

No. Reg: 201070000037159

LAPORAN PENELITIAN



Kajian Fenomena *Upwelling* di Perairan Sumatera Bagian Selatan Serta Mengidentifikasi Pengaruhnya Terhadap Wilayah Aceh

Ketua Peneliti

Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.

NIDN: 2015118002

NIPN: 201511800210159

Anggota:

Zuhra Sofyan, M.Sc.

Klaster	Penelitian Dasar Interdisipliner
Bidang Ilmu Kajian	Sains dan Teknologi
Sumber Dana	DIPA UIN Ar-Raniry Tahun 2020

**PUSAT PENELITIAN DAN PENERBITAN
LEMBAGA PENELITIAN DAN PENGABDIAN KEPADA MASYARAKAT
UNIVERSITAS ISLAM NEGERI AR-RANIRY BANDA ACEH
OKTOBER 2020**

**LEMBARAN IDENTITAS DAN PENGESAHAN LAPORAN PENELITIAN
PUSAT PENELITIAN DAN PENERBITAN LP2M UIN AR-RANIRY
TAHUN 2020**

1. a. Judul : Kajian Fenomena Upwelling di Perairan Sumatera Bagian Selatan Serta Mengidentifikasi Pengaruhnya Terhadap Wilayah Aceh
- b. Klaster : Penelitian Dasar Interdisipliner
- c. No. Registrasi : 201070000037159
- d. Bidang Ilmu yang diteliti : Sains dan Teknologi

2. Peneliti/Ketua Pelaksana
 - a. Nama Lengkap : Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.
 - b. Jenis Kelamin : Laki-laki
 - c. NIP^(Kosongkan bagi Non PNS) : 198011152014031001
 - d. NIDN : 2015118002
 - e. NIPN (ID Peneliti) : 201511800210159
 - f. Pangkat/Gol. : Penata Muda Tk. I / IIIb
 - g. Jabatan Fungsional : Asisten Ahli
 - h. Fakultas/Prodi : Sains dan Teknologi/Teknik Lingkungan

 - i. Anggota Peneliti 1
 - Nama Lengkap : Zuhra Sofyan, M.Sc.
 - Jenis Kelamin : Laki-laki
 - Fakultas/Prodi : Tarbiyah dan Keguruan/Pend. Teknologi Informasi
 - j. Anggota Peneliti 2 ^(Jika Ada)
 - Nama Lengkap :
 - Jenis Kelamin :
 - Fakultas/Prodi :

3. Lokasi Kegiatan : UIN Ar-Raniry
4. Jangka Waktu Pelaksanaan : 7 (Tujuh) Bulan
5. Tahun Pelaksanaan : 2020
6. Jumlah Anggaran Biaya : Rp. 40.000.000
7. Sumber Dana : DIPA UIN Ar-Raniry B. Aceh Tahun 2020
8. *Output* dan *Outcome* : a. Laporan Penelitian; b. Publikasi Ilmiah; c. HKI

Mengetahui,
Kepala Pusat Penelitian dan Penerbitan
LP2M UIN Ar-Raniry Banda Aceh,

Dr. Anton Widyanto, M. Ag.
NIP. 197610092002121002

Banda Aceh, 5 Oktober 2020
Pelaksana,


Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.
NIDN. 2015118002

Menyetujui:
Rektor UIN Ar-Raniry Banda Aceh,

Prof. Dr. H. Warul Walidin AK., MA.
NIP. 195811121985031007

PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah Ini:

Nama : **Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.**
NIDN : 2015118002
Jenis Kelamin : Laki-laki
Tempat/ Tgl. Lahir : Blang Awe, 15 November 1980
Alamat : Lampermai Aceh Besar
Fakultas/Prodi : F. Sains dan Teknologi/Teknik Lingkungan

Dengan ini menyatakan dengan sesungguhnya bahwa penelitian yang berjudul: "**Judul Penelitian**" adalah benar-benar Karya asli saya yang dihasilkan melalui kegiatan yang memenuhi kaidah dan metode ilmiah secara sistematis sesuai otonomi keilmuan dan budaya akademik serta diperoleh dari pelaksanaan penelitian pada klaster Penelitian Dasar Interdisipliner yang dibiayai sepenuhnya dari DIPA UIN Ar-Raniry Banda Aceh Tahun Anggaran 2020. Apabila terdapat kesalahan dan kekeliruan di dalamnya, sepenuhnya menjadi tanggung jawab saya.

Demikian surat pernyataan ini saya buat dengan sesungguhnya.

Banda Aceh, 22 September 2020
Saya yang membuat pernyataan,
Ketua Peneliti,



Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.
NIDN. 2015118002

KAJIAN FENOMENA UPWELLING DI PERAIRAN SUMATERA BAGIAN SELATAN SERTA MENGIDENTIFIKASI PENGARUHNYA TERHADAP WILAYAH ACEH

Ketua Peneliti:

Mulyadi Abdul Wahid

Anggota Peneliti:

Zuhra Sofyan

Abstrak

Upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera merupakan salah satu fenomena hidrografi yang sangat menarik untuk dikaji. Keberadaan upwelling tersebut telah memberikan manfaat ekonomis bagi masyarakat Indonesia dengan peningkatan stok ikan di wilayah ini. Fenomena upwelling telah didokumentasikan dengan pengamatan data satelit tetapi hanya pada permukaan laut saja. Oleh karena itu, Simulasi model numerik tiga dimensi diterapkan dalam penelitian ini untuk mengkaji proses upwelling secara lebih komprehensif. Model numerik yang digunakan dalam penelitian ini dinamakan Hamburg Shelf Ocean Model (HAMSOM) dengan didukung oleh data NCEP. Simulasi jangka panjang dilakukan dari tahun 2008 sampai 2019 untuk melihat variabilitas antar tahun upwelling tersebut. Hasil simulasi kemudian dianalisis, dan mendapati diantaranya bahwa inti upwelling terdapat di lepas pantai Sumatera dan Jawa bagian selatan. Penelitian ini juga menemukan bahwa upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa sangat dipengaruhi oleh tekanan angin lokal. SPL klimatologi terendah di wilayah ini terjadi pada bulan September yang mencapai 25 derajat Celcius. Pada periode upwelling terkuat, SPL bahkan turun sangat ekstrim yaitu mencapai 24°C dan 22°C. Variabilitas yang tinggi terjadi pada tahun 2009 dan 2018. Korelasinya antara variabilitas upwelling, indeks IOD, dan ENSO adalah baik dalam beberapa periode khususnya pada kejadian upwelling ekstrim (2009 dan 2018) dan buruk di beberapa kejadian periode. Variabilitas upwelling berkorelasi lebih baik dengan indeks IOD daripada ENSO (indeks Nino3.4). Meski demikian, secara umum korelasi antar keduanya masih dapat dilihat dalam beberapa periode.

Kata Kunci: *Upwelling; SPL; Model Numerik*

KATA PENGANTAR



Syukur Alhamdulillah kepada Allah SWT dan salawat beriring salam penulis persembahkan kepangkuan alam Nabi Muhammad SAW, karena dengan rahmat dan hidayah-Nya penulis telah dapat menyelesaikan laporan penelitian dengan judul **“Kajian Fenomena Upwelling di Perairan Sumatera Bagian Selatan Serta Mengidentifikasi Pengaruhnya Terhadap Wilayah Aceh”**.

Dalam proses penelitian dan penulisan laporan ini tentu banyak pihak yang ikut memberikan motivasi, bimbingan dan arahan. Oleh karena itu penulis tidak lupa menyampaikan ucapan terima kasih kepada yang terhormat:

1. Bapak Rektor Universitas Islam Negeri Ar-Raniry Banda Aceh;
2. Ibu Ketua LP2M UIN Ar-Raniry Banda Aceh;
3. Bapak Sekretaris LP2M UIN Ar-Raniry Banda Aceh;
4. Bapak Kepala Pusat Penelitian dan Penerbitan UIN Ar-Raniry Banda Aceh;
5. Bapak Kasubbag LP2M UIN Ar-Raniry Banda Aceh;
6. Kepada Dekan Fakultas Sains dan Teknologi UIN Ar-Raniry Banda Aceh;
7. Kepada Kaprodi Teknik Lingkungan Fakultas Sains dan Teknologi UIN Ar-Raniry Banda Aceh.

Akhirnya hanya Allah SWT yang dapat membalas amalan mereka, semoga menjadikannya sebagai amal yang baik.

Harapan penulis, semoga hasil penelitian ini bermanfaat dan menjadi salah satu amalan penulis yang diperhitungkan sebagai ilmu yang bermanfaat di dunia dan akhirat. *Amin ya Rabbal 'Alamin.*

Banda Aceh, 2 Oktober 2020

Ketua Peneliti,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Mulyadi' with a stylized flourish underneath.

Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.

DAFTAR ISI

HALAMAN SAMPUL	
HALAMAN PENGESAHAN	
HALAMAN PERNYATAAN	
ABSTRAK.....	iv
KATA PENGANTAR.....	v
DAFTAR ISI.....	vii
DAFTAR TABEL.....	viii
DAFTAR GAMBAR.....	ix
BAB I : PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang.....	1
B. Rumusan Masalah.....	3
C. Tujuan Penelitian.....	4
D. Signifikansi Penelitian.....	4
E. Kajian Terdahulu yang Relevan.....	5
BAB II : KAJIAN KEPUSTAKAAN	
A. Mengenal Domain Upwelling.....	6
B. Sistem Angin di Daerah Upwelling.....	7
C. Kecepatan Angin selama Musim Dingin dan Musim Panas Boreal.....	9
D. Dinamika Ekman.....	11
E. Lapisan Ekman Permukaan.....	11
F. Lapisan Ekman Bawah.....	14
G. Transport Ekman.....	15
H. Ekman Pumping/Suction.....	16
I. Upwelling Pantai.....	18
J. Klorofil.....	19
K. MODIS Terra SST.....	21
L. SeaWIFS Chlorophyll-a.....	21
M. Pengaruh Upwelling.....	22
N. Model Numerik.....	23
BAB III : METODE PENELITIAN	
A. Domain Penelitian.....	26
B. Wilayah Upwelling.....	27
C. Alat dan Bahan.....	28

D. Setup Model.....	29
E. Validasi Model.....	34
F. Teknik Pengolahan Data.....	34
BAB IV : HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN	
A. Hasil Analisis Data Satelit.....	35
B. Sirkulasi Air Horizontal di Area Studi	39
C. Sirkulasi Air Vertikal di Area Studi.....	47
D. Distribusi Suhu dan Salinitas	48
E. Mekanisme Upwelling	30
F. Ekman Transport dan Ekman Pumping.....	58
G. Pengaruh Upwelling terhadap Aceh.....	72
BAB V : PENUTUP	
A. Kesimpulan.....	76
B. Saran-saran.....	79
DAFTAR PUSTAKA	80
BIODATA PENELITI	86

DAFTAR TABEL

Tabel 1. Kedalaman dan ketebalan setiap lapisan.....	29
Tabel 2: Tujuh komponen data meteorologi (dari National Center for Environmental Prediction-NCEP).....	32

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1. Suhu permukaan laut [$^{\circ}\text{C}$] (kiri) dan konsentrasi Klorofil-a [mg/m^3] (kanan) pada bulan September 2018.....	6
Gambar 2. Pola angin rata-rata di bulan Januari (kiri) dan Juli (kanan)	8
Gambar 3. Kecepatan angin klimatologi diperoleh dari data NCEP / NCAR (2008-2018). Februari mewakili musim dingin boreal (a) dan September mewakili musim panas boreal (b) dengan skala 4 m/s. Kecepatan angin zonal (c) dan kecepatan angin meridional (d) dirata-ratakan untuk seluruh wilayah.....	10
Gambar 4. Arus Ekman yang dihasilkan oleh angin 10 m/s di 35° Utara.....	13
Gambar 5. Pengaruh gesekan dasar laut yang datar pada aliran seragam.....	14
Gambar 6. Upwelling yang disebabkan oleh angin lokal di perairan Sumatera bagian Selatan	19
Gambar 8. Spektrum Sinar matahari yang diserap oleh klorofil a dan b.....	20
Gambar 9. Ilustrasi proses naiknya massa air laut yang kaya nutrisi dari perairan dalam ke permukaan.....	23
Gambar 10. Topografi domain penelitian.....	26
Gambar 11. Wilayah upwelling.....	28
Gambar 12. Suhu permukaan laut (SST) di pantai selatan Sumatera (atas) dan di pantai selatan Jawa (bawah). Garis merah mewakili data satelit Modis Terra dan garis hitam mewakili hasil simulasi model HAMSOM	33
Gambar 13. SST klimatologi bulanan dari 2013 hingga 2018...	35
Gambar 14. Rata-rata SST bulanan pada tahun 2018	37

Gambar 15. Nilai rata-rata bulanan konsentrasi klorofil-a (Chl-a) pada tahun 2018	38
Gambar 16. Arus permukaan laut	40
Gambar 17. Hasil pemodelan arus permukaan laut klimatologis dan tinggi permukaan laut (SSH) dari tahun 2008 sampai 2018. Panah mewakili kecepatan tegangan angin dan warna putih-biru mewakili SSH. Skala vektor angin adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah centimeter.....	42
Gambar 18. Kecepatan arus pada kedalaman yang berbeda pada bulan Januari 2018 (kiri) dan pada Februari 2018 (kanan). Bayangan putih-biru melambangkan SSH di permukaan laut sedangkan panah melambangkan kecepatan arus. Skala kecepatan saat ini adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah cm	45
Gambar 19. Kecepatan arus pada kedalaman yang berbeda pada bulan September 2018 (kiri) dan pada bulan Oktober 2018 (kanan). Bayangan putih-biru melambangkan SSH di permukaan laut sedangkan panah melambangkan kecepatan arus. Skala kecepatan saat ini adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah cm	46
Gambar 20. Distribusi kecepatan vertikal di wilayah studi tahun 2018. Satuannya adalah m / hari.....	47
Gambar 21. Simulasi SST (a) dan SSS (b) tahun 2018.....	50
Gambar 22. (a) profil suhu vertikal di titik lepas pantai (P1, P2, P3, P4, dan P5) dan (b) suhu di bagian lepas pantai melalui titik lepas pantai dari pantai ke jarak tertentu	51
Gambar 23. (a) profil salinitas vertikal di titik lepas pantai (P1, P2, P3, P4, dan P5) dan (b) salinitas di bagian lepas pantai melalui titik lepas pantai dari pantai ke jarak tertentu.....	52
Gambar 24. Rata-rata bulanan dari komponen tegangan angin zona dan meridional dirata-ratakan atas	

<p>wilayah upwelling di lepas pantai selatan Sumatera pada tahun 2018. Garis merah adalah nilai rata-rata.....</p>	56
<p>Gambar 25. Rata-rata bulanan komponen tegangan angin zona dan meridional dirata-rata di seluruh wilayah upwelling lepas pantai selatan Jawa pada tahun 2018. Garis merah adalah nilai rata-rata.....</p>	57
<p>Gambar 26. Titik lepas pantai (a), tegangan angin sejajar pantai dengan satuan N / m^2 (b), transpor Ekman lepas pantai dengan parameter Coriolis konstan f titik P5 dengan satuan m^3 / s per m garis pantai (c), dan transportasi Ekman lepas pantai dengan variabel parameter Coriolis f dengan satuan m^3 / s per m garis pantai (d).....</p>	60
<p>Gambar 27. Kecepatan vertikal di dasar lapisan Ekman permukaan (Ekman Pumping) tahun 2018. Satuannya adalah $m / hari$ dan interval konturnya adalah 1. Merah berarti downwelling Ekman pumping negatif) dan biru berarti upwelling Ekman pumping positif).</p>	63
<p>Gambar 28. Ekman memompa pada bagian yang berbeda pada tahun 2018. Satuannya adalah $m / hari$. Februari melambangkan musim dingin boreal, dan Agustus melambangkan musim panas boreal .</p>	66
<p>Gambar 29. Kontribusi angkutan Ekman dan pemompaan Ekman dalam proses upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa pada tahun 2018. Satuannya adalah m^3 / s per meter garis pantai. Garis putus-putus merah adalah transportasi Ekman, garis putus-putus biru adalah transportasi yang berasal dari pompa Ekman atau pompa Ekman terintegrasi dan garis hitam solid adalah total transportasi.....</p>	67
<p>Gambar 30. Korelasi antara tegangan angin sejajar pantai (TL) dan $dSST$ pada titik lepas pantai yang berbeda (P1, P2, P3, P4, dan P5) pada tahun 2008.</p>	

<p>dSST = SST-mean (SST). TL negatif berarti tenggara dan positif berarti barat laut.....</p>	69
<p>Gambar 31. Korelasi antara (a) transportasi Ekman (ET) dan dSST pada titik lepas pantai yang berbeda (P1, P2, P3, P4, dan P5), dan (b) total transport (EPT) pada bagian yang berbeda (S1, S2, S3, S4, dan S5). ET atau EPT negatif berarti di darat dan lepas pantai berarti positif. dSST adalah SST-mean (SST).....</p>	71
<p>Gambar 32 a) anomali tegangan angin sejajar pantai [N / m²], b) Anomali transpor Ekman (ET-A) [m³ / s], Anomali pompa Ekman (EP-A) [m / hari], dan anomali SST (SST -A) [oC] di lepas pantai selatan Sumatera, c) indeks IOD, dan d) Indeks NINO3.4..</p>	74

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Indonesia merupakan negara kepulauan yang sangat luas dan sejak lama sudah dikenal dengan nusantara. Kehidupan rakyat Indonesia pun sebahagian besar sangat terkait dengan pulau dan lautan. Laut menjadi salah satu kekuatan Indonesia baik dalam segi luas wilayah maupun sumberdaya alam yang terkandung di dalamnya. Saat ini pemerintah menaruh perhatian besar dalam sektor sektor maritim terutama sekali sektor perikanan, walaupun sebenarnya masih banyak lagi sektor-sektor lain yang berhubungan dengan laut seperti informasi fisika misalnya sirkulasi arus laut, temperatur, salinitas, gelombang, upwelling, energi, dan sebagainya. Selain itu ada juga sektor hankam, transport, sektor migas, dan lain-lain. Oleh karena itu, tidak diragukan lagi bahwa sistem informasi serta pengetahuan tentang kelautan sangat diperlukan, sehingga kita bisa menjadi negara yang terdepan dalam bidang kelautan sangat wajar memang karena kita adalah negara maritim.

Pengetahuan kita tentang laut jauh lebih sedikit dibandingkan dengan darat. Sebenarnya ada banyak sekali fenomena-fenomena kelautan yang masih harus kita kaji, diantaranya adalah upwelling. Upwelling merupakan sebuah fenomena yang terjadi di laut, dimana masa air bergerak dari bawah menuju ke permukaan laut, sebagai konsekuensinya maka suhu air pada permukaan laut akan menjadi jauh lebih dingin daripada daerah sekitarnya serta kaya akan nutrisi yang diangkut dari bawah permukaan laut.

Upwelling tidak terjadi di semua tempat, hanya terjadi di tempat-tempat khusus sesuai dengan karakteristik wilayahnya

yang mendukung untuk terjadinya fenomena tersebut. Tegangan angin (wind stress) telah diidentifikasi sebagai gaya yang penting dalam membangkitkan upwelling di bagian pantai (Penven et al., 2002). Disamping itu, banyak faktor lainnya juga yang berkontribusi terhadap fenomena ini diantaranya bentuk topografi, dan geometri garis pantai itu sendiri (Rodrigues and Lorenzetti, 2001).

Secara umum wilayah yang paling banyak terjadi upwelling adalah di daerah pantai ataupun di sepanjang garis khatulistiwa dimana di daerah ini adalah tempat terluas dan tepanjang terjadinya divergensi massa air. Khusus di daerah Indonesia, ada beberapa tempat munculnya upwelling, namun yang relatif kuat adalah di bagian selatan perairan sumatera. Kandungan nutrisi dalam massa air yang dibawa naik dari bawah ke permukaan laut mendukung pertumbuhan seaweed dan fitoplankton. Seaweed dan fitoplankton dapat menghasilkan makanan sendiri karena memiliki klorofil, sehingga dapat melakukan fotosintesis dengan bantuan energi matahari. Kemudian seaweed dan fitoplankton ini menjadi rantai makanan yang paling dasar di laut. Ikan-ikan sangat tergantung dengan mereka. Oleh karena itu, daerah upwelling merupakan daerah yang paling produktif di dunia dalam aspek perikanan.

Sebagai contoh adalah daerah Eastern Boundary Upwelling System (EBUS), yaitu mulai dari Peru, Chili, Kalifornia, Canary Island, dan Afrika Selatan, telah berkontribusi bahwa bahwa lebih dari 20% hasil tangkapan ikan dunia berasal dari daerah ini seperti dilaporkan oleh Capet et al. (2008). Kämpf et al. (2004) menulis bahwa total wilayah upwelling dunia telah menghasilkan 50% dari perikanan dunia. Berdasarkan data di atas maka tidak diragukan lagi bahwa fenomena upwelling ini sangat penting untuk dikaji.

Selain itu, pendinginan yang terjadi akibat upwelling juga ikut berpengaruh terhadap cuaca diantaranya merubah tekanan dan suhu udara di atasnya. Tekanan dan suhu udara ini kemudian membentuk suatu pola hembusan angin dan mempengaruhi curah hujan baik di daerah laut itu sendiri maupun di daerah-daerah sekitarnya bahkan ikut mempengaruhi cuaca global.

Melihat pentingnya pengetahuan tentang upwelling dan dampak-dampak seperti telah diuraikan diatas maka tidak diragukan lagi bahwa penelitian ini penting untuk dilaksanakan. Penelitian ini dapat dipersempit lagi fokusnya yaitu mempelajari mekanisme upwelling dan mempelajari variasi sifat fisika-nya yang ditimbulkan serta dampaknya terhadap aspek kelautan, perikanan, dan cuaca di daerah tempatan maupun di daerah sekitarnya (Aceh) dengan menggunakan Model Numerik Hamburg Shelf Ocean Model (HAMSOM).

Fokus penelitian ini masuk ke dalam Agenda Riset Keagamaan Nasional (ARKAN) yang bertema Integrasi keilmuan dan dengan sub tema Lingkungan dan Pengembangan Teknologi. Fenomena upwelling merupakan fenomena lingkungan (lautan dan pesisir pantai), sedangkan Model HAMSOM adalah sebuah teknologi komputasi berupa model numerik yang terdiri dari ribuan baris script pemrograman dengan menggunakan bahasa FORTRAN yang dikembangkan oleh Hamburg University, Jerman.

B. Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang yang telah dipaparkan di atas, maka disusun rumusan masalah sebagai berikut:

1. Bagaimana mekanisme terjadinya upwelling khusus di daerah perairan Sumatera bagian Selatan serta faktor-faktor apa saja yang terlibat?
2. Bagaimana karakteristik upwelling baik dari aspek fisika maupun aspek biologinya di wilayah tersebut?
3. Bagaimana pengaruh upwelling tersebut terhadap wilayah Aceh?

C. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah untuk:

1. Mengaplikasikan Hamburg Shelf Ocean Model (HAMSOM) untuk mempelajari upwelling secara numerik sehingga Model HAMSOM dapat dikembangkan di prodi Teknik Lingkungan UIN Ar-Raniry dan dapat diaplikasikan untuk studi lingkungan lainnya.
2. Memahami secara detail karakteristik upwelling di perairan Sumatera bagian Selatan serta faktor-faktor yang mempengaruhinya.
3. Mengkaji dan mengidentifikasi pengaruh-pengaruh upwelling tersebut terhadap wilayah Aceh.

D. Signifikansi Penelitian

Adapun signifikansi/manfaat dari penelitian ini adalah:

1. Menambah pengetahuan tentang model Numerik HAMSOM
2. Mengembangkan pengetahuan tentang fenomena upwelling yang terjadi di perairan Sumatera bagian Selatan dan faktor-faktor yang mempengaruhinya.

