

## PROSES PERCAMPURAN TURBULEN DI KANAL LABANI, SELAT MAKASSAR

### *TURBULENT MIXING PROCESSES IN LABANI CHANNEL, THE MAKASSAR STRAIT*

**Yuli Naulita**

Dept. Ilmu & Teknologi Kelautan, Fakultas Perikanan & Ilmu Kelautan, IPB, Bogor

E-mail: naulita@ipb.ac.id

#### **ABSTRACT**

*Study on turbulent mixing processes in Labani Channel, the Makassar Strait, was conducted by using the INSTANT (International Nusantara Stratification And Transport) program dataset, in Juli 2005. The turbulent mixing process was evaluated using Thorpe method, where the overturning eddies were revealed by density inversions in CTD (Conductivity Temperature Depth) profiles. All individual identified-overturn regions was validated by the GK's test (Galbraith and Kelly test) where at first noise on CTD signals had been removed by applying wavelet denoising. A large number of overturn regions with Thorpe scale ( $L_T$ ) less than 0.5 m were detected in the thermocline layer of Makassar Strait. Based on linear relationship between Thorpe and Ozmidov scale, order of magnitude of the turbulent energy kinetic dissipation rate  $\epsilon$  in Labani Channel was estimated about  $10^{-11}$ -  $10^{-5}$   $Wkg^{-1}$  and density eddy diffusivity  $K_\rho$  ( $10^{-6}$  -  $10^{-2}$ )  $m^2/s$ . The strong of turbulen mixing was found at the layer of NPSW at 150 m depth and NPIW at 300 m depth, indicated by high values of  $K_\rho$  ( $O = 10^{-3}$  -  $10^{-2}$   $m^2s^{-1}$ ). It reveals that turbulent mixing has an important role on determining ITF water mass character.*

**Keywords:** *turbulent mixing, wavelet denoising, overturn region, Thorpe method, Labani Channel, Makassar Srait.*

#### **ABSTRAK**

Kajian mengenai proses pencampuran turbulen di Kanal Labani, S. Makassar dilakukan dengan menggunakan arsip data INSTANT (*International Nusantara Stratification And Transport*) pada Juli 2005. Metode yang dipakai untuk mengkaji proses pencampuran adalah metode *Thorpe*, dimana *overturning eddies* diindikasikan oleh inversi yang terjadi pada profil densitas CTD (*Conductivity Temperature Depth*). Setiap individu wilayah *overturn* yang teridentifikasi, divalidasi dengan tes massa air dari Galbraith and Kelly dimana sebelumnya *noise* pada sinyal CTD telah dihilangkan dengan aplikasi *wavelet denoising*. Wilayah *overturn* dengan ukuran kurang dari 0,5 m banyak ditemukan pada lapisan termoklin S. Makassar. Berdasarkan relasi linier skala *Thorpe* dan skala *Ozmidov*, diketahui *order of magnitude* laju dissipasi energi kinetik turbulen  $\epsilon$  di perairan Kanal Labani berkisar  $10^{-11}$  -  $10^{-5}$   $Wkg^{-1}$  dan densitas diffusivitas *eddy*  $K_\rho$  ( $10^{-6}$  -  $10^{-2}$ )  $m^2/s$ . Pencampuran turbulen yang kuat ditemukan pada lapisan massa air NPSW pada kedalaman 150 m dan NPIW pada kedalaman 300 m, yang ditunjukkan oleh nilai  $K_\rho$  yang tinggi ( $O = 10^{-3}$  -  $10^{-2}$   $m^2s^{-1}$ ). Hal ini mengindikasikan bahwa pencampuran turbulen mempunyai peran penting dalam pembentukan karakter massa air ITF.

**Kata kunci:** pencampuran turbulen, *wavelet denoising*, wilayah *overturn*, metode *Thorpe*, Kanal Labani, S. Makassar.

