

Percampuran Vertikal Massa Air Lapisan Pertengahan Perairan Lifamatola pada Bulan Maret 2009

Gentio Harsono^{1,2*}, Budi Purwanto², Anindya Wirasatriya³, Sri Murtiana¹, Rifqi N. Agassi²

¹Fakultas Sains dan Teknologi Pertahanan, Universitas Pertahanan RI
Kawasan IPSC Sentul Sukahati, Citeurup Bogor, Jawa Barat 16810 Indonesia

²Pusat Hidro-Oseanografi TNI AL

Jl. Pantai Kuta V/1 Ancol Timur, Jakarta Utara, Indonesia

³Departemen Oseanografi, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Diponegoro
Jl. Prof. Jacub Rais, Tembalang, Semarang, Jawa Tengah 50275 Indonesia
Email: hgentio1969@gmail.com

Abstrak

Perairan Lifamatola menarik dikaji selain sebagai lintasan Arlindo juga proses pencampuran massa airnya terjadi secara intensif. Tujuan penelitian ini adalah mengkaji pencampuran turbulen di Perairan Lifamatola pada Maret 2009. Data salinitas, temperatur dan kedalaman diperoleh dari program *Tropical Ocean Climate Study* (TOCS) tahun 2009, kerjasama Badan Pengkajian Penerapan Teknologi (BPPT) dan Jamstec (*Japan of Marine Science Earth and Technology*) Jepang menggunakan RV. Kaiyo. Analisis meliputi analisis skala Thorpe (L_T), frekuensi Brunt Vaisala (N), disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) dan estimasi nilai difusivitas eddy vertikal (K_z). Hasil identifikasi karakteristik massa air Samudera Pasifik, *North Pacific Intermediate Water* (NPIW) pada perairan ini S-max tidak terlihat karena diduga sudah bertransformasi menjadi massa air dengan karakteristik yang baru akibat proses pencampuran. Hasil perhitungan terhadap nilai frekuensi Brunt Vaisala, pada lapisan termoklin diperoleh nilai N_2 tertinggi yaitu 0,05-0,15 s^{-1} pada kedalaman 100 m dan kedalaman 200 m, sementara lapisan tercampur berkisar 0,0- 0,01 s^{-1} dan lapisan dalam 0-0,005 s^{-1} . Lapisan termoklin memiliki nilai Td -5 m sampai 3 m, lapisan dalam berkisar -4 m sampai 5 m dan lapisan dalam berkisar -13m sampai 19 m. Nilai rata-rata disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) dari semua lapisan yaitu sebesar $3.29 \times 10^{-9} Wkg^{-1}$. Hasil dari rata-rata menunjukkan bahwa semakin bertambahnya kedalaman nilai disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) semakin menurun. Nilai difusivitas paling tinggi terjadi pada lapisan termoklin dan menurun dengan semakin bertambahnya kedalaman. Nilai K_z pada lapisan permukaan antar sampling berbeda-beda, terjadi akibat Gelombang Internal dan aktivitas pasang surut.

Kata Kunci: Massa Air, Yo-Yo CTD, Frekuensi Brunt Vaisala, Skala Thorpe, Selat Lifamatola

Abstract

Vertical Mixing of Water Mass in The Middle Layers on Lifamatola Strait Waters in March 2009

Lifamatola waters are interesting to study apart from being the Arlindo trajectory as well as the process of intensive mixing. The aim of this research is to examine turbulent mixing in Lifamatola Waters in March 2009. Salinity, Temperature and Depth data were obtained from the Tropical Ocean Climate Study (TOCS) program in 2009, a collaboration between the Agency for the Assessment of the Application of Technology (BPPT) and Japan of Marine Science Earth and Technology uses RV. Kaiyo. The analysis includes Thorpe scale analysis (L_T), Brunt Vaisala frequency (N), turbulent kinetic energy dissipation (ϵ) and estimation of vertical eddy diffusivity (K_z) values. The results of identifying the characteristics of the Pacific Ocean water mass, North Pacific Intermediate Water (NPIW) in these waters, S-max is not visible because it is thought to have been transformed into a water mass with new characteristics due to the mixing process. The results of the calculation of the Brunt Vaisala frequency value, in the thermocline layer, the highest N_2 value was obtained, namely 0.05-0.15 s^{-1} at a depth of 100 m and a depth of 200 m, while the mixed layer ranged from 0.0-0.01 s^{-1} and inner layer 0-0.005 s^{-1} . The thermocline layer has a Td value of -5 m to 3 m, the inner layer ranges from -4 m to 5 m and the inner layer ranges from -13m to 19 m. The average value of turbulent

kinetic energy dissipation (ϵ) from all layers is $3.29 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. The results of the average show that as the depth increases the dissipation value of turbulent kinetic energy (ϵ) decreases. The highest diffusivity value occurs in the thermocline layer and decreases with increasing depth. The K_z value in the surface layer varies between sampling, occurring due to internal waves and tidal activity.

Keywords: Water Mass, Yo-Yo CTD, Brunt Vaisala Frequency, Thorpe Scale, Lifamatola Strait

PENDAHULUAN

Indonesia merupakan Negara kepulauan yang letaknya diapit oleh 2 samudera yaitu Samudera Pasifik dan Hindia, sehingga menyebabkan Indonesia mempunyai arus utama yaitu Arus Monsun Indonesia (Armondo) dan Arus lintas Indonesia (Arlindo). Arus Monsun rata-rata mengalir dari Laut Cina Selatan masuk ke Laut Jawa lewat Laut Natuna dan Selat Karimata. Dari Laut Jawa Arus Monsun meneruskan alirannya ke laut Flores dan Laut Banda. Oleh karena disebabkan oleh angin monsoon maka Armondo juga akan berbalik arah setiap musim (Havis dan Yunita 2017). Arlindo menghasilkan gradien tekanan yang mengakibatkan mengalirnya arus dari samudera Pasifik ke Samudera Hindia yang melalui perairan Indonesia karena merupakan satu –satunya penghubung antara dua massa air besar dari kedua samudera tersebut (Gordon and Fine, 1996; Gordon, 2005; Van Aken *et al.*, 2009).

Menurut Hasanudin (1998), Massa air Pasifik masuk ke perairan Indonesia melalui 3 pintu masuk utama. Pertama dan yang paling dominan adalah melalui selat Makassar. Massa air pasifik utara memasuki laut Sulawesi sebelum masuk ke selat Makassar. Setelah melewati selat Makassar jalur ini akan bercabang di still Dewakang, sebagian langsung menuju samudera Hindia melalui selat Lombok dan sebagian akan berbelok ke timur melewati Laut Flores menuju ke laut Banda. Jalur kedua adalah jalur yang berada di sebelah selatan P. Timor, yang melewati Cekungan Timor dan Celah Timor yang merupakan celah antara Roti dengan paparan Benua Australia. Pintu kedua bagi masuknya air Pasifik adalah Laut Maluku. Dari pintu ketiga adalah Laut Halmahera. Massa air dari Pasifik Selatan yang dibawa oleh New Guinea Coastal Current langsung masuk Laut Halmahera. kemudian menuju ke Laut Seram dan Cekungan Aru. Di sini terjadi pencampuran dengan massa air yang datang dari Laut Banda. Massa air yang mengalir dari Samudera Pasifik ke Samudera

Hindia melalui Arlindo mengalami perubahan karakter di sepanjang perjalanannya di perairan dalam (interior seas) Indonesia (Purwandana, 2013).

Perairan Selat Lifamatola merupakan salah satu lintasan Arlindo dimana massa air Samudera Pasifik mengalami pencampuran intensif akibat tingginya Gelombang Internal sebagai akibat adanya Sill dan pengaruh energi pasang surut (Van Aken *et al.*, 2009; Tan *et al.*, 2020; Purwandana *et al.*, 2021). Selat Lifamatola juga dikenal sebagai embrio gelombang internal soliter (Purwandana *et al.*, 2021). Sebagai bagian dari lintasan Arus Lintas Indonesia, massa air Samudera Pasifik masuk melintasi perairan ini (Gordon, 2005; Van Aken *et al.*, 2009).

Beberapa pendekatan yang dapat digunakan untuk mengetahui besarnya nilai pencampuran massa air di Perairan Indonesia. Field dan Gordon (1992) menggunakan data CTD dari hasil pengukuran *National Oceanic Data Center* (NODC) untuk menduga nilai pencampuran lapisan termoklin perairan Indonesia. Pendekatan dengan skala Thorpe juga dapat digunakan, yaitu dengan melakukan nilai estimasi nilai pencampuran turbulen berdasarkan profil vertikal massa air yang diperoleh dari data CTD (*Conductivity Temperature Depth*) (Suteja *et al.*, 2015; Tan *et al.*, 2020)

Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengidentifikasi karakteristik massa air dan mengestimasi nilai pencampuran turbulen berdasarkan analisis skala Thorpe (L_T), frekuensi Brunt Vaisala (N), disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) dan estimasi nilai difusivitas *eddy* vertikal (K_z).

