

VARIABILITAS CURAH HUJAN INDONESIA DAN HUBUNGANNYA DENGAN ENSO/IOD: ESTIMASI MENGGUNAKAN DATA JRA-25/JCDAS

*RAINFALL VARIABILITY OVER INDONESIA AND ITS RELATION TO ENSO/IOD:
ESTIMATED USING JRA-25/JCDAS*

Rahmat Hidayat^{1*} dan Kentaro Ando²

¹ Departemen Geofisika dan Meteorologi,

Gedung FMIPA, Jl. Meranti Wing 19 Lv. 4 Kampus IPB Darmaga Bogor 16680

² Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokouska, Japan

* Corresponding author; email: rahmat.hidayat.asad@gmail.com

Penyerahan Naskah: 4 Januari 2013

Diterima untuk diterbitkan: 3 Maret 2014

ABSTRACT

Rainfall variability over Indonesia and its relation to El Niño – Southern Oscillation (ENSO) and the Indian Ocean Dipole (IOD) events were investigated using the Japanese 25-year reanalysis/Japan Meteorological Agency (JMA) Climate Data Assimilation System (JRA-25/ JCDAS). The JRA-25 data consistently depicts seasonal variation of Indonesian rainfall with a wet season that peaks at December-January and a dry season that peaks in July-August when the convection belt moved northward. Composite analysis of rainfall, sea surface temperature and low-level wind anomalies have shown that the impact of ENSO/IOD on rainfall variations in Indonesia is clearly dominant during dry season. Drought conditions typically occur during El Niño years when SST anomalies surrounding Indonesia are cool and walker circulation is weakened, resulting in anomalous surface easterlies across Indonesia. In contrast, in the wet season, the weakening of the relationship between ENSO and Indonesian rainfall is linked to the transition between surface southeasterlies to northwesterlies. At this time persistent surface easterly anomalies across Indonesia superimposed on the climatological mean winds during a warm phase of ENSO event acts to reduce the wind speed resulting reduced the negative DJF rainfall anomalies.

Keywords: ENSO, Indonesian rainfall, IOD, JRA-25/JCDAS

Sitasi: Hidayat R. dan Ando K. 2014. Variabilitas curah hujan Indonesia dan hubungannya dengan ENSO/IOD: Estimasi menggunakan data JRA-25/JCDAS. *J Agromet Indonesia*. 28(1):1-8.

PENDAHULUAN

Benua maritim Indonesia merupakan daerah yang memiliki suhu permukaan laut (SPL) paling hangat dibandingkan dengan daerah sekitarnya. Kondisi geografis ini menjadi faktor pendukung terjadinya konveksi massa udara kuat dan berfungsi sebagai ‘mesin’ yang menggerakkan sirkulasi atmosfer pada skala global melalui penarikan dan pelepasan sejumlah panas laten penguapan.

Beberapa penelitian telah dilakukan dalam mengkaji keterkaitan anomali curah hujan di Indonesia dan fenomena ENSO di ekuatorial Pasifik seperti oleh Hackert dan Hastenrath (1986). Selanjutnya, Hamada *et al.* (2002); Aldrian dan Susanto (2003) memaparkan bahwa pengaruh ENSO

terhadap anomali curah hujan di Indonesia terlihat lebih jelas pada musim kering (*dry season*) yaitu Juni sampai Agustus (JJA) dan pada musim peralihan yaitu September sampai November (SON) dibandingkan pada musim basah bulan Desember sampai Januari (DJF) saat anomali positif SPL di Samudera Pasifik mencapai puncak. Sejak fenomena IOD – fenomena menyerupai ENSO di ekuatorial Samudera Hindia – diperkenalkan oleh Saji *et al.* (1999), sejumlah penelitian memaparkan bahwa proses interaksi laut-atmosfer oleh IOD mempengaruhi pola anomali curah hujan di daerah tropis dan di beberapa wilayah lintang menengah melalui telekoneksi (Yamagata *et al.*, 2004; Ummenhofer *et al.*, 2009).

Kejadian IOD positif (pIOD) dicirikan dengan anomali negatif (lebih dingin dari rata-rata) SPL di sebelah timur Samudera Hindia yang berbatasan dengan pantai barat Sumatera dan selatan Jawa. Sebaliknya kejadian IOD negatif (nIOD) dicirikan dengan anomali positif (lebih hangat dari rata-rata) SPL di sebelah barat samudera Hindia. Sebagai konsekuensi, pIOD menyebabkan perpindahan konveksi massa udara dari bagian timur Samudera Hindia bergerak menuju ke atas kolam hangat SPL di bagian barat Samudera Hindia. Perpindahan daerah konveksi ini membawa uap air yang cukup menyebabkan curah hujan yang tinggi di wilayah Afrika bagian timur, Bangladesh dan beberapa daerah lain. Sebaliknya, kekeringan terjadi di beberapa wilayah seperti Indonesia dan Australia serta kejadian musim panas yang ekstrim di beberapa wilayah Eropa dan Asia timur seperti Jepang dan Cina bagian selatan (Saji dan Yamagata, 2003). Penelitian tersebut di atas menyimpulkan bahwa secara umum anomali curah hujan di Indonesia dipengaruhi variabilitas iklim skala global/regional yakni kejadian El Niño di Samudera Pasifik dan kejadian pIOD di Samudera Hindia.

