



Karakteristik Angin Permukaan di Teluk Ambon, Maluku

Characteristics of Surface Winds Over Ambon Bay, Maluku

Marlin C. Wattimena^{a*}, Gerry G. Salamena^b

^a Jurusan Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Pattimura Ambon, Indonesia

^b Divisi Fisika Kelautan pada Pusat Riset Laut Dalam, Badan Riset dan Inovasi Nasional (BRIN),

Article Info:

Received: 01 – 11 - 2022
in revised form: 12 – 11 - 2022
Accepted: 14 – 11 - 2022
Available Online: 18 – 11 - 2022

Keywords:

Beaufort scales, surface winds over Ambon Bay, winds-induced surface current.

Corresponding Author:

Marlin Chrisye Wattimena,
Jurusan Ilmu Kelautan,
Fakultas Perikanan dan Ilmu
Kelautan, Universitas
Pattimura Ambon, Indonesia

*Email:

marlinchrisyewattimena@gmail.com

DOI :

<https://doi.org/10.30598/jlp.vol1iss2pp19-36>

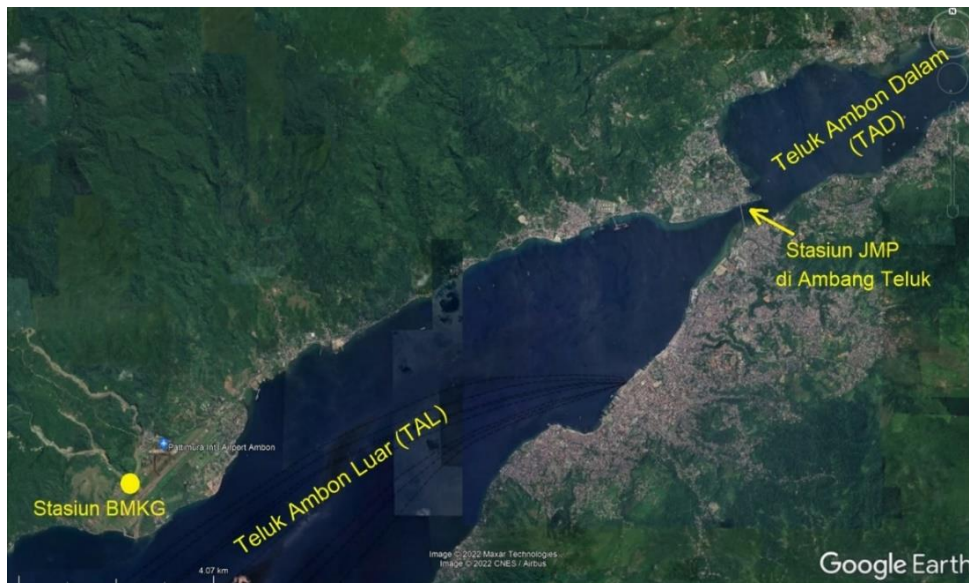
Abstrak: Karakteristik angin permukaan di Teluk Ambon antara bulan Agustus dan Oktober dikaji dari dua lokasi pengamatan berbeda yakni Teluk Ambon Luar (TAL) dan ambang teluk yang berdekatan dengan Teluk Ambon Dalam (TAD). Penelitian ini juga (i) menggunakan skala Beaufort dan (ii) mengestimasi kecepatan arus permukaan berdasarkan angin permukaan untuk menganalisis kontribusi angin permukaan pada kondisi oseanografi permukaan di Teluk Ambon. Secara umum, angin permukaan di Teluk Ambon bertiup seragam dalam arah (dari Tenggara) dan kekuatan (4-5 m/det dan 5-6 m/det) di kedua lokasi pengamatan pada bulan Agustus dan September. Disisi lain, pada bulan Oktober, baik arah dan kecepatan di kedua lokasi pengamatan angin di Teluk Ambon ini tidak menunjukkan keseragaman yang mana arah angin dominan pada stasiun TAL bertiup dari Selatan dengan kecepatan dominan sebesar 8 m/det sementara arah angin dominan pada stasiun ambang teluk bertiup dari Timur-Tenggara dengan kecepatan dominan sebesar 3 m/det. Angin permukaan antara bulan Agustus dan Oktober di Teluk Ambon tidak mempengaruhi kondisi gelombang dan arus permukaan di teluk tersebut. Hal ini disebabkan tinggi gelombang permukaan (0,3 m – 1 m) akibat angin permukaan yang tidak memenuhi kondisi ekstrim skala Beaufort dan arus permukaan akibat angin permukaan yang sangat kecil dibandingkan arus pasang surut (<0,1 m/det).

Abstract: *Characteristics of surface winds over Ambon Bay between August and October considering two separated observation stations at outer Ambon Bay (OAB) and at the sill of the embayment were investigated. This study also (i) employed Beaufort scales and (ii) estimated ocean surface current based on the magnitude of surface wind speed to analyze the contributions of surface winds to surface oceanography in Ambon Bay. In general, southeasterly surface winds were found to dominate these two observation stations in August and September with comparable wind speeds (i.e. 4-5 m/s and 5-6 m/s) in both locations in these periods. In contrast, in October, both directions and magnitudes of surface winds were found to be different between OAB station (i.e. predominant southerly winds with dominant speed of 8 m/s) and sill station (predominant east-southeasterly winds with dominant speed of 3 m/s). Surface winds over Ambon Bay between August and October are less likely to affect surface waves and surface current of the embayment. This is due to (i) surface wave heights (0.3 – 1 m) driven by surface winds that do not meet extreme conditions based on Beaufort scales, and (ii) wind-induced surface current that is weaker than tidal-induced surface current (< 0.1 m/s).*

PENDAHULUAN

Teluk Ambon di Pulau Ambon adalah sebuah perairan semi-tertutup yang memiliki geomorfologi berbentuk kanal panjang dan sempit, serta terbagi atas dua basin yakni Teluk Ambon Dalam (TAD) dan Teluk Ambon Luar (TAL) yang dipisahkan oleh sebuah ambang yang dangkal (12

m) (Gambar 1). TAL terkoneksi dengan Laut Banda yang adalah sebuah perairan terbuka. Teluk Ambon dikelilingi oleh gugusan pegunungan yang sejajar dengan garis pantai Teluk Ambon dengan tinggi elevasi antara 300 m dan 700 m (Souisa et al., 2016).



Gambar 1. Geografi Teluk Ambon yang terdiri dari Teluk Ambon Luar (TAL) dan Teluk Ambon Dalam (TAD) yang dipisahkan oleh ambang teluk. Pengamatan kecepatan angin di TAL dilakukan pada stasiun Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG, bulat kuning di gambar) sementara pengamatan kecepatan angin di ambang teluk dilakukan pada stasiun Jembatan Merah Putih (JMP) yang ditunjukkan oleh arah panah kuning di gambar.

Pengaruh angin muson pada curah hujan diatas Teluk Ambon telah umum diketahui. Sebagai contoh, angin muson Tenggara (*southeasterly monsoon*) yang bertiup antara bulan Juni dan Agustus memicu curah hujan yang tinggi diatas Teluk Ambon, sementara angin muson Barat Laut (*northwesterly monsoon*) yang bertiup antara bulan Desember dan Februari menyebabkan musim kering di Teluk Ambon (Likumahua et al., 2019; Tarigan, 1989). Periode-periode antara kedua angin muson ini disebut musim-musim peralihan yang memiliki arah angin yang bersifat random/acak diatas permukaan Teluk Ambon akibat tidak adanya suatu sistem angin muson utama (Tarigan, 1989).

Dilain pihak, pengaruh angin muson pada (i) distribusi angin permukaan di Teluk Ambon dan (ii) kondisi-kondisi oseanografi terkait seperti gelombang permukaan dan arus permukaan sangat minim diketahui. Padahal dari beberapa kajian-kajian literatur, estimasi arus dan gelombang permukaan akibat angin permukaan sangat penting untuk dapat mengetahui sirkulasi permukaan suatu perairan (Meaden et al., 2007; Singleton, 2008; Van der Mheen et al., 2020; Wheeler dan Wilkinson, 2004; Wu, 1973). Minimnya informasi/kajian-kajian terkait arus dan gelombang permukaan akibat angin permukaan di Teluk Ambon mungkin saja dipengaruhi oleh dua hal utama yaitu: (i) pengamatan angin permukaan sepanjang kanal Teluk Ambon masih didominasi oleh satu titik pengamatan yaitu di stasiun Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) yang berlokasi dekat Bandara Pattimura Ambon (lihat Gambar 1) yang ternyata hanya dapat mencakup angin permukaan di TAL (Salamena, 2013; Tarigan, 1989), dan (ii) pasang surut yang dianggap sebagai faktor pembangkit utama pada sirkulasi permukaan di Teluk Ambon dibandingkan dengan angin permukaan (Fadli dan Radjawane, 2014; Hamzah dan Wenno, 1987).

