

# **ANALISIS PERILAKU ANGIN DI LAPISAN 850 hPa HASIL OBSERVASI DATA WPR DIKAITKAN DENGAN PERILAKU DATA INDEKS MONSUN GLOBAL DI INDONESIA**

Noviyanti Erfien Kaparang\*) dan Eddy Hermawan\*\*)

\*)Program Studi Meteorologi, FITB, Institut Teknologi Bandung (ITB), Bandung

\*\*)Peneliti Pusat Pemanfaatan Sains Atmosfer dan Iklim, LAPAN

e-mail : noviyantierfien@yahoo.com, eddy\_lapan@yahoo.com

## **ABSTRACT**

This study analyzed the behavior of winds in the lower layers of the troposphere, or rather at "approximately" 850 hPa layer, which is equivalent to an altitude of "about" 1.5 km above the sea level (asl) and observed the data at Wind Profiling Radar (WPR) in Pontianak, Biak, Manado, Serpong and Kototabang, particularly in the wet months (BB) and dry months (BK) for a few months. The results show that the WPR data used to identify the Monsoon on the Indonesian Maritime Continent region (BMI) is quite representative. The results further show that the cities which are located relatively close to the equatorial line, such as Pontianak and Biak are relatively strongly influenced by wind zonal (East-West). While the city which is relatively far from the equatorial line (like Manado), is relatively strongly affected by the meridional wind (North-South). There is further analysis of why this is happening. However, this is allegedly due to the influence of Coriolis force (Coriolis Force), particularly at the lower layers of the troposphere in the region that is located relatively far from the equatorial than in the precise area at the equatorial considering that the Coriolis force itself is close to zero (very small) for the equatorial region. Another interesting point is that the zonal winds are stronger influence on the data AUSMI (Australian Monsoon Index), while the meridional winds are the stronger influence on the data WNPMI (Western North Pacific Monsoon Index) with correlation values respectively around 0.76 and 0.45.

*Keywords: Monsoon Signal, WPR, and Global Monsoon Index*

## **ABSTRAK**

Dalam studi ini dilakukan analisis perilaku angin di lapisan bawah troposfer atau tepatnya di "sekitar" lapisan 850 hPa, setara dengan ketinggian di "sekitar" 1,5 km di atas permukaan laut (dpl) hasil observasi data *Wind Profiling Radar* (WPR) di kota-kota Pontianak, Biak,



Manado, Serpong dan Kototabang, khususnya di saat bulan basah (BB) dan bulan kering (BK) selama beberapa bulan pengamatan. Hasilnya menunjukkan bahwa ternyata data WPR cukup representatif digunakan untuk mengidentifikasi terjadinya Monsun di kawasan Benua Maritim Indonesia (BMI). Hasil lebih lanjut menunjukkan bahwa kota-kota yang letaknya relatif dekat dengan garis ekuatorial, seperti Pontianak dan Biak ternyata relatif kuat dipengaruhi oleh angin zonal (Barat-Timur), sementara kota yang relatif jauh dari garis ekuatorial (seperti Manado), ternyata relatif kuat dipengaruhi oleh angin meridional (Selatan-Utara). Belum ada hasil analisis lebih lanjut mengapa hal ini terjadi. Namun, diduga kuat hal ini disebabkan karena adanya pengaruh gaya Coriolis (*Coriolis Force*) khususnya pada lapisan bawah troposfer di wilayah yang letaknya relatif agak jauh dari garis ekuatorial dibanding di wilayah yang tepat berada pada ekuatorial mengingat nilai gaya Coriolis sendiri mendekati nol (sangat kecil) untuk wilayah di ekuatorial. Hal menarik lainnya adalah ternyata angin zonal lebih kuat pengaruhnya terhadap data AUSMI (*Australian Monsoon Index*), sementara angin meridional lebih kuat pengaruhnya terhadap data WNPMI (*Western North Pacific Monsoon Index*) dengan nilai korelasi masing-masing sekitar 0,76 dan 0,45. Pembahasan lebih mendalam tentang analisis di atas, kami bahas dalam tulisan ini.

Kata kunci: *Sinyal Monsun, WPR, Indeks Monsun Global*

## 1 PENDAHULUAN

Sebagai satu-satunya kawasan unik dan spesifik di kawasan ekuatorial yang dikenal dengan istilah Benua Maritim Indonesia (BMI) atau *Indonesian Maritime Continent* (IMC), akibat posisi geografisnya yang diapit silang oleh dua Benua besar dan dua Samudera besar, masing-masing Benua Asia dan Australia, dan Samudera Pasifik dan Hindia. Keistimewaan inilah yang menyebabkan sifat Monsun Indonesia, memiliki karakteristik yang berbeda dengan kawasan Monsun lainnya seperti dijelaskan Ramage (1971) yang menggambarkan kawasan Monsun dibatasi oleh Garis Lintang 35°LU (Lintang Utara) dan 25°LS (Lintang Selatan), serta Garis Bujur 30°BB (Bujur Barat) dan 170°BT (Bujur Timur). Di sini terlihat jelas bahwa BMI termasuk dalam satu kawasan Monsun dunia yang perlu dikaji lebih mendalam tentang karakteristik atmosfer yang terjadi di dalamnya.

Jika ditinjau dari distribusi curah hujan di Indonesia, maka terdapat wilayah seperti Sumatera Bagian Selatan, Jawa, Bali, dan Nusa Tenggara yang sangat tegas dipengaruhi oleh Monsun, dimana di saat angin Monsun dekat permukaan bergerak dari Asia, maka jumlah



curah hujan yang dihasilkannya berlimpah, sebaliknya saat angin Monsun bergerak dari Australia, maka jumlah curah hujan yang dihasilkannya tidaklah berlimpah, bahkan cenderung relatif kecil/sedikit (Aldrian and Susanto, 2003).

Beberapa penelitian tentang Monsun di Indonesia seperti Mustofa (2000), Suryantoro (2009), dan peneliti lain telah banyak dilakukan. Umumnya mereka menggunakan simulasi model, data satelit dan data hasil observasi lain. Sementara penggunaan data radar, belum banyak dimanfaatkan, walaupun radar menghasilkan parameter arah dan kecepatan angin untuk tiga dimensi dengan resolusi pengamatan yang relatif “tinggi” sebagai parameter utama dalam mengkaji fenomena Monsun, khususnya di lapisan 850 dan 200 hPa.

Tujuan utama penelitian ini adalah ingin memanfaatkan data radar, khususnya data *Wind Profiling Radar* (WPR) hasil kerjasama riset antara pihak *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology* (JAMSTEC), Jepang dan Badan Pengkajian Penerapan dan Pengembangan Teknologi (BPPT), Indonesia di bawah naungan proyek *Hydrometeorological ARray for ISV-Monsoon AUtomonitoring* (HARIMAU). Analisis difokuskan pada perilaku perubahan arah dan kecepatan angin di lapisan bawah troposfer, tepatnya di sekitar lapisan 850 hPa atau setara dengan  $\pm 1,5$  km di atas permukaan laut (dpl). Sehubungan dengan keterbatasan data yang dimiliki, maka pada penelitian kali ini dibatasi hanya untuk wilayah Biak, Manado, dan Pontianak.

## **2 TEORI DASAR**

### **2.1 Gambaran Umum Monsoon (Monsun)**

#### **2.1.1 Definisi monsun**

*Monsoon* atau Monsun berasal dari bahasa Arab “*mausam*” yang berarti musim. Monsun didefinisikan sebagai angin yang berubah arah selama setahun atau angin yang bertiup musiman dan merupakan sistem sirkulasi regional. Menurut Chao dan Chen (2001) Monsun merupakan rata-rata waktu (misalnya, bulanan) dari sistem konvektif daratan di daerah tropis. Secara umum dapat digambarkan bahwa monsun berhubungan dengan ITCZ substansial jauh (lebih dari 100 km) dari ekuatorial, sehingga Monsun tidak bergantung pada perbedaan daratan dan lautan yang kontras. Daratan – lautan yang kontras hanya melengkapi lokasi yang menguntungkan dari bujur ITCZ (Muna, 2005).