Sejak era satelit untuk observasi data dimulai pada tahun 1979, sumber data yang dapat diakses dalam melakukan studi iklim, kelautan dan interaksi antar keduanya semakin beragam. Sejalan dengan itu era model numerik dan teknologi observasi yang semakin baik, sehingga data observasi (*in-situ*), data satelit, hasil luaran model numerik dan data hasil reanalisis (data yang diperoleh dengan menggabungkan observasi, satelit dan model numerik dengan pendekatan tertentu) lebih baik dari sisi kualitas maupun kesinambungan data. Penelitian ini bertujuan menganalisis pengaruh variasi iklim antar tahunan (*interannual variation*) dalam hal ini fenomena ENSO/IOD terhadap variabilitas curah hujan di Indonesia dengan menggunakan data *the Japanese 25-year reanalysis/Japan Meteorological Agency (JMA) Climate Data Assimilation System (JRA-25/JCDAS)*.

METODE PENELITIAN

Data yang digunakan adalah data curah hujan JRA-25/JCDAS periode 1979-2009. Data ini merupakan data rata-rata bulanan dengan resolusi spektral T106 atau setara dengan 120 km grid horizontal dan 40 lapisan vertikal (Onogi *et al.*, 2005). JRA-25 merupakan produk data set pertama yang dilakukan di Asia dengan rentang waktu cukup panjang (1979–sekarang). Data ini dihitung dengan menggabungkan hasil model numerik badan meteorologi Jepang (JMA) dan data observasi untuk menghasilkan data reanalisis dengan kualitas yang

konsisten untuk keperluan riset, monitoring dan prediksi. Data JRA25 dapat diunduh di <http://www.jreap.org/indexe.html> yang meliputi beberapa variabel atmosfer seperti total curah hujan, medan angin, kelembapan dan lain-lain. Selanjutnya, digunakan juga komponen data angin timur-barat (*zonal*) dan utara-selatan (*meridional*) pada paras permukaan atmosfer (1000 mb) yang diperoleh dari *National Center for Environmental Prediction – Department of Energy (NCEP-DOE) reanalysis 2* periode 1979-2009 dengan resolusi spasial 2,5×2,5 derajat (Kanamitsu *et al.*, 2002). Data suhu permukaan laut (SPL) yang digunakan adalah *the Extended Reconstruction Sea Surface Temperature (ERSST)* versi 3 (Smith *et al.*, 2008). Data SPL ini memiliki resolusi spasial 2×2 derajat dengan periode 1982–2009.

Indeks ENSO diperoleh dengan menghitung rata-rata luasan anomali SPL pada daerah Niño 3.4 (190° BT – 240° BT dan 5° LS – 5° LU) berdasarkan definisi El Niño mengacu pada Trenberth (1997). Selanjutnya, mengacu pada Saji *et al.* (1999), indeks *dipole mode* (DMI) diperoleh dengan menghitung perbedaan anomali SPL di sebelah barat (50° – 70° BT dan 10° LS – 10° LU) dan sebelah timur (90° BT – 110° BT dan 10° LS – 0° ekuator) daerah ekuatorial Samudera Hindia. Rata-rata musiman (klimatologi) diperoleh dengan menghitung rata-rata data bulanan selama 31 tahun (1979–2009) pada setiap grid data. Selanjutnya, anomali bulanan untuk ketiga dataset (curah hujan, medan angin dan SPL) diperoleh dengan cara mengurangkan data bulanan (*raw data*) dengan nilai klimatologi. Agar analisis data fokus pada sinyal variasi antar tahunan (*interannual signal*), 5-bulan *running-mean filter* diaplikasikan pada data anomali untuk mereduksi sinyal-sinyal frekuensi yang lebih tinggi (*higher frequency*) seperti pengaruh Madden-Julian Oscillation (MJO). Selanjutnya dilakukan analisis komposit yaitu dengan menghitung rata-rata anomali pada tahun-tahun kejadian ENSO dan IOD.