MATERI DAN METODE

Materi dalam penelitian ini adalah data salinitas, temperatur dan kedalaman dari data CTD Yo-Yo yang diperoleh pada pelayaran proyek Tropical Ocean Climate Study (TOCs) tahun 2009 menggunakan RV Mirai berbendera Jepang yang merupakan kerjasama antara Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi dengan

Japan Marine Earth Science and Technology (JAMSTEC). Adapun lokasi penurunan CTD berada di Selat Lifamatola posisi geografis CTD Casting $2^{\circ}52'22.3''$ LS $-126^{\circ}65'51.7''$ BT. Data diambil pada 28 Februari-1 Maret 2009.

Identifikasi Karakter Massa Air

Analisis karakteristik fisik massa air diidentifikasi dengan membuat diagram potensial temperatur-salinitas (TS diagram) menggunakan bantuan perangkat lunak Matlab dan ODV. TS-diagram menggambarkan hubungan antara temperatur dan salinitas yang terobservasi secara bersamaan, pada berbagai kedalaman kolom air laut secara vertikal. TS Diagram berfungsi sebagai pengidentifikasi karakter dan sumber suatu badan air serta sebagai metode yang dapat digunakan dalam pengkajian pencampuran massa air (Thomson & Emery 2014). Analisis ini sangat bermanfaat dan mampu memberikan penjelasan terbaik untuk mengenal tipe-tipe air, yakni massa air dengan nilai temperatur dan salinitas tertentu; dan massa air (Neumann dan Pierson 1966). Secara spesifik, analisis ini ditujukan untuk mengidentifikasi asal massa air mengacu sebagaimana klasifikasi oleh Wyrтки (1961).

Percampuran Massa Air

Analisis pencampuran massa air dilakukan dengan pengolahan data CTD dimana proses pertama yang dilakukan adalah Align CTD yang berfungsi untuk mensinkronkan semua parameter yang diukur berada dalam waktu, tekanan, dan massa air yang sama. Kemudian dilakukan perbaikan data yang memiliki nilai ekstrim setiap 100 scan bin. Proses perbaikan data dilakukan melalui dua tahap, diantaranya adalah dengan cara memperbaiki data yang nilainya lebih besar dari dua kali standar deviasi rata-rata. Selanjutnya dengan cara memperbaiki data hasil fase pertama yang lebih besar dari 20 kali standar deviasi dari nilai rata-rata yang baru (McTaggart et al., 2010). Selanjutnya, *cell thermal mass* dilakukan untuk penapisan recursive untuk mengoreksi temperature pada sel konduktivitas pada saat pengukuran berlangsung. Nilai alfa (anomali amplitude temperatur) yang digunakan adalah 0.03 dan nilai beta (anomali konstanta waktu temperatur) adalah 7 mengikuti McTaggart et al., (2010). Low pass filter diterapkan untuk menghilangkan bias (noise) berupa frekuensi tinggi pada data tekanan. Cut-off frekuensi yang

digunakan adalah 0.03 detik pada low pass filter A dan 0.15 detik pada low pass filter B. Hal ini berarti perekaman data yang lebih cepat dari Cut-off frekuensi akan melemahkan/ dihilangkan dan proses penapisan hanya dilakukan pada data tekanan dengan menerapkan low pass filter B (McTaggart et al. 2010). Loopedit selanjutnya dilakukan untuk memperbaiki data CTD ketika penurunan CTD bergerak kurang dari kecepatan minimum atau CTD bergerak naik turun akibat adanya guncangan pada kapal. Kecepatan minimum yang dipakai adalah 0.25 ms⁻¹ (McTaggart et al., 2010). Bin average digunakan untuk merata-ratakan data pada tekanan yang diinginkan. Ukuran bin yang akan dipakai adalah 1 bin tanpa mengikutkan bin permukaan, sehingga selang tekanan pada data adalah 1 db. Tahap koreksi manual dilakukan untuk memeriksa dan memperbaiki hasil keluaran dari bin average untuk menghilangkan spike/ noise dan missing data. Jika ditemukan error atau missing data, maka harus diinterpolasi pada data yang mengalami error tersebut. Data error umumnya berada pada semua ulangan terutama pada lapisan tercampur dan lapisan dalam dengan data error 1-3 m. Selanjutnya, tahap filtering dari Medfilt dilakukan untuk menghilangkan spike/ noise dan missing data, terutama pada data salinitas yang kemudian hasil dari data tersebut disusun kembali sehingga akan menghasilkan grafik yang smooth. Metode medfilt pada Matlab dengan panjang n, akan menggantikan setiap titik pada data ke-n dengan median dari kumpulan data asli yang terdapat pada jendela data dengan panjang n yang titik tengahnya terletak di titik yang akan diganti. Hal ini biasanya berkaitan dengan panjang jendela filter yang ganjil. Jika digunakan Medfilt dengan panjang jendela filter genap, maka dipakai ratarata dari 2 titik tengah sebagai keluaran filter Difusivitas Vertikal Eddy ($K\rho$).

Sebelum perhitungan nilai difusivitas vertikal eddy ($K\rho$), terlebih dahulu ditentukan nilai Thorpe displacement (d), skala Thorpe (LT), skala Ozmidov (Lo), frekuensi Brunt Vaisala (N₂), dan tingkat energi kinetik disipasi turbulen eddy (ϵ). Nilai d ditentukan dari penyusunan ulang densitas dalam bentuk stabilitas statis sesuai dengan densitas awal atau kedalaman, dimana posisi massa air dengan densitas rendah berada di atas densitas tinggi sesuai konsep densitas Thorpe displacement (d) dapat dihitung dengan

persamaan (Dillon, 1982):

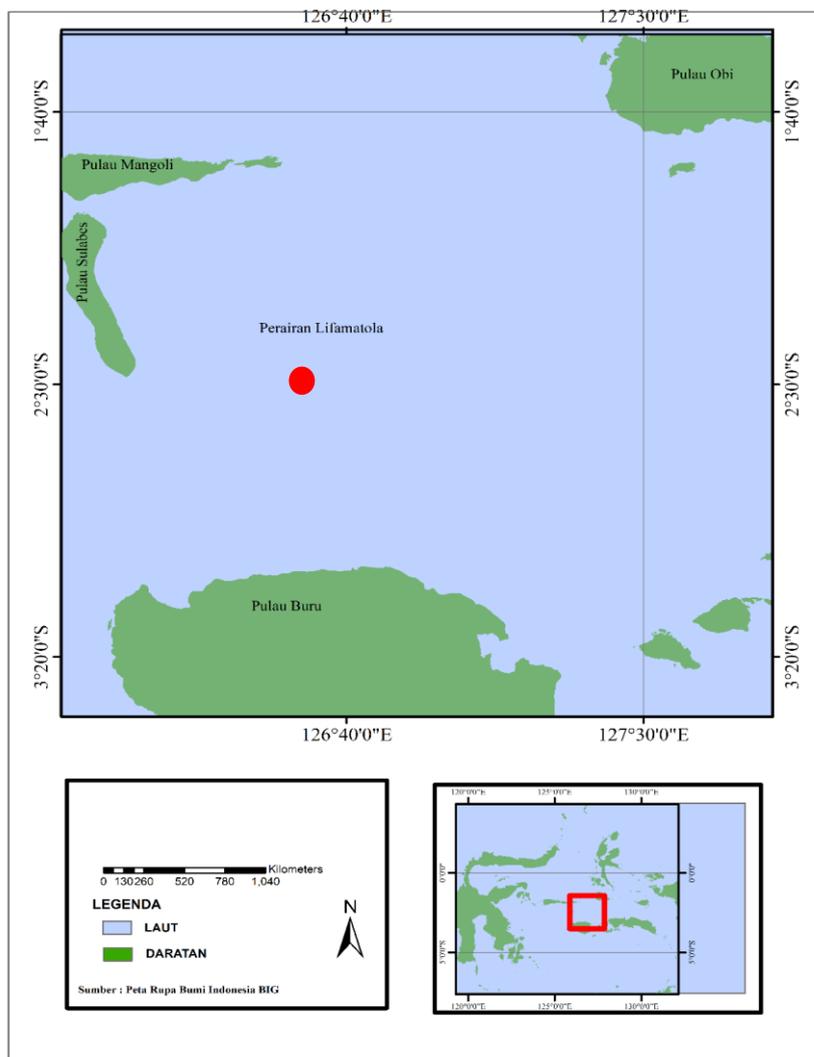
$$d = z_a - z_b$$

Nilai z_a menyatakan posisi tekanan awal dan z_b menyatakan tekanan setelah penyusunan ulang. Nilai d positif menunjukkan bahwa massa air akan bergerak ke atas untuk mencari kestabilan statis, dimana kondisi ini terjadi jika massa air berdensitas rendah berada di bawah massa air berdensitas tinggi dan nilai d negatif menunjukkan massa air bergerak ke bawah, hal ini terjadi jika massa air densitas tinggi berada di atas massa air densitas rendah. Nilai d merupakan nilai nol sehingga jika profil densitas pada kondisi stabilitas statis ($z_a = z_b$), maka nilai d dari kedalaman tersebut tidak diikutsertakan untuk

