

# KARAKTERISTIK MUSIMAN DAN VARIABILITAS ARUS WYRTKI PERIODE 2000 – 2014

## SEASONAL CHARACTERISTICS AND VARIABILITY OF WYRTKI JETS IN 2000 – 2014 PERIOD

Eko Supriyadi<sup>1\*</sup>, Antonius Wipur Byantoro<sup>1</sup>, Siswanto<sup>1</sup>

Pusat Meteorologi Maritim BMKG, Jl. Angkasa I No. 2, Jakarta Pusat, 10720

\*E-mail: eko.supriyadi@bmkgo.id

Naskah masuk: 29 Januari 2018 Naskah diperbaiki: 07 Maret 2019 Naskah diterima: 15 April 2019

### ABSTRAK

Arus Wyrтки merupakan bagian dari arus ekuatorial yang dihasilkan dari dominasi angin baratan. Penelitian ini menggunakan data observasi buoy RAMA, OSCAR, ECMWF pada periode 2000 – 2014. Penelitian difokuskan pada identifikasi arus Wyrтки dan variasi EOF/PC yang dihasilkan pada tahun pengamatan. Hasil penelitian menunjukkan bahwa arus Wyrтки musim peralihan I lebih kuat dan berlangsung pada bulan Februari – Mei dibandingkan dengan musim peralihan II yang berlangsung pada bulan September - November. Arus Wyrтки pada musim peralihan I dan II memiliki kecepatan masing – masing sebesar 40 cm/det dan 20 cm/det. Analisa spasial dan temporal arus Wyrтки sepanjang ekuator terhadap angin zonal menunjukkan bahwa arus Wyrтки yang dibangkitkan pada musim peralihan I dan II berhubungan dengan angin baratan yang dihasilkan. Dimana pada saat musim peralihan I dan II angin zonal maksimum berturut – turut terjadi pada bulan Mei dan November dengan kecepatan masing – masing sebesar 3 m/det dan 4 m/det. Sementara itu nilai varians yang dihasilkan dari 4 komponen teratas EOF/PC memegang 92.1 % variabilitas pengamatan data. Variabilitas skala ruang menunjukkan pada kedalaman ~ 150 m memiliki varians sebesar 0, sedangkan dari skala temporal varians terbesar dan terendah masing-masing terjadi pada bulan Mei 2003 dan Januari 2008.

**Kata kunci:** variasi musiman, musim peralihan I dan II, arus Wyrтки, angin zonal

### ABSTRACT

*Equatorial currents or known as Wyrтки Jet are generated from western wind. This research uses observation data bouy RAMA, OSCAR, ECMWF in 2000 – 2014 period. This Study focused on the Wyrтки jet identification and also varians of EOF/PC which resulted from observation. The results show that the fall Wyrтки jet is stronger and lasts longer when compared with spring Wyrтки jet. The fall and spring Wyrтки jet occurred in February – May (20 cm/s) and September – November (40 cm/s), respectively. While when associated with the spatial and temporal occurrence of the Wyrтки jet along equatorial belt with the zonal wind it is known that Wyrтки jet generated during the spring dan fall season which corresponds to the west wind. Where at the fall and spring season the maximum zonal wind occurred in may and November with a speed 3 m/s and 4 m/s, respectively. Meanwhile, the value of variance produced from the 4 highest components of EOF/PC holds 92.1 %variability of data observation. The variability of the spatial scale indicated at a depth of ~150 m has a variance 0. While the largest and lowest temporal scale of variance occurred in May 2003 and January 2008, respectively.*

**Keywords:** interannual variation, spring and fall, Wyrтки jet, zonal wind

## 1. Pendahuluan

Samudera Hindia terutama di bagian ekuatorial memiliki variabilitas monsun terkuat di muka bumi [1,2,3,4]. Dimana monsun yang dihasilkan ini memainkan peranan penting dalam pembentukan iklim, presipitasi suatu wilayah dan arus laut yang terjadi di Samudera Hindia [5]. Pada saat belahan bumi utara mengalami musim dingin, tekanan atmosfernya lebih tinggi dari belahan bumi selatan yang sedang mengalami musim panas. Akibatnya,