3. Sebagai informasi kepada pemerintah dalam upaya membangun sektor maritim.

E. Kajian Terdahulu yang Relevan

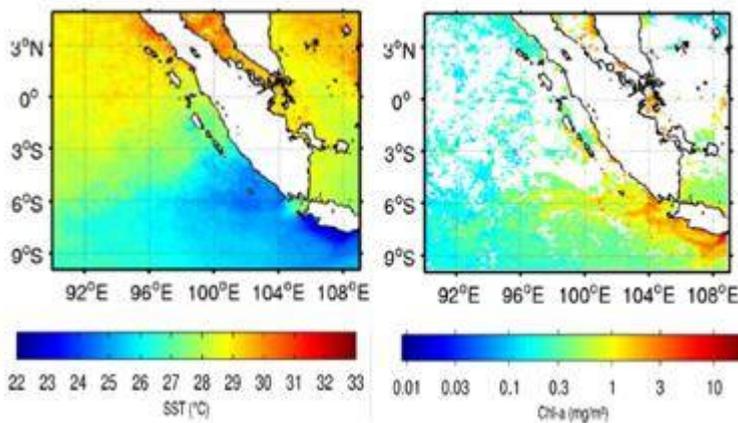
Ada beberapa kajian terdahulu tentang upwelling di daerah yang akan diteliti oleh peneliti, tetapi pada umumnya tidak persis sama wilayahnya. Mereka pada umumnya meneliti upwelling di selatan pulau Jawa (laut Selatan), dimana upwelling ini juga sebenarnya bersambung dengan upwelling yang terjadi di perairan Sumatera bagian selatan, tetapi karena mereka memiliki bentuk topografi dan sistem angin yang relatif berbeda maka tentunya juga memiliki sifat yang relatif berbeda. Diantaranya ada Martono (2017) dan Herlina dkk. (2016). Kedua peneliti ini hanya menggunakan data angin dan data klorofil saja untuk mempelajari mekanisme upwelling tersebut. Mereka menganalisa data angin untuk memprediksi arus laut dengan menggunakan teori Ekman, dan hasilnya mereka melaporkan bahwa upwelling yang terjadi di laut Banda dan pesisir selatan Jawa (sedikit lebih ke bawah daripada Sumatera bagian Selatan) sangat dominan dipengaruhi oleh angin atau monsoon.

Adapun penelitian ini, selain data angin dan data klorofil, peneliti juga menggunakan simulasi numerik dengan menggunakan Model HAMSOM untuk mempelajari arus massa air yang sebenarnya terjadi di wilayah tersebut.

BAB II KAJIAN KEPUSTAKAAN

A. Mengenal Domain Upwelling

Upwelling yang terjadi di perairan Sumatera bagian selatan merupakan salah satu upwelling terbesar di wilayah perairan Indonesia. Hal ini terlihat dari gambar satelit pada tahun 2018.



Gambar 1. Suhu permukaan laut [$^{\circ}\text{C}$] (kiri) dan konsentrasi Klorofil-a [mg/m^3] (kanan) pada bulan September 2018.

Kita perhatikan dari gambar sebelah kiri, bahwa suhu permukaan laut di daerah upwelling sangat rendah yaitu mencapai 22/23 derajat Celsius dibandingkan dengan daerah sekitarnya dimana umumnya di daerah tropis suhu permukaan lautnya berkisar 30/31 derajat Celsius. Sedangkan pada gambar sebelah kanan, kita dapat melihat bagaimana meningkatnya konsentrasi klorofil pada daerah upwelling. Peningkatan klorofil ini bermakna meningkatnya aktifitas fotosynthesis oleh fitoplankton yang merupakan sumber makanan dari berbagai jenis ikan yang ada di

laut. Fenomena upwelling di daerah tersebut berulang secara periodik.

B. Sistem Angin di Daerah Upwelling

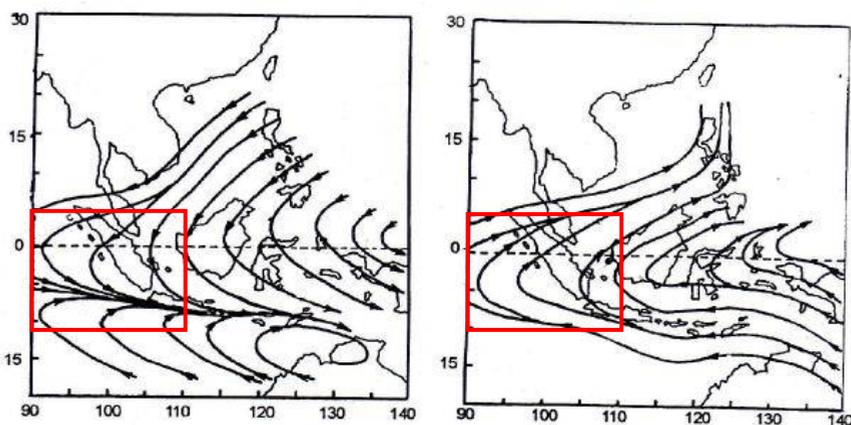
Lautan memiliki kapasitas panas yang lebih besar dari pada daratan dan memantulkan radiasi matahari lebih banyak dari permukaan daratan. Selain itu, radiasi matahari dapat menembus ke badan dalam air laut hingga ke kedalaman tertentu karena sifat air yang relatif transparan dan pergerakan massa air secara vertikal (mixing). Sedangkan pada daratan, radiasi matahari hanya bisa menembus beberapa sentimeter saja. Akibatnya, massa air laut memanaskan atau mendinginkan lebih lambat dari massa daratan. Perbedaan sifat massa air dan massa daratan ini merupakan faktor utama penyebab monsun.

Monsun didefinisikan sebagai pergeseran musiman sirkulasi atmosfer pada lapisan batas atmosfer (boundary layer) yang disertai dengan perubahan curah hujan. Monsun dibangkitkan oleh perbedaan tekanan yang ditimbulkan oleh massa udara. Perbedaan tekanan ini ditimbulkan oleh perbedaan suhu musiman antara darat dan laut. Sirkulasi ini terjadi secara berkala musim demi musim dan tahun demi tahun karena digerakkan oleh mekanisme yang kurang lebih sama. Namun demikian, beberapa penyimpangan terjadi sepanjang musim dan berhubungan dengan variabilitas musim, yang terkadang menimbulkan dampak yang besar terhadap lingkungan atau manusia.

Tujuh sistem monsun regional yang terkait dengan tiga pilar benua (Eurasia-Australia, Afrika, dan Amerika) dan lautan yang berdekatan telah dikenali dan didokumentasikan dengan baik, yaitu, Monsun Asia Selatan, Monsun Asia Timur, Monsun Australia, Monsun Afrika Utara dan Afrika Selatan, Monsun

Meksiko dan Barat Daya Amerika Serikat, dan Monsun Amerika Selatan (Chang et al., 2011). Sistem Monsun Asia Selatan juga dikenal sebagai Monsun India.

Indonesia terletak di antara dua benua besar dan dua samudra besar. Dua benua adalah Asia dan Australia, sedangkan dua samudera adalah Pasifik dan Hindia. Oleh karena itu, iklim Indonesia sangat dipengaruhi oleh lautan dan benua. Musim Hujan Indonesia merupakan bagian dari Monsun Asia Timur dan Tenggara (Tjasyono et al., 2008). Susilo (1996) mengategorikan dua wilayah Monsun Indonesia. Ini adalah Belahan Bumi Utara Indonesia (selanjutnya disebut NHI) di utara ekuator dan Belahan Bumi Selatan Indonesia (selanjutnya SHI) di selatan ekuator. Dengan demikian, Pulau Sumatera bagian utara dan selatan masing-masing dimasukkan dalam NHI dan SHI, sedangkan Pulau Jawa masuk dalam SHI.



Gambar 2. Pola angin rata-rata di bulan Januari (kiri) dan Juli (kanan) (diadaptasi dari Susilo, 1996)

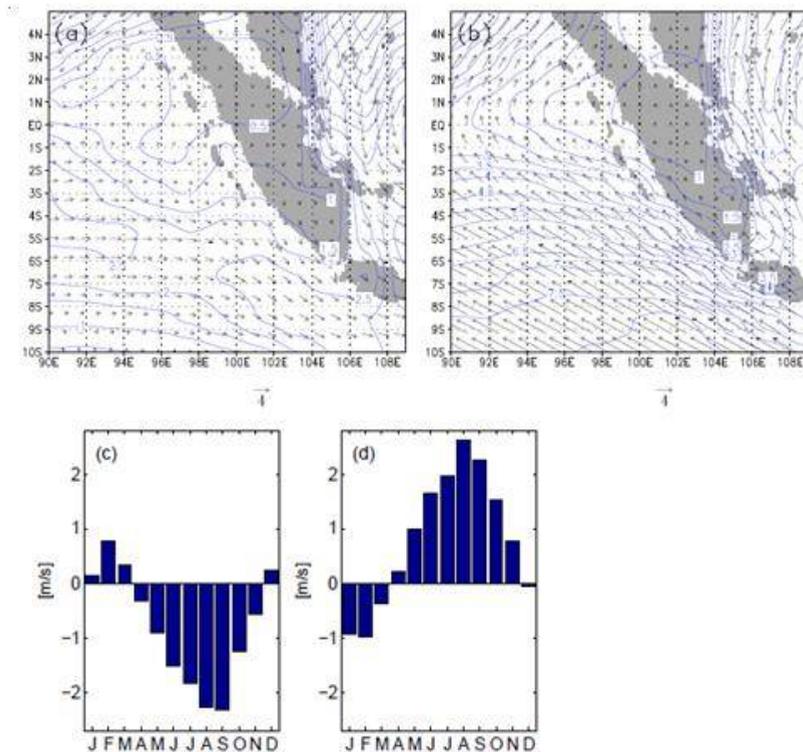
Selama musim dingin boreal (belahan bumi utara) (Desember-April), tekanan udara di Asia lebih tinggi daripada di benua Australia. Angin mengalir dari Asia ke Australia melalui Indonesia. Dari benua Asia, angin mengalir ke arah timur laut sampai mencapai ekuator dan kemudian angin bergeser ke tenggara menuju Australia. Musim ini dikenal sebagai Musim Timur Laut (NE) di NHI dan Musim Barat Laut (NW) di SHI. Angin monsun berbalik arah selama musim panas boreal (belahan bumi utara) (Mei-November). Tekanan udara di Asia lebih rendah daripada di benua Australia dan angin bertiup berlawanan arah dari Australia ke Asia. Musim ini dikenal sebagai Musim Barat Daya (SW) di NHI dan Musim Tenggara (SE) di SHI.

C. Kecepatan Angin selama Musim Dingin dan Musim Panas Boreal

Kecepatan dan arah angin berubah secara musiman mengikuti musim dingin dan musim panas. Kecepatan angin mencapai nilai maksimum pada puncak musim. Sirkulasi laut berubah terus menerus sebagai respons terhadap perubahan arah dan kecepatan angin. Gambar 3 (c) dan (d) menunjukkan kecepatan angin klimatologi zonal dan meridional yang dirata-ratakan di seluruh wilayah studi. Berdasarkan gambar tersebut, dapat dicatat bahwa puncak musim dingin boreal terjadi pada bulan Februari, sedangkan puncak musim panas boreal sebaliknya terjadi pada bulan Agustus atau September.

Gambar 3 (a) dan (b) menunjukkan bahwa kecepatan angin bervariasi di seluruh wilayah studi. Kecepatan angin relatif lebih rendah pada musim dingin boreal dibandingkan pada musim panas boreal. Angin sangat kencang di lepas pantai selatan Sumatera khususnya di musim panas boreal. Kecepatan angin

musim ini mencapai 8 m/s. Di sekitar ekuator dan lebih jauh ke utara (di NHI), angin sangat tenang dengan kecepatan hanya sekitar 1 m/s dan 4 m/s di musim dingin boreal dan musim panas boreal. Karakteristik atmosfer lainnya yaitu pusaran angin muncul di sekitar ekuator di mana arah angin berubah dari Timur Laut ke Barat Daya pada musim dingin boreal dan dari Tenggara ke Timur Laut pada musim panas boreal.



Gambar 3. Kecepatan angin klimatologi diperoleh dari data NCEP / NCAR (2008-2018). Februari mewakili musim dingin boreal (a) dan September mewakili musim panas boreal (b) dengan skala 4 m/s. Kecepatan angin zonal (c) dan kecepatan angin meridional (d) dirata-ratakan untuk seluruh wilayah

Gambar 3 (c) dan (d) menunjukkan kecepatan angin klimatologi zonal dan meridional yang dirata-ratakan di seluruh wilayah studi. Berdasarkan gambar tersebut, terlihat bahwa puncak musim dingin boreal terjadi pada bulan Februari, sedangkan puncak musim panas boreal sebaliknya terjadi pada bulan Agustus atau September. April dan November adalah fase transisi monsun, di mana angin relatif tenang.

D. Dinamika Ekman

Struktur vertikal lautan secara ideal dapat dibagi menjadi tiga lapisan, yaitu lapisan permukaan, lapisan interior, dan lapisan bawah. Pada lapisan permukaan yang dikenal dengan lapisan Ekman permukaan, dinamika lautan sangat dipengaruhi oleh angin yang bertiup di atas permukaan laut. Gaya gesekan massa air dan dasar laut berperan penting pada lapisan bawah dan lapisan ini dikenal sebagai Lapisan Ekman Bawah atau Lapisan Batas Bawah (BBL). Sedangkan dinamika lautan di bagian interior adalah kesetimbangan geostropik.

E. Lapisan Ekman Permukaan

Pada permukaan laut, angin mentransfer energi ke laut dengan dua cara, yaitu dalam bentuk gelombang dan arus. Semakin besar kecepatan angin maka semakin besar gaya gesek yang bekerja pada permukaan laut dan semakin kuat arus permukaan laut. Gaya gesek yang juga dikenal sebagai tegangan angin memulai pergerakan arus permukaan laut.

Solusi matematis untuk masalah ini pertama kali dirumuskan oleh Ekman pada tahun 1904. Ekman mengasumsikan bahwa aliran tunak atau steady ($\partial/\partial t=0$), barotropik, dan densitasnya homogen

($\rho=\rho_0$). Selain itu, laut dianggap sangat dalam (tak terhingga) dan jauh dari batas lateral. Ekman lebih lanjut berasumsi bahwa viskositas Eddy vertikal adalah konstan. Semua asumsi ini mengarah pada persamaan yang disebut masalah Ekman (Ekman Problem):

$$-fv = A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$fu = A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

Dengan syarat batas:

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau_x \quad (3)$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau_y \quad (4)$$

$$u \Big|_{z=-\infty} = 0 \quad (5)$$

$$v \Big|_{z=-\infty} = 0 \quad (6)$$

dimana f adalah parameter Coriolis, A_v adalah viskositas Eddy vertikal, u dan v masing-masing adalah kecepatan zonal dan meridional, ρ adalah densitas air, τ_x dan τ_y adalah tegangan angin zonal dan meridional. Kedua persamaan ini merepresentasikan persamaan momentum zonal dan meridional yang merupakan keseimbangan dua gaya, yaitu gaya Coriolis dan gaya gesekan. Solusi dari persamaan ini adalah:

$$u = V_0 \exp(az) \cos\left(\frac{\pi}{4} + az\right) \quad (7)$$

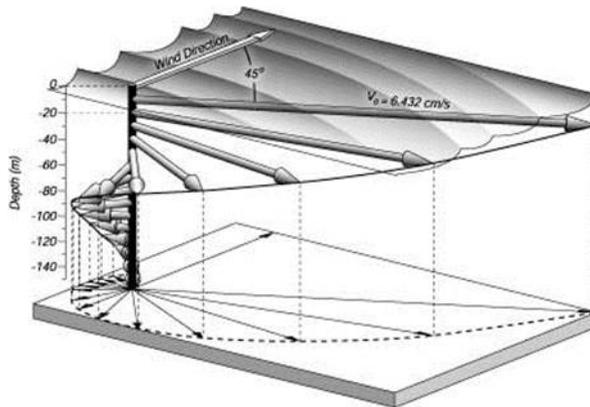
$$v = V_0 \exp(az) \sin\left(\frac{\pi}{4} + az\right) \quad (8)$$

ketika angin tunak diasumsikan bertiup ke utara (dalam arah y), konstanta adalah:

$$V_o = \frac{\tau_y}{\sqrt{\rho^2 f A_v}} \quad (9)$$

$$\alpha = \sqrt{\frac{f}{2 A_v}} \quad (10)$$

dimana V_o adalah arus permukaan laut dan z adalah kedalaman air yaitu 0 pada permukaan laut.



Gambar 4. Arus Ekman yang dihasilkan oleh angin 10 m/s di 35 ° Utara (Stewart, 2007)

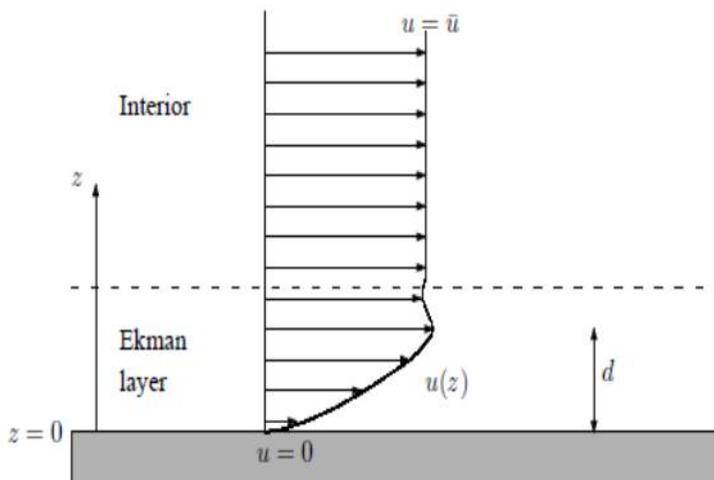
Saat arus permukaan laut bergerak, ia mendorong lapisan air dibawahnya dengan gaya gesek yang menyebabkan lapisan air bawah permukaan bergerak dan kemudian lapisan ini mendorong lagi lapisan di bawahnya. Saat kedalaman meningkat, gaya gesekan berkurang. Proses ini berlanjut hingga kedalaman dimana pengaruh tekanan angin tidak lebih penting. Kedalaman ini disebut kedalaman Ekman (DE).

$$D_E = \pi \sqrt{\frac{2 A_v}{f}} \quad (11)$$

Umumnya, kedalaman lapisan Ekman ini meningkat saat kecepatan angin meningkat karena kecepatan angin menghasilkan viskositas Eddy yang besar dan secara spasial meningkat saat garis lintang berkurang.

Pada permukaan laut, arah arus dibelokkan oleh gaya Coriolis 45° ke kanan di belahan bumi utara dan ke kiri di belahan bumi selatan, tetapi seiring bertambahnya kedalaman, defleksi arah arus berkurang sebagai fungsi kedalaman. Hasilnya, bentuk arus ini adalah menyerupai spiral seperti terlihat pada gambar 4 di atas.

F. Lapisan Ekman Bawah



Gambar 5. Pengaruh gesekan dasar laut yang datar pada aliran seragam (Roisin dan Beckers, 2008)

Dinamika Ekman serupa terjadi di dasar laut. Bagian bawah ini menggunakan gaya gesek untuk melawan arus. Gaya gesek mengurangi kecepatan secara bertahap ke nol di atas dasar laut. Untuk solusi BBL, dasar laut diasumsikan datar. Persamaan

dimulai dengan persamaan yang sama seperti pada lapisan Ekman permukaan yaitu 1 dan 2 tetapi sistem koordinat dipilih nol di bagian bawah dan tak hingga (∞) di bagian dalam atau di atas lapisan bawah dan dengan syarat batas yang berbeda sebagai berikut.

$$u|_{z=\infty} = u_g \quad (12)$$

$$v|_{z=\infty} = 0 \quad (13)$$

$$u|_{z=0} = 0 \quad (14)$$

$$v|_{z=0} = 0 \quad (15)$$

Ini menghasilkan solusi untuk u dan v :

$$u = u_g(1 - \exp(-az) \cos(az)) \quad (16)$$

$$v = u_g \exp(-az) \sin(az) \quad (17)$$

dimana u_g adalah aliran geostropik pada bagian interior laut atau di atas lapisan bawah.

G. Transport Ekman

Konsep penting lainnya dalam teori Ekman adalah transport Ekman. Transport ini mewakili total transport massa pada lapisan Ekman. Konsep transport massa sangat penting dan digunakan secara luas. Perhitungan transport massa lebih akurat daripada perhitungan kecepatan karena membutuhkan asumsi yang lebih sedikit. Oleh karena itu, kesalahan dapat diminimalkan (Stewart, 2007).

Transport Ekman dihitung dengan mengintegrasikan kecepatan Ekman total dari permukaan ke kedalaman Ekman. Oleh karena itu, informasi tentang distribusi vertikal kecepatan dan viskositas

Eddy pada kolom air tidak diperlukan. Transport ekman dapat diperoleh dengan mengintegrasikan persamaan 1 dan 2.

$$\int_{-D_E}^0 -fv \, dz = \int_{-D_E}^0 A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \, dz \quad (18)$$

$$\int_{-D_E}^0 fu \, dz = \int_{-D_E}^0 A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \, dz \quad (19)$$

Dengan menerapkan syarat batas (persamaan 3 s/d 6), persamaannya menjadi:

$$\int_{-D_E}^0 v \, dz = -\frac{1}{\rho f} (\tau_x - 0) \quad (20)$$

$$\int_{-D_E}^0 u \, dz = \frac{1}{\rho f} (\tau_y - 0) \quad (21)$$

Dengan mengalikan massa jenis ke kedua sisi, persamaan tersebut menjadi transport massa yang bergerak 90° ke arah angin.

$$M_{Ex} = \frac{\tau_y}{f} \quad (22)$$

$$M_{Ey} = -\frac{\tau_x}{f} \quad (23)$$

dimana DE adalah kedalaman Ekman, MEx adalah transport Ekman zonal, MEy adalah transport Ekman meridional dan satuan transpor Ekman adalah kg/(m.s).

H. Ekman Pumping/Suction

Transport Ekman dihitung dengan menggunakan data tekanan angin yang seragam. Faktanya, angin tidak pernah seragam tetapi selalu bervariasi. Variabilitas horizontal angin membentuk variabilitas horizontal transport Ekman dan menyebabkan divergensi arus laut. Divergensi dan konvergensi transport Ekman akan meningkatkan pergerakan vertikal air laut. Kecepatan

gerakan ini dikenal sebagai Ekman Pumping. Ekman pumping dapat diturunkan dari integrasi vertikal persamaan kontinuitas:

$$\rho \int_{-D_E}^0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = 0 \quad (24)$$

$$\frac{\partial M_{E_x}}{\partial x} + \frac{\partial M_{E_y}}{\partial y} = -\rho [w_E(z=0) - w_E(z=-D_E)] \quad (25)$$

dimana w_E adalah Ekman pumping. Ekman pumping mewakili kecepatan vertikal di bawah lapisan Ekman atau pada $z = -D_E$. Dengan mengasumsikan bahwa permukaan laut datar, kecepatan vertikal dianggap nol karena tidak mungkin air laut naik ke udara; oleh karena itu, w_E pada $z = 0$ adalah nol dan persamaannya menjadi:

$$\frac{\partial M_{E_x}}{\partial x} + \frac{\partial M_{E_y}}{\partial y} = \rho w_E(z = -D_E) \quad (26)$$

$$w_E = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial M_{E_x}}{\partial x} + \frac{\partial M_{E_y}}{\partial y} \right) \quad (27)$$

Menggunakan persamaan 22 dan 23, Ekman pumping dapat dikaitkan langsung dengan tegangan angin.

