

ISSN 1411 - 3082  
eISSN 2527- 5372



BMKG

# JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 18, Nomor 3 - 2017

Terakreditasi LIPI, Nomor: 603/AU2/P2MI-LIPI/03/2015

PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN  
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA

Jur. Met. & Geo.

Vol. 18

No. 3

Hal. 107 - 148

Jakarta, 2017

ISSN 1411 - 3082  
eISSN 2527- 5372

# JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 18, Nomor 3 - Tahun 2017  
ISSN 1411 – 3082, eISSN 2527 - 5372

Jurnal Meteorologi dan Geofisika merupakan jurnal riset yang diterbitkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) sebagai sarana untuk mempublikasikan hasil pencapaian penelitian dan pengembangan di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas Udara, dan Geofisika. Terbit 3 kali dalam setahun dan terbit pertama kali tahun 2000. Memperoleh akreditasi dari LIPI sebagai jurnal ilmiah dengan nomor akreditasi: 603/AU2/P2MI/03/2015 yang berlaku 3 tahun (15 April 2015 – 15 April 2018).

---

## TIM REDAKSI

### PENASEHAT

Kepala Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika

### KETUA DEWAN REDAKSI

Dr. Urip Haryoko, M.Si

### DEWAN REDAKSI

Prof. Dr. Madlazim	(Geofisika)	Dr. Erwin Eka S. Makmur	(Meteorologi)
Ir. Sudaryanto, MT	(Geofisika)	Donald S. Permana, Ph.D	(Klimatologi & Kualitas Udara)
Dr. Tri Handoko Seto	(Meteorologi)	Thomas Hardy, M.Kom	(Geofisika)
Dr. Ardhasena Sopaheluwakan	(Klimatologi dan Kualitas Udara)	Roni Kurniawan, ST, M.Si	(Meteorologi)
Dr. Supriyanto Rohadi	(Geofisika)	Wahyu Widiyanto, S.Sos	(Meteorologi)

### SEKRETARIAT

Utoyo Ajie Linarka, S.T	Shelly Dharma Putri, A.Md
Rian Anggraeni, S.T	Suliyanti Pakpahan, S.Si
Suliyanti Pakpahan, S.Si	Drajat Ngadmanto, S.Si
Sri Noviati, S.Si	Tri Astuti Nuraini, M.Si
Rahayu Sapta S. Sudewi, S.Kel	Ratna Satyaningsih, M.Si

---

### ALAMAT REDAKSI:

Pusat Penelitian dan Pengembangan, Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika  
Jl. Angkasa I No.2, Kemayoran, Jakarta 10720, Telp : (021) 4246321 ext. 1900 Fax : (021) 65866238  
E-mail : [jurnal.mg@bmkgo.go.id](mailto:jurnal.mg@bmkgo.go.id), Website: <http://puslitbang.bmkgo.go.id/jmg>

Redaksi menerima naskah hasil penelitian dan pengembangan di bidang Meteorologi, Klimatologi, Kualitas udara dan Geofisika yang belum pernah diterbitkan dalam jurnal ilmiah yang lain, dengan format dan sistematika seperti tercantum pada petunjuk penulisan naskah di halaman belakang.

## **PENGANTAR**

Puji syukur kami panjatkan kehadirat Tuhan Yang Maha Esa, atas izin dan kehendak-Nya, Jurnal Meteorologi dan Geofisika Volume 18 Nomor 3 Tahun 2017 ini dapat diterbitkan dan hadir ke hadapan pembaca. Edisi ini menampilkan 5 (lima) karya tulis ilmiah yang terdiri dari 4 (empat) karya tulis ilmiah di bidang Meteorologi, yaitu: Perbandingan Teknik Interpolasi Berbasis R Dalam Estimasi Data Curah Hujan Bulanan Yang Hilang di Sulawesi; Karakteristik Angin Zonal Selama Upwelling Di Perairan Selatan Jawa Pada Kondisi Normal dan Enso; Karakteristik Anomali Suhu Muka Laut Di Laut Jawa Pada Periode 1982 – 2014; Pengembangan Model Ensemble Gelombang Laut MRI-III Dan Windwave-05 Menggunakan Kecerdasan Buatan; dan 1 (satu) naskah bidang Klimatologi yaitu Homogenisasi Sebagai Tahap Pra-Pemrosesan Kajian Perubahan Iklim Dengan Metode Acmant.

Kritik dan saran kami harapkan dari pembaca untuk kemajuan dan penyempurnaan penerbitan Jurnal Meteorologi dan Geofisika. Dalam kesempatan ini Dewan Redaksi mengucapkan terimakasih kepada semua pihak, baik penulis, dewan editor, mitra bestari, maupun redaksi pelaksana yang telah banyak membantu dalam proses penerbitan jurnal ilmiah ini.

Sebagai penutup, semoga sajian ini dapat bermanfaat dan menambah wawasan bagi kita semua.  
Selamat membaca!

Jakarta, Desember 2017  
Dewan Redaksi



# JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 18, Nomor 3 - Tahun 2017  
ISSN 1411 – 3082 ; eISSN 2527 - 5372

## DAFTAR ISI

Perbandingan Teknik Interpolasi Berbasis R Dalam Estimasi Data Curah Hujan Bulanan Yang Hilang Di Sulawesi <b>Muflihah, Rizky Yudha Pahlawan</b> .....	107-111
Homogenisasi Sebagai Tahap Pra-Pemrosesan Kajian Perubahan Iklim Dengan Metode Acmant <b>Putri Juanita Wahab, Sutikno, Ardhasena Sopaheluwakan</b> .....	113-124
Karakteristik Angin Zonal Selama Upwelling Di Perairan Selatan Jawa pada Kondisi Normal dan Enso <b>Martono</b> .....	125-132
Karakteristik Anomali Suhu Muka Laut di Laut Jawa pada Periode 1982 – 2014 <b>Danang Eko Nuryanto, Rian Anggraeni</b> .....	133-139
Pengembangan Model Ensemble Gelombang Laut MRI-III dan Windwave-05 Menggunakan Kecerdasan Buatan <b>Asteria S. Handayani, Hastuadi Harsa, Roni Kurniawan, Wido Hanggoro, Sri Noviati</b> .....	141-148



# JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 18, Nomor 3 - Tahun 2017

ISSN 1411 - 3082

eISSN 2527 - 5372

Kata kunci bersumber dari artikel. Lembar abstrak ini boleh diperbanyak tanpa ijin dan biaya

---

UDC. 551.5

Muflihah (BBMKG Wilayah IV Makassar)

Rizky Yudha Pahlawan (BBMKG Wilayah IV Makassar)

## **Perbandingan Teknik Interpolasi Berbasis R Dalam Estimasi Data Curah Hujan Bulanan Yang Hilang Di Sulawesi**

J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, hal. 107-111.

Data hilang seringkali ditemukan pada jenis data dalam jangka waktu yang panjang (runtun waktu), termasuk data curah hujan. Analisis akan sulit dilakukan jika terdapat banyak data hilang dan terletak di pertengahan runtun waktu. Oleh karena itu, kajian ini bertujuan untuk mengestimasi data hilang menggunakan beberapa metode interpolasi yang tersedia pada perangkat lunak RStudio (bahasa R) yaitu `na.StructTs`, `na.loft`, `na.approx`, dan `na.interp`. Data yang digunakan adalah data curah hujan bulanan dengan pola musonal, lokal, dan ekuatorial. Data hilang disimulasikan secara acak yang terbagi dalam tiga kategori, yaitu 5%, 10%, dan 17%. Hasil menunjukkan bahwa metode `na.StructTS` menghasilkan nilai estimasi data hilang dengan nilai RMSE terkecil dan koefisien korelasi terbesar. Nilai koefisien korelasi terbesar diperoleh dalam mengestimasi data hilang sebanyak 5% dengan tipe muson yakni antara 0,78-0,86.

Kata kunci: data hilang, curah hujan, interpolasi, RStudio

---

UDC. 551.58

Putri Juanita Wahab (Jurusan Statistika FMIPA ITS, Surabaya)

Sutikno (Jurusan Statistika FMIPA ITS, Surabaya)

Ardhasena Sopaheluwakan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG)

## **Homogenisasi Sebagai Tahap Pra-Pemrosesan Kajian Perubahan Iklim Dengan Metode Acmant**

J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, hal. 113-124.

Kesalahan interpretasi hasil kajian perubahan iklim rentan terjadi pada runtun data yang tidak kontinu atau tidak homogen. Oleh karena itu, homogenitas data menjadi syarat utama dalam kajian tersebut. Homogenitas data adalah kondisi data yang nilai variansinya disebabkan oleh variansi dalam cuaca dan iklim, sehingga apabila selama perekaman data terjadi kalibrasi alat, perpindahan lokasi alat/stasiun, dan perbedaan teknik pengambilan data oleh pengamat, dapat menyebabkan data mengandung variasi non-alamiah lainnya selain karena faktor iklim dan cuaca. Tahap awal dalam kajian perubahan iklim diperlukan tahap pra-pemrosesan berupa pengendalian kualitas. Pengendalian kualitas terdiri atas pengendalian kualitas basic dan pengendalian lanjutan, yaitu homogenisasi runtun data. Pengendalian kualitas basic, seperti: kasus pengulangan data yang mengindikasikan adanya kesalahan dalam perekaman data atau kesalahan pengamat saat melakukan pencatatan data, sedangkan homogenisasi data dilakukan dengan mengidentifikasi pola data. Penelitian ini menggunakan prosedur ACMANT dalam melakukan homogenisasi. Unsur cuaca yang dilakukan homogenisasi adalah temperatur di Kota Surabaya dan sekitarnya. Hasil penelitian menunjukkan bahwa terdapat perbedaan rata-rata mean temperatur hasil homogenisasi sebesar 0,1 lebih kecil daripada rata-rata mean data asli.

Kata kunci: homogenitas, homogenisasi, pengendalian kualitas basic, temperatur, ACMANT

---

UDC. 551.5

Martono (Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN, Bandung)

## **Karakteristik Angin Zonal Selama Upwelling Di Perairan Selatan Jawa pada Kondisi Normal Dan Enso**

J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, hal. 125-132.

Perairan selatan Jawa dikenal sebagai salah satu lokasi upwelling di Indonesia. Penelitian upwelling di perairan ini sudah banyak dilakukan oleh para peneliti. Namun, penelitian tentang aspek-aspek atmosfer pada saat terjadi upwelling masih sedikit. Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui karakteristik angin zonal selama upwelling di perairan selatan Jawa

pada kondisi normal dan ENSO. Data yang digunakan terdiri dari suhu permukaan laut dari tahun 1984-2013 dan angin zonal dari tahun 1988-2011 yang diperoleh dari Physical Oceanography Distributed Active Center – National Aeronautics and Space Administration. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah analisis deskripsi. Hasil penelitian menunjukkan bahwa angin zonal di perairan selatan Jawa dominan bergerak ke arah barat. Upwelling di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi ketika angin zonal bergerak ke arah barat secara terus menerus lebih dari 2 bulan, kecepatan lebih besar dari 5 m/dt dan fluktuasi kecepatan kecil. Terdapat jeda waktu sekitar 1-1,5 bulan antara tiupan angin zonal sejajar pantai dengan proses upwelling. Intensitas upwelling paling kuat dan paling lama terjadi di atas perairan selatan Jawa Timur. Arus Lintas Indonesia mempunyai peranan penting terhadap peningkatan intensitas upwelling di selatan Jawa Timur. Intensitas upwelling selama periode El Niño lebih kuat, tetapi selama periode La Niña lebih lemah daripada kondisi normal.

**Kata kunci:** angin zonal, upwelling, Arus Lintas Indonesia, El Niño, La Niña

---

UDC. 551.5

Danang Eko Nuryanto (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Rian Anggraeni (Puslitbang BMKG, Jakarta)

**Karakteristik Anomali Suhu Muka Laut di Laut Jawa pada Periode 1982 – 2014**

J. Met & Geo. 2018, Vol. 18 No. 3, hal. 133-139.

Suhu muka laut mempunyai peranan dalam penguapan air laut yang selanjutnya membentuk awan-awan hujan. Laut Jawa mempunyai peranan yang unik karena posisinya yang terletak di antara 4 pulau besar di Indonesia. Karakteristik anomali suhu muka laut di Laut Jawa diidentifikasi dengan mengaplikasikan Principal Component Analysis (PCA), data anomali suhu muka laut rata-rata bulanan dari Optimum Interpolation Sea Surface Temperature version 2 (OISSTv2) periode 1982 - 2014. Diperoleh hasil dengan tiga komponen utama dominan mempunyai keragaman sekitar 83.22%. PC1 dengan karakter spasial mempunyai nilai positif pada seluruh wilayahnya dan mempunyai keragaman 65.30%. Faktor dominan anomali suhu muka laut pada Laut Jawa bukanlah karena siklus semi tahunan atau tahunan, namun ada faktor lain yang teridentifikasi. Ada dua faktor yang teridentifikasi sebagai pengaruh lokal tersebut, yaitu kedalaman laut dan jarak pulau besar terdekat. PC2 dengan karakter spasial sama dengan rata-rata anomali suhu muka laut yaitu nilai positif lebih dominan di pesisir pantai dibanding dengan tengah Laut Jawa dan dipengaruhi pola musiman sekitar 12.44%. PC3 dengan karakter spasial terdapat dua kutub yaitu Laut Jawa bagian barat dengan nilai positif dan Laut Jawa bagian timur dengan nilai negatif yang dipengaruhi siklus 6 bulanan dan juga musiman sekitar 5.84%.

**Kata kunci:** Anomali Suhu Muka Laut, Laut Jawa, Principal Component Analysis

---

UDC. 551.5

Asteria S. Handayani (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Hastuadi Harsa (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Roni Kurniawan (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Wido Hanggoro (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Sri Noviati (Puslitbang BMKG, Jakarta)

**Pengembangan Model Ensemble Gelombang Laut MRI-III dan Windwave-05 Menggunakan Kecerdasan Buatan**

J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, hal. 141-148.

Kondisi gelombang laut dimodelkan oleh MRI-III dan Windwaves-05. Penelitian ini mengembangkan model ensemble untuk menggabungkan output dua model tersebut. Proses ensemble dilakukan oleh jaringan syaraf tiruan menggunakan metode pembelajaran resilient propagation. Parameter input ensemble adalah ketinggian maksimum dan ketinggian signifikan gelombang yang dihasilkan oleh kedua model, sedangkan parameter output ensemble adalah ketinggian maksimum dan ketinggian signifikan gelombang. Target untuk melatih jaringan syaraf tiruan adalah data yang diperoleh dari perekaman data lapangan di dua lokasi: Sawarna dan Bengkulu. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa model ensemble ini mampu memberikan output yang lebih mendekati nilai perekaman data langsung di lapangan dibanding output kedua model input secara individu.

**Kata kunci:** ensemble, gelombang laut, MRI-III, Windwaves-05, *resilient propagation*

---

# JURNAL METEOROLOGI DAN GEOFISIKA

Volume 18, Nomor 3 - Tahun 2017

ISSN 1411 - 3082

eISSN 2527 - 5372

*The keywords noted here are the words which represent the concept applied in an article. These abstract sheets may be reproduced without permission or charge*

---

UDC. 551.5

Muflihah (BBMKG Wilayah IV Makassar)

Rizky Yudha Pahlawan (BBMKG Wilayah IV Makassar)

**Comparison of R-Based Interpolation Techniques to Estimate Monthly Precipitation Missing Data in Sulawesi**

*J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, pp. 107-111.*

*Missing data is often found on the type of data in the long term (time series), including rainfall data. The analysis will be difficult to be done if there is a lot of missing data and is located in the middle of timeseries. Therefore, this study aimed to estimate those missing data using interpolation methods in software RStudio (R language) including na.StructTS, na.loft, na.approx, and na.interp. The used data are monthly rainfall data with type of the monsoonal, local and equatorial. Missing data are randomly simulated and divided into three categories, which is 5%, 10% and 17%. The results show that na.StructTS method produces the estimated missing data with the smallest RMSE value and the greatest correlation coefficient. The highest coefficient correlation is found in the estimated of 5% missing data monsoonal type with range of 0.78 to 0.86.*

**Keywords:** *missing data, precipitation, interpolation, RStudio*

---

UDC. 551.58

Putri Juanita Wahab (Jurusan Statistika FMIPA ITS, Surabaya)

Sutikno (Jurusan Statistika FMIPA ITS, Surabaya)

Ardhasena Sopaheluwakan (Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG)

**Homogenization As Stage Of Pre-Processing Research Of Climate Change With Acmant Method**

*J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, pp. 113-124.*

*Misinterpretation for climate change studies is vulnerable occur from time series data that is not continuous or inhomogeneous. Therefore, the homogeneity of data is an essential requirements for the study for such studies. Homogeneity of data is a condition of data which the variance value is a result of the natural variation of weather and climate, so that if during the recording of data occurs instruments calibration, shifting of the location of instrument / station, and differences in techniques of data collection by observers may cause data to have unnatural variations. An essential stage in the study of climate change is pre-processing data in the form of quality control. Comprehensive quality control consist of basic quality control and homogenization procedure. Basic quality control, includes various checks of the time series for errors stemming from observation practices of data recording, while homogenization of data is done through identification of the pattern of the data. This study used ACMANT procedures to conduct the homogenization. The weather element which is considered for homogenization is the temperature in the surrounding area of the city of Surabaya. The results show that there is a difference in the average mean temperature data from the homogenization result as much as 0.1 degree, smaller than the average mean of the original data.*

**Keywords—***homogeneity, homogenization, basic quality control, temperature, ACMANT*

---

UDC. 551.5

Martono (Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer LAPAN, Bandung)

**Characteristics of Zonal Wind During Upwelling In The Southern Waters of Java at Normal And Enso Conditions**

*J. Met & Geo. 2017, Vol. 18 No. 3, hal. 125-132.*

*The southern waters of Java was known as one of upwelling locations in Indonesia. Research about of upwelling in this waters has been done by some researchers. However, research about of the atmospheric aspects during upwelling is still slightly. This research was conducted to understand the conditions of zonal wind during upwelling in the southern waters of Java at normal and ENSO conditios. The data consists of sea surface temperature from 1984-2013 and zonal wind*

from 1988-2011 obtained from Physical Oceanography Distributed Active Center – National Aeronautics and Space Administration. The method used in this research was description analysis. The results showed that zonal wind in the southern waters of Java was dominant move toward the west. Upwelling in the southern waters of West Java, Central Java and East Java occurred when zonal wind moves westward continuously more than 2 months, greater speed of 5m/sec and small velocity fluctuations. There was lag time about 1-1.5 months between zonal wind blow parallel to the coast upwelling process. Upwelling intensity was strongest and longest occurred in the southern waters of East Java. Indonesian Throughflow has an important role on intensity increase of upwelling in the south of East Java. Intensity of upwelling during El Niño period more powerful, but during La Niña period is weaker than normal conditions.

**Keywords :** zonal wind, upwelling, Indonesian Throughflow, El Niño, La Niña

---

UDC. 551.5

Danang Eko Nuryanto (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Rian Anggraeni (Puslitbang BMKG, Jakarta)

**Characteristics of Sea Surface Temperature Anomaly over The Java Sea in period of 1982-2014**

*J. Met & Geo.* 2018, Vol. 18 No. 3, pp. 133-139.

Sea surface temperature plays a role in the evaporation of seawater, which continues to produce rain clouds. Java Sea has a unique role due to its location, which lies between 4 major islands in Indonesia. Characteristics of sea surface temperature anomaly in the Sea of Java are identified by applying a principal component analysis (PCA), sea surface temperature anomaly data monthly average from interpolation optimum of sea surface temperature the version 2 (OISSTv2) period of 1982 - 2014. The results obtained with the three major components of diversity dominant has approximately 83.22%. PC1 with spatial character has a positive value throughout its territory and has a diversity of 65.30%. The dominating factor of the sea surface temperature anomalies in the Java Sea is not due to semi-annual or annual cycles, but there are other factors that have been identified. There are two factors identified as local influences, namely the depth of the sea and the distance of the next big island. Spatially-characterized PC2 is synonymous with an average sea surface anomaly, the positive value of which is more dominant in the coastal area compared to the central Java Sea and is influenced by seasonal patterns by 12.44%. PC3 with spatial character, there are two poles, the West Java Sea with positive value and East Java Sea with negative value influenced by 6-month cycle and seasonal about 5.84%.

**Keywords:** Sea Surface Temperature Anomaly, The Java Sea, Principal Component Analysis

---

UDC. 551.5

Asteria S. Handayani (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Hastuadi Harsa (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Roni Kurniawan (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Wido Hanggoro (Puslitbang BMKG, Jakarta)

Sri Noviati (Puslitbang BMKG, Jakarta)

**The Ensemble of Wave Model MRI-III And Windwave-05 Using Artificial Intelligence**

*J. Met & Geo.* 2017, Vol. 18 No. 3, pp. 141-148.

The vertical lapse rate profiles in Indonesia is very crucial in analyzing the lapse rate effect on cloud formation and inversion at the lower troposphere and the morning fog occurrence. This study uses 5 selected locations (Medan, Padang, Jakarta, Palu and Ambon) in Indonesia based on the availability, completeness, and validity of the observed upper-air data. The research aim to create and analyze the monthly vertical lapse rate profiles at 00 and 12 UTC based on daily vertical air temperature in 2007-2016. The methods include removing outlier, data interpolation and calculating statistics, and lapse rate. The results show that the mean troposphere altitude reaches 16.8 km with the mean lapse rate at 00 and 12 UTC are  $\sim 0.64^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  and  $\sim 0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , respectively. The tropopause peak altitude in December and January-April is higher than during June-September. Surface inversion occurred on March, June, and July in Medan and during September-October in Jakarta with the mean surface inversion is  $-0.07^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  at 00 UTC. Annual mean inversion altitude in the stratosphere at both times is 17.1 km with monthly mean of inversion altitude during January-May and December is higher than during June-November, while the mean inversion in the stratosphere is  $-0.265^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

**Keywords:** vertical lapse rate profile, air temperature, inversion, radiosonde, tropopause

---

# PERBANDINGAN TEKNIK INTERPOLASI BERBASIS R DALAM ESTIMASI DATA CURAH HUJAN BULANAN YANG HILANG DI SULAWESI

## COMPARISON OF R-BASED INTERPOLATION TECHNIQUES TO ESTIMATE MONTHLY PRECIPITATION MISSING DATA IN SULAWESI

Muflihah\*, Rizky Yudha Pahlawan

BBMKG Wilayah IV Makassar, Jl.Prof.Dr.H. Abdurrahman Basalamah No.4, Makassar, 90231

\*E-mail: muflihah\_mat@yahoo.co.id

Naskah masuk: 31 Juli 2016; Naskah diperbaiki: 3 September 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

### ABSTRAK

Data hilang seringkali ditemukan pada jenis data dalam jangka waktu yang panjang (runtun waktu), termasuk data curah hujan. Analisis akan sulit dilakukan jika terdapat banyak data hilang dan terletak di pertengahan runtun waktu. Oleh karena itu, kajian ini bertujuan untuk mengestimasi data hilang menggunakan beberapa metode interpolasi yang tersedia pada perangkat lunak RStudio (bahasa R) yaitu *na.StructTs*, *na.loft*, *na.approx*, dan *na.interp*. Data yang digunakan adalah data curah hujan bulanan dengan pola monsun, lokal, dan ekuatorial. Data hilang disimulasikan secara acak yang terbagi dalam tiga kategori, yaitu 5%, 10%, dan 17%. Hasil menunjukkan bahwa metode *na.StructTS* menghasilkan nilai estimasi data hilang dengan nilai RMSE terkecil dan koefisien korelasi terbesar. Nilai koefisien korelasi terbesar diperoleh dalam mengestimasi data hilang sebanyak 5% dengan tipe monsun yakni antara 0,78-0,86.

Kata kunci: data hilang, curah hujan, interpolasi, RStudio

### ABSTRACT

Missing data is often found on the type of data in the long term (time series), including rainfall data. The analysis will be difficult to be done if there is a lot of missing data and is located in the middle of timeseries. Therefore, this study aimed to estimate those missing data using interpolation methods in software RStudio (R language) including *na.StructTs*, *na.loft*, *na.approx*, and *na.interp*. The used data are monthly rainfall data with type of the monsoonal, local and equatorial. Missing data are randomly simulated and divided into three categories, which is 5%, 10% and 17%. The results show that *na.StructTS* method produces the estimated missing data with the smallest RMSE value and the greatest correlation coefficient. The highest coefficient correlation is found in the estimated of 5% missing data monsoonal type with range of 0.78 to 0.86.

Keywords: missing data, precipitation, interpolation, Rstudio

## 1. Pendahuluan

Masalah data hilang seringkali ditemukan dalam berbagai jenis data runtun waktu. Hal ini akan menimbulkan kesulitan analisis dan proses pengambilan keputusan, sehingga dibutuhkan metode estimasi yang akurat dan efisien. Masalah data hilang juga seringkali ditemukan dalam data curah hujan. Hal ini disebabkan antara lain karena kerusakan alat, kelalaian petugas, penggantian alat, pemindahan lokasi alat, bencana, dan bahkan oleh hal lain yang tidak diketahui secara pasti penyebabnya. Menurut Cryer [1], jika posisi data hilang terdapat pada awal atau akhir data runtun waktu, maka data hilang tersebut dapat dihilangkan sehingga data yang digunakan ialah

data setelah data hilang tersebut dibuang. Namun jika posisi data hilang tersebut terletak di tengah data, maka perlu dilakukan pendugaan (estimasi) untuk mengisi data hilang tersebut. Perlakuan umum yang sering digunakan untuk menduga data hilang adalah mengisi data hilang dengan nilai rata-rata dari deret datanya. Metode ini sudah tidak layak lagi digunakan karena banyak kekurangannya. Diantaranya, menyebabkan berkurangnya keragaman data yang dapat berakibat korelasi dalam data menjadi bias.

Prawaka, dkk [2] telah melakukan penelitian tentang analisis data curah hujan yang hilang dengan menggunakan metode *normal ratio*, *inversed squared distance*, dan rata-rata aljabar di Bandar Lampung

dengan nilai korelasi untuk data curah hujan harian 0,19-0,26 dan nilai korelasi untuk data curah hujan bulanan 0,67-0,72. Nilai korelasi estimasi curah hujan harian sangat lemah, sedangkan untuk curah hujan bulanan cukup kuat. Akan tetapi, model yang digunakan ini membutuhkan data curah hujan yang berada di sekitar lokasi data curah hujan yang hilang, sehingga jika lokasi data curah hujan yang hilang tersebut jaraknya berjauhan atau datanya kosong atau terletak di pulau-pulau kecil maka kemungkinan akan sulit dan tidak efisien dalam melakukan analisis, terlebih lagi bila tipe hujannya berbeda.

Pengisian data hilang juga telah dilakukan oleh Moritz,dkk [3] dengan membandingkan beberapa metode inputasi di program Rstudio untuk data runtun waktu univariat, menunjukkan hasil bahwa metode imputasi menggunakan interpolasi dengan kalman filter musiman dari *package* "zoo" dan interpolasi linier pada dekomposisi musiman dari *package* "forecast" paling efektif dalam menangani data hilang. Pada metode ini, data yang digunakan hanya data curah hujan yang mengandung data hilang, tidak perlu mencari data dari pengamatan di sekitarnya sehingga lebih efisien. Kalman filter dapat digunakan untuk estimasi data hilang karena kalman filter mengkombinasikan perhitungan model dan hasil ukuran [4]. Selain itu, berdasarkan penelitian yang telah dilakukan oleh Muflihah[5], estimasi data hilang pada data curah hujan tipe musonal dengan menggunakan model *state space* melalui kalman filter yang juga menggunakan *package* "zoo" di RStudio menghasilkan nilai korelasi yang kuat.

Berdasarkan distribusi data rata-rata curah hujan bulanan, umumnya wilayah Indonesia dibagi menjadi tiga pola hujan, yaitu pola ekuatorial, pola musonal, dan pola lokal yang masing-masing pola mempunyai ciri khas yang berbeda. Pola ekuatorial berhubungan dengan pergerakan zona konvergensi ke arah belahan bumi utara dan selatan mengikuti pergeseran matahari melalui garis khatulistiwa. Pola ekuatorial dicirikan oleh tipe curah hujan dengan bentuk bimodial (dua puncak hujan) dimana terdapat curah hujan bulanan maksimum dua kali [6]. Pola musonal memiliki distribusi berbentuk huruf 'V' atau 'U'. Pola ini berhubungan dengan angin monsun, yaitu saat monsun barat jumlah curah hujan berlimpah (musim hujan) sedangkan pada saat monsun timur jumlah curah hujan sangat sedikit (musim kemarau). Curah hujan dengan pola lokal sangat dipengaruhi oleh kondisi sirkulasi atmosfer atau kontur topografi setempat. Sebagai contoh hujan dengan pola lokal disebabkan oleh pemanasan lokal yang menyebabkan naiknya udara lembab dari aliran udara yang menuju ke dataran tinggi atau pegunungan. Wilayah dengan pola lokal memiliki distribusi hujan bulanan yang berkebalikan dengan pola musonal [7]. Distribusi curah hujan bulanan dengan pola lokal ini berbentuk 'V' atau 'U' terbalik.

Kajian ini dilakukan untuk memperoleh nilai estimasi data curah hujan bulanan yang hilang dengan menggunakan beberapa metode interpolasi yang tersedia di RStudio (R) pada tiga pola curah hujan di Indonesia, yaitu pola musonal, lokal, dan ekuatorial. Selanjutnya melakukan perbandingan metode interpolasi pada tiap pola curah hujan untuk menentukan hasil terbaik.

