

PENGUJIAN MODEL PREDIKSI ANOMALI OUT-GOING LONGWAVE RADIATION DAN HUBUNGANNYA DENGAN CURAH HUJAN DI INDONESIA

Erna S. Adiningsih, Parwati¹⁾, H. Suharsono^{**)}

¹⁾Peneliti Bidang Lingkungan

^{**)}Pengajar, Jurusan Geofisika dan Meteorologi, FMIPA – Institut Pertanian Bogor

ABSTRACT

This research was aimed to verify the model of OLR (Outgoing Longwave Radiation) anomaly prediction over the tropics using Tropical Pacific SST (sea Surface Temperature) anomaly and to analyze the accuracy of correlation model between OLR and rainfall over different Oldeman climate types and rainfall patterns. Based on regression analysis (of 1974 – 1997 period) during normal, El Nino and La Nina years, predicted OLR has the highest accuracy for September as transition period from dry to wet season (with $0.796 \leq R^2 \leq 0.945$). For wet season (October – March) the highest accuracy reached by October predicted OLR ($0.752 \leq R^2 \leq 0.911$). Predicted OLR for dry season (May – August) has high accuracy for July during normal and La Nina years ($0.764 \leq R^2 \leq 0.926$), while the predicted values during El Nino years were a little lower ($0.776 \leq R^2 \leq 0.889$ for August). Predicted OLR has the lowest accuracy for April (transition from wet to dry season) as shown by its correlation ($0.582 \leq R^2 \leq 0.785$). In general, OLR prediction is better for period of June-December) than period of January-May, both during El Nino and La Nina years. The conversion from OLR into rainfall is more accurate based on climate type and rainfall pattern areas respectively, but for practical purposes the combined correlation will be more applicable.

ABSTRAK

Penelitian ini dilakukan untuk menguji model prediksi anomali OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) tropik berdasarkan anomali SPL (Suhu Permukaan Laut) Pasifik Tropik dan mengkaji keakuratan model hubungan OLR dengan curah hujan pada berbagai tipe iklim Oldeman dan tipe pola hujan di setiap daerah. Hasilnya menunjukkan bahwa tingkat keakuratan model prediksi OLR makin berkurang dengan bertambahnya waktu tunda. Dari analisis regresi bulanan (1974 – 1997) baik pada tahun normal, El Nino dan La Nina, OLR prediksi mempunyai keakuratan tertinggi pada bulan September yang merupakan bulan peralihan musim kemarau dan musim hujan ($0.796 \leq R^2 \leq 0.945$). Sedangkan pada musim hujan (Oktober – Maret), keakuratan tertinggi diwakili oleh bulan Oktober ($0.752 \leq R^2 \leq 0.911$). Prediksi OLR untuk musim kemarau (Mei - Agustus) mempunyai keakuratan yang tinggi pada bulan Juli di tahun normal dan La Nina ($0.764 \leq R^2 \leq 0.926$), sementara pada tahun El Nino diwakili pada bulan Agustus ($0.776 \leq R^2 \leq 0.889$). Pada bulan April yang merupakan bulan peralihan musim hujan ke musim kemarau, keakuratan prediksi OLR mempunyai nilai yang paling rendah dibandingkan dengan musim hujan, musim kemarau maupun peralihan musim kemarau ke musim hujan ($0.582 \leq R^2 \leq 0.785$). Pada bulan-bulan musim kemarau hingga puncak musim hujan (Juni – Desember), hasil prediksi OLR baik pada tahun El Nino maupun La Nina mempunyai keakuratan yang lebih tinggi dibandingkan dengan hasil prediksi untuk bulan-bulan pada akhir musim hujan hingga memasuki musim kemarau (Januari-Mei). Konversi dari nilai OLR ke dalam nilai curah hujan lebih akurat dengan membedakan tipe iklim atau pola hujan di tiap daerah, tetapi penerapan praktisnya dapat dilakukan dengan menggabungkan beberapa tipe menjadi satu kelompok agar menjadi lebih sederhana.

1 PENDAHULUAN

Pengamatan dan pemodelan sistem lautan dan atmosfer wilayah tropik yang telah dicapai dalam dasawarsa terakhir telah memberikan kontribusi yang besar dalam memahami berbagai fenomena iklim yang berkaitan dengan interaksi lautan-atmosfer seperti halnya ENSO (*El Nino and The Southern Oscillation*). Terjadinya ENSO biasanya diawali oleh adanya siklon kuat pada angin permukaan laut di sekitar wilayah Samudera Pasifik Tropik antara 5° LU dan 5° LS, yang menyebabkan *upwelling* gelombang Rossby (Busalacchi *et al*, 1983). Gelombang Rossby ini akan menjalar ke arah barat dan selanjutnya dipantulkan oleh pulau-pulau di wilayah pasifik barat (termasuk kepulauan Indonesia) sebagai gelombang Kelvin yang menjalar sepanjang ekuator ke arah timur, sehingga suhu permukaan laut Pasifik timur memanas. Kondisi ini dapat menyebabkan rendahnya nilai SOI (*Southern Oscillation Index*) yang ditandai oleh adanya tekanan tinggi di Pasifik tenggara dan tekanan rendah di wilayah Indonesia-Australia.

Peristiwa ENSO umumnya menyebabkan bergesernya zona-zona konvergen atmosfer global, yaitu ITCZ ke arah utara ekuator, SPCZ ke arah timur laut, dan zona konvergen di Pasifik timur meningkat. Keadaan ini menyebabkan curah hujan di wilayah Indonesia lebih rendah sehingga terjadi kekeringan, sedangkan di pantai Pasifik timur menjadi lebih tinggi (basah). Curah hujan yang rendah di Indonesia akibat ENSO biasanya terjadi antara bulan Juni sampai dengan November (Ropelewski dan Halpert, 1987; Hastenrath, 1990 dalam Roswintiarti, 1997). Adapun kekeringan yang terjadi di Indonesia akibat ENSO tersebut berdampak negatif terutama terhadap pertanian, kehutanan dan perhubungan.

Hal ini telah dirasakan dengan terjadinya ENSO pada tahun 1997 yang mengakibatkan penurunan produksi tanaman pangan dan meningkatnya kebakaran hutan. Oleh sebab itu prediksi terjadinya anomali iklim yang teruji secara

ilmiah diharapkan dapat mengurangi dampak sosial-ekonomi yang merugikan.

Penelitian untuk mengembangkan model prediksi OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) dan curah hujan selama ENSO dengan menggunakan data OLR dan SPL (Suhu Permukaan Laut) Pasifik Tropik telah dilakukan oleh Pusfatja-LAPAN sejak tahun 1995 sampai 1998 (Roswintiarti, 1997; Adiningsih *et al.*, 1998). Penelitian pengembangan model prediksi anomali OLR Tropik dan estimasi curah hujan yang telah dilakukan ternyata menghasilkan korelasi yang beragam antar bulan. Namun hasil penelitian terdahulu juga menunjukkan bahwa model prediksi anomali OLR dan estimasi curah hujan bulanan dengan waktu tunda 0 – 5 bulan dapat diterapkan di Indonesia dengan tingkat signifikansi (taraf nyata) yang cukup tinggi (90%), meskipun tingkat ketelitiannya masih perlu ditingkatkan (Roswintiarti, 1997; Adiningsih *et al.*, 1998).

Berdasarkan uraian di atas penelitian ini bertujuan: (1) untuk menganalisis dan mendapatkan hubungan antara OLR dengan curah hujan di Indonesia pada berbagai tipe wilayah dan iklim, (2) untuk memverifikasi model prediksi OLR bulanan di Indonesia yang diprediksi dari data suhu permukaan laut global di wilayah Pasifik Tropik. Lokasi pengujian dan verifikasi model adalah seluruh wilayah Indonesia dengan periode kajian tahun 1974 sampai dengan 1997. Periode tersebut dipilih dengan pertimbangan ketersediaan dan kelengkapan data curah hujan. Dalam analisis hubungan antara OLR dengan curah hujan, wilayah Indonesia dibagi menurut pola hujan dan tipe iklim. Selain itu, analisis juga dilakukan untuk tipe wilayah yang dibagi atas dominasi daratan dan dominasi lautan dengan contoh daerah Sumatera bagian selatan dan Jawa bagian barat. Meskipun pengujian model didasarkan pada data untuk periode tersebut, hasil pengujian dapat diterapkan untuk periode di luar periode data karena data yang digunakan cukup panjang dan selama

periode tersebut terjadi keadaan iklim yang normal maupun menyimpang seperti pada saat El Nino dan La Nina. Diharapkan penelitian ini dapat meningkatkan ketelitian dan ketepatan model yang telah diperoleh. Selain itu dengan adanya informasi tentang anomali OLR dan curah hujan dengan waktu tunda sampai dengan 5 bulan, dampak negatifnya terutama terhadap bidang pertanian, kehutanan dan perhubungan dapat diantisipasi sedini mungkin. Hasil penelitian ini dapat

bermanfaat pula sebagai bahan masukan dalam Prakiraan Musim hujan dan Prakiraan Musim Kemarau yang dikoordinasikan oleh Badan Meteorologi dan Geofisika.

2 BAHAN DAN METODE PENELITIAN

2.1 Data dan Alat Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data penginderaan jauh dan data stasiun permukaan seperti pada Tabel 2-1.

Tabel 2-1: DATA PENGINDERAAN JAUH DAN DATA STASIUN PERMUKAAN

Lokasi	SPL Pasifik Tropik	OLR Wilayah Indonesia
	30° LU-30° LS, 150° BT - 90° BB	8° LU-12° LS, 95° BT-141° BT
Resolusi spasial	4° x 4° (data OI)	5° x 5° (data aktual)
	2° x 2° (data BA)	2° x 2° (hasil prediksi)
Resolusi temporal	Bulanan (1982-1997)	Bulanan (1974-1997)
Jenis data	<i>Optimum Interpolation (OI)</i> <i>Blended Analysis Center (BA)</i>	
Sumber	<i>Climate Analysis Center, NCEP, Washington D. C.</i>	<i>Climate Analysis Center, NCEP, Washington D. C.</i>

Data permukaan meliputi curah hujan bulanan wilayah Indonesia tahun 1974-1997 (dari BMG), peta klasifikasi iklim Oldeman (dari Puslitbangtanak), dan peta tipe hujan BMG (dari BMG).

