

VARIABILITAS ANOMALI TINGGI PARAS LAUT (TPL) DAN ARUS GEOSTROPIK PERMUKAAN ANTARA L. SULAWESI, S. MAKASSAR DAN S. LOMBOK DARI DATA ALTIMETER TOPEX/ERS2

(Sea-Level Anomaly (SLA) Variabilities and Surface Geostrophic Flow
along Sulawesi Sea, Makassar and Lombok Straits using TOPEX/ERS2 Altimeter Data)

Mulia Purba¹ dan Agus S. Atmadipoera¹

ABSTRAK

Fluktuasi anomali tinggi paras laut (TPL) dari data altimeter TOPEX/ERS2 selama 4 tahun (April 1998 - Maret 2002) sepanjang lintasan barat aliran Arus Lintas Indonesia (ARLINDO) antara L. Sulawesi, S. Makassar dan S. Lombok ditelaah dengan menggunakan analisis deret waktu. Fluktuasi anomali TPL dengan periode 2 - 6 bulanan terdapat di sepanjang lintasan Arlindo, sementara periode tahunan hanya terdapat di L. Flores dan kedua ujung S. Lombok. Spektral energi fluktuasi tertinggi terdapat di selatan S. Lombok, kemudian diikuti L. Flores dan L. Sulawesi serta yang terlemah di S. Makassar. Anomali TPL tahunan yang tinggi di selatan S. Lombok pada Desember - Maret diperkirakan merupakan sinyal tibanya Arus Pantai Jawa (APJ). Anomali semi-tahunan yang tinggi di lokasi yang sama pada bulan Mei dan November diduga sinyal gelombang Kelvin. Anomali TPL tahunan yang rendah pada Juni - September di sisi selatan S. Lombok diperkirakan akibat menggesernya poros Arus Ekuator Selatan ke utara pada saat bertiupnya Angin Muson Tenggara. Kelihatannya pengaruh sistem Angin Muson lebih terasa di bagian selatan (kedua ujung S. Lombok) dari bagian utara (L. Sulawesi dan S. Makassar) dari lintasan barat aliran Arlindo. Perbedaan anomali TPL tegak lurus lintasan Arlindo dihitung pada posisi 4°S sejauh 166.1 km di S. Makassar untuk memperkirakan anomali arus geostropik permukaan dan apakah hasilnya dapat digunakan sebagai indikator proxy aliran Arlindo. Anomali arus geostropik permukaan yang telah ditapis 30 hari bervariasi antara -9 *cm/det* (ke selatan) sampai +5.5 *cm/det* (ke utara) dengan periode fluktuasi antara 2 - 4 bulanan. Aliran ke utara dan ke selatan hampir sebanding dengan aliran bersih selama 4 tahun ke selatan (-0.43 *cm/det*). Kelihatannya, anomali arus geostropik permukaan terlalu berfluktuasi dan tidak menggambarkan aliran Arlindo yang menurut pengamatan umumnya ke selatan dan terfokus di lapisan termoklin. Akan tetapi, seperti halnya karakter Arlindo, arus permukaan ini menguat ke selatan pada bulan Juni - Agustus dan aliran cenderung ke utara pada bulan Desember - Maret.

Kata kunci: anomali Tinggi Permukaan Laut (TPL), Arus Lintas Indonesia (Arlindo), fluktuasi, anomali arus geostropik permukaan.

ABSTRACT

Sea-level anomaly (SLA) from TOPEX/ERS2 altimeter data over a 4-year interval from April 1998 - March 2002 are examined along west pathway of Indonesian throughflow (ITF) between Sulawesi Sea, Makassar and Lombok Straits using a time series analysis. The SLA along the pathway shows fluctuations with periods of 2-6 months while annual fluctuation is found in Flores Sea and Lombok strait. The highest fluctuations energy spectral are found in southern border of Lombok Strait followed by Flores Sea and Sulawesi Sea and the lowest one in Makassar Strait. High annual anomalies in the southern boundary of Lombok Strait in December - April are believed related to arrival of South Java Current, while the semi-annual in May and November are presumed to be the signal of Kelvin wave. Low annual anomalies in June - September at the same location are perhaps the fluctuations related to the extension of axis of the South Equatorial Current toward the north during South East Monsoon. It seems that the effect of Monsoon System are felt more pronounced in both end of Lombok Strait than those in the Sulawesi Sea and Makassar Strait. A cross through-flow SLA difference (SLD) at 4°S in the Makassar Strait in a west-east distance of about 166.1 km is set to attempt to compute surface geostrophic current and to use it as proxy throughflow indicators. The low-pass filtered geostrophic current vary between -9 *cm/sec* (southward) to +5.5 *cm/sec* (northward) and show a 2 - 4 months fluctuations. The northward and southward flows are almost in balance with a net flow to the south of -0.43 *cm/sec*. It seems the surface geostrophic anomalies are too fluctuated and do not reflect throughflow in the Makassar Strait which are observed dominantly flow to the south and confined in the depth of thermo-

¹ Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Institut Pertanian Bogor, Bogor.

cline. However, the surface currents show strong southward flow during June - August and weak northward flow in December - March which are also the characters of ITF.

Key word: Sea-level Anomaly (SLA), fluctuations, Indonesian Through Flow (ITF), geostrophic surface current anomaly.

PENDAHULUAN

Pergerakan massa air dari Samudera Pasifik Tropis Barat (5°LU) melalui perairan Indonesia ke S. Hindia (12°LS) dikenal dengan *Indonesian Throughflow (ITF)* atau Arus Lintas Indonesia (ARLINDO). Arlindo mengangkut massa air hangat (di atas 29°C) dan salinitas yang rendah (di bawah 32°‰), ke dalam massa air S. Hindia yang cenderung lebih dingin dan salinitas yang lebih tinggi. Pergerakan massa air dari S. Pasifik ini selain memindahkan suhu permukaan laut (SPL) yang terhangat juga menggeser daerah konveksi atmosfer yang berasosiasi dengan SPL tersebut ke arah barat (Schneider, 1998). Model memperkirakan energi internal yang dibawa Arlindo antara $0.63 - 1.15 \text{ PW}$ ($1 \text{ PW} = 1 \times 10^5 \text{ W}$) (Murtugudde *et al.*, 1998; Schiller *et al.*, 1998; dan Hirst and Godfrey, 1993). Pertukaran sifat massa air antar kedua samudera secara substansial akan mempengaruhi interaksi muka laut - atmosfer tidak saja di zona tropis S. Hindia dan S. Pasifik yang saling berhubungan, tetapi juga pada iklim secara global. Pergeseran konveksi atmosfer ke arah barat mengikuti perjalanan Arlindo, akan membangkitkan perubahan dalam sirkulasi atmosfer secara global. Bahkan menurut Webster *et al.* (1999), fluks bahang Arlindo setara dengan fluks permukaan bersih dari S. Hindia Utara sehingga Arlindo merupakan bagian yang integral dari keseimbangan bahang antara S. Hindia dan S. Pasifik.

Hasil observasi dan pemodelan mengindikasikan ada dua lintasan Arlindo. Lintasan utama (lintasan barat) yang merupakan massa air termoklin yang berasal dari S. Pasifik Utara adalah melalui S. Makassar (Field dan Gordon, 1992). Lintasan kedua (lintasan timur) adalah sebelah timur Sulawesi melalui L. Maluku dan L. Halmahera dengan membawa massa air dari lapisan yang lebih dalam dari S. Pasifik Selatan dengan kontribusi yang lebih kecil (Wyrtki, 1961; Van Aken *et al.*, 1988; Ilahude dan Gordon, 1996; Cresswell and Luick, 2001). Sebagian Arlindo dari lintasan barat keluar ke S. Hindia melalui S. Lombok, tetapi sebagian besar berbelok ke timur memasuki L. Flores dan L. Banda dan bergabung dengan massa air lintasan timur un-

tuk kemudian memasuki S. Hindia melalui S. Ombai dan L. Timor (Field dan Gordon, 1992; Waworuntu *et al.*, 2000).

Estimasi volume transpor Arlindo dari berbagai studi menunjukkan variasi yang sangat besar yakni antara $1.7 - 18.6 \pm 7 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{det}$) (Gordon, 1986 dan Godfrey, 1996). Pengukuran langsung di S. Makassar dengan *current meter* di lapisan bawah permukaan, misalnya, di bagian utara pada tahun 1993 - 1994 (Aung, 1998; Cresswell, 1998) dan di bagian selatan tahun 1997 (Gordon *et al.*, 1999) menghasilkan transpor ke arah selatan masing-masing sebesar 11 Sv dan 9.3 Sv . Tingginya variasi estimasi ini selain disebabkan kurangnya pengukuran langsung serta data yang digunakan kurang memadai sebarannya, juga karena besarnya variasi musiman sampai antar tahunan yang dapat menimbulkan bias yang besar jika waktu survei tidak cukup lama.

Akibat dinamika regional di S. Pasifik, S. Hindia dan perairan Indonesia, maka aliran Arlindo mengalami variasi mulai dari skala waktu dalam semusim (30 - 60 hari), antar musiman sampai antar tahunan. Bagian barat daerah tropis S. Pasifik sangat dipengaruhi fenomena iklim El Nino Southern Oscillation (ENSO), sementara S. Hindia berasosiasi dengan sistem muson dan fenomena *dipole mode* (dua kutub) (Saji *et al.*, 1999). Aliran Arlindo ini dimodulasi dengan kuat oleh gaya yang diakibatkan sistem muson dan fenomena ENSO. Jadi, Arlindo berperan untuk menghubungkan rejim dengan iklim yang dipengaruhi ENSO dengan rejim iklim muson. Sementara perairan Indonesia dapat dipandang sebagai wilayah transisi dari sistem ENSO ke sistem muson.