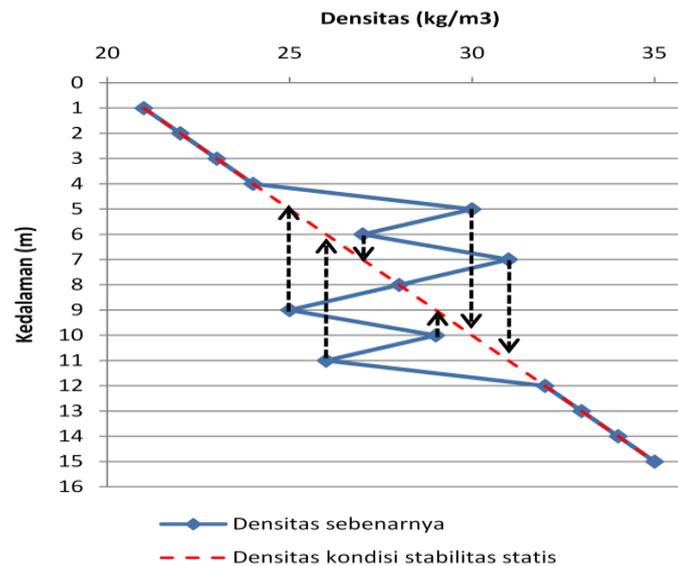
menghitung nilai LT (Suteja *et al.*, 2015).

Setelah menghitung nilai d , selanjutnya dilakukan estimasi ketebalan minimal perpindahan dari resolusi vertikal CTD. Hal ini bertujuan agar nilai d merupakan nilai displacement yang sesungguhnya dan bukan berasal dari noise CTD. Prinsip estimasi ini dilakukan berdasarkan pada kenyataan bahwa CTD memiliki keterbatasan kemampuan untuk mendeteksi pembalikan massa air. Hal ini mengacu pad Teori sampling Nyquist, dimana bila pembalikan yang terjadi adalah dua kal lebih rendah dibandingkan resolusi vertikal, maka pembalikan tersebut tidak dapat diukur.

Tahapan selanjutnya adalah penentuan batasan nilai pembalikan dari data yang telah disusun ulang dengan menggunakan metode GK



Gambar 1. Peta Lokasi Penelitian. Titik merah merupakan posisi penurunan CTD Yo-Yo



Gambar 2. Ilustrasi proses pencarian nilai *Thorpe displacement*. Data densitas sebenarnya dengan kondisi instabilitas statis (kotak dengan garis titik-titik), disusun ulang untuk mencari densitas kondisi stabilitas statis (garis putus-putus merah). Jarak perpindahan dari kedalaman awal z_a ke kedalaman baru z_b merupakan nilai Thorpe displacement. Perpindahan (displacement) parcel massa air yang disebabkan oleh suatu kondisi di mana terdapat parcel massa air yang berdensitas tinggi berada di atas parcel massa air yang berdensitas lebih rendah (Purwandana, 2012)

(Galbraith dan Kelley, 1996), berdasarkan metode GK nilai yang kurang (5 m) akan diabaikan dan tidak akan diikutkan untuk perhitungan selanjutnya. Interval kedalaman vertikal (∂z) data CTD dibuat 1 meter untuk mendukung batas pembalikan massa air berdasarkan metode GK :

$$Lz = 5 \partial z$$

Penentuan nilai turbulen energi kinetik disipasi digunakan untuk menggambarkan jumlah energi kinetik yang hilang atau berubah bentuk dalam perairan. Perhitungan besaran energi kinetik yang mengalami proses disipasi berdasarkan skala Ozmidov.

$$\varepsilon = L_0^2 N_i^3$$

dimana L_0 dan ε masing-masing menyatakan skala panjang Ozmidov dan disipasi energi kinetik turbulen.

$$N^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

dimana ρ_0 menunjukkan rata-rata densitas

perairan seluruh ulangan ($1026,52\text{ kg m}^{-3}$), $\partial \rho$ adalah perubahan (gradien) densitas terhadap perubahan kedalaman ∂z dalam meter dan g adalah percepatan gravitasi bumi ($9,79423\text{ m/s}^2$). Menurut Ferron *et al.* (1998) nilai densitas yang dipakai pada frekuensi Brunt Vaisala berasal dari data densitas yang sudah disusun dalam kondisi stabil, yang berarti nilai Brunt Vaisala yang didapat dari perhitungan ini akan selalu bernilai positif.

Untuk menghitung besaran nilai Thorpe, terlebih dahulu menentukan nilai skala panjang Ozmidov L_0 pada setiap lapisan digunakan skala Thorpe (L_t) dengan menggunakan persamaan (Dillon, 1982) :

$$\frac{L_0}{L_t} = 0.8$$

$$L_0 = 0.8 L_t$$

Perhitungan skala Thorpe (L_t) diperoleh dengan menggunakan persamaan (Dillon, 1982)

$$L_t = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^2 \right)^{1/2}$$

dimana d_i adalah Thorpe displacement pada kedalaman i dan n adalah jumlah sampel.

Setiap nilai $L\tau$ didapatkan dari hasil rata-rata n buah sampel pada kedalaman yang diinginkan. Rata-rata nilai $L\tau$ pada penelitian ini dilakukan dengan cara membagi kedalaman perairan menjadi tiga lapisan dengan ketebalan masing-masing lapisan sebesar H (m). ketiga lapisan tersebut adalah lapisan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan homogen di bagian dalam. Kedalaman setiap lapisan pada masing-masing ulangan berbeda-beda tergantung dari profil vertikal massa air.

Nilai difusivitas vertikal eddy (K_p) pada tiap kedalaman diperoleh melalui persamaan berikut (Cisewski *et al.*, 2005) :

$$K_p^2 = \frac{\tau \epsilon_i}{N_i^2}$$

dimana τ menyatakan efisiensi pencampuran.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Profil Temperatur, Salinitas dan Densitas dan Diagram T-S

Temperatur, Salinitas dan Densitas merupakan salah satu parameter oseanografi yang memiliki peranan penting dalam menganalisis fenomena-fenomena fisik yang terjadi di laut, sehingga data mengenai variabilitas temperatur permukaan laut merupakan indikator utama yang dijadikan acuan untuk menduga segala fenomenafenomena fisik yang terjadi di laut seperti pencampuran massa air yang terjadi.

Pada Gambar 3, disajikan profil menegak temperatur, salinitas dan densitas pada setiap waktu *CTD Cast* berdasarkan waktu. Berdasarkan gambar tersebut terlihat adanya perubahan profil baik pada temperatur, salinitas maupun densitas yang menunjukkan adanya pengaruh Gelombang Internal yang terjadi di stasiun pengamatan. Semakin besar perbedaan pada setiap profil menegak semakin besar pula energi Gelombang Internalnya.

Berdasarkan Gamba 3 diatas, profil temperatur pada lapisan tercampur (mixing layer) berada pada kedalaman 0-145 m dengan kisaran 24°C-29°C. Pada kedalaman 145-238 m terjadi penurunan temperatur sangat cepat antara 13,71°C-28,07° C, yang merupakan ciri lapisan termoklin (Ross,1970). Dibawah kedalaman 238 m terlihat perubahan temperatur menjadi lebih konstan. Lapisan tersebut dapat dikategorikan sebagai lapisan dalam apabila nilai densitas dan

temperatur tidak menurun secara tajam terhadap kedalaman (Cisewki *et al.* 2005).

Lapisan tercampur dengan ketebalan paling tipis sebesar 55 m ditemukan pada Sampling ke-16 dan yang memiliki lapisan paling tebal ditemukan pada Sampling ke-04 dengan ketebalan 114 m. Perbedaan ketebalan lapisan tercampur antar sampling menunjukkan adanya pengaruh Gelombang Internal yang terjadi di perairan tersebut.. Pada saat puncak gelombang internal melewati kolom perairan, lapisan homogen akan termampatkan dan akan menjadi lebih tipis. Hal berbeda jika lembah gelombang internal melewati kolom perairan maka lapisan homogen akan menjadi lebih tebal. Gelombang Internal merupakan salah satu penyebab perbedaan tingkat ketebalan lapisan homogen selain faktor kecepatan angin yang bertiup diatas permukaan laut (Li *et al.*, 2000). Sampling CTD Cast pada metode Yo-Yo memiliki jarak waktu sehingga dinamika atmosfer dan pasang surut yang mudah berubah tiap waktu merupakan faktor yang mempengaruhi perbedaan nilai pada setiap ulangan.. Menurut Kunarso *et al.* (2011), Pola pergerakan massa air akan mempengaruhi fluktuasi parameter oseanografi permukaan seperti temperatur permukaan laut, klorofil-a dan salinitas.

