

**VARIABILITAS *THERMOHALINE* DAN ARUS LAUT DI JALUR
ARLINDO DAN HUBUNGANNYA DENGAN *EL-NIÑO SOUTHERN
OSCILLATION* (ENSO)**

JON ARIFIAN

6305080045



**UNIVERSITAS INDONESIA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM PASCASARJANA
PROGRAM STUDI ILMU KELAUTAN
DEPOK
2008**

**VARIABILITAS *THERMOHALINE* DAN ARUS LAUT DI JALUR
ARLINDO DAN HUBUNGANNYA DENGAN *EL-NIÑO SOUTHERN
OSCILLATION* (ENSO)**

TESIS

**Untuk diajukan sebagai salah satu syarat
memperoleh gelar Magister Sains**

Oleh :

JON ARIFIAN

6305080045



**UNIVERSITAS INDONESIA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM PASCASARJANA
PROGRAM STUDI ILMU KELAUTAN
DEPOK
2008**

JUDUL : **VARIABILITAS *THERMOHALINE* DAN ARUS LAUT DI
JALUR ARLINDO DAN HUBUNGANNYA DENGAN *EL-
NIÑO SOUTHERN OSCILLATION* (ENSO)**

NAMA : **JON ARIFIAN**

NPM : **6305080045**

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Dr. Edvin Aldrian, BEng, MSc
Pembimbing I

Dr. Abdul Haris, MS
Pembimbing II

2. Komisi Penguji

Dr. A. Harsono Soepardjo, MEng
Penguji I

Dr. rer.nat. Eko Kusratmoko, MS
Penguji II

3. Ketua Program Studi Ilmu Kelautan

Dr. A. Harsono Soepardjo, MEng

KATA PENGANTAR

Terdapat beberapa sumber acuan informasi dalam dunia ilmu pengetahuan, salah satunya adalah data hasil pemodelan, disamping data hasil pengamatan instrumen, dan hasil kajian teoritis. Ketiga sumber ini saling mendukung dalam memberikan informasi secara ilmiah. Model dibangun dari persamaan teoritis berbagai parameter yang kadang dihasilkan dari observasi. Model dapat dibuat dengan dimensi waktu dan atau salah satu dimensi ruang. Kelebihan utama model adalah dapat memberikan solusi secara komprehensif dan memberikan visual yang lebih baik untuk hubungan beberapa parameter yang ada, seperti model di bidang keikliman.

Saat ini sudah berkembang berbagai model di bidang iklim baik laut maupun atmosfer, yang dibangun mengacu pada sistem iklim yang berlaku di muka bumi. Dalam kaitannya dengan iklim laut, salah satu model laut global yang berkembang saat ini adalah *Max-Planck Institute Ocean Model* (MPIOM), yang digunakan dalam penelitian ini untuk mengetahui variabilitas interannual parameter fisik laut seperti temperatur, salinitas, dan arus laut di perairan Indonesia khususnya di kanal masuk arus dari samudera Pasifik dan di kanal keluar arus ke samudera Hindia.

Penelitian yang berjudul "**Variabilitas Thermohaline dan Arus Laut di Jalur Arlindo dan Hubungannya dengan *El-Niño Southern Oscillation (ENSO)***" ini, diharapkan melengkapi berbagai studi tentang arus lintas di perairan Indonesia (Arlindo) terutama dikaitkan dengan fenomena iklim global seperti *El-Niño* dan *La-Niña*. Di samping itu, tesis ini disusun untuk melengkapi persyaratan kurikulum program Magister Bidang Ilmu Kelautan Pascasarjana Universitas Indonesia guna memperoleh gelar Magister Sains.

Akhirnya penulis mengucapkan puji dan syukur kehadirat Allah SWT, atas segala limpahan rahmat dan taufiq-Nya sehingga tesis ini dapat diselesaikan sebelum batas waktu yang ditetapkan. Dan bagi pihak-pihak yang telah banyak membantu penyelesaian tesis ini, dengan kerendahan hati penulis mengucapkan terima kasih yang tulus, terutama kepada:

1. Dr. Edvin Aldrian, BEng, MSc., selaku pembimbing I dan Dr. Abdul Haris, MS., selaku pembimbing II yang telah berkenan menularkan pengetahuan pemodelan di bidang keikliman, memberikan arahan dan kritikan yang

bersifat konstruktif pada tema tulisan ini, serta bantuan lainnya untuk kelancaran proses penyelesaian tugas akhir ini.

2. Dr. A. Harsono Soepardjo, Meng., dan Dr. rer. nat. Eko Kusratmoko sebagai Penguji I dan II yang telah memberikan koreksi, kritik dan masukan untuk perbaikan materi dan format tulisan ini.
3. Dr. Mufti, Pak Sundowo, Pak Titis, seluruh dosen dan pegawai administrasi di Program Studi Magister Ilmu Kelautan, Universitas Indonesia yang telah memberikan ilmu serta melaksanakan tugas mulia dengan penuh keiklasan.
4. Dr. Asep Karsidi, MS., Dr. Mahally Kudsy, MSc., dan Ir. Samsul Bahri, MSc., selaku pimpinan di UPT Hujan Buatan, BPPT, yang telah memberikan kesempatan dan fasilitas kepada penulis untuk menyelesaikan studi pada Program Studi Ilmu Kelautan, Universitas Indonesia.
5. Rekan-rekan sejawat di UPT Hujan Buatan atas pengertian dan kesetiakawannya dalam membantu tugas-tugas yang diemban penulis selama menyelesaikan studi.
6. Rekan-rekan seperjuangan: Basuki, Teguh, Lintang, Berta, Imelda, Habib, Iwan, dan Lestari atas bantuan, rasa kebersamaan dan motivasinya selama menyelesaikan studi.
7. Keluarga tercinta, Ummi dan Najiya atas pengorbanannya selama penyelesaian tesis ini.
8. Semua pihak yang tidak disebutkan pada kesempatan ini, penulis menyampaikan terima kasih dan penghargaan atas bantuan dan do'anya.

Penulis menyadari bahwa tesis ini masih banyak kekurangan dan masih jauh dari kesempurnaan. Untuk itu penulis sangat menghargai adanya kritikan, saran dan masukan demi perbaikan dan penyempurnaan tesis ini.

Jakarta, Mei 2008
Penulis,

Jon Arifian

NAME : JON ARIFIAN (6305080045) DATE: Mei, 2008
TITLE : THERMOHALINE AND WATER TRANSPORT
VARIABILITIES IN MAJOR INDONESIAN THROUGHFLOW
PASSAGES AND THEIR RELATIONSHIP WITH EL-NIÑO
SOUTHERN OSCILLATION (ENSO)

Thesis supervisors: Dr. Edvin Aldrian, BEng, MSc; Dr. Abdul Haris, MS.

ABSTRACT

Climatic boundary forcing fields from NCEP/NCAR re-analyses for a period between 1974 to 2002 were used as the major input forcing from atmosphere to drive the global ocean model MPIOM for the Indonesian archipelago focusing over the Indonesian Throughflow (ITF) region. This study applies a special model grid with curvilinear grid system that uses bipolar over Australian and China. The model simulates thermohaline and current variabilities within major ITF passages that represents three major inlets (Makassar, Lifamatola and Halmahera Straits) and three major outlets (Lombok, Ombai and Timor Straits). The model result validation using temperature and volume transport from the Arlindo Project gives a correlation of 0.88 and 0.71, respectively, over the Makassar Strait. The Arlindo project installed mooring buoy between January 2007 to February 2008 month or during a strong El-Niño 1997/1998. The interannual temperature and salinity variabilities in six major passages show that the thermocline (between 47 to 220 meter) has significant and better correlation with the ENSO index than the surface and deep ocean levels. Correlations of the temperature and salinity against SOI index reach the highest when time lag of one-two month is applied over the Lifamatola Strait (0.77) and over Makassar Strait (0.74). The result of simulation indicates that the largest volume transport occurs at depth of 100-385 meter. Volume transport variability follows the ENSO episodes with maximum during La-Niña and minimum during El-Niño. The average volume transport in Arlindo during the period of 1974–2002 shows that the largest volume transport occur in the Makassar strait 9.8 Sv, then the Lifamatola 5.5 Sv and the Halmahera 1.5 Sv. Meanwhile in the major outlets, average monthly volume transport in the Lombok, Ombai and Timor Straits are 2.4, 5.7 and 10.5 Sv, respectively.

Key words :

Temperature, salinity, volume transport, El-Niño, La-Niña

NAME : JON ARIFIAN (6305080045) TANGGAL: Mei, 2008
TITLE : THERMOHALINE AND WATER TRANSPORT
VARIABILITIES IN MAJOR INDONESIAN THROUGHFLOW
PASSAGES AND THEIR RELATIONSHIP WITH EL-NIÑO
SOUTHERN OSCILLATION (ENSO)

Thesis supervisors: Dr. Edvin Aldrian, BEng, MSc; Dr. Abdul Haris, MS.

ABSTRAK

Data kondisi batas laut-atmosfer dari NCEP/NCAR *reanalysis* periode 1974-2002 telah dijadikan masukan bagi simulasi model laut global MPIOM untuk wilayah regional perairan Indonesia tepatnya di jalur Arlindo. Studi ini menggunakan sistem model dengan grid *curvilinear* dengan dua kutub di wilayah China dan Australia. Model mensimulasi variabilitas *thermohaline* dan transport pada jalur Arlindo dan focus pada enam kanal utama di jalur Arlindo yang mewakili jalur masuk dan keluar utama (Selat Makassar, Lifamatola, Halmahera, Lombok, Ombai dan Timor). Hasil validasi variabilitas temperatur dan volume transport hasil simulasi di jalur Arlindo di selat Makassar memiliki nilai korelasi berturut-turut 0.88 dan 0.71 dengan data observasi in-situ selama periode *El-Niño* (Januari 1997-Februari 1998). Variabilitas interannual temperatur dan salinitas di enam kanal menunjukkan bahwa lapisan *thermocline* (antara 47-220 meter) memiliki korelasi paling kuat dengan indeks ENSO, dibandingkan lapisan permukaan dan laut dalam. Korelasi temperatur dan salinitas dengan SOI dimajukan satu bulan tertinggi terjadi di selat Lifamatola (0.77) dan SOI dimajukan dua bulan tertinggi terjadi di selat Makassar (0.74). Hasil simulasi di selat Makassar menunjukkan bahwa volume transport terbesar terjadi di lapisan 100-385 meter. Variabilitas transport mengikuti episode ENSO dengan transport maksimum pada periode *La-Niña* dan transport minimum pada periode *El-Niño*. Rata-rata volume transport di jalur Arlindo pada periode 1974-2002 menunjukkan bahwa nilai terbesar terjadi di selat Makassar, yaitu 9.8 Sv, kemudian selat Lifamatol 5.5 Sv dan selat Halmahera 1.5 Sv. Sementara itu di tiga kanal keluar, rata-rata volume transport bulanan masing-masing adalah selat Lombok 2.4 Sv, selat Ombai 5.7 Sv dan laut Timor sebesar 10.5 Sv.

Kata kunci :

Temperatur, salinitas, volume transport, *El-Niño*, *La-Niña*

DAFTAR ISI

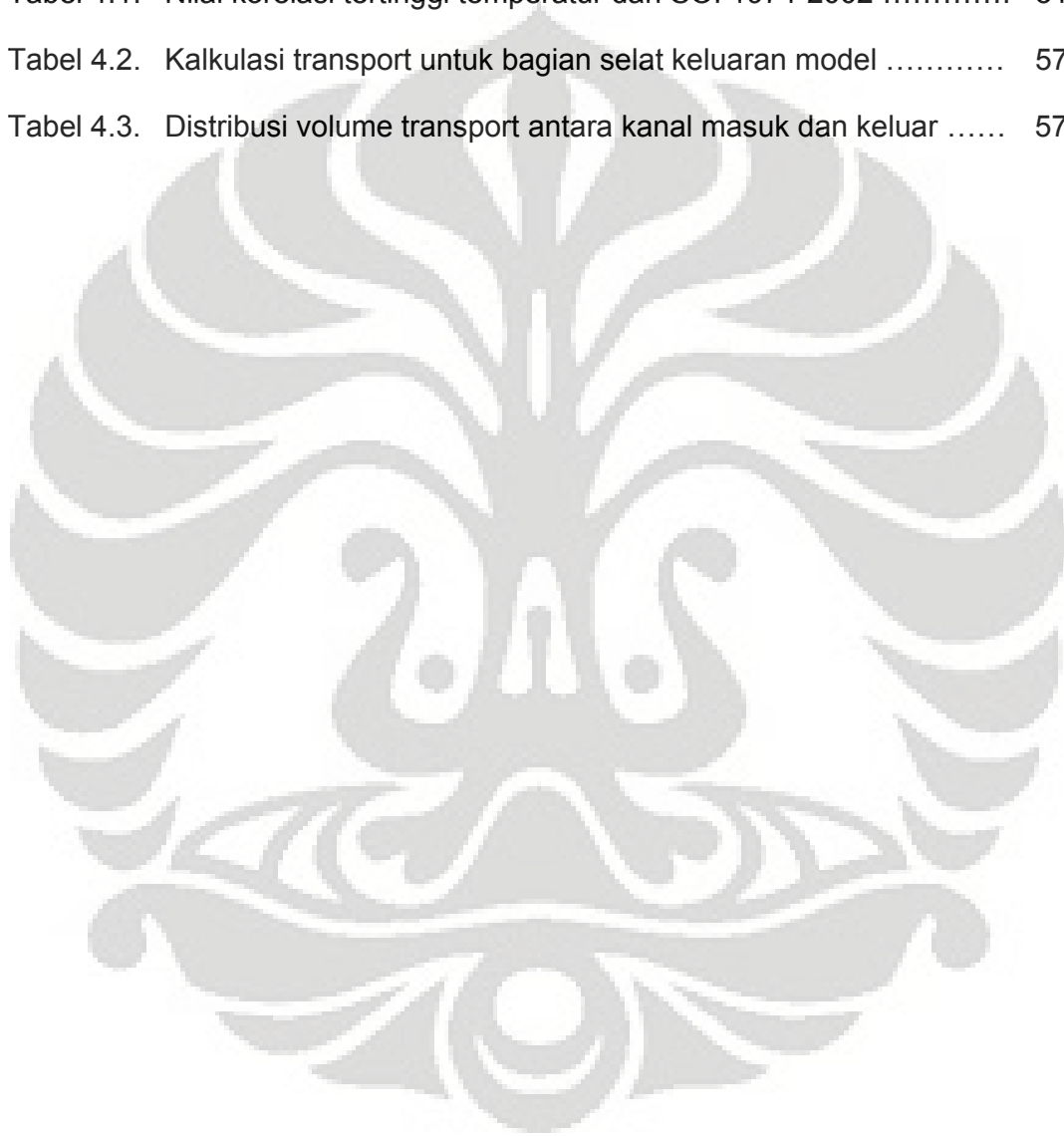
Lembar Persetujuan	ii
Kata Pengantar	iii
Abstrak	v
Daftar Isi	vii
Daftar Gambar	viii
Daftar Tabel	ix
Daftar Lampiran	x
 BAB I PENDAHULUAN	
I.1. Latar Belakang	1
I.2. Tujuan Penelitian	4
I.3. Batasan Masalah	5
I.4. Manfaat Penelitian	6
 BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
II.1. Interaksi Laut-Atmosfer, <i>Thermohaline</i> dan Arus Laut	7
II.2. <i>El-Niño Southern Oscillation</i>	16
II.3. Arus Lintas Indonesia	20
II.4. Model Iklim dan Model Laut Global MPIOM	24
 BAB III METODE PENELITIAN	
III.1. Data dan Peralatan	32
III.2. Diskripsi Model	33
III.3. Pengolahan Output Model	39
III.4. Validasi Output Model dan Metode Analisis	41
 BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	
IV.1. Validasi Output Model	43
IV.2. Variabilitas <i>Thermohaline</i>	45
IV.3. Hubungan Variabilitas Temperatur dan Volume Transport	53
IV.4. Temperatur Laut dan <i>Global Warming</i>	60
 BAB V KESIMPULAN DAN SARAN	
V.1. Kesimpulan	62
V.2. Saran	63
DAFTAR PUSTAKA	64
LAMPIRAN	68

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1. Jalur perputaran arus lintas antar samudera	2
Gambar 2.1. Distribusi penyebaran temperatur air laut	10
Gambar 2.2. Ilustrasi perpindahan massa dan temperatur air laut	14
Gambar 2.3. <i>Time series</i> SOI, episode <i>El-Niño</i> dan <i>La-Niña</i>	18
Gambar 2.4. Pembagian daerah acuan ENSO di Samudera Pasifik	19
Gambar 2.5. Skema arus permukaan	21
Gambar 2.6. Vektor arus permukaan rata-rata tahunan	22
Gambar 2.7. Skema jalur lintasan Arlindo	24
Gambar 3.1. Gambaran global resolusi sistim grid MPIOM	34
Gambar 3.2. Topografi laut daerah penelitian	35
Gambar 3.3. <i>Flowcart</i> proses input dan output model laut MPIOM	38
Gambar 3.4. Kanal pengamatan <i>thermohaline</i> dan arus	38
Gambar 4.1. Temperatur laut bulanan 150 meter di selat Makassar	44
Gambar 4.2. Volume transport bulanan di selat Makassar	45
Gambar 4.3. Tren temperatur lapisan 150 meter periode 1974-2002	47
Gambar 4.4. Koefisien korelasi temperatur jalur Arlindo dengan SOI	48
Gambar 4.5. Variabilitas interannual salinitas di Selat Lifamatola dan Selat Ombai	52
Gambar 4.6. Koefisien korelasi salinitas jalur Arlindo dengan SOI	53
Gambar 4.7. Rata-rata bulanan volume transport di Selat Makassar	55
Gambar 4.8. Temperatur dan volume transport lapisan 100-385 meter	56
Gambar 4.9. Profil anomali temperatur interannual di Selat Makassar dan SOI	59
Gambar 4.10. Rata-rata 3 bulanan inflow dan outflow dan transport	59
Gambar 4.11. <i>Time series</i> temperatur lapisan 6 meter	61

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1. Parameter utama setup model iklim laut global	37
Tabel 3.2. Posisi awal dan akhir penampang melintang kanal Arlindo	39
Tabel 3.3. Posisi kedalaman maksimum masing-masing kanal Arlindo	40
Tabel 4.1. Nilai korelasi tertinggi temperatur dan SOI 1974-2002	51
Tabel 4.2. Kalkulasi transport untuk bagian selat keluaran model	57
Tabel 4.3. Distribusi volume transport antara kanal masuk dan keluar	57



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran 1. Grafik profil anomali temperatur interannual 5 selat di jalur Arlindo dan indeks ENSO (SOI) periode 1974-2002	68
Lampiran 2. Modul tahapan menjalankan model iklim laut MPIOM	73
Lampiran 3. Script pengolahan output model	81



BAB I

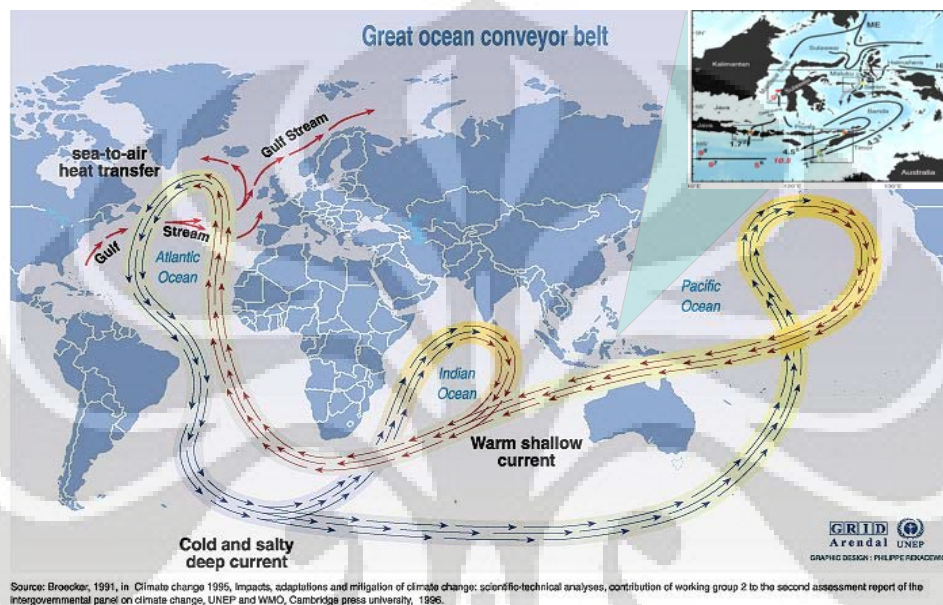
PENDAHULUAN

I.1. Latar Belakang

Perairan Indonesia merupakan bagian dari jalur perputaran arus lintas samudera (*the great conveyor belt*). Arus lintas ini mengalir dari Samudera Hindia menuju Samudera Atlantik, lalu berputar di Atlantik bagian utara sekitar pulau Greenland dan masuk ke laut dalam ke Atlantik Selatan dan terus mengalir menuju Samudera Pasifik. Arus ini kemudian kembali mengalir menuju Samudera Hindia melalui perairan Indonesia. Arus yang mengalir melewati perairan Indonesia ini dikenal sebagai Arus Lintas Indonesia (Arlindo).

Sepanjang tahun, massa air hangat dalam jumlah besar mengalir dari Samudera Pasifik ke Samudera Hindia melalui jalur Arlindo (Godfrey, 1996). Arus laut yang melewati jalur ini berasal dari lapisan *thermocline* (lapisan dengan gradien penurunan temperatur terbesar terhadap kedalaman) di Samudera Pasifik bagian utara dan lapisan *thermocline* di Samudera Pasifik bagian selatan yang masuk ke perairan Indonesia melalui jalur diantara Papua New Guinea dan Filipina. Beberapa model menunjukkan bahwa terjadinya arus di jalur Arlindo dipengaruhi oleh faktor geometri dasar laut dan tekanan angin tropis Samudera Pasifik (Morey et al., 1999). Observasi menunjukkan bahwa komponen Arlindo sebagian besar berasal dari air lapisan *thermocline* dan *intermediate* dari Samudera Pasifik bagian utara dan mengalir melalui Selat Makassar (Gordon & Fine, 1996). Arus laut ke arah selatan di Selat Makassar ini kemudian mengalir meninggalkan perairan Indonesia melalui Selat Lombok (Murray & Arief, 1988), namun sebagian besar diantaranya berputar ke arah timur melalui Laut Flores menuju Laut Banda dan kemudian keluar menuju Samudera Hindia melalui Selat

Ombai dan Selat Timor (Gordon & Fine, 1996). Pada celah dalam di bagian timur Sulawesi (Selat Lifamatola dan Selat Halmahera) aliran dari Pasifik selatan merembes ke lapisan *thermocline* yang lebih dalam di Laut Banda dan kemudian mendominasi lapisan-lapisan yang lebih dalam karena adanya perbedaan densitas (Hautala et al., 1996; Ilahude & Gordon, 1996).



Gambar 1.1 Jalur perputaran arus lintas antar samudera (inset: Arlindo).

Namun demikian besarnya aliran dari Samudera Pasifik menuju Samudera Hindia melalui jalur Arlindo tidak tetap sepanjang waktu, begitu pula dengan parameter-parameter fisik air laut seperti temperatur dan salinitas (kedua parameter ini selanjutnya disebut *thermohaline*) serta arus laut yang selalu berubah seiring dinamika aliran yang terjadi. Pada fase *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO) yang ekstrem, berpindahnya posisi *warm pool* (kolom air hangat) sepanjang garis equator Samudera Pasifik menyebabkan terjadinya fluktuasi parameter-parameter seperti: temperatur permukaan laut (*Sea Surface Temperatur / SST*), perubahan struktur temperatur vertikal kolom air laut, perubahan tingkat salinitas, serta perubahan vektor arus di perairan Indonesia.

Telah banyak kajian yang dilakukan oleh ilmuan dalam rangka melakukan investigasi tentang posisi perairan Indonesia sebagai jalur pengaliran arus hangat yang diduga mempunyai kontribusi terhadap terjadinya perubahan fenomena iklim global seperti ENSO. Salah satu hasil kajian yang dapat dijadikan sumber informasi dalam hal ini adalah data kajian dari pemodelan numerik. Kelebihan dari kajian menggunakan model numerik adalah dapat memberikan solusi secara komprehensif dan memberikan visual yang lebih baik untuk hubungan beberapa parameter yang ada, serta menjalankan berbagai parameter secara *massive* (dalam jumlah besar). Kekurangan dari keluaran model biasanya terletak pada resolusi temporal dan spasial, namun keluaran model dalam menstimulasikan fenomena iklim dan cuaca akan meningkat pada fenomena berskala spasial dan temporal yang sesuai dengan kemampuan model.

Salah satu model iklim laut yang telah teruji kehandalannya dalam mensimulasi parameter fisik laut adalah model laut yang dikembangkan oleh *Max Planck Institute*, di Jerman. Model laut yang dikenal dengan nama *Max Planck Institute global Oceanic Model* (MPIOM) ini, pernah diterapkan untuk wilayah tropis Indonesia bersama dengan model atmosfer REMO dalam mensimulasi pola *monsoonal* iklim Indonesia (Aldrian, 2007). Pada penelitian tersebut, model MPIOM digunakan untuk mensimulasi variabilitas *monsoonal* arus di jalur Arlindo dan SST untuk periode 1979-1993. Kelebihan model laut global ini terletak pada kemampuan meningkatkan resolusi pengamatan parameter laut pada suatu area yang ditetapkan dengan memindahkan *pole* (kutub) utara dan selatan pada posisi yang menguntungkan area pengamatan. Parameter fisik laut dapat teramati dengan detail melalui kelebihan model ini, sehingga representatif digunakan untuk pengamatan dinamika fisik laut.

Terjadinya dinamika parameter laut yang terus-menerus termasuk di perairan Indonesia yang merupakan jalur lintas arus antar Samudera, dan pengaruh fenomena iklim global yang diduga berperan menyebabkan kejadian fluktuasi ekstrem parameter laut, menjadi dasar dilakukan penelitian ini dengan memfokuskan pada kalkulasi parameter-parameter fisik laut yang terdiri dari parameter *thermohaline* dan arus laut serta dinamikanya di jalur Arlindo. Variabilitas parameter-parameter tersebut diperoleh dengan menjalankan model iklim laut global MPIOM menggunakan data batas laut-atmosfir untuk periode waktu 1974-2002 (29 tahun).

1.2. Tujuan Penelitian

Judul penelitian ini adalah 'Variabilitas *Thermohaline* dan Arus Laut di Jalur Arlindo dan Hubungannya dengan *El-Niño Southern Oscillation* (ENSO)'. Secara umum tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui variabilitas interannual parameter *thermohaline* dan arus laut di jalur Arlindo dikaitkan dengan fenomena ENSO, dengan empat pertanyaan riset utama sebagai berikut:

- Bagaimana variabilitas *thermohaline* perkedalaman terhadap perubahan di Samudera Pasific terkait ENSO?
- Bagaimana variabilitas arus laut untuk periode yang panjang dikaitkan dengan fenomena ENSO?
- Apakah ada peluang mengestimasi kejadian ENSO menggunakan parameter fisik laut Arlindo?
- Adakah indikasi terjadinya global warming dari parameter fisik laut di jalur Arlindo?

