

Dinamika *Seas* dan *Swell* dari Laut Cina Selatan ke Teluk Jakarta Studi Kasus Kejadian Badai Hagibis, November 2007

Nining Sari Ningsih

Kelompok Keahlian Oseanografi, FITB, Institut Teknologi Bandung
Gedung Lab Tek XI, Lt. 1, ITB, Jl. Ganesha 10, Bandung 40132, Indonesia.
E-mail: nining@fitb.itb.ac.id

Arief Rachman

Kelompok Keahlian Studi Oseanografi, FITB, Institut Teknologi Bandung
E-mail: arefiktm@gmail.com

Safwan Hadi

Kelompok Keahlian Oseanografi, FITB, Institut Teknologi Bandung
E-mail: safwanhadi47@yahoo.com

Farrah Hanifah

Kelompok Keahlian Oseanografi, FITB, Institut Teknologi Bandung
E-mail: farrah@fitb.itb.ac.id

Abstrak

Karakteristik dinamika seas dan swell di sepanjang perairan Laut Cina Selatan-Teluk Jakarta pada waktu terjadi Badai Hagibis (18–27 November 2007) dikaji dengan menggunakan metode pemodelan spektrum gelombang untuk mengetahui kontribusi gelombang yang dibangkitkan angin (gelombang angin) terhadap kejadian rob tanggal 25 November 2007 di pantai utara Jakarta. Pada penelitian ini, dilakukan pula uji coba simulasi model spektrum gelombang yang mengacu pada kedalaman tetap (batimetri) dan pada kedalaman total (jumlah batimetri dan pasang surut astronomis) untuk mengetahui pengaruh pasang surut astronomis terhadap hasil simulasi model gelombang yang dibangkitkan angin. Hasil simulasi menunjukkan bahwa gelombang angin di Teluk Jakarta pada tanggal 25 November 2007 didominasi oleh swell dengan tinggi gelombang signifikan ~11 cm yang diduga berasal dari Laut Cina Selatan sebagai daerah pembangkitan badai.

Kata Kunci: *Seas, swell, model spektrum gelombang, rob, tinggi gelombang signifikan, Laut Cina Selatan-Teluk Jakarta*

Abstract

Characteristics of seas and swell dynamics along South China Sea-Jakarta Bay waters during Cyclone Hagibis passage (18–27 November 2007) have been studied using a spectral wave model to understand the magnitude of wind wave contribution to flooding event on November 25, 2007 along the northern coast of Jakarta. In this study, the model simulation was conducted using two kinds of water depth input, namely fixed water depth and time-varying water depths resulting from tides in order to obtain a better understanding of tidal influence on wind wave simulations. The simulated result shows that wind wave in the Jakarta Bay was dominated by swell with significant wave height of ~11 cm. It was expected that the swell propagated from the South China Sea as a storm generating area.

Keyword: *Seas, swell, spectral wave model, flooding, significant wave heights, South China Sea-Jakarta Bay.*

1. Pendahuluan

Daerah pantai Teluk Jakarta merupakan salah satu wilayah pesisir Indonesia yang memiliki daratan rendah selain pantai timur Sumatra, Kalimantan, pantai selatan Sulawesi, serta pulau-pulau kecil, sehingga sangat rentan terhadap kenaikan paras muka laut yang dapat mengakibatkan tergenangnya kawasan-kawasan tersebut (Diposaptono, et al., 2009). Bencana laut yang akhir-akhir ini sering melanda pesisir utara Jawa,

khususnya kawasan Teluk Jakarta perlu diwaspadai, seperti terjangan gelombang yang dapat berkontribusi terhadap kejadian fenomena rob (meluapnya air laut ke darat).

Rob dapat disebabkan oleh beberapa faktor, seperti: fase pasang surut (pasut) purnama, fase posisi bulan yang berada pada titik terdekat dengan bumi (*perigee*), swell yang berasal dari badai, penurunan permukaan tanah, dan naiknya permukaan laut akibat efek pemanasan global. Khusus untuk kejadian rob di

Jakarta pada bulan November 2007, diketahui bahwa pada tanggal 24 November 2007, posisi bulan berada pada titik *perigee* sehingga gaya tarik bulan terhadap naiknya level laut mencapai maksimum. Kondisi ini semakin ekstrem (timbulnya tinggi gelombang yang lebih besar), karena keesokan harinya tanggal 25 November 2007, terjadi pasut purnama (spring tide) di perairan Jakarta Utara. Berdasarkan data pengamatan pasut yang dilakukan oleh Badan Informasi Geospasial (BIG) diketahui bahwa tinggi permukaan air di pantai utara Jakarta pada tanggal 25 November 2007 mencapai ± 75 cm. Analisis lebih lanjut dari data elevasi tersebut diketahui bahwa kontribusi tinggi pasut astronomis sebesar 63 cm, sedangkan tinggi pasut non astronomis (*residual water level*) ± 12 cm (Ningsih, et al., 2011).

Besaran kuantitatif beberapa faktor yang berkontribusi menyebabkan rob di pantai utara Jakarta pada bulan November 2007 telah diketahui, yaitu pasut astronomis dan non astronomis (Ningsih, et al., 2011), penurunan muka tanah (Abidin, et al., 2008), dan *sea level rise* (IPTEK VOICE, 2008). Hal yang menarik untuk dikaji dan menjadi pertanyaan riset adalah faktor apa yang menyebabkan ketinggian pasut non astronomis sebesar ± 12 cm di pantai utara Jakarta pada 25 November 2007? Apakah itu *swell* yang menjalar dari Laut Cina Selatan? Pada periode waktu kejadian rob tanggal 25 November 2007 tersebut, diketahui bahwa terdapat badai di Laut Cina Selatan, yaitu Typhoon-2 Hagibis (18 – 27 November 2007). Untuk mendapat pemahaman yang baik terhadap hal tersebut, kami melakukan studi tentang karakteristik *seas* (gelombang yang masih berada di daerah pembangkitnya atau masih dipengaruhi angin lokal) dan *swell* (gelombang yang telah menjalar keluar dari daerah pembangkitnya) di sepanjang Laut Cina Selatan - Teluk Jakarta.