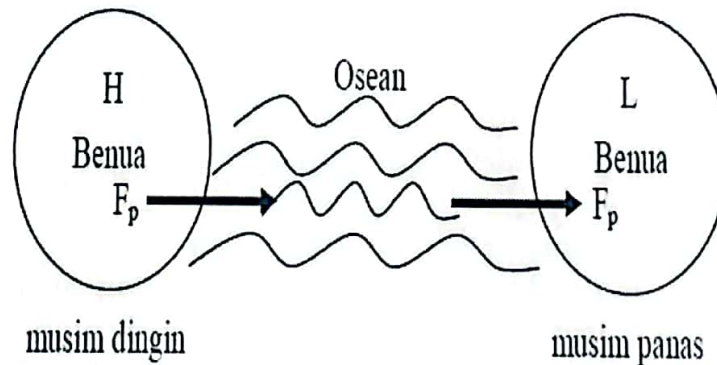
Namun secara keseluruhan Monsun dapat didefinisikan sebagai pembalikan angin permukaan tahunan, termasuk pembalikan perpindahan kelembaban tahunan dan distribusi presipitasi tahunan yang kontras antara musim panas dan musim dingin. Pusat musim panas menyebabkan musim hujan dan relatif kering saat musim dingin (Wang and Ding, 2006).

### 2.1.2 Mekanisme Umum Sirkulasi Monsun

Pada dasarnya monsun sebagai fenomena global dinamika atmosfer, disebabkan oleh:

- Peredaran semu matahari terhadap bumi yang bergerak antara  $23,5^\circ$  LU hingga  $23,5^\circ$  LS mengakibatkan arah pergerakan angin mengikuti peredaran Matahari tersebut dengan periode setengah tahunan atau sering disebut sebagai periode musiman,
- Adanya perbedaan kapasitas panas yang diterima antara daratan dan lautan yang cukup besar.

Pada musim panas, daratan mempunyai suhu lebih tinggi dari pada lautan. Karena itu pada musim panas daratan merupakan pusat tekanan rendah dan angin atau sirkulasi udara berlangsung dari lautan ke daratan. Sebaliknya pada musim dingin suhu daratan lebih rendah daripada suhu lautan, sehingga pada musim dingin daratan merupakan pusat tekanan tinggi dan sirkulasi udara berlangsung dari daratan ke lautan (Tjasyono, 2008). Gambar 2-1 menunjukkan sirkulasi musiman sistem monsun dalam musim dingin dan panas.



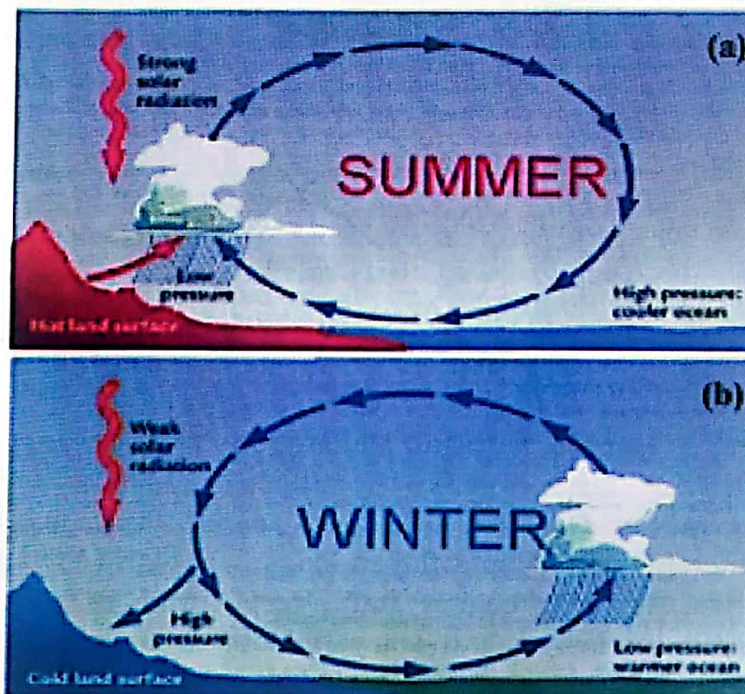
Gambar 2-1: Sirkulasi musiman sistem monsun dalam musim dingin dan panas (Sumber : Tjasyono, 2008)

Monsun yang mempengaruhi kedatangan musim hujan dan musim kemarau telah menjadi teka-teki yang lama dalam ilmu meteorologi. Bahwa perbedaan skala benua dan laut yang sangat



kontras merupakan salah satu alasan utama terjadinya monsun (Chang, 1984, Holton, 1992; Wu Wang, 1999). Beberapa ahli tersebut menjelaskan bahwa mekanisme utama terjadinya monsun dapat diuraikan sebagai berikut:

- Pada musim panas, pemanasan radiasi daratan (contohnya: Benua Asia) meningkatkan skala termal rendah daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari barat daya. Angin ini menyebabkan terjadinya konvergensi kelembaban dan konvergensi kumulus.
- Pada musim dingin, pendinginan radiasi daratan meningkatkan skala termal tinggi daratan dan sekitarnya serta bertiupnya angin level rendah dari timur laut. Hal ini menyebabkan terjadinya divergensi udara kering (Muna, 2005). Gambar 2-2 menunjukkan mekanisme sirkulasi monsun pada musim panas dan dingin.



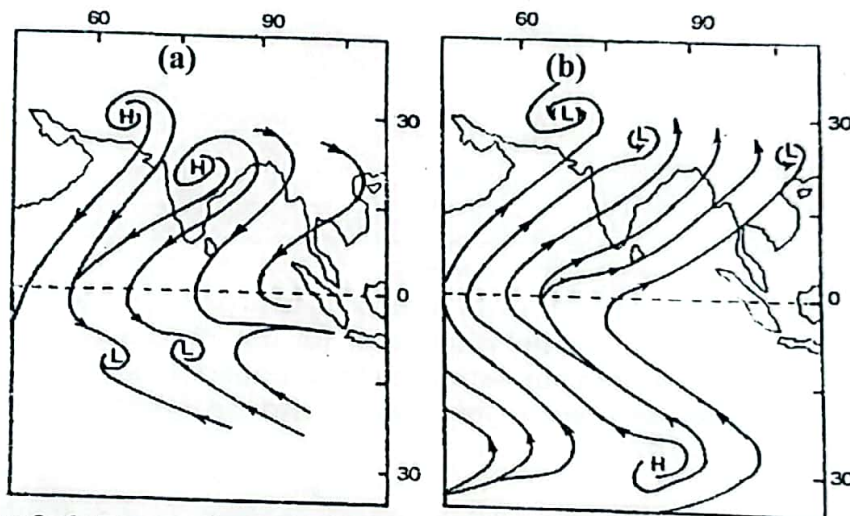
Gambar 2-2: Mekanisme sirkulasi monsun saat (a) panas, (b) dingin (Sumber : Muna, 2005)

### 2.1.3 Kriteria Monsun

Menurut Khromov daerah Monsun adalah daerah dengan arah angin yang berkuasa berbalik arah paling sedikit 120° antara bulan Januari dan Juli. Bulan Januari merupakan bulan maksimum musim dingin di BBU (Belahan Bumi Utara) atau musim panas di BBS (Belahan Bumi Selatan), sedangkan bulan Juli adalah bulan maksimum musim panas di BBU atau musim dingin di BBS. Sedangkan kriteria Monsun menurut Ramage (1971) adalah:



Untuk Monsun Asia Selatan (misalnya Monsun India), yang umumnya menekankan sepenuhnya curah hujan musim panas, setidaknya dua indeks telah ditempatkan untuk mengidentifikasi monsun yang kuat dan lemah. Salah satunya adalah yang disebut **"curah hujan musim panas all-India"** pada bulan Juni sampai September (Krishnamurti dan Bhalme, 1976). Selain itu, *zonal wind shear* didefinisikan oleh perbedaan angin zonal antara 850 dan 200 hPa di Asia Selatan diperkenalkan oleh Webster dan Yang (1992). Lalu digunakan juga oleh beberapa peneliti lain, seperti Shukla (1987a,b,c,d,e), Meehl, and Arblaster, 2001), Krishnamurti, 1976) yang telah mempelajari beberapa aspek variabilitas monsun Asia Selatan.



