

Hubungan Anomali Suhu Muka Laut Samudera India Dan Pasifik Tropis Dengan Pola TBO Curah Hujan Beberapa Daerah Pesisir Di Jawa

Arief Suryantoro

Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim-LAPAN,
Jl.Dr.Junjunan 133, Bandung, 40173 Telp. (022)6037445, 6012602;
Fax. (022)6037443 ; e_mail : ariefs_40215@yahoo.com

ABSTRACT

TBO (Tropospheric Biennial Oscillation) and ENSO (El-Nino Southern Oscillation) modes are most important examples of interannual variability of climate elements in the earth climate system. The TBO have a period 2 to 3 year, and that caused by interactions among ocean, land, and atmosphere over the Asian and Australian monsoon regions, and the tropical Indian and Pacific ocean, meanwhile the ENSO are mainly affected by ocean- atmosphere interactions over the tropical Indian and Pacific ocean, and have a period 3 to 7 years. Analysis of relation between sea surface temperature anomaly over tropical Indian and Pacific ocean on the TBO rainfall pattern over some areas of coast of Java such as Jakarta, Karawang, Ciamis, Semarang, Cilacap, Jogjakarta, and Surabaya are discussed in this paper. The monthly rainfall data over those region from the Indonesian Meteorological and Geophysics Agency (BMG) and also the monthly sea surface temperature (SST) and anomaly sea surface temperature (SSTA) over the tropical Indian and Pacific ocean from Tokyo Climate Center (TCC) are used in this study. The Weighted Wavelet Z-transform (WWZ) software are developed by American Assosiation of Variable Star Observation (AAVSO) also are used to obtain modes or spectra periodicity of rainfall. The results obtained shows that the TBO rainfall periods which appear over Jakarta Kemayoran are 21 through 37 month, over Karawang are 21 through 35 month, over Ciamis are 22 through 39 month, over Cilacap are 21 through 37 month, over Semarang Maritime are 21 through 38 month, over Jogjakarta are 21 through 39 month, and over Surabaya Tanjung Perak are 21 through 34 month. Most of sea surface temperature anomaly over tropical Indian ocean, mainly, and tropical Pacific ocean, generally, have a negative pattern when the TBO appear as a dominant phenomenon over areas are choose in this study. It's mean that sea surface temperature over over tropical Indian ocean, mainly, and tropical Pacific ocean, generally, colder than normal conditions when the TBO appear as a dominant phenomenon over some areas of coast of Java.

INTISARI

TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*) dan ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*) adalah contoh-contoh bentuk variasi antar tahunan elemen iklim yang berdampak global dalam sistem iklim planet bumi kita. TBO terjadi karena adanya interaksi antara lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia dan Australia, lautan India dan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis dan memiliki perioda sekitar 2-3 tahun, sedang ENSO utamanya terjadi karena interaksi laut-atmosfer di daerah Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis dengan periodisitas kejadiannya lebih lama yaitu 3-7 tahun. Analisis hubungan anomali suhu muka laut Samudera India dan Pasifik Tropis dengan pola TBO curah hujan beberapa daerah di pesisir Jawa (Jakarta, Karawang, Ciamis, Semarang Maritim, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya) dibahas dalam makalah ini. Data yang digunakan dalam studi ini adalah data curah hujan bulanan observasi permukaan dari stasiun-stasiun klimatologi Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG) untuk daerah-daerah tersebut di atas. Data lain yang digunakan adalah data suhu muka laut (SST : *Sea Surface Temperature*) dan data anomali suhu muka laut (SSTA : *Sea Surface Temperature Anomaly*) daerah lautan India

Tropis (5° LU- 5° LS, 90° BT- 120° BT) dan daerah lautan Pasifik Barat Tropis (5° LU- 5° LS, 120° BT- 160° BT) dengan frekuensi pengamatan bulanan yang bersumber dari TCC (*Tokyo Climate Center*). *Software WWZ (the Weighted Wavelet Z-transform)* yang dikembangkan oleh AAVSO (*American Assosiation of Variable Star Observation*) digunakan dalam studi ini untuk memperoleh gambaran ragam osilasi curah hujan ini. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa dalam rentang waktu pengamatan yang ditinjau di masing-masing daerah tersebut periode TBO curah hujan yang terjadi adalah 21-37 bulan (Jakarta Kemayoran), 21-35 bulan (Karawang), 22-39 bulan (Ciamis), 21-37 bulan (Cilacap), 21-38 bulan (Semarang Maritim), 21-39 bulan (Jogjakarta) dan terakhir adalah 21-34 bulan (Surabaya Tanjung Perak). Pada saat fenomena TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah ditinjau tersebut anomali suhu muka laut Samudera India Tropis (khususnya) dan Samudera Pasifik Tropis sebagian besar menunjukkan pola anomali negatif, yang berarti memiliki suhu yang lebih rendah (dingin) dibandingkan keadaan normalnya.

Kata kunci : SST (*Sea Surface Temperature*), SSTA (*Sea Surface Temperature Anomaly*), TBO (*Tropospheric Biennial Oscillation*), ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*).

1. Pendahuluan

TBO (Tropospheric Biennial Oscillation) adalah salah satu bentuk variasi antar tahunan elemen iklim di lapisan troposfer (dari permukaan sampai troposfer atas bahkan sampai tropopause) dengan perioda sekitar 2-3 tahun yang terjadi karena adanya interaksi antara lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia, monsun Australia, lautan India Tropis dan lautan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis. Notasi TBO mulai sering digunakan sejak diusulkan oleh Ilmuwan/Peneliti Gerald A.Meehl salah seorang pakar Sains Atmosfer di National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado, Amerika Serikat di tahun 1987 saat melakukan kajian tentang siklus tahunan dan variasi antar tahunan di daerah lautan India Tropis dan Pasifik Tropis. Lebih lanjut, *dalam Webster et al. (1998)* diungkap bahwa TBO curah hujan sebagai bagian dari sistem interaksi kopling lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun ini memiliki sifat khas yaitu menaikkan curah hujan di satu musim panas dan menurunkan curah hujan tersebut di musim panas berikutnya. Dalam hal kaitan TBO dengan ENSO (El-Nino Southern Oscillation) dapat diungkapkan bahwa ENSO juga dapat dianggap merupakan salah satu bentuk variasi antar tahunan elemen iklim di atmosfer dan lautan dengan perioda sekitar 3-7 tahun yang terjadi karena adanya interaksi antara lautan-atmosfer di lautan Pasifik (Barat, Tengah dan Timur) Tropis.

Sebagaimana diketahui bahwa struktur dan fase ENSO saat ini sudah diketahui dengan baik, namun tidak demikian halnya dengan struktur dan evolusi TBO. Sampai saat ini mekanisme, perilaku maupun pola kopling vertikal dari TBO ke atas (ke lapisan mesosfer) dan ke bawah (ke lapisan troposfer, dan juga mungkin dengan permukaan maupun lapisan yang lebih dalam dari lautan) masih merupakan permasalahan yang pelik dalam Meteorologi dan Oseanologi ataupun dalam Sains dan Penelitian Atmosfer dan Kelautan pada umumnya. Meskipun demikian, interaksi antara atmosfer dengan lautan India Tropis dan Pasifik Tropis telah dipostulatkan memegang peranan kunci dalam TBO, sebagaimana diungkapkan oleh Nicholls, 1978; Meehl, 1987, 1993; Clarke et al., 1998; Chang and Li, 2000 dalam Yu et al. 2003. Menggunakan teknik *extended EOF (Empirical Orthogonal Function)*, Li et al. (2006) mendapatkan gambaran yang jelas (*pronounced feature*) dari karakteristik TBO di daerah monsun Asia-Australia yaitu adanya perkembangan pusat-pusat anti siklon yang berlokasi di Tenggara Samudera India (SEIO : South East Indian Ocean) dan di Bagian Barat Samudera Pasifik Utara (WNP : Western North Pacific).