Studi terdahulu (a.l., Chu, et al., 2004; Holtuijzen, 2007, Chu and Cheng, 2008; Dodet, et al., 2010; Semedo, et al., 2011) memperlihatkan bahwa tinggi gelombang total (kombinasi *seas* dan *swell*) di suatu daerah dapat cukup tinggi walaupun kecepatan angin lokalnya lemah. Dengan kata lain, walaupun *seas* yang dibangkitkan angin lokal tinggi gelombangnya rendah pada suatu daerah, tinggi gelombang totalnya dapat cukup tinggi disebabkan *swell* yang tinggi dan menjalar dari luar daerah tersebut. Sebagai contoh, hasil studi simulasi gelombang laut selama 45 tahun (September 1957 - August 2002) yang dilakukan oleh Semedo, et al., (2011) menunjukkan bahwa kecepatan angin rata-rata di perairan Indonesia < 10 m/dt dan menghasilkan *seas* rata-rata $< 1,2$ m. Namun, tinggi *swell* rata-rata di beberapa lokasi perairan Indonesia (a.l., perairan selatan Jawa) dapat mencapai 3 m, sehingga menghasilkan tinggi gelombang total yang cukup tinggi (> 3 m). Oleh sebab itu, pengaruh *swell* pada suatu perairan penting untuk diketahui.

Studi tentang karakteristik *seas* dan *swell* sudah banyak dilakukan baik dalam skala global (Semedo, et al., 2011; Dodet, et al., 2010), regional seperti di Laut Cina Selatan (Chu and Cheng, 2008; Chu, et al., 2004),

maupun lokal (Andrade, et al., 2013; Semedo, 2018), tetapi bagaimana karakteristik dari *swell* yang dibangkitkan di Laut Cina Selatan (khususnya ketika terjadi badai) yang menjalar masuk ke perairan Indonesia melalui Selat Karimata dan selanjutnya menuju Laut Jawa dan Teluk Jakarta masih belum dipahami dengan baik. Metode utama yang digunakan dalam studi ini adalah pemodelan (simulasi) matematika, yaitu dengan menggunakan model spektrum gelombang yang bekerja berdasarkan konsep keseimbangan energi yang menggambarkan evolusi spektrum gelombang laut.

2. Metodologi

2.1 Materi dan metode

Pada waktu rob terjadi di pantai utara Jakarta (November 2007) diketahui bahwa pada periode tersebut terjadi kondisi pasut astronomis pada kondisi ekstrem dimana bulan terletak pada posisi terdekat dengan bumi (*perigee*), serta bulan, matahari, dan bumi berada dalam posisi segaris (purnama). Selain kondisi pasut ekstrem pada periode waktu tersebut, di Laut Cina Selatan terjadi badai tropis, yaitu Hagibis (18–27 November 2007) dengan kecepatan angin berkisar 18–36 m/dt, dimana dalam hal ini *swell* yang dibangkitkan badai tersebut diduga memperparah efek rob di pantai utara Jakarta. **Gambar 1** memperlihatkan daerah model, lintasan (*track*) Badai Hagibis, dan lokasi titik kajian karakteristik *seas* dan *swell*.

2.2 Persamaan pembangun

Dalam penelitian ini, *seas* dan *swell* disimulasikan dengan menggunakan Model Evolusi Spektrum Gelombang (MIKE 21 SW / *Spectral Wave*) yang dibangun oleh Danish Hydraulic Institute (DHI) Water & Environment (2005). Model yang digunakan memiliki fasilitas pemakaian *flexible-mesh* (*unstructured grid*) yang memungkinkan ukuran grid dengan resolusi tinggi (ukuran grid yang lebih kecil) di daerah yang menjadi fokus (kajian) utama dan ukuran grid yang lebih besar di daerah lainnya, sehingga jumlah gridnya lebih ekonomis dibandingkan penggunaan grid yang *uniform*.

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{v}N) = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

Dimana :

$N(\vec{x}, \sigma, \theta, t)$ adalah densitas aksi.

t adalah waktu

$\vec{x} = (x, y)$ adalah koordinat kartesian

$\vec{v} = (c_x, c_y, c_\sigma, c_\theta)$ adalah kecepatan group gelombang didalam ruang fasa 4 dimensi. \vec{x}, σ, θ .

S adalah suku sumber untuk persamaan keseimbangan energi

∇ adalah perator diferensial 4 dimensi

θ adalah arah gelombang

σ adalah frekuensi sudut relatif

Densitas aksi N , jika dihubungkan dengan densitas energi E dapat dinyatakan sebagai,

$$N = \frac{E}{\sigma} \quad (2)$$

Suku sumber S merepresentasikan superposisi fungsi-fungsi sumber yang menggambarkan bermacam-macam fenomena fisis, yaitu:

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bot} + S_{surf} \quad (3)$$

Dimana :

S_{in} adalah pembangkitan energi yang disebabkan angin.

S_{nl} adalah transfer energi gelombang yang disebabkan interaksi non linear antar gelombang.

S_{ds} adalah disipasi energi gelombang yang disebabkan whitcapping

S_{bot} adalah disipasi yang disebabkan gesekan dasar

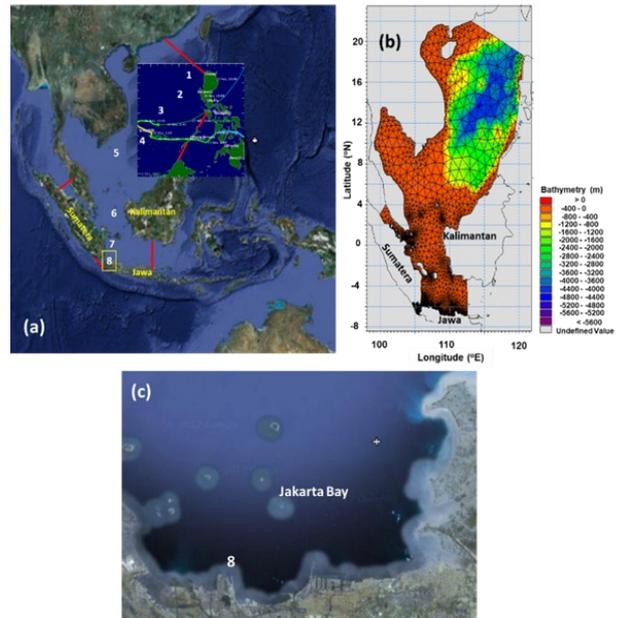
S_{surf} adalah disipasi energi gelombang karena pecahnya gelombang yang disebabkan kedalaman perairan.