## **I. PENDAHULUAN**

Perairan Indonesia merupakan tempat satu-satunya terjadi arus lintas antar samudera di lintang rendah, yang dikenal dunia sebagai *Indonesian Throughflow* (ITF) atau dalam

bahasa Indonesia disebut Arus Lintas Indonesia (Arlindo). Untuk melengkapi pengetahuan dunia mengenai *the great conveyor belt* dan implikasinya pada perubahan iklim dunia, banyak riset mengenai berbagai aspek dari ITF telah dilakukan. Salah satu hasil riset

menunjukkan bahwa percampuran turbulen di dalam perairan Indonesia sangat kuat, diantaranya karena kuatnya pasut dan kompleksnya topografi perairan (Field and Gordon, 1992, Hautala *et al.*, 1996, Koch-Larrouy *et al.*, 2008). Pasut internal, yang juga mempengaruhi pembangkitan arus, sering teramati di perairan Indonesia. Menurut Koch-Larrouy *et al.* (2007), perairan Indonesia merupakan satu-satunya tempat pembangkitan pasut internal yang terjadi di dalam basin semiterbuka. Sebagai akibatnya seluruh energi pasut baroklinik tetap terperangkap di dalam perairan internal Indonesia, menjadi sumber energi utama proses percampuran.

Ada dua jalur masuk ITF ke dalam perairan internal Indonesia. Jalur barat melalui L. Sulawesi, dan S. Makassar, L. Flores kemudian ke L. Banda. Jalur kedua sebagai jalur sekunder adalah jalur timur, yaitu melalui L. Maluku dan L. Halmahera dan masuk ke L. Banda. Di sepanjang kedua jalur masuk ini, massa air termoklin S. Pasifik yang dibawa oleh ITF mengalami perubahan karakter. Dengan menggunakan model termodinamik, Koch-Larrouy *et al.* (2008) menemukan sekitar 6 Sv aliran meninggalkan laut-laut Indonesia dengan pengurangan densitas massa airnya. Percampuran telah merubah massa air pada kedalaman pertengahan (*intermediate*) dan massa air permukaan. Densitas massa air pertengahan menjadi lebih ringan sementara massa air permukaan menjadi lebih berat.

Sebagai bagian dari jalur masuk utama ITF di bagian barat, proses percampuran di S. Makassar turut menentukan karakter massa air ITF. Field and Gordon (1992) menemukan kekuatan percampuran vertikal di S. Makassar sangat besar. Dengan menggunakan arsip data CTD (*Conductivity Temperature Depth*) dan persamaan 1-D persamaan adveksi dan difusi, mereka menemukan arus pasut sebagai gaya pembangkit utama percampuran menegak yang kuat di lapisan termoklin dengan diffusivitas menegak lebih dari  $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Kuatnya percampuran vertikal di S. Makassar juga dikemukakan oleh Hataiyama (2004). Dengan menggunakan model

2D non hidrostatik menghasilkan gelombang pasut internal yang membangkitkan percampuran vertikal sebesar  $6 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

Untuk memperoleh gambaran yang lebih rinci tentang kekuatan dan distribusi percampuran turbulen di dalam kolom perairan Kanal Labani, Selat Makassar, maka dalam penelitian ini dilakukan estimasi kekuatan percampuran turbulen dengan menggunakan profil densitas yang diperoleh dari data CTD. Penyempitan selat di perairan Kanal Labani diharapkan membangkitkan percampuran turbulen yang besar. Atmadipoera *et al.* (2016) menemukan lonjakan drastis nilai energi kinetik ( $> 0,7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  per unit massa) di sekitar Kanal Labani dimana kecepatan aliran ITF meningkat pesat untuk menjaga keseimbangan volume angkutan ITF di perairan ini. Hasil penelitian ini diharapkan dapat memberikan informasi yang lebih rinci mengenai kekuatan dan distribusi kekuatan percampuran turbulen di perairan S. Makassar sehingga dapat melengkapi informasi tentang pembentukan massa air ITF di dalam perairan internal Indonesia.