Penelitian ini bertujuan untuk mengkaji karakteristik dan distribusi angin permukaan di Teluk Ambon dengan menggunakan dua titik pengamatan angin permukaan yakni pada stasiun BMKG yang mencakup TAL dan stasiun Jembatan Merah Putih (JMP) pada lokasi ambang teluk yang dapat merepresentasikan angin permukaan di ambang teluk dan TAD. Penambahan satu stasiun pengamatan di daerah TAD ini (stasiun JMP sejak 2015) dapat digunakan untuk membandingkan persamaan/perbedaan angin permukaan sepanjang kanal Teluk Ambon. Lebih lanjut, estimasi arus dan gelombang permukaan akibat angin permukaan dilakukan untuk menganalisis seberapa signifikan kontribusi angin permukaan pada sirkulasi permukaan di Teluk Ambon.

METODE

Data pengukuran angin

Dua lokasi pengamatan digunakan untuk menganalisis kecepatan angin permukaan di Teluk Ambon (Gambar 1). Lokasi pengamatan pertama berada pada stasiun pengamatan BMKG sekitar Bandara Pattimura Ambon yang merepresentasi kecepatan angin yang bertiup di TAL. Anemometer pada stasiun BMKG berada pada ketinggian 10 m dari permukaan laut. Lokasi pengamatan kedua berada pada ambang teluk tepat diatas Jembatan Merah Putih (JMP) merepresentasikan kecepatan angin disekitar ambang teluk dan TAD. Anemometer pada stasiun JMP berada pada ketinggian 34 m dari permukaan laut. Periode yang digunakan untuk menganalisis perubahan bulanan/musiman di penelitian ini berkisar antara bulan Agustus 2019 yang merepresentasikan musim angin muson timur dan bulan Oktober 2019 yang merepresentasikan musim peralihan. Untuk menyeragamkan kecepatan angin di stasiun BMKG yang berada pada ketinggian 10 m dari permukaan laut (U_{10}) dan di stasiun JMP yang berada pada ketinggian 34 m dari permukaan laut (U_{34}), persamaan yang digunakan berdasarkan Aghbalou et al. (2018), dan Jung dan Schindler (2021):

$$U_{34} = U_{10} \left(\frac{34 \text{ m}}{10 \text{ m}} \right)^{0,4} \quad (1)$$

Metode analisis kecepatan angin di Teluk Ambon

Gambaran umum karakteristik angin permukaan di Teluk Ambon dianalisis dengan menggunakan mawar angin (*wind rose*) untuk menentukan arah angin dominan di TAL (stasiun BMKG) dan di ambang teluk (stasiun JMP). Pembuatan grafik mawar angin menggunakan kode MATLAB dengan fungsi *wind_rose* yang didownload dari MathWorks (https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/17748-wind_rose). Penentuan arah angin pada mawar angin yang digunakan pada penelitian mengacu pada diagram kategori arah angin yang ditunjukkan pada Gambar 2a. Lebih lanjut, metode regresi linear berdasarkan *scatter plot* untuk menentukan koefisien korelasi digunakan untuk membandingkan hubungan korelasi antara kecepatan angin yang diukur pada TAL (stasiun BMKG) dan di ambang teluk (stasiun JMP).

Skala Beaufort untuk kondisi permukaan perairan

Skala Beaufort merupakan suatu ukuran empiris untuk mengindikasikan kondisi permukaan air laut yakni tinggi gelombang permukaan berdasarkan kekuatan angin permukaan yang diukur pada ketinggian 10 m dari permukaan laut (Bakri et al., 2017; Singleton, 2008; Wheeler dan Wilkinson,

2004). Secara umum, urutan skala Beaufort dari kecepatan angin yang lemah hingga kuat ditunjukkan pada Tabel 1, yakni B0 hingga B12. Pada skala Beaufort (Tabel 1), kondisi ekstrim yang bersifat destruktif pada perairan dimulai dari skala B8 (tinggi gelombang: 7,5 m) (Meaden et al., 2007). Pada penelitian ini, skala Beaufort digunakan untuk menginterpretasi efek kekuatan angin musiman di Teluk Ambon yang diukur pada lokasi TAL dan ambang teluk terhadap tinggi gelombang permukaan laut di teluk tersebut.

Tabel 1. Skala Beaufort yang mendeskripsikan kondisi permukaan air laut berdasarkan kekuatan angin di ketinggian 10 m dari permukaan laut. Sumber: Meaden et al. (2007), Singleton (2008), Wheeler dan Wilkinson (2004)

Skala Beaufort	Deskripsi kualitatif kondisi atmosfer permukaan air laut berdasarkan skala Beaufort	Kecepatan angin (m/det)	Ketinggian gelombang permukaan (m)
B0	<i>Calm</i>	0 – 0,2	0
B1	<i>Light air</i>	0,3 – 1,5	0,1
B2	<i>Light breeze</i>	1,6 – 3,3	0,3
B3	<i>Gentle breeze</i>	3,4 – 5,4	1
B4	<i>Moderate breeze</i>	5,5 – 7,9	1,5
B5	<i>Fresh breeze</i>	8 – 10,7	2,5
B6	<i>Strong breeze</i>	10,8 – 13,8	4
B7	<i>Near gale</i>	13,9 – 17,1	5,5
B8	<i>Gale</i>	17,2 – 20,7	7,5
B9	<i>Strong gale</i>	20,8 – 24,4	10
B10	<i>Storm</i>	24,5 – 28,4	12,5
B11	<i>Violent storm</i>	28,5 -32,6	16
B12	<i>Hurricane</i>	32,7 atau lebih	> 16

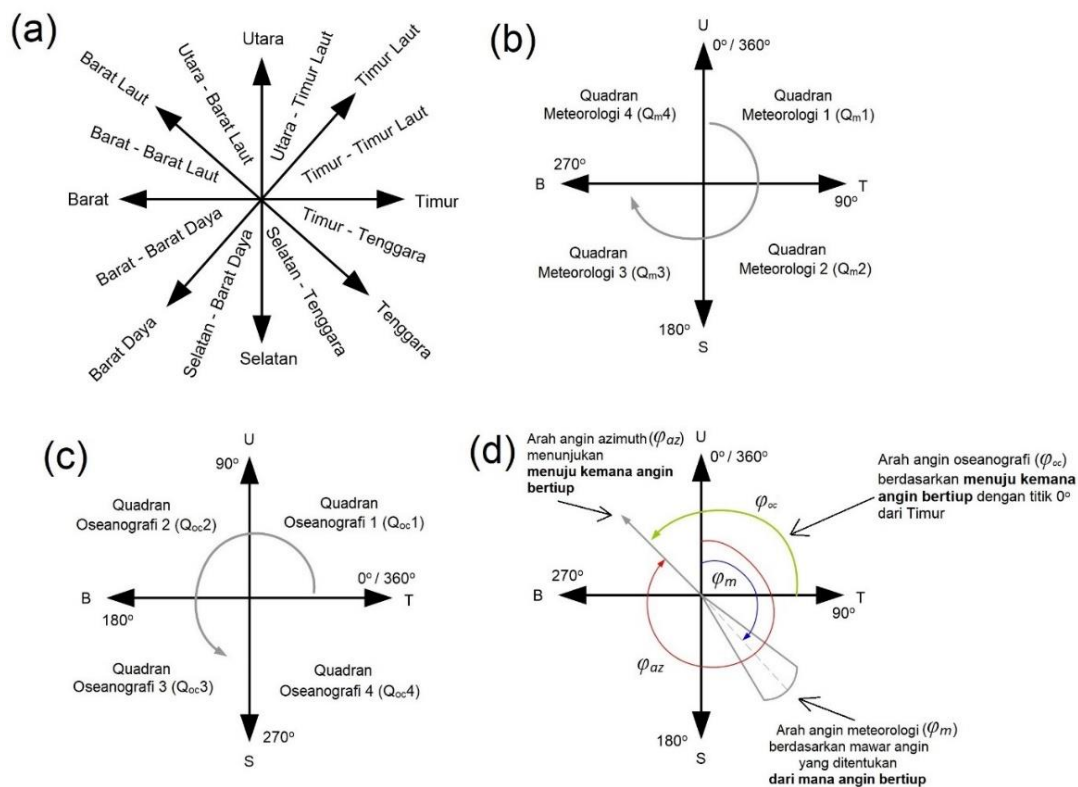
Analisis efek angin permukaan terhadap sirkulasi permukaan laut sepanjang kanal Teluk Ambon

Konversi arah mata angin secara meteorologi ke sistem oseanografi

Konvensi (persetujuan secara universal) didalam bidang meteorologi mengatur bahwa arah angin ditentukan berdasarkan *dari mana angin tersebut bertiup* dan arah Utara menjadi titik awal (0°) penentuan sudut arah angin (Gambar 2b). Hal ini mengakibatkan data pengamatan kecepatan angin di stasiun-stasiun meteorologi menganut konvensi meteorologi tersebut (Long, 1994). Disisi lain, konvensi didalam bidang oseanografi mengatur bahwa arah angin ditentukan berdasarkan *kemana angin tersebut bertiup*, seperti halnya penentuan arah arus dari fluida, dan arah Timur menjadi titik awal (0°) penentuan sudut arah angin (Gambar 2c), seperti halnya sistem Kartesian dibidang matematika (Long, 1994). Perbedaan standar arah kecepatan angin dibidang meteorologi dan oseanografi menyebabkan data kecepatan angin yang diperoleh dari stasiun-stasiun meteorologi membutuhkan proses konversi ke sistem oseanografi (Tavares et al., 2016, Long, 1994).

