
PENGARUH SEBARAN DAN GESEKAN ANGIN TERHADAP SEBARAN SUHU PERMUKAAN LAUT DI SAMUDERA HINDIA (WILAYAH PENGELOLAAN PERIKANAN REPUBLIK INDONESIA 573)

Akhmad Syafik, Kunarso, Hariadi^{*)}

Jurusan Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Diponegoro
Jl. Prof. H. Soedharto, SH, Tembalang Semarang. 50275 Telp/Fax (024) 7474698
Email : Kunarsojpr@yahoo.com; Hariadimpi@yahoo.com;

Abstrak

Perubahan arah dan kecepatan angin yang bertiup diatas perairan mengakibatkan terjadinya perubahan dinamika pada perairan tersebut, diantaranya adalah fenomena upwelling dan downwelling, sehingga mempengaruhi tinggi rendahnya Suhu Permukaan Laut (SPL). Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji pengaruh sebaran dan gesekan angin terhadap distribusi dan fluktuasi SPL di Samudera Hindia tepatnya di Wilayah Pengelolaan Perikanan Republik Indonesia 573 (WPP RI 573). Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data model angin dari ECMWF, data SPL dari citra satelit MODIS Level III dari Tahun 2007 hingga 2011 dan data insitu. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah deskriptif. Hasil dari penelitian ini menunjukkan bahwa pada Musim Timur kecepatan angin tinggi dan bergerak dari arah tenggara menuju barat daya. Karena posisi WPP RI 573 yang berada di Belahan Bumi Selatan, arus cenderung dibelokkan kearah kiri dari arah datangnya angin sebagai akibat pengaruh dari Gaya Coriolis, sehingga menyebabkan terjadinya Transpor Ekman ke arah kiri. Hal ini menyebabkan kekosongan massa air laut permukaan yang kemudian diisi oleh massa air laut di bawahnya. Proses ini dikenal dengan peristiwa upwelling yang berpengaruh langsung menurunkan SPL. Tingginya SPL pada Musim Barat dan Peralihan I tampak terkait dengan melemahnya kecepatan angin dan perubahan arah angin (timur ke barat menjadi barat ke timur) yang diduga berdampak menguatnya Arus Pantai Jawa (APJ) yang membawa air hangat dari Barat Sumatera dan terjadi downwelling di Selatan Jawa, serta melemahnya adveksi dan tingginya evaporasi karena posisi matahari yang berada di Belahan Bumi Selatan (BBS). Distribusi dan fluktuasi SPL, secara tidak langsung dipengaruhi oleh kecepatan angin sebesar 0,5% dan komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) sebesar 43,974%.

Kata kunci : Angin, Upwelling, SPL, ECMWF, MODIS, WPP RI 573.

Abstract

Changes in direction and velocity of the wind blowing over the waters resulted in a change in the dynamics of these waters include the phenomenon of upwelling and downwelling which causes cooling Sea Surface Temperature (SST) and vice versa. On this background, this study aims to examine the influence of the wind against SST fluctuations in the Indian Ocean focused in Wilayah Pengelolaan Perikanan Republik Indonesia 573 (WPP RI 573). The method used on this study is descriptive. The data used in this study is the wind model data from European Centre Medium Range Weather and Forecast (ECMWF) and SST data from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellite imagery Level III from 2007 to 2011, as well as data from the SST in situ measurements in the field are used to verify the data imagery. The results of this study indicate that in East Season the wind speed is high and its move from southeast to southwest. Because WPP RI 573 located in Southern Hemisphere, the current were deflected leftward by the Coriolis which is driven Ekman Transpor leftward. It is causing water mass emptiness in surface then fulfilled by the water mass below it. This process known as upwelling which is has direct impact to cooling SST. The high SST in West and Transition I Season has corellation to the weakening of wind speed and wind direction changes (east to west to west to east) are thought to affect the strengthening of Java Coastal Current which brings warm water from the western Sumatera downwelling occurs in Southern Java, weakening advection and highly evaporation because the position of Sun in Southern Hemisphere.

Distribution and fluctuation of SST indirectly influenced by wind speeds of 0.5% and wind friction component perpendicular to the coast (τ_y) of 43.974%.

Keyword : Wind, Upwelling, SPL, ECMWF, MODIS, WPP RI 573.

1. Pendahuluan

Angin mempunyai peran yang besar dalam proses interaksi lautan dan atmosfer. Perubahan arah dan kekuatan angin yang bertiup di atas perairan mengakibatkan terjadinya perubahan dinamika pada perairan. Diantaranya adalah fenomena upwelling dan downwelling, sehingga mempengaruhi tinggi rendahnya Suhu Permukaan Laut (SPL).Kuatnya Angin Muson mengakibatkan meningkatnya Transpor Ekman, pencampuran vertikal, dan tingginya panas yang hilang akibat evaporasi sepanjang musim panas, sehingga mengakibatkan terjadinya pendinginan SPL, begitu pula sebaliknya (Clark *et al.*, 1999).

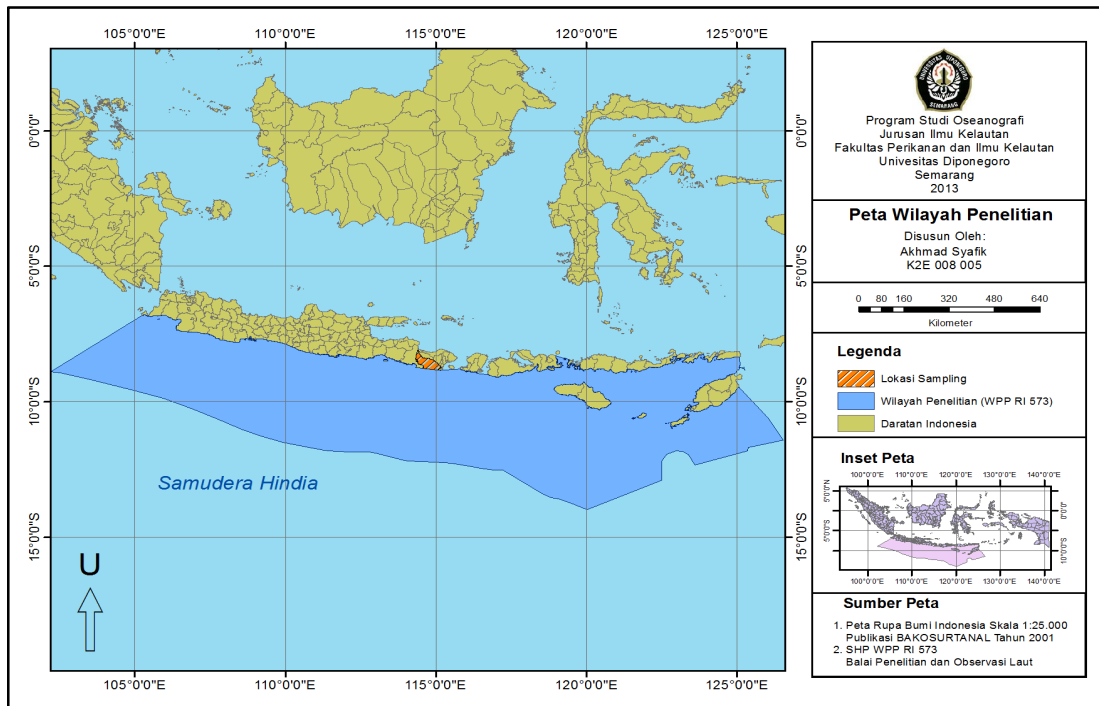
Upwelling selama ini hanya diidentifikasi dengan parameter seperti kandungan klorofil a, salinitas, oksigen, nutrisi, fitoplankton yang tinggi dan SPL yang rendah dari daerah sekitarnya, parameter tersebut merupakan parameter dampak dari proses terjadinya *upwelling*, bukan parameter penyebab dari proses terjadinya *upwelling*. Telah diketahui bahwa salah satu pembangkit terjadinya *upwelling* adalah hembusan angin, namun demikian seberapa besar pengaruh angin terhadap indikator *upwelling* merupakan masalah yang jarang dibahas. Oleh karena itu penelitian ini berusaha mengidentifikasi pengaruh angin terhadap distribusi dan fluktuasi SPL yang merupakan parameter penduga *upwelling* yang sifatnya dampak akibat dari proses *upwelling*. Adapun parameter angin yang dianalisa adalah sebaran dan komponen gesekan angin, dengan melihat pengaruhnya terhadap sebaran dan fluktuasi SPL di Samudera Hindia tepatnya di WPP RI 573.

Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji pengaruh sebaran dan komponen gesekan angin terhadap distribusi dan fluktuasi SPL, terkait dengan pemantauan fenomena *upwelling* di Samudera Hindia tepatnya di WPP RI 573.

2. Materi dan Metode

Wilayah Penelitian

Wilayah kajian dalam penelitian ini adalah Samudera Hindia tepatnya di WPP RI 573 dalam (Gambar 1) Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data model, data citra, dan data lapangan. Data angin menggunakan data model *ECMWF* dan data SPL menggunakan citra *MODISAqua level III* dari tahun 2007 hingga 2011. Data SPL dari pengukuran *in situ* di lapangan digunakan untuk verifikasi data citra.



Gambar 1. Peta Wilayah Penelitian

Metode Penelitian

Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode deskriptif. Tujuan penelitian deskriptif adalah untuk membuat pencandraan secara sistematis, faktual dan akurat mengenai fakta-fakta dan sifat-sifat daerah tertentu.

Metode Perolehan Data

Data angin diperoleh dari *ECMWF* melalui situs 'www.ecmwf.int'. Data ini merupakan hasil analisis ulang dan interpolasi data meteorologi yang diperoleh dari berbagai pusat pengamatan dan penelitian parameter meteorologi dunia. Data angin ini berupa data harian rata-rata dengan resolusi spasial $0,75^0 \times 0,75^0$ dalam format *NetCDF(Network Common Data File)*. Data SPL citra *MODISlevel III* diperoleh dari situs NASA, dalam web <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>. Data citra *MODISlevel III* merupakan data yang sudah terkoreksi secara geometrik, bebas dari tutupan awan dan sudah terkomposit kedalam bentuk bulanan.

Metode Pengolahan dan Analisis Data

Perhitungan dan analisis data sebaran kecepatan dan arah angin dalam penelitian ini menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2}, \dots \dots \dots (3.1)$$

$$\theta = \begin{cases} 90 - \tan^{-1} \frac{v}{u}; u > 0, v > 0 \\ 90 + \tan^{-1} \frac{v}{u}; u > 0, v < 0 \\ 270 - \tan^{-1} \frac{v}{u}; u < 0, v < 0 \\ 270 + \tan^{-1} \frac{v}{u}; u < 0, v > 0 \end{cases} \dots \dots \dots (3.2)$$

dimana:

- u = Komponen gerak angin dalam arah x (sejajar pantai) m/s
- v = Komponen gerak angin dalam arah y (tegak lurus pantai) m/s
- V = Kecepatan angin m/s
- θ = Arah angin (°)

Analisa gesekan angin (*windstress*) untuk tiap komponen menggunakan persamaan yang dikemukakan oleh Kutsuwada (1998) dalam Tubalawony *et al.*, 2007:

$$\tau_x = \rho \cdot C_D \cdot V \cdot u \text{ dan } \tau_y = \rho \cdot C_D \cdot V \cdot v \dots \dots \dots (3.3)$$

dimana :

- τ_x = Komponen gesekan angin dengan arah sejajar pantai kg/ms²
- τ_y = Komponen gesekan angin dengan arah tegak lurus pantai kg/ms²
- ρ = Densitas udara = 1,3 kg/m³
- C_D = Koefisien drag = 1,4 x 10⁻³
- V = Kecepatan angin m/s
- u = Komponen gerak angin dalam arah x (sejajar pantai) m/s
- v = Komponen gerak angin dalam arah y (tegak lurus pantai) m/s

Langkah metode pengolahan data SPL dalam penelitian ini adalah sebagai berikut :*cropping*, penentuan nilai SPL, pengambilan informasi SPL berdasarkan kordinat angin, penyimpanan file informasi SPL, pengolahan *Number Of Points (Ntps)* dan *Digital Number (DN)*.

Untuk analisa data digunakan metode analisis statistik regresi berganda, uji asumsi klasik dan uji hipotesis. Metode regresi berganda yaitu metode statistik untuk menguji pengaruh antara beberapa variabel bebas terhadap satu variabel terikat. Data kecepatan angin, komponen gesekan angin sejajar pantai, komponen gesekan angin tegak lurus pantai dan SPL kemudian dianalisis dengan analisis regresi linier berganda dan sebelumnya dilakukan uji asumsi klasik yaitu, Uji Normalitas Residual, Multikolonieritas, dan Heteroksidasitas. Regresi linier berganda dapat dinyatakan dalam suatu persamaan berikut:

$$Y = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + b_3X_3 + \dots + b_kX_k + e \dots \dots \dots (3.4)$$

dimana :

- Y : Variabel terikat (*dependent variabel*)
- X : Variabel bebas (*independent variabel*)
- b₀ : Koefisien intersep regresi dari variabel bebas

$b_1...b_k$: Koefisien regresi dari variabel bebas
 e : Error persamaan regresi

Untuk mengukur keeratan hubungan variabel bebas (X) terhadap variabel terikat (Y) yang digunakan koefisien determinasi R^2 dengan persamaan menurut Usman dan Purnomo *dalam* Falah (2003) adalah sebagai berikut :

$$R_{(1,2,3..k)z} = \frac{b_1 \sum X_1 Y + b_2 \sum X_2 Y + b_3 \sum X_3 Y + \dots}{Y^2} \dots \dots \dots (3.5)$$

Persamaan koefisien determinasi *adjusted* R^2 menurut Ismunati (1999) *dalam* Falah (2003) sebagai berikut :

$$AdjR_{(1,2,3..k)z} = \frac{(b_1 \sum X_1 Y + b_2 \sum X_2 Y + b_3 \sum X_3 Y + \dots) / (n - k)}{Y^2 / (n - 1)} \dots \dots \dots (3.6)$$

dimana:

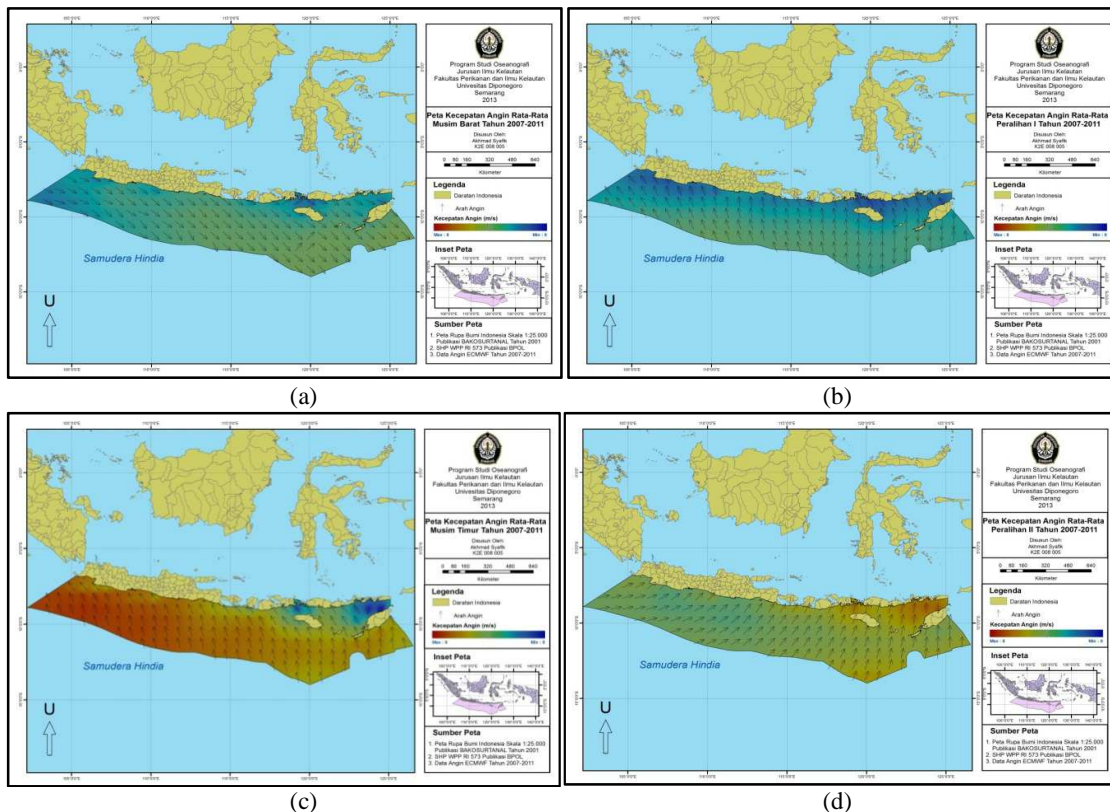
- Y : Variabel terikat (*dependent variabel*)
- X : Variabel bebas (*independent variabel*)
- b : Koefisien regresi dari variabel bebas

Metode Penyajian Data

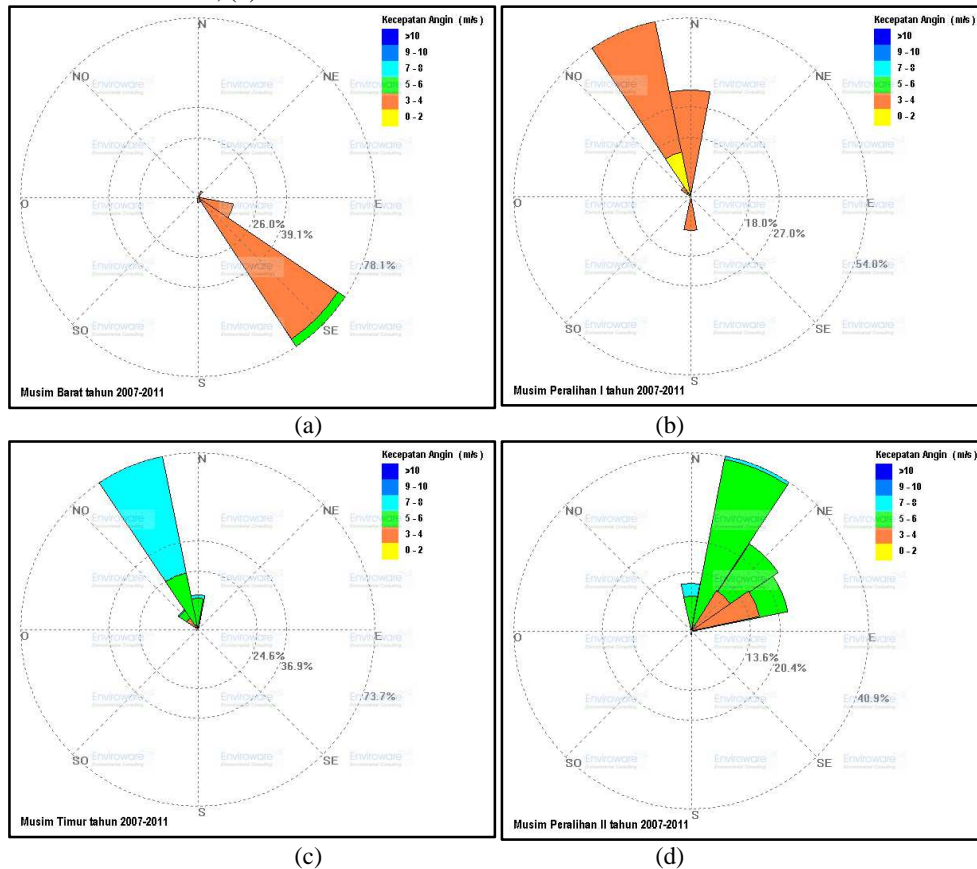
Setelah semua data dilakukan perhitungan dan tersimpan dalam bentuk format *excel* lalu dibuat grafik perbandingan antara kecepatan angin total dengan SPL, komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x) dan tegak lurus pantai (τ_y) dengan SPL. Data juga disajikan dalam bentuk peta yaitu peta sebaran angin dan SPL. Selain itu, disajikan pula grafik deskripsi *Npts* dan *DN* untuk SPL dalam Bulanan. *Npts* adalah jumlah piksel yang mempunyai nilai *DN* sama. Analisa *DN* SPL digunakan untuk mengetahui daerah–daerah yang bersuhu dingin di lokasi penelitian. Daerah yang ditandai dengan SPL yang lebih dingin dari daerah sekitarnya diidentifikasi sebagai daerah *upwelling* (Kusuma dan Indriawan, 2012). *Upwelling* dipantau dari sebaran *DN* dari SPL untuk mencari daerah suhu dingin dari permukaan laut.

3. Hasil dan Pembahasan

Sebaran angin secara spasial



Gambar 2. Sebaran Angin rata-rata musiman Tahun 2007-2011: (a) Musim Barat; (b) Musim Peralihan I; (c) Musim Timur; (d) Musim Peralihan II.



