U_a \quad 3.8$$

- Komponen dalam arah x adalah:

$$0 = -\frac{\partial}{\partial x} [S_{xy}] + C_D |\vec{U}_a| V_a - \tau_y^B \quad 3.9$$

Karena kita kesulitan bekerja dalam gelombang pecah maka kita membagi daerah dalam dua zona yaitu zona sebelum gelombang pecah dan zona setelah gelombang pecah.

3.2.1. Zona sebelum gelombang pecah: $x > x_b$

Didaerah ini (sering disebut daerah shoaling) gelombang belum pecah sehingga stress gelombang dominan. Didaerah ini elevasi permukaan atau amplitudo gelombang jauh lebih kecil jika dibandingkan dengan kedalaman (h) perairan sehingga persamaan dalam sumbu x menjadi:

$$0 = -\rho gh \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} [S_{xx}] + C_D |\vec{U}_a| U_a \quad 3.10$$

Secara kualitatif kita melihat bahwa S_{xx} akan turun jika h naik (S_{xx} diberikan oleh 3.4) yang berarti bahwa suku kedua akan negatif. Jika angin bertiup dengan kecepatan tetap maka suku pertama akan positif sehingga η haruslah lebih rendah dari tinggi muka laut rata-rata. Kondisi ini disebut *set down*.

Persamaan dalam arah y menjadi:

$$0 = -\frac{\partial}{\partial x} [S_{xy}] + C_D |\vec{U}_a| V_a - \tau_y^B \quad 3.11$$

Hasil ini menunjukkan bahwa stress gelombang akan berkurang dengan adanya gesekan dasar.

3.2.2. Zona setelah gelombang pecah: $x < x_b$

Didaerah ini (zona surf) gelombang telah pecah dan mentransfer energi dalam bentuk energi kinetik dan energi termal. Dalam bab2 kita telah banyak membicarakan tentang gelombang pecah dan disana ada relasi empirik yang menghubungkan antara tinggi gelombang pecah dan kedalaman perairan. Atas dasar relasi ini maka hubungan antara tinggi gelombang pecah H_b dengan elevasi muka laut

rata-rata dan ketinggian muka laut rata-rata akan dinyatakan oleh:

$$H_b = \gamma(\bar{\eta} + h) \quad 3.12$$

dimana harga γ diberikan dalam bab 2. Untuk didaerah ini kita menganggap bahwa gelombang sangat dangkal sehingga $C_g=C$ sehingga stress gelombang dalam arah xx menjadi:

$$S_{xx} = \frac{1}{16} \rho g H^2 (2 \cos^2 \theta + I) \quad 3.13$$

dengan relasi 3.12 maka stress gelombang menjadi:

$$S_{xx} = \frac{3 \rho g}{16} \gamma^2 (\bar{\eta} + h)^2 \quad 3.14$$

disini kita telah mengambil $\theta=90$ karena dalam arah x. Dengan cara yang sama maka stress gelombang dalam arah yy dan arah xy,yx menjadi:

$$S_{yy} = S_{xy} = S_{yx} = \frac{3 \rho g}{16} \gamma^2 (\bar{\eta} + h)^2 \sin 2\theta \quad 3.15$$

$$S_{xy} = S_{yx} = \frac{3 \rho g}{16} \gamma^2 (\bar{\eta} + h)^2 \sin 2\theta \quad 3.16$$

dipersamaan 3.16 telah menggunakan relasi $\sin 2\theta = 2 \sin \theta \cos \theta$. Dengan kondisi ini maka persamaan dalam arah x (tegak lurus pantai) menjadi:

$$0 = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{3}{8} g \gamma^2 \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\eta} + h) + \frac{1}{\rho(\bar{\eta} + h)} C_D |\vec{U}_a| U_a \quad 3.17$$

Untuk menyederhanakan masalah, kita asumsikan angin hanya bergerak sejajar pantai sehingga $U_a=0$. Maka persamaan 3.17 menjadi:

$$0 = -g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{3}{8} g \gamma^2 \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} - \frac{3}{8} g \gamma^2 \frac{\partial h}{\partial x}$$

atau

$$\left(1 + \frac{3}{8}\right) \gamma^2 \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = -\frac{3}{8} g \gamma^2 \frac{\partial h}{\partial x}$$

Integrasikan terhadap x dengan batas antara x dan x_b maka dihasilkan:

$$\left(1 + \frac{3}{8}\right)\gamma^2 \int_{x_b}^x \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} dx = -\frac{3}{8}g\gamma^2 \int_{x_b}^x \frac{\partial h}{\partial x} dx$$

Hasil integrasi menghasilkan

$$\left(1 + \frac{3}{8}\right)\gamma^2 [\bar{\eta}(x) - \bar{\eta}(x_b)] = -\frac{3}{8}g\gamma^2 [h(x) - h(x_b)]$$

atau dapat kita tulis menjadi:

$$\left(1 + \frac{3}{8}\right)\gamma^2 [\bar{\eta} - \bar{\eta}_b] = \frac{3}{8}g\gamma^2 [h_b - h] \quad 3.18$$

Dengan sedikit manipulasi aljabar (tidak sulit) maka persamaan ini dapat ditulis menjadi:

$$(\bar{\eta} + h) = \frac{h - h_s}{1 + \frac{3}{8}\gamma^2} \quad 3.19$$

dimana

$$h_s = -\left[\left(1 + \frac{3}{8}\right)\gamma^2 \bar{\eta}_b + \frac{3}{8}g\gamma^2 h_b\right]$$

relasi ini akan digunakan dalam perhitungan arus dalam arah y . Persamaan dalam arah y kita tuliskan kembali sebagai berikut:

$$0 = -\frac{\partial}{\partial x} [S_{xy}] + C_D |\vec{U}_a| V_a - \tau_y^B \quad 3.20$$

Didaerah surf, turbulen cukup dominan yang ditandai dengan buih yang bergulung gulung. Jadi stress gelombang merupakan resultan dari stress gelombang dari laut dan stress akibat turbulen. Stress gelombang akan diberikan oleh (3.16). Sedangkan stress turbulen sebenarnya sukar untuk dihitung, tetapi secara fenomologis dan perhitungan yang kasar dapat rumuskan bahwa stress turbulen akan sebanding dengan gradien kecepatan. Konsep ini pertama dicetuskan oleh Prandtl (lihat Stull,R 1993). Dengan konsep Prandtl maka stress turbulen akan dinyatakan sebagai berikut:

$$S_{xy}^t = S_{yx}^t = -(\bar{\eta} + h)\rho v_e \frac{\partial V}{\partial x} \quad 3.21$$

dimana v_e adalah viskositas turbulen (eddy viscosity).

Besaran lain yang harus diketahui untuk menyelesaikan persamaan 3.20 adalah gesekan dasar. Gesekan dasar diberikan oleh (Mei CC 1989):

$$\tau_y^B = -\frac{1}{\pi} f \rho U_o V \quad 3.22$$

dimana U_o adalah kecepatan orbital partikel fluida akibat gerak gelombang. Untuk gelombang diperairan dangkal akan diberikan oleh:

$$U_o = \frac{H}{2d} \sqrt{gd}$$

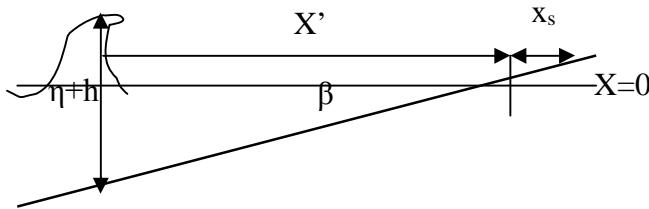
dimana d adalah kedalaman perairan. Tetapi dengan relasi 3.12 maka U_o menjadi:

$$U_o = \frac{H}{2(\bar{\eta} + h)} \sqrt{g(\bar{\eta} + h)} \quad 3.23$$

Dengan 3.21, 3.22 dan 3.23 maka persamaan 3.20 menjadi:

$$\begin{aligned} 0 = & -\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\rho g H^2}{16} (\bar{\eta} + h)^2 \sin 2\theta - (\bar{\eta} + h) \rho v_e \frac{\partial V}{\partial x} \right] \\ & + \frac{f}{2\pi} \rho \gamma \sqrt{g(\bar{\eta} + h)} + C_D |\vec{U}_a| V_a \end{aligned} \quad 3.24$$

Persamaan inipun masih terlalu rumit untuk diselesaikan, bahkan tidak mungkin karena mempunyai dua fungsi dan hanya satu persamaan. Kedua fungsi itu adalah $\eta(x)$ dan $h(x)$. Untuk itu kembali kita mengadakan aproksimasi (biasanya kemiringan pantai dianggap cukup landai) dengan bentuk geometri sebagai berikut:



Gambar 3.4. Transformasi koordinat yang dinyatakan dalam suatu koordinat tetap (x_s) . Karena jarak zona surf selalu berubah-ubah maka kita harus mengambil suatu jarak tetap yaitu jarak rata-rata panjang zona surf.

Dari gambar maka didapat relasi penting sebagai berikut:

$$\frac{(\bar{\eta} + h)}{x'} = s' \quad 3.25$$

dimana $x' = x - x_s = x - h_s/s$. Dengan relasi 3.12 kita dapatkan relasi lain yaitu:

$$s' = \frac{s}{1 + \frac{3}{8}\gamma^2} ; \quad s = \tan \beta \quad 3.26$$

dengan β adalah kemiringan pantai.

Dengan transformasi koordinat 3.25 dan 3.26 maka persamaan dalam sumbu y (3.24) menjadi:

$$N\rho\sqrt{g}s'^{3/2} \left[\frac{d}{dx} \left(x'^{5/2} \frac{dV}{dx} \right) - \frac{f}{2\pi} \rho\gamma\sqrt{g}s'^{1/2} x'^{3/2} V \right] + \frac{5}{16} g^{5/2} s'^{5/2} \gamma^2 \left(\frac{\sin 2\theta}{C} \right) x'^{3/2} + C_D |\vec{U}_a| V_a = 0 \quad 3.27$$

dimana kita telah menggunakan relasi $C=\sqrt{gh}$. Persamaan ini berlaku untuk daerah di $0 < x' < x_b$, sedangkan untuk daerah $x' > x_b$ maka suku ketiga akan nol. Dengan metode numerik kita mudah menyelesaikan persamaan ini. Secara kualitatif kecepatan V (arus sejajar pantai) dia akan maksimum disekitar

titik gelombang pecah (x_b) dan meluruh secara cepat menjauhi titik gelombang pecah.

Dalam perhitungan praktis biasanya kita dapat mengabaikan kecepatan angin (V_a) serta fluks turbulen (mengabaikan fluks turbulen dilakukan dengan mengambil konstanta empirik $N=0$). Dengan asumsi diatas maka persamaan 3.27 dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{f}{2\pi} \rho \gamma \sqrt{g s'}^{\frac{1}{2}} x'^{\frac{3}{2}} V = \frac{5}{16} g^{\frac{5}{2}} s'^{\frac{5}{2}} \gamma^2 \left(\frac{\sin 2\theta}{C} \right) x'^{\frac{3}{2}}$$

persamaan ini dapat dituliskan sebagai berikut:

$$V = \frac{5\pi}{8\rho f} g s'^2 \gamma x' \left(\frac{\sin 2\theta}{C} \right) \quad 3.28$$

Kecapatan maksimum pada saat gelombang pecah akan dinyatakan sebagai berikut:

$$V_m = \frac{5\pi}{8\rho f} s' \gamma \sqrt{g(\bar{\eta} + h)} \sin 2\theta_b \quad 3.29$$

dengan $\rho f = 2C_f$ dan dengan relasi 3.12 dan identitas $\sin 2\theta = 2\sin\theta \cos\theta$ maka didapat:

$$V_m = \frac{5\pi}{8} \frac{\gamma_b s'_b}{C_f} \sqrt{g H_b} \sin \theta_b \cos \theta_b \quad 3.30$$

dimana θ_b adalah sudut datang gelombang pecah. Rumus ini berlaku baik biasanya pada pantai berpasir dan kemiringan yang cukup landai. Beberapa relasi empirik yang sering digunakan secara luas oleh ahli geomorfologi pantai adalah:

$$V_m = 1.17 \sqrt{g H_{rms,b}} \sin \theta_b \cos \theta_b \quad 3.30$$

H_{rms} menyatakan *root mean square*. Rumus ini terkenal karena dipakai oleh CEM.

Contoh:

Pada sebuah pengukuran gelombang pecah, tercatat tinggi gelombang pecah rms sebesar 2m dengan sudut datang gelombang 30° . Tentukanlah kecepatan arus sejajar pantai.

Jawab:

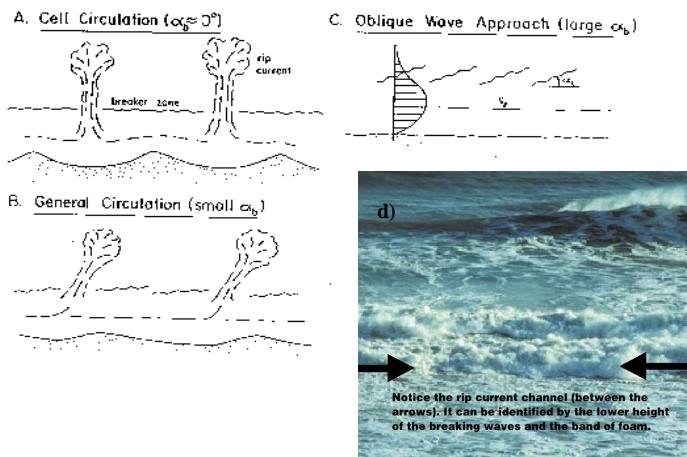
$H_{rms,b} = 2\text{m}$; $\theta_b = 30^\circ$ maka kecepatan sejajar pantai adalah:

$$\begin{aligned}V_m &= 1.17 \sqrt{gH_{rms,b}} \sin \theta_b \cos \theta_b \\&= 1.17 \sqrt{9.8 \times 2} \sin(30) \cos(30) \\&= 2.2429\end{aligned}$$

Jadi arus sejajar pantai adalah 2.2429 m/s dan ber arah ke kanan.

3.3. Arus RIP dan Sirkulasi Sel

Sejauh ini kita telah membahas arus di dekat pantai baik arus sejajar pantai maupun arus tegak lurus pantai. Biasanya arus sejajar pantai akan mendominasi untuk pantai yang lurus dan berpasir yang dalam bahasa Inggris dikenal dengan nama *beach*. Sedangkan arus dalam arah tegak lurus pantai akan mendominasi pantai di Teluk. Tetapi dalam beberapa kasus terjadi arus yang merupakan kombinasi dari arus sejajar pantai dan arus tegak lurus pantai. Sistem arus ini membentuk suatu sirkulasi arus yang sering dikenal dengan nama sirkulasi sel. Sirkulasi sel ini dimulai dari gelombang datang, kemudian menghasilkan arus sejajar pantai dan kemudian arus ini berbelok 90 derajat untuk membentuk arus tegak lurus pantai yang menuju ke laut lepas. Jika arus tegak lurus pantai ini bergerak dengan cepat (dapat mencapai 3m/s) maka arus ini dikenal dengan nama arus RIP. Saya tidak mengerti apakah RIP itu singkatan dari Rest In Peace. Arus RIP memang sangat berbahaya dan sering menelan banyak korban.



Gambar 3.4. Skematik sirkulasi sel (dari internet).

- a) gelombang datang tegak lurus pantai.
- b) dan c) gelombang datang membentuk sudut dengan garis pantai.
- d) penampakan arus RIP di pantai.(internet)

Sebagai perbandingan, perenang Olimpiade mempunyai kecepatan maksimum sekitar 2m/s. Jadi tak satupun manusia dapat menang dengan arus ini. Arus ini biasanya terjadi dipantai yang berbatasan dengan Samudra, misalnya pantai selatan Jawa. Skematik dari sirkulasi sel digambarkan pada gambar 3.4.

Formulasi sirkulasi sel sangat rumit dan sampai sekarang masih merupakan misteri dalam bidang dinamika pantai.

DAFTAR PUSTAKA

1. Short,D.A 1999 "Handbooks of Beach & Shoreface Morphology" John Willey & Son, New York.
2. Fredsoe & Diegaard 1992 "Mechanics of Coastal Sediment Transport" World Scientific Singapore.
3. Mei,C.C 1989 "The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves" World Scientific, Singapore.

4. Sulaiman,A et al 2002 "Studi Morfodinamika Pantai Selatan Jawa" Research report, P3TISDA-BPPT unpublished.
5. Sulaiman,A 2003 "*Study of Longshore Currents*" Research Report, unpublished.
6. Stull,R 1988 "*An Introduction to Boundary Layer Meteorology*" Kluwer Academics Pubs, Netherland.

PASANG SURUT LAUT

BAB
4

Most of the tidal energy is dissipated in internal friction rather than in changing the structure of the coastline, but the coastline does adjust to these tidal wave. Land forms such as mudflats, marshes, estuaries and extensive beach profiles are due to tidal energy.

John Pethick

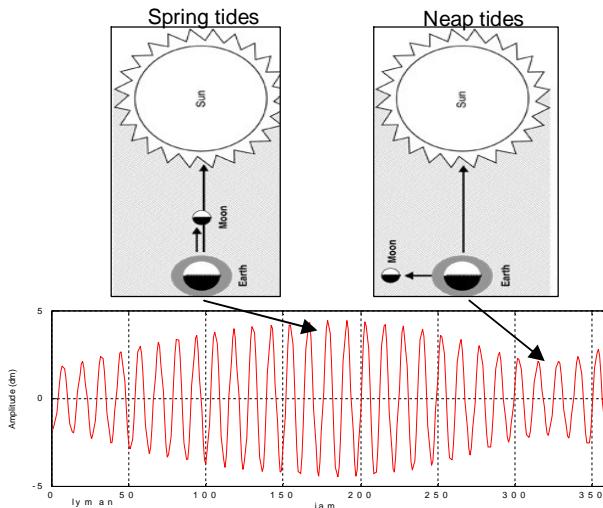
Dinamika laut mempunyai gerak dasar yang bersifat periodik yaitu pasang surut laut. Gerakan ini diakibatkan oleh gaya tarik menarik antara Bumi, Bulan, Matahari dan benda angkasa lainnya. Pada bagian ini akan dipelajari proses pembangkitan pasang surut laut, propagasinya serta pengaruhnya pada dinamika pantai.

4.1. Gaya Pembangkit Pasang Surut

Jika kita duduk ditepi pantai utnuk waktu yang cukup lama, katakanlah satu hari (siapa orang yang mau duduk selama itu??) maka kita akan melihat bahwa muka air laut akan naik turun. Pada pagi hari ia akan menemukan bahwa muka air akan turun (surut) dan menjelang siang muka air akan naik (pasang). Gerakan naik turun muka air laut menyatakan adanya gerak gelombang, sedangkan lamanya naik dan turun (periodenya 12 jam atau 24 jam) menyatakan gelombang yang terjadi mempunyai periode yang lama. Sebagai konsekuensinya maka gelombang tersebut juga akan mempunyai panjang gelombang yang panjang. Gelombang ini dinamakan gelombang pasang surut atau sering disingkat pasut dan mempunyai panjang gelombang yang sangat panjang sampai ratusan kilometer. Pasut mempunyai perilaku yang sama setiap hari tanpa perduli dengan kenaikan BBM, bahan makanan pokok ataupun pemilihan umum. Pasut dilaut

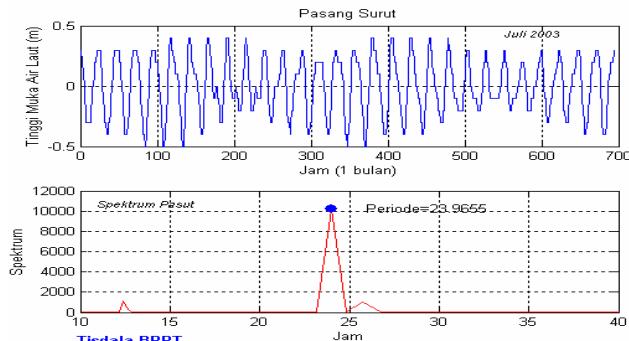
terbuka mempunyai ketinggian hanya sekitar 50cm, tetapi bila sudah mencapai tepi pantai dapat mencapai 7m atau lebih. Energi gelombang pasut akan menghilang ketika mendekati pantai. Hilangnya energi ini bukan mengakibatkan pada perubahan morfologi pantai tetapi lebih kepada gesekan internal. Hanya tipe pantai tertentu saja seperti *mudflat*, *marsh* dan estuaria yang dipengaruhi secara berarti oleh pasut.

Gelombang pasut dibangkitkan oleh gaya tarik antara Bumi, Bulan dan Matahari. Konfigurasi posisi Bumi, Bulan dan Matahari akan mempengaruhi besarnya energi atau amplitude pasut yang terjadi sehingga amplitudo atau tinggi gelombang pasut tidaklah sama setiap harinya. Perubahan tinggi pasut setiap harinya ternyata mempunyai periode yaitu 14 hari. Periode ini sering disebut siklus pasut. Pasut tertinggi dinamakan pasut purnama (*spring tide*) sedangkan pasut terendah dinamakan pasut perbari (*neap tide*). Pasut tertinggi tentu saja pada saat bulan purnama dan bulan mati. Pemerian antara elevasi pasut dengan konfigurasi posisi Bumi, Bulan dan matahari dapat dilihat pada gambar berikut:

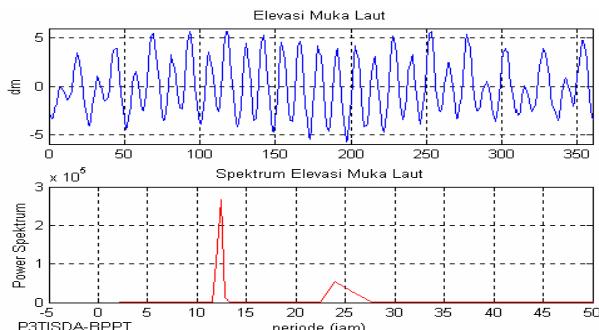


Gambar 4.1. Elevasi pasut dgn konfigurasi posisi Bumi, Bulan dan Matahari.

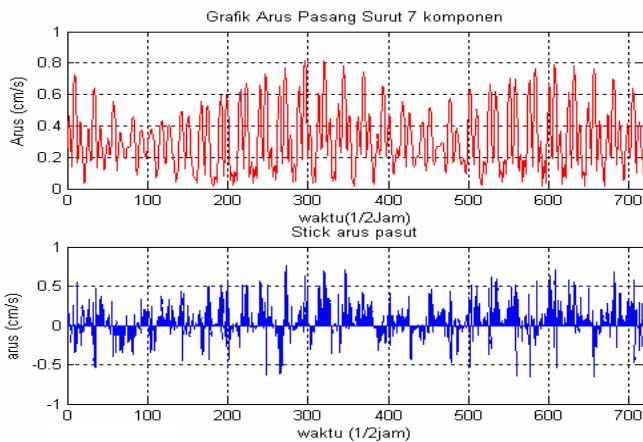
Bentuk elevasi pasut ternyata tidak sama untuk satu daerah dengan daerah lainnya. Disuatu tempat dalam satu hari hanya terjadi satu kali pasang dan satu kali surut. Keadaan ini disebut pasut tipe diurnal atau tunggal. Sedangkan bila dalam satu hari terdapat dua kali pasang dan dua kali surut maka dinamakan pasut semidiurnal atau ganda. Tetapi ada suatu daerah yang mempunyai kedua jenis ini, jika dalam satu bulan pasut diurnal lebih banyak dibandingkan pasut semidiurnal dinamakan pasut campuran cenderung diurnal. Begitu pula sebaliknya, jika dalam satu bulan mempunyai pasut semidiurnal lebih banyak daripada pasut diurnal maka dinamakan pasut campuran cenderung ganda. Berikut beberapa observasi pasut.



Gambar 4.2 . Elevasi muka laut dan spektrumnya. Pasut tipe diurnal.
Diambil dari stasiun pasut Semarang, Jawa Tengah.



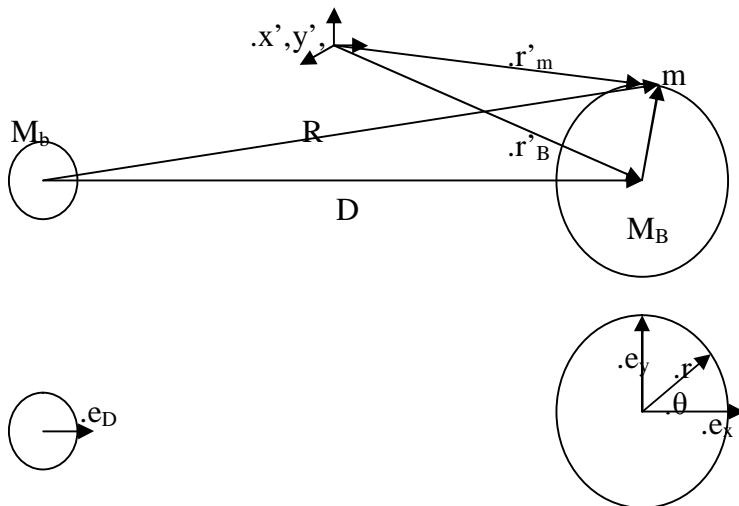
Gambar 4.3.a . Elevasi muka laut dan spektrumnya. Pasut tipe semidiurnal. Diambil dari Teluk Hurun, Lampung.



Gambar 4.3.b. Arus pasang surut yang bersesuaian dengan elevasi muka lautnya..Data dari pengukuran *mooring currents meter* di Teluk Hurun, Lampung.

Spring tide terjadi tidak sama setiap bulannya, tetapi dia akan mencapai maksimum pada bulan Maret dan bulan September dimana posisi Bumi, Bulan dan Matahari tepat segaris lurus. Kondisi ini sering disebut ekuinok. Sedangkan *spring tide* yang paling rendah terjadi pada bulan Desember dan bulan Juni dimana posisi Bumi, Bulan dan Matahari tidak segaris lurus yang dinamakan dengan *Soltice*.

Bagaimana gaya tarik antara Bumi, Bulan dan Matahari menghasilkan pasang surut di muka laut? Untuk dapat mengerti fenomena diatas maka kita akan membahasnya berdasarkan mekanika klasik (subjek ini biasanya diberikan di semester 3 atau semester 4 untuk mahasiswa S1 Fisika). Untuk menyederhanakan masalah marilah kita tinjau tarikan dua benda yaitu antara Bumi dengan Bulan yang secara geometri digambarkan sebagai berikut:



Gambar 4.4. a) Sistem koordinat inersia untuk sistem dua benda. b) vektor satuan dan sistem koordinat pusat Bumi. M_B massa Bumi, M_b massa Bulan dan m suatu titik di permukaan Bumi.

Menurut hukum Newton tentang gravitasi menyatakan bahwa gaya tarik gravitasi antara dua benda dengan massa m_1 dan m_2 akan dinyatakan oleh:

$$\vec{F} = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{e}_r \quad 4.1$$

dimana r adalah jarak antara benda 1 dan benda 2.

Berdasarkan hukum Newton II ($F=ma$), maka suatu titik (r) dengan massa m di suatu permukaan Bumi akan menerima dua gaya gravitasi yaitu akibat dari Bulan dan pusat Bumi yang dinyatakan oleh:

$$m \frac{d^2 \vec{r}}{dt^2} = -G \frac{m M_B}{r^2} \hat{e}_r - G \frac{m M_b}{R^2} \hat{e}_R \quad 4.2$$

Sedangkan pada pusat Bumi akan mengalami gaya gravitasi akibat interaksinya dengan Bulan yang dinyatakan sebagai berikut:

$$M_B \frac{d^2 \vec{r}'_B}{dt^2} = -G \frac{M_b M_B}{D^2} \hat{e}_D \quad 4.3$$

dari gambar 4.4 terlihat bahwa $r' = r'_m - r'_B$ sehingga persamaan 4.2 menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \vec{r}}{dt^2} &= \frac{d^2 \vec{r}'_m}{dt^2} - \frac{d^2 \vec{r}'_B}{dt^2} = \frac{m \frac{d^2 \vec{r}'_m}{dt^2}}{m} - \frac{M_B \frac{d^2 \vec{r}'_B}{dt^2}}{M_B} \\ &= -G \frac{M_B}{r^2} \hat{e}_r - G \frac{M_b}{R^2} \hat{e}_R + G \frac{M_b}{D^2} \hat{e}_D \end{aligned}$$

Atau dapat ditulis menjadi:

$$\frac{d^2 \vec{r}}{dt^2} = -G \frac{M_B}{r^2} \hat{e}_r - GM_b \left(\frac{\hat{e}_R}{R^2} - \frac{\hat{e}_D}{D^2} \right) \quad 4.4$$

Suku pertama disebelah kanan menyatakan percepatan gravitasi Bumi, sedangkan suku kedua menyatakan percepatan akibat pasut Bumi-Bulan. Suku kedua inilah yang akan memproduksi pasut di laut. Jadi percepatan pasut ini merupakan perbedaan antara gaya tarik menarik antara Bulan dengan suatu tempat dipermukaan Bumi dan gaya tarik menarik Bumi-Bulan. Karena bentuk muka Bumi tidak rata maka pasut akan berbeda disetiap tempat di permukaan Bumi. Jika massa Bumi dianggap homogen maka pasut tergantung hanya pada lintang dan bujur.

Gaya pasut kita tuliskan sebagai berikut:

$$\vec{F}_{pasut} = -GmM_b \left(\frac{\hat{e}_R}{R^2} - \frac{\hat{e}_D}{D^2} \right) \quad 4.5$$

Jika kita tuliskan dalam komponennya (x,y) maka di sumbu x akan mempunyai bentuk:

$$F_{px} = -GmM_b \left(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{D^2} \right) = -GmM_b \left(\frac{1}{(D+r)^2} - \frac{1}{D^2} \right) = -\frac{GmM_b}{D^2} \left(\frac{1}{(I+\frac{r}{D})^2} - 1 \right)$$

Jika kita menggunakan ekspansi binomial $(1+x)^2 = 1-2x+3x^2 + \dots$
maka diperoleh:

$$F_{px} = -\frac{GmM_b}{D^2} \left(1 - 2 \frac{r}{D} + 3 \left(\frac{r}{D} \right)^2 + \dots \right) \approx \frac{2GmM_b}{D^3} r \quad 4.6$$

dimana kita telah mengambil suku yang kedua saja.

Sedangkan dalam komponen y (arah e_R tidak ada) diperoleh:

$$\vec{F}_{py} = -GmM_b \left(\frac{\hat{e}_R}{R^2} \right) \quad 4.7$$

dengan $R=D$ dan $e_R = (r/D) e_y$ maka dalam arah y akan diperoleh sebagai berikut:

$$F_{py} = -\frac{GmM_b r}{D^3} \quad 4.8$$

Kita tuliskan kembali komponen pasut diatas dalam koordinat kartesian sebagai berikut:

$$F_{px} = \frac{2GmM_b}{D^3} x \quad ; \quad F_{py} = -\frac{GmM_b}{D^3} y \quad 4.9$$

Jika kita menggunakan sistem koordinat polar didapat:

$$F_{px} = \frac{2GmM_b}{D^3} r \cos\theta \quad ; \quad F_{py} = -\frac{GmM_b}{D^3} r \sin\theta \quad 4.10$$

Sedangkan dalam bahasa lintang dan bujur menjadi:

$$F_{px} = \frac{2GmM_b}{D^3} r \cos\theta \cos\varphi \quad ; \quad F_{py} = -\frac{GmM_b}{D^3} r \cos\theta \sin\varphi \quad 4.11$$

Ketinggian masimum pasut akibat ulah Bulan disuatu tempat dibumi (diperoleh dengan konsep kekekalan energi) dinyatakan oleh:

$$h = \frac{3GM_b r^2}{2gD^3} \quad 4.12$$

dimana g adalah percepatan gravitasi di titik r dimuka Bumi.
Dengan memasukkan beberapa harga numerik diperoleh:

$$h = \frac{3(6.67 \times 10^{-11})(3.50 \times 10^{22})(6.37 \times 10^6)^2}{2(9.8)(3.84 \times 10^8)} = 0.54\text{m}$$

Hasil ini diperoleh dengan menganggap Bumi homogen isotropis.

4.2. Analisis Harmonik Pasut

Meskipun perhitungan dengan hukum Newton ternyata sulit, tetapi observasi menunjukkan bahwa kita dapat mendekomposisi pasut kepada gaya penggeraknya. Penyusunan ini dikenal dengan nama analisis harmonik pasut. Analisis harmonik pasut didasarkan pada tabel berikut:

Jenis pasut	Penyusun	Simbol	Periode
Semidiurnal	Principal Lunar	M ₂	12.42 jam
	Prinsipal Solar	S ₁	12.00 jam
	Larger Lunar Elliptik	N ₂	12.66 jam
	Luni Solar	K ₂	11.97 jam
Diurnal	Luni Solar	K ₁	23.93 jam
	Principal Lunar	O ₁	26.87 jam
	Principal Solar	P ₁	29.07 jam
Periode Panjang	Lunar fortnightly	M _f	13.66 hari
	Lunar monthly	M _m	27.55 hari
	Solar semiannual	S _{sa}	182.70 hari

Tabel 4.1. Penyusun harmonik pasut.

Analisis harmonik dilakukan untuk mengolah data yang periodik seperti pasang surut. Gaya tarik menarik antara Matahari-Bumi, Bulan-Bumi serta Bintang-Bumi akan memberikan pola naik turunnya muka laut yang disertai arus menuju dan menjauhi pantai. Pada saat air pasang maka arus akan menuju pantai dan pada saat surut arus akan menjauhi pantai. Untuk perairan teluk arus pasang surut sangat dominan. Analisis pasang surut (pasut) dilakukan dengan analisis

harmonik atau metode Fourier yang menyatakan bahwa gelombang (pasut adalah tipe gelombang panjang) yang ada dilautan merupakan superposisi dari gelombang yang periodik. Jika elevasi muka laut dinyatakan oleh $\zeta(t)$ maka metode Fourier atau sering disebut deret Fourier menyatakan bahwa elevasi muka laut merupakan kombinasi linier fungsi periodik dalam sin dan cos atau sering disebut fungsi harmonik yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\zeta(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos 2\pi n f t + b_n \sin 2\pi n f t) \quad 4.13$$

Dimana

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \zeta(t) \cos 2\pi n f t dt \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad 4.13$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \zeta(t) \sin 2\pi n f t dt \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad 4.14$$

$f = 2\pi / T$ adalah frekuensi dasar dan $n f$ adalah harmonik dari frekuensi dasar. Dengan menggunakan teorema Euler sebagai berikut:

$$e^{i2\pi ft} = \cos(2\pi n f t) + i \sin(2\pi n f t) \quad 4.15$$

dimana $i = \sqrt{-1}$. Maka persamaan 2.14 menjadi

$$\zeta(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} Z_n e^{i2\pi n f t} \quad 4.16$$

dimana

$$Z_n = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \zeta(t) e^{-i2\pi n f t} dt \quad 4.17$$

Z_n disebut *Fourier transform* dari $\zeta(t)$. Dengan transform Fourier, kita telah mengubah domain waktu ke domain

frekuensi atau periode. Yang disebut spektrum (energi) $S(f)$ dari $\zeta(t)$ adalah:

$$S(nf) = Z_n Z_n^* 4.18$$

dimana Z^* konjugate kompleks Z .

Suatu program pengolahan pasut dengan program Matlab dinyatakan sebagai berikut:

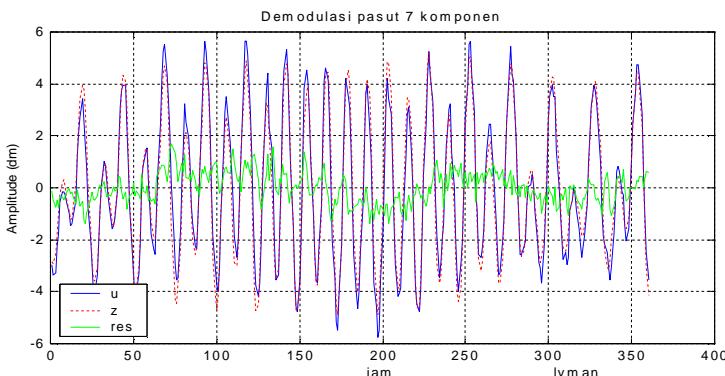
```
% Program Analisis Harmonik Pasut untuk 7 komponen pasut  
% Rumus umum adalah  
%ax=u  
% a adalah matrik demodulasi komponen pasut (matrik demodulasi tersusun atas  
% sin dan cos penyusun pasut)  
% x pasut hasil demodulasi (ini yang kita cari)  
% u adalah data pasut  
%Program dibuat oleh A. Sulaiman  
clear all;  
load Pasuthurun.txt;  
pasut=Pasuthurun(:,2);  
n=length(pasut);  
u=(pasut - mean(pasut));  
% definisikan t  
t=1:n; %banyaknya data dalam jam.  
% harga periode beberapa komponen pasut  
% -----  
% Semi Diurnal :  
per1=12.42; % M2  
per2=12.00; % S2  
per3=12.66; % N2  
per4=11.97; % K2  
% Diurnal  
per5=25.82; % O1  
per6=24.07; % P1  
per7=23.93; % K1  
% definisikan x (x1 & y1) untuk suatu periode komponen pasut (komponen  
% demodulasi)  
x1=sin(2*pi*t/per1); y1=cos(2*pi*t/per1);  
x2=sin(2*pi*t/per2); y2=cos(2*pi*t/per2);  
x3=sin(2*pi*t/per3); y3=cos(2*pi*t/per3);  
x4=sin(2*pi*t/per4); y4=cos(2*pi*t/per4);  
x5=sin(2*pi*t/per5); y5=cos(2*pi*t/per5);  
x6=sin(2*pi*t/per6); y6=cos(2*pi*t/per6);  
x7=sin(2*pi*t/per7); y7=cos(2*pi*t/per7);  
% ekstrak untuk menyamakan hasil dgn. data yang ada (interval 1 jam)  
x11=x1(1:n); y11=y1(1:n);  
x22=x2(1:n); y22=y2(1:n);
```

```

x33=x3(1:n); y33=y3(1:n);
x44=x4(1:n); y44=y4(1:n);
x55=x5(1:n); y55=y5(1:n);
x66=x6(1:n); y66=y6(1:n);
x77=x7(1:n); y77=y7(1:n);
% Bentuk matriks demodulasi untuk 7 komponen pasut sebagai berikut:
a=[x11,y11;x22,y22;x33,y33;x44,y44;x55,y55;x66,y66;x77...;y77];
% transpos menjadi matrik 14xn
a=a';
% dengan rumus ax=u maka karena a telah diketahui (kita bentuk tadi)
% dan u diketahui dari data pasut maka x dihitung dengan rumus
x=a\u;
% menghitung z
% z adalah amplitude hasil perhitungan demodulasi
% 7 komponen pasut
z=x(1,1)*x11+x(2,1)*y11+x(3,1)*x22+x(4,1)*y22+x(5,1)*x33...+x(6,1)*y33+x(7,1)*x44+
x(8,1)*y44+x(9,1)*x55+x(10,1)*...
y55+x(11,1)*x66+x(12,1)*y66+x(13,1)*x77+x(14,1)*y77;
res=u-z';
% plot time series
clf
plot(t,u,'b',t,z,'r',t,res,'g');
grid
title('Demodulasi pasut 7 komponen')
xlabel('jam')
ylabel('Amplitude (dm)')
h=legend('u','z','res',3);
gtext('lyman')

```

Hasil dari program ini adalah:



Gambar 4.5. Representasi pasut dalam tujuh komponen pasut. Data dari pengukuran pasut selama 15 hari di Teluk Hanura, Lampung.

4.3. Gelombang dan Arus Pasut

Pembahasan antara gelombang pasut dan arus pasut dapat dilakukan secara bersamaan. Kita akan mulai dengan persamaan gerak fluida atau dikenal dengan nama kerennya persamaan Navier-Stokes. Persamaan tersebut kita tuliskan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} + \vec{f}_c = -\frac{1}{\rho} \nabla P + \vec{g} + \vec{F}_{pasut} + \vec{F}_{ext} \quad 4.19$$

dimana f_c adalah gaya koriolis, \vec{g} percepatan gravitas dan \vec{F}_{ext} adalah gaya ekternal misalnya gaya gesek dll. Pada bagian 4.1 kita telah melihat bahwa gaya pembangkit pasut hanya bekerja dalam arah horisontal. Dengan asumsi tidak ada gerakan dalam arah vertikal maka persamaan Navier-Stokes dalam komponennya ($\mathbf{u}=(u,v,w)$) menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + F_{px} + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + F_{py} + F_y \\ 0 &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + g \end{aligned} \quad 4.20$$

Persamaan yang ketiga disebut persamaan hidrostatik. Integrasikan persamaan hidrostatik dengan batas $-h$ sampai η menghasilkan:

$$P = \rho g(\eta - z) \quad 4.21$$

dimana kita telah mengasumsikan densitas tak bergantung z . Dengan persamaan 4.21 maka persamaan dalam arah horisontal menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_{px} + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_{py} + F_y \end{aligned} \quad 4.22$$

Gaya pasut dapat dinyatakan sebagai gradien potensial skalar karena gaya pasut adalah gaya sentral atau gaya konservatif. Dalam komponennya dituliskan:

$$F_{px} = -\frac{\partial \Omega}{\partial x} ; \quad F_{py} = -\frac{\partial \Omega}{\partial y} \quad 4.23$$

Karena $\Omega = -g\bar{\eta}$ (dimana $\bar{\eta}$ adalah elevasi pasut pada keadaan setimbang) maka gaya pasut menjadi:

$$F_{px} = g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} ; \quad F_{py} = g \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} \quad 4.24$$

Dengan kondisi ini maka persamaan gerak dalam arah horisontal menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -g \frac{\partial}{\partial x} (\eta - \bar{\eta}) + F_x \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -g \frac{\partial}{\partial y} (\eta - \bar{\eta}) + F_y \end{aligned} \quad 4.25$$

Biasanya dalam praktik kita menggunakan kecepatan yang telah dirata-ratakan terhadap kedalaman yaitu dinyatakan oleh:

$$U_i = \frac{1}{\eta + h} \left\langle \int_{-h}^{\eta} u_i dz \right\rangle ; \quad U_i = (U_x, U_y) = (U, V)$$

Untuk selanjutnya kita tidak akan membedakan u untuk huruf besar atau huruf kecil. Keduanya berarti sama yaitu kecapatan arus yang telah dirata-ratakan terhadap kedalaman.

Persamaan lain yang harus dipenuhi adalah syarat batas di permukaan. Dalam bab 2 syarat batas permukaan dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u(\eta + h)}{\partial x} + \frac{\partial v(\eta + h)}{\partial y} = 0$$

Dengan kecepatan dirata-ratakan terhadap kedalaman maka diperoleh (asumsi kedalaman perairan konstan):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + (\eta + h) \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + (\eta + h) \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad 4.26$$

Persamaan 4.25 dan persamaan 4.26 menyatakan sirkulasi arus dan elevasi muka laut akibat pasang surut. Kita akan menghitung secara formal sebagai berikut:

Dalam perhitungan arus yang digenerasi oleh pasut mensyaratkan syarat batas bebas yaitu syarat batas pasut di laut lepas. Dengan mengasumsikan gerak periodik maka syarat batas bebas diambil (*offshore boundary*):

$$\eta_o = A \cos(\omega t - \theta) \quad 4.27$$

Dengan A adalah amplitudo pasut maksimum, ω adalah frekuensi pasut. Jika pasut didominasi semi diurnal maka frekuensi $f=1/12$ dan jika diurnal maka frekuensi $f=1/24$. Pengambilan ini tergantung data pasang surut. Dari data pasut dan dengan melakukan analisis Fourier maka kita akan tahu tipe pasut baik amplitudo maupun frekuensi penyusunnya (M, S dll).

Lebih lanjut karena kita berurusan dengan garakan skala yang lebih kecil (misalnya sebuah Teluk) maka suku coriolis dapat diabaikan. Sekarang untuk penyederhanaan kita ambil arus yang terjadi hanya dalam satu arah saja, katakanlah sumbu x. Pengambilan ini cukup baik jika kita berurusan dengan propagasi gelombang pasut di daerah suatu kanal atau sungai. Tetapi jika kita bekerja dengan suatu Teluk maka pengambilan ini tidak dapat dilakukan. Dengan kondisi diatas maka persamaan 2.25 dan 2.26 menjadi (asumsikan kedalaman kosntan):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad 4.28$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + (h + \eta) \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad 4.29$$

Dalam beberapa teksbooks dinamika fluida, persamaan disebut sebagai persamaan perairan dangkal (shallow water equation). Pada dasarnya sirkulasi arus pasut didapat dengan menyelesaikan persamaan 4.28 dan 4.29 secara simultan. Tetapi karena persamaan tersebut nonlinier hanya beberapa kasus

sederhana yang mempunyai solusi analitik. Untuk menyelesaikan persamaan tersebut biasanya digunakan model numerik. Model inipun masih terbatas pada kemampuan komputasi. Jadi masalah sirkulasi pasut dengan menyelesaikan persamaan perairan dangkal masih merupakan buku yang belum tertutup. Salah satu cara untuk mencari solusi persamaan tersebut adalah dengan menggunakan metode aproksimasi teori gangguan. Dalam aproksimasi ini maka kecapatan arus pasut (u) dan elevasi permukaan (η) diekspansikan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} u(x,t) &= \varepsilon u^{(1)} + \varepsilon^2 u^{(2)} + \varepsilon^3 u^{(3)} + \dots \\ \eta(x,t) &= \varepsilon \eta^{(1)} + \varepsilon^2 \eta^{(2)} + \varepsilon^3 \eta^{(3)} + \dots \end{aligned} \quad 4.30$$

Dimana $\varepsilon = h/L$. Karena $h \ll L$ maka parameter $\varepsilon \ll 1$ sehingga merupakan parameter kecil. Secara fisis, orde yang lebih tinggi mempunyai pengaruh yang lebih kecil dari orde yang lebih rendah, dengan kata lain orde yang lebih tinggi merupakan perbaikan orde yang lebih rendah.