## 2. Metode Penelitian

Data curah hujan bulanan yang lengkap diperoleh dari kantor Balai Besar Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika Wilayah IV Makassar berupa data curah hujan bulanan dengan periode 30 tahun dari awal data untuk tiga lokasi yaitu Pattallassang Kabupaten Takalar (tipe musonal), Batukaropa Kabupaten Bulukumba (tipe lokal), dan Lalos Tolitoli (tipe ekuatorial). Selanjutnya, dilakukan simulasi dengan menghilangkan data yang lengkap secara acak atau random sebanyak 18 data (5%), 36 data (10%), dan 61 data (17%) dari 360 data. Semakin banyak data yang dianggap hilang, semakin banyak posisi data yang dihilangkan berurutan.

Proses estimasi data hilang dilakukan dengan menggunakan *function* *na.StructTS*, *na.locf*, dan *na.approx* dalam *package* *zoo* dan *na.interp* dalam *package* *forecast* pada program RStudio. Selain itu pengolahan data dan visualisasi grafik menggunakan Microsoft Excel.

Langkah awal yang dilakukan adalah menyimpan data dalam bentuk format *csv* untuk diolah dalam R. Data yang hilang (kosong) diberi simbol "NA". Kemudian data diubah bentuk menjadi runtun waktu (time series) dan dilakukan interpolasi atau estimasi data hilang dari time series tersebut. Ada empat metode interpolasi yang digunakan dalam penelitian ini, yaitu:

1. *na.StructTS* adalah metode dengan cara mengisi data hilang "NA" menggunakan Kalman Filter musiman. Cocok digunakan untuk data runtun waktu yang bersifat musiman. Perintah dalam R adalah "*na.StructTS*(data)" pada *package* *zoo* [8]. Rumus Kalman Filter terdiri atas dua persamaan, yaitu persamaan observasi (1) dan persamaan transisi (2).

$$X_t = H\theta_t + \varepsilon_t \quad (1)$$

$$\theta_t = G\theta_{t-1} + K\eta_t \quad (2)$$

Keterangan:

$X_t$  = vektor observasi

$H$  = matriks observasi

$\theta_t$  = vektor transisi

$G$  = matriks transisi

$K$  = matriks input

$\varepsilon_t$  = vektor noise pada persamaan observasi

$\eta_t$  = vektor noise pada persamaan transisi[9].

2. *na.locf* merupakan metode dengan cara mengganti setiap nilai "NA" dengan data observasi

sebelumnya. Metode ini digunakan jika ada hubungan yang kuat antara pengamatan saat ini dengan pengamatan sebelumnya. Metode ini memiliki kelemahan jika terdapat perbedaan yang besar antara pengamatan saat ini ( $t_n$ ) dengan pengamatan sebelumnya ( $t_{n-1}$ ) [10]. Perintah dalam R adalah “`na.locf(data)`” pada *package zoo* [8].

3. *na.approx* merupakan sebuah fungsi yang mengganti nilai “NA” melalui interpolasi linier. Perintah dalam R adalah “`na.approx(data)`” pada *package zoo* [8].
4. *na.interp* merupakan metode yang sangat baik dalam menduga data hilang yang bersifat musiman kuat. Metode ini menggunakan interpolasi linier untuk non musiman dan dekomposisi *periodic stl* dengan runtun musiman untuk mengganti nilai yang hilang [11]. Perintah dalam R adalah “`na.interp(data)`” pada *package forecast* [10].

Langkah selanjutnya adalah menghitung error dan korelasi dari nilai estimasi dari keempat metode yang telah digunakan. Nilai error diperoleh dengan membandingkan nilai observasi yang lengkap dengan nilai estimasi. Nilai error dihitung dengan mencari nilai *root mean square error* (RMSE) antara data observasi dengan data estimasi model seperti pada persamaan (3).

$$RMSE(\bar{y}, y) = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (\bar{y}_t - y_t)^2}{n}} \quad (3)$$

Keterangan:

$\bar{y}_t$  = data prediksi ke-t

$y_t$  = data observasi ke-t

n = jumlah data

### 3. Hasil dan Pembahasan

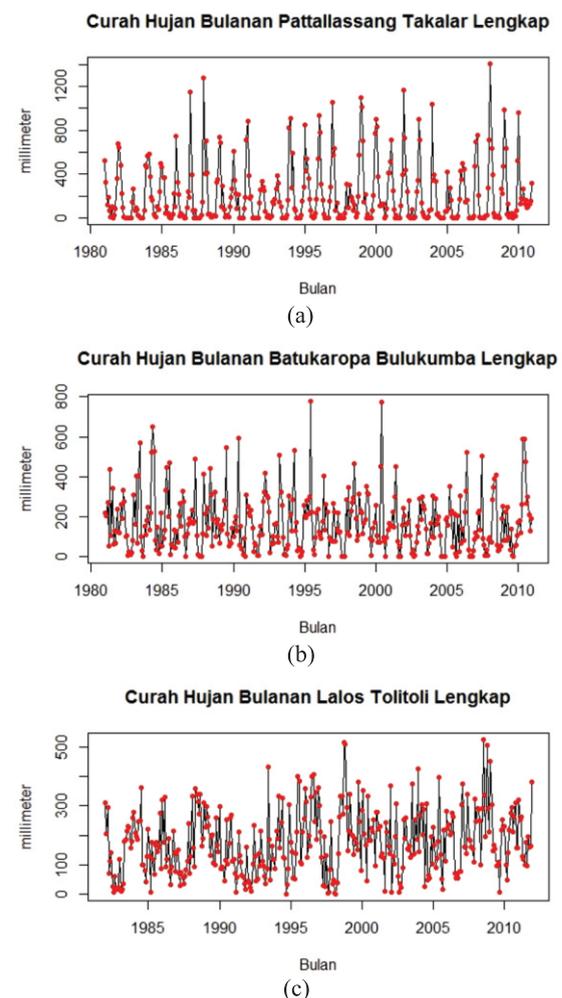
Estimasi data hilang dengan menggunakan metode pada R pada tipe hujan monsun, lokal dan ekuatorial, terlebih dahulu dilakukan dengan menampilkan plot data curah hujan masing-masing tipe (Gambar 1).

Plot fungsi autokorelasi (ACF) untuk tiap tipe curah hujan diberikan pada Gambar 2. ACF menunjukkan bahwa tipe monsun dan lokal menunjukkan dipengaruhi faktor musiman, sedangkan tipe ekuatorial tidak. ACF ini berfungsi untuk melihat metode yang lebih cocok untuk estimasi data hilang.

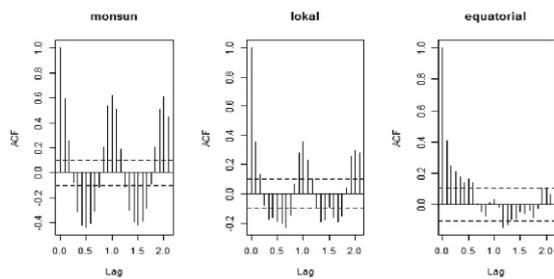
Berdasarkan grafik pada Gambar 3a-c untuk data hilang sebanyak 5% terlihat bahwa nilai curah hujan yang tinggi sulit diestimasi oleh keempat metode, kecuali nilai estimasi dengan metode *na.locf* yang mendekati nilai aktual pada tipe monsun. Estimasi data hilang pada tipe monsun ada yang bernilai negatif yang kemudian diberi nilai 0, yakni pada metode *na.StrucTS* dan *na.interp*. Selain itu, estimasi data hilang pada tipe lokal juga ada yang bernilai

negatif pada metode *na.interp*. Pada tipe lokal dan ekuatorial, ada nilai estimasi yang tepat sama dengan nilai aktual yaitu pada metode *na.StrucTS*. Pada tipe monsun, nilai estimasi yang tepat sama dengan nilai aktual yaitu pada metode *na.locf*.

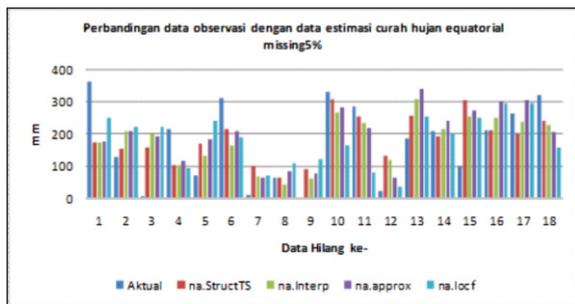
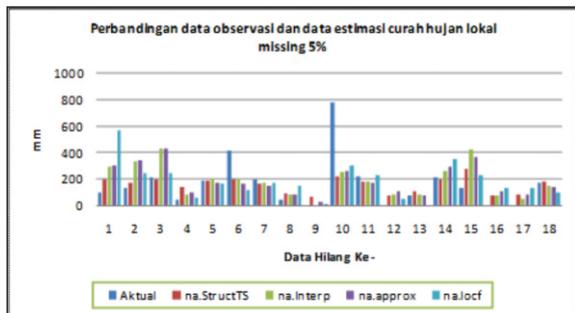
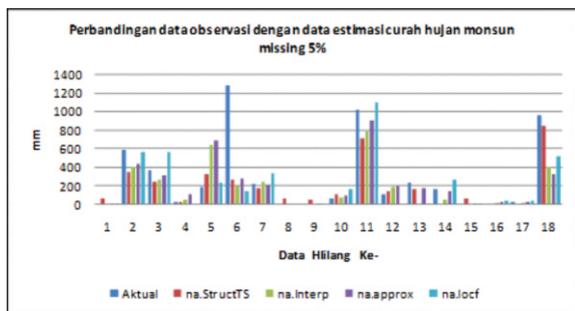
Berdasarkan Tabel 1, Tabel 2, dan Tabel 3, nilai RMSE terkecil dari keempat metode adalah *na.StrucTS* kecuali untuk tipe monsun pada data hilang sebanyak 17% terendah adalah *na.approx* tetapi hanya selisih 0,74. Nilai korelasi terbesar dari keempat metode adalah *na.StrucTS*, terutama untuk tipe monsun antara 0,78-0,86. Nilai korelasi terkecil dari keempat metode adalah *na.locf*.



**Gambar 1. (a) Curah hujan bulanan tipe monsun. (b) Curah hujan bulanan tipe lokal. (c) Curah hujan bulanan tipe ekuatorial**



Gambar 2. Plot ACF untuk tiap tipe curah hujan



Gambar 3. Hasil estimasi curah hujan dengan data hilang 5% terhadap data aktual pada tipe (a) monsunal, (b) lokal dan (c) ekuatorial

Secara umum, pengisian data hilang curah hujan bulanan dengan menggunakan empat metode interpolasi, metode *na.StructTS* yang paling baik karena mempunyai nilai RMSE terkecil dan korelasi terbesar. Meskipun pada tipe monsunal nilai RMSE metode *na.approx* paling kecil, tetapi dapat diabaikan karena memiliki selisih yang sedikit dari metode *na.StructTS*.

Nilai estimasi yang dihasilkan metode *na.StructTS* untuk data hilang sebanyak 5% pada tipe monsun, terdapat dua nilai estimasi yang negatif. Menurut Muflihah[5], salah satu kekurangan metode ini adalah

menghasilkan nilai prediksi yang negatif, padahal data curah hujan tidak ada yang bernilai negatif (terendah 0). Jika nilai negatif yang diprediksi oleh metode *na.StructTS* terletak pada musim kemarau dan kondisi atmosfer dalam keadaan normal, maka bisa diganti dengan angka 0. Akan tetapi, jika nilai prediksi yang negatif terletak pada musim hujan atau musim kemarau dengan kejadian la nina, maka harus dicari metode lain yang cocok untuk mengestimasi data hilang tersebut. Begitu pula halnya dengan metode *na.interp* yang juga menghasilkan dua nilai prediksi yang negatif. Akan tetapi, pada metode *na.locf* yang memiliki nilai korelasi terendah, mampu mengestimasi nilai dengan tepat yaitu 0 dengan dua posisi data hilang, ini disebabkan karena metode ini mengganti nilai hilang dengan nilai data sebelumnya yang bernilai 0 pada musim kemarau.

Menurut Soewarno [12], analisis hidrologi memang tidak selalu diperlukan untuk pengisian data yang kosong atau hilang. Misalnya terdapat data kosong pada musim kemarau sedangkan analisis data hidrologi tersebut menghitung debit banjir musim penghujan maka dipandang tidak perlu melengkapi data pada periode kosong musim kemarau tersebut, tetapi bila untuk analisis kekeringan maka data kosong pada musim kemarau tersebut harus diusahakan untuk dilengkapi. Selain itu, apabila nilai estimasi negatif terletak pada posisi data hilang musim kemarau dalam kondisi atmosfer normal, maka bisa digantikan dengan 0.

Tabel 1. Perbandingan nilai RMSE dan korelasi pada data tipe monsunal

Jumlah data/ Metode	<i>na.StructTS</i> tipemonsun	<i>na.locf</i> tipemonsun	<i>na.approx</i> tipe monsun	<i>na.interp</i> tipemonsun
<b>n=342(5%)</b>				
RMSE	270,18	307,23	308,71	322,21
r	0,78	0,67	0,63	0,62
<b>n=324(10%)</b>				
RMSE	231,50	285,98	289,40	247,52
r	0,81	0,41	0,60	0,73
<b>n=299(17%)</b>				
RMSE	342,26	346,98	341,52	342,25
r	0,86	0,41	0,60	0,73

Tabel 2. Perbandingan nilai RMSE dan korelasi pada data tipe lokal

Jumlah data/ Metode	<i>na.StructTS</i> tipelokal	<i>na.locf</i> tipelokal	<i>na.approx</i> tipelokal	<i>na.interp</i> tipelokal
<b>n=342(5%)</b>				
RMSE	153,90	175,10	176,24	189,36
r	0,62	0,32	0,38	0,41
<b>n=324(10%)</b>				
RMSE	120,92	143,72	148,25	160,13
r	0,59	0,33	0,38	0,43
<b>n=299(17%)</b>				
RMSE	111,51	131,64	146,86	158,86
r	0,65	0,37	0,36	0,52

**Tabel 3. Perbandingan nilai RMSE dan korelasi pada data tipe ekuatorial**

Jumlah data/ Metode	<i>na.StructTS</i> tipe ekuatorial	<i>na.locf</i> tipe ekuatorial	<i>na.approx</i> tipe ekuatorial	<i>na.interp</i> tipe ekuatorial
<b>n=342(5%)</b>				
RMSE	<b>99,44</b>	124,46	106,24	102,41
r	<b>0,58</b>	0,28	0,54	0,54
<b>n=324(10%)</b>				
RMSE	<b>107,75</b>	138,17	134,31	125,72
r	<b>0,50</b>	0,22	0,39	0,35
<b>n=299(17%)</b>				
RMSE	<b>112,37</b>	147,70	134,23	123,89
r	<b>0,47</b>	0,07	0,32	0,35

Nilai estimasi yang dihasilkan metode *na.StructTS* pada tipe hujan lokal pada data hilang sebanyak 5%, terdapat satu nilai estimasi yang sama dengan nilai aktualnya. Tidak ada nilai negatif yang dihasilkan dari metode *na.StructTS* ini, kecuali pada metode *na.interp* terdapat satu nilai estimasi yang negatif.

Nilai estimasi yang dihasilkan metode *na.StructTS* pada tipe ekuatorial terdapat dua nilai yang sama dengan data aktual yaitu pada data ke-8 dan data ke-16 pada jumlah data hilang sebanyak 5%. Pada tipe ini, tidak ada nilai estimasi yang negatif.

#### 4. Kesimpulan

Dari keempat metode interpolasi data hilang tersebut, metode *na.StructTS* merupakan metode paling baik berdasarkan nilai RMSE terkecil dan nilai korelasi terbesar, khususnya untuk pola hujan musonal yang memiliki korelasi kuat antara 0,78-0,86. Faktor musiman berpengaruh terhadap hasil estimasi pada metode *na.StructTS* dan *na.interp* yang dalam modelnya memperhitungkan pengaruh musiman. Keempat metode ini tidak memerlukan data yang berada di sekitar lokasi, cukup data yang ada diolah untuk mendapatkan nilai estimasi dari data hilang.

**Saran.** Data estimasi yang dihasilkan dari keempat metode yang digunakan pada R, belum bisa menghasilkan nilai curah hujan yang cukup tinggi. Sehingga diperlukan kajian lebih lanjut. Begitu pula untuk nilai negatif yang dihasilkan terutama pada tipe hujan musonal.

#### Daftar Pustaka

- [1]J. . Cryer, Time series analysis. Boston: PWS-KENT Publishing Company, 1986.
- [2]F. Prawaka, A. Zakaria, and S. Tugiono, “Analisis data curah hujan yang hilang dengan menggunakan metode Normal Ratio, Inversed Squared Distance, dan Rata-rata Aljabar (Studi kasus curah hujan beberapa stasiun hujan daerah bandar lampung,” JRSDD, vol. 4, no. 3, pp. 397406, 2016.
- [3]S. et. a. Moritz, “Comparison of different Methods for Univariate Time Series Imputation in R,” Col. Univ. Appl. Sci., 2015.
- [4]D. Kusnandar, M. N. Mara, Yundari, N. Satyahadewi, and N. N. Debatara, “Mengatasi missing data hasil pengukuran satelit Altimetri Topex, Jason1 dan Jason2 dengan menggunakan metode kalman filter,” Pros. Semin. Nasional Mat. dan Pendidik. Mat. UNY, pp. 3740, 2013.
- [5]Muflihah, “Prediksi curah hujan melalui model State Space untuk data hilang,” Universitas Hasanuddin, 2015.
- [6]E. Kristantri, “Prediksi curah hujan triwulanan di wilayah Sulawesi Selatan bagian barat dengan metode regresi komponen utama,” IPB, 2014.
- [7]Nuryadi, “Evaluasi dampak El Nino terhadap curah hujan dan masa tanam padi wilayah Sulawesi Selatan,” IPB, 1998.
- [8]P. Ratnasekera, “Introduction to R package - zoo,” Stat. Comput., 2013.
- [9]D. Sheung Chi Fung, “Methods for the Estimation of Missing Observation in Nonlinier Time Series Model using State Space Reprerentation,” Edith Cowan University, 2006.
- [10]S. Morits, A. Sarda, T. Bartz-Beielstein, M. Zaefferer, and J. Storks, “Comparison of different methods for univariate time series imputation in R,” Col. Univ. Appl. Sci., 2015.
- [11]H. R.J., “forecast: Forecasting function for time series and linier models,” R Packag. version 7.1, 2016.

# HOMOGENISASI SEBAGAI TAHAP PRA-PEMROSESAN KAJIAN PERUBAHAN IKLIM DENGAN METODE ACMANT

## HOMOGENIZATION AS STAGE OF PRE-PROCESSING RESEARCH OF CLIMATE CHANGE WITH ACMANT METHOD

Putri Juanita Wahab<sup>1</sup>, Sutikno<sup>1\*</sup>, Ardhasena Sopaheluwakan<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Jurusan Statistika FMIPA ITS, Kampus ITS Sukolilo Surabaya, Jawa Timur 60111

<sup>2</sup>Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa 1 No. 2 Kemayoran Jakarta 10720

\*E-mail: sutikno@statistika.its.ac.id

Naskah masuk: 15 Oktober 2016; Naskah diperbaiki: 20 November 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

---

### ABSTRAK

Kesalahan interpretasi hasil kajian perubahan iklim rentan terjadi pada runtun data yang tidak kontinu atau tidak homogen. Oleh karena itu, homogenitas data menjadi syarat utama dalam kajian tersebut. Homogenitas data adalah kondisi data yang nilai variansinya disebabkan oleh variansi dalam cuaca dan iklim, sehingga apabila selama perekaman data terjadi kalibrasi alat, perpindahan lokasi alat/stasiun, dan perbedaan teknik pengambilan data oleh pengamat, dapat menyebabkan data mengandung variasi non-alamiah lainnya selain karena faktor iklim dan cuaca. Tahap awal dalam kajian perubahan iklim diperlukan tahap pra-pemrosesan berupa pengendalian kualitas. Pengendalian kualitas terdiri atas pengendalian kualitas *basic* dan pengendalian lanjutan, yaitu homogenisasi runtun data. Pengendalian kualitas *basic*, seperti: kasus pengulangan data yang mengindikasikan adanya kesalahan dalam perekaman data atau kesalahan pengamat saat melakukan pencatatan data, sedangkan homogenisasi data dilakukan dengan mengidentifikasi pola data. Penelitian ini menggunakan prosedur ACMANT dalam melakukan homogenisasi. Unsur cuaca yang dilakukan homogenisasi adalah temperatur di Kota Surabaya dan sekitarnya. Hasil penelitian menunjukkan bahwa terdapat perbedaan rata-rata *mean* temperatur hasil homogenisasi sebesar 0,1 lebih kecil daripada rata-rata *mean* data asli.

**Kata Kunci:** homogenitas, homogenisasi, pengendalian kualitas *basic*, temperatur, ACMANT

### ABSTRACT

*Misinterpretation for climate change studies is vulnerable occur from time series data that is not continuous or inhomogeneous. Therefore, the homogeneity of data is an essential requirements for the study for such studies. Homogeneity of data is a condition of data which the variance value is a result of the natural variation of weather and climate, so that if during the recording of data occurs instruments calibration, shifting of the location of instrument / station, and differences in techniques of data collection by observers may cause data to have unnatural variations. An essential stage in the study of climate change is pre-processing data in the form of quality control. Comprehensive quality control consist of basic quality control and homogenization procedure. Basic quality control, includes various checks of the time series for errors stemming from observation practices of data recording, while homogenization of data is done through identification of the pattern of the data. This study used ACMANT procedures to conduct the homogenization. The weather element which is considered for homogenization is the temperature in the surrounding area of the city of Surabaya. The results show that there is a difference in the average mean temperature data from the homogenization result as much as 0.1 degree, smaller than the average mean of the original data.*

**Keywords:** homogeneity, homogenization, basic quality control, temperature, ACMANT

---

## 1. Pendahuluan

Kegiatan rekonstruksi iklim atau kajian perubahan iklim membutuhkan rekaman data lebih dari 30 tahun [1]. Hal tersebut dikarenakan dalam kajian perubahan iklim diperlukan penilaian terhadap *trend* dan analisis pola musiman. Selama kurun waktu perekaman atau pengumpulan data, rentan muncul kejadian-kejadian yang berasal dari faktor non-iklim yang menyebabkan data menjadi tidak teratur (*irregular*) [2]. Beberapa kejadian tersebut adalah pergantian pengamat, pergantian alat, dan pergantian lokasi alat/stasiun [3]. Kejadian pergantian pengamat didasarkan pada perbedaan persepsi prosedur pengambilan data oleh pengamat, sehingga memungkinkan data yang tercatat mengandung pembulatan angka yang berbeda. Kejadian pergantian alat didasarkan pada kalibrasi alat, yaitu kemampuan alat baru untuk mengukur lebih akurat daripada alat yang sebelumnya. Kejadian pergantian lokasi didasarkan pada berubahnya kondisi lingkungan lokasi perekaman data, sehingga dimungkinkan ukuran dasar lokasi awal dan akhir yang berbeda.

Data yang tidak teratur menyebabkan suatu runtun data menjadi tidak kontinu atau tidak homogen, sehingga kurang akurat jika dijadikan bahan kajian atau studi lanjutan [4]. Oleh karena itu, diperlukan tahapan pra-pemrosesan untuk mengatasi ketidak-homogenan data tersebut melalui pengendalian kualitas data.

Pengendalian kualitas digunakan untuk mendeteksi dan mengidentifikasi kesalahan yang terjadi pada proses perekaman, pembulatan angka, pengaturan, dan penyimpanan data [3]. Pengendalian kualitas data merupakan komponen utama dalam bidang manajemen mutu, terdiri atas tahapan pemeriksaan yang bertujuan untuk mendeteksi kesalahan (*error*). Data hasil dari berbagai proses pengumpulan data memiliki prosedur pengendalian kualitas yang berbeda-beda [5]. *World Meteorological Organization* (WMO) mendeskripsikan prosedur pemeriksaan dan algoritma yang komprehensif untuk pengendalian kualitas untuk data iklim. Tahapan pengendalian kualitas data terdiri atas lima tahap, yaitu: *gross error check*, *tolerance test*, *internal consistency*, *temporal coherency*, dan *spatial coherency* [3]. *Gross error checking* adalah tahap mendeteksi nilai-nilai yang tampak jelas merupakan nilai *error* menggunakan beberapa nilai *threshold* yang sudah ditentukan. *Tolerance tests* adalah tahap mendeteksi adanya nilai *outlier* dengan menentukan batas toleransi untuk setiap data. *Internal consistency check* adalah tahap mendeteksi data yang memiliki keterkaitan antar elemen data rekaman yang terkait. *Temporal coherency* adalah tahap mendeteksi konsistensi nilai-nilai data amatan, sesuai dengan pengulangan waktu. *Spatial coherency* adalah tahap mendeteksi konsistensi nilai-nilai data amatan, sesuai dengan nilai-nilai data amatan pada stasiun lain pada waktu yang sama.

Dalam *Climate Monitoring Principles* yang tercantum pada *Global Climate Observing Systems*, direkomendasikan untuk melakukan pengendalian kualitas secara berkala dan memastikan homogenitas data [6]. Dari kelima tahap pengendalian kualitas data, terdapat beberapa tahapan yang dapat dilakukan dengan otomatis atau disebut dengan pengendalian kualitas *basic* dan terdapat beberapa tahapan yang dikemas menjadi pengendalian kualitas lanjutan atau disebut dengan metode homogenisasi. Pengendalian kualitas *basic* terdiri dari *Gross Error Check*, *Temporal Consistency*, *Internal Consistency*, dan *Temporal Coherency* [5]. Homogenisasi mengatasi dua permasalahan tahap pengendalian kualitas, yaitu *Temporal Coherency* dan *Spatial Coherency* [2].

Homogenitas data adalah kondisi data yang nilai variansinya berasal dari variansi alamiah dalam cuaca dan iklim [7]. Variansi yang homogen dalam cuaca dan iklim pada suatu runtun data hampir tidak mungkin ditemukan, hal tersebut dikarenakan pada runtun data yang panjang rentan dipengaruhi oleh kejadian-kejadian bukan faktor iklim. Homogenisasi adalah metode untuk mengatasi ketidakhomogenan data tersebut [8]. Hasil data yang dihomogenisasi lebih konsisten dan mencerminkan variasi iklim yang mendekati kebenaran.

Ketidakhomogenan data (*data inhomogeneity*) dapat menyebabkan kesalahan dalam menginterpretasikan hasil analisis iklim [9]. Metode-metode homogenisasi adalah penemuan yang bermanfaat karena mampu menghasilkan hasil analisis yang lebih baik dan mampu memahami kondisi iklim [2]. Homogenisasi harus dilakukan, terutama jika data tersebut digunakan untuk mengkaji perubahan iklim yang berkaitan dengan pengaruh lingkungan dan kehidupan sosial-ekonomi masyarakat [8].

WMO telah mempublikasikan sembilan prosedur homogenisasi otomatis yang dapat diakses oleh masyarakat umum [9]. Masing-masing prosedur homogenisasi mengandung algoritma berbeda untuk prosedur homogenisasi data, diantaranya terdapat prosedur yang mengaplikasikan algoritma *single break point* atau *multiple break point* untuk mendeteksi pergeseran *mean* dan *varian*. Terdapat prosedur yang dapat melakukan homogenisasi runtun data tunggal stasiun dan ada pula yang dapat melakukan homogenisasi beberapa runtun data di stasiun-stasiun terdekat. Selain itu pada prosedur tertentu diperlukan metadata dalam proses homogenisasi. Terdapat prosedur yang hanya dapat digunakan untuk menghomogenkan data harian atau data bulanan untuk data temperatur atau data curah hujan, dll.

Penilaian prosedur terbaik dari semua prosedur yang telah terpublikasi menunjukkan bahwa prosedur dengan kemampuan mendeteksi *multiple break point* memiliki performa yang lebih baik dari pada prosedur yang mendeteksi *single break point* [2, 7]. Penilaian

tersebut didasarkan pada penilaian secara matematik, penilaian ahli di bidang klimatologi, dan perbandingan ukuran.

Unsur yang sering digunakan untuk menganalisis kondisi iklim adalah data temperatur dan curah hujan [7]. Secara khusus Venema [7] dan Ribeiro [2] menyatakan bahwa prosedur ACMANT (*Adapted Caussian-Mestre Algorithm for homoge-nising Networks of Temperature series*) versi terbaru memiliki kemampuan menghomogenkan data temperatur paling baik. Metode ACMANT mengaplikasikan metode relatif, dimana stasiun kandidat yang akan dihomogenkan membutuhkan referensi data dari stasiun lain di sekitarnya [10].

Pada penelitian ini dilakukan pengendalian kualitas data temperatur dengan menerapkan dua tahap pengendalian, yaitu pengendalian kualitas *basic* dan pengendalian kualitas lanjutan (homogenisasi) dengan metode ACMANT.