HASIL DAN PEMBAHASAN

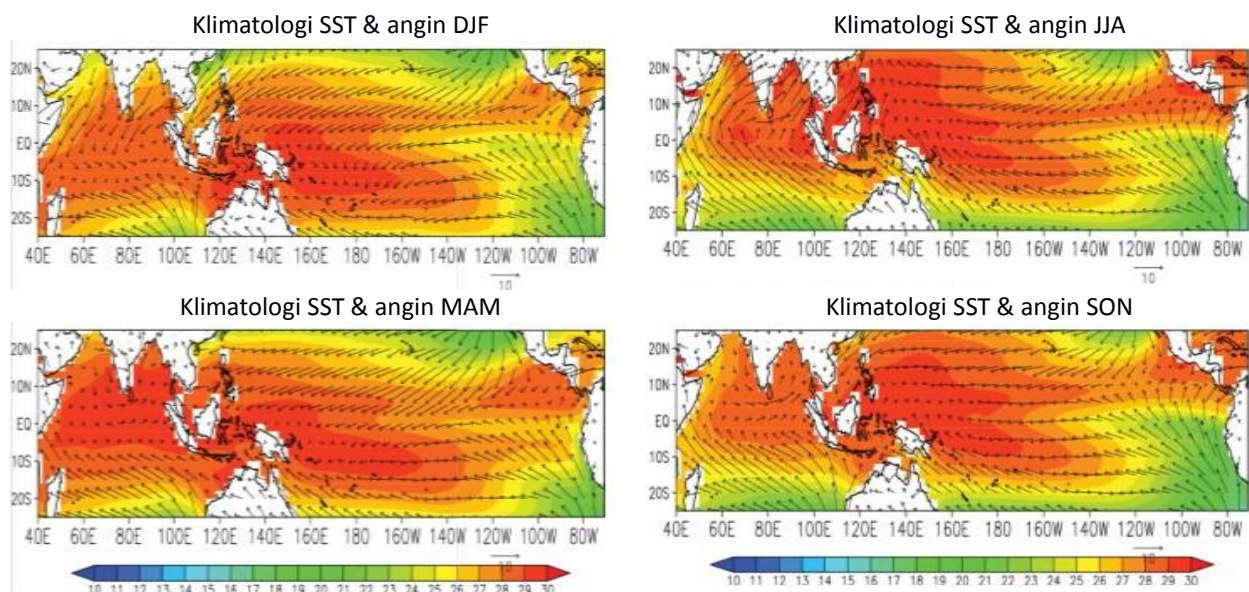
Variasi Musiman SPL, Angin Permukaan dan Curah Hujan

Kondisi klimatologi global diperoleh dengan menghitung rata-rata curah hujan pada setiap musim JJA, SON, DJF dan MAM pada kurun waktu 1979–2009. Gambar 1 menunjukkan pola sebaran SPL dan angin permukaan pada setiap musim. Secara umum, rata-rata klimatologi SPL terlihat tinggi sepanjang tahun dengan nilai maksimum (>29°C) di belahan bumi utara (BBU) pada musim JJA dan SON. Sementara pada musim DJF dan MAM nilai maksimum SPL cenderung terpusat di daerah

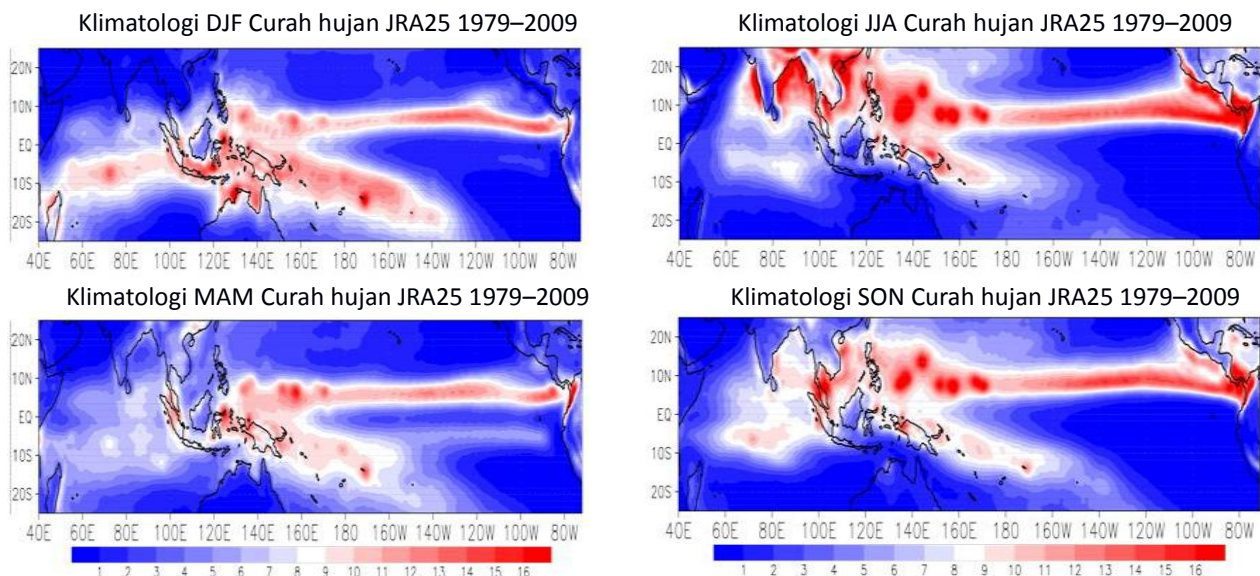
ekuator. Distribusi angin permukaan terlihat kuat dari arah timur laut (*northeasterly*) melintasi ekuator dan berbalik arah menuju tenggara yang dikenal sebagai monsun Asia (*the northwest monsoon*). Kondisi ini memicu besarnya massa uap air yang dibawa dan selanjutnya meningkatkan curah hujan di Indonesia. Sementara kondisi sebaliknya terjadi pada musim JJA dimana angin utama bergerak ke arah barat laut (*southwesterly*) dan berbelok saat melintasi Samudera Hindia menuju BBU yang dikenal sebagai monsun Australia. Pada kondisi ini curah hujan di Indonesia mencapai fase minimum atau musim kemarau.