Persamaan 4.30 kita substitusikan ke persamaan 4.28 dan 4.29 maka kita dapatkan beberapa persamaan sebagai berikut:

Orde $\varepsilon^{(1)}$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^{(1)}}{\partial t} - g \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} - h \frac{\partial u^{(1)}}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad 4.31$$

Persamaan ini dapat digabung menjadi:

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial x^2} = 0 \quad c = \sqrt{gh} \quad 4.32$$

Persamaan ini merupakan persamaan gelombang dengan solusi dalam bentuk fungsi sinus atau kosinus sebagai berikut:

$$\eta^{(1)}(x,t) = A \cos(kx - \omega t) \quad 4.33$$

$$c^2 = \frac{\omega^2}{k^2} \quad \omega = \frac{2\pi}{T} \quad k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

Dimana T adalah periode pasut (diurnal T=24 jam, semidiurnal T=12 jam) dan λ adalah panjang gelombang. Panjang gelombang ini dapat dihitung dengan relasi $c^2=\omega^2/k^2$. Dari persamaan pertama 4.31 maka arus pasang surut menjadi:

$$u^{(1)}(x,t) = \frac{Ag}{c} \cos(kx - \omega t) \quad 4.33$$

Persamaan orde $\varepsilon^{(2)}$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^{(2)}}{\partial t} - g \frac{\partial \eta^{(2)}}{\partial x} &= -\frac{g^2 A^2 \omega}{2c^3} \sin 2(kx - \omega t) \\ \frac{\partial \eta^{(2)}}{\partial t} - h \frac{\partial u^{(2)}}{\partial x} &= -\frac{gA^2 \omega}{c^2} \sin 2(kx - \omega t) \end{aligned} \quad 4.34$$

solusi persamaan ini dalam bentuk sinus atau kosinus adalah:

$$\eta^{(2)}(x,t) = -\frac{3gA^2 \omega}{4c^3} x \sin 2(kx - \omega t) \quad 4.35$$

dengan persamaan pertama dari 4.34 maka solusi arus pasut orde kedua adalah:

$$u^{(2)}(x,t) = -\frac{g^2 A^2}{8c^3} \cos 2(kx - \omega t) - \frac{3g^2 A^2 \omega}{4c^4} x \sin 2(kx - \omega t) \quad 4.36$$

Dengan hasil diatas maka solusi sampai orde ke dua untuk elevasi dan arus pasut berturut-turut adalah:

$$\eta(x,t) = A \cos(kx - \omega t) - \frac{3gA^2 \omega}{4c^3} x \sin 2(kx - \omega t) \quad 4.37$$

$$\begin{aligned} u(x,t) &= \frac{gA}{c} \cos(kx - \omega t) - \frac{g^2 A^2}{8c^3} \cos 2(kx - \omega t) \\ &\quad - \frac{3g^2 A^2 \omega}{4c^4} x \sin 2(kx - \omega t) \end{aligned} \quad 4.38$$

Ini adalah bentuk sederhana elevasi muka laut akibat pasang surut (gelombang pasut) dengan arus pasut yang ditimbulkannya.

Bagaimana pengaruh pasut terhadap bentuk morfologi pantai akan diberikan pada bab-bab selanjutnya.

DAFTAR PUSTAKA

6. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
7. Bowden,K 1985 "Physical Oceanography of Coastal Waters" Ellis Horwood, New York.
8. Officer,B 1978 "Physical Oceanography of Estuaries" John Willey & Son, New York.
9. Thorton,J & H. Molton 1995 "Classical Dynamics" Hourtcout Colledge, New York.

PEMERIAN SEDIMEN PANTAI

BAB
5

The composition of beach sediment reflects the nature of the source rock and often can be used to assess relative contributions and transport paths from the sources to the beaches.

Paul D Komar

Pada bab ini kita akan mempelajari sesuatu hal yang sangat penting dalam studi geomorfologi pantai yaitu sedimen pantai. Sedimen pantai dipelajari melalui ukuran butirnya, komposisi sedimen serta sifat volume (*bulk*). Bagaimana sedimen memberikan informasi tentang sifat dinamika pantai akan diberikan pada bagian akhir bab ini.

5.1. Pendahuluan

Jika kita mengunjungi suatu pantai di seluruh perairan Indonesia maka kita akan menemukan beraneka ragam jenis pantai. Ada pantai yang berpasir putih bersih seperti di Maluku, pantai berpasir hitam seperti di pantai Purworejo, pantai berlumpur seperti umumnya dijumpai di pantai utara Jawa, serta banyak lagi macamnya. Tanah yang kita injak di bibir pantai dinamakan sedimen. Berbagai macam jenis pantai menunjukkan berbagai macam jenis dan ukuran sedimen. Sedimen tersebut berasal baik dari daratan dan lautan. Mana yang lebih dominan tergantung pada gaya penggeraknya di pantai. *Perilaku pantai tercermin dari sedimennya.*

Dalam konteks geomorfologi pantai maka sifat sedimen dapat dikategorikan dalam tiga kelompok yaitu:

- Ukuran butir sedimen.
- Komposisi materi penyusun sedimen.
- Sifat volume sedimen.

Pengetahuan tentang sedimen adalah pengetahuan dasar yang sangat diperlukan (tak dapat ditawar lagi) untuk mengetahui perilaku suatu pantai. Pengetahuan tersebut akan dipaparkan sebagai berikut:

5.2. Ukuran Butir Sedimen

Analisis ukuran butir (*grain size analysis*) merupakan bagian yang paling fundamental dari lingkup pekerjaan geomorfologi pantai. Analisis ini bertujuan untuk mengetahui proses-proses yang telah terjadi serta digunakan untuk melalukan prediksi bagaimana bentuk pantai dimasa yang akan datang. Sering kali sulit bagi peneliti untuk mempelajari perilaku gelombang jika dipantai tersebut mempunyai gelombang yang tinggi (misal lebih dari 2m), maka dengan menganalisis ukuran butir kita akan mengetahui kira-kira berapa tinggi gelombang yang dominan didaerah ini (kita akan mempelajarinya kelak dibagian akhir bab ini).

Bagaimana menentukan ukuran butir? Cara yang paling murah dan mudah adalah dengan pandangan mata. Dengan pandangan mata, kita dapat membedakan sedimen dalam tiga golongan yaitu: batu (*shingle*), pasir dan lumpur, atau dalam bahasa geomorfologi dinamakan *gravel*, *sand* serta *silt & clay*. Berikut adalah penggambaran ketiga jenis sedimen tersebut:



gravel



Sand (pasir)



Clay (lempung)



Silt (lumpur)

Gambar 5.1. Pemerian sedimen pantai. (foto:penulis)

Tetapi karena manusia tak pernah puas, maka dengan perkembangan kemampuan dalam bidang pengukuran, klasifikasi sedimen dapat dibagi dalam spektrum yang lebih luas (lihat tabel 5.1).

Dalam tabel terdapat skala yang sekarang menjadi populer dalam studi geomorfologi pantai yaitu phi (Φ). Skala ini dihubungkan dengan ukuran mm melalui relasi (Pethick,J 1984):

$$\phi = -\log_2 \text{mm} \quad 5.1$$

Analisis ukuran butir sangat berkaitan dengan statistik karena melibatkan sangat banyak bitir-butir sedimen. Besaran statistik yang penting dalam analisis ukuran butir adalah:

$$\begin{aligned} rata_rata & M = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \\ standar_deviasi & \sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \\ skewness & sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \\ kurtosis & \beta = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})} \end{aligned} \quad 5.2$$

Angka di bawah Φ menyatakan prosentasi ukuran butir. Masing-masing besaran statistik ini memberikan informasi proses-proses yang terjadi pada pantai. Rata-rata (*mean*) akan memberikan indikasi besarnya gaya yang berkerja pada pantai. Standar deviasi (sorting/pemilahan) menyatakan kisaran (*rank*) dari gaya yang bekerja. Semakin besar pemilahan menunjukkan bahwa semakin beragam gaya yang bekerja pada pantai. Skewness menyatakan sejarah sedimen. Skewness dapat berharga positif dan negatif.

EM 1110-2-1100 (Part III)
31 July 03

ASTM (Unified) Classification ¹		U.S. Std. Sieve ²	Size in mm	Phi Size	Wentworth Classification ³
Boulder		4096, 1024, 256, 128, 107.64 90.51 72.11	12 in. (300 mm) 64.00 53.92 45.26 38.05 32.00 26.91 22.63 19.03 16.00 13.45 11.31 9.51	-12.0 -10.0 -8.0 -7.0 -6.75 -6.5 -6.05	Boulder Large Cobble Small Cobble Very Large Pebble Large Pebble Medium Pebble Small Pebble Granule Very Coarse Sand Coarse Sand Medium Sand Medium Sand Medium Sand Fine Sand Very Fine Sand Coarse Silt Very Fine Silt Coarse Clay Medium Clay Fine Clay Colloids
Cobble					
Coarse Gravel					
Fine Gravel					
Coarse Sand					
Medium Sand					
Fine Sand					
Finer-grained Soil					
Clay if PI > 4 and plot of PI vs. LL is on or above "A" line and the presence of organic matter does not influence LL.					
Silt if PI < 4 and plot of PI vs. LL is below "A" line and the presence of organic matter does not influence LL.					
(PI = plasticity limit; LL = liquid limit)					

¹ ASTM Standard D 2487-92. This is the ASTM version of the Unified Soil Classification System. Both systems are similar (from ASTM (1994)).

² Note that British Standard, French, and German DIN mesh sizes and classifications are different.

³ Wentworth sizes (in mm) cited in Krumbhaar and Sloss (1963).

Tabel 5.1 Tabel ukuran butir sedimen pantai. Sumber CEM 1998

Harga positif menunjukkan bahwa ada proses perpindahan sedimen halus dari atau ke luar pantai. Sedangkan harga negatif menunjukkan hilangnya sedimen halus, sehingga umumnya pantai dengan skewness negatif berupa pasir atau koral. Kurtosis berkaitan dengan distribusi kepuncakan sedimen dan hal ini berkaitan dengan struktur ikatan antar sedimen. Berikut adalah tabel hubungan antara besaran statistik dengan skala phi.

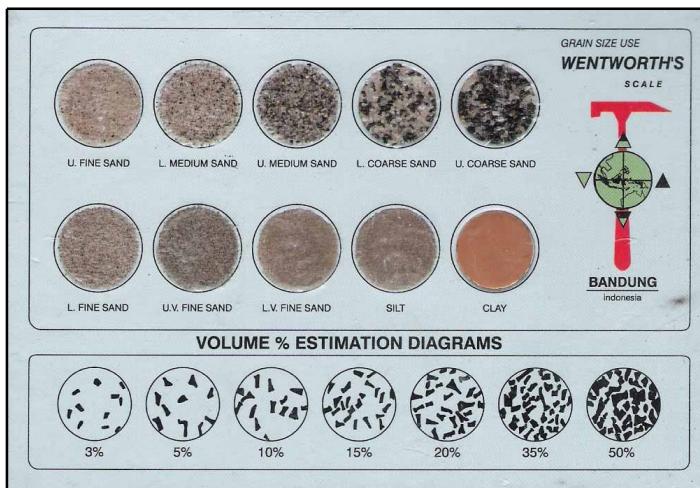
Table III-1-3
Qualitative Sediment Distribution Ranges for Standard Deviation, Skewness, and Kurtosis

Standard Deviation	
Phi Range	Description
<0.35	Very well sorted
0.35-0.50	Well sorted
0.50-0.71	Moderately well sorted
0.71-1.00	Moderately sorted
1.00-2.00	Poorly sorted
2.00-4.00	Very poorly sorted
>4.00	Extremely poorly sorted
Coefficient of Skewness	
<-0.3	Very coarse-skewed
-0.3 to -0.1	Coarse-skewed
-0.1 to +0.1	Near-symmetrical
+0.1 to +0.3	Fine-skewed
>+0.3	Very fine-skewed
Coefficient of Kurtosis	
<0.65	Very platykurtic (flat)
0.65-0.90	Platykurtic
0.90-1.11	Mesokurtic (normal peakedness)
1.11-1.50	Leptokurtic (peaked)
1.50-3.00	Very leptokurtic
>3.00	Extremely leptokurtic

Tabel 5.2. Hubungan antara statistik dengan harga phi. (CEM 1998)

Ukuran butir biasanya dilakukan dalam analisis di laboratorium. Sampel sedimen yang diambil akan dianalisis dengan prosedur yang sudah standard.

Dalam praktik dilapangan cara yang paling mudah untuk memeriksa sedimen adalah dengan membandingkan sedimen di lapangan dengan sebuah tabel yang dikenal dengan nama skala *Wenworth*. Dengan skala *Wenworth*, kita dapat menentukan ukuran besar butir (*grain size*) sedimen. Dengan pengetahuan dinamika gelombang maka dari ukuran besar butir pasir pantai tersebut, dapat diperkirakan besar kecilnya gelombang yang datang ke pantai. Bentuk skala *Wenworth* dapat dilihat sebagaimana gambar berikut:



Gambar 5.2. Skala Wentworth (foto: fajar suryono)

Dengan mengetahui jenis sedimennya dan dengan melihat tabel 5.1 maka besar butiran sedimen dapat diketahui.

5.3. Komposisi Sedimen

Sedimen pantai pada umumnya terdiri atas mineral. Untuk pantai lintang menengah, komposisi sedimen didominasi oleh felspar dan kuarsa. Mineral felspar sangat dipengaruhi oleh

cuaca dan pada akhirnya akan berubah menjadi lempung. Sedangkan di daerah tropis, mineral penyusun sedimen banyak didominasi oleh mineral karbonat dimana mineral ini berasal dari tumbuhan atau binatang. Dibeberapa tempat juga didominasi oleh mineral berat misalnya besi. Sebagai contoh pantai diselatan Jawa mulai dari pantai Kulon Progo sampai Cilacap. Mineral tersebut berasal dari gunung Merapi yang dibawa oleh sungai Opak dan ditransport ke arah barat oleh arus sejajar pantai.

Untuk melakukan analisis mineral dari sampel sedimen sebenarnya cukup mudah yaitu sampel dicuci dan dilihat menggunakan mikroskop. Hasilnya dibandingkan dengan tabel mineral yang sudah ada.

5.4. Sifat Volume Sedimen

Sifat Volume sedimen pantai meliputi porositas, densitas *bulk* dan permeabilitas. Porositas (*P*) didefinisikan sebagai rasio antara ruang poros dan seluruh volume. Jika *N* adalah konsentrasi volume maka rasio porositas akan dinyatakan oleh:

$$e = \frac{P}{N} \quad ; \quad N = 1 - P = \frac{I}{I + e} \quad 5.3$$

Pengetahuan porositas biasanya dipakai dalam perhitungan arus sejajar pantai. Dimana pasir mempunyai harga porositas 0.4. Densitas *bulk* berkaitan dengan kelompok partikel. Parameter ini biasanya jarang digunakan. Permeabilitas adalah kemampuan air untuk lolos sampai ke dasar sedimen dan merupakan fungsi dari ukuran dan porositas sedimen. Parameter ini umumnya digunakan dalam rekayasa pantai.

5.5. Dinamika Pantai dan Sedimen

Hubungan antara dinamika pantai dengan sedimen dipelajari melalui suatu besaran yang dikenal dengan nama kecepatan jatuh (*fall velocity*). Jika suatu partikel jatuh disuatu fluida (misal air) maka dia akan bergerak dipercepat karena gaya gravitasi, tetapi lama kelamaan

akan bergerak dengan kecepatan konstan akibat dari gaya gravitasi dilawan oleh gaya gesekan (*drag*) dan kedua gaya itu mencapai keseimbangan dengan arah yang berlawanan. Kecepatan konstant ini sering disebut kecepatan terminal atau kecepatan jatuh. Keseimbangan antara gaya gravitasi dan gaya gesekan dinyatakan sebagai berikut (Komar,P 1998):

$$C_D \frac{\pi D^2}{4} \frac{\rho}{2} W_f^2 = \frac{\pi D^3}{6} (\rho_s - \rho) g \quad 5.4$$

dimana C_D adalah koefisien drag, ρ_s adalah densitas sedimen sedimen (2648kg/m^3 untuk kuarsa, 2594 kg/m^3 untuk kaoline), ρ adalah densitas air laut ($1.03 \times 10^3\text{kg/m}^3$), D diameter butir dan ν viskositas air laut ($1.1 \times 10^{-3}\text{kg/ms}$ pada suhu ruang), ρ adalah densitas fluida, D diameter butir dan W_f adalah kecepatan jatuh. Mudah dihitung bahwa kecepatan jatuh menjadi:

$$W_f = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{gD}{C_D} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)} \quad 5.5$$

Koefisien drag untuk partikel berbentuk bola diperoleh dari Stokes sebagai berikut:

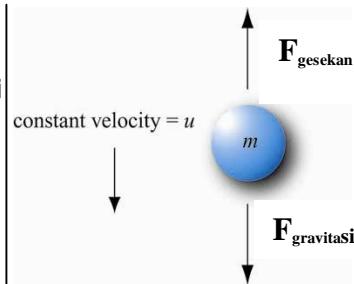
$$C_D = \frac{24\nu}{W_f D} \quad 5.6$$

dimana ν viskositas fluida.

Dari hasil ini maka kecepatan jatuh dinyatakan oleh:

$$W_f = \frac{gD^2}{18\nu} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \quad 5.7$$

Bagaimana kecepatan jatuh ini berkaitan dengan dinamika pantai?



Gambar 5.3. Kecepatan terminal

Keseimbangan antara gaya gravitasi dan gaya gesekan dinyatakan sebagai berikut (Komar,P 1998):

Kita ingat kembali bahwa faktor utama yang menentukan ukuran butir adalah:

- Sumber sedimen
- Energi gelombang
- Kemiringan pantai

Pengaruh sumber sedimen terhadap ukuran butir sudah jelas. Misalnya gunung berapi akan memberikan ukuran butir berupa pasir. Ada hubungan yang didapat secara intuitif antara kemiringan pantai dan energi gelombang yang diwakili oleh parameter tinggi gelombang (H) dan periode gelombang (T). Ketiga besaran ini dihubungkan dengan kecepatan jatuh melalui relasi (Komar,P 1998):

$$W_f = \frac{\pi Hs}{T} \quad 5.8$$

Contoh-1.

Suatu gelombang dengan tinggi gelombang 1.5m dan periode gelombang 10 detik menjalar disuatu pantai dengan sudut kemiringan $\beta=3^\circ$ ($s=\tan \beta=0.05$) maka kecepatan jatuh adalah $W_f < 1.25\text{m/s}$. Kecepatan jatuh dengan harga seperti ini dimiliki oleh butiran sedimen (lihat rumus 5.7) pasir dengan diameter butir 0.15mm. Hasil ini menunjukkan bahwa jika suatu sampel sedimen sebagian besar terdiri dari pasir maka pantai tersebut akan sering mendapat energi gelombang yang cukup besar.

Contoh-2.

Dari data pengukuran geomorfologi diperoleh:

1. Lebar pantai (lebar).
2. Kemiringan pantai (slope).
3. Periode gelombang (periode).
4. Sudut datang gelombang.
5. Diameter (D mm) yg didapat dgn skala wenworth.

Tentukanlah tinggi gelombang signifikan yang menerpa pantai tersebut.

Jawab:

Parameter gelombang $s=\tan(\pi/180 \cdot \text{slope})$;

Viskositas air laut ($\nu=0.011$), densitas sediment ($\rho_{s1}=2648$) untuk pasir kuarsa; densitas sediment ($\rho_{s2}=2594$) untuk kaolin; densitas air laut ($\rho_{a1}=1030$); percepatan gravitasi ($g=9.8$) ;

Maka substitusi 5.7 ke 5.8 kita peroleh:

$$H_s = \frac{TgD^2}{18\nu s} \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) \quad 5.9$$

Jika ukuran butir 0.29 mm, periode gelombang 4.5 detik dan sudut dating gelombang 30° dan pasir tersusun atas kuarsa maka tinggi gelombang signifikan adalah 1.197m

DAFTAR PUSTAKA

1. CEM 1998 "Coastal Sediment Properties" US Army Corp Engineering.
2. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York.
3. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.

PANTAI

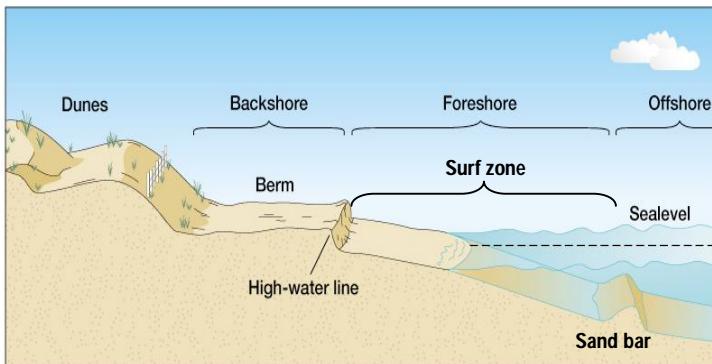
BAB
6

The beach is able to maintain itself in a dynamics equilibrium with its environment due to the inherent mobility of its sediment

John Pethick

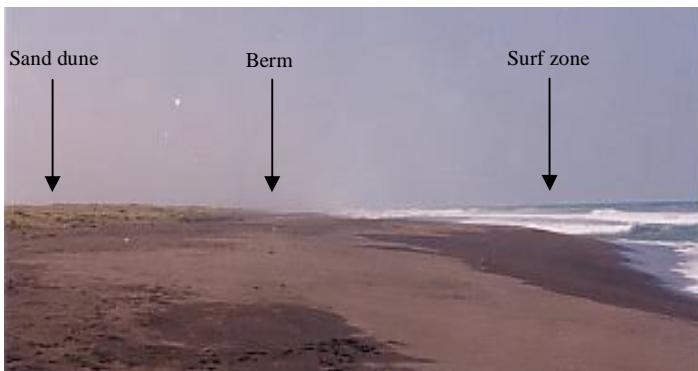
6.1. Pendahuluan

Bahasa merupakan karakteristik dari suatu kaum sehingga seringkali antara satu bahasa dengan bahasa lainnya tidak mempunyai padanannya. Bahasa mempunyai cita rasanya sendiri-sendiri. Sebagai contoh, yang dimaksud kata pantai dalam bab ini adalah terjemahan dari kata *beaches* (bahasa Inggris). Karena sedikitnya kosa kata yang kita punya dibandingkan dengan bahasa Inggris, seringkali kita tidak mempunyai padanan yang benar-benar sesuai dengan arti sesungguhnya. Pantai yang dimaksud dalam bab ini berbeda dengan pantai yang lainnya yaitu dilihat dari sedimen penyusunnya. Pantai mempunyai sedimen penyusun berupa pasir. Sedangkan diluar itu tidak disebut pantai tetapi misalnya estuaria, *mudflat* dll. Biasanya pantai ini terdapat di suatu daerah yang berbatasan dengan lautan terbuka misalnya Samudra, seperti pada selatan Jawa, barat Sumatra atau di Indonesia bagian Timur. Pantai akan selalu dicirikan dengan energi gelombang yang besar. Semakin besar butiran pasir penyusun pantai maka semakin besar pula energi gelombang yang menerpa daerah itu. Pantai adalah suatu sistem antara lautan dan daratan yang saling mempengaruhi. Seberapa jauh daratan mempengaruhi lautan dan seberapa jauh lautan mempengaruhi daratan, itu semua menyatakan suatu sistem pantai. Suatu sistem pantai dapat digambarkan secara garis besar sebagai berikut:



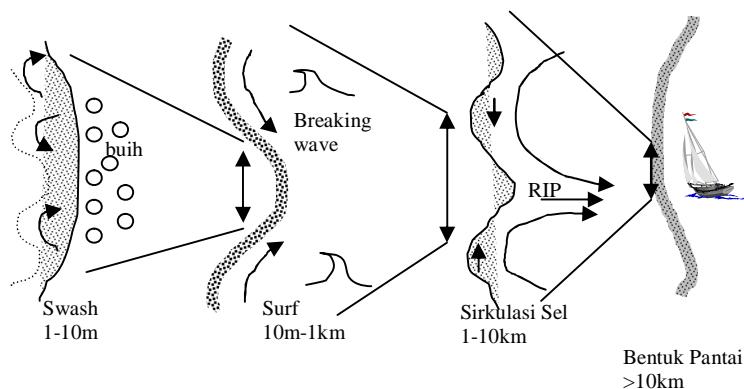
Gambar 6.1. Sistem pantai (diambil dari internet)

Pada umumnya sistem pantai dengan bentuk semacam ini banyak dijumpai di barat Sumatra dan selatan Jawa. Semua daerah di zona pantai adalah aktif, mulai dari gumuk pasir (*sand dune*), berm, *shoreline*, *surf zone* sampai ke *sand bar*. Kesemuanya selalu berubah-ubah dari satu waktu ke waktu yang lain. *Shoreline* (garis pantai), *surf zone* dan *sand bar* dibeberapa daerah dapat berubah dalam orde hari, sedangkan *sand dune* umumnya berubah dalam orde ratusan tahun. Pembahasan tentang *sand dune* akan diberikan secara mendalam dalam bab 7. Suatu contoh pantai dengan struktur seperti pada gambar 6.1 dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 6.2. Sistem pantai di Purworejo, Jawa Tengah. (foto: penulis)

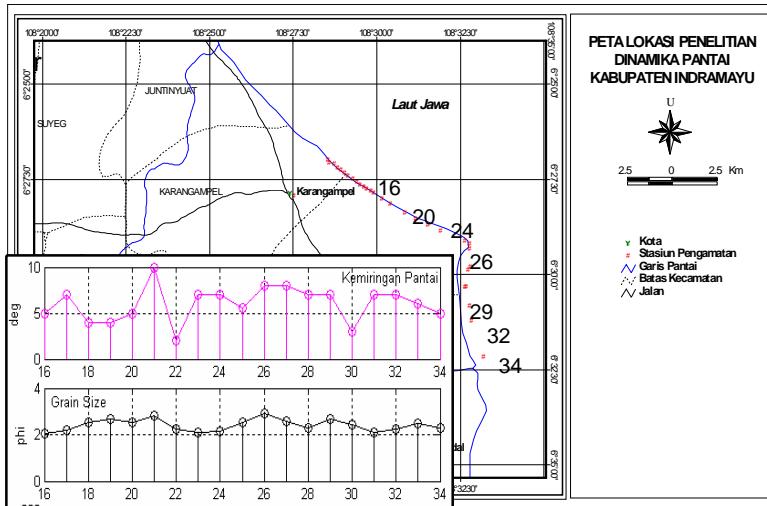
Proses-proses yang terjadi di pantai mempunyai skala spatial mulai dari orde 0-10m, 10-1000m, 1-10km dan 10-100km atau lebih. Proses-proses tersebut saling mempengaruhi satu sama lainnya dan resultannya akan membentuk pola atau bentuk pantai. Skala terkecil terjadi di daerah *swash zone*. Di daerah ini proses yang dominan terjadi adalah perpindahan (transport) sedimen akibat turbulensi. *Swash zone* adalah daerah antara gelombang pecah sampai bibir pantai dan cirikhasnya adalah adanya buih yang berwarna putih. Bentuk buih ini menyatakan aliran yang turbulen. Turbulen sampai sekarang merupakan persoalan dalam dinamika fluida yang belum terpecahkan. Sangat ironis, ternyata kita belum mampu memecahkan persoalan yang setiap hari kita lihat dan selalu ada disekeliling kita. Memang hal tersulit adalah mengenal diri sendiri. Skala yang kedua dengan panjang antara 10m sampai 1 km disebut proses garis pantai. Proses yang dominan terjadi adalah transport sedimen oleh arus imbuhan gelombang dimana arus yang sangat terkenal dinamakan arus sejajar pantai atau arus susur pantai (*longshore currents*). Secara morfologi hal ini akan tampak pada adanya pola garis pantai (lurus, melengkung atau mega cups). Kumpulan dari skala ini akan memberikan suatu sistem sirkulasi sel (lihat bab 3) yang sering disebut daerah surf.



Gambar 6.3. Proses-proses pembangunan bentuk pantai (reproduksi dari Short A.D 1999).

Sirkulasi ini mempunyai skala yang ketiga yaitu 1-10km. Ingat bahwa sebenarnya panjang skala ini tidaklah mutlak benar karena morfologi pantai sangat dinamik. Akumulasi atau resultante dari ketiga proses diatas membangun suatu bentuk pantai (*beach form* atau *beach profile*) yang mempunyai skala spatial lebih besar dari 10km. Proses-proses diatas dapat digambarkan pada gambar 6.3:

Bentuk pantai akan dipengaruhi oleh kemiringan pantai. Pantai yang landai akan cenderung mendapatkan sedimen dari laut sedangkan pantai yang terjal akan memberikan sedimen ke laut. Kemiringan pantai juga berkaitan dengan ukuran butir. Jika pantai landai maka pantai tersebut akan mempunyai ukuran butir lebih halus daripada pantai yang lebih terjal. Berikut ini adalah contoh survei kemiringan pantai dengan ukuran butir rata-rata di pantai Indramayu.



Gambar 6.4. Hasil survei ukuran butir dan kemiringan pantai di Indramayu. (Suhardi,I dkk 2003).

Dalam praktek dilapangan tentu saja kita tidak akan mendapatkan hasil yang persis sama dengan teksbooks hal ini

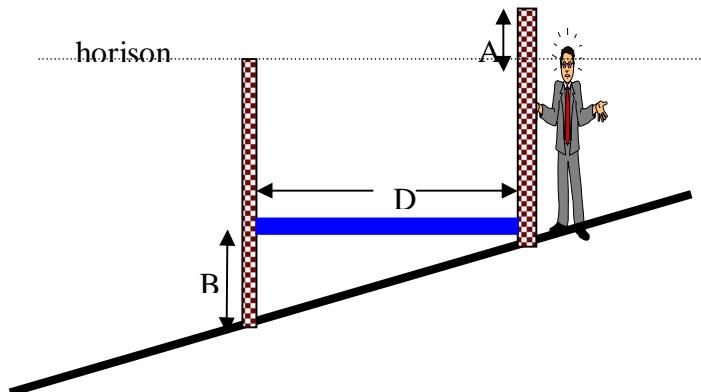
dikarenakan banyak proses telah mempengaruhi pantai serta kesalahan dalam melakukan pengukuran.

Kemiringan pantai sebenarnya manifestasi dari keseimbangan antara gaya hidrodinamika (gelombang) dan gaya gravitasi (ukuran butir sedimen). Gaya hidrodinamika akan cenderung membawa sedimen ke daratan dan gaya gravitasi akan membawa sedimen ke lautan. Keseimbangan keduanya akan memberikan profil pantai. Terdapat suatu relasi empiris antara kemiringan pantai (β) dengan tinggi gelombang yang dinyatakan sebagai berikut (Short,A D 1999):

$$\beta = \frac{0.12}{\left(\frac{H_b}{T \sqrt{gD}} \right)^2} \quad 6.1$$

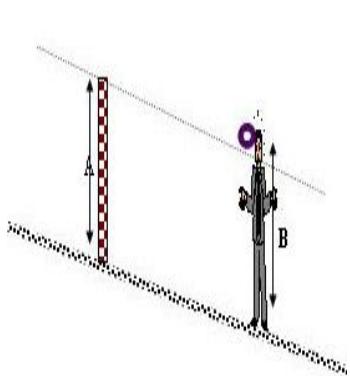
Dimana H_b adalah tinggi gelombang pecah, T periode dan D adalah ukuran butir rata-rata. Tetapi pada kemiringan pantai dapat diukur sehingga relasi ini jarang digunakan. Tetapi relasi ini dapat digunakan untuk estimasi tinggi gelombang pecah, karena yang mudah kita lakukan adalah mengukur T (hanya modal stopwach), D dan β .

Dalam studi geomorfologi, kemiringan pantai dan lebar pantai menyatakan suatu profil pantai. Ini mutlak harus dilakukan dalam survei geomorfologi. Pengukuran kemiringan pantai dapat dilakukan dengan menggunakan kompas geologi ataupun dengan bantuan batang kayu (palm). Cara yang paling sederhana adalah dengan menggunakan batang kayu. Peralatan terdiri dari dua buah kayu berskala (dengan panjang sama) dan sebatang kayu tanpa skala. Panjang kayu berskala harus lebih tinggi dari pengamat (2.5m untuk orang Indonesia) sedangkan kayu tanpa skala sepanjang 5-10m, bisa juga kurang dari 5m tergantung dari kondisi pantai. Batang kayu tanpa skala dapat juga diganti dengan meteran, tetapi dalam pengukuran, tegangan meteran harus benar-benar lurus. Berikut ini adalah skematik pengukuran kemiringan lereng.



Gambar 6.5. Pengukuran kemiringan pantai dengan palm.

$A=B$ (A harus sama dengan B) jadi kemiringan pantai dinyatakan dalam sudut $\beta = \tan^{-1}(A/D)$. Untuk mendapatkan profil pantai yang representative, pengukuran dilakukan pada saat pasut rendah (*low tide*) dan beberapa tempat, terutama jika kondisi pantai tidak rata.



Gambar 6.6. Pengukuran kemiringan pantai kompas Geologi. Tanda bulat menyatakan kompas geologi dan tinggi A dan B harus sama.



Gambar 6.7. Seorang coastal geomorphologist sedang melakukan pengukuran kemiringan pantai dengan kompas geologi. (lokasi: Tanjung Penyusuk, P. Bangka), (foto:penulis)

Disamping menggunakan batang kayu juga dapat menggunakan kompas geologi. Penggunaan kompas ini cukup sederhana yaitu pengamat berdiri menghadap garis pantai (membelakangi gelombang) dan meletakkan referensi dengan ketinggian sama dengan mata pengamat. Besar sudut dapat dibaca langsung dari kompas geologi. Skematik pengukuran kemiringan lereng dengan kompas geologi dilihat pada gambar 6.6-6.7.

Lebar pantai mengindikasikan pergerakan sedimen dan posisi relative dari suatu sistem transport sedimen. Lebar pantai berhubungan dengan besar butir sedimen, tingkat energi gelombang dan jarak relative dari sumber sedimen. Lebar pantai yang sempit mengindikasikan arah hulu (*up drift*) dengan tingkat energi yang relative besar dan dekat dengan sumber sedimen. Sedangkan pantai yang lebar mengindikasikan arah hilir (*down drift*) dengan tingkat energi gelombang yang kecil. Pengukuran dilakukan pada lebar pantai diantara pasang tertinggi (*high tide*) dan pasang terendah (*low tide*) dan tegak lurus terhadap garis pantai. Pengukuran dilakukan pada paras pantai (*beach face*) dan tegak lurus garis pantai dengan menggunakan meteran.



Gambar 6.8. Pengukuran lebar pantai di pesisir Purworejo, Jateng.
(foto: penulis)

6.2. Tipe Pantai

Kita telah melihat bahwa gelombang yang menerpa pantai akan mempengaruhi kemiringan pantai dan lebar pantai. Kedua parameter tersebut akan menyatakan karakter morfologi dari suatu pantai. Karakter morfologi pantai inilah yang sering disebut sebagai sistem pantai. Jelas bahwa, tipe pantai selain ditentukan oleh sifat morfologi pantai juga akan ditentukan oleh gelombang yang bekerja padanya. Karena itu banyak ilmuwan menggolongkan tipe pantai berdasarkan gaya gelombangnya. Gaya gelombang dapat dibagi dalam dua katagori yaitu gelombang "pendek" mulai dari wind sea sampai swell dan golongan yang kedua disebut gelombang panjang atau pasut. Golongan pertama sering kali disebut dengan pantai dengan gelombang dominan. Gelombang yang dimaksud disini tentu saja mulai dari wind sea sampai swell. Sedangkan golongan yang kedua akan disebut pantai dengan pasut dominan. Ada suatu jenis gelombang yang akan merubah sama sekali bentuk pantai yang dikenal dengan nama Tsunami atau gelombang pelabuhan atau juga banyak orang awam menyebut gelombang mematikan. Kita akan membahas secara khusus gelombang ini. Dalam bab berikut kita akan membahas tipe pantai menurut jenis gelombang sebagai berikut:

Kita akan dapat mengerjakan pekerjaan yang besar setelah kita terbiasa menyelesaikan pekerjaan yang kecil atau sederhana. Pada dasarnya pekerjaan besar adalah resultan (meskipun tak harus linier) dari pekerjaan kecil-kecil. Sesuai dengan nasehat diatas maka kita akan mempelajari bagaimana tipe pantai dengan gelombang dominan dengan cara yang paling mudah dahulu. Cara yang paling mudah adalah dengan mendapatkan suatu relasi yang menghubungkan parameter gelombang dengan parameter tipe pantai. Kita telah tahu bahwa parameter gelombang adalah tinggi gelombang, periode, panjang gelombang dll, sedangkan parameter pantai adalah kemiringan pantai, lebar pantai, ukuran butir dll. Gaurlag pada tahun 1968 mempublikasikan penelitiannya tentang relasi empirik antara

parameter gelombang (tinggi gelombang H_b dan periode T) dengan parameter pantai (kecepatan jatuh W_s) untuk mendapatkan tipe pantai. relasi ini dinyatakan oleh (Short,A D 1999):

$$\Omega = \frac{H_b}{W_s T} \quad 6.2$$

Kriteria yang didapat adalah: Jika $\Omega < 1$ maka pantai akan curam dan stabil. Jika $\Omega > 1$ maka pantai akan tererosi. Beberapa peneliti lain telah menggunakan relasi untuk meneliti tipe pantai di beberapa pantai di Australia. Hasil yang didapat adalah (Short,A D 1999):

- Jika $\Omega < 1$ maka pantai dikatakan reflektif dengan ciri khas pantai curam dan tak ada sandbar.
- Jika $\Omega > 6$ maka pantai dikatakan disipasive dengan ciri, pantai landai dan banyak terdapat sandbar.
- Jika $2 < \Omega < 6$ maka pantai dikatakan intermediate dengan ciri adalah pantai cukup landai dengan terdapat 1-2 sandbar.

Berikut ini akan ditabelkan tipe pantai dengan parameter seperti diatas.

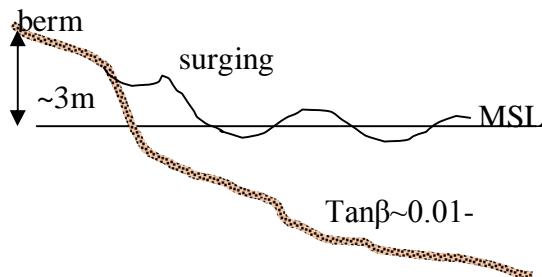
Tabel 6.1. Karakteristik tipe pantai (reproduksi Short A.D 1999)

Relasi	Refektif	Intermediate	Dissipasif
$\Omega=H_b/(W_s T)$	<1	2-5	>6
Tipe gelombang	surging	Spilling-pluging	Spilling
Banyaknya gelombang di surf	1	1-3	>3
Profil arus	Uprush, backwash	Arus RIP, longshore currents	Bore wave, arus balik dasar

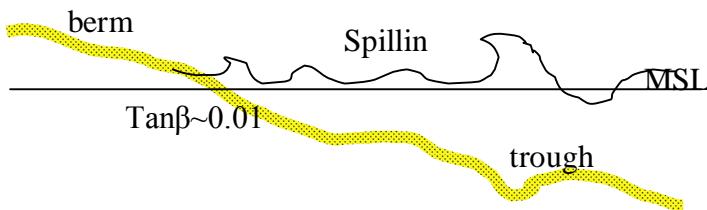
Bentuk pantai	curam	ritmik	Datar
Sandbar	Tidak ada	sedikit	Banyak
Kemiringan lereng	>4	2-6	<2
Transport sediment // pantai	rendah	medium	Tinggi
Jenis sedimen	Bed load	campuran	Suspeneded
Texture sedimen	Medium-coarse	Fine-medium	Fine (kompak)
Swash zone	curam	sedang	Flat (tanpa pola)
Surf zone	<100m	~100m	~200m

Berikut ini adalah penggambaran tipe pantai reflektif, disipatif dan intermediate.

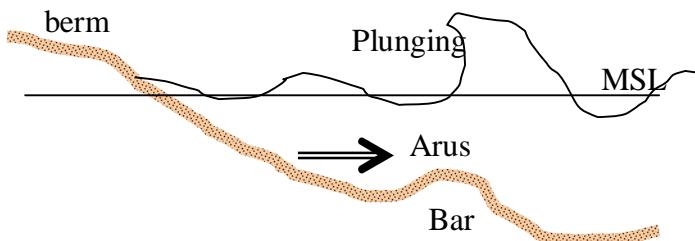
TIPE REFLEKTIF



TIPE DISIPASIF



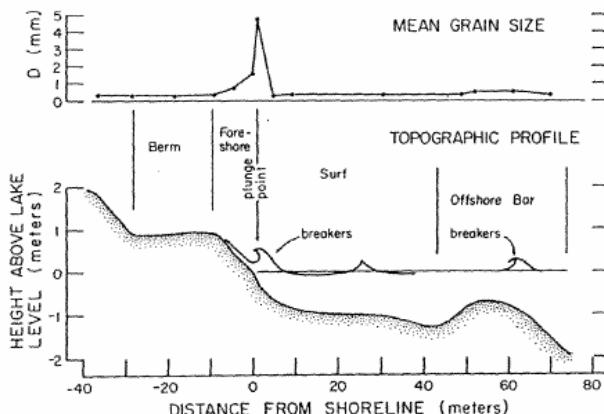
TIPE INTERMEDIATE



Gelombang datang ke bibir pantai akan memberikan transport sedimen baik dalam arah sejajar pantai maupun arah tegak lurus pantai. Kita akan membahasnya satu persatu.

6.3. Transport Sedimen Tegak Lurus Pantai

Transport sedimen tegak lurus pantai dapat dilihat pada bentuk pantai (kemiringan pantai) dan bentuk dasar lautnya (*bar & trough*). Disamping fenomena tersebut, ukuran butir juga dapat digunakan untuk melihat profil pantai seperti gambar berikut:



Gambar 6.9. Relasi antara ukuran butir dengan profil pantai (Liu,Z,2001 dan referensi didalamnya).

Pada dasarnya interaksi gelombang, arus dan dasar perairan yang akan menentukan profil pantai. Perhitungan secara langsung sangat sulit. Untuk itu beberapa rumus empirik untuk menentukan profil pantai.

Jika profil pantai dinyatakan oleh parameter kedalaman (h) maka relasi empiris yang menghubungkan antara profil pantai dan gelombang dinyatakan oleh (Komar,P 1998):

$$h = 2.28H_e - 68.5 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad 6.3$$

dimana H_e dan T_e adalah tinggi gelombang badai dan periodenya (biasanya dipakai 12 jam pertahun). Relasi ini hanya berlaku untuk pantai dengan komposisi sedimen pasir kuarsa (quartz sand). Sebenarnya profil pantai jauh lebih kompleks dari apap yang didapat relasi diatas. Antara gelombang pecah, bar (punggungan) dan trough (kubangan) akan saling memberikan feedback satu sama lain sehingga bentuk pantai akan selalu berubah dari satu waktu ke waktu. Dalam praktek tentu saja orang menginginkan pengukuran yang praktis. Dean 1991 mengajukan suatu relasi profil pantai yang dinyatakan oleh:

$$h = Ax^{2/3} \quad 6.4$$

dimana x jarak ke laut dan parameter A adalah:

$$A = \left(\frac{24D_e}{5\rho g^{1/2}\gamma^2} \right)^{2/3}$$

Dengan $D_e = (dP/dx)/h$ dan P adalah fluks energi gelombang. Gamma adalah parameter gelombang pecah. Konon Dean memperoleh relasi ini setelah mempelajari profil pantai sebanyak 504 buah yang dikumpulkan dari seluruh pantai di USA. Harga A ternyata sudah ditabelkan untuk berbagai ukuran butir.

Dengan berlalunya waktu ternyata ada relasi yang jauh lebih baik yang dikemukakan oleh sang Dewa pantai yaitu Paul D. Komar tahun 1994 sebagai berikut:

$$h = \frac{S_o}{k} (1 - e^{-kx}) \quad 6.5$$

dimana S_o adalah slope pantai di $x=0$ (dibibir pantai). k adalah konstanta empirik dengan harga: $3.10^{-5} < k < 1,16.10^{-3}$. Komar dengan bangga mengatakan bahwa relasi ini jauh lebih superior dari relasinya Dean. Pengukuran S_o dapat dilakukan secara empiriks sebagai berikut:

$$S_o = \frac{0.12}{\sqrt{H_b/T\sqrt{gD}}} \quad 6.6$$

dimana D ukuran butir rata-rata. Jadi dengan pengetahuan tinggi gelombang pecah, periodenya serta ukuran butir rata-rata maka profil pantai dapat dihitung dengan rumus:

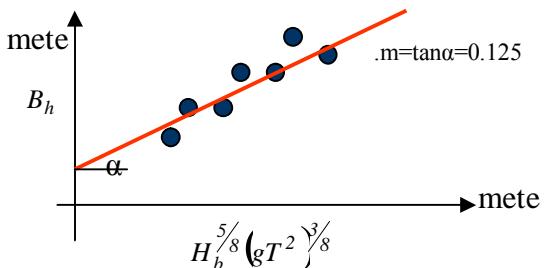
$$h(x) = \frac{1}{k} \frac{0.12}{\sqrt{H_b/T\sqrt{gD}}} (1 - e^{-kx}) \quad 6.7$$

Pengaruh gelombang ke daratan dapat dilihat pada panjang berm (B_h). Ilmuwan Jepang yaitu Takeda dan Sunamura pada tahun 1982 mempublikasikan hasil penelitian mereka tentang hubungan antara gelombang pecah dan panjang berm yang dihasilkannya yaitu:

$$B_h = m H_b^{5/8} (g T^2)^{3/8} \quad 6.8$$

dimana m adalah gradien yang dari beberapa pengukuran mempunyai harga sekitar 0.125.