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (28)$$

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \text{curl}_z \tau \quad (29)$$

Berdasarkan persamaan di atas, Ekman pumping dapat ditentukan oleh curl tegangan angin. Ketika w_E negatif, hal ini terkait dengan konvergensi transport Ekman yang disebut Ekman pumping dan air bergerak ke bawah, tetapi ketika w_E positif dikaitkan dengan divergensi transport Ekman yang dikenal dengan Ekman suction dan air bergerak ke atas.

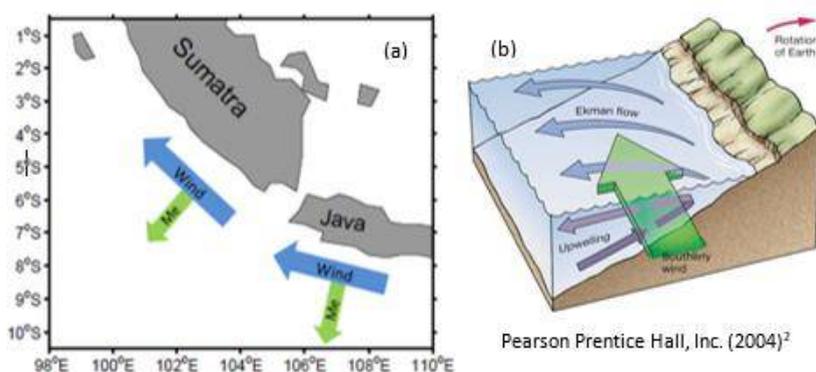
I. Upwelling Pantai

Upwelling pesisir terjadi ketika angin bertiup sejajar dengan garis pantai. Dalam situasi ini, tekanan angin akan menghasilkan transport Ekman 90° ke kanan (belahan bumi utara) atau kiri (belahan bumi selatan) dan massa air di lapisan Ekman akan bergerak menuju atau menjauh dari garis pantai. Perbatasan darat dan laut menghalangi transport Ekman untuk berkembang, dan ini menghasilkan konvergensi atau divergensi air permukaan. Pergerakan air permukaan menjauhi pantai harus diimbangi dengan aliran menuju pantai pada kedalaman tertentu dan aliran vertikal dari kedalaman tersebut ke lapisan permukaan (Chereskin, 2001). Saat air permukaan bergerak ke menjauhi pantai, maka akan menguatkan gradien tekanan normal terhadap garis pantai karena tinggi permukaan laut akan lebih besar pada tempat agak jauh dari pantai dari pada di wilayah pantai. Gradien tekanan akan menggerakkan arus geostropik di sepanjang garis pantai dengan arah angin yang sama.

Upwelling tidak selalu terlihat pada permukaan air di area upwelling, karena hal ini bergantung pada kekuatan upwelling dan termoklin. Termoklin tidak dapat mencapai permukaan laut jika upwellingnya lemah. Saat upwelling kuat, termoklin bergerak ke atas ke permukaan laut dan pecah. kawasan massa air dengan suhu yang relatif rendah dari sekitar akan terlihat oleh foto satelit. luas kawasan ini berubah sesuai dengan kekuatan transport Ekman lepas pantai. Konvergensi massa air dingin yang bergerak dari bawah dan massa air hangat yang berada di sekitaran akan menciptakan front massa air yang menghasilkan arus geostropik yang kuat.

Upwelling di daerah perairan Sumatera bagian Selatan belum dikaji secara lengkap, masih banyak hal yang harus diteliti. Diantara beberapa kajian yang sudah ada melaporkan bahwa upwelling ini secara umum sangat dipengaruhi oleh angin lokal. Seperti dilaporkan oleh Susanto et al. (2001) bahwa angin lokal berperan penting dalam fenomena tersebut.

Gambar 6 di bawah ini merupakan ilustrasi secara umum tentang proses terjadinya upwelling di perairan Sumatera bagian Selatan. Pada gambar (a) terlihat bahwa angin yang berhembus sejajar pantai memperkuat transport Ekman menuju lepas pantai. Sedangkan pada gambar (b) menunjukkan bahwa respon dari adanya transport Ekman, maka terjadi divergensi sehingga ada arus dari bawah bergerak menuju ke permukaan.



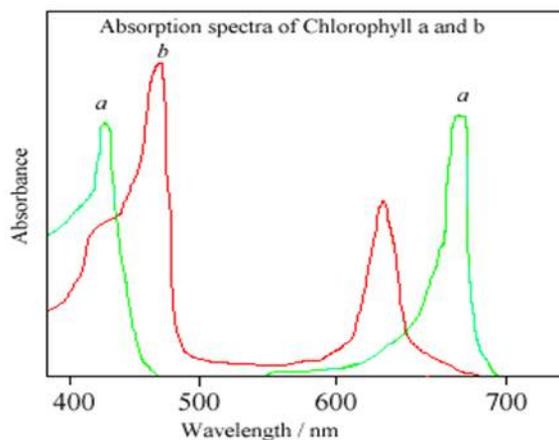
Gambar 6. Upwelling yang disebabkan oleh angin lokal di perairan Sumatera bagian Selatan

J. Klorofil

Saat ini, dengan menggunakan pengamatan satelit seperti SST dan klorofil, wilayah upwelling di lautan dunia dapat diidentifikasi jauh lebih mudah daripada sebelumnya. Area tertutup yang luas

membuat upwelling sulit untuk diukur secara langsung. Dalam studi ini suhu permukaan laut (SST) dari MODIS Terra digunakan untuk menganalisis karakteristik upwelling dan siklus musimannya. Untuk memperkuat pemahaman tentang upwelling, data klorofil-a (Chl-a) dari SeaWiFS juga akan digunakan.

Klorofil adalah pigmen hijau yang ditemukan di kloroplas tumbuhan dan organisme fotosintetik lainnya. Klorofil sangat penting dalam fotosintesis; memungkinkan tumbuhan menyerap energi dari cahaya pada panjang gelombang dalam spektrum cahaya tampak. Menurut Dictionary of Botany (www.botanydictionary.org/), terdapat empat kelompok klorofil, yaitu a, b, c, dan d. Grup yang berbeda ini memodifikasi absorpsi dengan panjang gelombang yang sedikit berbeda. Tanaman mengandung Chl-a dan Chl-b. Oleh karena itu, konsentrasi Chl-a dan Chl-b di pabrik dapat diamati melalui satelit.



Gambar 8. Spektrum Sinar matahari yang diserap oleh klorofil a dan b (http://www.chm.bris.ac.uk/motm/chlorophyll/chlorophyll_h.htm)

Pada gambar di atas dapat dilihat bahwa ada sedikit perbedaan spektrum penyerapan klorofil a dan b, dimana klorofil a paling

kuat menyerap energi matahari pada panjang gelombang 400-450 nm (biru) dan 650-700 nm (merah), sedangkan klorofil b sangat bagus dalam menyerap energi pada panjang gelombang 450-500 nm (biru) dan 600-650 nm (merah). Klorofil secara dominan menyerap sinar biru serta merah dan memantulkan sinar hijau. Pemantulan sinar hijau adalah alasan mengapa tumbuh-tumbuhan nampak berwarna hijau.

K. MODIS Terra SST

Untuk mengamati suhu permukaan laut digunakan dataset SST yang berasal dari Terra MODIS. MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) adalah instrumen utama yang dipasang pada Satellite of Terra (EOS AM). Satelit ini diluncurkan oleh NASA pada tanggal 18 Desember 1999 dan produk SST telah diturunkan sejak November 2000 seperti yang dijelaskan dalam Ringkasan Produk SST MODIS (ftp://podaac.jpl.nasa.gov/allData/modis/docs/modis_sst.gd.html). Rangkuman tersebut juga menjelaskan bahwa dalam menurunkan MODIS SST, pendekatan yang mirip dengan metode SST multi saluran dalam menghasilkan SST berbasis AVHRR digunakan tetapi MODIS SST lebih baik daripada SST AVHRR karena memiliki sensitivitas yang lebih tinggi. Produk MODIS SST yang digunakan dalam penelitian ini adalah produk L3 dengan resolusi 4 km x 4 km dan datanya disediakan dalam format HDF terkompresi.

L. SeaWIFS Chlorophyll-a

Dataset klorofil-a (Chl-a) juga digunakan dalam penelitian ini. Chl-a berasal dari Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWIFS). NASA telah meluncurkan SeaWIFS pada tanggal 1 Agustus 1997 (www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWIFS/TEACHERS)

/ INTRO /) dan terus menghasilkan data sejak 18 September 1997. SeaWiFS dipasang pada pesawat ruang angkasa SeaStar, satelit yang mengorbit kutub. Salah satu produk SeaWiFS adalah klorofil-a (Chl-a) yang menunjukkan jumlah fitoplankton dan konsentrasi biomassa di lapisan permukaan laut. Chl-a sangat penting untuk studi kelautan khususnya dalam biologi kelautan. Produk SeaWiFS yang digunakan dalam penelitian ini adalah produk L3 dengan resolusi 9 km x 9 km dan data disediakan dalam format HDF terkompresi.

M. Pengaruh Upwelling

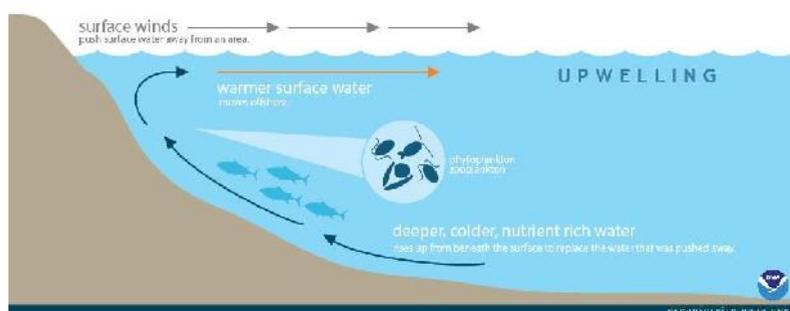
Sebagaimana dijelaskan sebelumnya bahwa upwelling terbentuk karena dipengaruhi oleh beberapa faktor yang sudah diketahui seperti pola angin yang ada di permukaan laut, bentuk topografi, arus laut, serta efek dari fenomena global lainnya seperti ENSO yang ada di Samudera Pasifik dan IOD yang ada di Samudera Hindia, upwelling juga mempengaruhi beberapa hal, diantaranya :

1. Cuaca di lokasi tempatan dan di lokasi sekitarnya.

Salah satu karakteristik upwelling adalah pendinginan di permukaan laut, jauh lebih dingin dibandingkan dengan wilayah sekitarnya. Penurunan temperatur ini meningkatkan tekanan udara yang ada di wilayah tersebut. Perubahan tekanan udara ini memberi efek kepada cuaca, dimana sebagaimana kita tau bahwa angin muncul berawal dari perbedaan tekanan udara, kemudian akibatnya juga terjadi pengaruh kepada pola curah hujan.

2. Kesuburan laut

Kualitas daerah penangkapan ikan di laut tidaklah sama dan merata, akan tetapi sama dengan di wilayah darat, lautan juga ada daerah yang subur dan yang tidak. Fenomena upwelling melibatkan naiknya arus laut dari bagian dalam ke permukaan (divergensi), bersamaan dengannya, massa air ini mengangkut nutrisi yang dibutuhkan oleh fitoplankton sehingga wilayah permukaan laut akan kaya dengan fitoplankton yang menjadi makanan berbagai jenis ikan.



Gambar 9. Ilustrasi proses naiknya massa air laut yang kaya nutrisi dari perairan dalam ke permukaan
(Sumber : www.oceanservice.noaa.gov)

N. Model Numerik

Model numerik atau model matematis adalah pemecahan masalah-masalah sistem sebenarnya dengan menggunakan persamaan-persamaan matematika. Dalam penelitian ini model numerik yang digunakan adalah yang dikembangkan di Universitas Hamburg oleh Backhaus (1983). Model numerik ini dikenal dengan nama Hamburg Shelf Ocean Model (HAMSOM).

Model HAMSOM ini telah berhasil diaplikasikan dengan sangat baik di berbagai kajian dan di berbagai wilayah (Backhaus, 1983, 1985; Backhaus and Hainbucher, 1987, Rodriguez et al., 1991; Stronach et al., 1993; Pohlmann, 1987, 1996; Huang, 1995; Schrum, 2001). HAMSOM dirancang untuk melakukan simulasi pada perairan laut dangkal maupun laut dalam (Hein, 2008). Model menggunakan persamaan hidrostatis dan pendekatan Boussinesq untuk menghitung medan alir tiga dimensi dan permukaan bebas (Harms et. al., 2003).

Skema numerik model HAMSOM didefinisikan dalam koordinat vertikal Z pada C-grid horizontal yang telah dibangun oleh Arakawa (Arakawa and Lamb, 1977). Backhaus (1983) telah menegaskan bahwa C-grid Arakawa merupakan grid yang paling berhasil dan paling banyak digunakan pada model perairan dangkal.

Persamaan-persamaan matematik utama yang digunakan di dalam model HAMSOM adalah:

Persamaan momentum dalam arah koordinat x:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_H \nabla^2 u + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x$$

Persamaan momentum dalam arah koordinat y:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_H \nabla^2 v + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y$$

Persamaan momentum dalam arah z (kesetimbangan hidrostatis):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Persamaan kontinuitas:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

Persamaan konservasi temperatur:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = K_H \nabla^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial T}{\partial z} \right) + S_T$$

Persamaan konservasi salinitas:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_H \nabla^2 S + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial S}{\partial z} \right) + S_S$$

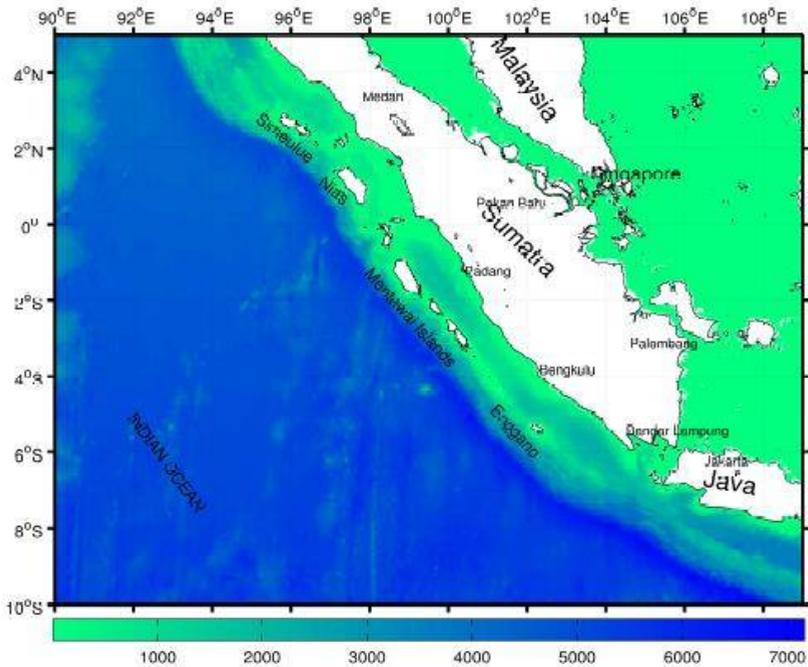
Persamaan densitas atau keadaan air laut:

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

Dimana u, v, w adalah vector kecepatan arus laut dalam komponen $x, y,$ dan $z,$ sedangkan f adalah parameter Coriolis, p adalah tekanan, ρ adalah densitas, A_H dan A_V adalah viskositas eddy horizontal dan vertikal, g adalah percepatan gravitasi, T adalah temperatur, S adalah salinitas, dan K_H serta K_V adalah difusifitas eddy horizontal dan vertikal.

BAB III METODE PENELITIAN

A. Domain Penelitian



(m)

Gambar 10. Topografi domain penelitian
(ETOPO2, 2001)

Kawasan laut dangkal di bagian lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa sangat sempit, yaitu sekitar 150 sampai 250 km ke arah Samudera Hindia. Jalur ini kemudian batasi oleh Palung Sunda, dan setelah itu, kedalaman air meningkat tajam menjadi lebih dari 6000 meter; ini dapat dilihat pada Gambar 10. Punggungan busur luar, misalnya, Simeulue dan Nias melindungipulau sumatera dari proses dinamika laut terbuka, seperti arus kuat, gelombang dan tsunami, sebelum mencapai Sumatera atau Pulau Jawa, sehingga

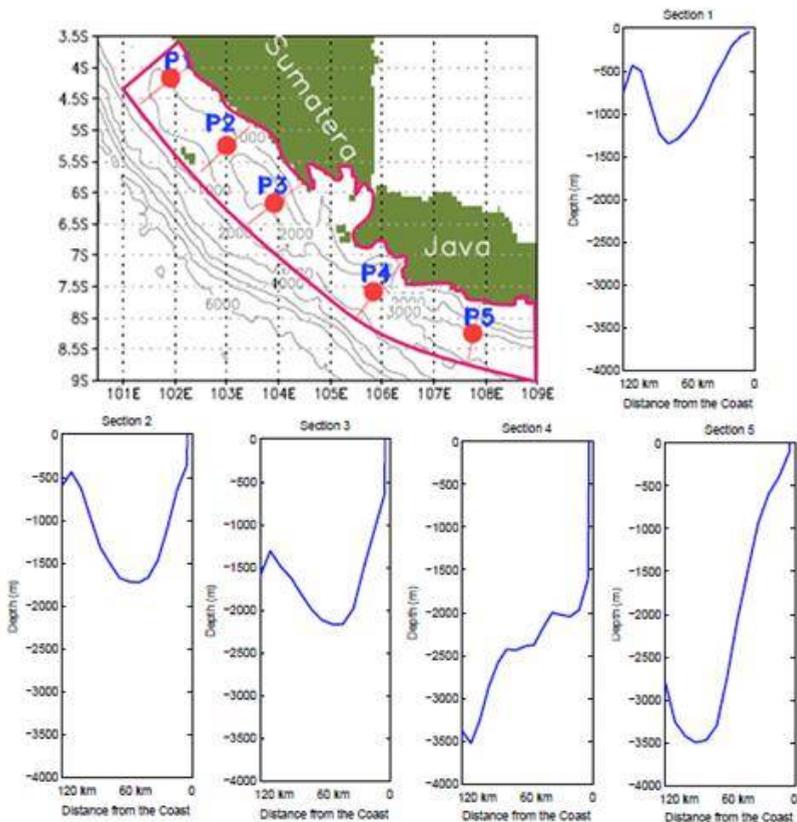
bahaya dari proses laut terbuka tidak berdampak langsung terhadap Sumatera atau Pulau Jawa.

Cekungan busur muka (fore-arc basin) Sunda dapat dibagi menjadi Cekungan Sibolga di barat laut Sumatera dan Cekungan Mentawai-Bengkulu di barat daya. Cekungan Sibolga terletak di antara Pulau Simeulue dan Sumatera Barat Laut dan membentang ke tenggara hingga ke utara Kepulauan Mentawai. Panjang cekungan ini sekitar 700 km, dan lebarnya sekitar 110 km. Bagian terdalam cekungan ini berada pada wilayah tengah yang mencapai 1 km. Cekungan Mentawai-Bengkulu terbentang dari Kepulauan Mentawai hingga Pulau Sumatera. Itu meluas ke bagian paling barat daya Pulau Sumatera. Panjang dan lebarnya masing-masing sekitar 850 km dan 150 km. Di bagian barat laut cekungan, kedalamannya mencapai 2,5 km. Sedangkan di bagian tenggara cekungan, kedalamannya mencapai 3 km. Selat Sunda, sebuah jalur kecil, memisahkan Pulau Sumatera dan Pulau Jawa. Jalur ini sangat penting karena menghubungkan landas Sunda dengan Samudera Hindia. Lebar selat di bagian tersempit sekitar 25 km dan terdapat pulau yang sangat kecil di tengah selat. Apalagi kedalaman Selat Sunda hanya sekitar 50 m. Lebih jauh ke timur, Cekungan Jawa Selatan terbentang dari Barat Daya hingga Tenggara. Panjang dan lebar cekungan masing-masing sekitar 1030 km dan 200 km. Palung Sunda yang membentuk lereng ekstrim di dasar laut merupakan bagian terdalam dari kawasan ini. Ini mencapai 7 km.

B. Wilayah Upwelling

Untuk menganalisis proses upwelling, perlu dilakukan identifikasi daerah yang mengindikasikan upwelling. Menurut studi awal dan citra satelit, upwelling meluas di sepanjang pantai

selatan Sumatera dan Jawa, tetapi inti upwelling muncul di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa. Intensitas upwelling berbeda pada setiap titik sepanjang tahun, oleh karena itu dibuat lima titik dan bagian untuk menganalisisnya. Kedalaman area beting di daerah upwelling ini relatif dalam. Kedalaman bertambah dari P1 menjadi P5 yang dapat dilihat pada gambar 11.



Gambar 11. Wilayah upwelling

C. Alat dan Bahan

Alat dan bahan yang dipergunakan dalam penelitian ini berupa komputer, laptop, dan external harddisk. Sedangkan perangkat

lunak yang digunakan yaitu sistem operasi linux fedora 20, software untuk scripting yaitu fortran, dan untuk visualisasi yaitu GMT, Grads, dan Matlab. Selain itu juga kita akan menggunakan jasa-jasa internet dengan kuota yang besar karena kita akan mengunduh data-data angin yang diperlukan.

D. Setup Model

Domain model dalam penelitian ini mencakup 15° arah utara dan 19° arah timur (10° LS hingga 5°N dan 90°E hingga 109°E). Domain dibagi menjadi 229 titik grid dalam koordinat bujur atau x dan 181 titik grid dalam koordinat lintang atau y, dengan Δx dan Δy 5' (5 menit) atau 0.08333° yang sama (sekitar 9 km). Data batimetri diperoleh dari Relief Digital Permukaan Bumi (ETOPO2, 2001) dengan resolusi 2'x 2' atau kurang lebih 3,6 km. Batimetri kemudian direduksi menjadi model grid 5'x 5'. Kolom air dibagi menjadi 40 lapisan, dimana kedalaman setiap lapisan dapat dilihat pada tabel di bawah ini:

Tabel 1. Kedalaman dan ketebalan setiap lapisan

No. Layer	Ketebalan Lapisan (m)	Kedalaman Lapisan (m)
1	12	12
2	10	22
3	10	32
4	10	42
5	10	52
6	10	62
7	13	75
8	15	90
9	20	110
10	25	135
11	30	165
12	35	200

13	40	240
14	45	285
15	50	335
16	55	390
17	60	450
18	70	520
19	80	600
20	90	690
21	100	790
22	110	900
23	120	1020
24	130	1150
25	140	1290
26	150	1440
27	170	1610
28	180	1790
29	190	1980
30	200	2180
31	220	2400
32	250	2650
33	270	2920
34	300	3220
35	350	3570
36	400	3970
37	450	4420
38	500	4920
39	500	5420
40	1080	6500

Kedalaman minimum yang diperbolehkan dalam batimetri adalah 5 meter. Selat Malaka dan sebagian dari Laut Cina Selatan ditetapkan sebagai kedalaman daratan atau nol agar tidak termasuk dalam penghitungan karena wilayah tersebut tidak termasuk dalam studi. Langkah waktu simulasi adalah 5 menit.

Dalam studi ini, model diinisiasi keadaan awal dengan menggunakan data temperatur dan salinitas klimatologi. Data

klimatologi ini diekstraksi dari World Ocean Atlas (Levitus, 1982). Resolusi horizontal data Levitus adalah $1^\circ \times 1^\circ$ dan resolusi vertikal adalah 33 lapisan (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000, dan 5500 m). Data ini diinterpolasi secara horizontal dan vertikal ke grid yang sesuai dari model hidrodinamik.