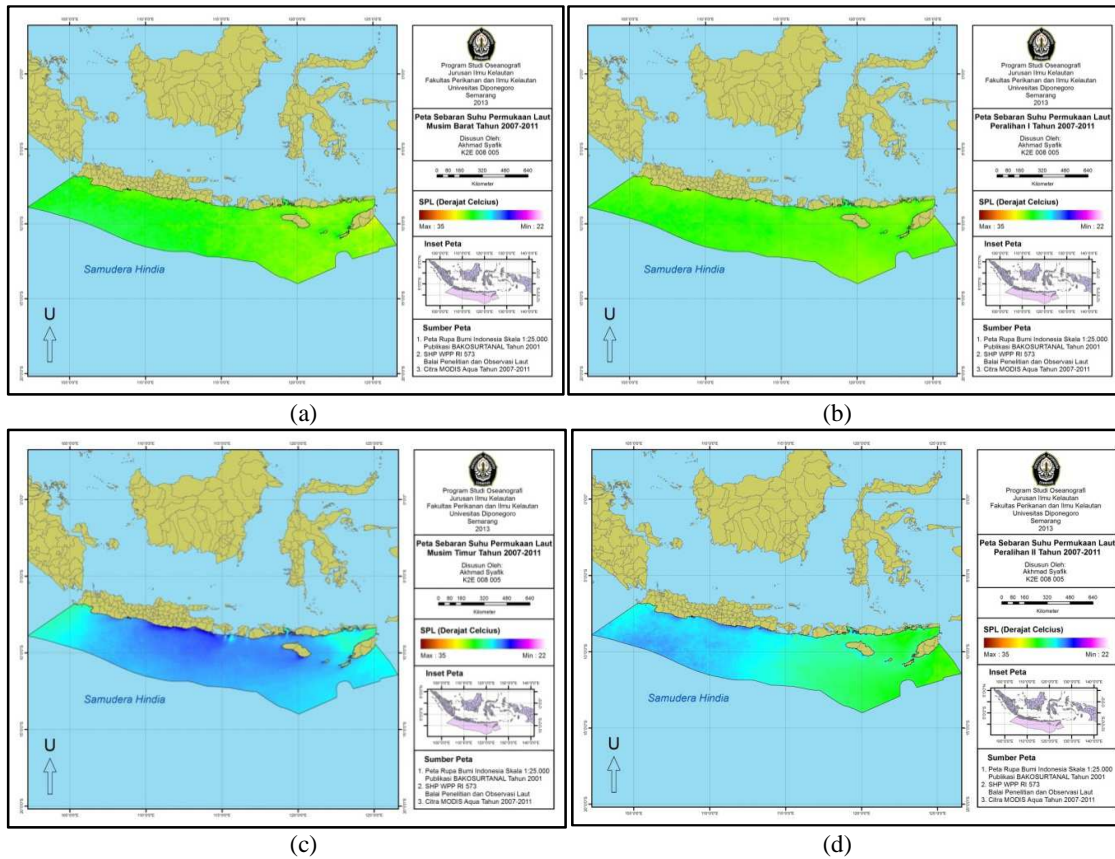
Gambar 3. Dominasi Arah Angin rata-rata musiman Tahun 2007-2011: (e) Musim Barat; (f) Musim Peralihan I; (g) Musim Timur; (h) Musim Peralihan II.

Dominasi arah gerakan angin pada Musim Barat menunjukkan arah gerakan ke tenggara (Gambar 2.a dan 3.a). Hal ini karena pada musim ini matahari berada di BBS sehingga BBS menerima lebih banyak penyinaran matahari daripada BBU dan menyebabkan pusat tekanan tinggi berada di atas benua Asia sedangkan pusat tekanan rendah berada di atas benua Australia. Wyrski (1961) menyatakan bahwa pada bulan Desember sampai Februari, yaitu pada musim dingin di BBU matahari berada pada posisi $23,5^{\circ}$ LS, pusat tekanan tinggi berada di Asia Utara. Pada kondisi ini angin bertiup dari arah timur laut kemudian saat melewati khatulistiwa angin ini dibelokkan karena pengaruh rotasi bumi dan menjadi angin barat laut di atas Indonesia serta bertiup menuju pusat tekanan rendah di Benua Australia.

Pada Musim Timur, (Gambar 2.c dan 3.c) dominasi arah gerakan angin menunjukkan ke arah barat daya. Hal ini karena pada musim ini matahari berada di BBU sehingga belahan bumi utara menerima lebih banyak penyinaran matahari daripada BBS dan menyebabkan pusat tekanan tinggi berada di atas benua Australia sedangkan pusat tekanan rendah berada di atas benua Asia. Wyrski (1961) menyatakan bahwa pada bulan Juni sampai Agustus, yaitu pada musim dingin di BBS matahari berada pada posisi $23,5^{\circ}$ LU, pusat tekanan tinggi berada di Australia. Angin bertiup dari Benua Australia kemudian ketika melewati khatulistiwa angin berbelok dari arah barat daya menuju arah timur laut melewati bagian barat Indonesia menuju pusat tekanan rendah di Asia Utara.

Musim Peralihan I (Gambar 2.b dan 3.b) antara Musim Barat ke Musim Timur yaitu pada periode Maret-Mei, ditandai dengan pola angin yang mulai mengalami perubahan arah, angin berubah bertiup dari barat/barat daya menuju utara dan utara barat laut (Gambar 2.b). Hal ini disebabkan pergeseran posisi penyinaran matahari dari BBS menuju ke ekuator, sehingga pusat tekanan tinggi dan rendah berubah. Musim Peralihan II (Gambar 2.d dan 3.d) dari Musim Timur ke Musim Barat dimulai pada bulan September, dimana posisi matahari mulai bergerak ke arah ekuator. Musim Peralihan II ditandai dengan angin yang mulai mengalami perubahan arah, dari arah barat laut menuju timur laut.

Sebaran SPL secara spasial



Gambar 4. Sebaran SPL rata-rata musiman Tahun 2007-2011: (a) Musim Barat; (b) Musim Peralihan I; (c) Musim Timur; (d) Musim Peralihan II.

Sebaran SPL secara spasial mengalami perubahan secara musiman. Pada Musim Barat Hingga Peralihan II (Gambar 4.a dan 4.b) lebih tinggi dibandingkan pada Musim Timur (Gambar 4.c). Pada Musim Peralihan II (Gambar 4.d), bagian timur wilayah kajian lebih hangat dari pada dibagian barat. Hal ini sesuai dengan pernyataan Martono *et al.*, (2008), yang menjelaskan bahwa Musim Timur sebaran SPL di Samudera Hindia secara umum lebih dingin daripada Musim Barat hingga Musim Peralihan I dan pada Musim Peralihan II di bagian timur Samudera Hindia tropis relatif lebih hangat daripada bagian barat.

Variabilitas SPL bulanan di daerah *upwelling* pada bulan Juni ke Agustus, pada Musim Timur cenderung mengalami penurunan (Gambar 4.c). Hal ini tampak terkait dengan angin Muson Tenggara (Gambar 2.c) yang intensitasnya semakin menguat. Angin Muson inilah yang membangkitkan *upwelling* di wilayah kajian (Susanto *et al.*, 2001). Karena pengaruh Gaya Coriolis, yaitu gaya perputaran bumi, dimana di BBS arah arus laut akan cenderung dibelokkan ke arah kiri dari arah angin, maka angin yang bergerak dari arah tenggara menuju barat laut (Gambar 2.c dan 3.c), menyebabkan terjadinya arus dan Transpor Ekman ke arah kiri, yaitu arah barat daya di perairan Selatan Jawa. Hal inilah yang menyebabkan kekosongan massa air laut permukaan yang kemudian diisi oleh massa air laut di bawahnya. Proses ini yang kita kenal dengan peristiwa *upwelling* (Stewart, 2003 dalam Kusuma dan Indriawan, 2012). Fenomena ini juga sesuai dengan pernyataan Susanto *et al.*, (2001), meningkatnya intensitas kecepatan angin Muson Tenggara akan mengakibatkan meningkatnya intensitas *upwelling*. Meningkatnya intensitas *upwelling* dari bulan Juni ke Agustus meningkatkan aliran air dingin dari lapisan bawah ke permukaan.