Alat yang digunakan dalam penelitian ini berupa seperangkat komputer (PC) dengan perangkat lunak Excel, Turbo C, Matlab, dan Minitab.

2.2 Metode Penelitian

2.2.1 Pengolahan Data

- Mengelompokkan lokasi stasiun curah hujan berdasarkan tipe pola hujan dan tipe iklim Oldeman sesuai dengan ketersediaan data.
- Menentukan daerah cuplikan OLR (5° x 5°) yang didominasi oleh daratan dan lautan.
- Mencuplik data OLR aktual untuk lokasi-lokasi tertentu sesuai dengan stasiun curah hujan yang telah ditentukan berdasarkan dominasi daratan dan lautan serta berdasarkan tipe iklim.

- Mengolah data curah hujan dan OLR untuk analisis regresi polinomial dan korelasi.
- Menghitung prediksi anomali OLR dari data anomali SPL Pasifik Tropik dan anomali OLR wilayah Tropik dengan model prediksi untuk waktu tunda 0 -5 bulan.
- Mencuplik nilai anomali OLR prediksi untuk lokasi tertentu sesuai dengan data curah hujan yang telah ditentukan.
- Mengolah data OLR aktual dan OLR prediksi untuk analisis korelasi.

2.2.2 Analisis Data

- Analisis regresi antara OLR dengan curah hujan di Indonesia
 - Membuat persamaan untuk mengkonversi data anomali OLR ke curah hujan untuk berbagai pola hujan dan tipe iklim yang dibagi menjadi 2 analisis, yaitu
 - Analisis bulanan menggunakan semua data
 - Analisis rata-rata bulanan

Bentuk persamaannya mengikuti persamaan polinomial berikut

$$CH = a_0 + a_1(OLR) + a_2(OLR)^2 + \dots + a_n(OLR)^n \quad (2-1)$$

Keterangan:

CH = curah hujan

OLR = *Out-going Longwave Radiation* (Wm^{-2}) a_0, a_1, a_2, a_n = koefisien regresi (Makridakis et al., 1983; Steel dan Torrie, 1991)

Kriteria : persamaan akan dipilih jika mempunyai nilai R^2 tinggi.

- b. Melakukan analisis regresi terboboti jika ragam (σ^2) pada hubungan antara OLR dengan curah hujan tidak homogen.
- c. Menggabungkan persamaan regresi untuk tipe iklim Oldeman dengan menggunakan peubah *dummy* melalui langkah berikut.
 - Memilih persamaan yang akan digabungkan dengan kriteria selisih nilai *intercept* atau *slope* masing-masing persamaan tidak jauh berbeda.
 - Membuat *full model* dan *intercept model* atau *paralel model* atau *joint model* sesuai dengan kriteria persamaan (nilai *intercept* atau *slopenya*) yang akan digabungkan.
 - Menentukan model persamaan yang paling sederhana dengan kriteria :

$$F_{hit} < F_{tabel \alpha = 0,05} (db_2 - db_1, db_2)$$

$$\text{Dengan rumus : } F_{hit (1) \text{ vs } (2)} = \frac{(JKS_2 - JKS_1) / (dbs_2 - dbs_1)}{(JKS_1 / dbs_1)} \dots \dots \dots (2-2)$$

(Makridakis et al., 1983; Steel dan Torrie, 1991)

Keterangan:

1. : *full model*
2. : *intercept* atau *paralel* atau *joint model*

JKS : Jumlah kuadrat sisa

dbs : derajat bebas sisa

2. Analisis regresi antara OLR aktual dengan OLR prediksi yang dibagi menjadi :

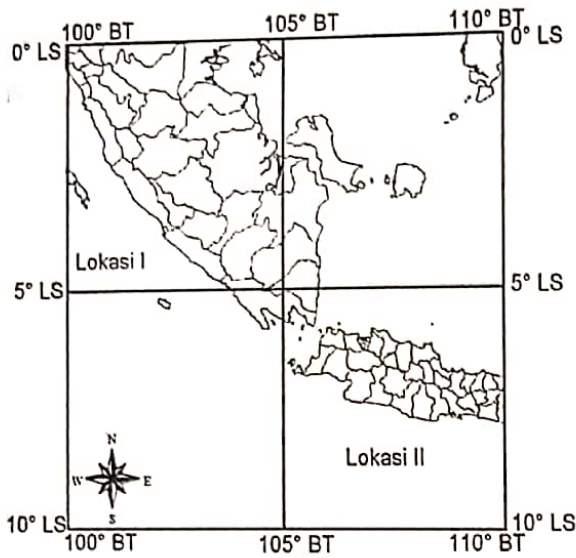
- a. Analisis pada tiap lag (0-5 bulan) di tahun normal, tahun El Nino dan La Nina yang telah ditentukan dari penelitian terdahulu berdasarkan *time series* anomali OLR dan indeks osilasi selatan (IOS).
- b. Analisis pada bulan-bulan selama fenomena El Nino dan La Nina.

3 HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1 *Out-going Longwave Radiation* (OLR) dan Curah Hujan

3.1.1 Berdasarkan wilayah daratan dan lautan

Meninjau definisi *Out-going Longwave Radiation* yang merupakan radiasi gelombang panjang yang dipancarkan oleh bumi ke atmosfer, baik dari daratan maupun lautan, maka pada nilai OLR aktual yang beresolusi spasial $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ terdapat kemungkinan tercakupnya wilayah daratan dan lautan. Untuk itu dilakukan analisis pada 2 lokasi yang berbeda. Lokasi pertama didominasi oleh daratan yang terletak pada $0 - 5^{\circ}$ LS dan $100^{\circ} - 105^{\circ}$ BT, diwakili oleh wilayah sekitar Padang, Rengat, Jambi, Palembang dan Bengkulu. Sementara lokasi kedua yang didominasi oleh lautan terletak pada $5^{\circ} - 10^{\circ}$ LS dan $105^{\circ} - 110^{\circ}$ BT. Lokasi kedua diwakili oleh wilayah Jakarta, Serang, Bandung, Tasikmalaya, Jatiwangi dan Cilacap. Kedua daerah analisis di atas dapat disajikan pada Gambar 3-1.



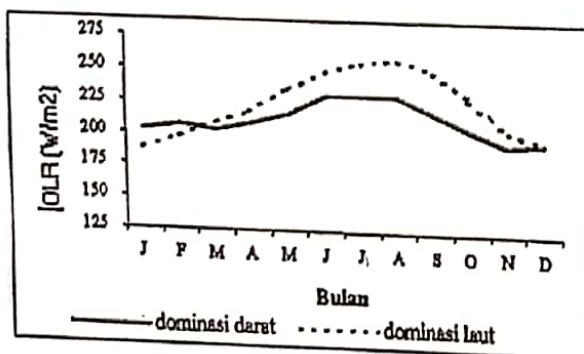
Gambar 3-1: Daerah analisis nilai OLR pada 2 lokasi yang didominasi daratan (lokasi I) dan didominasi lautan (lokasi II).

Pada Gambar 3-2a disajikan pola OLR dan curah hujan rata-rata bulanan periode 1974 – 1997 untuk daerah yang didominasi oleh lautan dan daerah yang didominasi oleh daratan. Dari Gambar 3-2a dapat dijelaskan bahwa OLR pada wilayah yang didominasi oleh lautan (lokasi II) mempunyai nilai yang lebih tinggi dibandingkan dengan wilayah yang didominasi daratan (lokasi I). Kedua pola OLR ini berbentuk unimodal (mempunyai 1 puncak). Pada lokasi II (dominasi lautan) puncak OLR terdapat pada bulan Agustus sebesar 259 Wm^{-2} . Merujuk pernyataan Arkin & Ardanuy (1989) dalam Chang & Kitoyoshi (1994) bahwa nilai OLR yang kurang dari 235 Wm^{-2} dapat digunakan sebagai nilai

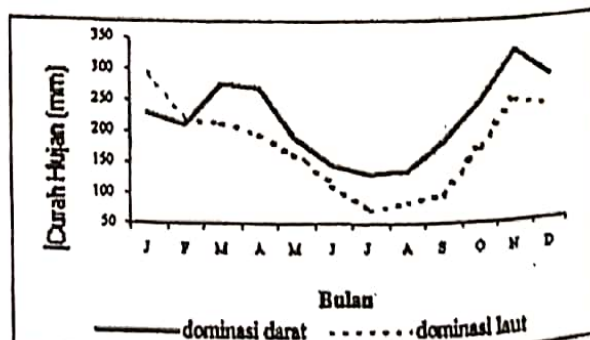
ambang batas dari curah hujan yang berhubungan dengan konveksi awan cumulus yang kuat, maka dengan nilai OLR yang lebih besar dari 235 Wm^{-2} pada bulan Agustus, konveksi yang terjadi tidak begitu kuat sehingga hujan yang dihasilkan rendah (88 mm). Kenyataan ini terjadi dalam bulan Juni hingga September. Pada lokasi I yang didominasi oleh daratan, nilai OLR setiap bulannya kurang dari 235 Wm^{-2} . OLR tertinggi terdapat pada bulan Juli sebesar 230 Wm^{-2} , sedangkan OLR terendah terjadi pada bulan November (193 Wm^{-2}). Sebaliknya pada Gambar 3-6 curah hujan akan mencapai minimum pada bulan Juli (131 mm) dan maksimum pada bulan November (327 mm).