Hasil penggambaran terhadap *isothermal* terhadap waktu disajikan pada Gambar 4, terlihat adanya penyempitan dan perenggangan garis *isothermal* yang kemungkinan disebabkan akibat pengaruh pasang surut. Pasang surut yang terdapat di perairan ini memiliki tipe campuran condong harian ganda, dimana umumnya terjadi dua kali pasang dan dua kali surut dalam 1 hari. Ketebalan lapisan tercampur berada pada kisaran kedalaman 44 m-144 m dengan lapisan tercampur paling tebal (renggang) terjadi pada kedalaman 144 m terjadi saat kondisi mendekati surut. Sementara lapisan tercampur paling tipis (rapat) terjadi pada kedalaman 44 m terjadi pada saat mendekati pasang. Pada lapisan termoklin (kedalaman 45-238 m) terjadi penurunan temperatur yang drastis terlihat garis *isothermal* kisaran 27.5–12.5 °C membentuk pola melebar saat menuju pasang dan menyempit pada saat menuju surut.

Berdasarkan penggambaran terhadap garis *isohaline* terhadap ulangan waktu sampling CTD, terlihat massa air pertengahan dengan salinitas tinggi yang merupakan massa air North Pacific Subtropical Water (NPSW) yang dibawa oleh Arlindo yang melewati perairan ini. Hasil

penelitian Rahma *et al.* (2020) menggunakan data Argofloat memperlihatkan massa air NPSW di Laut Maluku dengan ciri S-max terdapat di lapisan termoklin pada $\sigma\theta= 25$ dan di Laut Seram ditunjukkan dengan S-max pada $\sigma\theta= 25,5$. Hasil analisis terhadap T-S Diagram (Gambar 5), pada stasiun pengamatan CTD Yo-Yo, pada isopical $\sigma\theta=25,5$ tidak terlihat S-max, kurva cenderung halus yang menunjukkan massa air pada lapisan kedalaman ini telah mengalami proses pencampuran.

Percampuran Turbulen

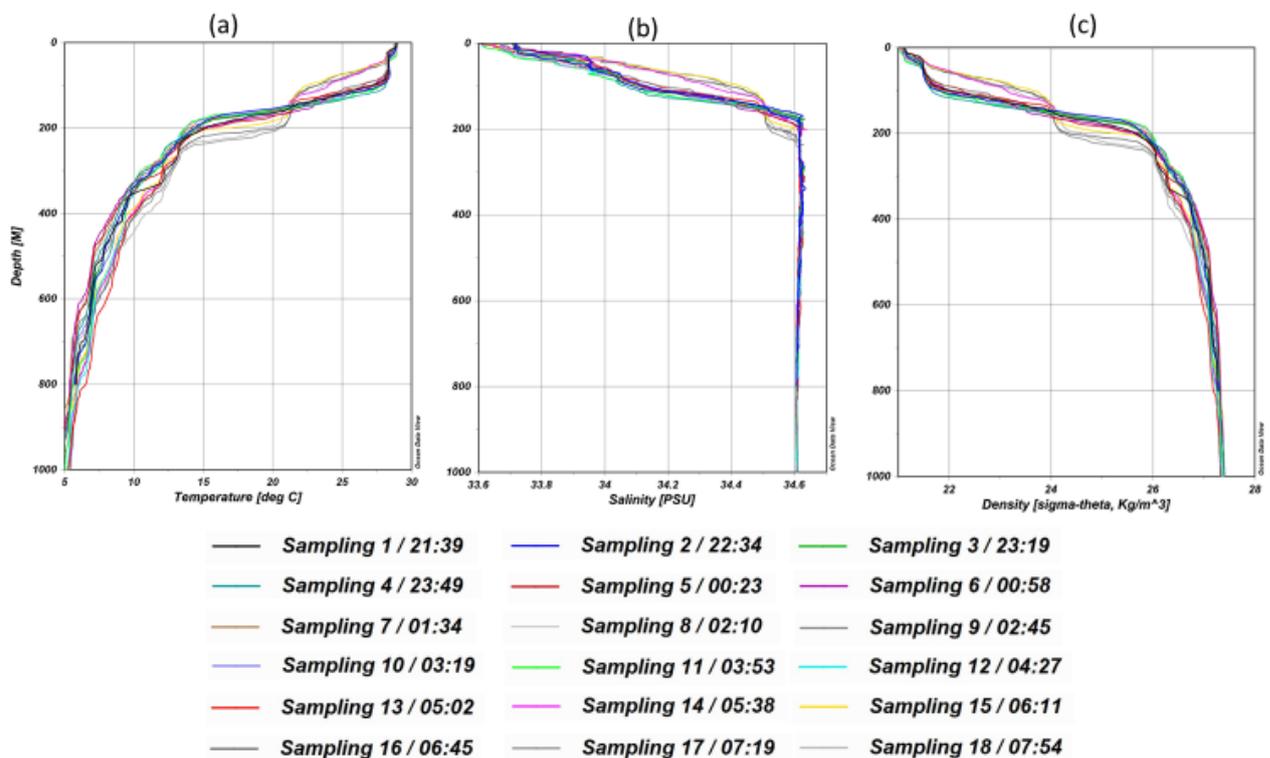
Profil Nilai Brunt Vaisala (N2)

Identifikasi pencampuran massa air yang disebabkan oleh kolom perairan yang tidak stabil

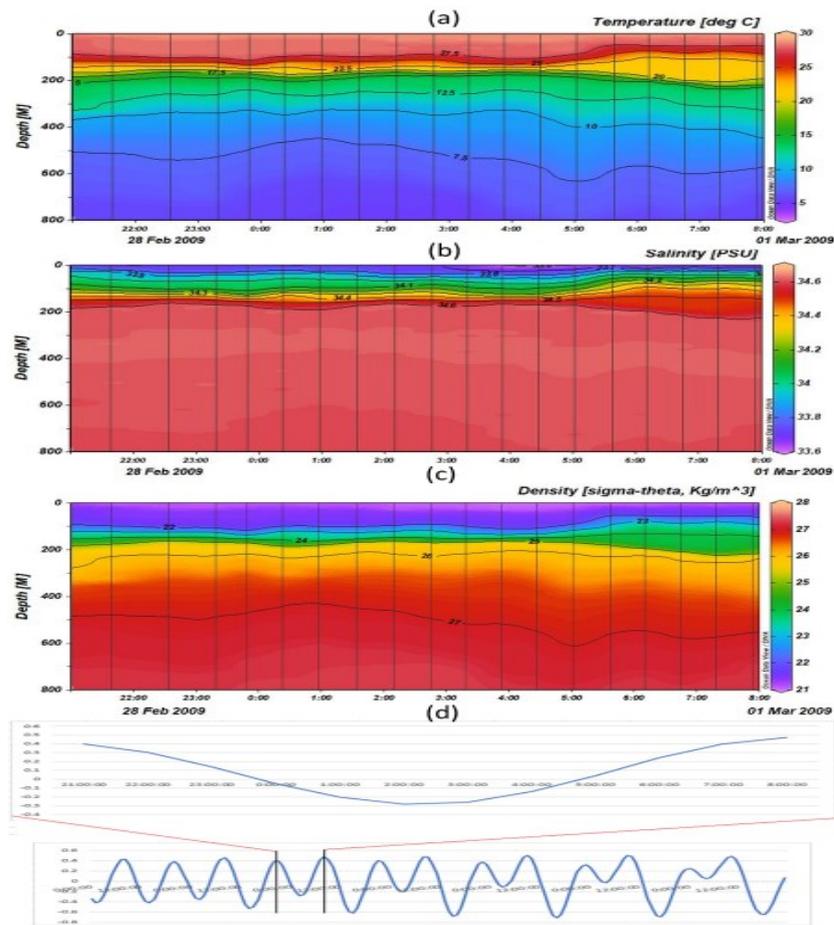
adalah dengan menghitung nilai frekuensi Brunt Vaisala (N2). Nilai N2 yang negatif menunjukkan ketidakstabilan yang tinggi pada lapisan ini. Nilai N2 tinggi umumnya ditemukan pada lapisan termoklin, sedangkan N2 negatif ditemukan di lapisan tercampur dan lapisan dalam (Rahma *et al.*,2020). Pada Gambar 6. disajikan hasil perhitungan nilai Brunt Vaisala (N2) untuk semua sampling di stasiun penelitian berdasarkan

kedalaman. Pada lapisan tercampur terlihat nilai N2 adalah yang paling rendah jika dibandingkan dengan lapisan termoklin dan lapisan dalam. Hal ini menunjukkan bahwa lapisan tercampur memiliki nilai gradien vertikal densitas yang rendah sehingga massa air kurang stabil yang dapat menyebabkan terjadinya pencampuran secara vertikal (Pond dan Pickard 1983).

