ANALISI SPASIAL MONSUN INDONESIA BERBASIS MULTIVARIABEL

Erma Yulihastin dan Noersomadi
Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim, LAPAN
e-mail: erma.yulihastin@gmail.com, erma@bdg.lapan.go.id

Abstract

Climatologically Indonesian monsoon systems were investigated through NCEP/NCAR Reanalysis global climatology data analyses during 1980 – 2009, including Outgoing Longwave Radiation (OLR), stream line derived from wind vector, dew point temperature at 700 hPa, specific humidity at 850 hPa, and also precipitation. Results showed that phase of forceful Asian winter monsoon occurred at January represented by OLR values around 180 – 210 W/m^2 over Indonesian Maritime Continents (IMC), extremely contrast with other tropical regions (10 – 20 N, 20 – 23.5 S) which were around 230 – 270 W/m^2. The stream lines over IMC depicted north westerly wind that brought water vapor rising up the dew point temperature and specific humidity at the interval 2.5 – 4 °C and 10 g/kg respectively, and also more than 10 mm/day of precipitation except around Sulawesi and Maluku regions (4 – 8 mm/day). On the other side, the phase of Australian winter monsoon caused drought atmospheric phase over southern IMC at July. These facts described from different OLR values between southern (around Java, Bali, and Southeast Islands) and northern IMC (around Sumatera, Borneo, Sulawesi, and Papua) which were at interval 230-270 W/m^2 and 200-300 W/m^2 respectively. The stream lines indicated easterly wind forced from Australia continent that dropping out the dew point temperature (below 0 °C) and specific humidity (8 – 10 g/kg). Meanwhile, over north of IMC the dew point temperature was seen at the interval 1 – 3.5 oC, and higher specific humidity (more than 10 g/kg). The spatial distribution of precipitation over Indonesian area was less then 2 mm/day, except around North Sumatera, Borneo, Papua Sulawesi, and also Maluku islands where their precipitation values were at the interval 4 – 6 mm/day. These results proofed that the influence of Australian winter monsoon forceful was significantly produced the drought atmospheric phase formation over southern IMC.

Keyword: monsoon, multivariable, OLR, precipitation, dew point temperature, specific humidity, IMC.

Abstrak

Kondisi monsun Indonesia secara klimatologis diteliti melalui analisis multivariabel data klimatologi global periode 1980-2009 dari *NCEP/NCAR Reanalysis,* yang meliputi radiasi gelombang panjang (*Outgoing Long wave Radiation/ OLR*), garis arus angin (*stream line)*, temperatur titik embun pada level 700hPa, kelembapan spesifik pada level 850, dan presipitasi. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pada bulan Januari terjadi fase penguatan monsun musim dingin Asia, direpresentasikan oleh nilai OLR terdistribusi hampir merata di wilayah BMI (Benua Maritim Indonesia) antara 180-210 W/m^2, sangat kontras dibandingkan dengan wilayah tropis lainnya (10-20 LU; 20-23.5 LS) yaitu 230-270 W/m.^{2} Garis arus angin di atas BMI menampakkan angin barat laut yang membawa uap air sehingga menaikkan temperatur titik embun antara 2,5 – 4°C, serta kelembapan spesifik secara merata lebih dari 10 g/kg, dan presipitasi lebih dari 10 mm/hari, kecuali wilayah sekitar Sulawesi dan Maluku yaitu 4 – 8 mm/hari. Adapun pada bulan Juli terlihat fase penguatan monsun musim dingin Australia telah memberikan efek bagi terbentuknya fase kering atmosfer di selatan BMI. Hal ini tampak dari nilai OLR yang berbeda antara wilayah bagian selatan (Jawa, Bali, Nusa Tenggara) yakni 230-270 W/m,^{2} dan utara (Sumatra, Kalimantan, Sulawesi, Papua) pada interval 200-230 W/m^2. Garis arus angin menunjukkan angin timur (tenggara) berasal dari dataran Australia cenderung bersifat kering sehingga menurunkan temperatur titik embun di selatan BMI (di bawah 0°C) dan kandungan uap air (8 – 10 g/kg). Sementara di utara BMI temperatur titik embun cukup tinggi antara 1 – 3,5°C dengan kelembapan spesifik yang juga tinggi (lebih dari 10 g/kg). Distribusi spasial presipitasi di sebagian besar wilayah Indonesia memiliki nilai kurang dari 2 mm/hari, kecuali sekitar Sumatera bagian utara, sebagian besar Kalimantan dan Papua, Sulawesi, serta

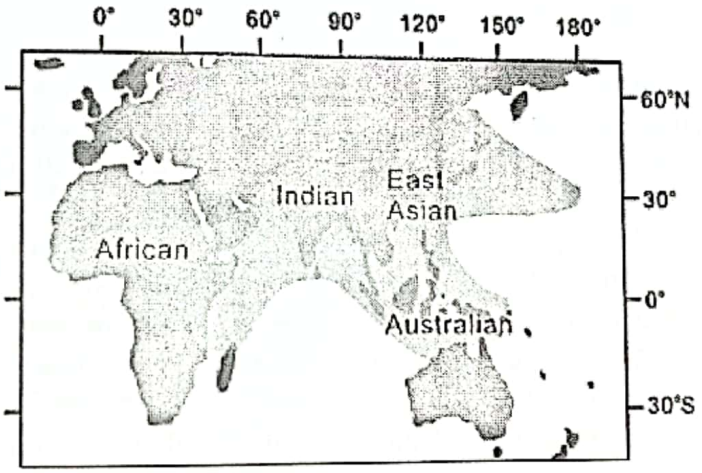
Maluku yang berkisar 4 – 6 mm/hari. Hal ini membuktikan bahwa pengaruh penguatan monsun musim dingin Australia terhadap pembentukan fase kering atmosfer secara signifikan hanya berlaku bagi wilayah bagian selatan BMI.