Gambar 2-6: Sama dengan Gambar 2-5, tetapi untuk Monsun Asia Selatan pada saat (a) musim dingin BBU dan (b) musim panas BBU (Sumber : Prawirowardoyo, 1996)

Situasinya lebih rumit dalam kasus monsun Asia Timur. Secara umum, musim panas di Asia Timur terdiri dari tiga aliran udara : arus barat Daya (bagian dari monsun India), aliran Tenggara (dari tepi Barat Daya Pasifik Barat sub-tropis tinggi), dan arus lintas-khatulistiwa mengalir melalui bagian Selatan dari Laut Cina Selatan. Hasil curah hujan musim panas dari interaksi tidak hanya tropis dan massa udara subtropis, tapi juga massa udara dingin dari lintang tengah ke lintang tinggi (Ding 2004, Chao dan Chen, 2001).

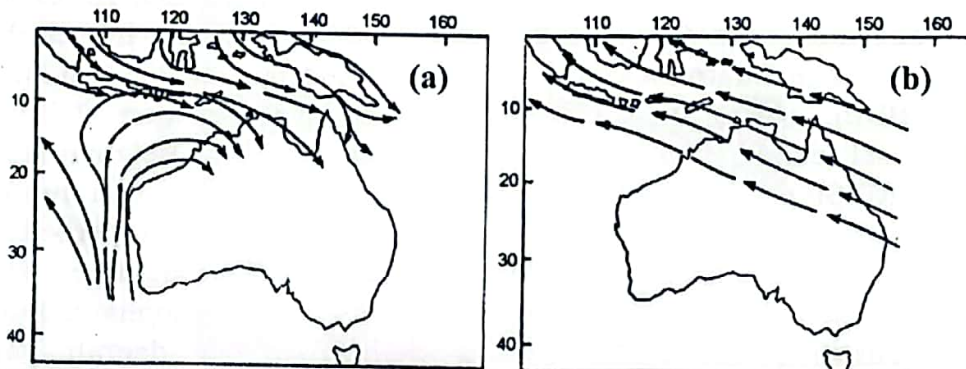
Karakteristik dari monsun Asia Timur adalah komponen musim dingin yang kuat. Aliran udara dari Utara ke Timur Laut mempengaruhi Cina dan Laut Cina Selatan, kemudian melintasi ekuatorial ke belahan bumi Selatan dan menjadi monsun Barat Laut Australia Utara. Udara dingin dari daratan Cina juga dapat bermigrasi di lepas pantai timur ke Laut Cina Timur sebelum berbelok ke Selatan menuju khatulistiwa, dan



menghasilkan arus Timur Laut (Wheeler dan Bride, 2005). Oleh karena itu, di wilayah Asia Timur, angin pada musim panas (musim dingin) memiliki komponen angin selatan (angin utara). Namun, komponen zonal pada dua musim tersebut dapat saja sama (ke arah Tenggara di musim panas dan ke arah Timur Laut di musim dingin).

### 2.1.5 Monsun Australia

Berdasarkan kriteria Ramage yang mengandalkan perbedaan sirkulasi atmosfer antara bulan Januari dan Juli, wilayah utara  $25^{\circ}\text{S}$  di Australia dapat digambarkan sebagai monsunal. Daerah monsunal ini terdiri atas lebih dari  $400000\text{ km}^2$  yang mencakup belahan utara Australia Barat dan Queensland dan lebih dari 90% dari "Northern Territory".



Gambar 2-7: Monsun australia utara pada (a) musim dingin BBU dan (b) musim panas BBU (Sumber : Prawiwardoyo,1996)

Berdasarkan hasil analisis massa udara di sekitar wilayah Australia dan pola sirkulasi di Samudra Hindia Timur dan proses pemanasan Australia Utara, Wheeler dan McBride (2005) mengelompokkan arus monsunal menjadi tiga jenis. Dia berpendapat bahwa angin barat di Barat Laut Australia adalah angin pasat belahan selatan yang dibelokkan di tepi utara karena panas di Australia Utara rendah. Dia menamakan aliran barat yang terpotong sebagai "Pseudo-Monsoon" yang umumnya terjadi di bagian utara Australia Barat, dimana terdapat angin barat laut dangkal dan sangat bergantung pada angin pasat tenggara yang dibelokkan oleh "heat low" semi-permanen yang terletak di atas daerah Pilbra di Australia Barat.

Aliran yang lain dinamakan "Quasi-Monsoon", dan terkait dengan pola dimana aliran diarahkan menuju "eastcentral" dan Queensland Tenggara, sebagai tanggapan terhadap "heat low" di atas daratan barat Queensland. Dia menganggap wilayah "true monsoonal" sebagai daerah yang terletak di antara Pseudo dan Quasi-Monsoon, di sebelah utara  $20^{\circ}\text{S}$ . Ini termasuk angin Barat atau angin Barat Laut



dari maritim tropis dan massa udara khatulistiwa. Dalam studi baru-baru ini, bagaimanapun, Webster dan Yang (1992) menyatakan bahwa bersamaan dengan pemanasan diferensial dan rotasi bumi, proses kelembaban harus dipertimbangkan untuk memahami struktur sirkulasi monsun.

Selanjutnya, karakteristik monsun dari iklim Australia utara dapat dibandingkan dengan daerah monsun tropis lainnya di Asia dan Afrika dimana migrasi musiman melalui khatulistiwa mendominasi silih bergantinya musim basah dan kering. Daerah ini juga menunjukkan pembalikan angin musiman antara musim dingin dan musim panas (Suppiah, 1992).