Dilihat dari domain kejadian TBO maupun ENSO maka ke dua fenomena alam ini termasuk fenomena atmosfer ataupun lautan global. Hal yang menarik untuk diteliti adalah apakah fenomena atmosfer ataupun lautan global ini memiliki keterkaitan yang erat dengan proses fisis di alam untuk skala yang lebih kecil (lokal) seperti kejadian dan pola hujan di beberapa daerah pesisir Jawa (Jakarta, Karawang, Ciamis, Semarang, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya).

Dari hal-hal tersebut di atas, terlihat bahwa pemahaman yang lebih rinci terhadap perilaku TBO curah hujan sebagai bagian dari sistem interaksi pasangan daratan-lautan-atmosfer di daerah monsun Indonesia merupakan hal yang penting, terutama dalam kaitannya dengan perilaku anomali suhu muka laut di daerah lautan India Tropis dan Pasifik Tropis. Sebagaimana telah diketahui bahwa saat ini perilaku ataupun pola anomali suhu muka laut di daerah lautan India Tropis dan Pasifik Tropis telah dapat dijadikan indikator maupun prediktor kejadian ENSO. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk meningkatkan pemahaman karakteristik dan mekanisme proses fisis atmosfer khatulistiwa, khususnya untuk mengidentifikasi adanya variasi sub musiman dan musiman, variabilitas tahunan dan antar tahunan elemen iklim di Indonesia. Sasaran yang

ingin dicapai pada penelitian ini adalah diketahuinya keterkaitan anomali suhu muka laut di lautan India Tropis dan Pasifik Tropis dengan pola curah hujan TBO beberapa daerah di pesisir Jawa : Jakarta, Karawang, Ciamis, Semarang, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya.

2. Tinjauan Pustaka

Dalam makalah ini, untuk menggambarkan perilaku, perkembangan dan evolusi dari TBO dipilih model yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000). C.P.Chang dan T.Li adalah Ilmuwan, Peneliti, dan Pakar Sains Atmosfer, masing-masing bekerja di Departemen Meteorologi NPS (Naval Postgraduate School), Monterey, California, Amerika Serikat dan Departemen Meteorologi IPRC (International Pacific Research Center) Universitas Hawaii. Untuk seterusnya model yang menggambarkan perilaku, perkembangan dan evolusi dari TBO yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000) dalam makalah ini dinyatakan sebagai model CL00. Penyelesaian analitis persamaan differensial homogen linier dari model CL00 yang dilakukan oleh Li et al. (2001) menunjukkan bahwa model CL00 ini tidak hanya memberikan bentuk osilasi namun juga memberikan perioda dua tahunan (biennial).

Selanjutnya, Chang dan Li (2000) mengungkapkan bahwa model CL00 ini memiliki 5 zona daerah yang mewakili daerah Monsun Asia Selatan ($5^{\circ}\text{LU}-20^{\circ}\text{LU}$, $60^{\circ}\text{BT}-120^{\circ}\text{BT}$) dan Monsun Australia ($5^{\circ}\text{LS}-20^{\circ}\text{LS}$, $120^{\circ}\text{BT}-160^{\circ}\text{BT}$), serta wilayah-wilayah lautan India Tropis ($5^{\circ}\text{LU}-5^{\circ}\text{LS}$, $60^{\circ}\text{BT}-120^{\circ}\text{BT}$), lautan Pasifik Barat Tropis ($5^{\circ}\text{LU}-5^{\circ}\text{LS}$, $120^{\circ}\text{BT}-160^{\circ}\text{BT}$) dan lautan Pasifik Timur Tropis ($5^{\circ}\text{LU}-5^{\circ}\text{LS}$, $160^{\circ}\text{BT}-80^{\circ}\text{BB}$). Ke lima zona daerah ini berinteraksi satu dengan lainnya melalui *mekanisme-mekanisme umpan balik SST-Monsun, Evaporasi-Angin, Sirkulasi walker-Monsun, dan Tekanan Angin-Termoklin Lautan*. Asumsi yang digunakan dalam model CL00 ini adalah : aliran keluar massa udara/atmosfer yang kuat di lapisan atas di atas daerah monsun Asia-Australia yang menggerakkan sirkulasi timur-barat skala planeter di daerah tropis, yang dikenal sebagai *sirkulasi Walker*. Perubahan intensitas dan posisi sirkulasi timur-barat (Walker) ini, terutama pada saat berada di daerah tropis, akan mempengaruhi variasi temperatur muka laut. Disisi lain diasumsikan keadaan sebaliknya (meskipun tidak persis kebalikannya), yaitu efek langsung temperatur

muka laut di lautan Pasifik Timur Tropis terhadap sirkulasi timur-barat (Walker) ini ditiadakan (dianggap tidak berpengaruh), *namun* efek sirkulasi Walker terhadap temperatur muka laut di lautan Pasifik Barat Tropis dan lautan India Tropis dimasukkan (dipertimbangkan) kontribusinya dalam perkembangan struktur spasial dan transisi temporal dalam mekanisme TBO.

Di bawah ini disajikan 3 (tiga) persamaan penting / utama dari 20 (dua puluh) persamaan yang berlaku dalam model CL00, antara lain :

Perubahan temperatur muka laut terhadap waktu untuk daerah Lautan India Tropis (5°LU-5°LS, 60°BT-120°BT) dalam model CL00 dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$\frac{dT_I}{dt} = -\lambda \Delta q_I \frac{U_I \overline{U_I}}{V_0} - \lambda V_0 \kappa T_I - u_I \overline{T_I}^x - w_I \overline{T_I}^z - \frac{\overline{w_I}}{h} T_I \quad \dots\dots\dots(1)$$

Dua suku pertama di ruas kanan pada persamaan (1) di atas mewakili bentuk linier *umpan balik angin permukaan-penguapan* (surface wind-evaporation feed back), suku ke tiga mewakili adveksi temperatur zonal, sedang suku ke empat dan ke lima mewakili adveksi temperatur vertikal.

dengan :

- U = kecepatan angin zonal permukaan (m s⁻¹)
- u = kecepatan arus laut zonal di dasar lapisan tercampur (mix layer), (ms⁻¹)
- w = kecepatan arus laut vertikal (m s⁻¹)
- Δq = beda kelembaban jenis udara-laut
- T^(x) = gradien temperatur laut zonal = $\left(\frac{dT}{dx} \right)$
- T^(z) = gradien temperatur laut vertikal = $\left(\frac{dT}{dz} \right)$
- V₀ = konstanta kecepatan angin permukaan rata-rata (m s⁻¹)
- $\lambda = \frac{\rho_a C_D L}{\rho C_w h}$
- ρ = densitas air/laut (kg m⁻³)
- ρ_a = densitas udara permukaan (kg m⁻³)
- C_w = panas jenis air (J kg⁻¹ K⁻¹)
- C_D = koefisien Drag