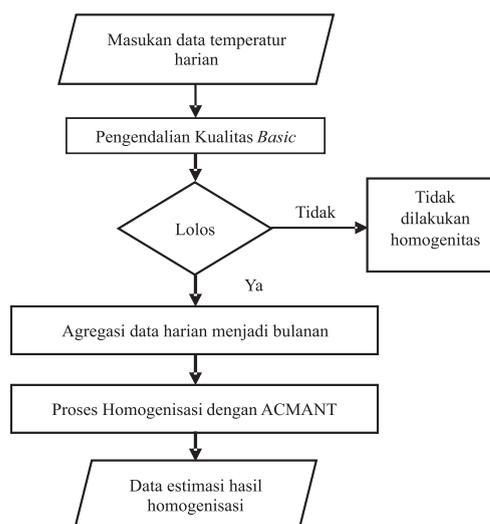
## 2. Metode Penelitian

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data temperatur yang diperoleh dari pusat *database* BMKG Jakarta Pusat, dengan periode waktu antara bulan Januari 1972 sampai Desember 2012. Lokasi observasi yang digunakan adalah empat stasiun meteorologi (Stamet) di wilayah Surabaya dan sekitarnya, yaitu: Stamet Juanda, Stamet Perak I, Stamet Perak II, dan Stamet Kalianget Madura. Parameter yang digunakan adalah temperatur rata-rata (*Trata*), temperatur maksimum (*Tmaks*), dan temperatur minimum (*Tmin*) dengan basis skala waktu harian dan bulanan.

Pengendalian kualitas *basic* yang dilakukan terdiri dari 5 tahap yaitu:

- a. *Gross Error Checking* terdiri atas eliminasi nilai *abberant value* (berada diluar batas *trashhold* yaitu lebih kecil dari 5°C dan lebih besar dari 40°C untuk data temperatur) dan pemeriksaan *consistency of calendar dates* (jumlah data sesuai dengan jumlah hari per bulan dan per tahun).
- b. *Tolerance Test* terdiri atas eliminasi nilai temperatur yang berada di luar batas interval dan eliminasi data berulang selama empat hari atau lebih.
- c. *Internal Consistency* adalah eliminasi nilai *Tmaks* yang kurang dari nilai *Tmin* atau sebaliknya.
- d. *Temporal Coherency* adalah eliminasi nilai yang berselisih 10°C antara dua data pada hari yang berurutan.

Setelah melakukan pengendalian kualitas *basic* selanjutnya memastikan apakah data temperatur memenuhi syarat ketersediaan data untuk dilakukan analisis selanjutnya, yaitu dengan menghitung persentase *missing value* dari setiap runtun data. Apabila persentase *missing value* lebih dari 20 persen, maka runtun data tersebut tidak dapat digunakan untuk analisis studi lanjutan.



Gambar 1. Diagram Alir Analisis Data

Selain melalui nilai *missing value*, syarat data dapat digunakan untuk analisis lanjutan adalah tidak menunjukkan adanya perilaku runtun data yang kontradiksi terhadap pemahaman fisis dari perilaku parameter tersebut (pembulatan pada angka tertentu, dan *trend* menurun yang menunjukkan degradasi kualitas alat ukur). Gejala seperti ini dapat dilihat melalui plot data runtun waktu.

ACMANT dapat diaplikasikan pada data unsur iklim dengan basis skala waktu harian, bulanan, musiman, dan tahunan [10] dengan pendeteksian *multiple break point* dan proses homogenisasi bergantung pada unsur spasial dan temporal data di stasiun pengamatan. Hubungan antar stasiun pengamatan dihitung menggunakan nilai korelasi spasial. Apabila terdapat lebih dari 50 persen nilai korelasi spasial stasiun yang kurang dari 0.4, maka homogenisasi tidak dapat dilakukan [10].

Tahapan analisis data selengkapnya disajikan pada Gambar 1.

## 3. Hasil dan Pembahasan

Tabel 1 – 4 berikut menyajikan hasil pengendalian kualitas *basic* untuk masing-masing proses.

**Gross Error Check.** Tidak ditemukan adanya *abberant value* atau nilai yang keluar dari batas *threshold*, yaitu kurang dari 5°C dan lebih dari 40°C, seperti yang ditunjukkan pada Tabel 1. Nilai minimum temperatur di keempat Stamet adalah 16,4°C dan nilai maksimum temperatur sebesar 38,8°C. Berdasarkan pemeriksaan *consistency of calendar dates* diketahui bahwa jumlah data per bulan dan per tahun sudah sesuai, termasuk jumlah hari pada tahun kabisat.

**Tabel1. Rata-Rata *mean*, varian, minimum dan maksimum data temperatur**

Stasiun	Rata-rata	Varian	Minimum	Maksimum
Perak I	28,1	1,7	18,1	<b>*38,8</b>
Juanda	27,8	1,7	<b>*16,4</b>	37,4
Perak II	28,7	1,8	19,0	38,0
Kalianget	27,8	1,4	18,2	35,8

\* menunjukkan nilai terkecil dan terbesar

**Tabel2. Persentase variabel yang keluar BI/mengalami pengulangan**

Stasiun	BI		Persentase Data (%)*	
	BB	BA	di Luar BI	Berulang
-----Temperatur Rata-Rata-----				
Perak I	24,4	31,4	0,33	0,03
Juanda	24,0	31,0	0,13	0,00
Perak II	24,8	32,4	0,17	0,00
Kalianget	24,4	31,1	0,14	0,00
-----Temperatur Maksimum-----				
Perak I	27,9	37,3	0,53	0,00
Juanda	28,5	36,2	0,60	0,51
Perak II	29,0	37,2	0,44	0,03
Kalianget	27,5	34,9	0,62	<b>*11,24</b>
-----Temperatur Minimum-----				
Perak I	20,5	28,0	<b>0,80</b>	0,00
Juanda	19,2	28,0	<b>0,53</b>	0,03
Perak II	20,8	28,7	<b>0,74</b>	0,00
Kalianget	21,4	28,4	<b>0,67</b>	<b>*9,46</b>

\* menunjukkan nilai terkecil dan terbesar

**Tabel3. Daftar data berulang di empat stasiun pengamatan**

Stasiun	Data	Periode Waktu Berulang (sama)
Perak I	Trata;Tmaks	1. Bulan 4, 6, 9,11 tahun 1972, dan bulan 11 tahun 1973
	Tmin.	2. Bulan 5, 7, 8, 10, 12 tahun 1972 dan bulan 12 1973
Juanda	Trata	-
	Tmaks	1. Bulan 6 dan 7 2011
	Tmin	-
Perak II	Trata	-
	Tmaks	-
	Tmin	-
Kalianget	Trata	-
		1. Bulan 11 dan 12 tahun 1982
		2. Bulan 8 dan 9 tahun 1985
		3. Bulan 10 dan 11 tahun1985
		4. Bulan 1 dan 2 tahun 2002
	5. Bulan 1-12 tahun 2009 dan bulan 1-12 tahun 2010	
	Tmin	1. Bulan 3 dan 4 tahun 1982
		2. Bulan 1-12 tahun 2009 dan bulan 1-12 tahun 2010
		-
		-
-		

**Tabel4. Persentase *missing value* Trata, Tmaks, Tmin, dan CH**

Stasiun	Panjang Data	Persentase <i>Missing Data</i> (%)		
		Trata	Tmaks	Tmin
Perak I	41	0,39	1,47	0,86
Juanda	32	0,29	0,57	0,53
Perak II	32	1,48	1,74	2,05
Kalianget	33	2,95	3,18	3,21

**Tolerance Test.** Pemeriksaan nilai data temperatur yang berada diluar batas interval dilakukan pada setiap parameterdi masing-masing stasiun pengamatan. Nilai batas interval didapatkan dari perhitungan nilai rata-rata yang dijumlahkan/dikurangi dengan tiga kali nilai standar deviasi. Berdasarkan Tabel 2 diketahui bahwa variabel dengan rata-rata persentase tertinggi data di luar batas interval adalah Tmin, sedangkan stasiun dengan rata-rata persentase tertinggi terjadi pengulangan data adalah Stamet Kalianget Madura.

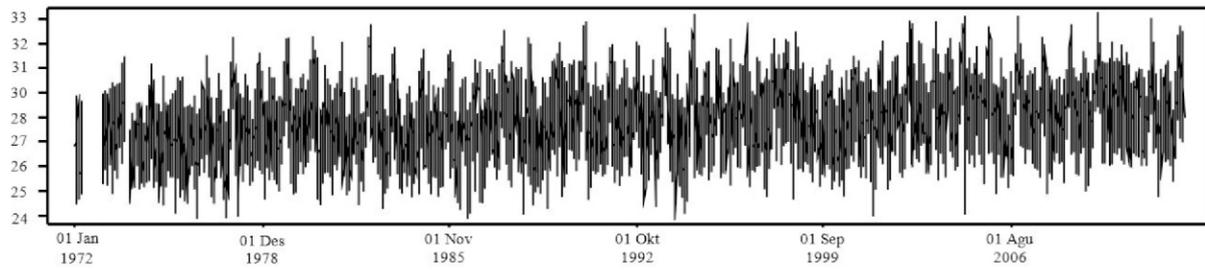
Pengulangan data untuk semua parameterdi keempat stasiun pengamatan dapat dilihat pada Tabel 3. Tingginya persentase data berulang menunjukkan beberapa kemungkinan kesalahan pada saat perekapan data dari *hard copy* ke *soft copy*, selain itu terdapat kemungkinan terjadi kesalahan oleh pengamat yang melakukan perekaman data [3].

**Internal Consistency.** Eliminasi data yang berkaitan terhadap konsistensi nilai pengamatan. Seperti Tmaks harus lebih besar daripada Tmin. Hasil penelitian menunjukkan bahwa tidak ditemukan data yang tidak konsisten untuk semua variabel di keempat stasiun pengamatan.

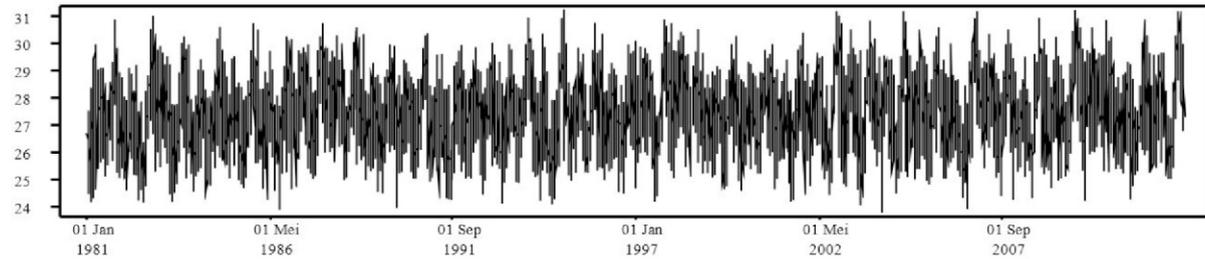
**Temporal Coherency.** Eliminasi nilai yang berselisih 10 derajat Celcius antara dua data pada hari yang berurutan tidak ditemukan untuk semua variabel di empat stasiun pengamatan.

Setelah dilakukan pengendalian kualitas *basic*, dilakukan perhitungan persentase *missing value* pada setiap variabel pengamatan. Hasil perhitungan menunjukkan bahwa tidak terdapat variabel pada keempat Stamet yang memiliki persentase *missing value* lebih dari 20 persen, seperti ditunjukan pada Tabel 4. Oleh karena itu selanjutnya dapat dilakukan proses homogenisasi untuk semua variabel di empat stasiun pengamatan tersebut.

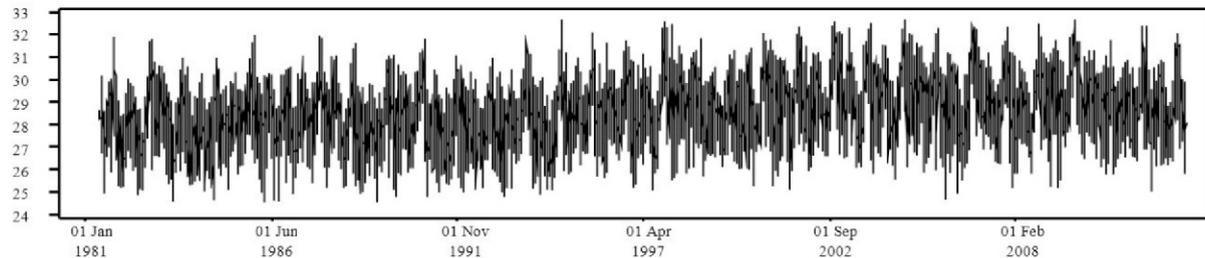
Tahapan selanjutnya adalah melakukan pemeriksa-an terhadap plot runtun data. Data yang tidak mengandung *physical irrelevance* adalah data yang tidak menunjukkan pola musiman, tidak menampakkan pembulatan hasil pengukuran, dan tidak menampakkan terjadinya penurunan runtun data secara perlahan. Gambar 2 menunjukkan bahwa data Trata dan Tmaks di empat stasiun tidak mengandung *physical irrelevance*.



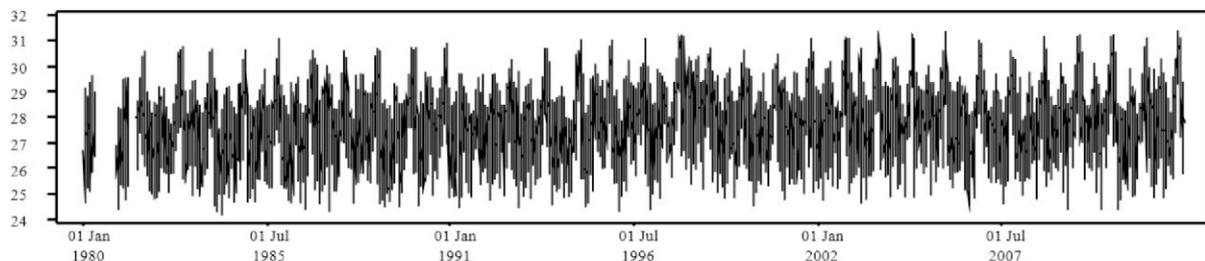
(a) Trata Stamet Perak I



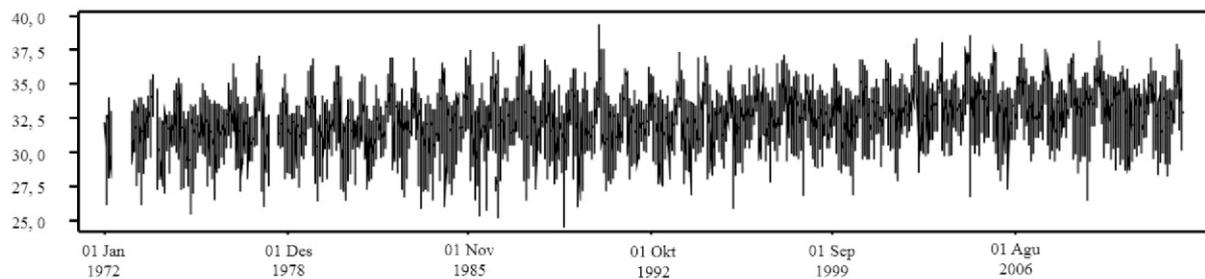
(b) Trata Stamet Juanda



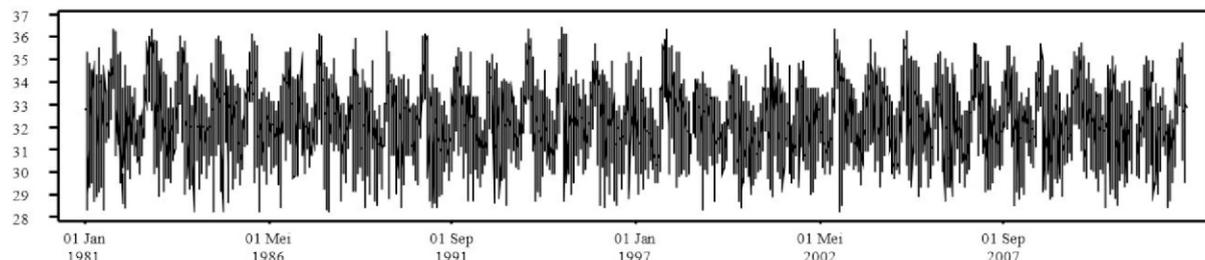
(c) Trata Stamet Perak II



(d) Trata Stamet Kalianget

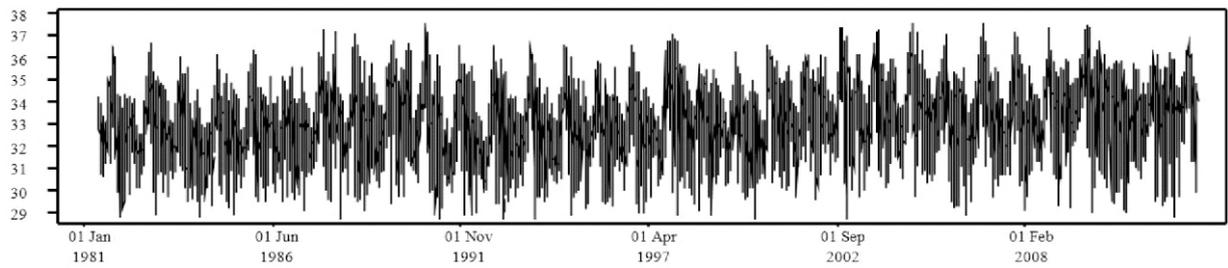


(e) Tmaks Stamet Perak I

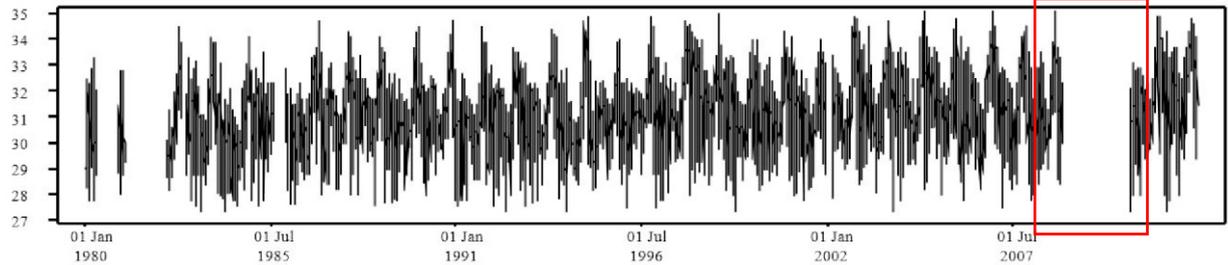


(f) Tmaks Stamet Juanda

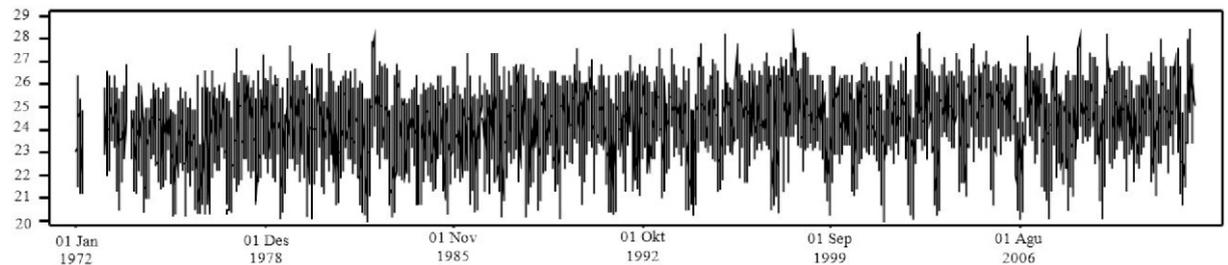
**Gambar. 2. Plot runtun data Trata, Tmaks, dan Tmin**



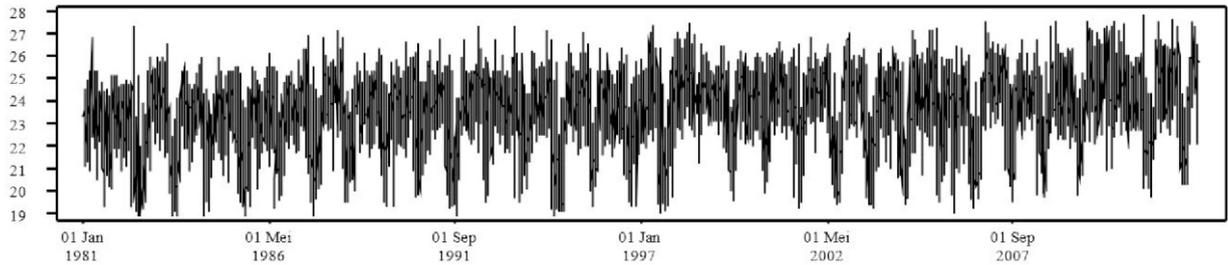
(g) Tmaks Stamet Perak II



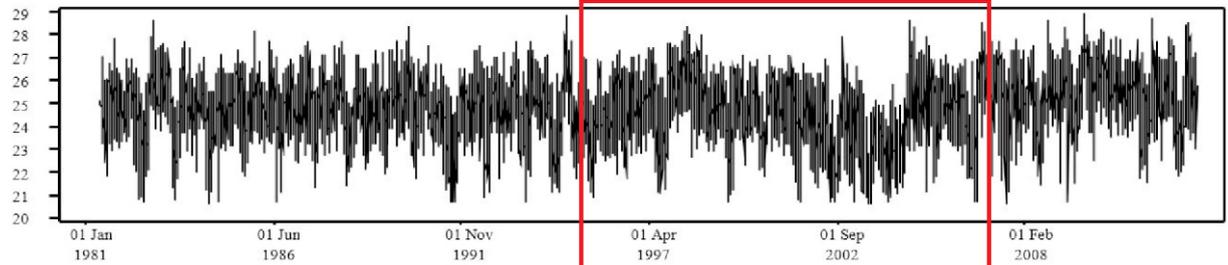
(h) Tmaks Stamet Kalianget



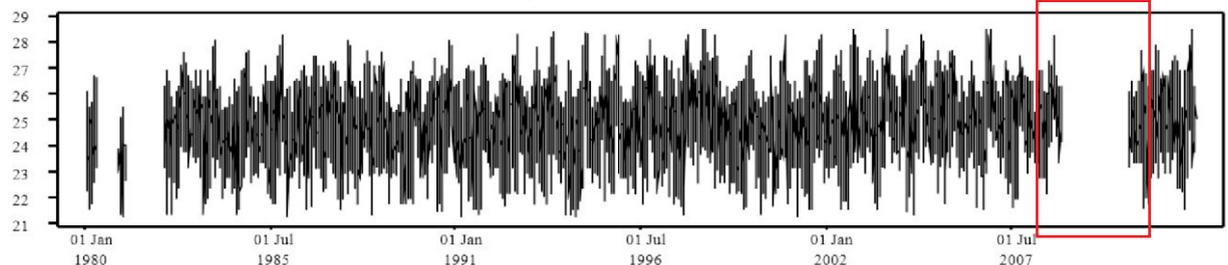
(i) Tmin Stamet Perak I



(j) Tmin Stamet Juanda



(k) Tmin Stamet Perak II



(l) Tmin Stamet Kalianget

**Lanjutan Gambar 2. Plot runtun data Trata, Tmaks, dan Tmin (Keterangan: Tanda kotak pada [k] menunjukkan adanya perbedaan mean; Tanda kotak pada [h] dan [l] menunjukkan adanya missing data)**

Namun untuk variabel Tmin di Stamet Perak II menunjukkan adanya pola penurunan secara perlahan, kemudian naik, seperti diberikan tanda kotak pada Gambar 2. Hal tersebut mengindikasikan adanya degradasi kualitas alat, yaitu alat yang lama berfungsi saat plot data terlihat menurun perlahan dan kemudian kemungkinan saat diganti dengan alat yang baru runtun data naik kembali. Pada penelitian ini, tahap pemeriksaan plot runtun data diasumsikan terpenuhi, dengan tujuan untuk dapat mengetahui hasil dari proses homogenisasi dari data tersebut.

Pengendalian kualitas lanjutan atau homogenisasi dilakukan dengan menerapkan metode relatif. Yaitu data yang digunakan berasal dari beberapa stasiun pengamatan yang memenuhi syarat adanya hubungan spasial dan temporal. Periode waktu yang digunakan adalah disesuaikan dengan ketersediaan data terbanyak, yaitu data di stasiun pengamatan Perak I sepanjang 42 tahun. Untuk stasiun lainnya mengikuti dengan panjang data stasiun Perak I, dimana tahun yang tidak memiliki data diisi dengan kode *missing value* (-999.9).

Salah satu kelebihan prosedur homogenisasi ACMANT adalah dapat menghomogenkan dengan baik data basis skala waktu harian dan bulanan, sehingga data yang dihomogenkan meliputi data harian dan bulanan. Data bulanan didapatkan dari agregasi data harian menjadi data bulanan, dimana syarat yang diterapkan adalah apabila dalam satu bulan terdapat enam hari atau lebih hari bernilai *missing value* maka data pada bulan tersebut dikatakan sebagai *missing value*. Nilai bulanan data temperatur didapatkan dari rata-rata nilai harian dalam satu bulan.

Parameter data harian yang dapat dihomogenisasi adalah Trata, Tmaks, dan Tmin, sedangkan parameter data bulanan yang dapat dihomogenkan juga sama. Hubungan antar stasiun pengamatan untuk masing-masing stasiun dan variabel diidentifikasi melalui nilai korelasi spasial, seperti disajikan pada Tabel 5. Semakin kecil nilai korelasi spasial menunjukkan bahwa hubungan antar stasiun semakin lemah. Dari semua variabel pengamatan, nilai korelasi spasial antara stasiun Kalianget dengan stasiun lainnya selalu lebih kecil daripada nilai korelasi spasial antara stasiun lainnya. Hal tersebut kemungkinan besar disebabkan karena stasiun pengamatan Kalianget memiliki lokasi yang paling jauh diantarastasiun pengamatan lainnya.

Hasil homogenisasi metode ACMANT, didapatkan dari perhitungan nilai-nilai temperatur stasiun-stasiun pengamatan yang disesuaikan dengan kondisi runtun data. Hal tersebut dapat dilihat melalui perbandingan plot data asli dan plot data hasil homogenisasi pada Gambar 3. Lebih dari 50 persen runtun data yang diamati menunjukkan bahwa plot data hasil homogenisasi bergeser dari plot data asli.

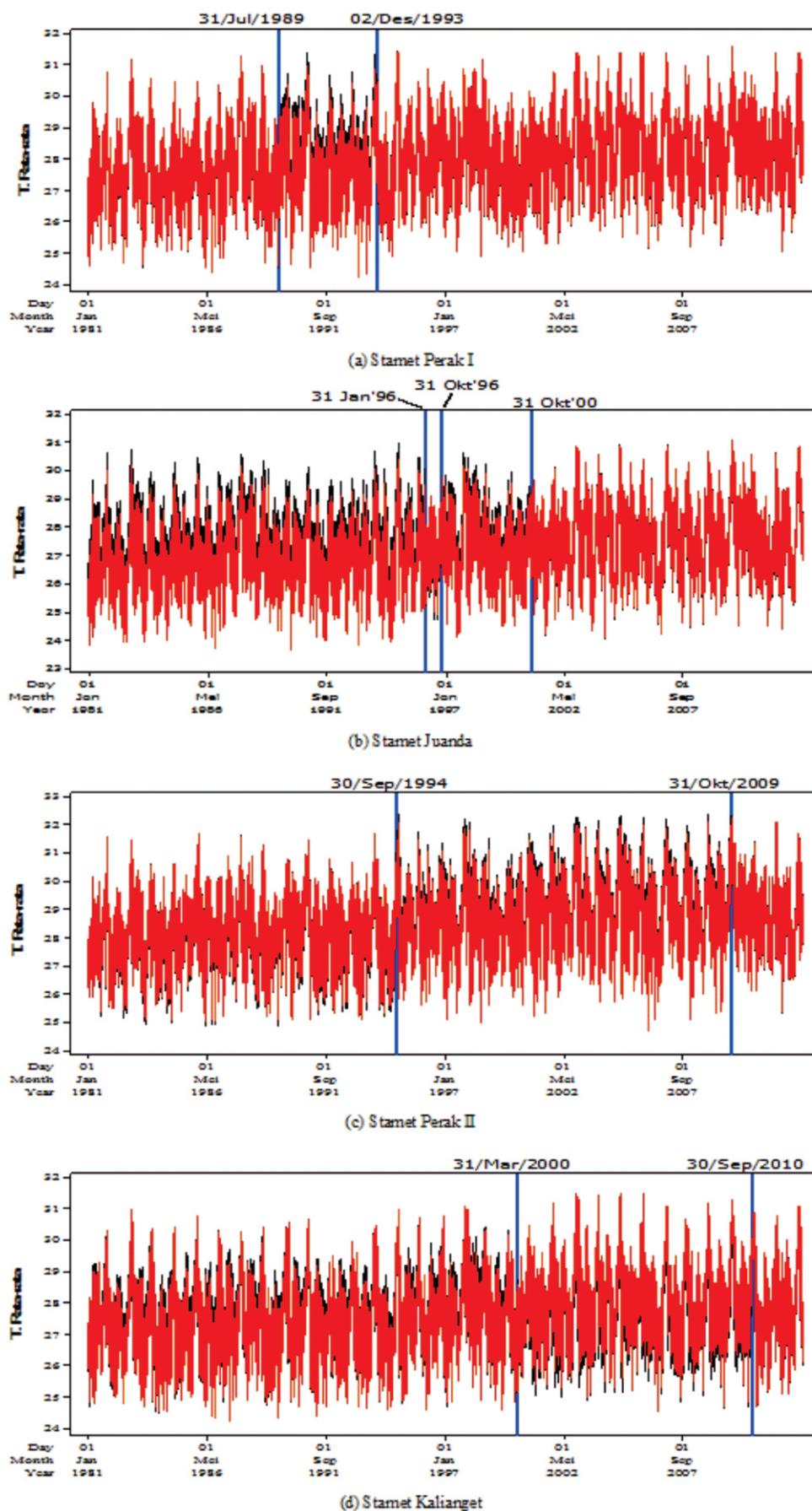
**Tabel 5. Nilai korelasi spasial antar stasiun pengamatan untuk data**

	Perak I	Juanda	Perak II	Kalianget
-----Temperatur Rata-Rata Harian-----				
Perak I	0,000	0,816	0,830	0,706
Juanda	0,816	0,000	0,832	0,714
Perak II	0,830	0,832	0,000	0,715
Kalianget	<b>0,706</b>	<b>0,714</b>	<b>0,715</b>	0,000
-----Temperatur Maksimum Harian-----				
Perak I	0,000	0,791	0,860	0,765
Juanda	0,791	0,000	0,786	0,732
Perak II	0,860	0,786	0,000	0,779
Kalianget	<b>0,765</b>	<b>0,732</b>	<b>0,779</b>	0,000
-----Temperatur Minimum Harian-----				
Perak I	0,000	0,744	0,811	0,679
Juanda	0,744	0,000	0,683	0,613
Perak II	0,811	0,683	0,000	0,602
Kalianget	<b>0,679</b>	<b>0,613</b>	<b>0,602</b>	0,000
-----Temperatur Rata-Rata Bulanan-----				
Perak I	0,000	0,812	0,826	0,707
Juanda	0,812	0,000	0,828	0,733
Perak II	0,826	0,828	0,000	0,710
Kalianget	<b>0,707</b>	<b>0,733</b>	<b>0,710</b>	0,000
-----Temperatur Maksimum Bulanan-----				
Perak I	0,000	0,766	0,847	0,729
Juanda	0,766	0,000	0,773	0,693
Perak II	0,847	0,773	0,000	0,738
Kalianget	<b>0,729</b>	<b>0,693</b>	<b>0,738</b>	0,000
-----Temperatur Minimum Bulanan-----				
Perak I	0,000	0,657	0,695	0,517
Juanda	0,657	0,000	0,699	0,593
Perak II	0,695	0,699	0,000	0,565
Kalianget	<b>0,517</b>	<b>0,593</b>	<b>0,565</b>	0,000

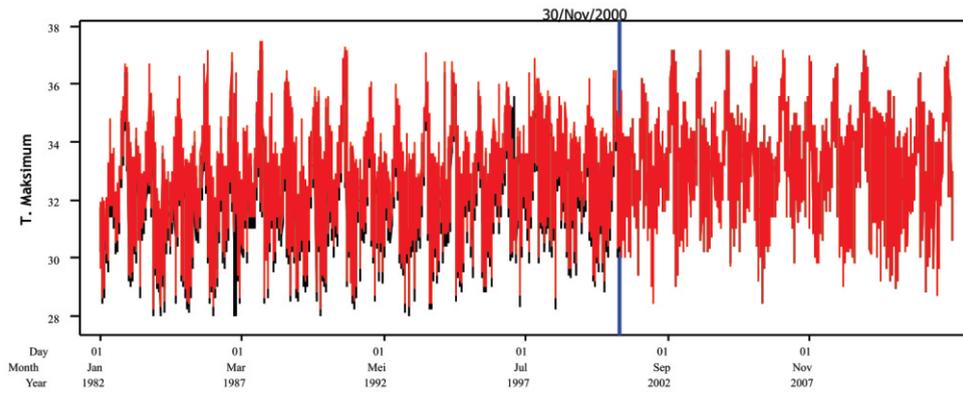
Hal ini menunjukkan bahwa data asli tidak homogen, sehingga dihomogenkan secara temporal dan spasial menjadi plot data berwarna merah.