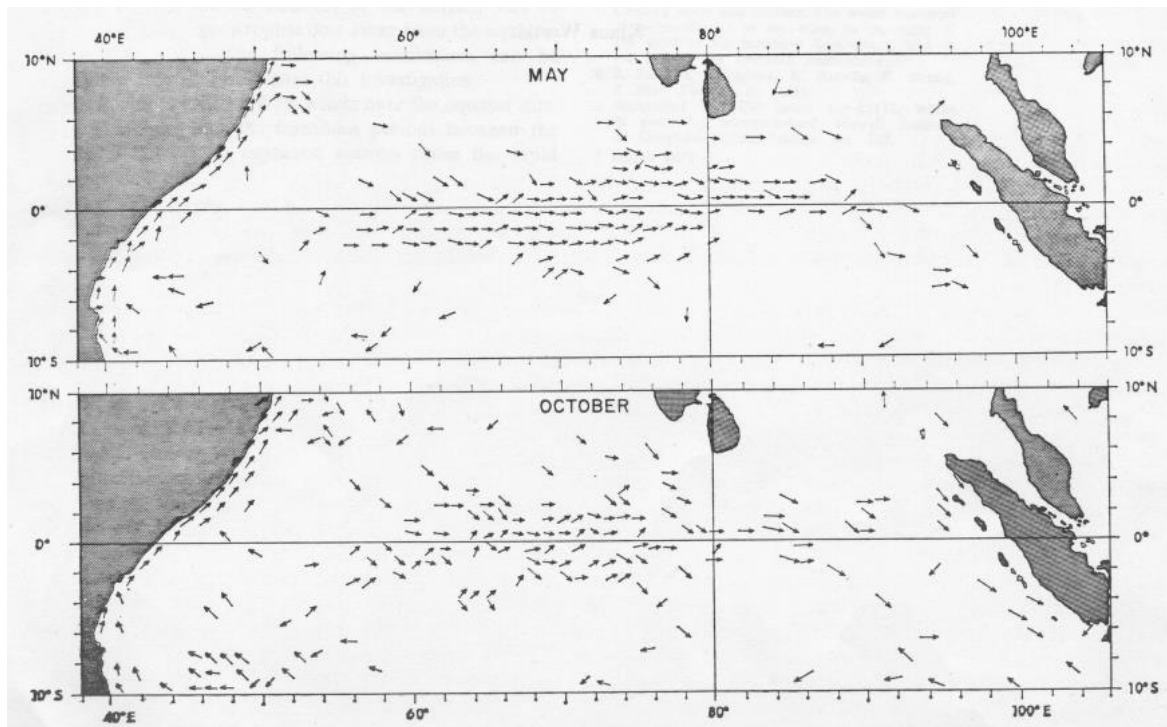
angin berhembus dari belahan bumi utara menuju belahan bumi selatan. Kondisi ini berlangsung pada Desember – Maret. Hal sebaliknya terjadi ketika belahan bumi utara mengalami musim panas dan bumi selatan mengalami musim dingin pada bulan Juni – September. Diantara kedua musim tersebut terdapat dua musim peralihan, yaitu musim peralihan I ( April – Mei) dan musim peralihan II (Oktober – November). Pada musim ini, angin di atas ekuator Samudera Hindia didominasi angin baratan dan membangkitkan arus Ekuatorial atau

lebih dikenal dengan arus Wyrтки [6]. Gambar 1 menyajikan pergerakan arus ekuatorial, dimana arus pada Samudera Hindia mengarah ke timur di kedua musim bertepatan dengan angin baratan.

Arus Wyrтки merupakan aliran ekuatorial zonal kuat yang terjadi pada musim semi dan gugur di Samudera Hindia Nagura [7], sedangkan Masumoto [8] menyatakan bahwa arus Wyrтки ini sebagai sinyal arus permukaan ke arah timur yang terjadi dua kali setahun di Samudera Hindia. Arus Wyrтки dibangkitkan oleh gaya angin yang dihasilkan dalam skala waktu berbeda [9, 10, 11]. Lebih lanjut, penelitian sebelumnya menunjukkan arus Wyrтки terutama di Samudera Hindia dipengaruhi oleh angin zonal ekuatorial selama musim peralihan panas dan musim peralihan dingin di Asia [6, 12, 13]. Musim dingin Asia sendiri mencapai puncaknya di bulan Desember-Januari – Februari (DJF) [14] dan puncak musim panas Asia terjadi pada bulan Juni-Juli-Agustus (JJA) [15]. Arus Wyrтки sendiri diidentifikasi pada kedalaman laut 80 – 100 m [16] dengan mencapai kecepatan 20 mil/hari atau 43 cm/det [6].

Di samudera Hindia bagian Tropis, arus permukaan equatorial atau yang dikenal dengan arus Wyrтки selalu berbalik 4 kali dalam satu tahun [12]. Arus Wyrтки yang mengarah ke timur dipengaruhi oleh angin baratan ekuatorial selama periode musim semi dan gugur [6,17]. Penelitian yang dilakukan oleh Mardiansyah dan Iskandar [18] menunjukkan arus Wyrтки cenderung menguat pada musim gugur dan melemah pada musim semi. Sebagai dampak arus Wyrтки mempengaruhi penyebaran massa lapisan atas laut, panas, dan salinitas pada Samudera Hindia bagian ekuatorial. Lebih lanjut arus ini memainkan peranan dalam perkembangan IOD (*Indian Ocean Module*) [19].

Mengingat pentingnya peran arus Wyrтки dalam proses oseanografi di Samudera Hindia, maka penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi keberadaan arus Wyrтки di Samudera Hindia dan mencari hubungan antara angin zonal dengan arus Wyrтки. Selain itu juga untuk menjelaskan analisis mengenai variasi musiman arus Wyrтки dengan teknik EOF/PC. Batasan mengenai lokasi titik *buoy*, data dan metode yang digunakan disajikan lebih rinci di bagian sub bab metode.



**Gambar 1. Arus Ekuatorial permukaan di Samudera Hindia pada bulan Mei dan Oktober [6].**

## 2. Metode Penelitian

**Data.** Penelitian ini menggunakan data arus yang terekam pada buoy RAMA (*Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction*) di koordinat 90° BT. Data bulanan dari November 2000 hingga Januari 2014 dengan rentang kedalaman 30 – 400 m

digunakan dalam penelitian ini. Data OSCAR (*Ocean Surface Current Analysis-Real time*) digunakan sebagai pembandingan dari tahun 2000 – 2014. Selain itu juga digunakan data angin harian yang digunakan bersumber dari ERA – Interim (*ECMWF~European Centre for Medium-Range Weather Forecast Re-analysis*) dari bujur 45° – 90° BT dengan resolusi 1/8° dari tahun 2000 – 2014.