1.3. Batasan Masalah

Jalur Arlindo yang menjadi objek penelitian ini dibatasi hanya pada kanal utama yang dilewati arus dari Samudera Pasifik menuju Samudera Hindia yang terdiri dari 3 kanal masuk dari Samudera Pasifik yaitu Selat Makassar, Selat Lifamatola, dan Selat Halmahera serta 3 kanal keluar menuju Samudera Hindia yaitu Selat Lombok, Selat Ombai, dan Selat Timor. Penelitian hanya akan mengambil data pada posisi penampang melintang yang ditetapkan di masing-masing kanal. Sedangkan kanal lain yang juga berhubungan dengan jalur Arlindo seperti Laut Jawa dan Selat Torres dalam penelitian ini tidak dikalkulasikan, namun kontribusi arus dari kedua kanal ini akan diperhitungkan sebagai penyeimbang dari keseluruhan volume arus di jalur Arlindo pada bagian akhir tulisan ini. Sedangkan parameter fisik laut yang dihasilkan dari model laut global MPIOM khususnya parameter *thermohaline* pada masing-masing kanal diwakili oleh data posisi penampang selat yang terdalam, sedangkan volume arus dikalkulasi dari kecepatan resultan komponen zonal dan meridional arus dengan luasan bagian penampang di masing-masing lapisan. Indeks ENSO yang digunakan pada penelitian ini adalah *South Oscillation Index* (SOI).

Variabilitas data *time series* parameter *thermohaline* dan arus laut dibatasi hanya terhadap bulan dan tahun terjadi atau tidak periode ENSO ekstrem, sedangkan faktor cuaca dan iklim berskala regional seperti *monsoon* dan *Madden Julian Oscillation* (MJO) tidak secara khusus dikaitkan, namun kontribusi keduanya dianggap sudah terwakili oleh masukan model berupa data lapisan batas permukaan (*surface boundary forcing field*) yang digunakan pada penelitian ini, yaitu *the National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research Reanalysis* (NRA; Kalnay et al., 1996).

I.4. Manfaat Penelitian

Beberapa penelitian, baik berbasis kajian, model dan observasi langsung telah dilakukan untuk mengetahui posisi jalur Arlindo sebagai bagian jalur perputaran arus lintas Samudera dalam perspektif keseimbangan energi global. Konvergen dengan tujuan penelitian terdahulu, secara umum hasil penelitian ini juga diharapkan memberikan sesuatu yang bermanfaat bagi tujuan di atas, terutama dari sisi pengetahuan variabilitas *thermohaline* dan arus di jalur tersebut untuk periode interannual yang cukup mewakili 1974-2002 (29 tahun).

Secara spesifik penelitian ini diharapkan memberikan pengetahuan baru terkait dengan perubahan parameter fisik laut di Samudera Pasifik terhadap perilaku temperatur, dan salinitas di jalur Arlindo untuk semua level kedalaman laut serta keseimbangan arus masuk dan keluar dari jalur Arlindo untuk periode interannual yang panjang. Disamping itu hasil penelitian ini dapat menerangkan semua *interoccean transport* untuk periode waktu yang panjang dan juga dari jumlah kanal pengaliran utama di perairan Indonesia yang dilaluinya.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II.1. Interaksi Laut-Atmosfir, *Thermohaline* dan Arus Laut

Interaksi laut dan atmosfer membentuk proses kopel di permukaan laut, yang ditandai dengan terjadinya perpindahan energi dan masa. Perpindahan energi dan masa dalam proses neraca energi terjadi dalam bentuk energi radiasi yang menghasilkan energi panas dan momentum berupa friksi di permukaan. Perpindahan energi dalam proses neraca masa terjadi dalam bentuk penguapan dan hujan, perpindahan mineral dan gas. Gas-gas yang ada di permukaan mengabsorpsi energi radiasi pada panjang gelombang tertentu, akibatnya terjadi peningkatan temperatur atmosfer dan temperatur air laut. Dalam hal interaksi laut atmosfer, hubungan antara lautan dan atmosfer terjadi dimana laut bertindak sebagai pemasok uap air terbesar bagi atmosfer. Penguapan terjadi akibat tidak jenuhnya atmosfer oleh uap air serta akibat hangatnya temperatur muka laut. Sebaliknya atmosfer memasok energi dan masa dalam bentuk curah hujan dan endapan yang juga melibatkan transfer energi (Franklyn, 1970).

Ketika permukaan laut mendingin, maka mekanisme di laut akan meresponnya dengan menghasilkan gerak konveksi vertikal yang akan memasok panas ke permukaan. Air hangat akan menyembul ke permukaan sedangkan air dingin mengendap ke kedalaman. Proses perubahan temperatur di lautan terjadi jauh lebih lambat daripada di atmosfer, akibatnya lautan cenderung bertahan hangat meskipun titik nadir matahari telah menjauhi garis khatulistiwa. Sewaktu angin bertiup di muka laut, energi di transformasikan dari angin ke permukaan laut. Sebagian dari energi tersebut menjadi gelombang gravitasi permukaan yang mengikuti pergerakan arus permukaan akibat

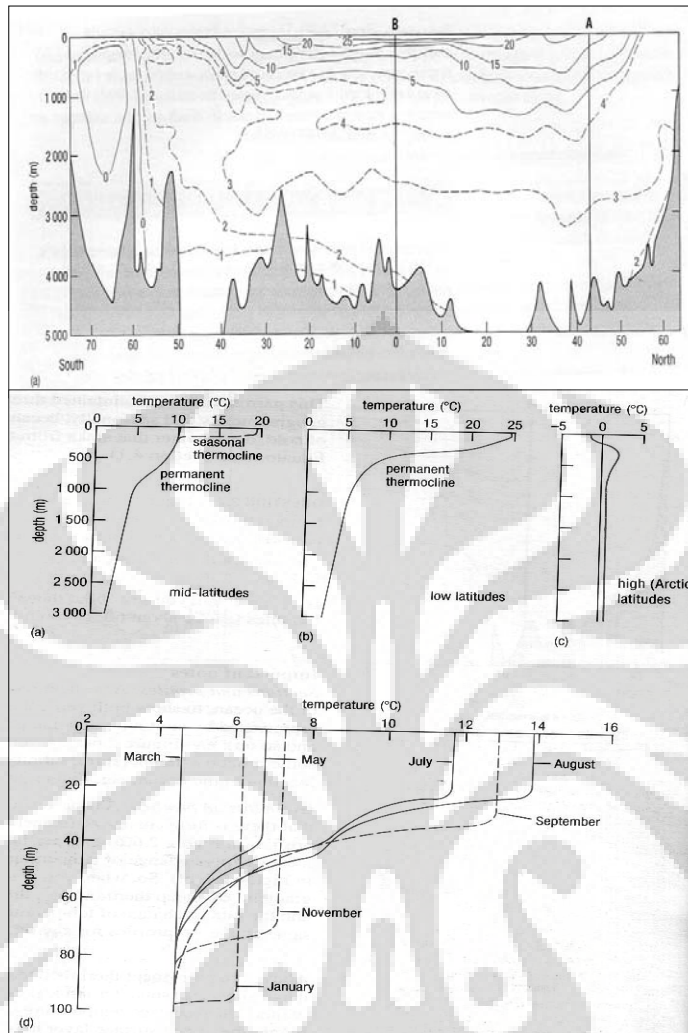
pergerakan angin. Hal yang terakhir ini yang menyebabkan terjadinya arus laut. Proses transfer energi yang terjadi di permukaan laut pada dasarnya cukup kompleks, karena terkait dengan besaran energi yang terpakai untuk proses terjadinya turbulensi dan besaran energi yang dikonversi menjadi arus. Namun secara umum berlaku bahwa semakin kuat angin bertiup, semakin besar friksi permukaan yang mendorong arus di bawahnya. Pekerjaan angin yang mendorong arus laut ini disebut dengan *wind stress* (Evelyn et al, 2001).

Peristiwa dorongan angin terhadap arus laut lebih banyak terjadi pada skala kecil melalui proses turbulensi. Peningkatan kecepatan arus laut dan sebaliknya lebih banyak disebabkan oleh proses turbulensi permukaan. Turbulensi akan mendistribusikan dan menghilangkan energi gerak dan merubahnya menjadi energi panas melalui viskositas molekular. Hal terakhir inilah yang memberikan kontribusi terhadap temperatur muka laut. Selebihnya arus laut diatur oleh kondisi salinitas densitas, temperatur dan topografi dasar laut.

Salah satu proses pergerakan arus laut oleh angin adalah pergerakan Ekman yang seringkali mendorong terjadinya upwelling dan downwelling di tepi pantai. Proses ekman berbentuk spiral terjadi akibat dorongan angin permukaan atau transfer dari momentum gerak angin ke arus laut. Akibat pengaruh gaya coriolis, arus permukaan bergerak 45 derajat dari arah angin dan energi dinamik di salurkan ke lapisan laut yang lebih dalam. Energi diserap oleh gesekan pada kedalaman dimana kecepatan menurun menurut kedalaman dan akhirnya kecepatan masa air adalah 0 pada kedalaman Ekman. Gaya coriolis menyebabkan penyimpangan berturut-turut ke kedalaman sementara juga menyalurkan energi ke lapisan lebih dalam lagi (Ekman spiral). Gerak masa air

secara umum mengarah 90 derajat dari arah angin. Asumsi utama dari pergerakan Ekman adalah luas wilayah yang sangat luas dan sangat dalam (tidak ada friksi dengan dasar laut atau pantai). Kedalaman proses ini dapat terjadi hingga 150 m di bawah muka laut. Secara lokal pergerakan Ekman dapat terjadi pada garis pantai karena hembusan angin darat dan laut, tergantung pada musim saat angin bertiup (Evelyn et al, 2001).

Lautan merupakan badan air terbesar di dunia. Sekitar 96.5 % adalah air dan hampir 3.5% terdiri dari garam terlarut. Distribusi salinitas atau tingkat kegaraman dan temperatur adalah aspek penting bagi pergerakan arus laut. Sebagian besar perbedaan distribusi temperatur dan salinitas terdapat di permukaan laut atau sekitar kedalaman 200 meter, sedangkan sisa bagian laut terisi oleh air dengan temperatur dan tingkat salinitas yang seragam. Sekitar 75% air laut memiliki tingkat salinitas antara 34‰ hingga 35‰ dan temperatur antara 0 hingga 4°C dengan temperatur rata rata 3.8°C. Di khatulistiwa, rata-rata temperatur air laut hanya 4.9°C. Lapisan dimana temperatur berubah dengan cepat terhadap kedalaman ditemukan antara temperatur 8-15°C dan disebut lapisan *thermocline* yang kedalamannya antara 100 hingga 400 meter di khatulistiwa dan antara 400 hingga 1.000 meter di daerah subtropis (Supangat, 2000).



Gambar 2.1 Distribusi penyebaran temperatur horizontal (atas) dan vertikal (bawah) air laut (sumber: Supangat, 2000)

Jika temperatur permukaan sangat rendah proses konveksi dari pendinginan air laut dapat mencapai daerah yang dalam. Pada umumnya di Samudera besar di dunia, mulai kedalaman 1.000 meter, temperatur dan salinitas laut sudah seragam. Penurunan temperatur mengakibatkan peningkatan berat jenis sehingga stratifikasi temperatur akan menghasilkan stratifikasi berat jenis yang teratur. Penurunan salinitas menghasilkan penurunan berat jenis. Sehingga stratifikasi salinitas justru akan menimbulkan stratifikasi yang tidak stabil. Pada umumnya di lautan, efek dari penurunan temperatur lebih kuat dari efek penurunan salinitas sehingga laut terstratifikasi lebih stabil.

Tingkat salinitas dan temperatur sangat dipengaruhi oleh aktivitas di permukaan laut dimana curah hujan dan penguapan memegang peranan paling besar. Sekitar 51% dari energi yang diserap lautan akan diambil oleh proses penguapan. Selain itu, penguapan juga memberikan kontribusi terbesar dari neraca masa air di lautan dimana terjadi pengurangan besar-besaran akibat penguapan. Proses penguapan terjadi saat udara menjadi tidak jenuh dengan uap. Semakin hangat temperatur udara, semakin kuat penguapan yang terjadi. Dalam kondisi normal transfer panas langsung adalah dari laut ke udara dengan asumsi panas dialirkan dari lapisan paling bawah. Pada situasi normal tersebut udara menjadi jenuh dengan kelembaban dan penguapan yang terjadi. Selanjutnya udara hangat akan terkondensasi apabila bertemu dengan lapisan udara tinggi yang dingin atau bertemu badan air yang dingin. Pada kasus pertama akan turun sebagai hujan, sedangkan pada kasus kedua akan terbentuk kabut. Pada kedua kasus tersebut, energi yang dihasilkan dari proses kondensasi akan lebih terserap di atmosfer, sehingga kontribusi kondensasi terhadap neraca energi panas di laut sangat kecil (Evelyn et al, 2001).

Pada kondisi global, energi di lautan lebih banyak dipakai di daerah sub tropis untuk pergerakan arus menjauhi khatulistiwa. Energi panas yang diterima menurun dekat khatulistiwa akibat pantulan dari awan-awan yang banyak terdapat di daerah tersebut. Proses evaporasi terjadi maksimum di daerah sub tropis karena adveksi udara dingin yang salah satunya disebabkan oleh *Hadley cell*. Evaporasi di daerah tropis sangat minimum karena sudah jenuhnya udara di daerah tersebut yang salah satu dikarenakan tutupan awan yang sangat tinggi. Sedangkan curah hujan tinggi di daerah dekat khatulistiwa di sebelah utara akibat bentuk rupa bumi dan distribusi darat dan lautan serta di daerah dekat

kutub pada lintang 50° . Distribusi perpaduan evaporasi dikurangi hujan akan menyerupai distribusi melintang tingkat salinitas laut (Franklyn, 1970).

Stratifikasi di laut dan atmosfer terjadi akibat perbedaan temperatur dan tekanan. Di laut perbedaan tekanan dikonversikan dalam hal salinitas atau kerapatan masa jenis. Di atmosfer, temperatur di lapisan bawah akan lebih hangat daripada lapisan di atasnya. Lapisan atmosfer ini disebut juga lapisan troposfir. Batas lapisan ini dengan lapisan di atasnya dimana terjadi kenaikan temperatur di lapisan di atasnya disebut daerah batas tropopause. Lapisan tropopause ini bervariasi dan paling tinggi terdapat di daerah ekuator karena temperatur di permukaan tanah di wilayah ini sangat tinggi. Biasanya ketinggian lapisan ini berkisar antara 14 hingga 18 km dari muka laut. Pada daerah lapisan bawah atmosfer, tropopause adalah lapisan dengan temperatur udara paling rendah. Dengan sifat seperti digambarkan di atas, pada lapisan troposfir maka secara normal udara di lapisan bawah akan cenderung bergerak ke atas berdasarkan prinsip udara hangat akan mengembang karena ringan dan udara dingin akan turun karena berat (Iribarne & Godson, 1973).

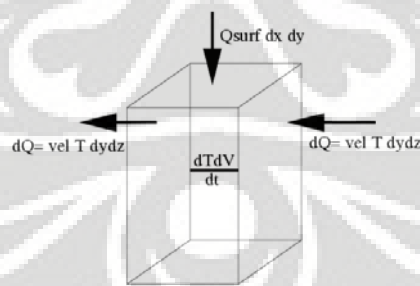
Secara alamiah maka atmosfer di muka bumi akan cenderung bersifat instabil dimana udara di bawah akan bergerak ke atas. Peristiwa pergerakan secara vertikal masa udara tersebut dikenal dengan istilah konveksi. Tanpa dibantu oleh sebab lainnya maka pergerakan vertikal masa udara jauh lebih sedikit daripada aliran udara horisontal atau peristiwa adveksi. Pada waktu musim hujan tambahan suplai uap air memberikan tambahan daya apung di atmosfer akibat tambahan masa yang lebih mendorong ke atas. Masa uap air akan bergerak terus ke atas mencari titik stabilitas hingga mencapai daerah atau level dimana terjadi kondensasi atau uap air berubah menjadi butir yang lebih

besar seperti butiran awan. Pada saat tersebut, aktivitas konveksi mencapai puncaknya. Rangkaian peristiwa tersebut ditambah dengan suplai angin yang lebih memberikan suplai udara basah ke titik-titik perkumpulan awan. Besarnya energi apung di atmosfer tiap lapisan dapat dihitung dari berbagai faktor di atas seperti temperatur per lapisan dan kandungan uap air per lapisan. Perhitungan energi apung biasanya dilakukan dengan pengukuran nilai tersebut per lapisan memakai alat observasi seperti radio sonde.

Pada waktu musim kemarau udara cenderung lebih stabil karena berbagai faktor di atas tidak terjadi. Angin yang kencang pada lapisan atas cenderung memecah lapisan instabilitas atmosfer sehingga seringkali ditemukan lapisan *isotherm* yaitu lapisan dimana temperatur tidak berubah terhadap ketinggian atau lapisan inversi dimana temperatur malah bertambah terhadap ketinggian. Kedua jenis lapisan tersebut akan membuat udara cenderung stabil. Hal ini biasanya ditambah dengan kurangnya suplai uap air dari permukaan karena temperatur muka laut yang cenderung lebih dingin di musim kemarau (JR Mather, 1974). Dinginnya temperatur muka laut diakibatkan pada musim kemarau titik kulminasi matahari tidak berada di wilayah Indonesia melainkan jauh di sebelah utara sehingga tingkat radiasi matahari yang diterima di wilayah maritim Indonesia berkurang.

Proses yang terjadi di laut tidak sama dengan yang terjadi di atmosfer. Peristiwa konveksi jauh lebih jarang terjadi dan sebagian besar aliran terjadi karena aliran horizontal. Hal ini disebabkan karena stratifikasi di laut lebih stabil dibandingkan di atmosfer. Masa udara di atmosfer juga lebih *bouyant* (memiliki daya apung tinggi) dibandingkan masa air laut. Oleh karena itu, di laut proses adveksi memberikan dampak yang lebih kuat dari pada konveksi. Hal ini dapat

dilihat apabila kita membuat hubungan antara perubahan temperatur muka laut yang disebabkan oleh aliran arus air. Aliran arus laut akan membawa perubahan temperatur kolom udara yang dilewatinya. Hal ini karena proses adveksi arus laut membawa temperatur baru yang bercampur pada daerah yang dilaluinya. Setelah terjadi perubahan temperatur laut di kolom air tersebut, maka akan segera merubah temperatur di permukaan laut. Dengan pergantian temperatur muka laut akibat aliran konveksi maka akan terjadi dinamika di lautan. Aliran arus laut dari peristiwa adveksi sendiri diakibatkan oleh tekanan angin permukaan yang mendorong aliran horizontal atau adveksi tersebut. Hasil simulasi model untuk wilayah Maluku Utara menunjukkan adanya perbedaan waktu sekitar 3 bulan antara aliran adveksi dan perubahan temperatur pada kolom air yang dilewatinya. Dari perubahan temperatur pada kolom air, terdapat perbedaan 0.5-1 bulan untuk merubah temperatur permukaan laut. Hasil dari simulasi model untuk wilayah Maluku Utara tersebut menunjukkan adanya pengaruh dari pola monsoonal yang diartikan adanya perubahan *flux* dalam lag waktu 3 bulan akibat fluktuasi sinusoidal (Aldrian, 2007).



Gambar 2.2. Ilustrasi perpindahan masa dan temperatur kolom air laut (sumber Aldrian, 2007)

Secara umum terdapat 2 (dua) gaya yang berperan dalam pergerakan arus di laut, yakni gaya primer dan sekunder. Gaya primer berperan dalam menggerakkan dan menentukan kecepatan arus, gaya primer ini antara lain adalah tekanan angin, ekspansi thermal, dan kontraksi dari air. Gaya sekunder

mempengaruhi arah gerakan dan kondisi aliran arus. Gaya-gaya sekunder antara lain adalah gaya coriolis, gravitasi, gesekan dan bentuk basin laut.

Tekanan angin yang bekerja di permukaan laut akan mendorong massa air di permukaan membentuk arus permukaan. Sirkulasi arus permukaan mengikuti pola perubahan angin permukaan. Ekspansi thermal dan kontraksi air dapat terjadi di daerah tropis dan lintang menengah. Pemanasan yang jauh lebih besar di daerah tropis akan membuat massa air di daerah tersebut mengalami ekspansi thermal yang lebih besar, mengakibatkan permukaan laut menjadi naik, sementara di lintang menengah dan tinggi efek pendinginan membuat massa air berkontraksi (densitasnya membesar). Akibat dari proses ekspansi thermal dan kontraksi air di antara daerah tropis dan lintang menengah dan tinggi akan menyebabkan slope muka air yang menurun ke arah lintang tinggi. Perbedaan tinggi muka air di daerah tropis sekitar beberapa sentimeter lebih tinggi dari pada muka air di lintang tinggi memberikan pengaruh terhadap sirkulasi arus permukaan (Evelyn et al, 2001).

Perbedaan densitas dalam arah horizontal akan menimbulkan perbedaan tekanan. Perbedaan densitas di antara lapisan-lapisan air dapat menimbulkan arus bawah permukaan yang dikenal sebagai sirkulasi *thermohaline*. Variasi densitas air laut dipengaruhi oleh temperatur, salinitas dan tekanan. Gaya coriolis timbul akibat pengaruh rotasi bumi. Gaya coriolis berperan di dalam membelokkan arah arus yakni di belahan bumi utara (BBU) coriolis membelokkan arus ke arah kanan, sedangkan di belahan bumi selatan (BBS) coriolis membelokkan arus ke arah kiri.

Gravitasi bumi berperan dalam menggerakkan massa air bila terjadi *slope* muka air dan perbedaan densitas antara lapisan air. Pergerakan massa air akan

mengalami gesekan yang berperan dalam memperlambat gerakan arus dan akan memperkecil kecepatan arus. 10% dari air laut dunia bergerak secara horizontal di lapisan permukaan (0–400 m), di lapisan permukaan ini gerakan arus di timbulkan oleh gaya angin, ekspansi thermal dan kontraksi air. Sedangkan 90% dari air laut dunia bergerak di dalam dan di bawah lapisan *pynocline*, gerakan arus bawah permukaan ini digerakkan oleh gravitasi akibat perbedaan densitas di antara lapisan air, yang membuat sirkulasi *thermohaline*.

Arus Permukaan berperan dalam mentransfer panas dari daerah tropis ke lintang menengah dan tinggi, mendistribusikan zat hara dan organisme laut serta berguna untuk transportasi laut. Arus permukaan mempengaruhi iklim dan cuaca. Arus juga dapat terbentuk akibat pengaruh gaya tarik bumi dengan matahari dan bulan yang dikenal dengan arus pasang surut (arus pasut). Sistem angin pasat timur merupakan penyebab utama timbulnya sistem arus equator yang terdiri arus equator utara dan arus equator selatan yang bergerak ke arah barat, dan arus balik equator yang bergerak ke arah timur.

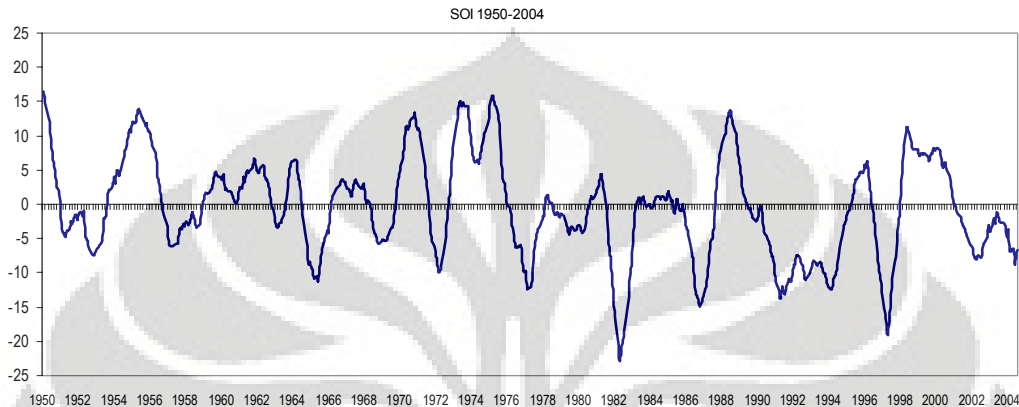
II.2. *El-Niño Southern Oscillation*

Secara singkat kejadian *El-Niño* dapat diuraikan sebagai berikut, pada tahun normal arus permukaan di ekuator Pasifik Selatan mengalir dari timur ke barat. Hal ini mengakibatkan elevasi muka air laut di bagian barat Pasifik Selatan lebih tinggi dan temperatur muka laut di bagian ini lebih tinggi jika dibandingkan dengan bagian timurnya. Adanya perubahan temperatur muka laut di bagian timur dan/atau melemahnya angin pasat menyebabkan perubahan arah arus equator di Pasifik Selatan yang semula ke arah barat menjadi mengalir ke timur. Perubahan arah arus ini menyebabkan makin tingginya temperatur muka laut di bagian timur Pasifik Selatan. Makin kontrasnya gradien temperatur antara timur-

barat ini membangkitkan angin baratan yang bertiup dari barat Pasifik ke bagian timurnya. Bertiupnya angin baratan ini menambah kuatnya perbedaan temperatur atau makin meningkatnya temperatur di bagian timur Pasifik Selatan. Sirkulasi angin, dan arus lautan seperti tersebut terjadi pada tahun *El-Niño*. Melemahnya angin pasat tenggara dan angin pasat timur laut diduga terletak di perairan Indonesia karena di atas perairan Indonesia pada saat kondisi normal merupakan titik simpul antara sirkulasi *Walker* dan sirkulasi *Hadley*. Sirkulasi *Walker* dan *Hadley* ini yang mengatur salah satu bagian sistem iklim global di bumi. Pada saat terjadi *El-Niño* titik simpul itu bergerak ke arah timur sepanjang equatorial Samudera Pasifik selaras dengan melemahnya angin pasat tenggara dan angin pasat timur laut sehingga mempengaruhi perubahan iklim global (Philander, 1989).

Kata “Osilasi Selatan” diberikan oleh Sir Gilbert Walker pada tahun 1923. Walker mencatat bahwa terdapat tekanan udara rendah di Samudera Hindia dari Afrika sampai Australia. Untuk menyatakan tekanan di Samudera Pasifik digunakan stasiun Tahiti, sedangkan untuk Samudera Hindia dipakai stasiun Darwin. Bila di Tahiti tekanan udaranya tinggi, maka di Darwin tekanan udaranya rendah, dan sebaliknya. Pola ini disebut Osilasi Selatan. Pola tersebut menyerupai pola jungkat-jungkit yang posisi kedua ujungnya selalu berlawanan dimana bila posisi dari salah satu ujungnya tinggi maka posisi ujung yang lainnya akan rendah dan sebaliknya. Osilasi Selatan yang merupakan pola jungkat-jungkit dari perbedaan tekanan udara permukaan di Samudera Pasifik dan Samudera Hindia yang memotong Samudera Pasifik dinyatakan dalam suatu indeks yang disebut *South Oscillation Index* (SOI). Hubungan antara SOI, *El-Niño* dan *La-Niña*, dapat dilihat pada Gambar 2.3, dari grafik tersebut dapat ditemukan hubungan bahwa *La-Niña* diindikasikan terjadi bilamana $SOI > +5$

dan *El-Niño* diindikasikan terjadi bilamana $SOI < -5$. Bila ditarik lebih ke belakang, pada periode 1880-1995 teridentifikasi bahwa *La-Niña* terjadi sebanyak 24 kali dan *El-Niño* sebanyak 29 kali dan biasanya terjadi pada bulan Juni-September.

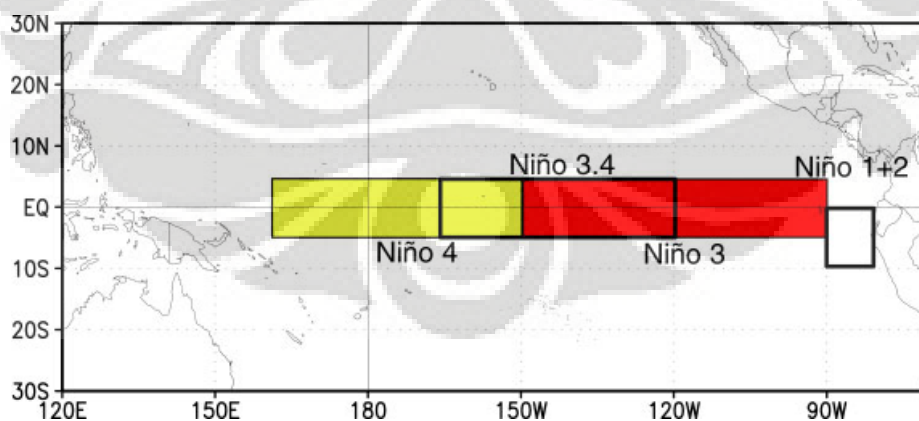


Gambar 2.3 *Time series* SOI (*smoothing* 12 bulan), episode *El-Niño* terjadi pada SOI negatif ekstrem dan episode *La-Niña* terjadi pada SOI positif ekstrem (1950-2004), (sumber <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml>).