Pergeseran (*shift*) setiap parameter dapat dilihat pada Gambar 3 yang ditandai dengan garis vertikal berwarna biru, dimana letak pergeseran sebenarnya dapat dicocokkan dengan metadata stasiun pengamatan. Metadata adalah catatan data yang berisi aktifitas pengamatan di stasiun dan kondisi lokasi pengamatan yang sesungguhnya. Melalui pencocokan metadata dapat diketahui apakah kejadian pada waktu terjadinya *shift* merupakan kejadian-kejadian iklim atau non iklim. Apabila merupakan kejadian karena faktor iklim, maka tidak perlu dihomogenkan. Namun jika merupakan faktor bukan iklim, maka perlu dihomogenkan.

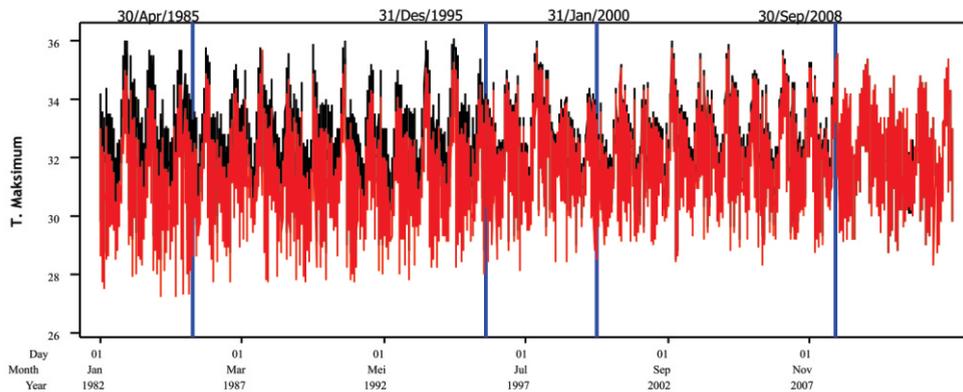
Keberadaan metadata pada stasiun pengamatan sangat penting agar rekaman data pada kejadian iklim khusus, seperti El Nino atau La Nina tidak dideteksi sebagai *inhomogeneity* dalam runtun data. Pada saat kejadian El-Nino tahun 1997/1998, Indonesia mengalami musim kering yang panjang. Sebaliknya pada saat terjadinya La-Nina tahun 1999, Indonesia mengalami kenaikan curah hujan yang tinggi [11].



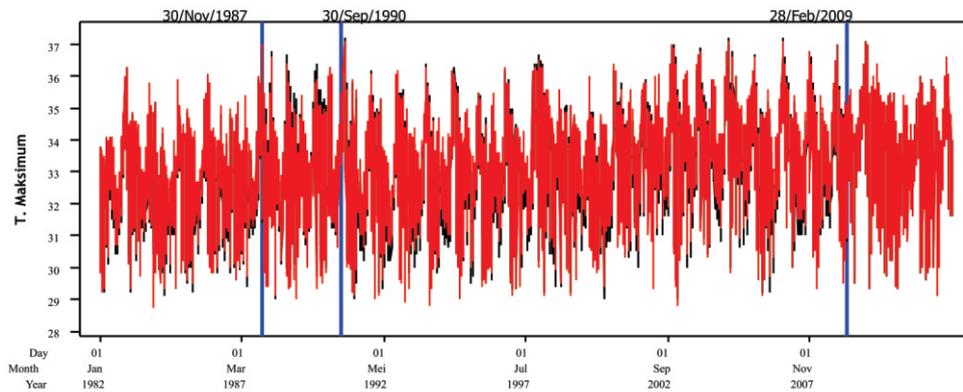
Gambar. 3. Plot data asli (hitam) dan plot data hasil homogenisasi (merah) (Keterangan: Garis biru menunjukkan waktu terjadi break point).



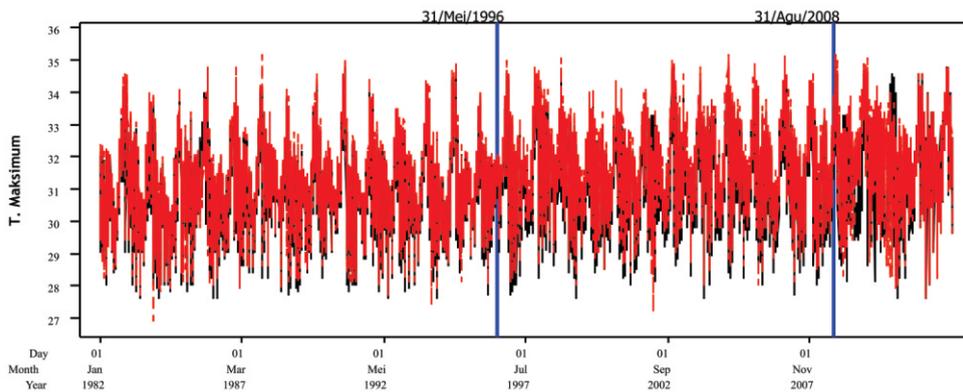
(e) Tmaks Stamet Perak I



(f) Tmaks Stamet Juanda

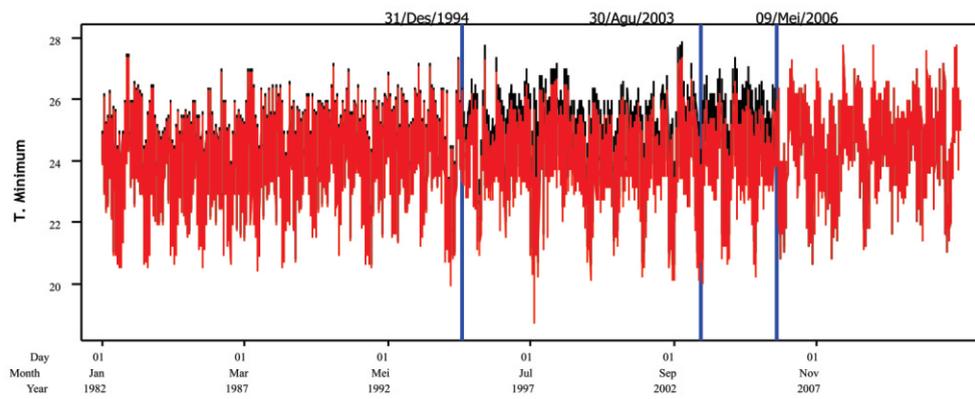


(g) Tmaks Stamet Perak II

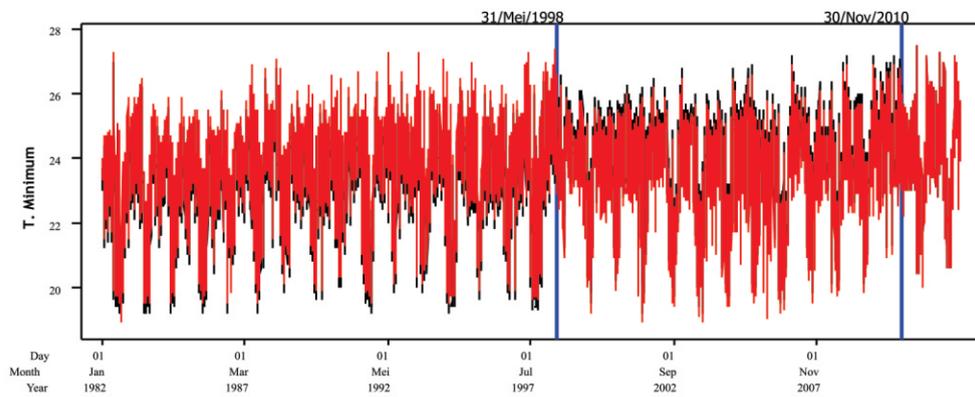


(h) Tmaks Stamet Kalianget

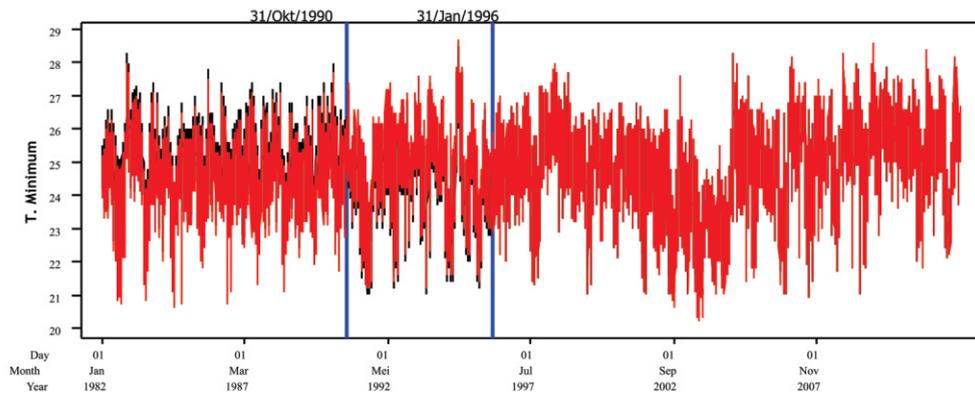
Lanjutan Gambar. 3. Plot data asli (hitam) dan plot data hasil homogenisasi (merah) (Keterangan: Garis biru menunjukkan waktu terjadi break point).



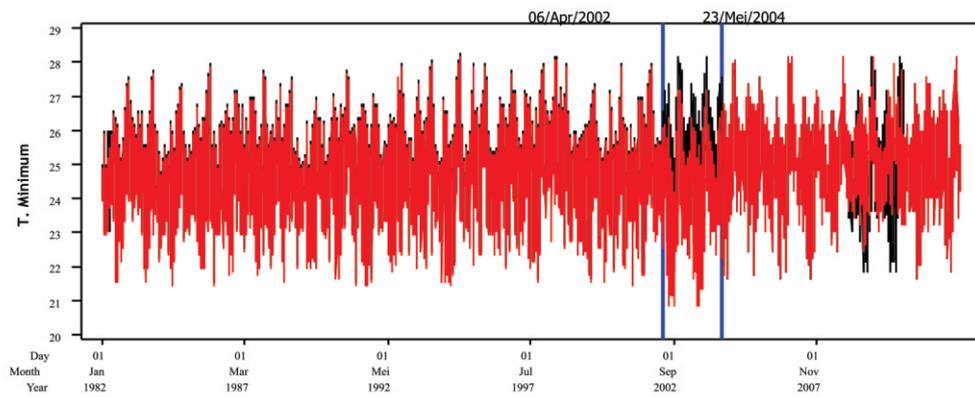
(i) Tmin Stamet Perak I



(j) Tmin Stamet Juanda

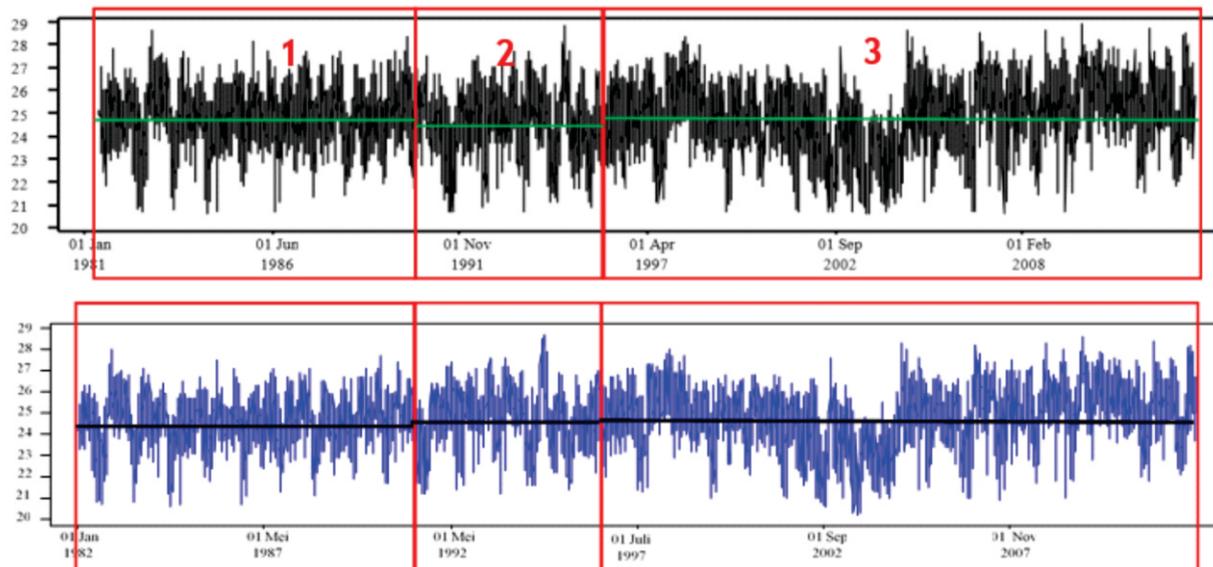


(k) Tmin Stamet Perak II



(l) Tmin Stamet Kalianget

Lanjutan Gambar. 3. Plot data asli (hitam) dan plot data hasil homogenisasi (merah) (Keterangan: Garis biru menunjukkan waktu terjadi break point).



Untuk keperluan validasi pada data hasil homogenisasi, maka dilakukan pemeriksaan terhadap plot data mulai tahun 1997 sampai 1999. Gambar 3 menunjukkan bahwa *Trata*, *Tmaks*, dan *Tmin* di empat stasiun pengamatan tidak menunjukkan adanya pergeseran data antara tahun 1997 sampai dengan 1999. Untuk mengidentifikasi pergeseran nilai tengah (*mean*) data yang sudah dilakukan homogenisasi, maka dipilih salah satu data yang bermasalah pada saat pengendalian *basic*, seperti disajikan pada Gambar 4.

Hasil metode ACMANT mendeteksi terdapat dua pergeseran yang terjadi pada variabel *Tmin* Stamat Perak 2, yaitu pada tanggal 31 Oktober 1990 dan 31 Januari 1996. Nilai *mean* bagian 1, 2, dan 3 pada data asli adalah 24,8; 24,5; dan 24,9. Nilai *mean* bagian 1, 2, dan 3 pada data hasil homogenisasi adalah 25,8; 24,7; dan 24,8. Untuk keseluruhan nilai *mean* dari data tersebut adalah sama, yaitu 24,7. Pada data asli, terjadi penurunan nilai *mean* dari data bagian pertama dengan data bagian kedua kemudian naik lagi menjadi data bagian ketiga. Pada data hasil homogenisasi nilai *mean* naik secara berurutan, dimulai dengan nilai *mean* pada data bagian pertama paling kecil, kemudian data bagian kedua, dan data bagian ketiga.

Proses pendeteksian tersebut tentu saja dipengaruhi oleh unsur temporal runtun data dan unsur spasial yang melibatkan data disekitarnya. Secara umum *shift* pada variabel *Tmin* tidak tampak jelas menunjukkan *shift* dalam data, sedangkan terdapat macam-macam *shift* yaitu *shift* karena *mean*, *shift* karena *varian*, dan *shift* karena adanya *trend* [4]. Informasi mengenai *shift* yang terjadi pada data pengamatan dapat memberikan manfaat yang besar dalam bidang kajian perubahan iklim, tentunya apabila adanya dukungan dari metadata stasiun pengamatan.

Perbedaan rata-rata nilai *mean* untuk seluruh data yang dihomogenkan adalah 0,1 lebih kecil dibandingkan dengan rata-rata nilai *mean* untuk data asli.

#### 4. Kesimpulan

Beberapa data temperatur di wilayah penelitian banyak mengandung pengulangan data selama empat hari, bahkan bulanan hingga tahunan. Kemungkinan penyebab pengulangan tersebut diantaranya: kesalahan pada saat perekaman data oleh pengamat dan kesalahan pencatatan ulang dari *hard copy* ke *soft copy*.

Pada proses homogenisasi, metode ACMANT melakukan pendeteksian *shift* pada data amatan dengan mempertimbangkan unsur temporal dan spasial. Hasil data yang terhomogenisasi diketahui memiliki rata-rata nilai *mean* 0,1 lebih kecil daripada rata-rata nilai *mean* data asli.

Kasus pengulangan data dan deteksi *shift* pada data amatan membutuhkan informasi metadata yang menunjukkan kejadian yang sebenarnya terjadi pada waktu tersebut. Jika benar pada waktu tersebut terjadi fenomena alam, maka tidak perlu dihomogenkan, tetapi jika pada waktu tersebut bukan faktor iklim maka perlu dilakukan langkah homogenisasi agar hasil pengolahan data tersebut tidak menimbulkan kesalahan interpretasi dan sebaik mungkin merepresentasikan evolusi iklim. Hasil kajian perubahan iklim yang baik sangat bergantung pada kualitas runtun data yang digunakan [12].

#### Daftar Pustaka

[1] L. Nihayatin, "Perbandingan Uji Homogenitas

- Runtun Data Curah Hujan Sebagai Pra-Pemrosesan Kajian Perubahan Iklim,” *Jurnal Sains dan Seni POMITS*, vol. 2, no. 2, 2013.
- [2] S. Ribeiro, J. Caineta, A. Costa, “Review and discussion of homogenisation methods for climate data,” *Physics and Chemistry of the Earth*, 2015.
- [3] E. Aguilar, I. Auer, M. Brunet et al., “Guidelines on Climate Metadata and Homogenization,” *World Meteorological Organization (WMO)*, no. 1186, pp. 55, 2003.
- [4] T. Peterson, D. Esterling, T. Karl et al., “Homogeneity Adjustments of in situ Atmospheric Climate Data: A Review,” *International Journal of Climatology*, vol. 1998, pp. 1493-1517, 1998.
- [5] I. Zahumensky, “Guidlines on quality control procedures for data from automatic weather stations,” *Methods*, no. 955, pp. 2-6, 2004.
- [6] WMO, “Report of the Eighth Session of the GOS/WCRP Atmospheric Observation Panel for Climate (AOPC),” vol. 76, no. 1125, 2002.
- [7] V. Venema, O. Mestre, E. Aguilar et al. “Benchmarking homogenization algorithms for monthly data,” *AIP Conference Proceedings*, vol 1552 8, pp. 1060-1065, 2013.
- [8] C. Beaulieu, O. Seidou, T. Ourda et al., “Intercomparison of homogenization techniques for precipitation data,” *Water Resources Research*, vol. 44, no. 2, pp. 1-20, 2008.
- [9] WMO. “Web Site of The Task Team on Homogenization.” Internet: [www.climatol.eu/DARE](http://www.climatol.eu/DARE), diakses pada 1 Februari 2010.
- [10] P. Domonkos, “Homogenization of precipitation time series with ACMANT,” pp. 1-17, 2016.
- [11] I. Sofian, A. Supangat, M. Fitriyanto et al. “Pada Pesisir dan Laut di Indonesia Bagian Timur,” pp. 53-64, 2011.
- [12] Putri, J.W., “Homogenisasi Data Unsur Iklim sebagai Tahap Pra-Pemrosesan Kajian Perubahan Iklim dengan Metode ACMANT dan Climatol,” Tugas Akhir, Jurusan Statistika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam (FMIPA), Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya, 2016.

# KARAKTERISTIK ANGIN ZONAL SELAMA UPWELLING DI PERAIRAN SELATAN JAWA PADA KONDISI NORMAL DAN ENSO

## *CHARACTRISTICS OF ZONAL WIND DURING UPWELLING IN THE SOUTHERN WATERS OF JAVA AT NORMAL AND ENSO CONDITIONS*

**Martono**

Pusat Sains dan Teknologi Atmosfer – LAPAN, Jl. Dr. Djundjunaan 133 Bandung 40173

*E-mail* : mar\_lapan@yahoo.com

Naskah masuk: 31 Juli 2016; Naskah diperbaiki: 3 September 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

---

### ABSTRAK

Perairan selatan Jawa dikenal sebagai salah satu lokasi upwelling di Indonesia. Penelitian upwelling di perairan ini sudah banyak dilakukan oleh para peneliti. Namun, penelitian tentang aspek-aspek atmosfer pada saat terjadi upwelling masih sedikit. Penelitian ini dilakukan untuk mengetahui karakteristik angin zonal selama upwelling di perairan selatan Jawa pada kondisi normal dan ENSO. Data yang digunakan terdiri dari suhu permukaan laut dari tahun 1984-2013 dan angin zonal dari tahun 1988-2011 yang diperoleh dari *Physical Oceanography Distributed Active Center – National Aeronautics and Space Administration*. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah analisis deskripsi. Hasil penelitian menunjukkan bahwa angin zonal di perairan selatan Jawa dominan bergerak ke arah barat. Upwelling di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi ketika angin zonal bergerak ke arah barat secara terus menerus lebih dari 2 bulan, kecepatan lebih besar dari 5 m/dt dan fluktuasi kecepatan kecil. Terdapat jeda waktu sekitar 1-1,5 bulan antara tiupan angin zonal sejajar pantai dengan proses upwelling. Intensitas upwelling paling kuat dan paling lama terjadi di atas perairan selatan Jawa Timur. Arus Lintas Indonesia mempunyai peranan penting terhadap peningkatan intensitas upwelling di selatan Jawa Timur. Intensitas upwelling selama periode El Niño lebih kuat, tetapi selama periode La Niña lebih lemah daripada kondisi normal.

**Kata kunci** : angin zonal, upwelling, Arus Lintas Indonesia, El Niño, La Niña

### ABSTRACT

*The southern waters of Java was known as one of upwelling locations in Indonesia. Research about of upwelling in this waters has been done by some researchers. However, research about of the atmospheric aspects during upwelling is still slightly. This research was conducted to understand the conditions of zonal wind during upwelling in the southern waters of Java at normal and ENSO conditios. The data consists of sea surface temperature from 1984-2013 and zonal wind from 1988-2011 obtained form Physical Oceanography Distributed Active Center – National Aeronautics and Space Administration. The method used in this research was description analysis. The results showed that zonal wind in the southern waters of Java was dominant move toward the west. Upwelling in the southern waters of West Java, Central Java and East Java occured when zonal wind moves westward continuously more than 2 months, greater speed of 5m/sec and small velocity fluctuations. There was lag time about 1-1.5 months between zonal wind blow parallel to the coast upwelling process. Upwelling intensity was strongest and longest occurred in the southern waters of East Java. Indonesian Throughflow has an important role on intensityincreasin of upwlling in the south of East Java. Intensity of upwelling during El Niño period more powerful, but during La Niña period is weaker than normal conditions.*

**Keywords** : zonal wind, upwelling, Indonesian Troughflow, El Niño, La Niña

---

## 1. Pendahuluan

Upwelling didefinisikan sebagai proses pergerakan massa air dari kedalaman sekitar 100-300 meter ke lapisan permukaan [1]. Massa air yang naik ini mempunyai suhu yang dingin, salinitas tinggi dan kandungan zat-zat hara seperti fosfat, nitrat dan silikat yang tinggi. Proses upwelling dapat terjadi

baik di perairan laut lepas maupun di perairan pantai. Upwelling di perairan laut lepas berhubungan dengan adanya pola arus permukaan yang menyebar sehingga massa air dari lapisan bawah akan naik dan mengisi kekosongan di permukaan, sedang upwelling pantai berhubungan dengan transpor Ekman akibat tiupan angin sejajar pantai [2-3].

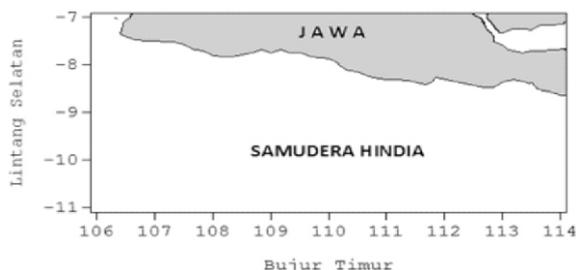
Proses upwelling mendapat perhatian besar dari para peneliti kelautan maupun peneliti atmosfer. Hal ini disebabkan upwelling terjadi akibat interaksi yang kuat antara laut dan atmosfer, sehingga tidak hanya berdampak pada aspek fisika, kimia dan biologi laut saja, tetapi juga berdampak terhadap aspek atmosfer di atasnya. Daerah upwelling mempunyai tingkat produktifitas primer yang tinggi sehingga berpengaruh terhadap tingkat kesuburan perairan [4-6].

Dampak terhadap aspek atmosfer, upwelling mempengaruhi variabilitas cuaca dan iklim dengan perubahan suhu permukaan laut [7-10]. Variabilitas iklim lokal berhubungan erat dengan perubahan suhu permukaan laut selama proses upwelling. Perubahan suhu permukaan laut akibat upwelling akan mempengaruhi suhu udara, selanjutnya suhu udara akan mempengaruhi tekanan udara dan perubahan tekanan udara ini akan mempengaruhi sirkulasi udara. Upwelling pantai mempunyai peranan penting dalam sirkulasi angin laut (*sea-breeze*), yaitu angin laut lebih kuat pada saat terjadi upwelling [11].

Perairan selatan Jawa dikenal sebagai salah satu lokasi upwelling intensif di Indonesia [12-13]. Upwelling di sepanjang pantai selatan Jawa berhubungan dengan angin sejajar pantai. Sampai saat ini, penelitian mengenai aspek-aspek atmosfer pada saat proses upwelling selama di perairan ini masih minim. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui bagaimana karakteristik angin zonal pada saat sebelum, selama dan sesudah proses upwelling di perairan selatan Jawa selama periode El Niño dan La Niña.

## 2. Metode Penelitian

Lokasi penelitian adalah perairan selatan Jawa antara 7° LS – 11° LS dan 106° BT – 114° BT seperti diperlihatkan pada Gambar 1. Lokasi ini dibagi menjadi 3 wilayah yang meliputi perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur.