Distribusi pola curah hujan (Gambar 2) menunjukkan pola yang konsisten dengan SPL dan angin permukaan dimana pola dan pergerakan *Inter-*

Tropical Convergence Zone (ITCZ) dan *South Pacific Convergence Zone* (SPCZ) terlihat jelas. Klimatologi curah hujan Indonesia terlihat maksimum pada musim DJF dimana rata-rata curah hujan relatif tinggi (mencapai 16 mm/hari) di sebagian besar wilayah Indonesia. Sebaliknya curah hujan relatif lebih rendah di Indonesia pada musim JJA. Distribusi musiman curah hujan ini konsisten dengan pola pergerakan angin utama dan sebaran SPL pada Gambar 1. Lebih lanjut, pola dan distribusi curah hujan JRA25 ini juga konsisten dengan beberapa dataset yang berasal dari data satelit seperti *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), data reanalisis seperti *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP).



Gambar 1. Klimatologi SPL (warna) dan angin permukaan (vektor) periode 1979-2009 pada musim DJF, MAM, JJA dan SON. Unit SPL adalah derajat celcius dan unit angin permukaan adalah meter/detik.



Gambar 2. Klimatologi curah hujan periode 1979-2009 pada musim DJF, MAM, JJA dan SON. Unit adalah mm/hari.

Dampak ENSO/IOD terhadap Anomali Curah Hujan Indonesia

• Komposit anomali curah hujan

Pada penelitian ini, analisis komposit dilakukan untuk melihat dampak ENSO dan IOD terhadap anomali curah hujan Indonesia. Gambar 3 menunjukkan indeks Niño 3.4 dan DMI yang dihitung dengan merata-ratakan luasan anomali SPL pada daerah Niño 3.4 di Samudera Pasifik dan IOD di Samudera Hindia. Terlihat bahwa pada tahun 1982–1983 dan 1997–1998 adalah tahun-tahun kejadian El Niño terkuat dimana anomali positif SPL berkisar 2,5°C. Hal menarik lainnya pada Gambar 3 adalah terdapat tahun-tahun kejadian ENSO yang bertepatan dengan kejadian IOD seperti pada tahun 1982 dan 1997 (El Niño kuat) ataupun 2006 (El Niño moderat).

Menurut Rao *et al.* (2002) bahwa secara statistik sekitar 30% kejadian IOD terjadi bersamaan dengan tahun-tahun El Niño. Hal ini mengindikasikan bahwa El Niño dan IOD bukanlah dua fenomena yang independen melainkan terdapat keterkaitan antar keduanya. Namun demikian sekitar 70% kejadian ENSO dan IOD tidaklah bertepatan mengindikasikan kompleksnya proses fisis dan dinamika antar keduanya. Mengacu definisi El Niño oleh Trenberth (1997) dan IOD oleh Saji *et al.* (1999), diperoleh tahun-tahun kejadian ENSO dan IOD (Gambar 3) yang disarikan pada Tabel 1.

Selanjutnya peta komposit anomali curah hujan pada tahun kejadian ENSO dan IOD yang diperoleh dengan menghitung rata-rata anomali curah hujan berdasarkan klasifikasi tahun kejadian yang ditunjukkan pada Tabel 1. Secara umum distribusi spasial anomali negatif curah hujan terjadi pada tahun-tahun El Niño dan pIOD sementara anomali positif curah hujan terjadi pada tahun-tahun La Niña dan nIOD. Gambar 4 menunjukkan peta komposit anomali curah hujan pada tahun kejadian El Niño yakni 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992, 1994/1995, 1997/1998, 2002/2003, 2006/2007 pada setiap musim. Terlihat bahwa secara umum anomali negatif curah hujan di darat dan laut terjadi pada JJA dan SON kecuali pada bagian utara Kalimantan dan Sumatera dimana terlihat cenderung positif. Penelitian Chang *et al.* (2004) menyebutkan bahwa pengaruh ENSO terhadap variasi curah hujan di daerah barat Indonesia terutama Sumatera bagian utara tidak signifikan ditandai oleh kecilnya korelasi antara Niño 3 indeks dengan variasi curah hujan di utara Sumatera. Lebih lanjut mereka memaparkan bahwa rendahnya korelasi ini dipengaruhi oleh anomali sirkulasi Walker dan sirkulasi permukaan yang berpusat di Filipina. Selain itu, kombinasi topografi pantai barat Sumatera dan *cross-equatorial flow* merupakan faktor lain yang mempengaruhi variasi curah hujan di daerah tersebut.

Kondisi yang berbeda pada musim DJF dan MAM dimana terlihat anomali curah hujan umumnya positif dan cenderung normal. Hal ini mengindikasikan bahwa dampak El Niño terhadap penurunan curah hujan Indonesia pada DJF dan MAM relatif tidak terlihat jelas.

Selanjutnya, peta komposit anomali curah hujan Indonesia pada tahun-tahun kejadian pIOD yaitu tahun 1982, 1983, 1994, 1997, 2006, dan 2007 dapat dilihat pada Gambar 5. Pola telekoneksi spasial pIOD terhadap curah hujan Indonesia ini mirip dengan kejadian El Niño dimana secara umum anomali negatif curah hujan terjadi pada JJA dan SON. Sementara pada DJF dan MAM curah hujan terlihat anomali positif. Dilihat dari besaran jumlah curah hujan, dampak pIOD terhadap penurunan curah hujan cenderung lebih besar dibanding pada kejadian El Niño khususnya pada SON dimana IOD mencapai fase puncak (*mature phase*). Berbeda dengan kejadian El Niño, siklus IOD ini mulai terbentuk (*development phase*) pada bulan Juni-Juli, mencapai puncaknya (*mature phase*) pada bulan September-Oktober dan berakhir (*termination phase*) pada bulan November.