SPL pada bulan Desember – Februari yaitu pada Musim Barat (Gambar 4.a) mengalami peningkatan. Hal ini diduga karena adanya pengaruh dari angin yang bergerak dari arah barat laut menuju tenggara (Gambar 2.a dan 3.a). Karena pengaruh Gaya Coriolis, yaitu gaya perputaran bumi, dimana di BBS arah arus laut akan cenderung di belokkan ke arah kiri dari arah angin, maka angin yang bergerak dari arah barat laut menyebabkan terjadinya arus dan Transpor Ekman ke arah kiri, yaitu timur laut daya di perairan Selatan Jawa. Hal inilah yang menyebabkan penumpukan massa air laut permukaan yang kemudian turun ke lapisan bawah. Proses ini yang

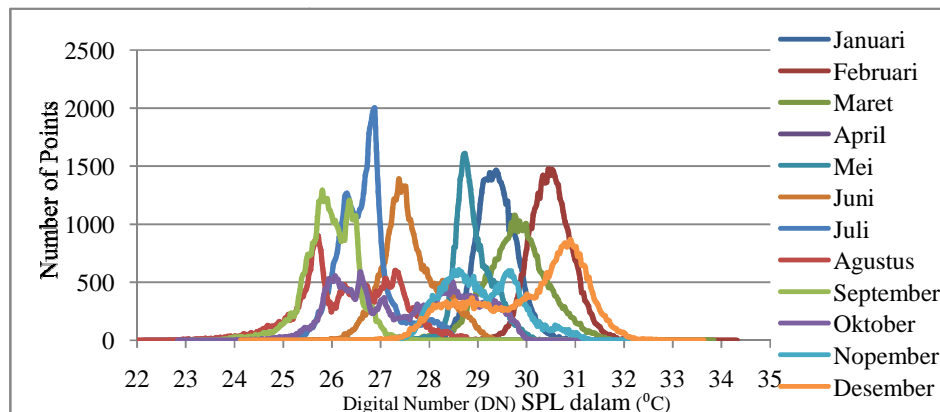
kita kenal dengan peristiwa *downwelling* (Stewart, 2003 dalam Kusuma dan Indriawan, 2012). Proses adveksi dan evaporasi pada Musim Barat juga rendah karena kecepatan angin yang lebih kecil dan pada saat Musim Timur, hal ini menyebabkan pelepasan panas dari laut kecil sehingga SPL Musim Barat cenderung tinggi (Wyrcki, 1961).

Pada Musim Timur hingga Musim Peralihan II (Gambar 4.c dan 4.d) terlihat SPL dingin mengalami pergeseran kearah barat. SPL dingin tersebut diduga efek dari *upwelling* yang dibangkitkan oleh angin yang terjadi pada Musim tersebut. *Upwelling* di sepanjang perairan Selatan NTT hingga Barat Sumatera mengalami evolusi dari arah timur ke barat (Susanto *et al.*, dalam Kunarso, 2005). Pusat *Upwelling* dengan SPL rendah bermigrasi ke arah barat dan arah khatulistiwa selama Monsun Tenggara (Juni-Oktober). Jalur migrasi tergantung pada evolusi musiman angin sejajar dan perubahan lintang pada Parameter Coriolis. *Upwelling* pada akhirnya dihentikan karena pembalikan angin terkait dengan terjadinya Monsun Barat Laut dan pelampiasan dari Gelombang Kelvin Samudera Hindia di dekat ekuator (Susanto *et al.*, 2001).

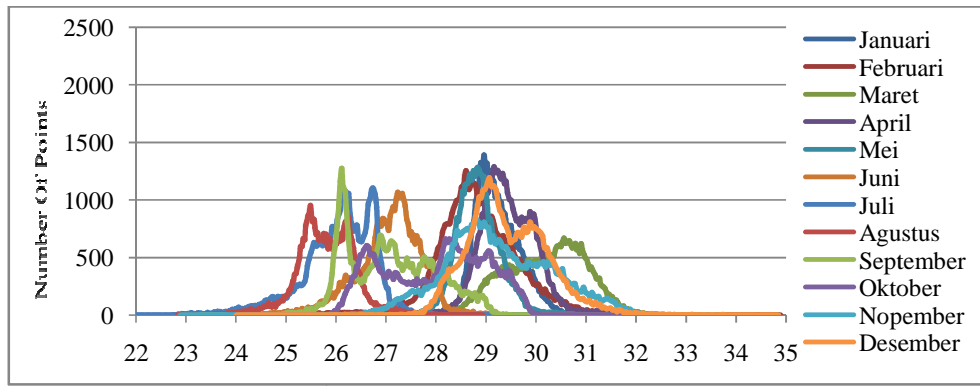
Sebaran SPL pada Musim Peralihan I dan Peralihan II (Gambar 3.b dan 3.d), tampak tidak ada pengaruh langsung dari arah angin yang signifikan, tidak seperti halnya pada Musim Timur dan Musim Barat. Hal ini diduga adanya penyebaran *upwelling* dan *downwelling* bukan karena dari pengaruh arah angin saja. Tingginya SPL pada Musim Barat - Musim Peralihan I (Gambar 4.a dan 4.b) diperkirakan juga akibat datangnya arus besar dari arah barat di dekat ekuator yang dikenal dengan nama Arus Sakal Katulistiwa Samudera Hindia (*Equatorial Counter Current*). Arus ini membawa massa air hangat akibat penerimaan panas yang terus-menerus selama perjalanannya dari Samudera Hindia dekat ekuator menuju ke perairan barat Sumatera (Wyrcki, 1961). Arus ini menyusuri pantai Barat Daya Sumatera dan bertemu dengan AKS dari timur di sekitar Barat Daya Sumatera, kemudian arus ini mengalir dekat pantai di perairan Selatan Jawa dan Sumbawa sebagai APJ. SPL menjadi tinggi di perairan Selatan Jawa diduga akibat berkembangnya APJ yang mengalir ke perairan Selatan Jawa dari perairan barat Sumatera yang membawa massa air hangat. Pada Musim Barat, AKS mulai terdesak ke selatan oleh APJ yang bergerak disepanjang Selatan Pantai Jawa ke arah timur (Purba *et al.*, 1992 dalam Wilopo, 2005).