Variabilitas semusim berkaitan dengan beratiapnya angin barat yang kuat di tropis S. Hindia Tengah pada musim transisi (Mei dan Oktober) yang menggerakkan arus ekuator yang kuat (*equatorial jet*) ke arah timur (Wyrtki, 1973). Fenomena paras laut yang tinggi ini diikuti dengan terbentuknya Gelombang Kelvin yang terperangkap di pantai (*coastally-trapped Kelvin wave*) di sepanjang tepi timur S. Hindia (Clarke

dan Liu, 1993). Gelombang ini membangkitkan arus yang mengalir ke timur di selatan Jawa-Sumbawa yang disebut juga sebagai Arus Pantai Jawa (APJ) (Quadfasel dan Cresswell, 1992; Sprintall *et al.*, 1999). Perlu ditambahkan bahwa APJ yang mengalir ke timur terbentuk di selatan Jawa-Sumbawa pada saat bertiup Angin Muson Barat Laut pada bulan Desember-Maret (Soeriaatmadja, 1957; Wyrtki, 1961). Pengamatan lapangan di berbagai lokasi menunjukkan bukti adanya arus yang ditimbulkan gelombang ini. Misalnya, Arief dan Murray, 1996 dan Hautala *et al.* (2001) menemukan adanya arus ke utara (berbalik arah) di S. Lombok. Pada Mei 1997, Sprintall *et al.*, (1999) menemukan signal Gelombang Kelvin ini pada rekaman current meter di lintasan APJ bahkan berbelok ke utara melalui S. Lombok dan memasuki S. Makassar yang terekam dalam *current meter* lokasi tersebut (Sprintall *et al.*, 2000; Susanto *et al.*, 2000).

Variabilitas musiman sampai tahunan diakibatkan oleh arah angin yang berubah mengikuti sistem Muson Australia - Asia (*Australasia*). Transpor maksimum pada berbagai lokasi seperti S. Makassar, S. Lombok, S. Ombai, L. Sawu dan dari L. Banda ke S. Hindia terjadi saat bertiupnya Angin Muson Tenggara antar Juli - September dan minimum saat Muson Barat Laut antara November - Pebruari (Meyers *et al.*, 1995; Gordon *et al.*, 1999; Molcard *et al.*, 2000; Hautala *et al.*, 2001).

Adanya variabilitas Arlindo baik terhadap ruang maupun waktu, sangat mempengaruhi estimasi transpor, fluks bahang dan air tawar dari Arlindo. Waktu terjadinya puncak transpor maksimum Arlindo pada pintu masuk dan pintu keluar, diperkirakan terjadi pada waktu yang berbeda, sehingga diduga terjadi penyimpanan massa air di perairan Indonesia (Field dan Gordon, 1992). Disamping itu, jalur lintasan Arlindo mempunyai konfigurasi geografi yang kompleks dengan kombinasi dasar yang dangkal dan dalam serta kuatnya arus pasang surut pada berbagai kanal sehingga mengakibatkan terjadinya perubahan karakter massa air akibat pencampuran. Untuk dapat menelaah lebih lanjut kedua hal di atas, maka perlu dilakukan pemantauan multi tahunan dari transpor, fluks bahang dan air tawar pada berbagai lokasi di perairan Indonesia. Pemantauan dengan pengukuran secara langsung tentu sangat ideal, tetapi memerlukan bia-

ya yang sangat tinggi. Oleh karena itu perlu dikembangkan program pemantauan jangka panjang dengan pengamatan tidak langsung yang disebut pemantauan *proxy* (*proxy monitoring*) dengan biaya yang lebih terjangkau.

Salah satu tehnik untuk pemantauan *proxy* Arlindo adalah dengan menghubungkan variabilitas Arlindo dengan data tinggi paras laut baik yang diukur langsung maupun yang tidak langsung melalui satelit. Nilai tinggi paras laut di perairan Indonesia yang diperoleh dari satelit altimeter seperti TOPEX/ERS2 mungkin akan bias karena kuatnya arus pasut terutama pada selat atau kanal yang sempit. Namun demikian beberapa studi memperlihatkan korelasi yang baik antara tinggi paras laut dari altimeter dengan transpor massa air, seperti misalnya, di S. Makassar (Susanto *et al.*, 1999).

Studi ini bertujuan untuk menelaah variabilitas anomali tinggi paras laut yang diukur altimeter pada satelit TOPEX/ERS2 antara L. Sulawesi, S. Makassar sampai lepas pantai selatan S. Lombok. Hasil studi diharapkan dapat menelaah lebih lanjut korelasi antara anomali tinggi paras laut dengan variabilitas Arlindo, sehingga dapat menunjang program pemantauan *proxy* Arlindo.

DATA DAN METODOLOGI

Data

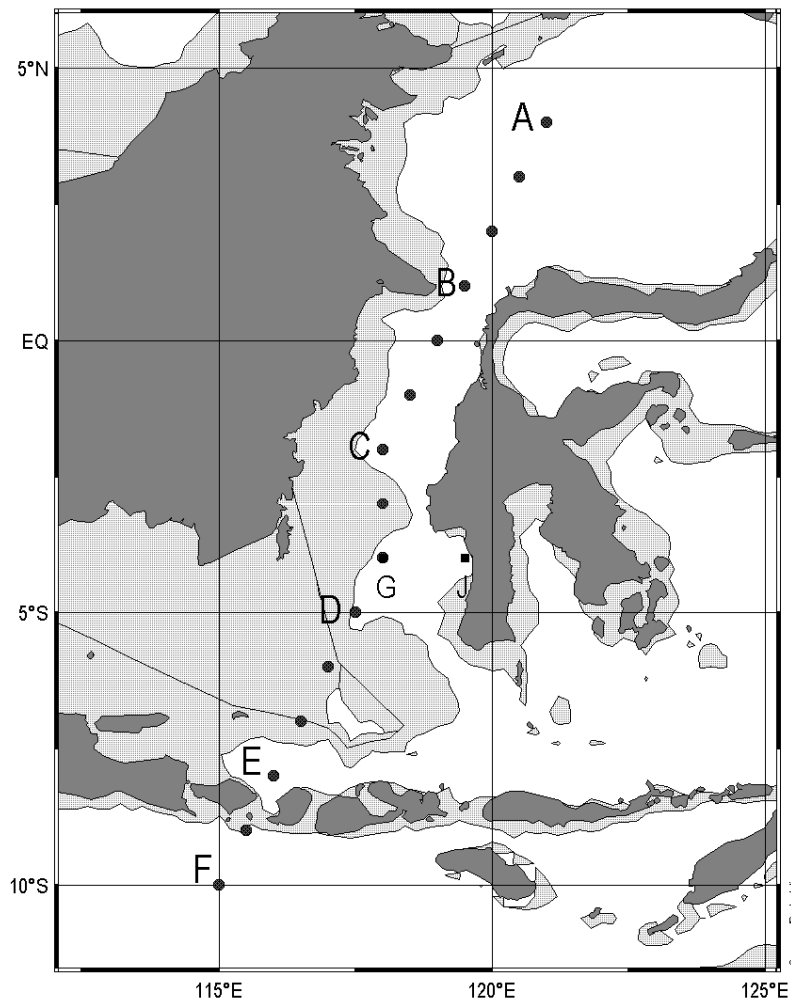
Data tinggi paras laut (TPL) yang digunakan dalam studi ini diperoleh dari Pusat Riset Astrodinamik, Universitas Colorado. Data yang tercakup dari 20 April 1998 sampai 18 Maret 2002 yang direkam dengan altimeter pada satelit *Topex* dan *European Remote Sensing Satellite* generasi ke-2 (ERS-2) diolah dengan prosedur baku untuk koreksi altimetri (CCAR, 2002) kemudian disajikan dalam bentuk grid regular (0.5 deg x 0.5 deg) dengan periode pengamatan setiap 3 hari. Lokasi penelitian mencakup lintasan aliran Arlindo pada jalur barat mulai dari L. Sulawesi, S. Makassar, L. Flores dan S. Lombok seperti disajikan pada Gambar 1.

Analisis Deret Waktu

Untuk mengamati variabilitas anomali TPL sepanjang lintas barat aliran Arlindo, maka dibuat plot diagram *time-latitude* berupa citra anomali TPL sepanjang lintasan terhadap waktu (20 April 1998 - 18 Maret 2002). Anomali TPL

ditentukan terhadap hasil rata-rata TPL dari tahun 1998-2002. Data deret waktu anomali TPL pada 6 stasiun sepanjang lintasan (St. A, B, C, D, E dan F) dicatat untuk dianalisis lebih lanjut dengan analisis deret waktu (spektrum energi dan

spektrum korelasi silang) agar dapat ditelaah periodensitas fluktuasinya maupun korelasi silang antar stasiun tersebut. Sebelum analisis dilakukan, data anomali TPL ditapis terlebih dahulu untuk menghilangkan fluktuasi frekuensi tinggi.



Gambar 1. Peta Lokasi Studi di Lintasan Barat Arlindo. Titik A, B, C, D, E, F, G dan J adalah Stasiun Pengamatan. Perairan yang Berwarna abu-abu Mempunyai Kedalaman < 500 m.