Gambar 1. Lokasi penelitian perairan selatan Jawa

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah suhu permukaan laut dan angin zonal (komponen barat – timur). Data ini diperoleh dari *Physical Oceanography Distributed Active Center – National Aeronautics and Space Administration (PODAAC NASA)* dengan alamat website <http://podaac.nasa.gov>. Resolusi spasial dan temporal data suhu permukaan laut adalah 0,25° x 0,25° dan harian, serta angin zonal adalah 0,25° x 0,25° dan rata-rata 5 harian (disebut dengan istilah pentad). Rentang waktu data suhu permukaan laut dari tahun 1984-2013 dan angin zonal dari tahun 1988-2011. Data pentad angin zonal diolah menjadi rata-rata bulanan, sedangkan data harian suhu permukaan laut diolah menjadi pentad dan rata-rata bulanan dengan persamaan berikut :

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}$$

Dimana :

$\bar{x}$  = rata-rata

$x_n$  = nilai ke-n

n = jumlah data

Indikasi upwelling berdasarkan nilai suhu permukaan laut. Upwelling terjadi ketika perbedaan suhu permukaan laut lebih besar dari 2 °C [14]. Waktu mulai, berapa lama, waktu akhir dan intensitas upwelling di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur dianalisis berdasarkan nilai suhu permukaan laut pentad. Berdasarkan kriteria tersebut maka upwelling mulai terjadi ketika perbedaan nilai suhu permukaan laut lebih dari besar dari 2 °C dan upwelling berakhir ketika perbedaan nilai suhu permukaan laut mulai lebih kecil dari 2 °C. Intensitas upwelling ditentukan berdasarkan penurunan nilai suhu permukaan laut selama proses upwelling. Semakin besar penurunan nilai suhu permukaan laut maka semakin besar intensitas upwellingnya dan sebaliknya. Selanjutnya dianalisis arah, kecepatan, lama dan fluktuasi angin zonal sebelum, selama dan sesudah upwelling.

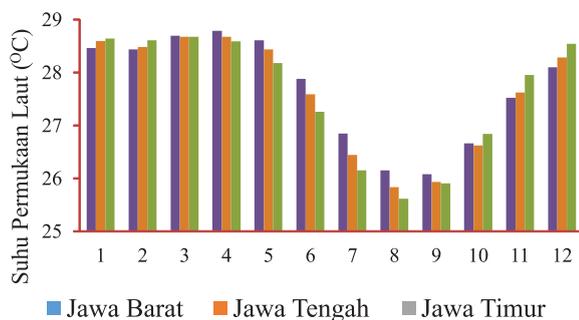
Selanjutnya dikaji kondisi suhu permukaan laut dan angin zonal selama periode El Niño dan La Niña. El Niño dan La Niña ditentukan berdasarkan nilai anomali suhu permukaan laut di daerah nino. Jika anomali suhu permukaan laut di daerah nino lebih besar dari 1 °C dari normalnya maka terjadi El Niño, tetapi sebaliknya jika lebih besar dari -1 °C maka terjadi La Niña [15]. Berdasarkan kriteria tersebut, maka dalam penelitian ini akan dikaji kondisi angin zonal pada periode El Niño tahun 1997 dan La Niña tahun 1998 dan 2010.

### 3. Hasil dan Pembahasan

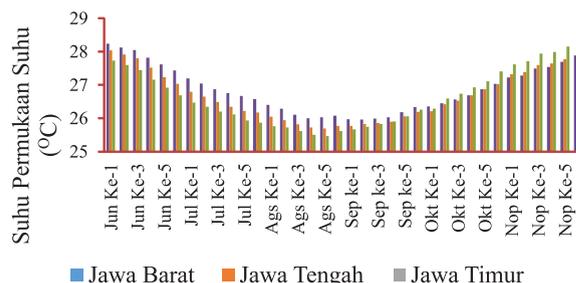
Variasi rata-rata bulanan suhu permukaan laut perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur dari tahun 1984-2013 diperlihatkan pada Gambar 2. Fluktuasi bulanan suhu permukaan laut ketiga perairan ini cukup besar dengan kisaran nilai antara 25,9–28,9 °C di selatan Jawa Barat, 25,6–28,7 °C di selatan Jawa Tengah dan 25,4– 28,7 °C di selatan Jawa Timur. Variasi bulanan suhu permukaan laut di perairan ini mempunyai satu puncak maksimum dan satu puncak minimum. Puncak maksimum dan puncak minimum suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa Barat terjadi pada bulan April dan bulan September, sedangkan di perairan selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi pada bulan Maret dan bulan Agustus.

Proses upwelling ditandai dengan adanya penurunan suhu permukaan laut lebih besar dari 2 °C. Berdasarkan kriteria tersebut maka upwelling di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi jika suhu permukaan laut lebih kecil dari 26,5 °C. Nilai 26,5 °C diperoleh dari selisih 2 °C terhadap nilai suhu permukaan laut tertinggi yaitu sekitar 28,5 °C. Dengan demikian, proses upwelling di ketiga perairan ini terjadi antara bulan Juli-Oktober dengan intensitas berbeda-beda. Intensitas upwelling paling kuat terjadi di perairan selatan Jawa Timur dengan rata suhu permukaan laut 25,9 °C dan paling lemah terjadi di perairan selatan Jawa Barat dengan rata suhu permukaan laut 26,2 °C.

Variasi pentad suhu permukaan laut perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur antara bulan Juni-Nopember diperlihatkan Gambar 3. Berdasarkan variasi pentad suhu permukaan laut diketahui bahwa awal mulai dan akhir upwelling serta lama kejadian upwelling di masing-masing perairan berbeda-beda. Proses upwelling di mulai dari perairan selatan Jawa Timur pada pentad ke-1 bulan Juli seperti diperlihatkan pada Tabel 1. Di perairan selatan Jawa Tengah pada pentad ke-3 bulan Juli dan di perairan selatan Jawa Barat pada pentad ke-1 bulan Agustus.



Gambar 2. Variasi bulanan suhu permukaan laut



Gambar 3. Variasi pentad suhu permukaan laut

Tabel 1. Awal mulai, akhir dan lama upwelling

Wilayah	Awal	Akhir	Lama
Jawa Barat	Pentad ke-1 Agustus	Pentad ke-2 Oktober	70 hari
Jawa Tengah	Pentad ke-3 bulan Juli	Pentad ke-2 Oktober	90 hari
Jawa Timur	Pentad ke-1 bulan Juli	Pentad ke-1 Oktober	95 hari

Upwelling di perairan selatan Jawa Timur berakhir pada pentad ke-1 bulan Oktober, di perairan selatan Jawa Tengah dan Jawa Barat berakhir pada waktu yang sama yaitu pada pentad ke-2 bulan Oktober. Lama kejadian upwelling di perairan selatan Jawa Timur sekitar 95 hari, di Jawa Tengah sekitar 90 hari dan Jawa Barat sekitar 70 hari. Dengan demikian, intensitas upwelling paling kuat dan waktu paling lama terjadi di perairan selatan Jawa Timur, sebaliknya paling lemah dan waktu paling pendek terjadi di perairan selatan Jawa Barat. Upwelling di perairan selatan Jawa Timur mempunyai durasi antara 3-4 bulan dan intensitas tinggi dengan anomali suhu permukaan mencapai lebih besar dari -2 °C [16].

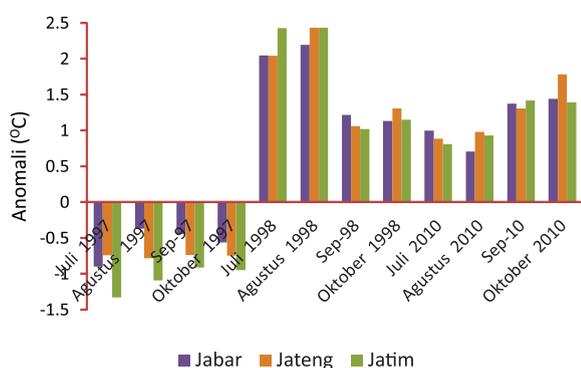
Anomali suhu permukaan laut di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur bulan Juli-Oktober pada saat kejadian El Niño tahun 1997, La Niña tahun 1998 dan La Niña tahun 2010 diperlihatkan Gambar 4. Gambar 4 menunjukkan bahwa pada saat El Niño terjadi penurunan suhu permukaan laut, tetapi sebaliknya pada saat terjadi La Niña terjadi kenaikan suhu permukaan laut dari kondisi normal. Kondisi ini menunjukkan bahwa kejadian El Niño akan meningkatkan intensitas upwelling, tetapi sebaliknya kejadian La Niña akan melemahkan intensitas upwelling di perairan ini. Intensitas distribusi fitoplankton dari bulan Juli hingga September tahun 1998 lebih rendah dari tahun normal [4].

Variasi bulanan angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur dari tahun 1988-2011 diperlihatkan pada Gambar 5. Angin zonal di atas ketiga perairan ini mempunyai pola yang

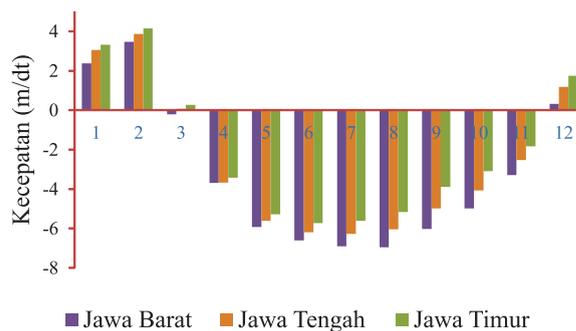
sama, tetapi kecepatannya berbeda-beda. Pada saat musim barat antara bulan Desember-Februari angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat bergerak ke arah timur (positif) dan antara bulan Maret-Nopember bergerak ke arah barat (negatif). Variasi angin zonal di atas perairan selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur mempunyai pola yang sama yaitu bergerak ke arah timur antara bulan Desember-Maret dan bergerak ke arah barat antara bulan April-Nopember. Angin zonal di perairan selatan Jawa dominan bergerak ke arah barat.

Pada saat bergerak ke arah timur kecepatan angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat lebih kecil daripada di selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur. Namun sebaliknya, pada saat bergerak ke arah barat kecepatan angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat lebih besar daripada di selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur. Kecepatan angin zonal lebih besar dari 5 m/dt di atas perairan selatan Jawa Barat dan Jawa Tengah terjadi antara bulan Mei-September, sedang di atas perairan Jawa Timur terjadi antara bulan Mei-Agustus. Intensitas kecepatan angin zonal pada saat bergerak ke arah barat lebih besar daripada ke arah timur.

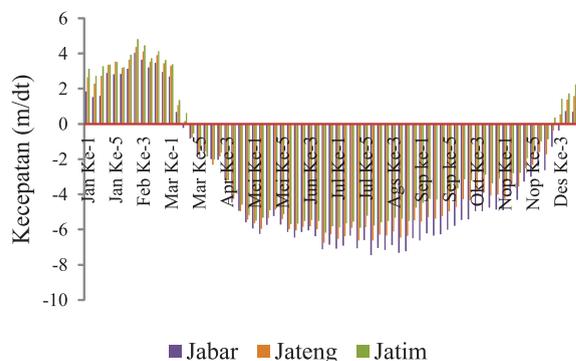
Berdasarkan data pentad diketahui bahwa pembalikan arah angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi pada waktu yang berbeda-beda seperti diperlihatkan pada Gambar 6. Pembalikan arah angin zonal dari barat ke timur di atas perairan selatan Jawa Barat terjadi pada pentad ke-3 bulan Desember, di selatan Jawa Tengah pada pentad ke-2 bulan Desember dan di selatan Jawa Tengah pada pentad ke-1 bulan Desember seperti diperlihatkan pada Tabel 2. Angin zonal mulai balik arah dari timur ke barat di atas perairan selatan Jawa Barat terjadi pada pentad ke-3 bulan Maret dan pada pentad ke-4 bulan Maret di atas perairan selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur.



**Gambar 4. Anomali suhu permukaan laut pada saat terjadi El Niño tahun 1997, La Niña tahun 1998 dan La Niña tahun 2010**



**Gambar 5. Variasi bulanan angin zonal (tanda negatif angin bergerak ke arah barat)**



**Gambar 6. Variasi pentad angin zonal (tanda negatif angin bergerak ke arah barat)**

**Tabel 2. Waktu pembalikan arah angin zonal**

Wilayah	Ke Barat	Ke Timur
Selatan Jawa Barat	Pentad Ke-3 Maret	Pentad Ke -3 Desember
Selatan Jawa Tengah	Pentad Ke-4 Maret	Pentad Ke -2 Desember
Selatan Jawa Timur	Pentad Ke-4 Maret	Pentad Ke -1 Desember

Pola arah dan kecepatan angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur saat terjadi upwelling antara bulan Juli-Oktober diperlihatkan pada Gambar 7. Pada saat terjadi upwelling angin zonal bergerak ke barat. Intensitas angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat lebih besar daripada di selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur. Kisaran kecepatan angin permukaan masing-masing perairan yaitu antara 4,7-7,4 m/dt, 3,8-6,6 m/dt dan 2,7-5,9 m/dt di selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur. Kecepatan angin zonal besar (lebih dari 5 m/dt) dan fluktuasi kecepatan kecil terjadi antara bulan Mei-Agustus. Mulai bulan September kecepatan angin zonal mulai turun dan terus melemah.

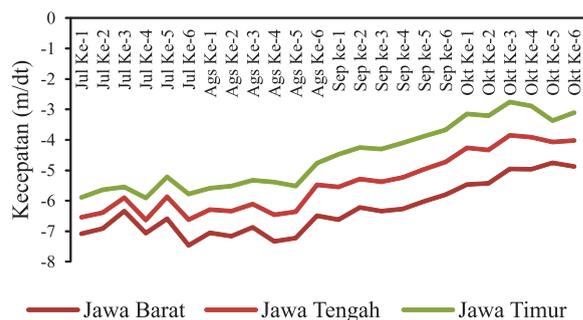
Berdasarkan data suhu permukaan laut diketahui bahwa upwelling di perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur terjadi dalam rentang waktu antara bulan Juli-Oktober (musim timur dan musim

peralihan kedua). Upwelling di sepanjang pantai selatan Jawa ini dibangkitkan oleh angin pasat tenggara di Samudera Hindia [17]. Gesekan angin pasat tenggara ini mendorong massa air permukaan ke arah yang sama. Karena adanya pengaruh gaya Coriolis, maka terbentuk Transpor *Ekman* yang bergerak menjauhi pantai selatan Jawa. Kondisi ini menyebabkan adanya kekosongan massa air permukaan pantai sehingga terjadi kenaikan massa dari bawah menuju permukaan.

Meski demikian, tidak berarti bahwa pada saat angin sejajar pantai selatan Jawa bergerak ke arah barat dapat menyebabkan terjadinya upwelling. Kondisi ini terlihat dengan jelas bahwa antara bulan Maret-Nopember angin permukaan di atas perairan selatan Jawa bergerak ke barat, tetapi upwelling hanya terjadi antara bulan Juli hingga Oktober. Oleh karena itu, proses upwelling ini tidak hanya ditentukan oleh arah gerakan angin saja, tetapi juga ditentukan oleh faktor-faktor lainnya seperti intensitas kecepatan, kontinuitas dan fluktuasinya.

Waktu mulai, waktu akhir, lama kejadian dan kekuatan upwelling di masing-masing perairan berbeda-beda. Upwelling mulai terbentuk dari perairan selatan Jawa Timur, kemudian melebar ke selatan Jawa Tengah dan selatan Jawa Barat. Hal serupa juga ditunjukkan oleh peneliti-peneliti sebelumnya. Upwelling di pantai selatan Jawa hingga barat Sumatera dimulai dari pantai selatan Jawa Timur dan bergerak ke arah barat sampai 104° bujur timur [18]. Nilai suhu permukaan laut terendah ditemukan berkembang dari timur (Bali) pada bulan Juni bergerak ke barat hingga Jawa Barat di bulan Oktober [19].

Upwelling mulai terbentuk di selatan Jawa Timur padahal waktu pembalikan arah angin zonal dari timur ke barat lebih awal di selatan Jawa Barat daripada selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur. Mekanisme ini diduga karena pengaruh Arus Ekuator Selatan di Samudera Hindia. Antara bulan Juni-Oktober di perairan pantai selatan Bali dan Nusa Tenggara terjadi upwelling yang dibangkitkan oleh siklus monsun tenggara [20]. Dalam waktu yang bersamaan, massa air permukaan dengan suhu dingin di selatan Bali dan Nusa Tenggara ikut terbawa oleh Arus Ekuator Selatan yang bergerak ke arah barat. Karena letak selatan Jawa Timur lebih dekat dengan selatan Bali, maka proses upwelling di selatan Jawa Timur diperkuat oleh upwelling yang terjadi di selatan Bali dan Nusa Tenggara. Mekanisme ini diduga menjadi penyebab mengapa upwelling di selatan Jawa Timur lebih dulu dan mempunyai durasi lebih lama.



**Gambar 7. Variasi pentad angin zonal (tanda negatif angin bergerak ke arah barat)**

Hasil pengolahan data menunjukkan bahwa intensitas upwelling di selatan Jawa Timur lebih kuat daripada selatan Jawa Tengah dan Jawa Barat. Hal serupa ditunjukkan oleh peneliti-peneliti lainnya. Upwelling di pantai selatan Jawa Timur-Jawa Tengah lebih intensif daripada selatan Jawa Barat [21]. Upwelling lebih intensif terjadi di selatan Jawa Timur-Jawa Tengah, meskipun gesekan angin sejajar pantai mentransportkan massa air secara maksimal ke arah selatan terjadi di selatan Jawa barat [22]. Pada saat terjadi upwelling diperairan selatan Jawa, kecepatan vertikal di selatan Jawa Timur lebih kuat daripada selatan Jawa Tengah dan Jawa Barat [23].

Dengan intensitas angin zonal sejajar pantai lebih kuat terjadi di selatan Jawa Barat, maka upwelling paling kuat semestinya juga terjadi selatan Jawa Barat. Namun, kenyataannya terjadi hal sebaliknya yaitu upwelling paling kuat justru terjadi di selatan Jawa Timur. Oleh karena itu, mekanisme upwelling di perairan selatan Jawa tidak hanya ditentukan oleh faktor angin saja, tetapi juga dipengaruhi oleh faktor lainnya. Mekanisme ini disebabkan akibat pengaruh dari Arus Ekuator Selatan di Samudera Hindia [24]. Selama musim timur posisi poros Arus Ekuator Selatan lebih dekat dengan pantai selatan Jawa Timur daripada Jawa Barat. Kondisi ini menyebabkan arus ke barat lebih kuat di selatan Jawa Timur daripada Jawa Barat, sehingga mengakibatkan transpor total massa air dari pantai ke laut lepas lebih kuat di pantai selatan Jawa Timur daripada Jawa Barat. Selain faktor Arus Ekuator Selatan, intensitas upwelling di selatan Jawa Timur juga dipengaruhi oleh Arus Lintas Indonesia, dimana hasil eksperimen numerik menunjukkan bahwa Arus Lintas Indonesia mempunyai peranan penting sekitar 55–65 % dalam pembentukan upwelling di selatan Jawa Timur [23].

Variasi pentad angin zonal di atas perairan selatan Jawa Barat, Jawa Tengah dan Jawa Timur pada waktu sebelum, saat dan sesudah upwelling antara bulan April hingga Nopember diperlihatkan pada Gambar 8. Intensitas kecepatan angin pada saat bergerak ke arah barat lebih besar daripada ke arah timur. Pada bulan Januari mewakili musim barat angin di atas

Pulau Jawa dan sekitarnya bergerak ke timur dengan kecepatan berkisar 5-15 knot, pada bulan Juli mewakili musim timur angin permukaan di atas Samudera Hindia bergerak ke arah barat dengan kecepatan mencapai 25 knot [25].

Dinamika perairan selatan Jawa dipengaruhi oleh angin musim [26]. Di perairan tropis antara 30° LS – 30° LU hampir sepanjang tahun berhembus angin pasat tenggara (bergerak dari arah tenggara) di selatan ekuator dan angin pasat timur laut (bergerak dari arah timur laut) di utara ekuator [27]. Pada saat musim barat, monsun Asia yang berkembang di atas perairan selatan Jawa diredam oleh angin pasat tenggara sehingga kekuatannya rendah. Sebaliknya pada saat musim timur, monsun Australia yang sedang berkembang di atas perairan selatan Jawa diperkuat oleh angin pasat tenggara sehingga kekuatannya lebih besar daripada saat musim barat.

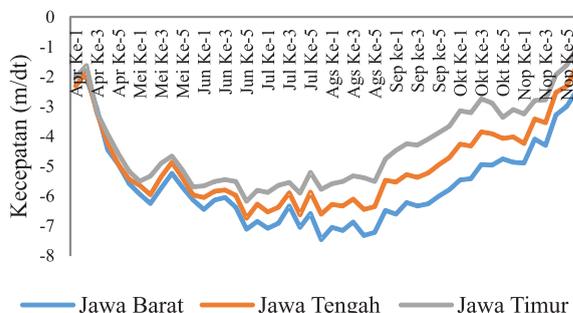
Anomali intensitas angin zonal selama periode El Niño tahun 1997 serta La Niña tahun 1998 dan tahun 2010 diperlihatkan pada Gambar 9. Gambar 9 menunjukkan bahwa pada saat kejadian El Niño, intensitas angin zonal di ketiga perairan ini cenderung melemah, sebaliknya pada saat kejadian La Niña intensitas angin zonal cenderung menguat. Pelemahan terkuat terjadi pada bulan Agustus 1997 yang mencapai sekitar -1,6 m/dt. Sementara itu penguatan terbesar terjadi pada bulan Agustus 1998 yang mencapai sekitar 1,3 m/dt.

Kecepatan angin di atas perairan selatan Jawa Timur, Jawa Tengah dan Jawa Barat mengalami kenaikan yang signifikan pada pentad ke-1 bulan Mei. Kecepatan angin antara bulan Mei-Agustus lebih besar dari 5 m/dt dengan fluktuasi kecil. Kecepatan angin permukaan di atas Wilayah Pengelolaan Perikanan Republik 573 (selatan Jawa-Nusa Tenggara Timur) antara bulan Mei-Agustus lebih besar dari 5 m/dt [28]. Kondisi ini berhubungan dengan pergerakan semu posisi matahari. Akhir bulan Maret posisi matahari berada di atas ekuator, akhir bulan Juni berada sekitar 23,5° lintang utara dan akhir bulan September berada di atas ekuator. Dalam rentang waktu ini perbedaan tekanan udara tinggi di atas Benua Australia dengan tekanan udara rendah di atas Benua Australia mencapai maksimum. Dengan kekuatan maksimum dan diperkuat oleh angin pasat tenggara, maka kecepatan anginnya juga mencapai maksimum.

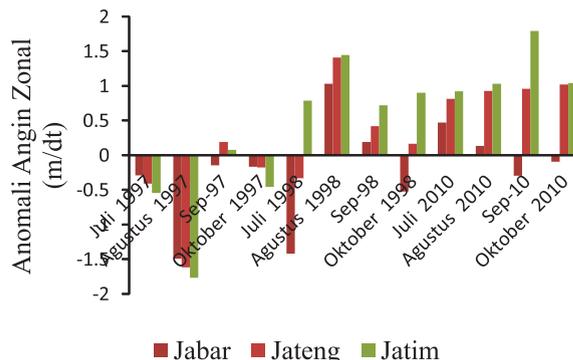
Intensitas kecepatan angin zonal besar, fluktuasi kecil dan terus menerus terjadi pada pentad ke-6 bulan Mei di atas perairan selatan Jawa Timur dan Jawa Tengah, sedangkan di selatan Jawa Barat terjadi pada pentad ke-1 Juni. Proses ini berlangsung secara terus menerus selama kurang lebih 3 sampai 3,5 bulan. Intensitas kecepatan angin permukaan di atas ketiga perairan ini mulai melemah pada pentad ke-5 Agustus. Mulai akhir

bulan Agustus atau awal bulan September kecepatan angin permukaan mulai kecil dan terus melemah. Upwelling terjadi jika angin zonal bergerak ke arah barat secara terus menerus dalam periode waktu lebih 2 bulan, kecepatan lebih besar dari 5,5 m/dt dan fluktuasi kecepatan kecil. Dengan demikian, dapat dikatakan ada waktu tunda (lag time) sekitar 1 sampai 1,5 bulan antara tiupan angin zonal sejajar pantai dengan kejadian upwelling di perairan ini.

Pelemahan dan penguatan intensitas angin zonal di perairan selatan Jawa ini dipengaruhi oleh pelemahan dan penguatan angin pasat di samudera Pasifik tropis. Pada saat El Niño terjadi pelemahan angin pasat di Samudera Pasifik tropis sehingga terjadi pergeseran kolom hangat dari Samudera Pasifik barat ke timur. Pergeseran kolom hangat tersebut menyebabkan penurunan tinggi muka laut di perairan Indonesia termasuk selatan Jawa. Penurunan tinggi muka laut ini menyebabkan perubahan lapisan termoklin yang menipis di wilayah barat samudera Pasifik [10]. Pengaruh dari pendangkalan lapisan termoklin di wilayah barat samudera Pasifik hingga sampai wilayah perairan Indonesia. Kondisi ini mengakibatkan massa air yang naik akibat upwelling berasal dari lapisan yang lebih dalam, sehingga suhu massa yang naik lebih dingin. Mekanisme ini yang menyebabkan pada saat El Niño intensitas upwelling lebih kuat daripada kondisi normal meskipun kecepatan angin zonalnya melemah. Kondisi sebaliknya terjadi pada saat terjadi La Niña.



Gambar 8. Variasi pentad angin zonal sebelum, pada saat dan sesudah upwelling



Gambar 9. Anomali angin zonal pada saat terjadi El Niño tahun 1997, La Niña tahun 1998 dan La Niña tahun 2010

#### 4. Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisis dapat disimpulkan bahwa pola angin zonal di atas perairan selatan Jawa dominan bergerak ke arah barat. Upwelling di mulai dari selatan Jawa Timur dan melebar ke arah barat. Intensitas upwelling di selatan Jawa Timur lebih kuat daripada Jawa Tengah dan Jawa Barat. Upwelling di perairan selatan Jawa terjadi ketika angin zonal bergerak ke barat dalam periode waktu lebih dari 2 bulan, kecepatan lebih besar dari 5,5 m/dt dan fluktuasi kecepatan kecil. Perlu jeda waktu sekitar 1-1,5 bulan antara tiupan angin zonal sejajar pantai dengan proses upwelling. Selain faktor angin, waktu dan intensitas upwelling di perairan selatan Jawa juga dipengaruhi oleh Arus Ekuator Selatan di Samudera Hindia dan Arus Lintas Indonesia. Anomali suhu permukaan laut pada saat El Niño negatif yang menunjukkan terjadi peningkatan intensitas upwelling, sebaliknya pada saat terjadi La Niña positif yang menunjukkan terjadi pelemahan intensitas upwelling di perairan selatan Jawa.

#### Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada Nurzaman Adikusumah, M.Si yang telah banyak memberikan saran dan masukan serta kepada *Physical Oceanography Distributed Active Center - National Aeronautics and Space Administration (PODAAC NASA)* yang telah memberikan akses data sehingga penelitian ini dapat terlaksana.