Dipilihnya lokasi 90<sup>0</sup> BT karena memiliki efek monsun kuat yang nantinya berpengaruh terhadap arus bawah/permukaan laut dekat sabuk ekuator sekaligus bersamaan dengan kegiatan *mooring* (pemeliharaan) *buoy* RAMA yang diadakan tahun ini. Alasan lainnya juga disebabkan panjang data yang diperoleh lebih bagus dan konsisten bila dibandingkan dengan pengamatan *buoy* di lokasi lainnya (Gambar 2).

**Metode.** Metode perhitungan data arus bulanan dilakukan untuk menghasilkan data klimatologis arus dari tahun 2000 sampai 2014. Perhitungan nilai arus klimatologi bulanan dilakukan dengan persamaan:

$$\text{Arus klimatologis} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i}{n} \quad (1)$$

dimana:

- A<sub>i</sub> : adalah nilai arus setiap bulan;
- i : nilai arus pada bulan pertama;
- n : jumlah bulan pengamatan.

Sedangkan anomalnya secara sederhana dihitung menggunakan persamaan:

$$\text{Anomali arus} = A_i - \frac{\sum_{i=1}^n A_i}{n} \quad (2)$$

Hal serupa juga dilakukan untuk perhitungan data angin pada bujur 45<sup>0</sup> – 90<sup>0</sup> BT di sepanjang lintang ekuator.

Dalam penelitian ini digunakan juga metode EOF/PC (*Empirical Orthogonal Functions/ Principal Components*) untuk menghitung variasi dominan musiman arus Wyrkti. Metode EOF bekerja dengan mereduksi data menjadi data yang lebih kecil dengan mempertahankan sebanyak mungkin variasi dalam himpunan data asal [20].

Menurut Hannachi [20], EOF dimulai dengan menghitung anomali data dalam bentuk matriks:

$$X' = X - 1\bar{x} = \left( I - \frac{1}{n} 11^T \right) X \quad (3)$$

dimana:

$1 = (1, \dots, 1)^T$  merupakan matriks kolom yang semua elemen nilainya adalah 1.

- I : matriks identitas n x n
- X : matriks awal

Selanjutnya kovarians matriks persamaan 1 dapat didefinisikan sebagai

$$\Sigma = \frac{1}{n-1} X'^T X' \quad (4)$$

dimana:

- X' : matriks awal invers
- X'<sup>T</sup> : matriks awal invers transpos

EOF/PC ini digunakan untuk menemukan kombinasi linear seluruh variabel yang menjelaskan varians maksimum. Hal itu untuk menemukan arah  $a = (a_1, \dots, a_p)^T$  agar  $X' a$  memiliki variabilitas maksimum. Sehingga varians dari  $X' a$  adalah

$$\text{var}(X' a) = \frac{1}{n-1} \|X' a\|^2 = \quad (5)$$

$$= \frac{1}{n-1} (X' a)^T (X' a) = a^T \Sigma a$$

Agar hasil persamaan (5) terbatas, diperlukan vektor  $a$  untuk menjadi suatu kesatuan berupa

$$\max_a (a^T \Sigma a) \text{ dengan } a^T a = 1 \quad (6)$$

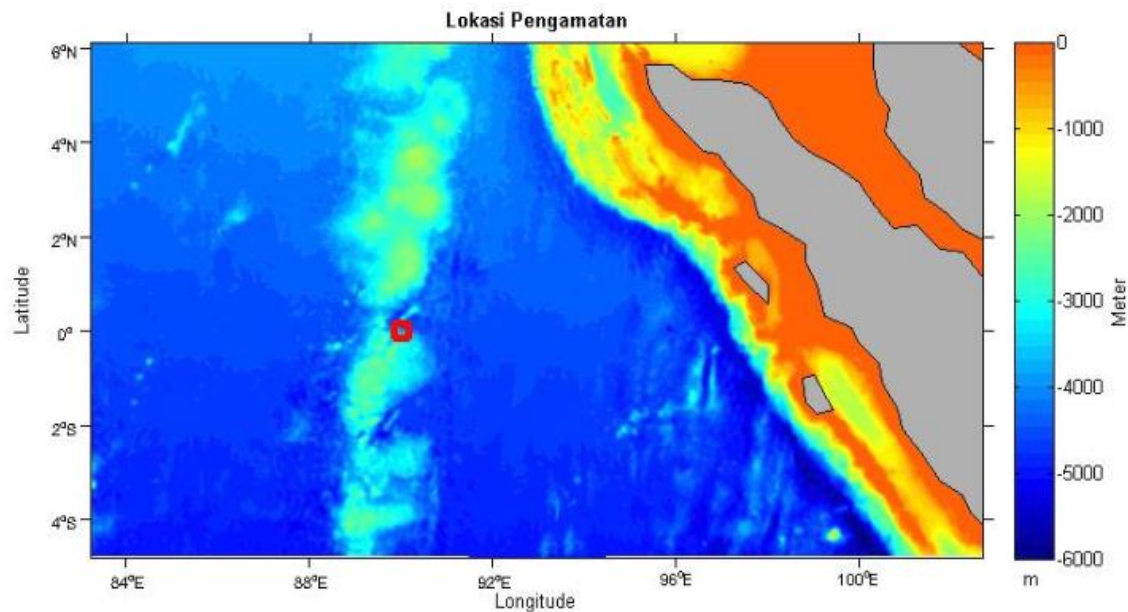
Eigenvalue  $\lambda_k$  berhubungan terhadap EOF ke – k yang memberikan penjelasan varians oleh  $a_k$ ,