Proses konversi sistem koordinat arah angin dari meteorologi ke oseanografi cenderung melibatkan sistem rotasi koordinat yang cukup kompleks. Sebagai contoh, pada Gambar 2d, data angin yang bertiup dari arah Tenggara berdasarkan pengamatan suatu stasiun meteorologi digambarkan dalam format mawar angin dengan sudut φ_m dari arah Utara. Sementara secara

oseanografi, angin ini dipandang bertiup menuju arah Barat Laut. Untuk mengkonversi sistem arah angin yang didasarkan pada *dari mana angin bertiup* (meteorologi) menjadi *kemana angin bertiup* (oseanografi), φ_m dikonversikan terlebih dahulu menjadi arah angin azimuth, φ_{az} dengan selisih sebesar 180° (Gambar 2d). Meskipun φ_{az} telah mengindikasikan bahwa arah angin didasarkan pada *kemana angin bertiup* (yakni menjadi menuju kearah Barat Laut) seperti pada sistem oseanografi, titik awal (0°) dari φ_{az} masih dimulai dari arah Utara sementara titik awal pada sistem oseanografi dimulai dari arah Timur (Gambar 2c). Oleh karena itu, φ_{az} perlu dikonversikan ke sistem oseanografi dengan cara mencari hubungan matematis antara φ_{az} dan φ_{oc} yang merupakan sudut arah angin dari sistem oseanografi yang memiliki titik awal (0°) dari arah Timur (Gambar 2d).



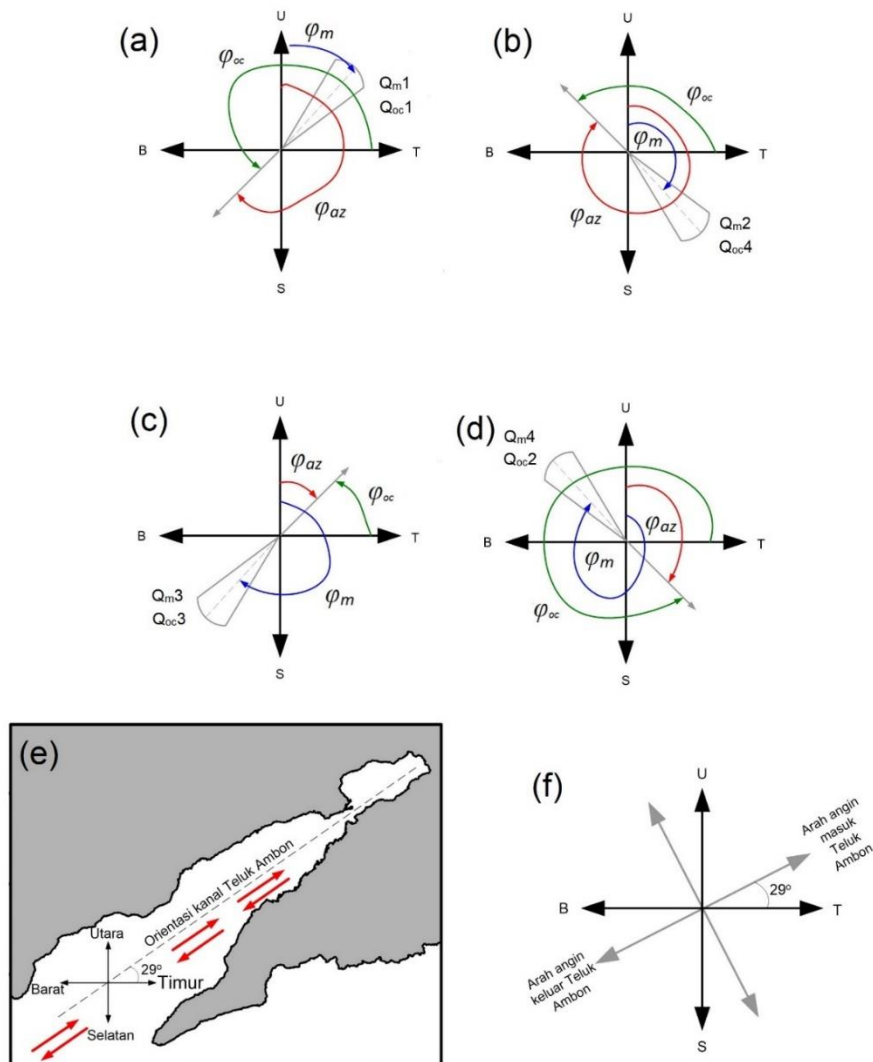
Gambar 2. (a) Acuan sistem arah mata angin (sumber: Masseran, 2015). (b) Sistem arah mata angin berdasarkan standar meteorologi; titik awal (0°) berada pada arah Utara. (c) Sistem arah mata angin berdasarkan standar oseanografi; titik awal (0°) berada pada arah Timur. (d) Konfigurasi arah mata angin secara meteorologi (φ_m) yang ditunjukkan oleh mawar angin yang dipadu dengan arah angin azimuth (φ_{az}) yang berselisih 180° dari arah angin meteorologi namun memiliki titik awal (0°) yang sama dengan arah angin meteorologi dan dikombinasikan dengan arah angin dengan standar oseanografi (φ_{oc}) dengan titik awal dari arah Timur.

Untuk mengkonversi arah angin meteorologi (φ_m), menjadi arah angin azimuth (φ_{az}) sehingga dapat menentukan arah angin oseanografi (φ_{oc}), lokasi dimana mawar angin yang merepresentasikan φ_m dan ditunjukkan pada quadran-quadran koordinat (lihat Gambar 2b) menjadi sangat penting untuk proses konversi ini. Angin yang bertiup dari arah Timur Laut yang berlokasi pada Quadran meteorologi 1 (Q_{m1}) atau Quadran oseanografi 1 (Q_{oc1}) untuk sistem oseanografi, konfigurasi φ_m , φ_{az} dan φ_{oc} ditunjukkan pada Gambar 3a dan nilai φ_{oc} ditentukan oleh $\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$ (Tabel 2). Mawar angin yang berada di Q_{m2} (atau Q_{oc4}, Gambar 3b), $\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$ berlaku untuk proses konversi (Tabel 2). Mawar angin yang berada di Q_{m3} (atau Q_{oc3}, Gambar 3c), $\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$ berlaku untuk

proses konversi (Tabel 2). Mawar angin yang berada di Q_{m4} (atau Q_{oc2} , Gambar 3d), $\varphi_{oc} = 630^\circ - \varphi_m$ berlaku untuk proses konversi (Tabel 2).

Tabel 2. Konversi arah angin meteorologi (φ_m) ke arah angin azimuth (φ_{az}) dan ke arah angin oseanografi (φ_{oc}) untuk mawar angin yang berada pada quadran-quadran berdasarkan sistem meteorologi.

φ_m (Lokasi mawar angin pada Gambar 3a-d)	φ_{az}	φ_{oc}
Q_{m1}/ Q_{oc1}	$\varphi_{az} = \varphi_m + 180^\circ$	$\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$
Q_{m2}/ Q_{oc4}	$\varphi_{az} = \varphi_m + 180^\circ$	$\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$
Q_{m3}/ Q_{oc3}	$\varphi_{az} = \varphi_m - 180^\circ$	$\varphi_{oc} = 270^\circ - \varphi_m$
Q_{m4}/ Q_{oc2}	$\varphi_{az} = \varphi_m - 180^\circ$	$\varphi_{oc} = 630^\circ - \varphi_m$



Gambar 3. (a), (b), (c) dan (d) adalah berturut-turut konfigurasi arah angin meteorologi yang ditunjukkan oleh lokasi mawar angin pada quadran 1 (Q_{m1}), 2 (Q_{m2}), 3 (Q_{m3}) dan 4 (Q_{m4}) pada sistem meteorologi. (e) Skema orientasi kanal Teluk Ambon (garis putus-putus) yang memiliki sudut kemiringan 29° dari arah Timur dan dikombinasikan dengan arah angin permukaan yang sejajar orientasi kanal Teluk Ambon (anak-anak panah berwarna merah). (f) Rotasi sumbu koordinat sebesar 29° dari arah Timur menjadi acuan perhitungan komponen arah angin sejajar orientasi kanal Teluk Ambon.

Penentuan kecepatan arah angin permukaan yang searah dengan orientasi kanal Teluk Ambon

Pertukaran massa air permukaan/sirkulasi permukaan akibat angin permukaan sepanjang kanal dari Teluk Ambon (*surface longitudinal transport*) sangat efektif terjadi jika arah angin sejajar/memiliki orientasi sama dengan orientasi kanal Teluk Ambon (lihat anak panah merah di Gambar 3e), seperti dilaporkan pada studi-studi sebelumnya (Casey dan Wesche, 1981; Nowacki dan Ganju, 2018). Namun, angin permukaan tidak selalu bertiup persis sejajar dengan orientasi dari kanal Teluk Ambon sehingga komponen arah angin yang sejajar dengan orientasi Teluk Ambon perlu ditentukan.