Variasi SPL musiman di lokasi penelitian diperkirakan disebabkan oleh dua mekanisme. Mekanisme pertama adalah akibat proses *upwelling* dan yang kedua adalah masuknya massa air dari Pantai Barat Australia dari arah selatan dan berbelok ke barat dan bergabung dengan arus yang berasal dari Indonesia Timur. Pada Musim Timur, *upwelling* terjadi di Selatan Perairan Jawa sehingga SPL menurun (Gambar 3.c) (Susanto *et al.*, 2001). Demikian juga AKS yang sebagian berasal dari Pantai Barat Australia dalam perjalanannya ke arah barat, melebar sampai ke perairan pesisir Selatan Pulau Jawa-Sumbawa sampai lintang 10⁰LS, sehingga menurunkan SPL di wilayah kajian (Gambar 4.d). Dampak dari kedua proses yang saling menguatkan tersebut dirasakan pada akhir Musim Timur dan Awal Musim Peralihan II, sehingga SPL terendah terjadi pada waktu tersebut yaitu di bulan Agustus dan September (Gambar 5).

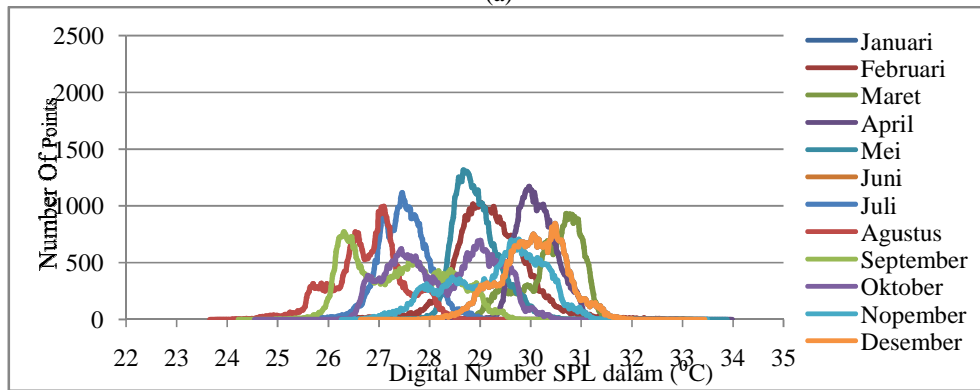
Dapat dikemukakan bahwa *upwelling* di sekitar perairan Selatan Jawa selain terjadi akibat mekanisme *Ekman pump* pada saat bertiupnya Angin Muson Tenggara, juga disebabkan oleh mekanisme *divergens* (Purba *et al.*, 1992 dalam Wilopo, 2005). Seiring bertambahnya bulan, kecenderungan penurunan SPL di daerah *upwelling* Selatan Jawa hingga Timor diduga juga disebabkan oleh makin menguatnya proses adveksi (Wyrcki, 1961). Proses adveksi ini merupakan proses tranfer panas dari perairan ke atmosfer melalui media angin. Proses adveksi akan menguat seiring dengan penguatan intensitas angin Muson Tenggara. Penguatan proses adveksi tersebut berdampak pada makin banyaknya energi panas yang dipindahkan dari perairan ke atmosfer, akibatnya suhu perairan cenderung mengalami penurunan, sebagaimana yang terjadi di daerah *upwelling* dari bulan Juni ke Agustus. (Gambar 2.c), terjadi penurunan SPL karena proses *upwelling*, proses peningkatan adveksi dan aliran AKS pada Musim Timur (Juni-Agustus).



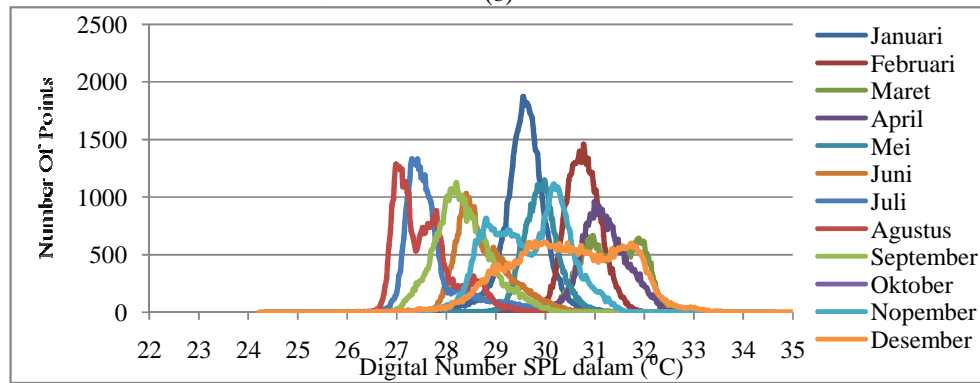
Gambar 5. Sebaran *Number of Points (Ntps)* vs *Digital Number (DN) SPL* bulanan Tahun 2007.



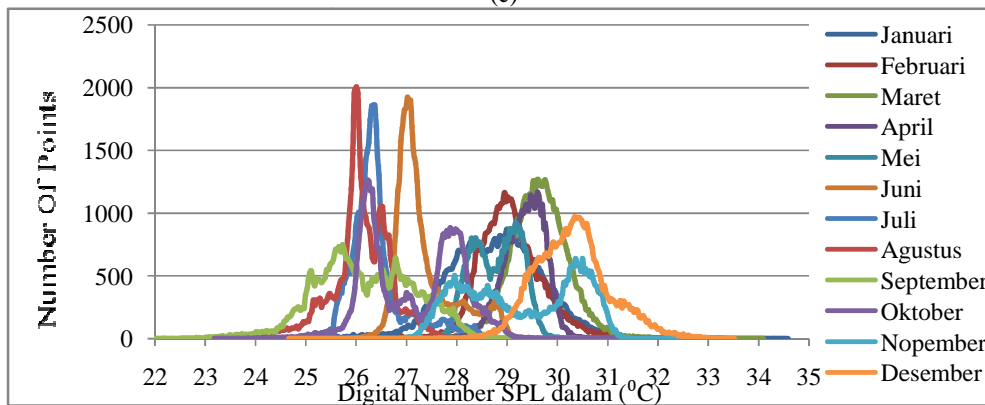
(a)



(b)



(c)

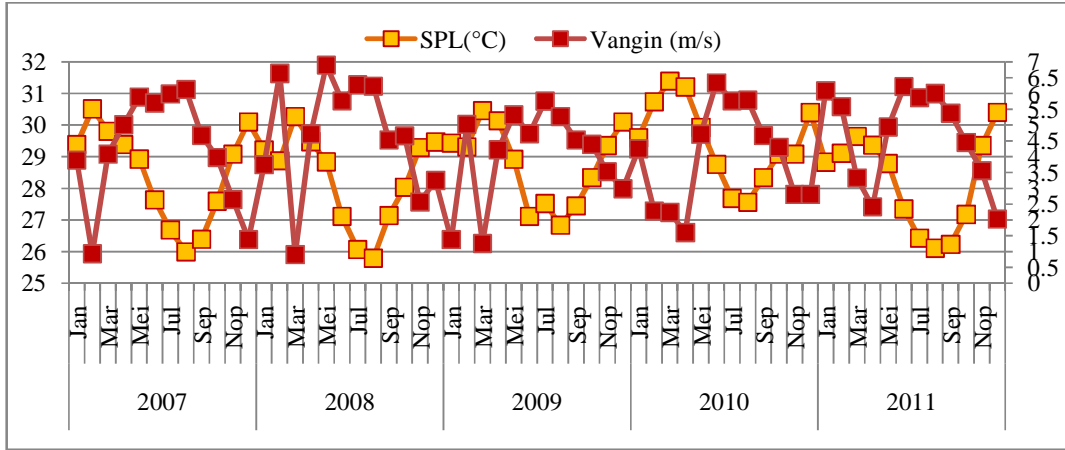


(d)

Gambar 6. Sebaran *Number of Points (Ntps)* vs *Digital Number (DN) SPL* bulanan Tahun (a) Tahun 2008; (b) Tahun 2009; (c) Tahun 2010; (d) Tahun 2011.