Pada batas terbuka lateral, model berikan gaya dengan tinggi rata-rata harian permukaan laut, suhu dan salinitas dari model global yang dinamai model laut Max-Planck-Institute (MPI-OM) yang dikembangkan di Max-Planck Institute for Meteorology (MPI-M) di Hamburg (Marsland et al., 2003). data rata-rata harian selama jangka panjang diperoleh dari MPI-OM. Meyer dkk. (2010) menjelaskan bahwa MPI-OM mensimulasikan sirkulasi global pada grid tri-polar dengan resolusi horizontal 24 menit (sekitar 44 km di lintang yang lebih rendah). Simulasi diberikan gaya oleh data Analisis Ulang NCEP / NCAR. Data yang lebih kasar dari MPI-OM kemudian diinterpolasi ke model HAMSOM skala yang lebih halus pada batas terbuka lateral.

Pada permukaan, lautan diberikan gaya oleh atmosfer di atasnya. Melalui tekanan angin, atmosfer mentransfer momentum dan energi yang menghasilkan arus dan gelombang laut. Tekanan permukaan laut, net heat fluks, penguapan, dan presipitasi mengubah densitas air laut yang juga berperan penting dalam mendorong dinamika laut. Dalam studi ini, tujuh komponen variabel gaya atmosfer digunakan. Data ini diperoleh dari analisis ulang NCEP / NCAR. Data analisis ulang NCEP / NCAR, yang terus diperbarui dari tahun 1948 hingga sekarang, merupakan produk gabungan dari Pusat Prediksi Lingkungan Nasional

(NCEP) dan Pusat Penelitian Atmosfer Nasional (NCAR). Data analisis ulang ini dihasilkan dari berbagai pengamatan, seperti stasiun cuaca, kapal, pesawat terbang, radiosondes, satelit, dan model numerical weather prediction (NWP).

Tabel 2: Tujuh komponen data meteorologi (dari National Center for Environmental Prediction-NCEP)

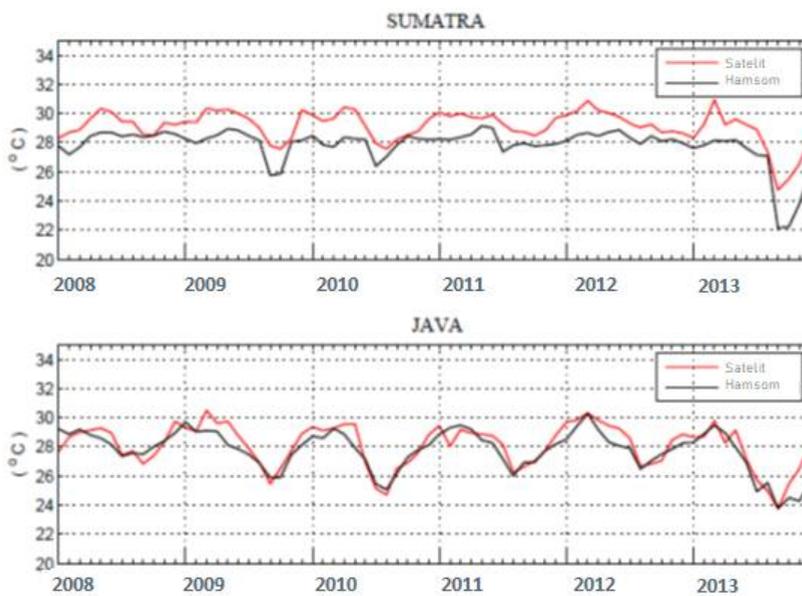
Variable	Level	Unit
Sea Level Pressure	Surface	Pascal
Air Temperature	2 m	K
Specific Humidity	10 m	kg/kg
Precipitation Rate	Surface	kg / m ² / s
Total Cloud Cover	Surface	%
U-Wind	10 m	m/s
V-Wind	10 m	m/s

Pada Divisi Ilmu Fisika (PSD), data Analisis Ulang NCEP / NCAR tersedia 4 kali sehari (6 jam) pada 0Z, 6Z, 12Z, dan 18Z dengan cakupan spasial global. Resolusi spasial tekanan permukaan laut adalah 2.5 ° × 2.5 ° pada lintang dan bujur tetapi variabel lainnya terletak pada grid spasial T62 Gaussian.

E. Validasi Model

Tujuan utama dari penelitian ini adalah menganalisis proses upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera. Untuk memastikan bahwa model menghasilkan hasil yang dapat dipercaya, model tersebut harus divalidasi. Kurangnya pengukuran dan pengamatan di wilayah ini menjadi salah satu masalah dalam penelitian ini, namun data satelit suhu permukaan

laut dapat digunakan untuk memvalidasi model numerik ini. Karakteristik data satelit telah dijelaskan pada bab sebelumnya.



Gambar 12. Suhu permukaan laut (SST) di pantai selatan Sumatera (atas) dan di pantai selatan Jawa (bawah). Garis merah mewakili data satelit dan garis hitam mewakili hasil simulasi model HAMSOM.

Gambar di atas menunjukkan perbandingan antara satelit terukur SST dan simulasi SST. SST tersebut dirata-ratakan untuk wilayah kecil di kedua wilayah pesisir. Di pantai selatan Sumatera, SST dari model HAMSOM sedikit lebih rendah, tetapi secara keseluruhan kecenderungan dan variasi SST dari 2008 hingga 2013 dari kedua sumber sangat relatif sesuai. Di pantai selatan Jawa, kedua SST itu menunjukkan kesesuaian yang nyaris sempurna. Perkiraan yang terlalu rendah dari SST mungkin disebabkan oleh resolusi kasar dari data kekuatan angin yang digunakan dalam simulasi ini.

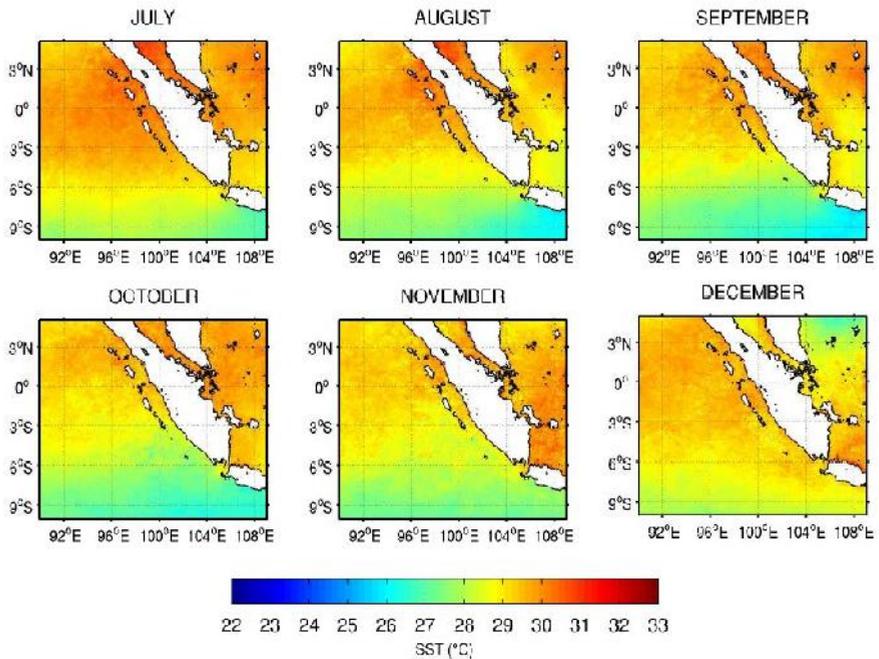
F. Teknik Pengolahan Data

Setelah didapatkan data awal (input), maka dilakukan simulasi numerik dengan menggunakan model HAMSOM, kemudian menghasilkan data-data output hasil simulasi berupa data-data vektor arus air dalam 3 dimensi dan data-data skalar temperatur dan salinitas. Setelah semua tahap diatas dilakukan baru data-data tersebut diolah kembali sesuai keperluan, divisualkan dalam bentuk grafik-grafik dan dianalisa.

BAB IV HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN

A. Hasil Analisis Data Satelit

Upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa muncul selama monsun musim panas boreal dari bulan Juni sampai November. Akan tetapi, kekuatan upwelling sesuai dengan kekuatan kecepatan angin di sepanjang pantai selama musim tersebut.

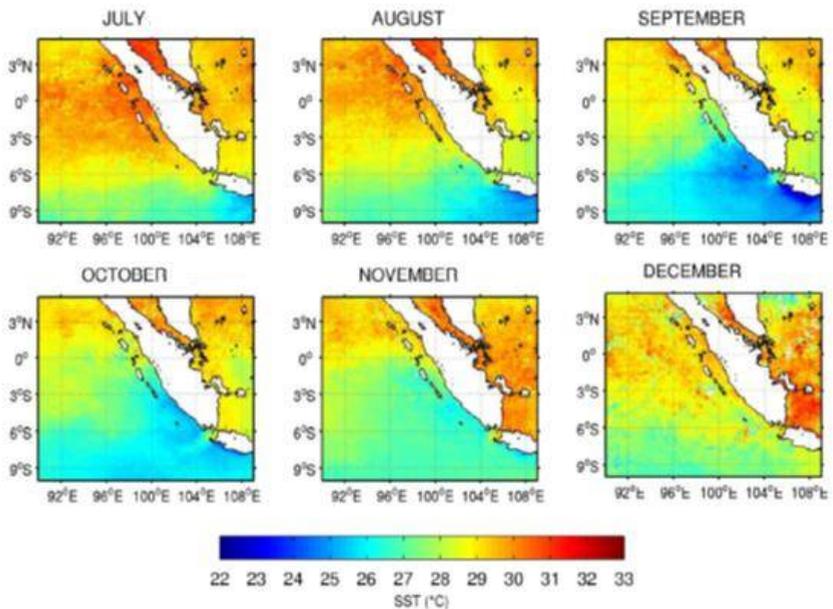


Gambar 13. SST klimatologi bulanan dari 2013 hingga 2018

Ilustrasi evolusi upwelling selama musim panas boreal di wilayah studi ditunjukkan pada Gambar 13. Upwelling muncul

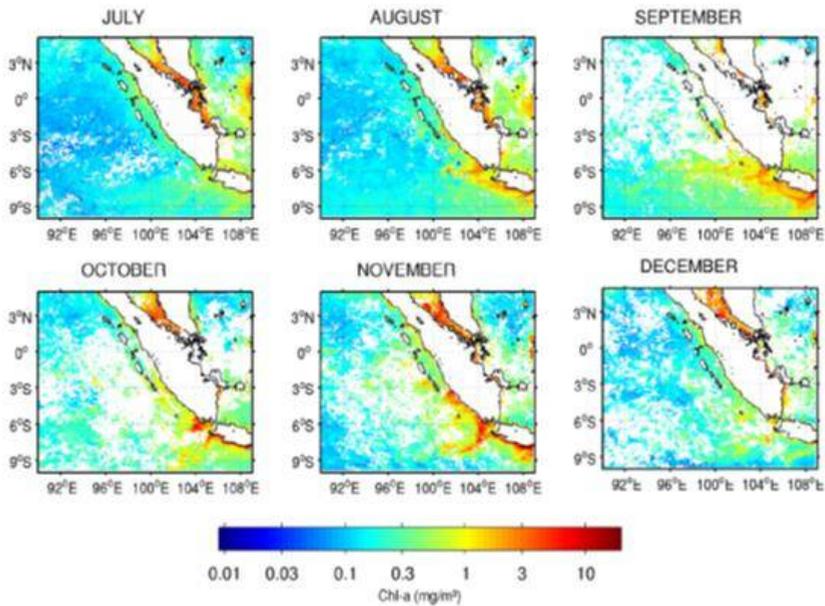
selama monsun tenggara dan menghilang selama monsun barat laut. Evolusi ini dengan jelas menunjukkan siklus musiman. SST di pantai barat laut Sumatera relatif hangat; sekitar 29-30 derajat Celcius. Lebih jauh ke selatan, lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa, di mana upwelling sering berkembang, SST turun tajam. SST terendah di kawasan ini terjadi pada bulan September yang mencapai 25 derajat Celcius. Daerah dengan suhu lebih rendah dari pada daerah ambien menunjukkan upwelling. Temperatur rendah diangkut oleh massa air di bawah permukaan ke permukaan laut. Selama bulan September dan Oktober, SST rendah meluas dari daerah pantai jauh ke barat, dan pada bulan November SST mulai meningkat lagi karena arah angin muson berubah arah. SST klimatologi dapat digunakan untuk mewakili evolusi musiman selama wilayah tersebut tidak mengalami variabilitas yang kuat. Oleh karena itu, untuk menganalisis variabilitas proses samudera yang mungkin disebabkan oleh proses lain seperti variabilitas iklim, akan dibahas pada bagian tersendiri.

Menurut dataset satelit, tahun 2018 merupakan salah satu periode upwelling terkuat, dimana pada bulan September SST di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa mengalami penurunan masing-masing mencapai 24^o C dan 22^o C. Hal tersebut dapat dilihat pada Gambar berikut ini.



Gambar 14. Rata-rata SST bulanan pada tahun 2018

Selat Sunda, di antara Pulau Sumatera dan Pulau Jawa, menunjukkan pengaruh di wilayah studi; meskipun pertukaran massa air melalui selat ini kecil. Wyrтки (1961) melaporkan bahwa Selat Sunda relatif sempit dan dangkal; pertukaran massa air melalui selat ini, yang biasanya menuju Samudra Hindia, kecil, meskipun arusnya kuat. Pada Gambar 14 dapat dilihat bahwa pada bulan Agustus sampai dengan September SST di dekat Selat Sunda jauh lebih hangat dibandingkan dengan daerah sekitarnya. Massa air yang lebih hangat di dekat Selat Sunda diangkut dari Laut Jawa, dan ini mengubah pola upwelling di wilayah tersebut.



Gambar 15. Nilai rata-rata bulanan konsentrasi klorofil-a (Chl-a) pada tahun 2018

Seiring dengan penurunan suhu permukaan laut, yang ditunjukkan pada Gambar 14, klorofil-a di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa meningkat. Peningkatan konsentrasi Chl-a pada tahun 2018 selama periode strong upwelling dapat dilihat pada Gambar 15. Konsentrasi Chl-a mulai meningkat pada bulan Agustus, dan menurun lagi pada bulan Desember mengikuti musim tersebut. Sebenarnya konsentrasi Chl-a tertinggi berada di Selat Malaka, namun wilayah ini tidak termasuk dalam penelitian ini. Wilayah kajian hanya pesisir barat dan selatan Sumatera serta pesisir selatan Jawa. wilayah konsentrasi Chl-a tinggi di daerah studi diamati di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa; konsentrasi Chl-a mencapai lebih dari 4 mg/m^3 . Konsentrasi Chl-a yang tinggi di daerah SST rendah menegaskan adanya upwelling.

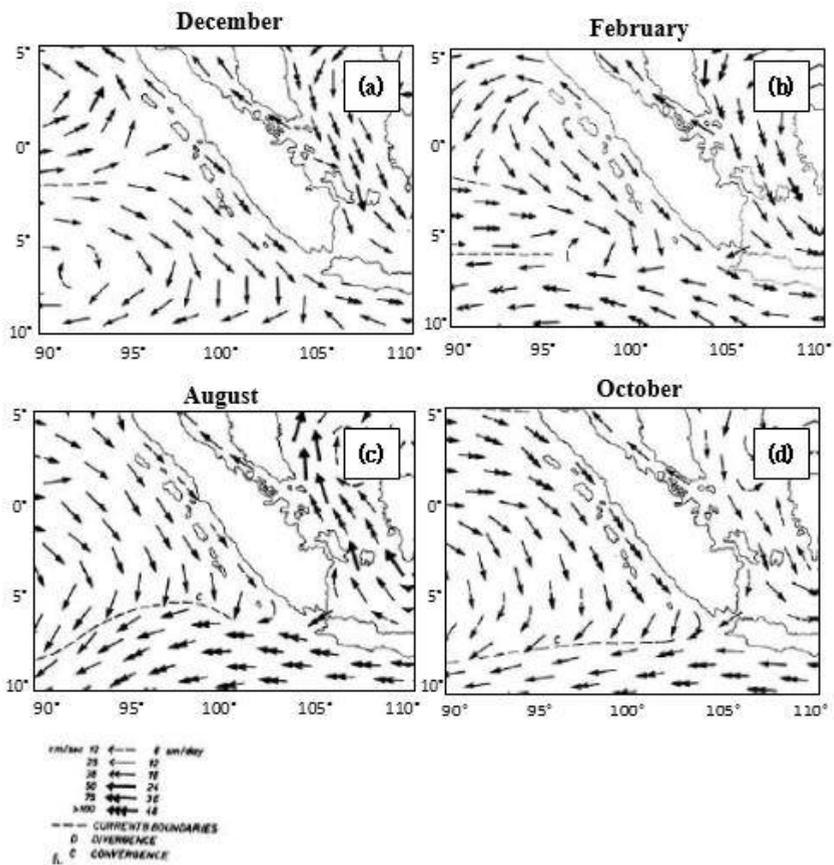
Qu et al. (2005) mengasumsikan bahwa konsentrasi tinggi Chl-a di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa menunjukkan bukti adanya upwelling dalam jarak 200-500 km dari pantai pada musim panas boreal.

B. Sirkulasi Air Horizontal di Area Studi

Wilayah studi merupakan bagian dari Samudera Hindia. Beberapa sistem sirkulasi membentuk sirkulasi lokal dalam domain penelitian ini. Perpaduan sistem arus tersebut menjadikan sirkulasi air di kawasan ini unik yang memiliki ciri khas tersendiri. Sistem arus tersebut adalah Indian Monsoon Current (IMC), Equatorial Counter Current (ECC), South Java Current (SJC), dan South Equatorial Current (SEC). Sprintall dkk. (2010) melaporkan bahwa South Java Current merupakan bagian dari sistem eastern boundary current yang mengalir dari pantai selatan Sumatera ke pantai selatan Jawa. Wilayah yang sangat dipengaruhi monsun adalah wilayah barat laut dari area studi. Arus Monsun India menembus dari wilayah ini. Di lepas pantai selatan Jawa, arusnya juga sangat dipengaruhi oleh monsun. Di wilayah ini, Arus Jawa Selatan memegang peranan penting. Di lepas pantai selatan Sumatera, arusnya selalu mengalir ke arah tenggara sepanjang waktu. Arus ini tidak terlalu dipengaruhi oleh monsun tetapi dipengaruhi oleh arus ekuator yang terjadi sepanjang waktu.

Pola umum arus permukaan di daerah ini telah disadari sejak tahun 1961 oleh Klaus Wyrtki. Ia melakukan beberapa observasi di Perairan Asia Tenggara. Gambar 16 menunjukkan bahwa arus di lepas pantai barat laut Sumatra mengubah kecepatan dan arahnya sepanjang tahun mengikuti musim. Di sekitar ekuator dan beberapa derajat ke arah selatan, Equatorial Counter Current

dengan kombinasi Arus Monsun India membentuk Arus Selatan Jawa yang sangat kuat. Pada suhu sekitar 10° S, South Equatorial Current yang kuat mengalir ke arah barat.

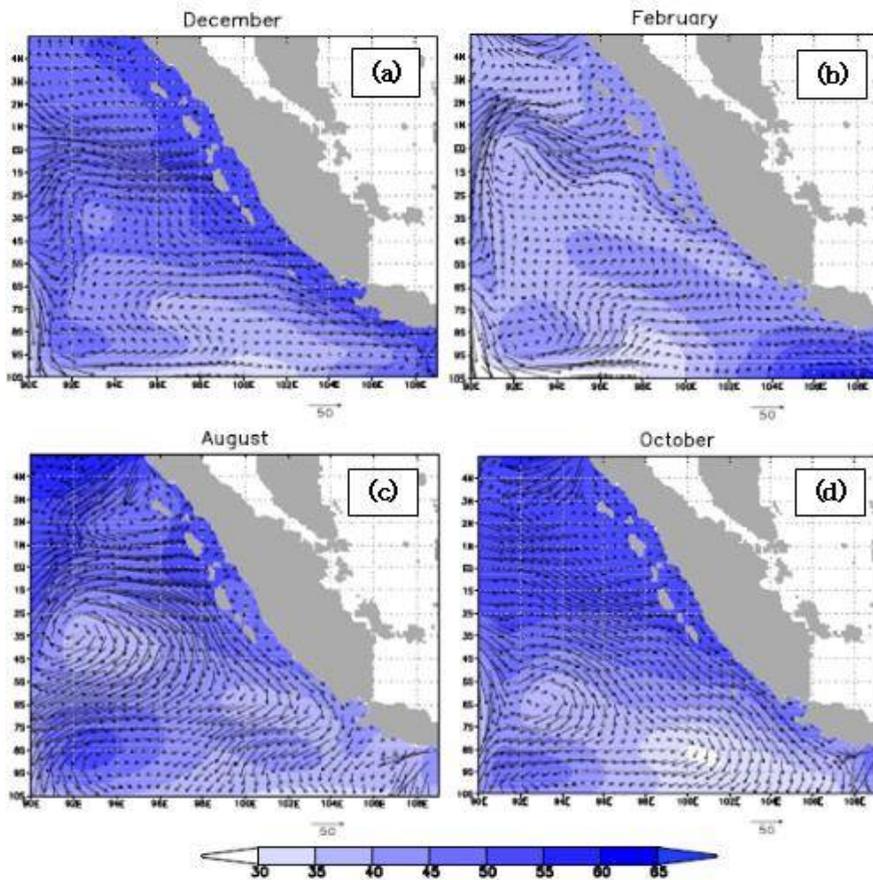


Gambar 16. Arus permukaan laut (Wyrтки, 1961)

Pada musim dingin boreal, Desember dan Februari, Arus Khatulistiwa Selatan bergeser lebih ke selatan. Arus bahkan bergeser lebih jauh ke selatan pada bulan Februari. Sheer Stress horizontal yang kuat menghasilkan pusaran pada sekitar 6°S. Selama musim ini, Arus Selatan Jawa menembus ke pantai tenggara

Jawa. Sedangkan pada musim panas boreal, Arus Jawa Selatan dari pantai selatan Jawa bertemu dengan arus dari pantai selatan Sumatera di dekat selat Sunda. Pada musim ini, Arus Selatan Jawa di lepas pantai selatan Jawa menjadi bagian dari Arus Khatulistiwa Selatan yang mengalir ke arah barat dengan kecepatan yang kuat.

Simulasi arus permukaan laut klimatologi dari tahun 2008 sampai 2018 ditunjukkan pada gambar 6.2. Gambar ini dapat digunakan untuk memeriksa beberapa fitur yang telah dijelaskan pada gambar 16. Arus Balik Ekuator, di sekitar ekuator dan beberapa derajat ke selatan, dan Arus Ekuator Selatan, antara sekitar 8° S dan 10° S, dapat disimulasikan dengan relatif baik.



Gambar 17. Hasil pemodelan arus permukaan laut klimatologis dan tinggi permukaan laut (SSH) dari tahun 2008 sampai 2018. Panah mewakili kecepatan tegangan angin dan warna putih-biru mewakili SSH. Skala vektor angin adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah centimeter.