$k = 1, \dots, p$  atau dituliskan sebagai penjelasan varians dalam persen sebagai

$$\frac{100\lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} \% \quad (7)$$

Proyeksi anomali  $X'$  terhadap EOF ke – k menghasilkan *Principal Component* (PC)

$$c_k(t) = \sum_{s=1}^p x'(t, s) a_k(s) \quad (8)$$



**Gambar 2. Lokasi pengamatan Bouy RAMA yang terletak pada koordinat 90<sup>0</sup> E. Gradasi warna pada peta menunjukkan batimetri pada Samudera Hindia.**

### 3. Hasil Dan Pembahasan

#### Arus Wyrтки dan Angin Zonal Ekuator.

Pergerakan arus zonal di koordinat 90<sup>0</sup> BT yang terekam *buoy* RAMA ditunjukkan pada Gambar 3a. Arus zonal yang dikategorikan sebagai arus Wyrтки mengalami nilai tinggi pada lapisan 50 – 150 m selama musim peralihan I dan musim peralihan II pada rentang tahun 2000 – 2014. Kecepatan sebesar 43 cm/det diambil sebagai adanya indikasi arus tersebut mengacu pada referensi sebelumnya [6]. Pada Gambar 3a terlihat puncak arus Wyrтки terjadi pada musim peralihan I dan musim peralihan II berturut – turut terjadi pada bulan April dan Oktober. Penelitian yang dilakukan oleh McPhaden [21] juga menunjukkan hasil yang serupa dimana arus Wyrтки ini terbatas pada kedalaman 80 – 100 m di atas termoklin.

Pada Gambar 3a terlihat, arus Wyrтки pada musim peralihan I terdeteksi pada kedalaman ~150 m muncul pada bulan Februari – Mei dengan kecepatan maksimum sebesar 40 cm/det yang terjadi pada bulan Maret – April. Selanjutnya pada musim peralihan II, arus ini cenderung persisten pada permukaan hingga kedalaman 100 m.

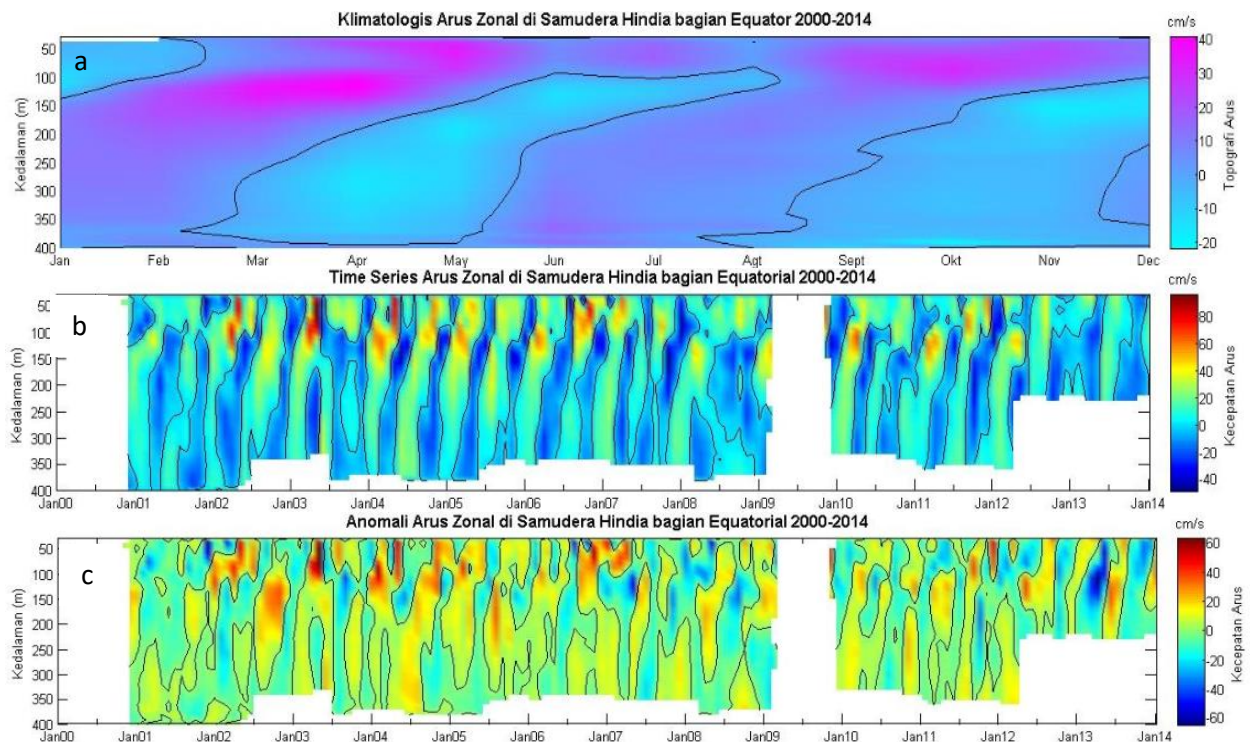
Bila dibandingkan dengan arus pada musim peralihan I, kecepatan arus musim peralihan II ini lebih lambat dengan periode keberadaannya yang lebih singkat pula. Pada musim ini, arus Wyrтки terjadi bulan September – November dengan kecepatan maksimum sebesar 20 cm/det pada bulan Oktober. Hal ini sesuai dengan penelitian Iskandar [22] yang menyebutkan arus Wyrтки saat musim

peralihan I lebih kuat dari musim peralihan II sebagai akibat pengaruh angin baratan.