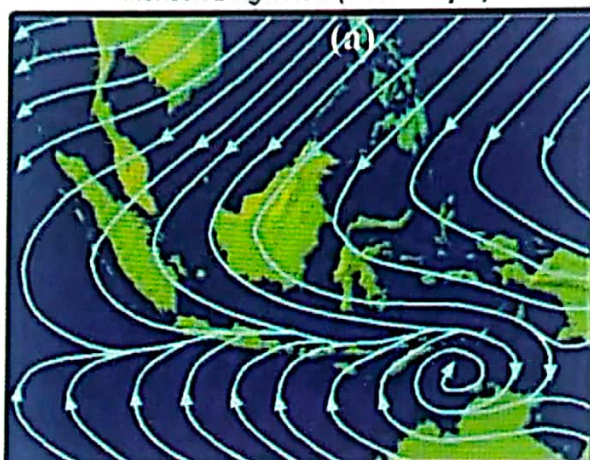
## **2.2 Monsun di Indonesia**

Monsun di Indonesia adalah bagian dari monsun Asia Timur dan Asia Tenggara, dan perpanjangan dari sistem monsun ini disebut dengan monsun Australia Utara. Pada musim dingin di Belahan Bumi Utara (BBU), yaitu pada bulan Desember, Januari dan Februari terdapat sel tekanan tinggi di Benua Asia sedangkan di Belahan Bumi Selatan (BBS) pada waktu yang sama terdapat sel tekanan rendah akibat musim panas di Benua Australia. Karena adanya perbedaan tekanan di kedua benua tersebut, sehingga terjadi aliran udara atau angin dari Asia menuju Australia yang dikenal sebagai monsun Barat atau Monsun Barat Laut. Selama periode ini di daerah yang membentang dari ujung Sumatera bagian selatan, Jawa, Bali, Nusa Tenggara sampai Irian angin monsun bertiup dari Barat ke Timur. Pola aliran rata-rata maksimum musim dingin di BBU yaitu bulan Januari (Prawirowardoyo, 1996). Pada wilayah Sumatera bagian Utara, arah angin utamanya berkisar lebih dari 60 %, sedangkan pada daerah lainnya berkisar antara 40% - 60%. Periode ini bersamaan dengan musim hujan di sebagian besar wilayah Indonesia.

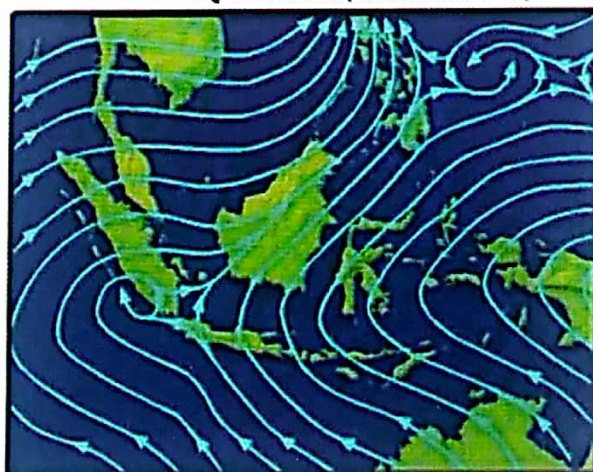
Sedangkan pada bulan Juni, Juli, dan Agustus yaitu pada musim panas di Belahan Bumi Utara (BBU), terjadi sebaliknya dimana terdapat sel tekanan rendah di Benua Asia dan sel tekanan tinggi di Benua Australia yang menggerakkan monsun Timur atau Tenggara. Di daerah yang membentang dari ujung Sumatera bagian selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara dan Irian angin monsun bertiup dari Timur ke Barat. Periode ini cenderung membawa udara kering ke wilayah Indonesia. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa untuk daerah yang membentang dari ujung selatan Sumatera selatan, Jawa, Bali, Lombok, Nusa Tenggara, dan sampai Irian, musim Monsun Barat praktis bersamaan dengan musim hujan sedangkan musim Monsun Timur praktis bersamaan dengan musim kemarau.



Rata-Rata Arah Angin Bulanan  
Monsun Dingin Asia (Musim Hujan)



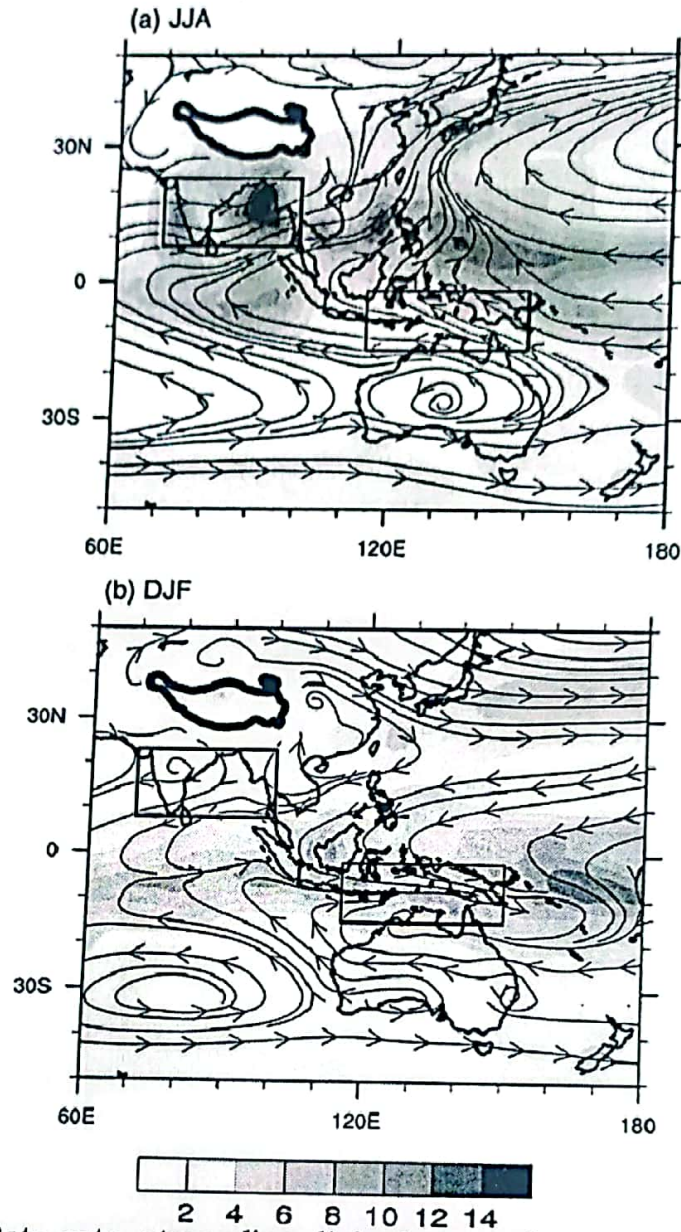
Rata-Rata Arah Angin Bulanan  
Monsun Dingin Australia (Musim Kemarau)



Gambar 2-8: Pola rata-rata angin bulanan (a) saat musim dingin Asia, dan (b) saat musim dingin Australia (sumber : BMKG)

Dari beberapa hasil penelitian yang ada, maka dapat dikatakan bahwa faktor-faktor utama penyebab variabilitas curah hujan tahunan di wilayah Denpasar, Mataram, dan Makassar adalah fenomena monsun Asia Timur dan Tenggara (Suryantoro, 2009). Sedangkan berdasarkan kriteria Ramage (1971) yang ada, untuk wilayah Indonesia bagian barat hanya meliputi 64% wilayah saja yang dapat digolongkan sebagai wilayah monsun, beberapa di antaranya pengaruh angin lokal yang lebih mendominasi (Mustofa, 2000).





Gambar 2-9: Rata-rata *streamline* di lapisan pada 850 hPa dan curah hujan (mm/day) (a) JJA, dan (b) DJF (sumber : Hung *et al.*, 2004)

### 3 DATA DAN METODE ANALISIS

#### 3.1 Data

Data utama yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari : data *Wind Profiler Radar* (WPR) bersifat 10 menit-an wilayah Biak, Pontianak, dan Manado periode 2008–2009 altitude 0,1-10 km, data *Boundary Layer Radar* (BLR) wilayah Kototabang dan Serpong periode 2001–2002 yang diperoleh dari <http://www.rish.kyoto-u.ac.jp/>.



### 3.2 Metode Analisis

Metode analisis yang digunakan dari penelitian ini adalah identifikasi dengan plot kontur *time height section* data untuk *checking reversal wind*, perhitungan angin paduan, serta persistensi angin.