Selain menggunakan SOI, fluktuasi atau osilasi dari ENSO yang terdiri dari tiga kondisi (normal, *El-Niño* dan *La-Niña*) juga dapat dideteksi dari nilai temperatur muka laut pada daerah acuan ENSO yang dikenal sebagai daerah *Niño1+2*, *Niño3*, *Niño3.4* dan *Niño4*. Daerah tersebut tersebar dari yang paling timur (*Niño1*) hingga mendekati daerah *Warmpool* di sebelah utara Papua Nugini (*Niño4*). Apabila anomali temperatur muka laut di daerah *Niño* tersebut bersifat positif atau lebih hangat melebihi 1°C dari normalnya maka akan terjadi *El-Niño*, sedangkan peristiwa sebaliknya disebut dengan *La-Niña*. Peristiwa *El-Niño* merupakan peristiwa yang terjadi di atmosfer dan laut. Pemicu dari *El-Niño* ini hingga saat ini belum diidentifikasi secara pasti. Pada fase awal *El-Niño* akan terjadi tiupan angin ke timur yang dikenal dengan *easterly wind burst* dan pergeseran *warmpool* ke timur sehingga terjadi perubahan pola arus laut dan

angin (Henry F.D. & V. Markgraf, 2000). *El-Niño* banyak membawa dampak terhadap iklim dan laut di wilayah Indonesia terutama di Indonesia bagian timur. Perpindahan *warm pool* ke sebelah timur Samudera Pasifik akan berakibat pada arus yang masuk ke perairan Indonesia bagian timur adalah arus dingin. Aliran arus dingin ini membawa konsekuensi berkurangnya evaporasi dan sekaligus berkurangnya curah hujan.

Periode *El-Niño* tercatat terjadi pada tahun 1951, 1953, 1957-1958, 1965, 1969, 1972-1973, 1976, 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1994 dan 1997. Pada kondisi *El-Niño* ekstrem seperti kasus tahun 1997, perubahan yang terjadi membawa akibat kemarau panjang dan resiko kebakaran hutan tinggi karena keringnya udara. Salah satu peluang dari masuknya arus dingin selama gejala *El-Niño* ini adalah naiknya ikan laut dalam ke atas permukaan laut karena temperatur di lapisan atasnya mendukung lingkungan hidup mereka (peristiwa *upwelling*). Ikan tuna sebagai contoh ikan laut dalam yang ternyata lebih mudah ditangkap pada periode *El-Niño* yang dikarenakan lebih dinginnya laut di wilayah Indonesia bagian timur.



Gambar 2.4 Pembagian daerah acuan ENSO di Samudera Pasifik (sumber: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>)

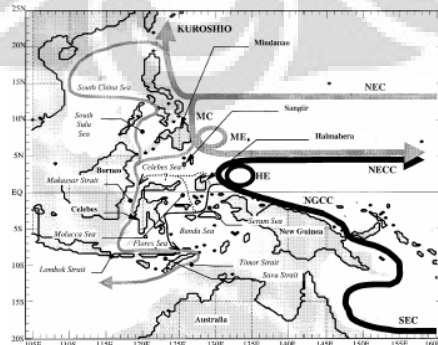
Episode *El-Niño* mulai terasa pada bulan April dan berkembang hingga mencapai puncaknya pada bulan Agustus dan September. Setelah itu dampak dari *El-Niño* tersebut akan menghilang pada akhir tahun. Karena dampak dari ENSO sangat terasa pada saat Indonesia mengalami musim kemarau, maka dari gejala alam diatas, yaitu *El-Niño* dan *La-Niña*, kasus *El-Niño* akan memberikan dampak yang lebih merusak. Hal ini dikarenakan sifat dari *El-Niño* yang akan memberikan kekeringan yang lebih pada saat kita mengalami musim yang telah kering. Sedangkan pada kasus tahun *La-Niña*, kekeringan di musim kemarau akan berkurang dengan kejadian sebaliknya dari *El-Niño*. Dampak ENSO tidak terasa pada puncak musim hujan karena sistim *monsoon* dan arus laut menghambat pengaruh tersebut. Besarnya dampak *El-Niño* pada musim kemarau dan menghilangnya dampak tersebut pada musim hujan lebih disebabkan oleh sirkulasi laut wilayah Indonesia. Pada pertengahan musim kemarau, arus laut akan mengalirkan masa laut dari wilayah *warm pool* ke wilayah timur Indonesia. Pada saat *El-Niño*, sirkulasi arus laut ini membawa masa air dingin yang menghambat hujan ke wilayah Indonesia. Pada paruh setengah tahun berikutnya, sirkulasi arus laut akan membawa masa air dari wilayah Indonesia keluar menuju *warm pool* dan menghambat dampak ENSO bagi wilayah Indonesia (Aldrian, 2007).

II.3. Arus Lintas Indonesia

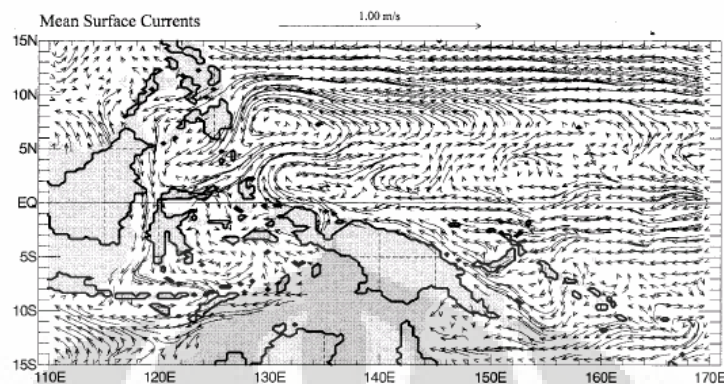
Arus lintas Indonesia (Arlindo) adalah arus utama yang menghubungkan Samudera Pasifik dan Samudera Hindia dan mengalir dari bagian laut di kawasan timur kepulauan Indonesia. Sifat-sifat fisis dan kimiawi kedua Samudera ini sangat dipengaruhi oleh karakteristik Arlindo (Piola & Gordon, 1984). Arlindo memiliki struktur geografi yang khas, dimana terdapat banyak

pulau besar dan kecil membagi wilayah perairan menjadi laut-laut yang berbeda satu dengan lainnya, dikoneksikan oleh banyak lintasan dan terusan, ditambah dengan struktur *bathymetri* yang dikarakteristikan dengan adanya palung yang dalam, basin laut dan tak terhitung kepulauan karang membentuk dinamika dan pergerakan massa air yang kompleks di kawasan tersebut.

Skema arus permukaan yang melintasi Arlindo (Morey, et al., 1999) dideskripsikan sebagai berikut, air dari Pasifik masuk ke perairan Indonesia di lapisan dekat permukaan mulailah dari *New Guinea Coastal Current* (NGCC) yang bertemu dengan *Mindanao Current* (MC), begitu pula lintasan sebelah selatan laut Sulu masuk dari Laut Cina (gambar 2.5). NGCC berbelok arah (*retroreflects*) disekitar *Halmahera Eddy* (HE) ke arah timur mengalir bersama *North Equatorial Counter Current* (NECC). *North Equatorial Current* (NEC) bercabang di timur Filipina, dengan cabang ke arah utara menuju Kuroshio dan yang ke arah selatan menjadi MC. Bagian air yang mengalir ke selatan berbelok arah di sekitar *Mindanao Eddy* (ME) dan menjadi NECC, sisanya masuk ke Laut Sulawesi hingga sampai di Samudera Hindia. Terdapat infiltrasi dari air *South Pacific* (SP) masuk ke Indonesia melalui Selat Halmahera. Sebagian besar air Arlindo ke Samudera Hindia melalui Selat Timor, dengan transport yang kecil melalui Laut Sawu dan Selat Lombok.



Gambar 2.5. Skema arus permukaan (sumber: Morey et al., 1999)



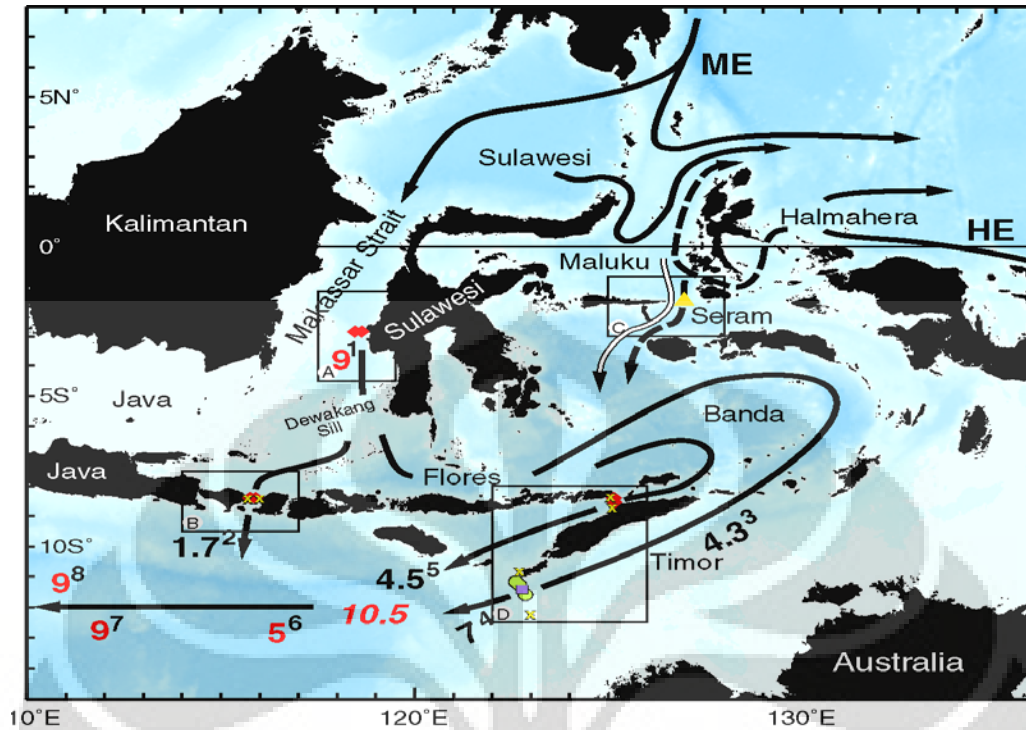
Gambar 2.6. Vektor Arus permukaan rata-rata tahunan
(sumber: Morey et al., 1999)

Secara umum perairan Indonesia merupakan jalur lintasan di kawasan lintang rendah yang mentransfer panas, salinitas rendah dari Samudera Pasifik ke Samudera Hindia. Arlindo berperan penting dalam rantai sirkulasi *thermohaline* dan fenomena iklim global (Gordon, 2001), panas dan air tawar yang dibawa oleh Arlindo akan sangat berpengaruh pada neraca (*budget*) basin di kedua Samudera tersebut (Bryden & Imawaki, 2001). Di dalam kawasan internal Laut Indonesia, observasi dan model menunjukkan bahwa sumber utama Arlindo adalah *North Pacific Thermocline Water* yang mengalir melalui Selat Makassar, kontribusi tambahan Arlindo dari *Lower Thermocline water* dan *deep water masses* yang berasal dari *South Pacific*, melalui rute bagian timur Laut Maluku dan Halmahera, dengan air yang lebih berat mengalir melalui terusan Lifamatola. Arlindo keluar ke bagian timur Samudera Hindia melalui lintasan utama sepanjang rangkaian busur kepulauan Sunda.

Observasi gabungan 5 negara, yakni Amerika Serikat, Australia, Prancis, Belanda dan Indonesia telah menghasilkan skema jalur lintasan Arlindo sebagaimana yang dapat dilihat dalam Gambar 2.7. Garis panah tebal

merepresentasikan *North Pacific Thermocline water*, panah putus-putus merepresentasikan *South Pacific Lower Water*. Transport dalam Sv ($10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) diberikan dalam warna merah. 10.5 Sv dalam huruf *italics* adalah penjumlahan dari aliran melalui terusan busur Sunda. *Supercrrips* merujuk pada referensi sumber.

1. Transpor Selat Makassar tahun 1997 (Gordon et al., 1999);
2. Selat Lombok dari Januari 1985 hingga Januari 1986 (Murray & Arief, 1988; Muray et al., 1989);
3. Terusan Timor (antara Timor dan Australia) diukur dari Maret 1992 hingga April 1993 (Molcard et al., 1996);
4. Terusan Timor Oktober 1987 dan Maret 1988 (Creewell et al., 1993);
5. Selat Ombai (utara Timor, antara Timor dan Pulau Alor) dari Desember 1995 hingga Desember 1996 (Molcard et al., 2001);
6. Antara Jawa dan Australia dengan menggunakan data XBT dari tahun 1983 hingga 1989 (Meyers et al., 1997; Meyers, 1996);
8. Panah putih merepresentasikan kelimpahan air yang lebih berat dari Pasifik melintasi terusan Limatofola menuju Laut Banda dengan transport berkisar 1 Sv (Van Aken, 1988).



Gambar 2.7. Skema jalur lintasan Arlindo (sumber: Gordon, 2001)

Jalur utama lintasan Arlindo yang mengalir dari Samudera Pasifik ke Samudera Hindia dengan cabang utama melewati Selat Makassar, berbelok ke timur melewati Laut Flores dan Laut Banda. Di bagian tenggara Laut Banda arus berbelok ke selatan dan ke barat daya, memasuki Selat Timor dan terus ke Samudera Hindia. Walaupun terdapat beberapa referensi tentang arus lintas antar Samudera, seperti disebutkan di atas, namun berdasarkan hasil panel lintas negara tentang perubahan iklim global atau *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007), dinyatakan bahwa masih sangat sedikit informasi mengenai *trend* jangka panjang transport dan karakteristik arus lintas.

II.4. Model Iklim dan Model Laut Global MPIOM

Dalam dunia ilmu pengetahuan terdapat tiga sumber acuan informasi yaitu dari data hasil pengamatan instrumen, hasil kajian teoritis dan data hasil model. Yang paling bernilai dari ketiga sumber tersebut adalah hasil observasi

instrumen pengamatan, karena semua analisa ilmiah akan dikembalikan kepada acuan tersebut. Akan tetapi pengamatan dengan peralatan instrumentasi apapun memiliki keterbatasan dari resolusi fisis alat dan tutupan spasial serta temporal. Selain itu keusangan alat akibat terlalu lama dipakai seringkali jarang dikalibrasi dan faktor tersebut meyumbang kesalahan yang tidak kecil. Hasil pengamatan tersebut biasanya ditumpahkan dalam hubungan teoritis dalam bentuk formula. Kelemahan formula tersebut biasanya bekerja pada asumsi dan keterbatasan teoritis akibat penyederhanaan yang dilakukan. Asumsi dan penyederhanaan tersebut tidak dapat dihindari pada jenis model apapun termasuk pada model iklim.

Semua model iklim bekerja pada sistim grid tertentu. Banyak terdapat sistim grid dan pemilihannya berdasarkan kebutuhan dan berbagai kriteria lainnya. Pembagian grid yang paling sederhana dan umum adalah kotak kota seperti papan catur. Akan tetapi pemilihan sistim grid ini hanya baik untuk daerah tropis. Untuk daerah kutub, misalnya, pemilihan tetap seperti kotak papan catur yang direpresentasikan dalam koordinat cartesian bujur dan lintang bumi. Sehingga dalam perhitungan bujur dan lintang terlihat tidak kotak-kotak. Selain itu daerah kutub juga bermasalah karena bersebrangan dengan berbagai belahan bumi (barat dan timur) dan terkadang memotong garis penanggalan. Diperlukan perhitungan tambahan untuk mengkoreksi berbagai reinterpretasi tersebut. Sistem grid terbaru yaitu sistim grid kurvalinier. Dengan sistem ini sebuah model dapat memiliki kutub dimana saja yang diinginkan. Keuntungan dengan sistim grid ini model dapat memiliki daerah yang lebih detail pada wilayah tertentu tanpa mengabaikan aspek dinamika global. Aspek perbedaan grid merupakan perhatian utama pada pemodelan iklim, dimana dibutuhkan metoda agar antara model iklim dapat berkomunikasi pada grid yang berbeda.

Dalam mengaplikasikan teori-teori fisika dan dinamika kedalam model perlu dilakukan pendekatan dengan berbagai parameterisasi seperti proses pembentukan awan yang merupakan media sentral transfer energi dan masa udara serta proses turbulensi dan berbagai gelombang. Pada model iklim laut juga proses *turbulensi* atau *mixing* serta gelombang laut akibat angin adalah faktor penting untuk di parameterisasi. Pada model laut yang berdiri sendiri, proses *flux* uap air dan energi antara atmosfer dan laut juga memegang peranan penting sehingga perlu diparameterisasi dengan benar karena akan mempengaruhi nilai SST dan besarnya *mixing* di lapisan permukaan.

Data untuk model iklim tergantung pada modus peruntukan modelnya. Ada dua modus pengoperasian model yaitu modus iklim dan modus *forecasting* atau peramalan. Modus iklim mengacu pada pengkajian cuaca atau iklim yang sudah berlalu, sedangkan modus ramalan untuk cuaca mendatang. Model iklim regional dapat dipakai untuk kedua modus tersebut, karena fungsi dari model iklim regional adalah sebagai alat kaca pembesar kondisi iklim global. Hasil dari model iklim global biasanya diberikan sebagai input untuk model iklim regional dimana dinamika proses yang terjadi kembali dihitung dalam skala regional. Sedangkan untuk model global dapat juga dipakai untuk modus iklim tetapi untuk modus *forecast* memiliki keterbatasan. Untuk modus *forecast* dibutuhkan kedua model iklim laut dan atmosfer yang dijalankan sekaligus dimana terjadi *feedback* antara keduanya. Masing-masing model tersebut tidak dapat jalan sendiri-sendiri untuk modus ramalan karena masing masing saling membutuhkan untuk data di permukaan laut. Untuk modus ramalan hanya membutuhkan data awal atau inisial dan model akan berjalan dengan sendirinya setelah itu. Untuk data awal biasanya dipakai data kondisi terakhir saat ini. Untuk model non ramalan dan non global, data dipenuhi dengan kebutuhan di daerah batas. Untuk model

atmosfir global biasanya membutuhkan data SST, sedangkan untuk model laut global membutuhkan data atmosfer di permukaan laut. Sedangkan untuk model iklim regional baik model laut maupun atmosfer membutuhkan juga data di daerah batas domain di laut atau di atmosfer pada masing masing lapisan. Untuk keperluan pemodelan atmosfer data tersebut biasanya didapat dari hasil reanalisa cuaca terdahulu. Selain data tersebut yang bersifat dinamis, diperlukan juga data statis permukaan seperti data orografi dan tutupan lahan.

Dari jenis dinamika peralisan model atmosfer dan model laut dibedakan menjadi model hidrostatis dan model non hidrostatis. Model hidrostatis mengacu pada perubahan minimal antar lapisan sehingga diasumsikan tidak terjadi proses perpindahan masa secara vertikal dan aliran masa udara bersifat laminar mengikuti orografi bumi. Konsep hidrostatis ini bersifat sangat idealis dan membantu perhitungan untuk tidak terlalu rumit, tetapi kekurangan utama adalah konsep ini menafikan bentuk orografi bumi yang curam. Dengan konsep non hidrostatis, model dapat bekerja dengan orografi yang curam dan biasanya bagus dipakai untuk model resolusi tinggi yang sangat memperhatikan aspek lokal. Model iklim global dan regional biasanya bersifat hidrostatis, sedangkan model yang sangat lokal bersifat non hidrostatis, contohnya adalah model proses permukaan untuk model iklim bagi pertanian dan perkotaan.

Sebagai dasar utama model iklim laut adalah proses dinamika laut dimana persamaan gerak adalah fokus utamanya. Permasalahan konveksi daerah turbulensi batas seperti di atmosfer juga dikenal di model laut. Persamaan fisis dari lapisan *mixing* tempat utama turbulensi dan konveksi sangat kompleks sehingga banyak pendekatan yang telah diupayakan. Proses konveksi lebih berhubungan dengan perpindahan masa dan energi secara vertikal, sedangkan

proses serupa dalam skala horisontal dikenal dengan proses adveksi. Parameter input utama bagi daerah lapisan atas adalah *flux* air dan energi dari atmosfer serta aliran air dari daratan. Perbedaan utama model laut dan atmosfer adalah skala waktu gerak yang lebih cepat untuk atmosfer. Parameter utama dalam dinamika laut adalah profil salinitas dan temperatur. Sehingga proses dinamika laut sering disebut sebagai *thermohaline circulation*. Sedangkan parameter utama untuk muka laut adalah temperatur dan tinggi muka laut.

Sama halnya dengan atmosfer, laut juga memiliki daerah batas. Perbedaan utamanya adalah batas laut yang terdiri dari batas atas (muka laut), batas daerah domain dan batas dasar laut. Yang terakhir adalah perbedaan utama antara laut dan atmosfer dimana atmosfer sering dianggap tidak memiliki batas atas. Batas bawah laut sangat penting untuk mengetahui arah aliran masa air laut sehingga berperan penting pada proses konveksi dan adveksi yang akhirnya mempengaruhi profil salinitas dan temperatur. Batas lapis dasar laut juga penting bagi proses sedimentasi daerah pesisir. Karena daerah batas dasar laut sudah bersifat statis dengan data topologi laut, maka input utama model laut ada di permukaan laut. Untuk model laut regional membutuhkan juga parameter di daerah batas domain. Untuk hal ini biasanya model laut mendapatkan data daerah domain dari rata-rata klimatologi lautan. Data klimatologi didapat dari data rata-rata iklim 30 tahunan dan data yang sering dipakai saat ini adalah koleksi Levitus. Untuk atmosfer data daerah batas domain didapat dari data observasi harian terutama data satelit, sedangkan di bawah laut, data serupa tidak ada sehingga hal ini adalah salah satu masalah utama untuk model laut. Model laut global mendapatkan informasi permukaan dari reanalisa atmosfer permukaan atau dari keluaran model atmosfer global. Parameter laut permukaan yang dibutuhkan oleh model laut adalah tekanan permukaan, temperatur

permukaan yang biasa diwakili oleh temperatur 2 m, angin permukaan, stress angin permukaan, tutupan awan, radiasi matahari di permukaan dan curah hujan permukaan.

Salah satu model iklim laut hidrostatik yang banyak diaplikasikan adalah model sirkulasi laut global (*Ocean General Circulation Model/OGCM*) yang dibangun oleh *Max-Planck-Institute ocean model* (MPIOM1) (Marstrand et al., 2003). MPIOM merupakan turunan dari *Hamburg Ocean Primitive Oceanic Equation* (HOPE) model (Woff et al., 1997) dengan pengembangan utama berupa transisi dari sistem *E-grid* ke suatu sistem C-grid Arakawa kurvalinier ortogonal (Arakawa & Lamb., 1977) untuk diskritisasi horizontalnya. Pengembangan ini terletak pada penempatan *pole* (kutub) yang dapat digeser pada sistem koordinat sferikal ortogonal bipolar. Sedangkan untuk diskritisasi vertikal menggunakan sistem koordinat z. Terdapat dua *featur* dari C-grid yang memiliki keuntungan dibandingkan *E-grid*. Pertama, *C-grid* secara komputasional lebih efisien dibandingkan *E-grid*, dimana resolusi horizontal lebih tinggi dapat dicapai dengan jumlah grid poin yang sama. Yang kedua, *E-grid* memerlukan tambahan difusi numeric horizontal untuk mencegah kecenderungan dua subgrid menyimpang satu sama lain.

MPIOM adalah model sirkulasi laut global dengan basis persamaan primitif (level z, dan permukaan bebas) dengan asumsi *Boussinesq* dan *inkompresibilitas*, yang diformulasikan pada *C-grid* Arakawa kurvalinier ortogonal. Persamaan kesetimbangan momentum horizontal untuk fluida *Boussinesq* hidrostatik pada suatu bidang rotasi sebagai berikut:

$$\frac{d\vec{v}_0}{dt} + f(\vec{k}x\vec{v}_0) = -\frac{1}{\rho_w} [\vec{\nabla}_H (p + \rho_w g \zeta)] + \vec{F}_H + \vec{F}_V \quad (2.1),$$

dengan :

$\vec{v}_0 = (u_0, v_0)$ = vektor kecepatan horizontal laut pada koordinat ortogonal

t = waktu

f = parameter Coriolis

\vec{k} = vektor unit normal terhadap pusat bumi

ρ_w = densitas referensi konstan

$\vec{\nabla}_H$ = operator gradien horisontal

p = tekanan internal

g = percepatan yang disebabkan oleh gravitas

ζ = elevasi permukaan laut

\vec{F}_H = parameterisasi viskositas *eddy* horisontal

\vec{F}_V = parameterisasi viskositas *eddy* vertikal

Temperatur potensial θ dan salinitas S mengikuti persamaan-persamaan adveksi-difusi:

$$\frac{d\theta}{dt} = \vec{\nabla}_H \cdot (\mathbf{K} \vec{\nabla}_H \theta) \quad (2.2),$$

$$\frac{dS}{dt} = \vec{\nabla}_H \cdot (\mathbf{K} \vec{\nabla}_H S) \quad (2.3),$$

dengan tensor \mathbf{K} merupakan parameterisasi skala subgrid dari difusi horisontal atau isoneutral dan difusi vertikal atau dianetral. Penggunaan parameterisasi skala subgrid ini diharuskan karena resolusi horisontal dan vertikal OGCM yang kasar. Salah satu parameterisasi skala subgrid yang diterapkan adalah viskositas horisontal dan vertikal. Viskositas *eddy* horisontal diparametersasi menggunakan rumusan biharmonik skala tak bebas:

$$\vec{F}_H = -\vec{\nabla}_H \cdot (\mathbf{B}_H \vec{\nabla}_H \Delta_H \vec{v}_0) \quad (2.4),$$

dengan:

\mathbf{B}_H = koefisien yang proporsional pada jarak
grid pangkat empat

Sedangkan viskositas *eddy* vertikal diparameterisasi dengan:

$$\vec{F}_V = \frac{\partial}{\partial z} \left(A_V \frac{\partial}{\partial z} \vec{v}_0 \right) \quad (2.5),$$

dengan:

A_V = koefisien *eddy*,

yang secara parsial dikurangi terhadap nilai langkah waktu sebelumnya dengan menggunakan filter waktu untuk menghindari osilasi $2\Delta t$. Parameterisasi lain yang diterapkan pada model laut adalah radiasi gelombang panjang netto berdasarkan formula *Bulk*, dengan n tutupan awan yang digunakan sebagai data masukan yang ditentukan. Sementara faktor perawanan χ merupakan fungsi dari lintang.

$$\chi = 0.5 + 0.4(\min(|\phi|, 60^\circ)) / 90^\circ \quad (2.6).$$

BAB III

METODE PENELITIAN

III.1. Data dan Peralatan

Pemodelan iklim seringkali terbentur oleh ketersediaan data pengamatan, sehingga model iklim lebih banyak bekerja dengan data yang terinterpolasi. Saat ini data pengamatan harian dari seluruh penjuru dunia dikumpulkan secara elektronik untuk kepentingan pemodelan iklim. Terdapat dua pemakai utama dari data tersebut yaitu dari *European Centre for Medium Weather Forecast* (ECMWF) yaitu konsorsium Eropa untuk masalah cuaca dan iklim, dan *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP)/NCAR yaitu dari Amerika Serikat. Selain kedua pemakai utama tersebut Jepang, Australia dan Kanada juga mengadakan pemodelan iklim mereka sendiri. Data observasi meteorologi pada umumnya bersifat terbuka dan boleh dipakai oleh siapa saja untuk kepentingan khalayak umum.