Kata kunci : monsun, multivariabel, OLR, presipitasi, temperatur titik embun, kelembapan spesifik, BMI.

1. PENDAHULUAN

Secara sederhana, monsun dapat dijelaskan sebagai siklus tahunan yang membedakan secara tegas keadaan atmosfer selama fase kering dan fase basah. Siklus tahunan ini membagi fase kering dan fase basah menjadi dua, yang berarti setiap fase memiliki periode waktu setengah tahunan. Fase kering dipengaruhi oleh musim dingin yang terjadi di berbagai benua (bervariasi antara wilayah di Asia, Australia, Afrika barat, Amerika) dengan massa udara yang bersifat dingin dan kering (Webster dkk., 1998).

Daerah monsun didefinisikan sebagai daerah tempat sirkulasi atmosfer permukaan antara bulan Januari dan Juli memiliki perbedaan yang tegas dan maksimum, yaitu: arah angin utama pada bulan Januari dan Juli berbeda paling sedikit 120 derajat, frekuensi rata-rata angin utama dalam bulan Januari dan Juli lebi dari 40 persen, kecepatan angin paduan rata-rata dalam bulan Januari dan Juli paling sedikit 3 meter per detik. Maka daerah monsun di dunia meliiputi wilayah yang dibatasi oleh 35LU – 25LS dan 30 BB – 170 BT seperti ditunjukkan oleh Gambar 1.1 (Ramage 1971 dalam Tjasyono 2004).

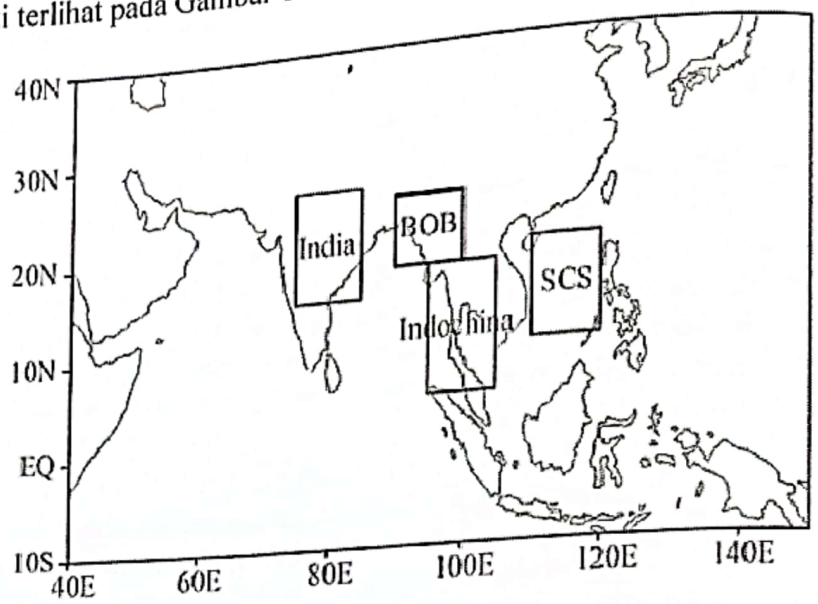


Gambar 1.1 Daerah monsun di dunia (dikutip dari Junmei dkk., 2006)

Di wilayah Asia-Australia (termasuk benua Maritim Indonesia (BMI)), angin musim dingin yang kering di atas benua Australia (*Australian winter monsoon*) bergerak ke utara melintasi lautan tropis dengan membawa serta banyak uap air sehingga angin pun bersifat basah dan lembap saat tiba di benua Asia. (Webster dkk., 1998) Pada saat yang bersamaan, benua Asia sedang mengalami musim panas. Inilah sebabnya, monsun musim panas Asia (*Asian summer monsoon*) menjadi bersifat basah sehingga hujan banyak terjadi di wilayah tersebut.

Monsun musim panas (dingin) Asia merupakan monsun yang paling signifikan perannya di dunia (Chang dan Wang, 2005), dalam mempengaruhi sirkulasi musiman curah hujan di berbagai negara. Negara atau wilayah yang dipengaruhi secara kuat oleh monsun musim panas Asia antara lain: daratan India (Junmei, 2006), laut China Selatan barat dan utara (the *South China Sea* atau SCS) (Tao dan Chen, 1987 dalam Chang dan Wang, 2005), Teluk Bengala timur (*Bay of Bengal* atau BOB) (Wu dan Zhang, 1998 dalam

Chang dan Wang, 2005), daratan Indo-China dan area di bagian selatan yang mengelilinginya (Li dan Qu 1999, Zhang dkk. 2004, Lau dan Yang 1997, Matsumoto 1997, Webster dkk. 1998, Wang dan Fan 1999, Lu dkk. 2006, dalam Chang dan Wang 2005). Seperti terlihat pada Gambar 1.2.