2.3 Aplikasi model

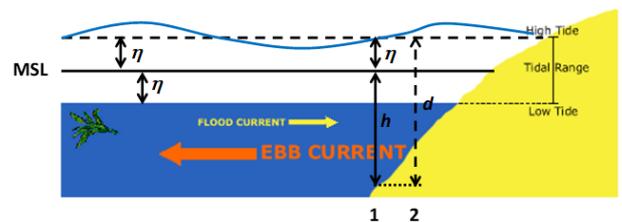
Daerah model (**Gambar 1**) meliputi Laut Cina Selatan, Selat Malaka bagian timur, Laut Jawa, dan Teluk Jakarta. Batas dari daerah model adalah Laut Cina Selatan di batas utara, batas timur (perairan Philipina, Pulau Palawan-Kalimantan, dan Laut Jawa bagian timur), batas selatan (Pulau Jawa dan Selat Sunda), sedangkan batas baratnya adalah Selat Malaka. Pemilihan daerah model mengacu pada data *track* Badai Hagibis (**Gambar 1**). Batimetri daerah model diperoleh dari data General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) (IOC, IHO & BODC, 2003) dengan resolusi 1 menit, sedangkan untuk daerah yang menjadi fokus kajian (Teluk Jakarta dan sekitarnya) digunakan data batimetri dari DISHIDROS TNI-AL. Ukuran panjang dari sisi grid model yang berbentuk segitiga bervariasi dari ~ 20 km di daerah lepas pantai dan laut dalam sampai dengan \pm 60 m di daerah pantai (**Gambar 1**).

Gaya pembangkit yang digunakan dalam model spektrum gelombang (*seas* dan *swell*) yang digunakan adalah angin dengan interval pengukuran setiap 6 (enam) jam dengan resolusi $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ yang diperoleh dari NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Simulasi model dilakukan selama 15 hari (17 November –1 Desember 2007) yang mencakup waktu kejadian Badai Hagibis. Di dalam studi ini, pada waktu simulasi model dilakukan, tidak diperoleh data diameter badai yang cukup representatif yang terkait dengan Badai

Hagibis. Selain itu, pada umumnya data angin NCEP di daerah terjadinya badai, yaitu Laut Cina Selatan kecepatannya lebih kecil (< 20 m/dt) jika dibandingkan dengan informasi kecepatan badai yang tersedia (18–36 m/dt). Dengan demikian hasil studi ini belum dapat divalidasi secara kuantitatif, tetapi secara kualitatif dapat dipakai sebagai informasi untuk mengetahui karakteristik penjalaran gelombang (*seas* dan *swell*) di sepanjang Laut Cina Selatan – Teluk Jakarta. Pada studi ini, simulasi dilakukan dalam 2 skenario, yaitu: simulasi dengan menggunakan kedalaman perairan yang tetap (batimetri, Simulasi-1 dinyatakan dengan h pada **Gambar 2**), dan simulasi dengan menggunakan kedalaman total yang bervariasi terhadap waktu (batimetri + elevasi pasut astronomis, Simulasi-2 dinyatakan dengan $d = h + \eta$ pada **Gambar 2**). Dalam hal ini, untuk kasus simulasi berdasarkan kedalaman total (Simulasi-2 pada **Gambar 2**), nilai input kedalaman total tersebut diperoleh dari hasil model hidrodinamika yang telah dilakukan sebelumnya (Ningsih, *et al.*, 2010).



Gambar 1. (a) Daerah model, lintasan (*track*) badai hagibis, dan lokasi titik-titik kajian karakteristik seas dan swell (1-8); (b) batimetri dan grid daerah model; (c) Lokasi titik kajian seas dan swell di teluk Jakarta (titik 8)



Gambar 2. Sketsa scenario simulasi: (1) simulasi-1 berdasarkan kedalaman yang tetap (h), dan (2) simulasi-2 berdasarkan kedalaman total ($d = h + \eta$). keterangan: MSL (*mean sea level*) dan η (elevasi pasut)

3. Hasil dan Pembahasan

3.1 Verifikasi model

Verifikasi dilakukan berdasarkan ketersediaan data yang ada, yaitu dengan membandingkan tinggi gelombang signifikan hasil model (**Gambar 3b**) dengan data tinggi gelombang pasut non astronomis yang diperoleh dari analisis data elevasi pasut pengamatan BIG (**Gambar 3a**). Dari **Gambar 3b** terlihat bahwa gelombang di Teluk Jakarta didominasi oleh *swell* (< 16 cm) yang menjalar ke selatan dan dalam hal ini terlihat jelas bahwa *swell* tersebut tidak dibangkitkan oleh angin lokal (arah angin berhembus ke utara), melainkan dibangkitkan dari luar Teluk Jakarta. Pada waktu kejadian rob tanggal 25 November