Penelitian mengenai model iklim laut pada jalur Arlindo ini menggunakan data masukan (*surface forcing field*) dari *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) *Re-Analysis* (NRA) (Kalnay et al., 1996), pada resolusi horizontal T62, ekuivalen dengan 2.5° di daerah tropis, dari tahun 1948 hingga 1973 (*spin up period*) dan tahun 1974 hingga 2002 (*scenario run period*). Data masukan ini telah diinterpolasi ke model geometri. Data reanalisis tersebut memuat beberapa parameter permukaan laut seperti:

- Kecepatan angin 10 meter (10 m *wind velocity*)
- Tekanan angin (*wind stress*)
- Temperatur udara 2 meter

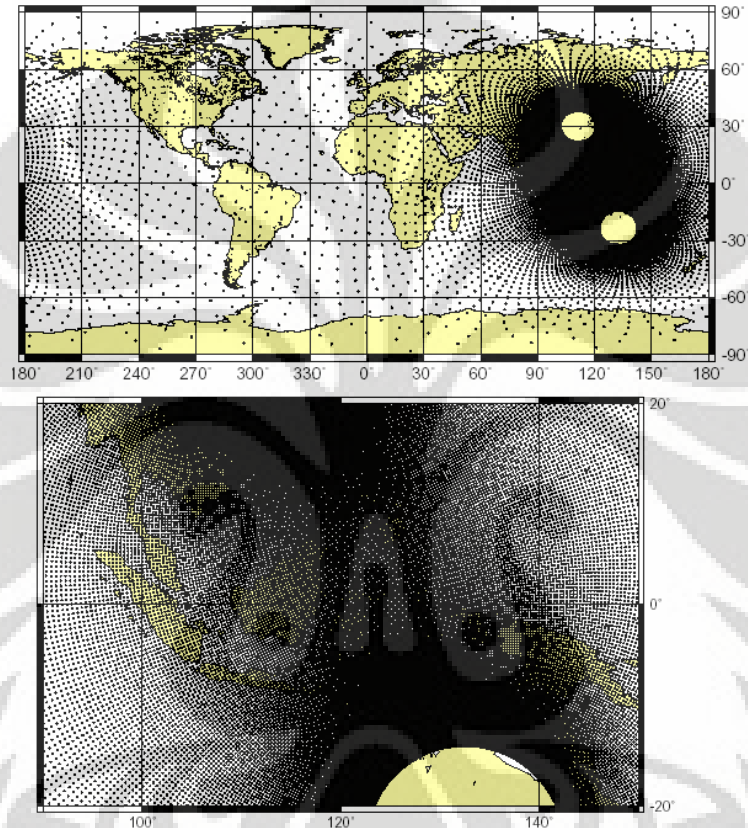
- Tekanan permukaan (*surface pressure*)
- Total curah hujan (*total precipitation*)
- Total tutupan awan (*total cloud cover*)
- Total radiasi matahari (*total solar radiation*)

Peralatan utama yang digunakan untuk pemrosesan data antara lain adalah *Personal computer* dengan *Linux Operating System* dan software *The Max-Planck Institute Ocean Model* (MPIOM1). *Personal computer* yang digunakan untuk menjalankan MPIOM memiliki spesifikasi: *Pentium IV, Processor 3.2 GHz, Memori 1 GB, dan Harddisk 120 GB.*

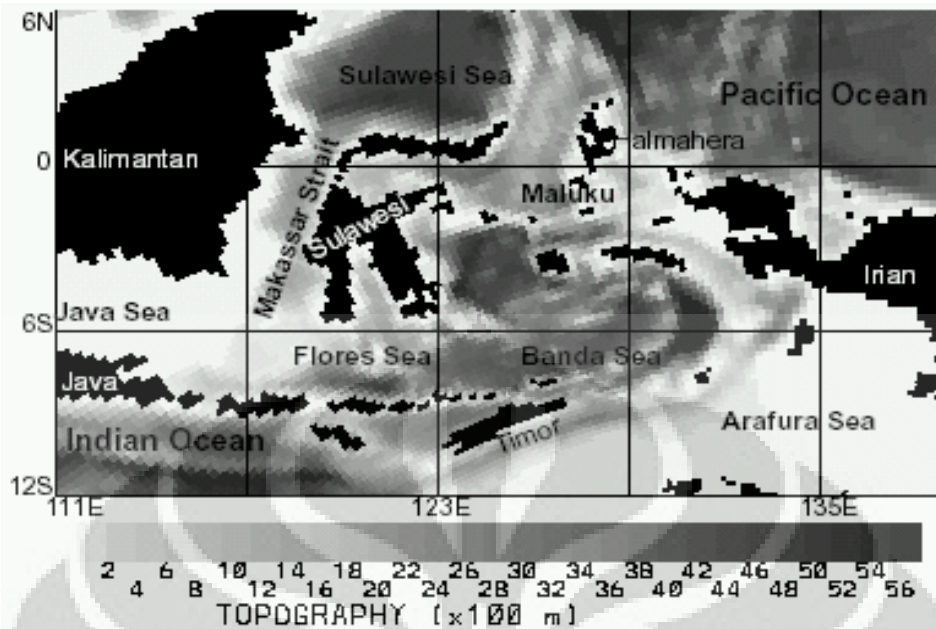
III.2. Diskripsi Model

Model menggunakan topografi dasar laut dari *bathymetry* laut global 5 menit ekuivalen dengan resolusi 9 km daerah tropis. Gambar 3.2 menunjukkan *bathymetry* daerah maritim yang menghubungkan dua wilayah kontinen (Asia dan Australia), dengan dua Samudera besar dan terdapat banyak cekungan laut dalam. MPIOM1 menggunakan sistem koordinat sperikal orhogonal bipolar, dengan kutub selatan di daratan Australia dan kutub utara di daratan China, yang dinamakan BANDA-HOPE (Aldrian, 2007). Penempatan kutub ini memberikan dua keuntungan pada grid reguler latitude dan longitude. Pertama, penempatan kutub di atas daratan dapat menghilangkan keganjilan numerik terkait dengan konvergensi dari meridian (garis bujur) di kutub utara. Kedua, pemilihan kutub non diametrik memberikan konstruksi model resolusi tinggi secara regional yang memaintain suatu domain global yang selanjutnya menghindari masalah terkait dengan salah satu batas terbuka atau tertutup. Namun, perlu dicatat bahwa pendekatan dengan metode ini memiliki kelemahan karena terdapat unsur pemaksaan *time step* model secara global ke sistem yang

lebih kecil untuk memperoleh wilayah dengan resolusi yang lebih tinggi. Gambar 3.1 menggambarkan sistem grid ini dengan gambaran global dan regional dimana ukuran sel minimum terletak di dekat kutub. Pada Tabel 3.1, disajikan informasi tentang setup model, dengan 30 level vertikal dengan ketebalan level yang bertambah dari permukaan hingga dasar laut.



Gambar 3.1 Gambaran global resolusi rendah MPIOM dari sistim grid curvilinear (atas) dan gambaran regional resolusi tinggi MPIOM dari sistem *grid curvilinear* (bawah) dengan jumlah grid sel 326 x 210. Pada model grid ini kutub utara dipindahkan ke wilayah Cina dan kutub Selatan di wilayah Australia agar mendapatkan detail untuk benua maritim Indonesia. (sumber Marsland et al., 2003)



Gambar 3.2 Topografi laut daerah penelitian (sumber Aldrian, 2007)

Beberapa parameterisasi dari proses-proses *sub-gridscale* telah dimasukkan ke dalam model. Pertama, skema konveksi *slop* lereng *bottom boundary layer* (BBL) atau *slop* lapisan batas bawah telah dimasukkan yang menghasilkan representasi *flow* massa air padat yang lebih baik secara statistik di atas ambang. Kedua, penyebaran horizontal telah digantikan oleh skema *isopycnal* (isohalin) (Griffies, 1998).

Model diinisialisasi dengan data rata-rata tahunan dari Atlas laut dunia yang telah digrid (Levitus et al, 1998). Kemudian model di *run* untuk tahun pertama, dimana relaksasi linier tiga-dimensi dari *thermohaline* (temperatur dan salinitas) digunakan untuk semua sel grid basah di bawah empat layer. Pada tahun-tahun simulasi terakhir, model menggunakan masukan data lapisan permukaan dari NCEP-NRA (Kalnay et al. 1996) untuk periode tahun 1974-2002. Input data dari reanalisis terdiri dari temperatur udara 2 meter, radiasi gelombang pendek, jumlah presipitasi, tutupan awan, temperatur *dew poin*, momentum fluk permukaan zonal, momentum fluk permukaan meridional, dan

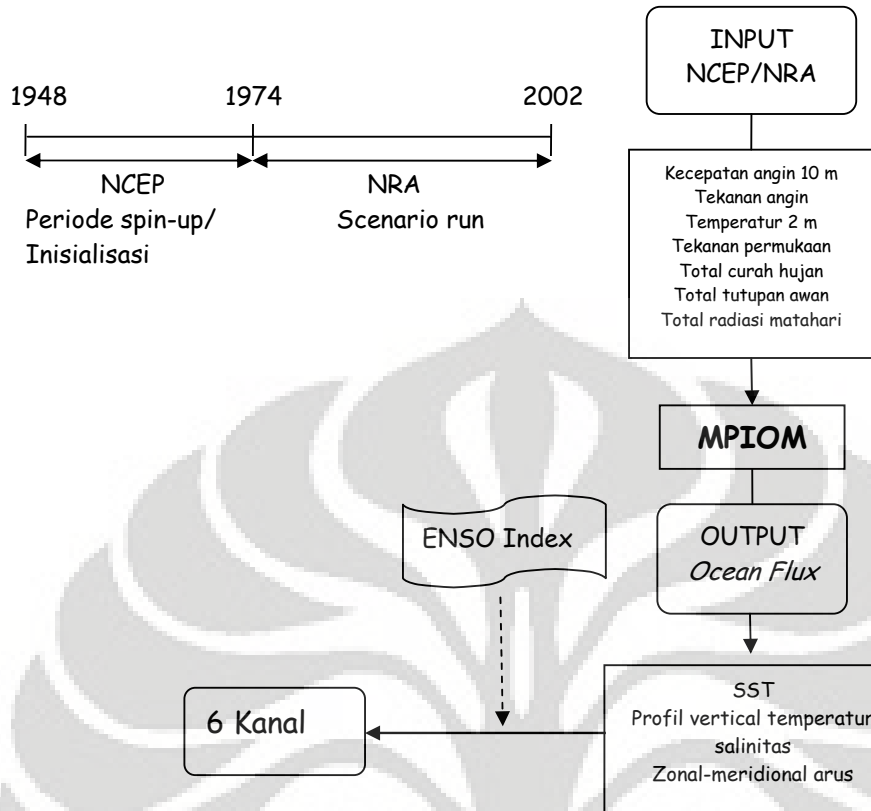
kecepatan angin 10 meter. MPIOM menerima setiap 6 jam skala global, kondisi atmosfer, yang direkalkulasikan pada parameter *heat*, fluktuasi momentum dan air tawar menggunakan *bulk* formula.

Sumber data NCEP/NRA (tahun 1974-2002) dan NCEP/NRA (tahun 1975-2002) masing-masing digunakan sebagai *spin up period* dan *scenario run period* model MPIOM. Keluaran dari model tersebut adalah parameter-parameter-parameter yang terdiri dari profil vertikal temperatur dan salinitas laut serta komponen *zonal-meridional* arus laut. Selanjutnya dilakukan kalkulasi semua parameter fisik tersebut untuk masing-masing kanal masuk (Selat Makassar, Selat Lifamatola dan Selat Halmahera) dan kanal keluar (Selat Lombok, Selat Ombai dan Selat Timor). Nilai parameter temperatur dan salinitas dapat digunakan secara langsung untuk mendapatkan profil vertikal temperatur atau salinitas, sedangkan parameter arus laut diperoleh dengan menghitung resultan dari komponen zonal dan meridional arus.

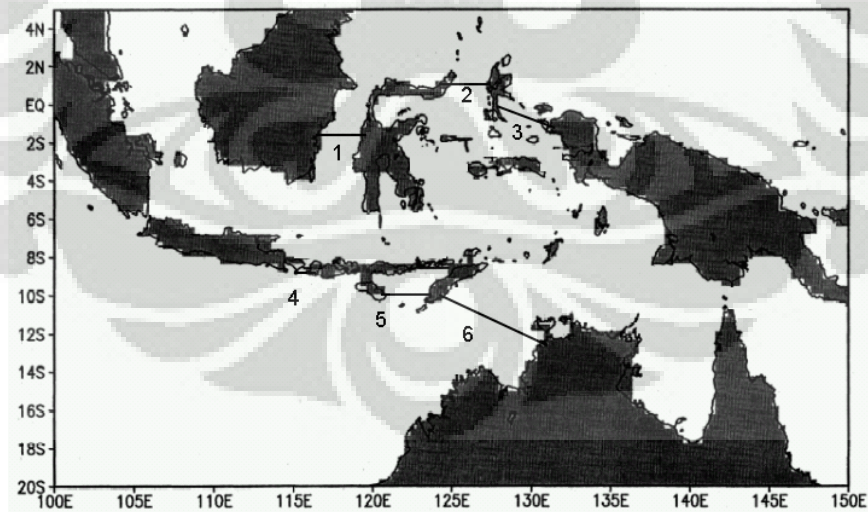
Pada penelitian ini, jalur Arlindo dibatasi dengan menetapkan 6 kanal pengamatan yang terdiri dari 3 kanal sebagai jalur masuk Arlindo dan 3 kanal sebagai jalur keluar Arlindo (Gambar 3.4). Keenam kanal tersebut adalah Selat Makassar, Lifamatola dan Halmahera (masuk) dan Selat Lombok, Ombai dan Selat Timor (keluar). Laut Jawa, Selat Bali, dan selat antara Papua dan Australia (Selat Torres) tidak dimasukkan dalam perhitungan volume arus masuk dan keluar jalur dari Arlindo, namun pada perhitungan akhir tetap dipertimbangkan sebagai faktor penyeimbang. Penampang horizontal masing-masing kanal dibagi menjadi 360 bagian mulai dari posisi awal kanal sampai posisi akhir kanal (lihat Tabel 3.2).

Tabel 3. 1 Parameter utama setup model iklim laut global

Meridional grid points	210
Zonal grid points	362
Lapisan	30
Titik tengah lapisan (m)	6,17,27,37,47,57,69,83,100,123,150,183,220, 265,320,385,460,550,660,795,970,1220,1570,1995, 2470, 2970,3470,4020,4670,5520
Kutub utara	112°E 29°N
Kutub selatan	132°E 22°S
Time step	1440 detik
Input/output	6 jam/bulan
Min ukuran sel (Laut Banda)	0.202° (20km)
Max ukuran sel (Atlantik ekuator barat)	3.88° (370km)
Input forcing (NCEP/NRA)	Temperatur udara 2 m Radiasi gelombang pendek Jumlah curah hujan Tutupan awan Temperatur dew point Zonal (u) momentum surface flux Meridional (v) momentum surface flux Kecepatan angin 10 m



Gambar 3.3 *Flowcart* proses input dan output model laut MPIOM



Gambar 3.4 Model geometri dan lokasi pengamatan temperatur, salinitas dan arus jalur masuk Arlindo (no 1,2,3) dan jalurnya (no 4,5,6).

Tabel 3.2 Posisi awal dan akhir penampang melintang kanal Arlindo

No	Kanal Arlindo	Posisi Awal	Posisi Akhir	Keterangan
1	Selat Makassar	112.88E 02.86S	119.46E 02.86S	Antara Kalimantan dan Sulawesi
2	Selat Lifamatola	124.81E 01.29N	127.68E 01.29N	Antara Sulawesi dan Halmahera
3	Selat Halmahera	127.75E 00.58N	131.55E 01.17S	Antara Halmahera dan Papua
4	Selat Lombok	115.47E 08.38S	116.27E 08.38S	Antara Bali dan Lombok
5	Selat Ombai	120.08E 10.00S	123.95E 10.00S	Antara NTT dan Timor
6	Selat Timor	125.00E 08.00S	131.00E 13.00S	Antara Timor dan Australia

III.3. Pengolahan Output Model

Posisi pengamatan profil vertikal parameter temperatur dan salinitas pada masing-masing kanal diambil pada titik dimana kedalaman kanalnya maksimum (Tabel 3.3). Data bulanan temperatur dan salinitas dari tahun 1974-2002 untuk masing-masing kanal diperoleh dengan metode separasi data parameter pada koordinat yang ditentukan tabel 3.3 dari data output model. Separasi dilakukan mulai dari lapisan permukaan hingga lapisan terdalam yang diwakili oleh titik tengah masing-masing lapisan. Dengan demikian diperoleh profil vertikal bulanan selama 29 tahun untuk parameter temperatur dan salinitas pada 3 kanal masuk Arlindo (Makassar, Lifamatola, dan Halmahera) serta 3 kanal keluar Arlindo (Lombok, Ombai dan Timor).

Tabel 3.3 Posisi kedalaman maksimum masing-masing kanal, kedalaman dan jumlah lapisannya.

No	Kanal Arlindo	Posisi Kedalaman maksimum	Kedalaman (meter) / jumlah lapisan
1	Selat Makassar	118.51E 02.86S	2000 / 24
2	Selat Lifamatola	126.96E 01.29N	2500 / 25
3	Selat Halmahera	128.91E 00.05N	1600 / 23
4	Selat Lombok	116.02E 08.38S	1220 / 22
5	Selat Ombai	122.55E 10.00S	3000 / 26
6	Selat Timor	128.68E 11.07S	4000 / 27

Separasi data parameter kecepatan arus laut dari output model menghasilkan 2 komponen arus yaitu komponen zonal (barat-timur) dan meridional (utara-selatan). Data bulanan masing-masing komponen zonal dan meridional untuk masing-masing kanal terdiri dari 10.800 unit sel (360 bagian horizontal dan 30 lapisan kedalaman). Luas masing-masing sel secara proporsional ditentukan oleh panjang penampang melintang masing-masing kanal. Kecepatan dan arah arus ditentukan dengan menghitung resultan komponen zonal dan meridional. Resultan positif mengindikasikan arah arus ke selatan (tenggara atau barat daya) dan sebaliknya ke utara (timur laut atau barat laut). Perkalian antara kecepatan arus (resultan zonal-meridional) dan luas penampang melintang menghasilkan volume arus pada masing-masing sel. Penjumlahan volume arus untuk 10.800 sel menghasilkan volume arus bulanan satu kanal secara keseluruhan. Perlu dicatat bahwa mulai lapisan permukaan dasar laut dan dibawahnya output model menghasilkan kecepatan nol baik untuk komponen zonal maupun meridional. Sehingga diperoleh volume arus bulanan untuk 3 kanal masuk Arlindo dan 3 kanal keluar Arlindo selama 29 tahun (1974-2002).

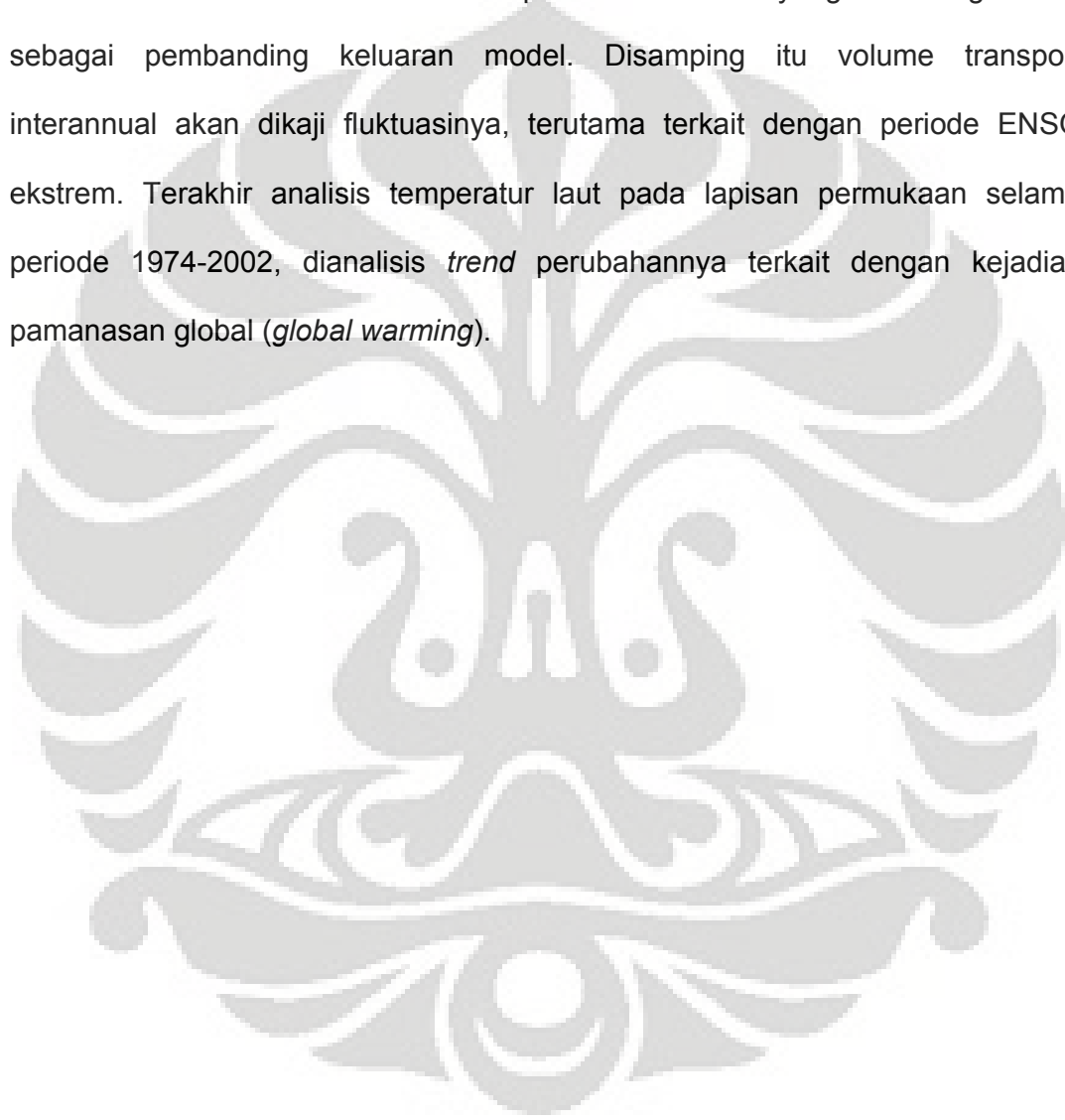
III.4. Validasi Output Model dan Metode Analisis

Analisis data output model yang terdiri dari 3 parameter fisik, yaitu *thermohaline* (temperatur, salinitas) dan arus laut, dilakukan setelah dilakukan validasi output model menggunakan hasil observasi yang pernah dilakukan sebelumnya. Pada penelitian ini hasil observasi yang digunakan adalah observasi *Project Arlindo Indonesia-Amerika Serikat* (Gordon et al., 1999). Observasi ini dikerjakan menggunakan dua buah mooring, yang diberi nama MAK-1 (Nopember 1996 – Juli 1998) dan MAK-2 (Desember 1996 – Februari 1998), yang diletakkan di sekitar 3°S di terusan Labani (Selat Makassar) dengan kedalaman 2.000 meter. Arus dan transport air laut di Selat Makassar di sekitar celah Labani diestimasi berdasarkan pada data time series *Aanderaa current meter* yang dipasang pada setiap mooring pada kedalaman: 200, 250, 350, 750, dan 1500 meter. Data time series temperatur diperoleh selama 1.64 tahun dari 11 sensor yang disertakan pada mooring MAK-1: tujuh sensor temperatur pada kedalaman 110-290 meter, empat sensor temperatur masing-masing pada kedalaman 140, 200, 250, dan 350 meter.

Setelah dilakukan validasi output model dengan hasil observasi, analisa terhadap parameter temperatur, salinitas dan volume transport dilakukan dengan memperhatikan parameter atau indeks ENSO (SOI). Untuk melihat pola interannual temperatur laut di jalur Arlindo, terkait dengan pengaruh ENSO, dilakukan korelasi parameter temperatur perkedalaman dengan SOI. Profil vertikal temperatur dan salinitas perkedalaman dan parameter SOI dianalisis pola korelasinya untuk mengetahui korelasi terkuat diantara keduanya. Hasil korelasi di 6 kanal Arlindo dibandingkan dengan beberapa studi dan hasil observasi yang pernah dilakukan sebelumnya. Karakter parameter *thermohaline*

diperhatikan perubahannya pada saat terjadi periode ekstrem dari ENSO, yaitu *El-Niño* dan *La-Niña*.

Volume transport ditentukan dengan menghitung resultan antara kecepatan komponen zonal dan meridional output model. Terdapat beberapa hasil observasi dan studi di beberapa kanal Arlindo yang akan digunakan sebagai pembanding keluaran model. Disamping itu volume transport interannual akan dikaji fluktuasinya, terutama terkait dengan periode ENSO ekstrem. Terakhir analisis temperatur laut pada lapisan permukaan selama periode 1974-2002, dianalisis *trend* perubahannya terkait dengan kejadian pemanasan global (*global warming*).



BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

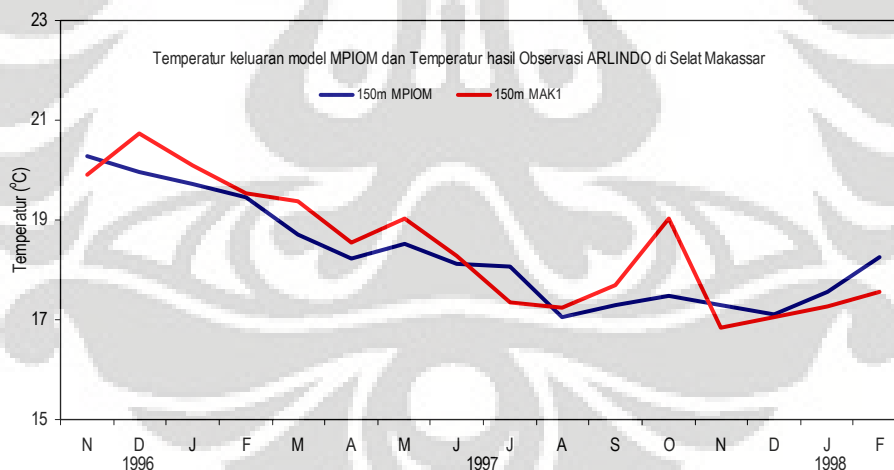
IV.1. Validasi Output Model

Untuk keperluan validasi model, digunakan data observasi hasil *Project Arlindo* pada tahun 1996-1998. Temperatur dan kecepatan arus telah diukur pada berbagai kedalaman di Selat Makassar sebagai bagian dari *Project Arlindo* Indonesia-Amerika Serikat (Gordon et al., 1999). *Project* ini dikerjakan menggunakan dua buah *mooring*, yaitu: MAK-1 (Nopember 1996 – Juli 1998) dan MAK-2 (Desember 1996 – Februari 1998), yang diletakkan di sekitar 3°S di celah Labani, dengan kedalaman 2.000 meter. Arus dan transport air laut di Selat Makassar di sekitar celah Labani diestimasi berdasarkan pada data *time series Aanderaa current meter* yang dipasang pada setiap *mooring* pada kedalaman: 200, 250, 350, 750, dan 1.500 meter. Setiap *mooring* memiliki ADCP pada kedalaman 150 meter. Data temperatur dan volume transport yang diturunkan dari kecepatan arus hasil observasi ini dijadikan pembanding untuk validasi keluaran model MPIOM.