Gambar 1.2. Wilayah yang dipengaruhi oleh monsun Asia meliputi: India, Teluk Bengala (BOB), Indochina, Laut Chia Selatan (SCS) (dikutip dari Junmei dkk., 2006)

Monsun musim panas (dingin) Asia dan monsun musim dingin (panas) Australia mempunyai hubungan yang saling mempengaruhi satu sama lain sehingga sering dipandang sebagai satu kesatuan sistem monsun Asia-Australia (*the Asia-Australia monsoon system*) (Jinhai HE dkk., 2006).

Monsun di BMI dipengaruhi oleh dua sirkulasi monsun tersebut di atas yaitu monsun musim dingin Asia (atau monsun musim panas Australia) dan monsun musim dingin Australia (atau monsun musim panas Asia). Pada musim dingin terjadi sirkulasi antisiklon kontinental dan pada musim panas terjadi sirkulasi siklon kontinental pada musim panas. (Tjasyono, 2008).

Wilayah BMI juga dipandang sebagai "jembatan darat" (*land bridge*) yang menghubungkan penjalaran monsun musim panas Asia (JJA) di belahan bumi utara (benua Asia) yang secara bertahap akan berubah menjadi monsun musim dingin Asia (DJF) di belahan bumi selatan (benua Australia). (Lau dan Chan 1983, Meehl 1987, Yasunari 1991, Matsumoto 1992, Matsumoto dan Murakami 2002, Hung dkk. 2004 dalam Chang dan Wang 2005).

Penjalaran monsun Asia tersebut telah membuat migrasi konveksi tropis dan menciptakan interaksi antara belahan bumi utara dan selatan di wilayah sistem monsun Asia-Australia (Chang dan Wang, 2005). Migrasi musiman yang memunculkan konveksi tropis tersebut dimulai dari laut China Selatan menuju wilayah BMI, termasuk Sumatera dan Kalimantan yang mempunyai konveksi tropis terkuat di dunia. Konveksi tropis di Sumatera dan Kalimantan bahkan sering dikaitkan dengan kejadian onset monsun musim panas di daratan Indo-China (He dkk. 1996 dalam Chang dan Wang 2005).

Penelitian ini dilakukan untuk mengungkapkan secara lebih mendetail menggunakan data multivariabel mengenai karakteristik monsun di wilayah BMI dan

pengaruh penguatan monsun Asia dan Australia terhadap fase kering dan fase basah di atmosfer wilayah yang disebut "jembatan darat" tersebut.

2. DATA DAN METODE

Penelitian monsun di BMI ini menggunakan data global klimatologi 30 tahun (1980-2009) yang berbasiskan pada multivariabel, yaitu menggabungkan dan menganalisis beberapa variabel iklim secara sekaligus. Beberapa variabel iklim yang diolah dari data NCEP/NCAR Reanalysis antara lain: radiasi gelombang panjang (OLR), angin zonal dan meridional, presipitasi, temperatur titik embun, dan kelembapan spesifik. Data tersebut memiliki resolusi temporal rata-rata bulanan dan resolusi spasial dengan ukuran grid 2.5X2.5 derajat.

Kelima variabel di atas diunduh dari data NCEP/NCAR Reanalysis, kecuali temperatur titik embun (Td). Adapun temperatur titik embun (Td) dihitung dan diturunkan dari besaran temperatur (T) dan kelembapan relatif atau nisbi (RH) yang dinyatakan dalam rumus (2.1) dan (2.2) berikut ini:

$$Td = \frac{b\gamma(T,RH)}{a-\gamma} = \frac{b\gamma}{a-\gamma} \quad \text{.....(2.1)}$$

$$\gamma(T,RH) = \frac{aT}{b+T} + \ln(\frac{RH}{100}) \quad \text{.....(2.2)}$$

Dimana,

$a = 17{,}271$

$b = 237{,}7$

Temperatur (T) merupakan temperatur sebenarnya di atmosfer yang dihasilkan dari observasi. Sedangkan kelembapan relatif atau nisbi merupakan perbandingan antara nisbah pencampuran atau *mixing ratio* (r) dengan nilai jenuhnya (rs) yang dinyatakan dalam persen. Sehingga persamaannya adalah sebagai berikut:

$$RH = \frac{r}{rs} x100\% \quad \text{.....(2.3)}$$

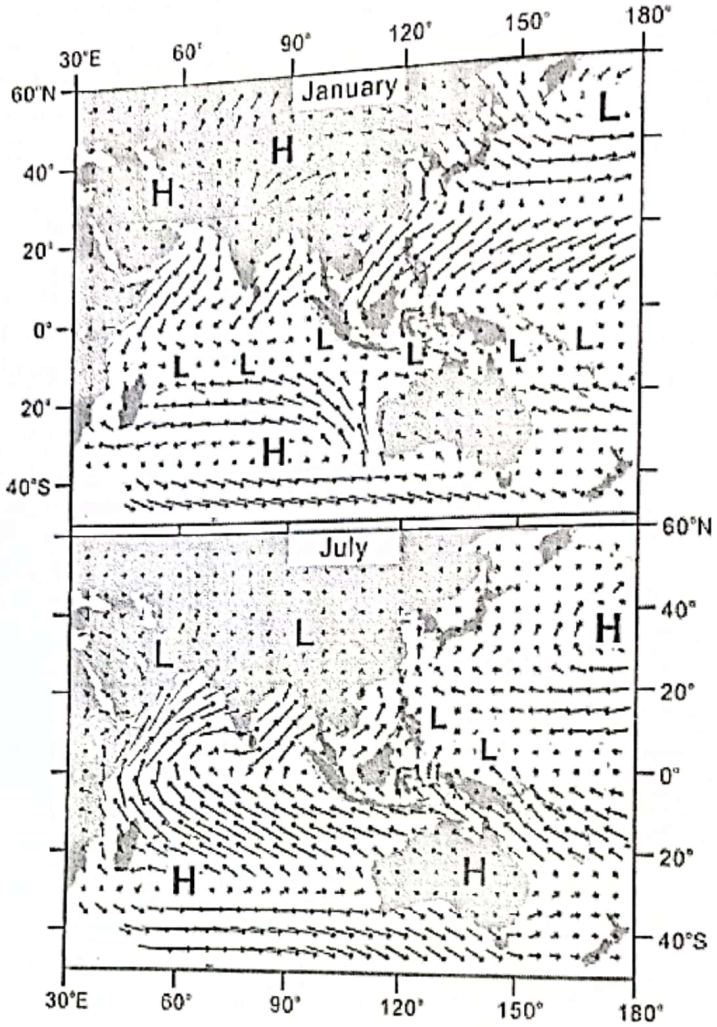
Sementara nisbah pencampuran (r) merupakan perbandingan antara massa uap air (Mv) dan massa udara kering (M), atau perbandingan antara massa jenis uap air dan massa jenis udara kering. Sama seperti nisbah pencampuran, kelembapan spesifik (q) didefinisikan sebagai massa uap air (Mv) per satuan massa udara basah (M) yang dinyatakan dalam persamaan (2.4):

$$r = q = \frac{Mv}{M} \quad \text{.....(2.4)}$$

Selanjutnya varibel OLR, angin, presipitasi, temperatur titik embun, kelembapan spesifik dihitung nilai rata-ratanya selama 30 tahun pada bulan Januari dan Juli. Gambar sebaran OLR disajikan dengan gradasi warna. Gambar angin disajikan dalam bentuk garis arus angin (*stream line*), yang merupakan penyederhanaan dari vektor angin. Gambar garis arus angin disajikan secara *overlay* dengan temperatur titik embun. Gambar kelembapan spesifik dan presipitasi disajikan dengan gradasi warna.

3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Bulan Januari dan Juli dipilih untuk menganalisis monsun dalam penelitian ini karena pada kedua bulan tersebut pengaruh aktivitas monsun Asi-Australia di wilayah BMI mencapai maksimum. Sebagaimana diperlihatkan pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1. Tekanan dan angin permukaan pada bulan Januari dan Juli (dikutip dari P. Wang dkk., 2005)

Tampak pada Gambar 3.1, pada bulan Januari terbentuk sel tekanan tinggi di benua Asia. Ini terjadi karena belahan bumi utara sedang mengalami puncak musim dingin (periode DJF). Lalu pada saat bersamaan, sel tekanan rendah terjadi di benua Australia yang sedang mengalami puncak musim panas. Sirkulasi antisiklon kontinental pun terbentuk di atas benua Asia, diperlihatkan oleh gambar arah angin yang berputar searah jarum jam (*clockwise*), karena pengaruh gaya Coriolis. Pada saat ini, angin barat (barat daya) yang bersifat lembap bertiup di atas BMI. Angin monsun barat dari benua Asia tersebut lembap dan mengandung banyak uap air karena bergerak melintasi lautan (Samudera Hindia dan Pasifik) dalam jarak yang cukup jauh sebelum sampai di BMI. Sebaliknya, monsun timur yang bersifat dingin dan kering terjadi di BMI pada bulan Juli karena pengaruh angin dari Australia yang sedang mengalami puncak musim dingin (sel tekanan tinggi). Angin ini kering karena melintasi lautan dalam jarak yang sangat pendek.

Pada bulan Januari, OLR di sebagian besar wilayah Indonesia memiliki nilai yang rendah, yaitu 180 hingga 210 W/m^2. Nilai OLR ini sangat kontras jika dibandingkan dengan OLR di wilayah tropis lainnya (10-20 LU; 20-23.5 LS) yaitu 230-270 W/m^2. Seperti tampak pada Gambar 3.2-a. Hal ini menunjukkan bahwa di atas wilayah Indonesia terdapat banyak awan yang menahan pantulan radiasi gelombang panjang dari permukaan bumi. Hasil ini sesuai dengan penelitian Webster, dkk (1998) yang menghasilkan nilai OLR kurang dari 220 W/m^2 untuk bulan Januari di wilayah Indonesia. Nilai OLR minimum di BMI ini juga sesuai dengan penelitian yang dilakukan Kawamura dan Fukuta (2002) yang menyimpulkan OLR di wilayah BMI dan utara Australia memiliki anomali yang negatif (antara -6 hingga -12), hal ini kontras dengan wilayah monsunal lainnya yang beranomali positif.

Garis arus angin pada level ketinggian 850hPa menggambarkan angin barat yang dominan terjadi di wilayah Indonesia. Angin barat yang kuat ini berasal dari monsun musim dingin Asia yang bersifat lembap dan banyak mengandung uap air karena melalui samudera dalam jarak yang cukup jauh, seperti ditunjukkan oleh temperatur titik embun pada level ketinggian 700hPa yang tinggi di seluruh wilayah BMI, yaitu 2,5 sampai 4 derajat Celcius. Sangat kontras jika dibandingkan wilayah lainnya (10-20 LU; 20-23.5 LS) yaitu di bawah 0°C (Gambar 3.2-b).