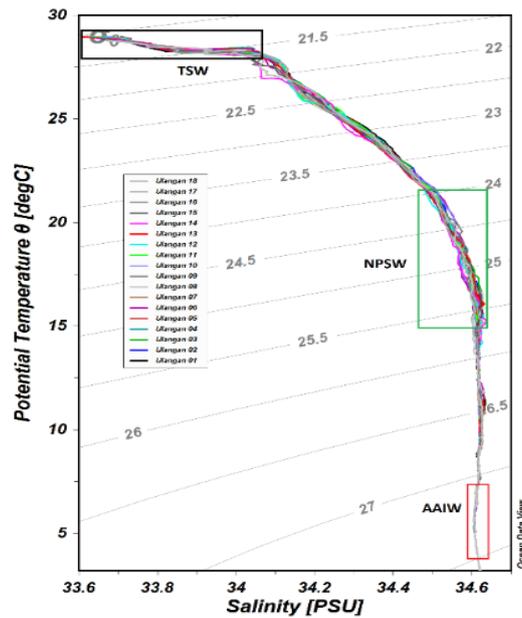
Pada lapisan termoklin, nilai N2 meningkat dan diperoleh nilai N2 yang paling tinggi berkisar 0,05-0,15 s⁻¹ pada kedalaman 100 m dan kedalaman 200 m dibandingkan dengan lapisan tercampur (0,0- 0,01 s⁻¹) dan lapisan dalam (0-0,005 s⁻¹). Hal ini mengindikasikan bahwa lapisan termoklin relatif lebih stabil dibandingkan dengan lapisan tercampur dan lapisan dalam. Nilai N2 tinggi pada lapisan *pycnocline* ini menjadi penyekat antara lapisan tercampur dan lapisan dalam, sehingga sering disebut sebagai lapisan pegat (*discontinuity layer*) (Pond dan Pickard 1983). Nilai N2 tinggi pada suatu lapisan maka stabilitas statis dari lapisan tersebut akan semakin besar atau sulit untuk terjadinya pencampuran, sebaliknya bila nilai N2 semakin rendah maka kolom perairan semakin kurang stabil (sinstabilitas statis) dan akan semakin mudah untuk terjadinya turbulen di lapisan tersebut.



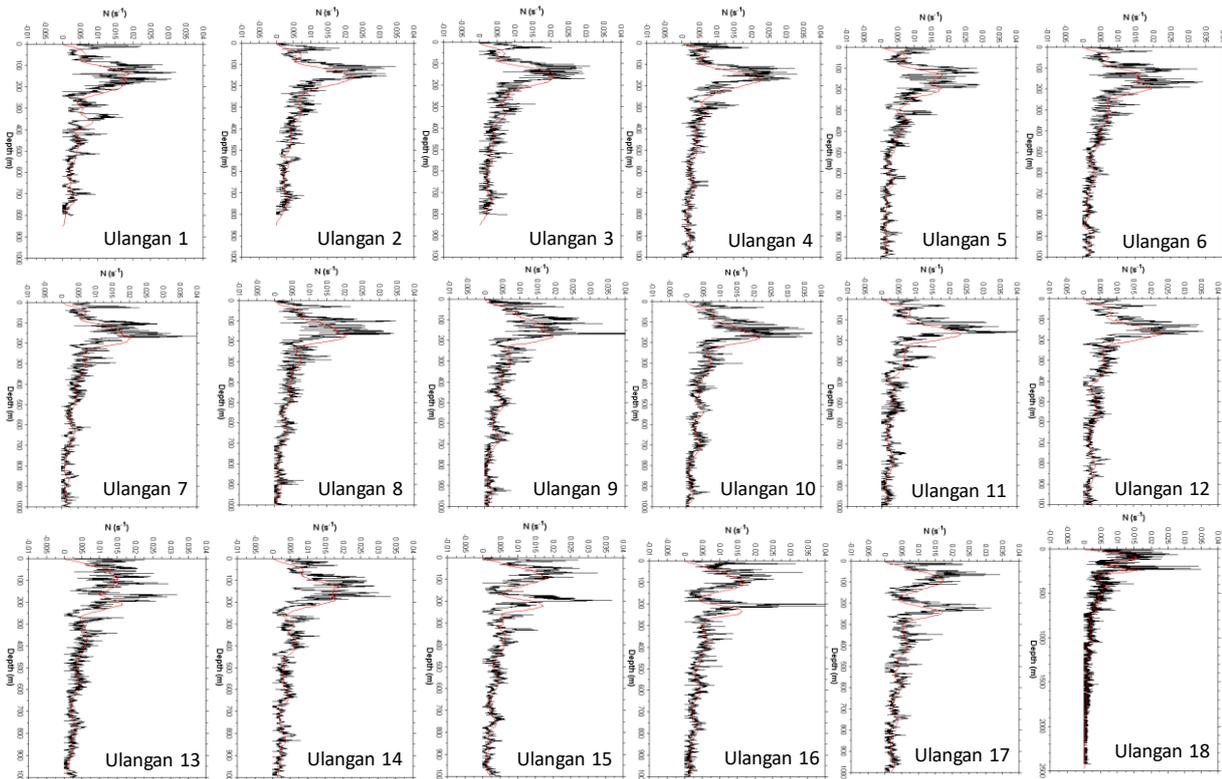
Gambar 3. Profil menegak (a) temperatur, (b) salinitas dan (c) densitas pada semua ulangan CTD Cast



Gambar 4. Profil melintang dari Stasiun 1 sampai Stasiun 18: (a) Temperature, (b) Salinitas, (c) Densitas dan (d) elevasi pasang surut



Gambar 5. Diagram T-S Perairan Lifamatola



Gambar 6. Profil Nilai Brunt Vaisala (N^2) Terhadap Kedalaman

Thorpe Displacement (T_d)

Dalam penelitian ini, nilai T_d yang digunakan untuk analisis lebih lanjut adalah nilai yang telah diberlakukan metode GK. Nilai d positif (negatif) menunjukkan bahwa dalam porsi kolom air tersebut massa air bergerak naik (turun) sebesar jarak tersebut untuk menyesuaikan ke kondisi yang stabil secara gravitasi. Kondisi demikian terjadi apabila massa air yang berdensitas rendah (tinggi) berada di bawah massa air yang berdensitas lebih tinggi (rendah).