#### Daftar Pustaka

- [1] K.F. Bowden, *Physical Oceanography of Coastal Waters*. West Sussex: Ellis Horwood Limited, Publishers Chichester, 1983
- [2] R. Dahuri, J. Rais, S.P. Ginting, dan M.J. Sitepu, *Pengelolaan Sumber Daya Wilayah Pesisir dan Lautan Secara Terpadu*. Jakarta: Pradnya Paramita, 1996
- [3] K.H. Mann, and J.R.N. Lazier, *Dynamics of Marine Ecosystems*. Boston: Blackwell Scientific Publication, 1991.
- [4] N. Hendiarti, Suwarso, E. Aldrian, R.A. Ambarini, S.I. Sachoemar, I.B. Wahyono, K. Amri, "Seasonal Variation of Coastal Processes and Pelagic Fish Catch around the Java," *Oceanography*, vol. 18, no. 4, pp. 112-123, 2005
- [5] Edward dan M.S. Tarigan, "Pengaruh Musim Terhadap Fluktuasi Kadar Fosfat Dan Nitrat Di Laut Banda," *Makara Sains*, vol. 7, no. 2, pp. 82-89, 2003.
- [6] D. Surinati, "Upwelling dan Efeknya terhadap Perairan Laut," *Oseana*, vol. XXXIV, no. 4,

- pp. 35-42, 2009.
- [7] N Narayan, A. Paul, S. Mulitza, and M. Schulz, "Trends in Coastal Upwelling Intensity During the Late 20th Century," *Ocean Sci. Discuss*, vol. 7, pp. 335-360, 2010.
- [8] J. Boe, A. Hall, F. Colas, J.C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian, and S.B. Kapnick, "What Shapes Mesoscale Wind Anomalies in Coastal Upwelling Zones?," *Clim Dyn*, vol. 36, pp. 2037-2049, 2011.
- [9] Ningsih, N.S. "Peranan Iklim pada Studi-studi Kelautan." *Prosiding Seminar dan Lokakarya Aspek Klimatologi dan Lingkungan serta Pemanfaatannya*, pp. 3-20, 2003.
- [10] E. Aldrian, *Meteorologi Laut Indonesia*, Puslitbang BMG, Jakarta, 2008.
- [11] S.H. Franchito, V.B. Rao, J.L. Stech, and J.A. Lorenzetti, "The Effect of Coastal Upwelling on the Sea-breeze Circulation at Cabo Frio, Brazil: a Numerical Experiment," *Ann. Geophysicae*, vol. 16, pp. 866-881, 1998.
- [12] K. Wyrski, "The Upwelling in the Region between Java and Australia during the Southeast Monsoon," *Aust. J. Mar. Freshw. Res*, vol. 13, no. 3, pp. 217-225, 1962.
- [13] T. Qu, Y. Du, J. Strachan, G. Meyers, and J. Slingo, "Sea Surface Temperature And Its Variability In The Indonesian Region," *Oceanography*, vol. 18, no. 4, pp. 50-61, 2005.
- [14] P.M.A. Miranda, J.M.R. Alves, and N. Serra, "Climate Change and Upwelling: Response of Iberian Upwelling to Atmospheric Forcing in a Regional Climate Scenario," *Clim Dyn*, vol. 40, pp. 2813-2824, 2013.
- [15] E. Aldrian, L.D. Gates, F.H. Widodo, *Variability of Indonesian Rainfall and the Influence of ENSO and Resolution in ECHAM4 simulations and in the Reanalyses*, MPI Report 346, 2003.
- [16] P. Kemili, dan M.R. Putri, "Pengaruh Durasi dan Intensitas Upwelling Berdasarkan Anomali Suhu Permukaan Laut terhadap Variabilitas Produktivitas Primer Di Perairan Indonesia," *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*, vol. 4, no. 1, pp. 66-79, 2012.
- [17] D. Susanto, and J. Marra, "Effect of the 1997/98 El Niño on Chlorophyll a Variability Along the Southern Coasts of Java and Sumatra," *Oceanography*, vol. 18, no. 4, pp. 124-127, 2005.
- [18] D. Susanto, A.L. Gordon, and Q. Zheng, "Upwelling along the coast of Java-Sumatra and Its Relation to ENSO," *Geophysical Research Letter*, vol. 28, no. 8, pp. 1599-1602, 2001.
- [19] S. Kurnarso, S. Hadi, N.S. Ningsih, dan M.S. Baskoro, "Variabilitas Suhu dan Klorofil-a di Daerah Upwelling pada Variasi Kejadian

- ENSO dan IOD di Perairan Selatan Jawa sampai Timor,” *ILMU KELAUTAN*, vol. 16, no. 3, pp. 171-180, 2011.
- [20] N.S. Ningsih, N. Rakhmaputeri, and A.B. Harto, “Upwelling Variability along the Southern Coast of Bali and in Nusa Tenggara Waters,” *Ocean Sci, J*, vol. 48, no. 1, pp. 49-57, 2013.
- [21] S. Tubalawony, “Dinamika Massa Air Lapisan Ekman Perairan Selatan Jawa-Sumbawa Selama Muson Tenggara,” *Torani: Jurnal Ilmu Kelautan dan Perikanan*, vol. 18, no. 2, pp. 148-159, 2008.
- [22] R.B.B. Yoga, H. Setyono, dan G. Harsono, “Dinamika Upwelling dan Downwelling Berdasarkan Variabilitas Suhu Permukaan Laut dan Klorofil-A di Perairan Selatan Jawa,” *Jurnal Oseanografi*, vol. 3, no. 1, pp. 57-66, 2014.
- [23] R.T.D. Kuswardani, and F. Qiao, “Influence of the Indonesian Throughflow on the Upwelling off the east Coast of South Java,” *Chinese Science Bulletin*, vol. 59, no. 33, pp. 4516-4523, 2014.
- [24] M. Purba, “Dinamika perairan selatan P. Jawa-P. Sumbawa saat Muson Tenggara” *Torani: Jurnal Ilmu Kelautan dan Perikanan*, vol. 17, no. 2, pp. 140-150, 2007.
- [25] Siswanto and Suratno, “Seasonal Pattern of Wind Induced Upwelling Over Java-Bali Sea Waters and Surrounding Area,” *International J. of Remote Sensing and Earth Sciences*, vol. 5, pp. 46-56, 2008.
- [26] K. Wrytki, *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters. Naga Report Vol. 2*. California : Scripps Institution of Oceanography, 1961.
- [27] R.G. Barry, and R.J. Chorley, *Atmosphere, Weather and Climate*. London: Routledge, 2003.
- [28] A. Syafik, Kunarso, dan Hariadi, “Pengaruh Sebaran Dan Gesekan Angin Terhadap Sebaran Suhu Permukaan Laut Di Samudera Hindia (Wilayah Pengelolaan Perikanan Republik Indonesia 573),” *Jurnal Oseanografi*, vol. 2, no. 3, pp. 318-328, 2013.

# KARAKTERISTIK ANOMALI SUHU MUKA LAUT DI LAUT JAWA PADA PERIODE 1982 – 2014

## CHARACTERISTICS OF SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALY OVER THE JAVA SEA IN PERIOD OF 1982-2014

Danang Eko Nuryanto\*, Rian Anggraeni

<sup>1</sup>Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa 1 No. 2 Kemayoran Jakarta Pusat 10720

\*E-mail: danang.eko@bmgk.go.id

Naskah masuk: 3 Mei 2017; Naskah diperbaiki: 21 November 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

### ABSTRAK

Suhu muka laut mempunyai peranan dalam penguapan air laut yang selanjutnya membentuk awan-awan hujan. Laut Jawa mempunyai peranan yang unik karena posisinya yang terletak di antara 4 pulau besar di Indonesia. Karakteristik anomali suhu muka laut di Laut Jawa diidentifikasi dengan mengaplikasikan *Principal Component Analysis* (PCA), data anomali suhu muka laut rata-rata bulanan dari *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature version 2* (OISSTv2) periode 1982 - 2014. Diperoleh hasil dengan tiga komponen utama dominan mempunyai keragaman sekitar 83.22%. PC1 dengan karakter spasial mempunyai nilai positif pada seluruh wilayahnya dan mempunyai keragaman 65.30%. Faktor dominan anomali suhu muka laut pada Laut Jawa bukanlah karena siklus semi tahunan atau tahunan, namun ada faktor lain yang teridentifikasi. Ada dua faktor yang teridentifikasi sebagai pengaruh lokal tersebut, yaitu kedalaman laut dan jarak pulau besar terdekat. PC2 dengan karakter spasial sama dengan rata-rata anomali suhu muka laut yaitu nilai positif lebih dominan di pesisir pantai dibanding dengan tengah Laut Jawa dan dipengaruhi pola musiman sekitar 12.44%. PC3 dengan karakter spasial terdapat dua kutub yaitu Laut Jawa bagian barat dengan nilai positif dan Laut Jawa bagian timur dengan nilai negatif yang dipengaruhi siklus 6 bulanan dan juga musiman sekitar 5.84%.

**Kata kunci:** Anomali Suhu Muka Laut, Laut Jawa, Principal Component Analysis

### ABSTRACT

*Sea surface temperature plays a role in the evaporation of seawater, which continues to produce rain clouds. Java Sea has a unique role due to its location, which lies between 4 major islands in Indonesia. Characteristics of sea surface temperature anomaly in the Sea of Java are identified by applying a principal component analysis (PCA), sea surface temperature anomaly data monthly average from interpolation optimum of sea surface temperature the version 2 (OISSTv2) period of 1982 - 2014. The results obtained with the three major components of diversity dominant has approximately 83.22%. PC1 with spatial character has a positive value throughout its territory and has a diversity of 65.30%. The dominating factor of the sea surface temperature anomalies in the Java Sea is not due to semi-annual or annual cycles, but there are other factors that have been identified. There are two factors identified as local influences, namely the depth of the sea and the distance of the next big island. Spatially-characterized PC2 is synonymous with an average sea surface anomaly, the positive value of which is more dominant in the coastal area compared to the central Java Sea and is influenced by seasonal patterns by 12.44%. PC3 with spatial character, there are two poles, the West Java Sea with positive value and East Java Sea with negative value influenced by 6-month cycle and seasonal about 5.84%.*

**Keywords:** *Sea Surface Temperature Anomaly, The Java Sea, Principal Component Analysis*

## 1. Pendahuluan

Variasi lokal dari angin laut dan darat dikaitkan dengan bentuk umum garis pantai yang dapat menyebabkan konvergensi atau divergensi. Adanya konvergensi didukung di atas tanjung sedangkan divergensi didukung di atas teluk. Di atas pulau dan semenanjung, sistem angin laut yang konvergen pada pantai yang berhadapan dapat menyebabkan curah

hujan maksimum sore hari yang reguler. Di daerah pegunungan tropis sering terjadi sistem angin diurnal yang kuat dan reguler, yang disebabkan oleh pemanasan dan pendinginan udara pada lereng. Angin yang bergerak naik akibat pemanasan lereng dapat memberi kontribusi pada curah hujan orografik dan daerah ini sering memperlihatkan hujan maksimum pada sore hari [1].

Yang dan Slingo menunjukkan bahwa konveksi tinggi lautan cenderung mencapai maksimumnya pada awal pagi, sedangkan konveksi daratan secara umum mencapai puncak pada sore hari [2]. Selain itu terdapat variasi regional yang mengindikasikan efek kompleks angin darat-laut dan angin gunung-lembah, sebagai siklus sistem konvektif skala-meso. Lebih jauh lagi sinyal diurnal kuat di atas daratan meluas hingga ke atas lautan. Qian telah menunjukkan bahwa waktu siang hari angin laut dimulai karena radiasi matahari lebih efektif dalam memanaskan daratan daripada lautan, selanjutnya front angin laut mengumpul dari pantai menuju ke tengah pulau pada sore hari, menaikkan massa udara basah dan memicu terjadinya konveksi [3].

Benua Maritim Indonesia (BMI) merupakan negara kepulauan yang unik (Gambar 1) karena sebagian besar wilayahnya terdiri dari perairan yang luas (pulau-pulau yang dikelilingi laut). Dengan luas wilayah BMI tersebut memerlukan kajian lebih lanjut terkait kondisi fisis maupun ekonomisnya. Salah satu bentuk kajian fisis perairan BMI adalah pengamatan suhu muka laut. Tidak dapat dipungkiri bahwa lautan mempunyai fungsi untuk menstabilkan suhu permukaan bumi. Ada beberapa referensi yang menjelaskan mengenai kemampuan lautan dalam mengatur pemanasan dan distribusi uap air yang di kendalikan oleh suhu permukaan laut [4,5]. Saji dkk menjelaskan bahwa anomali suhu permukaan laut di Samudera India ada hubungannya dengan hujan di Indonesia [6]. Penjelasan tersebut diatas dapat memberikan pemikiran yang jelas bahwa suhu muka laut merupakan parameter kunci dalam hubungan antara atmosfer dan lautan.

Sementara itu angin monsun Asia terbukti memiliki pengaruh yang besar terhadap variasi suhu muka laut. Pada bulan agustus ketika angin monsun timur berhembus, area yang berada di lintang  $5^{\circ}$  LS mengalami penurunan suhu, dengan suhu terendah berada di zona *upwelling* di selatan Pulau Jawa sampai Laut Arafura. Air bersuhu rendah akan naik lalu dibawa menuju bagian timur Laut Jawa kemudian membelok ke arah barat laut dan mengalir ke Laut Cina Selatan melalui Selat Karimata. Untuk mengimbangi arus di permukaan laut, air bersuhu rendah akan ditarik dari bawah laut yang rupanya berpengaruh terhadap pendinginan di bagian selatan Pulau Jawa dan Laut Flores [7]. Di Selat Makasar, dimana parameter coriolis mendekati nol (0), air permukaan mengalir ke arah utara akibat arah angin menuju utara. Pengaruh dari arus permukaan mengalami penurunan akibat peningkatan arus bawah laut dari Samudera Pasifik [8] dan hasilnya suhu muka laut di Selat Makasar berada diatas  $29^{\circ}\text{C}$  selama musim ini.

Dengan demikian hembusan angin monsun membelokan arah lapisan permukaan Laut Jawa ke timur dan membawa air bersuhu rendah dari Laut Cina selatan [9]. Pada perairan laut di dalam Indonesia, suhu muka laut lebih rendah di wilayah barat dari Laut Jawa ketika terjadi peningkatan flux panas permukaan sehingga membuat suhu muka laut lebih tinggi dari  $28^{\circ}\text{C}$  di daerah lainnya di Indonesia. Dengan demikian suhu muka laut salah satunya dipengaruhi oleh angin monsun yang berhembus secara mantap pada periode tahunan.

Proses penguapan terjadi karena pemanasan permukaan air, semakin tinggi pemanasan maka akan semakin besar proses penguapan, semakin tinggi pemanasan juga akan semakin meningkatkan suhu permukaan air. Sehingga proses penguapan air laut dapat dilihat dari suhu permukaan laut tersebut. Dengan demikian suhu muka laut sangat penting untuk melihat aktivitas konvektif dan tingkat pertumbuhan awan dan hujan pada sekitar wilayah tersebut. Laut Jawa terletak di antara 4 pulau besar di BMI, yaitu: Sumatera, Kalimantan, Sulawesi dan Jawa, dimana hampir sebagian besar penduduk Indonesia mendiami pulau tersebut, terutama Pulau Jawa. Berkaitan dengan hal tersebut, pada penelitian ini akan ditunjukkan karakteristik suhu muka laut di Laut Jawa (Gambar 1).

## 2. Metode Penelitian

Data yang dipergunakan merupakan rata-rata bulanan dari analisis harian *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* versi 2 (OISSTv2) yang dikembangkan Reynolds [10]. Data OISSTv2 merupakan suatu data analisis yang dibangun dengan menggabungkan pengamatan dari berbagai platform (satelit, kapal, *buoys*) di suatu grid global. Data OISSTv2 mempunyai korelasi terhadap *Dipole Mode Index* (DMI) paling baik [11] dibandingkan dengan *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 3b* (ERSST v3b) dan *Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature* (HadISST) Periode data yang dipergunakan adalah tahun 1982–2014, dengan wilayah kajian Laut Jawa.



**Gambar 1.** Lokasi penelitian di Laut Jawa yang ditunjukkan pada kotak warna merah.

Metode yang digunakan adalah perhitungan *Principal Component Analysis* (PCA).

- 1) Dalam analisis PCA, matriks yang dihitung *eigen vector* dan *eigen value*-nya adalah matriks kovariansi (covariance matrix) dari data observasi (n observasi dan masing-masing p peubah), dituliskan sebagai:

$$X_{n \times p} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2p} \\ x_{31} & x_{32} & \dots & x_{3p} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} \quad (1)$$

- 2) Menghitung Covariance dari matriks X:

$$S_{p \times p} = \text{cov}(X) \quad (2)$$

sehingga dimensi kovariansi, S, adalah p x p.

- 3) Menghitung *Eigen Vector* dari matriks S:

$$[V, D] = \text{eig}(S) \quad (3)$$

V adalah matriks yg kolom-kolomnya adalah vektor ciri ke i dari matriks S

D adalah matriks diagonal yang diagonal ke i adalah akar ciri ke i dari matriks S

- 4) Dalam hal ini berlaku :

$$S * V = V * D \quad (4)$$

- 5) Berdasarkan nilai *eigen value* dari matriks kovariansi tersebut, dipilih q eigen value terbesar yang mencerminkan kontribusi keragaman data (misal: 80%, 90% atau 95%).
- 6) Setelah ditetapkan q, maka matriks transformasi melalui PCA, yaitu A adalah kolom ke 1, ke 2, hingga ke q dari matriks V.

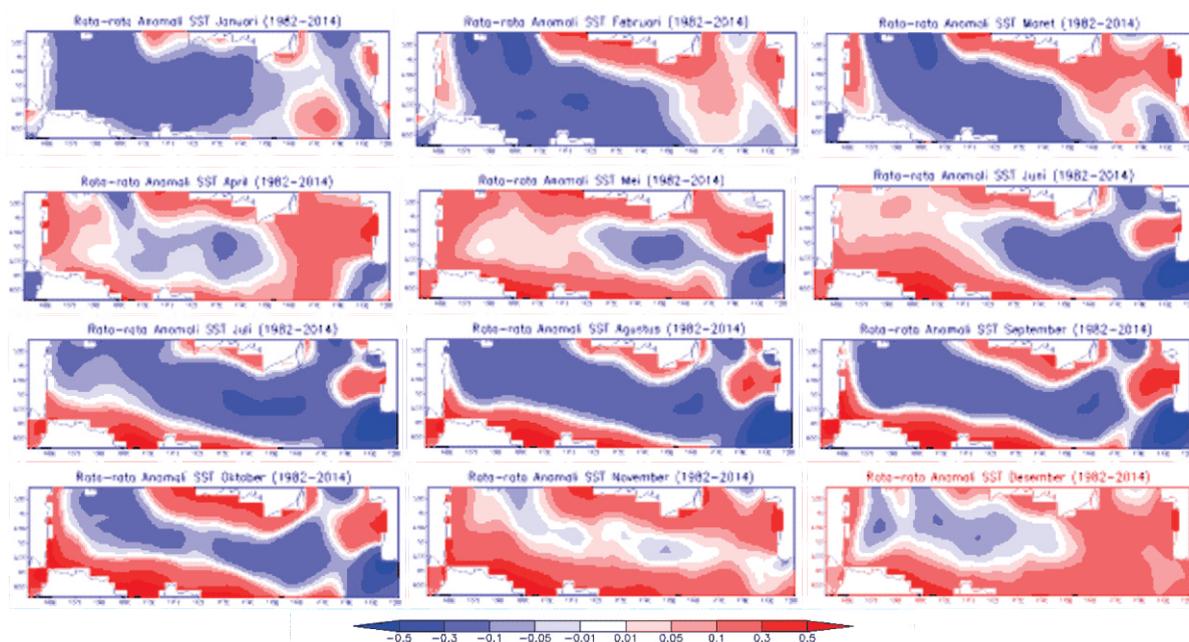
$$A = V(:, 1 : q) \quad (5)$$

Dalam analisis PCA akan diperoleh 2 representasi *Principal Component* (PC) dominan, yaitu representasi terhadap spasial dan temporal. Representasi spasial masing-masing PC akan memberikan ilustrasi tentang pola spasial yang dominan pada PC tersebut. Sedangkan representasi temporal masing-masing PC akan memberikan ilustrasi tentang frekuensi amplitudo deret waktu pada PC tersebut.

Sedangkan karakteristik suatu deret waktu dapat ditransformasi ke dalam domain frekuensi dan direpresentasikan dengan grafik, menggunakan plot yang dikenal sebagai periodogram atau spektrum garis [7]. Plot seperti ini biasa dikenal dengan power spectrum deret data. Dalam bentuk sederhana, plot spektrum ini terdiri dari kuadrat amplitudo sebagai fungsi frekuensi. Sumbu vertikal merupakan kuadrat amplitudo yang di skala ulang, umumnya dengan skala logaritmik. Sedangkan sumbu horizontal merupakan spektrum garis yang merepresentasikan frekuensi atau periode suatu data deret waktu.

### 3. Hasil dan Pembahasan

Gambar 2 menunjukkan rata-rata bulanan anomali Suhu Muka Laut di Laut Jawa dari data OISSTv2 periode 1982 – 2004. Pada bulan Januari anomali negatif antara -0.3 hingga -0.1 terjadi di Laut Jawa dari selatan Selat Karimata. Anomali negatif pada bulan Januari juga muncul pada Selat Makassar ke selatan. Sementara anomali positif terjadi pada sebagian selatan sepanjang pesisir Kalimantan dan Sulawesi Selatan.



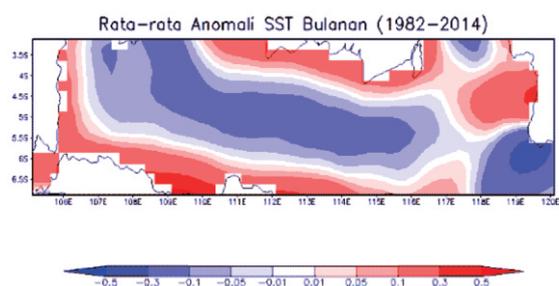
Gambar 2. Rata-rata anomali suhu muka laut tiap bulan periode 1982 - 2014.

Anomali negatif menunjukkan suhu muka laut lebih rendah (dingin) dari rata-ratanya, sedangkan anomali positif mencerminkan suhu muka laut lebih tinggi (panas) dari rata-ratanya. Selanjutnya pada bulan Februari anomali dingin tidak seluas bulan Januari, dan terpusat di tengah laut. Sedangkan anomali positif yang pada Januari hanya muncul pada selatan Kalimantan dan Sulawesi Selatan meluas hingga ke selatan. Selat Makasar yang pada bulan Januari didominasi anomali dingin mulai memanas dan juga pada timur Lampung muncul anomali positif. Bahkan pola seperti ini masih konsisten terjadi pada bulan Maret. Anomali positif pada bulan Maret semakin terlihat kuat. Artinya antara bulan Februari dan Maret tidak ada perubahan signifikan pola distribusi anomali suhu muka laut di Laut Jawa.

Pada bulan April anomali dingin semakin berkurang, dan masih terpusat di tengah laut. Sedangkan anomali positif yang pada Januari hanya muncul pada selatan Kalimantan dan Sulawesi Selatan semakin meluas hingga ke selatan. Selat Makasar yang pada bulan Januari didominasi anomali dingin mulai memanas dan juga pada timur Lampung bahkan sepanjang pesisir utara Jawa muncul anomali positif.

Sedangkan pada bulan Mei anomali dingin suhu muka laut bergerak ke arah timur hingga bertemu di selatan Makasar. Pada bulan Mei ini sepanjang Selat Karimata ke selatan hingga tengah Laut Jawa anomali positif mulai mendominasi. Demikian juga di sepanjang pesisir pulau terlihat anomali positif sanga dominan. Selanjutnya pada bulan Juni pola ini masih bertahan bahkan anomali dingin terlihat di Selat Makasar. Anomali dingin yang muncul di Selat Makasar tampaknya menambah pasokan anomali dingin di Laut Jawa, terlihat bahwa anomali dingin di Laut Jawa mulai meluas.

Pada bulan Juli anomali dingin terlihat meluas hingga timur Lampung dan Selat Karimata. Sementara anomali panas masih bertahan di Selat Sunda, pesisir utara Jawa, pesisir selatan Kalimantan dan sebagian barat Makasar.



**Gambar 3. Rata-rata anomali suhu muka laut bulanan periode 1982 - 2014.**

Pola seperti ini bertahan cukup lama hingga 4 bulan, yaitu bulan Juli, Agustus, September dan Oktober. Namun pada bulan Oktober anomali dingin mulai berkurang. Sedangkan pada bulan November anomali dingin sudah sangat berkurang, muncul hanya di tengah Laut Jawa dan Selat Karimata, itu pun sangat kecil antara -0.1 hingga -0.01. Akhirnya pada bulan Desember anomali dingin mulai sedikit menguat di timur Lampung dan Laut Jawa.

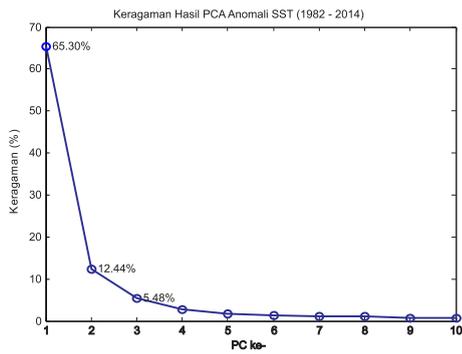
Gambar 3 merupakan rata-rata bulanan anomali Suhu Muka Laut di Laut Jawa periode 1982 – 2014. Berdasarkan gambar tersebut terlihat bahwa rata-rata anomali positif terbesar ada di sekitar pantai baik utara Pulau Jawa, selatan Pulau Kalimantan, timur Pulau Sumatera dan barat Sulawesi Selatan. Namun di barat daya Sulawesi Selatan ada anomali negatif yang cukup mencolok dibanding dengan wilayah lainnya. Sementara itu di tengah Laut Jawa anomali Suhu Muka Laut lebih dingin dibanding bagian tepinya.

Pola rata-rata anomali bulanan pada Gambar 3 sama dengan pola pada bulan Januari-Maret dan Juli-Oktober pada Gambar 2. Artinya bahwa anomali suhu muka laut pada 4 bulan tersebut mempunyai pengaruh besar terhadap rata-rata anomali suhu muka laut. Hal ini disebabkan posisi matahari mendekati ekuator, dimana matahari melintasi Laut Jawa 2 kali dalam setahun. Kondisi ini memberikan sepanjang pantai mempunyai anomali suhu muka laut lebih tinggi dibandingkan dengan di tengah laut. Selain lebih dangkal juga menerima panas dari daratan dibandingkan di tengah laut.

Selanjutnya untuk mengetahui seberapa besar pola anomali suhu muka laut pada Gambar 3 terhadap keseluruhan, maka dilakukan perhitungan secara empiris menggunakan PCA.

Setelah dilakukan proses perhitungan PCA diperoleh keragaman antara PC seperti Gambar 4. Terlihat bahwa PC1 mempunyai keragaman sebesar 65.30%, sedangkan PC2 mempunyai keragaman sebesar 12.44 dan PC3 mempunyai keragaman sebesar 5.48%. Perbedaan keragaman PC1 dengan yang lainnya sangat besar, yang mengindikasikan bahwa anomali suhu muka laut pada Laut Jawa didominasi oleh pola spasial yang unik. Keragaman gabungan dari tiga komponen dominan tersebut adalah 83.22%.

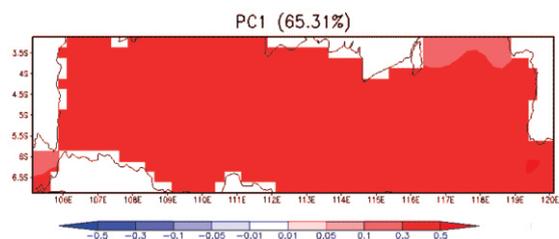
Gambar 5 merupakan representasi spasial dari koefisien PC1 dengan keragaman 65.30%. Secara spasial terlihat nilai positif dari seluruh wilayah penelitian, namun pesisir utara Pulau Jawa terlihat lebih besar nilainya dibanding dengan wilayah lainnya. Nilai positif mencerminkan dominasi positif pola spasial anomali suhu muka laut.



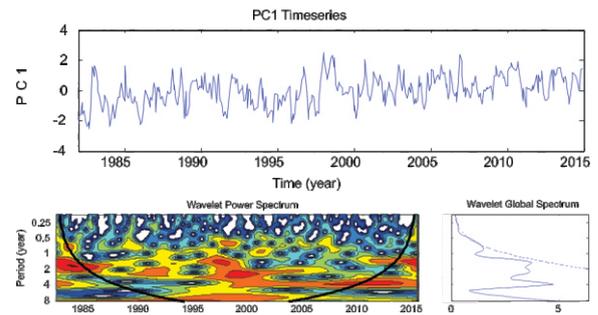
**Gambar 4.** Keragaman hasil PCA dengan tiga dominan PC sejumlah 83.22%.

Sedangkan representasi temporal dan spektrum dari amplitudo PC1 dapat diperhatikan pada Gambar 6. Deret waktu dimulai dari Januari 1982 terlihat anomali suhu muka laut negatif, artinya anomalnya lebih dingin dibanding rata-ratanya. Secara umum terlihat ada sinyal semi tahunan meskipun masih lemah. Sedangkan sinyal tahunan kurang begitu terlihat pada PC1. Artinya dominasi PC1 belum menunjukkan kekuatan sinyal pada wilayah tersebut. Dengan kata lain faktor dominan anomali suhu muka laut pada Laut Jawa bukanlah karena siklus semi tahunan atau tahunan (musiman), namun ada faktor lain yang belum jelas teridentifikasi.

Hasil tersebut mengindikasikan adanya kondisi lokal dimana Laut Jawa terletak di antara Pulau Jawa dan Pulau Kalimantan. Keempat pulau tersebut menjadi pengendali suhu muka laut di Laut Jawa. Selain jarak antar pulau relatif dekat kedalaman laut yang relatif dangkal juga mempengaruhi kondisi suhu muka laut tersebut. Sumber eksternal sirkulasi arus Laut Jawa hanya dari Selat Karimata dan Selat Makasar. Namun deret waktu PC1 menunjukkan adanya trend naik yang dapat mengindikasikan adanya pemanasan global. Sejuahmana implikasi terhadap pemanasan global memerlukan kajian lebih jauh. Apakah pemanasan global mempengaruhi suhu muka laut di Laut Jawa atau sebaliknya.



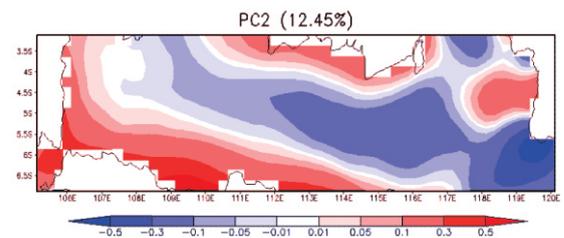
**Gambar 5.** Pola spasial koefisien hasil PCA pada PC1.



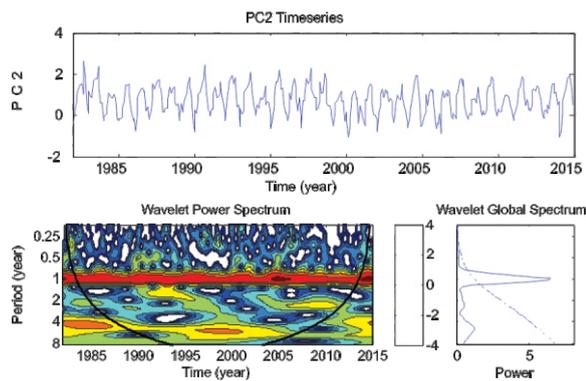
**Gambar 6.** Deret waktu dan pola spektrum dari amplitudo PC1.

Gambar 7 merupakan representasi spasial dari koefisien PC2 dengan keragaman sekitar 12.44%. Pola ini terlihat sama dengan rata-ratanya dimana ada nilai positif terbesar ada di sekitar pantai baik utara Pulau Jawa, selatan Pulau Kalimantan, timur Pulau Sumatera dan barat Sulawesi Selatan. Namun di barat daya Sulawesi Selatan ada nilai negatif yang cukup mencolok dibanding dengan wilayah lainnya. Sementara itu di tengah Laut Jawa juga menunjukkan nilai negatif dibanding bagian tepinya. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa rata-rata anomali suhu muka laut yang didominasi bulan Juli, Agustus, September dan Oktober memberikan kontribusi 12.44% dari keseluruhan.