Temperatur titik embun yang tinggi menunjukkan udara mengandung banyak uap air. Dengan kata lain, tingginya temperatur titik embun pada level ketinggian 700hPa menunjukkan udara di lapisan tersebut bersifat lembap dan panas. Hal ini karena variabel temperatur titik embun bergantung pada variabel temperatur aktual dan kelembapan relatif yang ada dalam udara. Dalam hal ini, temperatur titik embun diamati pada ketinggian 700hPa bukan pada 850hPa karena pada level 850hPa pada umumnya temperatur titik embun memiliki nilai yang lebih homogen yaitu di bawah nol.

Kelembapan spesifik di level ketinggian 850hPa pada bulan Januari terjadi secara merata di wilayah BMI dengan nilai lebih dari 10 g/kg. Kelembapan spesifik yang tinggi ini menunjukkan besarnya massa uap air per satuan massa udara basah memiliki nilai yang besar (Tjasyono, 2004). Dengan demikian udara pada level ketinggian 850hPa bersifat sangat basah karena mengandung uap air dalam jumlah massa yang besar. (Gambar 3.2-c). Hal ini sesuai dengan presipitasi kolom udara di atas wilayah Indonesia yang juga memiliki nilai tertinggi (dibandingkan wilayah tropis lainnya), yakni lebih dari 8 milimeter per hari, kecuali untuk wilayah Maluku dan sekitarnya yang memiliki presipitasi 4-6 milimeter per hari (Gambar 3.2-d).

Pola yang saling identik di wilayah BMI ditemukan pada bulan Januari pada keempat variabel. Pada bulan ini, wilayah BMI memiliki perbedaan yang kontras dengan wilayah monsun lain di belahan bumi utara seperti India, Teluk Bengala, Indo-China, Laut China Selatan. Di sisi lain, pola yang hampir sama dengan BMI juga terjadi di benua Australia bagian utara (hingga sampai batas lintang sekitar 25 LS). Hal ini menunjukkan penjalaran monsun musim panas Asia yang terjadi pada bulan September hingga November (SON) di wilayah Laut China selatan dan Sumatera bagian utara telah bermigrasi ke wilayah BMI dan Australia utara pada periode DJF dan telah berubah menjadi monsun musim dingin Asia (*Asian Winter Monsoon*) (Chang C.-P dkk.., 2005), di mana pada saat yang bersamaan benua Australia sedang mengalami musim panas (*Australian Summer Monsoon*).

Dapat pula dianalisis dari Gambar 3.2 bahwa pengaruh monsun musim dingin Asia juga sampai ke benua Australia, yaitu wilayah Australia bagian utara. Hal ini terlihat dari pola monsunal Australia utara yang identik dengan pola monsunal di BMI pada keempat variabel. Sementara untuk wilayah Australia bagian tengah dan selatan (sebagian besar

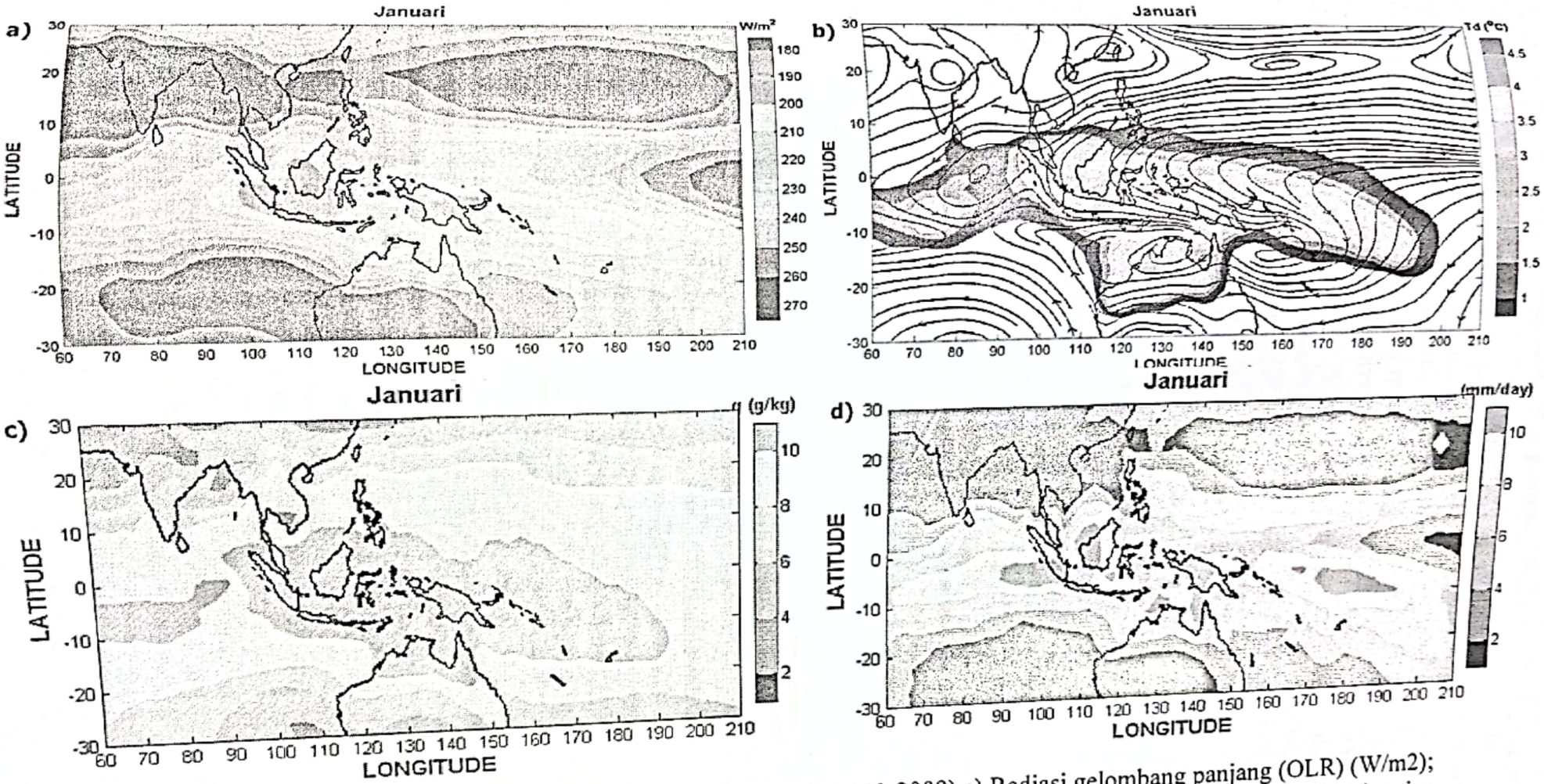
benua Australia atau sekitar 75 persen) tampak memiliki nilai yang sangat kontras dan tidak mengikuti pola monsunal seperti yang terjadi di bagian utara Australia dan BMI.