## II. METODE PENELITIAN

### 2.1. Waktu dan Tempat Penelitian

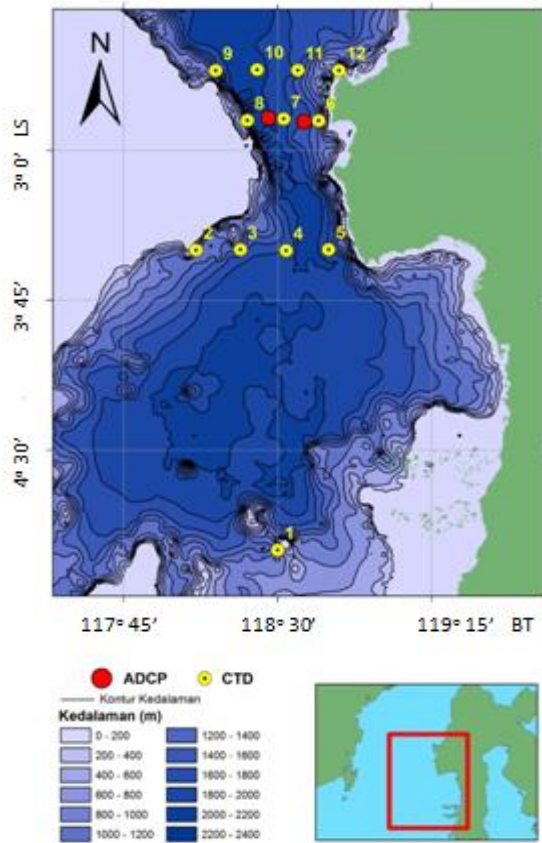
Kegiatan penelitian dilaksanakan di Laboratorium Oseanografi Fisik, Departemen ITK, FPIK-IPB dengan wilayah studi di Kanal Labani, perairan S. Makassar pada posisi  $2,6^{\circ}$ - $5^{\circ}$  LS dan  $118,1^{\circ}$  –  $118,8^{\circ}$  BT. Pelaksanaan penelitian dilakukan mulai 12 Maret sampai 30 Oktober 2015.

### 2.2. Analisis Data

#### 2.2.1. Data CTD dan Arus

Data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan hasil ekspedisi *International Nusantara Stratification And Transport (INSTANT) ROTATION Cruise 2005*, tanggal 1-19 Juli 2005 pada saat *recovery mooring INSTANT leg 3*. Instrumen CTD yang digunakan adalah CTD SBE 911 plus dan luaran (*output*) CTD diproses menggunakan program *Sukondal-Pro*.

Ada 12 stasiun CTD dan 2 stasiun *moored-ADCP*, yaitu “Makassar East” (MAK east) dan “Makassar West” (MAKwest) (Gambar 1). Kedua sistem *mooring* ini dipasang di sisi timur dan barat Kanal Labani (berjarak 45 km), segaris dengan stasiun CTD 6,7, dan 8. Untuk keperluan studi ini, data CTD yang digunakan dibagi dalam 3 transek



Gambar 1. Lokasi perairan wilayah studi di Kanal Labani, S. Makassar serta posisi stasiun CTD dan ADCP program INSTANT 2005.

melintang timur-barat (*section 1, 2 dan 3*) sepanjang Kanal Labani. *Section 1* terdiri dari 4 stasiun yaitu stasiun 9,10,11 dan 12. *Section 2* terdiri dari 3 stasiun, yaitu stasiun 8,7 dan 6. *Section 3* terdiri dari 4 stasiun, yaitu stasiun 2, 3, 4 dan 5. Jarak antar stasiun CTD sekitar ~ 20 km. (BRKP-DKP, 2005). Posisi setiap stasiun CTD dan kedalaman perairan disajikan pada Tabel 1.

Tabel 1. Posisi stasiun CTD di perairan Kanal Labani, S. Makassar.