Nilai data baru setelah penapisan terhadap data awal pada sembarang posisi t dari x_{t-n} sampai x_{t+m} diberikan oleh (Bendat dan Piersol, 1971):

$$Y_t = \sum_{k=-n}^{k=+m} w_k x_{t+k} = w_{-n} x_{t-n} + \dots + w_{-1} x_{t-1} + w_0 x_t + w_1 x_{t+1} + \dots + w_m x_{t+m} \quad (1)$$

$k = -n, -n+1, \dots, -1, 0, 1, \dots, m-1, m$; n dan m adalah jumlah cakupan masing-masing ke sebelah kiri dan kanan x_t ; w_k adalah fungsi pembo-

botan, yaitu fungsi pembobotan Lanczos (Emery and Thomson, 1998):

$$w_k = \frac{f_c}{f_N} \frac{\sin(\pi k f_c / f_N)}{\pi k f_c / f_N} \frac{\sin(\pi k / m)}{\pi k / m} \quad (2)$$

f_c adalah pemotongan frekuensi penapisan yakni 30 hari; dan f_N adalah frekuensi Nyquist.

Data yang telah ditapis akan ditentukan densitas spektrum energinya untuk menelaah energi fluktuasi anomali TPL yang nyata. Dengan menggunakan metode *Fast Fourier Trans-*

form (FFT), komponen Fourier ($X(f_k)$) data deret waktu x_t yang dicatat pada selang waktu h (3 hari) diberikan oleh (Bendat and Piersol, 1971):

$$X(f_k) = h \sum_{t=0}^{N-1} x_t \exp \left[-i \frac{2\pi k t}{N} \right] \quad (3)$$

$t = 0, 1, 2, \dots, N$; $h = 3$ hari (selang waktu pencatatan data); N adalah jumlah pengamatan.

Nilai densitas energi spektrum (S_x) dihitung sebagai berikut:

$$S_x = \frac{2h}{N} |X(f_k)|^2 \quad (4)$$

Analisis korelasi silang antar stasiun sepanjang lintasan Arlindo untuk menentukan koherensi dan perbedaan fase (*phase lag*) diperoleh dengan menghitung terlebih dahulu densitas spektrum silang ($S_{xy}(f_k)$) dari dua pasang data deret waktu x_t dan y_t yang dicatat setiap selang waktu h :

$$S_{xy}(f_k) = \frac{2h}{N} |X(f_k)^* Y(f_k)| \quad (5)$$

$f_k = k/Nh$, $k = 0, 1, 2, \dots, N-1$; $X^*(f_k)$ adalah *complex conjugate* dari $X(f_k)$; $X(f_k)$ dan $Y(f_k)$ masing-masing adalah komponen Fourier dari x_t dan y_t yang dapat ditentukan dengan (3).

Fungsi koherensi pangkat dua ($\gamma_{xy}^2(f_k)$) ditentukan dengan:

$$\gamma_{xy}^2(f_k) = \frac{|S_{xy}(f_k)|^2}{S_x(f_k) S_y(f_k)} \quad (6)$$

$S_x(f_k)$ dan $S_y(f_k)$ masing-masing adalah densitas energi spektrum dari $X(f_k)$ dan $Y(f_k)$.

Beda fase (*phase lag*) dihitung sebagai berikut:

$$\theta_{xy}(f_k) = \tan^{-1} \left[\frac{Q_{xy}(f_k)}{C_{xy}(f_k)} \right] \quad (7)$$

$Q_{xy}(f_k)$ dan $C_{xy}(f_k)$ masing-masing adalah bagian imajiner dan nyata dari $S_{xy}(f_k)$. Satuan beda fase ini dapat diubah dari derajat ($^\circ$) menjadi jam dengan membagi nilai derajat dengan 360° lalu dikalikan periode (dalam jam) dari fluktuasi tersebut. Program komputer untuk analisis deret waktu menggunakan *MATLAB* versi 7.0.1.

Anomali Arus Geostropik Permukaan

Untuk memperoleh anomali arus geostropik permukaan arah utara - selatan, terlebih dahulu dicatat data deret waktu anomali TPL pada dua stasiun memotong lintasan Arlindo. Lokasi

disepanjang lintang 4°S dipilih, karena posisi ini yang paling jauh di selatan ekuator, tetapi masih termasuk S. Makassar. St. G dan St. I ditetapkan untuk mewakili masing-masing ujung barat dan timur dari kedalaman 200 m dimana diperkirakan merupakan kanal aliran utama Arlindo.

Anomali arus geostropik permukaan kemudian dihitung dengan (Stewart, 2002):

$$V_s = \frac{g}{f} \frac{d\zeta}{dx} \approx \frac{g}{f} \frac{\Delta\zeta}{\Delta x} \quad (8)$$

g adalah percepatan gravitasi, $f = 2\Omega \sin \theta$ adalah parameter Coriolis, Ω rotasi bumi dan θ adalah lintang (4°S). $\Delta\zeta$ adalah perbedaan tinggi muka laut yakni beda anomali TPL antara St. G - St. I. Δx adalah jarak antara St. G dan St. I (166 094 km).

HASIL DAN PEMBAHASAN

Variabilitas Sepanjang Lintasan

Sebaran Anomali Tinggi Paras Laut (TPL)

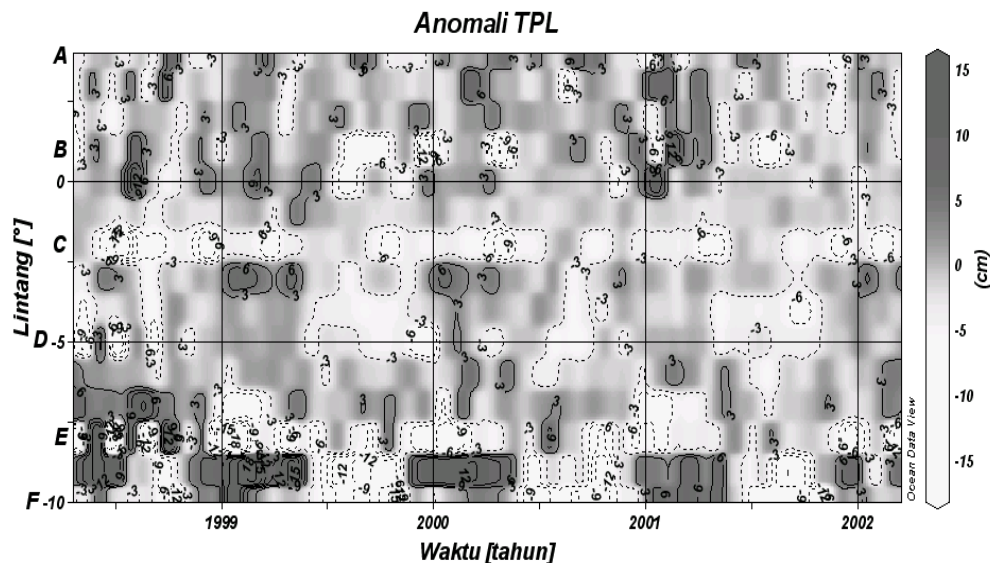
Data anomali TPL dari altimeter TOPEX/ERS-2 yang dirata-ratakan setiap tiga hari dipekan sepanjang lintasan barat Arlindo (L. Sulawesi - selatan S. Lombok) terhadap waktu sehingga diperoleh sebaran anomali TPL dari April 1998 - Maret 2002 (Gambar 2). Elevasi anomali TPL pada 6 stasiun (St. A - F, Gambar 1) juga direkam terhadap waktu untuk menghasilkan data deret waktu. Grafik anomali TPL yang telah ditapis (*filtered*) terhadap fluktuasi frekuensi tinggi (30-hari penapisan) disajikan pada Gambar 3.

Anomali TPL di L. Sulawesi ($4^\circ - 2,5^\circ\text{U}$) umumnya menunjukkan adanya anomali tinggi (positif) di bagian utara yang terjadi dua kali setahun yakni antara Maret - Mei dan Agustus - September, yang disertai anomali negatif di bagian selatan laut ini. Pada bulan-bulan lainnya anomali TPL relatif tidak menunjukkan fluktuasi yang berarti. Grafik elevasi fluktuasi frekuensi rendah di St. A (4°U) memperlihatkan adanya fluktuasi dengan periode sekitar 6 bulan dan 2 - 3 bulanan.

Ke arah selatan ($1^\circ\text{U} - 1^\circ\text{S}$), terlihat anomali TPL tinggi dan rendah saling bergantian dengan pola waktu yang tidak terlalu jelas. Anomali maksimum positif (+12 cm) terjadi pada Juli 1998 dan Januari 2001 serta anomali ne-

gatif terendah (-12 cm) terjadi pada akhir Januari 2001. Namun demikian, fluktuasi dengan fre-

kuensi 2 - 3 bulanan terlihat pada grafik elevasi frekuensi rendah di St. B (1°U).



Gambar 2. Profil Anomali Tinggi Permukaan Laut (TPL) di Lintasan Barat Arindo (L. Sulawesi - S. Lombok) dari 20 April 1888 - 18 Maret 2002. St. A, B, C, D, E dan F adalah Lokasi Pengamatan Data Deret Waktu.

Pada lintang 1°S - 2°S yang terletak di bagian tengah S. Makassar, cenderung mengalami anomali negatif (terendah mencapai -15 cm pada Juli 1998) dan hampir tidak ada anomali positif. Hal ini juga terlihat pada grafik anomali TPL frekuensi rendah yang hampir selalu dibawah TPL rata-rata (0 cm) dan kisaran elevasi yang tidak terlalu tinggi terlihat di St. C (2°S). Periode fluktuasi anomali TPL bervariasi antara 2-6 bulanan.