Angin permukaan yang telah dikonversi dari standar meteorologi (φ_m) menjadi standar oseanografi (φ_{oc}) yang menganut sistem Kartesian, yakni 0° pada arah Timur (lihat bagian 2.4.1), dapat digunakan untuk mengekstrak komponen angin yang sejajar dengan orientasi kanal Teluk Ambon. Pertama-tama, komponen arah horizontal (u) (sumbu x , nilai positif jika menuju Timur dan negatif jika menuju Barat) dan vertikal (v) (sumbu y , nilai positif jika menuju Utara dan negatif jika menuju Selatan) ditentukan dengan menggunakan persamaan berdasarkan Long (1994):

$$u = U_{10} \cos(\varphi_{oc}); v = U_{10} \sin(\varphi_{oc}), \quad (2)$$

dimana U_{10} adalah besar kecepatan angin yang diukur pada ketinggian 10 m dari permukaan laut. Setelah komponen angin arah horizontal (u) dan vertikal (v) diperoleh dari persamaan (2), proses berikutnya adalah melakukan rotasi sumbu koordinat Utara-Selatan-Timur-Barat sebesar 29° berlawanan arah jarum jam untuk menghasilkan koordinat searah orientasi kanal Teluk Ambon (Gambar 3f). Hal ini bertujuan untuk mengekstrak komponen u_{Ambon} yang searah dengan kanal Teluk Ambon untuk menghitung komponen angin permukaan yang masuk/keluar kanal Teluk Ambon. u_{Ambon} dihitung dengan formula menurut Thomson dan Emery (2014):

$$u_{Ambon} = u \cos(29^\circ) + v \sin(29^\circ) \quad (3)$$

Perhitungan arus laut permukaan berdasarkan input kecepatan angin permukaan yang searah dengan orientasi kanal Teluk Ambon

Kecepatan arus laut permukaan (u_{arus}) akibat angin permukaan dapat ditentukan berdasarkan Van der Mheen et al. (2020):

$$u_{arus} = \left\{ 0,03 - \left(\frac{\rho_{udara} C_D}{\rho_{laut} K} \right)^{0,5} \log_{10} \left(\frac{z}{z_0} \right) \right\} U_{10} , \quad (4)$$

dimana ρ_{udara} dan ρ_{laut} adalah berturut-turut densitas udara (sebesar: $1,2 \text{ kg/m}^3$) dan air laut di lapisan permukaan. C_d adalah koefisien geser permukaan untuk angin yang lemah ($< 7 \text{ m/det}$) yang bernilai 0,00104 (Amorocho dan DeVries, 1980). K adalah konstanta von Karman yang bernilai 0,41. z_0 adalah panjang nilai kekasaran permukaan (*roughness length*) yang bernilai -0,001 m (Van der Mheen et al., 2020). z adalah kedalaman air laut permukaan yang ditinjau untuk mengalami efek arus permukaan akibat angin (Van der Mheen et al., 2020). Pada persamaan (4), koordinat z adalah negatif untuk kedalaman. U_{10} adalah kecepatan angin permukaan yang diukur pada ketinggian 10 m.

Pada penelitian ini, nilai ρ_{laut} diperoleh dari data pengukuran CTD oleh Pusat Penelitian Laut Dalam LIPI (yang sekarang menjadi Pusat Riset Laut Dalam BRIN) untuk stasiun-stasiun yang berlokasi dekat dengan JMP (yakni stasiun 8 LIPI) dan BMKG (yakni stasiun 17 LIPI). Nilai ρ_{laut} yang digunakan dalam perhitungan persamaan (4) ditunjukkan pada Tabel 3. Nilai z dipilih sebesar kedalaman 1,5 m yang berkaitan dengan lokasi pengukuran data ρ_{laut} untuk meminimalisir efek ketidak-stabilan pengukuran CTD di lapisan lebih dangkal akibat manuver perahu saat pengukuran.

Tabel 3. Nilai-nilai densitas air laut di Teluk Ambon pada lokasi Stasiun 17 LIPI yang berada dekat stasiun pengamatan angin BMKG dan stasiun 8 LIPI yang berdekatan dengan stasiun pengamatan angin JMP untuk bulan Agustus, September dan Oktober.

Stasiun-stasiun CTD LIPI	ρ_{laut} (kg/m ³)		
	Agustus	September	Oktober
Stasiun 17 LIPI dekat dengan stasiun BMKG	1021,402	1021,882	1021,447
Stasiun 8 LIPI dekat dengan stasiun JMP	1019,159	1020,496	1021,336

HASIL DAN PEMBAHASAN

Hasil

Karakteristik angin permukaan di Teluk Ambon berdasarkan pengamatan di Teluk Ambon Luar (BMKG) dan di ambang teluk (JMP)

Tinjauan temporal berdasarkan perubahan bulanan

Secara umum, arah angin permukaan di Teluk Ambon mengalami perubahan dari bulan Agustus hingga Oktober. Selama bulan Agustus, angin permukaan di Teluk Ambon didominasi oleh angin yang bertiup dari arah Tenggara (Gambar 4a dan 4b) dengan kecepatan angin dominan dari Tenggara antara 4-5 m/det dan 5-6 m/det, berdasarkan nilai frekuensi tertinggi pada Gambar 5b dan 5a berturut-turut. Selama bulan September, dominasi angin dari arah Tenggara ini masih tetap terlihat di permukaan Teluk Ambon (Gambar 4c dan 4d) dengan kecepatan angin dominan dari Tenggara sebesar 4-5 m/det (Gambar 5c dan 5d). Dominasi angin dari arah Tenggara yang terlihat di bulan Agustus dan September tidak lagi terlihat di bulan Oktober. Hal ini ditunjukkan oleh angin permukaan di TAL (stasiun BMKG) yang telah didominasi oleh angin dari arah Selatan (Gambar 4e) dengan rata-rata kecepatan angin sebesar 8 m/det (rerata nilai frekuensi di Gambar 5e), sementara angin permukaan di ambang teluk (stasiun JMP) didominasi oleh angin dari arah Timur-Tenggara (Gambar 4f) dengan rerata kecepatan angin sebesar 3 m/det (rerata nilai frekuensi di Gambar 5f). Perlu dicatat bahwa penggunaan nilai rerata frekuensi di bulan Oktober dikarenakan bentuk kurva histogram frekuensi di bulan Oktober (Gambar 5e dan 5f) tidak berbentuk kurva distribusi yang memiliki satu nilai frekuensi dominan seperti di bulan Agustus (Gambar 5a dan 5b) dan September (Gambar 5c dan 5d).

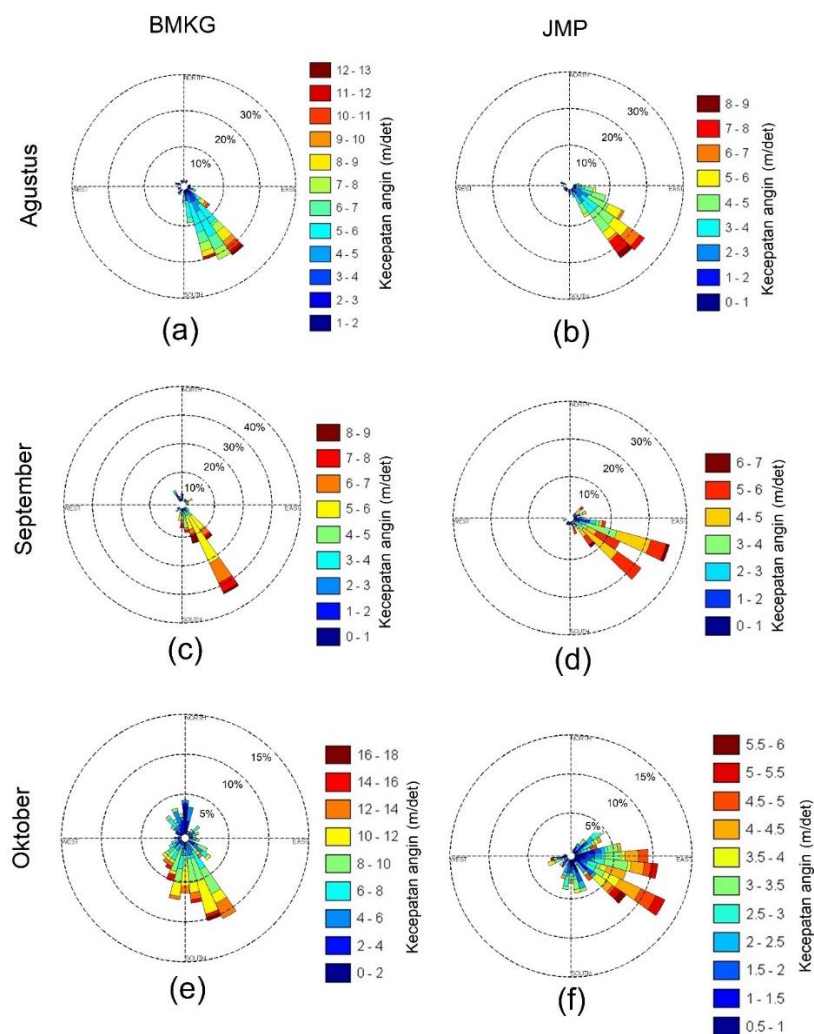
Tinjauan spasial berdasarkan lokasi stasiun

Tinjauan kekuatan angin permukaan

Secara umum kecepatan angin di TAL (stasiun BMKG) di bulan Agustus sedikit lebih kuat dibandingkan di ambang teluk (stasiun JMP). Angin dari arah Tenggara yang dominan di bulan Agustus (Gambar 4a dan 4b), di TAL memiliki kecepatan dominan sebesar 5-6 m/det (nilai frekuensi tinggi di Gambar 5a) dan maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 13

m/det (lihat indikator warna di Gambar 4a). Hal ini relatif kuat dibandingkan pengamatan di bulan yang sama pada lokasi ambang teluk dimana kecepatan dominan sebesar 4-5 m/det (nilai frekuensi tinggi di Gambar 5b) dengan maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 9 m/det (lihat indikator warna di Gambar 4b).