Hasil observasi oleh Takeda dan Sunamura dinyatakan pada gambar berikut:



Gambar 6.10. Relasi antara berm dan tinggi gelombang pecah.
(reproduksi, Horikawa, ed 1988)

Relasi ini hanya akan berlaku baik untuk pantai dengan ukuran besar butir dalam rank 0.2-1.3mm. Tetapi dalam praktik, panjang berm dan tinggi gelombang pecah dapat kita ukur dilapangan. Relasi relasi yang dikembangkan diatas akan berguna jika kita hanya sedikit melakukan pengukuran parameter pantai atau kita ingin estimasi tinggi gelombang. Secara penampakan geomorfologi, proses transport sediment tegak lurus pantai biasanya terjadi di teluk atau pantai kantong (*pocket beach*). Biasanya pada pantai tersebut mempunyai gelombang relatif tenang. Tetapi pada saat musim ombak, energi gelombang akan menggerus bibir pantai sehingga menimbulkan erosi dengan membentuk dinding pantai. Sebagai contoh dapat dilihat dari gambar berikut:



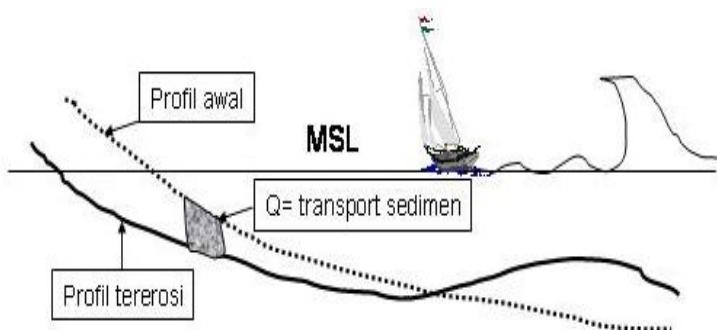
Gambar 6.11. Erosi akibat transport sediment tegak lurus pantai.
(lokasi Sluke, Rembang, foto: penulis)

Gelombang pecah akan menyebabkan percepatan partikel fluida tak simetri dengan kecepatannya sehingga ada gaya yang digunakan untuk menggerus dasar perairan. Pengerasan ini akan menimbulkan lembah (*trough*), tetapi akibat hukum kekekalan

massa maka akan terbentuk pula punggungan (*bar*) di sampingnya.

Dengan terjadinya Bar maka posisi gelombang pecah akan berubah (biasanya gelombang pecah sebelum mencapai bar) sebagai akibatnya akan berubah pula pola pembentukan *trough* dan *bar*. Jadi pembentukan bar dan lembah gelombang merupakan fenomena umpan balik. Sampai saat ini interaksi pembentukan bar dan lembah gelombang masih merupakan area riset yang cukup favorit. Catatan: disamping gelombang pecah, pembentukan bar dapat pula diakibatkan oleh gelombang berdiri yang terjadi karena superposisi gelombang datang dengan gelombang yang direfleksikan dari pantai.

Sekarang tibaalah saatnya untuk menghitung transport sediment tegak lurus pantai. Pengambaran fenomena akan dinyatakan oleh gambar berikut:



Gambar 6.12. Proses transport sediment tegak lurus pantai.

Pada dasarnya transport sediment ini di dasarkan pada hukum kekekalan massa yang menyatakan bahwa sediment tidak akan hilang tetapi hanya berpindah dari satu tempat ke tempat lain. Dari gambar terlihat bahwa, timbulnya erosi di bibir pantai akan diikuti oleh pembentukan bar (atau sedimentasi) di laut (offshore). Jika transport sediment kita beri simbol Q (volume transport rate) dan h adalah kedalaman perairan maka hukum kekekalan massa akan dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial Q}{\partial x} \quad 6.9$$

Q mempunyai satuan volume/panjang/waktu. Karena proses pengerasan dilakukan oleh kecepatan partikel didasar perairan maka relasi antara Q dengan kecepatan dasar perairan akan dinyatakan oleh (Horikawa 1980):

$$Q(x) = \frac{1}{\rho_s(1-\lambda_s)} \frac{1}{T} \int_{0-h}^T \int_{-\zeta}^{\zeta} C_s(x,t) \vec{U}_s(x,t) dz dt \quad 6.10$$

dimana T adalah periode gelombang, λ adalah porositas sediment, ρ densitas sediment, C_s adalah konsentrasi massa sediment yang bergerak dan U_s kecepatan adveksi.

Ada banyak peneliti telah menformulasikan transport sediment ini dan banyak pula perangkat lunak telah dikembangkan. Salah satu yang terkenal adalah Sbeach yang pada awalnya dikembangkan oleh Larson & Kraus tahun 1989. Perhitungan dalam model mereka didasarkan pada pengetahuan tentang arus dekat dasar baik untuk aliran laminar maupun aliran turbulen. Dalam setiap model, pengetahuan akan batimetri mutlak diperlukan karena dasar input model adalah data batimetri.

Dalam keperluan praktis ternyata sudah cukup memadai kalau kita menggunakan pendekatan empirik. Berikut ini adalah table rumus empirik untuk perhitungan transport sediment tegak lurus pantai.

Tabel: 6.2. Relasi empiric transport sediment tegak lurus pantai (Horikawa 1980).

Nama penemu	Rumus	Keterangan
Sunamura dkk (1978)	$Q_{net} = A\rho \left(\frac{U_m d_o}{v} \right)^{0.422} (U_m - U_c) d_o T$	$A=2.1 \times 10^{-6}$ (g/cm/wave)
Bowen	Bedload	

(1980)	$Q(t) = BC_D \rho U^3 \left(\tan \phi - \frac{U \tan \beta}{ U } \right)$ Suspended $Q(t) = AC_D \rho U U^3 / (W_o - U \tan \beta)$	$Q(t)$ rata-rata transport sesaat $B=3.4 \times 10^{-6}$ (g/cm/wave)
Sunamura (1980)	Net offshore transport rate $Q_{net} = A \left(\frac{\rho - 1.5\lambda}{l} \right)^2 U_m (U_m - U_c) \sqrt{\frac{d_o}{sg}}$	$A=0.016$ $l > 1.5\lambda$
Halermeir (1982)	$Q_{net} = A \left(\frac{U_m^2}{sd_o g} \right)^{1.5} \sigma d_o^2$	$A=3.2 \cdot 10^{-2}$

Dimana: C_D koefisien drag, ϕ sudut gesekan internal, d_o amplitudo gerak partikel fluida, σ frekuensi sudut partikel fluida, ρ densitas air laut, λ panjang gelombang ripple, ν viskositas kinematik, l maksimum *cross-shore*, d ukuran butir, s sediment spesific gravity, U kecepatan fluida dekat dasar, U_m harga maksimum U dan U_c adalah kecepatan kritis.

Untuk dapat menggunakan rumus tersebut dengan benar maka pengetahuan dasar tentang gelombang laut (bab-2) harus diingat kembali. Dari bab 2, sekali tinggi gelombang dan periode gelombang diketahui maka kecepatan partikel gelombang, amplitudo orbital partikel dan lainnya dapat dihitung.

6.4. Transport Sedimen Sejajar Pantai

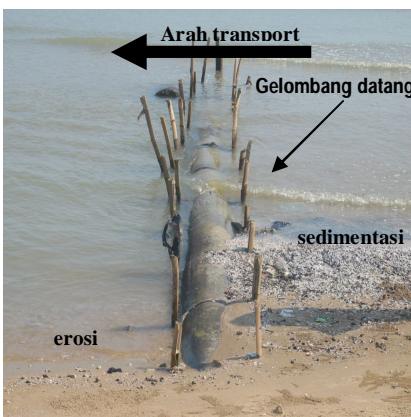
Pada bagian ini kita akan membahas perpindahan (transport) sediment dalam arah sejajar pantai. Orang sering menyebut transport sediment susur pantai atau dalam bahasa ilmiahnya *littoral sediment transport* atau *longshore sediment transport*. Proses ini biasanya terjadi di pantai yang berbatasan dengan samudra dan merupakan proses yang penting karena berdampak sangat besar terhadap suatu struktur yang dibuat manusia misalnya jetti atau groin. Transport sediment sejajar pantai akan mudah terlihat karena transport ini memberikan respon terhadap

bangunan pantai yang menjorok kelaut seperti jetti. Pemasangan bangunan yang menjorok kelaut akan mengalami fenomena yang cukup mudah dikenali. Akibat transport sediment sejajar pantai maka satu sisi bangunan akan mengalami sedimentasi sedangkan disisi lain bangunan akan mengalami erosi. Jika yang tererosi sebelah kiri dan yang tersedimentasi sebelah kanan maka transport susur pantai akan bergerak dari kanan ke kiri. Contoh pengamatan diatas dapat dilihat pada gambar berikut:

Bagaimana proses ini dapat terjadi dan bagaimana kita menghitungnya akan dibahas dalam bab berikutnya.

Dari uraian diatas jelas bahwa pemasangan suatu struktur di pantai akan menimbulkan dampak kerusakan pantai yang sangat serius. Untuk mencegah itu perlu diperkirakan seberapa banyak transport

sediment sebagai fungsi dari kondisi iklim gelombang dan arus. Bagaimana transport sediment susur pantai dipengaruhi oleh faktor lingkungan seperti ukuran butir dan kemiringan pantai juga harus diperhitungkan karena karakteristik geomorfologi suatu daerah diwakili oleh parameter ini. Beberapa contoh kerusakan pantai akibat proses ini dapat dilihat pada gambar dibawah ini:



Gambar 6.13. Transport sediment susur pantai. Lokasi pantai Rembang Jawa Tengah (foto:penulis)



Gambar 6.14. Erosi di pantai Kuta, Bali akibat pembangunan jetti (landasan pacu) bandara Ngurah Rai (foto:penulis)



Gambar 6.15. Sedimentasi (akresi) akibat pembangunan jetti di Subang.(foto:penulis)



Gambar 6.16. Erosi disisi lain akibat pembangunan jetti di pantai Subang.(foto:penulis)

Kita telah melihat contoh bagaimana pendirian suatu struktur ternyata akan merusak pantai. Pemahaman transport sediment susur pantai ternyata sangat diperlukan untuk pengelolaan pantai yang benar.

Disamping dari struktur, penampakan transport sediment susur pantai juga dapat disidik dari bentuk geomorfologi muara sungai. Dalam kasus ini biasanya kita bicara tentang netto transport sedient yaitu jumlah dari perpindahan sediment susur pantai yang diakibatkan oleh semua jenis gelombang

dalam jangka waktu tertentu. Jika netto transport sediment tidak nol maka akan memberikan gambaran berupa berbeloknya mulut muara sungai. Sebagai contoh dapat dilihat pada gambar dibawah ini:

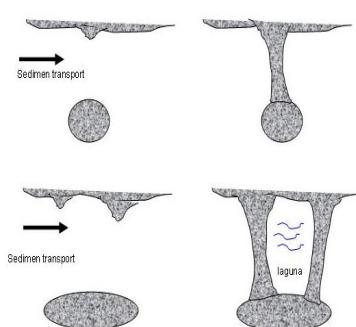


Gambar 6.17. Pembelokan mulut sungai akibat transport sediment susur pantai. Landsat TM sungai Wawar,Purworejo (www.crisp.nus.sg)



Gambar 6.18. Pembelokan mulut sungai akibat transport sediment susur pantai. Lokasi: sungai Wawar, Kab. Purworejo (foto:penulis)

Proses geomorfologi lain yang menunjukkan adanya trasnport sejajar pantai yang kuat adalah terbentuknya tombolo. Effek ini adalah terbentuknya daratan antara suatu pulau dengan dataran utama (*mainland*) akibat adanya transport sedimen sejajar pantai. Effect tombolo dapat di sket pada gambar berikut:



Gambar 6.19 sketsa formasi



Nusawere, Pangandaran

Jika terbentuk pulau (akibat proses geologi) di dekat pantai maka transport sedimen sejajar pantai akan membangun daratan yang menghubungkan pulau tersebut dengan pantai. Hal ini banyak terjadi di pantai selatan Jawa, sebagai contoh Pangandaran dan Nusawere (lihat gambar 6.20). Dari gambar terlihat bahwa untuk pulau yang cukup panjang akan terbentuk laguna diantara dua daratan. Effek tombolo ini juga merupakan obyek kajian yang menarik, dan masih merupakan obyek yang terbuka bagi pemodelan transport sedimen di pantai.

Kita telah mempelajari dalam sub bab arus sejajar pantai, bahwa jika suatu gelombang datang membuat sudut dengan garis pantai maka pecahnya gelombang akan membangkitkan arus sejajar pantai. Sebagai hasilnya arus ini akan memindahkan material di pantai. Proses yang terjadi sesungguhnya di alam sangat kompleks karena teradapat interaksi antara gelombang, arus dan sediment. Kembali bahwa pemerian yang tepat proses diatas adalah dengan menyelesaikan persamaan gelombang, persamaan arus dan persamaan transport sediment. Bagian ini merupakan masalah riset yang masih sangat aktif karena tingkat kesulitan dan hasilnya masih jauh dari kenyataan dilapangan.

Seperti pada bab arus tegak lurus pantai, para peneliti pantai seperti Paul D Komar, Inmann, Bowen dll telah mengembangkan relasi empirik sehingga persoalan yang rumit dapat dimengerti dengan mudah. Pada dasarnya ada dua teknik perhitungan transport sediment susur pantai yaitu berdasarkan energi gelombang dan berdasarkan arus susur pantai. Kita akan membahasnya satu persatu:

6.4.1. Transport sediment susur pantai berdasarkan energi gelombang.

Dalam banyak praktik, perhitungan transport sediment sejajar pantai akan dinyatakan oleh parameter rata-rata transport volume (the volume transport rate). Yang kita beri symbol Q_v .

beberapa rumus empirik yang sering digunakan dinyatakan sebagai berikut (CEM 1998):

$$Q_l = \frac{K\rho\sqrt{g}}{16\sqrt{\gamma_b}(\rho_s - \rho)(1-n)} H_b^{5/2} \sin(2\alpha_b) \quad 6.11$$

dimana $K=0.6$ (de Ville dan Horikawa) dan γ_b adalah perbandingan tinggi gelombang pecah dan kedalamannya (lihat pada bab-2). Rumus empiris lain berdasarkan data tinggi gelombang significant dikemukakan oleh Komar,P 1998 sebagai berikut:

$$Q_l = 0.46\rho g^{3/2} H_{bs}^{5/2} \sin(\alpha_b) \cos(\alpha_b) \quad 6.12$$

satuan dinyatakan dalam meter kubik per hari. Definisi ini sering dipakai orang.

Jika kita tidak mempunyai data gelombang pecah maka data dari gelombang ramalan (*hindcast wave data*) juga dapat digunakan. Jika H_1 dan α_1 adalah tinggi gelombang dan sudut datang gelombang ramalan, C_1 dan C_{g1} adalah kecepatan fase dan kecepatan grop gelombang ramalan maka tinggi gelombang pecah dan sudut datang gelombang pecah akan dinyatakan oleh (Komar,P 1998):

$$H_b = H_1^{4/5} (C_{g1} \cos(\alpha_1))^{3/5} \left[\frac{g}{K} - \frac{H_b g^2 \sin^2(\alpha_1)}{K^2 C_1^2} \right]^{-5/2} \quad 6.13$$

$$\sin(\alpha_b) = \sqrt{\frac{gH_b}{C_1^2 K}} \sin(\alpha_1) \quad 6.14$$

H_b dapat dihitung secara iterasi, dan sudut datang gelombang pecah ditentukan dari persamaan 6.14. Sayangnya semua rumus empirik diatas tak satupun berasal dari perairan Indonesia. Perlu dilakukan suatu studi untuk penerapannya di Indonesia.

6.4.2. Transport sediment susur pantai berdasarkan arus.

Berdasarkan pengukuran dengan penjejak pasir (*sand tracer*), Komar dan Inman 1970 telah berhasil mendapatkan relasi empirik antara rata-rata transport volume dengan arus sejajar pantai yang dinyatakan oleh relasi:

$$Q_l = \bar{U} X_b b \quad 6.15$$

dimana U adalah arus susur pantai rata-rata, X_b adalah panjang dari zona surf dan b adalah ketebalan atau kedalaman pasir yang tergerus akibat arus susur pantai. Berdasarkan relasi ini banyak peneliti melakukan improvisasi, misalnya Ilmuwan Jepang Watanabe dkk 1986 mendapatkan relasi mepirik sebagai berikut:

$$Q_l = A \frac{(\tau - \tau_c)}{\rho g} U \quad 6.15$$

dimana A berharga antara 0.1-1, τ adalah harga maksimum stress geser dasar, τ_c adalah stress geser kritis, ρ densitas air laut. Mereka mendapatkan bahwa di daerah surf $\tau_c = 0$.

6.4.3. Transport sediment susur pantai berdasarkan arus dan gelombang.

Seperti telah diuraikan diatas bahwa kenyataan dilapangan antara gelombang dan arus saling berinteraksi untuk menghasilkan transport sedimen susur pantai. Gelombang akan mengaduk pasir sedangkan arus akan memindahkan pasir melalui proses adveksi. Komar dan Inman kembali menemukan bahwa relasi antara rata-rata transport volume dengan gelombang dan arus susur pantai dapat dinyatakan sebagai (Komar,P 1998):

$$Q_l = 0.044 \rho g H_{bs}^2 \bar{V}_l \quad 6.16$$

dimana V_l adalah arus sejajar pantai di tengah zona surf. Berdasarkan percobaan dilaboratorium Kampuis dkk 1990 telah mendapatkan relasi ini dengan memperhitungkan ukuran butir. Hasilnya dinyatakan oleh (Komar,P 1998):

$$Q_l = 0.0006s \frac{\rho H_{bs}^{4.5}}{TD_{50} \sqrt{L_\infty}} \sin(2\alpha_b) \quad 6.17$$

dimana s adalah kemiringan pantai, D_{50} adalah median ukuran butir, T dan L_∞ adalah periode dan panjang gelombang di perairan dalam.

Sampai saat ini studi transport sedimen di pantai masih merupakan buku terbuka karena terdapat perbedaan hasil di setiap tipe pantai. Studi di Indonesia masih jarang sekali dilakukan dan merupakan kesempatan emas untuk berkarier dalam bidang ini.

6.5. Evolusi Garis Pantai

Proses-proses yang baru saja kita bicarakan adalah suatu proses yang menyebabkan berubahnya garis pantai. Ada suatu fenomena yang dapat merubah secara dramatis garis pantai yaitu Tsunami. Kita akan membicarakannya secara khusus nanti. Perubahan garis pantai atau sering disebut evolusi garis pantai terjadi pada skala detik sampai jutaan tahun. Studi tentang garis pantai ini dimulai lebih dari 80 tahun yang silam dimana para peneliti pantai menyadari bahwa terdapat suatu pantai yang berbentuk kantong (*pocket beach*) ternyata mengikuti pola spiral. Pola itu mudah dihitung jika kita menggunakan koordinat polar. Koordinat ini didapat dengan cara merubah koordinat karterian (x,y) menjadi koordinat polar (r,θ) melalui transformasi koordinat berikut:

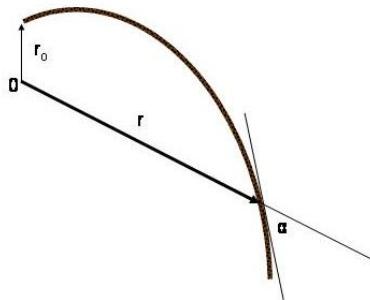
$$\begin{aligned} x &= r \cos(\theta) \\ y &= r \sin(\theta) \end{aligned} \quad 6.18$$

Bentuk pantai kantong mengikuti relasi berikut ini:

$$r = r_o e^{\theta \cos(\alpha)} \quad 6.19$$

dimana r adalah radius dari pusat spiral, r_o adalah jarak antara pusat spiral dan ujung pantai dan α adalah sudut antara vektor jarak r dengan vektor tangent dari spiral (garis pantai). Supaya

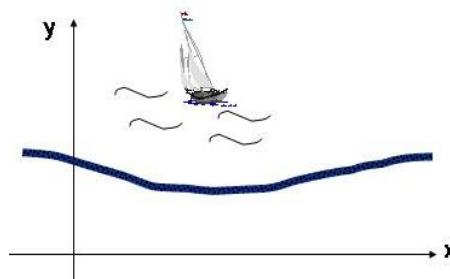
mudah membayangkannya maka bentuk geometri pantai tersebut dapat dilihat pada gambar dibawah ini:



Gambar 6.19 Bentuk garis pantai dalam koordinat polar.

Sebenarnya jika manusia tidak serakah dan mambiarkan pantai apa adanya maka perubahan garis pantai hanya akan mengikuti pola dinamika gelombang dan arus sebagai konsekuensi dari hukum kekekalan massa. Tetapi jika ada campur tangan manusia, misalnya pendirian suatu struktur (jeti) maka pantai akan meresponnya dengan memberikan sedimentasi di satu sisi dan erosi disisi yang lainnya. Jadilah orang mulai mempelajari evolusi garis pantai.

Bayangkan suatu pantai yang dinyatakan oleh gambar berikut:



Gambar 6.20 Bentuk garis pantai dalam koordinat kartesian.

Perubahan garis pantai akan dinyatakan oleh perubahan koordinat y yang merupakan fungsi dari x (arah sejajar pantai) dan t (waktu). Suatu model yang paling sederhana tentang

evolusi garis panyai dinyatakan oleh (CEM 2000, Komar,P 1998, Liu,Z 2001):

$$\frac{\partial y}{\partial t} = G \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} \quad 6.20$$

Persamaan tersebut dikenal dengan nama persamaan difusi. Koefisien G adalah koefisien difusi. Koefisien ini merupakan fungsi dari rata-rata transport volume yang dinyatakan oleh:

$$G = \frac{1}{d} \frac{\partial Q_l}{\partial \alpha_b} \quad 6.21$$

Beberapa peneliti telah menghitung besar harga G ini, salah satunya yang terkenal dan banyak dipakai dikemukakan oleh CEM 2000:

$$G = \frac{KH_b^2 C_{gb}}{8} \left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho} \right) \left(\frac{1}{1-n} \right) \frac{1}{(d_b + d_c)} \quad 6.22$$

dimana d_b adalah tinggi berm pantai dan d_c adalah kedalaman pada saat still water. Paul D. Komar tak mau ketinggalan dengan memberikan relasi (Komar,P 1998):

$$G = \frac{KH_b^{5/2} \sqrt{g/\gamma_b}}{8} \left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho} \right)^{-1} \frac{1}{a'(d_b + d_c)} \quad 6.23$$

dimana $\gamma_b=0.78$ dan $a'=0.6$.

Solusi dari persamaan difusi sangat tergantung pada pemilihan syarat batas. Tetapi dengan syarat batas tertentu selalu digunakan untuk memodelkan perubahan garis pantai. Sebelum menerapkan syarat batas maka kita akan mulai dengan mencari solusi persamaan difusi secara umum. Kita mulai dengan mendefinisikan suatu variable:

$$z = \frac{x}{\sqrt{Gt}} \quad 6.24$$

Disamping mendefinisikan variable z diatas maka fungsi y akan memenuhi:

$$y(x,t) = y(z) \quad 6.25$$

Dengan kondisi ini maka:

$$\begin{aligned} \frac{\partial y}{\partial t} &= \frac{\partial y}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{xG}{2(Gt)^{3/2}} \frac{dy}{dz} = -\frac{z}{2t} \frac{dy}{dz} \\ \frac{\partial y}{\partial x} &= \frac{\partial y}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{1}{\sqrt{Gt}} \frac{dy}{dz} \quad ; \quad \frac{\partial^2 y}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right) \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{1}{Gt} \frac{d^2 y}{dz^2} \end{aligned} \quad 6.26$$

Maka persamaan difusi 6.20 akan menjadi:

$$-\frac{z}{2t} \frac{dy}{dz} = \frac{G}{Gt} \frac{d^2 y}{dz^2} \quad 6.27$$

dengan mendefinisikan $W=dy/dz$ maka persamaan 6.27 menjadi:

$$\begin{aligned} \frac{dW}{dz} &= \frac{z}{2} W \quad \text{atau} \\ \int \frac{dW}{W} &= \int \frac{z}{2} dz \end{aligned} \quad 6.28$$

Hasil integrasi didapat:

$$\ln W = -\frac{z^2}{4} + b \quad \text{atau} \quad W = ae^{-\frac{z^2}{4}} + b \quad 6.29$$

Substitusi $W=dy/dz$ kita dapatkan solusi untuk y sebagai berikut:

$$y = a \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{4}} dz + b \quad 6.30$$

Syarat batas umum yang selalu dipakai adalah $y=0$ untuk $t>0$. dengan syarat batas ini maka batas bawah integrasi harus nol. Syarat batas yang lain adalah $y(\infty,t)=Y$ maka kita dapatkan constant a sebagai berikut:

$$y(\infty, t) = a \int_0^{\infty} e^{-\frac{z^2}{4}} dz = a \frac{\sqrt{\pi}}{2} = Y$$

6.31

$$\text{maka} \quad a = \frac{2}{\sqrt{\pi}} Y$$

Kita dapatkan solusi akhir sebagai berikut:

$$y(x, t) = Y \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{\sqrt{Gt}}} e^{-\frac{z^2}{4}} dz + b \quad 6.32$$

atau dapat kita nyatakan dalam bentuk yang lebih baik sebagai berikut:

$$y(x, t) = Y \operatorname{erf}\left(\frac{x}{\sqrt{Gt}}\right) + b \quad 6.33$$

dimana $\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-u^2} du$ dinamakan *error function*.

Fungsi ini dalam matematika termasuk dalam fungsi-fungsi khusus dan telah ditabelkan. Dalam perangkat lunak Matlab fungsi ini beserta turunannya sudah dapat dihitung. Syarat batas yang lain berupa bentuk geometri dari pantai akan memberikan hasil solusi yang lain tetapi masih dalam kerangka *error function*. Berikut ini beberapa model yang telah dikembangkan orang.

• Model Jetti

Untuk struktur berupa jetti maka evolusi garis pantai akan mempunyai bentuk (CEM 2001) (dimana α_b sudut datang gelombang pecah.):

$$y(x, t) = 2\sqrt{Gt} \tan(\alpha_b) \left[\frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\frac{x^2}{4Gt}} - \frac{x}{2\sqrt{Gt}} \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{Gt}}\right) \right] \quad t < t_f$$

.....6.34

Berikut adalah contoh perhitungan dengan program Matlab.

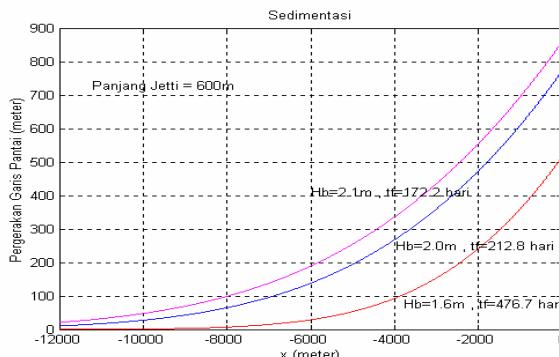
```

%Pacific Ocean July, 10 2002 0N,137E RV Mirai
%by A. Sulaiman
clf; clear all
x=-12000:0.1:0;
y=600; %panjang jetti;
alfa=pi/180*10;
Hb1=1.6; Hb2=2.0; Hb3=2.1; db1=1.7; db2=2.4; db3=2.6; Cg1=sqrt(9.8*db1);
Cg2=sqrt(9.8*db2);
Cg3=sqrt(9.8*db3);
eps1=(0.8*0.6*1.7*0.25*Hb1.^Hb1*Cg1)/8;
eps2=(0.8*0.6*1.7*0.25*Hb2.^Hb2*Cg2)/8;
eps3=(0.8*0.6*1.7*0.25*Hb3.^Hb3*Cg3)/8; %hari;
p=1/sqrt(pi);
tf1=((y^2*pi)/(4*eps1*tan(pi/180*10)^2))/86400,
tf2=((y^2*pi)/(4*eps2*tan(pi/180*10)^2))/86400,
tf3=((y^2*pi)/(4*eps3*tan(pi/180*10)^2))/86400,
teta1=2*sqrt(eps1*31104000); % 1 tahun
teta2=2*sqrt(eps2*31104000); % 1 tahun
teta3=2*sqrt(eps3*31104000); % 1 tahun
y1=teta1*alfa*(p*exp(-((x/teta1).^2))-(-(x/teta1).*(1-erf(-(x/teta1)))));
y2=teta2*alfa*(p*exp(-((x/teta2).^2))-(-(x/teta2).*(1-erf(-(x/teta2)))));
y3=teta3*alfa*(p*exp(-((x/teta3).^2))-(-(x/teta3).*(1-erf(-(x/teta3)))));

plot(x,y1,'r',x,y2,'b',x,y3,'m')
grid
title('Sedimentasi')
ylabel('Pergerakan Garis Pantai (meter)');
xlabel('x (meter)'); gtext('Panjang Jetti = 600m')
gtext('Hb=1.6 m , tf=476.7 hari')
gtext('Hb=2.0m , tf=212.8 hari')
gtext('Hb=2.1m , tf=172.2 hari')

```

Hasil dari program tersebut adalah:



Gambar 6.21. Sedimentasi akibat adanya bangunan jetti dengan gelombang datang setinggi 1.5m.

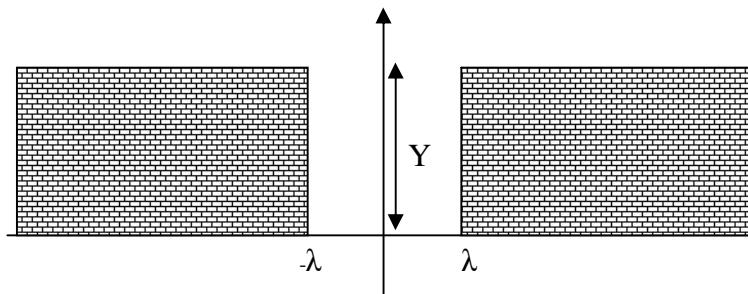
Model lain yang sering digunakan adalah:

- **Model Muara Sungai**

Untuk struktur berupa muara sungai maka evolusi garis pantai akan mempunyai bentuk (Horikawa, et al 1988):

$$y(x,t) = \frac{1}{2}Y \left[erfc\left(\left(\frac{\lambda}{2\sqrt{Gt}}\right)\left(1 - \frac{x}{\lambda}\right)\right) + erfc\left(\left(\frac{\lambda}{2\sqrt{Gt}}\right)\left(1 + \frac{x}{\lambda}\right)\right) \right] \quad \dots \dots \dots 6.35$$

sketsa bentuk struktur diatas dinyatakan oleh gambar berikut:



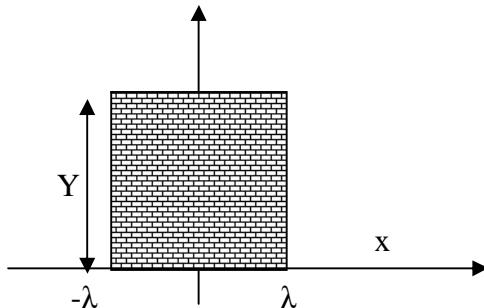
Gambar 6.22. Sketsa sedimentasi berbentuk muara sungai.

- **Model Reklamasi Pantai**

Jika suatu pantai akan di reklamasi yaitu dengan pengurukan pantai, maka transport sedimen sejajar pantai akan memberikan sedimentasi di satu sisi dan erosi disisi lainnya. Evolusi garis pantai mempunyai bentuk (Horikawa, et al 1988):

$$y(x,t) = Y \left[erf\left(\left(\frac{\lambda}{4\sqrt{Gt}}\right)\left(1 + \frac{x}{\lambda}\right)\right) - erf\left(\left(\frac{\lambda}{4\sqrt{Gt}}\right)\left(\frac{x}{\lambda} - 1\right)\right) \right] \quad \dots \dots \dots 6.36$$

sketsa bentuk struktur diatas dinyatakan oleh gambar berikut:



Gambar 6.23. Sketsa sedimentasi untuk *beach nourishment* (pengurukan pantai).

Dengan perangkat lunak Matlab atau dengan perangkat lunak Excell dengan dibantu oleh table *error function* maka perhitungan diatas mudah dilakukan. Meskipun cukup sederhana tetapi jika dibarengi dengan pengukuran geomorfologi yang cermat maka model ini cukup memadai. Minimal pola sedimentasi dan erosi dapat kita prediksi sehingga dapat digunakan sebagai dasar penyusunan kebijakan.

6.6. Bahaya Pantai

Pantai merupakan tempat yang paling banyak dikunjungi orang. Di Indonesia puncak pengunjung biasanya terjadi pada hari Lebaran. Banyak diantara mereka percaya bahwa ke pantai akan dapat membuang sial. Meskipun banyak dikunjungi orang, sebenarnya pantai adalah suatu tempat yang berbahaya. Hal ini disebabkan karena banyaknya proses dinamika yang terjadi di pantai. Supaya kita dapat pergi ke pantai dengan selamat maka perlu dikenali apa itu bahaya pantai. Ada tiga jenis bahaya pantai. (Bahaya biologis seperti ubur-ubur beracun ataupun ikan Hiu biasanya dibahas secara khusus dan tidak dibicarakan disini). Yang pertama adalah, *laut itu dalam*. Bagi yang tidak dapat berenang kondisi laut yang dalam sangat berbahaya. Pantai yang mempunyai pembentukan sand bar yang aktif akan mempunyai kedalaman yang bervariasi,

sehingga pantai ini sangat berbahaya. Dengan demikian untuk yang tidak dapat berenang sangat dianjurkan untuk tidak bermain-main di dekat air. Bahaya yang kedua adalah *gelombang pecah*. Gelombang pecah pada umumnya dapat menghasilkan arus yang mengarah ke laut. Terkadang gelombang pecah dapat menyeret orang untuk masuk ke laut. Tetapi gelombang pecah jenis plunging sangat menarik untuk olah raga surfing. Bahaya yang ke tiga adalah sirkulasi arus atau dikenal dengan nama kerennya *arus RIP*. Seperti telah diuraikan dalam bab-3 bahwa arus RIP ini mempunyai suatu sirkulasi yaitu setelah terbentuk arus ini bergerak sejajar pantai dan akhirnya membelok menuju laut. Kecepatan arus RIP sekitar 3-4 m/s, sebagai perbandingan, kejuaraan olimpiade untuk renang 100m mempunyai kecepatan rata-rata 1.95m/s. Jadi sebenarnya tak satupun manusia mampu melawan arus ini. Jika anda terkena arus ini, janganlah mencoba melawan, berenang ikuti arus dan sedikit-demi sedikit keluar dari sistem sirkulasi arus ini. Setelah keluar dari sistem sirkulasi arus RIP, berharaplah Pamela Anderson (*baywatch*) datang untuk menolong anda.

Pembahasan tentang pantai diakhiri sampai disini, sebenarnya pembahasan yang lengkap memerlukan satu buku tersendiri.



Gambar 6.24. Gelombang dengan jenis plunging paling cocok untuk olah raga surfing. (internet)



Gambar 6.25. Penjaga pantai, akan mengurangi kecelakaan dan menambah keindahan pantai. (internet)

DAFTAR PUSTAKA

1. CEM 1998 "Crossshore Sediment Transport" US Army Corps Engineering.
2. CEM 1998 "Longshore Sediment Transport" US Army Corps Engineering.
3. Dibajnia,M & W. Kioka 2000 "Long Waves and The Change in Cross-shore Sediment Transport rate on Sheet Flow Dominated Beach" J. Coastal Eng, Vol 42, 87-110.
4. Elgar,S; E. Gallangher & R Guza 2001 "Nearshore Sandbar Migration" J. Geophys. Res 106, C6 11,623-11,627.
5. Fredsoe & Diegaard 1992 "Mechanics of Coastal Sediment Transport" World Scientific Singapore.
6. Horikawa,K ed 1988 "Nearshore Dynamics & Beach Processes" Univ Tokyo Press, Tokyo
7. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York.
8. Liu,Z 2001 "Sedimen Transport" Lecture note: Aalborg Universitet
9. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
10. Plant.NG et al 2001 "Morphological Properties derived From Simple Cross-shore Transport Model". J. Geophys. Res, 106, 945.
11. Short,D.A 1999 "Handbooks of Beach & Shoreface Morphology" John Willey & Son, New York.
12. Suhardi,I dkk 2003 "Penentuan Batas Dinamik Sel Sedimen" RUT Report, un published.
13. Sulaiman,A et al 2002 "Studi Morfodinamika Pantai Selatan Jawa" Research report, P3TISDA-BPPT unpublished.

GUMUK PASIR

BAB 7

Theoretical and numerical studies of dunes are particularly interesting and helpful to understand their dynamics.

Bruno Andreotti et al,

7.1. Gambaran Umum

Jika anda pergi ke pantai di Kabupaten Purworejo sampai ke Parangtritis Yogyakarta, maka akan anda temui gundukan pasir setinggi sekitar 3m yang memanjang sepanjang pantai. Bentuk seperti itu dinamakan gumuk pasir (*sand dune*). Gumuk pasir yang ada di pantai mempunyai karakteristik yang berbeda dengan gumuk pasir di gurun. Salah satu ciri yang membedakannya adalah gumuk pasir di pantai, banyak yang mempunyai vegetasi yang tumbuh diatasnya.

Ternyata gumuk pasir di Indonesia hanya terdapat di Parangtritis dan Kabupaten Purworejo. Di Parang tritis gumuk pasir terdiri dari gumuk pasir berbentuk ellip, parabola dan punggungan, sedangkan di Purworejo hanya berbentuk punggungan.



Gambar 7.1. Gumuk pasir tipe barchan di Parangtritis bantul.
(penulis)



Gambar 7.2. Gumuk pasir tipe punggungan di Kabupaten Purworejo (foto:penulis)

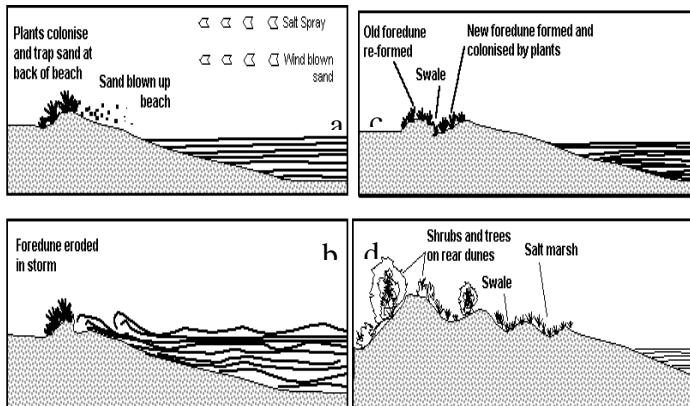


Gambar 7.3. Vegetasi berupa pandan di gumuk pasir Kabupaten Purworejo

Gumuk pasir biasanya terbentuk jika suatu pantai (sedimen terdiri dari pasir) mempunyai angin yang kuat dan dominan ke arah darat serta pasut yang cukup besar. Pada saat surut angin akan menggerakkan pasir ke arah darat dan menumpukkannya sehingga terbentuk gumuk pasir. Proses terjadinya gumuk pasir seperti diatas umumnya

terjadi di daerah dengan lintang tinggi.

Di tropis seperti di daerah Parangtritis mempunyai proses yang berbeda, karena disana rank pasut tidak terlalu tinggi. Faktor utama pembentuk gumuk pasir adalah angin mosoon yang bertiup dari Australia sekitar bulan Juni-September. Tetapi penelitian dan penjelasan yang memadai tentang pembentukan gumuk pasir di Parangtritis dan di Kabupaten Purworejo masih merupakan buku terbuka. Berikut diberikan contoh skematis pembentukan gumuk pasir.



Gambar 7.4. Skematis pembentukan gumuk pasir.
((www.mesa.edu.au))

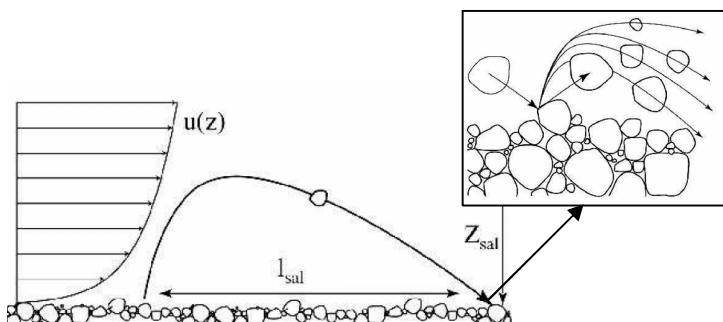
Salah satu kunci pemahaman tentang pembentukan gunung pasir adalah perpindahan pasir oleh angin yang akan kita bahas berikut ini.

7.2. Perpindahan Pasir oleh Angin

Transport pasir oleh angin terlakuk di suatu lapisan yang dinamakan lapisan batas (*boundary layer*). Pada saat angin berhembus di pantai maka semakin dekat ke permukaan tanah, kecepatannya semakin melemah. Profil angin terhadap ketinggian di lapisan batas ini umumnya akan mempunyai bentuk logaritmik sebagai berikut:

$$v(z) = \frac{v_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_o} \right) \quad 7.1$$

dimana κ adalah konstanta von Karman (~0.4) dan v_* = $\sqrt{(\tau_0/\rho_{udara})}$ adalah kecepatan geser. Jika angin kencang bergerak sejajar permukaan pasir maka dia akan mampu membawa butiran pasir meloncat ke atas. Karena gaya berat maka pasir tidak terbang tinggi ke awan tetapi akan jatuh kembali ke tanah. Berbeda dengan gerak jatuh bebas, maka profil/trayektori pasir tadi tidak berbentuk parabola simetri tetapi parabolik tak simetri. Proses ini dalam jargon geomorfologi pantai dinamakan saltasi (*saltation*). Skematik proses saltasi dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 7.5. Skematik proses saltasi. (Andreotti,B 2002)

Z_{sal} disebut tinggi saltasi yaitu mengukur seberapa tinggi pasir terbang dan l_{sal} dinamakan panjang slatasi yang mengukur seberapa jauh pasir terbawa angin. Panjang saltasi dan tinggi saltasi akan dinyatakan oleh:

$$l_{sal} = \xi \frac{v_*^2}{g} \quad ; \quad Z_{sal} = \frac{v_*^2}{g} \quad ; \quad \xi = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{v_*^2}{gz_o} \right) \quad 7.2$$

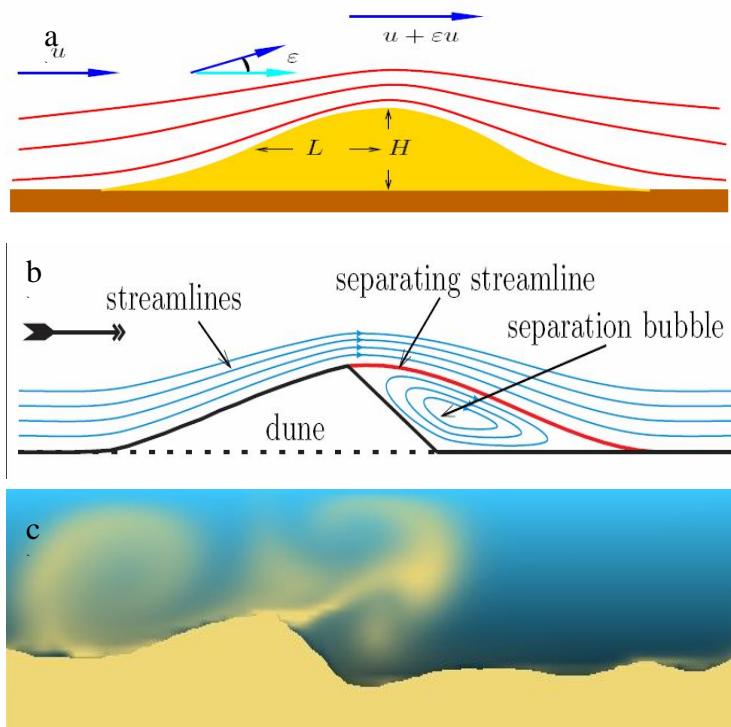
Hasil beberapa pengukuran menunjukkan bahwa jika angin berhembus dengan kecepatan 10 m/detik maka akan mempunyai $l_{sal} = 50$ cm dan $Z_{sal} = 2.5$ cm.

Jika \mathbf{u} adalah kecepatan butir pasir maka menurut hukum Newton 2 dia akan memenuhi persamaan:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} = \vec{g} + \chi \frac{\rho_{udara}}{\rho_{pasir}} \frac{|\vec{u} - \vec{v}|}{d} (\vec{u} - \vec{v}) \quad 7.3$$

dimana \mathbf{u} adalah kecepatan butir pasir, \mathbf{v} kecepatan angin, d diameter pasir, \mathbf{g} percepatan gravitasi dan χ adalah koefisien drag. Pada saat pasir jatuh ke tanah maka dia akan menumbuk pasir yang lainnya sehingga membuat pasir disekitarnya akan terental. Terentalnya pasir ini akan memberikan kecepatan pental yang diistilahkan sebagai kecepatan ejectra yang ternyata mirip dengan kecepatan escape (keluarnya benda dari gaya tarik Bumi) yaitu $v_{ejec} = a\sqrt{gd}$ dengan $a \sim 10$. Variasi angin dan variasi butir pasir akan memberikan variasi bentuk gumuk pasir di pantai. Disamping variasi angin dan butiran juga ditentukan oleh proses turbulensi yang ada di lapisan batas. Sebagai contoh jika suatu aliran angin menabrak suatu gundukan pasir dengan kondisi turbulen homogen (biasanya terjadi dilapisan batas yang stabil) maka dia akan menghasilkan gumuk yang simetris. Jika turbulensi tidak homogen (biasanya terjadi dilapisan atmosfer yang tidak stabil) maka akan menghasilkan bentuk gumuk yang tidak simetris. Bentuk gumuk yang tidak simetris dengan cekungan di sisi sebelah dalam sering dinamakan dengan gumuk pasir tipe Barchan. Pembahasan proses ini terlatak dalam bidang interaksi aliran fluida dengan suatu gundukan. Ini merupakan

bidang yang sulit dan masih terbuka untuk dilakukan. Karena melibatkan stabilitas aliran. Di Indonesia umumnya mempunya tipe atmosfer yang tak stabil atau konveksi sehingga akan menimbulkan turbulensi yang tak homogen di lapisan batas. Berikut adalah penggambaran pola aliran disuatu gundukan.