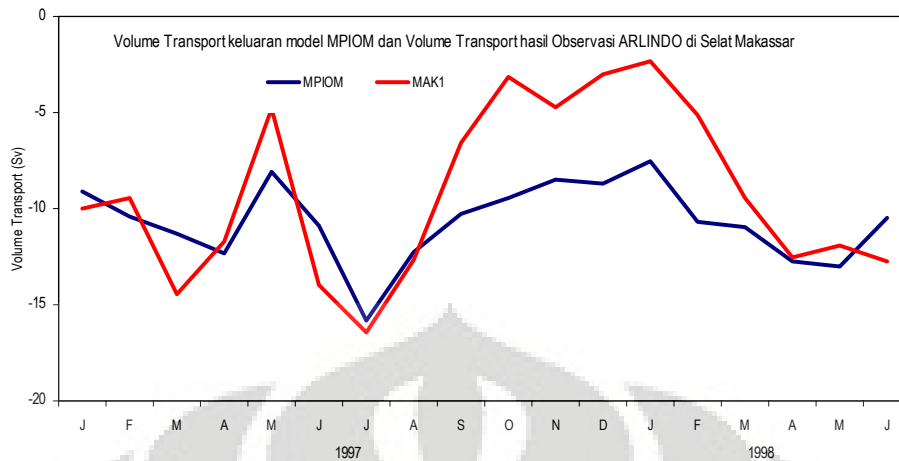
Observasi MAK-1 menghasilkan data variabilitas temperatur dengan resolusi tinggi mencakup keseluruhan periode *El-Niño* ekstrem 1997/1998, tepatnya periode Nopember 1996 hingga Februari 1998. Terdapat beberapa kedalaman hasil observasi temperatur, yaitu kedalaman 150, 200, 250, 300, 350, dan 400 meter yang semuanya berada pada lapisan *thermocline* utama. Sedangkan berdasarkan setup model MPIOM, dari 30 level titik tengah lapisan, hanya temperatur output pada lapisan 150 meter yang dapat dibandingkan langsung dengan temperatur lapisan kedalaman 150 meter hasil observasi. Data parameter temperatur hasil keluaran model MPIOM dan data observasi untuk

periode Nopember 1996 hingga Februari 1998 menghasilkan korelasi yang sangat kuat (**0.88**) pada kedalaman 150 meter, kedua sumber data disajikan pada Gambar 4.1.

Aliran arus dari MAK1 di Selat Makassar dikalkulasikan sebagai berikut: nilai kecepatan dan kedalaman sepanjang celah selama 20 menit ditentukan; interpolasi linier diantara kedalaman tersebut memberikan profil hubungan transport dan interval kedalaman dari *Aanderaa*. Transport di atas *Aanderaa* yang terdangkal diestimasi menggunakan tiga profil model, yaitu: Profil A, lapisan *thermocline* utama diekstrapolasi hingga permukaan laut; Profil B, diasumsikan bahwa lapisan di atas *Aanderaa* yang terdangkal sama dengan aliran pada *current* meter; dan Profil C, kecepatan arus sepanjang celah menurun secara linier dari *Aanderaa* yang terdangkal hingga nol pada permukaan laut.



Gambar 4.1 Temperatur laut bulanan 150 meter di Selat Makassar hasil observasi MAK1 (*Project Arlindo Indo-US*) dan output model MPIOM periode Nopember 1996 – Februari 1998.



Gambar 4.2 Volume transport bulanan di Selat Makassar hasil observasi MAK1 (*Project Arlindo Indo-US*) dan output model MPIOM periode Januari 1997 – Juni 1998, nilai volume transport negatif menunjukkan arah arus ke selatan atau barat.

Volume transport model yang diturunkan dari resultan komponen arus zonal dan meridional pada periode observasi dipisahkan dan menghasilkan rata-rata volume transport sebesar 10.7 Sv, sedikit lebih besar dari nilai kalkulasi gabungan profil A, B dan C (9.2 Sv). Namun secara umum tren volume transport bulanan keduanya memperlihatkan kesamaan pola dengan koefisien korelasi yang cukup tinggi (**0.71**), seperti ditunjukkan gambar 4.2 berikut. Nilai negatif volume transport menunjukkan arus mengalir ke arah selatan atau barat. Dalam periode tersebut sangat kecil terjadi antara September 1997 - Maret 1998 yang merupakan periode *El-Niño* ekstrem.

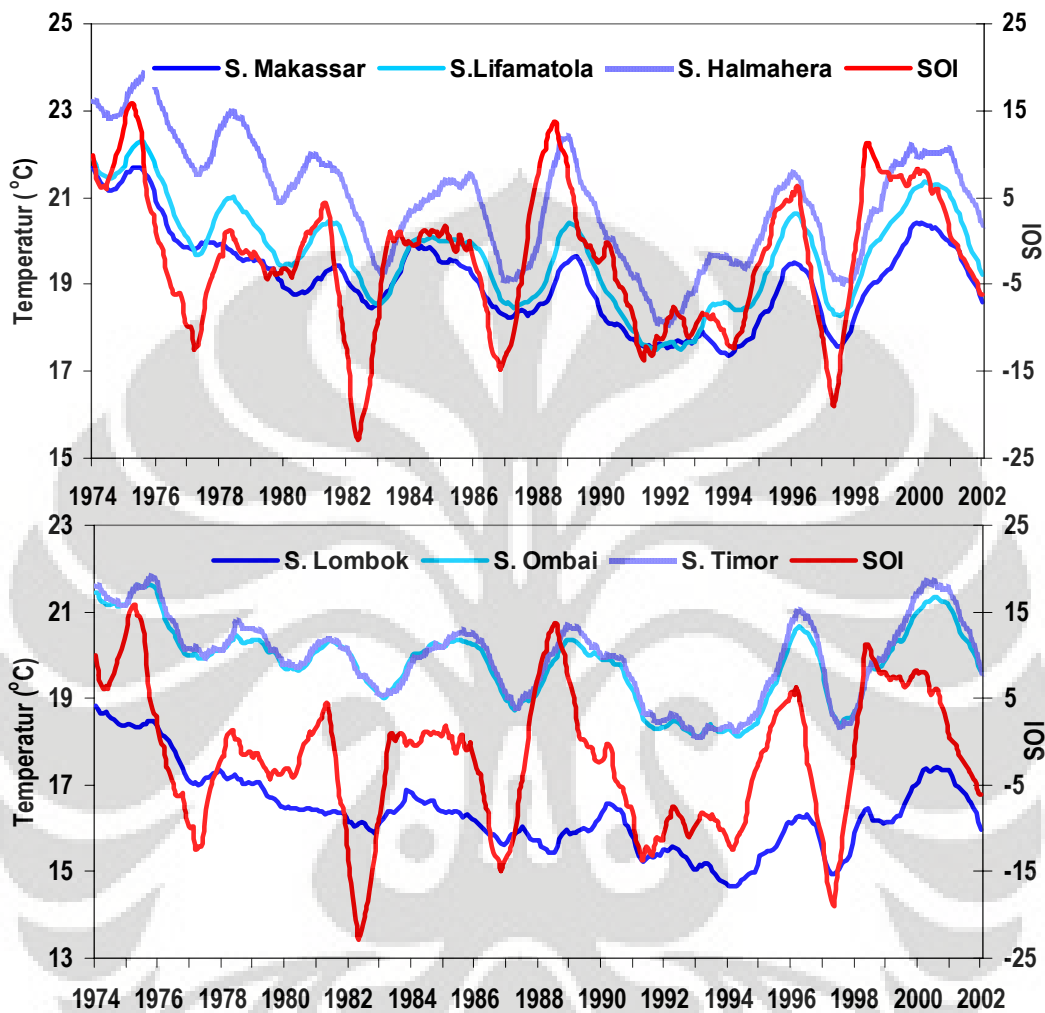
IV.2. Variabilitas *Thermohaline*

Tren temperatur lapisan *thermocline* di jalur Arlindo untuk periode yang panjang terlihat mengikuti tren interannual yang dikaitkan dengan fenomena ENSO, contohnya temperatur kedalaman 150 meter untuk 6 kanal masuk Arlindo mengalami kenaikan pada periode SOI tinggi (*La-Niña*) begitu juga sebaliknya mengalami penurunan pada periode SOI rendah (*El-Niño*), seperti disajikan

pada Gambar 4.3. Jika dikaitkan dengan perubahan temperatur perkedalaman pada periode ENSO, kejadian tersebut dapat menerangkan terjadinya perubahan kedalaman lapisan *isotherm*, dimana pada periode *La-Niña* (*El-Niño*) *isotherm* tertentu mengalami penurunan (kenaikan) kedalaman. Hal ini sesuai dengan analisis temperatur data *expendable bathythermograph* (XBT) dan pasang-surut dari 1980-1994 (Bray et al., 1996). Data tersebut secara tegas menunjukkan bahwa selama *El-Niño*, tinggi muka laut turun dan lapisan *thermocline* naik di wilayah 'Flores-Makassar' (termasuk sebelah barat laut Banda); sebagai contoh selama *El-Niño* 1987, *isotherm* 20°C di "Flores-Makassar" lebih dangkal sekitar 20 meter dibandingkan rata-ratanya. Koefisien korelasi temperatur kedalaman 150 meter (*smoothing* 12 bulanan) jalur Arlindo sepanjang periode 1974-2002 dengan SOI (*smoothing* 12 bulanan) berturut-turut untuk Selat Makassar, Lifamatola, Halmahera, Lombok, Ombai dan Timor adalah **0.64, 0.68, 0.63, 0.50, 0.62 dan 0.64.**

Membandingkan temperatur keluaran model dan parameter ENSO (SOI) hasil *smoothing* 12 bulanan, diperoleh nilai korelasi yang beragam untuk masing-masing kedalaman (Gambar 4,4). Secara umum korelasi meningkat seiring meningkatnya kedalaman mulai lapisan permukaan, dan mencapai korelasi maksimum pada lapisan *thermocline*, kemudian korelasi kembali menurun hingga mencapai kedalaman laut dalam. Meningkatnya nilai korelasi di lapisan tersebut dapat dikaitkan dengan distribusi volume transport di jalur lintas yang tidak homogen secara vertikal. Hal ini didukung dengan hasil observasi temperatur dan volume transport di Selat Makassar yang menyatakan bahwa arus lintas di jalur tersebut didominasi oleh aliran air pada lapisan *thermocline* dan *intermediate* dari Pasific utara (Gordon & Fine, 1996). Sehingga temperatur di lapisan tersebut lebih responsif terhadap perubahan yang terjadi di Samudera

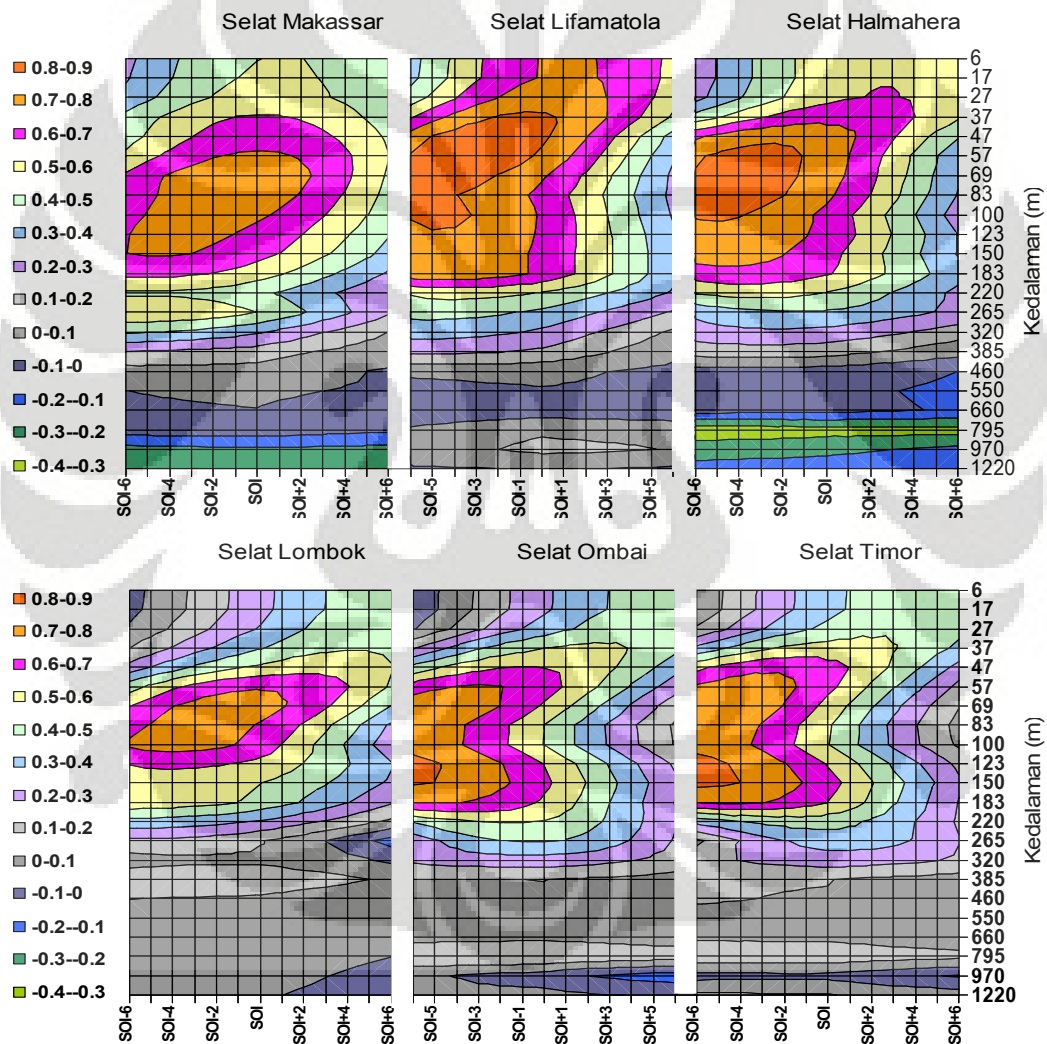
Pasifik dibandingkan lapisan permukaan yang banyak dipengaruhi oleh lingkungan atmosfer di atasnya dan lapisan laut dalam yang cenderung stabil.



Gambar 4.3 Tren temperatur lapisan 150 meter di 3 kanal masuk (atas) dan 3 kanal keluar (bawah) di jalur Arlindo dan indeks ENSO (SOI) pada periode 1974-2002 (*smoothing 12 bulan*).

Nilai korelasi tertinggi temperatur hasil model dan SOI pada masing-masing kanal adalah **0.82** di Selat Lifamatola (kedalaman 47 meter), **0.77** di Selat Makassar (69), **0.75** di Selat Halmahera (47/57/69), **0.73** di Selat Lombok (69), **0.64** di Selat Ombai (57), dan **0.64** di Selat Timor (47). Pada kanal masuk Arlindo korelasi mulai kedalaman 795 meter sudah tidak berpola dan relatif kecil, namun terjadi peningkatan korelasi di lapisan *intermediate* di Selat Lifamatola

yang memiliki celah dalam. Sedangkan di kanal keluar Arlindo, korelasi relatif stabil dengan pola mengecil hingga dasar laut. Selain itu korelasi tinggi cenderung bertahan hingga kedalaman 150 meter, dan kemudian mulai turun pada lapisan yang lebih dalam, hal ini sesuai dengan temuan bahwa korelasi temperatur 15 tahun data XBT (1985-1999) di Selat Makassar dengan indeks ENSO besar di kedalaman 100 meter (**0.77** untuk SOI dan **-0.80** untuk NINO3), dan cenderung turun pada kedalaman 150-400 m (Ffield., et al., 2000).



Gambar 4.4 Koefisien korelasi temperatur jalur Arlindo dengan SOI periode 1974-2002 (*smoothing* 12 bulan)

Umumnya nilai korelasi pada lapisan *thermocline* dan *intermediate* sedikit meningkat apabila *time series* ENSO (SOI) dimundurkan beberapa bulan ke belakang (Gambar 4.4). Sebagai contoh di kanal masuk Selat Lifamatola, korelasi *time series* SOI dengan temperatur kedalaman 57 meter yaitu **0.78** akan naik menjadi **0.83** dan **0.86** jika SOI mundur berturut-turut 1 dan 2 bulan. Begitu juga untuk kanal keluar di Selat Ombai, korelasi *time series* SOI dan temperatur meningkat dari **0.64** ke **0.68** dan **0.70** berturut-turut untuk SOI mundur 1 dan 2 bulan pada kedalaman 57 meter. Walaupun terjadi perbedaan nilai korelasi apabila *time series* SOI dimundurkan, secara umum pola korelasi cenderung mirip, dimana nilai korelasi tertinggi tetap terjadi di lapisan *thermocline*. Dari 6 kanal yang diamati, terdapat dua buah korelasi temperatur dan SOI yang berbeda, jika korelasi dengan SOI yang dimajukan atau dimundurkan. Pola pertama, yaitu korelasi meningkat bila SOI mundur dan kedalaman bertambah untuk lapisan *thermocline*, yang terjadi di Selat Makassar, Lifamatola, Halmahera dan Lombok. Hal ini dapat dikaitkan bahwa pola temperatur lapisan *thermocline* di 4 kanal tersebut dimodulasikan oleh fenomena ENSO, dengan karakter menguat jika kedalaman bertambah. Pola kedua, yaitu korelasi meningkat bila SOI mundur namun pada kedalaman tertentu di lapisan *thermocline* justru lebih rendah dibandingkan dua lapisan yang lebih dangkal di atasnya dan lebih dalam di bawahnya. Penjelasan hal ini dapat dikaitkan dengan masuknya aliran dari Pasifik Selatan dari celah dalam di Lifamatola yang merembes ke lapisan *thermocline* yang lebih dalam di Laut Banda dan kemudian mendominasi lapisan-lapisan yang lebih dalam karena adanya perbedaan densitas (Gordon & Fine, 1996; Hautala et al., 1996; Ilahude & Gordon, 1996). Hal terakhir ini tidak terjadi di Selat Lombok yang merupakan kanal keluar Arlindo yang didominasi aliran dari Selat Makassar.

Terkait dengan posisi perairan Indonesia yang dipengaruhi oleh kondisi di Samudera Pasifik, dimana pada periode *El-Niño* temperatur perairan Indonesia lebih dingin dibandingkan normal, sehingga jumlah curah hujan berkurang, sebaliknya pada periode *La-Niña* temperatur muka Laut Indonesia yang hangat dapat meningkatkan curah hujan sehingga meningkatkan peluang banjir, maka adanya peringatan dini akan terjadinya kedua hal tersebut sangat penting dalam mengantisipasi akan dampak yang lebih besar. Berkaitan dengan hal tersebut, korelasi temperatur dan SOI dengan mempertimbangkan kemungkinan temperatur perairan Indonesia sebagai parameter pendeteksi peluang terjadinya fenomena ENSO (*El-Niño* atau *La-Niña*) telah dilakukan dengan parameter SOI dimajukan beberapa bulan kedepan. Hasilnya disajikan pada Tabel 4.1 di bawah ini.

Secara umum, nilai korelasi kedua parameter menurun dengan memajukan parameter SOI 1-6 bulan ke depan. Parameter fisik perairan Indonesia yang dimodulasikan oleh kondisi fisik Samudera Pasifik berperan menurunkan korelasi tersebut. Namun, hasil ini menyediakan peluang untuk memprediksi ENSO pada beberapa selat. Selat Makassar, Lifamatola, Halmahera dan Lombok membentuk kelompok dengan nilai korelasi yang lebih tinggi dibandingkan Selat Ombai dan Selat Timor untuk setiap $SOI+n$. Hal ini menunjukkan bahwa temperatur di 4 selat tersebut memiliki karakter yang lebih kuat dibandingkan Selat Ombai dan Selat Timor dalam mendeteksi kedatangan ENSO. Pada $SOI+1$ nilai korelasi di 4 selat tersebut masih sangat kuat, yaitu antara **0.71** di Selat Lombok hingga **0.77** di Selat Lifamatola. Pada $SOI+2$, korelasi menurun, namun masih cukup kuat, yaitu antara **0.67** di Selat Lombok dan Halmahera dan tertinggi **0.74** di Selat Makassar. Dengan demikian temperatur Laut Selat Makassar (69 meter) dan Lifamatola (47 meter) dapat

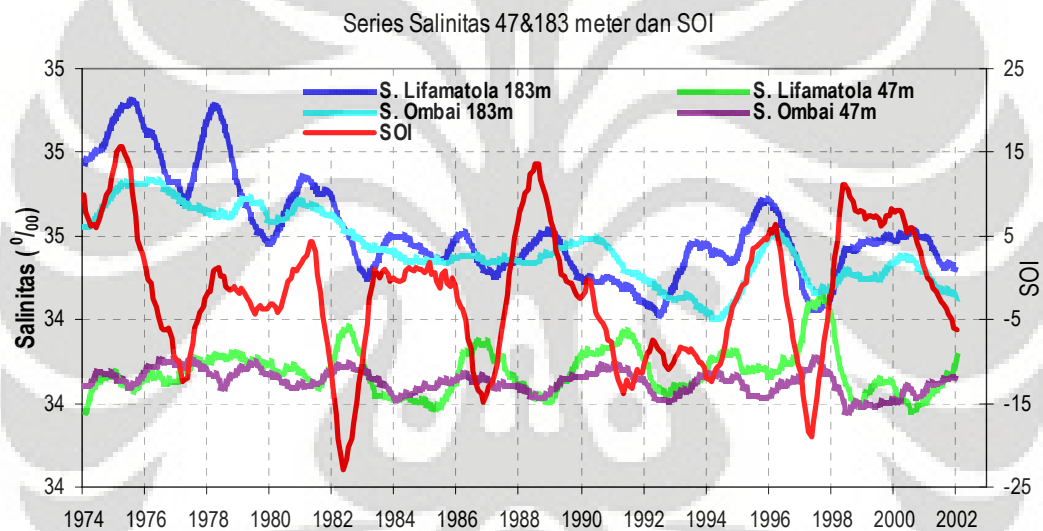
dipertimbangkan sebagai sinyal kedatangan ENSO dengan korelasi kuat pada 1-2 bulan sebelum ENSO terjadi.

Tabel 4.1 Nilai korelasi tertinggi antara temperatur dan SOI yang dimajukan n bulan (SOI+n) di 6 kanal Arlindo periode 1974-2002.

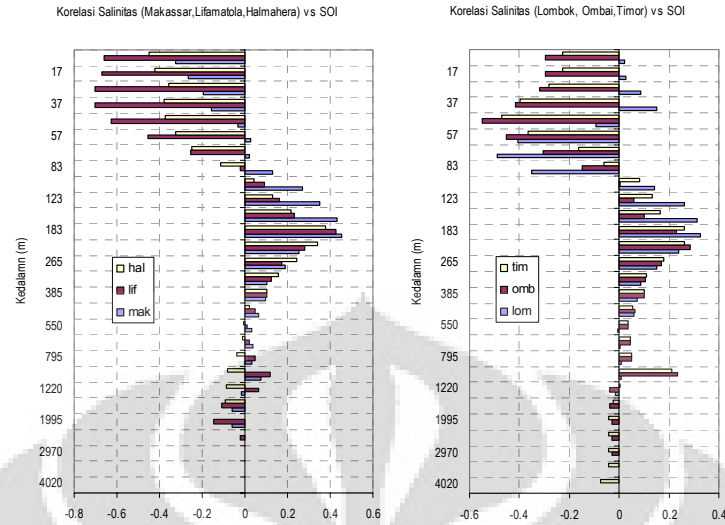
No	Kanal Arlindo	Kedalaman	SOI	SOI+1	SOI+2	SOI+3	SOI+4	SOI+5
1	Selat Makassar	69 m	0.77	0.75	0.74	0.68	0.62	0.56
2	Selat Lifamatola	47 m	0.81	0.77	0.70	0.63	0.54	0.45
3	Selat Halmahera	47 m	0.75	0.72	0.67	0.61	0.55	0.48
4	Selat Lombok	69 m	0.73	0.71	0.67	0.61	0.55	0.47
5	Selat Ombai	57 m	0.64	0.59	0.53	0.46	0.39	0.31
6	Selat Timor	47 m	0.64	0.60	0.54	0.48	0/42	0.34

Sedangkan *Time series* model untuk parameter salinitas, diperoleh profil vertikal mengikuti pola densitas air laut daerah tropis, dimana salinitas bertambah mengikuti kedalaman. Bila dikaitkan dengan *time series* ENSO, terlihat bahwa pada lapisan atas hingga lapisan *thermocline* respon salinitas cukup besar dan mengikuti perubahan yang terjadi di lapisan batas laut-atmosfir. Sebagai contoh, pada lapisan permukaan, pada periode SOI tinggi (*La-Niña*) salinitas permukaan justru menurun, begitu pula sebaliknya salinitas naik pada periode SOI rendah (*El-Niño*). Hal ini terkait dengan aktifitas interaksi laut dan atmosfer, dimana pada periode *La-Niña*, SST perairan Indonesia (jalur Arlindo) hangat dan curah hujan berlimpah, sehingga tambahan air tawar ini mampu menurunkan tingkat salinitas, hal sebaliknya terjadi pada periode *El-Niño*, seperti di Selat Lifamatola dan Selat Ombai (Gambar 4.5). Namun pengaruh tidak berlaku homogen untuk pertambahan kedalaman, namun hanya sampai kedalaman 83 meter, dimana pada kedalaman selanjutnya 100-500 meter terjadi

gejala berlawanan. Pada kedalaman tersebut, salinitas cenderung meningkat pada periode *La-Niña*, dan cenderung turun pada periode *El-Niño*. Gambar 4.6 memperlihatkan korelasi lapisan *thermocline* dan SOI berlawanan dengan lapisan permukaan. Berbeda dengan lapisan permukaan dimana salinitas dipengaruhi oleh interaksi laut-atmosfir, pada lapisan *thermocline* tersebut pengaruh dari besar-kecilnya transport arus laut terkait fenomena ENSO justru lebih dominan, yaitu transport besar pada periode *La-Niña* dan transport kecil pada periode *El-Niño* (Meyers, 1996).



Gambar 4.5 Variabilitas interannual salinitas di Selat Lifamatola dan Ombai
(smoothing 12 bulan)



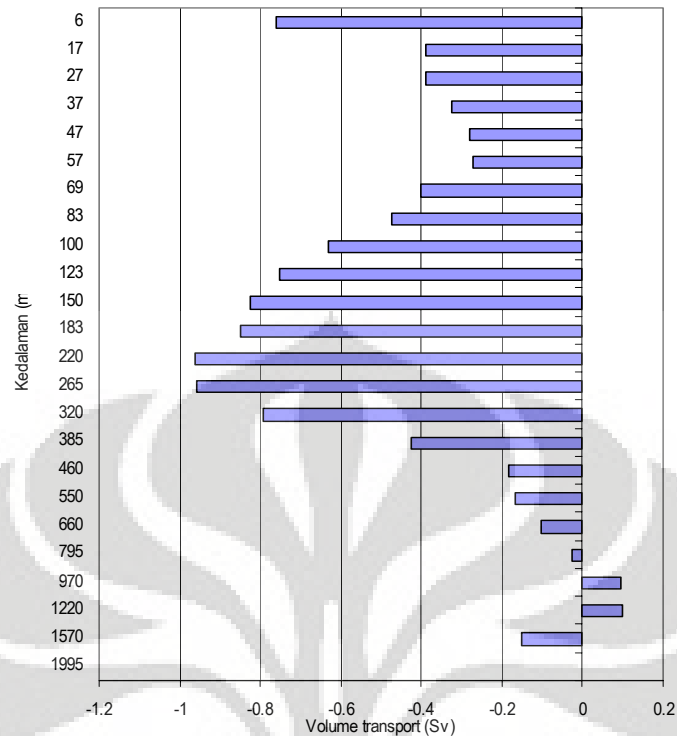
Gambar 4.6 Koefisien korelasi salinitas jalur Arlindo dengan SOI periode 1974-2002 (*smoothing* 12 bulan)

IV.3. Hubungan Variabilitas Temperatur dan Volume Transport

Volume transport dari luaran model MPIOM yang didapatkan dari komponen zonal dan meridional, kemudian distratifikasi berdasarkan 30 kedalaman. Di Selat Makassar, dengan kedalaman maksimum sekitar 2.000 meter, profil vertikal volume transport diperoleh dari hasil rata-rata bulanan sepanjang 29 tahun (Gambar 4.7). Pada lapisan permukaan (6 meter), rata-rata volume transport bulanan adalah mencapai -0.76 Sv (negatif menyatakan arah arus ke selatan atau barat) dengan kejadian volume tertinggi perbulan -1.73 Sv. Pada lapisan ini, friksi akibat faktor angin permukaan sangat menentukan kecepatan arus. Faktor terakhir ini di perairan Indonesia juga dipengaruhi oleh pola monsoon, khusus di Selat Makassar efek ini tidak banyak menentukan perubahan arah arus permukaan. Keluaran model menggambarkan, hanya sedikit kejadian arus permukaan bergerak kearah utara. Di bawah kedalaman 6 meter sampai kedalaman 57 meter rata-rata volume transport bulanan menurun hingga -0.27 Sv. Pada lapisan *thermocline* utama, rata-rata volume transport

bulanan meningkat dengan rata-rata maksimum -0.96 Sv yang terjadi pada kedalaman 220-265 meter. Pada lapisan ini, kejadian volume tertinggi perbulan adalah -1.39 Sv.