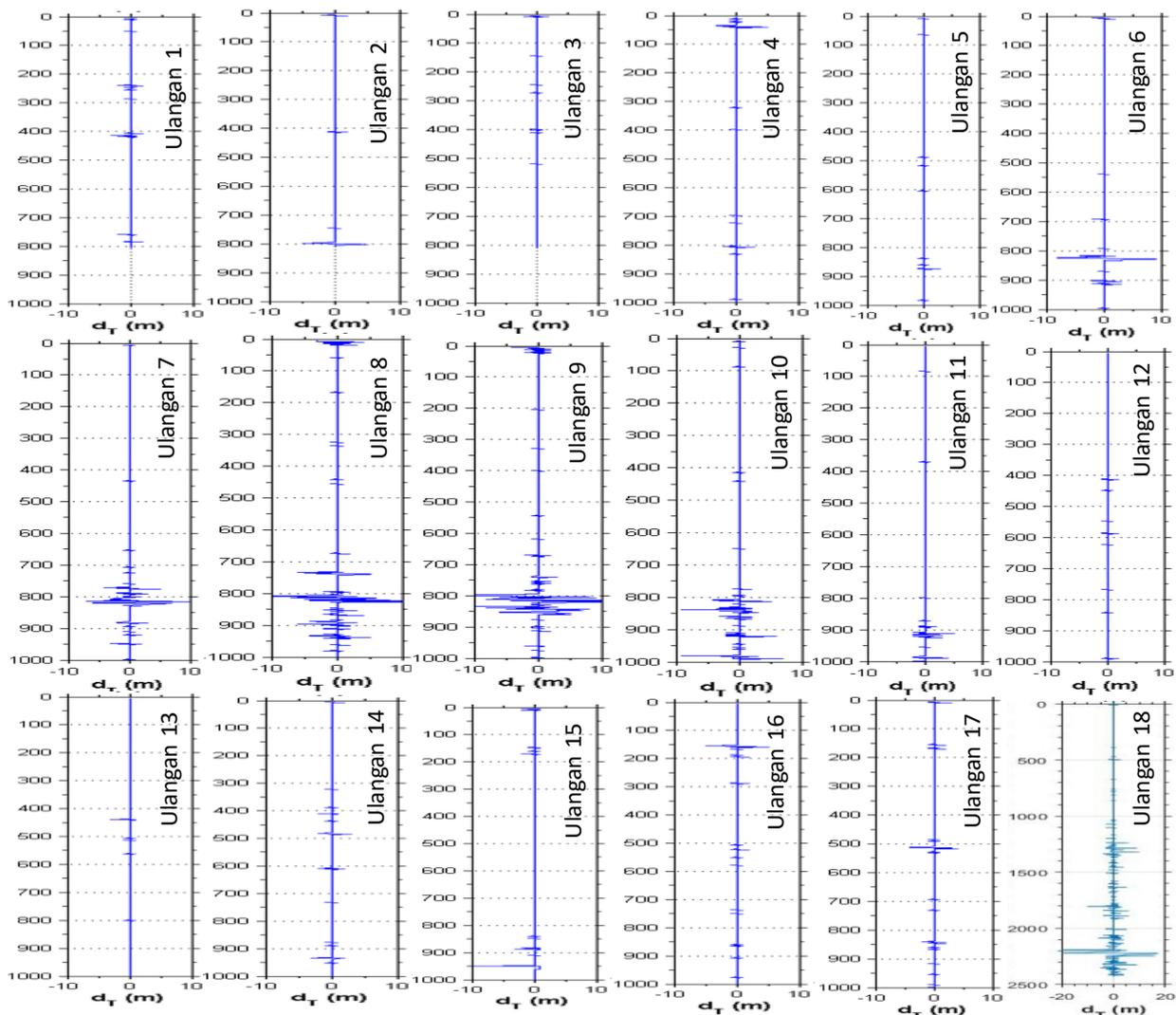
Profil vertikal T_d seperti disajikan Gambar 7, estimasi skala Thorpe dapat digunakan untuk memperkirakan besar dan kecilnya nilai pencampuran yang terjadi. Pencampuran vertikal massa air terjadi pada massa air yang memiliki struktur ketidakstabilan massa air yang ditandai dengan nilai frekuensi Brunt Vaisala yang rendah atau bahkan negatif. Ketidakstabilan massa air terjadi pada suatu kondisi dimana terdapat massa air yang berdensitas tinggi berada di atas massa air yang berdensitas rendah. Jarak perpindahan nilai densitas yang menyesuaikan kembali pada kondisi stabil inilah yang disebut dengan perpindahan Thorpe atau *Thorpe Displacement* (T_d).

Pada lapisan tercampur nilai T_d berkisar -3 m sampai 5 m, lapisan termoklin berkisar - 4 m sampai 5 m dan lapisan dalam berkisar - 8 m sampai 9 m. Faktor yang mempengaruhi nilai T_d pada lapisan tercampur berkaitan dengan faktor energi angin yang berhembus pada perairan tersebut. Pada lapisan termoklin memiliki nilai T_d yang paling kecil dibandingkan dengan lapisan tercampur dan lapisan dalam berkisar antara - 4 m sampai 5 m. Hal ini mengingat lapisan termoklin merupakan lapisan yang mempunyai tingkat kestabilan statis yang paling tinggi dibandingkan dengan lapisan tercampur dan lapisan dalam sehingga sering disebut sebagai lapisan pegat (*discontinuity layer*). Pada lapisan dalam kisaran T_d rata - rata -13 m sampai 19 m bahkan pada pengulangan 18 dengan kedalaman lebih dari 200 m di dapatkan nilai T_d -35 m sampai 20 m. nilai T_d pada lapisan ini lebih besar jika dibandingkan dengan nilai pada lapisan tercampur dan lapisan termoklin. Kondisi ini diperkirakan akibat dari rendahnya nilai stabilitas statis massa air pada lapisan ini.

Berdasarkan hasil perhitungan, diperoleh nilai Energi Kinetik Disipasi Turbulen (ϵ) tertinggi terjadi di sampling ke 16 dan 17 berada

pada kedalaman 150 - 200 m (3.769×10^{-4}), sedangkan nilai (K_z) tertinggi terjadi pada sampling dan kedalaman yang sama yaitu 7.71×10^{-4} . Intensitas pencampuran vertikal massa air dapat dilihat dari dua parameter, yaitu energi kinetik disipasi turbulen (ϵ) dan difusivitas Eddy (K_z). Tingginya nilai disipasi energi turbulen (ϵ) mengindikasikan dilepaskannya sejumlah energi kinetik turbulen yang memodifikasi struktur massa air dalam proses pencampuran. Hal ini karena nilai kinetik disipasi turbulen (ϵ) menggambarkan lapisan aktif turbulen yang akan mengalami pemecahan menjadi bentuk yang lebih kecil (*dissipation*) yang akan mentransfer energi ke media lain. Estimasi nilai rata-rata energi kinetik disipasi turbulen (ϵ) disajikan pada Tabel 2. Berdasarkan hasil dari rata – rata setiap interval

kedalaman 50 m nilai yang didapatkan menunjukkan bahwa semakin bertambahnya kedalaman nilai energi kinetik disipasi turbulen (ϵ) semakin menurun. Hal ini mengindikasikan bahwa semakin sedikit energi kinetik yang berada dalam aliran turbulen yang akan mengalami disipasi atau pemecahan menjadi bentuk yang lebih kecil untuk mentransfer energi akibat dari rendahnya nilai ϵ . Nilai energi kinetik yang paling tinggi yaitu ($3.769 \times 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$), hal ini dapat mengindikasikan pada tingginya nilai energi kinetik turbulen merupakan indikasi kuat adanya pencampuran vertikal massa air. Tingginya nilai menunjukkan bahwa pada lapisan ini merupakan lapisan dimana energi kinetik mengalami pemecahan yang paling tinggi yang berkontribusi dalam proses pencampuran.



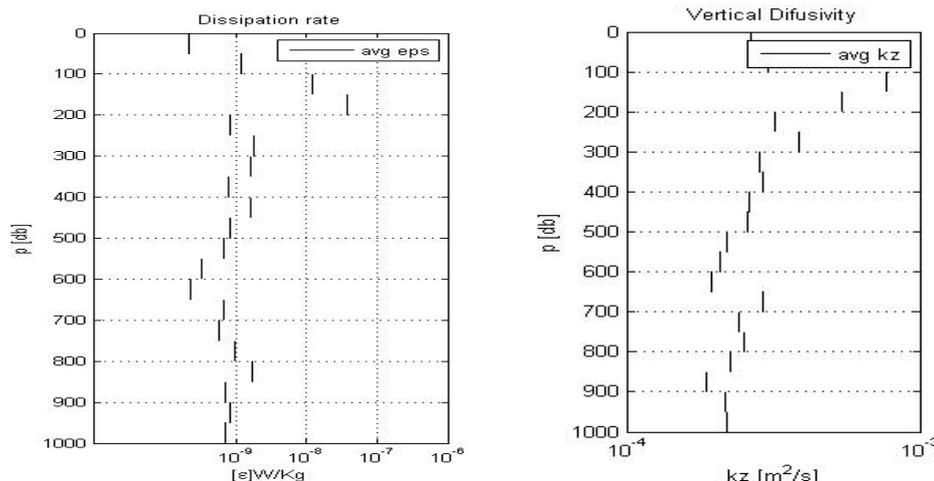
Gambar 7. Profil Nilai Thorpe Displacement Td Terhadap Kedalaman