Gambar 7.6. Skematik proses aliran udara pada gumuk pasir (Kroy, k et al 2002) a) turbulensi homogen $\varepsilon=H/L$; b) turbulensi tak homogen ; c) transport pasir oleh angin di suatu gumuk pasir
www.cs.uns.edu.blloyd



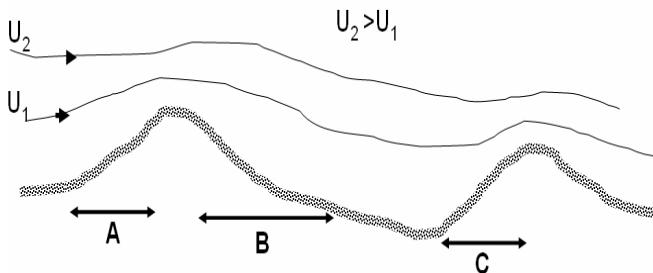
Gambar 7.7 Sand ripple di pantai Purworejo. (foto:penulis)

Jika proses ini terjadi pada daerah pasir yang datar maka akan menimbulkan apa yang dinamakan *sand ripples*. Sand ripple adalah bentuk pungungan yang teratur dengan ketinggian sekitar 1-2cm dengan panjang antara punggung sekitar 2 sampai 12cm. Jadi kita melihatnya seolah-olah seperti gelombang pasir. Lihat gambar 7.7.

Selanjutnya kita akan melihat berbagai bentuk (morfologi) dari gumuk pasir.

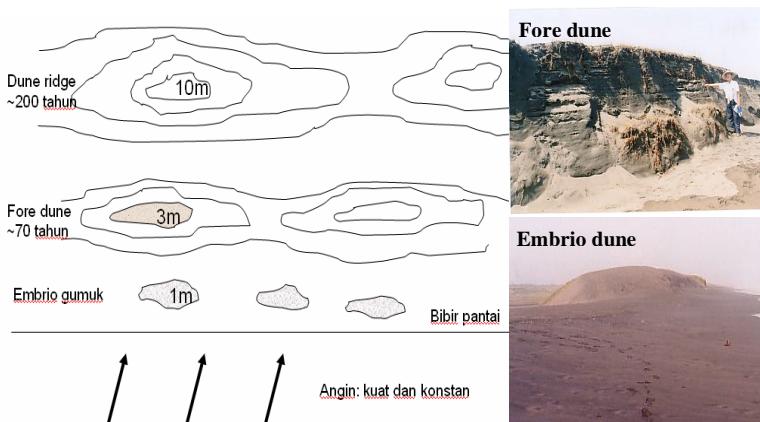
7.3. Morfologi Gumuk Pasir

Seperti telah dinyatakan diatas bahwa variasi angin, butir pasir serta dinamika atmosfer lapisan batas akan memberikan berbagai macam bentuk gumuk pasir. Kita mulai dengan bentuk gumuk yang sederhana yaitu bentuk gumuk pasir tipe pungungan (*first ridge dunes*). Waktu pembentukan gumuk pasir ini sangat lama dapat mencapai puluhan bahkan ratusan tahun. Dibeberapa tempat mempunyai ketinggian mencapai 30m tetapi ada yang hanya 3m. Gumuk pasir tipe ini biasanya dicirikan dengan adanya hembusan angin yang kuat dengan kecepatan yang relatif konstant. Gumuk pasir ini banyak ditumbuhi vegetasi seperti pandan dan alang-alang. Biasanya gumuk pasir tidak berdiri sendiri tetapi ada berderetan dengan gumuk yang jauh dari pantai akan berumur lebih tua. Didekat bibir pantai biasanya akan dijumpai gumuk pasir yang kecil-kecil dengan ketinggian sekitar 2m yang dinamakan embrio gumuk. Semakin tua umur gumuk semakin tinggi dan semakin banyak variasi vegetasi yang dapat tumbuh. Proses pembentukan gumuk tipe ini dapat di sketsa pada gambar berikut:



Gambar 7.8. Aliran angin pada gumuk pasir jenis punggungan.

Pada gambar U menyatakan streamline (garis angin). Pada zona A streamline rapat yang menandakan aliran dekat pasir kuat. Kuatnya angin di daerah ini akan mengikis pasir. Pada zona B streamline rengang yang menunjukkan lemahnya aliran angin. Proses pengikisan berganti dengan proses penumpukan akibat suplai pasir dari zona A.



Gambar 7.9. Skema gumuk pasir jenis punggungan. (reproduksi dari Phetick,J 1984) (foto:penulis)

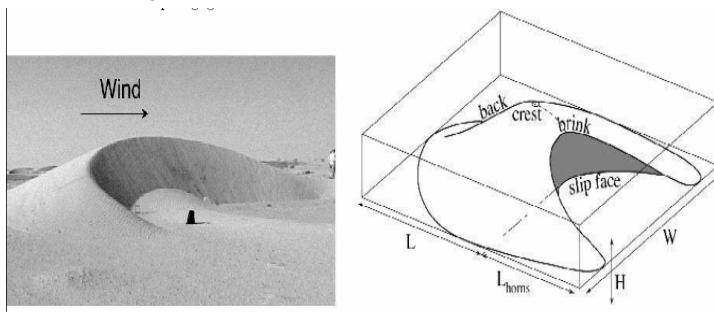
Pada zona C streamline kembali rapat yang artinya kecepatan angin tinggi. Proses pengikisan atau erosi kembali terjadi di

daerah ini. Oleh karena itu biasanya terdapat lembah antara dua gunung pasir. Karena pengikisan lebih optimal di daerah ini dan ditambah suplai pasir dari gunung pasir pertama maka gunung pasir kedua akan lebih tinggi. Secara umum morfologi gunung pasir jenis punggungan mempunyai sketsa seperti pada gambar 7.9.



Gambar 7.10. Gunung pasir jenis punggungan di pantai Kabupaten Purworejo. (foto: penulis)

Morfologi gunung pasir yang lain adalah tipe parabolik atau barchan. Skematik pembentukan gunung tipe barchan dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 7.11 Skematik gunung pasir tipe barchan
(Andretti,B et al 2002).

Jika angin bertiup cukup kencang maka gunung pasir tipe barchan yang terjadi akan mempunyai ketinggian sekitar 3-10m.

Gumuk ini terbentuk dalam kurun waktu sekitar 30 tahun. Pasir yang tertransport oleh proses saltasi di daerah *crest* akan ditumpuk di daerah *brink* kemudian didistribusikan lagi ke daerah *horns*. Diderah *slip face* terjadi pengikisan akibat aliran turbulen yang tak homogen. Karakteristik dari gumuk pasir tipe barchan akan dinyatakan oleh parameter: L panjang sumbu utama; H ketinggian gumuk; W lebar gumuk dan L_h panjang horns. Ada relasi antara mereka yaitu:

$$W = W_o + \rho_w H \quad ; \quad L = L_o + \rho_L H \quad 7.4$$

Hubungan ini diperoleh dari pengukuran di lapangan dan menggunakan metode regresi linier. Sebagai contoh, pengukuran di Peru menghasilkan harga $W_o=8.8m$; $L_o=10.8m$; $\rho_w=8.6$ dan $\rho_L=5.5$. dari berbagai penelitian menunjukkan bahwa ternyata harga W_o dan L_o adalah bentuk gumuk yang terkecil.

Di Indonesia bentuk gumuk pasir tipe barchan ini dapat ditemui di Parangtritis, Yogyakarta. Penelitian gumuk pasir di daerah ini masih sangat terbuka. Hal yang menarik adalah disebelah barat Parangtritis adalah pantai Purworejo yang mempunyai gumuk pasir tipe punggungan.

7.4. Model Matematika Gumuk Pasir

Daerah dimana proses saltasi terjadi dalam model matematik disebut daerah *bed-load*. Hukum alam yang berlaku tentu saja hukum kekekalan massa dan hukum kekekalan momentum. Jika Γ mengukur rata-rata erosi pasir (persatuan luas persatuan waktu) oleh angin maka hukum kekekalan massa dalam model 1D akan dinyatakan oleh (Suermann,G 2001):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) = \Gamma \quad 7.5$$

dimana ρ dan u menyatakan densitas dan kecepatan pasir. Persamaan lain yang harus dipenuhi adalah persamaan tentang kekekalan momentum yaitu persamaan yang memerikan

dinamika pasir akibat gaya yang bekerja kepadanya. Disamping gaya berat maka gaya lain yang berkerja pada butir pasir pada saat terbang diudara adalah gaya drag dan gaya gesekan dasar. Dengan kedua gaya ini maka hukum kekekalan momentum dalam arah horisontal dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{1}{\rho} (f_{drag} + f_{bed}) \quad 7.6$$

Persamaan ini masih harus dikoppel dengan persamaan dinamika atmosfer yaitu persamaan Navier-Stokes. Dengan menggunakan teori turbulen closure, Suermann,G et al 2001 telah memerikan bentuk Γ serta gaya drag maupun gaya gesekan dasar. Maka bentuk akhir persamaan transport diatas dinyatakan oleh (Suremann,G et al 2001):

Hukum kekekalan massa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) = \frac{\rho}{T_s} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_s} \right) \quad T_s = \frac{2\alpha u}{g} \frac{\tau_t}{\gamma(\tau - \tau_t)} \quad 7.7$$

dimana

$$\tau = \rho_{udara} \kappa^2 z^2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 ; \quad \tau_t = \rho_{udara} v_*^2$$

$$\alpha = \frac{v_{zo}}{\Delta u_{go}} ; \quad \rho_s = \frac{2\alpha}{g} (\tau - \tau_t)$$

v_{zo} adalah kecepatan angin di dasar; u_{go} adalah kecepatan butir pasir di dasar. Sedangkan hukum kekekalan momentum akan dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{3}{4} C_d \frac{\rho_{udara}}{\rho_{quarst}} \frac{1}{d} |v_{eff} - u| (v_{eff} - u) - \frac{q}{2\alpha} \quad 7.8$$

dimana

$$v_{eff} = \frac{v_*}{\kappa} \sqrt{1 - \frac{\tau_{go}}{\tau}} \left(2A - 2 + \ln \left\{ \frac{z_1}{z_o} \right\} \right)$$

$$A = \sqrt{1 + \frac{z_1}{z_m} \frac{\tau_{go}}{\tau - \tau_{go}}}$$

z_m tinggi saltasi rata-rata, z_1 tinggi profil lapisan tak terganggu dan q adalah fluks pasir. Beberapa harga numerik yang telah banyak digunakan adalah: $C_d=3$; $d=250\mu\text{m}$; $Q_{quarts}=2650 \text{ kg/m}^3$; $\rho_{udara}=1.225 \text{ kg/m}^3$; $z_m=0.04\text{m}$; $z_0=0.000025\text{m}$; $z_1=0.005\text{m}$; $\alpha=0.35$; $u_t=0.28$ dan $\gamma=0.4$. Beberapa rumus empirik untuk q telah dikembangkan antara lain:

$$q_B = C_B \frac{\rho_{udara}}{g} \sqrt{du_*^3} \quad C_B = 1.98 \quad (\text{Bagnold}) \quad 7.9$$

$$q_L = C_L \frac{\rho_{udara}}{g} u_*^2 (u_* - u_{*t}) \quad C_L = 04.10 \quad (\text{Lettan}) \quad 7.10$$

$$q_S = C_S \frac{\rho_{udara}}{g} u_* (u_* - u_{*t}) (u_* + 7.6u_{*t} + 205) \quad C_S = 0.011 \quad (\text{Sørensen}) \quad 7.11$$

Hubungan antara fluks pasir dengan ketinggian gumuk pasir (h) akan dinyatakan oleh persamaan:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad 7.12$$

Persamaan ini bersama-sama dengan persamaan kekekalan massa dan kekekalan momentum diselesaikan dengan syarat batas yang sesuai. Salah satu solusi analitik dengan syarat batas $h(0)=0$ dan $h'(0)=0$ dinyatakan oleh (Andreotti,B et al 2002 part-2):

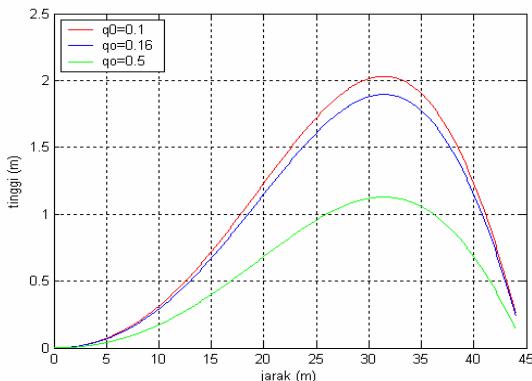
$$h(x) = \frac{1-q_o}{c} \left[1 + \left(\frac{s}{k} \sin(kx) - \cos(kx) \right) e^{sx} \right] \quad 7.13$$

dimana koefisien s dan k dinyatakan oleh:

$$s = \frac{\beta - c}{2\alpha D} \quad ; \quad k = \frac{1}{2\alpha D} \sqrt{4c\alpha D - (\beta - c)^2}$$

dengan α dan β adalah parameter model yang biasanya diset $\alpha=-1$ dan $\beta=4$. c adalah kecepatan propagasi dari pembentukan; D adalah panjang gumuk yang ditentukan belakangan. q_o

adalah fluks awal. Plot solusi diatas dinyatakan dalam gambar berikut:



Gambar 7.12 Model analitik gumuk pasir dengan solusi 7.13.

Pembahasan tentang gumuk pasir diakhiri sampai disini.

DAFTAR PUSTAKA

10. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
11. Andreotti, B et al 2002 "Selection of Dune Shape and Velocity" Part 1: Dynamics of sand, wind & barchan. arXiv:cond-mat/0201103.
12. Andreotti, B et al 2002 "Selection of Dune Shape and Velocity" Part 2: 2 Dimensional Modeling. arXiv:cond-mat/0201105.
13. Suermann.B et al 2001 "A Continuum Saltation Model for Sand Dunes" arXiv:cond-mat/0101377.
14. Kroy,K et al 2002 "Minimal model for aeolian sand dunes" arXiv:cond-mat/0203040

ESTUARIA

BAB
8

The observed tidal motions in an estuary are generally caused by the ocean tide at the estuary entrance and not by the tide generating forces of the moon and sun acting on the estuary waters..

Charles. B Officer

8.1. Gambaran Umum

Estuaria adalah daerah pertemuan antara air laut dan air tawar (dari daratan). Daerah estuaria terbentang mulai dari laut dimana pengaruh daratan masih terasa dan ke darat dimana pengaruh laut masih ada. Ada banyak orang mendefinisikan estuaria. Tetapi seperti yang dikatakan John Pethick "Tak perlu ribut soal definisi, bagaimana estuaria terbentuk dan proses fisis apa yang terjadi adalah jauh lebih penting dan berguna". Karena adanya pertemuan dua massa air dengan densitas yang berbeda maka proses fundamental yang terjadi adalah proses pengadukan (*mixing*). Banyak orang mendefinisikan estuaria berdasarkan tingkat kekuatan pengadukan ini.

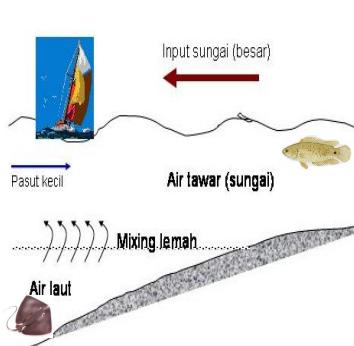
Pada umumnya gaya penggerak utama di estuari adalah pasang surut. Jika elevasi atau rank pasang surut (pasut) cukup tinggi maka umumnya tingkat pengadukan juga tinggi. Dibeberapa daerah sering kali antara air tawar dan air laut tidak bercampur secara sempurna, sehingga badan air dapat dibayangkan seperti kue lapis. Kondisi ini sering dinamakan estuari berlapis (*stratified estuary*).

Dalam bab ini kita akan mempelajari estuari. Dimulai dengan melihat morfologi yang dari estuaria terutama yang ada di Indonesia. Proses dinamika yang paling penting di estuaria adalah sirkulasi arus yang diakibatkan baik oleh pasut dan arus

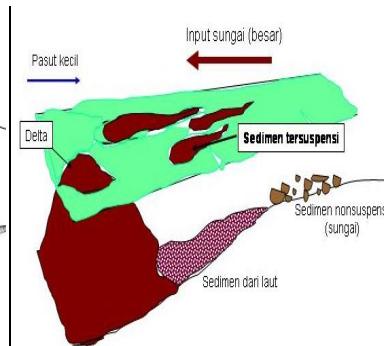
densitas. Jika kondisi badan air yang berlapis tadi ganggu maka gangguan akan menjalar yang kita sebut sebagai gelombang internal. Pecahnya gelombang internal akan mengakibatkan timbulnya *mixing*. *Mixing* ini akan memberikan pengaruh pada penyebaran polutan dan transport sedimen di estuaria. Bagian ini akan mendapatkan porsi yang paling banyak.

8.2. Proses dan Morfologi Estuaria

Aliran massa air yang masuk ke estuaria terutama berasal dari pasang surut dan *discharge* dari daratan. Seberapa besar aliran yang masuk dari pasut , *discharge* dari daratan dan transport sedimen akan menentukan morfologi dari estuaria. Estuari dengan rank pasut yang kecil (*micro tidal* < 2m) dan masukan sungai yang besar akan mempunyai tingkat pengadukan yang lemah. Kondisi ini akan cenderung membuat badan air terdiri dari dua lapisan dimana air sungai akan berada diatas dan air laut (densitas lebih besar) akan berada dibawah. Estuari dengan keadaan ini sering disebut sebagai *salt wedge estuary*.



Gambar 8.1. Dinamika arus di *salt wedge estuary*.

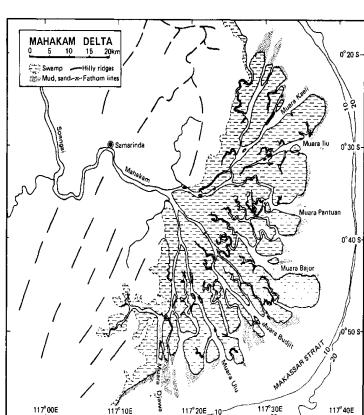


Gambar 8.2. Transport sediment di *salt wedge estuary*.

Sebagai akibat dari kecilnya arus pasut dan arus nonpasut maka material dari laut sukar untuk dipindahkan ke mulut sungai.

Tetapi dilain pihak karena besarnya suplai dari sungai maka sediment dari sungai akan mudah disebarluaskan ke muara. Sedimen dari sungai akan terendapkan di lautan. Tentu saja semakin jauh dari muara sedimennya semakin halus. Jika suplai sedimen ini semakin banyak akan dapat menimbulkan daratan yang dikenal dengan nama delta. Skematik dari proses diatas dapat dinyatakan dalam gambar 8.1 dan 8.2.

Jika kita mengambil sample sediment maka kita akan menemukan bahwa semakin kearah daratan sediment akan semakin kasar. Barangkali salah satu contoh yang terkenal di Indonesia adalah delta Mahakam yang dapat kita lihat pada gambar berikut:

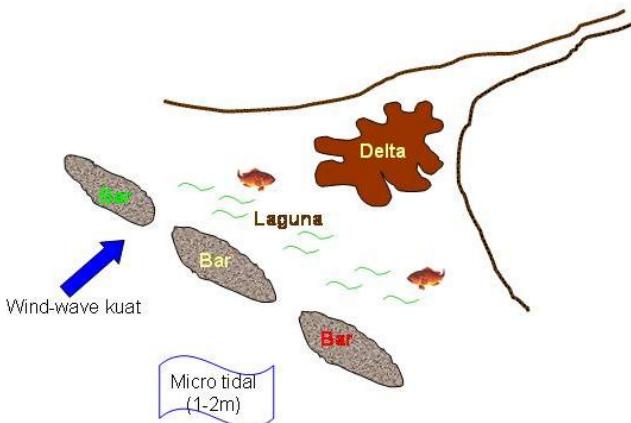


Gambar 8.3. Komposisi sediment di Delta Mahakam (www.unu.edu)



Gambar 8.4. Delta Mahakam dari foto udara (www.fosi.iag.or.id)

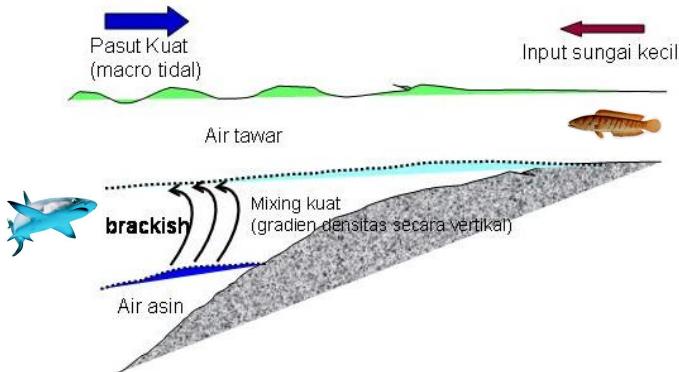
Jika gelombang cukup besar terjadi di estuari jenis ini maka dapat terbentuk gumpalan di mulut sungai yang dikenal dengan nama *bar-built estuary*. Perairan antara gumpalan dan mulut sungai biasanya dangkal dan luas yang sering dinamakan Laguna. Penggambarannya dapat dilihat pada gambar 8.5.



Gambar 8.5. *Salt wedge estuary* dengan gelombang besar akan membentuk *bar-built estuary*.

Suatu estuari dengan pasut kuat dan dengan input sungai yang kecil akan menyebabkan tingkat percampuran yang tinggi. Tetapi pengamatan byang pernah dilakukan menunjukkan bahwa ternyata air laut dan air tawar tidak bercampur secara sempurna. Sehingga jika kita mengukur distribusi densitas secara vertical akan kita dapatkan distribusi yang kontinu. Estuari jenis ini mempunyai perairan yang berlapis secara kontinu. Sebagai akibatnya kita akan mendapatkan gradient salinitas, gradient densitas dan gradient temperature secara vertical. Kondisi semacam ini merupakan tempat yang cocok untuk penjalaran gelombang internal. Kita akan membahasnya kelak. Estuari jenis ini sering disebut dengan nama *partially mixed estuaries*.

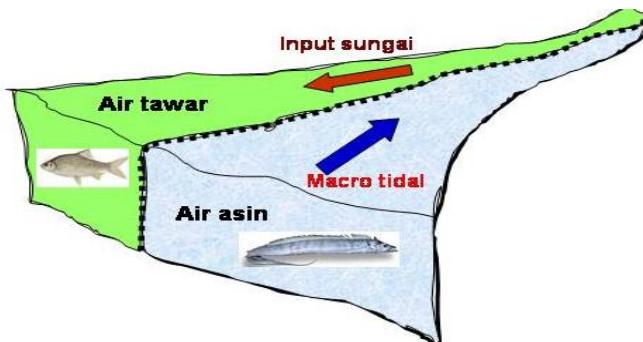
Kombinasi antara arus pasut dan arus residu akan menyebabkan sediment dari laut masuk ke dalam estuary, sehingga di mulut sungai akan terdapat sedimen yang didominasi oleh sedimen dari laut. Karena arus semakin melemah kearah darat maka hanya sediment halus saja yang dapat masuk jauh ke darat. Penggambaran estuari ini dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 8.6. Estuari jenis *partial mixed estuary*

Estuari seperti diatas biasanya mempunyai morfologi seperti terompet dimana besar di muara dan semakin menyempit kearah daratan.

Jika suatu estuary mempunyai lebar lebih dari 0.5 km dan mempunyai rank pasut yang tinggi dengan debit sungai kecil maka pada umumnya estuary jenis ini akan mempunyai distribusi densitas atau salinitas yang relative seragam terhadap kedalaman. Hal ini berarti secara vertical telah terjadi proses pencampuran/pengadukan (mixing) secara sempurna. Estuari ini dikenal dengan nama estuary tercampur secara sempurna (*fully mixed estuary*).



Gambar 8.7. Estuari jenis *fully mixed estuary*

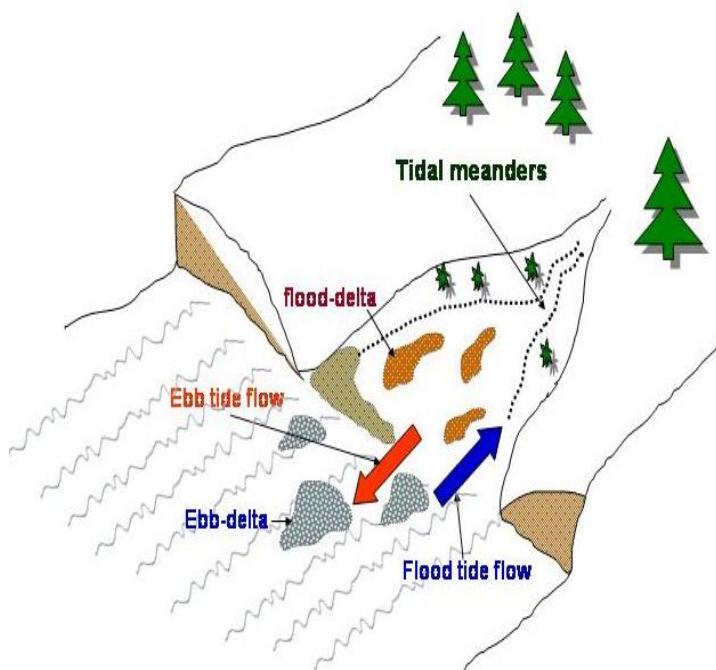
Akibat pengaruh rotasi bumi, maka distribusi salinitas menjadi tidak seragam dalam arah horizontal. Sebagai akibatnya estuari ini mempunyai beda massa air dalam arah horizontal. Sketsa estuari jenis ini dapat dilihat pada gambar 8.7.

Sedimen dari laut akan dominant di perairan dengan air asin sedangkan sediment dari sungai akan dominant di perairan air tawar. Estuari jenis ini hanya akan terjadi di lintang tinggi. Di ekuator estuary semacam ini tidak terjadi karena gaya koriolis akan menghilang di ekuator.

Pada umumnya pantai-pantai di Indonesia mempunyai rank pasut katagori menengah (meso-tidal 2-4m). Tipe ini umunya terdapat di perairan dalam. Pasut tipe micro-tidal (lebih kecil dari 2m) terjadi di perairan yang berbatasan dengan samudra yaitu sepanjang pantai barat Sumatra sampai pantai selatan Jawa. Sedangkan pasut tipe macro-tidal (lebih dari 4m) terjadi di selatan Papua, yaitu mulai dari Agats (Flamingo) sampai ke Merauke. Di sana rank pasut dapat mencapai 7 meter. Peta pasut di Indonesia dapat dilihat di *Daftar Pasang Surut Kepulauan Indonesia, Dihidros*.

Hal yang menarik adalah estuari dengan rank pasut dengan tipe menengah (meso). Biasanya estuari jenis ini pendek karena aliran pasut tidak dapat menembus jauh ke daratan. Salah satu cirri khas estuary jenis ini adalah dengan adanya gosong pasir (delta) yang terdapat baik di depan muara (berarah kelaut) dan di dalam muara (berarah ke darat). Delta didepan muara disebut *ebb-tide delta* dan delta di dalam mauara disebut *flood-tide delta*. Morfologi seperti ini diakibatkan adanya arus pasut yang tidak simetri. Artinya arus surut dan arus pasang tidak sama besarnya. Kondisi ini terjadi karena pasut yang terjadi terdiri dari gelombang progressive dan gelombang berdiri. Gelombang berdiri terjadi karena pantai mampu menjadi reflektor sempurna untuk gelombang pasut yang datang. Gelombang berdiri terjadi karena interaksi gelombang dengan beda fase 180 derajat dan arah yang berlawanan. Arus pasut yang terjadi akibat pasut semacam ini akan mempunyai kecepatan maksimum tidak pada saat pasang tertinggi atau

surut terendah. Arus pasang maksimum terjadi sekitar satu jam setelah pasang tertinggi, sedangkan arus surut maksimum terjadi setelah surut terendah. Pada saat pasang, arus pasut akan bergerak ke daratan, tetapi karena adanya keterlambatan arus surut maka arus pasang tadi akan bertabrakan dengan arus surut yang menyebabkan sirkulasi arus di muara menjadi lemah. Lemahnya arus menyebabkan lemahnya transport sedimen sehingga terjadi dispositif (penumpukan) sedimen di muara. Proses ini juga terjadi pada saat surut. Akibat tidak seragamnya konsentrasi sedimen maka akan terbentuk delta yang tidak seragam pula sehingga arus pasut yang bergerak menuju ke darat akan berkelok-kelok yang sering disebut *tidal meanders*. Sketsa estuari jenis ini dapat dilihat sebagai berikut:



Gambar 8.8.a Estuari jenis *meso-tidal*.



Gambar 8.8.b Delta akibat pasut di muara Samare Jawa Timur.
(sumber: DKP 2005)

Pada dasarnya pembentukan *ebb-delta*, *flood-delta* dan pola arus merupakan fenomena umpan balik. Dinamika dari semua proses diatas masih merupakan kajian riset yang belum terungkap secara sempurna.

8.3. Sirkulasi Arus

Kita ingat kembali di bab-2, bahwa segala macam fenomena tentang gerak fluida akan secara lengkap dinyatakan oleh hukum kekekalan massa dan hukum kekekalan momentum atau energi. Hukum kekekalan massa akan diperikan oleh persamaan kontinuitas sebagai berikut:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0 \quad 8.1$$

dimana ρ adalah densitas fluida dan \vec{u} adalah kecepatan fluida. Sedangkan hukum kekekalan momentum akan diperikan oleh persamaan Navier-Stokes yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = \vec{F} \quad 8.2$$

\vec{F} adalah gaya yang bekerja pada fluida. Diestuari gaya yang paling bertanggung jawab terhadap sirkulasi arus adalah gaya

pasang surut dan gaya gesekan. Gaya pasang surut akan diwakili oleh gaya gradien tekanan. Dengan persamaan hidrostatik kita akan mendapatkan secara eksplisit gaya gradien tekanan yang dinyatakan dalam elevasi muka laut. Kelak kita akan melihat bahwa gaya gesekan akan diakibatkan bukan oleh viskositas air laut tetapi oleh proses turbulensi (mixing) yang terjadi di estuari. Dengan memasukkan gaya gradien tekanan, gaya gravitasi dan gaya gesekan maka persamaan Navier-Stokes menjadi:

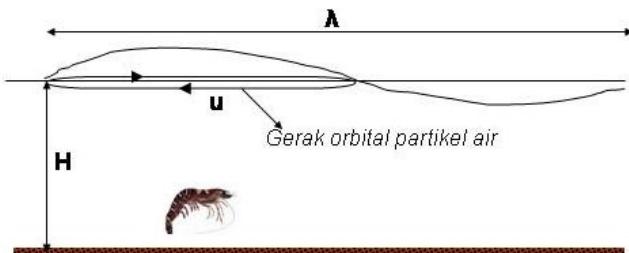
$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g \hat{k} + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad 8.3$$

dimana ν adalah viskositas turbulen (koefisien eddy/koefisien diapikal) dan \hat{k} adalah vektor satuan dalam arah vertikal (z). Pada dasarnya persamaan ini memerlukan secara lengkap sirkulasi arus di estuari. Kenyataan menunjukkan bahwa sirkulasi arus diestuari terutama terdiri dari arus pasang surut (pasut), arus densitas dan proses hidrolik. Kita akan membahasnya satu persatu sebagai berikut:

8.3.1. Arus Pasang Surut

Effek pasut di estuari ternyata tidak ditentukan oleh kekuatan pasut akibat interaksi Bumi, Bulan dan Matahari. Kekuatan pasut akibat interaksi ini disuatu tenpat ditentukan oleh bujur dan lintangnya. Tetap[i] effek pasut disuatu estuaria akan ditentukan oleh pasut yang masuk ke estuaria. Jelas bahwa kekuatan ini akan tergantung dari kedalaman perairan (pola batimetri), morfologi muara sungai, sifat sediment dasar, kekuatan pengadukan (mixing) dan lain sebagainya. Hal yang sangat penting adalah asumsi bahwa pasut adalah gelombang panjang yang menjalar di perairan dangkal. Kondisi ini menyatakan bahwa panjang gelombang jauh lebih besar dibandingkan dengan kedalaman perairan, sehingga gerakan partikel air dapat dipandang hanya terjadi dalam arah horisontal. ***Gerakan partikel air dalam arah horizontal inilah***

yang kita kenal sebagai arus pasang surut. Penggambaran asumsi diatas dinyatakan dalam gambar berikut:



Gambar 8.9. Pasut adalah gelombang panjang ($\lambda \gg H$) sehingga gerak orbital partikel hanya terjadi dalam arah horisontal (u).

Sekarang kita perhatikan kasusu sebagai berikut: Akibat pasut maka suatu partikel air akan mengalami pergeseran baik dalam arah horisontal yang kita beri simbol ξ dan pergeseran dalam arah vertikal dengan simbol η (atau kita kenal dengan nama elevasi muka laut). Berdasarkan hukum Newton kedua ($F=ma$) maka gerak osilasi partikel air dalam arah horisontal akan dinyatakan oleh:

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = F_x \quad 8.4$$

Gaya F_x adalah gaya dalam arah x yaitu gradient tekanan. Dalam arah vertical selalu berlaku persamaan hidrostatik yang dinyatakan sebagai berikut:

$$p = \int_H^\eta \rho(z) g dz = \rho g (\eta - H) \quad 8.5$$

Jika kita turunkan terhadap x akan menghasilkan gradient tekanan dalam arah x sebagai berikut:

$$F_x = -\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad 8.6$$

Ingat H adalah konstant. Subtitusikan hasil ini ke persamaan 8.4 sehingga didapat:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad 8.7$$

Dari persamaan kontinuitas kita dapatkan:

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial z} = 0 \quad 8.8$$

atau

$$\eta = - \int_0^H \frac{\partial \xi}{\partial x} dz = -H \frac{\partial \xi}{\partial x} \quad 8.9$$

Maka dengan hasil ini persamaan 8.7 menjadi:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad 8.10$$

Persamaan ini adalah persamaan gelombang yang dalam bentuk terkenalnya dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \quad 8.11$$

dimana $c^2 = \sqrt{gH}$ adalah kecepatan gelombang panjang. Persamaan gelombang ini mempunyai solusi (lihat di buku matematika tentang persamaan diferensial parsial):

$$\xi(x, t) = A \cos \frac{2\pi}{\lambda} (x - ct) \quad 8.12$$

Elevasi muka laut (η) mudah dihitung dari persamaan 8.9 dengan hasil sbb:

$$\eta(x, t) = \frac{2\pi H}{\lambda} A \sin \frac{2\pi}{\lambda} (x - ct) \quad 8.13$$

Karena $\eta << H$ maka jelas $\lambda >> H$ yang berarti bahwa pergeseran, kecepatan dan percepatan dalam arah vertikal sangat kecil dan dapat diabaikan dibandingkan dengan arah horisontal. Dari hasil diatas kembali kita dapat tegaskan bahwa pasang surut hanya memberikan efek gerakan arus hanya dalam arah

horisontal. Effek pasut dalam arah vertikal biasanya akan dibahas untuk kasus khusus.

Bagaimana kita mendapatkan arus pasut yang dibangkitkan oleh pasang surut ?

Penjelasannya sebagai berikut:

Karena kita telah tahu bahwa pasut hanya memberikan efek dalam arah horisontal maka kecepatan arah vertikal ($w=0$). Dengan mengabaikan gesekan turbulen maka persamaan Navier-Stokes dalam arah x (generalisasi ke arah y mudah dilakukan):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad 8.14$$

Dengan menggunakan 8.6 maka persamaan 8.14 menjadi:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad 8.15$$

Persamaan tersebut belum tertutup yaitu dalam satu persamaan masih mengandung dua variabel yang tak diketahui yaitu u dan η . Untuk itu kita masih memerlukan satu persamaan lagi. Kita ingat kembali di bab-2 bahwa elevasi muka laut akan memenuhi syarat batas dipermukaan yang dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(H + \eta)u] = 0 \quad 8.16$$

Karena H konstan maka persamaan diatas dapat kita tulis menjadi:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + (H + \eta) \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad 8.17$$

Maka persamaan 8.15 dan 8.17 menyatakan secara lengkap elevasi muka laut akibat pasut dan arus pasut yang ditimbulkannya.

Persamaan tersebut nonlinier sehingga hanya beberapa kasus sederhana yang mempunyai solusi analitik. Untuk

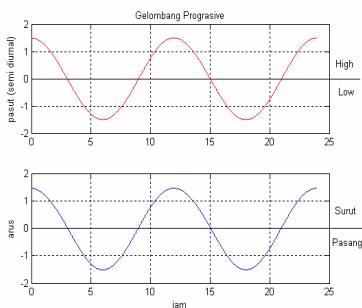
menyelesaikan persamaan tersebut biasanya digunakan model numerik. Model inipun masih terbatas pada kemampuan komputasi. Jadi masalah sirkulasi pasut dengan menyelesaikan persamaan 8.15 dan 8.17 masih merupakan buku yang belum tertutup. Salah satu cara untuk mencari solusi persamaan tersebut adalah dengan menggunakan metode aproksimasi teori gangguan. Dalam aproksimasi ini maka kecapatan arus pasut (u) dan elevasi permukaan (η) diekspansikan dalam ε dimana $\varepsilon=H/\lambda$. Karena $H \ll \lambda$ maka parameter $\varepsilon \ll 1$ sehingga merupakan parameter kecil. Secara fisis, orde yang lebih tinggi mempunyai pengaruh yang lebih kecil dari orde yang lebih rendah, dengan kata lain orde yang lebih tinggi merupakan perbaikan orde yang lebih rendah. Dengan ekspansi ini maka dari Bab-4 kita telah mendapatkan elevasi dan arus pasut sebagai berikut:

$$\eta(x,t) = A \cos(kx - \omega t) - \frac{3gA^2\omega}{4c^3} x \sin 2(kx - \omega t) \quad 8.18$$

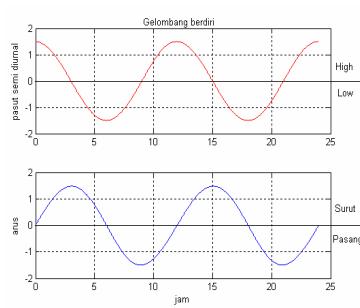
$$u(x,t) = \frac{gA}{c} \cos(kx - \omega t) - \frac{g^2 A^2}{8c^3} \cos 2(kx - \omega t) \quad 8.19$$

$$- \frac{3g^2 A^2 \omega}{4c^4} x \sin 2(kx - \omega t)$$

Pada gambar 8.10 dan 8.11 berikut adalah contoh plot elevasi muka laut dan arus pasut yang bersesuaian untuk pasut tipe semi diurnal dengan tipe gelombang progresif dan berdiri. Telah diuraikan diatas bahwa di estuari kekuatan pasut tidak ditentukan oleh pasut yang digenerasi oleh Bumi, Bulan dan Matahari (seperti pasut di samudra) tetapi oleh pasut yang masuk ke estuari. Pasut diestuari yang diakibatkan oleh gelombang pasut yang masuk ke estuari dan berperan sebagai gaya penggerak dinamakan pasut koosilasi.

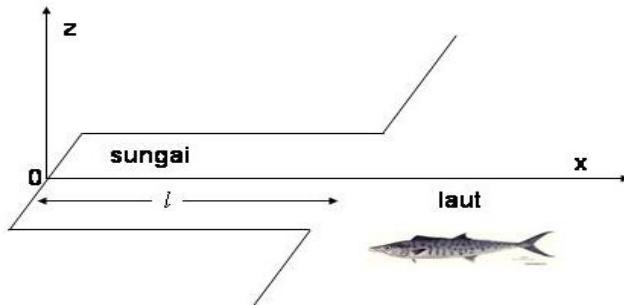


Gambar 8.10. Pasut dan arus pasut untuk gelombang progressive.



Gambar 8.11. Pasut dan arus pasut untuk gelombang berdiri.

Untuk mengenal lebih jauh tentang pasut koosilasi maka perhatikan gambar berikut:



Gambar 8.12. Bentuk estuari yang ideal.

Kita anggap bahwa $x=l$ adalah keadaan laut bebas, dimana elevasi muka laut yang diakibatkan oleh pasut akan dinyatakan oleh:

$$\eta(x,t) = A_o \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \quad 8.20$$

Karena di $x=0$ dinding estuari berperan sebagai reflektor sempurna maka gelombang pasut yang masuk ke estuari akan menjelma menjadi gelombang berdiri yang akan dinyatakan oleh:

$$\eta(x,t) = A \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \quad 8.21$$

Jika kita substitusikan $x=l$ maka kita dapatkan:

$$A_o \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) = A \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}l\right) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \quad 8.22$$

maka kita dapatkan:

$$A = \frac{A_o}{\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}l\right)} \quad 8.23$$

Dengan hasil ini maka pasut koosilasi akan mempunyai bentuk:

$$\eta(x,t) = A_o \frac{\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)}{\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}l\right)} \cos\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \quad 8.24$$

Dengan menggunakan persamaan 4.31 maka arus pasut koosilasi dinyatakan oleh:

$$u(x,t) = \frac{A_o}{H} \frac{\sin\left(\frac{2\pi}{\lambda}x\right)}{\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda}l\right)} \sin\left(\frac{2\pi}{T}t\right) \quad 8.25$$

untuk $\cos(2\pi l/\lambda)=0$ atau $l=(2n-1)\lambda/4=1/4.(2n-1)T\sqrt{gH}$ dinamakan kondisi resonansi. Jadi kondisi resonansi akan terjadi jika panjang gelombang pasut koosilasi sama dengan $1/4, 3/4, \dots$ dari panjang estuari.

Sejauh ini apa yang kita bicarakan tidak menyentuh ke masalah gesekan. Faktor gesekan dapat berasal dari pengaruh pengadukan (mixing) ataupun kekentalan air di estuari tersebut. Sebagai contoh, jika di estuari dibuang suatu limbah maka efek gesekan akan sangat berpengaruh terhadap sirkulasi arus yang ada di estuari tersebut. Jika kita tinjau persamaan Navier-Stokes maka efek gesekan akan diwakili oleh suku $v\Delta\mathbf{u}$. Suatu pendekatan yang paling sederhana untuk memandang gesekan dinyatakan sebagai berikut. Anggap anda mempunyai sebuah kelereng. Jika kelereng tersebut dijatuhkan maka dia

akan jatuh dengan percepatan sama dengan percepatan gravitasi. Tetapi sekarang ambillah suatu tabung yang berisi oli (oli bekas juga boleh). Jika kita jatuh kan kelereng tersebut ditabung yang berisi oli maka dengan jelas kita akan melihat bahwa kelereng akan jatuh lebih lambat. Secara matematik fenomena diatas dapat kita nyatakan sebagai berikut:

$$m \frac{d^2 z}{dt^2} = -mg - b \frac{dz}{dt} \quad 8.26$$

dimana m adalah massa kelereng, g percepatan gravitasi, z jarak vertikal dan b adalah koefisien gesekan atau koefisien kekentalan oli. Secara umum gaya gesekan akan dinyatakan oleh $F=bu$ dimana m adalah kecepatan kelereng. Dengan analogi kasus diatas maka gaya gesekan yang paling sederhana diestruai akan dinyatakan oleh:

$$\vec{F}_{gs} = -\beta \vec{u} \quad 8.27$$

dimana β adalah koefisien gesekan.