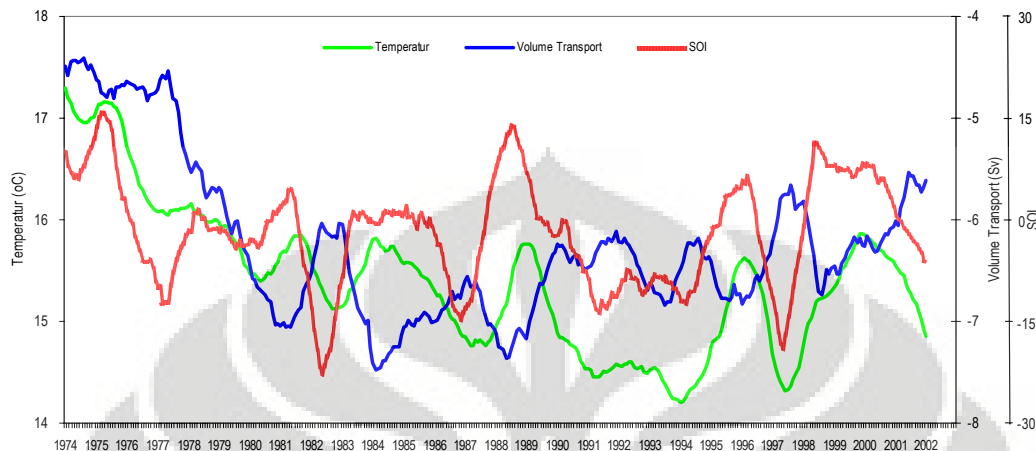
Pola vertikal volume transport model MPIOM untuk Selat Makassar mendukung hasil observasi yang menyatakan bahwa arus lintas didominasi oleh aliran air pada lapisan *thermocline* dan *intermediate* dari Pasifik Utara melalui Selat Makassar (Gordon & Fine, 1996). Selain itu banyak observasi dan studi model menyatakan bahwa Arlindo dimodulasikan oleh ENSO: volume transport besar pada periode *La-Niña* dan volume transport lebih kecil pada periode *El-Niño* (Meyer, 1996; Bray et al., 1996; Fieux et al., 1996; Gordon & Fine, 1996; Potemra et al., 1997). Pengukuran volume transport Selat Makassar dengan mooring MAK-1 dan MAK-2 yang juga merupakan pengukuran langsung pertama di perairan Indonesia pada saat variabilitas ENSO: menyatakan bahwa volume transport 12.5 Sv pada bulan-bulan *La-Niña* dan 5.1 Sv pada bulan-bulan *El-Niño* (Gordon et al., 1999).



Gambar 4.7 Rata-rata bulanan volume transport per kedalaman di Selat Makassar 29 tahun (1974-2002). Volume transport lapisan *thermocline* terlihat sangat dominan.

Untuk membandingkan variabilitas temperatur dan volume transport di Selat Makassar, data *time series* volume transport pada lapisan *thermocline* dengan rata-rata bulanan volume transport tertinggi yaitu lapisan 100-385 meter digunakan. Sedangkan data temperatur menggunakan *time series* temperatur lapisan yang sama. Temperatur lapisan ini juga merupakan lapisan dengan korelasi tertinggi terhadap indeks ENSO (SOI). *Time series* volume transport lapisan ini dan *time series* temperatur di lapisan yang sama dibandingkan (Gambar 4.8). Hasilnya adalah: selama volume transport tinggi (rendah), rata-rata temperatur juga tinggi (rendah). Koefisien korelasi adalah **0.56**. (Jika volume transport mundur 3 bulan, maka koefisien korelasi naik menjadi **0.57**). Namun pada periode yang lebih pendek, variasi temperatur tidak mengikuti

variasi volume transport, sedangkan pada siklus annual dan semi-annual variasi keduanya tidak begitu jelas.



Gambar 4.8 Temperatur dan Volume transport lapisan 100-385m Selat Makassar (*smoothing* 12 bulan).

Kalkulasi rata-rata volume transport bulanan (tahunan) model MPIOM pada 3 kanal masuk Arlindo (Makassar, Lifamatola dan Halmahera) adalah 16.8 Sv (201.2 Sv) dan pada 3 kanal keluar Arlindo (Lombok, Ombai dan Timor) adalah 18.6 Sv (223.4 Sv), lihat table 4.2. Hal ini sesuai dengan hasil observasi dan model yang menyatakan variasi tahunan estimasi nilai transport massa air melalui arus lintas Indonesia berada pada range nol hingga 30 Sv (Ilahude & Gordon, 1996; Hautala et al., 1996). Namun terdapat selisih yang cukup signifikan antara volume transport masuk ke dan keluar dari jalur Arlindo (bulanan 1.8 Sv, tahunan 22.2Sv). Faktor selisih ini diduga bersumber dari kanal yang tidak diamati pada penelitian ini, yaitu arus masuk ke Selat Timor yang berasal dari air Samudera Pasifik bagian selatan melalui jalur antara Papua dan Australia (Selat Torres). Sedangkan arus yang berasal dari Laut Cina Selatan dan masuk lewat Laut Jawa tidak signifikan merubah kalkulasi arus masuk Arlindo secara keseluruhan, walaupun arus di Laut Jawa pada monsoon Asia

(angin barat) dapat mendorong arus ke arah timur dan bergabung dengan Arlindo dari Selat Makassar di Laut Flores. Hal ini terlihat pada saat kejadian volume di kanal masuk lebih besar daripada di kanal keluar (63 even/bulan), lebih sering terjadi pada bulan Maret-Agustus (39 even) yang merupakan periode monsoon Australia. Sebaliknya, pada saat kejadian volume di kanal masuk lebih kecil daripada di kanal keluar (285 even), justru lebih sering terjadi pada bulan September-Februari (148 bulan) yang merupakan periode monsoon Asia. dibandingkan pada bulan Maret-Agustus (137 bulan), lihat Tabel 4.3.

Tabel 4.2 Kalkulasi transport untuk bagian selat keluaran model

No	Selat	Luas Penampang (km ²)	Rata-rata volume transport bulanan (Sv)		Rata-rata Volume Transport tahunan (Sv)	
1	Selat Makassar	308	16.8	9.8	201.2	117.2
2	Selat Lifamatola	716		5.5		65.6
3	Selat Halmahera	391		1.5		18.4
4	Selat Lombok	836	18.6	2.4	223.4	29.3
5	Selat Ombai	993		5.7		68.3
6	Selat Timor	114		10.5		125.7

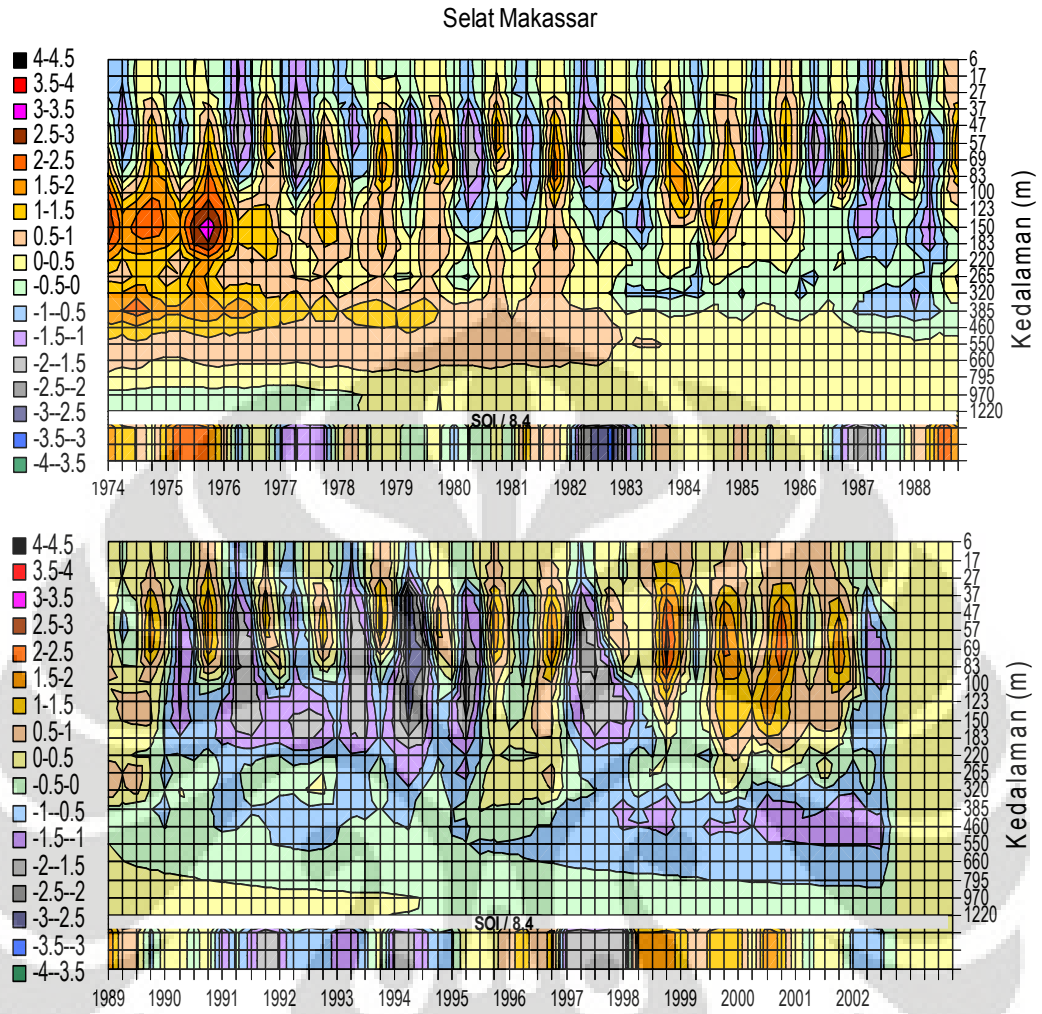
Tabel 4.3 Distribusi volume transport antara kanal masuk dan keluar, serta bulan terjadinya.

No	Kanal	Volume Transport	Jumlah even	Sep- Feb	Mar- Ags
1	Jalur Masuk Arlindo (Makassar+Lifamatola+Halmahera)	Masuk > Keluar	63	24	39
2	Jalur Keluar Arlindo (Lombok+Ombai+Timor)	Masuk < Keluar	285	148	137

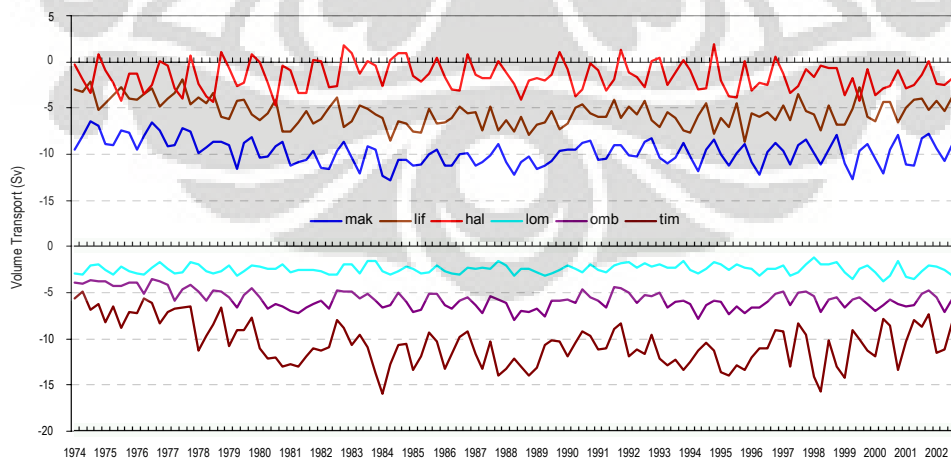
Rata-rata volume transport di jalur Arlindo pada periode 1974-2002 menunjukkan bahwa nilai terbesar terjadi di Selat Makassar, yaitu 9.8 Sv, kemudian Selat Lifamatol 5.5 Sv dan Selat Halmahera 1.5 Sv. Hal ini menegaskan hasil estimasi berdasarkan studi dan observasi selama ini yang

menyatakan bahwa Selat Makassar sebagai jalur masuk utama aliran dari Samudera Pasifik ke perairan Indonesia, seperti hasil observasi arus lintas Indonesia di Selat Makassar pada tahun 1997, yaitu sekitar 9-10 Sv (Gordon, et al., 1999). Sementara itu di 3 kanal keluar, rata-rata volume transport bulanan masing-masing adalah Selat Lombok 2.4 Sv, Selat Ombai 5.7 Sv dan Selat Timor sebesar 10.5 Sv.

Kejadian interannual dimana temperatur perairan Indonesia dimodulasikan dengan korelasi kuat oleh fenomena yang terjadi di Samudera Pasifik terkait volume transport seperti ditunjukkan pada Gambar 4.8 sebelumnya di Selat Makassar, bila dikaitkan dengan distribusi anomali temperatur per kedalamannya (Gambar 4.9), maka terlihat bahwa pada periode ENSO ekstrem (periode *La-Niña* 1975, 1988-1989, 1998-1999, dan 2000-2001; periode *El-Niño* 1982-1983, 1987, 1991, 1994, dan 1997) distribusi anomali temperatur juga menunjukkan fluktuasi yang ekstrem. Variabilitas volume transport tiga bulanan di Selat Makassar seperti gambar 4.10 menunjukkan bahwa pada periode ENSO ekstrem di atas mengalami fluktuasi tinggi. Pada periode ENSO volume transport mengalami fluktuasi besar, dimana mencapai maksimum pada periode *La-Niña* dan minimum pada periode *El-Niño*.



Gambar 4.9 Profil anomali temperatur interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Makassar dan SOI



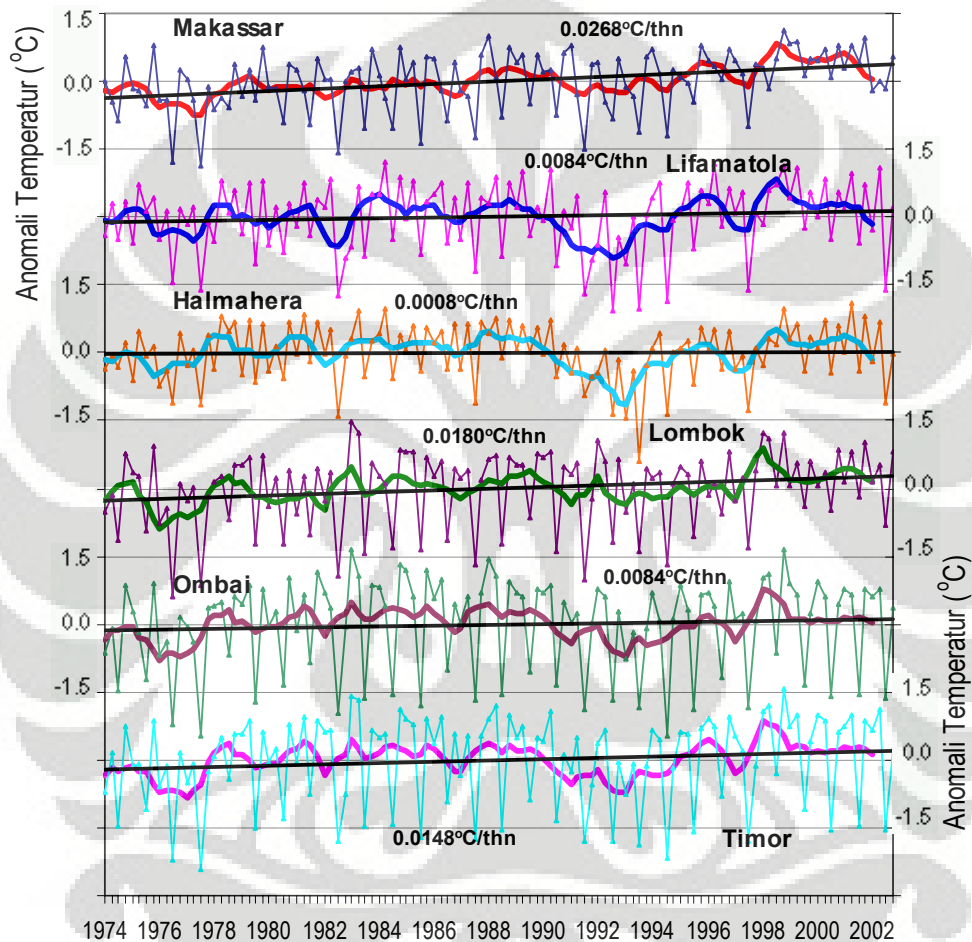
Gambar 4.10 Rata-rata 3 bulanan Inflow dan outflow dari transport dalam Sverdrups. Nilai negatif menyatakan aliran ke selatan atau barat.

IV.4. Temperatur Laut dan *Global Warming*

Global Warming merupakan gejala yang terjadi di atmosfer, dimana temperatur muka laut mengalami kenaikan akibat tertahannya radiasi balik matahari dari bumi ke lapisan atas atmosfer oleh gas-gas rumah kaca. Kenaikan temperatur permukaan laut global tidak terlepas dari kenaikan temperatur permukaan laut skala regional dan lokal. Arlindo yang merupakan pertemuan arus dari *warm pool* dari Samudera Pasifik bagian barat dan merupakan bagian dari perputaran arus antar Samudera (*the great conveyor belt*) berasal dari air di Pasifik Utara, Pasifik Selatan, dan air dari equatorial Pasifik, dapat mewakili distribusi panas permukaan laut pada daerah regional yang luas. Sehingga Arlindo yang mengalir dari *warm pool* ini dapat dipakai untuk mendeteksi kejadian *global warming*. Perubahan yang terjadi pada temperatur muka laut pada penelitian ini teramati dari lapisan teratas keluaran model yaitu kedalaman 6 meter.

Time series anomali temperatur laut kedalaman 6 meter di 6 kanal Arlindo diambil rata-rata per 3 bulan selama periode 1974-2002. *Time series* anomali temperatur berkurang dari 348 menjadi 116 di tiap-tiap kanal. Gambar 4.11 menunjukkan fluktuasi anomali 3-bulanan temperatur kedalaman 6 meter, beserta *smoothing* 4 panjang data (tahunan), serta tren perubahan temperatur sepanjang periode tersebut. Hasilnya adalah Selat Makassar memiliki gradien peningkatan temperatur $0.0268^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$, Selat Lifamatola $0.0084^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$, Selat Halmahera $0.0008^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$, Selat Lombok $0.0180^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$, Selat Ombai $0.0008^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$, dan Selat Timor $0.0148^{\circ}\text{C}/\text{tahun}$. Dengan demikian selama periode 1974-2002 (29 tahun), terjadi kenaikan temperatur laut kedalaman 6 meter sebesar 0.77°C , 0.52°C , 0.43°C , 0.24°C , 0.24°C , dan 0.02°C masing-

masing di Selat Makasar, Lombok, Timor, Lifamatola, Ombai dan Halmahera. Berdasarkan hasil panel lintas negara tentang perubahan iklim global atau *Intergovermental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007), kenaikan temperatur laut global dari lapisan permukaan laut hingga kedalaman 700 meter dalam periode 1961-2003 adalah 0.10°C .



Gambar 4.11 Time series temperatur lapisan 6 meter mengindikasikan gejala global warming berupa tren linier kenaikan temperatur permukaan laut.

BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

V.1. Kesimpulan

Beberapa hal dapat disimpulkan dari penelitian menggunakan model sirkulasi laut global MPIOM untuk mengetahui variabilitas *thermohaline* dan arus laut sepanjang periode 1974-2002, sebagai berikut:

- a. *Trend* temperatur lapisan *Thermocline* jalur Arlindo mengikuti *trend* interannual terkait ENSO, temperatur naik (turun) pada periode *La-Nina* (*El-Nino*). Sedangkan variabilitas interannual salinitas lapisan permukaan dan lapisan *thermocline* memberi respon terbalik terhadap periode ENSO ekstrem. Masing-masing naik (turun) pada periode *El-Nino* dan turun (naik) pada periode *La-Nina*.
- b. Variabilitas arus laut / volume transport Arlindo maksimum (minimum) terjadi pada periode *La-Nina* (*El-Nino*). Rata-rata bulanan volume transport terbesar di Selat Makassar (jalur masuk) dan Selat Timor (jalur keluar), dengan transport maksimum di lapisan *Thermocline*.
- c. Terdapat peluang mengestimasi ENSO dari parameter temperatur Arlindo, yaitu di lapisan 47 meter (Selat Makassar) dan 69 meter (Selat Lifamatola) berdasarkan hasil korelasinya keduanya dengan parameter ENSO (SOI).
- d. Gejala global warming dapat terindikasi di jalur Arlindo dari kejadian *trend* positif temperatur lapisan terdekat permukaan hasil keluaran model (6 meter) untuk periode 348 bulan (Januari 1974-Desember 2002).

V.2. Saran

Terkait dengan pengaruh beberapa faktor seasonal dan intraseasonal seperti *monsoon* dan MJO yang terhadap Arlindo, maka pada studi ke depan diperlukan untuk memasukkan faktor-faktor tersebut dalam mengkaji perilaku parameter fisik laut di jalur Arlindo. Disamping itu, estimasi *thermohaline* dan arus laut akan memberikan hasil yang lebih baik dengan penambahan data pengukuran in-situ, seperti yang dilakukan pada Project Arlindo. Hal ini diperlukan sebagai data pembanding yang memadai untuk meningkatkan kepercayaan terhadap hasil kajian model.

Interaksi antara kejadian *global warming* dan Arlindo menjadi topik menarik untuk penelitian selanjutnya, baik peran Arlindo terhadap *global warming* maupun dampak *global warming* terhadap Arlindo. Menurut IPCC 2007, kedua hal ini belum dibahas di tingkat internasional. Sebagai contoh apakah volume transport melemah atau menguat akibat *global warming*. Hasil penelitian ini dapat menjadi referensi awal dari penelitian tersebut.

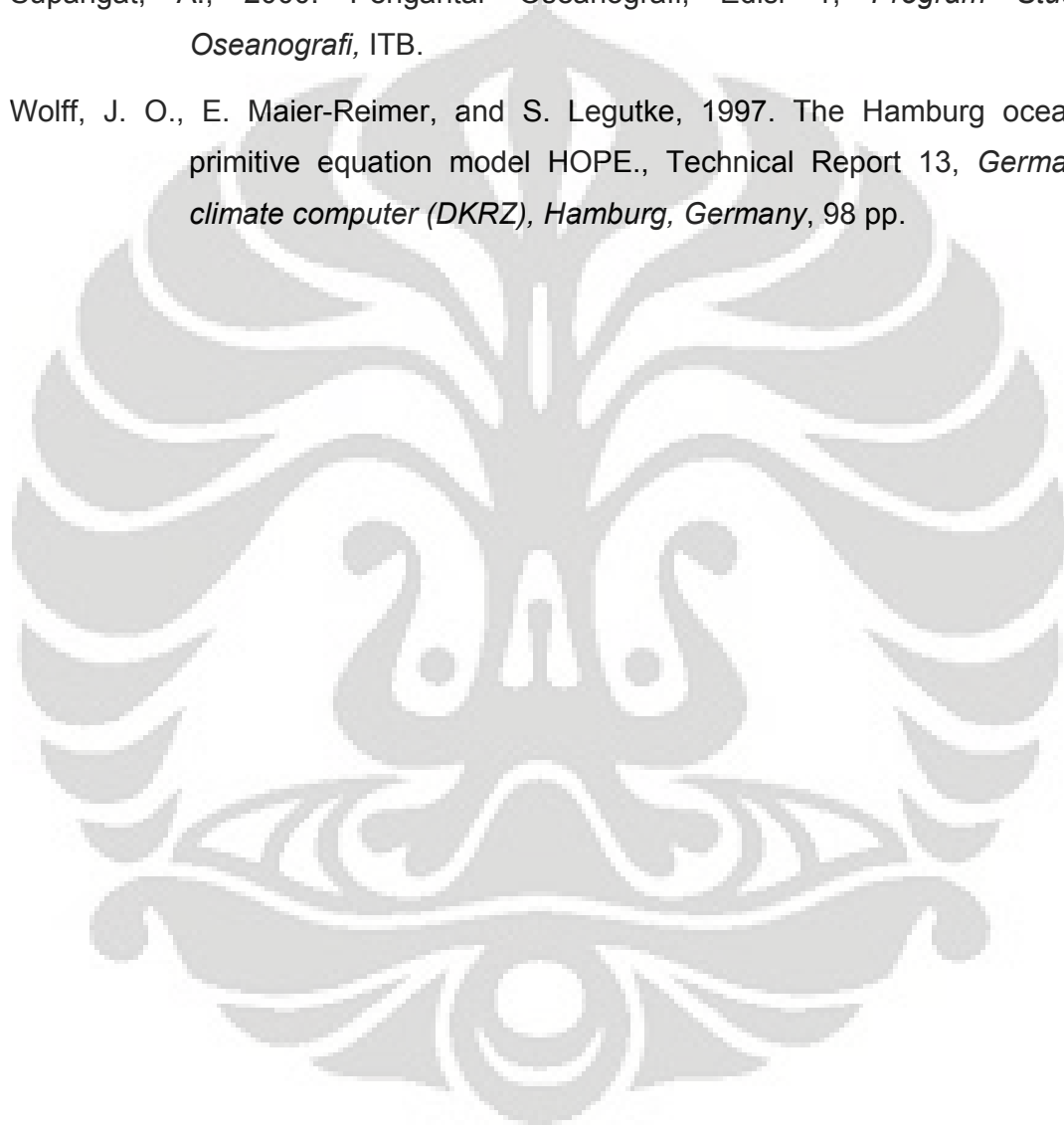
DAFTAR PUSTAKA

- Aldrian, E., 2007. Indonesian rainfall with a hierarchy of climate models, VDM Verlag Dr. Müller., Saarbrucken, Germany, 146 pp.
- Anonymous, 2005. Oceanic and Atmospheric Data, National Center for Environmental Prediction (NCEP), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indec.es>.
- Anonymous, 2005. SOI Archives-1876 to Present, Bureau of Meteorology (BOM) Australia <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml>.
- Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1997. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model., *Methods Comput. Phys.*, 17, 173-265.
- Bray, N. A., S. Hautala, J. Chong, and J. Pariwono, 1996. Large-scale sea level, thermocline, and wind variations in the Indonesian throughflow region., *J. Geophys. Res.*, 101, 12239-12254.
- Bryden, H. L., and S. Imawaki, 2001. Ocean heat transport, in Ocean Circulation and Climate, edited by G. Siedler, J. Church and J. Gould, *Academic Press*, 455-474.
- Evelyn B., Angela C., Dave P., J. Phillips, Dave R., and J. Wright, 2001. Ocean Circulation, The Open University, Second edition.
- Ffield, A., K. Vranes, A. L. Gordon, and R. D. Sutanto, 2000. Temperature variability within Makassar Strait., *Geophys. Res. Lett.*, 27, 237-240.
- Fieux, M., C. Andrie, P. Delecluse, A. G. Ilahude, A. Kartavseff, F. Mantsi, R. Molcard, and J. C. Swallow, 1994. Measurements within the Pacific-Indian Oceans Throughflow region, *Deep Sea Res. Part I*, 41, 1091-1130.
- Fieux M., R. Molcard, and A. G. Ilahude, 1996. Geostrophic transport of the Pacific-Indian oceans throughflow, *J. Geophys. Res.*, 101(5), 12421-12432.