Pengaruh angin barat tersebut memaksa sebagian arus laut mengakhiri gaya gradien tekanan ke arah timurnya dan berbalik masuk ke dalam lapisan termoklin. Perlu diperhatikan rentang waktu musim peralihan I dan II yang diperoleh pada penelitian ini sesuai dengan penelitian sebelumnya hanya saja rentang waktunya yang lebih panjang [6, 18].

Selain itu terdeteksi adanya pergantian (ditandai dengan kecepatan arus 0 m/det, garis hitam tebal) arah arus timuran dan baratan selama dua periode yaitu, Februari - Juli dan Agustus - Februari. Kecepatan ini terdeteksi dari permukaan hingga kedalaman 400 m. Hal ini berasosiasi dengan pola angin baratan dan timuran yang berhembus pada titik pengamatan. Walaupun jika dilihat secara *time series* terdapat perbedaan arus Wyrтки yang terdeteksi pada Juli 2006 (Gambar 3b). Hal ini tentunya membutuhkan penelitian lebih lanjut.

Secara *time series*, tercatat kecepatan arus rata – rata paling tinggi sebesar 95.7 cm/det pada bulan Mei 2003 di kedalaman 60 m dan paling rendah sebesar -48.9 cm/det bulan November 2007 di kedalaman 150 m. Selain itu pada penelitian ini juga dihitung selisih arus bulanan dengan arus klimatologis yang menghasilkan anomali arus Wyrтки seperti disajikan pada Gambar 3c. Terlihat anomali yang dihasilkan memiliki rentang nilai yang cukup besar mencapai -40 – 60 cm/det pada lapisan hingga 150 m. Hasil ini sesuai dengan penelitian Duan [19] yang mendapatkan anomali arus Wyrтки terbatas pada lapisan laut atas.



**Gambar 3. (a) Klimatologi arus bulanan di Samudera Hindia bagian Ekuator pada tahun 2000 – 2014 (Gradasi warna merah menunjukkan arus bergerak ke arah timur dan gradasi warna biru arus bergerak ke arah Barat), (b) Time series arus pengamatan (makin menuju biru arus bergerak ke arah timur), (c) Anomali arus sepanjang waktu pengamatan. Garis hitam menyatakan kecepatan arus 0 m/det.**

Bila penelitian ini dibandingkan dengan referensi yang ada, kemunculan arus Wyrтки pada kedua musim memiliki nilai yang berbeda. Arus Wyrтки pada musim peralihan I dan II masing – masing jatuh pada bulan Juni – Agustus dan Desember – Februari [6, 11, 13] dan [15]. Hal ini disebabkan lokasi pengamatan hanya mengambil satu lokasi saja dan hal ini berbeda dengan penelitian lainnya yang menggunakan lebih dari satu titik.

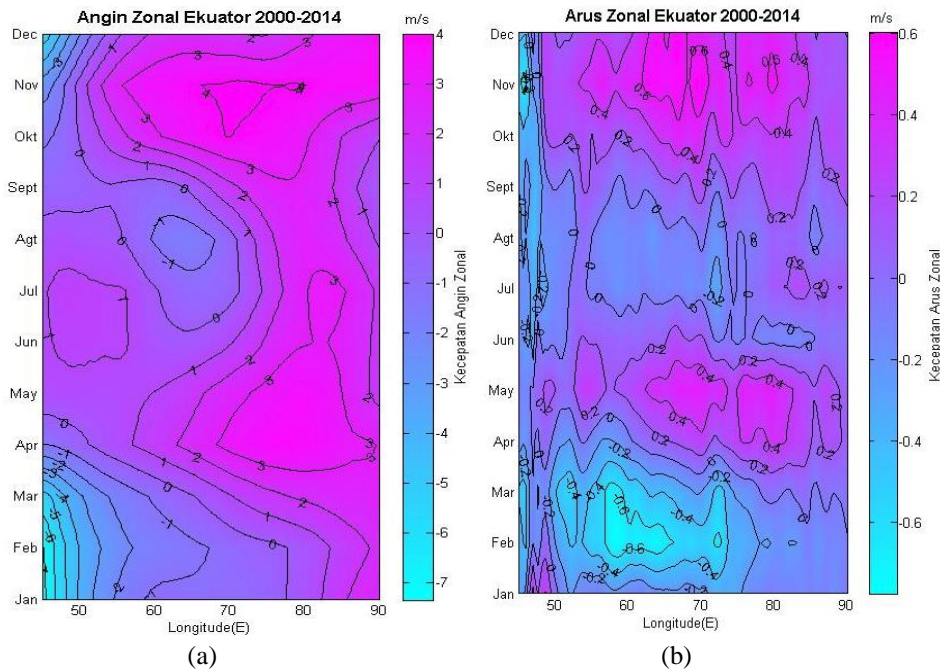
Lebih lanjut untuk melihat hubungan kejadian Arus Wyrтки dengan angin zonal dilakukan analisis secara temporal seperti ditunjukkan pada Gambar 4. Hasil analisis diketahui bahwa arus Wyrтки yang dibangkitkan pada musim peralihan I dan II berhubungan dengan angin baratan. Hal ini sesuai dengan penelitian Senan [23] yang mendapatkan angin baratan mengendalikan arus Wyrтки saat musim peralihan I dan II. Pola dan amplitudo arus Wyrтки yang dihasilkan tergantung dari pola dan amplitudo angin baratan yang menyertainya.