- L = panas laten (J)
 h = kedalaman rata-rata lapisan tercampur (m)
 κ = konstanta empiris yang berkaitan dengan T dan q
 Tanda(¯)=rata-rata
 Indeks I = Lautan India

Perubahan temperatur muka laut terhadap waktu untuk daerah Lautan Pasifik Tropis Bagian Barat dan Tengah (5°LU-5°LS, 120°BT-160°BT) dalam model CL00 dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$\frac{dT_w}{dt} = -\lambda \Delta q_w \frac{\overline{U_w U_w}}{V_0} - \lambda V_0 \kappa T_w - u_c \overline{T_c^x} - \overline{u_c T_c^z} - w_w \overline{T_w^z} - \frac{\overline{w_w}}{h} (T_w - \eta_w) \dots(2)$$

dengan arti notasi T, t, λ , Δq , U, V_0 , κ , u, w, h sama seperti yang terdapat dalam persamaan (1), dan η menunjukkan kekuatan variasi temperatur laut di lapisan bawah permukaan yang berkaitan dengan pergerakan termoklin, sedang η mewakili anomali kedalaman termoklin. Subscript W dan C masing-masing menunjukkan lokasi Pasifik Tropis bagian Barat dan Pasifik Tropis bagian Tengah. Nilai rata-rata tahunan angin zonal di Pasifik Tropis bagian Barat ini sangat kecil, namun suku pertama pada persamaan (3) di atas penting jika rata-rata musiman angin zonal (baratan saat monsun musim panas BBU, yang bersesuaian dengan perioda Juni, Juli, Agustus; dan timuran saat monsun musim dingin BBU, yang bersesuaian dengan perioda Desember, Januari, Februari) diperhitungkan dalam mekanisme TBO pada model CL00. Demikian pula variasi kedalaman termoklin dalam skala waktu antar tahunan di daerah Pasifik Tropis ini sangat penting (Philander, 1990; Meehl, 1993 *dalam* Chang dan Li, 2000). Variasi kedalaman termoklin akan mempengaruhi perubahan temperatur muka laut sampai di lapisan bawah permukaan di daerah Pasifik Tropis bagian Barat ini.

Perubahan temperatur muka laut terhadap waktu untuk daerah Lautan Pasifik Tropis Bagian Timur (5°U-5°S, 160°T-80°B) dalam model CL00 dinyatakan dalam persamaan berikut :

$$\frac{dT_E}{dt} = -\lambda V_0 \kappa T_E - w_E \overline{T_E^z} - \frac{\overline{w_E}}{h} (T_E - \eta_E) \dots\dots\dots(3)$$

dengan arti notasi T, t, λ , V_0 , κ , u, w, h sama seperti yang terdapat dalam persamaan (1), dan γ menunjukkan kekuatan variasi temperatur laut di lapisan bawah permukaan yang berkaitan dengan pergerakan termoklin, sedang η mewakili anomali kedalaman termoklin. Subscript E menunjukkan lokasi Pasifik Tropis bagian Timur.

Selanjutnya, Li et al. (2001) mengungkapkan bahwa untuk penyederhanaan analisis sistem dan dengan memasukkan nilai parameter standar yang diperoleh akhirnya diperoleh sepasang persamaan diferensial orde satu homogen untuk perubahan temperatur muka laut terhadap waktu di daerah Lautan India Tropis (5°U-5°S, 60°T-120°T) dan perubahan temperatur muka laut terhadap waktu di daerah Lautan Pasifik Tropis Bagian Barat dan Tengah (5°LU-5°LS, 120°BT-160°BT) sebagai berikut :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_I}{\partial t} &= (-3.15 - 9.90\delta_I)T_I - 4.06T_W \quad \text{dan} \\ \frac{\partial T_W}{\partial t} &= 13.34\delta_I T_I + (0.27 + 12.53\delta_A)T_W \quad \dots\dots\dots(4) \end{aligned}$$

dengan arti notasi T, t, sama seperti yang terdapat dalam persamaan (1), dan Subscript W, I, A masing-masing menunjukkan lokasi Pasifik Tropis bagian Barat, Keadaan Monsun / Samudera India dan Keadaan Monsun Australia.

- δ = konstanta pemanasan monsun (India dan Australia) musiman, dengan
- δ_I = 1 untuk periode bulan Juni, Juli, Agustus (monsun India)
= 0 untuk periode bulan Desember, Januari, Februari (monsun India)
- δ_A = 1 untuk periode bulan Desember, Januari, Februari (monsun Australia)
= 0 untuk periode bulan Juni, Juli, Agustus (monsun Australia)

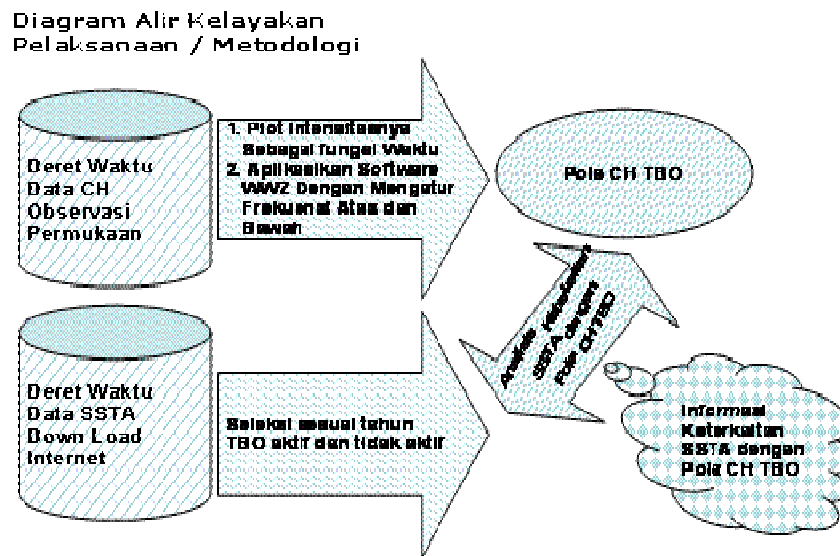
Penyelesaian dari sepasang persamaan diferensial pada persamaan (4) di atas tidak hanya memberikan bentuk osilasi namun juga memiliki periode dua tahunan (biennial). Hasil ini sangat bersesuaian dengan penyelesaian integrasi numeris yang dilakukan oleh Chang dan Li (2000).