Melihat pola curah hujan rata-rata bulanan pada Gambar 3-2b dapat dijelaskan bahwa lokasi I (dominasi daratan) mempunyai rata-rata curah hujan (219 mm/bulan) yang lebih tinggi dibandingkan dengan curah hujan pada lokasi II (dominasi lautan) yang menerima 175 mm/bulan. Menurut Oldeman *et al* (1979), secara keseluruhan wilayah Sumatera mempunyai musim kering yang lebih pendek dibandingkan dengan wilayah Jawa, dimana lebih dari 70% wilayahnya mempunyai periode basah yang lebih dari 6 bulan. Sementara periode kering wilayah Sumatera bagian selatan khatulistiwa hampir sama dengan di Jawa, yaitu Juni – September.

a). OLR



b). Curah Hujan



Gambar 3-2: Pola OLR (a) dan curah hujan (b) bulanan periode 1974-1997 pada lokasi I (dominasi darat) dan lokasi II (dominasi laut).

Asumsi kehomogenan ragam pada hubungan antara curah hujan dan OLR pada lokasi yang didominasi oleh daratan maupun lautan tidak dapat terpenuhi, sehingga dilakukan analisis regresi terboboti. Hasil analisis seperti yang terlihat pada Tabel 3-1 menunjukkan bahwa daerah yang didominasi lautan mempunyai nilai R^2 yang lebih tinggi

dari pada daratan. Hal ini disebabkan karena pada lokasi II (dominasi lautan) diwakili oleh wilayah yang umumnya bertipe hujan monsun, di mana terdapat perbedaan yang jelas antara musim kemarau dan musim hujan. Sedangkan pada lokasi I (dominasi daratan) umumnya mempunyai tipe hujan ekuatorial yang mempunyai dua puncak.

Tabel 3-1: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR PADA 2 LOKASI YANG BERBEDA

Wilayah	Persamaan	R^2
Dominasi darat	$CH = 1037.8 - 3.871 OLR$	0.245
Dominasi laut	$CH = 920.4 - 3.322 OLR$	0.309

3.1.1 Berdasarkan Tipe Pola Hujan

Berdasarkan data curah hujan periode 1961 - 1990 yang dipublikasi oleh Badan Meteorologi dan Geofisika (1994), ditentukan lokasi-lokasi stasiun

yang mewakili tipe pola hujan, berikut disajikan lokasi-lokasi stasiun hujan yang digunakan untuk mewakili tipe pola hujan pada Tabel 3-2.

Tabel 3-2: DAERAH YANG MEWAKILI TIPE POLA HUJAN MONSUN, EKUATORIAL DAN LOKAL

Tipe hujan	Lokasi/stasiun
Monsun	Dilli, Kupang, Waingapu, Maumere, Sumbawa Besar, Merauke, Manado, Ujung Pandang, Lampung, Banyuwangi, Kalianget, Surakarta, Yogyakarta, Semarang, Jatiwangi, Jakarta, Serang.
Ekuatorial	Bengkulu, Pekanbaru, Rengat, Singkawang, Sintang, Pangkalan Bun, Banjarmasin, Samarinda, Balikpapan, Palangkaraya, Muaratewe, Majene, Wamena, Tasikmalaya, Bandung, Madiun, Pontianak
Lokal	Meulaboh, Ambon, Sorong, Fakfak

Hasil analisis regresi menunjukkan adanya hubungan yang nyata antara OLR dengan curah hujan yang diklasifikasikan berdasarkan tipe pola hujan, namun ragamnya tidak homogen sehingga dilakukan analisis regresi terboboti. Pada Tabel 3-3 dapat dilihat bahwa pola hujan lokal memiliki nilai R^2 yang paling rendah dibandingkan tipe hujan lainnya. Hal ini disebabkan karena siklus musiman dan harian tipe hujan lokal yang tidak nyata. Pengaruh dataran tinggi pada hujan tidak semata-mata tergantung dari ketinggian, tetapi juga suhu dan kelembaban udara yang naik serta arah dan kecepatan angin (Handoko, 1994). Jika ditinjau dari resolusi spasial OLR ($5^\circ \times 5^\circ$), maka pada luasan tersebut tipe hujan lokal hanya terdapat dalam wilayah yang sangat sempit, sedangkan tipe hujan monsun terdapat dalam wilayah yang lebih luas, sehingga pengaruh yang ditimbulkan oleh hujan lokal pada wilayah cakupan OLR ($5^\circ \times 5^\circ$) sangat rendah dibandingkan dengan hujan monsun.

Hal ini disebabkan karena pada lokasi II (dominasi lautan) diwakili oleh wilayah yang umumnya bertipe hujan monsun, di mana terdapat perbedaan yang jelas antara musim kemarau dan musim hujan. Sedangkan pada lokasi I (dominasi daratan) umumnya mempunyai tipe hujan ekuatorial yang mempunyai dua puncak.

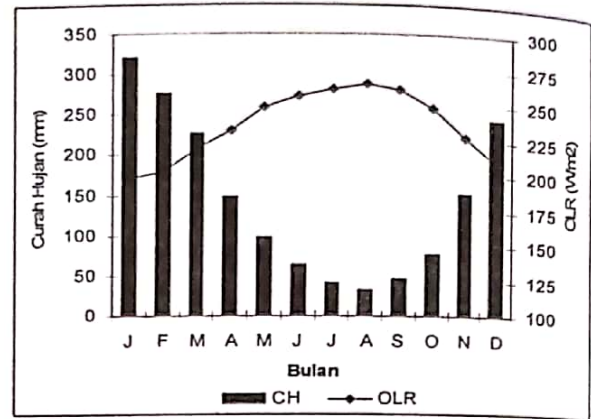
Tabel 3-3: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR MENURUT TIPE HUJAN

Tipe Hujan	Persamaan	R ²
Monsun	$CH = 932.6 - 3.369 OLR$	0.445
Ekuatorial	$CH = 888.4 - 3.218 OLR$	0.271
Lokal	$CH = -2070 + 21.1 OLR - 0.0483 OLR^2$	0.042

a. Tipe Monsun

Ditinjau dari analisis rata-rata bulanan (Gambar 3-3), daerah-daerah yang bertipe hujan monsun akan mempunyai curah hujan maksimum pada bulan Januari (321 mm), sebaliknya OLR pada bulan tersebut mencapai nilai minimum (198 Wm^{-2}). Hal ini berkaitan erat dengan sistem sirkulasi *monsoon* (monsun) yang menyebabkan adanya periode basah dan kering dalam setahun. Kenyataan tersebut mendukung pernyataan Hackert dan Hastentrath (1986) dalam Situmorang (1990) yang menyebutkan bahwa curah hujan di Indonesia yang dipengaruhi oleh sistem sirkulasi Monsun mempunyai nilai tertinggi pada bulan Desember hingga Januari saat terbentuk tekanan udara rendah di daerah Australia bagian utara dan daerah Indonesia, serta aliran angin Timur Laut dari Laut Cina Selatan dan Asia Selatan yang bersatu menjadi aliran angin Barat Laut di daerah ekuator yang mengandung banyak uap air.

Sementara di bulan Agustus, curah hujan mencapai nilai terendah yaitu rata-rata sebesar 32 mm dengan nilai OLR yang maksimum yaitu 265 Wm^{-2} . Pada kejadian tersebut tekanan udara di atas daerah Asia lebih rendah daripada di daerah Australia bagian utara dan daerah Indonesia, angin barat laut melemah dan diambil alih oleh angin Pasat Tenggara yang bersifat lemah dan kurang mengandung uap air. Oleh sebab itu pola OLR maupun curah hujan berbentuk monomodal dengan maksimum OLR atau minimum curah hujan terjadi sekitar bulan Agustus dan maksimum hujan pada bulan Januari.



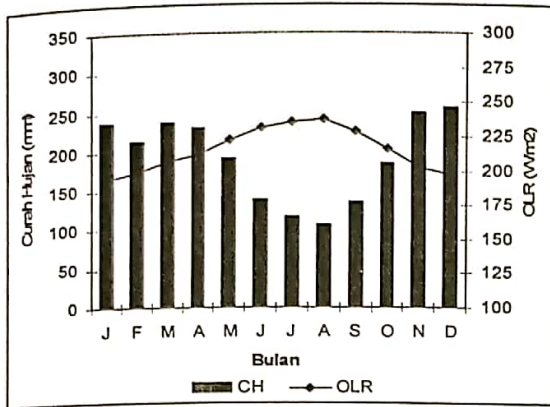
Gambar 3-3: Pola curah hujan dan OLR bulanan pada daerah tipe hujan monsun periode 1974 - 1997 di Indonesia.

Curah hujan dan OLR dihitung berdasarkan rata-rata untuk seluruh stasiun bertipe monsun (Tabel 3-2).

b. Tipe Ekuatorial

Pola curah hujan hasil analisis rata-rata bulanan pada tipe ekuatorial (Gambar 3-4) menunjukkan adanya 2 nilai puncak, yaitu pada bulan Maret (237 mm) dan bulan Desember (256 mm). Berkaitan dengan pergerakan matahari ($23.5^{\circ} LS - 23.5^{\circ} LU$), maka pada bulan Maret matahari berada di daerah khatulistiwa. Hal ini mengakibatkan terjadinya penguapan intensif yang dapat meningkatkan konveksi di daerah khatulistiwa. Penguapan yang intensif di sekitar khatulistiwa pada pusat tekanan rendah yang disebut ITCZ (*Inter Tropical Convergence Zone*) dicirikan oleh banyaknya awan pada daerah tersebut, sehingga daerah-daerah yang berada di dekat khatulistiwa khususnya yang bertipe hujan ekuatorial seperti Sintang, Pekanbaru, Rengat, Muaratewe, Samarinda dan Pontianak akan mengalami musim hujan atau mendapatkan curah hujan yang lebih tinggi dibandingkan daerah

berpola hujan monsun. Rata-rata nilai OLR pada bulan Maret adalah 207 Wm^{-2} dengan curah hujan sebesar 237 mm.



Gambar 3-4: Pola curah hujan dan OLR bulanan pada tipe hujan ekuatorial periode 1974 - 1997 di Indonesia.