Evolusi Anomali SPL dan Anomali Angin Permukaan

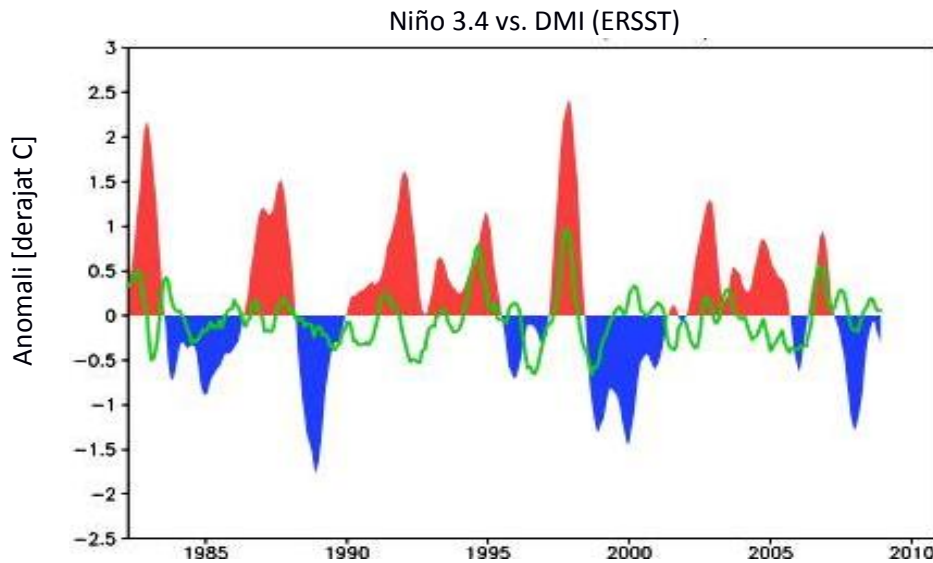
Dampak kejadian El Niño/pIOD terhadap penurunan jumlah curah hujan Indonesia lebih terlihat jelas terlihat pada JJA dan SON. Hal ini dapat dijelaskan pada Gambar 6. Gambar 6 menunjukkan evolusi distribusi spasial anomali SPL dan angin permukaan pada tahun kejadian El Niño. Dimulai dari bulan Juni-Juli, anomali SPL cenderung positif di ekuatorial Pasifik dan anomali SPL cenderung negatif di wilayah Indonesia. Hal ini mengakibatkan terjadinya perbedaan gradien SPL Pasifik dan Indonesia dimana memicu terbentuknya area tekanan rendah di daerah Pasifik dan area tekanan tinggi di sekitar wilayah Indonesia. Sebagai konsekuensinya terjadi peningkatan kecepatan angin yang bergerak ke timur dan menyebabkan terbentuknya pusat konveksi di atas Samudera Pasifik. Sebaliknya di sekitar Indonesia terbentuk area divergensi. Fenomena ini dikenal sebagai anomali sirkulasi Walker. Proses ini mencapai puncak sekitar bulan September-Oktober yang ditandai dengan semakin besar perbedaan gradien tekanan sehingga menyebabkan divergensi yang kuat memicu anomali negatif curah hujan dan memperparah musim kering di Indonesia. Sebaliknya, memasuki bulan Desember yang merupakan awal dari fase puncak ENSO di Pasifik, terlihat bahwa perbedaan gradien SPL mulai melemah ditandai dengan menghangatnya SPL di sebelah barat Indonesia dan anomali angin permukaan mulai melemah. Sebagai konsekuensi, daerah konveksi

mulai tumbuh di wilayah Indonesia. Proses ini berlangsung terus dan mencapai puncak pada Januari-Februari. Pada DJF persisten angin permukaan yang bergerak ke barat diperkuat dengan