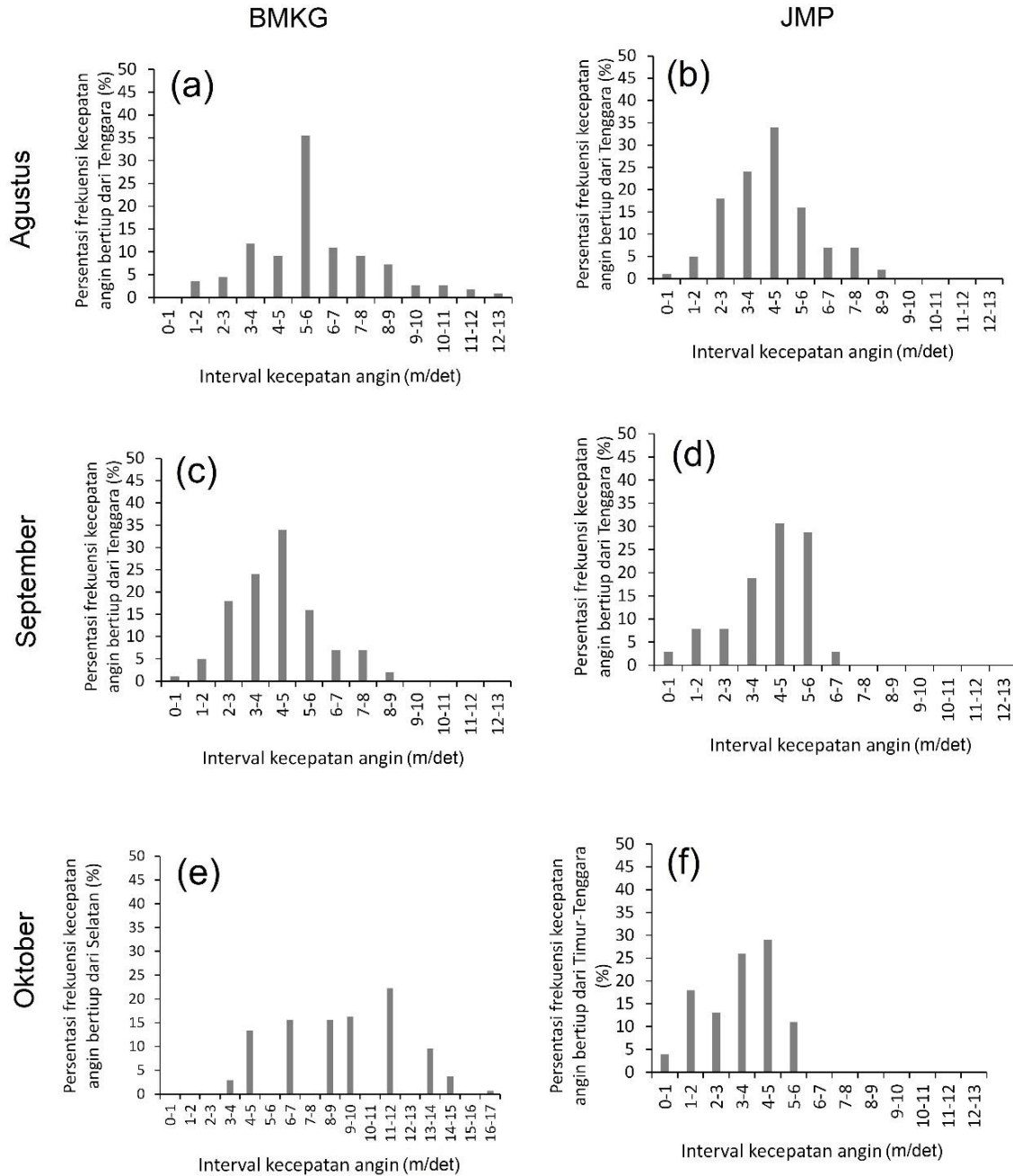
Kecepatan angin di TAL (stasiun BMKG) di bulan September cukup sama dengan kecepatan angin yang diukur di ambang teluk (stasiun JMP). Angin dari arah Tenggara yang dominan di bulan September (Gambar 4c dan 4d), di TAL memiliki kecepatan dominan sebesar 4-5 m/det (nilai frekuensi tinggi di Gambar 5c) dan maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 9 m/det (lihat indikator warna di Gambar 4c). Hal ini relatif sama dengan pengamatan di bulan yang sama pada lokasi ambang teluk dimana kecepatan dominan sebesar 4-5 m/det (nilai frekuensi tinggi di Gambar 5d) dengan maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 7 m/det (lihat indikator warna di Gambar 4d).



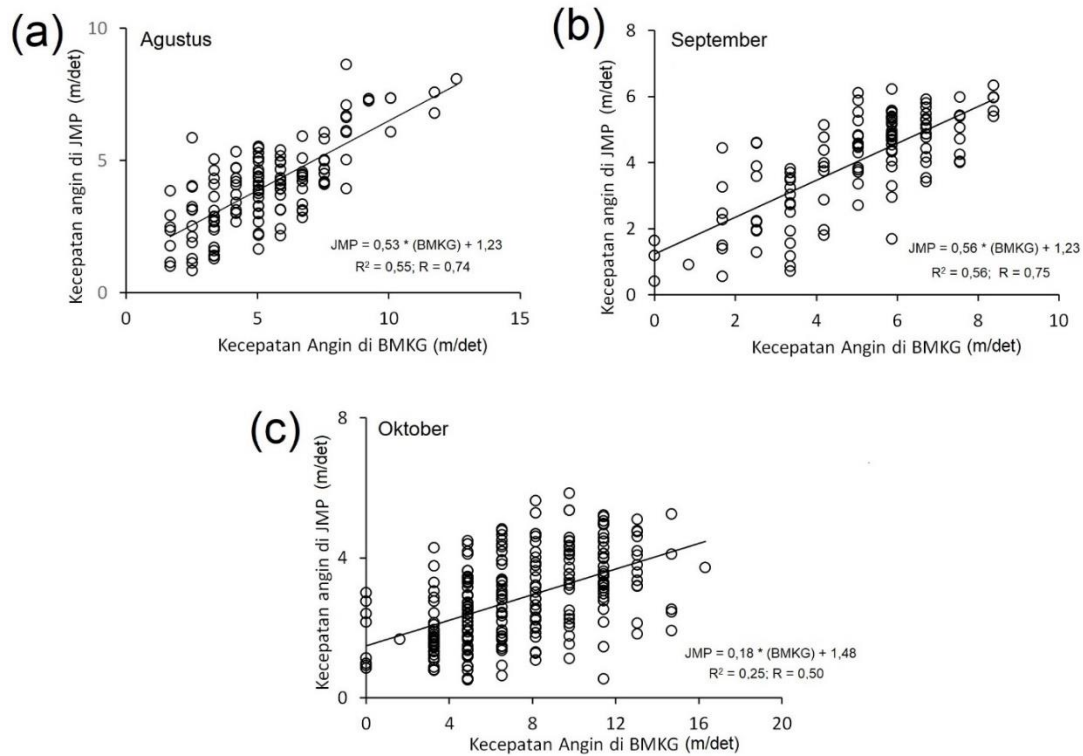
Gambar 4. Mawar angin pada lokasi pengamatan di (a) stasiun BMKG dan (b) stasiun JMP di bulan Agustus. (c) dan (d) mirip dengan (a) dan (b) namun untuk bulan September. (e) dan (f) mirip dengan (a) dan (b) namun untuk bulan Oktober.

Kecepatan angin di TAL (stasiun BMKG) di bulan Oktober lebih kuat dibandingkan di ambang teluk (stasiun JMP). Angin dari arah Selatan yang dominan pada bulan Oktober di TAL (Gambar 4e) memiliki kecepatan dominan sebesar 8 m/det (rerata nilai frekuensi di Gambar 5e) dan

maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 18 m/det (lihat indikator warna di Gambar 4e). Hal ini sangat kuat dibandingkan dengan pengamatan di bulan yang sama pada lokasi ambang teluk dengan arah angin dominan dari Timur-Tenggara (Gambar 4f) dimana kecepatan dominan sebesar 3 m/det (rerata nilai frekuensi di Gambar 5f) dengan maksimum kecepatan, meskipun dengan frekuensi sangat kecil, sebesar 6 m/det (lihat indikator warna di Gambar 4f).