Curah hujan dan OLR dihitung berdasarkan rata-rata untuk seluruh stasiun bertipe ekuatorial (Tabel 3-2).

Puncak curah hujan kedua terjadi pada bulan Desember, ketika matahari berada di belahan bumi selatan (BBS) yang diikuti oleh pergerakan ITCZ dengan waktu tunda. Penguapan yang intensif di BBS cukup potensial untuk mengakibatkan curah hujan yang lebih tinggi atau musim hujan yang lebih awal dibandingkan dengan daerah lainnya yang bertipe monsun. Nilai OLR di daerah bertipe ekuatorial pada bulan Desember rata-rata sebesar 198 Wm^{-2} .

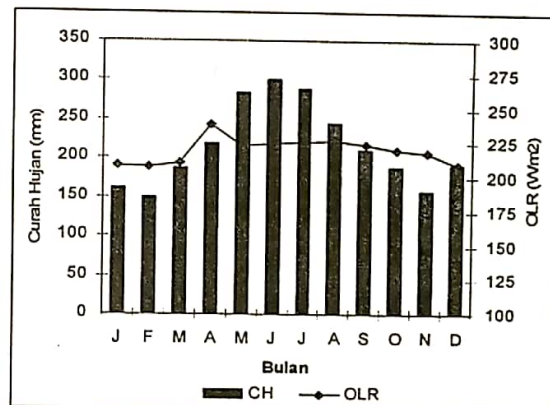
Curah hujan terendah di daerah tipe hujan Ekuatorial terjadi pada bulan Agustus (106 mm), di mana pada saat tersebut matahari berada di belahan bumi utara. Pada saat itu OLR mencapai nilai maksimum sebesar 238 Wm^{-2} .

c. Tipe Lokal

Pada tipe lokal yang diwakili oleh beberapa stasiun pada Tabel 3-2 yang terletak di dekat ekuator dan sebelah utara ekuator, pola curah hujannya sangat dipengaruhi oleh keadaan dan kondisi setempat, seperti ciri geografi dan topografi. Faktor pembentukannya dibedakan menjadi 2, yaitu naiknya udara lembab secara paksa ke dataran

tinggi atau pegunungan dan pemanasan lokal yang tidak seimbang.

Analisis data rata-rata bulanan menghasilkan curah hujan minimum sebesar 149 mm pada bulan Februari dan 158 mm pada bulan November dengan OLR masing-masing 208 Wm^{-2} dan 218 Wm^{-2} yang berarti memiliki curah hujan tinggi hampir sepanjang tahun. Pola curah hujan dan OLR di daerah bertipe hujan lokal memiliki bentuk bimodal yang berkebalikan dengan tipe hujan ekuatorial. Puncak hujan utama terjadi pada bulan Juni dengan nilai curah hujan maksimum sebesar 300 mm dengan OLR sebesar 225 Wm^{-2} , sedangkan puncak sekunder terjadi pada bulan Desember (Gambar 3-5).



Gambar 3-5: Pola curah hujan dan OLR bulanan pada tipe hujan lokal periode 1974 - 1997 di Indonesia.

Curah hujan dan OLR dihitung berdasarkan rata-rata untuk seluruh stasiun bertipe lokal (Tabel 3-2).

3.1.2 Berdasarkan tipe iklim oldeman

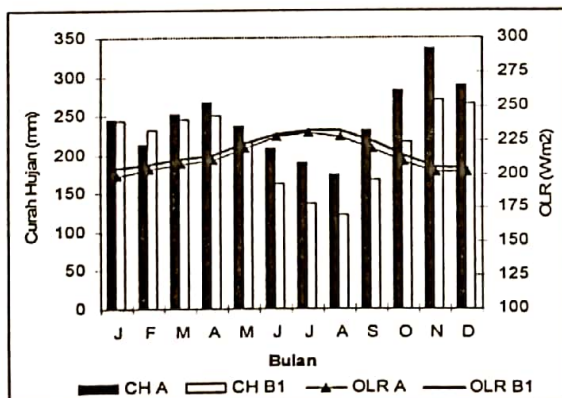
Dari ke 18 zona agroklimatologi pada sistem klasifikasi Oldeman terdapat 14 zona yang ditemukan di Indonesia (Oldeman, 1975; Oldeman dan Syarifudin, 1977; Oldeman *et al*, 1980). Persentase terdapatnya zona agroklimatologi tersebut antara lain adalah A (29%), B1 (29%), B2 (1%), C1 (8%), C2 (9%), C3 (2%), D1 (6%), D2 (2%), D3 (4%), D4 (1%), E1 (4%), E2 (2%), E3 (2%), dan E4 (1%). Sesuai dengan data yang ada maka digunakan 13 tipe iklim dalam penelitian ini, seperti yang terlihat pada Tabel 3-4.

Tabel 3-4: DAERAH TIPE IKLIM OLDEMAN

Tipe	Lokasi/Stasiun
A	Meulaboh, Sintang, Bengkulu, Pontianak, Cilacap, Fakfak
B1	Pakanbaru, Singkawang, Pangkalan Bun, Muaratewe, Sorong, Manado,
C1	Tasikmalaya, Rengat
C2	Balikpapan, Palangkaraya, Poso, Manokmari, Jayapura, Ambon
C3	Banjarmasin, Surakarta, Semarang, Bandung
D1	Kendari, Yogyakarta, Madiun, Surabaya
D2	Medan, Toli-toli
D3	Lampung, Serang
D4	Mejene, Jakarta, Jatiwangi, Kalianget, Merauke, Sumbawa besar
E1	Kupang, Dilli
E2	Samarinda, Banyuwangi, Wamena
E3	Lhokseumawe, Banda Aceh, Gorontalo
E4	Palu, Namlea Waingapu, Maumere

a. Tipe Iklim A dan B1

Berdasarkan analisis data rata-rata bulanan selama 23 tahun (1974–1997) diperoleh bahwa daerah yang bertipe A dan B1 cenderung mempunyai pola curah hujan yang sama dengan nilai maksimum terjadi pada bulan November dan minimum di bulan Agustus. Daerah tipe A memiliki curah hujan (± 244 mm/bulan) yang lebih tinggi dibandingkan daerah tipe B (± 211 mm/bulan), sebaliknya OLR pada daerah tipe A (± 213 Wm²/bulan). Lebih rendah dibandingkan OLR daerah tipe B (± 217 Wm²/bulan). Pola curah hujan dan OLR daerah bertipe iklim A dan B1 dapat disajikan pada Gambar 3-6.



Gambar 3-6: Pola curah hujan dan OLR pada tipe iklim A dan B1 periode 1974-1997 di Indonesia

Pola curah hujan dan OLR pada gambar diolah berdasarkan data curah hujan dan OLR rata-rata untuk semua stasiun bertipe iklim A dan B1 (Tabel 3-4).

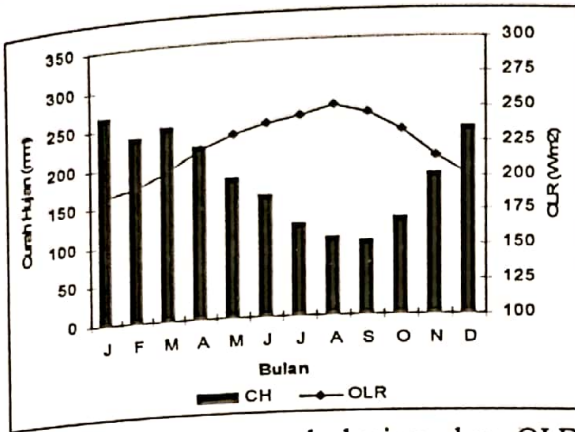
Melihat hubungan antara curah hujan dan OLR pada iklim A dan B1 yang memiliki ragam tidak homogen, maka dilakukan analisis regresi terboboti. Hasil analisis menunjukkan bahwa daerah tipe A mempunyai nilai korelasi yang lebih rendah dibandingkan dengan tipe B1 (Tabel 3-5).

Tabel 3-5: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR BULANAN PADA TIPE IKLIM A DAN B1.

Tipe Iklim	Persamaan	R ²
A	CH = 908.7 - 3.144 OLR	0.129
B1	CH = 764.8 - 2.575 OLR	0.151

b. Tipe Iklim C

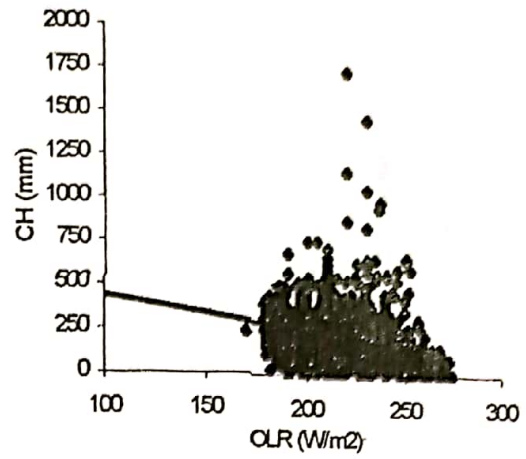
Secara keseluruhan daerah bertipe iklim C dengan bulan basah berturut-turut 5-6 bulan memiliki curah hujan maksimum (266 mm) pada bulan Januari dan minimum (93 mm) pada bulan September, kecuali pada tipe C1 yang curah hujan maksimumnya terjadi pada bulan April. Sebaliknya OLR pada tipe iklim C mencapai nilai maksimum (252 Wm²) pada bulan Agustus dan minimum (194 Wm²) pada bulan Januari. Nilai rata-rata bulanan curah hujan dan OLR daerah tipe C adalah 199 mm dan 224 Wm². Pola curah hujan dan OLR rata-rata bulanan daerah tipe iklim C dapat disajikan pada Gambar 3-7 berikut.



Gambar 3-7: Pola curah hujan dan OLR pada tipe iklim C periode 1974-1997 di Indonesia.