Pada Gambar 4a terlihat angin zonal pada musim peralihan I lebih terkonsentrasi di bulan Mei dengan kecepatan maksimum sebesar 3 m/det, sedangkan pada musim peralihan II berlangsung pada bulan November dengan kecepatan maksimum sebesar 4 m/det. Bila dibandingkan dengan Gambar 3, terlihat kejadian maksimum angin zonal yang terjadi lebih maju satu bulan

dibandingkan dengan fenomena arus Wyrтки. Hal ini disebabkan lautan memiliki kapasitas panas yang lebih tinggi dibandingkan udara sehingga dari salah satu faktor tersebut mampu memicu pergerakan arus permukaan. Hasil ini juga sesuai dengan penelitian yang dilakukan oleh Duan [6] yang mendapatkan angin zonal menguat pada bulan Mei dan Desember.

Bila dibandingkan dengan Gambar 4b terlihat arus zonal memiliki pola yang hampir serupa dengan angin zonal. Baik pada musim peralihan I dan II masing – masing terkonsentrasi pada bulan Mei dan November. Secara spasial bila dibandingkan dengan Gambar 3, tidak hanya bujur 90<sup>0</sup> BT saja yang mengalami kejadian maksimum arus zonal pada waktu yang sama, terlihat nilai maksimum arus zonal memanjang dari bujur 60 – 90<sup>0</sup> BT. Selain itu pada sekitar bujur 75<sup>0</sup> BT arus maksimum zonal terpecah menjadi dua bagian untuk masing-masing musim peralihan.

Seperti yang diterangkan sebelumnya durasi arus zonal pada musim peralihan I lebih lama dibandingkan peralihan II. Hal ini berlainan dengan hasil Gambar 4b dimana pada musim peralihan I periode terjadinya arus Wyrтки lebih lambat terjadi yaitu bulan April – Juni sedangkan pada musim peralihan II relatif konsisten. Hal ini membutuhkan penelitian lanjutan.



**Gambar 4. Diagram Hovmoller (a) angin zonal dan (b) arus zonal. Keduanya diambil sepanjang garis ekuator. Warna merah menyatakan arah pergerakan ke timur sedangkan makin biru arah sebaliknya.**

**Variasi Musiman Arus Wyrтки.** Untuk melihat variasi musiman arus Wyrтки maka dihitung melalui EOF (*Empirical Orthogonal Function*) dan PC (*Principal Component*). Perbedaan diantara keduanya masing – masing adalah memberikan efek variabilitas dalam ruang dan waktu. Gambar 5 memberikan variabilitas arus Wyrтки pada mode utama sebesar 42.37 % baik pada skala ruang maupun waktunya. Chu [24] pada penelitian lainnya memperoleh nilai variabilitas arus Wyrтки sebesar 55 % saat kejadian IOD.

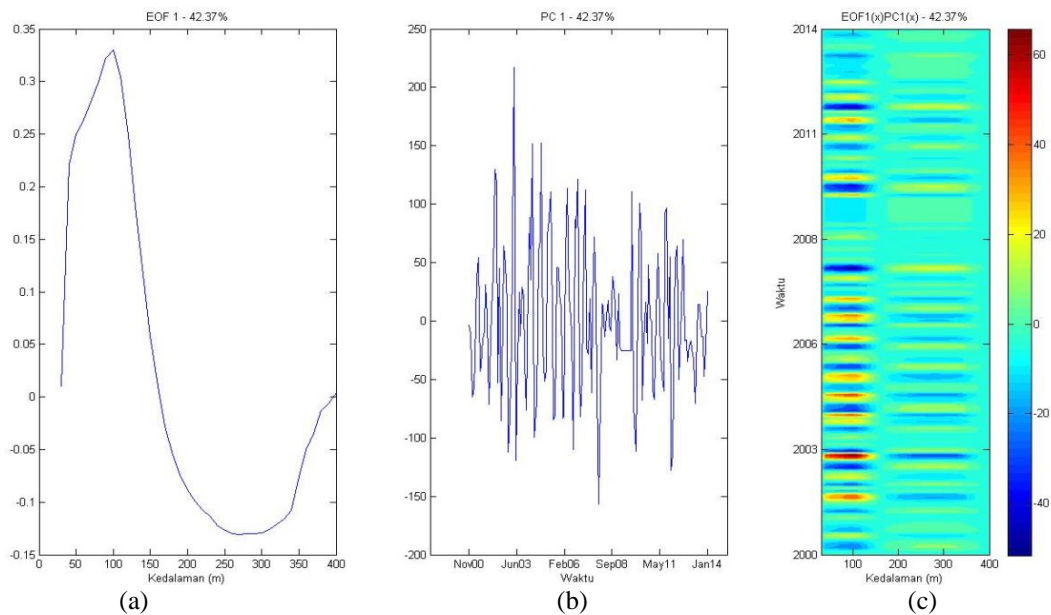
Pada skala ruang dalam hal ini kedalaman terlihat pola arus Wyrтки memiliki varians 0 pada kedalaman ~150 m (Gambar 5a). Ini menandakan pada kedalaman tersebut ragam kecepatan arus adalah sama dengan nilai rata-ratanya atau dengan kata lain sebaran antar kecepatan arus tidak jauh berbeda. Sedangkan varians terbesar berada pada kedalaman ~100 m dengan nilai sekitar 0.34. Terdapat pula nilai varians bernilai negatif walaupun secara statistik, varians merupakan kuadrat dari standar deviasi yang secara matematis menghasilkan nilai positif. Nilai negatif menunjukkan arus Wyrтки pada beberapa kedalaman memiliki variabilitas berbanding terbalik dengan arus yang bernilai normal.