Sedangkan representasi temporal dan spektrum dari amplitudo PC2 dapat diperhatikan pada Gambar 8. Secara umum terlihat ada sinyal tahunan (frekuensi 12 bulanan) yang sangat kuat. Sedangkan sinyal semi tahunan kurang begitu terlihat pada PC2. Terlihat amplitudonya didominasi oleh nilai positif, artinya ada pola musiman kuat pada PC2 yang muncul pada rata-ratanya. Artinya dominasi PC2 menunjukkan sifat musiman pada anomali suhu muka laut tersebut. Dalam hal ini rata-rata anomali mempunyai karakteristik yang sama dengan PC2. Dengan kata lain PC2 dapat menjelaskan apa yang diamati pada pola di Gambar 3, yang merupakan sinyal tahunan (dalam hal ini matahari melintasi Laut Jawa 2 kali dalam setahun).



**Gambar 7.** Pola spasial koefisien hasil PCA pada PC2.

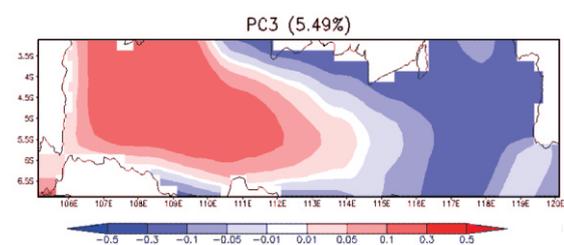


Gambar 8. Deret waktu dan pola spektrum dari amplitudo PC2.

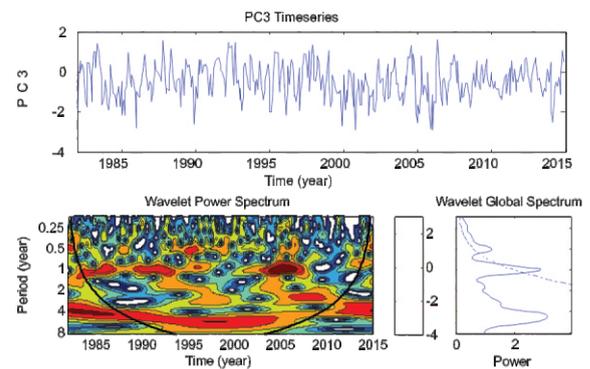
Gambar 9 merupakan representasi spasial dari koefisien PC3 dengan keragaman sekitar 5.48%. Terlihat di barat daya Sulawesi Selatan ada nilai negatif yang cukup mencolok dibanding dengan wilayah lainnya. Sementara itu di tengah Laut Jawa juga menunjukkan nilai koefisien yang lebih tinggi dibanding bagian tepinya. Pada pola ini terlihat ada dua kutub antara Laut Jawa bagian barat dengan Laut Jawa bagian timur. Hal ini mungkin terkait dengan adanya perbedaan aliran arus laut yang datang dari Laut Cina Selatan di bagian barat dan dari Selat Makasar di bagian timur.

Kedua arus laut tersebut mempunyai sumber yang sama yaitu Samudera Pasifik, yang membedakan arus laut yang melewati Laut Cina Selatan mempunyai perjalanan panjang yang melintasi Kepulauan Filipina hingga Selat Karimata tentunya mempunyai kondisi yang berbeda dengan yang langsung masuk Selat Makasar. Arus laut yang masuk melewati Laut Cina Selatan tentunya mempunyai suhu berbeda dalam perjalanannya dan waktu sampainya juga tidak sama. Arus laut yang melalui Selat Makasar lebih awal sampai di Laut Jawa dibandingkan yang melalui Laut Cina Selatan.

Akhirnya representasi temporal dan spektrum dari amplitudo PC3 dapat diperhatikan pada Gambar 10. Secara umum terlihat ada sinyal tahunan dan semi tahunan, bahkan frekuensi yang lebih tinggi juga terlihat cukup signifikan meskipun tidak sekuat dua PC sebelumnya. Sinyal tahunan kuat terlihat pada tahun 2005 dan sinyal semi tahunan kuat terlihat pada tahun 2006.



Gambar 9. Pola spasial koefisien hasil PCA pada PC3.



Gambar 10. Deret waktu dan pola spektrum dari amplitudo PC3.

Ada spektrum yang kuat pada periode 2 – 4 tahunan tapi tidak signifikan terekam pada PC3 dalam periode 1995-2000 dan 2005-2010. Dalam dua periode waktu tersebut terdapat sinyal *El Nino Southern Oscillation* (ENSO) kuat yaitu El Nino (1997/1998) dan La Nina (2007/2008). Selanjutnya sinyal *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) periode 10 tahunan tidak terekam pada PC3.

#### 4. Kesimpulan

Pada penelitian ini dilakukan karakteristik suhu muka laut di Laut Jawa dilakukan dengan mengaplikasikan PCA dari anomali suhu muka laut rata-rata bulanan dari *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* versi 2 (OISSTv2). Diperoleh tiga komponen utama dominan yang mempunyai keragaman sekitar 83.22%. PC1 dengan karakter spasial mempunyai nilai positif seluruh wilayahnya dan mempunyai indikator adanya peran kondisi lokal dengan keragaman 65.30%. PC2 dengan karakter spasial sama dengan rata-rata anomali suhu muka laut yaitu nilai positif lebih dominan di pesisir pantai dibanding dengan tengah laut jawa dan mempunyai sinyal tahunan dengan keragaman 12.44%. PC3 dengan karakter spasial adanya dua kutub yaitu Laut Jawa bagian barat dengan nilai positif dan Laut Jawa bagian timur dengan nilai negatif yang mempunyai sinyal semi tahunan dan tahunan dengan keragaman sekitar 5.84%. Hasil tersebut mengindikasikan adanya faktor lain selain pola semi-tahunan dan tahunan yang cukup besar dalam mempengaruhi dominasi fluktuasi suhu muka laut di Laut Jawa. Dugaan sementara adalah adanya kondisi lokal dimana Laut Jawa terletak di antara Pulau Jawa dan Pulau Kalimantan. Karena sumber utama sirkulasi arus laut hanya dari Selat Karimata dan Selat Makasar.

#### Daftar Pustaka

- [1] Saito, K., Keenan, T., Holland, G., and Puri, K., "Numerical Simulation of the Diurnal

- Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent”, *Mon. Wea. Rev.*, vol 129, pp. 378–400. 2001
- [2] Yang, G.Y., and Slingo, J., “The Diurnal Cycle in the Tropics”, *Mon. Wea. Rev.*, vol 129, pp. 784–801. 2001.
- [3] Qian, J-H., “Why Precipitation Is Mostly Concentrated over Islands in the Maritime Continent”, *J. Atmos. Sci.*, vol 65, pp. 1428–1441. 2008.
- [4] Duxburry, A.B., Duxbury, A.C., and Sverdup, K.A., *Fundamental of Oceanography 4<sup>th</sup> edition*, Mc Graw Hill Higher Education, Boston. 2002.
- [5] Tomzack, M., and Godfrey, J.S., *Regional Oceanography: An Introduction, 2<sup>nd</sup> edition*. Daya Publishing House, Delhi, 402pp, 2003.
- [6] Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., and Yamagata, T., “A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean”, *Nature*, vol. 401, pp. 360–363. 1999.
- [7] Wilks, D.S., *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Academic Press, USA, 383–388. 2006.
- [8] Susanto, R.D., and Gordon, A.L., “Velocity and transport of the Makassar Strait throughflow”, *J. Geo Res*, vol 110:C01005, doi: 10.1029/2004JC002425. 2005
- [9] Wyrtki, K., *Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters*. University of California, NAGA Rept., No. 2, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, 195 pp. 1961.
- [10] Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, “Daily high-resolution blended analyses for sea surface temperature.” *J. Climate*, vol. 20, pp. 5473-5496. 2007.
- [11] Abram, N. J., B. C. Dixon, M. G. Rosevear, B. Plunkett, M. K. Gagan, W. S. Hantoro, and S. J. Phipps, “Optimized coral reconstructions of the Indian Ocean Dipole: An assessment of location and length considerations”. *Paleoceanography*, vol. 30, pp. 1391–1405, 2015.

# PENGEMBANGAN MODEL ENSEMBEL GELOMBANG LAUT MRI-III DAN WINDWAVE-05 MENGUNAKAN KECERDASAN BUATAN

*THE ENSEMBLE OF WAVE MODEL MRI-III AND WINDWAVE-05  
USING ARTIFICIAL INTELLIGENCE*

**Asteria S. Handayani\*, Hastuadi Harsa, Roni Kurniawan, Wido Hanggoro, Sri Noviati**  
Pusat Penelitian dan Pengembangan BMKG, Jl. Angkasa I No. 2, Kemayoran, Jakarta Pusat  
\*E-mail: tya.lazuardi@gmail.com

Naskah masuk: 30 Agustus 2016; Naskah diperbaiki: 10 November 2017; Naskah diterima: 22 Desember 2017

## ABSTRAK

Kondisi gelombang laut dimodelkan oleh MRI-III dan Windwaves-05. Penelitian ini mengembangkan model ensemble untuk menggabungkan output dua model tersebut. Proses ensemble dilakukan oleh jaringan syaraf tiruan menggunakan metode pembelajaran resilient propagation. Parameter input ensemble adalah ketinggian maksimum dan ketinggian signifikan gelombang yang dihasilkan oleh kedua model, sedangkan parameter output ensemble adalah ketinggian maksimum dan ketinggian signifikan gelombang. Target untuk melatih jaringan syaraf tiruan adalah data yang diperoleh dari perekaman data lapangan di dua lokasi: Sawarna dan Bengkulu. Hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa model ensemble ini mampu memberikan output yang lebih mendekati nilai perekaman data langsung di lapangan dibanding output kedua model input secara individu.

Kata kunci: ensemble, gelombang laut, MRI-III, Windwaves-05, *resilient propagation*

## ABSTRACT

*MRI-III and Windwaves-05 produce ocean wave height model. This research developed an ensemble model combining the outputs of those models. The ensemble process was performed by utilizing artificial neural network with resilient propagation learning algorithm. The inputs of ensemble model were the maximum height and significant height produced by MRI-III and Windwaves and the outputs were also the maximum height and significant height. The target values as the guidance in the learning phase of neural network were the observation data obtained from two locations: Sawarna and Bengkulu. The results show that the ensemble model was able to deliver outputs nearer to the observation data than that of the two input models.*

*Keywords: wave, ensemble, MRI-III, Windwaves-05, resilient propagation*

## 1. Pendahuluan

Gelombang akibat angin merupakan gelombang yang paling dominan terjadi di permukaan laut apabila dibandingkan dengan jenis gelombang lainnya, baik ditinjau dari frekuensi kejadian maupun energinya. Keberadaan gelombang akibat angin di permukaan laut mempengaruhi hampir semua kegiatan di laut. Oleh karena itu, informasi tentang gelombang merupakan bagian terpenting dalam pelayanan informasi meteorologi kelautan.

Berdasarkan peraturan WMO No. 702, data untuk keperluan analisa klimatologi gelombang dapat diperoleh melalui dua sumber utama, yaitu (a) hasil

pengukuran dan observasi, serta (b) hasil estimasi berdasar data angin (wave hindcast). Data hasil pengukuran dan observasi di lautan umumnya sangat terbatas dan tidak kontinyu. Oleh karena itu keberadaan model gelombang sangat diperlukan untuk mengisi ketiadaan data observasi, baik secara spasial maupun temporal.

Mengingat bahwa setiap model memiliki karakteristik tertentu, maka apabila terdapat lebih dari satu model untuk menggambarkan suatu fenomena, akan terdapat pula banyak alternatif output yang dapat digunakan. Pada banyak alternatif output itu, dapat dilakukan suatu proses untuk mendapatkan sebuah gambaran umum yang

diharapkan dapat mewakili output model-model yang telah tersedia. Proses tersebut dikenal dengan istilah ensemble.

Output model ensemble seringkali memiliki akurasi yang lebih baik daripada output model secara individu [1][2]. Berdasar hal tersebut maka penelitian ini mengembangkan model ensemble ketinggian gelombang laut dari output dua model gelombang laut yang telah ada. Dua model gelombang laut tersebut adalah MRI-III dan Windwaves-05 (selanjutnya disebut MRI dan WW). Tujuan pengembangan model ensemble ini adalah menyediakan sebuah model gelombang baru yang memiliki akurasi lebih baik daripada MRI dan WW. Model gelombang baru tersebut menggunakan output MRI dan WW sebagai inputnya. Inti dari model ensemble yang dikembangkan ini adalah menghitung bobot dan koreksi bias yang perlu diberikan kepada masing-masing output model input ensemble. Proses penghitungan bobot dan koreksi bias dikerjakan oleh jaringan syaraf tiruan (JST) terbimbing lapis banyak (supervised multi layer perceptron) dengan metode pembelajaran umpan balik error (resilient propagation/RPROP).

Di dalam proses pengembangan model ensemble ini, digunakan acuan data observasi dari dua lokasi sebagai target pembentukan output model. Data observasi didapat dari kegiatan perekaman ketinggian gelombang di lapangan menggunakan alat pengukur ketinggian gelombang AWAC 600KHZ (Acoustic Wave and Current Meter) dengan mode Standing Alone pada kedalaman 30 meter di dasar laut. Dua lokasi pengambilan data observasi adalah Bengkulu (perairan Barat Sumatra) dan Sawarna (perairan Selatan Jawa), ditunjukkan oleh gambar 1. Kegiatan perekaman data untuk lokasi Bengkulu berada di  $3,83^{\circ}\text{LS}$  dan  $102,16^{\circ}\text{BT}$  pada tanggal 3-27 Juni 2015, dan untuk lokasi Sawarna berada di  $7^{\circ}\text{LS}$  dan  $106,30^{\circ}\text{BT}$  pada tanggal 10-19 April 2015. Proses ensemble dilakukan terhadap dua parameter output MRI dan WW, yaitu: ketinggian maksimum (maximum height / HMAX) dan ketinggian signifikan (significant height / HSIG). Ensemble output MRI dan WW untuk dua parameter tersebut dilakukan pada masing-masing lokasi survei.

**Model Windwave-05.** Windwaves-05 adalah model gelombang generasi II yang dikembangkan dari model gelombang MRI-II (Marine Research Institute) milik Jepang dan telah dioperasionalkan di BMKG sejak 2004. Hasil verifikasi Windwaves-05 dengan data kapal menunjukkan nilai korelasi di atas 0,6 [3]. Windwaves-05 adalah model *Limited Area*, sehingga tidak memperhitungkan kondisi di luar domain yang dimodelkan. Sedangkan untuk memperoleh data yang baik diperlukan domain yang lebih luas dalam

proses pemodelannya sebagai bahan pertimbangan kemungkinan adanya perambatan energi gelombang dari wilayah di luar kajian.

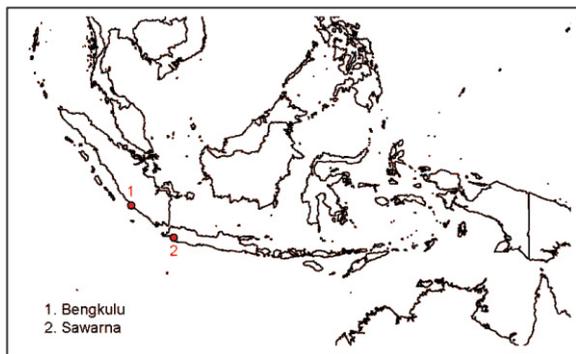
**Model MRI-III.** MRI-III adalah model gelombang generasi ke tiga yang dikembangkan oleh Meteorological Research Institute (MRI) – Japan Meteorological Agency (JMA) sebagai penyempurnaan dari model sebelumnya (MRI-II). Komponen di dalam output MRI-III di antaranya adalah spektrum frekuensi dan arah gelombang. Keduanya disajikan secara spatio-temporal.

Data model gelombang MRI-III dan Windwave-05 yang diolah dalam penelitian ini menggunakan data inisial GFS skala global dan regional pada bulan April dan Juni 2015 di kawasan Indonesia ( $90^{\circ}\text{BT}$ - $141^{\circ}\text{BT}$ ,  $12^{\circ}\text{LU}$ - $15^{\circ}\text{LS}$ ). Data observasi gelombang diperoleh melalui survey di perairan Sawarna, Banten (10-19 April 2015) dan Bengkulu (3-27 Juni 2015) dengan meluncurkan *wave recorder* AWAC 600KHZ (*Acoustic Wave and Current Meter*) dengan mode *Standing Alone* pada kedalaman 30 km di bawah permukaan laut.

**Ensemble.** Proses ensemble terhadap beberapa model dapat dilakukan dengan berbagai cara. Salah satu cara yang sederhana adalah menghitung rata-rata output yang dihasilkan oleh seluruh model. Teknik ini telah digunakan oleh [4] dalam menghitung besar simpangan output model jalur siklon tropis.

Pada teknik ini, sebelum proses ensemble diterapkan pada output banyak model, diharapkan output model-model tersebut telah memiliki bias seminimal mungkin terhadap data target. Fungsi ensemble di sini adalah untuk mereduksi varian dan kemungkinan over fitting yang dimiliki oleh model input, sehingga didapatkan model yang mampu men-generalisir output yang dihasilkan oleh seluruh model yang digunakan.

Selain teknik tersebut, terdapat pula teknik ensemble lain yang umum digunakan [5]. Di dalam teknik ensemble ini terdapat proses reduksi bias dan varian dari output banyak model. Tujuan utama teknik ensemble ini adalah untuk menguatkan model anggota ensemble yang memiliki kemampuan lemah. Penggunaan teknik ensemble ke dua di bidang meteorologi dan oseanografi di antaranya dilakukan oleh [6] untuk mengembangkan model prediksi banjir, [7] untuk prediksi ketinggian gelombang pada informasi olahraga selancar.



Gambar 1. Lokasi survei

**JST Resilient Propagation.** Sesuai dengan namanya, JST adalah pemodelan cara kerja sel otak manusia. Sejak diperkenalkan pertama kali oleh [8] tahun 1943, JST telah menjadi bagian tak terpisahkan dari hampir seluruh ilmu pengetahuan yang ada. Salah satu sebab mengapa model ini mampu diterima secara luas adalah kemampuannya untuk meminimalisir perhitungan kompleks yang mungkin diperlukan untuk menyelesaikan beragam persoalan yang rumit tanpa harus mendalami bidang ilmu terkait. Oleh karena itu seringkali model ini disebut dengan black box. JST telah digunakan untuk meningkatkan performa model gelombang WW dengan menggunakan gabungan / asimilasi antara data observasi satelit dan output model itu sendiri sebagai target [9].

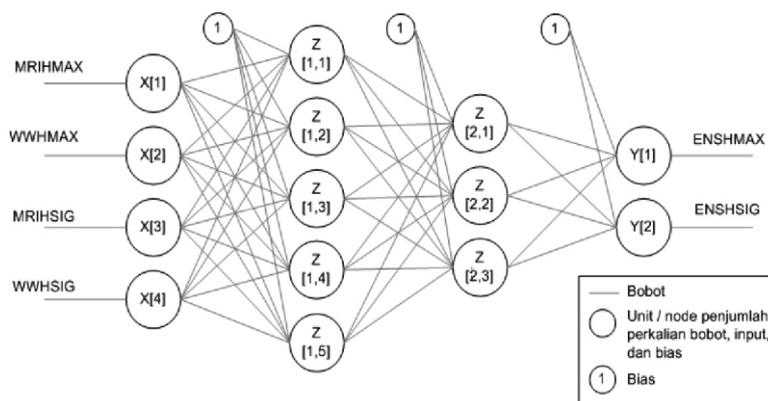
Secara umum JST digunakan untuk klasifikasi, clustering, dan prediksi. Dalam menyelesaikan permasalahan, JST melakukan pembelajaran pada data yang diberikan. JST memiliki jenis dan metode pembelajaran. Jenis pembelajaran JST di antaranya: terbimbing (supervised) dan tak terbimbing (unsupervised). Pada penelitian ini digunakan JST dengan jenis pembelajaran terbimbing.

Sampai saat ini, terdapat banyak metode pembelajaran JST. Metode pembelajaran yang digunakan di penelitian ini adalah RPROP, salah satu metode pembelajaran JST yang mengoptimalkan

metode pembelajaran JST sebelumnya: backpropagation (BP). Prinsip kerja dari BP adalah perbaruan sambungan (weight / bobot) antar sel (diistilahkan dengan node) secara mundur dari output ke input. Perbaruan bobot diberikan secara proporsional dengan kesalahan JST dalam menghasilkan output dibanding target yang seharusnya dihasilkan. Proses pembelajaran tersebut diulang hingga JST berada dalam kondisi konvergen atau batas maksimal iterasi pembelajaran terpenuhi.

Struktur JST yang dirancang untuk penelitian ini ditunjukkan pada gambar 2. Terdapat empat lapisan pada gambar tersebut, yaitu X, Z1, Z2, dan Y (X adalah lapisan input, Z lapisan tersembunyi, dan Y lapisan output). Setiap node adalah model sebuah sel. Tugas setiap node adalah menjumlahkan perkalian antara input-input yang diterimanya dengan bobot yang dilewati input tersebut. Pada awal JST bekerja, nilai bobot diinisialisasi dengan nilai acak. Hasil penjumlahan dari perkalian input dengan bobot kemudian dimasukkan ke dalam fungsi aktivasi. Nilai yang dihasilkan oleh output sebuah node tersebut kemudian menjadi input seluruh node di lapisan berikutnya. Setelah sampai pada lapisan output, JST membandingkan nilai-nilai di seluruh node output dengan masing-masing target yang harus dihasilkan oleh node-node tersebut. Selisih (error) antara nilai node-node output dengan masing-masing targetnya kemudian menjadi bahan koreksi seluruh bobot di dalam JST.

Pada metode BP, penggunaan error sebagai informasi untuk perbaruan bobot dilakukan secara mundur dari lapisan output menuju seluruh lapisan tersembunyi hingga ke lapisan input menggunakan metode gradient descent. Detail mengenai JST backpropagation telah dijelaskan secara teknis oleh [10]. Dengan menggunakan output MRI dan WW sebagai input JST dan data AWAC sebagai target, maka JST akan berfungsi sebagai ensemble boosting bagi kedua model gelombang tersebut.



Gambar 2. Susunan node JST untuk ensemble model

Terdapat beberapa metode yang telah dikembangkan untuk optimasi BP. Tujuan utama optimasi tersebut adalah pengurangan waktu komputasi yang diperlukan oleh JST dalam mempelajari data. Resilient propagation (RPROP) mengoptimasi BP pada proses perbaruan bobot. Bila pada BP perbaruan bobot memiliki kecepatan pembelajaran (learning rate) yang sama untuk seluruh bobot, maka pada RPROP masing-masing bobot memiliki besar kecepatan pembelajaran yang berbeda, bergantung pada tanda positif atau negatif turunan fungsi kesalahan JST terhadap perubahan bobot. Selain itu, terdapat aturan untuk menentukan bagaimana bobot berubah berdasar informasi kondisi bobot di iterasi sebelumnya. Detail mengenai RPROP dijelaskan oleh [11].

## 2. Metode Penelitian

**Penyusunan Data.** Terdapat banyak parameter gelombang yang direkam oleh AWAC. Dari parameter tersebut, HMAX dan HSIG dipilih sebagai parameter acuan dalam pengembangan model ensemble. Interval waktu antar perekaman data AWAC adalah per tiga jam. Parameter MRI dan WW yang dipilih sebagai input ensemble adalah HMAX dan HSIG. Parameter output yang akan dihasilkan ditentukan sama dengan parameter input. Kerangka waktu (time frame) data MRI dan WW disesuaikan dengan kerangka waktu perekaman data AWAC.

Dalam proses pembelajaran oleh JST, hubungan antara parameter HMAX dan HSIG untuk input dan target diatur sehingga menyerupai karakteristik analisa multivariat. Dengan kata lain, HMAX dan HSIG digunakan secara simultan sebagai input JST untuk mendapatkan HMAX dan HSIG sesuai target secara bersamaan dalam satu proses penghitungan. Ukuran fitur data input ensemble yang terbentuk sebanyak empat, yaitu MRIHMAX, MRIHSIG, WWHMAX, dan WWHSIG. Keempat data tersebut merupakan bahan pembelajaran (data latih) JST untuk mengatur bobot dan bias jaringan sesuai dengan target HMAX dan HSIG pada data yang diberikan oleh AWAC. Susunan ini berlaku untuk masing-masing lokasi Bengkulu dan Sawarna.

**Parameterisasi JST.** JST untuk ensemble dua model gelombang MRI dan WW dikembangkan pada kedua lokasi, dan di masing-masing lokasi dikembangkan model ensemble tanpa menggunakan time lag dan dengan menggunakan time lag pada inputnya. Struktur JST tanpa dan dengan time lag ditunjukkan pada gambar 2. Sedangkan nilai parameter internal JST ditunjukkan pada tabel 1.

**Tabel 1. Setting Parameter JST**

Parameter JST	Nilai
Jumlah hidden layer	2
Jumlah node hidden layer 1	5
Jumlah node hidden layer 2	3
Iterasi maksimum	100000
Konstanta pembelajaran	-5 s/d 12

**Uji Verifikasi dan Validasi model.** Untuk meninjau performa model, dilakukan uji verifikasi dan uji cross validation (CV) terhadap model ensemble. Uji verifikasi adalah menghitung tingkat kecocokan output model ensemble menggunakan input dari data yang digunakan selama proses pengembangan model. Sedangkan uji validasi adalah menghitung tingkat kecocokan output model ensemble menggunakan input dari data yang tidak digunakan selama proses pengembangan model. Uji validasi yang dilakukan menggunakan 10 fold. Setiap fold tersusun dari 80% sampel data untuk pelatihan dan 20% sampel data untuk pengujian. Pemilihan sampel untuk pelatihan dan pengujian pada setiap fold dilakukan secara acak dan tanpa pengembalian.

**Penyimpanan Bobot JST.** Kondisi akhir hasil perbaruan bobot JST disimpan agar dapat digunakan melakukan proses ensemble secara berkesinambungan bilamana MRI dan WW menghasilkan output baru. Selain itu, bobot JST yang terbentuk juga dapat digunakan sebagai inisialisasi pembelajaran JST apabila terdapat data latih baru.

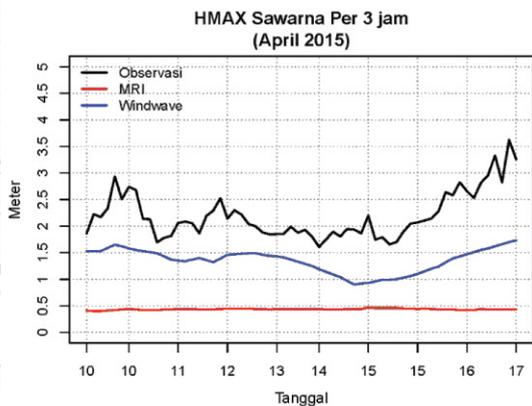
## 3. Hasil Dan Pembahasan

**Kondisi Input dan Fungsi Alih.** JST memiliki prasyarat bahwa nilai yang diproses, baik nilai input maupun nilai target, berada pada interval antara -1 sampai dengan 1. Bila nilai data tidak berada pada rentang tersebut, maka diperlukan suatu fungsi alih (*transfer function*) untuk mengubah nilai-nilai input ke dalam rentang tersebut. Fungsi alih yang digunakan untuk mengubah nilai input JST (MRI dan WW) ke rentang -1 sampai 1 adalah fungsi akumulasi kerapatan peluang (*cumulative distribution function*) data. Fungsi alih ini diperoleh dengan menghitung peluang kemunculan nilai pada seluruh data kemudian menjumlahkan nilai peluang tersebut secara akumulatif.

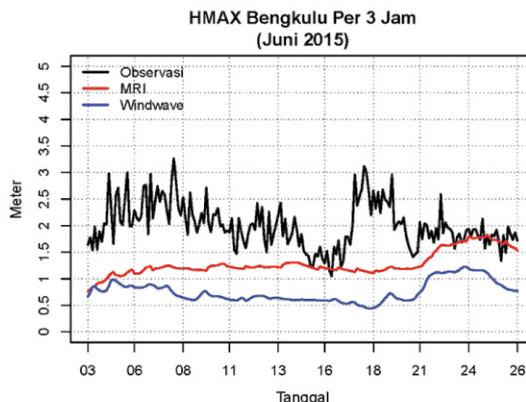
Dengan kondisi awal data seperti ditunjukkan pada gambar 3.a untuk parameter HMAX lokasi Sawarna dan gambar 3.b untuk lokasi Bengkulu, serta gambar 3.c untuk parameter HSIG untuk lokasi Sawarna dan 3.d untuk lokasi Bengkulu, maka fungsi alih untuk masing-masing lokasi ditunjukkan pada gambar 3.e

dan gambar 3.f. Nilai output JST juga berada pada rentang -1 sampai 1. Sehingga perlu dilakukan proses pembalikan (*inverse*) untuk mendapatkan nilai gelombang dari output JST. Proses *inverse* ini adalah

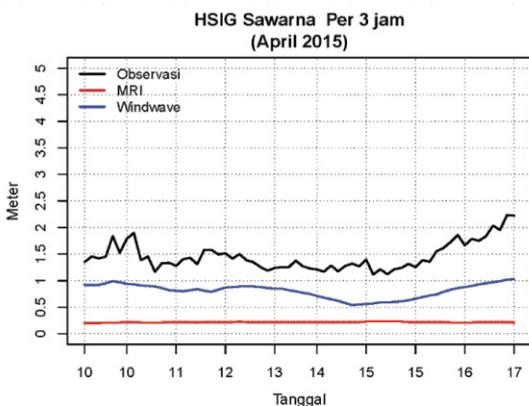
menentukan nilai tinggi gelombang dalam meter dari nilai output JST -1 sampai 1 berdasar fungsi transfer data observasi.