Gambar 5. Grafik histogram kecepatan angin yang dominan dari arah Tenggara di bulan Agustus untuk (a) stasiun BMKG dan (b) stasiun JMP. (b) dan (c) mirip dengan (a) dan (b) namun untuk bulan September. Grafik histogram kecepatan angin yang (e) dominan dari arah Selatan di stasiun BMKG di bulan Oktober dan (f) dominan dari arah Timur-Tenggara di stasiun JMP di bulan Oktober.



Gambar 6. Kecepatan angin di stasiun BMKG (sumbu x) versus di stasiun JMP (sumbu y) untuk (a) bulan Agustus, (b) bulan September dan (c) Oktober.

Hubungan secara statistik antara kecepatan angin di Teluk Ambon Luar dan ambang teluk

Kecepatan angin di TAL (stasiun BMKG) memiliki korelasi yang tinggi (koefisien korelasi, $R > 0,7$) dengan kecepatan angin di ambang teluk (stasiun JMP) pada bulan Agustus dan September. Sebagai contoh, koefisien korelasi antara kecepatan angin di stasiun BMKG dan stasiun JMP di bulan Agustus, sebesar 0,74 (Gambar 6a). Di bulan September, koefisien korelasi dari kecepatan angin permukaan antara kedua stasiun pengamatan ini sebesar 0,75 (Gambar 6b). Disisi lain, di bulan Oktober, hubungan korelasi antara kecepatan angin di TAL dan di ambang teluk melemah dengan koefisien korelasi sebesar 0,5 (Gambar 6c).

Persamaan regresi yang mengatur hubungan linear antara kecepatan angin di TAL (stasiun BMKG) dan di ambang teluk (stasiun JMP) sangat mirip di bulan Agustus ($JMP = 0,53 * (BMKG) + 1,23$; Gambar 6a) dan September ($JMP = 0,56 * (BMKG) + 1,23$; Gambar 6b). Hal ini berbeda dengan persamaan regresi untuk kedua lokasi di bulan Oktober, yakni: $JMP = 0,18 * (BMKG) + 1,48$ (Gambar 6c).

Skala Beaufort untuk kondisi oseanografi permukaan di Teluk Ambon berdasarkan pengamatan angin permukaan

Secara umum, efek angin permukaan di Teluk Ambon tidak berdampak signifikan dalam memicu kondisi ekstrim di teluk tersebut. Sebagai contoh, kecepatan angin permukaan yang dominan pada ketinggian 10 m dari permukaan laut berkisar antara 2 m/det dan 5 m/det selama bulan Agustus hingga Oktober dan magnitude dari kecepatan angin permukaan ini hanya dapat menghasilkan tinggi gelombang permukaan antara 0,3 m dan 1 m (lihat Tabel 4). Akibatnya, kondisi permukaan laut di Teluk Ambon di bulan Agustus hingga Oktober dikategorikan dalam skala Beaufort antara B2 (*Light*

breeze) dan B3 (*Gentle breeze*) (lihat Tabel 1 dan 4) sehingga belum dikategorikan didalam kondisi ekstrim (skala Beaufort: B8 atau lebih).

Karakteristik sirkulasi permukaan sepanjang kanal Teluk Ambon berdasarkan pengamatan angin permukaan

Angin permukaan yang searah orientasi kanal Teluk Ambon (u_{Ambon} , persamaan (3)) antara periode Agustus dan Oktober secara umum sangat lemah (< 2 m/det) sehingga dapat dikategorikan dalam kondisi skala Beaufort B1 hingga B2 (lihat Tabel 5) yang menunjukkan kondisi permukaan Teluk Ambon tidak dalam kondisi ekstrim (Tabel 1). Secara umum, di TAL, u_{Ambon} bergerak masuk ke kanal Teluk Ambon (bernilai positif) sementara di ambang teluk angin u_{Ambon} bergerak keluar kanal Teluk Ambon (bernilai negatif).

Kecepatan arus permukaan (u_{arus} , persamaan (4)) akibat angin permukaan yang searah orientasi kanal Teluk Ambon berkisar antara 0,008 m/det dan 0,0034 m/det. di TAL, u_{arus} bergerak masuk ke kanal Teluk Ambon (bernilai positif) sementara di ambang teluk arus u_{Ambon} bergerak keluar kanal Teluk Ambon (bernilai negatif) (lihat Tabel 5).

Tabel 4. Parameter kecepatan angin dominan di ketinggian 34 m dan 10 m dari permukaan laut pada lokasi stasiun pengamatan BMKG dan JMP di bulan Agustus, September dan Oktober dan karakteristik skala Beaufort terkait berdasarkan kecepatan angin permukaan pada ketinggian 10 m,

Aspek pembandingan pada lokasi pengamatan kecepatan angin di Teluk Ambon		Lokasi pengamatan angin di Teluk Ambon	
		TAL (Stasiun BMKG)	Ambang teluk (Stasiun JMP)
Kecepatan angin dominan pada ketinggian 34 m dari permukaan laut (Gambar 3, 4 dan 5)	Agustus	5-6 m/det	4-5 m/det
	September	4-5 m/det	4-5 m/det
	Oktober	8 m/det	3 m/det
Kecepatan angin dominan pada ketinggian 10 m dari permukaan laut untuk klasifikasi skala Beaufort dengan menggunakan persamaan (1)	Agustus	3-4 m/det	2-3 m/det
	September	2-3 m/det	2-3 m/det
	Oktober	5 m/det	2 m/det
Skala Beaufort untuk memprediksi tinggi gelombang (m) berdasarkan Tabel 1	Agustus	1 m	0,3 m
	September	0,3 m	0,3 m
	Oktober	1 m	0,3 m
Skala Beaufort untuk kondisi umum perairan Teluk Ambon berdasarkan Tabel 1	Agustus	B3: <i>Gentle breeze</i>	B2: <i>Light breeze</i>
	September	B2: <i>Light breeze</i>	B2: <i>Light breeze</i>
	Oktober	B3: <i>Gentle breeze</i>	B2: <i>Light breeze</i>

Tabel 5. Kecepatan angin searah orientasi kanal Teluk Ambon (u_{Ambon}) dan kecepatan arus permukaan (u_{arus}) yang diestimasi dari u_{Ambon} untuk dua lokasi pengamata angin di Teluk Ambon Luar (stasiun BMKG) dan di ambang teluk (stasiun JMP) di bulan Agustus, September dan Oktober.

Lokasi pengamatan	Bulan	u_{Ambon} (m/det)			u_{arus} (m/det)	Arah arus permukaan
		Magnitude	Arah angin	Skala Beaufort		
Teluk Ambon Luar	Agustus	0,4	Masuk	B1	0.008	Masuk
	September	0,3	Teluk	B1	0.006	Teluk
	Oktober	0,8	Ambon	B1	0.017	Ambon
Ambang teluk	Agustus	-0,7	Keluar	B1	-0.015	Keluar
	September	-1,6	Teluk	B2	-0.034	Teluk
	Oktober	-0,8	Ambon	B1	-0.017	Ambon

Pembahasan

Efek angin muson Tenggara pada distribusi angin permukaan di Teluk Ambon

Efek angin musiman regional yang dalam hal ini angin muson Tenggara yang mencakup wilayah yang cukup luas antara Laut Arafura hingga Laut Banda, termasuk Kepulauan Maluku Tengah dimana Pulau Ambon didalamnya (Qu et al., 2005) sangat mempengaruhi angin lokal di Teluk Ambon. Sebagai contoh, angin muson Tenggara di Laut Banda di bulan Agustus mengakibatkan kecepatan (Tabel 4) dan arah angin permukaan (Gambar 4a dan 4b) dalam skala lokal di Teluk Ambon untuk dua lokasi pengukuran yang terpisah cukup signifikan (~22 km antara stasiun BMKG dan stasiun JMP) menjadi seragam. Lebih lanjut, tingginya korelasi statistik ($R = 0,74$; Gambar 6a) antara kedua lokasi pengamatan di bulan Agustus memperkuat fakta bahwa kedua lokasi ini dikontrol oleh angin muson Tenggara di bulan tersebut. Disisi lain, ketiadaan angin muson Tenggara di bulan Oktober (musim peralihan) mengakibatkan (i) ketidak-seragaman dalam hal magnitude kecepatan (Tabel 4) dan arah (Gambar 4e dan 4f) dari angin permukaan, dan (ii) lemahnya hubungan korelasi ($R = 0,50$; Gambar 6c) pada dua lokasi berbeda di Teluk Ambon di bulan Oktober.