Ke arah selatan (sekitar 3°S) terlihat ada beberapa anomali positif (mencapai 6 cm) yang terjadi awal tahun sampai April, kecuali 2001. Ke arah selatannya lagi (5°S) yang merupakan ujung selatan S. Makassar, terlihat anomali TPL tidak terlalu bervariasi kecuali terdapat anomali negatif pada Juli 1998 (mencapai -10 cm) dan Desember 1999 (-9 cm). Gambaran ini juga terlihat pada grafik elevasi frekuensi rendah di St. D (5°S), dimana kisaran elevasi tidak terlalu tinggi, kecuali Mei - September 1999 dan periode fluktuasi antara 2-5 bulanan.

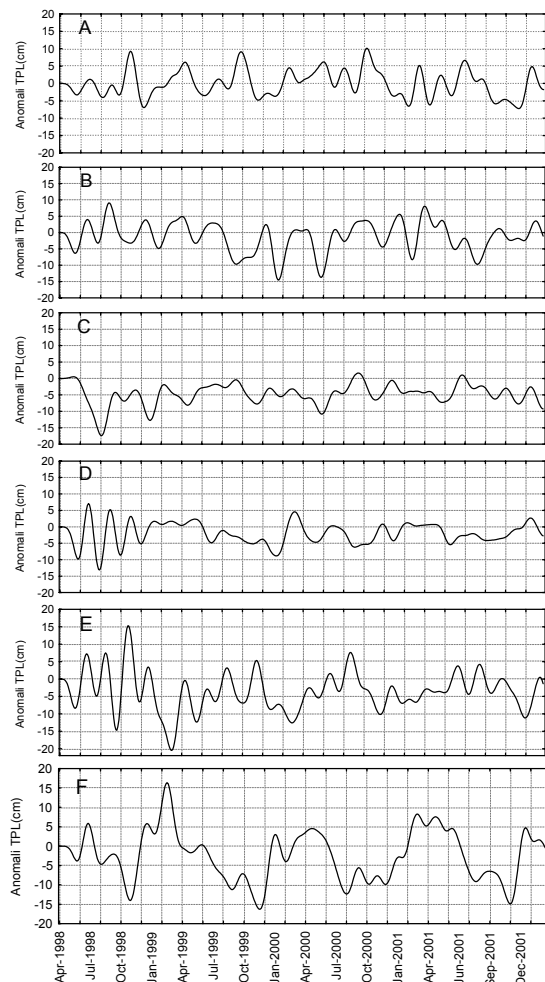
Pada bagian tengah L. Flores (6°S , Gambar 2), juga terlihat anomali TPL dengan variasi yang sangat kecil. Pada bagian selatan L. Flores (7°S) terlihat variasi anomali TPL yang tinggi terutama tahun 1998 yang ditandai dengan an-

danya anomali positif pada Juli 1998 (mencapai $+10\text{ cm}$) dan anomali negatif yang tidak terlalu rendah pada awal tahun.

Fenomena yang menarik terjadi di sisi selatan L. Flores yang juga merupakan batas utara S. Lombok (8°S). Anomali positif dan negatif silih berganti dengan selang waktu 1-1.5 bulanan pada April - Oktober 1998, kemudian dilanjutkan dengan anomali negatif sampai Juli 1999. Kemudian terlihat anomali negatif pada setiap akhir tahun sampai April tahun berikutnya dan anomali positif dalam waktu yang singkat pada Agustus atau September. Dari Januari 1999 sampai April 2002, anomali TPL umumnya negatif, kecuali beberapa puncak elevasi positif. Grafik elevasi anomali TPL frekuensi rendah di St. E (8°S) (Gambar 3) memperlihatkan anomali positif (mencapai $+15\text{ cm}$) dan negatif (-20 cm) dengan periode fluktuasi antara 1-4 bulanan.

Pada bagian selatan lokasi studi yang merupakan S. Hindia (9.5° - 10°S) yang terletak di selatan S. Lombok terlihat anomali TPL yang tinggi ($+12$ sampai $+18\text{ cm}$) dari November sampai April atau Mei tahun berikutnya (kecuali tahun 2002), dan pada saat yang sama di sisi utaranya yang merupakan bagian selatan L. Flores (7 - 8°S), terdapat anomali TPL yang rendah

(kecuali pada tahun 1998). Gambaran yang sama terlihat pada grafik anomali TPL frekuensi rendah (Gambar 3) dimana terlihat variabilitas tahunan yang ditandai puncak tertinggi dan lembah terendah. Variabilitas anomali TPL di lokasi ini terjadi pada periode 1.5-4 dan 12 bulan-an.



Gambar 3. Grafik Fluktuasi Anomali TPL yang Telah Ditapis (30 hari) pada St. A, B, C, D, E dan F.

Anomali TPL yang tinggi di selatan S. Lombok pada bulan Desember sampai April diduga mengindikasikan tibanya massa air Arus Pantai Jawa (APJ) yang mengalir ke arah timur saat bertiupnya Angin Muson Barat Laut pada bulan Desember sampai Maret (Soeriatmadja, 1957; Wyrтки, 1961). Sementara itu, anomali TPL yang tinggi pada bulan November dan Mei, diperkirakan merupakan indikasi tibanya gelombang Kelvin yang terperangkap di pantai barat Sumatera dan selatan Jawa-Sunda Kecil

(Wyrтки, 1973; Clarke and Liu, 1993). Gelombang ini juga membangkitkan arus yang mengalir ke timur di selatan Jawa-Sumbawa yang disebut juga sebagai Arus Pantai Jawa (APJ) yang berfluktuasi 6 bulanan (Quadfasel and Cresswell, 1992; Sprintall *et al.*, 1999).

Pada bulan Juni - Oktober setiap tahunnya (kecuali 2002) terdapat anomali TPL negatif (mencapai -12 cm) yang juga diikuti anomali TPL yang rendah ke arah utara sampai sisi selatan S. Makassar. Namun demikian, secara umum anomali TPL di L. Sulawesi lebih tinggi dari S. Makassar. Fluktuasi tahunan dengan anomali TPL yang rendah di selatan S. Lombok diperkirakan sebagai akibat kuatnya Arus Katulistiwa Selatan (AKS) ke arah barat yang porosnya bergeser mencapai pantai selatan Jawa - Sumbawa pada saat bertiup Angin Muson Tenggara (Wyrтки, 1961), sehingga massa air tersedot ke arah barat. Dengan demikian keadaan ini dapat juga digunakan sebagai indikasi bahwa transpor Arlindo akan menguat pada musim ini seperti dikehendukakan pada studi-studi sebelumnya (Meyers *et al.*, 1995; Gordon *et al.*, 1999; Molcard *et al.*, 2000; Hautala *et al.*, 2001).

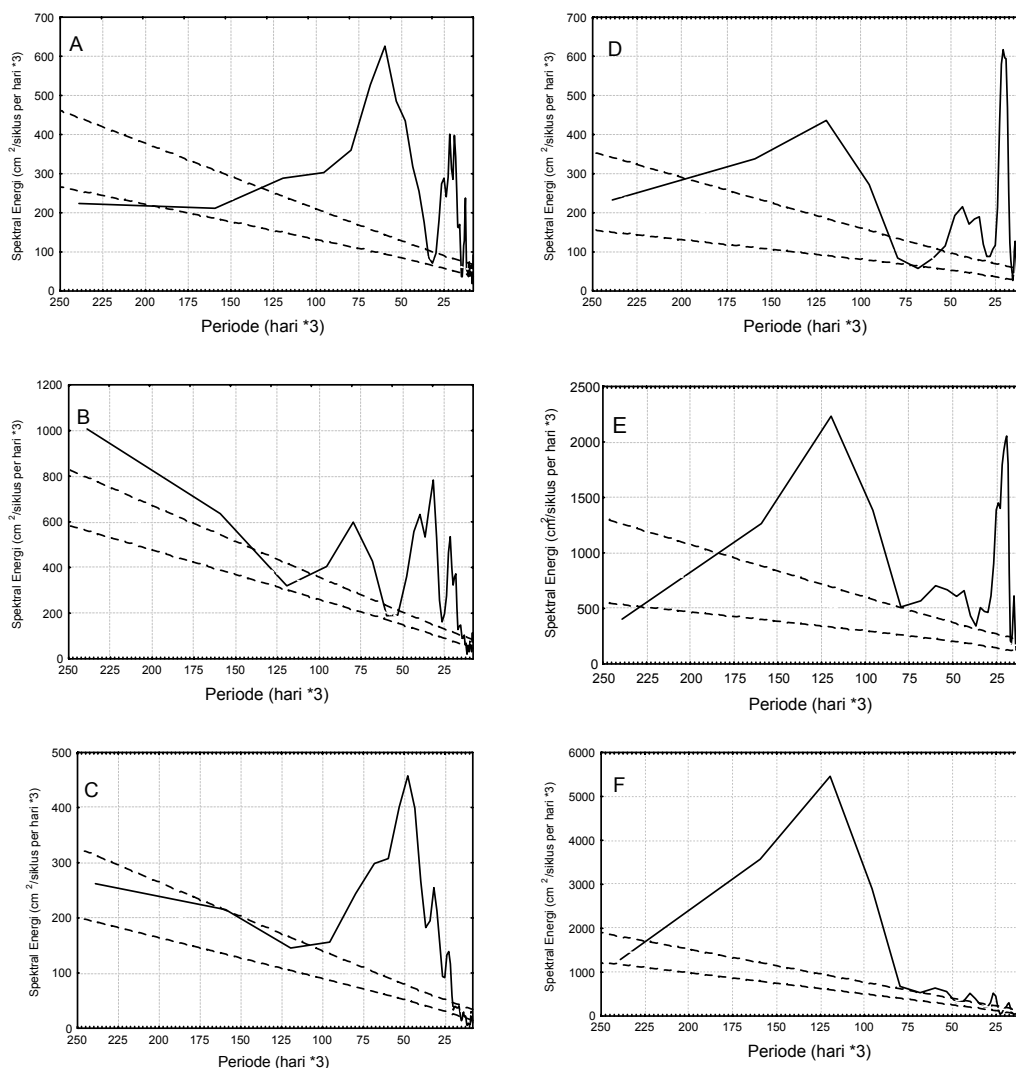
Spektrum densitas energi

Hasil spektrum densitas energi dari 6 lokasi (St. A-F, Gambar 1) sepanjang L. Sulawesi sampai selatan S. Lombok disajikan pada Gambar 4. Periode berbagai fluktuasi anomali TPL yang nyata dan densitas energi dari ke enam stasiun tersebut selama kurun waktu 20 April 1988 - 18 Maret 2002, disajikan pada Tabel 1.