3. Data dan Metodologi

Data yang dipergunakan dalam penelitian pada tahap ini meliputi : (1.) Curah hujan observasi permukaan di daerah-daerah : Jakarta Pusat, Karawang,

Ciamis, Semarang, Cilacap, Jogjakarta, dan Surabaya, sebagian besar dengan rentang waktu 1 Januari 1950 sampai 31 Desember 2003 (53 tahun), dengan frekuensi pengamatan : bulanan, (2.) Data suhu muka laut (SST : Sea Surface Temperature) dan anomalnya (SSTA : Sea Surface Temperature Anomaly) daerah lautan India Tropis (5°LU-5°LS, 60°BT-120°BT) dan Pasifik Tropis (5°LU-5°LS, 120°BT-80°BB), rentang waktu Januari 1950 sampai Desember 2003 (53 tahun), dengan frekuensi pengamatan : bulanan. Sumber data curah hujan observasi permukaan adalah Badan Meteorologi dan Geofisika (BMG) Jakarta, sedangkan sumber data anomali suhu muka laut dan anomalnya (SST dan SSTA) adalah TCC (Tokyo Climate Center), [http : //cpd2.kishou.go.jp/tcc/products/elnino](http://cpd2.kishou.go.jp/tcc/products/elnino).

Diagram Alir Pelaksanaan / Metodologi dalam penelitian ini disajikan dalam gambar (3.1.) di bawah ini :



Gambar (3.1.) : Diagram Alir Pelaksanaan / Metodologi dalam penelitian

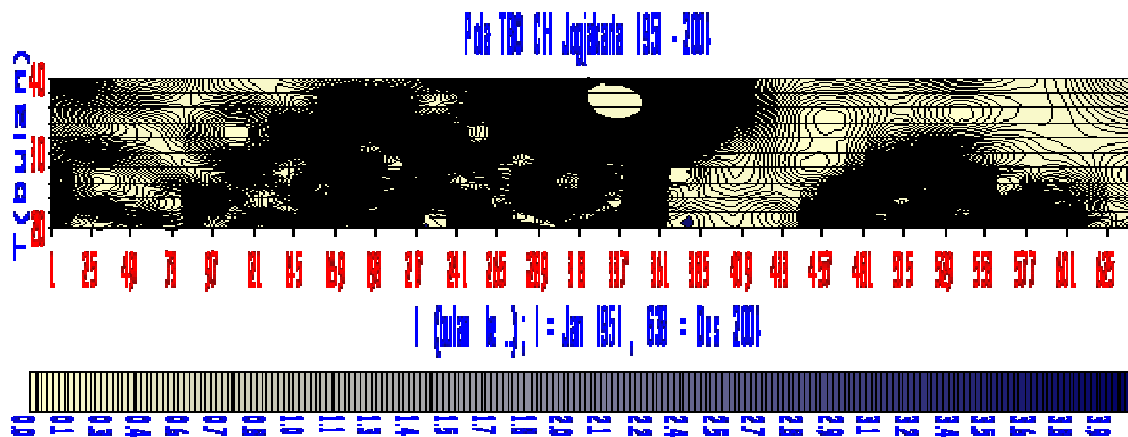
Keterangan :

Dengan memanfaatkan perangkat lunak WWZ, (Foster, 1996; Suryantoro et al., 2001), dilakukan pengolahan deret waktu data curah hujan observasi permukaan yang diperoleh di tiap-tiap daerah pengamatan tersebut dengan mengatur filter data (frekuensi atas dan bawah) sehingga diperoleh pola osilasi

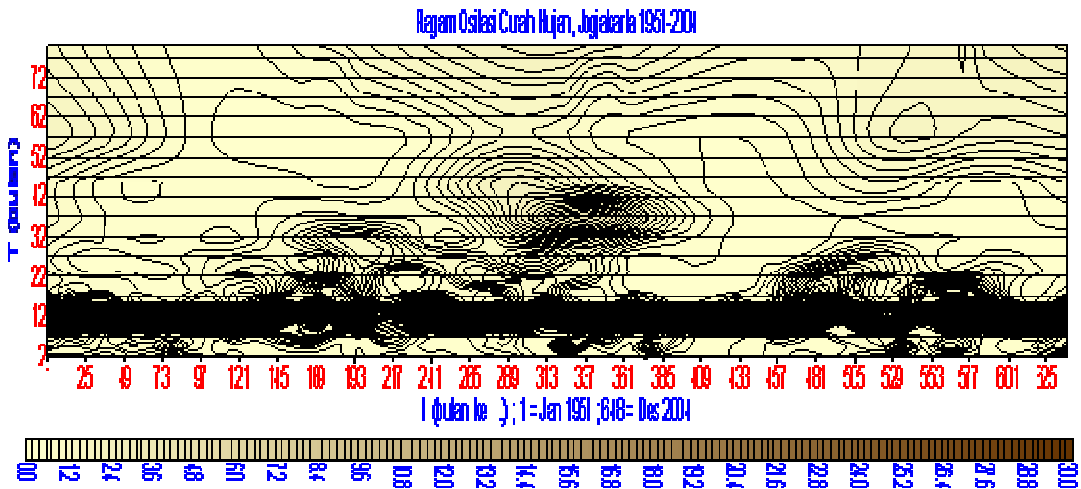
data dengan perioda sekitar 2 sampai 3 tahun (yang menunjukkan pola TBO). Kemudian dilakukan pengecekan adanya kenaikan intensitas curah hujan di satu musim panas dan penurunan intensitas curah hujan di musim panas berikutnya yang menunjukkan bahwa pada tahun yang ditinjau memang merupakan pola curah hujan TBO. Selanjutnya, dari data SSTA yang diperoleh dilakukan seleksi waktu kejadian yang sesuai dengan kejadian TBO. Langkah berikutnya dilakukan analisis pola keterkaitan pola SSTA dengan pola curah hujan TBO di daerah pengamatan yang ditinjau tersebut.

4. Hasil pengolahan data penelitian dan analisis

Hasil pengolahan data penelitian yang berupa spektra periodisitas curah hujan yang menunjukkan pola TBO dalam rentang 1951-2004 dan ragam osilasi curah hujan yang menunjukkan hubungan pola-pola osilasi setengah tahunan (SAO : Semi Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan ekuatorial, pola osilasi tahunan (AO : Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan monsunal untuk daerah pengamatan Jogjakarta disajikan dalam gambar (4.2.) dan (4.3.) di bawah ini. Hal yang analog, untuk daerah pengamatan Semarang Maritim untuk perioda pengamatan 1976-2002 disajikan dalam gambar (4.4.) dan (4.5.) berikut ini.



Gambar (4.2.) : Spektra periodisitas curah hujan yang menunjukkan pola TBO dalam rentang 1951-2004, daerah pengamatan Jogjakarta. Dalam rentang pengamatan tersebut, di Jogjakarta muncul pola TBO curah hujan sebanyak 15 kali (masing-masing ditunjukkan sebagai bentuk lingkaran/garis kontur tertutup), dengan perioda terrendah adalah 21 bulan (terjadi di tahun 1974) dan tertinggi adalah 34-39 bulan (terjadi di tahun 1978-1981).