Pola curah hujan dan OLR di atas diolah berdasarkan data curah hujan dan OLR rata-rata untuk semua stasiun bertipe iklim C (Tabel 3-4).

Pada hubungan antara curah hujan dan OLR bulanan tipe iklim C, asumsi kehomogenan ragam tidak terpenuhi, sehingga dilakukan analisis regresi terboboti. Diagram pencar pada Gambar 3-8 menunjukkan hubungan antara curah hujan dan OLR pada tipe iklim C1.



Gambar 3-8: Diagram pencar hubungan antara curah hujan dengan OLR hasil analisis bulanan pada tipe iklim C1 di Indonesia

Tipe iklim C1 ternyata mempunyai nilai korelasi yang paling rendah dibandingkan dengan tipe iklim lainnya. Sementara tipe iklim C3 cenderung mempunyai korelasi yang lebih tinggi dibandingkan dengan tipe iklim C2 pada hubungan antara OLR dengan curah hujannya (Tabel 3- 6).

Tabel 3-6: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR PADA TIPE IKLIM C

Tipe Iklim	Persamaan	R ²
C1	CH = 666.4 - 2.142 OLR	0.044
C2	CH = 888.4 - 3.187 OLR	0.429
C3	CH = 853.9 - 3.098 OLR	0.453

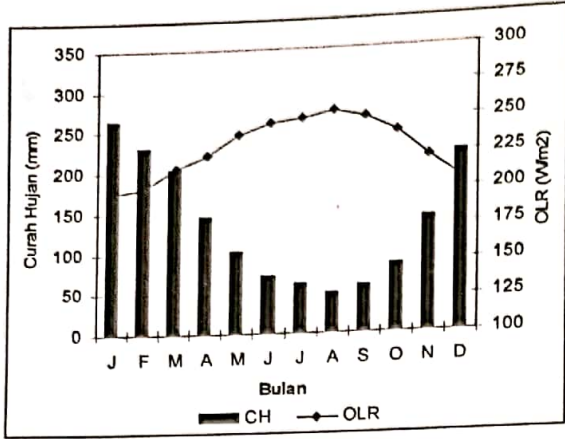
Pada analisis regresi dengan menggunakan peubah *dummy* dalam menggabungkan persamaan-persamaan tipe C1, C2, dan C3 diperoleh bahwa persamaan regresi tipe iklim C2 dan C3 dapat digabungkan baik *intercept* maupun *slope*-nya, sedangkan tipe C1 tidak digabungkan. Adapun persamaan regresi yang dihasilkan untuk mewakili tipe iklim C adalah :

$$CH \text{ Tipe C} = 629 \text{ Tipe C1} + 844 \text{ Tipe C2C3} - 1.96 \text{ OLR C1} - 3.01 \text{ OLR C2C3}$$

c. Tipe Iklim D

Pada daerah bertipe iklim D yang hanya memiliki bulan basah berturut-

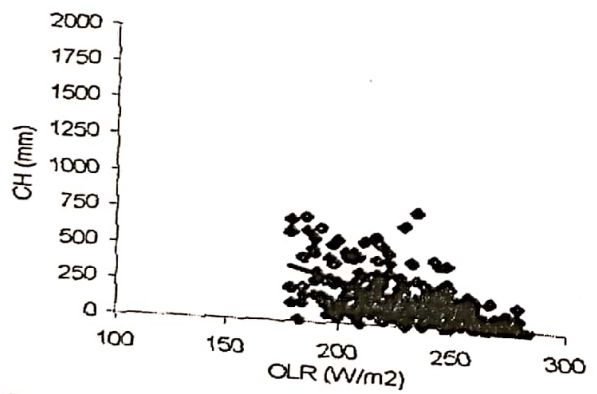
turut 3-4 bulan, umumnya curah hujan maksimum (264mm) terjadi pada bulan Januari dan minimum (49 mm) pada bulan Agustus, kecuali daerah tipe D1 yang curah hujan maksimumnya terjadi pada bulan Oktober dan minimum pada bulan Februari. Sebaliknya nilai OLR maksimum daerah D dicapai pada bulan Agustus (256 Wm⁻²), sedangkan nilai minimum terjadi pada bulan Januari (200Wm⁻²). Curah hujan dan OLR rata-rata bulanan pada daerah tipe D adalah 135 mm dan 230 Wm⁻² seperti yang terlihat pada Gambar 3-9.



Gambar 3-9: Pola curah hujan dan OLR bulanan daerah tipe iklim D periode 1974-1997 di Indonesia.

Pola curah hujan dan OLR di atas diolah berdasarkan data curah hujan dan OLR rata-rata untuk semua stasiun bertipe iklim D (Tabel 3-4).

Heterogenitas ragam juga terdapat pada hubungan antara curah hujan dengan OLR pada tipe iklim D. Pada diagram pencar berikut disajikan grafik hubungan kedua peubah tersebut pada iklim D4 yang mempunyai korelasi tertinggi dibandingkan dengan tipe iklim lainnya (Gambar 3-10).



Gambar 3-10: Diagram pencar hubungan antara OLR dengan curah hujan hasil analisis bulanan pada tipe iklim D4

Hasil analisis regresi terboboti antara OLR dengan curah hujan pada tipe iklim D menunjukkan bahwa tipe iklim D1 cenderung mempunyai korelasi yang lebih rendah dibandingkan dengan tipe iklim D lainnya, sementara tipe D4 mempunyai korelasi yang lebih tinggi (Tabel 3-7).

Pada hasil analisis regresi dengan menggunakan peubah *dummy* diperoleh bahwa tipe iklim D persamaan regresi yang dapat digabungkan baik *intercept* maupun *slope*-nya adalah persamaan tipe iklim D1 dan D3, sedangkan persamaan regresi tipe D2 dan D4 tidak dapat digabungkan. Bentuk persamaan sederhana yang dianggap mewakili tipe iklim D adalah :

$$CH \text{ Tipe D} = 859 \text{ Tipe D1D3} + 660 \text{ Tipe D2} + 1044 \text{ Tipe D4} - 3.16 \text{ OLR D1D3} - 2.38 \text{ OLR D2} - 3.74 \text{ OLR D4}$$

Tabel 3-7: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR PADA TIPE IKLIM D

Tipe iklim	Persamaan	R ²
D1	CH = 807.9 - 2.952 OLR	0.113
D2	CH = 626.4 - 2.248 OLR	0.369
D3	CH = 785.3 - 3.620 OLR	0.444
D4	CH = 1009.3 - 3.620 OLR	0.511

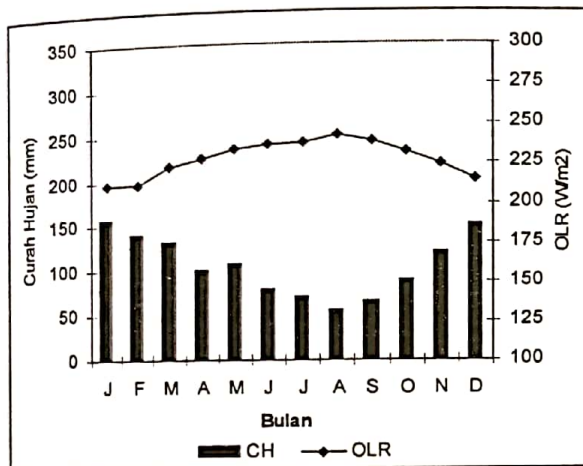
a. Tipe iklim E

Menurut hasil analisis data rata-rata bulanan periode (1974-1997), daerah tipe iklim E1 dan E4 mempunyai pola curah hujan dan OLR yang sama. Curah hujan akan mencapai nilai maksimum pada bulan Januari masing-masing sebesar 194 mm dan 222 mm, sebaliknya OLR pada bulan tersebut bernilai minimum, yaitu 199 Wm⁻² (tipe E1) dan 208 Wm⁻² (tipe E4). Nilai minimum curah hujan pada tipe E1 dan E4 terjadi pada bulan Agustus, yaitu masing-masing 78 mm dan 2 mm, sebaliknya terjadi nilai maksimum OLR sebesar 245 Wm⁻² untuk tipe E1 dan 276 Wm⁻² untuk tipe E4.

Pada iklim E2 terdapat hubungan yang tidak berbanding terbalik antara curah hujan dan OLR, di mana curah hujan maksimum terjadi pada bulan November (183 mm) dan minimum pada bulan Agustus (68 mm), sedangkan OLR maksimum dicapai pada bulan Januari (230 Wm⁻²) dan minimum dicapai pada bulan Oktober (209 Wm⁻²). Berbeda

dengan tipe E2, daerah yang bertipe iklim E3 mempunyai hubungan yang berbanding terbalik antara curah hujan dan OLR-nya, khususnya pada bulan Februari. Pada bulan Februari, curah hujan mencapai nilai maksimum (122 mm), sebaliknya OLR mencapai nilai minimum (205 Wm^{-2}). Sementara, curah hujan minimum (40 mm) terjadi pada bulan Oktober dan OLR maksimum (246 Wm^{-2}) terjadi pada bulan Agustus.

Secara umum daerah tipe iklim E mempunyai rata-rata curah hujan 106 mm/bulan dan OLR sebesar 228 Wm^{-2} /bulan. Pada Gambar 3-11 dapat dilihat bahwa curah hujan maksimum (157 mm) dicapai pada bulan Januari dengan OLR minimum (55 Wm^{-2}) dan OLR maksimum (243 Wm^{-2}).



Gambar 3-11: Pola curah hujan dan OLR bulanan daerah tipe iklim E 1974-1997.

Gambar 3-11 diolah berdasarkan data curah hujan dan OLR rata-rata untuk semua stasiun bertipe iklim E (Tabel 3-4).

Tipe iklim E mempunyai hubungan yang nyata antara curah hujan dan OLR-nya, namun ragamnya tidak homogen. Hasil analisis regresi terboboti pada tipe iklim E menunjukkan bahwa tipe E4 mempunyai korelasi yang lebih tinggi dibandingkan dengan tipe iklim E lainnya (Tabel 3-8).