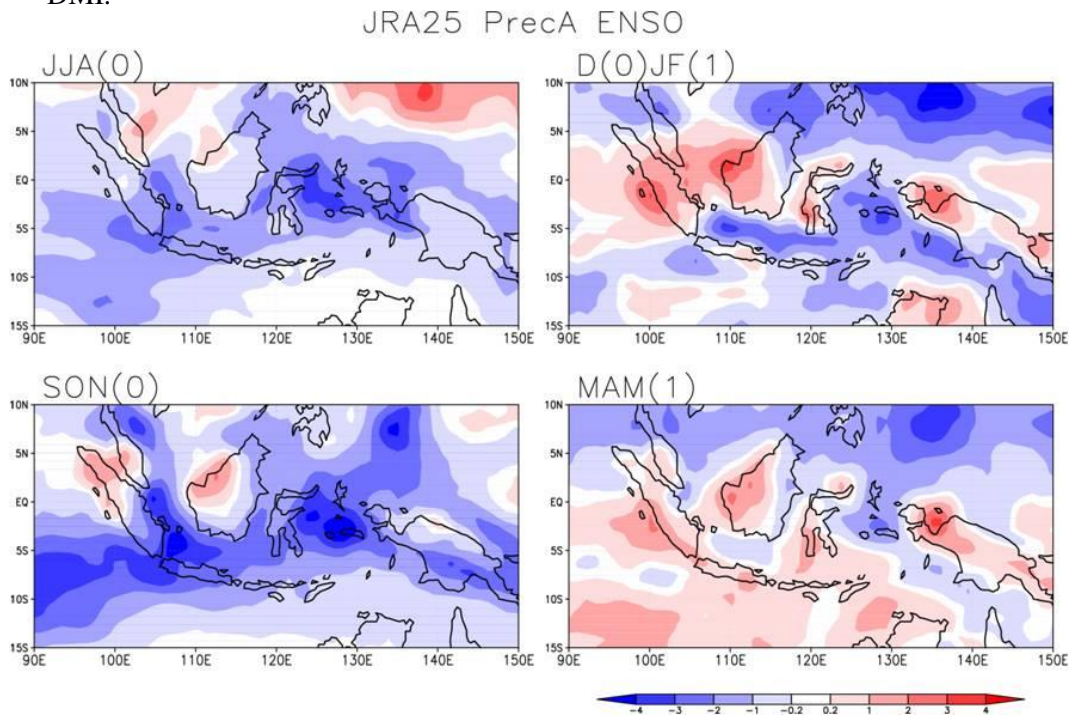
angin utama oleh monsun Asia yang bertindak melemahkan angin timuran kemudian mereduksi penurunan curah hujan sehingga anomali curah hujan di wilayah Indonesia tetap positif/surplus.

Tabel 1. Tahun kejadian ENSO dan IOD.

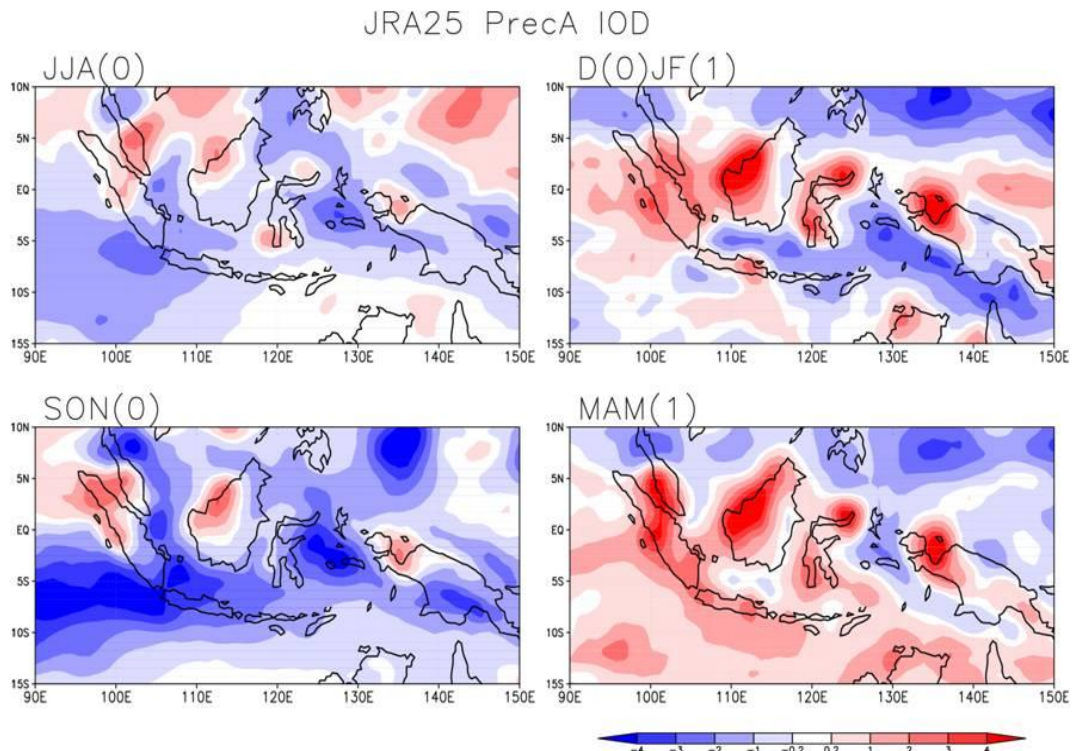
Kejadian	Tahun
El Niño	1982-83, 1986-87, 1991-92, 1994-95, 1997-98, 2002-03, 2006-07
La Niña	1985, 1988, 1998, 1999
pIOD	1982, 1983, 1994, 1997, 2006, 2007
nIOD	1989, 1992, 1993, 1996