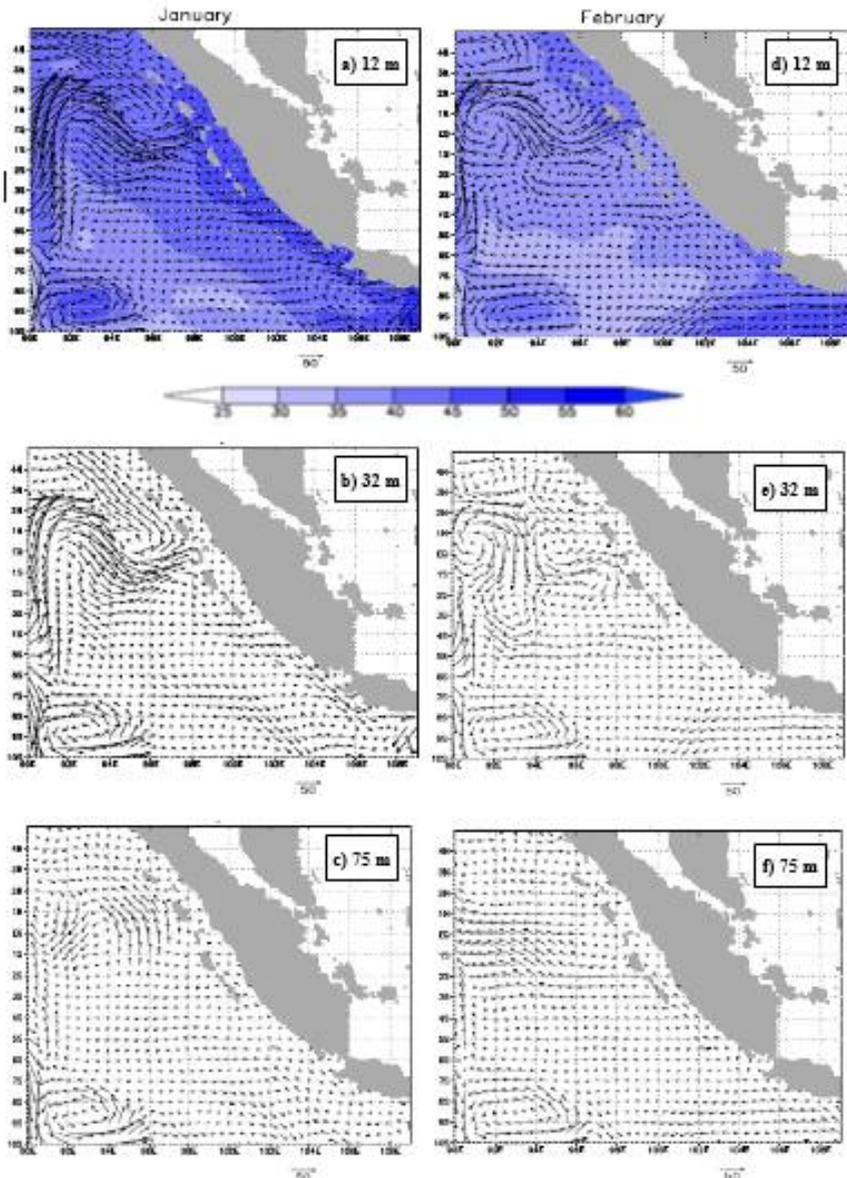
SSH relatif tinggi di batas utara, sehingga arus sepanjang pantai, yang merupakan bagian dari Arus Selatan Jawa, mengalir kuat ke tenggara; tetapi di bulan Februari SSH tampak lebih rendah dari biasanya. Penurunan gradien SSH menyebabkan arus sejajar pantai menjadi sangat lemah. Arus di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa bahkan berubah arah menjadi barat laut.

Ketinggian permukaan laut dan kecepatan arus dari permukaan laut sampai kedalaman beberapa meter pada tahun 2018 dimana terjadi strong upwelling dapat dilihat pada gambar 6.3 dan 6.4. Januari dan Februari mewakili musim dingin boreal sedangkan September dan Oktober mewakili musim panas boreal.

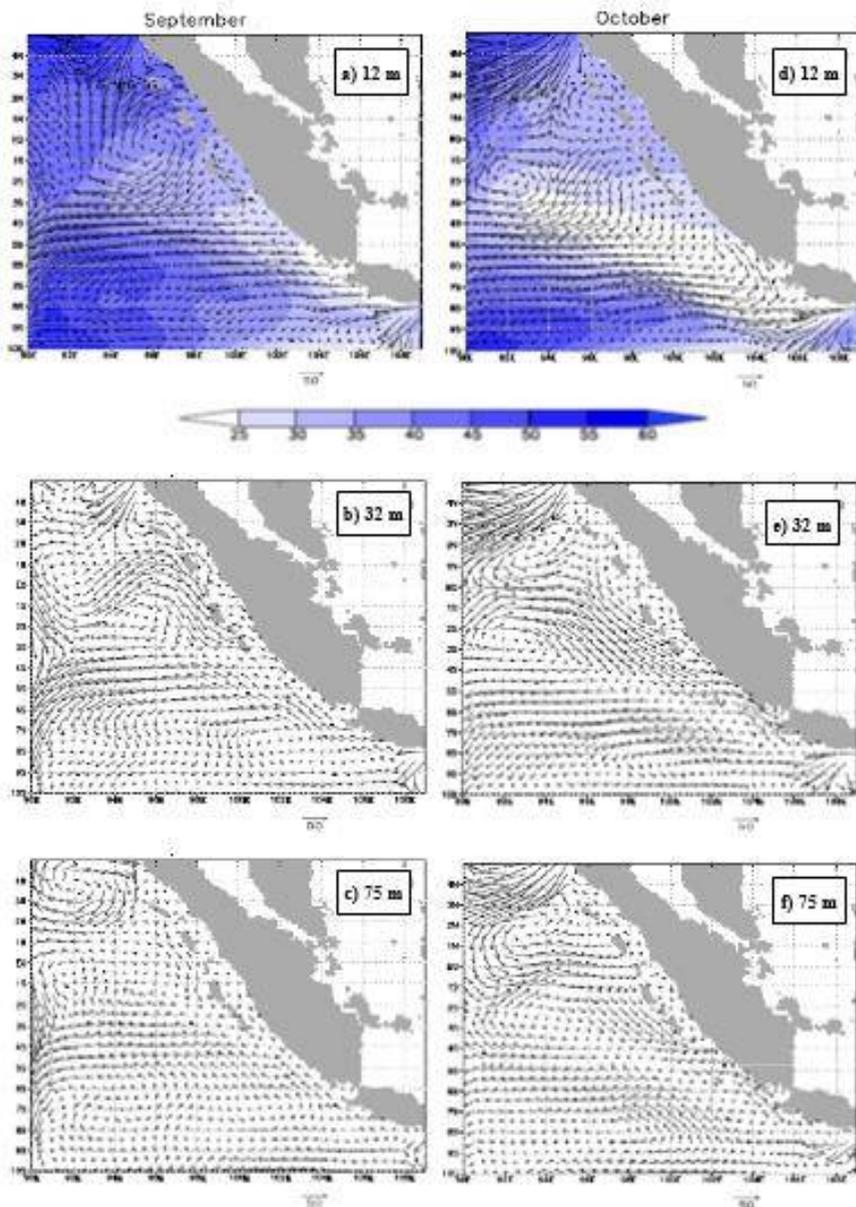
Pada musim dingin boreal, arus permukaan laut di sepanjang wilayah ekuator mengalir ke darat dan berkumpul di sepanjang wilayah pesisir. Konvergensi ini mengatur tinggi permukaan laut di sepanjang wilayah pesisir. Permukaan laut naik hingga lebih dari 50 cm di bulan Januari. Pada bulan Februari, konvergensi arus darat di sepanjang pantai selatan Sumatera tidak terlalu kuat; Ketinggian permukaan laut naik hanya sekitar 35 cm di wilayah ini. Namun tinggi muka laut di sepanjang pantai selatan Jawa masih tinggi yaitu sekitar 55 cm. Karakteristik lain pada musim ini adalah pusaran air yang kuat muncul di sekitar 9° S- 92° BT. Kecepatan arus di wilayah ini sekitar 30 cm / detik. Arus di sepanjang wilayah ekuator masih mengalir di darat pada kedalaman 32 m, sedangkan pada kedalaman 75 m arus telah berubah arah ke lepas pantai.

Pada musim panas boreal, angin tenggara yang kuat bertiup sejajar dengan pantai, dan arus mulai mengalir ke lepas pantai. Akibatnya terjadi divergensi massa air di wilayah pantai, dan ketinggian permukaan laut menjadi rendah. Ketinggian permukaan laut menurun menjadi sekitar 25 cm pada bulan September dan lebih rendah dari 25 cm pada bulan Oktober. Karena arus menyimpang, massa air harus dikompensasikan dengan air yang lebih dalam, sehingga arus vertikal ke atas yang kuat ada di sini (lihat gambar 6.5). Pada kedalaman 32 m, arus di sepanjang wilayah ekuator mengalir ke darat, dan arus di sepanjang pantai selatan Sumatera mengalir ke arah barat laut pada bulan September

dan ke arah tenggara pada bulan Oktober. Kecepatan arus menurun pada kedalaman 75 m, namun arah arus tidak jauh berbeda dengan kedalaman 32 m.



Gambar 18. Kecepatan arus pada kedalaman yang berbeda pada bulan Januari 2018 (kiri) dan pada Februari 2018 (kanan). Bayangan putih-biru melambangkan SSH di permukaan laut sedangkan panah melambangkan kecepatan arus. Skala kecepatan saat ini adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah cm.

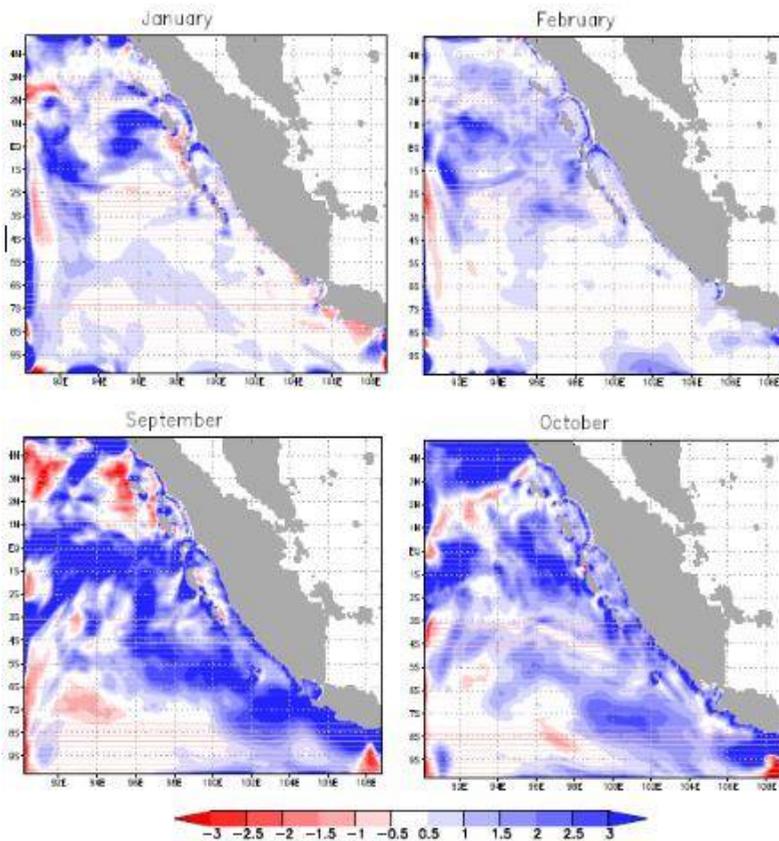


Gambar 19. Kecepatan arus pada kedalaman yang berbeda pada bulan September 2018 (kiri) dan pada bulan Oktober 2018 (kanan).

Bayangan putih-biru melambangkan SSH di permukaan laut sedangkan panah melambangkan kecepatan arus. Skala kecepatan saat ini adalah 50 cm / s dan satuan SSH adalah cm.

C. Sirkulasi Air Vertikal di Area Studi

Distribusi kecepatan vertikal di daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 17. Kecepatan vertikal ini dihitung dari kecepatan vertikal maksimum yang disimulasikan pada kedalaman lapisan antara 20 m dan 80 m. Informasi bayangan terdiri dari tiga warna. Warna merah, putih, dan biru masing-masing menentukan kecepatan vertikal negatif, nol, dan positif. Kecepatan vertikal positif dikaitkan dengan upwelling sedangkan kecepatan vertikal negatif dikaitkan dengan downwelling.



Gambar 20. Distribusi kecepatan vertikal di wilayah studi tahun 2018. Satuannya adalah m / hari.

Pada Gambar 20. terlihat bahwa pada musim dingin boreal sebaran kecepatan vertikal positif tidak banyak terjadi terutama di sepanjang daerah pantai, tetapi lebih banyak muncul di sekitar daerah ekuator. Pada musim panas boreal, distribusi kecepatan vertikal positif meningkat tajam di sepanjang pesisir, sekitar ekuator, dan di sekitar pusat wilayah studi dimana permukaan laut sangat rendah.

D. Distribusi Suhu dan Salinitas

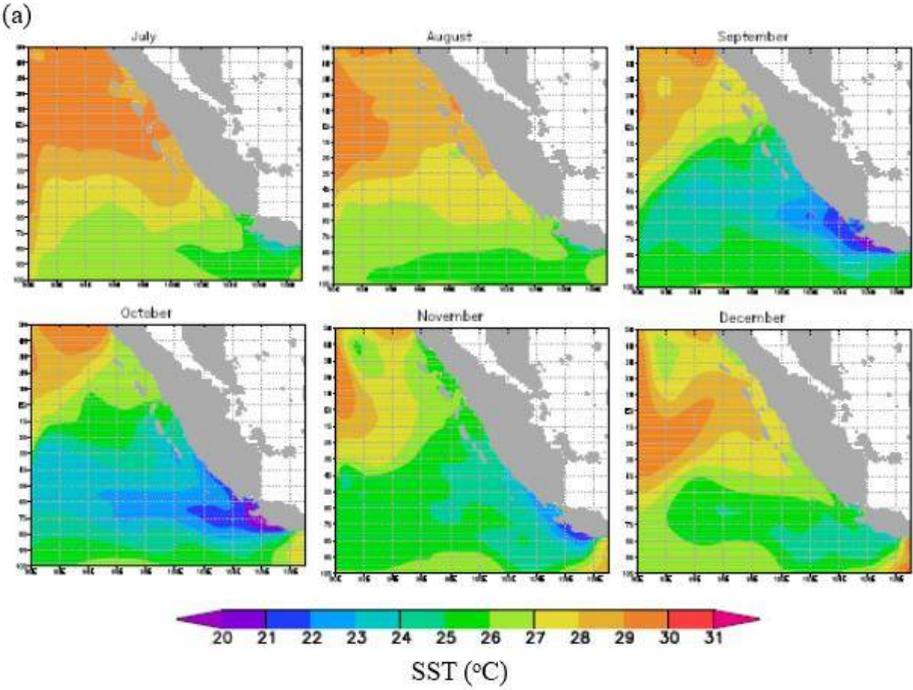
Kepulauan Indonesia terletak di sepanjang khatulistiwa. Ia menerima energi matahari terus-menerus sepanjang tahun. Secara umum suhu lautan di sekitar Indonesia relatif hangat, dan salinitasnya relatif rendah terutama di permukaan laut karena curah hujan yang tinggi. Posisi Indonesia pada Intertropical Convergence Zone (ITCZ) menyebabkan curah hujan tinggi. Pesisir barat Sumatera, dari utara ke selatan, dan pesisir selatan Jawa merupakan bagian dari Samudera Hindia. SST di wilayah ini juga relatif hangat kecuali di bagian selatan saat upwelling berkembang.

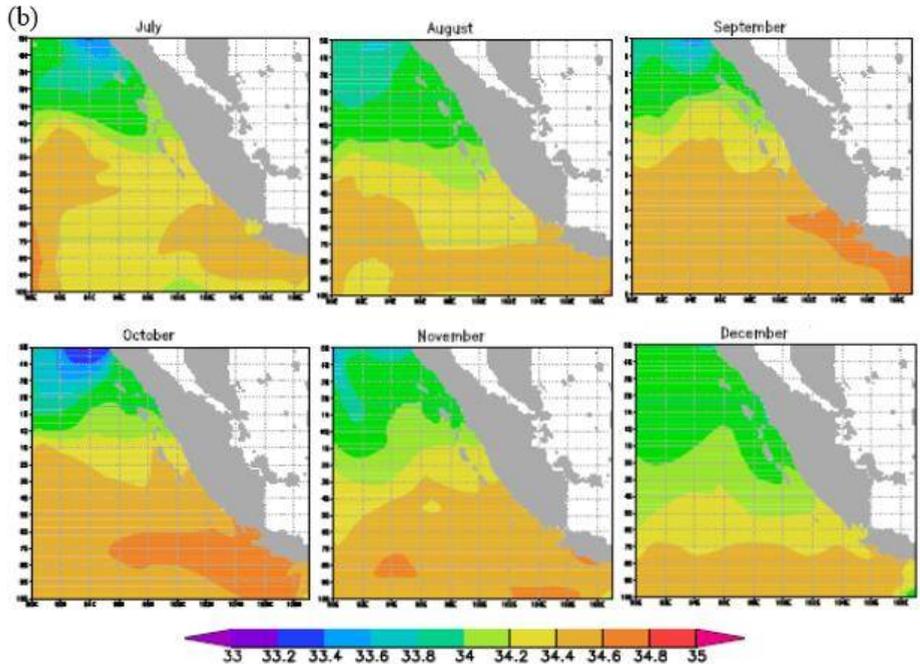
Menurut data SST (lihat gambar 14), SST di wilayah studi tahun 2008 sangat hangat; itu kira-kira antara 29^o C sampai 31^o C khususnya di wilayah utara. Pendinginan dimulai pada bulan Juni. Massa air yang lebih dingin tersebar di bagian selatan wilayah studi. SST terendah muncul di lepas pantai selatan Jawa yang mencapai 22^oC pada bulan September. SST rendah pada inti upwelling kemudian didorong ke barat oleh arus kuat ke arah barat (lihat gambar 19). Pada bulan November, SST mulai meningkat lagi.

Gambar 21a menunjukkan bahwa SST dari simulasi numerik sangat sesuai dengan SST yang diturunkan satelit, tetapi inti upwelling diremehkan 1 hingga 1,5 derajat Celcius. Estimasi yang

terlalu rendah ini mungkin disebabkan oleh data angin kasar yang digunakan dalam simulasi. Namun demikian, evolusi suhu rendah (upwelling) selama musim panas boreal disimulasikan dengan sangat baik.

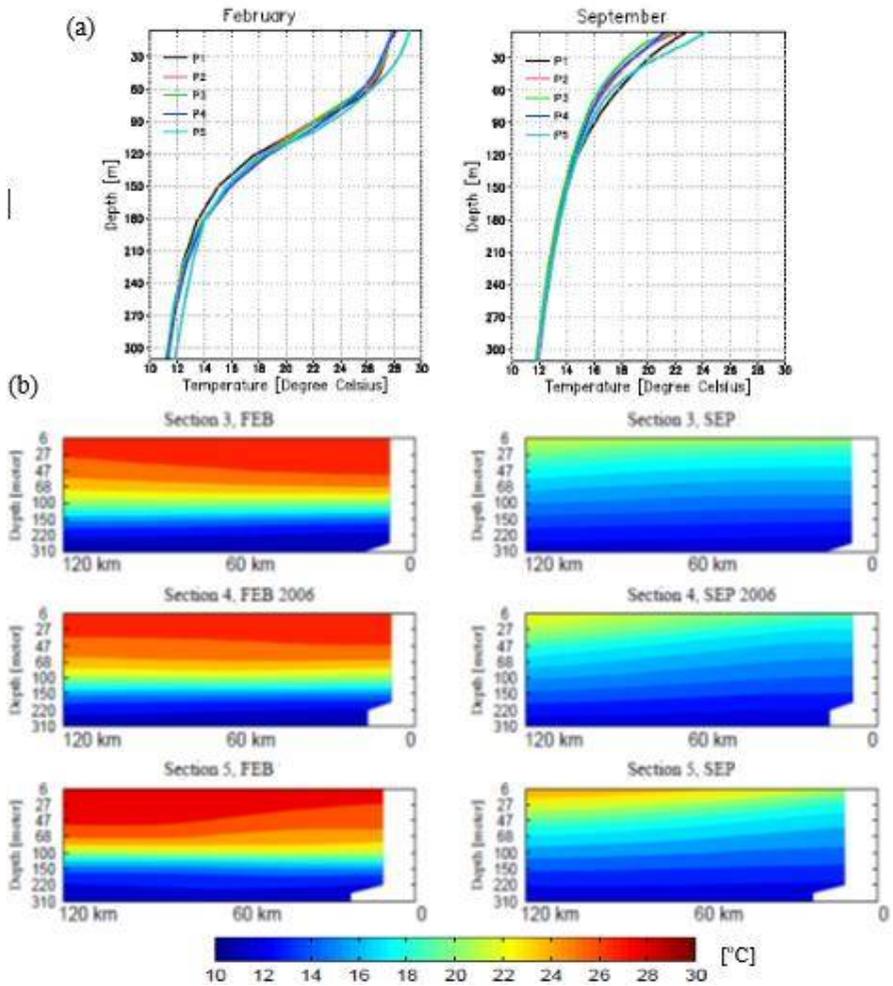
Menurut World Ocean Atlas, salinitas permukaan laut (SSS) yang khas di bagian barat Samudra Hindia Tropis adalah sekitar 35,5 psu, tetapi SSS jauh lebih rendah di wilayah timur yang hanya sekitar 34 psu.



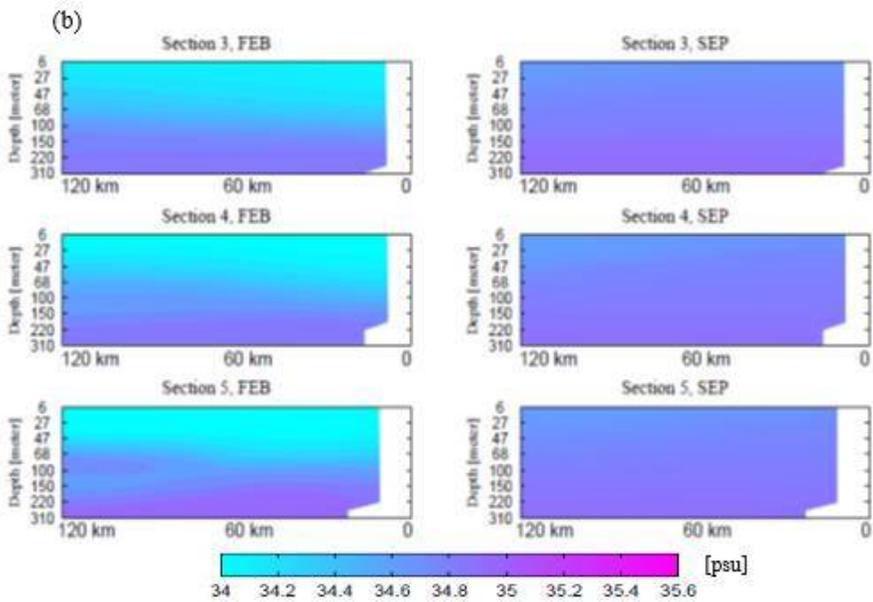
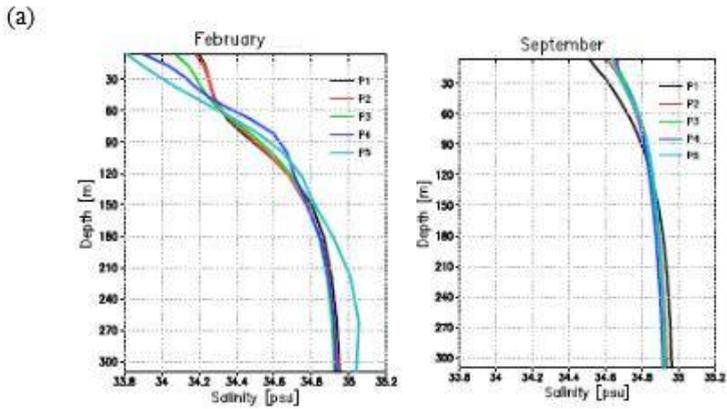


Gambar 21. Simulasi SST (a) dan SSS (b) tahun 2018

SSS tahun 2018 relatif rendah di wilayah studi terutama di bagian utara (lihat gambar 21b). Arus ekuator arah timur yang kuat dapat mendorong massa air yang padat ke pantai selatan Sumatera dan Jawa. Ditambah dengan massa air yang naik di wilayah selatan, kepadatan air meningkatkan salinitas permukaan laut di wilayah ini. Rendahnya SSS di batas utara domain studi dapat dijelaskan sebagai intrusi dari Laut Andaman dan Selat Malaka yang memiliki SSS rendah.