Angin paduan atau resultan vektor dari komponen zonal dan meridional. Dengan rumus perhitungan kecepatannya, yaitu:

$$\vec{V} = \vec{i} v_x + \vec{j} v_y \quad (3-1)$$

dengan  $\vec{i}$  dan  $\vec{j}$  adalah vektor satuan arah sumbu x dan y.

$$V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2} \quad (3-2)$$

dimana:

$V$  = kecepatan angin paduan

$V_x$  = kecepatan angin zonal (B-T)

$V_y$  = kecepatan angin meridional (S-U)

Sedangkan persistensi angin merupakan rasio antara kecepatan angin paduan dan kecepatan angin rata-rata.

$$P = \frac{V}{\bar{v}} \quad (3-3)$$

dimana:

$P$  = persistensi angin

$\bar{v}$  = kecepatan angin rata-rata

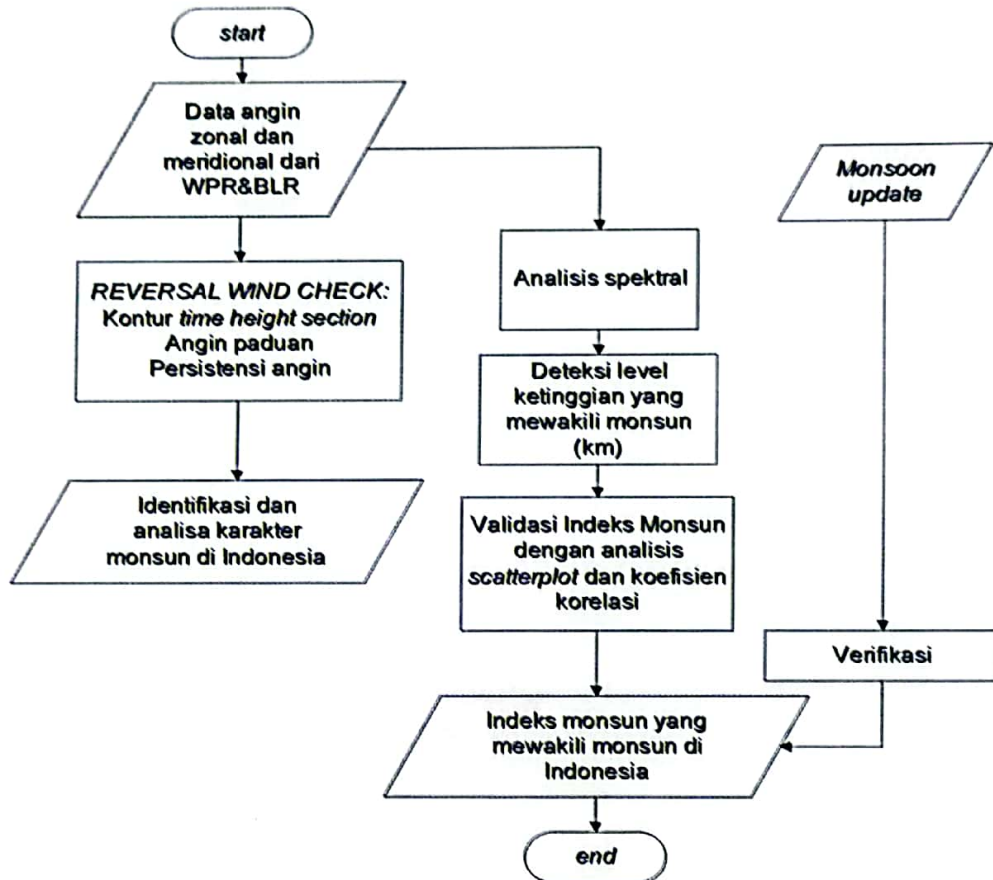
Dengan analisis spektral, ditentukan level yang mewakili sinyal monsun yang ada dari setiap kota.

Data *timeseries* dari Radar juga digunakan sebagai data insitu untuk memvalidasi data indeks monsun dengan analisis *scatter* dan perhitungan koefisien korelasi dengan metode analisa korelasi *Pearson Product Moment* yang merupakan metode untuk mengukur eratnya korelasi antara 2 variabel dengan rumus:

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 \sum (y - \bar{y})^2}} \quad (3-4)$$



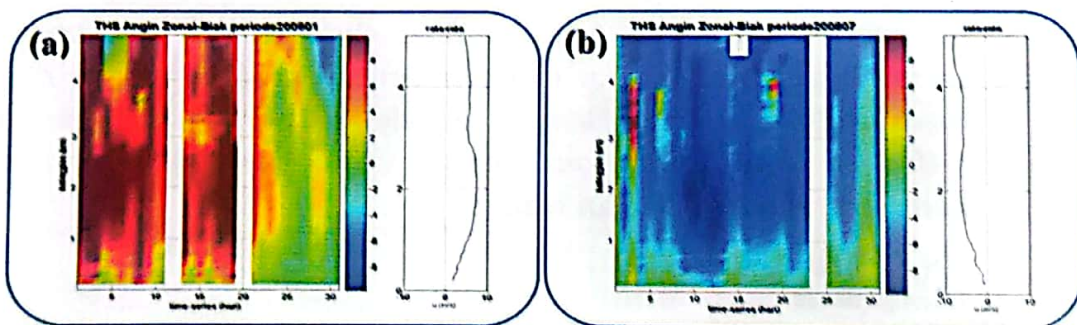
Untuk lebih jelasnya, dapat dilihat pada diagram alir berikut ini:



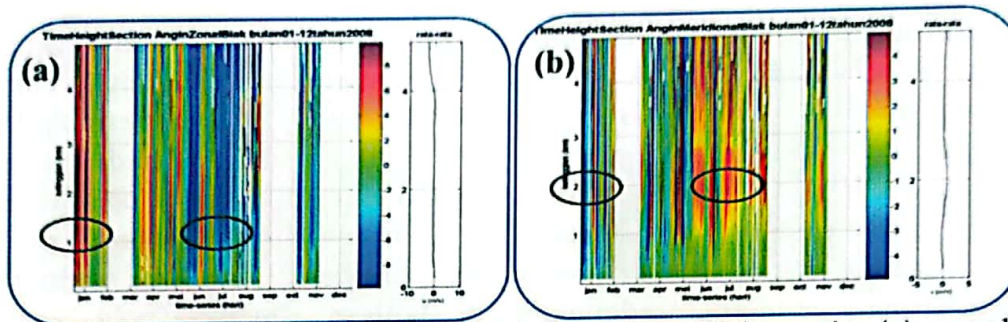
Gambar 3-1: Diagram alir penelitian

## 4 HASIL DAN PEMBAHASAN

### 4.1 Plot Time-Height Section

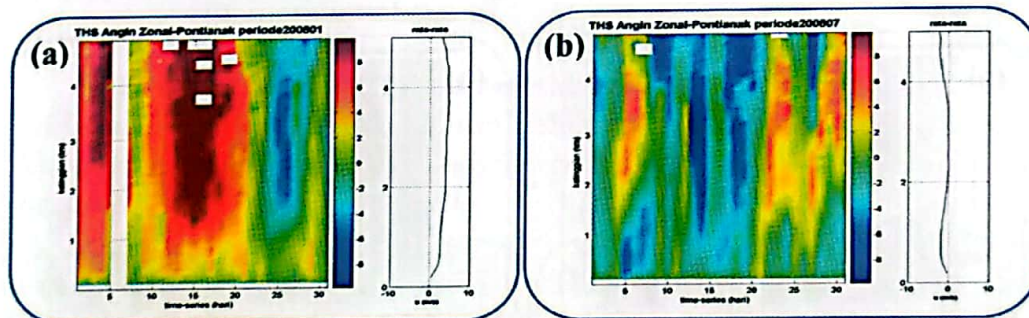


Gambar 4-1: Plot time height section angin zonal Biak (a) Januari, (b) Juli

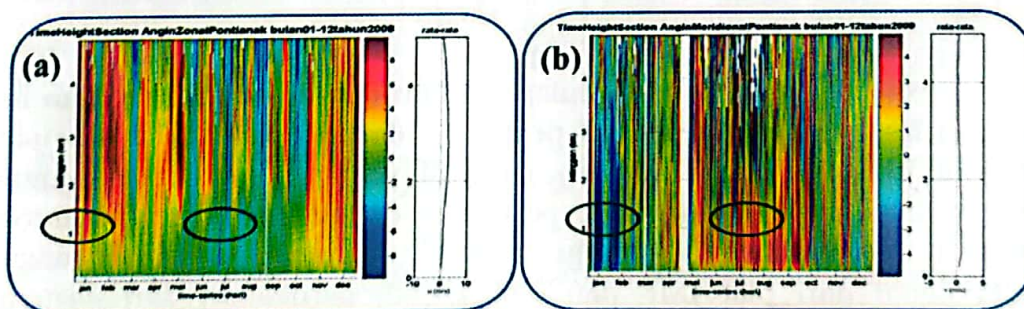


Gambar 4-2: Plot *time height section* tahunan Biak angin (a) zonal, (b) meridional

Dari beberapa plot kontur yang ada dapat terlihat perbedaan yang tegas antara bulan Januari dengan bulan Juli baik dari angin zonal maupun meridionalnya. Dengan angin zonal yang tadinya bersifat *westerly* berbalik arah menjadi *easterly*, sedangkan untuk angin meridionalnya berbalik dari *northerly* menjadi *southerly*. Dari plot tahunan pun terlihat peralihannya dengan gejala pada sekitar awal dan akhir tahun pola anginnya cenderung seragam, sementara untuk pertengahan tahun memiliki pola yang berbeda.



Gambar 4-3: Plot *time height section* angin zonal Pontianak (a) Januari, (b) Juli

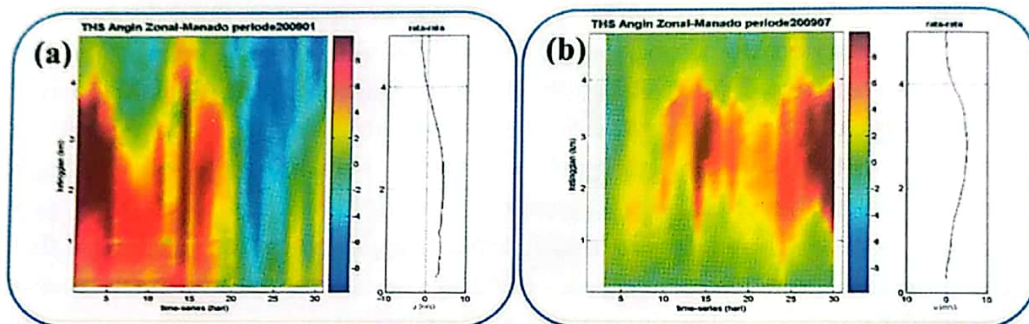


Gambar 4-4: Plot *time height section* tahunan Pontianak angin (a) zonal, (b) meridional

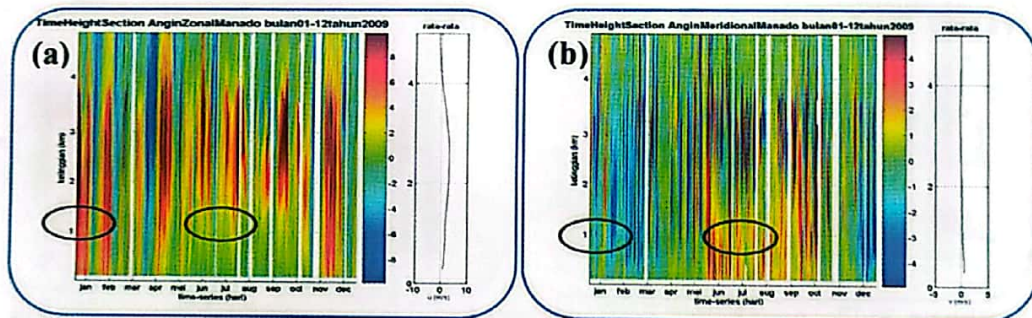
Dari hasil plot yang ada, terlihat juga untuk wilayah Pontianak pembalikan arah untuk angin zonal maupun meridionalnya. Begitu pula dengan plot vertikalnya terlihat adanya pembalikan arah angin di



antara kedua bulan yaitu Januari dan Juli. Dari plot tahunan terlihat adanya pola yang terbalik antara angin zonal dan meridional. Pada angin zonal di sekitar pertengahan tahun pada lapisan permukaan hingga ketinggian sekitar 2 km pola angin cenderung pada posisi peralihan (*reversal wind*), sedangkan pada level di atasnya pola angin yang cenderung *westerly*. Sementara untuk angin meridional, pada pertengahan tahun lapisan permukaan hingga 2 km polanya cenderung *southerly*, sedangkan di lapisan atasnya pola angin cenderung dalam masa peralihan.



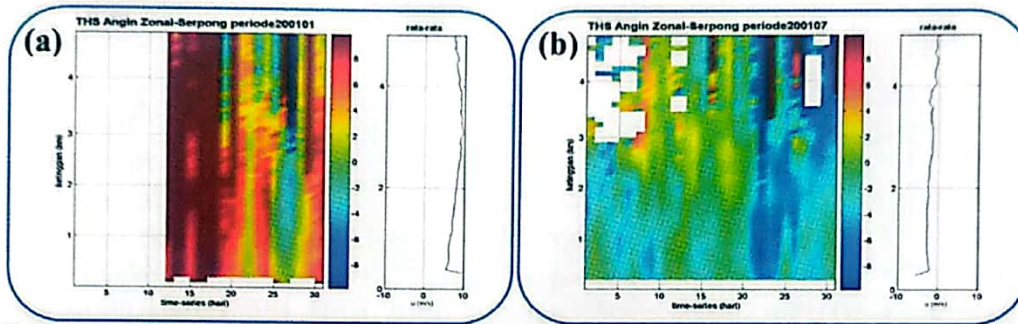
Gambar 4-5: Plot *time height section* angin zonal Manado (a) Januari, (b) Juli



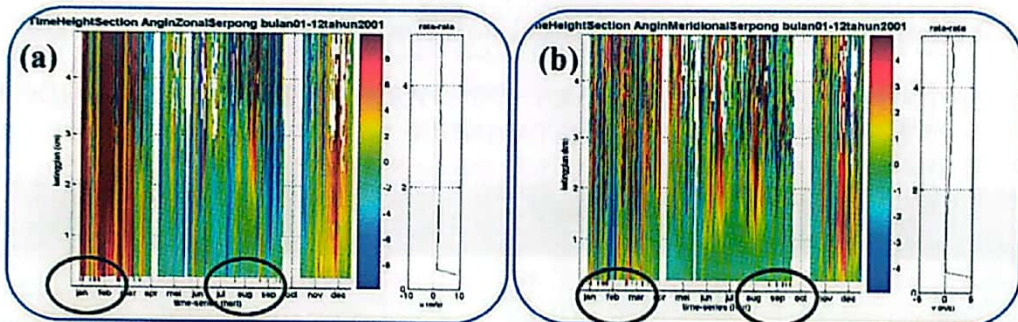
Gambar 4-6: Plot *time height section* tahunan Manado angin (a) zonal, (b) meridional

Pola angin zonal pada bulan Januari dan Juli untuk wilayah ini cenderung merupakan periode peralihan, dimana pada bulan Januari terjadi peralihan dari *westerly* menjadi *easterly*, sedangkan untuk bulan Juli merupakan masa peralihan dimana sebagian bulannya terjadi *reversal wind* menuju *westerly*. Sementara untuk angin meridional dari plot DJF dan JJA terjadi perubahan dari *easterly* menjadi cenderung *westerly* khususnya pada lapisan bawah atmosfer yaitu pada lapisan yang memiliki ketinggian sekitar 0 – 2 km. Sama dengan wilayah lainnya, wilayah Manado pun menunjukkan adanya keterbalikan pola tahunan antara angin zonal dan meridional.