Stasiun	Bujur (° BT)	Lintang (° LS)	Kedalaman (m)
1	118,5018722	-4,9995	557
2	118,1035306	-3,4984	781
3	118,3205083	-3,4963	1683
4	118,5422694	-3,5007	1967
5	118,7505861	-3,4958	1787
6	118,700325	-2,8506	1256
7	118,5314611	-2,8424	1804
8	118,3533528	-2,8492	787
9	118,1992667	-2,5998	850
10	118,4013833	-2,5956	2167
11	118,6000972	-2,5985	1814
12	118,8006361	-2,5995	771

Data arus yang digunakan dalam penelitian ini diambil dari rekaman data *mooring* Makwest pada posisi 2°51,888’LS, 118°27,276’ BT. Instrumen yang digunakan dalam untaian *mooring* adalah *currentmeter* Sortek pada kedalaman 200m, Aquadopp pada kedalaman 400m, RCM pada kedalaman 750m, ACM pada kedalaman 1500m, dan RDI *LongRanger 75 kHz ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)* pada kedalaman 300 m. Rekaman data arus dicatat setiap 30 menit. Luaran data *mooring* melewati beberapa tes *Quality Control (QC)* antara lain, kelengkapan (*completeness*), pemotongan (*truncation*), *echo intensity*, persentase kualitas (*percent good*) 70%, *correlation magnitude* antar setidaknya tiga *beam* sebesar 80%, dan membuang data-data *outlier*. Data ADCP juga dikoreksi terhadap rotasi batimetri perairan Kanal Labani.

Dari *mooring* MAKwest diperoleh rekaman data arus selama 3 tahun (Juni 2004 - November 2006), tetapi sayangnya karena observasi CTD dilakukan pada saat *recovery* dan *redployment*, tidak ada data arus yang tersedia pada 6 - 9 Juli 2005. Oleh karena itu, kondisi dinamik perairan Kanal Labani dijelaskan melalui kondisi arus Juli 2005 (10-31 Juli 2005) dengan anggapan bahwa kondisi tersebut mewakili bulan pengamatan CTD.

**2.2.2. Metoda Pembersihan Noise: Wavelet Denoising**

Untuk menghilangkan *noise* pada data CTD digunakan transformasi *wavelet*. Ada tiga tahapan dalam *wavelet denoising* yaitu dekomposisi sinyal, *thresholding* dan rekonstruksi. Dalam penelitian ini digunakan *mother wavelet* Daubechies db 9 dengan *level of decomposition* yang tepat untuk menghasilkan sinyal CTD bersih. Metode yang sama diterapkan Piera *et al.* (2002) pada sinyal CTD pada alat mikrostruktur profiler. Sinyal yang telah teruji bersih selanjutnya digunakan dalam analisis *Thorpe* untuk identifikasi wilayah *overturn*.

**2.2.3. Metoda Deteksi Overturn Region: Metoda Thorpe**

Deteksi wilayah *overturn* menggunakan metoda *Thorpe* dilakukan dengan menyusun ulang profil densitas hasil pengukuran  $\rho(z)$  menjadi profil densitas referensi (monotonik)  $\rho_m(z)$ . Ada dua nilai yang didapat dari profil densitas ini, yaitu fluktuasi densitas yang didefinisikan sebagai  $\rho'(z) = \rho(z) - \rho_m(z)$  dan perpindahan *Thorpe* (*Thorpe displacement*)  $d_T(z)$  yaitu jarak vertikal individu partikel fluida (yaitu nilai densitas tunggal) dari profil asli  $\rho(z)$  yang harus dipindahkan untuk menghasilkan profil densitas  $\rho_m(z)$  yang stabil (Thorpe, 1977).