Kenapa terjadi pola yang sama antara kawasan BMI dan Australia utara? Kawamura dan Fukuta (2002) mengidentifikasi bahwa pada bulan Januari terjadi peningkatan termal di daratan dan lautan sehingga terjadi konveksi yang memicu terbentuknya awan kumulus dalam skala luas bersamaan dengan bertiupnya angin barat yang kuat di BMI. Berdasarkan hasil penelitian mereka, bulan Januari disimpulkan sebagai bulan dimulainya onset monsun musim panas di Australia bagian utara. Pendapat ini didukung oleh Tanaka (1994) yang merinci lebih detail mengenai tanggal onset monsun musim panas Australia bagian utara yaitu antara 27 Desember hingga 20 Januari.

Pada bulan Juli, OLR di sebagian besar wilayah Indonesia memiliki nilai bervariasi antara 200-270 W/m.^{2} Perbedaan yang cukup tegas terjadi antara wilayah BMI bagian selatan (240-270W/m^2) dan utara (200-220 W/m^2) Seperti tampak pada Gambar 3.3-a. Hasil penelitian ini dapat menjelaskan variasi nilai OLR yang lebih detail jika dibandingkan dengan hasil penelitian Webster dkk (1998) yang hanya mengungkapkan nilai OLR kurang dari 220 W/m^2 untuk Indonesia bagian utara saja.

Tampak pula pada Gambar 3.3-a, OLR dengan nilai terendah terjadi di daratan Indo-China, India, Teluk Bengala, dan sebagian Filipina dengan nilai kurang dari 180 W/m.^{2} nilai OLR yang rendah ini menunjukkan pengaruh puncak monsun musim panas Asia telah meningkatkan aktivitas konveksi karena meningkatnya aliran panas secara vertikal akibat pengaruh dari peningkatan temperatur permukaan. Aktivitas awan-awan konvektif yang sangat intensif pada saat terjadinya onset monsun musim panas Asia inilah yang menyebabkan nilai OLR menjadi sangat rendah, sebab penerimaan pantulan OLR yang diterima oleh satelit menjadi terhalang. Uniknya, terdapat beberapa wilayah di utara BMI yang mengikuti karakteristik nilai OLR monsun musim panas Asia yaitu Sumatera bagian utara, Kalimantan bagian utara, dan Papua bagian utara. Pada ketiga wilayah tersebut, nilai OLR antara 200-210 W/m.^{2} Hal ini berarti, monsun musim panas Asia memiliki pengaruh yang cukup kuat pada ketiga wilayah di BMI tersebut.

Senada dengan OLR, temperatur titik embun pada level ketinggian 700hPa juga tampak kontras antara utara yang memiliki nilai positif (1 – 4°c) sedangkan di selatan Indonesia bernilai negatif (di bawah 0°c). Temperatur titik embun paling tinggi terjadi di Kalimantan bagian utara yaitu antara 3,5 – 4°c. Sementara di sebagian besar Sumatera, Kalimantan, Sulawesi, Papua, temperatur titik embun masih berada pada rentang nilai yang positif antara 1 – 3 °c. Hal ini menunjukkan, kandungan uap air dalam atmosfer masih cukup besar udara di wilayah utara BMI. Sedangkan temperatur titik embun yang rata-rata bernilai negatif di wilayah selatan BMI (Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara, dan sekitarnya) memperlihatkan atmosfer bersifat kering dengan kandungan uap air yang sangat minim, pengaruh kuat dari monsun musim dingin Australia yang bersifat kering dan dingin. Garis arus angin pada level ketinggian 850hPa menggambarkan angin dominan terjadi di wilayah Indonesia adalah angin timur (tenggara) yang dikenal dengan monsun timur atau monsun tenggara (Tjasyono, 2004). Angin timur ini berhembus dari benua Australia yang pada periode ini sedang mengalami musim dingin sehingga membentuk sel tekanan tinggi, berkebalikan dengan benua Asia yang sedang mengalami musim panas sehingga terjadi sel tekanan rendah di wilayah tersebut (Gambar 3.3-b).