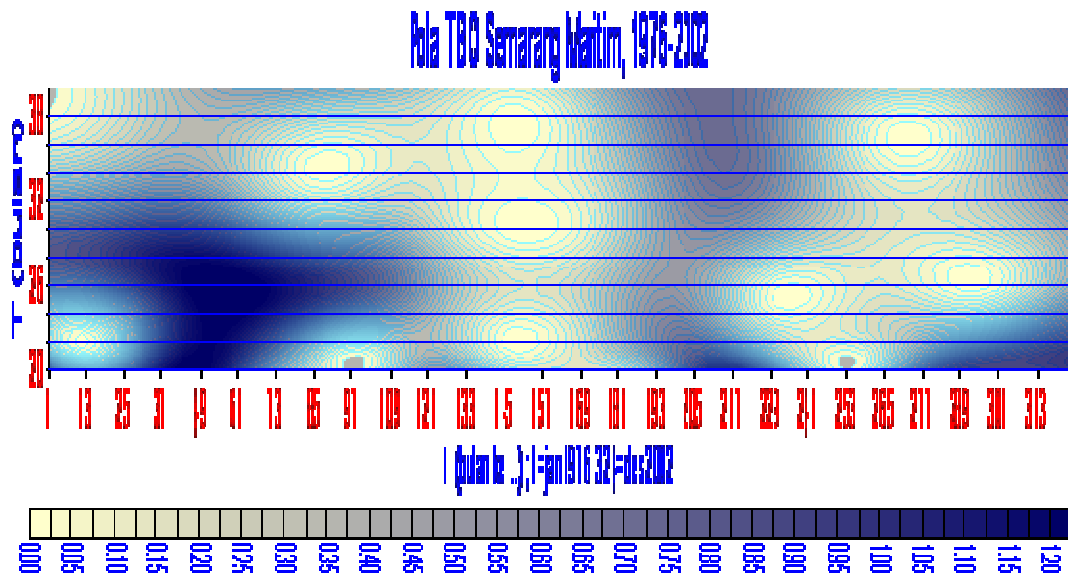
Gambar (4.3.) :Ragam osilasi curah hujan yang menunjukkan hubungan pola-pola osilasi setengah tahunan (SAO : Semi Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan ekuatorial, pola osilasi tahunan (AO : Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan monsunal, pola osilasi dua sampai tiga tahunan (TBO), pola osilasi tiga sampai tujuh tahunan (ENSO) untuk daerah pengamatan Jogjakarta dalam rentang 1951-2004.

Dari gambar (4.2.) tersebut di atas terlihat bahwa spektra curah hujan bulanan di daerah Jogjakarta dalam rentang pengamatan 1951 sampai 2004 yang menunjukkan pola TBO terjadi sebanyak 15 kali, dengan perioda TBO terendah adalah 21 bulan yang terjadi di tahun 1974, dan dengan perioda tertinggi adalah 34-39 bulan yang terjadi di tahun 1978 sampai 1981. Hal ini sekaligus mengindikasikan bahwa ragam osilasi dua tahunan (TBO) merupakan ragam osilasi yang dominan di daerah Jogjakarta dalam rentang pengamatan 1951 sampai 2004 tersebut, meskipun osilasi dua tahunan (TBO) ini muncul sebagai fenomena osilasi dengan periodisitas yang tidak reguler (ir-reguler) dan bukan satu-satunya fenomena osilasi curah hujan yang terjadi di Jogjakarta. Faktor fisis apakah yang menyebabkan kejadian ini merupakan hal ataupun topik yang sangat menarik untuk dilakukan pada tahap penelitian berikutnya, sebagai kelanjutan dari penelitian ini. Namun demikian, jika mengadopsi hasil kajian yang dilakukan oleh Li et al. (2001) ketika menganalisis model TBO yang diusulkan oleh Chang dan Li (2000), diperoleh gambaran bahwa ir-regularitas dari TBO ini paling tidak dipengaruhi oleh 4 faktor utama, yaitu α (koefisien kopling atmosfer dan lautan, yang nilainya adalah $7 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sampai $12,5 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), γ (koefisien

umpan balik termoklin dan temperatur muka laut, yang nilainya $0,12 \text{ K m}^{-1}$ sampai $0,22 \text{ K m}^{-1}$), T_w^z (gradien temperatur vertikal rata-rata di daerah Pasifik Barat tropis, yang nilainya $0,005 \times 10^{-2} \text{ K m}^{-1}$ sampai $0,020 \times 10^{-2} \text{ K m}^{-1}$) dan \bar{U}_1 (kecepatan angin zonal rata-rata tahunan di samudera India, yang nilainya 2 m s^{-1} sampai 5 m s^{-1}).

Penurunan intensitas total curah hujan di musim panas (JJA) 1974 ke musim panas berikutnya (JJA) 1975 akibat pengaruh fenomena TBO di Jogjakarta ini adalah $39 \text{ mm} - 37 \text{ mm} = 2,0 \text{ mm}$. Hal yang analog, penurunan intensitas total curah hujan di musim panas (JJA) 1978 ke musim panas berikutnya (JJA) 1979 akibat pengaruh fenomena TBO di Jogjakarta ini adalah $796 \text{ mm} - 32 \text{ mm} = 764 \text{ mm}$.

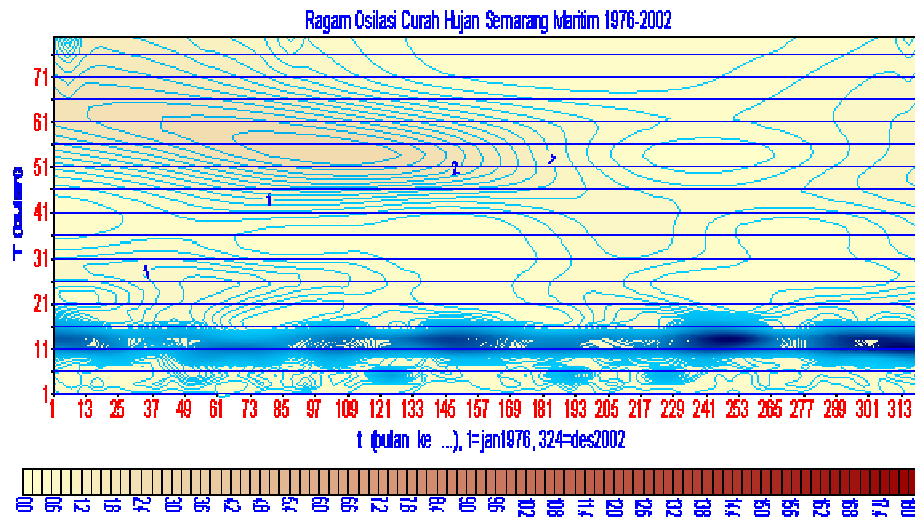
Dari gambar (4.3.) tampak bahwa pola bulanan curah hujan yang sering muncul di daerah Jogjakarta adalah pola monsun (AO : Annual Oscillation) dengan perioda antara 10 sampai 14 bulan, kemudian disusul oleh pola TBO dengan perioda sekitar 21 sampai 39 bulan, dan pola ekuatorial (SAO : Semi Annual Oscillation) dengan perioda antara 2 sampai 3 bulan. Dengan demikian, tampak bahwa berbagai pola curah hujan (SAO, AO, TBO, dan juga ENSO) merupakan pola-pola yang berpengaruh di daerah Jogjakarta dalam rentang pengamatan dari 1951 sampai 2004. Dengan perkataan lain, bahwa fenomena pergeseran daerah konvergensi inter-tropis (ITCZ : Inter-Tropical Convergence Zone) sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan ekuatorial, fenomena monsun (monsun Asia dan monsun Australia) sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan monsun, fenomena interaksi lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia dan monsun Australia, dan daerah lautan India dan Pasifik tropis sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan TBO, maupun interaksi lautan-atmosfer di daerah lautan India dan Pasifik tropis sebagai faktor utama penyebab terjadinya fenomena ENSO ini saling berinteraksi satu sama lain di daerah Jogjakarta ini.