Tabel 1. Nilai rata-rata energi kinetik disipasi turbulen *eddy* setiap interval kedalaman 50 meter di perairan Lifamatola Berdasarkan Estimasi Energi Kinetik Disipasi Turbulen (ϵ) dan Difusivitas Vertikal (K_z)

| Kedalaman | Rentang Nilai Energi Kinetik Disipasi Turbulen (ϵ) | Rata – rata Energi Kinetik Disipasi Turbulen (ϵ) | Standar Deviasi |
|-----------|---|---|-------------------------|
| 50 | $1.177 \times 10^{-10} - 5.031 \times 10^{-8}$ | 2.143×10^{-10} | 1.671×10^{-9} |
| 100 | $5.031 \times 10^{-8} - 5.272 \times 10^{-8}$ | 1.186×10^{-9} | 2.263×10^{-9} |
| 150 | $9.978 \times 10^{-8} - 1.787 \times 10^{-6}$ | 1.179×10^{-8} | 3.246×10^{-8} |
| 200 | $6.596 \times 10^{-8} - 1.787 \times 10^{-6}$ | 3.769×10^{-8} | 7.803×10^{-8} |
| 250 | $3.436 \times 10^{-8} - 3.436 \times 10^{-8}$ | 8.380×10^{-10} | 9.426×10^{-10} |
| 300 | $8.119 \times 10^{-8} - 8.119 \times 10^{-8}$ | 1.832×10^{-9} | 3.585×10^{-9} |
| 350 | $2.719 \times 10^{-8} - 4.597 \times 10^{-8}$ | 1.659×10^{-9} | 2.628×10^{-9} |
| 400 | $1.331 \times 10^{-8} - 3.598 \times 10^{-8}$ | 7.718×10^{-10} | 1.816×10^{-9} |
| 450 | $7.303 \times 10^{-9} - 3.895 \times 10^{-8}$ | 1.662×10^{-9} | 2.630×10^{-9} |
| 500 | $2.275 \times 10^{-9} - 4.175 \times 10^{-8}$ | 8.242×10^{-10} | 1.258×10^{-9} |
| 550 | $4.025 \times 10^{-9} - 9.704 \times 10^{-9}$ | 6.873×10^{-10} | 6.199×10^{-10} |
| 600 | $4.025 \times 10^{-9} - 8.998 \times 10^{-9}$ | 3.365×10^{-10} | 5.435×10^{-10} |
| 650 | $2.791 \times 10^{-9} - 8.998 \times 10^{-9}$ | 2.333×10^{-10} | 2.759×10^{-10} |
| 700 | $2.837 \times 10^{-9} - 3.685 \times 10^{-8}$ | 6.817×10^{-10} | 1.094×10^{-9} |
| 750 | $7.568 \times 10^{-10} - 2.470 \times 10^{-8}$ | 5.699×10^{-10} | 7.909×10^{-10} |
| 800 | $3.761 \times 10^{-10} - 5.430 \times 10^{-8}$ | 9.729×10^{-10} | 2.014×10^{-9} |
| 850 | $1.648 \times 10^{-10} - 4.876 \times 10^{-8}$ | 1.722×10^{-9} | 1.874×10^{-9} |
| 900 | $3.128 \times 10^{-10} - 1.776 \times 10^{-8}$ | 7.029×10^{-10} | 1.014×10^{-9} |
| 950 | $3.028 \times 10^{-10} - 1.396 \times 10^{-8}$ | 8.519×10^{-10} | 1.114×10^{-9} |
| 1000 | $2.318 \times 10^{-10} - 2.046 \times 10^{-8}$ | 7.119×10^{-10} | 1.054×10^{-10} |

Tabel 2. Nilai rata-rata difusivitas vertikal turbulen setiap kedalaman 50 meter di perairan Lifamatola

| Kedalaman | Rentang Nilai Difusivitas Vertikal (K_z) | Rata – rata Difusivitas Vertikal (K_z) | Standar Deviasi |
|-----------|--|--|------------------------|
| 50 | $1.13 \times 10^{-4} - 4.73 \times 10^{-4}$ | 2.63×10^{-4} | 12.59×10^{-5} |
| 100 | $3.00 \times 10^{-4} - 3.02 \times 10^{-4}$ | 3.01×10^{-4} | 5.71×10^{-20} |
| 150 | $3.24 \times 10^{-4} - 9.94 \times 10^{-4}$ | 7.71×10^{-4} | 5.71×10^{-20} |
| 200 | $2.96 \times 10^{-4} - 9.94 \times 10^{-4}$ | 5.41×10^{-4} | 2.39×10^{-4} |
| 250 | $3.16 \times 10^{-4} - 3.16 \times 10^{-4}$ | 3.16×10^{-4} | 1.67×10^{-19} |
| 300 | $3.83 \times 10^{-4} - 3.83 \times 10^{-4}$ | 3.83×10^{-4} | 5.71×10^{-20} |
| 350 | $2.71 \times 10^{-4} - 2.95 \times 10^{-4}$ | 2.83×10^{-4} | 4.50×10^{-6} |
| 400 | $2.31 \times 10^{-4} - 3.30 \times 10^{-4}$ | 2.91×10^{-4} | 6.18×10^{-20} |
| 450 | $1.98 \times 10^{-4} - 3.30 \times 10^{-4}$ | 2.60×10^{-4} | 2.22×10^{-6} |
| 500 | $1.92 \times 10^{-4} - 4.49 \times 10^{-4}$ | 2.58×10^{-4} | 2.78×10^{-10} |
| 550 | $1.92 \times 10^{-4} - 2.68 \times 10^{-4}$ | 2.19×10^{-4} | 1.25×10^{-5} |
| 600 | $1.73 \times 10^{-4} - 2.25 \times 10^{-4}$ | 2.07×10^{-4} | 2.85×10^{-20} |
| 650 | $1.73 \times 10^{-4} - 2.25 \times 10^{-4}$ | 1.94×10^{-4} | 2.86×10^{-20} |
| 700 | $2.18 \times 10^{-4} - 3.63 \times 10^{-4}$ | 2.90×10^{-4} | 3.76×10^{-20} |
| 750 | $1.64 \times 10^{-4} - 5.50 \times 10^{-4}$ | 2.40×10^{-4} | 4.21×10^{-20} |
| 800 | $1.27 \times 10^{-4} - 8.67 \times 10^{-4}$ | 2.49×10^{-4} | 4.73×10^{-5} |
| 850 | $1.23 \times 10^{-4} - 8.67 \times 10^{-4}$ | 2.25×10^{-4} | 5.06×10^{-5} |
| 900 | $1.06 \times 10^{-4} - 4.20 \times 10^{-4}$ | 1.84×10^{-4} | 3.78×10^{-5} |
| 950 | $1.22 \times 10^{-4} - 3.91 \times 10^{-4}$ | 2.15×10^{-4} | 3.19×10^{-5} |
| 1000 | $1.36 \times 10^{-4} - 5.94 \times 10^{-4}$ | 2.17×10^{-4} | 2.02×10^{-5} |



Gambar 7. Rata-rata (a) Nilai energi kinetik disipasi turbulen eddy (ϵ) dan (b) Nilai Difusivitas Vertikal Eddy (K_z) secara vertical

Pada Gambar 7, disajikan nilai rata – rata difusivitas vertikal turbulen (K_z) setiap interval kedalaman 50 m. pada perairan Lifamatola ini nilai difusivitas paling tinggi pada lapisan termoklin dan semakin bertambah kedalaman nilainya semakin berkurang. Nilai K_z yang tinggi di lapisan termoklin diakibatkan adanya fluktuasi gradient densitas pada lapisan ini yang menyebabkan terbentuknya pencampuran turbulen meskipun lapisan tersebut umumnya dalam kondisi stabilitas statis. Hal ini dapat menunjukkan bahwa di Perairan Lifamatola memang terdapat pencampuran vertikal massa air. Karena perairan ini merupakan jalur Arlindo maka pencampuran yang terjadi pada perairan ini memiliki andil dalam merubah massa air Arlindo dari Samudera Pasifik menuju Samudra Hindia.

Pasang surut diduga kuat sebagai salah satu faktor yang mempengaruhi terjadinya pencampuran vertikal karena Pasang surut erat kaitannya dengan gelombang internal. Hal ini diperkuat oleh Hermansyah (2018) dimana disipasi pasang surut bisa dihubungkan dengan gesekan dasar atau pembangkitan pasang surut internal. Menurut Polzin *et al* (1997), Gelombang Internal dapat mentransfer energinya ke skala yang lebih kecil (skala turbulen) dan menyebabkan pencampuran di lautan pencampuran turbulen mempunyai nilai beberapa kali lebih besar pada topografi kasar daripada di atas dataran abyssal yang halus. Gelombang internal yang dibangkitkan oleh pasang surut menjadi ciri khas terjadinya *Mixing*. Penelitian yang dilakukan oleh Ray and Susanto (2016)

mengindikasikan bahwa pada Laut Seram dan Halmahera memiliki gelombang internal yang tinggi dimana hal ini memperkuat dugaan bahwa gelombang internal memiliki indikasi kuat terhadap pencampuran vertikal massa air.