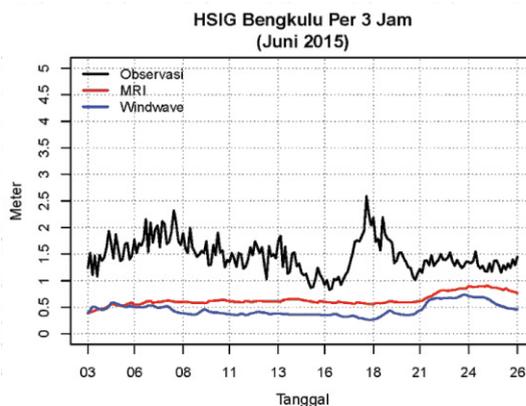
a



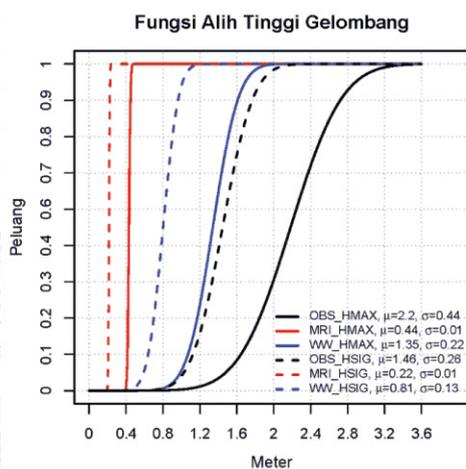
b



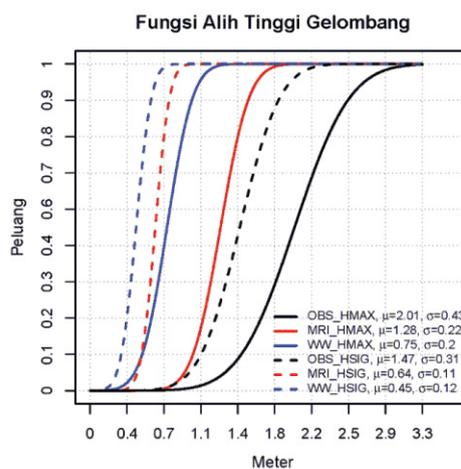
c



d

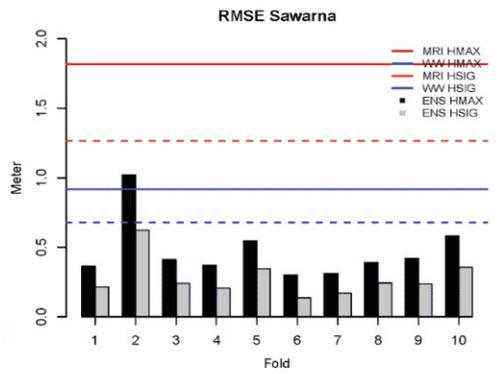


e

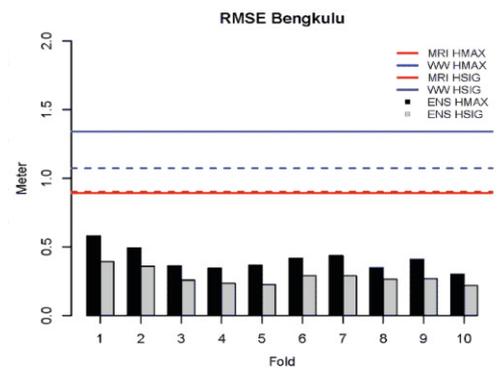


f

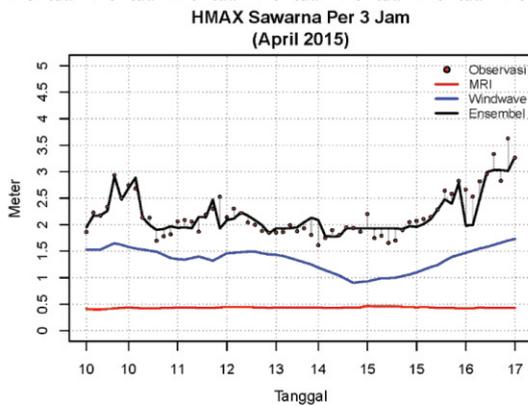
Gambar 3. Kondisi awal data input parameter HMAX (a dan b), HSIG (c dan d) untuk lokasi Sawarna (a) dan Bengkulu (b) serta fungsi alih yang terbentuk untuk Sawarna (e) dan Bengkulu (f).



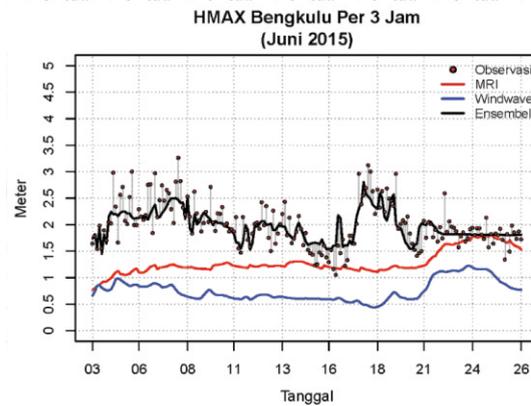
a



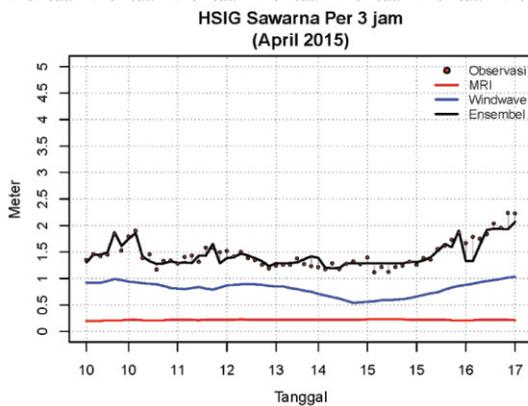
b



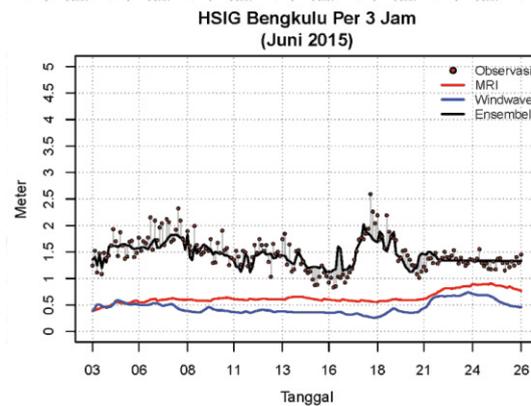
c



d



e



f

**Gambar 4.** Hasil RMSE antara MRI, WW, dan ensembl terhadap data observasi untuk lokasi Sawarna (a) dan Bengkulu (b) serta penerapan bobot JST pada seluruh data input dari fold yang memiliki RMSE terkecil untuk parameter HMAX (c, d), HSIG (e, f) di lokasi Sawana (c, e) dan Bengkulu (d, f).

**Evaluasi Model Gelombang MRI-III dan Windwaves-05 terhadap Observasi.** Output hasil ensemble ditunjukkan pada gambar 4. Pada gambar tersebut tampak bahwa nilai output MRI dan WW seluruhnya berada di bawah kondisi lapangan, atau dengan kata lain terdapat bias yang signifikan dari kedua model gelombang terhadap kondisi gelombang hasil perekaman AWAC. Selain itu, variasi output kedua model juga lebih rendah dibanding variasi data AWAC.

Berdasarkan hasil pengamatan lapangan dan *running* model MRI-III dan Windwaves-05 di wilayah perairan Selatan Jawa pada tanggal 10-19 April 2015, tinggi gelombang hasil luaran model MRI-III dan Windwaves-05 lebih rendah daripada data observasi. Hasil pengamatan lapangan dan *running* model MRI-III dan Windwaves-05 di wilayah perairan Barat Sumatera pada tanggal 3-27 Juni 2015 diperlihatkan pada gambar 3. Tinggi gelombang hasil luaran model MRI-III dan Windwaves-05 menunjukkan nilai lebih rendah dari data observasi.

Tabel 2. Nilai RMSE hasil *cross validation*

Fold	HMAX		HSIG	
	Sawarna	Bengkulu	Sawarna	Bengkulu
1	0.241	0.358	0.128	0.247
2	0.475	0.354	0.284	0.260
3	0.273	0.294	0.151	0.214
4	0.214	0.296	0.119	0.219
5	0.291	0.293	0.169	0.211
6	0.263	0.305	0.145	0.217
7	0.251	0.350	0.121	0.227
8	0.266	0.319	0.141	0.234
9	0.286	0.315	0.172	0.225
10	0.313	0.304	0.194	0.220

Model ensemble ini dikembangkan dengan menggunakan dua data titik sebagai acuan. Sedangkan output model gelombang sebagai input model ensemble berupa data spasial. Sehingga dalam penggunaan model ensemble ini perlu dipertimbangkan ke dalam wilayah perairan mana sebuah grid spasial output dua model gelombang lebih dekat (Sawarna atau Bengkulu). Selain itu, validitas ensemble hanya berlaku untuk dua lokasi pengambilan data lapangan.

Untuk penggunaan model ensemble di suatu grid spasial dari output model gelombang, perlu ditekankan asumsi bahwa kondisi perairan di grid tersebut memiliki karakteristik yang kurang lebih sama dengan karakteristik kondisi perairan di mana data lapangan diambil. Oleh karena itu, salah satu hal yang perlu dilakukan adalah memperbanyak lokasi pengambilan data lapangan. Sehingga semakin banyak pula perbandingan referensi data sebagai acuan dalam pengembangan model ensemble. Alternatif lain yang mungkin dapat dilakukan adalah pemanfaatan data observasi

spasial, seperti citra satelit atau radar. Secara kuantitatif, nilai RMSE ditunjukkan pada tabel 2. Pada tabel tersebut nilai RMSE terendah dari setiap fold anggota *cross validation* dicetak tebal dan RMSE tertinggi diberi warna merah. Secara umum model ensemble Sawarna memiliki nilai RMSE HMAX berada di kisaran 0.214 sampai dengan 0.475 meter dan 0.293 sampai dengan 0.358 meter untuk Bengkulu. Sedangkan nilai RMSE HSIG model ensemble Sawarna berada di kisaran 0.119 sampai dengan 0.284 meter dan 0.211 sampai dengan 0.260 meter untuk Bengkulu.

Dilihat dari rentang nilai RMSE tersebut, model ensemble Bengkulu memberikan performa lebih stabil dibanding model ensemble Sawarna. Hal ini kemungkinan disebabkan oleh jumlah data yang

tersedia lebih banyak untuk lokasi Bengkulu dibanding Sawarna. Namun secara keseluruhan, model ensemble pada kedua lokasi tersebut memberikan performa yang baik, ditunjukkan dengan nilai RMSE yang lebih rendah dibanding kedua model input (MRI dan WW).

#### 4. Kesimpulan

Telah dikembangkan model ensemble untuk mendapatkan sebuah model gelombang baru dari dua model gelombang yang telah tersedia: MRI dan WW. Proses ensemble terhadap dua model gelombang tersebut dilakukan oleh jaringan syaraf tiruan dengan algoritma pembelajaran *resilient backpropagation*. Data yang digunakan sebagai acuan oleh JST pada proses ensemble diperoleh dari perekaman langsung oleh AWAC di dua lokasi perairan: Bengkulu dan Sawarna. Output model ensemble yang dihasilkan mampu lebih mendekati data observasi dibanding output MRI dan WW secara individu. Ensemble Model Gelombang MRI-III dan Windwave-05 yang dikembangkan dalam penelitian ini terbukti menunjukkan performa yang lebih baik dibanding performa model secara individu. Sebagai tambahan, jaringan syaraf tiruan telah teruji dapat digunakan untuk menggabung beberapa model untuk mendapatkan model baru dengan performa lebih baik, sehingga dapat direkomendasikan sebagai alternatif untuk operasional layanan meteorologi maritim di BMKG.

#### Daftar Pustaka

- [1] D. Opitz and R. Maclin, "Popular Ensemble Methods: An Empirical Study," *Journal of Artificial Intelligent Research*, vol. 11, pp. 169–198, 1999.
- [2] L. K. Hansen and P. Salamon, "Neural Network Ensembles," *IEEE Transactions on Pattern*

- Analysis and Machine Intelligence*, vol. 12, no. 10, pp. 993–1001, 1990.
- [3] Suratno. 1997. *Model Numerik Prakiraan Gelombang Permukaan laut untuk Perairan Indonesia dan Sekitarnya*. Tesis, Program studi Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Indonesia. Jakarta.
- [4] S. Kumar, A. Routray, G. Tiwari, R. Chauhan, and I. Jain, *Simulation of Tropical Cyclone 'Phailin' Using WRF Modeling System, in Tropical Cyclone Activity over the North Indian Ocean*, M. Mohapatra, B. Bandyopadhyay, and L. Rathore, Eds. Cham: Springer International Publishing, 2017, pp. 307–316.
- [5] Z.-H. Zhou, *Ensemble Methods: Foundations and Algorithms*, 1st ed. Chapman & Hall/CRC, 2012.
- [6] S. Li, K. Ma, Z. Jin, and Y. Zhu, “A new flood forecasting model based on SVM and boosting learning algorithms,” in *2016 IEEE Congress on Evolutionary Computation (CEC). IEEE, jul 2016*, pp. 1343–1348.
- [7] M. Carney, J. Dowling, and C. Lee, “Predicting Probability Distributions for Surf Height Using an Ensemble of Mixture Density Networks,” in *ICML '05 Proceedings of the 22nd international conference on Machine learning. Bonn, Germany: ACM New York, NY, USA, 2005*, pp. 113–120.
- [8] W. S. McCulloch and W. Pitts, “A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity,” *The Bulletin of Mathematical Biophysics*, vol. 5, no. 4, pp. 115–133, 1943.
- [9] Z. Zhang, “Incorporation of artificial neural networks and data assimilation techniques into a third-generation windwave model for wave forecasting,” *Journal of Hydroinformatics*, vol. 8, no. 1, pp. 65–76, 2006.
- [10] R. R. Gonzalez, “Neural networks referees in 1993,” *Neural Networks*, vol. 7, no. 1, pp. xiii–xiv, 1994.
- [11] M. Riedmiller and H. Braun, “A direct adaptive method for faster backpropagation learning: the RPROP algorithm,” *IEEE International Conference on Neural Networks*, vol. 1993-January. IEEE, 1993, pp.

**INDEKS PENULIS**  
**(AUTHORS INDEX)**

Anggraeni, R _____	(3) 133-139	Makmur, E.E.S. _____	(2) 95-106
Aprilina, K _____	(1) 13-20	Martono _____	(3) 125-132
Bey, A _____	(1) 21-31	Muflihah _____	(3) 107-111
Estiningtyas, W. _____	(2) 83-93	Muharsyah, R _____	(1) 33-46
Fadlan, A _____	(1) 45-54	Noviati, S. _____	(3) 141-148
Fitriani, V _____	(1) 21-31	Nuraini, T.A. _____	(1) 13-20
Gustari, I _____	(2) 55-64	Nuryanto, D.E. _____	(3) 133-139
Hakim, A.R _____	(2) 65-71	Pahlawan, R.Y. _____	(3) 107-111
Handayani, A.S. _____	(3) 141-148	Paski, J.A.I. _____	(3) 55-64
Hanggoro, W _____	(3) 141-148	Permana, D.S. _____	(2) 95-106
Harsa, H. _____	(3) 141-148	Rohadi, S. _____	(2) 65-71
Hartoko, A _____	(1) 45-54	Sopaheluwakan, A. _____	(1) 13-20, (3) 113-124
Haryanto, Y.D _____	(1) 45-54	Sutikno _____	(3) 113-124
Jatnika, J. _____	(2) 65-71	Syaiyullah, M.D. _____	(1) 1-12
Juaeni, I. _____	(2) 73-81	Syakir, M. _____	(2) 83-93
June, T _____	(1) 21-31	Wahab, P.J. _____	(3) 113-124
Kurniawan, R. _____	(3) 141-148	Zainuri, M. _____	(1) 45-54
Lisnawati _____	(2) 95-106		

**INDEKS SUBYEK**  
**(SUBJECT INDEX)**

ACMANT	(3) 113-124	parameter atmosfer	(2) 73-81
angin komponen zonal	(1) 1-12	pengendalian kualitas basic	(3) 113-124
angin zonal	(3) 125-132	Prakiraan Berkategori	(1) 33-46
Anomali Suhu Muka Laut	(3) 133-139	Principal Component Analysis	(3) 133-139
ANOVA1	(2) 73-81	Radar cuaca	(2) 55-64
Arus laut	(1) 45-54	radiosonde	(1) 1-12
Arus Lintas Indonesia	(3) 125-132	reanalisis ecmwf era-interm, ,	(1) 21-31
Asimilasi data	(2) 55-64	relokasi	(2) 65-71
curah hujan	(2) 83-93	resilient propagation	(3) 141-148
data hilang	(3) 107-111	RStudio	(3) 107-111
DSSAT	(2) 83-93	Siklon Tropis Quang	(1) 45-54
El Niño	(3) 125-132	struktur kecepatan	(2) 65-71
ensemble	(3) 141-148	suhu udara	(1) 13-20
gelombang laut	(3) 141-148	suhu udara	(2) 83-93
gelombang P	(2) 65-71	tadah hujan	(2) 83-93
homogenisasi	(3) 113-124	temperatur	(3) 113-124
homogenitas	(3) 113-124	tomografi	(2) 65-71
indeks radiosonde	(1) 1-12	udara atas	(1) 1-12
interpolasi	(3) 107-111	uji beda statistik	(1) 13-20
Ketinggian PBL	(1) 21-31	uji homogenitas	(1) 13-20
konsentrasi CO2	(2) 83-93	uji non parametrik	(1) 13-20
La Niña	(3) 125-132	uji normalitas	(1) 13-20
lapse rate	(1) 1-12	Upwelling	(1) 45-54
Laut Jawa	(3) 133-139	Windwaves-05	(3) 141-148
metode gradien	(1) 21-31	WRF	(2) 55-64
MRI-III	(3) 141-148	3D-Var	(2) 55-64

## UCAPAN TERIMAKASIH

Ucapan terimakasih dan penghargaan diberikan kepada Mitra Bestari/Penyunting Ahli yang telah menelaah substansi naskah-naskah yang masuk ke redaksi Jurnal Meteorologi dan Geofisika.

Berikut adalah Mitra Bestari/Penyunting Ahli yang berpartisipasi dalam Jurnal Meteorologi dan Klimatologi Volume 18 No. 3 tahun 2017:

- **Dr. Donaldi Sukma Permana**  
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Prof. Dr. Edvin Aldrian**  
Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT)
- **Dr. Ardhasena Sopaheluwakan**  
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Dr. Gentio Harsono**  
Pusat Hidrooseanografi TNI AL
- **Dr. Andri Ramdhani**  
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Dr. Dodo Gunawan**  
Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG)
- **Dr. Aris Pramudia**  
Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi, Kementerian Pertanian



# JUDUL NASKAH

## TITLE OF MANUSCRIPT

Penulis Pertama<sup>1\*</sup>, Penulis Kedua<sup>2</sup>, Penulis Ketiga<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Nama Lembaga, Alamat, Kota, Kode Pos

<sup>2</sup>Nama Jurusan, Nama Fakultas, Nama Universitas, Alamat, Kota, Kode Pos

\*E-mail: kontak\_penulis@domain.com

Naskah masuk: Naskah diperbaiki: Naskah diterima: (diisi oleh redaksi)

---

### ABSTRAK

Abstrak dalam bahasa Indonesia ditulis dengan jenis huruf Times New Roman, ukuran 10 pt, spasi tunggal. Abstrak bukanlah penggabungan beberapa paragraf, tetapi merupakan ringkasan yang utuh dan lengkap yang menggambarkan isi tulisan. Abstrak harus mencakup latar belakang dan atau tujuan, metode, hasil, serta kesimpulan utama dari penelitian. Abstrak tidak berisi acuan dan tidak menampilkan persamaan matematika. Abstrak dalam bahasa Indonesia terdiri dari satu paragraf dengan jumlah kata paling banyak 250 kata.

**Kata kunci:** kata, kunci, naskah (3 – 5 kata kunci)

### ABSTRACT

*Abstract in English using Times New Roman font, size 10 pt, italic, single spacing. Abstract is not a merger of several paragraphs, but it is a full and complete summary that describe content of the paper It should contain background and or objective, methods, results, and main conclusion from the research. It is should not contain any references or displayed mathematical equations. It consists of one paragraph and should be no more than 200 words in English.*

**Keywords:** key, words, manuscript (3 – 5 keywords)

---

## 1. Pendahuluan/Introduction

Naskah disusun dalam 4 subjudul yaitu: Pendahuluan, Metode Penelitian, Hasil dan Pembahasan, dan Kesimpulan. Pendahuluan mencakup hal – hal berikut ini: latar belakang penelitian, perumusan masalah, tujuan penelitian, teori pendukung, dan hipotesis (jika ada).

Naskah ditulis dalam format kertas berukuran A4 (210 mm x 297 mm) dengan margin atas, bawah, kiri, dan kanan 2.5 cm. Bentuk naskah berupa 2 kolom dengan jarak antar kolom 1 cm. Naskah ditulis dengan tipe huruf *Times New Roman* ukuran 10 pt. Panjang naskah hendaknya maksimal 12 halaman, termasuk lampiran. Jarak antara paragraf adalah 1 spasi tunggal.

Pengutipan pustaka di dalam naskah dituliskan dengan menggunakan angka Arab dan diurutkan sesuai urutan pengutipan dalam naskah. Angka ditulis dalam kurung persegi/square bracket, contohnya [1], atau [1,3], atau [1-3]

**Subsubjudul.** Subsubjudul ditulis tanpa angka dan dicetak tebal (bold). Subsubjudul adalah bagian naskah yang perlu dijelaskan lebih detail. Kata-kata umum seperti: Latar Belakang, Tujuan, Rumusan masalah, Data, dan lain-lain tidak perlu dijadikan subsubjudul, cukup langsung penjelasan subtansinya saja. Naskah langsung ditulis setelah kata subsubjudul.

Apabila terdapat persamaan reaksi atau matematis, diletakkan simetris pada kolom. Nomor persamaan diletakkan di ujung kanan dalam tanda kurung, dan penomoran dilakukan secara berurutan. Apabila terdapat rangkaian persamaan yang lebih dari satu baris, maka penulisan nomor diletakkan pada baris terakhir. Penunjukkan persamaan dalam naskah dalam bentuk singkatan, seperti Pers. (1).

$$ka = - \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (1)$$

## 2. Metode Penelitian/Methods

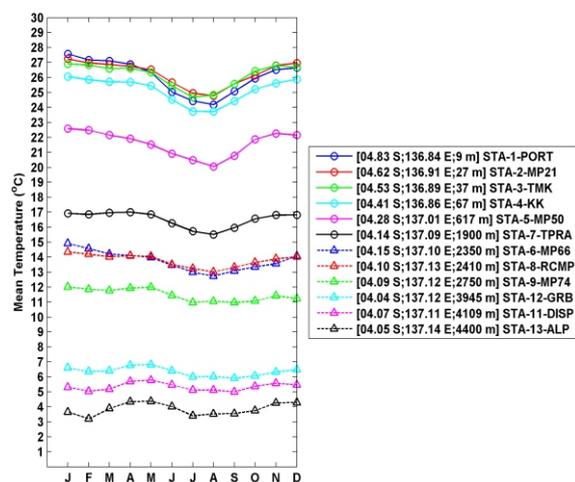
Metode penelitian yang digunakan harus ditulis sesuai dengan cara ilmiah, yaitu rasional, empiris dan sistematis. Metode penelitian berisi deksripsi mengenai prosedur penelitian, waktu dan tempat, bahan dan peralatan, serta metode yang digunakan. Metode penelitian harus diuraikan dengan jelas dan sesuai dengan tujuan penelitian.

## 3. Hasil dan Pembahasan/Result and Discussion

Bagian ini menjelaskan hasil penelitian dan sekaligus memberikan pembahasan hasil penelitian secara komprehensif. Hasil penelitian bisa ditampilkan dalam bentuk gambar atau tabel sehingga pembaca lebih mudah memahaminya. Tabel dan gambar diletakkan segera setelah disebutkan dalam naskah dan diletakkan pada posisi paling atas atau paling bawah dari setiap halaman dan tidak diapit oleh kalimat. Jika tabel dan gambar terlalu kecil untuk format 2 kolom naskah, maka bisa menggunakan ukuran 1 kolom. Format tabel mengikuti contoh seperti Tabel 1. Gambar harus disediakan dalam ukuran yang proporsional dan beresolusi tinggi untuk penampilan yang terbaik, sehingga semua informasi dalam gambar terbaca.

Tabel1. Tabel prosesi gerhana untuk daerah Lampung.

No	Prosesi Gerhana	Waktu (WIB)	Waktu (UTC)
1	Gerhana Matahari mulai (I)	15:19	08:19
2	Fase Gerhana Cincin mulai (II)	16:38	09:38
3	Puncak Gerhana Matahari Cincin	16:42	09:42
4	Fase Gerhana Cincin selesai (III)	16:45	09:45
5	Gerhana Matahari selesai (IV)	17:52	10:52



Gambar1. Temperatur rata-rata bulanan AWS PTFI per ketinggian, dibuat dengan Matlab 7.

## 4. Kesimpulan/Conclusion

Kesimpulan bisa berupa kesimpulan khusus dan kesimpulan umum. Kesimpulan khusus merupakan hasil analisa data atau hasil uji hipotesa tentang fenomena yang diteliti. Kesimpulan umum sebagai hasil generalisasi atau keterkaitan dengan fenomena serupa di wilayah lain dari publikasi terdahulu. Kesimpulan harus bisa menjawab pertanyaan dan permasalahan penelitian. Hal yang perlu diperhatikan adalah segitiga konsistensi (masalah-tujuan-kesimpulan harus konsisten).

## Saran/Suggestion (jika ada)

Apabila diperlukan saran dapat berisi rekomendasi, tindak lanjut nyata, atau implikasi kebijakan atas kesimpulan yang diperoleh

## Ucapan Terima Kasih/Acknowledgement (jika ada)

Ucapan terima kasih diberikan sebagai penghargaan terhadap pihak-pihak yang terlibat dalam penyusunan naskah atau dalam penelitian. Pada bagian ini disebutkan siapa yang patut diberikan ucapan terima kasih, baik secara organisasi/intitusi, pemberi donor ataupun individu

## Daftar Pustaka/References

Pustaka atau acuan yang digunakan dalam naskah minimal 10 pustaka, dengan komposisi minimal 80% berupa acuan primer (artikel jurnal, prosiding, skripsi, tesis) dan minimal 20% merupakan acuan mutakhir (terbitan 5 tahun terakhir).

- [1] S. Steinke, M. Mohtadi, M. Prange, V. Varma, D. Pittauerova, and H. W. Fischer, "Mid- to Late-Holocene Australian-Indonesian summer monsoon variability," *Quat. Sci. Rev.*, vol. 93, pp. 142–154, 2014.
- [2] R. Stefansson. *Advances in Earthquake Prediction, Research and Risk Mitigation*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2011.
- [3] I. Meilano, H.Z. Abidin, and D.H. Natawidjaya, "Using 1-Hz GPS data to measure deformation caused by Bengkulu earthquake." *Proceeding of International Symposium on Earthquake and Precursor*, 2009, pp. 153-158.
- [4] M. Riyadi, "Pemodelan gaya berat tiga dinensi untuk melokalisir jebakan timah di daerah Pemali-Bangka." Tesis, Fakultas MIPA: Universitas Indonesia, 1996.
- [5] BMKG. "Monitoring SO<sub>2</sub> Bulan Desember 2014." Internet: [http://www.bmkg.go.id/Kualitas\\_Udara/Informasi\\_SO2.bmkg](http://www.bmkg.go.id/Kualitas_Udara/Informasi_SO2.bmkg), diakses 3 Januari 2015.



LEMBAGA  
ILMU PENGETAHUAN  
INDONESIA

# SERTIFIKAT

Nomor: 603/AU2/P2MI-LIPI/03/2015

## Akreditasi Majalah Ilmiah

Kutipan Keputusan Kepala Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia

Nomor 335/E/2015 Tanggal 15 April 2015

Nama Majalah : Jurnal Meteorologi dan Geofisika  
ISSN : 1411-3082  
Redaksi : Pusat Penelitian dan Pengembangan, Badan Meteorologi,  
Klimatologi dan Geofisika (BMKG), Jl. Angkasa I No. 2,  
Kemayoran, Jakarta 10270.

Ditetapkan sebagai Majalah Ilmiah

## TERAKREDITASI

Akreditasi sebagaimana tersebut di atas berlaku selama 3 (tiga) tahun

Cibinong, 15 April 2015

Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia  
Ketua Panitia Penilai Majalah Ilmiah-LIPI

Prof. Dr. Rochadi,

NIP 195007281978031001,



Panitia  
Penilai  
Majalah  
Ilmiah





**PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN  
BADAN METEOROLOGI KLIMATOLOGI DAN GEOFISIKA**

**Jl. Angkasa I No.2 Kemayoran Jakarta Pusat - 10720**