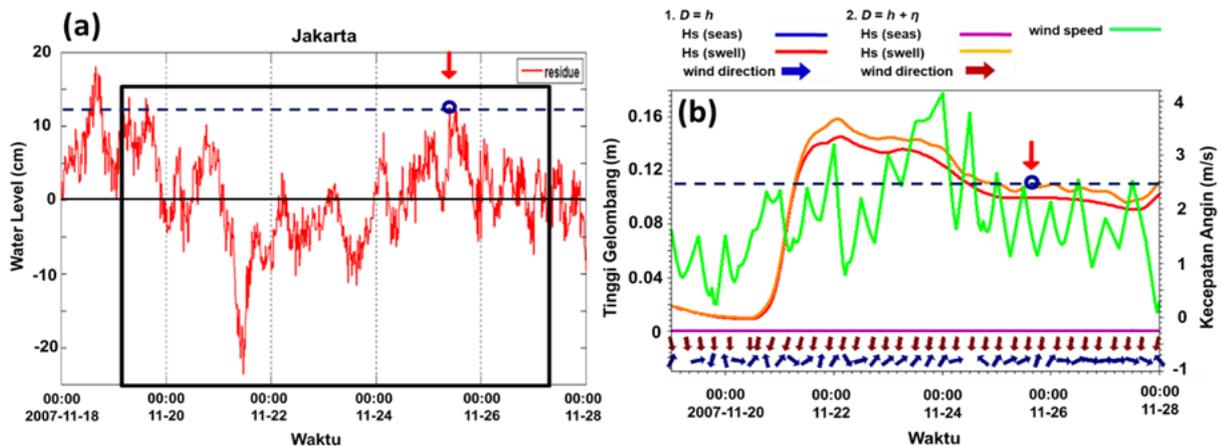
2007, nilai tinggi gelombang signifikan *swell* ($H_s^{swell} \sim 11$ cm). Nilai hasil model ini mendekati nilai tinggi pasut non astronomis ± 12 cm yang diperoleh dari data pengukuran (**Gambar 3a**) dan diduga kuat bahwa tinggi pasut non astronomis tersebut adalah *swell* yang berasal dari Laut Cina Selatan.

3.2 Perbedaan hasil simulasi-1 dan simulasi-2

Berdasarkan uji coba simulasi yang mengacu pada kedalaman tetap (Simulasi-1) dan pada kedalaman total (Simulasi-2), diketahui bahwa pasut astronomis hasil dari model hidrodinamika yang dimasukkan sebagai input pada Simulasi-2 mempengaruhi tinggi gelombang signifikan yang dihasilkan oleh model spektrum gelombang. **Gambar 4** memperlihatkan sketsa contoh hasil simulasi dengan dan tanpa pasut astronomis di Laut Cina Selatan (Lokasi 1 pada **Gambar 1**). Pada waktu pasut tertinggi purnama (elevasi pasut astronomis 0,72 m) diperoleh tinggi gelombang signifikan (H_s) sebesar 5,9 m (Titik C pada **Gambar 4**), sedangkan untuk simulasi tanpa pasut astronomis $H_s = 6,04$ m (Titik D pada **Gambar 4**).

Dengan demikian, untuk kasus ini terdapat perbedaan ketinggian muka air sebesar 0,15 m (elevasi muka air total dengan pasut astronomis lebih tinggi 0,15 m dibandingkan tanpa pasut astronomis, sketsa perhitungan dapat dilihat pada **Gambar 4**). Sementara itu, pada waktu pasut astronomis terendah purnama (elevasi muka air total turun menjadi -0,62 m) diperoleh tinggi gelombang signifikan H_s sebesar 7,0 m (Titik B pada **Gambar 4**), sedangkan untuk simulasi tanpa pasut astronomis $H_s = 7,2$ m (Titik A pada **Gambar 4**). Dengan demikian, untuk kasus ini terdapat perbedaan ketinggian muka air sebesar 0,82 m (elevasi muka air dengan pasut astronomis lebih rendah 0,82 m dibandingkan tanpa pasut astronomis, **Gambar 4**).

Dengan cara yang sama dilakukan analisa untuk kasus Teluk Jakarta (Lokasi 8 pada **Gambar 1**) dan dalam hal ini sketsa perhitungan tidak diperlihatkan. Pada waktu pasut astronomis tertinggi purnama (elevasi pasut astronomis 0,55 m) diperoleh tinggi gelombang signifikan H_s sebesar 0,10 m, sedangkan untuk simulasi tanpa pasut astronomis, nilai $H_s = 0,11$ m. Dengan demikian, untuk kasus ini terdapat perbedaan ketinggian muka air $\sim 0,55$ m (elevasi muka air total dengan pasut astronomis lebih tinggi 0,55 m dibandingkan tanpa pasut astronomis). Sedangkan, untuk kasus pasut astronomis terendah purnama (elevasi muka air turun menjadi -0,38 m) diperoleh $H_s = 0,11$ m, dan untuk simulasi tanpa pasut astronomis, nilai $H_s = 0,12$ m. Dengan demikian, untuk kasus ini terdapat perbedaan ketinggian muka air $\sim 0,39$ m (elevasi muka air total dengan pasut astronomis lebih rendah 0,39 m dibandingkan tanpa pasut astronomis). Selain itu, hal yang perlu diperhatikan untuk kasus di Teluk Jakarta (sebagai contoh kasus), walaupun diperoleh tinggi gelombang signifikan yang dibangkitkan oleh angin hanya berkisar 0,11 m, tetapi ketika terjadi bersamaan dengan pasut astronomis tertinggi purnama, elevasi muka air total akan naik sebesar 0,55 m.



Gambar 3. (a) Tinggi pasang surut non astronomis, nilainya ± 12 cm pada tanggal 25 November 2007 (diberi tanda dengan lingkaran dan panah). Garis kotak hitam menyatakan periode kejadian badai hagibis;

(b) Tinggi gelombang signifikan swell, $H_s^{swell} \sim 11$ cm pada tanggal 25 November 2007 (diberi tanda dengan lingkaran dan panah).

Berdasarkan hasil uji coba Simulasi-1 dan Simulasi-2, diketahui bahwa untuk daerah dimana pasang surut astronomisnya cukup dominan (dengan tunggang pasut > 1 m), pasut astronomis hasil model hidrodinamika yang digunakan sebagai input pada Simulasi-2 merupakan faktor penting yang perlu dimasukkan dalam perhitungan agar fenomena alam sebenarnya dapat lebih representatif untuk dimodelkan. Untuk analisis hasil selanjutnya, hasil-hasil yang akan dibahas adalah untuk kasus Simulasi-2.