Gambar 22. (a) profil suhu vertikal di titik lepas pantai (P1, P2, P3, P4, dan P5) dan (b) suhu di bagian lepas pantai melalui titik lepas pantai dari pantai ke jarak tertentu.



Gambar 23. (a) profil salinitas vertikal di titik lepas pantai (P1, P2, P3, P4, dan P5) dan (b) salinitas di bagian lepas pantai melalui titik lepas pantai dari pantai ke jarak tertentu.

Profil temperatur vertikal dapat dilihat pada gambar 6.7. Pada gambar a, terlihat bahwa suhu di permukaan laut berkisar 28° - 29° C dan turun menjadi kurang dari 13° C pada kedalaman 300 meter pada bulan Februari. Kedalaman termoklin kira-kira antara 60 m sampai 150 m, dan lapisan campuran relatif dalam. Pada daerah pesisir seksi 3 dan 4 (gambar b) tampak adanya downwelling dan lapisan campuran relatif dalam, namun upwelling muncul pada seksi 5 meskipun tidak mencapai permukaan laut. Munculnya upwelling menyebabkan lapisan campuran menjadi lebih sempit.

Pada bulan September, suhu di permukaan laut turun sangat drastis mencapai 24° C pada P5 dan bahkan kurang dari 23° C pada P2, P3, dan P4. Di lapisan yang lebih dalam, di bawah kedalaman 180 m, suhu hampir konstan dan tidak banyak berubah. Selama periode ini, kedalaman termoklin menjadi hanya sekitar 10 m - 60 m yang jauh lebih dangkal dibandingkan pada bulan Februari. Upwelling yang kuat dapat dilihat dengan jelas pada bagian 3, 4, dan 5 pada gambar 6.7b.

Salinitas permukaan laut (SSS) sangat rendah pada bulan Februari 2018. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 6.8a, SSS adalah 34,2 psu pada P1 dan P2, dan turun menjadi 33,8 psu pada P5. Salinitas juga meningkat dengan kedalaman yang tajam. Salinitas mencapai 34,8 psu pada kedalaman 150 m, namun tidak banyak berubah pada kedalaman lebih dari 150 m. Pada seksi 3, 4, dan 5 terlihat bahwa gradien salinitas vertikal relatif kuat pada bulan Februari tetapi kecil pada bulan September karena konsentrasi salinitas hampir seragam pada bulan September.

E. Mekanisme Upwelling

Kontribusi proses lokal, yaitu tekanan angin dalam proses upwelling dapat terjadi melalui transport Ekman dan Ekman pumping. Untuk menganalisis kontribusi tegangan angin dalam meningkatkan upwelling di wilayah studi, dilakukan perhitungan korelasi antara transport Ekman, Ekman pumping, dan SST.

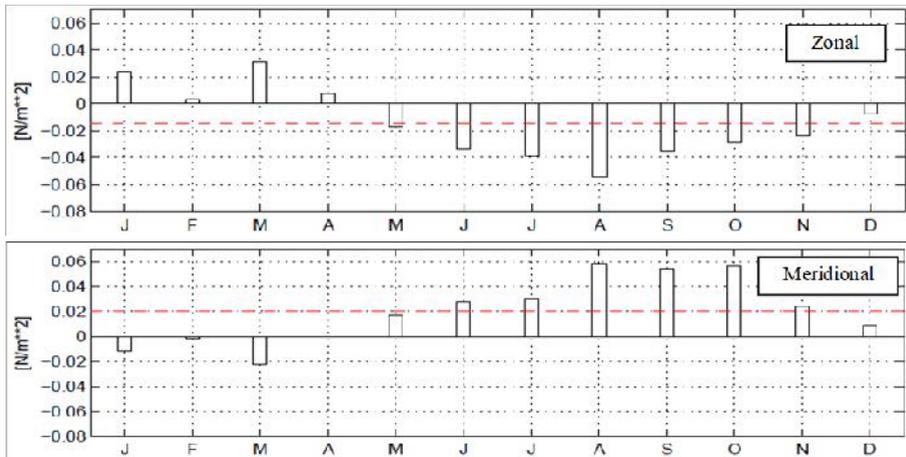
Dataset angin dari Pusat Nasional untuk Prediksi Lingkungan / Pusat Penelitian Atmosfer Nasional (NCEP / NCAR) Analisis Ulang digunakan dalam penelitian ini. Data analisis ulang dihasilkan dengan menggunakan model iklim dan asimilasi berbagai pengamatan iklim dari kapal, stasiun cuaca, satelit, pesawat terbang, radar, radioaktif, dan lain-lain. Dataset angin tersedia 4 kali sehari (0Z, 6Z, 12Z, dan 18Z) dan terletak pada grid spasial T62 Gaussian (~ 210 km x 210 km) dengan ketinggian 10 meter di atas permukaan laut (Kalnay et al., 1996). Sebenarnya, resolusi spasial dari dataset ini relatif kasar untuk studi wilayah pesisir, tetapi hal tersebut masih wajar karena beberapa simulasi numerik telah berhasil dilakukan dengan menggunakan data NCEP. Data angin diinterpolasi ke grid yang lebih kecil, yaitu 5' x 5' atau sekitar 9,3 km x 9,3 km. Data NCEP disediakan dalam format NetCDF.

Tekanan angin memainkan peran terpenting dalam proses upwelling. Oleh karena itu, uraian tentang tegangan angin sangat penting dalam memahami proses upwelling. Dalam penelitian ini tegangan angin dihitung dari vektor kecepatan angin (u dan v) dari analisis ulang NCEP / NCAR dengan menggunakan rumus aerodinamika curah standar.

$$\vec{\tau} = \rho_a C_d \vec{v} |\vec{v}| \quad (30)$$

dengan τ adalah vektor tegangan angin (N m^{-2}), ρ_a adalah massa jenis udara (kg m^{-3}), C_d adalah koefisien hambatan tak berdimensi, v adalah vektor kecepatan angin (ms^{-1}) pada ketinggian 10 m di atas permukaan laut, dan $|v|$ adalah besarnya vektor kecepatan angin atau kecepatan angin (ms^{-1}). Nilai konstanta yang masuk akal harus dipilih untuk estimasi tegangan angin. Dalam penelitian ini diasumsikan ρ_a sebesar $1,22 \text{ kg m}^{-3}$ dan C_d sebesar 0,0013 dengan mengacu pada studi upwelling regional lainnya yang telah dilakukan oleh Wooster et al. (1976), Nelson (1977), Bakun dan Parrish (1991), dan Bakun dan Agostini (2001). Komponen tegangan angin ke arah timur dan utara dihitung 4 kali sehari. Tekanan angin ini kemudian digunakan untuk mendapatkan transport Ekman lepas pantai dan Ekman pumping.

Upwelling yang kuat muncul di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa. Komponen tegangan angin baik zonal maupun meridional pada tahun 2008 di lepas pantai selatan Sumatera dapat dilihat pada Gambar 24. Tekanan angin zona mengarah ke timur dari bulan Januari sampai April dengan magnitudo maksimum sekitar $0,03 \text{ N/m}^2$ pada bulan Maret. Pada bulan April yang merupakan masa transisi, mengalami penurunan yang sangat banyak, kemudian terbang ke arah barat pada bulan Mei hingga Desember. Pada periode ini tegangan angin relatif kuat dengan magnitudo maksimum $0,058 \text{ N/m}^2$ pada bulan Agustus.

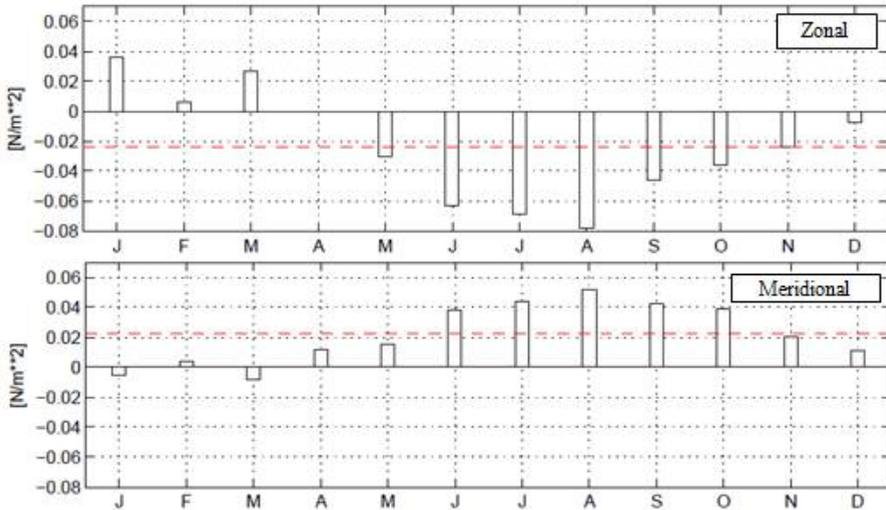


Gambar 24. Rata-rata bulanan dari komponen tegangan angin zona dan meridional dirata-ratakan atas wilayah upwelling di lepas pantai selatan Sumatera pada tahun 2018. Garis merah adalah nilai rata-rata.

Tegangan angin meridional terjadi ke arah selatan pada bulan Januari sampai Maret 2018 dengan magnitudo maksimum 0,023 N/m² pada bulan Maret. Pada bulan April, turun sangat banyak dan berbelok ke utara dari Mei hingga Desember. Tekanan angin relatif lebih kuat pada periode ini dengan magnitudo maksimum 0,06 N / m² pada bulan Agustus.

Selama periode Januari-April, tegangan angin meridional lebih kecil dibandingkan tegangan angin zona; Oleh karena itu, resultan tegangan angin hampir sesuai zonal dan ke timur. Padahal, dari bulan Mei sampai Desember, tegangan angin zona arah barat sama pentingnya dengan tegangan angin meridional arah utara. Ini membentuk resultan tegangan angin ke arah barat laut dan sejajar dengan garis pantai. Pada prinsipnya komponen

tegangan angin ini memberikan kontribusi yang besar terhadap proses upwelling di lepas pantai selatan Sumatera.



Gambar 25. Rata-rata bulanan komponen tegangan angin zona dan meridional dirata-rata di seluruh wilayah upwelling lepas pantai selatan Jawa pada tahun 2018. Garis merah adalah nilai rata-rata.

Garis pantai selatan Jawa hampir ke arah barat-timur; Oleh karena itu, komponen tegangan angin zona pada prinsipnya memberikan kontribusi terbesar terhadap intensitas upwelling di wilayah pantai ini. Tekanan angin pada tahun 2018 dapat dilihat pada gambar 25. Tekanan angin zonal di wilayah ini jauh lebih besar daripada tekanan angin zonal di lepas pantai selatan Sumatera. Misalnya pada bulan Agustus, puncak musim panas boreal, magnitudo tekanan angin zonal di wilayah ini mencapai 0,078 N / m², sedangkan di lepas pantai selatan Sumatera hanya

0,056 N / m². Pada musim dingin boreal, dari Januari sampai Maret, tegangan angin zona jauh lebih kuat daripada tegangan angin meridional, sehingga komponen zona lebih penting saat ini. Komponen meridional dari tekanan angin menjadi penting sejak Mei hingga Desember. Itu bertiup ke utara dengan magnitudo maksimum 0,05 N / m² pada bulan Agustus.

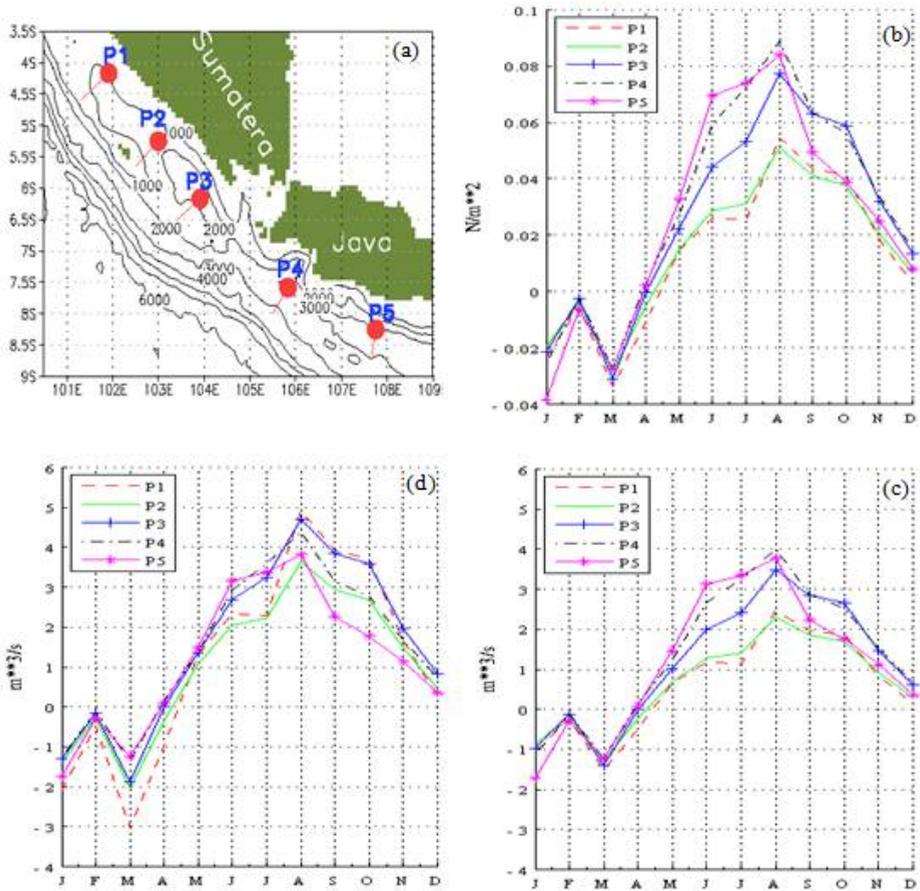
Dari Januari hingga April, tegangan angin meridional jauh lebih lemah daripada tegangan angin zona. Hal ini membentuk resultan tegangan angin hampir secara zonal dan ke timur. Sedangkan pada bulan Mei sampai Desember, meskipun tegangan angin meridional arah utara lebih lemah dibandingkan tegangan angin zona arah barat, namun tegangan angin tersebut tetap kuat dan penting. Dengan demikian resultan tegangan angin pada periode ini mengarah ke barat laut dan sejajar garis pantai. Pada prinsipnya komponen tegangan angin ini memberikan kontribusi yang besar terhadap proses upwelling di lepas pantai selatan Jawa.

F. Ekman Transport dan Ekman Pumping

Upwelling yang digerakkan oleh angin dapat dipisahkan menjadi dua proses, yaitu Ekman transport dan Ekman pumping (Yoshida, 1955). Penyimpangan massa air permukaan laut menyebabkan terjadinya upwelling. Hal ini dapat terjadi di daerah pesisir dan di perbatasan massa air dan daratan benua, ketika transport Ekman bergerak ke lepas pantai akibat tekanan angin di sepanjang pantai dan pengaruh rotasi bumi. Selain itu, variabel angin medan yang bertiup di atas permukaan laut juga dapat menyebabkan divergensi massa air yang dapat meningkatkan upwelling tidak hanya di wilayah pesisir tetapi juga di laut lepas. Proses ini dikenal sebagai Ekman pumping.

Pemahaman komponen zonal dan meridional tegangan angin lokal pada daerah upwelling penting dilakukan untuk memahami proses upwelling, namun pada prinsipnya menurut teori Ekman vektor tegangan angin yang paling penting dalam kaitannya dengan upwelling pantai adalah komponen yang sejajar dengan garis pantai. Kontribusi komponen tegangan angin zonal dan meridional terhadap angin sejajar pantai bergantung pada bentuk garis pantai. Jika garis pantai mengarah ke barat-timur, maka komponen zonal lebih penting dari pada komponen meridional atau sebaliknya. Dalam studi ini, komponen tegangan angin sejajar pantai di beberapa lepas pantai berasal dari komponen tegangan angin zonal dan meridional tersebut di atas untuk menganalisis transpor lepas pantai Ekman dan kontribusinya terhadap upwelling.

Angkutan volume Ekman (selanjutnya angkutan Ekman) dihitung dengan menggunakan persamaan 10a dan 10b, dibagi berat jenis air laut (ρ) dan dikalikan dengan garis pantai. Komponen lepas pantai dari transpor Ekman dihitung dari produk titik dari komponen tegangan angin ke arah timur dan utara dengan ortogonal ke garis pantai setempat.



Gambar 26. Titik lepas pantai (a), tegangan angin sejajar pantai dengan satuan N / m^2 (b), transpor Ekman lepas pantai dengan parameter Coriolis konstan f titik P5 dengan satuan m^3 / s per m garis pantai (c), dan transpor Ekman lepas pantai dengan variabel parameter Coriolis f dengan satuan m^3 / s per m garis pantai (d)

Lima titik dipilih untuk menganalisis karakteristik upwelling dan tegangan angin di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa yang ditunjukkan pada Gambar 26a. Posisi titik diasumsikan berada pada inti upwelling. Gambar 26b menunjukkan bahwa tekanan angin di sepanjang pantai pada tahun 2018 juga bervariasi sepanjang tahun mengikuti musim. Pada bulan Januari tegangan angin pada titik P1 sampai dengan P4 hampir sama dengan kekuatan $0,02 \text{ N} / \text{m}^2$ dan arah tenggara, tetapi pada titik P5 tegangan angin lebih kuat dengan kekuatan $0,04 \text{ N} / \text{m}^2$. Angin menjadi relatif tenang di bulan Februari dan kemudian meningkat lagi di bulan Maret. Tegangan angin mulai berubah arah pada bulan April, dan mencapai nilai maksimum pada bulan Agustus dengan kekuatan $0,09 \text{ N} / \text{m}^2$, $0,085 \text{ N} / \text{m}^2$, $0,078 \text{ N} / \text{m}^2$, $0,054 \text{ N} / \text{m}^2$ dan $0,05 \text{ N} / \text{m}^2$ pada titik P4, P5, P3, P1, dan P2 masing-masing. Tekanan angin di P1 dan P2 relatif kecil dibandingkan dengan titik-titik lainnya pada musim panas boreal.

Transport lepas pantai Ekman dipengaruhi oleh tekanan angin di sepanjang pantai dan parameter Coriolis. Untuk parameter konstanta Coriolis yang ditunjukkan pada gambar 26c, pola transpor Ekman persis mengikuti pola tegangan angin sejajar pantai. Parameter Coriolis menurun menuju ekuator dan meningkat menuju kutub. P1 dan P2 relatif dekat dengan ekuator; dengan demikian, parameter Coriolis relatif kecil.

Gambar 26d menunjukkan bahwa angkutan Ekman lepas pantai pada tahun 2018 adalah maksimum pada bulan Agustus yaitu mencapai $4,8 \text{ m}^3 / \text{s}$, $3,6 \text{ m}^3 / \text{s}$, $4,6 \text{ m}^3 / \text{s}$, $4,2 \text{ m}^3 / \text{s}$, dan $3,8 \text{ m}^3 / \text{s}$ pada titik P1, P2, P3, P4, dan P5 masing-masing.

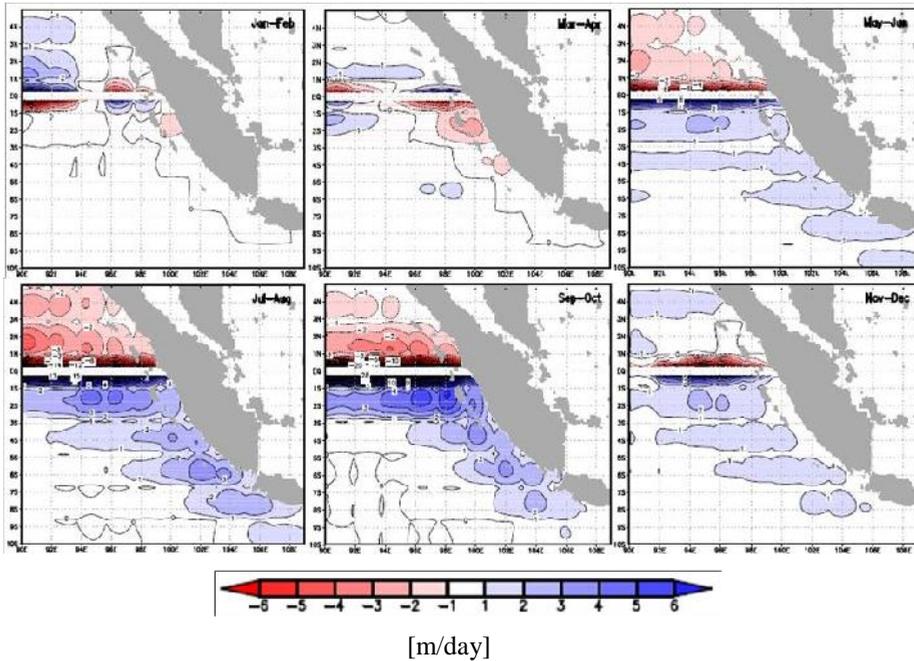
Ekman pumping (kecepatan vertikal) yang dihasilkan dari konvergensi dan divergensi pada lapisan Ekman dihitung dengan

menggunakan persamaan 13. Kekuatan ekman pusing tidak bergantung pada besarnya tegangan angin, tetapi tergantung pada besarnya tegangan angin. gradien spasial tegangan angin (Chereskin, 2001). Bakun dan Nelson (1991) juga menunjukkan bahwa tekanan angin di sepanjang pantai menghasilkan upwelling melalui transport Ekman, dan intensitas tegangan angin yang meningkat di lepas pantai menginduksi curl angin positif yang secara teoritis meningkatkan upwelling.

Dalam studi ini komponen vertikal wind stress curl dihitung pada setiap titik grid dengan menggunakan turunan terpusat, mengikuti Bakun dan Agostini (2001) serta Pickett dan Paduan (2003). Skema komputasi adalah:

$$k \cdot \nabla \times \tau = \frac{\tau_{y(x+\Delta x)} - \tau_{y(x-\Delta x)}}{2\Delta x} - \frac{\tau_{x(y+\Delta y)} - \tau_{x(y-\Delta y)}}{2\Delta y} \quad (31)$$

dimana $\tau_{y(x+1)}$ dan $\tau_{y(x-1)}$ adalah komponen tegangan angin ke arah utara pada satu grid ke timur dan satu grid ke barat dari titik grid yang dihitung, sedangkan $\tau_{x(y+\Delta y)}$ dan $\tau_{x(y-\Delta y)}$ adalah komponen tegangan angin ke arah timur pada satu grid di utara dan satu grid di selatan dari titik grid yang dihitung.



Gambar 27. Kecepatan vertikal di dasar lapisan Ekman permukaan (Ekman Pumping) tahun 2018. Satuannya adalah m / hari dan interval konturnya adalah 1. Merah berarti downwelling Ekman pumping negatif) dan biru berarti upwelling Ekman pumping positif).

Ekman pumping diperoleh dengan membagi wind stress curl, yang dihitung dari vektor angin 6 jam dari NCEP / NCAR, dengan densitas air dan parameter Coriolis. Di daerah ekuator, teori Ekman tidak berlaku karena parameter Coriolis menjadi nol, sehingga transpor Ekman dan ekman pumping menjadi tak terhingga. Karena alasan ini, area ekuator pada Gambar 7.4 dikecualikan.