Rendah dan tingginya nilai varians pada kedalaman 100 – 250 m (Gambar 5a) disebabkan oleh anomali lapisan termoklin. Zhang [25] dan Sachidanandan

[26] menunjukkan anomali lapisan termoklin bagian ekuator berkontribusi terhadap varians arus zonal melalui aliran geostropik meridional antara dekat ekuator dengan wilayah ekuator. Lebih lanjut anomali termoklin ini dapat disebabkan oleh gelombang Rossby [27,28].

Selain dinyatakan dalam skala ruang, variabilitas juga dinyatakan dalam skala waktu seperti pada Gambar 5 (b). Terlihat varians terbesar ditemukan pada bulan Mei 2003 sebesar 217.1, artinya pada bulan tersebut arus Wyrтки banyak bervariasi dengan perubahan variannya cukup besar. Sedangkan varians terendah terjadi pada bulan Januari 2008 sebesar –156.4. Hasil yang berbeda diperoleh Sachidanandan [25] yang mendapatkan varians terbesar dan terendah pada bulan Oktober – November dan Juli. Hal ini disebabkan panjang waktu pengamatan yang lebih pendek yaitu 2001 – 2007 dibandingkan dengan penelitian ini sebesar 14 tahun (2000 – 2014).

Gabungan variabilitas skala ruang dan waktu pada penjelasan di atas disajikan pada gambar 5c, terlihat pada kedalaman ~150 m sepanjang tahun pengamatan bernilai konstan dengan nilai varians hampir mencapai 0. Selain itu terlihat selama rentang tahun pengamatan, varians besar terjadi pada 2013 dan varians rendah terjadi di tahun 2008, 2010, dan 2012.



Gambar 5. Variabilitas arus Wyrтки dilihat dari sisi EOF (a), PC (b), dan kombinasinya (c).

Tabel 1. Varians EOF dan Persentase total varians.

Mode EOF	Persentase Variasi (%)	
	Individual	Kumulasinya
1	42.37	42.37
2	33.43	75.8
3	10.71	86.51
4	5.61	92.1
...	...	...
38	$2.0710 \cdot 10^{-5}$	100

Gabungan nilai total varians EOF dan persentasenya ditampilkan pada Tabel 1. Dari hasil perhitungan cukup diambil 4 dari 38 komponen utama terbesar yaitu EOF1, EOF2, EOF3, dan EOF4. Total varians ke empat EOF tersebut adalah 92.1%, angka ini lebih dari cukup untuk memuat informasi dari arus Wyrтки di titik pengamatan [29].

Secara aturan, pengambilan banyaknya komponen EOF bisa dilakukan lebih banyak sehingga diperoleh kontribusi data yang lebih besar. Namun karena nilai EOF5 – EOF38 memuat varians yang lebih kecil dan bila tetap dilakukan perhitungan maka membutuhkan waktu dan memori komputer yang besar untuk pengolahan data.

#### 4. Kesimpulan

Pada penelitian ini diperoleh arus Wyrтки muncul dalam 2 periode, yaitu musim peralihan I dan II. Periode musim peralihan I dan II berturut-turut muncul pada bulan Februari – Mei dan September – November dengan kecepatan maksimum sebesar 40 cm/det dan 20 cm/det. Keseluruhan disetiap musimnya arus Wyrтки terdeteksi dari lapisan permukaan pada kedalaman ~150 m.

Analisis temporal pada diagram Hovmöller, didapatkan angin zonal pada Musim peralihan I lebih terkonsentrasi di bulan Mei dengan kecepatan maksimum sebesar 3 m/det, sedangkan pada musim peralihan II berlangsung pada bulan November dengan kecepatan maksimum sebesar 4 m/det.

Selanjutnya variabilitas arus Wyrтки dilihat melalui EOF, PC, dan gabungan keduanya. Diperoleh pola arus yang memiliki varians 0 berada pada kedalaman ~150 m dan varians terbesar pada kedalaman 100 m. Dalam skala temporal terlihat varians terbesar dan terendah masing – masing terjadi pada bulan Mei 2003 dan Januari 2008.

#### Saran

Arus Wyrтки di Samudera Hindia bagian timur memegang kunci utama peristiwa oseanografi yang terjadi di perairan Indonesia. Untuk itu dibutuhkan penambahan pengamatan data di barat Samudera Hindia lebih dari satu titik agar mendapatkan gambaran analisa spasial yang baik serta dapat menjelaskan berbagai proses meteo-oseanografi yang menyertainya.

#### Daftar Pustaka

[1] F. A. Schott, S.-P. Xie, and J. P. McCreary Jr., "Indian Ocean circulation and climate variability," *Rev. of Geophys.*, vol.47, RG1002, 2009.

[2] C. Li, and M. Yanai, "The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast," *J. Climate*, vol. 9, pp. 358–375, 1996.