Spektrum densitas energi fluktuasi anomali TPL di St. F (selatan S. Lombok) dan St. E (bagian selatan L. Flores) jauh lebih tinggi dibanding St. B, C dan D (masing-masing, batas utara, bagian tengah dan batas selatan S. Makassar) dan St. A (L. Sulawesi). Energi tertinggi, secara konsisten terdapat pada fluktuasi dengan periode semi-tahunan sampai tahunan. Fluktuasi tahunan tercatat di St. D, E dan F, akan tetapi tidak terlihat di St. A, B dan C. Pada semua stasiun terlihat fluktuasi dengan periode 2 bulanan sampai 6 bulanan dimana jumlah fluktuasi yang paling sedikit terdapat di St. A. Fluktuasi 2 bulanan terdapat secara konsisten dari utara sampai selatan, kemudian 4 bulanan pada empat lokasi (St. B, D, E dan F), sedangkan fluktuasi 3 bulanan khas di S. Makassar (St. B, C dan D).

Seperti terlihat pada Gambar 2 dan 3, fluktuasi anomali TPL yang menonjol di L. Sulawesi (St. A) mempunyai periode 6 bulanan yang

ditandai dengan anomali TPL tinggi pada bulan Maret-Mei dan Agustus-September yang diikuti anomali TPL yang rendah ke arah selatannya.



Gambar 4. Spektral Densitas Energi dari Fluktuasi Anomali TPL yang Telah Ditapis (30 hari) pada St. A, B, C, D, E dan F. Jarak antara Garis Putus-putus Menunjukkan taraf nyata 99%.

Dari Gambar 2 juga dapat dilihat, fluktuasi anomali TPL pada St. B dan St. C (bagian utara dan tengah S. Makassar) dengan periode 3, 4, 5 dan 8 bulanan ditandai dengan kecenderungan anomali TPL yang tinggi di bagian utara bersamaan dengan yang rendah di bagian selatannya.

Pada St. D (bagian selatan S. Makassar) terdapat fluktuasi dengan periode 1 tahun, di samping 2, 3, dan 4 bulanan. Dari Gambar 2 terlihat ada beberapa lembah anomali TPL rendah yang terjadi bersamaan dengan bagian tengah S. Makassar (St. C). Fluktuasi tahunan ini

diperkirakan berkaitan dengan anomali TPL rendah yang terjadi pada musim timur (Gambar 2, walaupun pada bulan lain terdapat juga anomali TPL yang rendah) saat arus permukaan di L. Flores bergerak ke barat sehingga massa air tersedot.

Spektrum densitas energi fluktuasi anomali TPL yang tinggi di St. E (bagian selatan L. Flores) dan St. F (selatan S. Lombok) adalah dengan periode 4, 6 bulanan dan 1 tahunan. Fluktuasi 4 bulanan diperkirakan berkaitan dengan pergantian musim yakni dari musim barat ke peralihan satu, lalu musim timur dan peralih-

an dua. Fluktuasi dengan periode 6 bulanan diduga diakibatkan oleh tibanya Gelombang Kelvin yang ditandai signal anomali TPL tinggi yang terjadi pada musim peralihan (Mei dan November, Gambar 2) di St. E dan anomali TPL yang rendah di St. D. Fluktuasi tahunan diperkirakan berkaitan dengan dua fenomena. Fenomena pertama adalah tibanya APJ yang dibangkitkan oleh Angin Muson Barat Laut (Soeriatmadja, 1957, Wyrtki, 1961) yang ditandai dengan anomali TPL positif pada Desember sampai April di St. F (Gambar 2). Fenomena kedua berhubungan dengan menguatnya AKS serta porosnya yang menggeser ke utara mendekati pantai Jawa-Sumbawa sehingga massa air tersedot ke arah barat dan paras laut turun. Hal ini ditandai dengan anomali TPL rendah (negatif) di St. F pada bulan Juli-September (Gambar 2).

Tabel 1. Periode dan Densitas Energi dari Fluktuasi Anomali TPL yang Dominan pada Stasiun A, B, C, D, E dan F (Gambar 1) dari 20 April 1988 - 18 Maret 2002.

| No | Stasiun | Posisi | Perairan | Periode Fluktuasi (hari) | Densitas Energi ($cm^2/siklus$ /3 hari) | Keterangan |
|----|---------|-------------|-------------------------------|--------------------------|--|----------------|
| 1 | A | 4°U-121°T | L. Sulawesi | • 180 | • 620 | • Semi-tahunan |
| | | | | • 65 | • 400 | • 2 bulanan |
| | | | | • 37.5 | • 240 | • 1 bulanan |
| 2 | B | 1°U-119.5°T | Batas Utara S. Makassar | • 240 | • 600 | • 8 bulanan |
| | | | | • 120 | • 630 | • 4 bulanan |
| | | | | • 97.5 | • 800 | • 3 bulanan |
| 3 | C | 2°U-118°T | Bagian Tengah S. Makassar | • 67.5 | • 540 | • 2 bulanan |
| | | | | • 142.5 | • 455 | • 5 bulanan |
| | | | | • 97.5 | • 255 | • 3 bulanan |
| 4 | D | 5°S-117.5°T | Batas Selatan S. Makassar | • 67.5 | • 155 | • 2 bulanan |
| | | | | • 360 | • 420 | • 1 tahunan |
| | | | | • 127.5 | • 210 | • 4 bulanan |
| 5 | E | 8°S-116°T | L. Flores | • 105 | • 105 | • 3 bulanan |
| | | | | • 60 | • 60 | • 2 bulanan |
| | | | | • 360 | • 2250 | • 1 tahunan |
| 6 | F | 10°S-115°T | S. Hindia (selatan S. Lombok) | • 180 | • 650 | • Semi-tahunan |
| | | | | • 127.5 | • 600 | • 4 bulanan |
| | | | | • 60 | • 2050 | • 2 bulanan |
| | | | | • 360 | • 5500 | • 1 tahunan |
| | | | | • 180 | • 700 | • Semi-tahunan |
| | | | | • 112.5 | • 500 | • 4 bulanan |
| | | | | • 75 | • 500 | • 2.5 bulanan |
| | | | | • 45 | • 350 | • 1.5 bulanan |

Spektrum Silang

Hasil spektrum silang fluktuasi anomali TPL antara beberapa stasiun sepanjang lintasan

Arlindo yakni antara St. A-E, St. A-F, St. C-F dan St. E-F disajikan pada Gambar 5 dan 6. Berbagai periode fluktuasi antar stasiun yang berkorelasi baik (koherensi kuadratnya pada taraf 99 % tergolong nyata) disajikan pada Tabel 2.

Tabel 2. Koheren Kuadrat (*Squared Cohency*) dan Beda Fase (*Phase Lag*) dari Fluktuasi Anomali TPL antara Berbagai Pasangan Stasiun di Lintasan Barat Arlindo.