- Franklyn W.C., 1970. Introduction to Meteorology., *Jhon Wiley & Sons, Inc.*, 388 pp.
- G. P. Konnen, P.D. Jones, M.H. Kaltofen, and R.J. Allan, 1998. Pre-1866 Extensions of the southern oscillation index using early Indonesian and Tahitian meteorological readings, *J. Climate*, 11, pp. 2325-2339.
- Godfrey, J.S., 1996. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review, *J. Geophys. Res.*, 101(C5), 12,217-12,238.
- Gordon, A. L., and R. A. Fine, 1996. Pathways of water between the Pacific and Indian Oceans in the Indonesian seas., *Nature*, 379, 146-149.
- Gordon, A.L., Susanto, R.D., and Field A., 1999. Throughflow within Makassar Strait, *Geophysical Research Letters* 26(21):3325-3328.
- Gordon, A. L., R. D. Susanto, 2001. Banda sea surface-layer divergence. *Ocean Dynamics*, 52, 2-10.
- Griffies, S. M., 1998. The Gent-McWilliams skew flux., *Journal of Physical Oceanography*, 28, 831-841.
- Hautala, S., J. Reid, and N. Bray, 1996. The distribution and mixing of Pacific water masses in the Indonesian Seas, *J. Geophys. Res.*, 101(C5), 12375-12389.
- Henry F.D. & V. Markgraf, 2000. El Niño and the southern oscillation: Multiscale variability and global and regional impacts., *Cambridge University Press*, 496 pp.
- Illahude, A. G., and Gordon, A. L., 1996. Thermocline stratification within the Indonesian seas, *J. Geophys. Res.*, 101(C5), 12401-12409.
- IPCC, Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment, Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 996 pp.

- Iribarne J.V., and Godson W.L., 1973. Atmospheric Thermodynamics, Second Edition., *D. Reidel Publishing Company*, 259 pp.
- J.R. Mather, 1974. Climatology: Fundamentals and Applications., *McGraw-Hill*, 412 pp.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society* 77:473-471.
- Levitus, S., T. P. Boyer, M. E. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, and R. Gelfeld., 1998. WorldOcean database 1998. in, introduction. NOAA Atlas NESDIS 18, Ocean Climate Laboratory, National Oceanographic Data Center, vol 1, US Government Printing Office, Washington, DC.
- Marsland, S.J., Haak H., Jungclaus JH., Latif M., and Roske F., 2003. The Max-Planck Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Model* , 5:91-127.
- Meyers, G., R. J. Bailey, and A. P. Worby, 1997. Geostrophic transport of Indonesian throughflow, *Deep sea Res., Par I*, 42, 1163-1174.
- Meyers, G., 1996. Variation of Indonesian throughflow and El-Niño Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 101, 12255-12264.
- Molcard R., M. Fieux, and A. G. Ilahude, The Indo-Pacific throughflow in the Timor Passage, *J. Geophys. Res.*, 101(5), 12411-12420, 1996.
- Molcard R., M. Fieux, and F. Syamsudin, 1999. The throughflow within Ombai Strait., *Deep-Sea Res.*, 101, 1237-1253.
- Morey, S. L., J.F. Shriver, and J. J. O'Brien, 1999. The effect of Halmahera on the Indonesian throughflow., *J. Geophys. Res.*, 104, 23,281-23,296.
- Murray, S. P., and D. Arief, 1988. Throughflow into the Indian Ocean through the Lombok Strait. January 1985-January 1986, *Nature*, 333, 444-447.
- Philander, S. G. H., 1989. El Niño, La Niña and the Southern Oscillation., vol. 46 of International Geophysical Series, *Academic Press*, 286pp.

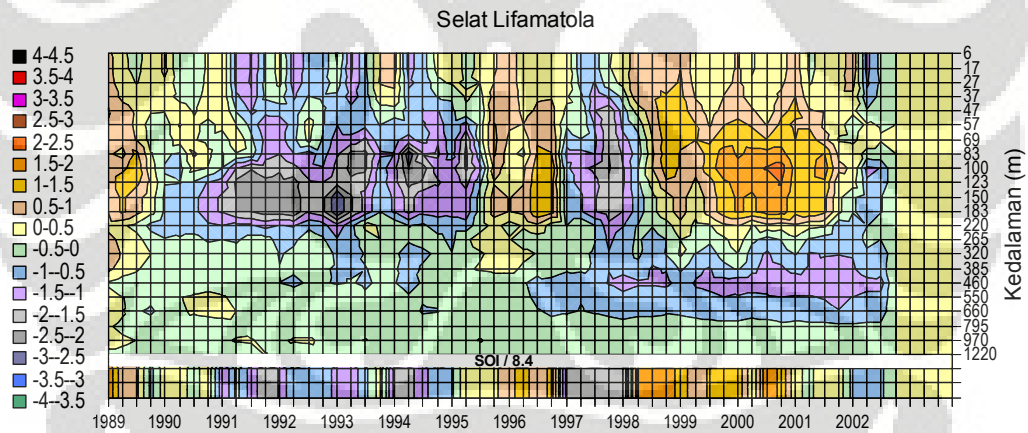
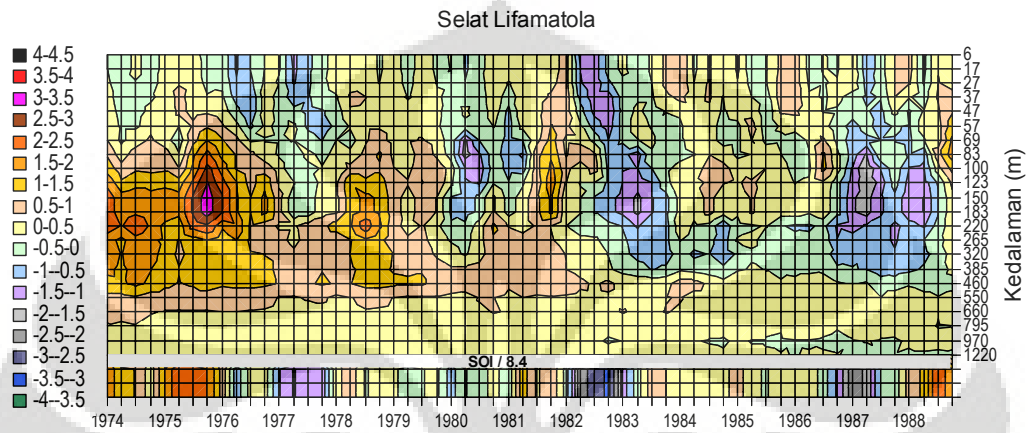
- Potemra, J., R. Lukas, and G. Mitchum, 1997. Large-scale estimation of transport from the Pacific to the Indian ocean, *J. Geophys. Res.*, 102(C13), 27795-27812.
- Piola, A. R., and Gordon A. L., 1984. Pacific and Indian oceans Upper-Layer Salinity Budget., *J. Of Physical Oceanography*, 14, 747-753.
- Supangat, A., 2000. Pengantar Oseanografi, Edisi 1, *Program Studi Oseanografi*, ITB.
- Wolff, J. O., E. Maier-Reimer, and S. Legutke, 1997. The Hamburg ocean primitive equation model HOPE., Technical Report 13, *German climate computer (DKRZ), Hamburg, Germany*, 98 pp.



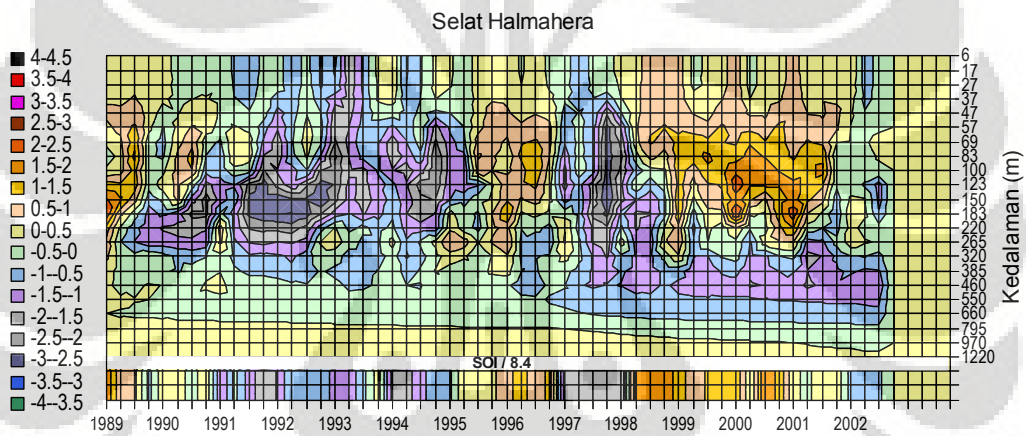
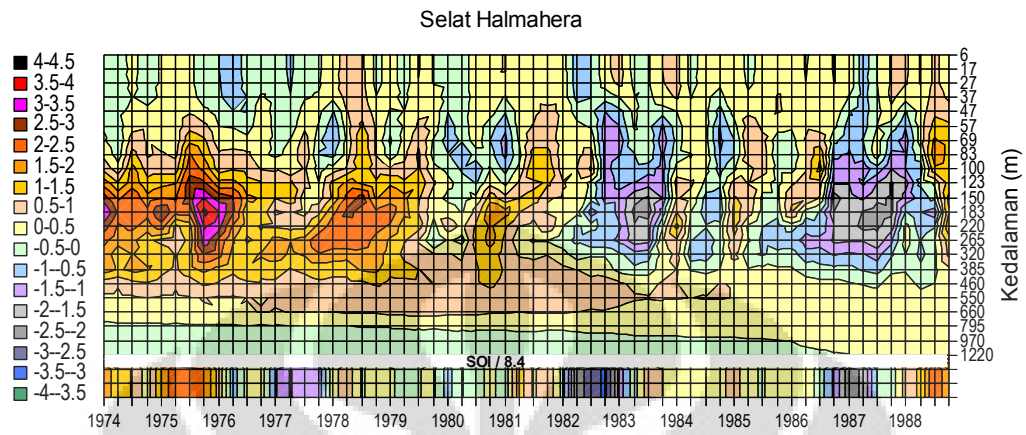
LAMPIRAN

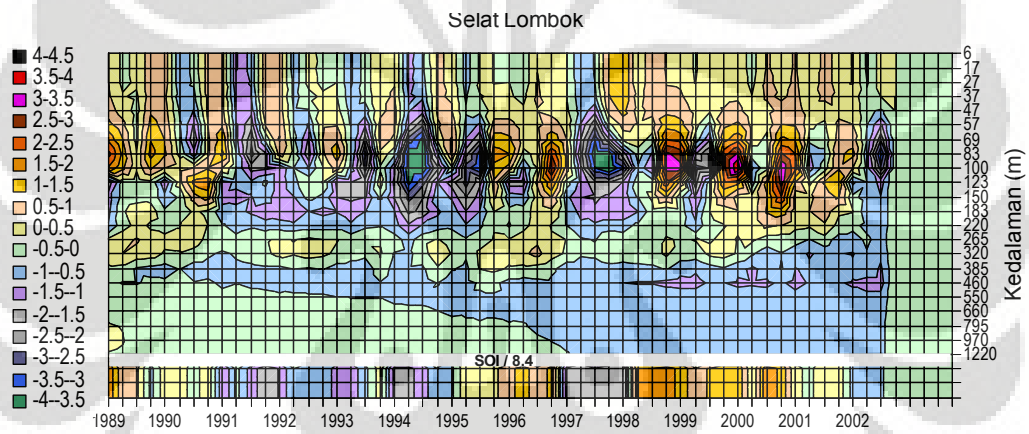
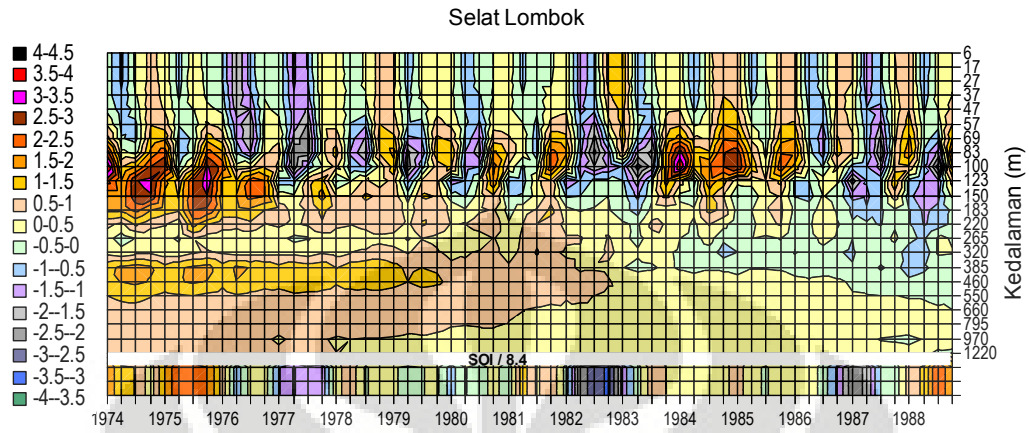
LAMPIRAN 1. Grafik Profil anomali temperatur Interannual 5 Selat di jalur Arlindo dan indeks ENSO (SOI) periode 1974-2002

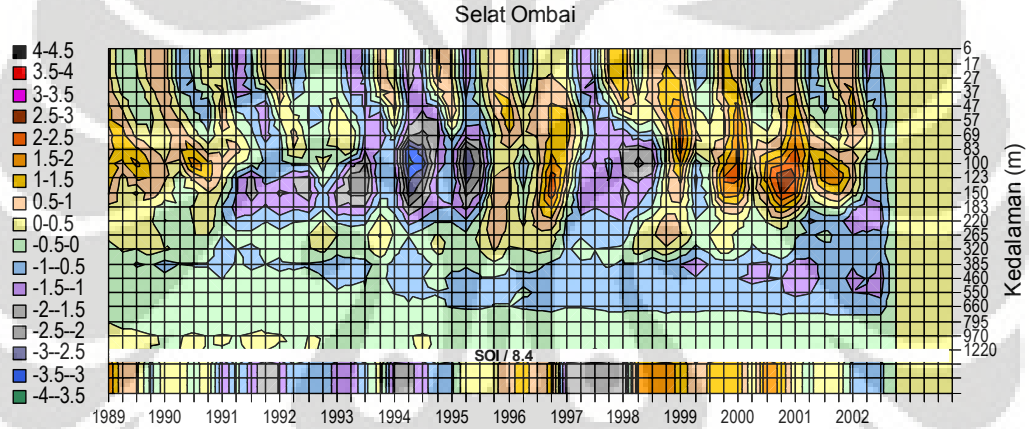
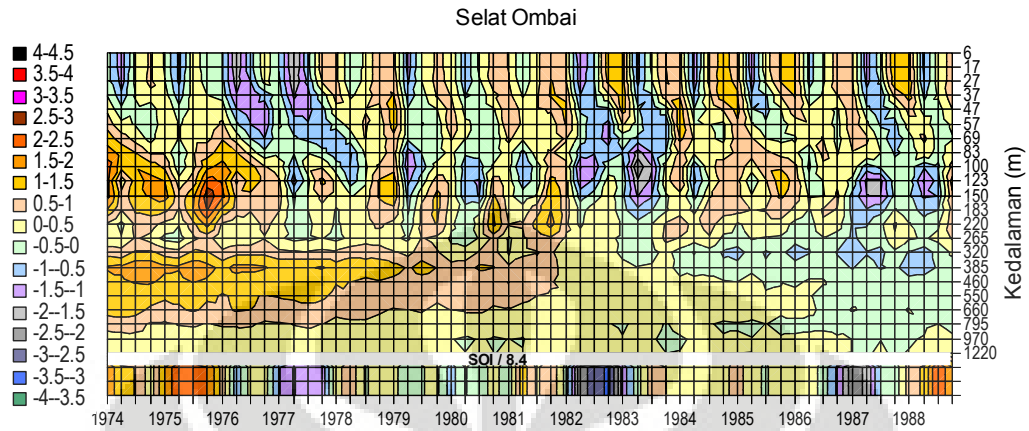
a. Grafik profil anomali temperatur Interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Lifamatola dan SOI



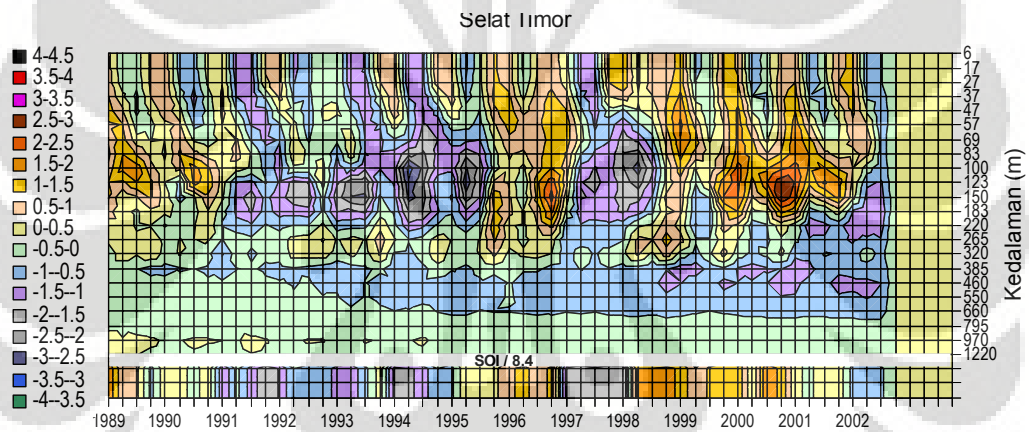
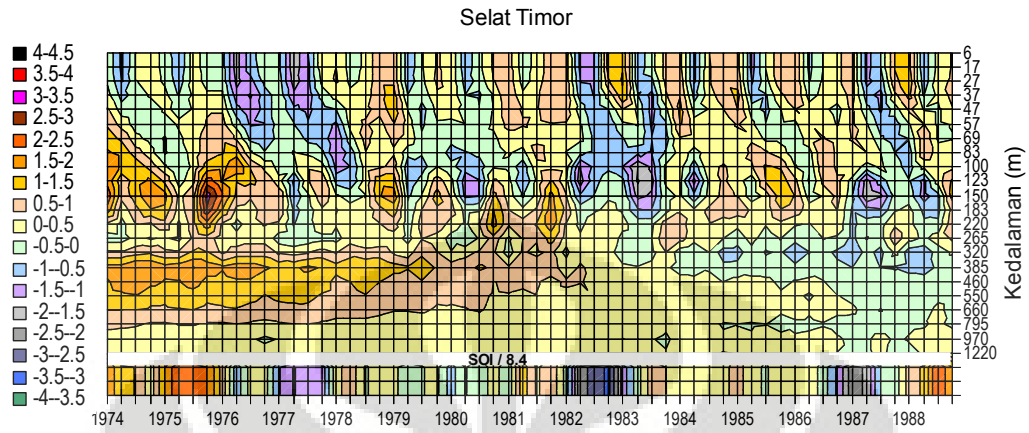
b. Grafik profil anomali temperatur Interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Halmahera dan SOI



c. Grafik profil anomali temperatur Interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Lombok dan SOI

d. Grafik profil anomali temperatur Interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Ombai dan SOI

e. Grafik profil anomali temperatur Interannual ($^{\circ}\text{C}$) Selat Timor dan SOI



LAMPIRAN 2. Modul tahapan menjalankan model iklim laut MPIOM

Untuk menjalankan model iklim MPIOM diperlukan perangkat lunak sebagai berikut:

- Fortran Compiler 90 atau 95 (Lahey Fortran 95)
- Modul program model MPIOM
- Data inisialisasi
- Data forcing permukaan laut

Untuk menginstall fortran compiler (Lahey Fortran 95) dapat mengikuti petunjuk pada CD yang tersedia. Setelah semua terinstall, sebelum memakai fortran tersebut untuk pertama kali, perlu menuliskan perintah ini di terminal

```
ulimit -s unlimited
```

setelah ini baris perintah tersebut dapat dimasukkan dalam environment linux pada file `~/.bashrc`

Paket modul program MPIOM terdiri dari dua file compresi (.tar) yaitu HOPS68.tar dan jobs.tar yang berturut turut merupakan modul model laut dan modul untuk menjalankan model berisikan data inisialisasi awal.

Petunjuk kompilasi model iklim laut hope:

```
tar -xvf HOPS68.tar
tar -xvf jobs.tar
cd HOPS68
./jobband.linux
cd ../jobs
```

Catatan untuk kompilasi:

1. Versi model MPIOM yang ada ini bekerja pada resolusi grid high resolution dengan matrix zonal (IE), meridional (JE) dan jumlah lapisan (KE):
IE=362,JE=210,KE=30.
2. Versi MPIOM ini bekerja pada linux di PC biasa dengan If95 compiler dan presisi single precision floating point atau 32 bit panjang data. Sehingga

program ini memakai format ext4 dan format integer*4. Modul program ini telah dicoba dan bekerja baik pada pada forcing ncep reanalysis. Pada saat running, program simulasi membutuhkan sekitar 680MB memory computer. Versi 64bit membutuhkan sekitar 1.2GB memory untuk menjalankannya.

Untuk kompilasi versi modul program ini dengan perintah

```
./jobband.linux
```

Di dalam file jobband.linux terdapat perintah kompilasi utama untuk 32bit sbb:
lf95 --dal --fix -O -o myhope.test compile.f

3. Untuk menjalankan dengan presisi tinggi (double precision floating point) atau 64bit programming atau memakai format ext8 maka ubahlah semua INTEGER*4 ---> INTEGER*8 pada PARAM1.h dan HOPS68.F
Setelah itu modul dapat dikompilasi dengan perintah di dalam jobband.linux sbb:

```
lf95 --dal --dbl --fix -O -o myhope.test compile.f
```

4. Hasil kompilasi akan terdapat di direktori jobs. Program model iklim laut MPIOM sudah dapat dijalankan pada direktori jobs dengan perintah:
./ncep_hops68.job

compiler options

-DSOR

-DSTART_LEVI = start from LEVITUS file INISAL and INITEM

-DDREIDREST = start from 3D rest position

-DQLOBERL

-DLINUX = machine name

-DVERSIONBAND = version name

-DISOPYK

-DADPO

-DSLOPECON_ADPO

-DDASILVA

-DAULREDSC

-DMEAN = monthly mean output
 -DALBMSN07
 -DNURDIFF
 -DRYEAR = use real year calendar 365 days instead of 260 days

#

the initial file needed are

INISAL = initial temperature from LEVITUS

INITEM = initial salinity from LEVITUS

SURSAL = SEA SURFACE SALINITY LEVITUS

arcgri = contains the grid points separations

anta = the map projection

topo = the sea topography

runoff_obs = runoff river data observation of 12 month average

runoff_pos = position of river in absolute geograp. coordinate

BEK = 1 digit lsm mask data in ascii (it is not initial file, will be remade)

#

the running GI files are (forcing data)

GITEM = 2m air temperature

GISWRAD= short wave radiation forcing

GIPREC = precipitation rate

GICLOUD= cloud cover

GITDEW = dew point temperature

GIWIX = zonal (u) surface flux

GIWIY = meridional (v) surface flux

GIU10 = 10 m wind in u and v

NOTES

all above files except topo and BEK are either in ext4 format

before the simulation starts

#

OCECTI file options (model control file)

DT = 1440. ; time interval in second

CAULAPTS= 0.E-5 ;

CAULAPUV= 0.0045 ;

AUS = 3.E-6 ;

CAH00 = 2000. ;
 DV0 = 0.2E-2 ;
 AV0 = 0.2E-2 ;
 CWT = 5.E-4 ;
 CSTABEPS= 0.03 ;
 DBACK = 1.0E-5 ;
 ABACK = 5.E-5 ;
 CRELSAL = 5.E-8 ; surface salinity relaxation time
 LY_START= \$YEAR ; the begin year
 LY_END = 2000 ; the end year
 IMEAN = 2 ; how the output is written 1=daily, 2=monthly etc
 NYEARS = 10 ; how many years will be calculated
 NMONTS = 0 ; how many months will be calculated
 DZW = 20.,20.,20.,.... ; levels
 #
 outputs (in ext4 format) are
 fort.71 tho.ext4 = temperature
 fort.72 sao.ext4 = salinity
 fort.73 uko.ext4 = u flow
 fort.74 vke.ext4 = v flow
 fort.79 eminpo.ext4 = freshwater flux
 fort.82 zo.ext4 = sealevel
 fort.84 flum.ext4 = total heatflux
 fort.85 pem.ext4 = total freshwater flux
 fort.86 sictho.ext4 = ice thickness
 fort.87 sicomo.ext4 = ice compactness
 fort.88 sicuo.ext4 = u ice velocity
 fort.89 sicve.ext4 = v ice velocity
 fort.136 sicsno.ext4 = snow thickness
 fort.137 qsw.o.ext4 = heat flux shortwave
 fort.138 qlwo.ext4 = heat flux longwave
 fort.139 qlao.ext4 = heat flux latent
 fort.140 qseo.ext4 = heat flux sensible
 fort.141 preco.ext4 = net freshwater flux + runoff

fort.143 psiuwe.ext4 = hor. bar. streamfunction

fort.146 wo.ext4 = vertical velocity (w)

fort.147 sictru.ext4 = sea ice transport x

fort.148 sictrv.ext4 = sea ice transport y

fort.156 zmld.ext4 =

#

How to run a climatological simulation

1. start from LEVITUS with compiler option -DSTART_LEVI -DDREIDREST
2. use idealized year or 12*30 days each with no compiler option -DRYEAR
3. run model for the first year with levitus (create new Z3?000 files)
4. run 10 more times with the new Z37000 and Z38000 files

How to run a real simulation

1. start from LEVITUS with compiler option -DSTART_LEVI -DDREIDREST
 2. use solar calender or Real Year with compiler option -DRYEAR
 3. put the first year Ex. 1948
 4. run model for the first year with levitus (create new Z3?000 files)
 5. keep the year counter Ex. 1948 then run the model without LEVITUS
- for both above run, use 3drestoring.asc and set to 1 in the first year, allowing 1st year start from levitus and repeat the first year again later