Semua  $d_T$  yang teridentifikasi divalidasi dengan uji massa air dari Galbraith dan Kelly (1996) yang biasa disebut tes GK. *Threshold* yang dipakai adalah 0,7 untuk meminimalkan tes GK menolak beberapa *overturn* riil yang biasanya berupa wilayah *overturn* yang kecil (Stanfield *et al.*, 2001). Tes GK ini menguji keamatan hubungan suhu (T) dan salinitas (S) dalam wilayah *overturn* yang ditunjukkan oleh deviasi suhu ( $\delta_T$ ) dan Salinitas ( $\delta_S$ ).

*Least square* kurva fit dilakukan untuk setiap titik dalam wilayah individu *overturn* menggunakan kovarian T dan S,  $\rho_s = a_s + b_s S$  and  $\rho_T = a_T + b_T T$ . Deviasi antara observasi dan garis *fit* diukur dengan menghitung nilai rms (*root mean square*) dari  $\rho - \rho_S$  dan  $\rho - \rho_T$ .

Pembagian terhadap rms fluktuasi *Thorpe* akan mengukur deviasi T dan S terhadap fluktuasi densitas wilayah *overturn* yang diduga (Galbraith dan Kelly, 1996). Hanya *turbulent patch* yang memiliki hubungan yang erat antara  $\rho$ , T dan S yang dianggap sah.

Kemudian  $d_T$  yang riil digunakan untuk mengestimasi ketebalan *overturn path* yang didefinisikan oleh skala *Thorpe* ( $L_T$ ). Skala *Thorpe* adalah rms dari perpindahan vertikal ( $d_T$ ), yang dibutuhkan untuk *reorder* profil dari densitas potensial sehingga stabil secara gravitasi,  $L_T = \langle d^2 \rangle^{1/2}$  dimana  $\langle \rangle$  proses perata-rataan. Skala *Thorpe* dihitung untuk setiap individu *overturn*, yaitu wilayah yang didefinisikan tidak stabil secara gravitasi pada profil densitas dimana nilai-nilai penjumlahan  $d_T$  sama dengan nol.

**2.2.4. Metode Estimasi Parameter Turbulen**

Sifat turbulen akan dikaji melalui laju disipasi energi kinetik  $\epsilon$  dan kekuatan turbulen yang ditunjukkan oleh diffusivitas vertikal *eddy*  $K_\rho$ . Kedua parameter turbulen ini dihitung dengan memanfaatkan relasi linier antara skala *Ozmidov* ( $L_O$ ) dan skala *Thorpe* ( $L_T$ ),  $L_O \approx 0,8L_T$  yang diajukan oleh Dillon (1982) dan Crawford (1986).

Skala *Thorpe* proporsional dengan ukuran *eddy* rata-rata sepanjang gradien densitas horizontal rata-rata lebih kecil daripada gradien vertikal. Skala *Ozmidov* diberikan

$$\text{oleh } L_o = \left( \frac{\epsilon}{N^3} \right)^{1/2} \dots\dots\dots (1)$$

dimana  $\epsilon$  ( $\epsilon = 15/2 \nu (\partial u / \partial z)^2$ ,  $\nu$  adalah koefisien viskositas kinematik air laut pada suhu lokal, yang menggambarkan ukuran sifat hambatan bagi aliran fluida).

Penghitungan kekuatan turbulen dilakukan dengan menghitung densitas diffusivitas *eddy*  $K_\rho$  yang dihitung dari  $\epsilon$ , *mixing efficiency*  $\Gamma_T$  dan *buoyancy frequency* N (Osborn, 1980):

$$K_\rho = \Gamma_T \frac{\epsilon}{N^2} \dots\dots\dots (2)$$

dengan konstanta *mixing efficiency*  $\Gamma_T = 0,2$  yang diperoleh dari data pengukuran mikrostruktur (Oakey, 1982). Dengan adanya relasi linier antara skala *Ozmidov* dan skala *Thorpe*, maka nilai diffusivitas vertikal *eddy*  $K_p$  dapat dihitung melalui persamaan:  $K_p \approx 0,1 \cdot N \cdot L_T^2$ .