Dengan gaya ini maka persamaan 8.15 dan 8.17 akan menjadi:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \eta}{\partial x} - \beta u \quad 8.28$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + (H + \eta) \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad 8.29$$

Dengan menerapkan teori gangguan seperti pada 8.18 dan 8.19. maka kita dapatkan untuk persamaan dalam orde-1 menjadi:

Orde $\varepsilon^{(1)}$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^{(1)}}{\partial t} &= -g \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial x} - \beta u^{(1)} \\ \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} + H \frac{\partial u^{(1)}}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad 8.30$$

Turunkan persamaan yang kedua terhadap t kita dapatkan:

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} + H \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u^{(1)}}{\partial t} \right) = 0$$

Subtitusikan persamaan pertama kita peroleh:

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} + H \frac{\partial}{\partial x} \left(-g \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial x} - \beta u^{(1)} \right) = 0$$

Atau

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial x^2} - \beta H \frac{\partial u^{(1)}}{\partial x} = 0$$

Subtitusikan persamaan ke dua di 8.39 maka diperoleh:

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial x^2} - \beta H \left(-\frac{1}{H} \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} \right) = 0$$

Dengan $C_o = \sqrt{gH}$ maka persamaan tersebut menjadi:

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} - C_o^2 \frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial x^2} = \beta \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} \quad 8.31$$

Persamaan ini dinamakan persamaan gelombang tak homogen. Untuk mencari solusi persamaan 8.31 ini maka kita asumsikan suatu solusi berbentuk:

$$\eta^{(1)}(x, t) = A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)} \quad 8.32$$

Dari solusi ini maka kita dapat hitung:

$$\frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} = -i\omega A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)} ; \quad \frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial t^2} = -\omega^2 A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial x} = -\mu A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)} + ik A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\frac{\partial^2 \eta^{(1)}}{\partial x^2} = \mu^2 A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)} - i\mu k A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)}$$

$$- i\mu k A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)} - k^2 A e^{-\mu x} e^{i(kx - \omega t)}$$

Substitusikan solusi ini ke persamaan 8.31 maka kita peroleh relasi:

$$-\omega^2 - C_o^2 \mu^2 + C_o^2 k^2 + i2\mu k = i\beta\omega \quad 8.33$$

atau kita tulis kembali dalam bentuk sebagai berikut:

$$(C_o^2 k^2 - \omega^2 - C_o^2 \mu^2) + i(2\mu k - \beta\omega) = 0 \quad 8.34$$

Persamaan 8.34 adalah bilangan kompleks, jadi nilangan kompleks sama dengan nol jika bagian rielnya nol dan bagian imaginernya nol. Sehingga kita dapatkan dua relasi.

$$C_o^2 k^2 - \omega^2 - C_o^2 \mu^2 = 0 \quad \text{dan} \quad 2\mu k - \beta\omega = 0 \quad 8.35$$

Subtitusikan relasi pertama ke relasi kedua maka kita dapatkan relasi sebagai berikut:

$$k^4 - \frac{\omega^2}{C_o^2} k^2 - \frac{1}{4} \beta^2 \omega^2 = 0 \quad 8.36$$

Ini menyatakan relasi antara k dan ω dan dikenal dengan nama relasi dispersi. Relasi ini menyatakan karakteristik suatu gelombang. Koefisien μ dapat ditentukan dari relasi kedua di 8.35. Maka kita dapatkan solusi lengkap sebagai berikut:

$$\eta^{(1)}(x, t) = A e^{-\frac{\beta\omega}{2kC_o^2}x} e^{i(kx - \omega t)} \quad 8.37$$

Atau dapat pula kita nyatakan dalam fungsi trigonometri sebagai berikut: (ingat rumus Euler $e^{ix} = \cos x + i \sin x$)

$$\eta^{(1)}(x, t) = A e^{-\frac{\beta\omega}{2kC_o^2}x} \cos(kx - \omega t) \quad 8.38$$

Sedangkan arus pasut yang bersesuaian akan dinyatakan oleh:

$$\begin{aligned} u^{(1)}(x, t) &= -\frac{1}{H} \int \frac{\partial \eta^{(1)}}{\partial t} dx \\ &= \frac{2A\omega k}{H \sqrt{\left(\frac{\beta\omega}{C_o}\right)^2 + 4k^4}} e^{-\frac{\beta\omega}{2kC_o^2}x} \cos(kx - \omega t - \alpha) \end{aligned} \quad 8.39$$

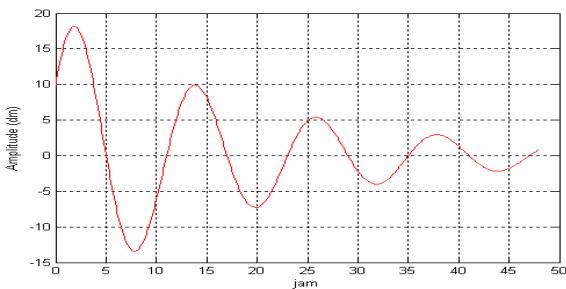
dimana $\alpha = \tan^{-1}(\beta\omega/2k^2 C_o^2)$ adalah pergeseran fase akibat efek gesekan (viskositas). Jika efek gesekan cukup kecil maka relasi dispersi 8.36 menjadi $k=\omega/C_o$ yang menyatakan relasi dispersi gelombang monokromatik yang sudah kita kenal. Jika kita gunakan relasi dispersi ini ke persamaan 8.38 dan 8.39 maka kita dapatkan elevasi pasut koosilasi dan arus pasut koosilasi dengan efek viskositas kecil sebagai berikut:

$$\eta^{(1)}(x,t) = Ae^{-\frac{\beta}{2C_o}x} \cos(kx - \omega t) \quad 8.40$$

$$u^{(1)}(x,t) = \frac{A\omega}{H \sqrt{\left(\frac{\beta}{2\omega}\right)^2 + k^2}} e^{-\frac{\beta}{2C_o}x} \cos(kx - \omega t - \alpha) \quad 8.41$$

dengan $\alpha = \tan^{-1}(\beta/2\omega)$

Plot solusi ini untuk pasut tipe semi diurnal dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 8.13. Elevasi dan arus pasut koosilasi dengan efek gesekan untuk pasut semidiurnal.

Koefisien yang ada dalam plot tersebut dibuat untuk kondisi ekstrim. Hal ini dimaksudkan sebagai gambaran bahwa gesekan akan memberikan redaman pada elevasi pasut sehingga elevasi akan semakin mengecil. Kondisi yang sebenarnya tentu saja tidaklah demikian, efek gesekan biasanya cukup kecil sehingga hanya akan memberikan sedikit redaman pada elevasi pasut. Kita akan menggunakan hasil ini kelak

dalam membahas transport sedimen dan dispersi polutan di estuari.

8.3.2. Sirkulasi Hidrolik

Seringkali dalam estuaria kita hanya tertarik pada aliran yang keluar masuk mulut muara sungai dalam satu arah saja. Jadi kita dapat memandang estuari sebagai sebuah kanal terbuka. Aliran seperti ini dalam konteks hidrolik dikenal dengan nama aliran kanal terbuka (open channel flow). Dalam studi aliran kanal terbuka, biasanya aliran dipandang sebagai fluida dengan densitas seragam. Perbedaan densitas biasanya dilakukan dengan membagi aliran dalam beberapa lapisan dimana untuk tiap lapisan mempunyai densitas yang berbeda. Jadi kita punya fluida berlapis. Karena tiap lapisan mempunyai densitas berbeda maka pada permukaan lapisan akan mempunyai tekanan konstan. Pada kondisi ini sangat tidak efektif kalau kita menggunakan persamaan Navier-Stokes secara langsung. Maka kita harus menuliskan kembali persamaan Navier-Stokes sebagai berikut:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + g \hat{k} \quad 8.42$$

dengan identitas vektor sebagai berikut:

$$(\nabla \times \vec{u}) \times \vec{u} = \nabla \left(\frac{1}{2} \vec{u}^2 \right) - \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} \quad 8.43$$

Dengan identitas vektor tersebut, densitas konstant dan

kondisi irrotasional ($\text{curl}(\mathbf{u})=0$) akan menghasilkan persamaan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \nabla \left(\frac{1}{2} \vec{u}^2 \right) = -\nabla \left(\frac{P}{\rho} \right) + g \hat{k} \quad 8.44$$

Karena kondisi irrotasional maka kita dapat menyatakan kecepatan sebagai gradien potensial skalar ($\text{grad } \Phi$) sbb:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \phi) + \nabla \left(\frac{1}{2} (\nabla \phi)^2 \right) = -\nabla \left(\frac{P}{\rho} \right) + g \hat{k} \quad 8.45$$

atau

$$\nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right) + \nabla \left(\frac{1}{2} (\nabla \phi)^2 \right) = -\nabla \left(\frac{P}{\rho} \right) + g \hat{k} \quad 8.46$$

integrasikan terhadap z diperoleh:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} (\nabla \phi)^2 + \frac{P}{\rho} - gz = C \quad 8.47$$

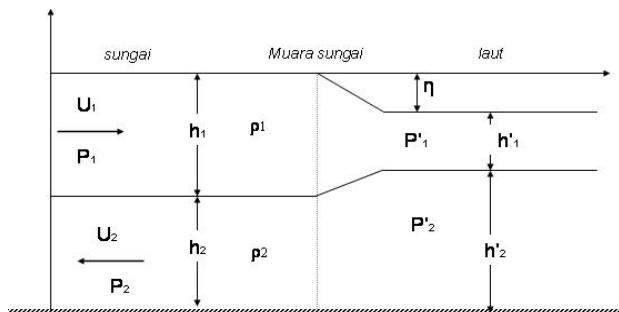
C adalah suatu konstanta. Persamaan ini dikenal dengan nama persamaan Bernoulli yang digunakan secara luas dalam teknik hidrolik aliran kanal terbuka. Untuk kondisi tunak maka persamaan Bernoulli tersebut dapat dituliskan dalam variabel kecepatan sebagai berikut:

$$\frac{1}{2} \vec{u}^2 + \frac{P}{\rho} - gz = C \quad 8.48$$

Selanjutnya kita akan menggunakan persamaan ini untuk membahas aliran kanal terbuka di estuari.

Untuk menerapkan konsep diatas maka pandang suatu estuari berbentuk pada gambar 8.14.

Dalam pandangan tersebut maka estuari terdiri dari aliran dua lapis dengan densitas, kecepatan, ketebalan dan tekanan untuk lapisan satu dan dua berturut-turut adalah ρ_1, u_1, h_1, P_1 , ρ_2, u_2, h_2, P_2 .



Gambar 8.14. Aliran estuari dipandang sebagai aliran kanal terbuka.

Terapkan persamaan Bernoulli 8.48 untuk lapisan 1 baik di sungai maupun dilaut didapat:

$$\frac{\frac{1}{2}u_1^2 + \frac{P_1}{\rho_1} - gz}{\rho_1} = \frac{\frac{1}{2}u_1'^2 + \frac{P_1'}{\rho_1'}}{\rho_1'} - gz = C_1 \quad 8.49$$

Karena disungai $P_1 = \rho_1 g z$ dan dilaut $P_1' = \rho_1 g(z-\eta)$ maka persamaan Bernoulli menjadi:

$$\frac{\frac{1}{2}u_1^2 + gz - gz}{\rho_1} = \frac{\frac{1}{2}u_1'^2 + g(z-\eta)}{\rho_1'} - gz = C_1 \quad 8.50$$

atau

$$\frac{1}{2}u_1^2 = \frac{1}{2}u_1'^2 - g\eta = C_1 \quad 8.51$$

Terapkan persamaan Bernoulli untuk lapisan dua:

$$\frac{\frac{1}{2}u_2^2 + \frac{P_2}{\rho_2} - gz}{\rho_2} = \frac{\frac{1}{2}u_2'^2 + \frac{P_2'}{\rho_2'}}{\rho_2'} - gz = C_2 \quad 8.52$$

Dengan $P_2 = \rho_2 g h_1 + \rho_2 g(z-h_1)$ dan $P_2' = \rho_2 g h_1' + \rho_2 g(z-\eta-h_1')$ maka diperoleh:

$$\frac{\frac{1}{2}u_2^2 + g \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} h_1}{\rho_2} = \frac{\frac{1}{2}u_2'^2 + g \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} h_1' - g\eta}{\rho_2} = C_2 \quad 8.53$$

Jika persamaan 8.52 dan 8.53 kita gabungkan maka diperoleh:

$$\frac{\frac{1}{2}u_1^2 - \frac{1}{2}u_2^2 + g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} h_1}{\rho_2} = \frac{\frac{1}{2}u_1'^2 - \frac{1}{2}u_2'^2 + g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} h_1' - g\eta}{\rho_2} = C \quad 8.54$$

Persamaan ini memerikan aliran di estuari seperti pada gambar 8.14. Biasanya kita tertarik pada total aliran yang diberi simbol Q. Jika lebar sungai b maka kecepatan aliran sungai di lapisan-1 dan lapisan-2 berurut-turut dinyatakan sebagai:

$$u_1 = \frac{Q}{bh_1} \quad u_2 = \frac{Q}{bh_2} \quad 8.55$$

Beberapa variabel penting yang sering dipakai adalah:

Total run-off dan fraksi densitas berturut-turut dinyatakan oleh:

$$R = Q_1 - Q_2 \quad \beta = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \quad 8.56$$

Pada dasarnya persamaan 8.54 menyatakan bahwa jika parameter di estuari telah diketahui maka parameter di laut pun akan mudah ditentukan. Pada dasarnya kondisi ini adalah konsekuensi hukum kekekalan massa dan energi. Karena massa fluida kekal maka suatu fluid dengan daerah yang sempit akan mempunyai kecepatan yang lebih kencang dibandingkan fluida didaerah yang luas.

Pembahasan yang mendalam tentang aliran kanal terbuka terletak jauh diluar jangkauan buku ini.

8.3.3. Arus Densitas

Seperti telah kita pelajari diatas bahwa di estuari terjadi pencampuran dua massa air yaitu massa air dari darat yang lebih ringan dan massa air dari laut yang lebih berat. Pencampuran massa air dengan densitas berbeda akan memberikan beda densitas baik secara vertikal maupun secara horizontal. Beda densitas ini secara matematik dikatakan membentuk suatu gradien densitas. Gradien densitas akan menimbulkan gaya yang menggerakkan fluida. Jadi arus yang terjadi akibat gradien densitas ini dinamakan arus densitas.

Seringkali pertemuan dua massa air tadi terjadi dalam suatu daerah yang sangat luas dimana daerah pertemuan ini disebut *front*. Didaerah ini seringkali arus vertikal cukup kuat dimana menurut jargon dalam oseanografi disebut up-welling. Daerah up-welling ini biasanya daerah yang subur karena membawa zat hara dari bawah ke permukaan dan suhu didaerah tersebut lebih dingin dari sekelilingnya. Keadaan seperti ini biasanya diikuti dengan melimpahnya ikan didaerah tersebut. Identifikasi daerah *front* seringkali diidentikkan dengan identifikasi daerah *fishing ground*, meskipun pada kenyataannya tidaklah tepat benar. Ada banyak faktor untuk

menentukan daerah *fishing ground*. Pembahasan ini merupakan bagian dari oesanografi perikanan.

Bagaimana kita memerikan arus densitas. Karena arus densitas adalah arus yang dibangkitkan oleh beda/gradien densitas maka persamaan Navier-Stokes dapat kita tuliskan dengan memasukkan faktor gradien densitas sebagai berikut:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g(\eta - z) \frac{\partial \rho}{\partial x} + N_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad 8.57$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - g(\eta - z) \frac{\partial \rho}{\partial y} + N_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad 8.58$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + (H + \eta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad 8.59$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} = \kappa_x \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} + \kappa_y \frac{\partial^2 \rho}{\partial y^2} + \kappa_z \frac{\partial^2 \rho}{\partial z^2} \quad 8.60$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad 8.61$$

dimana u dan v adalah kecepatan dalam arah x dan y . Nz adalah koefisien difusivitas eddi dan K adalah koefisien difusi densitas.

Untuk mendapatkan sirkulasi arus densitas maka kita harus menyelesaikan persamaan-persamaan tersebut secara simultan dengan syarat batas yang sesuai. Hal ini merupakan pekerjaan yang rumit dan sampai saat ini pun masih belum selesai. Penyelesaian yang dipandang paling representatif adalah dengan menggunakan metode numerik. Banyak perangkat lunak telah dikembangkan dan dapat dibeli dipasaran bebas. Untuk kasus kita akan dipakai cara yang sederhana dimana dapat diselesaikan secara analitik dan dapat diplot dengan mudah. Kita akan membahas dua keadaan yaitu sirkulasi vertikal (arah $x-z$) dan sirkulasi lateral ($x-y$).

8.3.3.1. Arus densitas secara vertikal

Untuk kasus ini kita asumsikan kondisi tunak dan linier maka persamaan gerak dalam arah x (8.58) menjadi:

$$0 = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - gz \frac{\partial \rho}{\partial x} + N_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad 8.62$$

Jika kita definisikan:

$$\alpha = \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad \beta = \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad 8.63$$

Maka persamaan 8.62 menjadi:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \alpha \frac{g}{N_z} z - \beta \frac{g}{N_z} = 0 \quad 8.64$$

Persamaan ini mempunyai solusi:

$$u = \alpha \frac{g}{6N_z} z^3 - \beta \frac{g}{2N_z} z^2 + C_1 z + C_2 = 0 \quad 8.65$$

dimana konstanta C_1 dan C_2 ditentukan dari syarat batas.

Jika kita terapkan syarat batas sebagai berikut:

$$\frac{du}{dz} = 0 \quad di \quad z=0 \quad dan \quad u=0 \quad di \quad z=H \quad 8.66$$

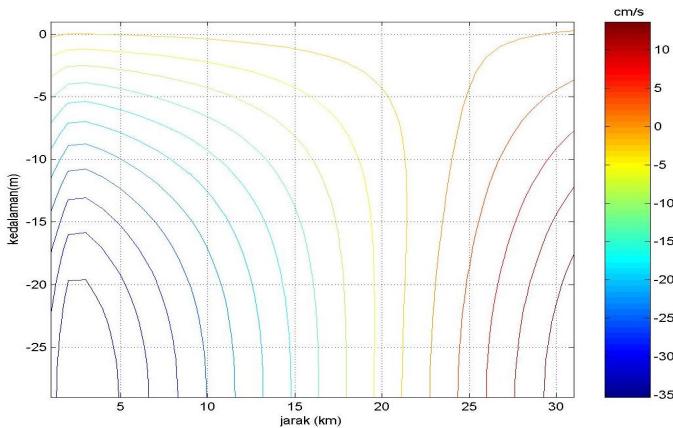
dengan syarat batas ini maka solusi 8.65 menjadi:

$$u = \beta \frac{g}{2N_z} (H^2 - z^2) - \alpha \frac{g}{6N_z} (H^3 - z^3) \quad 8.67$$

Run-off dihitung dengan rumus:

$$R = \frac{1}{b} \int_0^H u dz = \beta \frac{g}{3bN_z} H^3 - \alpha \frac{g}{8bN_z} H^4 \quad 8.68$$

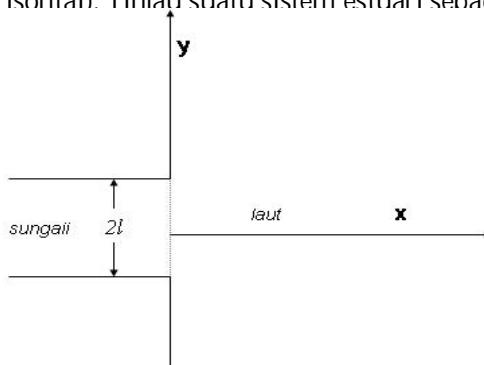
Sketsa arus densitas dengan elevasi muka laut akibat pasut dan densitas berupa fungsi tanh dinyatakan oleh gambar berikut:



Gambar 8.15. Distribusi arus densitas di estuari.

8.3.3.1. Arus densitas secara lateral

Sekarang kita akan melihat distribusi arus densitas secara lateral (horizontal). Tinjau suatu sistem estuari sebagai berikut:



Gambar 8.16 Sketsa estuari secara lateral.

Dengan mengasumsikan kondisi tunak dan dilinierisasikan maka persamaan gerak dalam arah x dan y dinyatakan berturut-turut sebagai berikut:

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + N_{xy} \nabla^2 u + N_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad 8.69$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + N_{xy} \nabla^2 v + N_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad 8.70$$

$$\text{dimana } \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

Dengan mengasumsikan difusivitas dalam arah vertikal diabaikan ($N_z=0$) maka kita dapat mengintegrasikan variabel kecepatan dan tekanan terhadap seluruh kedalaman sebagai berikut:

$$U = \int_H^\eta \rho u dz \quad ; \quad V = \int_H^\eta \rho v dz \quad ; \quad \bar{P} = \int_H^\eta p dz \quad 8.71$$

Hal yang menguntungakan bekerja dengan kondisi aliran irrotasional adalah kecepatan dapat dinyatakan dalam suatu fungsi stream (ψ) sebagai berikut:

$$U = \frac{\partial \psi}{\partial y} \quad ; \quad V = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad 8.72$$

Dengan kondisi ini dan asumsi diatas maka persamaan 8.69 dan 8.70 menjadi:

$$N_{xy} \nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} \quad 8.73$$

$$-N_{xy} \nabla^2 \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) = \frac{\partial \bar{P}}{\partial y} \quad 8.74$$

Jika persamaan 8.73 kita turunkan terhadap y dan persamaan 8.83 terhadap x maka:

$$N_{xy} \nabla^2 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial^2 \bar{P}}{\partial x \partial y} \quad 8.75$$

$$-N_{xy} \nabla^2 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right) = \frac{\partial^2 \bar{P}}{\partial y \partial x} \quad 8.76$$

Jika kita kurangkan kedua persamaan ini diperoleh:

$$\nabla^2 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right) = 0 \quad \text{atau} \quad \nabla^4 \psi = 0 \quad 8.77$$

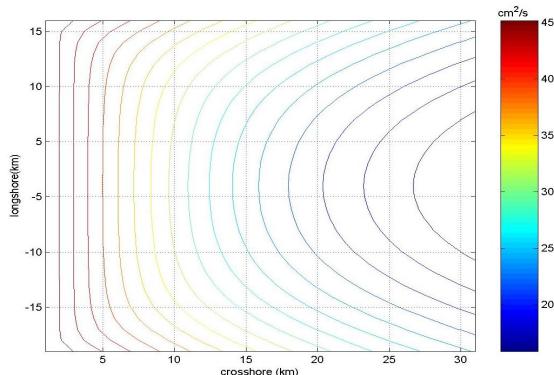
Persamaan 8.77 ini disebut persamaan bi-harmonik. Solusi persamaan ini tergantung dari syarat batas yang diberikan. Dengan kondisi estuari pada gambar 8.16 maka syarat batasnya adalah:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \psi}{\partial y} &= U_o \quad di \quad x = 0 \quad dan \quad -l < y < l \\ \frac{\partial \psi}{\partial y} &= 0 \quad di \quad x = 0 \quad dan \quad -l > y; y > l \quad 8.78 \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} &= 0 \quad di \quad x = 0\end{aligned}$$

Dengan syarat batas ini maka solusi persamaan 8.77 adalah:

$$\psi(x, y) = \frac{U_o}{\pi} \left[(y + l) \tan^{-1} \left(\frac{y + l}{x} \right) - (y - l) \tan^{-1} \left(\frac{y - l}{x} \right) \right] \quad 8.79$$

Sketsa solusi 8.88 terhadap bidang (x, y) dinyatakan oleh:



Gambar 8.17. Distribusi arus densitas di estuari secara lateral.

Gradien dari pada ψ menyatakan kecepatan. Arus densitas ini biasanya sangat kecil, sehingga angka yang tertera pada gambar bukan menyatakan angka yang sebenarnya. Ini hanyalah hasil simulasi komputer dengan variabel dummy. Pembahasan yang lengkap tentang arus densitas ini memerlukan buku tersendiri.

8.4. Dispersi Polutan

Biasanya masyarakat pantai hidup didaerah estuaria karena didaerah ini banyak sumber air tawar, transport ke darat lebih mudah dan sebagainya. Dengan meningkatnya aktivitas di estuaria maka daerah tersebut akan terpolusi akibat limbah yang dibuang didaerah tersebut. Pada bagian ini kita akan mempelajari bagaimana zat pencemar (polutan) menyebar di daerah estuaria. Sesuai dengan judul buku ini maka pembahasan penyebaran (dispersi) polutan akan dibahas secara ringkas. Pembahasan yang mendalam biasanya dilakukan dalam buku tersendiri.

Pada dasarnya dispersi polutan yang dinyatakan oleh satuan konsentrasi ($C(x,t)$) akan melalui dua proses yaitu proses adveksi dan proses difusi. Proses adveksi adalah penyebaran polutan akibat adanya sirkulasi arus. Jadi polutan menyebar karena dibawa oleh arus atau bisa juga gelombang progresif. Sedangkan proses difusi adalah penyebaran polutan akibat beda konsentrasi serta adanya pengadukan yang ada diestuaria. Pengadukan akan menyebabkan polutan cepat menyebar. Proses difusi akibat beda konsentrasi sebenarnya adalah proses mikroskopis, tetapi karena pandangan fluida adalah proses makroskopis maka penyebaran akibat proses difusi diakibatkan oleh difusi turbulensi bukan difusi molekular. Difusi turbulensi tidak lain adalah proses pengadukan di suatu estuaria. Proses ini sering disebut dinamika internal dan bersifat intristik(melekuk) karena itu merupakan ciri khas suatu estuaria. Kekuatan pengadukan atau difusivitas turbulen akan dinyatakan oleh suatu konstanta yang disebut korfisien difusivitas eddy (κ).

Pengukuran besaran ini dalam istilah oseanografi dinamakan pengukuran struktur mikro. Pembahasan secara mendetail dasar teori, pengukuran dan analisis struktur mikro dapat dilihat di buku: Sulaiman,A 2000 "Turbulensi Laut Banda" BPPT.

Disamping proses difusi sering kali polutan meluruh



Gambar 8.18. Dispersi polutan di estuaria.

akibat transformasi kimia dari zat pencemar itu sendiri. Gambaran umum proses dispersi polutan dapat dilihat pada gambar 8.18.

Dengan melihat gambaran diatas maka dispersi polutan secara matematis akan dinyatakan oleh suatu persamaan yang dikenal dengan nama persamaan adveksi-difusi. Bagaimana kita mendapatkan persamaan tersebut? Ternyata hal itu mudah dilakukan. Seperti telah disinggung diatas proses difusi adalah proses penyebaran akibat beda konsentrasi. Dengan adanya beda konsentrasi atau dalam matematik dikenal dengan nama gradien konsentrasi maka perbedaan itu akan menghadirkan suatu fluks. Hubungan antara fluks dengan gradien konsentrasi telah dirumuskan oleh matematikawan abad 17 yang dikenal dengan nama hukum Fick yang ditulis sebagai berikut:

$$\vec{F}(x,t) = -\kappa \nabla C(x,t) \quad 8.80$$

Penyebaran dari fluks ini yang disebut evolusi dari polutan. Seperti dalam Bab-2, evolusi akan dinyatakan oleh turunan material (dC/dt) sedangkan penyebaran akan dinyatakan oleh operasi divergensi. Jadi turunan material sama dengan divergensi dari fluks sehingga dapat kita tulis sebagai berikut:

$$\frac{dC}{dt} = -\nabla \cdot \vec{F} \quad 8.81$$

Atau kalau kita jabarkan menjadi:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla C = \kappa \nabla^2 C \quad 8.82$$

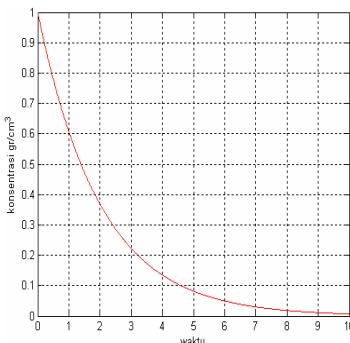
Pada umumnya koefisien difusivitas turbulen (κ) merupakan fungsi x,y,z tetapi seringkali dianggap konstan jika kita mengasumsikan turbulensi diestuari homogen isotropis. Dalam komponennya dan koefisien difusi hanya bergantung dalam satu arah saja maka persamaan adveksi-difusi disebut:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} + w \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\kappa_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad 8.83$$

Persamaan ini adalah persamaan diferensial parsial yang linier. Persamaan ini tidak berdiri sendiri tetapi dikople dengan persamaan Navier-Stokes. Jika kita telah menentukan bentuk kecepatan maka persamaan adveksi-difusi menjadi persamaan tertutup dan pada dasarnya dapat dipecahkan. Tetapi dalam praktek pemecahan tersebut secara analitik masih sulit. Untuk itu kita akan mulai dengan bentuk-bentuk yang sederhana.

8.4.1. Sebaran Polutan secara Horisontal

Secara alamiah polutan yang bersifat tak kekal (nonconservative) akan meluruh dengan sendirinya dan akhirnya akan menghilang.



Gambar 8.19 Peluruhan polutan.

Peluruhan tersebut akan memenuhi persamaan peluruhan sebagai berikut:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -kC \quad 8.84$$

Solusi persamaan ini dinyatakan sebagai berikut:

$$C(t) = C_0 e^{-kt} \quad 8.85$$

Plot solusi dinyatakan oleh gambar 8.19.

Pertanyaan selanjutnya adalah: Bagaimana proses sebaran polutan ini di estuaria?. Misalkan kita memandang sebaran polutan hanya dalam satu arah saja. Katakanlah dari mulut estuaria ke laut lepas. Koordinat arah kita nyatakan dalam sumbu x. Maka persamaan adveksi-disfusi 8.83 dengan mengasumsikan koefisien difusivitas kontan dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = \kappa_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - kC \quad 8.86$$

Persamaan ini masih terlalu rumis tuntuk diselesaikan, maka kita asumsikan lagi bahwa kondisi tunak (steady) maka persamaan tersebut menjadi:

$$\kappa_x \frac{d^2 C}{dx^2} - u(x) \frac{dC}{dx} - kC = 0 \quad 8.87$$

Persamaan tersebut adalah persamaan diferensial biasa dengan koefisien variabel. Jika $u(x)=U$ =konstant maka solusi persamaan 8.87 mudah didapat (lihat Bab-2 bagian intermeso):

$$C(x) = C_{01} e^{\alpha_1 x} + C_{02} e^{\alpha_2 x} \quad 8.88$$

dimana:

$$\alpha_1 = \frac{U + \sqrt{U^2 + 4k\kappa_x}}{2\kappa_x} \quad \alpha_2 = \frac{U - \sqrt{U^2 + 4k\kappa_x}}{2\kappa_x} \quad 8.89$$

Karena proses yang terjadi adalah peluruhan [$\lim(x \rightarrow \infty) C=0$] maka solusi yang dipakai adalah:

$$C(x) = C_o e^{\frac{U - \sqrt{U^2 + 4k\kappa_x}}{2\kappa_x} x} \quad 8.90$$

Pembaca dianjurkan untuk memplot solusi ini sendiri.

Sekarang jika kita menganggap polutan kekal (tak ada proses peluruhan) maka persamaan adveksi-difusi 8.83 dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} = \kappa_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad 8.91$$

Solusi persamaan ini akan didapat dengan menggunakan teknik transform Fourier sebagai berikut:

Asumsikan sumber polutan adalah sumber sesaat yaitu $C(x,0)=C_0\delta(x)$ dimana δ adalah fungsi delta Dirac. Suatu transform Fourier dari fungsi $C(x,t)$ akan dinyatakan oleh:

$$C(t,x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_{\lambda}(\lambda, t) e^{-i\lambda x} d\lambda \quad 8.92$$

λ adalah variabel dummi. Jika persamaan 8.91 kita lakukan transform Fourier akan kita dapatkan:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_{\lambda}(\lambda, t) e^{-i\lambda x} d\lambda \right] + u \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_{\lambda}(\lambda, t) e^{-i\lambda x} d\lambda \right] = \\ & \kappa_x \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left[\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_{\lambda}(\lambda, t) e^{-i\lambda x} d\lambda \right] \end{aligned} \quad 8.93$$

Lakukan masing-masing operasi diferensial kita dapatkan:

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \left[\frac{\partial C_{\lambda}}{\partial t} + i\lambda U C_{\lambda} + \lambda^2 \kappa_x C_{\lambda} \right] e^{-i\lambda x} d\lambda = 0 \quad 8.94$$

Sehingga didapat:

$$\frac{\partial C_{\lambda}}{\partial t} + (\lambda^2 \kappa_x + i\lambda U) C_{\lambda} = 0 \quad 8.95$$

Solusi persamaan ini mudah didapat yaitu:

$$C_{\lambda} = C_{\lambda 0} e^{-(\lambda^2 \kappa_x + i\lambda U)t} \quad 8.96$$

$C_{\lambda 0}$ adalah konstanta yang ditentukan oleh syarat awal. Syarat awal berupa sumber sesaat sehingga kita dapatkan lewat transform Fourier sbb:

$$C_{\lambda 0} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C(x,0) e^{i\lambda x} dx = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_0 \delta(x) e^{i\lambda x} dx = \frac{C_0}{\sqrt{2\pi}}$$

..... 8.97

Jadi solusi lengkap adalah:

$$C_\lambda = \frac{C_o}{\sqrt{2\pi}} e^{-(\lambda^2 \kappa_x + i\lambda U)} \quad 8.98$$

Dengan menerapkan invers transform Fourier kita dapatkan sebaran polutan sebagai berikut (dengan mensubtitusikan 8.98 ke 8.92):

$$C(t, x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} C_\lambda(\lambda, t) e^{-i\lambda x} d\lambda = \frac{C_o}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-(\kappa_x t)\lambda^2 + i(x - Ut)\lambda} d\lambda \quad 8.99$$

Untuk menghitung integral ini kita melakukan suatu trik sebagai berikut:

$$\begin{aligned} (\kappa_x t)\lambda^2 - i(x - Ut)\lambda &= \kappa_x t \lambda^2 - i(x - Ut)\lambda + \frac{(x - Ut)^2}{4\kappa_x t} - \frac{(x - Ut)^2}{4\kappa_x t} \\ &= \left[\lambda \sqrt{\kappa_x t} - \frac{i(x - Ut)}{2\sqrt{\kappa_x t}} \right] - \frac{(x - Ut)^2}{4\kappa_x t} \\ &= \eta^2 - \frac{(x - Ut)^2}{4\kappa_x t} \end{aligned}$$

Dengan

$$\eta = \lambda \sqrt{\kappa_x t} - i \frac{(x - Ut)}{4\kappa_x t} \quad \text{dan} \quad \frac{d\eta}{d\lambda} = \sqrt{\kappa_x t}$$

Maka integral 8.99 menjadi:

$$C(t, x) = \frac{C_o}{2\pi} \frac{1}{\sqrt{\kappa_x t}} e^{-\frac{(x-Ut)^2}{4\kappa_x t}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\eta^2} d\eta \quad 8.100$$

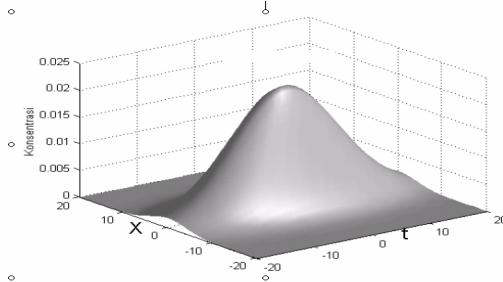
Integral yang terakhir sudah sangat terkenal yang disebut integral Gaussian dengan rumus:

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{-\eta^2} d\eta = \sqrt{\pi}$$

Dengan integral ini maka solusi lengkap dispersi polutan dengan sumber awal sesaat dinyatakan oleh:

$$C(t, x) = \frac{C_o}{2\sqrt{\pi\kappa_x t}} e^{-\frac{(x-Ut)^2}{4\kappa_x t}} \quad 8.101$$

Solusi ini sering dikenal dengan nama solusi Gaussian. Plot solusi ini dinyatakan dalam gambar 8.20.



Gambar 8.20 Dispersi polutan dengan fungsi Gaussian.

Jika kita ingin memperluas solusi dalam arah lateral (horizontal) maka kita hanya melakukan generalisasi dengan metode pemisahan variabel. Jika kita memasukkan sumbu y maka persamaan adveksi-difusi menjadi:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\kappa_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) \quad 8.102$$

Dengan sumber berupa sumber sesaat $C(x,y,0)=Co\delta(x)\delta(y)$, maka dengan metode pemisahan variabel $C(x,y,t)=C(x,t)C(y)$ diperoleh solusi:

$$C(t, x) = \frac{C_o}{4\sqrt{\pi\kappa_x\kappa_y t}} e^{-\frac{(x-Ut)^2}{4\kappa_x t} - \frac{y^2}{4\kappa_y t}} \quad 8.103$$

8.4.1. Sebaran Polutan secara Vertikal

Sebaran dalam arah horisontal biasanya selalu mengasumsikan gerakan estuari secara vertikal homogen. Dalam banyak kasus anggapan seperti ini tidak berlaku baik karena justru di estuari gerakan dalam arah vertikal cukup signifikan. Sebaran polutan dalam arah vertikal sangat dipengaruhi oleh kekuatan pengadukan yang diwakili oleh parameter koefisien difusivitas turbulen vertikal (κ_z). Persamaan adveksi-difusi dengan suku vertikal signifikan akan dinyatakan oleh persamaan:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + w \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad 8.104$$

Dari persamaan yang muncul, tentu saja kita dapat menggunakan solusi Gaussian seperti dalam 8.103, hanya menganti y dengan z.

Salah satu sifat estuaria adalah adanya stratifikasi baik berupa densitas ataupun kecepatan dalam arah horisontal. Jika kita mempunyai estuari dengan stratifikasi kecepatan lateral (katakanlah dalam arah x) dan koefisien difusivitas juga merupakan fungsi dari z yang dinyatakan oleh:

$$u(z) = az^p \quad \kappa_z = bz^n \quad 8.105$$

Maka persamaan 8.104 dalam keadaan tunak akan dinyatakan oleh:

$$u \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\kappa_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad 8.106$$

Dengan kecepatan dan koefisien difusivitas vertikal diberikan oleh 8.14 dan koefisien difusivitas horisontal konstant maka diperoleh solusi (Seinfeld, J 1986):

$$C(x, z) = \frac{C_o}{\sqrt{2\pi\kappa_x}} e^{-\frac{x^2}{4\kappa_x^2}} \frac{z^{\frac{1}{2}(1-n)}}{b\alpha^2 x} e^{-\frac{az^\alpha}{b\alpha^2 x}} I_{-\nu} \left[\frac{2az^{\frac{\alpha}{2}}}{b\alpha^2 x} \right] \quad 8.107$$

dimana $\alpha=2+p-n$; $\nu=(1-n)/\alpha$ dan $I_{-\nu}$ adalah fungsi Bessel modifikasi macam pertama.

Solusi dalam bentuk fungsi Gaussian biasanya biasanya terjadi jika suku sumber berupa sumber sesaat. Tetapi jika tidak belum tentu Gaussian. Seperti yang kita lihat diatas bahwa solusi 8.107 bukanlah solusi Gaussian. Contoh lain: Jika dispersi polutan memenuhi persamaan:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \kappa_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad 8.108$$

dengan syarat awal sebagai berikut:

$$C(0, t) = C_o \quad ; \quad C(z, 0) = f(z) \quad 8.109$$

Maka solusi diberikan oleh (Seinfeld,J 1986):

$$C(t, z) = \frac{1}{2\sqrt{\pi\kappa_x t}} \int_0^{\infty} f(\eta) \left[e^{-\frac{(x-\eta)^2}{4\kappa_z t}} - e^{-\frac{(x+\eta)^2}{4\kappa_z t}} \right] d\eta \quad 8.110$$

$$- \frac{C_o}{\pi} \int_0^{\infty} e^{-\eta t} \sin\left(z\sqrt{\frac{\eta}{\kappa_z}}\right) \frac{\eta}{\eta^2 + z^2} d\eta$$

Hal yang paling mendasar dalam mempelajari dispersi polutan dalam arah vertikal adalah ketakstabilan di estuari baik akibat beda densitas atau akibat beda kecepatan horizontal. Ketakstabilan akibat densitas (ρ) akan menghasilkan suatu dinamika ketakstabilan Ryleigh-Bernard sedangkan akibat beda kecepatan akan menghasilkan ketakstabilan Kelvin-Helmholz. Akibat lebih jauh dari ketakstabilan ini mampu membangkitkan suatu gerak gelombang di badan air. Gelombang yang terjadi dibadan air ini disebut gelombang internal. Gelombang internal mempunyai frekuensi dasar yang dinamakan frekuensi Brunt-Vaisalla yang dinyatakan oleh:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad 8.111$$

dimana g adalah percepatan gravitasi. Jika gelombang internal ini pecah (seperti gelombang permukaan) maka dia akan menghasilkan turbulensi (mixing/pengadukan) di estuari. Besarnya kekuatan mixing akibat pecahnya gelombang internal akan dinyatakan oleh (Sulaiman,A 2000): :

$$\kappa_{\rho} = \gamma_{mix} \frac{\epsilon}{N^2} \quad 8.112$$

dimana γ_{mix} disebut efisiensi mixing dan ϵ adalah rata-rata disipasi energi kinetik turbulen. Besaran ini dapat diukur oleh peralatan. Salah satu contoh adalah Modular Microstructure Profiler (MMP) yang dikembangkan oleh laboratorium Fisika terapan Universitas Washington. Pembahasan tentang dispersi polutan cukup sampai disini saja.

8.5. Transport Sedimen

Jenis sedimen yang ada di estuari dapat digolongkan dalam dua bagian yaitu sedimen tersuspensi dan sedimen tak tersuspensi. Sedimen tersuspensi adalah jenis sedimen yang mengapung dalam air dan dikenai sepenuhnya oleh gaya apung. Seperti dalam dispersi polutan maka sebaran sedimen tersuspensi akan mengikuti proses adveksi-difusi. Jika $c(x,t)$ adalah konsentrasi sedimen maka transport sedimen tersuspensi akan memenuhi persamaan adveksi-difusi sebagai berikut:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial c}{\partial z} \right) + Q \quad 8.113$$

dengan ε adalah koefisien difusivitas eddy sedimen tersuspensi dan Q adalah sumber sedimen. Sumber Q dapat juga dihitung dari *discharge* sungai. Seringkalai sedimen tersuspensi dapat bergabung menjadi satu untuk membentuk fraksi yang lebih besar. Proses ini disebut proses kohesive. Dengan semakin besarnya fraksi maka dia lama-kelamaan akan mempunyai gaya berat yang dapat mengalahkan gaya apung. Jika kondisi ini tercapai maka dia akan mengendap ke dasar perairan. Sedimen tersuspensi yang kohesive sangat penting dalam proses rekayasa yang biasanya berkaitan dengan pelabuhan, kanal dan dermaga. Sedangkan sedimen taktersuspensi dicirikan dengan adanya gaya berat sehingga dia akan mempunyai kecepatan jatuh (w_s). Kita akan membicarakannya secara mendalam nanti.

Ditinjau dari skala waktu maka transport sedimen terjadi disemua rentang waktu yaitu skala pendek, sedang dan panjang. Untuk skala waktu yang pendek maka transport sedimen terutama disebabkan oleh badai, sirkulasi arus pasut ataupun gelombang progresive. Skala menengah biasanya dalam orde tahun. Kalau di Indonesia diakibatkan oleh pengaruh monsoon. Di daerah pantai Indramayu pengaruh

monsoon sangat mempengaruhi pola transport sedimen, sedangkan di pantai Lombok Timur pengaruh monsoon relatif kecil (Suhardi,I 2002). Sedangkan orde ratusan tahun berkaitan dengan proses geologis.

Dalam skala ruang kita dapat memandang transport sedimen dalam berbagai cara. Sebagai contoh, jika kita hanya menginginkan melihat transport sedimen disuatu sungai yang mempunyai kecepatan arus yang seragam maka kita dalam melihatnya sebagai persoalan 1 dimensi (1D). Tetapi jika kita berurusan dengan estuari yang tercampur secara baik (well-mixed estuary) maka kita dapat memandang transport sedimen sebagai persoalan 2D. Jika kita berurusan dengan sistem estuari yang tercampur sebagian maka kita dapat memandangnya sebagai persoalan 2 dimensi secara vertikal (2DV).

Secara kasat mata perpindahan sedimen dicirikan oleh perubahan morfologi estuaria, perubahan kedalaman perairan dan warna perairan. Perpindahan sedimen pada dasarnya adalah interaksi antara air dengan sedimen. Proses tersebut sangat rumit dan sering memberikan umpan balik.



Gambar 8.21. Sedimen transport di estuaria adalah proses umpan balik (lokasi: Muara Kedung, Kab. Jepara, foto:penulis).

Sebagai contoh, sedimen dan ditransport oleh arus pasut akan memberikan perubahan terhadap kedalaman perairan. Setelah

keladalam perairan berubah cukup signifikan maka pola arus yang ada juga akan berubah sehingga proses transport sedimen tadi akan mengalami perubahan. Jadi terdapat umpan balik antar pola arus dengan pola transport sedimen.

Untuk jenis sedimen yang tak tersuspensi maka persamaan transport sedimen akan mengikuti persamaan (Rijn,L 1993):

fluida:

$$\frac{\partial}{\partial t}(1-c) + \frac{\partial}{\partial x_i}[(1-c)U_{f,i}] + \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\varepsilon_x \frac{\partial c}{\partial x_i}\right) = 0 \quad 8.114$$

sedimen:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}[cU_{f,i}] - \frac{\partial}{\partial x_i}[cw_s \delta_i] - \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\varepsilon_s \frac{\partial c}{\partial x_i}\right) = 0 \quad 8.115$$

dimana indeks $i=1,2,3$; U_f kecepatan rata-rata fluida; w_s kecepatan jatuh; $\delta_i=(0,0,1)$; c konsentrasi sedimen (kgm^{-3}); ε_f koefisien mixing fluida; ε_s koefisien mixing sedimen. Pada umumnya estuaria dapat kita pandang sebagai persoalan 2DV sehingga persamaan diatas menjadi:

fluida:

$$\frac{\partial}{\partial t}(1-c) + \frac{\partial}{\partial x}[(1-c)U] + \frac{\partial}{\partial z}[(1-c)W] + \frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_x \frac{\partial c}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon_z \frac{\partial c}{\partial z}\right) = 0 \quad 8.116$$

sedimen:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[cU] + \frac{\partial}{\partial x_i}[c(W - w_s)] - \frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_{sx} \frac{\partial c}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon_{sz} \frac{\partial c}{\partial z}\right) = 0 \quad 8.117$$

Jika konsentrasi kecil (dilute sedimen) maka $1-c=1$. Beberapa eksperimen di laboratorium menyatakan bahwa kecepatan jatuh (w_s) tidak hanya dipengaruhi oleh aliran balik akibat adanya shear tetapi juga dipengaruhi oleh beberapa faktor lain seperti tumbukan antar partikel, turbulensi dan koefisien drag.

Dari eksperimen diketahui bahwa kecepatan jatuh mempunyai relasi (Rijn,L 1993):

$$w_{s,m} = (1 - c)^\alpha w_s \quad 8.118$$

dimana $w_{s,m}$ adalah kecepatan jatuh sedimen, w_s kecepatan jatuh sedimen di air yang jernih dan α berharga 4-5 untuk partikel dengan diameter 50-500 μm . Dalam suatu perairan kehadiran sedimen dapat meredam turbulensi sehingga mereduksi koefisien mixing.

Untuk mendapatkan gambaran fisis tentang tansport sedimen di estuaria maka kita akan mulai dengan proses-proses yang sederhana. Pembahasan dimulai dengan proses yang paling sederhana yaitu aliran tunak (steady) dan uniform. Asumsi ini mengakibatkan:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial c}{\partial x} = 0 \quad 8.119$$

Dengan kondisi ini maka persamaan 8.116 dan 8.117 menjadi: fluida:

$$(1 - c)W + \varepsilon_z \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad 8.120$$

sedimen:

$$c(W - w_s) - \varepsilon_{sz} \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad 8.121$$

Substitusikan W dari persamaan 8.120 ke 8.121, kita dapatkan:

$$(1 - c)cw_s + (\varepsilon_{sz} + c(\varepsilon_{sz} - \varepsilon_z)) \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad 8.122$$

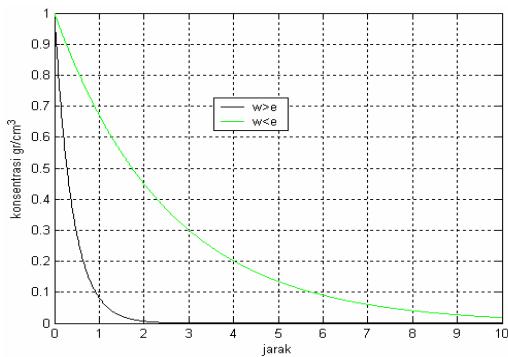
Dengan asumsi konsentrasi sedimen kecil ($1-c=1$) dan koefisien difusivitas sedimen sama dengan koefisien difusivitas eddy maka persamaan tersebut menjadi:

$$cw_s + \varepsilon_{sz} \frac{\partial c}{\partial z} = 0 \quad 8.123$$

Solusi persamaan in adalah:

$$c = c_o e^{-\frac{w_s}{\varepsilon_{sz}} z} \quad 8.124$$

Solusi ini menyatakan bahwa kecepatan transport sedimen ditentukan oleh kecepatan jatuh dan dihambat oleh koefisien difusivitas sedimen. Grafik dari solusi ini dapat dilihat pada gambar 8.22.