Gambar 3.2. Data multivaribel klimatologi pada bulan Januari (1980-2009) a) Radiasi gelombang panjang (OLR) (W/m2); b) Temperatur titik embun (Td) (oc) pada level ketinggian 700hPa dan garis arus angin pada level ketinggian 850hPa; c) Kelembapan spesifik pada level ketinggian 850hPa; d) Presipitasi (mm/hari).

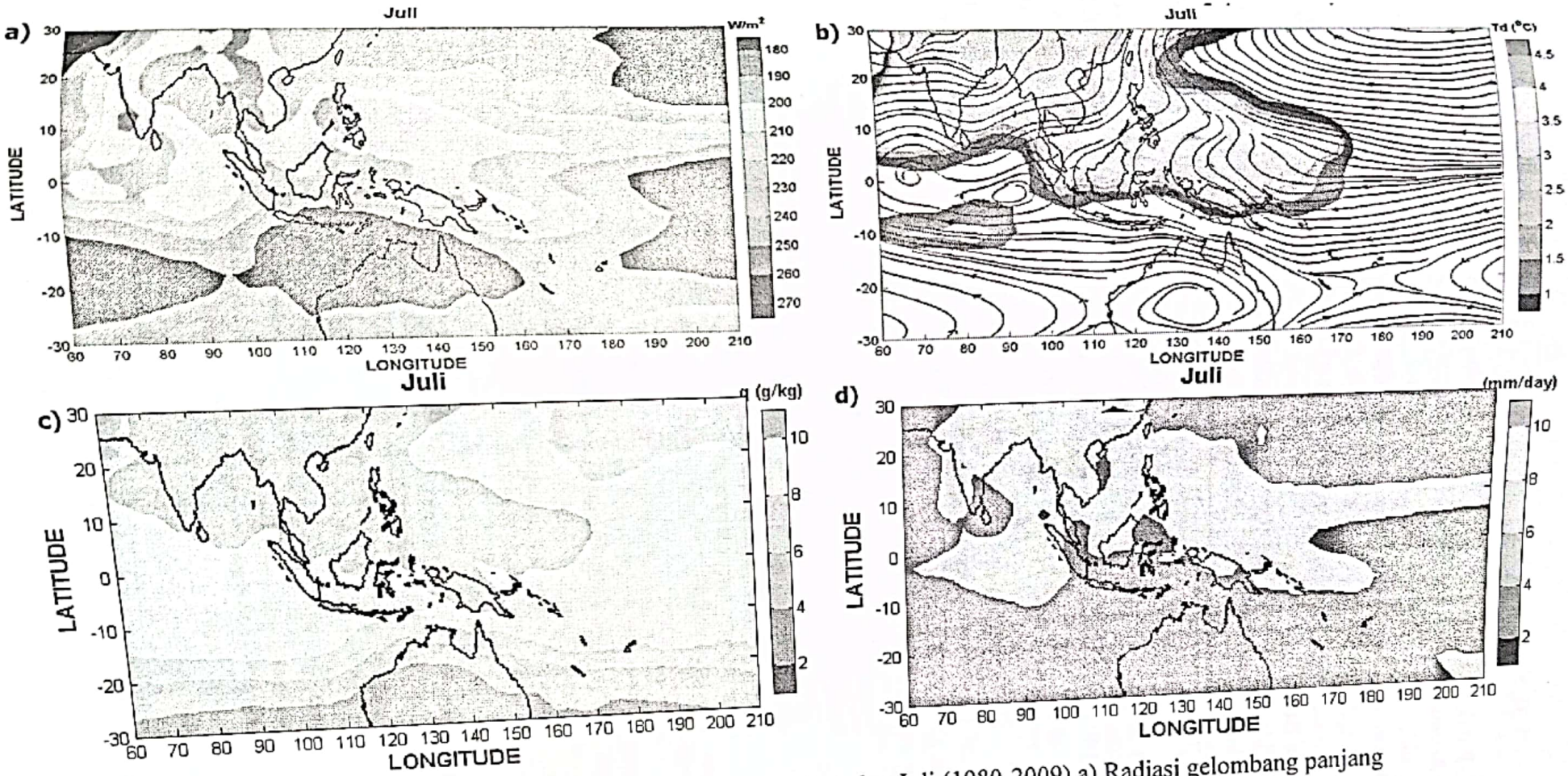
Pengaruh kuat monsun musim panas Asia pada wilayah utara BMI juga diperlihatkan oleh kesamaan nilai dengan wilayah monsunal di Asia seperti India, Teluk Bengala, Indo-China, Laut China Selatan, Filipina, dan sekitarnya. Di Sumatera utara, sebagian besar Kalimantan, Selawesi, Maluku, dan Papua memiliki nilai kelembapan spesifik tertinggi yaitu lebih dari 10 g/kg. Sementara kelembapan spesifik di wilayah selatan BMI berada pada rentang 8-10 g/kg. Seperti terlihat pada Gambar 3.3-c. Uniknya, presipitasi kolom udara di atas wilayah Indonesia terjadi hampir secara merata antara 0 – 2 mm/hari, kecuali wilayah tertentu yang memiliki presipitasi tinggi yaitu 4 – 6 mm/hari (Kalimantan bagian utara dan tengah, Sumatera bagian utara, Papua tengah dan utara, Sulawesi barat laut, Maluku dan sekitarnya. (Gambar 3.3-d).