Gambar (4.4.) : Spektra periodisitas curah hujan yang menunjukkan pola TBO dalam rentang 1976-2002, daerah pengamatan Semarang Maritim. Dalam rentang pengamatan tersebut, di Semarang muncul pola TBO curah hujan sebanyak 9 kali (masing-masing ditunjukkan sebagai bentuk lingkaran/garis kontur tertutup), dengan perioda adalah 21 bulan (terjadi di tahun 1998-1999), dan tertinggi adalah 34-38 bulan (terjadi di tahun 1988-1989).

Dari gambar (4.4.) tersebut di atas terlihat bahwa spektra curah hujan bulanan di daerah Semarang Maritim dalam rentang pengamatan 1976 sampai 2002 terjadi pola TBO sebanyak 9 kali, masing-masing ditunjukkan sebagai bentuk lingkaran/garis kontur tertutup), dengan perioda terendah yaitu dari 20 sampai 21 bulan yang terjadi di tahun 1998 sampai 1999, dan perioda TBO tertinggi yaitu dari 36 sampai 38 bulan, yang terjadi di tahun 1988 sampai 1989. Hal ini sekaligus mengindikasikan bahwa ragam osilasi dua tahunan (TBO) merupakan ragam osilasi yang dominan di daerah Semarang dalam rentang pengamatan 1976 sampai 2002 tersebut, meskipun osilasi dua tahunan (TBO) ini muncul sebagai fenomena osilasi dengan periodisitas yang tidak reguler (ir-reguler) dan bukan satu-satunya fenomena osilasi curah hujan yang terjadi di Semarang. Faktor fisis apakah yang menyebabkan kejadian ini merupakan hal ataupun topik yang sangat menarik untuk dilakukan pada tahap penelitian berikutnya, sebagai kelanjutan dari penelitian ini. Dugaan yang dapat dikemukakan dalam kasus ini adalah adanya gabungan dominasi yang signifikan dari fenomena monsun (yang dicirikan dengan munculnya tipe osilasi curah hujan

AO yang kuat) dan fenomena pergeseran ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone) yang dicirikan dengan munculnya tipe osilasi curah hujan SAO yang cukup kuat sehingga mampu meredam munculnya pengaruh regularitas perioda fenomena TBO di daerah Semarang Maritim selama rentang pengamatan yang ditinjau tersebut, sebagaimana ditunjukkan dalam gambar (4.5.) di bawah ini.

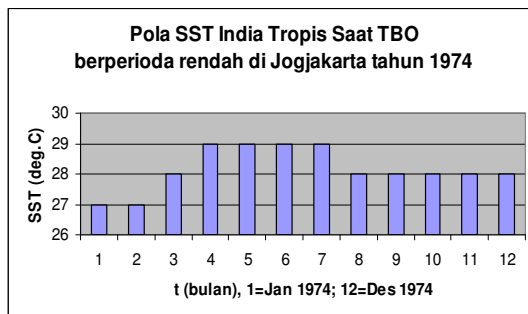


Gambar (4.5.) :Ragam osilasi curah hujan yang menunjukkan hubungan pola-pola osilasi setengah tahunan (SAO : Semi Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan ekuatorial, pola osilasi tahunan (AO : Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan monsunial, pola osilasi dua sampai tiga tahunan (TBO), pola osilasi tiga sampai tujuh tahunan (ENSO) untuk daerah pengamatan Semarang Maritim dalam rentang 1976-2002.

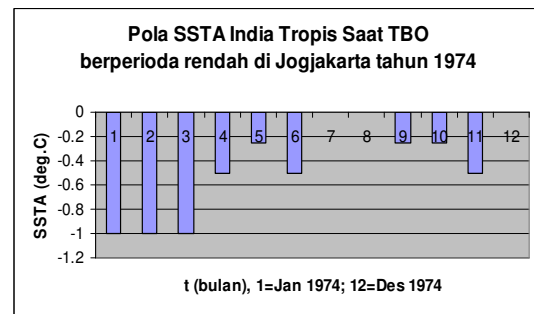
Dari gambar (4.5.) tampak bahwa pola bulanan curah hujan yang sering muncul di daerah Semarang Maritim adalah pola monsunial (AO : Annual Oscillation) dengan perioda antara 10 sampai 14 bulan, kemudian disusul oleh pola TBO dengan perioda sekitar 21 sampai 38 bulan, dan pola ekuatorial (SAO : Semi Annual Oscillation) dengan perioda antara 2 sampai 3 bulan, dan terakhir adalah pola curah hujan akibat pengaruh fenomena ENSO yang memiliki perioda 3 sampai 7 tahun. Hal ini berarti bahwa berbagai pola curah hujan (SAO, AO, TBO, dan juga ENSO) merupakan pola-pola yang berpengaruh di daerah Semarang Maritim dalam rentang pengamatan dari 1976 sampai 2002. Dengan perkataan lain, bahwa fenomena pergeseran daerah konvergensi inter-tropis (ITCZ : Inter-Tropical Convergence Zone) sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan ekuatorial, fenomena monsun (monsun Asia dan monsun

Australia) sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan musonal, fenomena interaksi lautan-daratan-atmosfer di daerah monsun Asia dan monsun Australia, dan daerah lautan India dan Pasifik tropis sebagai faktor utama penyebab terjadinya pola curah hujan TBO, maupun interaksi lautan-atmosfer di daerah lautan India dan Pasifik tropis sebagai faktor utama penyebab terjadinya fenomena ENSO ini saling berinteraksi satu sama lain di daerah Semarang ini.

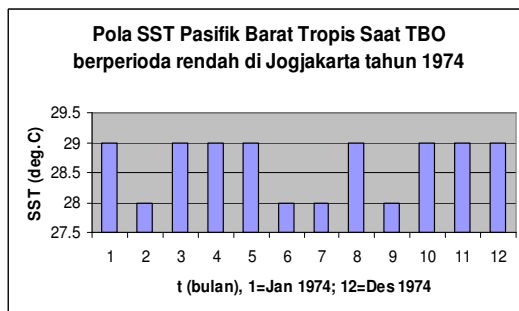
Adapun pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah ditinjau tersebut (Jakarta, Karawang, Ciamis, Semarang, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya) secara umum menunjukkan pola anomali negatif, yang berarti memiliki suhu yang lebih rendah (dingin) dibandingkan keadaan normalnya. Sebagai contoh, untuk daerah Jogjakarta pada saat terjadi TBO dengan perioda rendah (21 bulan) pada tahun 1974 ditunjukkan oleh gambar-gambar (4.6.), (4.7.), (4.8.) dan (4.9.) berikut ini :



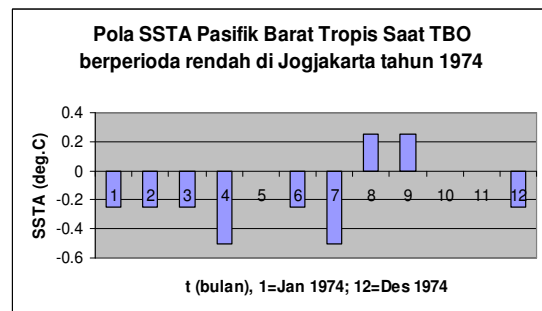
Gambar (4.6.) : Pola SST samudera India tropis saat TBO berperioda rendah (21 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974.