Gambar 8.22. Transport sedimen tak tersuspensi ditentukan oleh kecepatan jatuh dan koefisien difusivitas sedimen.

Sekarang jika kita berurusan dengan dilute sedimen maka persamaan transport sedimen menjadi sebuah persamaan saja yaitu:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + U \frac{\partial c}{\partial x} + W \frac{\partial c}{\partial z} - w_s \frac{\partial c}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{sx} \frac{\partial c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{sz} \frac{\partial c}{\partial z} \right) = 0$$

.....8.125

Dari hasil eksperiment tentang lapisan batas (boundary layer) menghasilkan suatu rumus empiris untuk koefisien difusivitas edimen yang dinyatakan oleh (Rijn,L 1993):

$$\varepsilon_s = \varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\max} \left(1 - \frac{2z}{h} \right)^2 \quad \text{untuk} \quad \frac{z}{h} < 0.5 \quad 8.126$$

$$\varepsilon_s = \varepsilon_{\max} \quad \text{untuk} \quad \frac{z}{h} \geq 0.5$$

dimana $\varepsilon_{\max} = 0.25 \beta \kappa U_* h$

β adalah rasio sedimen dengan fluida (~1); κ adalah konstanta Von Karman (~0.4); U_* adalah kecepatan geser dasar perairan dan h adalah kedalaman perairan.

DAFTAR PUSTAKA

15. Bowden,K 1985 "Physical Oceanography of Coastal Waters" Ellis Horwood, New York.
16. DKP, 2005 "Studi Sel Sediment Pantura", laporan intern.
17. Doneker,R et al "Pollutant Transport and Mixing Zone Simulation of Sediment Density Currents" JOURNAL OF HYDRAULIC ENGINEERING © ASCE / APRIL 2004
18. Kreyszig,E 1996 "Advanced Engineering Mathematics" Willey & Son, New York.
19. Officer,B 1978 "Physical Oceanography of Estuaries" John Willey & Son, New York.
20. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
21. Rijn,L.C 1993 "Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Waters" Aqua Pubh. Amsterdam.
22. Seinfeld,J 1986 "Atmospheric Pollution" John Wiley & Son, New York.
23. Suhardi,I dkk 2002 "Studi Batas-Batas Fisik dan Dinamik Pergerakan Sel Sedimen di Daerah Pantai" Laporan RUT VIII, Jakarta.
24. Sulaiman,A 2000 "Turbulensi Laut Banda" P3TISDA-BPPT, Jakarta.
25. Velasco,G & C. Winant 2003 "Wind and Density Driven Circulation in a Well-Mixed Estuary" J. Phys. Ocean Vol 34,1103-111.

DATARAN LUMPUR & RAWA

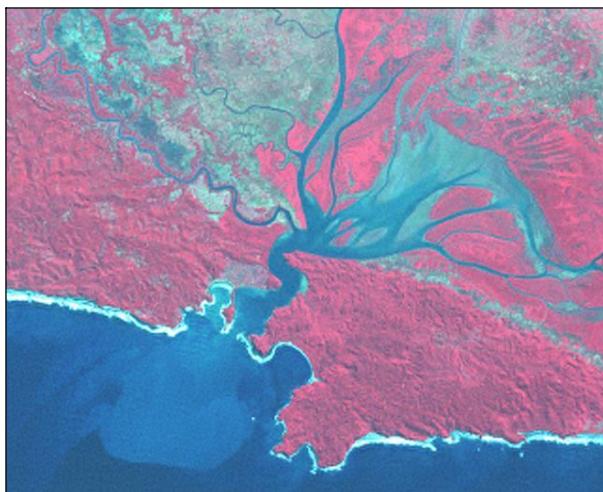
BAB
9

Intertidal mudflats are extensive coastal regions that are characterised by the present of fine cohesive sediment
Hogg,A & D. Pritchard.

9.1. Gambaran Umum

Dalam bab yang lalu kita telah melihat bahwa pantai mempunyai ukuran butir sedimen yang kasar yang biasanya kita sebut pasir. Sedangkan di daerah estuari akan mempunyai sedimen yang sangat halus. Ternyata terdapat suatu daerah dengan ukuran butir sedimen antara pasir dengan butiran halus yaitu terdiri dari silt dan clay. Didaerah pertemuan antara sungai dan laut dengan gaya pasut menengah (meso tidal) dan suplai aliran sungai yang lambat maka masing-masing laut dan sungai akan memberikan sedimen halus ke maura. Lama-kelamaan sedimen ini menumpuk dan membentuk dataran. Dataran ini yang terdiri dari lumpur disebut dataran lumpur (*mudflat*). Didaerah dataran lumpur ini terjadi keseimbangan antara input dari laut dan input dari sungai. Jadi dataran lumpur biasanya terbentuk didaerah dengan kekuatan pasut menengah (2-4m) dan pengaruh angin yang lemah pula. Jika dataran lumpur tersebut ditumbuhi vegetasi maka sering dinamakan rawa asin (*salt marshes*). Di daerah ini merupakan daerah penjebak nutrien karena perairan yang dangkal serta mempunyai sirkulasi arus yang lemah., sehingga di daerah ini merupakan daerah yang subur bagi pertumbuhan berbagai mahluk hidup. Pembentukan dataran lumpur dan rawa berbeda untuk tiap daerah. Terkadang mereka dapat terbentuk jika terdapat pulau penghalang di

suatu pantai. Misal di segara anakan kabupaten Cilacap, seperti pada gambar satelit berikut:



Gambar 9.1. Dataran lumpur dan rawa asin di segara anakan (Landsat TM Juli 91, www.crisp.nus.sg).

9.2. Proses dan Morfologi Dataran Lumpur

Yang masih menjadi perdebatan adalah darimana asal lumpur di suatu dataran lumpur. Dibeberapa daerah, misalnya di laut Wadden Belanda, lumpur berasal dari laut utara yang ditransport dan terjebak di laut Wadden. Dari hasil beberapa pengamatan menunjukkan ada beberapa kemungkinan asal-usul sedimen halus di dataran lumpur yaitu:

1. Laut: berasal dari dasar laut (*sea bed*).
2. Pantai: berasal dari erosi di bibir pantai yang bertebing.
3. Fluvial: berasal dari sungai.
4. Insitu: berasal dari sampah yang dihasilkan di daerah itu sendiri.

Biasanya didaerah lintang tinggi, sedimen di dataran lumpur berasal dari sungai. Sedimen di dataran lumpur terdiri dari silt dan clay dengan diameter antara 0.0005mm sampai 0.065mm. Jika partikel mempunyai diameter lebih kecil dari 0.2mm maka

partikel itu akan ikut bergerak dengan arus dan tidak akan mengendap kecuali mereka berikatan satu sama lain sehingga gaya beratnya dapat mengalahkan gaya apungnya. Partikel jenis ini disebut sebagai sedimen tersuspensi. Partikel dengan ukuran 0.02 mm akan mempunyai kecepatan jatuh sekitar 0.024 cm/s. Partikel tersebut dapat berikatan satu sama lain sehingga membentuk fraksi yang lebih besar. Proses ikatan ini dinamakan *flocculations* dan hasilnya dinamakan flocs. Ukuran floct itu menjadi lebih besar sehingga akan mempunyai kecepatan jatuh yang besar pula. Sebagai contoh flocs dengan diameter 0.5 mm akan mempunyai kecepatan jatuh sebesar 0.5 cm/detik. Jadi *flocculations* adalah proses yang menerangkan terjadinya lumpur di suatu perairan yang akhirnya akan menjadikan suatu dataran lumpur. Salah satu bentuk dataran lumpur dapat dilihat pada gambar berikut:

Proses penumpukan sedimen di dataran lumpur dapat berlangsung lama dan cepat. Di daerah lintang tinggi dimana sumber sedimen berasal dari laut lepas maka penumpukan sedimen berlangsung sekitar 0.056 cm per tahun. Tetapi untuk daerah dengan suplai sedimen dari sungai akan mempunyai proses penumpukan atau pengendapan yang lebih cepat. Proses pengendapan ini juga akan dipercepat jika interval pasut kecil sehingga sirkulasi yang merupakan penggerak sedimen akan lemah.

Sirkulasi utama di daerah dataran lumpur adalah pasang surut. Untuk interval pasut yang kecil maka daerah ini akan mempunyai sirkulasi arus yang tenang. Proses sedimentasi di dataran lumpur dapat dijelaskan secara sederhana sebagai

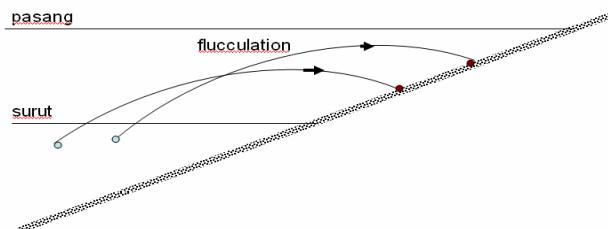


Gambar 9.2. Dataran lumpur di pantai Yuana, Pati. (foto:penulis)

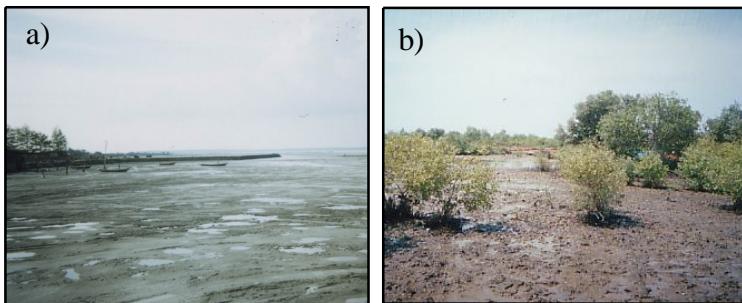
berikut: Pada saat surut semua partikel diam ditempatnya, tetapi pada saat air mulai pasang maka partikel-partikel halus tadi akan ikut naik ke badan air melalui proses adveksi. Karena arus pasang maka partikel akan bergerak ke arah darat. Pembentukan flucculation akan menyebabkan partikel jatuh ke dasar perairan. Pada saat air surut maka partikel tadi yang mempunyai ukuran lebih besar tidak akan terbawa ke laut tetapi tetap tinggal di daratan sehingga terbentuklah dataran lumpur. Proses ini dapat dilihat pada gambar 9.3.

Dataran lumpur biasanya mempunyai vegetasi berupa berbagai jenis bakau. Biasanya yang banyak tumbuh adalah jenis rishopora yaitu akarnya banyak dan tertanam di lumpur. Hasil analisis citra satelit menunjukkan bahwa sumber sedimen berasal dari sungai (DKP 2004). Sekarang kita akan membahas transport sedimen di dataran lumpur ini. Pemodelan secara kuantitatif dan pengukuran perpindahan sedimen di dataran lumpur masih belum memuaskan karena ternyata di sana melibatkan banyak proses dengan skala waktu dan skala spatial yang berbeda. Semua model yang ada pada dasarnya adalah menyederhanakan masalah seperti juga yang akan dipaparkan berikut ini.

Dalam masalah ini kita akan mempunyai dua persoalan dinamika yaitu dinamika fluida yang dinyatakan dalam sirkulasi arus (terutama arus pasut) dan dinamika perpindahan sedimen (persoalan adveksi-difusi). Karena gradien dari dataran lumpur sangat kecil dalam orde 10^{-2} atau lebih kecil lagi maka perpindahan (transport) sedimen di dataran lumpur akan didominasi oleh proses adveksi.

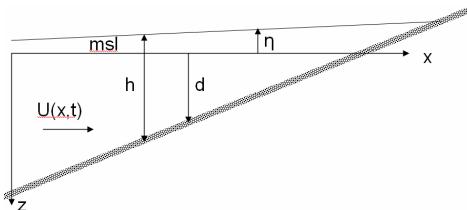


Gambar 9.3. Proses terbentuknya dataran lumpur oleh pasut.



Gambar 9.4. a) Dataran lumpur di pantai Kenjeran, Jawa Timur. b) bakau di dataran lumpur di Cirebon. Pesisir Indonesia mempunyai lebih dari 50 spesies bakau. (foto:DKP 2005 & penulis)

Gerakan dalam arah vertikal untuk daerah ini juga sangat kecil sehingga gerakan dalam arah vertikal hanya berlaku persamaan hidrostatis ($p = \rho g [h - z]$) dengan p tekanan, ρ densitas air laut, g percepatan gravitasi dan h kedalaman. Sebelum kita membicarakan persamaan yang berlaku maka kita akan melihat geometri dari model yang dinyatakan dalam gambar berikut:



Gambar 9.5. bentuk geometri model aliran dan sedimen.

Model yang kita bicarakan hanyalah model 2DV yaitu dua dimensi dalam arah horisontal dan vertikal. Dengan asumsi bahwa kecepatan dalam arah vertikal adalah seragam maka hukum kekekalan massa atau persamaan kontinuitas dituliskan sebagai:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hU) = 0 \quad 9.1$$

Sedangkan hukum kekekalan momentum atau persamaan gerak akan dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial}{\partial t}(hU) + \frac{\partial}{\partial x}(hU^2) + \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{2}gh^2\right) = gh\frac{\partial d}{\partial x} - C_d U^2 \quad 9.2$$

dimana CD adalah koefisien drag akibat gesekan dasar (sea bed). Sedangkan persamaan transport sedimen akan dinyatakan oleh:

$$\frac{\partial}{\partial t}(hC) + \frac{\partial}{\partial x}(hUC) = q_e - q_d \quad 9.3$$

dimana C adalah konsentrasi sedimen, q_e adalah fluks erosi dan q_d adalah fluks desposisi atau pengendapan. Kedua fluks ini diberikan oleh (Pritchard,D & A. Hogg 2003):

$$q_e = \begin{cases} m_e \left(\frac{U}{U_e^2} - 1 \right) \rightarrow U > U_e \\ 0 \rightarrow U < U_e \end{cases}; \quad q_d = w_s C \quad 9.4$$

dimana U_e adalah kecepatan tidak ada erosi dan w_s adalah settling velocity dari sedimen tersuspensi.

Untuk menyelesaikan model tersebut memerlukan syarat batas. Syarat batas yang dipakai adalah didaerah laut (open boundary) yaitu $x=-\infty$ maka elevasi muka laut akan memenuhi:

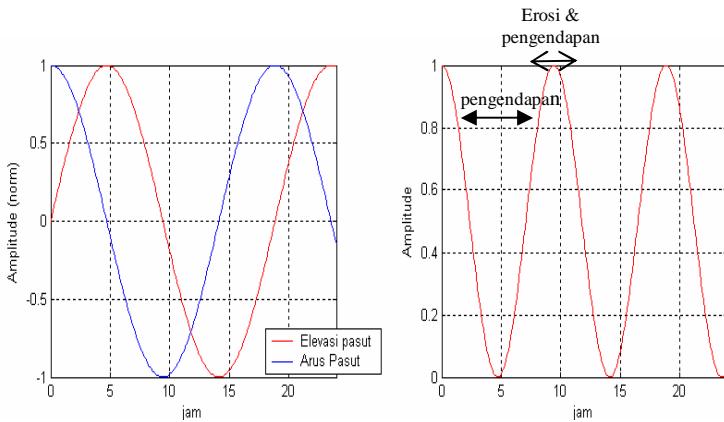
9.5

$$\eta = \frac{1}{2}\eta_o \sin(2\omega t)$$

U adalah arus pasut, dengan bentuk yang diberikan oleh bab 4 yaitu:

$$U = \frac{g}{2c}\eta_o \cos(2\omega t) \quad 9.6$$

Plot pasut dan arus pasut serta U^2 yang menunjukkan periode terjadinya erosi dan pengendapan dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 9.6. a) Grafik elevasi pasut dan arus pasut,
b) periode erosi dan pengendapan.

Dengan analisis nondimensional $t \rightarrow t' = t\omega$; $x \rightarrow x' = L_x x$; $z \rightarrow z' = z_h$
maka solusi transport sedimen dinyatakan oleh (Hogg,A & D. Pritchard 2004):

Aaat pengendapan

$$C(x, t) = \frac{-4x_o}{(1+16x_o^2)} \frac{\exp[(t-\pi/8)/x_o]}{1 - \exp[\pi/(4x_o)]} \quad \rightarrow \quad \frac{\pi}{8} < t < \frac{3\pi}{8} \quad \dots \dots \dots \quad 9.7$$

Saat erosi dan pengendapan

$$C(x, t) = \frac{\cos(4t) - 4x_o \sin(4t)}{(1+16x_o^2)} + \frac{1}{(1+16x_o^2)} \frac{\exp[(t-\pi/8)/x_o]}{1 - \exp[\pi/(4x_o)]} \quad \rightarrow \quad \frac{3\pi}{8} < t < \frac{5\pi}{8} \quad 9.8$$

dimana $x_o = x - \frac{1}{2} \sin(2t)$

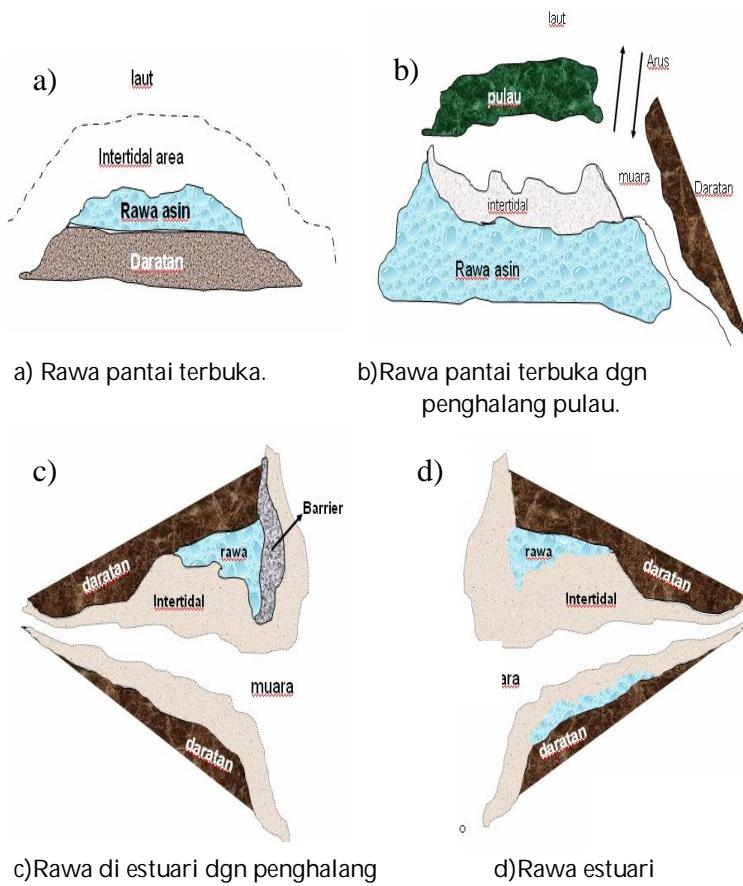
Beberapa model numerik telah dikembangkan untuk pemodelan transport sedimen di dataran lumpur. Pembaca dianjurkan untuk menelaah model ini lebih lanjut.

9.3 Proses dan Morfologi Rawa Asin

Rawa asin adalah dataran lumpur yang bervegetasi, tetapi morfologi dan proses yang terjadi sedikit berbeda. Permukaan rawa biasanya lebih tinggi dari tinggi muka laut rata-rata (MSL) dari pada dataran lumpur sehingga jarang terjadi banjir akibat air laut pasang. Beberapa peneliti juga menyatakan bahwa perbedaan antara dataran lumpur dan rawa asin lebih ditentukan oleh kehadiran vegetasinya. Di rawa asin vegetasi akan membentuk suatu jaring-jaring tanaman, misalnya jaring-jaring gerombolan tanaman bakau, seperti yang bisa kita lihat di daerah segera anakan.

Didaerah rawa asin kecepatan arus lemah dan semakin ke darat semakin kecil. Begitu juga dengan konsentrasi sedimen, rata-rata pengendapan dan ukuran butir. Dipermukaan umumnya terdiri dari sedimen halus dan ditransport terutama oleh proses adveksi, karena gradien difusi lemah seperti pada dataran lumpur. Rawa asin sangat sensitive terhadap perubahan lingkungan. Perubahan morfologinya sangat dipengaruhi oleh proses akresi dan sedimentasi. Seperti pada dataran lumpur, proses utama pengendapan adalah adanya proses *flocculation*. Proses sedimentasi atau pengendapan dipicu terutama oleh kehadiran vegetasi. Partikel halus yang masuk ke daerah rawa oleh arus pasut akan ditahan vegetasi dan diendapkan disana. Kehadiran vegetasi itu juga menyebabkan sirkulasi arus menjadi kecil. Jadi proses pengendapan sedimen halus yang berasal dari laut akibat arus pasut akan tertahan oleh vegetasi sehingga ahanya akan menumpuk di daerah dekat pantai. Tetapi di daerah tropis umumnya sedimen berasal dari sungai. Jika sedimen datang melimpah pada saat banjir maka vegetasi tak mampu menahan sehingga sedimentasi akan terjadi dengan laju yang sangat cepat.

Rawa asin terbentuk jika terdapat pulau disuatu pantai. Kondisi ini sering disebut rawa asin tertutup. Di estuari juga dapat terbentuk rawa asin yang dikenal dengan nama rawa terbuka. Berikut di berikan berbagai morfologi rawa asin.



Gambar 9.7. Morfologi rawa asin. (reproduksi dari Haslett, S 2000).

9.3 EcoMorfologi Rawa Asin

Rawa asin mampu memproduksi materi partikulat dan DO yang merupakan komponen penting dalam jaring-jaring makanan. Rawa mula-mula berasal dari dataran lumpur yang tak bervegasi. Lama-kelamaan tumbuh koloni halophytis yang terdiri dari spesies spartina (cord grass) dan salicornia (glasswort). Pada fase ini biasanya kandungan garam masih tinggi. Setalah fase ini stabil maka tumbuh beberapa tumbuhan

seperti aster tripolium, plantago maritima, cochloearia officinalis serta puccinellia maritima. Semakin lama, tumbuhan tersebut terkolonisasasi secara sendiri-sendiri. Di rawa juga tempat berkumpulnya binatang dari laut dan dari darat. Daerah ini biasanya sangat kaya dengan berbagai jenis burung.

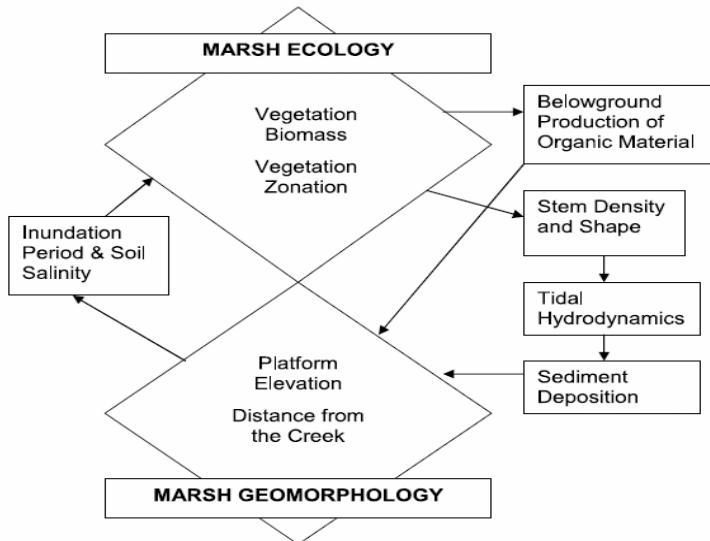


Gambar 9.8. a) daerah *intertidal*. (lokasi: Demak)
b) vegetasi di rawa asin didominasi oleh bakau. (foto:penulis)

Rawa asin mempunyai lingkungan yang kompleks pada dasarnya terletak antara daratan dan lautan. Secara geologi, rawa asin terbentuk sangat singkat dan barangkali tidak menarik untuk dipelajari sebagai bagian dari proses pembentukan pantai yang memakan waktu jutaan tahun. Tetapi secara ekologi sangat penting sebab rawa asin ini mampu menghasil materi organik dan siklu nutrien. Gangguan akibat ulah manusia dengan merusak ekosistem rawa akan menyebabkan pantai rawan gangguan badai, erosi atau sedimentasi. Secara ekologi produktivitas nutrient, penyimpanan air serta produktivitas ikan akan berkurang. Rawa adalah tempat pemberian bagi banyak spesies ikan. Rawa ini juga sangat sensitif terhadap perubahan iklim dan keberlangsungan rawa sangat terkait dengan kemiringan pantai, permukaan akresi serta naiknya muka air laut. Keterkaitan antara ekologi dan geomorfologi merupakan

elemen kunci dalam mempelajari dinamika rawa asin atau sering juga disebut *tidal wetland*.

Proses bioologi dan proses transport sedimen sangat aktif di daerah rawa sehingga memerlukan studi interdisipliner. Beberapa peneliti mencoba mengintroduksir studi ekologi dengan geomorfologi dengan melahirkan ilmu *ecogeomorphology*. Pendekatan ini dipelopori oleh H. Vallis 1988. Dia juga mengusulkan pendeklatan biogeomorfologi yaitu studi pengaruh tanaman, binatang dan microorganisme pada perkembangan dinamika morfologi suatu rawa. Dirawa terdapat umpan balik antara komunitas biologi dan lingkungannya.



Gambar 9.9 Skematis keterkaitan antara komponen biologi dan geomorfologi di suatu rawa asin (Fagherazzi,S et al 2004).

Sebagai contoh, pada umumnya distribusi tanaman di suatu rawa tergantung pada kandungan garam di tanah dan hydroperiod sehingga total biomassa terhubung secara nyata dengan elevasi dan jarak dari muara pasut (anak sungai

pasut/*tidal creeks*). Tanaman juga merubah pola arus pasut yang masuk dengan cara menaikkan drag dan melokalisasi pengendapan sedimen yang pada akhirnya akan merubah kedalaman dari rawa. Berikut ini diberikan diagram keterkaitan proses biologi dan morfologi dan rawa asin (gambar 9.9).

Sekarang akan kita bahas model matematika dari *ecogeomorphology* ini. Model ini memerlukan interaksi antara sirkulasi arus, transport sedimen dan biomassa disuatu rawa asin. Model ini mencoba melihat evolusi permukaan rawa pada suatu transek yang tegak lurus anak sungai pasut. Jadi kita hanya membicarakan model 2DV. Komponen hidrodinamika yang diperhitungkan adalah kecepatan air dan tinggi muka air yang semuanya akibat apsang surut. Vegetasi mempengaruhi aliran melalui gaya drag sedangkan sedimen yang inorganik diasumsikan dibawa ke daerah rawa dari anak sungai dan materi organik diproduksi oleh tumbuhan di rawa itu sendiri. Sedimen yang ada terbagi menjadi tiga golongan yaitu sedimen yang terbawa dari luar dan terjebak oleh vegetasi di rawa, sedimentasi akibat pengendapan (proses flocculations) dan sedimen dari materi organik (detritus).

Untuk persamaan aliran diasumsikan dibangun oleh keseimbangan antara gaya drag vegetasi dan gaya gravitasi sehingga persamaannya dalam bentuk 1 dimensi dinyatakan oleh (asumsi juga kondisi tunak):

$$g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{1}{2} C_d a U^2 + \frac{(1-ad)}{h} C_b U^2 \quad 9.9$$

dimana η adalah elevasi muka laut, U kecepatan arus dalam arah horisontal, C_d koefisien drag vegetasi, C_b koefisien gesekan dasar (sea bed), h kedalaman perairan, a luas daerah rawa per satuan volume dan d adalah diameter batang vegetasi. Solusi persamaan diatas dinyatakan dalam fungsi sgn sebagai berikut (Mudd,S et al 2004):

$$U = -\text{sgn}\left(\frac{\partial \eta}{\partial x}\right) \left[\left(\frac{2gh}{ahC_d + 2(1-ad)C_b} \right) \left| \frac{\partial \eta}{\partial x} \right| \right]^{\frac{1}{2}} \quad 9.10$$

dimana fungsi $\text{sgn}(x)$ berharga 1 jika $x>0$ dan -1 jika $x<0$. Persamaan kontinuitas selalu dipenuhi yaitu:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hU) = 0 \quad 9.11$$

dengan memasukkan bentuk U diatas maka persamaan kontinuitas menjadi:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(h \text{sgn} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \left[\left(\frac{2gh}{ahC_d + 2(1-ad)C_b} \right) \left| \frac{\partial \eta}{\partial x} \right| \right]^{\frac{1}{2}} \right] = 0 \quad 9.12$$

Pada dasarnya persamaan ini dapat diselesaikan secara numerik dengan pengetahuan h atau data batimetri perairan.

Komponen biomassa adalah faktor yang paling sulit untuk diukur karena bergantung dari jenis vegetasi dan musim. Sebagai contoh pengukuran vegetasi dengan jenis S. Alterniflora di rawa asin Sout Carolina, USA pada saat musim panas akan menghasilkan bentuk biomassa sebagai berikut (Mudd,S et al 2004):

$$B = \frac{B_{ps}(1-\varpi)}{2} \left[\sin \left(\frac{2\pi m}{12} - \frac{\pi}{2} \right) + 1 \right] + \varpi B_{ps} \quad 9.13$$

dimana B adalah biomassa (ML-2), B_{ps} adalah biomassa puncak musim, m menyatakan bulan ($m=1$ pada bulan januari) dan ϖ adalah suatu konstanta. Biomassa tersebut dikopling dengan persamaan arus melalui hubungan koefisien drag sebagai berikut:

$$C_d = S_{cd}B + B_o \quad 9.15$$

hubungan ini diperoleh dengan regresi linier dimana S_{cd} adalah gradiennya.

Seperti pada dataran lumpur, transport sedimen di rawa asin akan didominasi oleh proses adveksi sehingga dia akan mengikuti persamaan:

$$\frac{\partial}{\partial t}(hC) + \frac{\partial}{\partial x}(hUC) = S_p + S_t + S_{org} \quad 9.16$$

dimana C adalah konsentrasi sedimen. Masing masing rata-rata sedimentasi (S) diberikan oleh:

Rata-rata sedimentasi akibat pengendapan partikel:

$$S_p = w_{se} C \quad 9.17$$

dimana w_{se} adalah kecepatan pengendapan efektif.

Rata-rata sedimentasi akibat terjebak divegetasi:

$$S_t = \left(T_{\max} \frac{a}{a_{\max}} \right) h C \quad 9.18$$

dimana T_{\max} adalah rata-rata jebakan maksimum, dan a adalah luas rawa per satuan luas.

Sedangkan rata-rata sedimentasi akibat kotoran dari organisme yang hidup dirawa asin akan diberikan oleh relasi:

$$S_{org} = k_B B \quad 9.18$$

dengan k_B adalah suatu koefisien.

Dengan memasukkan semua bentuk diatas ke persamaan transport sedimen maka pada dasarnya sebaran sedimen di rawa asin dapat diprediksi.

DAFTAR PUSTAKA

26. Bowden,K 1985 "Physical Oceanography of Coastal Waters" Ellis Horwood, New York.
27. DKP 2004 "Proyek Pemetaan Sel Sedimen di Jawa Timur". Jakarta.
28. Fagherazzi,S et al 2004 "Coastal & estuary studies" AGU.
29. Haslett,S 2000 "Coastal System" Routledge Press, London.
30. Hogg,A & D. Pritchard 2004 "Cross-shore suspended sediment transport under tidal currents"
www.bpi.cam.ac.uk
31. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York.

32. Mudd, SM et al 2004 "Coastal & estuary studies" AGU
33. Officer,B 1978 "Physical Oceanography of Estuaries" John Wiley & Sons, New York.
34. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
35. Pritchard,D & A. Hogg 2003 "Cross-shore sediment transport and the equilibrium morphology of mudflat under tidal currents" J. geophys. Res. 108, 3313-3328.

TSUNAMI

BAB
10

a tsunami is: "a wave train, or series of waves, generated in a body of water by an impulsive disturbance that vertically displaces the water column."

ITC, The Netherlands

9.1. Gambaran Umum

26 Desember 2004, hari yang tak akan pernah dilupakan oleh sejarah umat manusia. Gempa bumi berkekuatan 9 skala Richter yang terletak di utara pulau Sumatra (3.298N, 95.779E) dan diikuti munculnya gelombang Tsunami memporak-porandakan provensi Aceh dan beberapa negara lain seperti Thailand, Srilangka dan India. Di Aceh lebih dari 200.000 orang meninggal, suatu tragedi bencana alam yang paling buruk dalam sejarah Indonesia.

Tsunami adalah deretan gelombang panjang yang sangat ekstrim yang dibangkitkan oleh badan air sebagai respon atas gangguan yang diterimanya. Gangguan itu biasanya berupa gempa bumi dilaut atau di dekat pantai, letusan gunung api laut, tumpahan meterial gunung api laut (*pyroclastic flow*), ledakan nuklir atau meteor yang yang menghujam ke laut. Di tengah lautan gelombang tsunami mempunyai panjang gelombang sampai ratusan kilometer sedangkan tinggi gelombangnya hanya beberapa centimeter, sehingga kita tak dapat merasakan gelombang ini. Dilaut dalam, gelombang ini bergerak sangat cepat sekitar 970km/jam (secepat pesawat Boeing 777). Tetapi begitu mendekati daratan kecepatannya melambat tetapi tinggi gelombangnya naik secara drastis, terkadang dapat mencapai ketinggian 30m. Gelombang dengan tinggi seperti itu dapat merubah bentuk pantai secara ekstrim dan merusak segala sesuatu yang dilaluinya. Orang sering menyebutnya sebagai gelombang pembunuh (*Killer wave*).

Pada tahun 1963 disuatu konferensi ilmiah internasional diterima suatu kata tsunami untuk nama gelombang ini. Tsunami dari bahasa jepang yang berarti "tsu=pelabuhan" dan "nami=gelombang". Jaman dahulu orang Inggris menyebutnya gelombang pasut. Tetapi itu pernyataan yang salah karena tsunami bukan gelombang pasut dan sama sekali tidak mempunyai karakteristik sebagai gelombang pasut. Gelombang pasut akan mempunyai spektrum yang diskrit sedangkan tsunami tidak. Orang Jepang menamakannya sebagai gelombang pelabuhan karena gelombang ini merusak pelabuhan. Penamaan sesuatu berdasarkan kejadian alam lebih benar dari pada sekedar hipotesa.

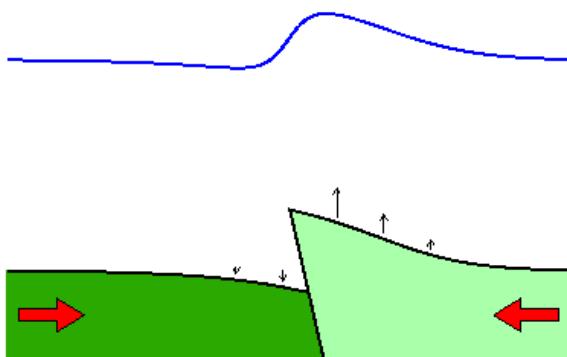
Dalam bab ini kita akan membahas sekilas tentang gelombang merusak ini. Dengan kejadian tsunami di Aceh, maka sudah banyak buku yang membahas tentang tsunami. Sesuai dengan judul buku ini, kita terutama akan melihat bagaimana tsunami ini merusak pantai. Studi tentang tsunami adalah studi banyak bidang (interdisipliner) yaitu geologi laut, oseanografi, matematika, geomorfologi, sosiopolitik, ekonomi dll. *Tak seorangpun dapat bergelar pakar tsunami!!!.*

9.2. Pembangkit Tsunami

Seperti telah disinggung diatas bahwa tsunami dibangkitkan oleh gempak bumi, letusan gunung api laut dll. Disini kita akan fokus kepada pembahasan pembangkitan oleh gempa tektonik karena sumber ini banyak terjadi di Indonesia. Gempa akibat gunung api akan dibahas secara khusus. Gunung api laut yang terkenal mampu membangkitkan tsunami adalah Krakatau. Tsunami akibat letusan Krakatau adalah yang terhebat dalam sejarah Bumi.

Gempa tektonik bawah laut dapat membangkitkan tsunami melalui respon hidrodinamika badan air akibat deformasi dari dasar laut. Gempa tektonik adalah hasil dari interaksi antara lempeng Bumi. Gerakan antar lempeng dapat berupa geseran, tumbukan, rengangan atau kombinasinya. Tsunami dapat dibangkitkan jika dasar laut berdeformasi secara tiba-tiba

dalam arah vertikal. Seluruh badan air diganggu ke atas atau ke bawah. Gelombang yang terbentuk semata-mata adalah massa air yang mempertahankan keseimbangannya. Berbeda dengan gelombang biasa gelombang tsunami tidak hanya membawa energi tetapi membawa massa. Gerakan vertikal tadi biasanya terjadi pada gempa bumi yang mempunyai komponen tumbukan dominan. Sketsa pembangkitan tsunami oleh gempa tektonik dapat dilihat pada gambar berikut:



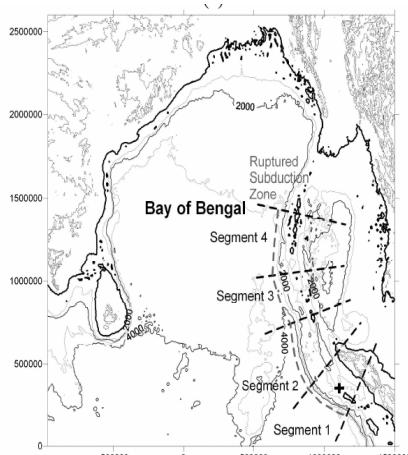
Gambar 10.1. Tsunami umumnya terjadi pada zona tumbukan antar lempeng tipe convergen (tumbukan). Jenis ini umumnya terjadi antara kerak benua dan kerak samudra. Warna hijau tua menyatakan kerak samudra (mempunyai jenis batuan yang lebih keras) dan warna hijau muda adalah kerak benua. (www.math.uio.no)

Faktor utama yang menentukan ukuran awal tsunami adalah "banyaknya" deformasi lantai samudra secara vertical. Hal ini tentu saja ditentukan oleh kekuatan gempa, kedalaman, karakteristik patahan dan kondisi sediment dasar laut. Sesampainya di pantai, konfigurasi garis pantai dan batimetri akan menentukan besar dan distribusi energi tsunami ke pantai. Sebagai contoh, kejadian tsunami di Aceh 26 Desember 2004, di akibatkan oleh tumbukan lempeng Australian-Indian (lempeng Samudra) dan lempeng Asian (lempeng Benua). Tumbukan terpusat dekat pulau Sumatra dengan posisi di 3.298N, 95.779E.

gempa yang terjadi mempunyai kekuatan 9 skala Richter. Pengambaran tumbukan antara lempeng dapat dilihat pada gambar 10.2. seperti dibawah ini.

Akibat tumubukan terdapat empat zona patahan dengan morfologi yang berbeda. Keempat segmen tersebut dibedakan secara unik baik bentuk maupun orisentasinya.

Segmen 1. meliputi busur sebelah selatan merupakan zona tunjaman dengan arah dari barat daya. Derah ini tumbukan terjadi paling kuat dan massa air yang terganggu paling besar.



Gambar 10.2. Tumbukan lempeng Australia-Hidia dgn lempeng Asia.
Tanda + menyatakan pusat gempa.
(Watt,P et al 2005)

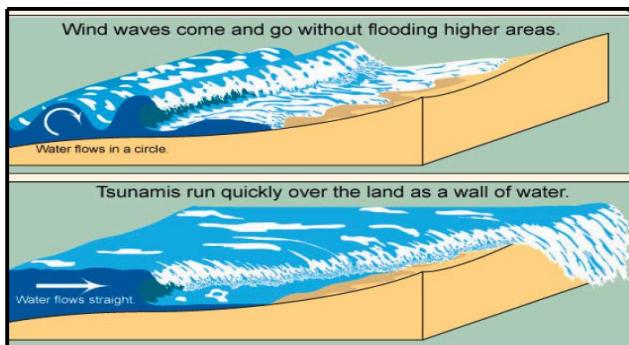
Segmen 2 pergerakan lempeng umumnya le arah utara-selatan. Segmen 3 mempunyai dasar laut yang lebig dangkal Punggungan cukup dangkal sehingga banyak terbentuk pulau-pulau. Sedangkan segmen 4 mempunyai bentuk yang lebih kompleks dibandingkan dengan sebelum gempa. Perbedaan konfigurasi tersebut menyebabkan sumber tsunami juga tidak seragam sehingga efek yang ditimbulkannya juga berbeda di setiap pantai.

Kejadian 26 Desember 2004 mempunyai pusat episentrum pada kedalaman 25 km di bawah permukaan dengan total patahan yang terjadi sepanjang 1200 km. Kedalaman slip yang terjadi sekitar 30m.

9.3 Penjalaran Tsunami

Tsunami dapat dipandang sebagai gelombang perairan dangkal. Berbeda dengan gelombang angin yang mempunyai

periode beberapa menit dan mempunyai panjang gelombang sekitar 200m, maka tsunami mempunyai periode (waktu antar deretan gelombang) dalam interval menit sampai dua jam dengan panjang gelombang mencapai 500 km. Berikut gambaran perbedaan gelombang angin dan tsunami:



Gambar 10.3. Gelombang angin dan gelombang tsunami
(sumber:web dari ITC Netherland.)

Seperti yang kita lihat di bab 2 bahwa karakteristik suatu gelombang linier dapat dilihat dari relasi antara periode, panjang gelombang dan kecepatannya yang dikenal dengan nama relasi disperse. Untuk gelombang linier maka relasi dispersi akan dinyatakan oleh:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad 10.1$$

Tsunami dapat dipandang sebagai gelombang perairan dangkal yaitu gelombang yang dikarakteristikkan dengan perbandingan antara kedalaman perairan dan panjang gelombang sangat kecil. Dengan pendekatan gelombang perairan dangkal linier maka kecapatan gelombang akan mengikuti rumus:

$$c = \sqrt{gh} \quad 10.2$$

dimana g = percepatan gravitasi (9.81 ms^{-2}) dan h kedalaman perairan. Dari beberapa simulasi ataupun rekonstruksi propagasi tsunami dapat dicatat untuk contoh dengan kedalaman laut 6100m dan panjang gelombangnya 500 km akan mempunyai kecepatan rambat sekitar 890 km/jam. Gelombang ini dapat menyebarluas lautan Pasifik hanya dalam waktu satu hari. Jika data terbebut kita masukkan ke rumus 10.2 maka kita akan mendapatkan kecepatan rambat sebagai berikut: $c = \sqrt{(9.8)(6100)} = 244.5 \text{ m/s}$ atau 67 km/jam. Hasil yang sangat kecil dengan kenyataan. Bagaimana sekarang jika kita menggunakan pendekatan perairan dalam, maka relasi disperse 10.1 menjadi:

$$c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} \quad 10.3$$

dimana L adalah panjang gelombang. Dengan rumus ini maka $c = \sqrt{(9.8)(750000)/(2\pi)} = 245.7 \text{ km/jam}$. Hasil yang lebih mendekati kenyataan. Kita harus ingat kembali bahwa definisi perairan dangkal atau dalam bukan dalam arti yang sesungguhnya. Tetapi perbandingan antara panjang gelombang dengan kedalaman perairan. Di laut dalam maka panjang gelombang tsunami sekitar 500km sedangkan kedalaman laut sekitar 7km berarti kedalaman laut sangat kecil jika dibandingkan panjang gelombang sehingga dikatakan gelombang tsunami itu adalah gelombang perairan dangkal. Relasi 10.2 ternyata salah, tetapi relasi 10.3 mendekati kenyataan, tetapi relasi ini untuk gelombang perairan dalam, sedangkan tsunami adalah gelombang perairan dangkal. Dari hasil tersebut kita mendapatkan petunjuk bahwa kecepatan rambat tsunami tergantung pada panjang gelombangnya. Lalu teori gelombang apa yang cocok menjelaskan tsunami?

Kita ingat kembali bahwa rumus 10.1 adalah relasi dispersi untuk gelombang linier. Karena relasi 10.1 tidak sesuai maka dapat diduga bahwa tsunami bukanlah gelombang linier tetapi gelombang nonlinier. Kita harus memperluas perumusan gelombang perairan dangkal ke perumusan gelombang

nonlinier. Hasil kerja keras dari dua ilmuwan Belanda Korteweg dan deVries (konon mereka adalah guru dan murid) telah menemukan persamaan gelombang nonlinier dari persamaan gelombang perairan dangkal. Penurunan persamaan ini rumit dan tidak akan dijelaskan disini. Pembaca yang tertarik dapat mengikutinya di Mei,C.C 1994 „*The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*“ Word Scientific, Singapore. Persamaan ini dituliskan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + (gh)^{\frac{1}{3}} \left(1 + \frac{\frac{3}{2} \zeta}{h} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{h^2}{6} (gh)^{\frac{1}{3}} \frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3} = 0 \quad 10.4$$

Solusi persamaan gelombang ini dikenal dengan nama gelombang soliter. Sekarang telah berkembang banyak sekali model tsunami dengan berbagai pendekatan. Perangkat lunak untuk memodelkan tsunami juga mengikuti seperti FUNWAVE, TUNAMI dan lain sebagainya.