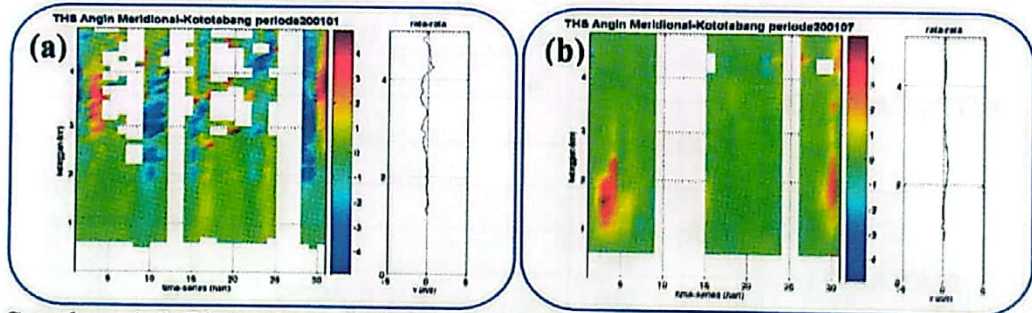


Gambar 4-7: Plot *time height section* angin zonal Serpong (a) Januari, (b) Juli



Gambar 4-8: Plot *time height section* tahunan Serpong angin (a) zonal, (b) meridional

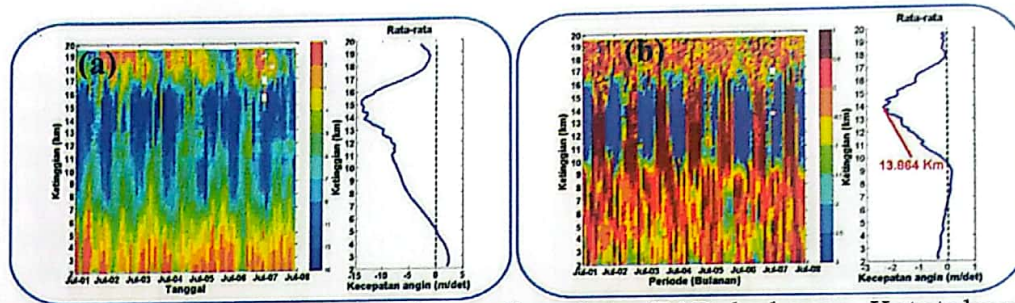
Dari plot angin zonal dan meridional, keduanya memperlihatkan adanya pembalikan arah. Namun, lebih terlihat jelas pada angin zonal khususnya dari rata-rata angin permukaan dan lapisan bawah atmosfer.



Gambar 4-9: Plot *time height section* angin meridional Kototabang (a) Januari, (b) Juli

Untuk wilayah Kototabang, karena terlalu banyak data yang kosong, sehingga tidak terdeteksi sinyal monsun yang ada. Sedikit terlihat pada plot tahunan dimana terjadi pembalikan arah angin dari peralihan ke *westerly* untuk angin zonal dan peralihan ke *northerly* untuk angin meridional. Sebagai pembandingan untuk wilayah Kototabang, digunakan hasil plot pembandingan untuk data EAR bulanan periode 2001-2008, dimana terlihat dengan jelas osilasi monsun yang ada dari perubahan warna yang ada.





Gambar 4-10: Plot *time height section* data EAR bulanan Kototabang dalam kurun waktu 8 tahun angin (a) zonal, (b) meridional

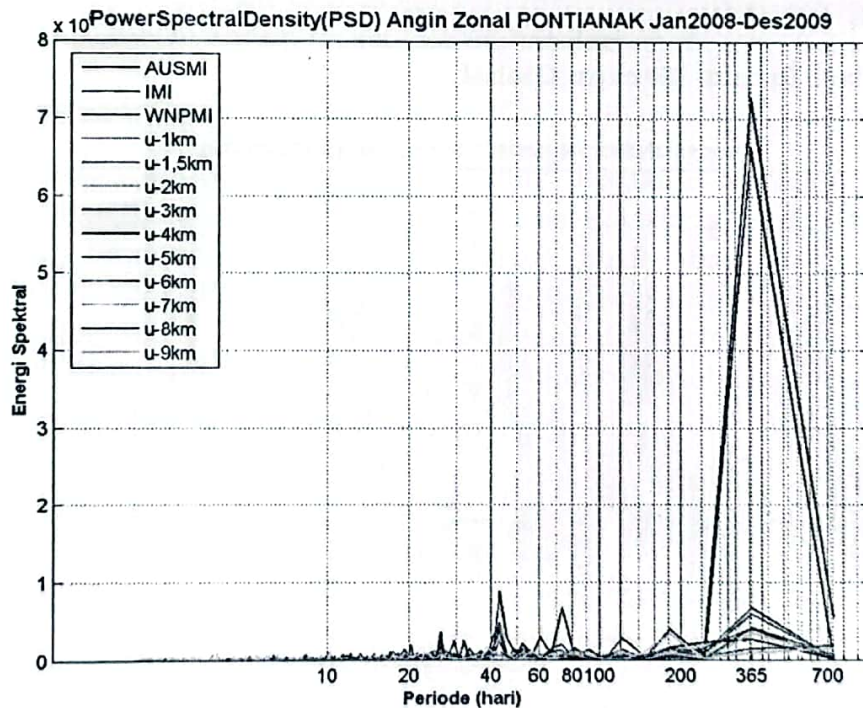
#### 4.2 Analisis Prevailing, Persistensi dan Kecepatan Rata-Rata Angin

Tabel 4-1: HASIL PERHITUNGAN *PREVAILING*, *PERSISTENSI*, DAN KECEPATAN RATA-RATA ANGIN

KOTA	THN	BLN	Prevailing	Persistensi	Kecepatan rata2
BIAK	2008	jan	W	0,8960	8
		jul	E	0,9749	6
	2009	jan	W	0,0466	5
		jul	E	0,3948	3
PONTIANAK	2008	jan	NW	0,6113	5
		jul	E	0,6219	3
	2009	jan	NW & N	0,7382	6
		jul	S	0,6648	4
KOTOTABANG	2002	jan	E	0,9855	2
		jul	W	0,9245	3
	2003	jan			
		jul			
MANADO	2008	jan			
		jul			
	2009	jan	W	0,6905	6
		jul	W	0,8391	3
SERPONG	2002	jan	NW	0,7745	4
		jul	E	0,4195	2
	2003	jan	W	0,8386	4
		jul	E	0,8895	4

Dari hasil perhitungan tersebut, dapat diketahui bahwa untuk wilayah Biak terjadi pembalikan arah *prevailing wind* sedikitnya 180° dengan frekuensi rata-rata arah angin utama diatas 50% dan kecepatan

angin rata-rata diatas 3 m/s. Untuk wilayah Pontianak terjadi pembalikan arah sedikitnya  $135^\circ$  dengan frekuensi angin utama rata-rata di atas 60% dan kecepatan angin rata-rata di atas 4 m/s. Sedangkan untuk wilayah Kototabang, frekuensi angin utama sangat tinggi dengan nilai rata-rata di atas 90%, dengan pembalikan arah  $180^\circ$  dan kecepatan rata-rata di atas 2 dan 3 m/s. Untuk wilayah Manado meskipun tidak terlihat pembalikan dengan jelas, namun dari frekuensi angin utamanya yang cenderung di atas 60% dan kecepatan di atas 3 m/s. Dan terakhir, untuk wilayah Serpong terjadi pembalikan sedikitnya  $135^\circ$  dan kecepatan rata-rata 3,5 m/s. Terlihat pada wilayah ini nilai persistensi antara kedua tahunnya sangat berbeda khususnya pada bulan Juli tahun 2002. Hal tersebut diduga akibat pengaruh adanya gangguan tropis seperti kejadian El Nino lemah di sepanjang tahun tersebut, siklon tropis di wilayah Samudera Hindia, hadirnya *cold surge*, serta kondisi MJO (*Madden Julian Oscillation*) yang dalam fase aktif. Beberapa gangguan ini, diduga menyebabkan penyimpangan arah pergerakan angin di Indonesia khususnya wilayah Jawa dan sekitarnya.