3.3 Evolusi tinggi gelombang signifikan

Evolusi dua harian (21–27 November 2007) dari medan kecepatan angin, tinggi gelombang signifikan *seas* (H_S^{seas}), dan tinggi gelombang signifikan *swell* (H_S^{swell}) di seluruh domain model yang mencakup Laut Cina Selatan, Selat Karimata, Laut Jawa, dan Teluk Jakarta disajikan pada **Gambar 5**. Berdasarkan hasil

tersebut terlihat jelas H_S^{seas} berhubungan secara langsung dengan medan angin, yaitu jika kecepatan angin membesar pada suatu daerah maka H_S^{seas} juga membesar dan begitu sebaliknya jika kecepatan angin mengecil maka H_S^{seas} juga mengecil. Tetapi tidak

demikian dengan H_S^{swell} yang tidak secara langsung berhubungan dengan kecepatan angin. Dengan kata lain bisa terjadi pada suatu daerah yang kecepatan anginnya kecil dan tidak cukup kuat untuk membangkitkan gelombang, tetapi gelombang tetap terjadi (ada) yang didominasi oleh *swell*. Sebagai contoh untuk kasus pada tanggal 27 November 2007 (jam 00:00 GMT) kecepatan angin di sekitar Selat Karimata dan di utara Pulau Bangka dan Belitung < 4 m/s dan di utara Teluk Jakarta

< 1 m/s, dalam hal ini H_S^{seas} di utara Pulau Bangka dan Teluk Jakarta ~0 cm dan di sekitar Pulau Belitung < 10 cm, walaupun demikian gelombang tetap ada yang

didominasi oleh *swell* dengan H_S^{swell} ~0,75 m di utara Pulau Bangka dan berkisar 0,1 m – 0,5 m di sekitar Teluk Jakarta dan Laut Jawa. Dari Gambar 5 dapat dilihat bahwa keberadaan *swell* ini penjarannya berasal dari Laut Cina Selatan.

Secara umum pada periode 21–27 November 2007, kecepatan angin di Laut Cina Selatan berkisar 4–25 m/dt

menghasilkan H_S^{seas} sebesar 0,5 – 6 m dan H_S^{swell} 1,5 – 5,8 m, sedangkan di Selat Karimata kecepatan angin 1 – 10 m/dt, H_S^{seas} < 0,75 m, dan H_S^{swell} berkisar 0,5 – 0,75 m (**Gambar 5**). Sementara itu di Laut Jawa,

kecepatan angin < 8 m/s, H_S^{seas} < 0,75 m, dan H_S^{swell} 0,1 – 0,75 m dan di Teluk Jakarta kecepatan angin < 4 m/s, H_S^{seas} < 0,01 m, dan H_S^{swell} < 0,16 m. Kecilnya nilai

gelombang signifikan *seas* di Teluk Jakarta selain disebabkan kecilnya kecepatan angin juga karena sempitnya perairan untuk dapat berfungsi sebagai daerah pembangkit gelombang. Walaupun demikian, gelombang tetap ada (*exist*) di Teluk Jakarta (< 0,16 m) yang didominasi oleh *swell*.

3.4 Karakteristik seas dan swell di setiap lokasi titik kajian

Untuk mendapatkan pemahaman yang lebih rinci dari karakteristik seas dan swell di daerah model, maka dilakukan analisis nilai kecepatan angin, H_S^{seas} dan H_S^{swell} sebagai fungsi waktu (19–28 November 2007) di beberapa lokasi (diberi tanda dengan angka 1–8 pada **Gambar 1**) di sepanjang Laut Cina Selatan sampai dengan Teluk Jakarta, seperti diperlihatkan pada **Gambar 6**. Berdasarkan gambar tersebut, terlihat dengan jelas bahwa karakteristik *seas* mengikuti pola angin, yaitu jika kecepatan angin membesar maka H_S^{seas} membesar, begitu pula sebaliknya jika kecepatan angin mengecil maka H_S^{seas} mengecil. Pada umumnya arah gelombang mengikuti arah angin, dalam hal ini ke selatan–barat daya. Walaupun demikian, ada beberapa lokasi di mana arah gelombangnya tidak mengikuti arah angin lokal.

Pada Lokasi 1 dan 2 di Laut Cina Selatan (**Gambar 1**), kecepatan angin lokal mencapai 18 m/dt dimana dalam hal ini H_S^{seas} mencapai 6 m dan H_S^{swell} ~5,8 m (**Gambar 6**). Di Lokasi 3, kecepatan angin berkisar 6 – 14 m/dt, H_S^{seas} ~0,5 – 3 m, dan H_S^{swell} berkisar 2 – 3,5 m (**Gambar 6**). Pada Lokasi 4, kecepatan angin berkisar 6 – 10,5 m/dt, H_S^{seas} ~0,3 – 1,6 m, dan H_S^{swell} berkisar 0,6 – 2,8 m (**Gambar 6**). Lokasi 3 dan 4 adalah daerah yang dekat dengan lintasan badai dan dalam hal ini dapat diketahui bahwa data angin NCEP yang digunakan tidak cukup representatif mewakili nilai kecepatan Badai Hagibis, dimana data angin NCEP (< 20 m/dt) jauh lebih kecil dari informasi kecepatan Badai Hagibis ~18 – 36 m/dt yang dilaporkan di http://weather.unisys.com/hurricane/w_pacific/2007H/index.html.