Untuk kesenangan maka mari kita bermain-main sedikit dengan persamaan KdV ini. Karena persamaan 10.4 adalah persamaan dengan dimensi maka untuk memudahkan komputasi maka kita tuliskan dalam bentuk nondimensional dengan mengintroduksir transformasi sebagai berikut:

$$t = \frac{L}{(gh)^{\frac{1}{2}}} t' \quad x = Lx' \quad \zeta = A\zeta' \quad \varepsilon = \frac{A}{h} \quad \mu = \frac{h}{L}$$

Maka persamaan diatas menjadi:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t'} + \frac{\partial \zeta'}{\partial x'} + \frac{3}{2} \varepsilon \zeta' \frac{\partial \zeta'}{\partial x'} + \frac{\mu^2}{6} \frac{\partial^3 \zeta'}{\partial x'^3} = 0 \quad 10.6$$

Bentuk tersebut masih kurang enak dilihat karena suku kedua dan suku ke tiga masih dapat diringkas lagi dengan menggunakan transformasi sebagai berikut:

$$\sigma \equiv x' - t' \quad ; \quad \tau \equiv \varepsilon t' \quad 10.7$$

Subtitusikan 10.7 nini ke 10.6 maka kita dapatkan:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial \tau} + \frac{3}{2} \zeta' \frac{\partial \zeta'}{\partial \sigma} + \frac{\mu^2}{6\varepsilon} \frac{\partial^3 \zeta'}{\partial \sigma^3} = 0 \quad 10.8$$

Orang matematika masih tidak suka dengan persamaan ini karena masih mengandung koefisien. Untuk menghilangkannya maka kembali kita lakukan transformasi sebagai berikut:

$$\zeta' \rightarrow -4\eta \quad \sigma \rightarrow \frac{\mu}{(6\varepsilon)^{\frac{1}{2}}} X \quad \tau \rightarrow \frac{\mu}{(6\varepsilon)^{\frac{1}{2}}} T \quad 10.9$$

maka kita dapatkan persamaan sebagai berikut:

$$\frac{\partial \eta}{\partial T} - 6\eta \frac{\partial \eta}{\partial X} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial X^3} = 0 \quad 10.10$$

Akhirnya setalah melewati perjalanan yang melelahkan, kita mendapatkan bentuk standard persamaan KdV. Persamaan tersebut memerikan propagasi gelombang akibat keseimbangan natara efek nonlinier (suku kedua) dan efek dispersi (suku ketiga). Efek nonlinier akan menyebabkan gelombang memipih sedangkan efek dispersi akan menyebabkan gelombang menyebar. Keseimbangan ini akan menyebabkan gelombang menjalar dengan bentuk yang stabil. Karena persamaan ini nonlinier mestinya sulit untuk mendapatkan solusi analitik. Tetapi ternyata ada suatu keajaiban bahwa ternyata kita mampu mendapatkan solusi analitik dari persamaan ini. Solusi analitik dicari dari aproksimasi gelombang jalan (travelling wave) yaitu suatu aproksimasi solusi dalam bentuk:

$$\eta(X, T) = \eta(X - VT) = \eta(\xi) \quad \xi = X - VT \quad 10.11$$

dimana V adalah kecepatan fase gelombang.

Dengan aproksimasi ini maka operator difensial parsial menjadi operator diferensial biasa dalam ξ yang dinyatakan sebagai berikut:

$$\frac{\partial}{\partial T} \rightarrow -V \frac{d}{d\xi} \quad ; \quad \frac{\partial}{\partial X} \rightarrow \frac{d}{d\xi} \quad 10.12$$

Maka persamaan 10.10 akan menjadi:

$$-V \frac{d\eta}{d\xi} - 6\eta \frac{d\eta}{d\xi} + \frac{d^3\eta}{d\xi^3} = 0 \quad 10.13$$

atau dapat kita dapat merubahnya menjadi (dengan $dy^2/dx=2ydy/dx$):

$$-V \frac{d\eta}{d\xi} - 3 \frac{d\eta^2}{d\xi} + \frac{d^3\eta}{d\xi^3} = 0 \quad 10.14$$

Integrasikan terhadap ξ kita dapatkan:

$$\frac{d^2\eta}{d\xi^2} - V\eta - 3\eta^2 + B_1 = 0 \quad 10.15$$

Kembali kita lakukan trik dengan mengalikan dengan $d\eta/d\eta$ maka kita peroleh:

$$\frac{d\eta}{d\xi} \frac{d^2\eta}{d\xi^2} - V\eta \frac{d\eta}{d\xi} - 3\eta^2 \frac{d\eta}{d\xi} + B_1 \frac{d\eta}{d\xi} = 0 \quad 10.16$$

Atau kita tuliskan lagi menjadi:

$$\frac{1}{2} \frac{d}{d\xi} \left[\left(\frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 \right] = \frac{d\eta^3}{d\xi} + \frac{V}{2} \frac{d\eta^2}{d\xi} - B_1 \frac{d\eta}{d\xi} \quad 10.17$$

Kembali kita integrasikan terhadap ξ kita peroleh:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 = \eta^3 + \frac{V}{2} \eta^2 - B_1 \eta + B_2 \quad 10.18$$

Persamaan diferensial ini ternyata mempunyai beberapa solusi. Kita akan membahasnya satu persatu.

9.3.1. Solusi Satu Soliton

Jika kita mengambil syarat batas $\lim_{\xi \rightarrow \pm\infty} \eta = 0$ maka konstanta integrasi menjadi $B_1 = B_2 = 0$. Persamaan 10.18 menjadi:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 = \eta^3 + \frac{V}{2} \eta^2 \quad 10.19$$

Berdasarkan pengalaman maka kita dapat mengintegrasikan persamaan ini dengan mengtransformasi $\eta = -\phi$ sehingga kita mendapatkan persamaan:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\phi}{d\xi} \right)^2 = -\phi^3 + \frac{V}{2} \phi^2 \quad 10.20$$

atau kita nyatakan dalam bentuk integral sebagai berikut:

$$\int \frac{d\phi}{\sqrt{\frac{V}{2}\phi^2 - \phi^3}} = \int \sqrt{2} d\xi \quad 10.21$$

Integrasi sebelah kiri dilakukan sebagai berikut:

$$\int \frac{d\phi}{\sqrt{\frac{V}{2}\phi^2 - \phi^3}} = \int \frac{d\phi}{\frac{V}{2}\sqrt{\phi^2 - \frac{2}{V}\phi^3}} = \alpha \int \frac{d\phi}{\sqrt{\phi^2 - \alpha\phi^3}} \quad 10.22$$

$$\text{dengan } \alpha = \frac{2}{V}$$

Integral diatas mudah diselesaikan dengan substitusi sebagai berikut:

$$u = \sqrt{1 - \alpha\phi} \quad \text{maka} \quad \phi = \frac{1}{\alpha}(1 - u^2) \quad \text{dan} \quad \frac{d\phi}{\sqrt{1 - \alpha\phi}} = -\frac{2}{\alpha} du$$

Integral diatas menjadi:

$$\alpha \int \frac{d\phi}{\sqrt{\phi^2 - \alpha\phi^3}} = -2\alpha \int \frac{udu}{1 - u^2} = -\alpha \int \left(\frac{1}{1-u} + \frac{1}{1+u} \right) du \quad 10.23$$

dengan rumus integrasi:

$$\int \frac{1}{u} du = \ln(u)$$

Maka integral 10.23 menjadi:

$$-\alpha \int \left(\frac{1}{1-u} + \frac{1}{1+u} \right) du = -\alpha [-\ln(1-u) + \ln(1+u)] = \alpha \ln \left(\frac{1-u}{1+u} \right)$$

..... 10.24

Dengan hasil integral ini maka persamaan 10.21 menjadi:

$$\frac{2}{V} \ln \left(\frac{1-u}{1+u} \right) = \sqrt{2}\xi$$

..... 10.25

selesaikan untuk u kita peroleh (permainan aljabar biasa):

$$u = \frac{1 - e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}{1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}$$

..... 10.26

Subtitusikan u diperolah:

$$\sqrt{1 - \frac{2}{V}\phi} = \frac{1 - e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}{1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}$$

atau

..... 10.27

$$1 - \frac{2}{V}\phi = \left(\frac{1 - e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}{1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}} \right)^2$$

Selesaikan untuk ϕ kita peroleh:

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{V}{2} \frac{\left(1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2 - \left(1 - e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2}{\left(1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2} = \frac{V}{2} \frac{1 + 2e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi} + e^{\frac{2V}{\sqrt{2}}\xi} - 1 + 2e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi} - e^{\frac{2V}{\sqrt{2}}\xi}}{\left(1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2} \\ &= \frac{V}{2} \frac{4e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}}{\left(1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2} = \frac{2V}{\left(1 + e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}\right)^2 e^{\frac{V}{\sqrt{2}}\xi}} = \frac{2V}{\left(e^{\frac{V}{2\sqrt{2}}\xi} + e^{-\frac{V}{2\sqrt{2}}\xi}\right)^2} = \frac{V}{\cosh^2 \left(\frac{V}{2\sqrt{2}}\xi \right)} \\ &= V \operatorname{sech}^2 \left(\frac{V}{2\sqrt{2}}\xi \right) \end{aligned}$$

..... 10.28

Jadi solusinya adalah:

$$\phi = V \operatorname{sech}^2 \left(\frac{V}{2\sqrt{2}} (X - VT) \right) \quad 10.29$$

Jika nyatakan dalam variabel nondimensional (10.9) maka kita peroleh:

$$\zeta' = 4V \operatorname{sech}^2 \left(\frac{(3\varepsilon)^{\frac{1}{3}} V}{2\mu} (\sigma - V\tau) \right) \quad 10.30$$

Sebelum kita membahas gelombang soliter tersebut lebih lanjut maka kita tinjau dahulu terbentuknya gelombang di pusat gempa. Pada pusat gempa maka gerakan vertikal kolom air dipermukaan biasanya hanya sekitar $A=1\text{m}$. Pada umumnya skala panjang daerah propagasi gelombang sekitar $L=500\text{km}$ dan kedalaman samudra sekitar $h=6\text{km}$ maka kita dapatkan orde efek nonlinier dan dispersi sebagai berikut:

$$\varepsilon = \frac{A}{h} = \frac{1}{6 \times 10^3} = 1.6 \times 10^{-4} \quad ; \quad \mu = \frac{h}{L} = \frac{6 \times 10^3}{5 \times 10^5} = 1.2 \times 10^{-2} \quad 10.31$$

Hal ini menunjukkan bahwa di pusat gempa efek dispersi lebih dominan, sehingga kita tidak akan mendapatkan solusi soliton. Dengan mengabaikan efek nonlinier maka persamaan KdV menjadi:

$$\frac{\partial \eta}{\partial T} + \frac{\partial^3 \eta}{\partial X^3} = 0 \quad 10.32$$

Persamaan ini mempunyai solusi (Jackson,A 1992):

$$\eta(X, T) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{1}{(3T)^{\frac{1}{3}}} \int_{-\infty}^{+\infty} Ai \left[\frac{X - X'}{(3T)^{\frac{1}{3}}} \right] \eta(X', 0) dX' \quad 10.33$$

dimana Ai adalah fungsi Airy yang mempunyai sifat:

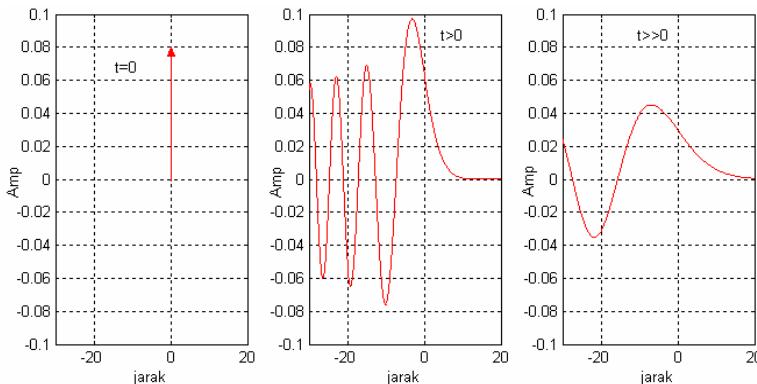
$$\lim_{T \rightarrow 0} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{1}{(3T)^{\frac{1}{3}}} Ai \left[\frac{X - X'}{(3T)^{\frac{1}{3}}} \right] = \delta(X) \quad 10.34$$

dengan $\delta(x)$ adalah fungsi delta dirac.

Jika kondisi awal adalah sumber sesaat yaitu $\eta(X,0)=\delta(X)$ maka solusi menjadi:

$$\eta(X,T) = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{1}{(3T)^{\frac{1}{3}}} Ai\left[\frac{X}{(3T)^{\frac{1}{3}}}\right] \quad 10.35$$

Plot fungsi ini dapat kita lihat dalam gambar berikut:



Gambar 10.4. Model gelombang tsunami di dekat sumber gempa.

Jadi pada saat terjadinya gempa, gelombang muncul dalam bentuk pulsa yang diikuti oleh deretan gelombang yang lebih kecil dan semakin lama semakin menyebar. Tetapi dengan berlalunya waktu, laut makin dangkal katakanlah telah mencapai kedalaman $h=1\text{km}$. Pada kedalaman ini maka orde nonlinier dan dispersi menjadi:

$$\varepsilon = \frac{A}{h} = \frac{1}{10^3} = 10^{-3} \quad ; \quad \mu = \frac{h}{L} = \frac{10^3}{5 \times 10^5} = 2 \times 10^{-3} \quad 10.36$$

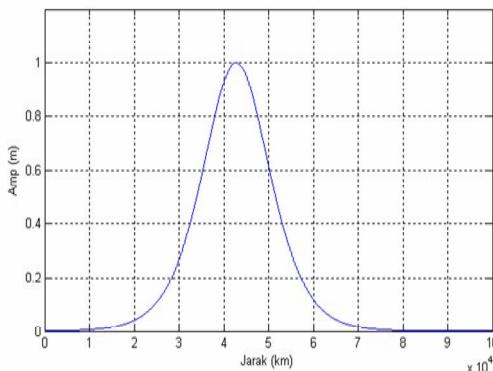
Jadi efek nonlinier menguat dan akan mengimbangi efek dispersi. Pada kedalaman ini terjadi keseimbangan antara efek nonlinier dan efek dispersi sehingga berlakulah persamaan KdV. Kita telah melihat bahwa solusi soliton tunggal dari persamaan KdV dinyatakan oleh 10.30. Secara umum solusi soliton tunggal akan ditulis sebagai berikut:

$$\zeta' = \zeta_0 \operatorname{sech}^2 \left(\frac{1}{\lambda} (\sigma - C\tau) \right) \quad 10.37$$

dimana ζ_0 adalah amplitudo, λ menyatakan panjang soliton dan C adalah kecepatan propagasi soliton. Dengan membandingkan 10.37 dengan 10.30 maka kita dapatkan kecepatan propagasi gelombang sebagai berikut:

$$C = \frac{\sqrt{3ALV^2\lambda}}{2h^{\frac{3}{2}}} \quad 10.38$$

Dengan $A=1\text{m}$, $h=1\text{km}$, $L=500\text{km}$, $V=A/4$ dan $\lambda=10\text{km}$ maka kita dapatkan kecepatan gelombang tsunami sebesar $C=380\text{ km/jam}$. Plot solusi dinyatakan oleh gambar berikut:



Gambar 10.5. Model gelombang tsunami di laut dangkal.

9.3.1. Solusi Gelombang Cnoidal

Tsunami adalah deretan gelombang bukanlah satu gelombang saja. Model tsunami yang dikembangkan diatas hanyalah model satu gelombang (satu soliton), maka untuk mendapatkan suatu deret gelombang maka kita harus mempunyai solusi dalam bentuk deretan gelombang dari persamaan KdV. Ingat bahwa persamaan KdV hanya berlaku jika kondisi kedalaman konstan. Begitu mendekati pantai maka terjadi perubahan kedalaman sehingga persamaan KdV ini tak

berlaku. Kita akan membahasnya nanti dalam disipasi tsunami. Untuk mendapatkan solusi deretan gelombang maka kita tuliskan kembali persamaan KdV dalam bentuk gelombang jalan sebagai berikut:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\eta}{d\xi} \right)^2 = \eta^3 + \frac{V}{2} \eta^2 - B_1 \eta + B_2 \quad 10.39$$

Dengan menggunakan transformasi $\eta = -\phi$ maka persamaan diatas menjadi:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\phi}{d\xi} \right)^2 = -\phi^3 + \frac{V}{2} \phi^2 + B_1 \phi + B_2 \quad 10.40$$

Suku sebalah kanan adalah polinomial pangkat tiga yang mempunyai akar $\phi_1 < \phi_2 < \phi_3$ sehingga suku sebalah kanan dapat kita tuliskan sebagai berikut:

$$\frac{1}{2} \left(\frac{d\phi}{d\xi} \right)^2 = (\phi_3 - \phi)(\phi - \phi_2)(\phi - \phi_1) \quad 10.41$$

Kita ambil solusi dalam bentuk:

$$\phi = \phi_3 \cos^2 \theta + \phi_2 \sin^2 \theta \quad ; \quad \theta = \theta(\xi) \quad 10.42$$

maka diferensial solusi adalah:

$$\frac{d\phi}{d\xi} = -2(\phi_3 - \phi_2) \cos \theta \sin \theta \theta' \quad ; \quad \theta' = \frac{d\theta}{d\xi}$$

Jika kita substitusikan solusi ini ke persamaan 10.41 kita dapatkan:

$$\frac{1}{2}(-2(\phi_3 - \phi_2)\sin\theta\cos\theta\theta')^2 = (\phi_3 - \phi_3\cos^2\theta + \phi_2\sin^2\theta) \\ (\phi_3\cos^2\theta + \phi_2\sin^2\theta - \phi_2)(\phi_3\cos^2\theta + \phi_2\sin^2\theta - \phi_1) \quad \dots \dots 10.43$$

Dengan menggunakan identitas trigonometri $\cos^2\theta + \sin^2\theta = 1$ maka kita dapatkan:

$$2\theta'^2 (\phi_3 - \phi_2)^2 \sin^2 \theta \cos^2 \theta = (\phi_3 - \phi_2)^2 \sin^2 \theta \cos^2 \theta \times \\ [(\phi_3 - \phi_1) - (\phi_3 - \phi_2) \sin^2 \theta] \quad 10.44$$

dengan m, endefinisikan:

$$m = \frac{(\phi_3 - \phi_2)}{(\phi_3 - \phi_1)} \quad ; \quad 0 < m < 1$$

Maka kita peroleh:

$$\left(\frac{d\theta}{d\xi} \right)^2 = \frac{1}{2} (\phi_3 - \phi_1) [-m \sin^2 \theta] \quad 10.45$$

Jika kita tuliskan dalam bentuk integral dinyatakan sebagai berikut:

$$\int_0^\theta \frac{d\theta}{\sqrt{(-m \sin^2 \theta)}} = \frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \quad 10.46$$

Integral disebelah kiri dinamakan integral elliptik tak lengkap macam pertama dengan modulus m, atau sering juga disebut Jacobian elliptic function. Integral tersebut sudah ditabelkan (lihat buku-buku tentang special function) dan mempunyai dua fungsi dasar yaitu Cn (cossinus elliptic) dan Sn (sinus elliptic). Dalam bentuk Cn dan Sn maka persamaan 10.46 menjadi:

$$\begin{aligned} \cos \theta &= Cn \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \right] \\ \sin \theta &= Sn \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \right] \end{aligned} \quad 10.47$$

Maka solusi 10.42 menjadi:

$$\phi = \phi_3 Cn^2 \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \right] + \phi_2 Sn^2 \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \right] \quad 10.48$$

dengan identitas $Sn^2 \beta + Cn^2 \beta = 1$ maka diperoleh solusi:

$$\phi = \phi_2 + (\phi_3 - \phi_2) Cn^2 \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} \xi \right] \quad 10.49$$

atau

$$\phi(X, T) = \phi_2 + (\phi_3 - \phi_2) Cn^2 \left[\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{\frac{1}{2}} (X - VT) \right] \quad 10.50$$

Solusi dalam bentuk fungsi C_n ini sering disebut solusi gelombang Cnoidal. Hal yang menarik dari fungsi ini adalah bahwa C_n harus mempunyai periode $2K(m)$ dimana $K(m)$ adalah integra elliptik yang dinyatakan sebagai:

$$\kappa(m) = \int_0^{\pi/2} \frac{d\theta}{\sqrt{1 - m \sin^2 \theta}} \quad 10.51$$

Sedangkan panjang gelombang akan dinyatakan oleh:

$$\frac{1}{\sqrt{2}} (\phi_3 - \phi_1)^{1/2} \lambda = 2\kappa(m) \rightarrow \lambda = \frac{2\sqrt{2}\kappa(m)}{(\phi_3 - \phi_1)^{1/2}} \quad 10.52$$

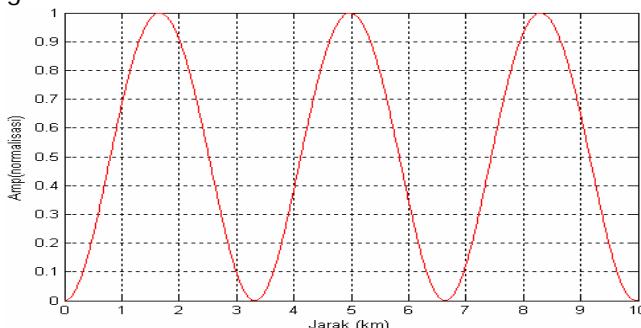
Jadi panjang gelombang tergantung amplitude melalui m . Kecepatan rambat dan periode gelombang akan ditentukan dari akar polinomial melalui relasi:

$$V = 2(\phi_1 + \phi_2 + \phi_3) ; \quad T = \lambda/V \quad 10.53$$

sedangkan akar polinomial ditentukan berdasarkan integral elliptik macam kedua $E(m)$ sebagai berikut (Mei,C.C 1994):

$$\begin{aligned} \phi_1 &= -\frac{h}{m} \frac{E(m)}{\kappa(m)} & \phi_2 &= \frac{h}{m} \left(1 - m - \frac{E(m)}{\kappa(m)} \right) \\ \phi_3 &= \frac{h}{m} \left(1 - \frac{E(m)}{\kappa(m)} \right) & E(m) &= \int_0^{\pi/2} (1 - m \sin^2 \theta)^{1/2} d\theta \end{aligned} \quad 10.54$$

Plot solusi dalam bentuk gelombang Cnoidal dinyatakan sebagai berikut:



Gambar 10.6. Model tsunami sebagai gelombang Cnoidal.

Untuk $m \rightarrow 1$ dan $\phi_2 \rightarrow \phi_1$ maka $C_n \rightarrow \text{sech}$ maka kita mempunyai soliton tunggal, sedangkan jika $m \rightarrow 0$ dan $\phi_3 \rightarrow \phi_3$ maka $C_n \rightarrow \cos$ yang menyatakan gelombang linier sinusoidal. Sejauh ini kita telah melihat propagasi tsunami dalam bentuk gelombang. Pada kenyataannya tsunami tidak hanya memberikan transfer energi (gelombang) tetapi tsunami juga memberikan transfer massa maka persamaan yang memerlukan propagasi tsunami di laut terbuka tidak hanya mengandung elevasi muka laut (gelombang) saja tetapi juga persamaan massa air yang dinyatakan oleh discharge air. Persamaan tersebut dinyatakan sebagai berikut (Choi,B 2005):

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{MN \cos \theta}{D} \right) + \frac{gD}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \quad \dots \dots \dots 10.55$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{N^2 \cos \theta}{D} \right) + \frac{gD}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM \quad \dots \dots \dots 10.56$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial (N \cos \theta)}{\partial \theta} = 0 \quad \dots \dots \dots 10.57$$

dimana M dan N adalah komponen discharge air sepanjang lintang (θ) dan bujur(λ), η adalah elevasi muka laut, $D=h(x,y)+\eta$ adalah total kedalaman periaran, g percepatan gravitasi, f adalah parameter Coriolis dan R adalah radius Bumi.

Persamaan tersebut sulit diselesaikan secara analitik karena adanya suku nonlinier. Beberapa metode numerik telah dikembangkan yang dikemas dalam suatu paket perangkat lunak. Salah satunya adalah TUNAMI yang dikembangkan oleh ilmuwan Jepang. Perangkat lunak ini mempunyai resolusi 1.5km. Untuk mendapatkan gambaran secara umum maka kita akan melakukan pendekatan. Cara yang paling mudah adalah mengabaikan suku nonlinier. Jika kita menganggap lautan datar dan sudah mendekati pantai maka pengaruh rotasi Bumi dapat

diabaikan sehingga kita hanya menggunakan koordinat kartesian. Dengan sistem koordinat ini dan hanya mengabaikan suku nonlinier maka ketiga persamaan diatas menjadi:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad 10.58$$

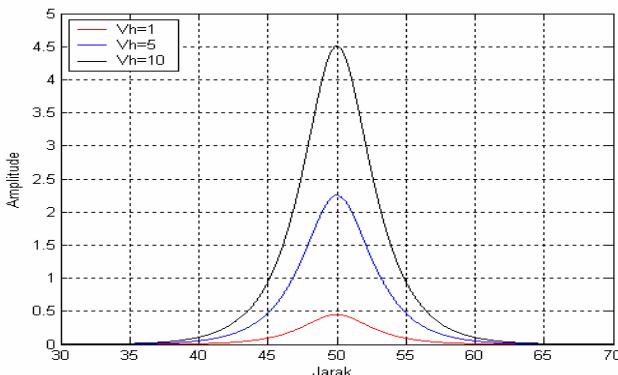
$$\frac{\partial N}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad 10.59$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad 10.60$$

dimana x koordinat timur-barat dan y koordinat utara-selatan. Karena persamaannya linier maka solusi analitik telah ditemukan yaitu (Iwasaki,S 1997):

$$\eta = \frac{V_h}{\pi} \Delta t \left[\tanh^{-1} \left(\frac{\sin \left(\frac{\eta_o}{2D} \pi \right)}{\cosh \left(\frac{x-D}{2D} \pi \right)} \right) - \tanh^{-1} \left(\frac{\sin \left(\frac{\eta_o}{2D} \pi \right)}{\cosh \left(\frac{x+D}{2D} \pi \right)} \right) \right] \quad 10.61$$

Dimana V_h adalah kecepatan patahan. Plot solusi ini dapat kita lihat pada gambar berikut:



Gambar 10.6. Propagasi tsunami dengan berbagai kecepatan patahan (V_h adalah kecepatan patahan).

Kita melihat bahwa semakin cepat patahan dia akan menghasilkan tsunami dengan amplitude yang lebih tinggi. Model ini memang terlalu sederhana tetapi kita bisa melihat pengaruh patahan terhadap tinggi gelombangnya. Sebenarnya bagaimana patahan dapat menghasilkan tsunami memerlukan pembahasan tersendiri yaitu melibatkan interaksi antara fluida dengan zat padat (Bumi).

9.4. Disipasi dan Dampaknya pada Morfologi Pantai

Model yang dikembangkan diatas disebut model persamaan perairan dangkal nonlinier. Beberapa model lain telah dikembangkan atas dasar orde nonlinier dan dispersi. Ada besaran lain yaitu perbandingan antara nonlinier dengan dispersi yang dikenal dengan nama besaran Ursell (Ur). Kita tuliskan kembali parameter nonlinier, dispersi dan bilangan Ursell sebagai berikut:

$$\varepsilon = \frac{A}{h} \quad ; \quad \mu = \frac{h}{L} \quad ; \quad Ur = \frac{\varepsilon}{\mu} \quad 10.62$$

Beberapa model gelombang tsunami ditentukan oleh kekuatan parameter ini. Berikut tabel model gelombang dan parameter tersebut:

No	Model	Relasi paremater
1.	Persamaan perairan dangkal linier	$\varepsilon=O(1)$; $\mu=O(1)$
2.	Persamaan perairan dangkal nonlinier	$\varepsilon=O(1)$; $Ur= \varepsilon / \mu > O(1)$
3.	Persamaan tipe Boussinesq linier	$\varepsilon=O(1)$; $Ur= \varepsilon / \mu << O(1)$
4.	Persamaan tipe Boussinesq nonlinier	$. Ur= \varepsilon / \mu=O(1)$

Berdasarkan persamaan perairan dangkal dapat diturunkan bentuk eksplisit dari persamaan gelombang yang dinyatakan sebagai berikut (Mei,C.C 1994):

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \nabla_H \cdot (h \nabla_H \eta) &= -f \eta + \frac{1}{3} \nabla_H \cdot \left(h \nabla_H \left(h \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right) \right) \\ &\quad + \frac{3}{2} g \nabla_H \cdot \left(h \nabla_H \left(\frac{\eta^2}{h} \right) \right) \end{aligned} \quad 10.63$$

dimana $\nabla_H = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j}$ dan f adalah faktor koriolis.

Persamaan ini dikenal dengan nama persamaan Boussinesq. Kita melihat bahwa persamaan ini lebih umum karena kedalaman perairan h tidaklah konstant tetapi bervariasi secara horizontal yaitu $h=h(x,y)$. Suku sebelah kiri menyatakan evolusi gelombang terhadap ruang dan waktu. Jika semua suku di sebelah kanan nol maka kita punya gelombang linier. Suku pertama sebelah kanan menyatakan efek rotasi Bumi, suku kedua menyatakan efek dispersi dan suku ke tiga menyatakan efek nonlinier. Persamaan ini dapat digunakan untuk mempelajari bagaimana nasib gelombang tsunami seletah memasuki lereng benua.

Jika efek dispersi diabaikan dan efek rotasi Bumi juga diabaikan maka kita akan mendapatkan:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - g \nabla_H \cdot (h \nabla_H \eta) = \frac{3}{2} g \nabla_H \cdot \left(h \nabla_H \left(\frac{\eta^2}{h} \right) \right) \quad 10.64$$

Hal yang menarik adalah jika kedalaman konstant $h=h_0$ maka kita mempunyai solusi:

$$\begin{aligned} \eta &= \eta_o \operatorname{sech}^2 \left[\kappa^{\frac{1}{2}} (x - Ut) \right] \\ \kappa &= \frac{3\eta_o}{4h_o^2(h_o + \eta_o)} \quad ; \quad U = \pm [g(h_o + \eta_o)]^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad 10.65$$

Ini adalah teman lama kita yaitu gelombang soliter. Model apapun yang kita pakai menyatakan bahwa tsunami akan menjalar dalam bentuk gelombang soliter jika berada dalam batimetri yang konstan atau perairan dengan kedalaman tetap. Jika tsunami mendekati pantai maka perubahan kedalaman perairan akan menyebabkan tsunami mengalami proses refraksi dan refleksi atau tsunami mengalami transformasi gelombang. Menurut teori linier jika kedalaman berkurang maka kecepatan juga berkurang. Bagaimana dengan panjang gelombang? Karena frekuensi tetap dan kecepatan rambat berkurang maka panjang gelombang harus memendek juga. Tetapi teori linier tak mampu melihat hubungan antara

amplitude dengan panjang gelombang. Dari rumus 10.38 maka jika kedalaman perairan turun menjadi 200m dan kecepatan rambat berkurang menjadi 200km/jam dan skala panjang sekitar 1km maka tsunami akan mempunyai amplitude sebesar 10,5m. Jadi begitu tsunami mendekati pantai maka kecepatan berkurang, panjang gelombang memendek dan tinggi gelombang naik. Begitu dia menghantam pantai maka seluruh energi dan massa di tumpahkan ke daratan.

Untuk melihat bagaimana tsunami tertransformasi begitu memasuki lereng benua, banyak orang menggunakan persamaan 10.63. Dengan menggunakan metode numerik (beda hingga atau elemen hingga) maka dengan berbekal data batimetri simulasi propagasi tsunami dapat dilakukan. Pembahasan secara lengkap tentang model tsunami terletak jauh diluar jangkauan buku ini. Sekarang kita akan melihat bagaimana tsunami yang diperikan sebagai gelombang soliter tertransformasi akibat perubahan kedalaman. Kita akan membahasnya berdasarkan persamaan Boussinesq. Dalam variabel kecepatan (u) dan elevasi muka laut (η) maka persamaan boussinesq 10.63 dapat dituliskan dalam bentuk persamaan diferensial yang terkopel sebagai berikut (Mei,C.C 1994):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + (\varepsilon \eta + h) \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial(\varepsilon \eta + h)}{\partial x} = 0 \quad 10.66$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \varepsilon u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\mu^2}{3} h^2 \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} = 0 \quad 10.67$$

Disini h tidak lagi konstant tetapi $h=h(x)$. Seperti yang telah kita ketahui bahwa gelombang soliter diperikan dengan persamaan KdV maka kita harus mendapatkan persamaan KdV dari persamaan diatas. Untuk itu maka kita lakukan transformasi koordinat sebagai berikut:

$$\sigma = \varepsilon x \quad \tau = \frac{1}{\varepsilon} \int h^{-\frac{1}{2}}(\sigma) d\sigma - t \quad 10.68$$

Dengan system koordinat yang baru ini maka operator diferensial menjadi:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rightarrow -\frac{\partial}{\partial \tau} \quad \frac{\partial}{\partial x} \rightarrow \varepsilon \frac{\partial}{\partial \sigma} + h^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial}{\partial \tau} \quad 10.69$$

Dengan menggunakan aproksimasi

$$u = h^{-\frac{1}{2}} \eta$$

Maka kedua persamaan 10.66 dan 10.67 dapat digabung sehingga menjadi persamaan sebagai berikut (silahkan pembaca mencobanya sendiri sebagai latihan):

$$2h^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \eta}{\partial \tau} + \frac{1}{2} \frac{1}{h^{\frac{1}{2}}} \frac{\partial h}{\partial \sigma} \eta + \frac{3}{h} \eta \frac{\partial \eta}{\partial \sigma} + \frac{\mu^2}{3\varepsilon} h \frac{\partial^3 u}{\partial \tau^3} = 0 \quad 10.70$$

Kita akan mendapatkan bentuk yang lebih baik dengan menggunakan transformasi sebagai berikut:

$$\eta = -4h^2 \psi \quad X = \frac{\mu^2}{6\varepsilon} \sigma \quad T = \frac{\mu^2}{6\varepsilon} \int_{\sigma_0}^{\sigma} h^{\frac{1}{2}}(\sigma) d\sigma \quad 10.71$$

Maka kita akan mendapatkan persamaan KdV dengan koefisien variabel sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial T} - 6\psi \frac{\partial \psi}{\partial X} + \frac{\partial^3 u}{\partial X^3} + v(T)\psi &= 0 \quad ; \\ v(T) &= \frac{9}{4} \left(\frac{6\varepsilon}{\mu^2} \right) h^{-\frac{1}{2}} \frac{\partial h}{\partial T} \end{aligned} \quad 10.72$$

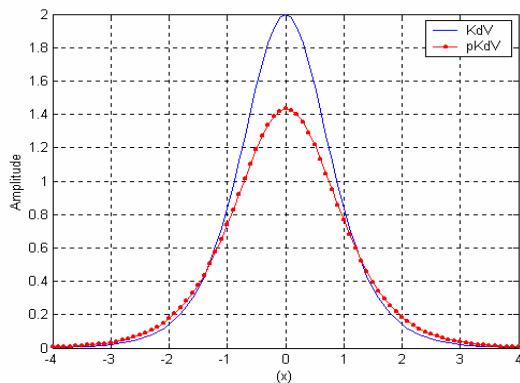
dalam berbagai literatur persamaan ini dikenal dengan nama the inhomogeneous KdV equation. Dalam beberapa literatur sering disebut dengan nama The Perturbed KdV equation (PKdV). Jika kedalaman konstan maka kita akan mendapatkan persamaan KdV seperti 10.10 atau persamaan KdV homogen. Solusi analitik persamaan ini sulit. Jika koefisinya konstan maka solusi analitik dapat dilakukan dengan menggunakan teori grup terrenormalisasi (Sulaiman,A & L.T Handoko 2005) yaitu:

$$\psi(X, T) = 2A_o^2 e^{-\frac{4}{3}\varepsilon T} \operatorname{sech}^2 z \quad 10.73$$

$$z = A_o e^{-\frac{2}{3}\varepsilon T} (X - \xi) \quad \xi = \frac{3}{\varepsilon} A_o^2 \left[1 - e^{-\frac{4}{3}\varepsilon T} \right]$$

Solusi persamaan 10.73 dapat dilihat pada gambar 10.7.

Solusi persamaan PKdV biasanya dilakukan dengan metode numerik karena pada saat dia berada di lereng benua maka gelombang tidak lagi soliton, tetapi dia akan menjadi soliton lagi jika telah melewati lereng benua.



10.7. Solusi soliton dengan redaman.

Setelah tsunami menabrak bibir pantai maka akan terjadi perubahan secara drastis bentuk pantai. Semua teori dan metode yang telah dikembangkan di Bab-2 tidak dapat digunakan disini.



Gambar 10.7. Perubahan morfologi pantai akibat tsunami di Melauboh Aceh 26 Desember 2004. (www.crisp.nus.edu.sg)

Formalisme empirik bagaimana perubahan morfologi pantai akibat tsunami masih amat jarang dilakukan. Mungkin terutama sulitnya dilakukan pengamatan langsung, karena tsunami jarang terjadi. Berikut akan diberikan beberapa gambar perubahan morfologi pantai akibat tsunami (gambar 10.7 dan gambar 10.8).



Gambar 10.8. Perubahan morfologi pantai akibat tsunami di Banda Aceh 26 Desember 2004. (www.migel.com)

Untuk menghindari korban lebih banyak maka perlu dilakukan mitigasi bencana. Pertama yang harus di lakukan adalah pemetaan daerah rawan tsunami.

Dari data gempa dapat ditentukan daerah yang rawan tsunami. Simulasi apa yang akan terjadi setelah tsunami datang sangat diperlukan untuk antisipasi dampak yang mungkin. Peringatan dini tsunami juga layak dilakukan. Sudah banyak buku membahas mitigasi bencana tsunami jadi uraian tentang tsunami diakhiri sampai disini.

DAFTAR PUSTAKA

36. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
37. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York
38. Watt, P et al 2005 "Numerical Simulation of the December 26, 2004 Indian Ocean Tsunami using a Boussinesq model"www.oce.uri.edu.

39. Choi,B et al 2005 "Catastrophic Tsunami in The Indian Ocean (December,26 2004): Data of Two Fields Surveys and Numerical Simulation" Russian Acadmy of Scinces report. Preprint No:676.
40. Mei,C.C 1994 „The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves“ Word Scientific, Singapore.
41. Jackson,A 1992 "Perspective of Nonlinear Dynamics" Cambridge University Press.
42. Iwasaki,S.I 1997 "The wave froms and directivity of a tsunami generated by an earthquake and a slide" The International Journal of The Tsunami Society Volume 15 23-40.
43. Sulaiman,A & L.T Handoko, 2005 "Treating Nonlinear Phenomenon Using Field Theory" J. Komputasi Indonesia Vol 1, 1-8.

PENERAPAN

BAB
11

"The most incomprehensible thing about the world is that it is at all comprehensible"
Albert Einstein

Seperti yang telah dibicarakan dalam bab1 bahwa aktivitas manusia dan bencana alam adalah dua faktor utama penyebab kerusakan pantai di Indonesia. Kedua faktor tadi akan memberikan dampak erosi dan sedimentasi di pantai (Suhardi, I 2000). Langkah pertama untuk menanggulangi masalah tersebut adalah mengidentifikasi persoalan utama atau kendala yang ada. Menurut Dahuri dkk 1996, ada lima kendala utama yaitu:

1. Apresiasi yang rendah dari pengambil keputusan terhadap issu-issu kerusakan lingkungan pantai.
2. Pengembangan secara sektoral.
3. Sedikit sekali, bahkan tidak ada sama sekali data-data lingkungan pantai.
4. Sedikitnya sumberdaya manusia dalam bidang Iptek pantai.
5. Pemecahan masalah yang tidak tepat.

Sebenarnya permasalahan diatas juga pernah dialami oleh negara-negara maju, tetapi mereka dapat belajar dari pengalaman sedangkan kita mungkin tidak. Sebagai contoh, Inggris pada jaman dahulu mengelola pantai hanya dengan melihat batas laut dan daratan yang direfleksikan pada batas administrasi. Pengelolaan pantai seperti konservasi, kontrol polusi, pembangunan bangunan pantai (jeti, groin, pelabuhan) dan lain sebagainya dilakukan secara parsial dan tergantung pada tiap daerah kekuasaan. Penataan semacam ini ternyata banyak menimbulkan degradasi pantai seperti timbulnya erosi

dan sedimentasi. Dengan kondisi ini mereka menyadari bahwa pengelolaan dan penataan pantai dengan berpedoman pada batas administrasi tidak tepat dan menimbulkan degradasi pantai. Inggris mengembangkan konsep "*working with nature*" sebagai dasar pengelolaan pantai.

Bagaimana kita menanggani pantai di Indonesia?. Pada dasarnya proses dan permasalahan yang timbul di pantai sangat kompleks sehingga kita hanya dapat melakukan pendekatan saja. Pemecahan atas permasalahan dengan kendala diatas dapat dipecahkan dengan dasar ilmu. Ilmu untuk permasalahan pantai adalah geomorfologi pantai. Beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa polusi, ekologi dan kondisi lingkungan pantai merupakan fungsi dari geomorfologi garis pantai, sedimen dan proses-proses yang berhubungan dengannya. Jadi ilmu geomorfologi menjadi prasyarat dasar memahami sistem perpindahan sedimen pantai dan hubungannya dengan sistem lain seperti ekologi dan aktivitas manusia dan mendukung program pembangunan yang berkelanjutan. Aplikasi geomorfologi pantai untuk untuk penanganan masalah pantai dipaparkan berikut ini:

11.1. Sedimen Sel

11.1.1. Definisi Sel Sedimen

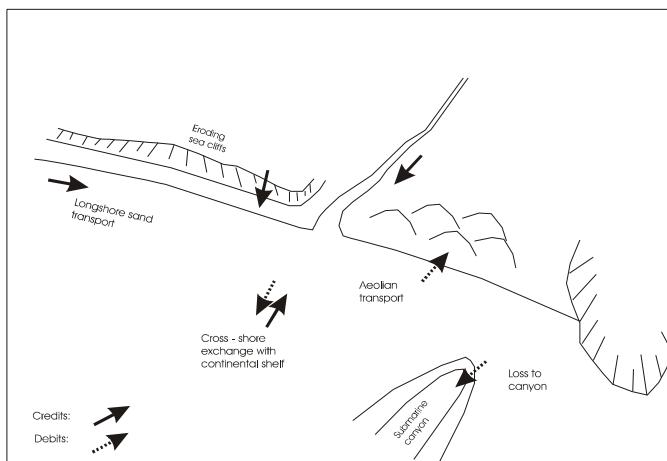
Salah satu metode geomorfologi untuk penanganan pantai adalah konsep sel sedimen (*sediment cell*). Konsep ini didasarkan pada hukum kekekalan massa atau keseimbangan massa dan lebih dikenal dengan nama bajet sedimen (*sediment budget*). Bajet sedimen didefinisikan sebagai kuantisasi sedimen masuk dan sedimen yang keluar di suatu sistem pantai. Kuantitas untuk mengukur sedimen dinyatakan dalam transport volume sedimen, satuan luas pantai, panjang pantai dan waktu. Kuantitas input dan output sedimen sebenarnya sangat sukar sehingga hal yang paling mudah dilakukan adalah dengan cara mengkaji faktor-faktor input sedimen (*credit*) dan output sedimen (*debit*) sehingga dicapai derajat

akurasi yang tinggi. Dengan adanya input dan output sedimen maka keseimbangan pantai akan dicapai. Pencapaian keseimbangan ini ditandai dengan pantai mengalami erosi dan sedimentasi. Sang Dewa pantai Paul D Komar mengidentifikasi input dan output sedimen di suatu sistem pantai yang dapat dilihat pada tabel 11.1 berikut:

Table 11-1. Bajet sedimen (Komar, P.D 1998)

Credit	Debit	Balance
Longshore transport	Longshore transport	Deposition or
River transport	Wind transport	Erosion
Sea-cliff erosion	Offshore transport	
Onshore transport	Solution and abrasion	
Biogenous deposition	Sand mining	
Hydrogenous deposition		
Wind transport		
Beach nourishment		

Sedangkan skematik bajet sedimen dapat dilihat pada gambar 11.1 berikut:

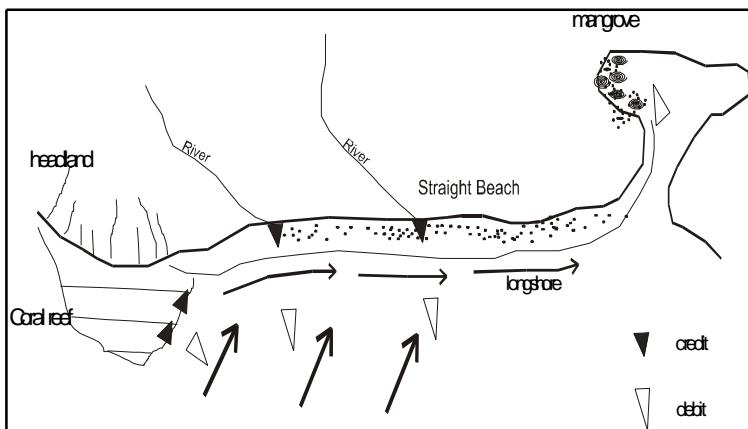


Gambar 11.1. Skematik bajet sedimen (Komar,P.D 1998).