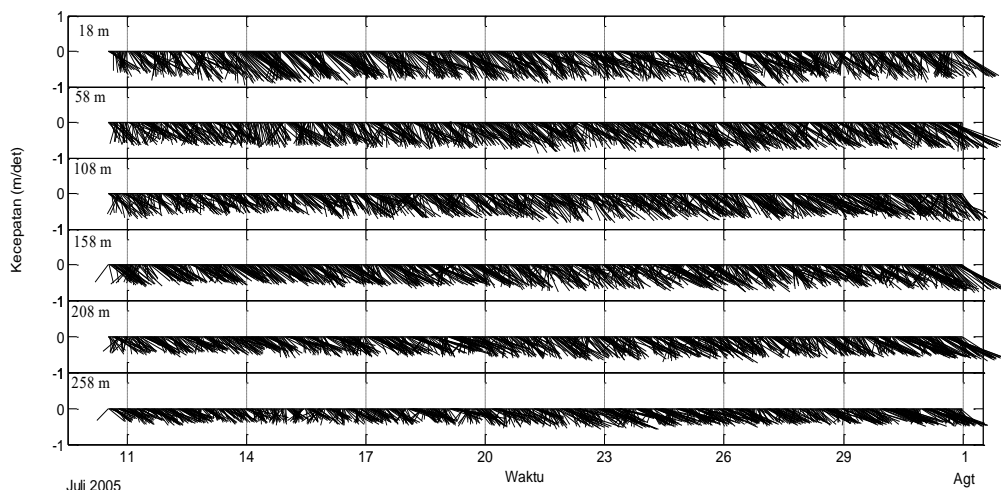
### III. HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 3.1. Dinamika dan Massa Air di Perairan Kanal Labani, Selat Makassar

Untuk memberi gambaran tentang latar belakang proses pencampuran maka ditinjau dinamika dan massa air di Kanal Labani, S. Makassar. *Stickplot* arus yang disajikan pada Gambar 2 merupakan rekaman ADCP pada beberapa kedalaman selama 10 – 31 Juli 2005. Rata-rata kecepatan dan arah arus selama periode waktu tersebut disajikan pada Tabel 2.

Kecepatan arus di Kanal Labani relatif besar, dan pada Juli 2005 tercatat rata-rata nilainya berkisar  $0,31 - 0,56 \text{ ms}^{-1}$ . Hasil pengukuran ini adalah pada musim timur, dimana kecepatan arus cenderung lebih lemah dibandingkan musim barat. Penyempitan kanal akibat perubahan batimetri di tiap kedalaman adalah penyebab penguatan aliran arus di Kanal Labani.

*Stickplot* arus pada Gambar 2 menunjukkan variasi kekuatan arus pada lima lapisan kedalaman. Keseluruhan arah arus didalam kolom perairan Kanal Labani konsisten mengarah ke selatan dengan kecepatan arus yang meningkat pada kedalaman 108– 258 m ( $0,50 - 0,56 \text{ ms}^{-1}$ ). Penguatan arus pada posisi kedalaman pertengahan ini menunjukkan penguatan arus oleh aliran ITF. Untuk mengetahui porsi peran pasut dalam total arus di Kanal Labani dilakukan filter *moving average* 24 jam komponen arus timur-barat (u) dan utara-selatan (v). Hasil penyaringan pasut (tidak ditampilkan) menunjukkan kekuatan pasut yang cukup besar di Kanal Labani dengan tipe pasut semidiurnal dan dominansi komponen v, yang searah aliran ITF. Kekuatan pasut yang besar dengan topografi dasar yang kompleks akan memicu pencampuran yang kuat di dalam Kanal Labani. Koch-Larrouy *et al.* (2008) menyebutkan pasut internal menjadi sumber energi utama proses pencampuran di dalam lapisan termoklin dan berperan besar dalam menciptakan *homostad thermocline water*, sebuah karakter khusus dari massa air *outflow* ITF, dimana suhu massa air termoklin relatif tetap dengan perubahan salinitas yang besar dari asalnya.