Gambar (4.7.) : Pola SSTA samudera India tropis saat TBO berperioda rendah (21 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974

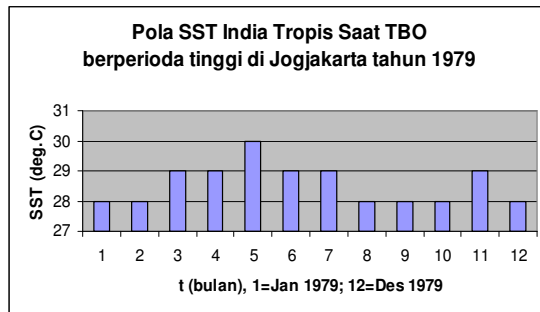


Gambar (4.8.) : Pola SST Pasifik Barat tropis saat TBO berperioda rendah (21 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974.

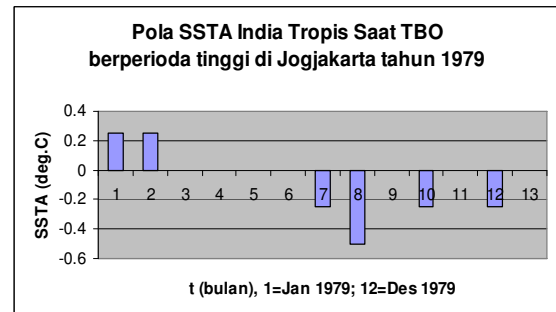


Gambar (4.9.) : Pola SSTA Pasifik Barat tropis saat TBO berperioda rendah (21 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974.

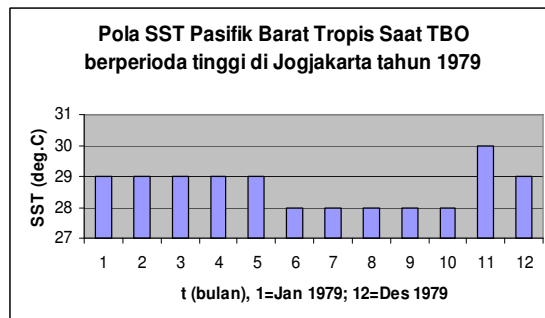
Hal yang analog, untuk contoh daerah Jogjakarta pada saat terjadi TBO dengan perioda tinggi (34 sampai 39 bulan) pada tahun 1978 sampai 1981, disajikan oleh gambar-gambar (4.10.), (4.11.), (4.12.) dan (4.13.) berikut ini.



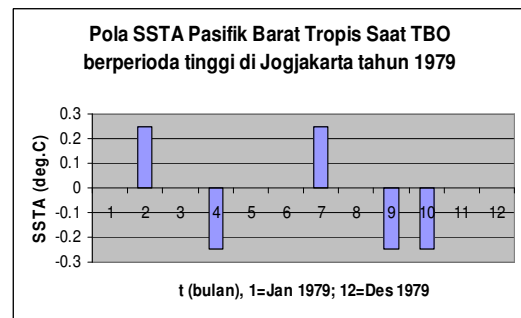
Gambar (4.10.) : Pola SST samudera India tropis saat TBO berperioda tinggi (34-39 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974.



Gambar (4.11.) : Pola SSTA samudera India tropis saat TBO berperioda tinggi (34-39 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1974.



Gambar (4.12.) : Pola SST Pasifik Barat tropis saat TBO berperioda tinggi (34-39 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1978-1981.



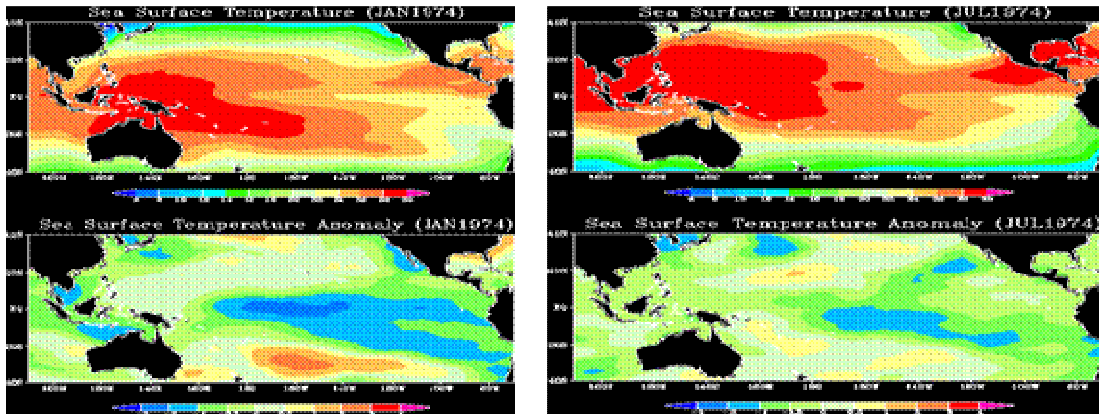
Gambar (4.13.) : Pola SSTA Pasifik Barat tropis saat TBO berperioda tinggi (34-39 bulan) terjadi di Jogjakarta pada tahun 1978-1981.

Secara umum, dari pengolahan data penelitian daerah pengamatan lainnya seperti daerah Jakarta, Karawang, Ciamis, Cilacap, dan Surabaya (dimana gambar-gambar yang berupa spektra periodisitas curah hujan yang menunjukkan pola TBO dalam rentang pengamatan dan ragam osilasi curah hujan yang menunjukkan hubungan pola-pola osilasi setengah tahunan (SAO : Semi Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan ekuatorial, pola osilasi tahunan (AO : Annual Oscillation) sebagai indikasi pola curah hujan monsunial di daerah pengamatan, maupun pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh

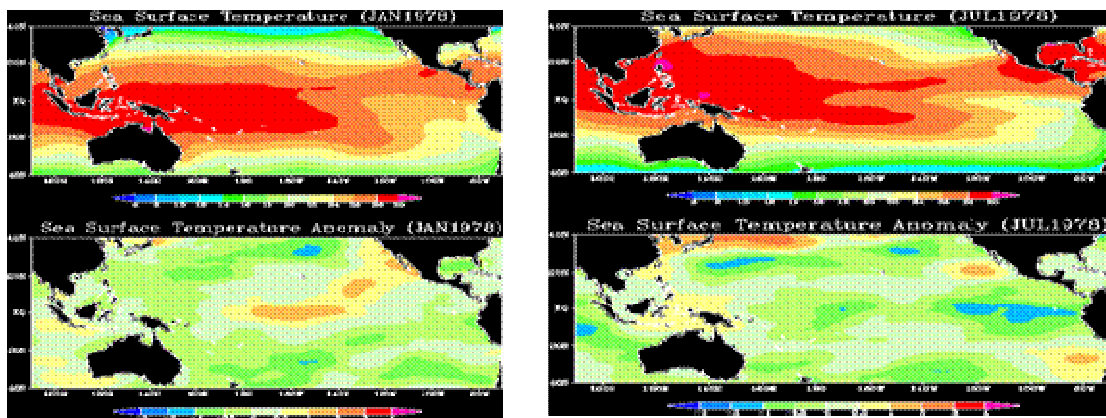
dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah ditinjau tersebut tidak ditampilkan pada makalah ini, mengingat pembatasan jumlah halaman) menunjukkan hal yang analog dengan keadaan daerah Jogjakarta (meskipun tidak sama persis). Hal yang dimaksud disini adalah, bahwa pola TBO curah hujan merupakan ragam osilasi yang dominan di daerah-daerah dan dalam rentang pengamatan yang ditinjau tersebut, meskipun osilasi dua tahunan (TBO) ini muncul sebagai fenomena osilasi dengan periodisitas yang tidak reguler (ir-reguler) dan bukan satu-satunya fenomena osilasi curah hujan yang terjadi di daerah yang ditinjau tersebut. Dengan perkataan lain, di daerah tersebut juga muncul ragam osilasi SAO (Semi Annual Oscillation), AO (Annual Oscillation) dan ENSO (El-Nino Southern Oscillation).