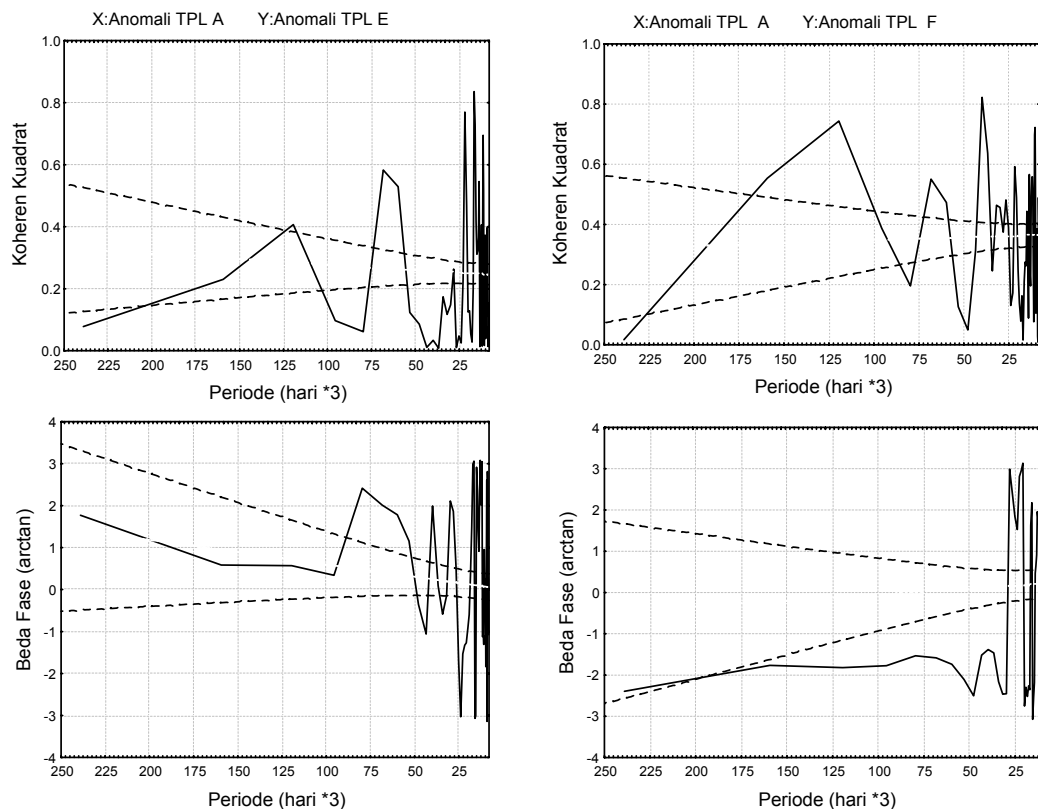
| No | Pasangan Stasiun | Lokasi | Periode Fluktuasi | Koheren Kuadrat | Beda Fase |
|----|------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------|-------------------|
| 1 | A – E | L. Sulawesi – L. Flores | • 322.5 hr (11 bln) | 0.40 | +26.5° (+23.8 hr) |
| | | | • 202.5 hr (6.8 bln) | 0.58 | +62.2° (+35 hr) |
| | | | • 172.5 hr (5.8 bln) | 0.52 | +50.2° (+24 hr) |
| 2 | A – F | L. Sulawesi – Selatan S. Lombok | • 360 hr (12 bln) | 0.74 | -61.3° (-61.3 hr) |
| | | | • 202.5 hr (6.8 bln) | 0.55 | -60° (-33.7 hr) |
| | | | • 176.4 hr (5.9 bln) | 0.46 | -60.9° (-30 hr) |
| | | | • 116.25 hr (3.9 bln) | 0.82 | -53° (-17.1 hr) |
| | | | • 360 hr (12 bln) | 0.43 | -70.7° (-70.7 hr) |
| 3 | C – F | S. Makassar – Selatan S. Lombok | • 206.3 hr (6.9 bln) | 0.31 | +66° (+37.8 hr) |
| | | | • 161.3 hr (5.4 bln) | 0.37 | -52.4° (-23.5 hr) |
| | | | • 112.5 hr (3.8 bln) | 0.35 | -37.5° (-11.8 hr) |
| | | | • 82.5 hr (2.8 bln) | 0.40 | +60° (+13.5 hr) |
| | | | • 360 hr (12 bln) | 0.78 | -68.5° (-68.5 hr) |
| 4 | E – F | L. Flores – Selatan S. Lombok | • 288 hr (9.6 bln) | 0.67 | -69.2° (-55.3 hr) |
| | | | • 210 hr (7 bln) | 0.93 | +70.3° (+41 hr) |
| | | | • 180 hr (6 bln) | 0.95 | +69.1° (+34.5 hr) |
| | | | • 105 hr (3.5 bln) | 0.62 | +45° (+13 hr) |
| | | | • 75 hr (2.5 bln) | 0.50 | +70.1° (+14.7 hr) |
| | | | • 60 hr (2 bln) | 0.60 | +8.7° (+1.5 hr) |

Secara umum dari Gambar 5 dan 6 serta Tabel 2 terlihat korelasi yang erat antar berbagai stasiun terjadi pada periode yang densitas energinya nyata seperti yang diuraikan sebelumnya. Antara St. A (L. Sulawesi) dan St. E (selatan S. Lombok) terdapat koherensi yang kuat (0.52 - 0.56) pada periode 6 bulanan. Beda fasenya positif yang berarti fluktuasi ini merambat dari L. Sulawesi ke selatan. Fluktuasi periode 6 bulanan ini cukup kuat densitas energinya pada kedua lokasi dan di L. Sulawesi ditandai dengan anomali TPL yang tinggi dan anomali TPL yang rendah di L. Flores.

Korelasi antara St. A (L. Sulawesi) dan St. F (selatan S. Lombok) memperlihatkan koherensi yang tinggi pada periode tahunan, 6 bulanan dan 4 bulanan. Fluktuasi periode 6 bulanan di selatan S. Lombok ditandai dengan terdapatnya anomali TPL yang tinggi pada bulan Mei dan November yang diperkirakan berkaitan dengan tibanya Gelombang Kelvin. Di L. Sulawesi, fluktuasi ini juga ditandai anomali TPL yang

tinggi. Fluktuasi 4 bulanan yang diduga berkaitan dengan pergantian musim, tidak terlalu mudah dikenali pada sebaran anomali TPL (Gambar 2).

Fluktuasi tahunan sangat jelas di selatan S. Lombok yang ditandai anomali TPL rendah, tetapi di L. Sulawesi, tanda ini tidak terlalu jelas.



Gambar 5. Spektral Silang [Koheren Kuadrat (atas) dan Beda Fase (bawah)] dari Anomali TPL antara St. A dan St. E (kiri) dan antara St. A dan St. F (kanan). Jarak antara Garis Putus-putus Menunjukkan Taraf Nyata 99 %.

Ketiga fluktuasi (tahunan, 6 dan 4 bulanan) menunjukkan beda fase negatif yang berarti signal lebih dahulu dirasakan di selatan S. Lombok baru kemudian di L. Sulawesi. Secara teoretis hal ini dapat berarti signal ini bergerak dari selatan ke arah utara. Akan tetapi dapat juga berarti signal yang direkam bukan signal hasil perambatan, tetapi berupa fluktuasi anomali TPL yang mempunyai periode yang sama. Fenomena yang kedua ini yang diduga merupakan proses yang terjadi, karena hasil observasi dan pemodelan menunjukkan aliran Arlindo dari utara ke selatan, kecuali signal gelombang Kelvin yang merambat dari S. Lombok ke arah utara dan sampai di S. Makassar (Susanto *et al.*, 2000).

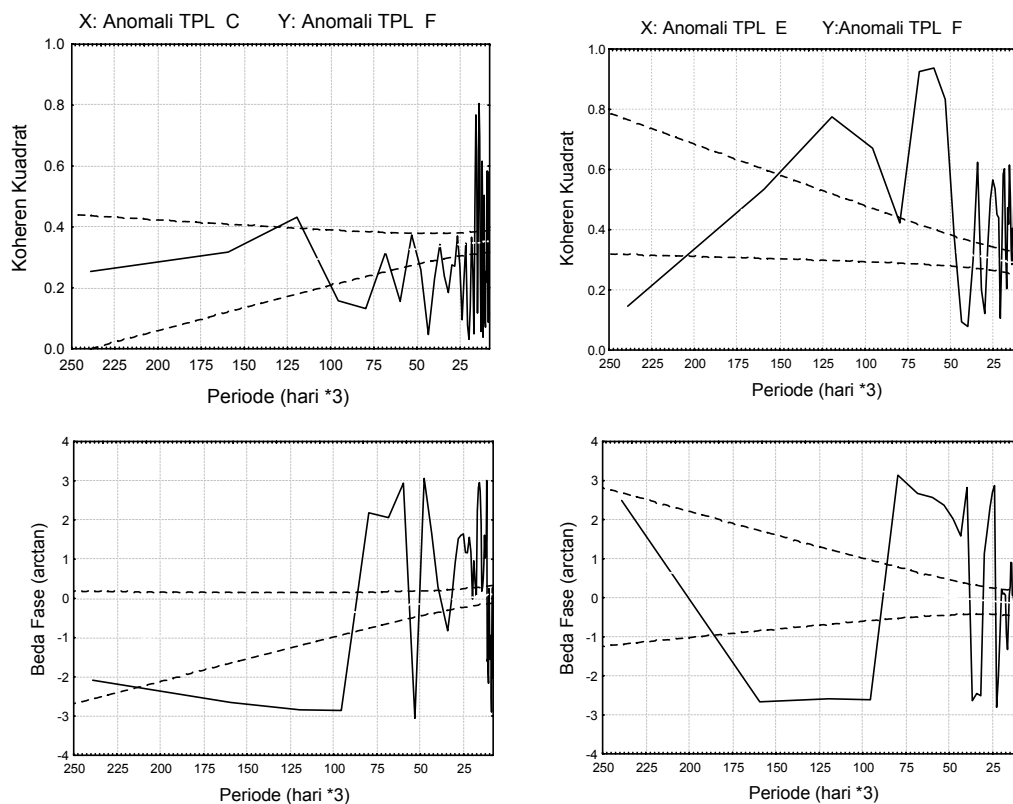
Sementara itu korelasi antara St. C (S. Makassar) dan St. F. (selatan S. Lombok) memperlihatkan kohensi yang tidak terlalu tinggi dimana koherensi kuadratnya hanya sekitar 0.4. Pe-

riode fluktuasi di St. C adalah tahunan, 6 bulanan, 4 bulanan dan 3 bulanan. Hal ini telah terlihat sebelumnya pada spektrum densitas energi fluktuasi anomali TPL di St. C (Gambar 1 dan 4 dan Tabel 1) dimana densitas energi fluktuasi di lokasi tersebut tergolong rendah.