Di Lokasi 5 dan pada jalur masuk perairan Indonesia (Lokasi 6), yaitu perairan Natuna dan Selat Karimata (**Gambar 1**), kecepatan angin lokal semakin mengecil, yaitu < 10 m/s dan dalam hal ini H_S^{seas} < 1,2 m, sedangkan *swell* yang menjaral dari Laut Cina Selatan (daerah badai) tetap ada dengan H_S^{swell} ~0,8 – 2,2 m (**Gambar 6**). Sementara itu, di Lokasi 7 (di Laut Jawa bagian barat dan di utara Teluk Jakarta), arah gelombang pada periode tertentu sudah tidak mengikuti

arah angin lokal (**Gambar 6**), yaitu gelombang tetap menjalar ke arah selatan, sedangkan angin lokalnya kadang-kadang berhembus ke timur, utara, dan tenggara. Dalam hal ini, kecepatan angin lokal < 3,5

m/dt dan H_S^{seas} yang dihasilkan sangat kecil (< 0,04 m), sehingga di Lokasi 7 ini gelombang didominasi

oleh *swell* dengan $H_S^{swell} < 0,2$ m. Selanjutnya, begitu masuk ke perairan Teluk Jakarta (Lokasi 8, **Gambar 1**), dengan kecepatan angin lokal < 3,5 m/dt dan geometri perairan yang sempit *seas* sudah tidak

terbentuk ($H_S^{seas} \sim 0$ m), dan dalam hal ini gelombang hampir 100 % didominasi oleh *swell* yang menjalar

dari utara dengan $H_S^{swell} < 0,16$ m (**Gambar 6**).

Berdasarkan arah angin, jelas terlihat gelombang yang bergerak ke selatan di Teluk Jakarta ini tidak dibangkitkan oleh angin lokal (yang berhembus ke utara), melainkan dibangkitkan dari luar Teluk Jakarta. Dalam hal ini diduga kuat gelombang di Teluk Jakarta tersebut merupakan *swell* yang menjalar dari Laut Cina Selatan. Hal yang menarik lainnya adalah sehubungan dengan kejadian rob di pantai utara Jakarta pada tanggal 25 November 2007, berdasarkan analisis data elevasi pasut pengamatan dari BIG yang dilakukan oleh Ningsih, *et al.*, (2011) diperoleh tinggi pasut non astronomis ± 12 cm. Nilai ini mendekati tinggi

H_S^{swell} yang diperoleh dari studi sekarang ini, yaitu sekitar 11 cm pada tanggal 25 November 2007. Oleh sebab itu, hasil ini memperkuat dugaan bahwa tinggi pasut non astronomis ± 12 cm yang diperoleh dari data pengukuran adalah *swell* (*storm surge*) yang berasal dari Laut Cina Selatan yang dibangkitkan oleh badai Hagibis (18–27 November 2007).

3.5 Spektrum gelombang 1 dan 2 dimensi

Gambar 7 memperlihatkan contoh spektrum gelombang yang dicuplik pada waktu tertentu yang mewakili tinggi gelombang signifikan mencapai nilai yang tinggi di beberapa daerah, yaitu Lokasi 1, 3, 5, 7, dan 8 pada **Gambar 1**. Waktu pencuplikan diberi tanda dengan garis hitam putus-putus pada **Gambar 6**. Berdasarkan spektrum gelombang ini dapat diketahui

periode puncak (T_p) dan arah gelombang, yaitu periode dan arah gelombang yang memiliki energi yang paling dominan (besar). Di Lokasi 1, gelombang

dominan dimiliki baik oleh *seas* ($T_p = 7,6$ dt) dan

swell ($T_p = 9$ dt) dengan arah semuanya dari utara. Sementara itu di Lokasi 3, periode puncak gelombang

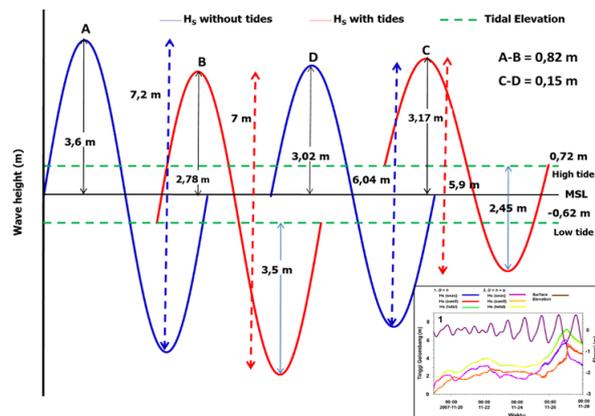
dimiliki oleh *seas* bernilai $T_p = 7,5$ dt (**Gambar 7**) dengan arah dari utara. Hal menarik terjadi di Lokasi 5 dan 7 (**Gambar 1**), dimana terdapat 2 puncak gelombang dari arah yang berbeda yang mewakili *seas*

dan *swell* (**Gambar 7**), yaitu $T_p^{seas} = 5,5$ dt dari barat laut dan $T_p^{swell} = 8$ dt dari timur laut untuk Lokasi 5

dan $T_p^{seas} = 3,1$ dt dari selatan dan $T_p^{swell} = 4,6$ dt

dari utara untuk Lokasi 7. *Seas* yang terdapat di lokasi 5 dan 7 tersebut (**Gambar 7**) terlihat sesuai dengan arah angin lokal yang ada (**Gambar 6**), sedangkan *swell* yang ada di kedua lokasi tersebut berasal dari Laut Cina Selatan bagian utara (Lokasi 1–4 pada **Gambar 1**). Fenomena adanya *seas* dan *swell* ini ditemukan pula oleh Chu and Cheng (2008) dan Chu, *et al.*, (2004) ketika mempelajari karakteristik gelombang di Laut Cina Selatan. Untuk lokasi di Teluk Jakarta (Lokasi 8 pada **Gambar 1**), terdapat 2 puncak gelombang yang semuanya dimiliki oleh *swell* yang berasal dari utara-