Gambar 2. *Stick plot* (m/s) pada kedalaman 18, 108, 158, 208 dan 258 m di S. Makassar selama 10- 31 Juli 2005. Arah utara ditunjukkan dengan orientasi panah arus ke atas ( $0^\circ$ ), dengan arah putar searah jarum jam (timur- $90^\circ$ ; selatan- $180^\circ$ ; barat- $270^\circ$ ).

Tabel 2. Kecepatan dan arah arus rata-rata di S. Makassar 10 – 31 Juli 2005.

Kedalaman (m)	Kecepatan (m/s)	Arah (°)
18	0,31	168,10
58	0,41	169,96
108	0,50	167,58
158	0,56	166,75
258	0,54	164,72

Dari profil arus kemudian dilihat *instability* di dalam kolom perairan dengan melakukan estimasi *shear* arus selama Juli 2005. Nilai *shear* diperoleh dari perubahan komponen arus zonal (u) dan komponen arus meridional (v) terhadap kedalaman (z).

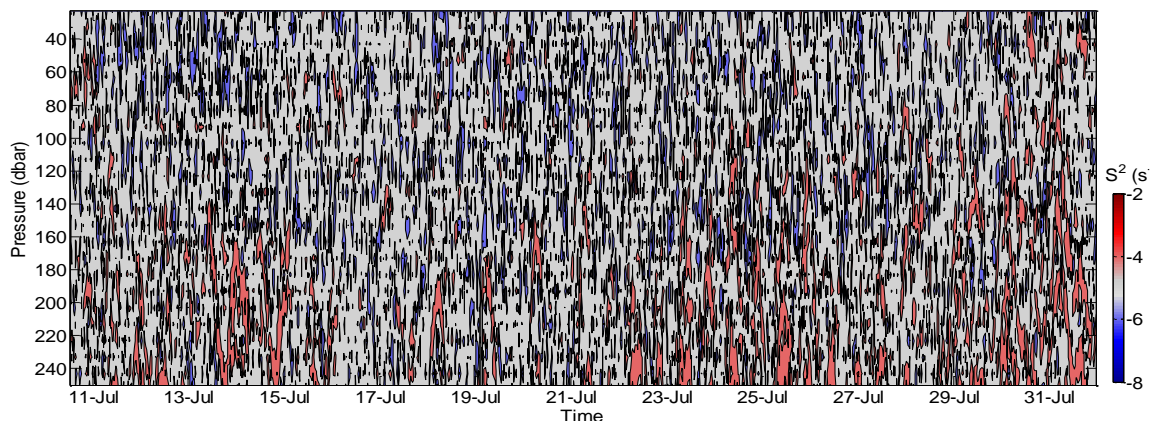
$$S^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \dots\dots\dots (3)$$

*Shear instability* akan membangkitkan gelombang internal, yang kemudian pecah dan menyediakan energi untuk proses percampuran turbulen. Deret waktu *shear* diperoleh dari rekaman ADCP, sayangnya kualitas data ADCP hanya baik sampai pada kedalaman 250 m sehingga deret waktu *shear* hanya ditampilkan sampai kedalaman tersebut (Gambar 3). Lapisan dengan *shear* yang lebih besar terjadi pada kedalaman 150 m sampai 250 m

(warna merah). Terjadinya penguatan arus pada sekitar 23 Juli 2005, juga menguatkan *shear* dalam kolom air bahkan sampai ke lapisan permukaan.