Hasil analisis regresi dengan peubah *dummy* pada tipe iklim E menunjukkan bahwa hanya persamaan regresi tipe E2 dan E3 yang digabungkan, namun penggabungan antara *intercept*

dan *slope*-nya dipisahkan. Berdasarkan efisiensi dan prioritas utama, maka dipilih persamaan yang peubah OLR-nya (*slope*) dapat digabungkan. Bentuk persamaan sederhana yang dianggap mewakili tipe iklim E, adalah $\text{CH Tipe E} = 569 \text{ Tipe E1} + 418 \text{ Tipe E2} + 395 \text{ Tipe E3} + 660 \text{ Tipe E4} - 1.94 \text{ OLR E1} - 1.40 \text{ OLR E2E3} - 2.33 \text{ OLR E4}$

Tabel 3-8: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA CURAH HUJAN DAN OLR PADA TIPE IKLIM E

Tipe Iklim	Persamaan	R ²
E1	$\text{CH} = 574.0 - 1.966 \text{ OLR}$	0.273
E2	$\text{CH} = 463.8 - 1.612 \text{ OLR}$	0.110
E3	$\text{CH} = 392.9 - 1.393 \text{ OLR}$	0.091
E4	$\text{CH} = 688.8 - 2.453 \text{ OLR}$	0.448

e. Gabungan Antar Tipe Iklim

Berdasarkan hasil di atas diperoleh hubungan kausatif yang negatif antara curah hujan dan OLR. Pada saat nilai OLR rendah maka dihasilkan curah hujan yang rendah. Ritme ini berlangsung pada tipe hujan monsun dan tipe iklim Oldeman divisi C, D dan E yang mempunyai perbedaan jelas antara musim hujan dan musim kemarau. Divisi tipe iklim A dan B mempunyai pola curah hujan yang rata-rata tinggi atau seragam, perbedaan antara musim hujan dan musim kemaraunya tidak jelas. Sedangkan pola OLR-nya berbentuk unimodal. Kenyataannya ini tidak sesuai dengan ritme antara curah hujan dan OLR, dimana saat curah hujan tinggi seharusnya OLR-nya rendah. Hal ini menyebabkan lebih rendahnya korelasi hubungan antara curah hujan dan OLR pada tipe iklim A dan B dibandingkan dengan divisi iklim C, D, dan E yang besarnya dapat dilihat pada Tabel 3-9 berikut.

Tabel 3-9: HASIL ANALISIS REGRESI TERBOBOTI BULANAN ANTARA OLR DAN CURAH HUJAN PADA 5 TIPE IKLIM UTAMA OLDEMAN

Tipe iklim	Persamaan	R ²
A	CH= 908.7-3.144 OLR	0.129
B	CH= 764.8-2.575 OLR	0.151
C	CH= 861.4-3.079 OLR	0.264
D	CH= 803.3-2.909 OLR	0.362
E	CH= 517.7-1.812 OLR	0.248

Selain diperoleh korelasi yang rendah antara OLR dengan curah hujan, dalam kenyataannya data OLR yang berupa grid berukuran 2° atau lebih dapat mencakup lokasi dengan kombinasi 2 tipe iklim atau lebih. Oleh sebab itu perlu dianalisis lebih lanjut hubungan antara OLR dengan curah hujan dari kelompok stasiun dengan tipe iklim yang

tidak homogen. Stasiun curah hujan selanjutnya dikelompokkan menurut gabungan tipe hujan yang meliputi tipe A-B, A-C, B-C, C-D, dan A-B-C.

Langkah pertama yang perlu dianalisis dalam menggabungkan persamaan antar berbagai tipe iklim adalah melihat besarnya nilai *intercept* dan *slope* pada masing-masing persamaan. Dari Tabel 3-9 kombinasi gabungan tipe iklim yang dimungkinkan adalah A-B, A-C, B-C, C-D dan A-B-C (*intercept* dan *slopenya*). Berdasarkan analisis regresi dengan peubah *dummy* diperoleh bahwa hampir semua kombinasi di atas dapat digabungkan secara terpisah (*intercept* dan *slopenya*), kecuali pada kombinasi tipe A-B, dan C-D yang tidak dapat digabungkan baik *intercept* maupun *slopenya*. Adapun bentuk persamaannya dapat dilihat pada Tabel 3-10.

Tabel 3-10: PERSAMAAN REGRESI HASIL ANALISIS BULANAN DENGAN PEUBAH DUMMY UNTUK GABUNGAN ANTAR TIPE IKLIM OLDEMAN

Gabungan Tipe Iklim	Persamaan
A-C	CH = 838 Tipe A + 806 Tipe C - 2.81 OLR AC
B-C	CH = 791 Tipe BC - 2.69 OLR B - 2.75 OLR C
A-B-C	CH = 825 Tipe A + 800 Tipe B + 789 Tipe C - 2.74 OLR ABC

3.2.1 Prediksi OLR (waktu tunda 0-5 bulan)

Berdasarkan data anomali bulanan suhu permukaan laut Pasifik Tropik periode 1982 - 1997 dihasilkan prediksi OLR wilayah Tropik (waktu tunda 0-5 bulan) dengan resolusi spasial 2° x 2° dan resolusi temporal bulanan (1982 - 1997). Untuk mengetahui keeratan hubungan antara nilai OLR hasil prediksi dengan nilai OLR sebenarnya di wilayah Indonesia diambil 51 titik lokasi yang dianggap tersebar merata.

Kelompok kerja prakiraan Musim Nasional (1998) menyebutkan bahwa selain pengaruh monsun, musim di Indonesia juga dipengaruhi oleh fenomena

global seperti El Nino dan La Nina. Fenomena El Nino dapat menyebabkan sebagian besar wilayah Indonesia mengalami curah hujan yang kurang, sebaliknya fenomena La Nina menyebabkan curah hujan yang tinggi pada sebagian besar wilayah Indonesia. Atas dasar hal tersebut maka analisis prediksi OLR di wilayah Indonesia dibedakan menurut pengelompokkan tahun, yaitu tahun normal, El Nino dan La Nina. Adapun tahun-tahun yang digunakan dalam penelitian ini didasarkan pada anomali OLR Tropik dan anomali suhu permukaan laut wilayah Pasifik Tropik, yang dapat dilihat pada Tabel 3-11.

Tabel 3-11: PENGELOMPOKAN TAHUN EL NINO, LA NINA DAN NORMAL

Fenomena	Tahun kejadian
El Nino	1982, 1987, 1991, 1994,
La Nina	1997, 1988, 1995
Normal	1984, 1985, 1990, 1993, 1996

3.2.1 Analisis Bulanan Periode 1982-1997

Dari hasil analisis terhadap data selama periode 1982-1997 dapat dikemukakan bahwa nilai OLR prediksi bulanan baik pada tahun normal, El Nino dan La Nina tidak selalu akan semakin rendah keakuratannya dengan semakin panjangnya waktu tunda yang digunakan. Selain itu pada musim hujan (Oktober - Maret)

baik di tahun normal, El Nino dan La Nina, prediksi OLR (waktu tunda 0-5 bulan) yang didapatkan akan mempunyai keakuratan yang paling tinggi pada bulan Oktober (awal musim hujan). Hasil analisisnya dapat dilihat pada Tabel 3-12 yang menyajikan persamaan regresi dengan koefisien-koefisiennya (bentuk umum seperti pada persamaan 2-1) dan nilai R². Koefisien regresi polinomial maupun nilai R² dapat dihitung dan diperoleh dengan mudah karena pengolahan statistik dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak yang tersedia. Dalam tulisan ini tidak disajikan contoh perhitungan secara rinci karena setiap persamaan melibatkan data bulanan sepanjang 17 tahun untuk 51 stasiun yang dianalisis.

Tabel 3-12: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 5 BULAN) PADA BULAN OKTOBER

Waktu tunda	Persamaan Regresi	R ²
Tahun Normal		
0	$Y = - 370 + 4.01 x - 0.00589 x^2$	0.937
1	$Y = - 385 + 4.75 x - 0.00834 x^2$	0.869
2	$Y = - 194 + 2.51 x - 0.00274 x^2$	0.911
3	$Y = 37.3 + 0.42 x + 0.00178 x^2$	0.905
4	$Y = - 505 + 5.16 x - 0.00825 x^2$	0.883
5	$Y = - 227 + 2.65 x - 0.00281 x^2$	0.869
Tahun El Nino		
0	$Y = - 684 + 7.04 x - 0.01290 x^2$	0.854
1	$Y = - 754 + 8.18 x - 0.01620 x^2$	0.798
2	$Y = - 358 + 4.16 x - 0.00664 x^2$	0.852
3	$Y = - 395 + 4.50 x - 0.00745 x^2$	0.752
4	$Y = - 740 + 7.60 x - 0.01410 x^2$	0.706
5	$Y = - 621 + 6.40 x - 0.01130 x^2$	0.808
Tahun La Nina		
0	$Y = 379 - 2.52 x + 0.00790 x^2$	0.885
1	$Y = - 47.8 + 1.24 x + 0.00005 x^2$	0.883
2	$Y = 513 - 3.63 x + 0.01010 x^2$	0.868
3	$Y = 506 - 3.50 x + 0.00960 x^2$	0.895
4	$Y = 284 - 1.79 x + 0.00665 x^2$	0.842
5	$Y = 359 - 2.43 x + 0.00791 x^2$	0.856

Pada musim kemarau (Mei-Agustus), prediksi OLR di tahun normal menghasilkan keakuratan yang tinggi pada bulan Juli (R² > 0.83) untuk waktu tunda 0-4 bulan dan bulan Juni untuk waktu tunda 5 bulan (R² = 0.8666). Pada tahun La Nina, keakuratan untuk musim kemarau diwakili oleh bulan Juli (R² > 0.88), kecuali pada waktu tunda 2

bulan yang diwakili oleh bulan Agustus. Sementara di tahun El Nino, tampaknya di bulan Agustus OLR hasil prediksi akan mempunyai keakuratan yang tinggi (R² > 0.80), sedangkan keakuratan untuk waktu tunda 0 bulan diwakili oleh bulan Mei dengan koefisien determinasi sebesar 0.893 (Tabel 3-13).