Efek angin musiman regional dari arah Tenggara yang seyogianya bertiup antara bulan Juni dan Agustus pada angin lokal di Teluk Ambon mendominasi fase awal musim peralihan di bulan September di Teluk Ambon. Sebagai contoh, magnitude kecepatan (Tabel 4) dan arah (Gambar 4c dan 4d) angin permukaan pada dua lokasi pengamatan berbeda di Teluk Ambon (stasiun BMKG dan stasiun JMP) di bulan September masih relatif mirip dengan yang diobservasi di bulan Agustus (bandingkan dengan Tabel 4 dan Gambar 4a dan 4b). Tingginya korelasi statistik ($R = 0,75$; Gambar 6b) antara kedua lokasi pengamatan di bulan September memperkuat fakta bahwa kedua lokasi ini dikontrol oleh angin muson Tenggara di bulan tersebut seperti yang terjadi pada bulan Agustus. Persamaan regresi linear antara dua stasiun pengamatan di Teluk Ambon di bulan September ($JMP = 0,56 \cdot (BMKG) + 1,23$; Gambar 6b) yang sangat mirip dengan yang diperoleh pada bulan Agustus ($JMP = 0,53 \cdot (BMKG) + 1,23$; Gambar 6a) memperkuat fakta bahwa angin muson Tenggara yang biasanya terjadi di bulan Juni sampai Agustus di Teluk Ambon masih memiliki efek pada bulan September ketika musim peralihan mulai berlaku.

Karakteristik angin permukaan di Teluk Ambon dan aspek oseanografi terkait

Nilai tinggi gelombang permukaan yang diprediksi secara sederhana menggunakan skala Beaufort (Tabel 1 dan Tabel 4) ternyata konsisten dengan pengukuran-pengukuran muka gelombang di pesisir Teluk Ambon oleh Suwartana dan Hermanto (1991). Sebagai contoh, Suwartana dan Hermanto (1991) melakukan pengukuran tinggi gelombang permukaan pada pantai-pantai sepanjang Teluk Ambon dari TAL hingga TAD dan ditemukan bahwa tinggi gelombang permukaan rata-rata berkisar antara 0,05 m dan 0,6 m di musim angin muson Tenggara dan antara 0,04 m dan 0,3 m di musim peralihan. Nilai-nilai pengukuran angin permukaan di kedua musim mirip dengan yang diprediksi dengan menggunakan skala Beaufort pada penelitian ini (antara 0,3 m dan 1 m, Tabel 4).

Penelitian ini menunjukkan bahwa angin permukaan di Teluk Ambon antara bulan Agustus dan Oktober tidak memiliki efek signifikan pada kondisi oseanografis permukaan seperti gelombang dan arus di teluk tersebut. Sebagai contoh, pengamatan angin permukaan selama periode ini hanya menghasilkan tinggi gelombang permukaan antara 0,3 m dan 1 m yang mengindikasikan level skala Beaufort yang lemah (lihat Tabel 1 dan Tabel 4). Arus permukaan akibat angin permukaan di Teluk Ambon (lihat bagian metode 2.4.3) tidak menunjukkan kecepatan yang signifikan (nilai kecepatan < 0,1 m/det). Sebagai perbandingan, pengukuran arus permukaan akibat pasang-surut di Teluk Ambon menunjukkan kekuatan rata-rata sebesar $\pm 0,12$ m/det (Hamzah dan Wenno, 1987), jauh melebihi arus permukaan akibat angin permukaan yang dihitung dalam penelitian ini.

Lemahnya pengaruh angin permukaan pada hidrodinamika (gelombang dan arus) di permukaan Teluk Ambon dapat disebabkan oleh dua hal pokok. Pertama, lokasi Teluk Ambon yang dikelilingi oleh gugusan pegunungan dengan ketinggian antara 300 m dan 700 m seperti ditunjukkan pada Gambar 2 dari Souisa et al. (2016) yang berlokasi sejajar dengan kontur pantai Teluk Ambon memiliki potensi untuk meredam kekuatan angin permukaan yang datang dari luar Pulau Ambon termasuk dari Laut Banda (Chen dan Hui, 1990; Yeh et al., 2002). Kedua, lebar kanal Teluk Ambon yang sempit (4-8 km di TAL, 400 m di ambang teluk dan 3-4 km di TAD) dibandingkan dengan radius Rossby deformasi internal (*internal Rossby deformation radius*) yang mengatur seberapa signifikan angin permukaan dapat menyebabkan sirkulasi permukaan terutama untuk teluk yang memiliki lebar sama atau lebih dari 2000 km (Farmer dan Freeland, 1983; Jakacki et al., 2017) mengindikasikan bahwa pengaruh angin untuk sirkulasi permukaan di Teluk Ambon sangat lemah (lihat juga §2 pada Salamena et al, 2022).

Efek minimum dari angin permukaan di Teluk Ambon dalam memicu arus permukaan dibandingkan dengan arus pasang-surut sangat konsisten dengan penelitian-penelitian sebelumnya yang telah dilaporkan di literatur-literatur. Kajian sirkulasi permukaan di *Great Barrier Reef* di Australia yang merupakan perairan dangkal terbuka di *continental shelves* menunjukkan adanya pengaruh arus permukaan akibat angin yang sangat signifikan disamping arus pasang-surut (Andutta et al., 2011; Andutta et al., 2013; Salamena et al., 2016). Disisi lain, pada perairan-perairan semi-tertutup yang berbentuk kanal yang panjang dan memiliki lebar yang sempit seperti *Shark Bays* di Australia bagian Barat (Nahas et al., 2005), *Gulf of St. Vincent* di Australia bagian Selatan (de Silva Samarasinghe dan Lennon, 1987) dan *San Diego Bay* di California, Amerika Serikat (Largier et al., 1997), efek angin permukaan pada sirkulasi permukaan sangat kecil sehingga pertukaran massa air antara pada tipe-tipe perairan semi-tertutup ini dikontrol oleh arus pasang surut yang masuk dan keluar sepanjang kanal dari perairan-perairan tersebut. Dominannya arus pasang-surut dalam

mengatur sirkulasi permukaan di Teluk Ambon seperti yang telah dilaporkan pada literatur-literatur untuk tipe-tipe perairan dengan kanal-kanal sempit di beberapa negara (*Shark Bays, Gulf of St. Vincent dan San Diego Bay*) telah diindikasikan pertama kali oleh Hamzah dan Wenno (1987) melalui pengukuran arus permukaan Teluk Ambon. Hasil penelitian ini memperkuat apa yang diindikasikan oleh Hamzah dan Wenno (1987), yaitu estimasi kecepatan arus permukaan akibat angin permukaan lebih kecil dibandingkan arus permukaan akibat pasang surut.

Manfaat umum dari penelitian ini bagi kajian atmosfer/oseanografi di Teluk Ambon

Salah satu hal penting dari penelitian ini yang bermanfaat bagi penelitian-penelitian atau monitoring perairan di Teluk Ambon adalah dapat memprediksi angin permukaan di Teluk Ambon yang berlokasi disekitar TAD yang mana pada lokasi tersebut data angin secara historis sangat minim dibandingkan dengan stasiun BMKG di TAL yang memiliki pencatatan data angin sejak dekade 1980an (Tarigan, 1989). Proses prediksi angin permukaan di TAD ini seharusnya memperhatikan pengaruh angin regional di Laut Banda yang dapat menghasilkan nilai korelasi tinggi antara lokasi di TAL dan TAD seperti yang ditunjukkan pada periode bulan Agustus dan bulan September. Akibatnya, penggunaan rumus-rumus regresi penentuan angin permukaan di lokasi TAD seperti $JMP = 0,53 * (BMKG) + 1,23$ di bulan Agustus (Gambar 6a) dan $JMP = 0,56 * (BMKG) + 1,23$ di bulan September (Gambar 6b) dapat dilakukan dengan menginput data historis panjang dari stasiun BMKG di bulan-bulan yang dimaksud. Pendekatan estimasi angin permukaan di TAD berdasarkan data angin permukaan dari TAL (stasiun BMKG) di bulan Oktober ($JMP = 0,18 * (BMKG) + 1,48$; Gambar 6c) tidak direkomendasikan karena nilai korelasi antara stasiun di JMP (dekat TAD) dan di TAL cukup lemah (Gambar 6c).

Manfaat lain dari penelitian ini berkaitan dengan pengabaian pengaruh angin pada kajian-kajian hidrodinamika di Teluk Ambon. Sebagai contoh, kajian numerik dengan menggunakan model numerik sirkulasi di Teluk Ambon dapat direkomendasikan untuk mengabaikan input angin pada proses simulasi model. Hal ini dikarenakan besar kecepatan arus permukaan yang dihasilkan angin permukaan di Teluk Ambon ($< 0,1$ m/det, lihat Tabel 5) bernilai sangat kecil dibandingkan hasil pengukuran kecepatan arus permukaan akibat pasang-surut, yakni $\pm 0,12$ m/det (Hamzah dan Wenno, 1987).