Daftar kode parameter model dan file hasil keluaran model

Content	Level	Variabel	Unit	Code	Fort.x	cpp
temperature	30	THO	C	2	71	M
salinity	30	SAO	psu	5	72	M
zon. velocity	30	UKO	m/s	3	73	M
mer. velocity	30	VKE	m/s	4	74	M
ver. velocity	30	WO	m/s	7	146	M D
landseamask	30	WETO	-	172/506	93	G
insitu density	30	RHO	kg/m**3	8		
pressure	30	PO	Pa	6		
freshwaterflux by restoring	1	EMINPO	m/s	67	79	M
total heatflux	1	FLUM	W/m**2	70	84	M

total freshwaterflux	1	PEM	m/s	79	85	M
ice thickness	1	SICTHO	m	13	86	M
ice compactness	1	SICOMO	%	15	87	M
zon. ice velocity	1	SICUO	m/s	35	88	M
mer. ice velocity	1	SICVE	m/s	36	89	M
surface air temperature	1	TAFO	C	92	131	M F
cloud cover	1	FCLOU	-	164	132	M F
surface u-stress	1	TXO	Pa/1025.	52	149	M F
surface v-stress	1	TYE	Pa/1025.	53	150	M F
prescribed precipitation	1	FPREC	m/s	260	133	M F
downward shortwave rad.	1	FSWR	W/m**2	80	134	M F
dewpoint temperature	1	FTDEW	K	81	135	M F
10m windspeed	1	FU10	m/s	171	130	M F
snow thickness	1	SICSNO	m	141	136	M
heat flux shortwave	1	QSWO	W/m**2	176	137	M
heat flux longwave	1	QLWO	W/m**2	177	138	M
heat flux latent	1	QLAO	W/m**2	147	139	M
heat flux sensible	1	QSEO	W/m**2	146	140	M
net freshwater flux + runoff	1	PRECO	m/s	65	141	M
sealevel	1	ZO	m	1	82	M
sealevel change	1	Z1O	m	82		
depth of convection	1	KCONDE P	level	69	90	K
hor. bar. streamfunction	1	PSIUWE	Sv	27	143	M
mixed layer depth	1	AMLD	m	83	142	M
depth of pressure points	1	DEPTHO	m	84	96	G
?depth of U velocity	1	DDUO	m	184		

points						
grid distance x	1	DLXP	m	85	151	G
grid distance y	1	DLYP	m	86	152	G
grid distance x	1	DLXu	m	185		
grid distance y	1	DLYu	m	186		
latitude in radiants	1	GILA	rad	54	94	G
longitude in radiants	1	GIPH	rad	55	97	G
vertical impuls diffusion	30	AVO	?	110	144	M D
vertical T,S diffusion	30	DVO	?	111	145	M D
seaice transport x	1	SICTRU	m**2/s	142	147	M
seaice transport y	1	SICTRV	m**2/s	143	148	M
wind mixing	30	WTMIX	m**2/s	245		
mixed layer depth (SJ)	1	zmlD	m	183		
GM vertical velocity	30	WGO	m/s	207		
potential energy release	1	TMCEO	?	157		
mon. mean depth of convection	1	TMCD0	level	158		
heatflux sw over water	1	DQSWO	W/m**2	247	247	M H
heatflux lw over water	1	DQLWO	W/m**2	248	248	M H
heatflux se over water	1	DQSEO	W/m**2	249	249	M H
heatflux la over water	1	DQLAO	W/m**2	250	250	M H
heatflux net over water	1	DQTHO	W/m**2	251	251	M H
heatflux sw over seaice	1	DQSWI	W/m**2	252	252	M H
heatflux lw over seaice	1	DQLWI	W/m**2	253	253	M H
heatflux se over seaice	1	DQSEI	W/m**2	254	254	M H
heatflux la over seaice	1	DQLAI	W/m**2	255	255	M H
heatflux net over	1	DQTHI	W/m**2	256	256	M H

seaice						
--------	--	--	--	--	--	--

Catatan:

M=MEAN

D=DIFFDIAG

F=FORCEDIAG

G=GRIDINFO

H=TESTOUT_HFL

K=KONVDIAG



LAMPIRAN 3. Script pengolahan output Model

File potong.F ---→ Separasi data ocean flux masing-masing kanal dari output MPIOM

```

csjm 17.08.00 modified from HH klima21:/data/2DSEC/malsec.F
csjm 28.08.00 fill contours with NCARv3.2
csjm 30.08.00 rewrite as subroutine isoschnittmal
csjm 31.08.00 density (note: assumes t/s available as fort.71/72)
csjm      getarg(1,cswitch)
csjm      cswitch = T for temperature plots
csjm      cswitch = S for salinity plots
csjm      cswitch = D for density plots
csjm 12.09.00 calculate Tiestu from DATA DZW
csjm 25.09.00 read all grid info files in extra format
csjm 04.01.01 rotate section8 so that it does not cut through pacific
csjm 07.08.01 bw (black and white pics)
CEA Last modified 28.03.2003

```

```

PROGRAM MAL3
PARAMETER(IE=362,JE=210,KE=30,kep=ke+1
x      ,ITO=2*IE,JTO=2*JE,ME=9,NE=360)

c ncar workspace
PARAMETER(LRWK=50000,LIWK=50000,LMAP=1500000,
1      NWRK=50000,NOGRPS=5,NCLMAX=100,
1      NZD=4,LZRGM=NZD*NE*KE)

```

c contours

```

parameter(NCL=30) !set number of contour levels
parameter(ICL=9) !which section number to display

```

```

dimension RLEVELS(NCL) !contour level values
DIMENSION BOTTOMDEPTH(NE),pacBOTTOMDEPTH(NE)

```

```

COMMON /JMOFAC/O1,O2,O3,O4,O5,O6,O7,O8,O9,OA,OB
COMMON/SIZE/ S1,S2
COMMON/QUER/ ISWAS
COMMON/PROJ/ IPR,XPLMA(ITO+2),YPLMA(JTO+2)
COMMON/KOORD/ALON1(ME,NE),ALAT1(ME,NE),IYEAR,IMONTH
COMMON/KOORD1/ALON(IE,JE),ALAT(IE,JE)
COMMON/SCHRIFT/FACF(3,2)
COMMON/TIESTU/TIESTU(KEP)
COMMON/SECMLL/SECLAT(NE),SECLON(NE)

```

```

DIMENSION BREIT(ITO,JTO),ALANG(ITO,JTO),TIESTW(KEP)
DIMENSION SREG(ME,NE)
DIMENSION WETO(IE,JE,KE)
DIMENSION THO(IE,JE,KE),SAO(IE,JE,KE)
DIMENSION FF1(IE,JE),SCHNITT(KE,NE)
DIMENSION usefulSCHNITT(NE,KE),pacSCHNITT(NE,KE)
DIMENSION DEPTO(IE,JE)
DIMENSION DUMMY2(IE,JE,KE)
DIMENSION XCOORD(NE)
DIMENSION DZW(KE)
DIMENSION botdep(me,ne)

```

```

CHARACTER*40 ZEILZ
CHARACTER*40 MTEXT(3,3)
CHARACTER*1 CSWITCH

```

```

CALL GETARG(1,CSWITCH)

```

```

C      TIESTU  DEPTH OF HORIZONTAL VELOCITY POINTS
C      TIESTW  DEPTH OF VERTICAL VELOCITY POINTS

```

c 30 levels

```

DATA DZW/12.,10.,10.,10.,10.,10.,13.,15.,20.,25.,30.,35.,40.,
x 50.,60., 70.,80.,100.,120.,150.,200.,300.,

```

x 400.,450.,500.,500.,500.,600.,700.,1000./

C LAYER DEPTH CONFIGURATION

TIESTU(1) = 0.5 * DZW(1)

TIESTW(1) = 0.0

DO 44 K=1,KE

TIESTW(K+1) = TIESTW(K) + DZW(K)

44 CONTINUE

DO 4544 K=2,KE

TIESTU(K) = 0.5 * (TIESTW(K+1) + TIESTW(K))

4544 CONTINUE

TIESTU(KEP)=9000.

icolor=1

OPEN(12,FILE='weto.ext4',FORM='UNFORMATTED')

OPEN(13,FILE='anta.ext4',FORM='UNFORMATTED')

OPEN(10,FILE='depto.ext4',FORM='UNFORMATTED')

OPEN(15,FILE='SECTIONS2.DAT',FORM='FORMATTED') !polygon path to

be drawn

IPR=0

DO K=1,KE

READ(12)I1,I2,I3,I4

READ(12)((WETO(I,J,K),I=1,IE),J=1,JE)

ENDDO

READ(13)I1,I2,I3,I4

READ(13)ALANG

READ(13)I1,I2,I3,I4

READ(13)BREIT

READ(10)I1,I2,I3,I4

READ(10)DEPTO

```

do i=1,ie
do j=1,je
  depto(i,j)=min(depto(i,j),tiestu(ke))
enddo
enddo

GRARAD=180./3.14159265

do i=1,ie
do j=1,je
  ALAT(i,j)=BREIT(2*i,2*j)
  ALON(i,j)=ALANG(2*i,2*j)
enddo
enddo

C  SCHNITTE EINLESEN
DO N=1,NE
C  READ(15,'(18F8.2)')ALON1(1,N),ALAT1(1,N),ALON1(2,N),ALAT1(2,N),
  READ(15,*)ALON1(1,N),ALAT1(1,N),ALON1(2,N),ALAT1(2,N),
X      ALON1(3,N),ALAT1(3,N),ALON1(4,N),ALAT1(4,N),
X      ALON1(5,N),ALAT1(5,N),ALON1(6,N),ALAT1(6,N),
X      ALON1(7,N),ALAT1(7,N),ALON1(8,N),ALAT1(8,N),
X      ALON1(9,N),ALAT1(9,N)

SECLAT(N)=ALAT1(ICL,N)
SECLON(N)=ALON1(ICL,N)
Enddo

DO N=1,NE
DO M=1,ME
  ALAT1(M,N)=ALAT1(M,N)*(1./GRARAD)
  ALON1(M,N)=ALON1(M,N)*(1./GRARAD)
ENDDO

```

```

ENDDO

IWIMA=0

IPAR=3

OPEN(55,FILE='tho-sal-out.txt',FORM='FORMATTED')
C   EINLESEN read in mean monthly file
OPEN(81,FILE='tho',FORM='UNFORMATTED',STATUS='OLD')
OPEN(82,FILE='sao',FORM='UNFORMATTED',STATUS='OLD')

C***** START LOOP *****
DO NNN=1,12

C****READ DATA
DO K=1,KE
READ(81) I1,I2,I3,I4
READ(81)((THO(I,J,K),I=1,IE),J=1,JE)
ENDDO
DO K=1,KE
READ(82) I1,I2,I3,I4
READ(82)((SAO(I,J,K),I=1,IE),J=1,JE)
ENDDO

csjm get the bottom depths
DO K=1,KE
DO J=1,JE
DO I=1,IE
DUMMY2(I,J,K)=1.
ENDDO
ENDDO
ENDDO

CH   FF1 WIRD BELEGT

```



```

DO J=1,JE
  DO I=1,IE
    FF1(I,J)= DEPTO(I,J)
  ENDDO
ENDDO

MK=KE
CH  OCEAN BOTTOM VALUE
SVAL=0.

M=ICL
print*, 'MONTH(',nnn,')', ' ISOSCHNITTMAL ',CSWITCH,' SEC ',M

DO K=1,KE
CH  MULTIPLIZIEREN MIT LWMASKE
  PREF=0.
  DO J=1,JE
    DO I=1,IE
      IF(CSWITCH.EQ.'T')FF1(I,J)=THO(I,J,K)
      IF(CSWITCH.EQ.'S')FF1(I,J)=SAO(I,J,K)
      IF(CSWITCH.EQ.'D')FF1(I,J)= RHO(SAO(I,J,K),THO(I,J,K),PREF)-1000.
    ENDDO
  ENDDO
  MK=K

SVAL=-1000.
c  PRINT*, 'CALL HOP2REG'
  CALL HOP2REG(MK,ALANG,BREIT,WETO,FF1,SREG,SVAL)
  DO J=1,NE
    SCHNITT(K,j)=sval
    SCHNITT(K,J)=SREG(M,J)
  ENDDO
ENDDO

```

```

do k=1,ke
do j=1,NE
  usefulSCHNITT(j,k)=SCHNITT(k,j)
enddo
  WRITE(55,6002)(usefulSCHNITT(j,k),j=1,360)
enddo
6002 FORMAT(360F12.3)
C  WRITE(IO_IN_BGIN,'(I3,2X,120I1)')I,(IBEK(I,J),J=JMEND,JMANF,-1)

ENDDO
C***** END LOOP *****

CLOSE(81)
CLOSE(82)

STOP
END

C-----

SUBROUTINE HOP2REG(LEVEL,GILA,GIPH,WETO,SHOPE,SREG,SVAL)

C  INTERPOLATION FROM HOPEC TO REGULAR CGRID(ME,NE)
C  YET ONLY FOR SCALAR FIELDS
PARAMETER(IE=362,JE=210,KE=30,ME=9,NE=360,ITO=2*IE,JTO=2*JE,
X  NB=3,MB=3)

COMMON/KOORD/ALON1(ME,NE),ALAT1(ME,NE),IYEAR,IMONTH
REAL  SHOPE(IE,JE),GILA(ITO,JTO),GIPH(ITO,JTO),
X  SREG(ME,NE),WETO(IE,JE,KE),
X  ALAT2(IE,JE),ALON2(IE,JE)
REAL*8  RMIND,RMAXD
REAL*8  D(MB,NB),G(MB,NB),DD

```

C SOME CONSTANTS

```
PI=3.141592656
```

```
GRARAD=180./PI
```

```
R=6.37E6
```

C LON/LAT ON HOPEC FOR U,V,S POINTS

```
DO I=1,IE
```

```
DO J=1,JE
```

```
ALAT2(I,J)=GIPH(2*I,2*J)
```

```
ALON2(I,J)=GILA(2*I,2*J)
```

```
IF (ALON2(I,J).GT.(2.*PI)) ALON2(I,J)=ALON2(I,J)-(2.*PI)
```

```
IF (ALON2(I,J).LT.0.) ALON2(I,J)= ALON2(I,J)+(2.*PI)
```

```
IF (ALON2(I,J).GT.(2.*PI)) ALON2(I,J)=ALON2(I,J)-(2.*PI)
```

```
IF (ALON2(I,J).LT.0.) ALON2(I,J)= ALON2(I,J)+(2.*PI)
```

```
ENDDO
```

```
ENDDO
```

```
do m=1,me
```

```
do n=1,ne
```

```
IF (ALON1(m,n).GT.(2.*PI)) ALON1(m,n)=ALON1(m,n)-(2.*PI)
```

```
IF (ALON1(m,n).LT.0.) ALON1(m,n)= ALON1(m,n)+(2.*PI)
```

```
IF (ALON1(m,n).GT.(2.*PI)) ALON1(m,n)=ALON1(m,n)-(2.*PI)
```

```
IF (ALON1(m,n).LT.0.) ALON1(m,n)= ALON1(m,n)+(2.*PI)
```

```
enddo
```

```
enddo
```

C FIND THE SHORTEST DISTANCE

C A STARTPOINT

```
K=ie
```

```
L=je
```

```
DO M=1,ME
```

```
DO N=1,NE
```

```
C WE DO NEED TO MUCH ITERATION
C UNDEF VALUES
```

```
SREG(M,N)=SVAL
```

```
DO 100 ITER=1,300
c   if(iter.eq.300)PRINT*,I,k,'nearest point not found'
c X   ,sreg(M,n),m,n
```

```
RMIND=R*2.*PI
C   UPPER/LOWER BOUNDARY
IF ( L.LT.2 ) THEN
    L=2
ELSEIF ( L.GE.(JE-1) ) THEN
    L=JE-1
ENDIF
```

```
C   K VON 2 BIS 181
IF ( K.GE.IE) K=K-(IE-2)
IF ( K.LE.1 ) K=K+(IE-2)
```

```
RMAXD=0.
```

```
DO I=-1,1
DO J=-1,1
DD=(SIN(ALAT1(M,N))*SIN(ALAT2(K+I,L+J)))
X +(COS(ALAT1(M,N))*COS(ALAT2(K+I,L+J))
X   *COS(ALON2(K+I,L+J)-ALON1(M,N)))
```

```
D(I+2,J+2)=R*ACOS(MIN(1.,DD))
```

```
RMIND=MIN(D(I+2,J+2),RMIND)
RMAXD=MAX(D(I+2,J+2),RMAXD)
if (m.eq.3.and.n.eq.282) then
```

```

c      print*,k+i,l+j,m,n,i,j,DD,D(I+2,J+2)
c X          ,ALAT1(M,N),ALAT2(K+I,L+J)
c X          ,ALON1(M,N),ALON2(K+I,L+J),SHOPE(K+I,L+J),
c x          WETO(K+I,L+J,LEVEL)
      endif
      ENDDO
      ENDDO

      IF(D(2,2).EQ.RMIND)THEN

c      PRINT*,'WE ARE AT THE MINIMUM',iter,rmind
C      NOW CALCULATE THE WEIGHTS
C      NEED TO CHOOSE RADIUS OF INFLUENCE SMAX
      SMAX=RMAXD
      SUMTG=0.
      SUMG=0.
      DO I=-1,1
      DO J=-1,1
      G(I+2,J+2)=(SMAX**2-D(I+2,J+2)**2)/SMAX**2
C      INTERPOLATION OF SURROUNDING 9 POINTS
      SUMTG=SUMTG+G(I+2,J+2)*SHOPE(K+I,L+J)*WETO(K+I,L+J,LEVEL)
      SUMG=SUMG+G(I+2,J+2)*WETO(K+I,L+J,LEVEL)
c      if (n.eq.282) then
c      PRINT*,i,j,SUMTG,SUMG,G(I+2,J+2),SMAX**2,D(I+2,J+2)
c      endif
      ENDDO
      ENDDO
      IF (SUMG.NE.0.) THEN
      SREG(M,N)=SUMTG/SUMG
      ELSE
CH      UNDEF VALUES
      SREG(M,N)=SVAL
      ENDIF
c      if (m.eq.3) then

```

```

c      PRINT*,M,N,' SCALAR: ',SREG(M,N),shope(k,l)
c x      ,sumg,sumtg,weto(K,L,LEVEL),RMAXD,SMAX**2
c      endif

      GOTO 110
    ENDIF
  C      WE NEED TO FIND THE DIRECTION TO THE MINIMUM
  kjump=(nint(ie/2.))+1

  IF(D(1,1).EQ.RMIND)THEN
C      PRINT*,'D(1,1) K-1 AND L-1'
      K=K-1
      L=L-1
      IF (L.LE.2) K=K+kjump
C      IF (L.LE.2) PRINT*,'JUMP'
  ELSEIF (D(1,2).EQ.RMIND)THEN
C      PRINT*,'D(1,2) K-1'
      K=K-1
  ELSEIF (D(1,3).EQ.RMIND)THEN
C      PRINT*,'D(1,3) K-1 AND L+1'
      K=K-1
      L=L+1
      IF (L.GE.JE) K=K+kjump
C      IF (L.GE.JE) PRINT*,'JUMP'
  ELSEIF (D(2,1).EQ.RMIND)THEN
C      PRINT*,'D(2,1) L-1'
      L=L-1
      IF (L.LE.2) K=K+kjump
C      IF (L.LE.2) PRINT*,'JUMP'
  ELSEIF (D(2,3).EQ.RMIND)THEN
C      PRINT*,'D(2,3) L+1'
      L=L+1
      IF (L.GE.JE) K=K+kjump
C      IF (L.GE.JE) PRINT*,'JUMP'

```

```

ELSEIF (D(3,1).EQ.RMIND)THEN
C   PRINT*, 'D(3,1) K+1 AND L-1'
      K=K+1
      L=L-1
      IF (L.LE.1) K=K+kjump
C   IF (L.LE.1) PRINT*, 'JUMP'
ELSEIF (D(3,2).EQ.RMIND)THEN
C   PRINT*, 'D(3,2) K+1'
      K=K+1
ELSEIF (D(3,3).EQ.RMIND)THEN
C   PRINT*, 'D(3,3) K+1 AND L+1'
      K=K+1
      L=L+1
      IF (L.GE.JE) K=K+kjump
c   IF (L.GE.JE) PRINT*, 'JUMP', I, k
      ENDIF
C   ITER
100  CONTINUE
110  CONTINUE
C   N, M
      ENDDO
      ENDDO
      RETURN
      END

C*****
C
C
C   RRRRR H H OOO
C   R R H H O O
C   RRRRR HHHHHH O O
C   R RR H H O O
C   R RR H H OOO
C

```



```

C*****
C WIRD FUER DEN REFERENZ-ZUSTAND VERWENDET
C+++++
  FUNCTION RHO(S,T,P)
    DATA B0,B1,B2,B3,B4/8.24493E-1,-4.0899E-3,7.6438E-5,
    ,-8.2467E-7,5.3875E-9/
    DATA C0,C1,C2/-5.72466E-3,1.0227E-4,-1.6546E-6/
    DATA D0/4.8314E-4/
    DATA A0,A1,A2,A3,A4,A5/999.842594,6.793952E-2,
    ,-9.095290E-3,1.001685E-4,-1.120083E-6,6.536332E-9/
    DATA F0,F1,F2,F3/54.6746,-0.603459,
    ,1.09987E-2,-6.1670E-5/
    DATA G0,G1,G2/7.944E-2,1.6483E-2,-5.3009E-4/
    DATA AI0,AI1,AI2/2.2838E-3,-1.0981E-5,-1.6078E-6/
    DATA AJ0/1.91075E-4/
    DATA AM0,AM1,AM2/-9.9348E-7,2.0816E-8,9.1697E-10/
    DATA E0,E1,E2,E3,E4/19652.21,148.4206,-2.327105,
    ,1.360477E-2,-5.155288E-5/
    DATA H0,H1,H2,H3/3.239908,1.43713E-3,
    ,1.16092E-4,-5.77905E-7/
    DATA AK0,AK1,AK2/8.50935E-5,-6.12293E-6,5.2787E-8/
    S3H=SQRT(S**3)
    RHOW=A0+T*(A1+T*(A2+T*(A3+T*(A4+T*A5))))
    AKW=E0+T*(E1+T*(E2+T*(E3+T*E4)))
    AW=H0+T*(H1+T*(H2+T*H3))
    BW=AK0+T*(AK1+T*AK2)
    B=BW+S*(AM0+T*(AM1+T*AM2))
    A=AW+S*(AI0+T*(AI1+AI2*T))+AJ0*S3H
    AKST0=AKW+S*(F0+T*(F1+T*(F2+T*F3)))+S3H*(G0+T*(G1+G2*T))
    AKSTP=AKST0+P*(A+B*P)
    RHST0=RHOW+S*(B0+T*(B1+T*(B2+T*(B3+T*B4))))+D0*S**2
    ++S3H*(C0+T*(C1+C2*T))
    RHO=RHST0/(1.-P/AKSTP)
    RETURN

```

END

```

c =====
c dummy subroutine written by V.Soldatov:
c substitute for a procedure not available on Sun platforms;
c required by oplib8nc (lake:/pool/POST/lsg_plot/)
c =====

subroutine clock(ct)
character ct*8
ct='00:00:00'
return
end

```

File: jon.scr → separasi *thermohaline* dan kecepatan arus 6 kanal Arlindo

```

#!/bin/bash
cd /data/output
year=1974
while [ $year -le 2002 ]
do
echo $year.tar
cd /data/output
tar -xf $year.tar J200_HOPS68_tho.ext4
tar -xf $year.tar J200_HOPS68_sao.ext4
tar -xf $year.tar J200_HOPS68_uke.ext4
tar -xf $year.tar J200_HOPS68_vke.ext4
#####
cd /data/output/section
ln -sf ../J200_HOPS68_tho.ext4 tho
ln -sf ../J200_HOPS68_sao.ext4 sao

ln -sf SECTIONS2.DAT.lifamatola SECTIONS2.DAT

```

```
potong.x T
echo tho $year lifamatola
mv tho-sal-out.txt tho-$year-lifamatola.txt
potong.x S
echo sao $year lifamatola
mv tho-sal-out.txt sao-$year-lifamatola.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.halmahera SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo tho $year halmahera
mv tho-sal-out.txt tho-$year-halmahera.txt
potong.x S
echo sao $year halmahera
mv tho-sal-out.txt sao-$year-halmahera.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.makasar SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo tho $year makasar
mv tho-sal-out.txt tho-$year-makasar.txt
potong.x S
echo sao $year makasar
mv tho-sal-out.txt sao-$year-makasar.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.timor-aust SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo tho $year timor-aust
mv tho-sal-out.txt tho-$year-timor-aust.txt
potong.x S
echo sao $year timor-aust
mv tho-sal-out.txt sao-$year-timor-aust.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.timor-south SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo tho $year timor-south
```

```
mv tho-sal-out.txt tho-$year-timor-south.txt
potong.x S
echo sao $year timor-south
mv tho-sal-out.txt sao-$year-timor-south.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.lombok SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo tho $year lombok
mv tho-sal-out.txt tho-$year-lombok.txt
potong.x S
echo sao $year lombok
mv tho-sal-out.txt sao-$year-lombok.txt
##
In -sf ../J200_HOPS68_uko.ext4 tho
In -sf ../J200_HOPS68_vke.ext4 sao
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.lifamatola SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo uko $year lifamatola
mv tho-sal-out.txt uko-$year-lifamatola.txt
potong.x S
echo vke $year lifamatola
mv tho-sal-out.txt vke-$year-lifamatola.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.halmahera SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo uko $year halmahera
mv tho-sal-out.txt uko-$year-halmahera.txt
potong.x S
echo vke $year halmahera
mv tho-sal-out.txt vke-$year-halmahera.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.makasar SECTIONS2.DAT
potong.x T
```

```
echo uko $year makasar
mv tho-sal-out.txt uko-$year-makasar.txt
potong.x S
echo vke $year makasar
mv tho-sal-out.txt vke-$year-makasar.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.timor-aust SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo uko $year timor-aust
mv tho-sal-out.txt uko-$year-timor-aust.txt
potong.x S
echo vke $year timor-aust
mv tho-sal-out.txt vke-$year-timor-aust.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.timor-south SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo uko $year timor-south
mv tho-sal-out.txt uko-$year-timor-south.txt
potong.x S
echo vke $year timor-south
mv tho-sal-out.txt vke-$year-timor-south.txt
```

```
In -sf SECTIONS2.DAT.lombok SECTIONS2.DAT
potong.x T
echo uko $year lombok
mv tho-sal-out.txt uko-$year-lombok.txt
potong.x S
echo vke $year lombok
mv tho-sal-out.txt vke-$year-lombok.txt
```

```
mv -f ???-????-lifamatola.txt j-lifamatola/
mv -f ???-????-halmahera.txt j-halmahera/
mv -f ???-????-makasar.txt j-makasar/
mv -f ???-????-timor-south.txt j-ombai/
```

```
mv -f ???-????-timor-aust.txt j-timor/
mv -f ???-????-lombok.txt j-lombok/
```

```
year=`expr $year + 1`
done
exit
```

File: gabung2grads.scr → Penggabungan data *thermohaline* dan vector arus masing-masing kanal untuk periode 1974-2002

```
#!/bin/bash
cd /data/output/section/j-halmahera
cp ../reg2grad.x .
year=1974
rm sao-halmahera7402.grd
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf sao-$year-halmahera.txt tho
echo ln -sf sao-$year-halmahera.txt tho
reg2grad.x
cat tho.grd >> sao-halmahera7402.grd
rm tho.grd
year=`expr $year + 1`
done
####
year=1974
rm tho-halmahera7402.grd
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf tho-$year-halmahera.txt tho
echo ln -sf tho-$year-halmahera.txt tho
reg2grad.x
```

```

cat tho.grd >> tho-halmahera7402.grd
rm tho.grd
year=`expr $year + 1`
done
###
year=1974
rm uko-halmahera7402.grd
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf uko-$year-halmahera.txt tho
echo ln -sf uko-$year-halmahera.txt tho
reg2grd.x
cat tho.grd >> uko-halmahera7402.grd
rm tho.grd
year=`expr $year + 1`
done
###
year=1974
rm vke-halmahera7402.grd
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf vke-$year-halmahera.txt tho
echo ln -sf vke-$year-halmahera.txt tho
reg2grd.x
cat tho.grd >> vke-halmahera7402.grd
rm tho.grd
year=`expr $year + 1`
done
#####

cd /data/output/section/j-lifamatola
cp ../reg2grd.x .
year=1974
rm sao-lifamatola7402.grd

```



```
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf sao-$year-lifamatola.txt tho
echo ln -sf sao-$year-lifamatola.txt tho
reg2grd.x
cat tho.grd >> sao-lifamatola7402.grd
rm tho.grd
year=`expr $year + 1`
done
####
year=1974
rm tho-lifamatola7402.grd
while [ $year -le 2002 ]
do
ln -sf tho-$year-lifamatola.txt tho
echo ln -sf tho-$year-lifamatola.txt tho
reg2grd.x
cat tho.grd >> tho-lifamatola7402.grd
rm tho.grd
```