Nilai rata-rata difusivitas vertikal turbulen dari semua lapisan yaitu sebesar $3.29 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. Sedangkan untuk rata – rata nilai K_z pada perairan ini adalah $2.95 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, menunjukkan nilai rata-rata nilai energi kinetik disipasi turbulen eddy (ϵ) (dan nilai difusivitas vertikal eddy (K_z)) secara vertikal yang mengalami penurunan seiring dengan bertambahnya kedalaman. Rata-rata nilai ϵ pada perairan ini lebih kecil daripada nilai yang didapatkan oleh Risiko *et al.* (2017) di perairan Dewakang yaitu sebesar $0 (10^{-7}\text{-}10^{-6}) \text{ Wkg}^{-1}$ dan pada Prihatiningsih (2019) sebesar $2.17 \times 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$. Nilai rata - rata nilai ϵ diperoleh nilai tertinggi ada pada Sampling ke-13 ketika kondisi menuju pasang. Sedangkan untuk nilai K_z yang diperoleh hampir sama dengan yang didapatkan oleh Risiko *et al.* (2017) yaitu sebesar $2.83 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ di Ambang Dewakang. Menurut Hatayama (2004), tingginya nilai K_z di Ambang Dewakang disebabkan oleh adanya arus yang sangat intensif dan adanya interaksi antara gelombang permukaan dan Gelombang Internal. Umumnya nilai K_z di Perairan Indonesia adalah sebesar $1.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Koch-Larrouy *et al.*, 2008)

KESIMPULAN

Hasil identifikasi terhadap karakteristik massa air Samudera Pasifik, *North Pacific Intermediate Water* (NPIW) dengan ciri S-max

tidak terlihat karena diduga sudah bertransformasi menjadi massa air dengan karakteristik yang baru akibat proses pencampuran. Hasil perhitungan terhadap nilai frekuensi Brunt Vaisala, pada lapisan termoklin diperoleh nilai N^2 tertinggi yaitu $0,05-0,15 \text{ s}^{-1}$ pada kedalaman 100 m dan kedalaman 200 m, sementara lapisan tercampur berkisar $0,0-0,01 \text{ s}^{-1}$ dan lapisan dalam $0-0,005 \text{ s}^{-1}$. Lapisan termoklin memiliki nilai Td -5 m sampai 3 m, lapisan dalam berkisar -4 m sampai 5 m dan lapisan dalam berkisar -13 m sampai 19 m. Nilai rata-rata disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) dari semua lapisan yaitu sebesar $3.29 \times 10^{-9} \text{ Wkg}^{-1}$. Nilai energi disipasi turbulen eddy (ϵ) dan difusivitas vertikal eddy (K_z) bervariasi terhadap kedalaman, dengan nilai terbesar pada lapisan termoklin. Nilai ϵ dan K_z tertinggi terdapat pada lapisan termoklin, ϵ sebesar $1.787 \times 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$ dan K_z sebesar $9.94 \times 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Nilai difusivitas antar ulangan di lapisan permukaan pada dipengaruhi oleh kondisi pasang surut.

Hasil dari rata-rata menunjukkan bahwa semakin bertambahnya kedalaman nilai disipasi energi kinetik turbulen (ϵ) semakin menurun. Nilai K_z pada lapisan permukaan antar sampling berbeda-beda, terjadi akibat Gelombang Internal dan aktivitas pasang surut.

UCAPAN TERIMAKASIH

Ucapan terimakasih disampaikan kepada Japan of Marine-Earth Science and Technology (Jamstec) Jepang dan Pusat Hidro-Oseanografi TNI AL yang telah mengizinkan untuk menggunakan data pada penelitian ini.

DAFTAR PUSTAKA

Atmadipoera, A.S., Jaya, I. & Sudjono, E.H., 2017. Analysis of turbulent mixing in dewakang sill, southern makassar strait. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 54(1): p. 012086

Cisewski, B., Strass, V.H., & Prandke, H. 2005. Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic polar front zone. *Journal Deep-Sea Res. II*. 52: 1087-1108.

Dillon, T.M. 1982. Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales *Journal of Geophysical Research*, 87 (C12): 9601-9613.

Ferron, B., Mercier, H., Speer, K., Gargett, A. & Polzin, K., 1998. Mixing in the romanche fracture zone. *Journal of Physical Oceanography*, 28(10): 1929-1945.

Ffield, A., & Gordon, A.L. 1992. Vertical mixing in the Indonesian thermocline. *Journal of Physical Oceanography* 22(2): 184-195

Gordon, A.L. & Fine, R.A. 1996. Pathways of water between the Pacific and Indian Oceans in the Indonesian Seas. *Nature*, 379: 146-149.

Gordon, A.L. 2005. Oceanography in Indonesian Seas. *Oceanography*. 18(4): p.13

Havis, M.I., & Yunita, N.F. 2017. Surface currents in Indonesian Sea based on ocean surface currents near – realtime (OSCAR) data. The 8th International Conference on Marine Technology (SENTA 2017). Institut Teknologi Sepuluh November, Surabaya

Hasanudin M. 1998. Arus Lintas Indonesia (ARLINDO). *Oseana*, 23(2) : 1-9

Hatayama, T. 2004. Transformation of the Indonesian Throughflow Water by Vertical Mixing and Its Relation to Tidally Generated Internal Waves. *Journal of Oceanography*, 60: 569–585.

Hermansyah, H, Dwiyoga, N, Atmadipoera, A.S., Prartomo, T., Jaya, I., & Syamsudin, F. 2018. Disipasi Energi Kinetik Pasang Surut Barotropik dan Baroklinik di Lait Sulawesi. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*. 10(2): 365-380

Koch-Larrouy, A.G., Madec, B., Blanke. R, & Molcard. 2008. Water mass transformation along the Indonesian throughflow in an OGCM. *Ocean Dynamics*, 58: 289-309

Kunarso, K., Hadi, S., Ningsih, N.S. & Baskoro, M.S. 2011. Variabilitas suhu dan klorofil-a di daerah upwelling pada variasi kejadian ENSO dan IOD di perairan selatan Jawa sampai Timor. *ILMU KELAUTAN: Indonesian Journal of Marine Sciences*, 16 (3):171-180

Li, X., Colon, P.C. & Friedman, K.S. 2000. Estimating Oceanic Mixed Layer Depth From Internal Wave evolution Observed From RADARSAT-1 SAR. *Journal of John Hopkins APL Technical Digest*, 21(1):130-135

McTaggart, K.E, Johnson, G.C., Johnson, M.C., Delahoyde, F.M., & Swift, J.H. 2010. Notes on CTD/O2 data acquisition and processing using Sea-Bird hardware and software (as available). *Go-Ship IOCCP Rep*, 14:1-10

Neumann, G., & Pierson, Jr W.J. 1966. Principles of Physical Oceanography. London. Prentice-Hall International

- Polzin, K.L., Toole, J.M., Ledwell, J.R. & Schmitt, R.W. 1997. Spatial variability of turbulent mixing in the Abyssal Ocean. *Science*, 276: 93-96
- Pond, S., & Pickard, G.L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. Ed ke-2. Oxford (UK): Pergamon Press.
- Prihatingsih, I. 2019. Kuantifikasi Percampuran Turbulen di Lintasan Barat Arlindo [Tesis]. Bogor (ID): Institut Pertanian Bogor.
- Purwandana, A., Iskandar, M.R., Kusmanto, E., Fadli, M., Santoso, P.D., Corvianawatie, C., Muhadjirin, M., Wattimena, M.C. & Zheng, W. 2021. Percampuran Vertikal di Perairan Laut Maluku dan Talaud pada bulan Februari 2021. *Oseanologi dan Limnologi di Indonesia*, 6(2): 97-106
- Purwandana, A. 2013. Percampuran Vertikal Massa Air dan Manfaatnya. *Jurnal Oseana*, 38(3): 09-22
- Purwandana, A. 2012. Transformasi dan Percampuran Massa Air di Perairan Selat Alor Pada Bulan Juli 2011. Bogor (ID): Institut Pertanian Bogor.
- Rahma, A., Atmadipoera, A.S. & Naulita, Y. 2020. Water mass Along Eastern Pathway of Indonesian Throughflow from CTD Argo Float. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 429: p.012003
- Ray, R.D. & Susanto, R.D. 2016. Tidal Mixing Signatures in The Indonesian Seas From High-Resolution Surface Temperature Data. *Geophysical Research Letters*, 43(15): 8115-8123. doi: 10.1002/2016GL069485.
- Ross, D.A. 1970. *Introduction to oceanography*. Appleton-century-cofts. Meredith Corporation. New York. 384p.
- Suteja Y., Purba, M. & Agus, S.A. 2015. Percampuran Turbulen Di Selat Ombai. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*. 7(1): 71-82
- Tan, S., Pratt, L.J., Yuan, D., Li, X., Wang, Z., Li, Y., Corvianawatie, C., Surinati, D., Budiman, A.S. & Bayhaqi, A., 2020. Hydraulics and Mixing of The Deep Overflow in The Lifamatola Passage of the Indonesian Seas. *Journal of Physical Oceanography*, 50(9): 2797–2814
- Thomson, R.E. & Emery, W.J. 2014. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Oxford (US) Newnes. 728p
- van Aken, H.M., Brodjonegoro, I.S. & Jaya, I., 2009. The deep ater motion though the Lifamatola Pasage and its contribution to the indonesian through flow. *Deep Research Part I: Oceanographyc Research Papers*, 56 (8): 1203-2016
- Wyrтки, K. 1961. *Physical Oceanography of the South-East Asian Waters*, *Naga Report*, 2: 1-195.