Gambar 4-11: Hasil analisis spektral (FFT) untuk penentuan level yang mewakili monsun



- Terkait dengan aktifitas data Indeks Monsun Global, terlihat bahwa untuk angin zonal pada umumnya lebih berkorelasi baik dengan data Indeks AUSMI, sedangkan untuk angin meridional lebih berkorelasi baik dengan WNPMI dengan korelasi maksimum masing-masing bernilai sekitar 0,76 dan 0,45 untuk Serpong dan Manado.

### **Ucapan Terima Kasih**

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Bapak Dr. Zadrach L. Dupe dan Prof. Bayong Tjasyono H. K. atas kritik dan sarannya untuk perbaikan tulisan ini. Juga kepada pihak Research Institute for Sustainable Humanosphere (RISH) Kyoto University atas izin penggunaan data dalam tulisan ini.

### **DAFTAR RUJUKAN**

- Aldrian, E, and R.D., Susanto, 2003. *Identification of three Dominant Rainfall Regions within Indonesia and their Relationship to Sea Surface Temperature*, Int. J. Climatol, 23, 1435-1452.
- Chang, C.P., 2005. *The Asian Winter – Australian Summer Monsoon: An Introduction*, Goswami, B. M., 2005: South Asian Summer Monsoon: An Overview., Hendon, H., 2005: The Australian Summer Monsoon., Wang, B., Li, T., Ding, Y., Zhang, R., and Wang, H., 2005: East Asian-Western North Pacific Monsoon: A Distinctive Component of the Asian-Australian Monsoon System., *The Global Monsoon System: Research and Forecast, Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWM-III) 2-6 Nov 2004*, Hangzhou, China, WMO/TD No.70 (TMRP Report No. 70).
- Chao, W.C. and B. Chen, 2001. *The Origin of Monsoons*. J. Atmos. Sci., 58, 3497-3507.
- Ding, Y., H. Wang, H., and B. Wang, 2005. East Asian Monsoon: East Asia. *The Global Monsoon System: Research and Forecast, Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWM-III) 2-6 Nov 2004*, Hangzhou, China, WMO/TD No.70 (TMRP Report No. 70).
- Holton, J.R., 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press. New York.
- Hung, C-W., X. Liu, and M. Yanai, 2004. *Symmetry and Asymmetry of the Asian and Australian Summer Monsoons*. J. Climate, 17, 2413-2426.
- Khrisnamurti, N.T, and N.H. Bhalme NH., 1976. *Oscillations of Monsoon System*. Observational Aspect, 33:1937-1953.
- Khromov, S. P., 1978. *Geographic Distribution of Monsoons*, Die



- geographische Verbreitung der Monsune. Petermanns Geogr.
- Muna, R., 2005. *On the origin of Monsoon; Conventional Theory vs. New Findings*. Course ATM, 656.
- Mustofa, M.A., 2000. *Identifikasi daerah Monsun dan Curah Hujan Berdasarkan Sifat Angin Permukaan di Indonesia Bagian Barat*, Tesis magister, Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Meehl, G. A., and J. M. Arblaster, 2001. *The Tropospheric Biennial Oscillation and Indian Monsoon rainfall*, Geophys. Res. Lett., 28 (9), 1731-1734.
- Prawiwardoyo, S., 1996. *Meteorologi*. Penerbit ITB, Bandung.
- Ping, 2008. *An East Asian Subtropical Summer Monsoon Index Defined By moisture Transport*. Journal of Tropical Meteorology. 14: 61-64.
- Ramage, C. S., 1971. *Monsoon Meteorology*. Academic Press, New York and London, 1-7,231-238.
- Suppiah, R., 1992. *The Australian Summer Monsoon: a Review*. Progress in Physical Geography.16; 283-312.
- Suryantoro Arief, 2009. *Pengaruh Monsun Asia Timur dan Tenggara terhadap Variabilitas Temporal Curah Hujan Denpasar, Mataram, dan Makassar*, Jurnal LAPAN.
- Shukla, J, 1987a. *General Circulation Modeling and the Tropics*. Geophysiology of Amazonia:Vegetation and Climate Interactions. Editor: R. E. Dickinson, John Wiley & Sons, Inc., pp. 409-461.
- Shukla, J., 1987b. *Interannual Variability of Monsoons*. Monsoons. Editors: Jay S.Fein and Pamela L. Stephens, John Wiley & Sons, Inc., pp. 399-464.
- Shukla, J., 1987c. *Long Range Forecasting of Indian Monsoons*. Science Age, November, 21-23.
- Shukla, J, 1987d. *Long Range Forecasting of Monsoons*. Monsoons. Editors: Jay S. Fein and Pamela L. Stephens, John Wiley & Sons, Inc., pp. 523-547.
- Shukla, J, 1987e. *Numerical Simulation of Atmospheric Response to Observed SST Anomalies and Oceanic Response to Observed Wind Stress: Intercomparison of Results from Various GCMs*. Proceedings of the Workshop on Predictability in the Medium and Extended Range (17-19 March 1986), ECMWF, England, pp. 205-220.
- Shukla, J. and D. A. Mooley, 1987. *Empirical Prediction of the Summer Monsoon Rainfall Over India*. Mon. Wea. Rev., 117, 695-703.
- Slingo, J., 2003. *Monsoon*. Encyclopedia of Atmospheric Sciences. University of Reading, Reading UK., Elsevier Science Ltd.
- Tjasyono H.K, Bayong, 2008. *Sains Atmosfer*. Penerbit Badan Meteorologi dan Geofisika, Bandung, 243-276.



- Tjasyono H.K, Bayong, 1996. *The Impact of El Nino on Season in the Indonesian Monsoon Region*. Proc. of the International Workshop on the Climate System of Monsoon Asia, Kyoto, Japan.
- Wheeler CM, McBride LJ., 2005. *Asian-Australian Monsoon*. Praxis, Springer Berlin Heidelberg.
- Wu, Wang, 1999. *Interannual Variability of Summer Monsoon Onset over the Western North Pacific and the Underlying Processes* 13: 2483-2500.
- Wang B, Fan Z., 1998. *Choice of South Asian Summer Monsoon Indices*. Bulletin of the American Meteorological Society 80: 629-638.
- Wang, B., and Q. Ding, 2006. *Changes in Global Monsoon Precipitation over the Past 56 years*. Geophys. Res. Lett., 33, L06711, doi:10.1029/2005GL025347.
- Webster, P. J. and S. Yang, 1992. *Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118, 877-926.
- Zaizhi et al., 2004. *Advans in Atmospheric Sciences*. Simulation of Asian Monsoon Seasonal Variations with Climate Model R42L9/LASG. 21: 879-889.