Tabel 3-13: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 5 BULAN) PADA BULAN JULI YANG MEWAKILI MUSIM KEMARAU

Waktu tunda (bulan)	Persamaan Regresi	R ²
Tahun Normal		
0	$Y = 286 - 1.59 x + 0.00574 x^2$	0.910
1	$Y = - 301 + 3.39 x - 0.00465 x^2$	0.859
2	$Y = - 330 + 3.50 x - 0.00465 x^2$	0.854
3	$Y = - 124 + 1.76 x + 0.00090 x^2$	0.834
4	$Y = - 41 + 1.07 x + 0.00037 x^2$	0.873
5	$Y = 450 - 2.94 x + 0.00850 x^2$	0.866
Tahun El Nino		
0	$Y = 188 - 0.83 x + 0.00434 x^2$	0.893
1	$Y = - 488 + 5.06 x - 0.00826 x^2$	0.804
2	$Y = - 837 + 7.93 x - 0.01410 x^2$	0.812
3	$Y = - 816 + 7.65 x - 0.01330 x^2$	0.838
4	$Y = - 617 + 5.95 x - 0.00981 x^2$	0.849
5	$Y = - 552 + 5.62 x - 0.00944 x^2$	0.845
Tahun La Nina		
0	$Y = 350 - 4.58 x + 0.00117 x^2$	0.926
1	$Y = 278 - 1.42 x + 0.00518 x^2$	0.889
2	$Y = 124 - 0.39 x + 0.00346 x^2$	0.889
3	$Y = 430 - 2.73 x + 0.00795 x^2$	0.889
4	$Y = 493 - 3.21 x - 0.00884 x^2$	0.888
5	$Y = 587 - 3.96 x - 0.01030 x^2$	0.884

Pada bulan April yang mewakili peralihan musim penghujan ke musim kemarau dihasilkan OLR prediksi dengan waktu tunda 0 - 3 bulan. Nilai R² pada bulan ini berkisar antara 0.582 - 0.787. Dibandingkan dengan musim hujan dan musim kemarau, tingkat akurasi OLR prediksi pada peralihan musim (bulan April) mempunyai nilai yang lebih rendah. Tabel 3-14 menyajikan hasil analisis regresi pada bulan April.

Pada peralihan musim kemarau ke musim penghujan yang diwakili oleh bulan September umumnya dihasilkan prediksi OLR yang mempunyai keakuratan tertinggi dengan bulan-bulan lainnya, baik pada tahun normal, El Nino maupun La Nina (R² berkisar antara 0.796 - 0.945). Nilai keakuratan untuk masing-masing waktu tunda (*time lag*) dapat dilihat pada Tabel 3-15.

Tabel 3-14: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 3 BULAN) PADA BULAN APRIL

Waktu tunda (bulan)	Persamaan Regresi	R ²
Tahun Normal		
0	$Y = 986 - 7.38 x + 0.0178 x^2$	0.694
1	$Y = 850 - 6.31 x + 0.0155 x^2$	0.609
2	$Y = 1051 - 8.22 x + 0.0200 x^2$	0.621
3	$Y = 1048 - 8.27 x + 0.0202 x^2$	0.582
Tahun El Nino		
0	$Y = 356 - 0.83 x + 0.00595 x^2$	0.607
1	$Y = 217 - 0.75 x + 0.00345 x^2$	0.588
2	$Y = 236 - 1.09 x + 0.00457 x^2$	0.605
3	$Y = 398 - 2.63 x + 0.00818 x^2$	0.627
Tahun La Nina		
0	$Y = 425 - 4.25 x - 0.00844 x^2$	0.785
1	$Y = 26 + 0.72 x + 0.00071 x^2$	0.744
2	$Y = 83 + 0.04 x + 0.00261 x^2$	0.752
3	$Y = - 20 + 0.96 x + 0.00054 x^2$	0.732

Tabel 3-15: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 5 BULAN) PADA BULAN SEPTEMBER

Waktu tunda (bulan)	Persamaan Regresi	R ²
Tahun Normal		
0	$Y = -182 + 2.59x - 0.00317x^2$	0.846
1	$Y = -100 + 1.86x - 0.00101x^2$	0.926
2	$Y = 75.6 + 0.23x - 0.00188x^2$	0.889
3	$Y = -288 + 3.25x - 0.00424x^2$	0.916
4	$Y = -208 + 2.52x - 0.00266x^2$	0.905
5	$Y = 17.5 + 0.56x + 0.00150x^2$	0.916
Tahun El Nino		
0	$Y = -1200 - 11.4x - 0.0222x^2$	0.796
1	$Y = -487 + 5.16x - 0.0087x^2$	0.853
2	$Y = -545 + 5.74x - 0.010x^2$	0.856
3	$Y = -884 + 8.56x - 0.0158x^2$	0.842
4	$Y = -777 + 7.63x - 0.0138x^2$	0.851
5	$Y = -698 + 6.97x - 0.0124x^2$	0.853
Tahun La Nina		
0	$Y = -226 + 2.70x - 0.00306x^2$	0.945
1	$Y = 418 - 2.72x + 0.00791x^2$	0.936
2	$Y = 41.9 + 0.49x + 0.00131x^2$	0.933
3	$Y = -17.9 + 0.90x + 0.00039x^2$	0.922
4	$Y = 93.4 - 0.075x + 0.00276x^2$	0.924
5	$Y = 182 - 0.809x + 0.00426x^2$	0.922

Berdasarkan hasil di atas dapat dilihat bahwa prediksi OLR pada tahun El Nino mempunyai keakuratan yang lebih rendah dibandingkan pada tahun normal dan La Nina. Pada kondisi El Nino, pusat konvergensi dari sirkulasi Walker bergeser ke timur, sehingga Indonesia didominasi oleh penurunan massa udara (subsistensi) yang menyebabkan rendahnya curah hujan. Hal ini berarti kondisi keawanan relatif sedikit dibandingkan dengan keadaan normalnya, sehingga penyerapan OLR oleh uap air atau awan menjadi lemah, sedangkan OLR yang ditangkap satelit menjadi tinggi. Kondisi sebaliknya terjadi pada fenomena La Nina yang umumnya mengakibatkan curah hujan yang lebih tinggi di Indonesia. Dengan keawanan yang relatif lebih banyak dibandingkan keadaan normalnya, maka OLR yang dapat diserap oleh uap air atau awan menjadi tinggi, sedangkan OLR yang ditangkap satelit menjadi rendah. Di lain pihak model prediksi OLR yang digunakan dibangun dengan data 1974-1995 yang berlaku untuk semua kondisi iklim, sehingga diperlukan suatu faktor koreksi pada model tersebut yang dikelompokkan

menurut tahun El Nino, La Nina dan normal.

3.2.2 Analisis untuk bulan-bulan selama fenomena El Nino

Berdasarkan anomali suhu permukaan laut Pasifik Tropik dan indeks osilasi selatan bulanan (Nuryadi, 1998), analisis OLR prediksi pada bulan-bulan terjadinya El Nino dibagi 2 periode, yaitu periode Juni - November dan periode November - April. Data yang digunakan untuk analisis ini adalah data bulan Juni 1987 sampai April 1988.

Secara keseluruhan dapat dikemukakan bahwa keakuratan hasil prediksi pada analisis periode Juni - November mempunyai nilai yang lebih tinggi dari pada periode November - April. Pada periode Juni - November, hasil prediksi OLR mempunyai keakuratan yang tinggi pada waktu tunda 2 bulan ($R^2 = 0.88$) kemudian menurun hingga R^2 mencapai 0.69 pada waktu tunda 5 bulan. Keakuratan tertinggi pada periode November - April terdapat pada waktu tunda 2 bulan dengan nilai R^2 sebesar 0.52. Hasil analisis keakuratan prediksi OLR pada kedua periode di atas dapat dilihat pada Tabel 3-16.

Tabel 3-16: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 5 BULAN) PADA BULAN-BULAN SELAMA FENOMENA EL NINO

Waktu tunda (bulan)	Persamaan Regresi	R ²
Periode Juni - November		
0	$Y = -443 + 4.81x - 0.00802x^2$	0.750
1	$Y = -184 + 2.79x - 0.00406x^2$	0.721
2	$Y = -389 + 4.25x - 0.00661x^2$	0.884
3	$Y = -312 + 3.57x - 0.00515x^2$	0.850
4	$Y = -378 + 4.18x - 0.00650x^2$	0.841
5	$Y = -421 + 4.56x + 0.00773x^2$	0.691
Periode November - April		
0	$Y = -68.5 + 1.82x - 0.00247x^2$	0.479
1	$Y = 379 - 2.27x + 0.00689x^2$	0.342
2	$Y = 421 - 2.87x + 0.00880x^2$	0.517
3	$Y = 667 - 5.08x + 0.01370x^2$	0.487
4	$Y = 463 - 2.93x + 0.00812x^2$	0.301
5	$Y = 129 + 0.097x + 0.00125x^2$	0.432

3.2.3 Analisis untuk bulan-bulan selama Fenomena La Nina

Pada kejadian La Nina analisis dibagi menjadi 2 bagian, yaitu periode Juli - Desember dan periode Desember - Mei yang juga ditentukan berdasarkan anomali suhu permukaan laut Pasifik Tropik dan indeks osilasi selatan bulanan (Nuryadi, 1998). Data yang digunakan adalah data bulan Juli 1988 hingga Mei 1989.

Tabel 3-17 menunjukkan keakuratan hasil prediksi OLR pada periode Juli - Desember yang umumnya lebih tinggi dari pada periode Desember - Mei. Pada periode Juli - Desember semakin panjang waktu tunda yang digunakan semakin tinggi keakuratan hasil prediksi OLR-nya. Sedangkan pada periode Desember - Mei, keakuratan tertinggi terhadap prediksi dengan waktu tunda 3 bulan ($R^2 = 0.689$) kemudian menurun sampai waktu tunda 5 bulan dengan nilai R^2 sebesar 0.529.