4. KESIMPULAN

Penguatan monsun musim dingin Asia yang terjadi pada bulan Januari telah berpengaruh pada pembentukan fase basah atmosfer di seluruh wilayah BMI. Karakteristik fase basah atmosfer ini direpresentasikan oleh nilai OLR rendah yang terdistribusi merata antara 180-210 W/m.^{2} Garis arus angin di atas wilayah BMI menampakkan angin barat laut bersifat lembap dengan kandungan uap air 10 g/kg sehingga menaikkan temperatur titik embun antara 2,5 – 4°C yang terjadi di seluruh BMI. Presipitasi tinggi terjadi di sebagian besar BMI dengan nilai lebih dari 10 mm/hari, kecuali wilayah Sulawesi dan Maluku yaitu 4 – 8 mm/hari. Hal ini menunjukkan monsun musim panas Asia telah berpengaruh secara signifikan dan merata terhadap wilayah BMI.

Sementara itu pengaruh penguatan monsun dingin Australia terhadap pembentukan fase kering di atmosfer BMI hanya signifikan terjadi di wilayah selatan BMI. Hal ini ditunjukkan oleh nilai OLR yang memiliki perbedaan cukup tegas antara wilayah bagian selatan (Jawa, Bali, Nusa Tenggara) yakni 230-270 W/m,^{2} dan bagian utara (Sumatra, Kalimantan, Sulawesi, Papua) pada interval 200-230 W/m^2. Garis arus angin menunjukkan angin timur (tenggara) yang bersifat dingin dan kering berasal dari dataran Australia telah berpengaruh dalam menurunkan temperatur titik embun di selatan BMI (di bawah 0°C) dan kandungan uap air (8 – 10 g/kg). Sementara di utara BMI temperatur titik embun tetap tinggi antara 1 – 3,5°C dengan kelembapan spesifik yang juga tinggi (lebih dari 10 g/kg). Distribusi spasial presipitasi di sebagian besar selatan BMI antara 0 hingga 2 mm/hari, kecuali Sumatera bagian utara, sebagian besar Kalimantan dan Papua, Sulawesi, serta Maluku yang berkisar 4 – 6 mm/hari.

Berdasarkan hasil penelitian ini, monsun musim dingin Asia lebih berpengaruh terhadap kondisi monsun di BMI dibandingkan monsun musim dingin Australia meskipun secara geografis wilayah BMI lebih dekat dengan benua Australia. Hal ini disebabkan, perbandingan antara luas benua Asia dan Samudera yang dilalui monsun Asia pada saat migrasi ke BMI jauh lebih besar sehingga perbedaan termal antara lautan dan daratan pun menjadi lebih besar yang berefek pada bertambahnya kekuatan dan jangkauan monsun tersebut. Sementara pengaruh monsun Australia pada wilayah BMI hanya ditentukan oleh faktor kedekatan geografis, tanpa ada faktor luas lautan yang dapat meningkatkan perbedaan termal dan energi monsun Australia, itulah sebabnya monsun tersebut hanya berpengaruh secara signifikan pada wilayah selatan BMI.



Gambar 3.3. Data multivariabel klimatologi pada bulan Juli (1980-2009) a) Radiasi gelombang panjang (OLR) (W/m2); b) Temperatur titik embun (Td) (oc) pada level ketinggian 700hPa dan garis arus angin pada level ketinggian 850hPa; c) Kelembapan spesifik pada level ketinggian 850hPa; d) Presipitasi (mm/hari).

DAFTAR RUJUKAN

Chang C.-P dkk.., 2005, Annual Cycle of Southeast Asia-Maritime Continent Rainfall and the Asymmetric Monsoon Transition, Journal of Climate, 18, 287-301.

Jinhai HE dkk., 2006, Characteristics of the Onset of the Asian Summer Monsoon and the Importance of Asian-Australian "Land Bridge," Journal of Advances in Atmospheric Sciences, 23, 951-963.

Junmei LU dkk., 2006, The Onset and Advance of the Asian Summer Monsoon, Chinese Science Bulletin Vol. 51 No. 1 80 – 88.

Kawamura dkk., 2002, A Mechanism of the Onset of the Australian Summer Monsoon, Journal of Geophysical Research, Vol. 107 No. D14.

Wang P. dkk., 2005, Evolution and Variability of the Asian Monsoon System: State of the Art and Outstanding Issues, Quaternary Science Reviews, 24, 595-629.

Webster P.J. dkk., 1998, Monsoons: Processes, Predictability, and the Prospects for Prediction, Journal of Geophysical Research, Vol. 103, No. C7, Hal. 14451-14510.

Tanaka M., 1994, The Onset and Retreat Dates of the Austral Summer Monsoon over Indonesia, Australia and New Guinea, Journal of the Meteorological Society of Japan, 72, 255-266.

Tjasyono Bayong, 2008, Dampak Variasi Temperatur Samudera Pasifik dan Hindia Ekuatorial Terhadap Curah Hujan di Indonesia, Jurnal Sains Dirgantara Vol. 5 No. 2 halaman 83-95.

Tjasyono Bayong, 2004, Klimatologi, cetakan Ke-2. Penerbit ITB, Bandung.