- [3] N.-C. Lau, and M. J. Nath, "Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments," *J. Climate*, vol. 13, pp. 4287–4309, 2000.
- [4] W. R. Boos, and Z. Kuang, "Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating," *Nature*, vol. 463, pp. 218–223, 2010.
- [5] R. Krishnan and P. Swapna, "Significant Influence of the Boreal Summer Monsoon Flow on the Indian Ocean Response during Dipole Events," *American Meteorological Society*, vol. 22, pp. 5611 – 5634, 2009.
- [6] K. Wyrтки, "An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*," vol. 181(4096), pp. 262–264, 1973.
- [7] M. Nagura, and M. J. McPhaden, "Wyrтки jet Dynamics: Seasonal Variability," *Journal of Geophysical Research*," vol 115 Issue C7, 2010.
- [8] Y. Masumoto, *et al.*, "Intraseasonal variability in the upper layer currents observed in the eastern equatorial Indian Ocean," *Journal of Geophysical Research*, vol 32, Issue 2, 2005.
- [9] M. Nagura, and M. J. McPhaden, "Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean Dipole," *J. Geophys. Res.*, vol. 115, C11026, 2010.
- [10] Reppin, J., F. A. Schott, J. Fischer, "Equatorial currents and transports in the upper central Indian Ocean: Annual cycle and interannual variability," *J. Geophys. Res.*, vol. 104(C7), 15, 495–514, 1999.
- [11] W. Han, *et al.*, "Basin resonances in the equatorial Indian Ocean," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 41, 1252–1270, 2011.
- [12] W. Han, *et al.* "Dynamics of the eastern surface jets in the equatorial Indian Ocean," *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 29(9), 2191–2209, 1999.
- [13] Y. Qiu, L. Li, and W. Yu, "Behavior of the Wyrтки Jet observed with surface drifting buoys and satellite altimeter," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 36(18), 120–131, 2009.
- [14] J.Y. Lee, S.S. Lee, B. Wang, K. J. Ha, J.G. Jhun, "Seasonal prediction and predictability of the Asian winter temperature variability," *Climate Dynamics*., vol 41, pp. 573 – 587, 2012.
- [15] B. Wang, J.Y. Lee, and B. Xiang, "Asian summer monsoon rainfall predictability: a predictable mode analysis," *Climate Dynamics*., vol 44, pp. 61 – 74, 2015.
- [16] M.J. Mc. Phaden, Y. Wang, and M. Ravichandran, "Volume transports of the Wyrтки jets and their relationship to the Indian Ocean Dipole," *Journal of Geophysical Research* ., vol. 120, pp. 5302 – 5317, 2015.
- [17] F. A. Schott, and J. P. McCreary, "The monsoon circulation of the Indian Ocean," *Prog. Oceanogr.*, vol. 51(1), pp 1–123, 2001.
- [18] W. Mardiansyah, dan I. Iskandar, "Variasi Temporal Arus Wyrтки di Samudera Hindia dan hubungannya dengan Fenomena *Indian Ocean Dipole*,". *Jurnal Segara*, vol 10, pp. 98 – 105, 2014.
- [19] Y. Duan, *et al.*, "Anomalous behaviour of Wyrтки Jets in the equatorial Indoan Ocean during 2013," *Nature*, 2013.
- [20] A. Hannachi, "A Primer for EOF Analysis of Climate Data,". Department of Meteorology, University of Reading, Reading RG6 6BB, UK, 2004.
- [21] M.J. McPhaden, Y. Wang, and M. Ravichandran, "Volume transports of the Wyrтки jets and their relationship to the Indian Ocean Dipole," *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 5302 – 5317, 2015.
- [22] I. Iskandar, Y. Masumoto, and K. Mizuno, 2009, "Subsurface Equatorial Zonal Current in the Eastern Indian Ocean," *Journal of Geophysical Research*., vol. 114, C06005.
- [23] R. Senan, D. Sengupta, and B. N. Goswami, "Intraseasonal "monsoon jets in the equatorial Indian Ocean," *Geophysical Research Letters*., vol 30(14), 4.1 – 4.4, 2003.
- [24] P.C. Chu, "Observational Studies on Association between Eastward Equatorial Jet and Indian Ocean Dipole," *Journal of Oceanography*., vol. 66, pp 429-434, 2010.
- [25] D. Zhang, M. J. McPhaden, and T. Lee, "Observed interannual variability of zonal currents in the equatorial Indian Ocean thermocline and their relation to Indian Ocean Dipole,". *Geophys. Res. Lett.*, vol 41, pp. 7933-7941, 2014.
- [26] C. Sachidanandan, M. Lengaigne, P. M. Muraleedharan, and B. Mathew, "Interannual variability of zonal currents in the equatorial Indian Ocean: respective control of IOD and ENSO," *Ocean Dynamics*, vol. 67(22), pp 1 – 17, 2017.
- [27] W. Cai, A. Pan, D. Roemmich, T. Cowan, and X. Guo, "Argo profiles a rare occurrence of three consecutive positive Indian Ocean Dipole events, 2006–2008," *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08701, 2009.
- [28] L. L. Trenary, and W. Han, "Intraseasonal-to-interannual variability of South Indian Ocean sea level and thermocline: Remote versus local forcing," *J. Phys. Oceanogr.*, 42, pp. 602–627, 2012.
- [29] I.T. Jolliffe. *Principal Component Analysis*. 2nd ed. New York:Springer – Verlag, 2002.