Demikian pula halnya, untuk pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah Jakarta, Karawang, Ciamis, Cilacap, dan Surabaya. Secara umum, saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah yang ditinjau tersebut maka anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis juga menunjukkan pola anomali negatif, yang berarti memiliki suhu yang lebih rendah (dingin) dibandingkan keadaan normalnya. Dan secara garis besar, dari pengolahan data penelitian diperoleh hasil bahwa perioda TBO curah hujan yang terjadi di daerah-daerah yang ditinjau tersebut adalah 21-37 bulan (Jakarta Kemayoran), 21-35 bulan (Karawang), 22-39 bulan (Ciamis), 21-37 bulan (Cilacap), 21-38 bulan (Semarang Maritim), 21-39 bulan (Jogjakarta) dan terakhir adalah 21-34 bulan (Surabaya Tanjung Perak).

Gambaran umum pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah Jogjakarta untuk Januari dan Juli 1974 dan 1978 disajikan dalam gambar (4.14.), (4.15.), (4.16.), dan (4.17.) berikut ini :



Gambar (4.14.) dan (4.15.) : Pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah Jogjakarta untuk Januari 1974 (gambar kiri) dan Juli 1974 (gambar kanan).



Gambar (4.16.) dan (4.17.) : Pola suhu muka laut (SST) dan anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah Jogjakarta untuk Januari 1978 (gambar kiri) dan Juli 1978 (gambar kanan).

5. Kesimpulan

Fenomena osilasi dua tahunan troposfer (TBO : Tropospheric Biennial Oscillation) merupakan suatu fenomena yang berpengaruh terhadap pola curah hujan di beberapa daerah pesisir Jawa, seperti : Jakarta Kemayoran, Karawang, Ciamis, Semarang Maritim, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya Tanjung Perak, meskipun fenomena TBO ini muncul sebagai fenomena yang bukan periodik murni (memiliki ir-regularitas perioda) dan bukan merupakan satu-satunya fenomena osilasi dominan yang muncul di daerah tersebut. Dengan perkataan lain,

di daerah tersebut juga muncul ragam osilasi SAO (Semi Annual Oscillation), AO (Annual Oscillation) dan ENSO (El-Nino Southern Oscillation). Periode TBO curah hujan yang terjadi di daerah-daerah Jakarta Kemayoran adalah 21-37 bulan, Karawang Jawa Barat adalah 21 sampai 35 bulan, Ciamis Jawa Barat adalah 22-39 bulan, Cilacap adalah 21-37 bulan, Semarang Maritim adalah 21-38 bulan, Jogjakarta adalah 21-39 bulan, serta terakhir untuk daerah Surabaya Tanjung Perak adalah 21-34 bulan. Pada saat TBO berpengaruh dominan terhadap pola curah hujan di daerah-daerah Jakarta, Karawang, Ciamis, Cilacap, Jogjakarta dan Surabaya maka anomali suhu muka laut (SSTA) di samudera India dan samudera Pasifik tropis menunjukkan pola anomali negatif, yang berarti memiliki suhu yang lebih rendah (dingin) dibandingkan keadaan normalnya.

Pengolahan data curah hujan untuk seluruh Jawa atau bahkan jika mungkin untuk seluruh wilayah Benua Maritim Indonesia dengan resolusi spasial yang lebih rapat dianjurkan untuk dilakukan, sehingga dapat diperoleh gambaran ragam osilasi curah hujan di Indonesia secara keseluruhan.

Ucapan Terimakasih

Diucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada Dra.Juniarti Visa atas bantuan pengumpulan data curah hujan observasi permukaan yang digunakan dalam penelitian ini. Terimakasih juga disampaikan kepada Drs. Bambang Siswanto, M.Si. dan Ir. Halimurrahman, M.T. atas saran-saran dan diskusi yang konstruktif selama ini. Penelitian ini merupakan bagian dari hasil Program Penelitian dan Pengembangan Ilmu Pengetahuan dan Teknologi, Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN) Tahun Anggaran 2007, Kode Proyek P-9, dengan Peneliti Utama : Drs.Arief Suryantoro, M.Si.

Daftar Pustaka

- Chang,C.P. and T.Li, 2000, A Theory for the Tropospheric Biennial Oscillation, *J.of Atmos.Sci.*, **vol.57 no.14**, 2209-2224.
- Foster,G., 1996, Wavelets for Period Analysis of Unevenly Sampled Time Series, *The Astronomical Journal*, **v.112 no.4**, 1709-1729.
- Li,T., C.W.Tam, and C.P.Chang, 2001, A Coupled Air-Sea-Monsoon Oscillator for the Tropospheric Biennial Oscillation, *J.of Climate*, **14**, 752-764.
- Li,T., P.Liu, X.Fu, B.Wang, and G.A.Meehl, 2006 : Spatiotemporal Structures and Mechanism of the Tropospheric Biennial Oscillation in the Indo-Pacific Warm Ocean Regions, *J.of Climate*, **19**, 3070-3087.

Suryantoro,A., M.A.Ratag, T.Harjana, B.Tjasyono H.K., 2001, Model Deret Waktu Aktivitas Konveksi di Benua Maritim Indonesia dan Sekitarnya Berbasis Transformasi Wavelet, *Prosiding Temu Ilmiah Prediksi Cuaca dan Iklim Nasional, Bandung 11 Juli 2000*, Lembaga Penerbangan dan Antariksa Nasional (LAPAN), Jakarta, 113-122.

TCC,2007, : Welcome! El-Nino Monitoring and Outlook, <http://cpd2.kishou.go.jp/tcc/products/elnino>

Webster,P.J., T.N.Palmer, V.O.Magana, J.Shukla, R.A.Thomas, T.M. Yanai and A.Yasunari, 1998, The Monsoon : Processes, Predictability and the Prospects for Prediction, *J.Geophys.Res.*, **103 (c7)**, 14451-14510.

Yu,J.Y., S.P.Weng, and J.D.Ferara, 2003 : Ocean Roles in the TBO Transitions of the Indian-Australian Monsoon System, *J.of Climate*, **16**, 3072-3080.