Pada umumnya pergerakan pasir sejajar pantai dan tegak lurus pantai, transport dari sungai dan erosi batu karang merupakan sumber utama input sediment. Sedangkan pergerakan sedimen keluar sejajar pantai, transport sedimen kelaut (biasanya melalui ngarai dalam laut/*submarine canyon*) dan transport pasir akibat angin (pembentukan gumuk pasir) merupakan sumber utama output sedimen. Kita melihat bahwa dengan kondisi diatas maka sukar untuk mendapatkan hasil secara kuantitatif tiap-tiap transport diatas. Beberapa memang dapat dilakukan dengan mudah, misalnya perhitungan transport dari sungai (*river discharge*) dapat dilakukan dengan menempatkan stasiun gauge di mulut muara untuk menghitung transport sedimen (baik suspended maupun bedload) secara harian. Jika data ini tidak ada beberapa perhitungan empirik dari transport sungai dapat dilakukan. Biasanya mensyaratkan data curah hujan, tutupan lahan dan kondisi DAS. Sedangkan perhitungan transport sedimen sejajar dan tegak lurus pantai dapat dihitung dengan metode yang sudah kita kembangkan dalam bab-6. Metode tersebut mensyaratkan akurasi data gelombang, kemiringan pantai, ukuran butir dll. Metode bajet sedimen dapat memperkirakan apakah pantai akan mengalami erosi atau sedimentasi. Jika netto transport adalah negatif artinya yang masuk jauh lebih besar dari yang keluar maka dikatakan pantai akan mengalami sedimentasi. Tetapi jika netto transport sedimen positif yaitu input lebih kecil dari output maka pantai akan mengalami erosi.

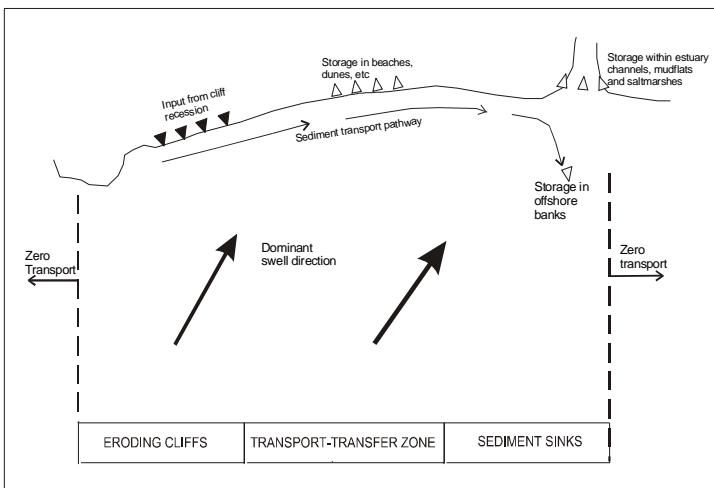
Hasil identifikasi diatas didasarkan pada penelitian untuk lintang tinggi. Bagaimana dengan kondisi di Indonesia?. Indonesia terletak di daerah tropis sehingga gaya penggerak pantainya berbeda dengan daerah di lintang tinggi. Suhardi, I 2000 mengusulkan suatu hipotesis bahwa di Indonesia proses fisis dan biologis sangat berperan dalam pembangkitan perpindahan sedimen sehingga identifikasi bajet sediment harus didasarkan pada dua proses diatas. Indonesia sebagian besar mempunyai pantai dengan energi gelombang yang rendah (hampir tidak pernah dijumpai gelombang badai, tinggi

gelombang maksimal sekitar 2m) maka ekosistem pantai akan didominasi oleh bakau dan terumbu karang. Dengan demikian input biogenic akan besar. Berikut diberikan skematik bajet sediment untuk system pantai di Indonesia.



Gambar 11.2. Skematicik bajet sediment di Indonesia (Suhardi,I 2000).

Beberapa peneliti (USA, Eropa dan Jepang) kemudian mencoba memetakan daerah pantai berdasarkan bajet sediment tersebut. Mereka menemukan bahwa ternyata terdapat suatu daerah tertentu dimana si sedimen akan terkungkung di suatu daerah tertentu. Daerah tersebut sekarang disebut sebagai sel sediment atau oleh Komar disebut sebagai sel pantai (*Coastal Cell/Littoral cell*). Pada dasarnya sel sediment didefinisikan sebagai suatu sistem dari perpindahan sedimen yang relative *self contained* dimana batas, sumber (*source*), hilang (*sink*) serta lintasan transport sedimen dapat diidentifikasi. Dengan demikian sirkulasi sedimen dan proses yang bekerja padanya tak bergantung (saling bebas) dengan daerah lainnya. Tetapi sebenarnya sel sedimen tak lain hanyalah terminologi geografis yang menunjukkan pergerakan spatial sedimen di dalam suatu daerah tertentu yang teridentifikasi. Skemati sel sedimen dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 11.3. Skematik sel sediment di Indonesia (Suhardi,I 2000).

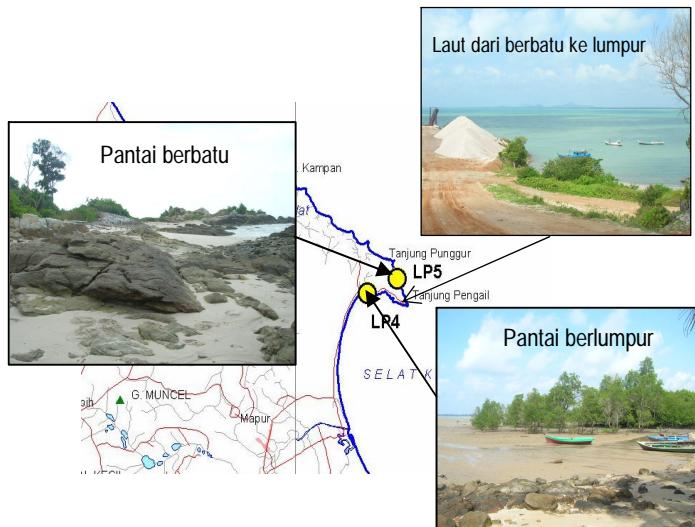
Perpindahan sedimen tersebut akan terkontrol oleh dua faktor besar yaitu faktor sediment (ukuran butir) dan faktor penggerak sedimen yang dikontrol oleh faktor oseanografi (umumnya gelombang). Untuk mengetahui faktor-faktor tersebut maka beberapa identifikasi harus dilakukan yaitu :

- Identifikasi tipe pantai (pantai lurus, pantai berbentuk kantong (*pocket beach*))
- Identifikasi komposisi sediment, besar butir sedimen, kelerengan pantai (*beach slope*) dan lebar pantai (*beach width*).
- Identifikasi gelombang, arus, dan angin.
- Identifikasi pengaruh struktur/intervensi manusia pada transport sedimen.
- Identifikasi sel sediment (*sediment cell*) dan batas-batas dinamiknya.

Hasil identifikasi tersebut berperan sangat penting dalam penentuan suatu sel sedimen.

Salah satu faktor penting dalam penentuan sel sedimen adalah batas sel (*cell boundary*). Carter 1988 mendefinisikan ada dua jenis batas sel yaitu batas tetap (*fixed*) dan batas bebas (*free*). Batas tetap adalah suatu struktur morfologi seperti tanjung

(*headlands*), beting (*shoals*), ceruk/teluk kecil (*inlet*) dan mulut sungai. Morfologi ini merupakan batas tetap karena mereka menjadi reflektor dari transport sedimen sejajar pantai (lihat gambar 11.4).

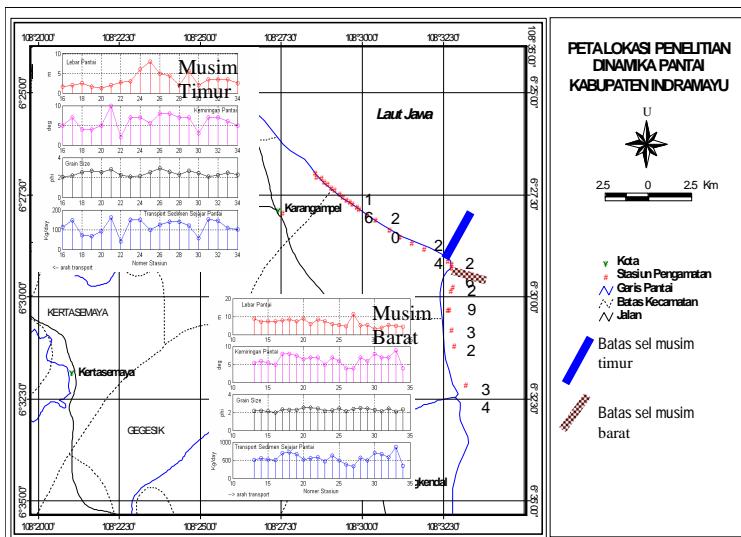


Gambar 11.4. Contoh batas tetap sel sedimen berupa tanjung.
Lokasi Pulau Bangka. (foto: penulis)

Batas bebas sulit untuk diidentifikasi karena batas ini dikontrol oleh distribusi spatial dari energi gelombang. Lebih jauh, berdasarkan permeabilitasnya terhadap sedimen, setiap batas sedimen tersebut diklasifikasikan atas: batas penuh (*absolute boundary*) dan batas sebagian (*partial boundary*). Batas penuh merupakan batas untuk setiap sedimen sedangkan batas sebagian bisa meloloskan sebagian sedimen. Batas sebagian diklasifikasikan atas batas yang dapat dilalui dua arah (*bi-directional boundary*) dan batas searah (*unidirectional boundary*).

Penentuan batas sel merupakan faktor yang sangat penting dalam penentuan suatu sel. Beberapa peneliti mengajukan gagasan bahwa batas sel dapat didefinisikan berdasarkan

proses erosi dan akresi. Orientasi garis pantai yang berubah secara tajam pada sebuah tanjung dapat diindikasikan adanya pembagian drift sejajar pantai yang mana material pantai saling menjauhi disuatu titik pada tanjung. Pada daerah ini maka proses erosi sedang terjadi. Dilain pihak dimana material pantai bertemu maka proses sedimentasi sedang berlangsung. Biasanya proses ini terjadi di teluk, ceruk dan estuari. Hasil ini menyatakan bahwa batas sel dapat diidentifikasi atas dasar kombinasi orientasi garis pantai, proses gelombang dan pasut. Penentuan batas sel sedimen sebenarnya tidak pasti. Tetapi ada tiga hal yang diperlukan dalam penentuan batas sel yaitu: histori evolusi dari garis pantai, data pantai dan evolusi garis pantai dimasa datang. Jadi batas sel dapat diidentifikasi dengan mengkompilasi dan menggunakan *existing data* secara morfologi, sedimentologi, histori, hidrolik dan proses fisis. Gelombang dari laut lepas menuju pantai akan mengalami peristiwa refraksi (pembelokan arah gelombang) dan difraksi (perubahan energi gelombang) akibat adanya perubahan batimetri. Perubahan arah gelombang akan menentukan arah dari transport sedimen sejajar pantai. Jika dalam suatu pantai terdapat transport sedimen sejajar pantai dengan arah berlawanan maka dia akan membentuk suatu batas sedimen atau batas sel sedimen. Karena variasi dari arah dan besar gelombang datang maka batas sel sedimen tersebut juga berubah. Batas tersebut mempunyai sifat dinamik. Di Indonesia batas dinamik tersebut sangat ditentukan biasanya oleh monsoon. Suatu studi batas sel dinamik yang telah dilakukan Suhardi, I dkk di pantai Indramayu menunjukkan bahwa batas sel dinamik dipengaruhi oleh monsoon sedangkan di daerah Lombok timur pengaruh monsoon tidak signifikan. Berikut adalah contoh batas sel yang besifat dinamik.



Gambar 11.5. Batas sel dinamik di pantai Indramayu. Batas sel berubah menurut musim. (Suhardi, I dkk 2002).

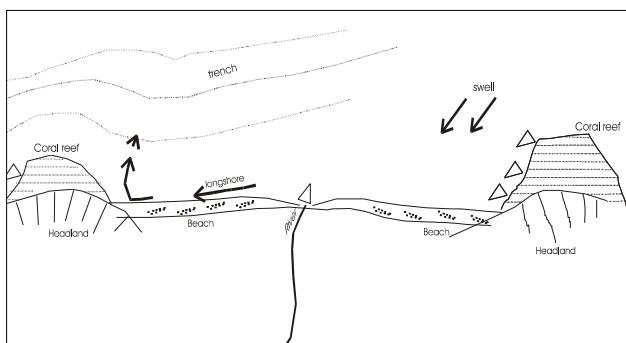
Indonesia juga mempunyai geomorfologi pantai yang unik karena terletak diantara benua (Asia-Australia) dan mempunyai iklim gelombang yang dipengaruhi oleh monsoon serta kondisi tropis yang basah. Kondisi ini mempengaruhi pelapukan batuan di *hinterland* serta mengakibatkan kelimpahan biogenik seperti bakau dan terumbu karang. Dalam pembentukan sistem transport sedimen maka iklim memainkan peranan yang cukup penting. Untuk contoh, iklim yang basah akan mempengaruhi proses erosi (cepatnya pelapukan batuan) sehingga sumber utama sedimen akan merupakan fungsi dari curah hujan. Jadi dengan kondisi geomorfologi diatas maka di Indonesia faktor-faktor yang mempengaruhi batas sel adalah: bakau, terumbu karang, erosi di daerah pedalaman (*hinterland*) dan ukuran butir sedimen. Untuk terumbu karang, sumber sedimen biasanya berasal dari kalsium karbonat yang berasal dari sisa-sisa (*debris*) terumbu karang. Sedimen tersebut biasanya akan tersebar merata untuk

daerah yang cukup luas. Terumbu karang juga berperan sebagai pemecah gelombang sehingga umumnya pantai akan mengalami hantaman gelombang yang relatif kecil. Pemahaman yang baik tentang geomorfologi suatu daerah merupakan faktor kunci untuk penentuan suatu sel sediment disuatu daerah.

Studi geomorfologi pantai di Indonesia masih sangat kurang sehingga pengetahuan kita tentang asal usul dan dinamika sediment sangat terbatas. Berikut akan diberikan suatu hipotesis mengenai sumber, sink, drift dan batasnya. Daerah pantai di Indonesia dibagi menjadi dua katagori yaitu pantai dengan energi gelombang besar dan pantai dengan energi gelombang lemah, maka penentuan sumber, drift , sink dll dari sedimen akan didasarkan pada kedua katagori ini. Berikut hipotesisnya (Suhardi,I 2000):

11.1.1.1. Pantai dengan Energi Gelombang Tinggi

Gelombang tinggi disini sebenarnya jauh lebih kecil jika dibandingkan di lintang tinggi. Kata tinggi untuk menandakan tinggi gelombang sekitar 2m yaitu pantai yang berbatasan dengan samudra. Pantai dengan tipe ini banyak dijumpai di barat Sumatra, selatan Jawa, pulau lesser sunda, utara Papua dan utara Maluku. Sistem transport sedimen pantai tipe ini dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 11.6. Transport sedimen dgn gelombang tinggi. (Suhardi,I 2000)

a. Sumber Sedimen

Sumber utama sediment dapat berasal dari *hinterland* dan kotoran terumbu karang. Kontribusi karang (*cliff*) tidak signifikan karena umumnya batuannya terdiri dari resistan andesit dan basal. Sumber sedimen dari pedalaman (*hinterland*) umumnya dari batuan gunung api seperti yang banyak di jumpai di barat Sumatra dan selatan Jawa. Sedangkan di utara Papua dan utara Maluku berasal dari formasi batuan basalt. Sumber sedimen dari laut lepas berupa sisa-sisa terumbu karang.

b. Penyimpanan sedimen (*sediment storage*)

Sedimen dihipotesakan tersimpan pada pantai berbentuk kantong (*pocket beaches*) atau pantai lurus yang tergantung dari hambatan formasi batuan dari daratan. Penumpukan di pantai berbentuk kantong terjadi jika batuan lebih terhambat (*resistance*) sedangkan pantai lurus terjadi jika batuan tak banyak terhambat dan gelombang datang membentuk sudut dengan garis pantai.

c. Drift Sedimen

Pantai tipe ini mempunyai jenis gelombang datang di dominasi oleh swell. Karena swell tergantung dari arah angin maka untuk daerah barat Sumatra dan selatan Jawa arah drift akan cendeung ke arah barat sedangkan di utara Papua dan utara Maluku arah drift akan cenderung ke timur.

d. Sink Sedimen

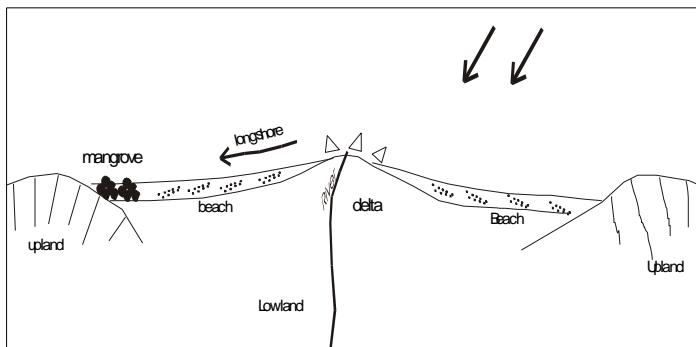
Pada pantai dengan tipe gelombang besar maka sedimen akan hilang/tengelam (*sink*) di laut dalam karena pantai jenis ini umumnya mempunyai paparan di dekat garis pantai. Untuk contoh di selatan Jawa mempunyai paparan yang relatif panjang sekitar 2km.

e. Batas Sedimen

Batas sel umumnya bersifat tetap dengan formasi batuan vulkanik untuk daerah barat Sumatra, selatan jawa dan pulau lesser Sunda. Sedangkan di utara Papua dan utara Maluku mempunyai formasi batas sel tetap dengan formasi batuan basalt.

11.1.1.2. Pantai dengan Energi Gelombang Rendah

Pantai dengan tipe ini banyak dijumpai di perairan dalam kepulauan Indonesia. Energi umumnya berasal dari angin lokal dan mempunyai fetch yang terbatas. Daerah ini juga dipengaruhi oleh monsoon. Perairan tipe ini meliputi timur Sumatra, utara Jawa, selatan Kalimantan, selatan Sulawesi, pulau-pulau disekitar laut Bali, laut Flores, laut Banda dan laut Arafura. Beberapa pantai yang terletak di selat mempunyai karakteristik yang unik dimana biasanya pengaruh monsoon kurang signifikan. Transport sedimen di daerah ini adalah *bidirectional*. Pantai dengan tipe ini umumnya mempunyai transport sedimen sejajar pantai lebih lemah dari pantai dengan tipe energi gelombang besar. Meskipun demikian transport sedimen sejajar pantai cukup penting dan seringkali pantai mengalami erosi yang hebat seperti yang banyak ditemui di pantai utara Jawa. Sistem transport sedimen untuk sistem pantai gelombang rendah dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 11.7. Transport sedimen dgn gelombang rendah. (Suhardi, I 2000)

a. Sumber Sedimen

Sumber utama sediment dapat berasal dari *hinterland* dengan rilief topografi yang rendah dan kotoran terumbu karang. Untuk hinterland dari pulau besar seperti Sumatra, Jawa, Kalimantan dan Sulawesi, sedimen ditarnsport melalui sungai yang umumnya besar. Sedangkan untuk pulau kecil umunya juga mempunyai sungai yang kecil. Sumber sedimen dari sisa-sisa terumbu karang besar biasanya akan mempunya sungai yang kecil. Hal ini biasanya terjadi di pulau-pulau yang kecil seperti Bali, Lombok dll.

b. Penyimpanan sedimen (*sediment storage*)

Sedimen dihipotesakan tersimpan pada muka garis pantai dengan deposisi didominasi oleh alluvial. Penyimpanan sediment seperti ini banyak dijumpai di pulau-pulau yang besar, sedangkan pulau kecil penyimpanan sediment akan terjadi di pantai kantong.

c. Drift Sedimen

Drift sediment dipantai tipe ini akan sangat bergantung dari monsoon dan terjadi secara kuat di mulut sungai. Sebagai contoh di pantai utara Jawa, pada saat musim timur maka arah drift ke barat dan pada saat musim barat arah drif akan ke timur.

d. Sink Sedimen

Pada daerah ini sedimen akan hilang/tengelam (sink) di daerah dengan gelombang yang rendah. Biasanya ini terjadi didaerah yang mempunyai tumbuhan bakau.

e. Batas Sedimen

Batas sel bersifat tetap umumnya sulit ditemukan karena pantai mempunyai formasi deposit alluvial. Biasanya batas tetap berupa muara sungai. Disamping itu terdapat batas

bebas (dinamik) akibat pertemuan transport sedimen dengan arah yang berlawanan (biasanya terjadi di *upland*)

Hipotesis tadi akan berguna dalam penentuan sel sedimen di seluruh pantai Indonesia.

11.1.2. Akusisi Data Sel Sedimen

Seperti telah di paparkan diatas bahwa kuantisasi sumber, drift dan lain sebagainya dari suatu sistem sedimen pantai sangat sukar. Kesulitan tersebut memang natural, sebagai contoh skala waktu dinamika pantai mulai dari detik sampai jutaan tahun. Jika kita mengukur transport sedimen selama setahun maka pengukuran ini tidak akan memadai jika kita ingin mempelajari evolusi pantai secara waktu geologis, tetapi jika kita ingin melihat pengaruh intra-seasonal sudah cukup memadai. Jadi segala sesuatu tergantung dari tujuannya. Untuk penentuan sel sedimen sebenarnya kita harus melakakukan pengukuran banyak hal seperti transpot sedimen dari sungai, pengukuran gelombang, arus sejajar pantai dan lain sebagainya. Tetapi ternyata ada pengukuran minimal yang harus dilakukan karena menyadari fakta-fakta bahwa terdapat hubungan antara variabel geomorfologi. Misalnya pantai dengan sedimen kasar akan mempunyai energi gelombang tinggi dan pantai akan lebih miring. Pantai yang mempunya lebar pantai (*beach width*) yang sempit akan lebih dekat dengan sumber sedimen. Warna dan komposisi sedimen merefleksikan sumber sedimen dan persentasi komposisi menyatakan jaraknya dari sumber sedimen. Atas dasar pengetahuan ini maka dapat disusun suatu akusisi data minimal atau kita sebut akuisisi data primer dan akuisisi data tambahan atau sekunder. Masing-masing akan dipaparkan berikut ini:

11.1.2.1. Data primer

Data primer akusisi yang mutlak harus dilakukan dan terdiri dari:

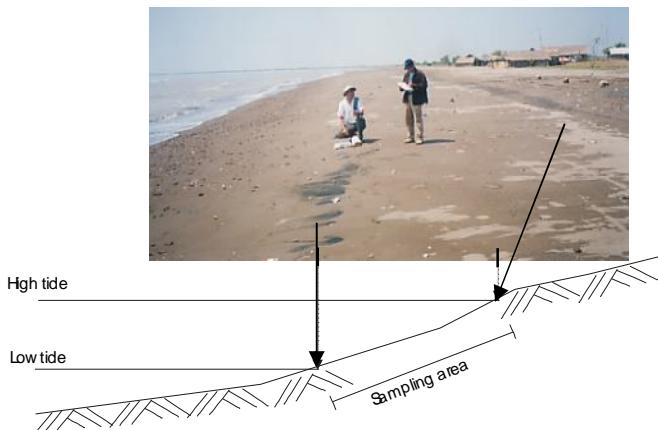
a. Sampel Sedimen

Pengambilan sampel sedimen diperlukan untuk mendapatkan informasi tentang komposisi sedimen (ukuran butir, rupa/*shape* dan sumber). Ada dua katagori untuk butiran sedimen yaitu butir yang dibentuk oleh pecahnya batuan dan butiran kalsium karbonat yang dihasilkan oleh proses fisis, kimia dan biogenik. Di Indonesia komposisi sedimen mudah dikenali dari warnanya dan terdapat perbedaan warna yang kontras antara sedimen yang terbentuk dari proses biogenik dan sedimen akibat proses mineralogenik (Suhardi,I 2000). Warna cerah (coklat ke kuning-kinungan atau coklat ke hijau-hijauan) dari sedimen pasir menyatakan sedimen terkoposisi atas kalsium karbonat yang tinggi atau dari biogenik. Biasanya sumber sedimen berasal dari sisa-sisa karang atau erosi batu karang. Beberapa mineral kuarsa, *mafic* dan *biotite* sering juga ditemui meskipun dalam fraksi yang kecil. Sedangkan warna gelap (abu-abu kehitaman) menunjukkan sedimen pasir mempunyai komposisi dari non karbonate, biasanya material vulkanik yang dapat terdiri dari fragmen andesit, lava basalt atau mineral-mineral dari lava. Sumbers sedimen ini dapat berasal dari *cliff/platform*, laut atau pedalaman (*hinterland*). Biasanya pergerakannya didominasi oleh pergerakan sejajar pantai (*longshore*).

Disamping warna maka ukuran butir juga harus dianalisis. Ukuran butir digolongkan kedalam wilayah sediment non cohesive dengan ukuran butir lebih besar dari 4ϕ (0.0626 mm) dimana sediment jenis ini dikenai gaya gravitasi yang kuat (Pethick, 1984). Ukuran butir juga merefleksikan kekuatan energi gelombang dan jarak dari sumber sediment. Hubungan antara butiran sedimen dengan gelombang dapat dilihat pada bab-5. Sedimen kasar biasanya menunjukkan up-drift dan dekat dengan sumber sedimen, sedangkan sedimen halus menunjukkan down-drift dan jauh dari sumber sedimen. Di Indonesia ukuran

butir mempunyai rank dari halus (*fine*) sampai kasar (*coarse*).

Daerah pengambilan sample dapat dilihat pada gambar berikut.



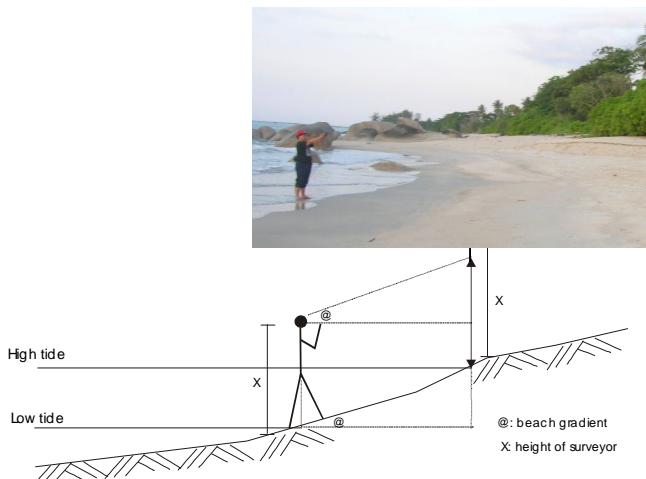
Gambar 11.8 Daerah pengambilan sampel terletak antara pasut rendah dan pasut tinggi (Suhardi,I 2000).

b. Kemiringan pantai

Kemiringan pantai didefinisikan sebagai tangent antara muka pantai dan daerah inter-pasut (lihat bab 3). Biasanya dinyatakan a:b (misal 1:25) yang menyatakan a satuan vertical dan b satuan horizontal. Atau dalam bentuk desimal, derajat atau persentasi. Kemiringan pantai mempunyai hubungan dengan energi gelombang dan ukuran butir. Pantai yang terjal akan mempunyai sediment kasar dan gelombang yang tinggi dan biasanya bertipe plunging. Sedangkan pantai yang landau akan berkecenderungan mempunyai sedimen yang halus dan gelombang dengan tipe surging atau collapsing.

Pengukuran kemiringan pantai dilakukan di daerah antara pasut rendah dan pasut tinggi. Metode pengukuran dapat menggunakan palm berskala atau kompas geologi (lihat bab-3). Peralatan yang biasa digunakan adalah clinometer.

Kemiringan pantai diukur tegak lurus garis pantai. Klasifikasi kemiringan dapat dikategorikan menjadi dua yaitu pantai terjal dan datar (*gentle*). Pantai dikategorikan terjal jika kemiringan lebih besar dari *bench mark*. Pantai dikategorikan landai jika kemiringan lebih kecil dari *bench mark*. Metode pengukuran dapat dilihat pada gambar berikut:

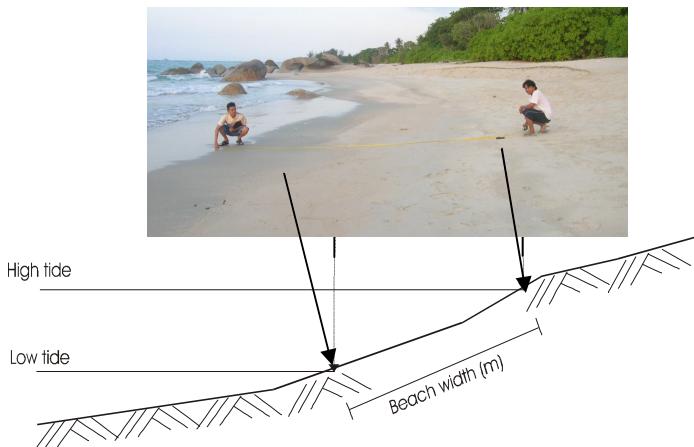


Gambar 11.9. Pengukuran kemiringan pantai (Suhardi,I 2000).

c. Lebar pantai

Lebar pantai didefinisikan sebagai jarak (dalam meter) dari pasut rendah sampai pasut tinggi. Jarak diukur tegak lurus garis pantai. Lebar pantai akan mengukur tingkat energi ataupun gelombang pecah. Pantai yang lebar akan diasosiasikan dengan gelombang pecah tipe spilling, sedangkan pantai sempit akan diasosiasikan dengan gelombang pecah tipe surging. Pantai yang lebar akan memungkinkan transport sedimen down drift akibat adanya disposisi sedimen dari tempat lain. Sumber sediment akan berasal dari tempat yang jauh. Sedangkan pantai yang sempit biasanya akan dikenai gelombang tinggi dan dekat dengan sumber sedimen sehingga mempunyai arah up-

drift. Metode pengukuran dapat dilihat pada gambar berikut:



Gambar 11.10. Pengukuran lebar pantai (Suhardi,I 2000).

11.1.2.2. Data sekunder

Disamping data primer seperti telah diuraikan diatas maka data sekunder yang diperlukan adalah:

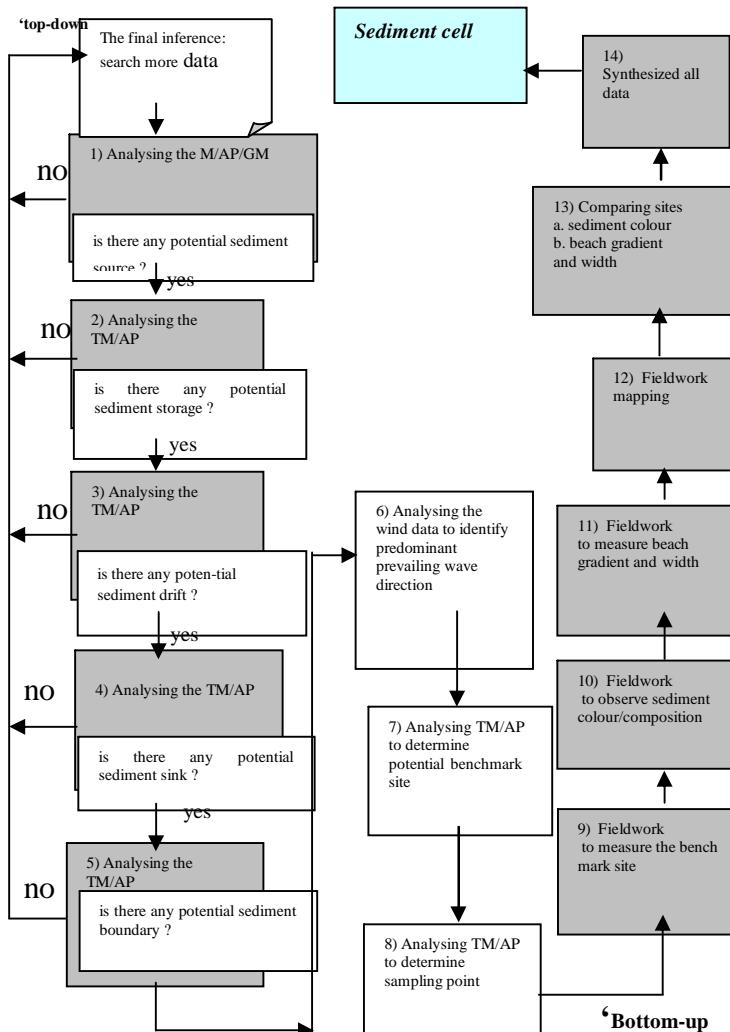
- Peta batimetri.
- Foto udara atau citra satelit.
- Peta geologi
- Kecepatan dan arah angin
- Data gelombang dan arus (jika ada).

Data-data ini diperlukan untuk menjustifikasi lintasan dan arah transprot serta estimasi batas sel.

11.1.3. Pemrosesan Data dan Analisis Sel Sedimen

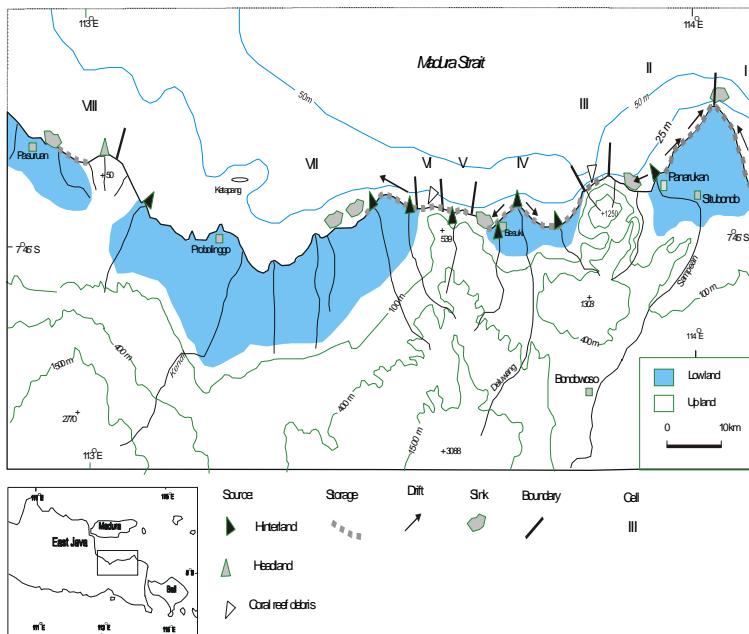
Biasanya sebelum kita melakukan pekerjaan maka langkah awal adalah melihat lokasi (*site seeing*). Dari penampakan secara visual maka berdasarkan ilmu geomorfologi kita dapat menentukan atau mengidentifikasi sumber, arah drift, batas sel sedimen dan lain sebagainya secara hipotesis. Dengan hasil pengukuran dan data sekunder maka dapat disusun suatu peta sel sedimen. Suhardi,I 2000 telah mengembangkan suatu

algoritma untuk pengolahan semua parameter diatas yang disajikan dalam diagram alir berikut ini.



Gambar 11.11. Diagram alir penyusunan sel sedimen
(Suhardi, I 2000).

Setiap penyusunan untuk contoh, sumber sediment dan lain sebagainya mempunyai diagram alir sendiri. Hasil dari pemrosesan tersebut berupa peta sumber sediment. Suhardi,I 2000 telah mengembangkan semua diagram alir untuk sumber sediment. Sediment sink, sediment drift, batas sediment dan lain sebagainya. Kompilasi dari semua hasil akan membentuk suatu peta sel sediment. Sebagai contoh, peta sel sediment disajikan dalam gambar berikut.



Gambar 11.12.Peta sel sediment untuk wilayah pantai utara Jawa timur. (Suhardi,I 2000).

Atas dasar peta sel sediment inilah suatu penataan ruang pesisir dapat disusun. Diharapkan dengan metode ini pengembangan yang dilakukan dapat berkelanjutan dan menjaga laut tetap lestari.

11.2 Rekayasa Lunak (*Soft Engineering*)

Suatu pendekatan baru yang ramah lingkungan dalam pengelolaan garis pantai atau sungai adalah rekayasa lunak (*soft engineering*). Pada dasarnya rekayasa lunak adalah penggunaan prinsip-prinsip ekologi secara praktis untuk mereduksi erosi dan mencap[ai suatu keseimbangan dan keselamatan garis pantai dengan menekankan kepada kembalinya habitat alami, astetis dan hemat secara financial (Caulk,A 2000). Pada umumnya untuk melindungi pantai dari erosi maka sering kali orang menggunakan bangunan keras seperti breakwater. Penggunaan bangunan keras dalam perlindungan pantai dikenal dengan nama rekayasa keras (*hard engineering*). Penggunaan rekayasa keras (misal pembangunan breakwater, jetti, groin dll) akan sangat efektif jika pantai hanya digunakan sebagai satu fungsi saja misalnya pelabuhan. Tetapi jika pantai akan digunakan multifungsi (pelabuhan, rekreasi, perikanan dll) maka rekayasa keras tak akan berguna. Pembangunan jetti misalnya, jelas akan menimbulkan dua dampak yaitu erosi dan sedimentasi (lihat bab-3). Erosi tentu saja merusak suatu habitat misalnya hutan bakau dimana daerah tersebut berperan sebagai tempat peminjaman ikan, maka sektor perikanan akan mati sehingga tujuan pantai digunakan sebagai multi fungsi tak akan tercapai. Rekayasa keras dikatakan tidak mempunyai *habitat value*. Rekayasa lunak dicapai dengan menggunakan vegetasi dan material yang lebih ramah terhadap interaksi dataran dan lautan.

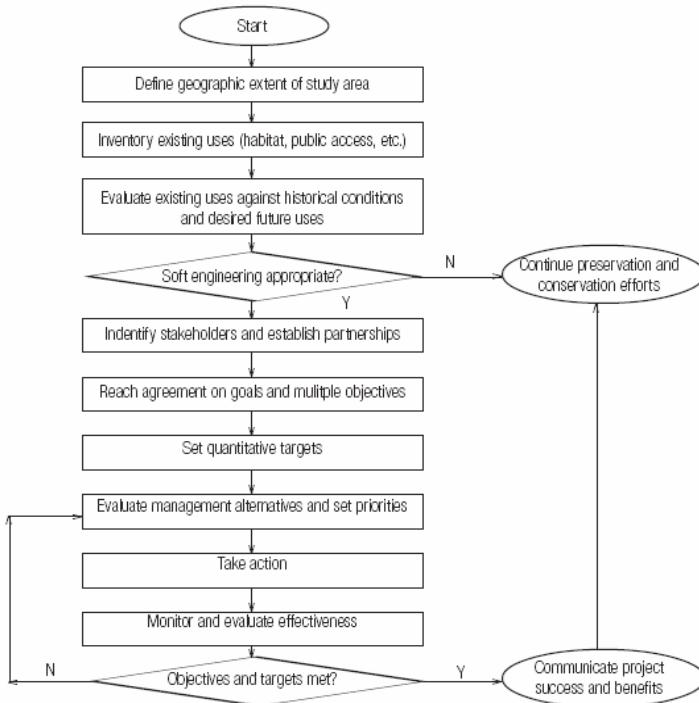
Dalam praktek dilapangan penggunaan rekayasa lunak akan banyak melibatkan disiplin ilmu (ekologi, biologi, geomorfologi, ekonomi, teknik sipil dll) dan juga melibatkan banyak institusi terkait seperti lembaga penelitian. Perguruan tinggi, pemerintahan dan stockholder. Sebelum memulai pekerjaan rekayasa lunak beberapa langkah awal yang perlu diperhatikan adalah:

- Definisikan daerah studi.

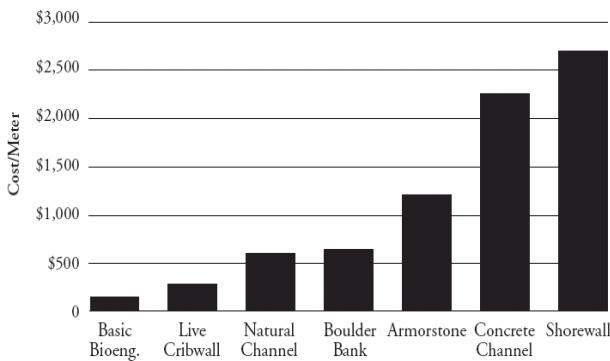
- Inventarisasi kondisi existing garis pantai (habitat, akses publik dll).
- Evaluasi kondisi existing dan prakiraan keadaan kedepan.

Setelah melihat kondisi diatas maka perencanaan rekayasa lunak dapat dilaksanakan. Diagram alir proses perkerjaan rekayasa lunak dapat dilihat pada gambar 11.12

Salah satu cabang ilmu yang penting dalam rekayasa lunak ini adalah *soil bioengineering*. Bioengineering adalah suatu teknik penanaman kembali tumbuhan yang sesuai dengan kondisi tanah dan mampu secara alamiah mencegah erosi.



Gambar 11.13. Diagram alir rekayasa lunak (Caulk,A 2000).

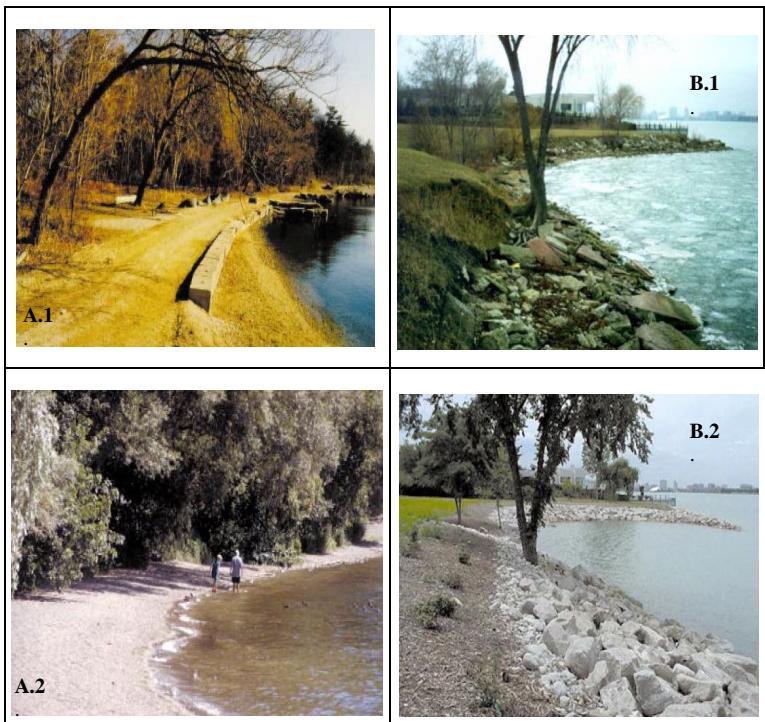


Gambar 11.13. Perbandingan biaya pekerjaan bioengineering dengan lainnya. Biaya (dolar AS)/meter (Caulk,A 2000).

Teknik ini akan sukses jika daerah tersebut hanya ada sedikit intervensi manusia. Salah satu kendala dalam rekayasa ini adalah *bioengineering* memakan waktu yang lama, bisa mencapai 10 tahun tergantung dari jenis vegetasinya. Teknik ini akan mampu mengembalikan beberapa habitat yang hilang dan sangat bermanfaat untuk konservasi lingkungan. Meskipun proses ini lama tetapi lebih murah dari rekayasa keras.

Perbandingan *bioengineering* dengan rekayasa keras dilihat pada gambar 11.13. Sedangkan hasil rekayasa pantai dengan teknik rekayasa lunak dapat dilihat pada gambar 11.14.

Pembahasan secara mendalam teknik rekayasa lunak ini terletak jauh diluar jangkauan buku ini. Yang jelas, dasar-dasar geomorfologi yang telah dikembangkan dalam buku ini dapat digunakan sebagai dasar untuk ikut dalam suatu pekerjaan rekayasa lunak.



Gambar 11.14. Hasil rekayasa lunak. (A.1. sebelum rekayas di LaSalle Park; A.2. setelah rekayasa lunak di La Salle Park); (B.1. sebelum rekayas di **Goose Bay Park**), (B.2. setelah rekayasa lunak di **Goose Bay Park**); (Caulk,A 2000).

DAFTAR PUSTAKA

44. Carter RWG (1988), *Coastal Environment: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*, Academic Press, London.
45. Caulk,A 200 "Best management Practices for Soft Engineering of Shoreline" Greater detroit American Haritage River Initiative, Detroit, Michigan.
46. Dahuri R, J. Rais, S.P. Ginting, dan M.J. Sitepu, (1996), *Pengelolaan Sumberdaya Wilayah Pesisir dan Lautan secara Terpadu*; Pradnya Paramita; Jakarta.

47. Komar,P 1998 "Beach Processes and Sedimentation" Prentice Hall, New York.
48. Pethick,J 1984 "An Introduction to Coastal Geomorphology" Arnold, London.
49. Suhardi,I 2000 "Development of Methods of Coastal Geomorphological Analysis with References to Selected Indonesian Coasts" Ph.D dissertation, Portsmouth University.
50. Suhardi,I dkk 2002 "Studi Batas-Batas Fisik dan Dinamik Pergerakan Sel Sedimen di Daerah Pantai" Laporan Penelitian RUT VIII, Jakarta. (unpublished).

PENULIS



Albert Sulaiman,

Lahir di Purworejo 28 April 1970. S1 jurusan Geofisika & Meteorologi, Institut Teknologi Bandung (ITB) 1994. S2 Universitas Indonesia bidang Fisika Nuklir & Partikel 2005. 2007 melanjutkan S3 bidang Biofisika Molekular Teoritik di Institut Teknologi Bandung (ITB). Bekerja di P3-TISDA BPPT (1997-sekarang). Minat penelitian: Nonlinear Wave; Coastal Geomorphodynamics ; Regional & Satellite Oceanography, Continuum Geophysics, Georadar &, Molecular Biophysics.

Bidang lain yg diminati:

1. Tatah, sungging dan filsafat wayang kulit.
2. Musik: heavy metal (guitarist sebuah band Rock).



Idwan Suhardi,

Lahir 8 Juli 1954.. S1 Teknik Geologi, Institut Teknologi Bandung (ITB) tahun 1979. M.Phil Coastal Geomorphology di The University of Portsmouth 1997. Gelar PhD bidang Coastal Geomorphology The University of Portsmouth tahun 2000. Bekerja di P3-TISDA BPPT (1980-sekarang). Beberapa jabatan yang pernah dipegang antara lain: Deputi Meneg. Ristek bidang Pendayagunaan dan Pemasyarakatan Iptek (2005-sekarang) Asisten deputi Menristek untuk pengembangan laut 1993-1994, Direktur P3TISDA 1986-1992. Anggota MPR-RI periode 1992-1997.

Minat penelitian: geomorfologi pantai (sel sedimen) dan penerapannya di Indonesia.