Korelasi fluktuasi anomali TPL antara St. E (selatan L. Flores) dan St. F (selatan S. Lombok) menunjukkan koherensi yang tinggi pada periode tahunan 9, 7, dan 6 bulanan. Periode 9 bulanan dan tahunan yang sangat kuat energinya pada kedua lokasi diduga merupakan anomali TPL negatif akibat bergesernya poros AKS ke pantai Lombok. Beda fasenya negatif yang berarti fluktuasi mulai terjadi di selatan S. Lombok baru kemudian dirasakan di selatan L. Flores. Fluktuasi dengan periode 6 dan 7 bulanan diperkirakan berkaitan dengan perubahan musim, dimana sinyal direkam lebih awal di sela-

tan L. Flores sebelum dirasakan di selatan S. Lombok yang memberi indikasi bahwa peru-

bahan musim lebih dahulu dirasakan di L. Flores dibanding selatan P. Lombok.



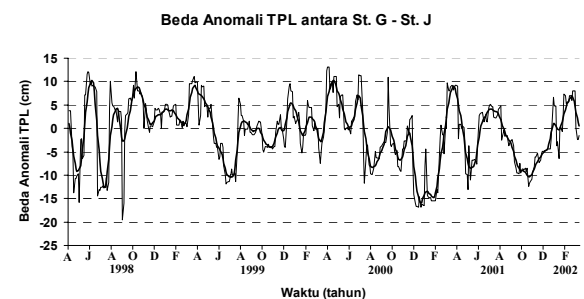
Gambar 6. Spektral Silang [Koheren Kuadrat (atas) dan Bida Fase (bawah)] dari Anomali TPL antara St. C dan St. F (kiri) dan antara St. E dan St. F (kanan). Jarak antara Garis putus-putus Menunjukkan Taraf Nyata 99 %.

Variabilitas Anomali TPL Memotong Lintasan Arlindo dan Anomali Arus Geostropik Permukaan

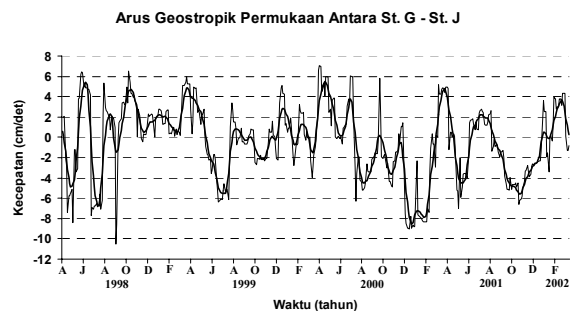
Variabilitas anomali TPL memotong (melintang) lintasan Arlindo ditelaah pada bagian selatan S. Makassar yakni pada lintang 4°S (antara St. G dan St. J, Gambar 1), dari $118^{\circ} 0' 00''$ - $118^{\circ} 1' 30''$ (sejauh 166.09 km). Selisih anomali TPL antara St. G dan St. I, serta hasil dari 30 hari penapisannya, disajikan pada Gambar 7. Nilai positif menyatakan bahwa anomali TPL di sisi barat (St. G) lebih tinggi dari sisi timur (St. I). Sebaliknya, bila nilainya negatif berarti anomali TPL di sisi timur lebih tinggi dari sisi barat.

Berdasarkan persamaan momentum pada sumbu arah timur-barat, beda paras laut positif akan mengakibatkan anomali arus geostropik permukaan bergerak ke utara dan beda paras laut negatif akan mengakibatkan aliran menuju sela-

tan. Dengan menggunakan formula yang dijelaskan sebelumnya (Pers. 8), maka kecepatan anomali arus geostropik permukaan dapat dihitung dan hasilnya beserta 30 hari penapisannya disajikan pada Gambar 8.



Gambar 7. Grafik Beda Anomali TPL antara St. G dan St. J. Garis yang Tipis Berdasarkan Anomali TPL Setiap 3 Hari dan Garis Tebal adalah Hasil 30-hari Penapisan.



Gambar 8. Grafik Arus Geostropik Permukaan di antara St. G dan St. J. Garis yang Tipis Berdasarkan Anomali TPL Setiap 3 Hari dan Garis Tebal adalah Hasil 30-hari Penapisan. (+) ke Utara dan (-) ke Selatan.

Dari Gambar 7 dan 8 dapat dilihat bahwa beda anomali TPL yang telah ditapis berkisar antara -16 cm sampai 11 cm yang mengakibatkan anomali arus geostropik permukaan dengan kecepatan bervariasi antara -9 cm/det sampai $+5.5 \text{ cm/det}$. Arus yang mengalir ke utara dan yang ke selatan hampir sebanding, walaupun aliran bersih selama 4 tahun adalah -0.43 cm/det ke selatan. Selain itu, terlihat juga fluktuasi dengan periode 2-4 bulanan. Hal yang menarik adalah adanya fluktuasi dengan aliran yang kuat ke selatan pada saat Angin Muson Tenggara bertiup di selatan katulistiwa (Juli-Agustus 98; Juni-Juli 99; Juli-Agustus 00; dengan pengecualian Juni-Juli 01, Gambar 7). Kemudian pada saat Muson Barat Laut (Oktober 98 - April 99; Desember 00 - April 01, Maret 01 dan Februari 02, kecuali Desember 00 - Januari 01, Gambar 7) aliran bergerak ke utara.

Pada dua survei di S. Makassar (ASEAN – Australia Regional Ocean Dynamics tahun 1993-94 dan Indonesia - US Arlindo tahun 1996-98), data arus permukaan tidak terekam karena alat tidak berfungsi. Akan tetapi ADCP pada survei 1996-98 berhasil merekam arus pada lapisan permukaan dari 1/12/96 - 1/3/97, dimana semakin jauh dari permukaan arah aliran ke selatan semakin kuat, tetapi di dekat permukaan aliran bervariasi antara nol sampai 30 cm/det ke arah utara (Gordon *et al.*, 1999). Berbagai hasil studi lainnya memperlihatkan aliran permukaan ke selatan yang lemah bahkan ke arah utara di S. Makassar pada Muson Barat Laut (November-Februari) dan menguat pada Muson Tenggara (Juni-September) (Wyrski, 1961; Potemra *et al.*, 1997). Aliran permukaan yang berbalik

ke utara diduga karena gesekan Angin Muson Barat Laut yang jauh lebih kuat pada batas selatan S. Makassar (mengakibatkan transpor Ekman ke utara) dibanding gesekan Angin Muson yang lebih lemah di batas utara S. Makassar pada saat yang sama (Gordon *et al.*, 1999).

Anomali arus geostropik permukaan yang dihitung berdasarkan beda anomali TPL memotong arah aliran Arlindo ini kelihatannya tidak dapat menggambarkan aliran Arlindo yang sebenarnya. Studi sebelumnya memperlihatkan bahwa aliran Arlindo dominan ke selatan, tetapi terfokus di sekitar kedalaman lapisan termoklin. Wyrski (1961) menyatakan bahwa aliran berada di atas kedalaman 200 m dengan kecepatan rata-rata $50\text{-}60 \text{ cm/det}$ ke arah selatan. Pengukuran arus di bagian utara S. Makassar pada 1993-1994 memperlihatkan kecepatan arus rata-rata tahunan sebesar 23 cm/det ke arah selatan pada kedalaman 275 m dengan kecepatan maksimum pada bulan Desember-Maret (rata-rata 33 cm/det) dan kecepatan minimum pada Juli-September (Aung, 1998). Kecepatan arus semakin berkurang dengan semakin bertambahnya kedalaman dan aliran dominan ke selatan, walaupun terdapat juga pembalikan arus ke utara di sisi timur S. Makassar. Pengukuran arus dengan *current meter* juga dilakukan di S. Makassar (sekitar 3°S) tahun 1996-1998. Kecepatan maksimum ke selatan terdapat pada kedalaman sekitar 300 m pada bulan April-Agustus dan aliran semakin melemah secara nyata pada kedalaman dibawah 400 m (Gordon *et al.*, 1999; Gordon and Susanto, 1999).

KESIMPULAN

Fluktuasi anomali TPL periode tahunan hanya terdapat L. Flores dan selatan S. Lombok dengan spektral densitas energi tertinggi terdapat di selatan S. Lombok, kemudian diikuti bagian selatan L. Flores (utara S. Lombok) dan yang terlemah di batas selatan S. Makassar. Spektrum silang menunjukkan signal tahunan ini merambat dari selatan S. Lombok ke L. Flores. Turunnya paras laut secara intensif di selatan S. Lombok pada bulan Juni-September yang bertepatan dengan bertiupnya Angin Muson Tenggara di perkiraan karena poros Arus Katulistiwa Selatan bergeser ke utara dan mencapai pantai selatan Jawa-Bali (Wyrski, 1961). Sebagai akibatnya massa air tersedot ke barat dan paras laut turun. Pada saat yang sama arus permukaan di

L. Flores juga bergerak ke barat, sehingga paras laut turun juga di batas utara S. Lombok dan batas selatan S. Makassar, tetapi intensitasnya lebih rendah dibanding selatan S. Lombok. Sementara itu Angin Muson Tenggara tidak mengakibatkan fluktuasi paras laut yang berarti di S. Makassar karena orientasi arah angin ini tidak bertepatan dengan orientasi sirkulasi permukaan di selat tersebut. Pada bulan Desember-Maret saat Angin Muson Barat Laut bertiup paras laut naik di selatan S. Lombok yang diduga sebagai signal sampainya Arus Pantai Jawa (Soeriatmadja, 1957; Wyrki, 1961). Angin ini juga mengakibatkan arus permukaan bergerak ke timur di L. Flores, akan tetapi secara umum paras laut turun di utara S. Lombok dan tidak menyebabkan fluktuasi muka laut yang nyata di selatan S. Makassar dan S. Makassar secara keseluruhan. Dengan demikian terlihat indikasi yang kuat bahwa pengaruh dari Sistem Muson dimana arah angin berbalik setiap 6 bulan terhadap fluktuasi anomali TPL tahunan lebih kuat di selatan S. Lombok, kemudian diikuti L. Flores dan sangat lemah di L. Sulawesi dan terlemah di S. Makassar

Fluktuasi anomali TPL dengan periode antara 2-6 bulanan tercatat pada semua stasiun dari utara hingga selatan. Spektral densitas energi dari fluktuasi ini lebih kuat di selatan S. Lombok, kemudian diikuti L. Flores dan L. Sulawesi dan yang terlemah di S. Makassar. Hal ini juga diduga karena orientasi sirkulasi permukaan S. Makassar yang tidak berimpit dengan arah sistem Angin Muson, sehingga fluktuasi perubahan arah dan kekuatan angin tidak berpengaruh nyata terhadap fluktuasi paras laut di selat ini. Fluktuasi anomali TPL periode 6 bulanan yang ditandai dengan anomali TPL yang tinggi di selatan S. Lombok pada bulan Mei dan November setiap tahunnya diperkirakan merupakan tibanya Gelombang Kelvin yang dibangkitkan di S. Hindia (Wyrki, 1973; Clarke and Liu, 1993; Syamsudin *et al.*, 2004).