Tampak juga pada Gambar 5 dan 6, gambar tersebut menunjukkan Jumlah *Ntps*. Suhu rendah dari semua tahun yang dianalisis dominan terjadi pada bulan Juni hingga Agustus. Daerah *upwelling* dicirikan dengan nilai SPL yang lebih dingin dari daerah sekitarnya (Andayani, 2003 dalam Kusuma dan Indriawan, 2012). Analisa DN untuk SPL digunakan untuk mengetahui daerah–daerah yang bersuhu dingin di lokasi penelitian.

Sebaran kecepatan angin dan SPL temporal



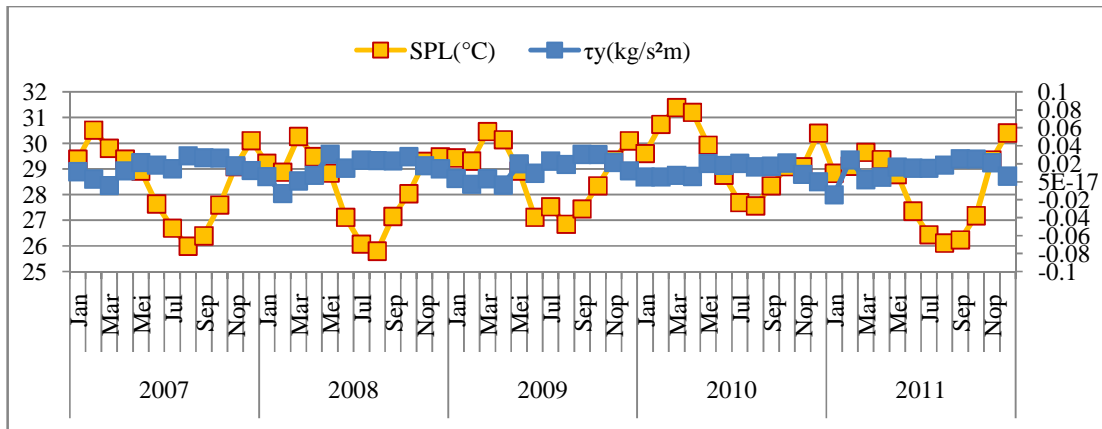
Gambar 7. Perbandingan antara kecepatan angin dan SPL

Berdasarkan grafik perbandingan antara kecepatan angin dengan SPL (Gambar 7), tampak ada keterkaitan antara meningkatnya angin dengan turunnya SPL. Kecepatan angin pada grafik (Gambar 7 dan Tabel 1), menunjukkan nilai yang tinggi dari tahun ke tahunnya. Adapun waktunya antara akhir Musim Peralihan I yaitu bulan Mei dan akhir Musim Timur yaitu bulan Agustus, dimana waktu tersebut adalah waktu sebelum dan saat terjadinya *upwelling* di wilayah kajian. Tingginya kecepatan angin pada waktu tersebut diduga menyebabkan *upwelling* di wilayah kajian. Kuatnya Angin Muson mengakibatkan meningkatnya Transpor Ekman, pencampuran vertikal, dan tingginya bahang yang hilang akibat evaporasi sepanjang musim panas, sehingga mengakibatkan terjadinya pendinginan SPL, dan sebaliknya bila angin menjadi lemah dimana pencampuran vertikal massa air akan lemah dan bahang yang hilang melalui evaporasi menjadi berkurang. Keadaan ini berdampak terhadap tingginya SPL (Clark *et al*, 1999).

Tabel 1. Perbandingan antara kecepatan angin dan SPL

Tahun	Barat		Peralihan I		Timur		Peralihan II	
	V (m/s)	SPL (°C)	V (m/s)	SPL (°C)	V (m/s)	SPL (°C)	V (m/s)	SPL (°C)
2007	2,41	29,95	4,99	29,37	5,93	26,77	3,76	27,69
2008	5,19	29,04	4,95	29,26	6,09	26,32	3,92	28,15
2009	3,20	29,37	4,18	29,72	5,25	27,16	4,15	28,38
2010	3,27	30,17	3,04	30,51	5,96	28,00	3,92	28,83
2011	5,83	28,97	3,13	29,52	6,03	26,63	4,46	27,58

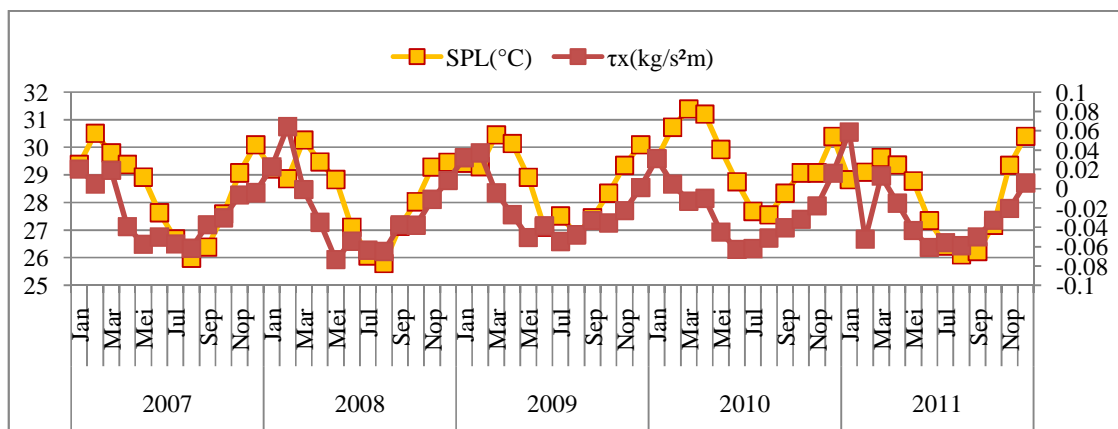
Perbandingan antara gesekan angin dengan SPL



Gambar 8. Perbandingan antara komponen gesekan angin tegak lurus pantai dengan SPL.

Dari gambar 8, tampak secara grafik perbandingan antara komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) Tahun 2007-2011 memiliki pola yang tidak sama dengan SPL atau memiliki pola berkebalikan, saat angin tegak lurus pantai (τ_y) mengalami peningkatan SPL mengalami penurunan begitu pula sebaliknya. Hal ini diduga adanya pengaruh antara komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) dengan fenomena *upwelling* dan *downwelling* yang menyebabkan naik dan turunnya SPL, diduga pula komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) yang gesekannya menjauhi pantai (positif) yang menyebabkan *upwelling* dan komponen gesekan angin yang mendekati pantai (negatif) yang menyebabkan *downwelling* di Samudera Hindia WPP RI 573. Supangat (2003) menyatakan bahwa semakin cepat kecepatan angin, semakin besar gaya gesekan yang bekerja pada permukaan laut, dan semakin besar arus permukaan. Arus yang disebabkan oleh gesekan angin (*wind friction*) salah satunya adalah Arus Ekman, secara teoritis Transpor Ekman mengarah 90° ke kiri dari arah angin di BBS dan sebaliknya pada BBU (Stewart, 2003).