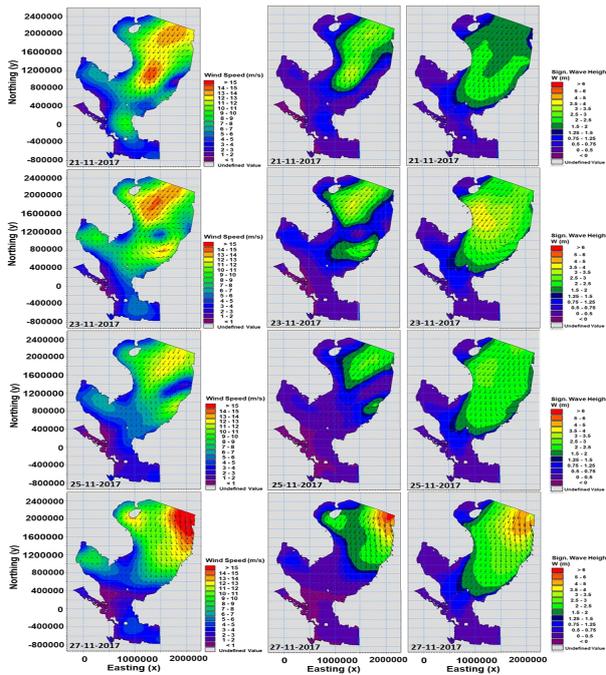
barat laut dengan T_p bernilai 3,4 dt dan 5 dt (**Gambar 7**).



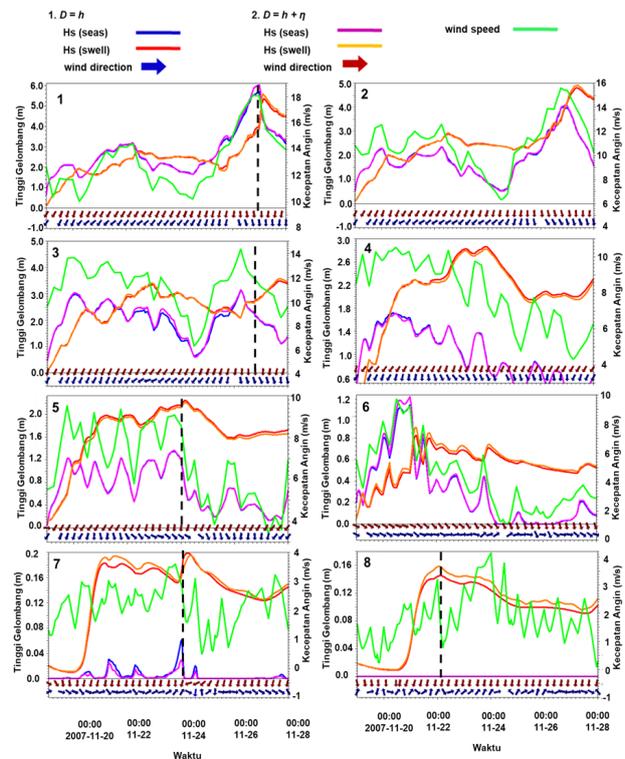
Gambar 4. Ilustrasi contoh perbedaan ketinggian muka air hasil simulasi dengan dan tanpa pasut astronomis di laut Cina selatan (Lokasi 1 pada gambar 1). A dan D tinggi gelombang signifikan (H_s) untuk simulasi tanpa pasut astronomis, sedangkan B dan C masing-masing adalah H_s ketika pasut terendah dan tertinggi purnama. A waktunya bersesuaian dengan B, sedangkan D dengan C. Gambar inset (ujung kanan bawah) adalah time series dari pasut astronomis, H_s total, H_s^{seas} dan H_s^{swell} untuk Simulasi-1 dan -2.

4. Kesimpulan

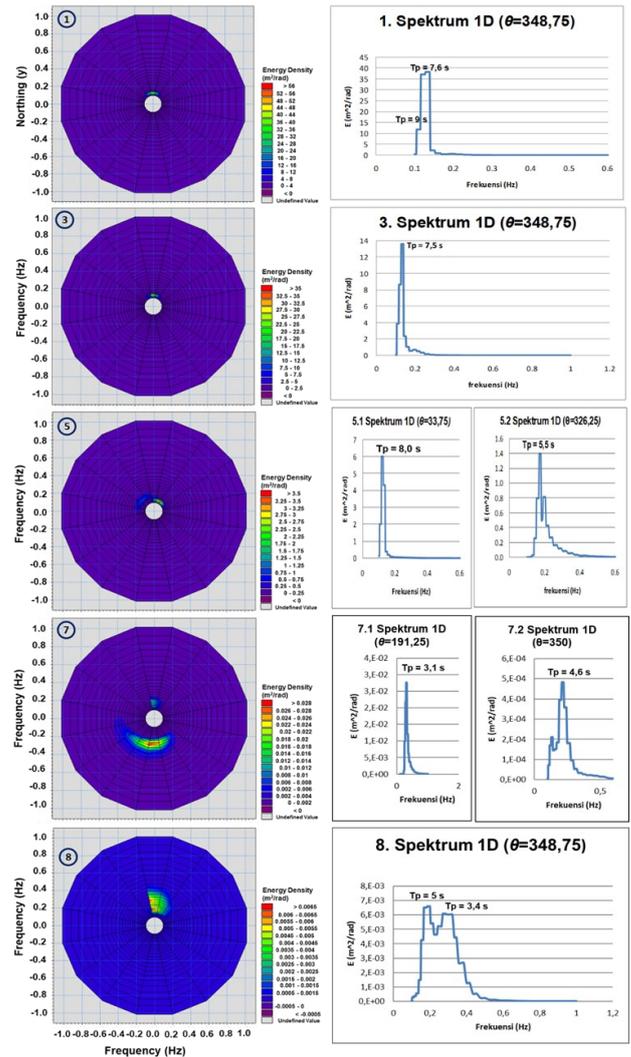
Hasil simulasi memperlihatkan bahwa arah dan tinggi gelombang *seas* berhubungan langsung dengan angin lokal, sedangkan *swell* tidak terkait langsung dengan keberadaan angin lokal. Gelombang angin di Teluk Jakarta pada tanggal 25 November 2007 didominasi oleh *swell* yang berasal dari Laut Cina Selatan dengan



Gambar 5. Evolusi dua harian (21 – 27 November 2007) dari medan kecepatan angin (panel kiri), tinggi gelombang signifikan seas (panel tengah), dan tinggi gelombang signifikan swell (panel kanan).