Dari hasil analisis keakuratan nilai OLR prediksi pada bulan-bulan terjadinya fenomena El Nino dan La Nina menunjukkan bahwa keakuratan prediksi (R^2) akan mempunyai nilai lebih tinggi pada periode yang lebih kering, yaitu periode Juni - November (El Nino) dan Periode Juli - Desember (La Nina) dibandingkan dengan periode yang lebih basah, yaitu periode November - April (El Nino) dan Periode Desember - Mei (La Nina). Pada periode yang lebih kering umumnya kondisi keawanannya lebih sedikit dibandingkan dengan periode yang lebih basah. Hal ini mengakibatkan lebih banyaknya OLR yang dapat ditangkap oleh satelit dibandingkan dengan yang dapat diserap oleh awan. Kemudian dari model prediksi OLR masih diperlukan suatu faktor koreksi yang disesuaikan dengan kondisi iklim di Indonesia, baik kondisi normal maupun ekstrim (El Nino dan La Nina).

Tabel 3-17: HASIL ANALISIS REGRESI ANTARA OLR SEBENARNYA DENGAN OLR PREDIKSI (WAKTU TUNDA 0 - 5 BULAN) PADA BULAN-BULAN SELAMA FENOMENA LA NINA

Waktu tunda (bulan)	Persamaan Regresi	R ²
Periode Juli - Desember		
0	$Y = 362 - 2.15 x + 0.00647 x^2$	0.662
1	$Y = 338 - 2.00 x + 0.00635 x^2$	0.801
2	$Y = 391 - 2.55 x + 0.00772 x^2$	0.965
3	$Y = 368 - 2.36 x + 0.00729 x^2$	0.820
4	$Y = 421 - 2.83 x + 0.00837 x^2$	0.878
5	$Y = 470 - 3.27 x + 0.00933 x^2$	0.889
Periode Desember - Mei		
0	$Y = - 39.1 - 1.51 x - 0.0016 x^2$	0.617
1	$Y = 89.8 + 0.24 x + 0.0013 x^2$	0.578
2	$Y = 48.5 + 0.73 x + 0.00006 x^2$	0.468
3	$Y = 167 - 0.53 x + 0.0033 x^2$	0.689
4	$Y = 339 - 1.99 x + 0.0063 x^2$	0.556
5	$Y = - 7.68 + 1.22 x - 0.0011 x^2$	0.529

4 KESIMPULAN

Berdasarkan pembagian wilayah daratan dan lautan dapat disimpulkan bahwa nilai OLR rata-rata bulanan (periode 1974–1997) dengan resolusi spasial 5° x 5° pada lokasi yang didominasi daratan lebih rendah dari pada OLR pada lokasi yang didominasi lautan. Nilai OLR mempunyai hubungan yang berbanding terbalik dengan curah hujan pada semua daerah tipe hujan yang dianalisis. Korelasi antara curah hujan dan OLR lebih tinggi pada daerah yang didominasi lautan.

Persamaan konversi OLR menjadi curah hujan hasil analisis bulanan menurut tipe pola hujan di Indonesia akan mempunyai R² yang tinggi pada tipe hujan monsun (CH = 932.6 - 3.369 OLR; R² = 0.445). Sementara menurut tipe iklim Oldeman, R² yang tinggi terdapat pada daerah tipe iklim D4 (CH = 1009.3 - 3.620 OLR; R² = 0.511)

Adapun persamaan konversi dengan peubah *dummy* yang mewakili tipe iklim C, D dan E adalah :

$$CH \text{ Tipe C} = 629 \text{ Tipe C1} + 844 \text{ Tipe C2C3} - 1.96 \text{ OLR C1} - 3.01 \text{ OLR C2C3}$$

$$CH \text{ Tipe D} = 859 \text{ Tipe D1D3} + 660 \text{ Tipe D2} + 1044 \text{ Tipe D4} - 3.16 \text{ OLR D1 D3} - 2.38 \text{ OLR D2} - 3.74 \text{ OLR D4}$$

$$CH \text{ Tipe E} = 569 \text{ Tipe E1} + 418 \text{ Tipe E2} + 395 \text{ Tipe E3} + 660 \text{ Tipe E4} - 1.94 \text{ OLR E1} - 1.40 \text{ OLR E2 E3} - 2.33 \text{ OLR E4}$$

Sementara untuk gabungan antara tipe iklim diwakili oleh persamaan gabungan tipe iklim A-B-C : CH Tipe ABC = 825 Tipe A + 800 Tipe B + 789 Tipe C - 2.74 OLR ABC.

Dari analisis prediksi OLR bulanan (1974–1997) di 51 lokasi yang tersebar merata dan mewakili semua tipe iklim di Indonesia baik pada tahun normal, El Nino dan La Nina menunjukkan bahwa prediksi OLR mempunyai keakuratan tertinggi pada bulan September yang merupakan bulan peralihan musim kemarau dan musim hujan ($0.796 \leq R^2 \leq 0.945$), sedangkan pada musim hujan (Oktober–Maret) keakuratan tertinggi diwakili oleh bulan Oktober ($0.752 \leq R^2 \leq 0.911$). Prediksi OLR untuk musim kemarau (Mei–Agustus) mempunyai keakuratan yang tinggi pada bulan Juli di tahun normal dan La Nina ($0.764 \leq R^2 \leq 0.926$), sementara pada tahun El Nino diwakili pada bulan Agustus ($0.776 \leq R^2 \leq 0.889$).

Pada bulan April yang merupakan bulan peralihan musim hujan ke musim kemarau, keakuratan prediksi OLR mempunyai nilai yang paling rendah dibandingkan dengan musim hujan, musim kemarau maupun peralihan

musim kemarau ke musim hujan ($0.582 \leq R^2 \leq 0.785$). Pada periode yang lebih kering, hasil prediksi OLR baik pada bulan-bulan terjadinya El Nino (Juni - November) maupun La Nina (Juli - Desember) akan mempunyai keakuratan yang lebih tinggi dibandingkan dengan hasil prediksi pada periode yang lebih basah.

DAFTAR PUSTAKA

- Adiningsih, S.E., M.K. Widagdo, O. Roswintiarti, dan Kustiyo. 1998. *Shortterm climate prediction by satellite: An early warning system*. Majalah LAPAN. 85:25-36.
- Ankomah-Yaw Opoku dan I. Cordery. 1994. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. *J. Climate*. 7:551-558.
- Badan Meteorologi dan Geofisika. 1994. Tipe Hujan di Indonesia 1961-1990. Departemen Perhubungan. BMG, Jakarta.
- Boer, R. 1993. *Climate Constrain on Anthesis of Wheat in A Major Wheat Growing Region of Australia*. Thesis. Departement of Crop Science, Faculty of Agriculture. The University of Sydney. Australia.
- Chang, C.T. dan T. Kiyotoshi. 1994. Diurnal variation of OLR in the vicinity of the South China Sea: Effect of Intraseasonal Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 123:566-577.
- Handoko. 1994. *Klimatologi Dasar*. Pustaka Jaya, Jakarta.
- Kelompok Kerja Prakiraan Musim Nasional. 1998. Prakiraan Umum Musim Hujan 1998/1999 di Indonesia. Badan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- Makridakis, S., S.C. Wheelwright, V.E. McGee. 1983. *Metode dan Aplikasi Peramalan*. Terjemahan dari: *Forecasting*. Penerbit Erlangga, Jakarta.
- National Research Council. 1996. *Learning to Predict Climate Variation Associated with El-Nino and the Southern Oscillation*. National Academy Press, Washington D.C.
- Nuryadi. 1998. *Evaluasi Dampak El Nino terhadap Curah Hujan dan Masa Tanam Padi Wilayah Sulawesi Selatan*. Skripsi. Jurusan Geofisika dan Meteorologi. Institut Pertanian Bogor. Bogor.
- Oldeman, L.R. 1975. An agroclimatic map of Java and Madura. *Cont. Centr. Res. Inst. Agrc. Bogor*, no. 17. 22p. (with map).
- Oldeman, L.R. dan D. Syariffudin. 1997. An agroclimatic map of Sulawesi. *Cont. Cent. Res. Inst. Agric. Bogor*, no. 33. 30p. (with map)
- Oldeman, L.R., I. Las dan Muladi. 1980. An agroclimatic map of Kalimantan, Irian Jaya dan Bali, West and East Nusa Tenggara. *Cont. Centr. Res. Inst. Agric. Bogor*, no. 60. 32p. (with map)
- Oldeman, L.R., I. Las dan S.N. Darwis. 1979. 1979. An agroclimatic map of Sumatera. *Cont. Centr. Res. Inst. Agric. Bogor*, no. 52. 35p. (with map)
- Roswintiarti, O. 1997. *Peran Data Penginderaan Jauh untuk Mendukung Prediksi Anomali Iklim Akibat ENSO dan Dampaknya pada Pola Tanam Padi*. Laporan Riset Unggulan Terpadu III Bidang Teknologi Perlindungan Lingkungan Tahun 1995-1997. LAPAN, Jakarta.
- Steel, R.G.D. dan J.H. Torrie. 1991. *Prinsip dan Prosedur Statistika*. PT Gramedia Pustaka Utama, Jakarta.
- Silk, J.A. 1976. *A Comaparison of Regression Lines Using Dummy Variable Analysis*. Geographical papers. University of Sydney Library.
- Situmorang, B. 1990. *Analisis Curah Hujan dengan Fungsi Ortogonal Empirik*. Skripsi. Jurusan Geofisika dan Meteorologi. Institut Pertanian Bogor. Bogor.
- Waliser, D.E., N.E. Graham dan C. Gautier. 1993. Comparison of the highly reflective cloud and outgoing longwave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection. *J. Climate*. 6:331-353.