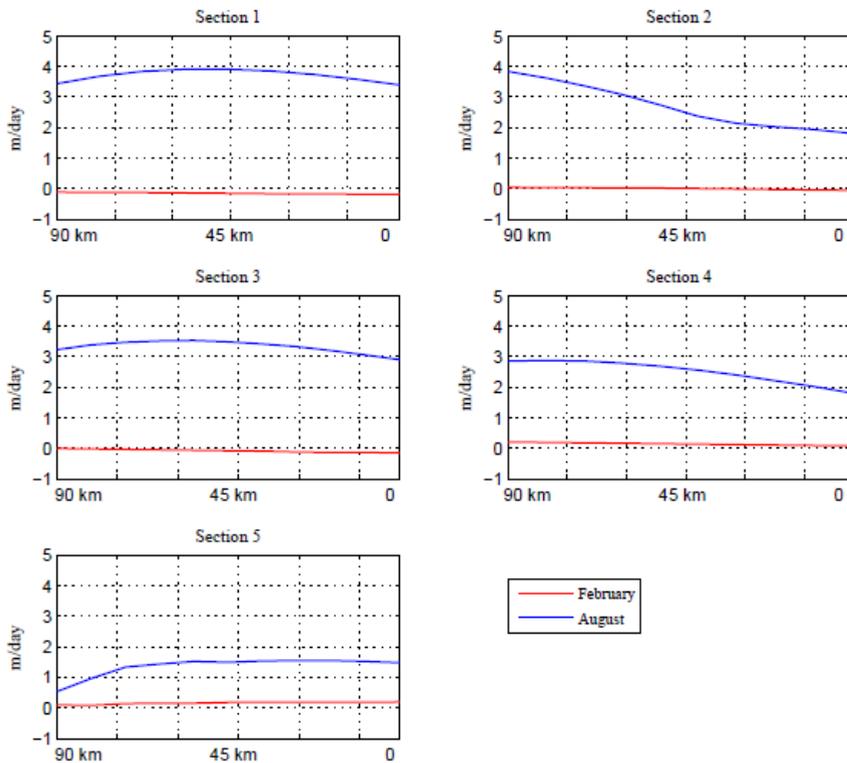
Variasi tegangan angin di wilayah studi selama tahun 2018 relatif kuat terutama di wilayah pesisir dan sekitarnya. Pada musim

dingin boreal, dari bulan Desember sampai April, kecepatan angin relatif tenang dan variasi medan angin juga tidak sepenting pada musim panas boreal. Dari Januari sampai April 2018, tekanan angin keriting di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa kira-kira antara 0 sampai $1,5 \times 10^{-7} \text{ N / m}^3$. Kerutan tekanan angin di daerah ini selama periode ini sebagian besar adalah antiklonik. Pada musim panas boreal (Mei hingga November), gradien medan angin lebih intens dan selalu siklon yang berkembang dari $-1,5 \times 10^{-7} \text{ N / m}^3$ menjadi sekitar $-6 \times 10^{-7} \text{ N / m}^3$. Pesisir selatan Sumatera dan Jawa terletak di belahan bumi selatan, sehingga tegangan angin anticyclonic (positif) curl pada prinsipnya menyebabkan downwelling, dan wind stress curl siklon (negatif) dapat meningkatkan upwelling.

Gambar 27 menunjukkan bahwa, secara umum, ekman pumppingkuat di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa pada tahun 2008. Ekman pumpping meningkat dari Mei hingga Agustus dan kemudian menurun lagi pada Desember mengikuti musim. Ekman pumppingterkuat di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa adalah sekitar bulan Juli dan Agustus yang mencapai nilai maksimumnya 3 m / hari. Sebaliknya di wilayah utara wilayah studi, ekman pumppingmenunjukkan fase yang berbeda. Pada musim panas boreal, ekman pumppingpositif muncul di wilayah selatan sedangkan ekman pumppingnegatif atau hisapan Ekman muncul di wilayah utara dan sebaliknya pada musim dingin boreal.

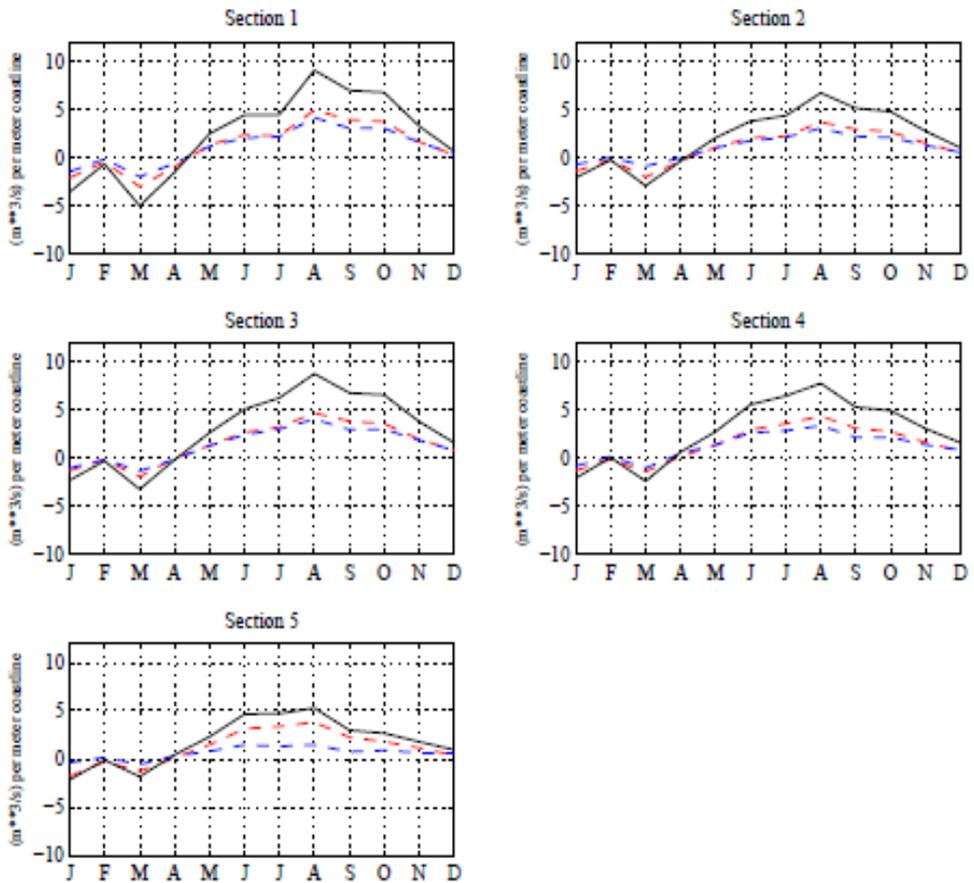
Radius deformasi Rossby di daerah upwelling sekitar 90 km (Feng dan Wijffels, 2001). Radius deformasi Rossby dapat digunakan sebagai skala horizontal lepas pantai dari upwelling. Ekman pumppingpada tahun 2018 di berbagai bagian lepas pantai yang terbentang dari pantai hingga 90 km lepas pantai dapat

dilihat pada Gambar 27 Gambar ini menunjukkan kontribusi ekman pumplingterhadap upwelling di kedua wilayah upwelling tersebut. Ekman pumplingjauh lebih kuat selama musim panas boreal daripada musim dingin boreal. Pada musim dingin boreal, ekman pumplingdi semua seksi sangat kecil dengan magnitudo maksimum hanya sekitar 0,2 m / hari pada seksi 4 dan 5. Gradien lepas pantai dari tekanan angin sangat kecil selama musim ini. Pada musim panas boreal, angin dekat pantai yang kuat bertiup sebagian besar sejajar dengan garis pantai, dan memiliki gradien yang kuat dengan tekanan angin lambat di batas pantai. Gradien ini menghasilkan curl angin negatif yang kuat dan memimpin ekman pumplingpositif.



Gambar 28. Ekman memompa pada bagian yang berbeda pada tahun 2018. Satuannya adalah m / hari. Februari melambangkan musim dingin boreal, dan Agustus melambangkan musim panas boreal.

Untuk mengevaluasi kontribusi ekman pumpling berupa transpor upwelling maka ekman pumpling diubah menjadi transpor vertikal. Transport vertikal ini diperkirakan dengan mengintegrasikan pompa Ekman dari area pantai ke 90 km lepas pantai, di sepanjang bagian. Unit ekman pumpling terintegrasi adalah m^3 / dt per meter garis pantai. Baik transport Ekman dan ekman pumpling terintegrasi memberikan dua perkiraan upwelling independen (Pickett dan Paduan, 2003).

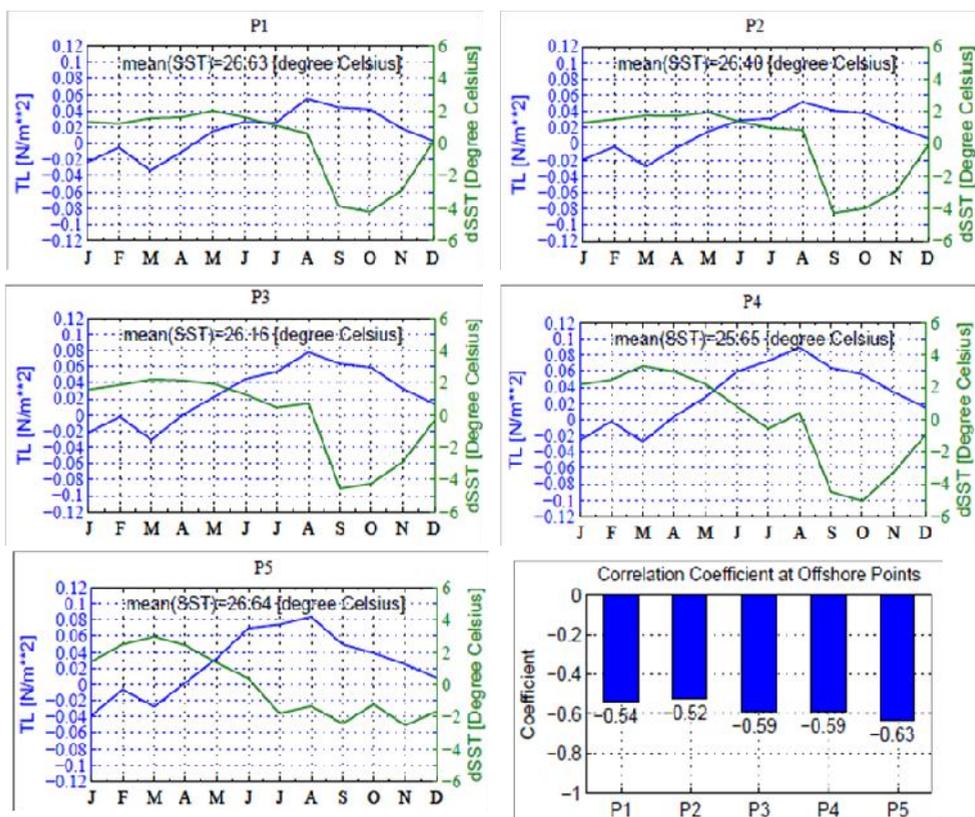


Gambar 29. Kontribusi angkutan Ekman dan ekman pumplingdalam proses upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa pada tahun 2018. Satuannya adalah m³ / s per meter garis pantai. Garis putus-putus merah adalah transport Ekman, garis putus-putus biru adalah transport yang berasal dari pompa Ekman atau pompa Ekman terintegrasi dan garis hitam solid adalah total transport.

Pada Gambar 29, terlihat bahwa angkutan Ekman dan ekman pumppingterintegrasi menunjukkan variasi musim yang sama dan besaran kedua angkutan tidak jauh berbeda. Gambar ini juga menunjukkan bahwa kontribusi angkutan Ekman sama pentingnya dengan ekman pumppingterintegrasi terutama pada seksi 1, 2, 3, dan 4. Pada seksi 5, angkutan Ekman jauh lebih penting, di mana angkutan Ekman kira-kira dua kali ekman pumppingterintegrasi pada bulan Juli hingga Oktober.

Pada musim dingin boreal (Desember hingga Maret), kedua angkutan itu negatif, dan besarnya relatif kecil. Hal ini menunjukkan bahwa terjadi downwelling pada periode ini. Di bulan Februari, melemahnya tekanan angin menurunkan downwelling. Selama musim panas boreal, kedua transport positif, dan besarnya relatif kuat yang membuat total transport lebih kuat. Selama musim ini, total transport kuat, sehingga terjadi upwelling yang kuat pada periode ini.

Korelasi antara tegangan angin sejajar pantai dengan suhu permukaan laut (SST) di semua titik lepas pantai (P1, P2, P3, P4, dan P5) pada tahun 2018 dapat dilihat pada Gambar 30. Sebagaimana dijelaskan sebelumnya, tegangan angin berbanding terbalik dengan upwelling (SST rendah). Semakin kuat tekanan angin di sepanjang pantai maka semakin rendah SST. Dalam analisis ini, perbedaan SST ($dSST$) diperkenalkan. $dSST$ didefinisikan sebagai SST dikurangi nilai rata-ratanya.



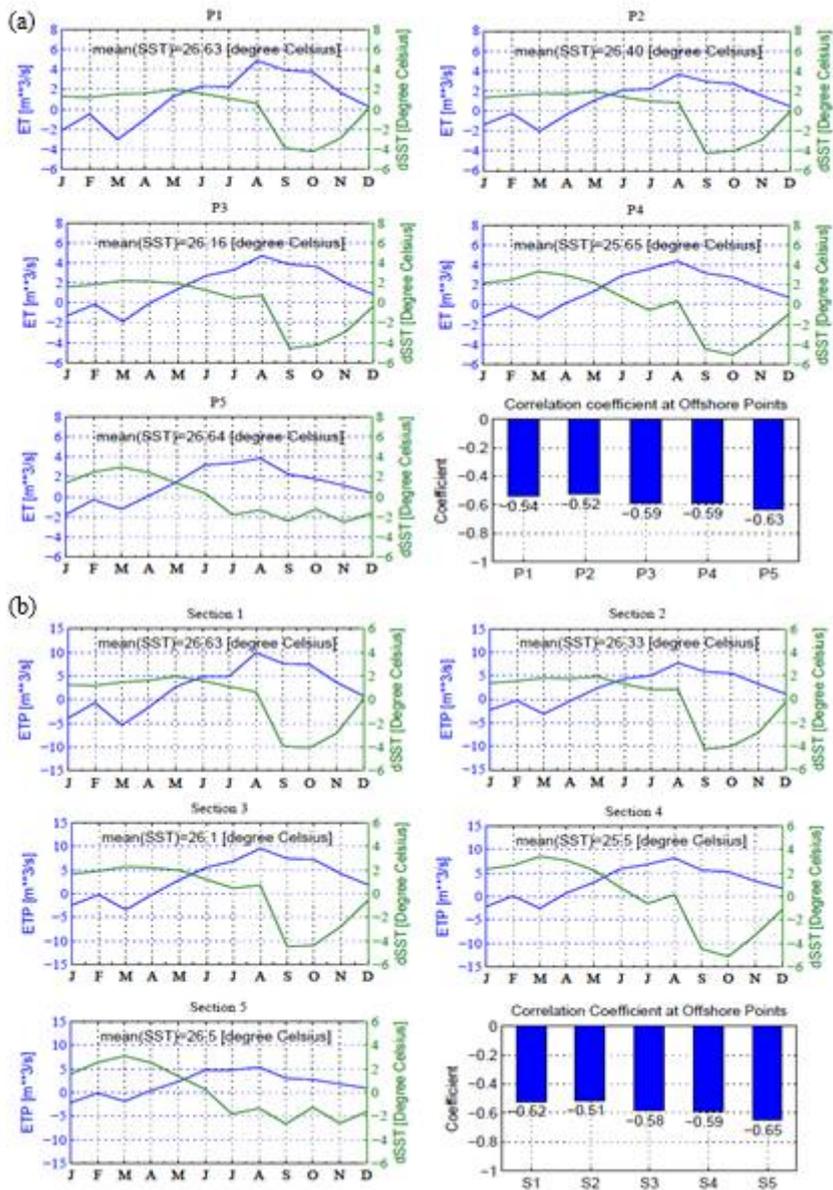
Gambar 30. Korelasi antara tegangan angin sejajar pantai (TL) dan dSST pada titik lepas pantai yang berbeda (P1, P2, P3, P4, dan P5) pada tahun 2008. dSST = SST-mean (SST). TL negatif berarti tenggara dan positif berarti barat laut.

Pada gambar ini, terlihat bahwa tegangan angin sejajar pantai (TL) dan dSST memiliki tren kebalikan yang sesuai di semua titik lepas pantai. Pada seksi 1 TL meningkat dari sekitar $-0,02 \text{ N} / \text{m}^2$ pada bulan Januari menjadi nilai maksimum $0,058 \text{ N} / \text{m}^2$ pada bulan Agustus dan kemudian menurun kembali sedangkan dSST relatif konstan pada bulan Januari sampai Juli. DSST mulai menurun pada bulan Juli. Penurunan berlanjut hingga $-4,2^\circ \text{C}$ pada bulan Oktober dan kemudian meningkat kembali. Tren

peningkatan TL dan penurunan dSST relatif sama di titik lain. Upwelling terkuat terjadi pada titik P4, dimana TL mencapai nilai terkuat sebesar 0,09 N / m² dan dSST menurun tajam hingga -5 ° C. Selain itu, tampaknya ada jeda waktu antara TL terkuat dan dSST terendah. TL terkuat selalu terjadi pada bulan Agustus, namun dSST terendah terjadi pada bulan September. Koefisien korelasi antara tegangan angin sejajar pantai dan dSST adalah negatif yang berarti ada hubungan terbalik. Koefisien korelasi di semua titik secara umum lebih dari 50%. Korelasi terbaik terjadi pada P5 yang mencapai -0.63 atau 63%. Semua koefisien korelasi di atas diestimasi dengan menggunakan korelasi linier Pearson.

Hubungan antara transpor Ekman dengan suhu permukaan laut di daerah upwelling juga dianalisis dalam penelitian ini. Korelasi ini dapat dilihat pada gambar 31. Pertama, korelasi antara transpor Ekman dan dSST di berbagai titik lepas pantai ditunjukkan pada gambar 31a, dan korelasi antara total transpor (jumlah transpor Ekman dan transpor dari ekman pumping di area upwelling) dan SST adalah ditunjukkan pada gambar 31b.

Terlihat pada Gambar 31a bahwa korelasi antara tegangan angin sejajar pantai dan dSST tidak jauh berbeda dengan korelasi antara transport Ekman (ET) dan dSST. Tren mereka relatif sama yang menghasilkan koefisien korelasi yang hampir sama. Hal ini menunjukkan bahwa perbedaan besaran pengaruh Coriolis pada titik pantai yang berbeda tidak banyak mengubah trend angkutan Ekman, tetapi tidak berarti bahwa pengaruh Coriolis tidak berperan dalam angkutan Ekman. Kontribusi efek Coriolis pada angkutan Ekman di wilayah ini dapat dilihat pada gambar 31d.



Gambar 31. Korelasi antara (a) transport Ekman (ET) dan dSST pada titik lepas pantai yang berbeda (P1, P2, P3, P4, dan P5), dan (b) total transport (EPT) pada bagian yang berbeda (S1, S2, S3, S4, dan S5). ET atau EPT negatif berarti di darat dan lepas pantai berarti positif. dSST adalah SST-mean (SST).

Korelasi tekanan angin dan SST di semua titik lepas pantai secara umum sekitar 60%. Jeda waktu antara tegangan angin tertinggi dan SST terendah terjadi selama satu bulan, dimana puncak tegangan angin terjadi pada bulan Agustus dan SST terendah terjadi pada bulan September. Artinya faktor-faktor lain seperti arus, topografi dan lain-lain turut berperan dalam memodifikasi sifat-sifat upwelling ini.

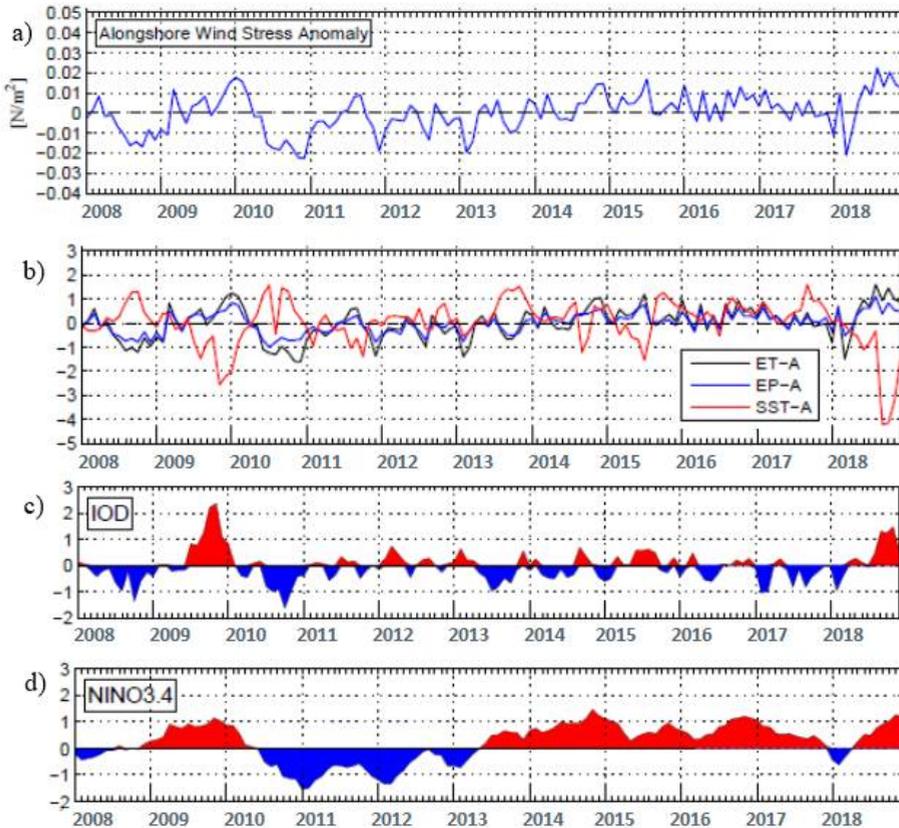
G. Pengaruh Upwelling terhadap Aceh

Pertanyaan yang sangat menarik adalah adakah fenomena upwelling di Sumatera bagian selatan dan Jawa ini berpengaruh terhadap Aceh? Memang tidak mudah untuk menganalisa keterkaitannya, tetapi paling tidak, di dalam pengetahuan kelautan, meteorology, dan klimatologi kita mengenal adanya pengaruh secara remote. Hal ini bisa dianalisa dengan bantuan data variabilitas atmosfer di sekitar provinsi Aceh. Sebagai bagian dari Samudera Hindia, perairan Indonesia sangat dipengaruhi oleh variabilitas iklim di Samudera Hindia khususnya Sumatera dan Jawa. Peristiwa iklim ekstrim telah terjadi di Samudera Hindia selama 1997 dan awal 1998 (Murtugudde et al., 2000). Variabilitas ini menghasilkan gelombang Kelvin yang merambat melalui daerah ekuator menuju Sumatera dan Jawa. Sprintall dkk. (2000) menulis bahwa gelombang Kelvin setengah tahunan dipaksakan dari jarak jauh oleh semburan angin barat yang terjadi pada minggu pertama Mei 1997 di Samudra Hindia ekuator selama transisi dari musim barat laut ke musim tenggara. Gelombang ini merambat ke arah timur dan menjadi gelombang Kelvin yang terperangkap di pantai di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa. Susanto dkk. (2001) menunjukkan bahwa gelombang ini

memainkan peran penting dalam proses upwelling dan downwelling di sepanjang pantai ini.