Anomali arus geostropik permukaan yang dihitung dari beda anomali TPL melintang S. Makassar bervariasi antara -9 cm/det (ke selatan) sampai $+5.5 \text{ cm/det}$ (ke utara) dengan periode fluktuasi antara 2-4 bulanan. Aliran ke selatan dan ke utara hampir seimbang dengan aliran bersih ke selatan sebesar -0.43 cm/det selama 4 tahun. Dapat dikatakan bahwa anomali arus geostropik permukaan ini tidak menggambarkan

kan karakter Arlindo sehingga kelihatannya belum dapat digunakan sebagai indikator *proxy* Arlindo. Berdasarkan berbagai pengamatan (Aung, 1995; Gordon *et al.*, 1999; Gordon and Susanto, 1999) aliran Arlindo dominan ke selatan dan terkonsentrasi pada kedalaman termoklin. Hanya seperti Arlindo, anomali arus geostropik permukaan mempunyai fluktuasi dimana arus ke selatan menguat pada bulan Juni-Agustus dan cenderung ke utara pada Desember-Maret.

PUSTAKA

- Arief, D. and S. P. Murray. 1996. **Low-frequency fluctuations in the Indonesian Throughflow through Lombok Strait**, *J. Geophys. Res.*, 101(12):455-464.
- Aung, T. H. 1998. **Indo-Pacific Throughflow and its seasonal variations**. In The ASEAN-Australia Regional Ocean Dynamics Expeditions 1993-1995. Proceedings held in Lombok, Indonesia, June 1995. G. Cresswell and G. Wells (Eds.), Australian Marine Science and Technology Limited.
- Bendat, J. S. and A. G. Piersol. 1971. **Random Data: Analysis and Measurement Procedures**. Wiley-Interscience, New York.
- CCAR, 2002. **Real-time altimetry data of Topex/ERS-2**. Colorado Center for Astrodynamics Research (CCAR), Colorado.
- Clarke, A. J. and X. Liu. 1993. **Observations and dynamics of semi-annual and annual sea levels near the eastern equatorial Indian Ocean boundary**, *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 386-399.
- Cresswell, G. 1998. **The ASEAN-Australia Regional Ocean Dynamics Expeditions 1993-1995. Indo-Pacific Throughflow and its seasonal variations**. In The ASEAN-Australia Regional 32 Ocean Dynamics Expeditions 1993-1995. Proceedings held in Lombok, Indonesia, June 1995. G. Cresswell and G. Wells (Eds.), Australian Marine Science and Technology Limited.
- Cresswell, G. and J. L. Luick. 2001. **Current measurements in the Halmahera Sea**, *J. Geophys. Res.*, 106: 13945-13952.
- Emery, W. J. and R. E. Thomson. 1998. **Data Analysis Methods in Physical Oceanography**. Pergamon. New York.
- Ffield, A. and A. Gordon. 1992. **Vertical mixing in the Indonesian Thermocline**, *J. Phys. Oceanogr.*, 22: 184-195.
- Gordon, A. 1986. **Interocean exchange of thermocline water**, *J. Geophys. Res.*, 91: 5037-5046.
- Gordon, A. L. and R. D. Susanto. 1999. **Makassar Strait transport: Initial estimate based on Arlindo results**, *Mar. Technol. Soc. J.*, 32: 34-45.
- Gordon, A. L., R. D. Susanto, and A. L. Ffield. 1999. **Throughflow within Makassar Strait**, *Geophys. Res. Lett.*, 26: 3325-3328.

- Godfrey, J.S. 1996. **The effect of the Indonesian Throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review.** *J. Geophys. Res.*, 101: 12217-12,238.
- Hautala, S. L., J. Sprintall, J. Potemra, A. G. Ilahude, J. C. Chong, W. Pandoe and N. Bray. 2001. **Velocity structure and transport of the Indonesian Throughflow in the major straits restricting flow into the Indian Ocean.** *J. Geophys. Res.*, 106: 19527-19546.
- Hirst, A. C. and J. S. Godfrey. 1995. **The response to a sudden change in the Indonesian Throughflow in a global ocean GCM.** *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 1894-1910.
- Ilahude, A. G. and A. Gordon. 1996. **Thermocline stratification within the Indonesian seas.** *J. Geophys. Res.*, 101: 12401-12409.
- Meyers, G., R. J. Bailey, and A. P. Worby. 1995. **Geostrophic transport of Indonesian Throughflow,** *Deep Sea Res., Part 1*, 42, 1163-1174.
- Molcard, R., A. G. Ilahude, M. Fieux, J. C. Swallow, and J. Banjarnahor. 1994. **Low frequency variability of the currents in Indonesian Channels (Savu-Roti M1 and Roti-Ashmore Reef M2).** *Deep Sea Res.*, 41: 1643-1662.
- Murtugudde, R., A. J. Busalacchi, and J. Beauchamp. 1998. **Seasonal-to-interannual effects of the Indonesian Throughflow on the tropical Indo-Pacific Basin,** *J. Geophys. Res.*, 103(21): 425-441.
- Potemra, J. T., R. Lukas and G. T. Mitchum. 1997. **Large scale estimation of transport from the Pacific to the Indian Ocean.** *J. Geophys. Res.*, 102: 27795-27812.
- Quadfasel, D. and G. Cresswell, 1992. **A note on the seasonal variability of the South Java Current,** *J. Geophys. Res.*, 97: 3685-3688.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999. **A dipole mode in the tropical Indian Ocean,** *Nature*, 401: 360-363.
- Schiller, A., J. S. Godfrey, P. C. McIntosh, G. Meyers and S. E. Wijffels. 1998. **Seasonal near-surface dynamics and thermodynamics of the Indian Ocean and Indonesian Throughflow in a global ocean circulation model,** *J. Phys. Oceanogr.*, 28: 2288-2312.
- Schneider, N. 1998. **The Indonesian Throughflow and the global climate system,** *J. Climate*, 11: 676-689.
- Soeriaatmadja, R. E. 1957. **The Coastal Current South of Java.** *Mar. Res. Indonesia*, 3: 51-54.
- Sprintall, J., J. Chong, F. Syamsudin, W. Morawitz, S. Hautala, N. Bray and S. Wijffels. 1999. **Dynamics of the South Java Current in the Indo-Australian basin,** *Geophys. Res. Lett.*, 26: 2493-2496.
- Sprintall, J., A. L. Gordon, R. Murtugudde and R. D. Susanto. 2000. **A semiannual Indian Ocean forced Kelvin wave observed in the Indonesian seas in May 1997.** *J. Geophys. Res.*, 105: 17217-17230.
- Stewart, R. H. 2002. **Introduction to Physical Oceanography.** Spring 2002 edition, Texas A & M University
- Susanto, R. D., A. L. Gordon, and C. Koblinsky. 1999. **Intrabasin sea level variability in the Indonesian seas and its relationship to inter-ocean sea level variability and ENSO.** TOPEX/Poseidon and JASON working team workshop, St. Raphael, France.
- Susanto, D., A. Gordon, J. Sprintall and B. Herunadi, 2000. **Intraseasonal Variability and tides in Makassar Strait.** *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1499-1502.
- Syamsudin, F., A. Keneko and D. B. Haidvogel, 2004. **Numerical and observational estimates of Indian Ocean Kelvin wave intrusion into Lombok Strait,** *Geophys. Res. Lett.*, 31: L24307.
- van Aken, H. M., J. Punjnan, and S. Saimima. 1988. **Physical aspects of the flushing of the east Indonesian basins,** *Netherlands J. Sea Res.*, 22, 315-339.
- Waworuntu, J. M., R. A. Fine, D. B. Olson, and A. L. Gordon, 2000. **Recipe for Banda Sea water,** *J. Mar. Res.*, 58: 547-569.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben. 1999. **Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-1998.** *Nature*, 401: 356-360.
- Wyrtki, K. 1961. **"Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters",** NAGA Report, 2. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. 195 pp.
- Wyrtki, K. 1973. **An equatorial jet in the Indian Ocean.** *Science*, 1: 262 – 264.
- Wyrtki, K. 1987. **Indonesian Throughflow and the associated pressure gradient,** *J. Geophys. Res.*, 92(12): 941-946.