Transpor Ekman menyebabkan air laut di lapisan permukaan bergerak menjauhi pantai sehingga terbentuk suatu kondisi dimana tinggi muka air di sisi pantai lebih rendah dibandingkan dengan muka air di lepas pantai. Karena angin bertiup terus menerus, menyebabkan terbentuknya 'ruang kosong' di sisi pantai dan terbentuk *gradien* tekanan. Menurut Pond dan Pickard (1983) dalam Sakti (2004) akibat adanya *gradien* tekanan tersebut maka massa air akan berupaya menuju keseimbangan, sehingga massa air dari lapisan dalam ini bergerak ke arah pantai, khususnya massa air dari lapisan dalam. Massa air dari lapisan dalam ini bergerak ke arah pantai mengikuti lereng dasar laut menuju ke arah permukaan dan menimbulkan *upwelling*.



Gambar 9. Perbandingan antara komponen gesekan sejajar pantai dengan SPL

Gambar 9, menunjukkan bahwa secara keseluruhan perbandingan antara komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x) dengan SPL Tahun 2007 - 2011, memiliki pola yang hampir sama yaitu pada saat τ_x mengalami penurunan, nilai SPL mengalami penurunan dan pada saat τ_x mengalami peningkatan, nilai SPL juga mengalami peningkatan. Hal ini diduga keduanya tidak saling mempengaruhi terkait dengan fenomena *upwelling* dan *downwelling*.

Analisis regresi berganda mengenai pengaruh kecepatan dan komponen gesekan angin terhadap SPL

Tampilan *output* SPSS memberikan besarnya *Adjusted R square* sebesar 0.594, hal ini berarti 59,9%, variasi SPL dapat dijelaskan oleh variasi variabel independen kecepatan angin, komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y), komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x). Sedangkan sisanya (100%-59,9% = 40,1%) dijelaskan oleh sebab-sebab luar model. Uji Anova atau *F test* menghasilkan nilai F hitung sebesar 29.800 dengan tingkat signifikansi 0.00. Karena probabilitas signifikansi jauh lebih kecil dari 0.05, maka model regresi dapat digunakan untuk memprediksi SPL atau dapat dikatakan bahwa kecepatan angin, komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y), komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x) berpengaruh terhadap SPL. Dari perhitungan SPSS menunjukkan bahwa nilai signifikansi komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x) menunjukkan nilai 0,705. Nilai tersebut melebihi batas signifikansi yaitu 0,05 itu artinya komponen gesekan angin sejajar pantai (τ_x) tidak memiliki pengaruh terhadap SPL (Ghozali, 2011). Sedangkan untuk kecepatan dan komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) berpengaruh karena nilai dari keduanya tidak melebihi batas signifikansi yaitu 0,00 dan 0,018. Serta didapatkan rumus regresi SPL = $31,463 - 0,500 V + 2,435 \tau_x - 43,974 \tau_y + \epsilon$, itu artinya bahwa SPL dipengaruhi oleh kecepatan angin sebesar 0,5% dan komponen gesekan angin tegak lurus pantai (τ_y) sebesar 43,974% dan sisanya dipengaruhi oleh variabel lain atau variabel diluar model.

4. Kesimpulan

Distribusi dan fluktuasi SPL di Samudera Hindia tepatnya di WPP RI 573, secara tidak langsung dipengaruhi kecepatan angin sebesar 0,5% komponen gesekan angin tegak lurus pantai sebesar 43,974%. Kecepatan dan komponen gesekan angin tegak lurus pantai, menyebabkan proses *upwelling* yang berpengaruh langsung menurunkan SPL di Samudera Hindia tepatnya di WPP RI 573, pada Musim Timur dan Musim Peralihan II. Proses adveksi diduga juga meningkat dengan kecepatan angin pada Musim Timur yang berakibat penurunan SPL. Tingginya SPL pada Musim Barat dan Peralihan I tampak terkait dengan melemahnya kecepatan angin dan perubahan arah angin (timur ke barat menjadi barat ke timur) yang diduga berdampak menguatnya APJ yang membawa air hangat dari Barat Sumatera dan terjadi *downwelling* di Selatan Jawa, serta melemahnya adveksi dan tingginya evaporasi karena posisi matahari yang berada di BBS.

Daftar Pustaka

- Clark, C. O., J. E. Cole and P. J. Webster, 1999. Indian Ocean SST and Indian summerrainfall: predictive relationships and their decadal variability. IPB. Bogor.
- Falah, N. 2003. Pengaruh Pasang Surut dan Beberapa Parameter Fisik Sungai terhadap Intrusi Air Laut di Sungai Blorong Kendal. Skripsi. Tidak dipublikasikan. FPIK Undip. Semarang.
- Ghozali, Imam. 2011. Aplikasi Analisis Multivariate dengan Program IBM SPSS 19. Ed. 5. Semarang: Badan Penerbit Universitas Diponegoro.
- Kunarjo, N. S. Ningsih., dan A. Supangat. 2005. Karakteristik *Upwelling* di Sepanjang Perairan Selatan NTT Hingga Barat Sumatera. ITB. Bandung.
- Kusuma, D.W. Dan M.W. Indriawan. 2012. 'Pemantauan Fenomena *Upwelling* di Perairan Selatan Jawa Menggunakan Data Satelit'. BPOL. Bali
- Martono, Halimurrahman, R. Komarudin, Syarif, S. Priyanto., dan D. Nugraha. 2008. Studi Variabilitas Lapisan Atas Perairan Samudera Hindia Berbasis Model Laut. Lapan. Jakarta.
- Sakti, E. P. Variabilitas Angin Pasat dan Paras Laut Serta Interaksinya di Perairan Utara dan Selatan Pulau Jawa. 2004. Skripsi. FPIK. IPB: Bogor
- Stewart, R. H. 2003. Introduction to Physical Oceanography, pdf version. Dept. Of Oceanography. Texas A & M University.
- Susanto, D., A L. Gordon, dan Q Zheng. 2001. *Upwelling* Along the Coast of Java and Sumatra and its Relation to ENSO. Geophysical Research Letter, Vol. 28, No. 8, Pages 1599-1602, April 15, 2001.
- Tubalawony, S. R F. Kaswadji, M. Purba, S. Wouthuyzen, dan D. Soedharma. 2007. Dampak Proses Fisik Terhadap Sebaran Klorofil. IPB. Bogor
- Wilopo, M.D. 2005. Karakter Fisik Oseanografi Di Perairan Barat Sumatera Dan Selatan Jawa-Sumbawa Dari Data Satelit Multi Sensor. Skripsi. FPIK IPB. Bogor.
- Wyrtki, K. 1961. Physical Oceanography of South East Asian Water. Naga Report Vol.2. Scripps Institution of Oceanography. University of California, La Jolla: California. 195pp.