Ada beberapa argumen tentang variabilitas upwelling di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa. Murtugudde dkk. (1999) melaporkan bahwa upwelling di lepas pantai Jawa dan Sumatra semakin kuat dengan adanya peristiwa Indian Ocean Dipole Mode (IOD). Sedangkan Saji dkk. (1999) menemukan bahwa variabilitas antartahun dari SST dingin di sepanjang Pulau Jawa dan Sumatera terkait dengan IOD tetapi tidak bergantung pada ENSO. Padahal, Susanto dkk. (2001) menulis bahwa ENSO mempengaruhi upwelling melalui teleconnection antar-tahunan atmosfer-laut, tetapi Murtugudde et al. (2000) menyimpulkan bahwa variabilitas antar tahun di wilayah ini tidak sepenuhnya dikendalikan oleh ENSO.

Sumatra (P2)



Gambar 32 a) anomali tegangan angin sejajar pantai [N / m^2], b) Anomali transpor Ekman (ET-A) [m^3 / s], Anomali pompa Ekman (EP-A) [m / hari], dan anomali SST (SST -A) [$^{\circ}\text{C}$] di lepas pantai selatan Sumatera, c) indeks IOD, dan d) Indeks NINO3.4.

Telah dijelaskan di atas bahwa strong upwelling terjadi pada tahun 2009 dan 2018 yang ditandai dengan anomali SST negatif yang kuat. Pertanyaannya adalah apa yang mendorong kuatnya upwelling. Variabilitas tegangan angin harus menjadi salah satu jawabannya. Pada Gambar 32a terlihat bahwa anomali tegangan angin menunjukkan korelasi yang baik dengan anomali SST. Tekanan angin sepanjang pantai bertanggung jawab atas transport

Ekman lepas pantai sedangkan gradien tegangan angin lepas pantai bertanggung jawab atas Ekman pumping. Oleh karena itu, variabilitas transport Ekman dan Ekman pumping merepresentasikan variabilitas tegangan angin lokal yang bertiup di wilayah upwelling. Gambar 32b menunjukkan korelasi yang kuat antara anomali SST dan anomali transport Ekman dan Ekman pumping di lepas pantai selatan Sumatera. Sebenarnya korelasinya tidak 100%. Oleh karena itu, beberapa periode yang tidak banyak berkorelasi seperti tahun 2016 dan 2017 masih terlihat. Oleh karena itu, variabilitas upwelling juga harus didorong oleh faktor lain.

Variabilitas antar tahun IOD juga berkontribusi terhadap variabilitas upwelling. Pada Gambar 32c, terlihat bahwa kejadian IOD yang kuat terjadi pada tahun 2019 dan 2018. Pada periode tersebut, kejadian IOD bertepatan dengan anomali SST negatif ekstrim. Peristiwa IOD sedang juga menunjukkan beberapa korelasi dengan anomali SST negatif pada tahun 2014 dan 2015. Namun, korelasi tersebut sangat buruk pada tahun 2012 dimana IOD sedang, tetapi anomali SST secara umum positif. Namun demikian, masih dapat disimpulkan bahwa terdapat korelasi antara variabilitas upwelling dengan kejadian IOD di lepas pantai selatan Sumatera. Di sisi lain, sinyal ENSO yang dihasilkan oleh indeks Nino 3.4 dapat dilihat pada gambar 32d. Dari gambar tersebut dapat dilihat bahwa korelasi antara Nino 3.4 dan anomali SST tergolong buruk. Pada tahun 2009 dan 2018, kuatnya kejadian El Nino bertepatan dengan anomali SST negatif yang kuat, namun pada tahun 2014 dan 2015, bahkan kejadian El Nino pun kuat, anomali SST negatif ada tetapi tidak sekuat pada tahun 2009 dan 2018. Sedangkan pada periode istirahat tidak menunjukkan korelasi yang jelas.

BAB V PENUTUP

A. Kesimpulan

Wilayah monsun dalam domain penelitian ini dibagi menjadi dua wilayah, yaitu Belahan Bumi Utara Indonesia (NHI) di sebelah utara Khatulistiwa dan Belahan Bumi Selatan Indonesia (SHI) di sebelah Selatan Khatulistiwa. Dengan demikian, Pulau Sumatera bagian utara dan selatan masing-masing dimasukkan dalam NHI dan SHI, sedangkan Pulau Jawa masuk dalam SHI. Selama musim dingin boreal, angin bertiup dari timur laut ke barat daya di NHI yang disebut Monsun NE dan dari barat laut ke tenggara di SHI yang disebut Monsun NW. Upwelling muncul di belahan bumi selatan di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa, dan upwelling ini terutama didorong oleh monsun, khususnya monsun South-Eeat (SE) yang terjadi pada musim panas boreal. Korelasi antara tekanan angin dan SST di daerah upwelling secara umum sekitar 60%.

Secara umum, SST di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa, di mana upwelling sering berkembang, jauh lebih rendah daripada di daerah ambien. SST klimatologi terendah di kawasan ini terjadi pada bulan September yang mencapai 25 derajat Celcius, namun pada tahun 2018 yang merupakan salah satu periode upwelling terkuat, SST bahkan turun jauh lebih ekstrim yaitu mencapai 24^o C dan 22^o C. Selama periode upwelling, klorofil-a di lepas pantai selatan Sumatera dan Jawa meningkat. Konsentrasi Chl-a mulai meningkat pada bulan Agustus, dan menurun lagi pada bulan Desember mengikuti musim tersebut. Band konsentrasi Chl-a tinggi di daerah upwelling ini teramati mencapai 4 mg / m³.

Beberapa sistem yang ada saat ini saling mempengaruhi di wilayah studi, dan kombinasi ini menjadikan sirkulasi air di wilayah ini unik yang memiliki ciri khas tersendiri. Sistem arus tersebut adalah Indian Monsoon Current (IMC), Equatorial Counter Current (ECC), South Java Current (SJC), dan South Equatorial Current (SEC). Arus di lepas barat laut Sumatera mengubah kecepatan dan arah sepanjang tahun mengikuti musim. Di sekitar ekuator dan beberapa derajat ke selatan, Arus Penghitung Khatulistiwa dengan kombinasi Arus Monsun India membentuk Arus Selatan Jawa yang kuat. Pada suhu sekitar 10° S, Arus Ekuator Selatan yang kuat mengalir ke arah barat. Pada musim dingin boreal, kecepatan vertikal relatif rendah terutama di sepanjang daerah pantai, tetapi kecepatan vertikal meningkat dengan kuat di sepanjang daerah pantai pada musim panas boreal.

Hasil simulasi numerik dengan menggunakan model HAMSOM sangat wajar. Suhu permukaan laut divalidasi dengan observasi satelit, dan menunjukkan kesepakatan yang baik, namun di pantai selatan Sumatera, HAMSOM meremehkan suhu permukaan laut dari 10° C menjadi $1,5^{\circ}$ C. Perkiraan yang terlalu rendah ini mungkin disebabkan oleh resolusi kasar dari gaya angin. Sedangkan arus permukaan laut dibandingkan dengan pengamatan dari wyrtki (1961), dan menunjukkan kesesuaian yang baik pula.

Upwelling dapat digerakkan oleh angin dalam dua proses, yaitu transport Ekman dan Ekman pumping. Transport Ekman dihasilkan oleh tegangan angin di sepanjang pantai sementara pompa Ekman dihasilkan oleh tegangan angin gradien horizontal lepas pantai. Angkutan Ekman lepas pantai pada tahun 2008 maksimum pada bulan Agustus mencapai $4,8 \text{ m}^3/\text{s}$, $3,6 \text{ m}^3/\text{s}$, $4,6 \text{ m}^3/\text{s}$, $4,2 \text{ m}^3/\text{s}$, dan $3,8 \text{ m}^3/\text{s}$ pada titik P1, P2, P3, P4, dan P5

masing-masing. P1, P2, dan P3 terletak di sepanjang pantai selatan Sumatera sedangkan P4 dan P4 terletak di sepanjang pantai selatan Jawa. Ekman pumplingmeningkat dari Mei hingga Agustus dan kemudian menurun lagi pada bulan Desember mengikuti musim. Ekman pumplingterkuat di sepanjang pantai selatan Sumatera dan Jawa adalah sekitar bulan Juli dan Agustus yang mencapai nilai maksimumnya 3 m/hari.

Kontribusi angkutan Ekman di daerah upwelling sama pentingnya dengan ekman pumplingyang terintegrasi terutama pada seksi 1, 2, 3, dan 4. Pada seksi 5, angkutan Ekman jauh lebih penting, dimana angkutan Ekman kira-kira dua kali lipat ekman pumplingterintegrasi pada bulan Juli hingga Oktober. Di musim dingin boreal, kedua angkutan itu negatif, dan besarnya relatif kecil.

Variabilitas antartahun dari upwelling dapat diketahui dengan memeriksa variabilitas suhu permukaan laut. Variabilitas yang kuat terjadi pada tahun 2009 dan 2018. Peristiwa upwelling ekstrim ini terdeteksi oleh pengamatan satelit dan disimulasikan oleh HAMSOM dengan sangat baik. Variabilitas SST di daerah upwelling sangat disebabkan oleh variabilitas tegangan angin lokal. Variabilitas antar tahun dari Indian Ocean Dipole Mode (IOD) juga berkontribusi pada variabilitas upwelling. IOD menunjukkan korelasi yang baik pada periode terutama pada periode ekstrim (2009 dan 2018) tetapi korelasi yang buruk pada periode lain. Korelasi antara variabilitas upwelling dan indeks IOD lebih baik dibandingkan dengan ENSO (indeks Nino3.4). Meskipun demikian, masih dapat disimpulkan bahwa terdapat korelasi antara variabilitas upwelling dengan IOD dan ENSO.

B. Saran

Untuk penelitian kedepan penulis sangat menyarankan untuk menganalisa lebih dalam pengaruh upwelling tersebut terhadap variabilitas cuaca dan iklim di daerah Aceh. Hal ini bisa dilakukan dengan cara menganalisa data meteorologi wilayah Aceh selama periode tahun 2008 sampai dengan 2018.

DAFTAR KEPUSTAKAAN

- Agency for Research and Development, Ministry of Public Works of the Republic of Indonesia, 1998, *Hydrology Year Book I and II*.
- Arakawa A. and V.R. Lamb, 1977, Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods of Computational Physics*, 16, 173-263.
- Backhaus, J.O., 1983, A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modeling, *Continental Shelf Research*, 243-254.
- Backhaus, J.O., 1985, A three-dimensional model for the simulation of shelf sea dynamics, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 38(4), pp. 165-187.
- Backhaus, J.O. and Hainbucher, D., 1987, A finite-difference general circulation model for shelf seas and its application to low frequency variability on the North European Shelf. In: J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, editors, *Three-Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics*, Elsevier, Amsterdam, pp. 221-244.
- Bakun A., and C. S. Nelson, 1991, The seasonal cycle of wind stress curl in sub-tropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 1815-1834.
- Bakun, A., and R. H. Parrish, 1991, Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the anchovy (*Engraulis anchoita*) of the southwestern Atlantic. *ICES Journal of Marine Science* 48: 843-844.
- Bakun, A. and Agostini, V. N., 2001, Seasonal patterns of wind-induced upwelling/downwelling in the Mediterranean Sea, *Scientia Marina*, 65 (3): 243-257.
- Capet, X., Colas, F., McWilliams, J., Penven, P., and Marchesiello, P., 2008, Eddies in eastern boundary subtropical upwelling systems. In Hecht, M. and Hasumi, H. (eds.) *Ocean Modeling in an*

- eddy regime, no. 177 in *Geophysical Monograph Series*, 131-147, AGU, Washington, D.C.
- Chang, C.P., Ding, Y., Lau, N.C., Johnson, R.H., Wang, B., and Yasunari, T., et al., 2011, The global monsoon system: Research and Forecast, second edition, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore.
- Chen, C.-T. A., Hsing, L.-Y., Liu, C.-L., and Wang, S.-L., 2004, Degree of nutrient consumption of upwelled water in the Taiwan Strait based on dissolved organic phosphorus or nitrogen, *Marine Chemistry*, 87, 73-86.
- Chereskin, T. K. and Price, J. F., 2001, Ekman transport and pumping, *Encyclopedia of Ocean Science*, 2 (D-H), 809-815.
- Clarke, A.J. and Liu, X., 1993, Observations and dynamics of semiannual and annual sea levels near the eastern equatorial Indian Ocean boundary, *Journal of Physical Oceanography*, 23, pp. 386-399.
- ETOPO2, 2001, U.S. Department of Commerce, NOAA, National Geophysical Data Center, 2-minute gridded global relief data.
- Feng, M. and Wijffels, S., 2002, Intraseasonal variability in the South Equatorial Current of the East Indian Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 32, 265-277.
- Hamilton, P. and Rattray, M., 1978, A numerical model of the depth-dependent wind driven upwelling circulation on a continental shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 8, pp. 437-457.
- Hanley, D., Bourassa, M. A., Brien, J. J. O., Smith, S. R., and Spade, E., 2002, A quantitative evaluation of ENSO indices, *Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies*, The Florida State University, Tallahassee, FL.
- Harms, I.H., Huebner, U., Backhaus, J., Kulakov, M., Stanovoy, V., Stepanets, O., Kodina, L., and Schlitzer, R., 2003, Salt intrusions in

Siberian River Estuaries: observations and model experiments for Ob and Yenisei, *Proceedings in Marine Science*, 6, pp.47-72.

Hein, H. (2008), Vietnam Upwelling: Analysis of the upwelling and related processes in the coastal area off South Vietnam, *PhD Thesis*, Hamburg University.

Huang, D., 1995, Modelling studies of barotropic and baroclinic dynamics in the Bohai Sea, *Reports Center of Marine Climate Research*, 17: 1-126.

Jaxybulatov, K., Koulakov, I., Malte, L.V.S., Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B., and Troll, V.R., 2011, Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, p. 96-105.

Kämpf, J., Doubell, M., Griffin, D., Matthews, R. L., and Ward, T. M., 2004, Evidence of a large seasonal coastal upwelling system along the southern shelf of Australia, *Geophysical Research Letters*, Vol. 31.

Kalnay, E. and Coauthors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin American Meteorology Society*, 77, 437-470.

Levitus, S., 1982, Climatological atlas of the world ocean, NOAA Prof. Pap. 13, pp: 922-935.

Marsland, S.J., Haak, H., Jungclaus, J.H., Latif, M., and Röske, F., 2003, The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal, curvilinear coordinates. *Ocean Modelling* 5, 91-127.

Meyer, B., Damm, P.E., Pohlmann, T., Rizal, S., 2010, What is driving the ITF? An illumination of the Indonesian throughflow with a numerical nested model system, *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 50, pp. 301-312.

- Murtugudde, R.G., Signorini, S.R., Christian, J.R., Busalacchi, A.J., McClain, C.R. and Picaut, J., 1999, Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997-1998. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 18351-18366.
- Murtugudde, R., J.P. McCreary Jr, and A.J. Busalacchi, 2000, Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3295-3306.
- Nelson, C. S., 1977, Wind stress and wind stress curl over the California Current, *U.S. Dep. Commer. NOAA Tech. Rep.*, NMFS SSRF-174.
- Newcomb, K.R. and McCann, W.R., 1987, Seismic history and seismotectonics of the Sunda arc, *Journal of Geophysical Research.*, vol. 2, no.B1, p.421-439.
- Penven P., McWilliams, J.C., and Marchesiello, P., 2002, Coastal upwelling response to atmospheric wind forcing along the Pacific coast of the United States. *Investigationes Marinas*, Vol. 30, 99-101.
- Pickett, M. H. and Paduan, J. D., 2003, Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS), *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. C10, 3327, doi:10.1029/2003JC0011902,2003.
- Pohlmann, T., 1987, A three dimensional circulation model of the South China Sea, In: Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics, J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart (eds), Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam.
- Pohlmann, T., 1996, Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf sea circulation model, *Continental Shelf Research*, 16, pp. 147-161

- Putri, M., 2005, Study of ocean climate variability (1959-2002) in the eastern Indian Ocean, Java Sea and Sunda Strait using the Hamburg shelf ocean model, *PhD Thesis*, Hamburg University.
- Qu, T., Du, Y., Strachan, J., Meyers, G., and Slingo, J., 2005, Sea surface temperature, and its variability in the Indonesian region, *Oceanography*, vol. 18, No.4.
- Rodrigues, R.R. and Lorenzetti, J.A., 2001, A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling, *Continental Shelf Research*, 21, 371-394.
- Rodriguez, I., Alvarez, E., Krohn, J. and Backhaus, J., 1991, A mid-scale tidal analysis of waters around the north-western corner of the Iberian Peninsula, *Proceedings of a Computer Modelling in Ocean Engineering*, 91, Balkema, 568.
- Roisin, B.C. and Beckers, J.M., 2008, Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspect, Academic Press, ISBN:978-0-12-088759-0.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999, A dipole in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Schrum, C., 2001, Regionalization of climate change for the North Sea and the Baltic Sea. *Climate Research*, 18, 31-37.
- Sprintall, J., Gordon, A.L., Murtugudde, R. and Susanto, R.D., 2000, A semi-annual Indian Ocean forced Kelvin waves observed in the Indonesian Seas in May 1997, *Journal of Geophysical Research*, 105, 17217-17230.
- Sprintall, J., Wijffels, S.E, Molcard, R. and Jaya, I., 2010, Direct evidence of the South Java Current System in Ombai Strait. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 50:2, doi: 10.1016/j.dynatmoce.2010.02.006, 140-156

- Stewart, R. H., 2007, Introduction to Physical Oceanography, College Station: Texas A&M University.
- Stronach, J.A., Backhaus, J.O. and Murty, T.S., 1993, An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the mainland: the GF8 model, *Oceanography and Marine Biology*, An annual Review 31, 1-86.
- Susanto, R. D. , A. L. Gordon, and Q. Zheng, 2001, Upwelling within the Indonesian Seas and its relation to ENSO and monsoon, *The Fifth IOC/WESTPAC International Scientific Symposium*, Soul, Republic of Korea, August 27-31.
- Susanto, R. D. , A. L. Gordon, and Q. Zheng, 2001, Upwelling along the coasts of Java and Sumatra and its relation to ENSO, *Geophysical Research Letters*, Vol. 28., page s 1599-1602.
- Susilo, P., 1996, Meteorologi, published by ITB Bandung, Indonesia.
- Tjasyono, B. HK., Gernowo, R., Woro, S.B.H., and Ina, J., 2008, The character of rainfall in the Indonesian Monsoon, *International Symposium on Equatorial Monsoon System*, Jogjakarta, Indonesia.
- Vita-Finzi, C., 1995, Pulses of emergence in the Outer-Arc Ridge of the Sunda Arc, *Journal of Coastal Research*, No. 17, pp. 279-281.
- Wooster, W. S., A. Bakun and D.R McLain, 1976, The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic, *Journal of Marine Research*, 34:131-141.
- Wyrtki, K., 1961, Scientific rerults of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959-1961, Naga Report 2, University of California, Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, California.
- Yoshida, K., 1955, Coastal upwelling off the California coast, Record of Oceanographic Works in Japan, vol. 2, no. 2.



BIODATA PENELITI
PUSAT PENELITIAN DAN PENERBITAN LP2M
UNIVERSITAS ISLAM NEGERI AR-RANIRY BANDA ACEH

A. Identitas Diri

1.	Nama Lengkap <i>(dengan gelar)</i>	Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.
2.	Jenis Kelamin L/P	L
3.	Jabatan Fungsional	Asisten Ahli
4.	NIP	198011152014031001
5.	NIDN	2015118002
6.	NIPN <i>(ID Peneliti)</i>	201511800210159
7.	Tempat dan Tanggal Lahir	Blang Awe, 15 November 1980
8.	E-mail	mulyadi.abdulwahid@gmail.com
9.	Nomor Telepon/HP	08116809798
10.	Alamat Kantor	Darussalam Banda Aceh
11.	Nomor Telepon/Faks	-
12.	Bidang Ilmu	Sains dan Teknologi
13.	Program Studi	Teknik Lingkungan
14.	Fakultas	Fakultas Sains dan Teknologi

B. Riwayat Pendidikan

No.	Uraian	S1	S2	S3
1.	Nama Perguruan Tinggi	UNSYIAH	Hamburg University	-
2.	Kota dan Negara PT	Banda Aceh	Hamburg, Jerman	-
3.	Bidang Ilmu/ Program Studi	Fisika	Physical Oceanography	-
4.	Tahun Lulus	2003	2013	-

C. Pengalaman Penelitian dalam 3 Tahun Terakhir

No.	Tahun	Judul Penelitian	Sumber Dana
1.	2017	Pemodelan Inflasi Jagad Raya	DIPA UIN Ar-Raniry
2.	2018	Pola Distribusi Vektor Angin Di Provinsi Aceh Dan Potensinya Sebagai Sumber Energi Alternatif	DIPA UIN Ar-Raniry
3.	2019	Integrasi Keilmuan antara Tafsir Al-Quran dan Dinamika Kerak Bumi	DIPA UIN Ar-Raniry

D. Pengalaman Pengabdian Kepada Masyarakat dalam 3 Tahun Terakhir

No.	Tahun	Judul Pengabdian	Sumber Dana
1.	2018	Optimalisasi Penggunaan Alat Laboratorium IPA di MTsN 4 Banda Aceh	Pribadi
2.	2019	Demonstrasi Permainan Fisika Bersama Siswa/I di MTsN 4 Banda Aceh	Pribadi
3.	2020	Sosialisasi Sekolah Tanggap Bencana	Fakultas Sains dan Teknologi
4.	2020	Pengabdian masyarakat berbasis penelitian, penulisan buku panduan kebencanaan non alam, penyuntingan buku dan bakti social di masa pandemic covid 19	Pribadi

E. Publikasi Artikel Ilmiah dalam Jurnal dalam 5 Tahun Terakhir

No.	Judul Artikel Ilmiah	Nama Jurnal	Volume/Nomor/Tahun/Url
1.	Sea Surface Salinity with SMOS	Circuit	Vol.1/No.1/2017/ https://www.jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/circuit/article/download/1378/1008
2.	Mengidentifikasi Besar Kecepatan Angin Dan Energinya Melalui Data Ncep/Ncar Reanalysis dan 5 Stasiun Bmkg Di Provinsi Aceh	Phi	Vol.2018/No.1/2018/ https://jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/jurnalphi/article/view/7445/4413
3.	Eksperimen Menghitung Momen Inersia dalam Pesawat Atwood Menggunakan Katrol dengan Penambahan Massa Beban	Phi	Vol.2019/No.2/2019/ https://jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/jurnalphi/article/view/7442/4409
4.	Penggunaan metode analisis	Phi	Vol.1/No.2/2020/ https://jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/jurnalphi/article/view/6398/pdf

	citra untuk menganalisa gerak harmonik sederhana pada pegas dan bandul		
5.	Rancang bangun game edukatif “muslimah adventure” sebagai media dakwah memanfaatkan aplikasi Scratch 2.0	Phi	Vol.1/No.1/2020/ https://jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/jurnalphi/article/view/6497/pdf
6.	Al-Qur’an and Modern Geoscience: Part I	Elkawnie	Vol.6/No.1/2020/ https://jurnal.ar-raniry.ac.id/index.php/elkawnie/article/view/6828

F. Karya Buku dalam 5 Tahun Terakhir

No.	Judul Buku	Tahun	Tebal Halaman	Penerbit
1.				
2.				
dst.				

G. Perolehan HKI dalam 10 Tahun Terakhir

No.	Judul/Tema HKI	Tahun	Jenis	Nomor P/ID
1.	Integrasi Keilmuan antara Tafsir Al-Qur’an dan Dinamika Kerak Bumi	2018	Laporan Penelitian	000123015
2.				
dst.				

Demikian biodata ini saya buat dengan sebenarnya.

Banda Aceh,
Ketua/Anggota Peneliti,



Mulyadi Abdul Wahid, M.Sc.
NIDN. 2015118002