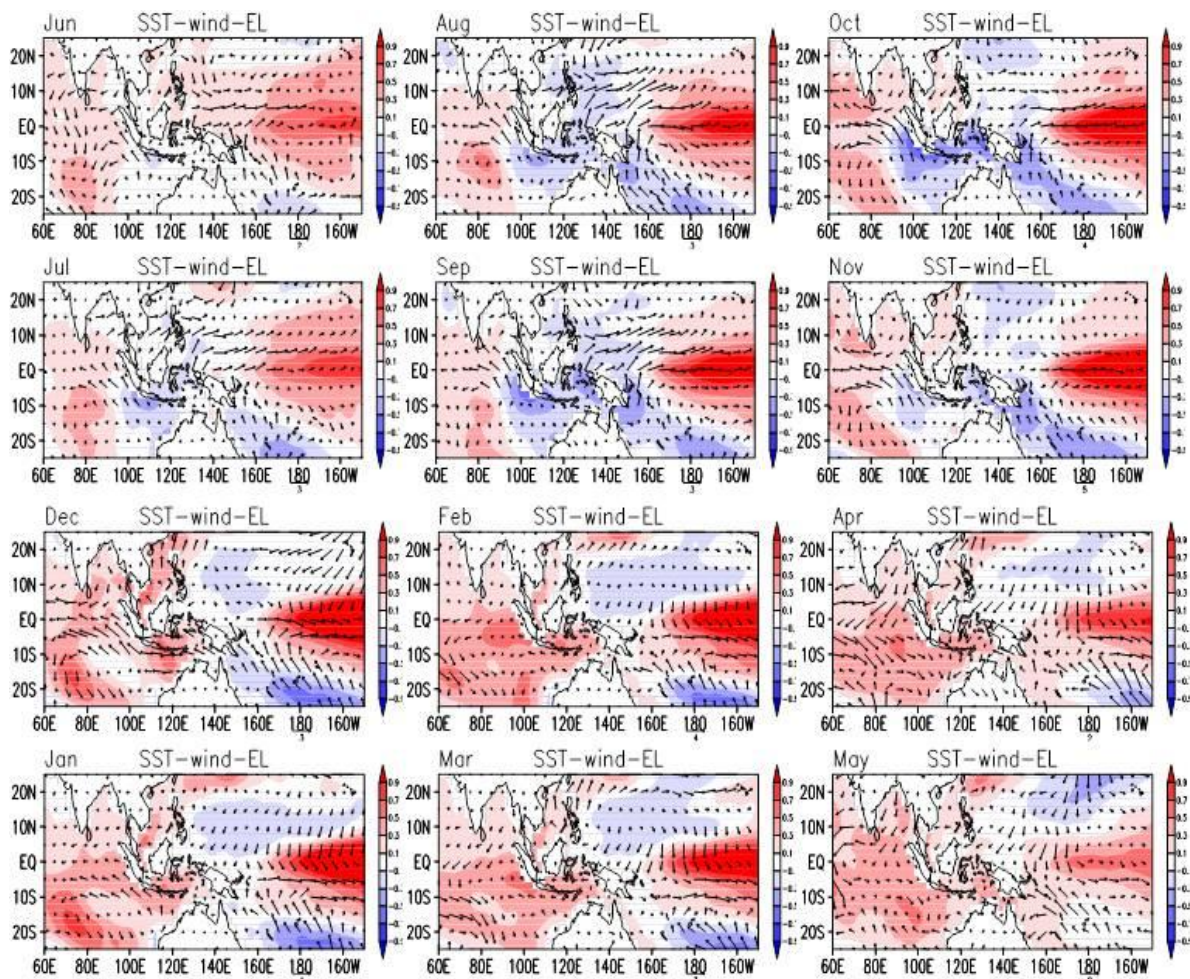
Gambar 3. 5-bulan *running-mean filter* diaplikasikan pada deret waktu indeks Niño 3.4 dan DMI. Kurva merah (biru) menunjukkan kejadian La Niña (El Niño) sementara garis hijau menunjukkan DMI.



Gambar 4. Komposit anomali curah hujan pada tahun-tahun El Niño pada setiap musim. (0) menunjukkan tahun kejadian, sedangkan (1) menunjukkan tahun berikutnya. Unit dalam mm/hari.



Gambar 5. Komposit anomali curah hujan pada tahun-tahun pIOD pada setiap musim. (0) menunjukkan tahun kejadian, sedangkan (1) menunjukkan tahun berikutnya. Unit dalam mm/hari.



Gambar 6. Distribusi spasio-temporal (Juni sampai dengan Mei) anomali SPL dan angin permukaan pada tahun-tahun El Niño (Tabel 1). Unit SPL adalah derajat celsius dan unit angin permukaan adalah meter/detik.