KESIMPULAN

Karakteristik angin permukaan yakni arah dan besar kecepatan di Teluk Ambon pada dua lokasi berbeda yakni TAL dan ambang teluk dekat TAD, menunjukkan variasi bulanan antara bulan Agustus dan Oktober. Selama bulan Agustus dan September, pada kedua lokasi pengamatan, arah angin permukaan didominasi oleh angin yang bertiup dari Tenggara dengan kecepatan dominan di kedua lokasi pengamatan cukup mirip yakni antara 4-5 m/det dan 5-6 m/det. Selama bulan Oktober, arah dan kecepatan pada kedua lokasi pengamatan ini tidak seragam. Arah angin dominan bertiup dari Selatan pada lokasi pengamatan di TAL dengan kecepatan dominan sebesar 8 m/det, sementara arah angin dominan bertiup dari Timur-Tenggara berlaku pada lokasi pengamatan di ambang teluk dengan kecepatan dominan sebesar 3 m/det. Kemiripan dalam arah dan besar kecepatan untuk angin permukaan yang diamati pada kedua lokasi pengamatan di Teluk Ambon di bulan Agustus dan September berdampak pada tingginya nilai korelasi secara statistik ($R > 0,7$) dan hampir miripnya

persamaan regresi antara kedua lokasi pengamatan ini di kedua bulan tersebut (bulan Agustus: $JMP = 0,53 \cdot (BMKG) + 1,23$; bulan September: $JMP = 0,56 \cdot (BMKG) + 1,23$). Perbedaan dalam arah dan kecepatan yang cukup signifikan antara angin permukaan yang diukur di kedua lokasi pengamatan di Teluk Ambon di bulan Oktober mengakibatkan nilai korelasi statistik antara kedua lokasi pengamatan ini melemah dibandingkan bulan Agustus dan September (yakni: $R < 0,5$). Hal yang sama juga berdampak pada persamaan regresi antara kedua lokasi ini di bulan Oktober ($JMP = 0,18 \cdot (BMKG) + 1,48$) yang berbeda signifikan dengan persamaan-persamaan regresi untuk kedua lokasi pengamatan ini di bulan Agustus dan September.

Angin permukaan yang bertiup antara bulan Agustus dan Oktober di Teluk Ambon tidak mempengaruhi kondisi gelombang dan arus permukaan di teluk tersebut. Gelombang permukaan yang dapat dipicu oleh angin permukaan di Teluk Ambon hanya dapat memiliki potensi tinggi gelombang antara 0,3 m dan 1 m yang menurut skala Beaufort dapat diklasifikasikan dalam kondisi *light breeze* dan *gentle breeze*. Kondisi-kondisi ini tidak dikategorikan sebagai kondisi ekstrim perairan. Terkait arus permukaan akibat angin permukaan, nilai kecepatan arus permukaan yang diestimasi di penelitian ini berkisar signifikan dibawah kecepatan arus akibat pasang-surut (0,1 m/det).

UCAPAN TERIMA KASIH

Para Penulis menghaturkan ucapan terima kasih kepada stasiun pengamatan BMKG di Bandara Pattimura dan Balai Pelaksanaan Jalan Nasional XVI Ambon dari Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat yang memiliki stasiun pengamatan di JMP yang telah menyediakan data angin permukaan. Para Penulis juga mengucapkan terima kasih untuk *open access* dari kode mawar angin di website MATLAB (MathWorks: https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/17748-wind_rose) untuk dapat digunakan dalam proses pembuatan grafik-grafik mawar angin di manuskrip ini. Ucapan terima kasih juga penulis sampaikan kepada para reviewer, atas masukan dan saran demi penyempurnaan manuskrip ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Aghbalou N, Charki A, Elazzouzi SR, Rekloui K. 2018. A probabilistic assessment approach for wind turbine-site matching. *International Journal of Electrical Power & Energy Systems* 103, 497-510.
- Amorocho J, DeVries J, 1980. A new evaluation of the wind stress coefficient over water surfaces. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 85, 433-442.
- Andutta FP, Ridd PV, Wolanski E. 2011. Dynamics of hypersaline coastal waters in the Great Barrier Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 94, 299-305.
- Andutta FP, Ridd PV, Wolanski E. 2013. The age and the flushing time of the Great Barrier Reef waters. *Continental Shelf Research* 53, 11-19.
- Bakri T, Jackson P, Doherty F. 2017. Along-channel winds in Howe Sound: climatological analysis and case studies. *Atmosphere-Ocean* 55, 12-30.
- Casey J, Wesche A. 1981. Marine benthic survey of Maryland's coastal bays: Part I. spring and summer periods, 1981: Maryland Dept. of Natural Resources. Annapolis, Md.

- Chen YL, Hui NB. 1990. Analysis of a shallow front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Monthly weather review* 118, 2649-2667.
- de Silva Samarasinghe JR, Lennon GW. 1987. Hypersalinity, flushing and transient salt-wedges in a tidal gulf—an inverse estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 24, 483-498.
- Fadli M, Radjawane IM. 2014. Pemodelan hidrodinamika di perairan Teluk Ambon, Prosiding PIT X ISOI 2013. Indonesian Oceanologist Association, pp. 1-19.
- Farmer DM, Freeland HJ. 1983. The physical oceanography of Fjords. *Progress in Oceanography* 12, 147-219.
- Hamzah M, Wenno LF, 1987. Sirkulasi di Teluk Ambon dalam: Soemodihardjo, S., Birowo, S., Romimohta, K. (Eds.), *Teluk Ambon, Biologi, Perikanan, Oseanografi, dan Geologi*. Balai Penelitian dan Pengembangan Sumberdaya Laut, LIPI Ambon, Ambon, pp. 91-101.
- Jakacki J, Przyborska A, Kosecki S, Sundfjord A, Albretsen J. 2017. Modelling of the Svalbard fjord Hornsund. *Oceanologia* 59, 473-495.
- Jung C, Schindler D. 2021. The role of the power law exponent in wind energy assessment: A global analysis. *International Journal of Energy Research* 45, 8484-8496.
- Largier JL, Hollibaugh JT, Smith SV. 1997. Seasonally Hypersaline Estuaries in Mediterranean-climate Regions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 45, 789-797.
- Likumahua S, de Boer MK, Krock B, Nieuwenhuizen T, Tatipatta WM, Hehakaya S, Imu L, Abdul MS, Moniharapon E, Buma AGJ. 2019. First record of the dynamics of domoic acid producing *Pseudo-nitzschia* spp. in Indonesian waters as a function of environmental variability. *Harmful Algae* 90, 101708.
- Long DG. 1994. Display and computation of winds in oceanography and meteorology, MERS Technical Report # MERS 94-001. Microwave Earth Remote Sensing (MERS) Laboratory of Brigham Young University, Provo, Utah, USA, p. 17.
- Masseran N. 2015. Markov chain model for the stochastic behaviors of wind-direction data. *Energy conversion and management* 92, 266-274.
- Meaden GT, Kochev S, Kolendowicz L, Kosa-Kiss A, Marcioniene I, Sioutas M, Tooming H, Tyrrell J. 2007. Comparing the theoretical versions of the Beaufort scale, the T-Scale and the Fujita scale. *Atmospheric research* 83, 446-449.
- Nahas EL, Pattiaratchi CB, Ivey GN. 2005. Processes controlling the position of frontal systems in Shark Bay, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 65, 463-474.
- Nowacki DJ, Ganju NK. 2018. Storm impacts on hydrodynamics and suspended-sediment fluxes in a microtidal back-barrier estuary. *Marine Geology* 404, 1-14.
- Qu T, Du Y, Strachan J, Meyers G, Slingo J. 2005. Sea surface temperature and its variability in the Indonesian region. *Oceanography* 18, 50.
- Salamena GG. 2013. Sensible heat transfer on atmospheric-oceanic boundary in the outer Ambon Bay of Indonesia. *Marine Research in Indonesia* 38, 21-29.
- Salamena GG, Martins F, Ridd PV. 2016. The density-driven circulation of the coastal hypersaline system of the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Pollution Bulletin* 105, 277-285.
- Salamena GG, Whinney JC, Heron SF, Ridd P.V. 2022. Frontogenesis and estuarine circulation at the shallow sill of a tropical fjord: Insights from Ambon Bay, eastern Indonesia. *Regional Studies in Marine Science* 56, 102696.
- Singleton F. 2008. The Beaufort scale of winds – its relevance, and its use by sailors. *Weather* 63, 37-41.
- Souisa M, Hendrajaya L, Handayani G. 2016. Landslide hazard and risk assessment for Ambon city using landslide inventory and geographic information system, *Journal of Physics: Conference Series*. IOP Publishing, p. 012078.
- Suwartana A, Hermanto. 1991. Perhitungan sifat-sifat gelombang perairan pantai di Teluk Ambon. *Perairan Maluku dan Sekitarnya* 1, 127-133.

- Tarigan MS. 1989. Kondisi suhu permukaan dan laut di Teluk Ambon Luar. Pusat Penelitian dan Pengembangan Oseanologi LIPI, Ambon.
- Tavares DC, Fulgencio de Moura J, Siciliano S. 2016. Environmental predictors of seabird wrecks in a tropical coastal area. *PloS one* 11, e0168717.
- Thomson RE, Emery WJ. 2014. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier.
- Van der Mheen M, Pattiaratchi C, Cosoli S, Wandres M. 2020. Depth-dependent correction for wind-driven drift current in particle tracking applications. *Frontiers in Marine Science* 7, 305.
- Wheeler D, Wilkinson C. 2004. From calm to storm: The origins of the beaufort wind scale. *The Mariner's Mirror* 90, 187-201.
- Wu J. 1973. Prediction of near-surface drift currents from wind velocity. *Journal of the Hydraulics Division* 99, 1291-1302.
- Yeh HC, Chen GTJ, Liu WT. 2002. Kinematic characteristics of a mei-yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Monthly weather review* 130, 700-711.