Gambar 6. Time series dari kecepatan angin, H_s^{seas} dan H_s^{swell} (untuk simulasi-1 dan simulasi-2), arah angin, dan arah gelombang di Lokasi 1-8 (Gambar 1). Garis hitam putus-putus menunjukkan waktu pencuplikan spektrum gelombang.



Gambar 7. Spektrum gelombang di Lokasi 1, 3, 5, 7, dan 8 (gambar 1). Waktu pencuplikan spektrum diberi tanda dengan garis hitam putus-putus pada gambar 6.

tinggi gelombang signifikan ~11 cm, dimana nilai ini mendekati tinggi pasut non astronomis yang diperoleh dari data pengukuran ± 12 cm. Dengan kecepatan angin lokal < 4 m/dt, seas tidak lagi dominan di sepanjang perairan Laut Jawa bagian barat dan Teluk Jakarta (< 0,10 m), walaupun demikian terjangan gelombang yang disebabkan swell yang menjaral dari tempat lain tetap harus diwaspadai. Untuk mendapatkan hasil yang lebih akurat secara kuantitatif, pada studi selanjutnya input data angin NCEP perlu dikombinasikan dengan data diameter dan kecepatan badai yang lebih representatif, misalnya dengan menggunakan a tropical cyclone wind profile model (TCWPM) yang dikembangkan oleh Carr dan Elsberry (1997). Hasil penelitian ini diharapkan berguna bagi pihak-pihak terkait dalam mengambil langkah-langkah strategis, khususnya dalam bidang penanggulangan bencana laut dan pengelolaan kawasan pesisir.

Ucapan Terima Kasih

Terima kasih kami ucapkan kepada D. A. Utami, N. Rakhmaputeri, D. F. Saputri, dan H. Timotius yang telah memberikan literatur-literatur yang sangat bernilai terkait dengan aspek-aspek storm tide. Selain itu, penulis ucapkan pula terima kasih kepada reviewer yang telah mengoreksi dan memberikan saran terhadap artikel ini.

Daftar Pustaka

- Abidin, H.Z., H. Andreas, R. Djaja, D. Darmawan, & M. Gamal., 2008, Land subsidence characteristics of Jakarta between 1997 and 2005, as estimated using GPS surveys GPS, *Solut* (2008) 12:23–32, DOI 10.1007/s10291-007-0061-0.
- Andrade, C.A., Y.F. Thomas, A.N. Lerma, P. Duran, & B. Anselme. 2013. Coastal flooding hazard related to swell events in Cartagena de Indias, Colombia. *J. of Coastal Research*, 29(5), 1126–1136.
- Carr, L.E., III, & R.L. Elsberry, 1997, Models of tropical cyclone wind distribution and beta-effect propagation for application to tropical cyclone track forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 3190–3209.
- Chu, P.C., Y.Qi, Y.Chen, P. Shi, & Q. Mao, 2004, South China Sea wind-wave characteristics. Part I: Validation of Wavewatch-III using TOPEX/Poseidon data, *J. of Atmospheric & Oceanic Technology*, 21(11): 1718-1733.
- Chu, P.C., & K.F. Cheng, 2008, South China Sea wave characteristics during Typhoon Muifa passage in winter 2004. *J. Oceanography*, 64 (1): 1-21.
- DHI Water and Environment, 2005, MIKE 21 SW: Spectral Waves FM Module, User Guide, Denmark, 112 pp.
- Diposaptono, S. Budiman, & F. Agung, 2009, Menyiasati perubahan iklim di wilayah pesisir dan pulau-pulau kecil, PT. Sarana Komunikasi Utama, 359 pp.
- Dodet, G., X. Bertin, & R. Taborda, 2010, Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31(3-4): 120-131.
- Hadi, S., N.S. Ningsih, & K. Pujiana, 2005, Studi awal pemodelan medan gelombang di Laut Jawa dan karakteristik spektrum energi gelombang di Teluk Jakarta, *Indonesian J. of Marine Science*, 10(3): 169–176.
- Holtuijsen, L.H, 2007, Waves in oceanic and coastal waters, Cambridge University Press, New York, 387 pp.
- IOC, IHO, & BODC., 2003, General bathymetric chart of the oceans, Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, BODC, Liverpool, U.K.
- IPTEK VOICE, 15 Januari., 2008, di dalam <http://www.ristek.go.id/index.php?mod=News&conf=v&id=2429> (15 Januari 2012).
- Ningsih, N. S., 2000,. Three-dimensional model for coastal ocean circulation and sea floor topography changes: application to the Java Sea. PhD thesis, Kyoto University, Japan, 188 pp.
- Ningsih, N.S., S. Hadi, D.F. Saputri, F. Hanifah, & A.P. Rudiawan, 2010, Simulation of susceptible areas to the impact of storm tide flooding along northern coasts of Java. In: L.H. Wiryanto & S.R. Pudjaprasetya (Ed.). Proceedings of Conference on Industrial and Applied Mathematics (CIAM 2010), Bandung, 6 – 7 July, 170-178.
- Ningsih, N.S., W. Suryo, & S.D. Anugrah, 2011, Study on characteristics of residual water level in Jakarta, Semarang, and Surabaya waters – Indonesia and its relation to storm events in November 2007. *Int. J. Basic & Appl.Sci.IJBAS -IJENS*, 11(05): 31-37.
- Semedo, A., K. Sušelj, A. Rutgersson, & A. Sterl, 2011, A global view on the wind sea and swell climate and variability from ERA-40, *J. Climate*, 24(5): 1461-1479.
- Semedo, A., 2018, Seasonal Variability of Wind Sea and Swell Waves Climate along the Canary Current: the Local Wind Effect, *J. Mar. Sci. Eng.*, 6(28), doi:10.3390/jmse6010028: 1 – 24.