KESIMPULAN

Penelitian ini mengkaji dampak ENSO/IOD terhadap variasi curah hujan di Indonesia menggunakan data JRA25/JCDAS. Secara umum klimatologi dan distribusi curah hujan memperlihatkan hasil yang konsisten dimana musim hujan terjadi pada bulan Desember-April saat bersamaan dengan monsun Asia dimana angin *meridional* permukaan bergerak dari utara ke selatan melintasi Indonesia. Pada saat yang sama SPL berada di pusat ekuator menghasilkan tekanan rendah berpusat di atas benua maritim Indonesia. Kondisi ini menjadi faktor penentu tinggi curah hujan di Indonesia. Hal berbeda terjadi pada JJA-SON dimana pusat tekanan rendah bergeser ke utara menjadikan sebagian besar wilayah Indonesia memasuki musim kemarau. Komposit analisis terhadap curah hujan, angin permukaan dan SPL dilakukan untuk melihat dampak ENSO/IOD terhadap penurunan curah hujan di Indonesia. Dampak ENSO/IOD terlihat dominan pada JJA-SON yang dicirikan dengan anomali negatif curah hujan di sebagian besar wilayah Indonesia. Sementara pada DJF-MAM, anomali positif curah hujan mengindikasikan bahwa ENSO/IOD relatif tidak memberikan pengaruh yang berarti terhadap penurunan curah hujan di Indonesia. Evolusi spasial SPL dan angin permukaan pada tahun-tahun kejadian ENSO terlihat mempengaruhi distribusi curah hujan. Pada saat SPL mendingin di wilayah Indonesia (JJA-SON) pusat tekanan rendah berpindah ke wilayah Pasifik yang ditandai dengan hangatnya SPL di daerah tersebut. Hal ini yang mengakibatkan melemahnya sirkulasi Walker. Sementara hal yang berbeda terjadi pada DJF-MAM, dimana SPL di wilayah Indonesia cenderung hangat dari rata-ratanya. Hal ini menjadi salah satu faktor penyebab anomali positif curah hujan di wilayah tersebut.

Dari analisis di atas diperoleh bahwa ENSO/IOD berperan penting terhadap variasi curah hujan Indonesia melalui proses interaksi laut-atmosfer yang menyertainya. Pemanfaatan data JRA25/JCDAS memberikan hasil yang konsisten dengan data set yang telah dipergunakan pada penelitian sebelumnya seperti pada Hendon (2003), McBride *et al.* (2003). Kombinasi dengan data *in-situ* dapat dilakukan pada penelitian selanjutnya untuk melihat karakteristik lokal curah hujan pada cakupan area yang lebih spesifik misalnya pada daerah-daerah sentra produksi pangan. Lebih lanjut, kejadian ENSO/IOD memiliki karakteristik tersendiri setiap tahun kejadiannya, untuk itu perlu dilakukan kajian lanjutan mengenai dampak ENSO/IOD variasi curah hujan Indonesia pada setiap tahun kejadian.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penelitian ini merupakan bagian dari kegiatan the *Climate Variability Study and Societal Application through Indonesia-Japan "Maritime Continent COE" – Radar-Bouy Network Optimization for Rainfall Prediction Project of Science and Technology Research Partnership for Sustainable Development (SATREPS), JST-JICA.*

DAFTAR PUSTAKA

- Aldrian E. and Susanto R.D. 2003. Identification of three dominant rainfall regions within Indonesia and their relationship to sea surface temperature. *Int J Clim.* 23:1425–1452.
- Chang C.P., Wang Z., Ju J. and Li T. 2004. On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter. *J Clim.* 17:665–672.
- Hamada J.I., Yamanaka M.D., Matsumoto J., Fukao S., Winarso P.A. and Tien S. 2002. Spatial and temporal variations of the rainy season over Indonesia and their link to ENSO. *J Met Soc Japan.* 80: 285–310.
- Hackert E.C. and Hastenrath S. 1986. Mechanism of Java rainfall anomalies. *Mon Wea Rev.* 14:745–757.
- Hendon H.H. 2003. Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air-sea interaction. *J Climate.* 16:1775–1790.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.K., Hnilo J.J., Fiorino M. and Potter G.L. 2002. NCEP-DOE AMIP II reanalysis (R-2). *Bull of American Met Soc.* 83:1631–1643.
- McBride J.L., Haylock M.R. and Nicholls N. 2003. Relationships between the maritime continent heat source and the El Niño-Southern Oscillation phenomenon. *J Clim.* 16:2905–2914.
- Onogi K., Koide H., Sakamoto M., Kobayashi S., Tsutsui J., Hatsushika H., Matsumoto T., Yamazaki N., Kamahori H., Takahashi K., Kato K., Oyama R., Ose T., Kadokura S. and Wada K. 2005. JRA-25: Japanese 25-year re-analysis project – progress and status. *Quart J Roy Meteor Soc.* 131:3259–3268.
- Rao S.A., Behera S.K., Masumoto Y. and Yamagata T. 2002. Interannual variability in the subsurface tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean dipole. *Deep-Sea Res.* 49B:1549–1572.
- Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N. and Yamagata T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature.* 401:360–363.
- Saji N.H. and Yamagata T. 2003. Possible impacts of Indian ocean dipole mode events on global climate. *Clim. Res.* 25:151–169.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C. and Lawrimore J. 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *J Clim.* 21:2283–2296.
- Trenberth K.E. 1997. The definition of El Niño. *Bull Amer Meteor Soc.* 78:2771–2777.

Ummenhofer C.C., England M.H., McIntosh P.C., Meyers G.A., Pook M.J., Risbey J.S., Gupta A.S. and Taschetto A.S. 2009. What causes southeast Australia's worst droughts? *Geophys Res Lett.* 36:L04706.doi: 10.1029/2008GL036801.

Yamagata T., Behera S.K., Luo J.-J., Masson S., Jury M.R. and Rao S.A. 2004. Coupled ocean-

atmosphere variability in the tropical Indian ocean. "Earth Climate: the Ocean-Atmosphere Interaction". In: Wang C, Xie SP Carton JA (eds). *Geophysical Monograph*, 147. American Geophysical Union, Washington, pp 189–212.