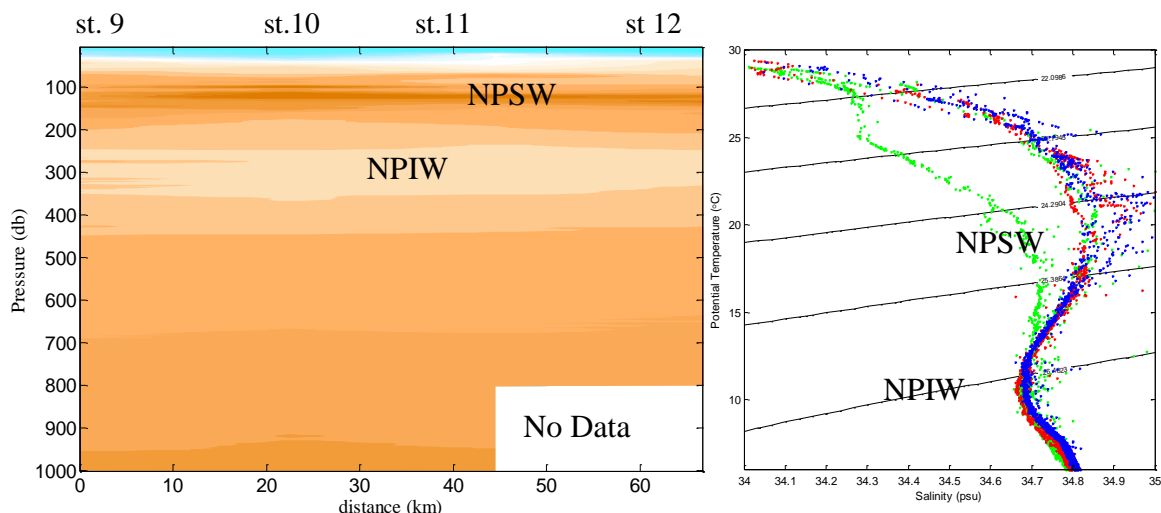
Untuk melihat sebaran salinitas dan karakter massa air di perairan S. Makassar dibuat distribusi melintang salinitas pada tiap transek dan TS diagram. Massa air di perairan S. Makassar berasal dari S. Pasifik Utara (Hautala *et al.*, 1996, Ffield and Gordon, 1992, Ffield and Gordon, 1996). Lapisan inti massa air bersalinitas maksimum pada kedalaman 150 m yang dikenal sebagai massa air *North Pacific Subtropical Water* (NPSW) sedangkan lapisan inti S min pada kedalaman 300 m adalah *North Pacific Intermediate Water* (NPIW) (Gambar 4 kiri). Nilai salinitas pada lapisan inti Smaks semakin berkurang sejalan dengan aliran ITF memasuki perairan Kanal Labani, dari *section 1*, ke *section 2* dan 3. Hal ini secara kualitatif menunjukkan adanya proses percampuran di sepanjang aliran ITF di S. Makassar. Dari TS Diagram yang disajikan pada Gambar 4 kanan, terlihat karakter massa air pada dua stasiun pada *section 3*, yaitu stasiun 2 dan 3 (hijau), berbeda dengan karakter massa air pada stasiun lainnya.

Sepanjang isopiknal  $\sigma_\theta = 23,19$  dan  $25,29$ , terjadi percampuran isopiknal yang menyebabkan berkurangnya nilai inti lapisan Smaks NPSW, dari  $>34,9$  psu di *section 1* menjadi



Gambar 3. Deret waktu *shear* ( $s^{-2}$ ) selama 11- 31 Juli 2005 di Kanal Labani, S. Makassar. Kondisi *shear* yang relatif kuat pada kedalaman 150 – 250 m (warna merah), berpotensi membangkitkan percampuran turbulen.





Gambar 4. Sebaran melintang salinitas pada *section 1* (kiri) dan Diagram TS massa air (kanan) di Kanal Labani, S. Makassar

34,8 psu di *section 2*, lalu menurun drastis di *section 3* (stasiun 2 dan 3), menjadi 34,6 psu. Sementara itu di lapisan dalam, inti lapisan Smin NPIW, tetap bertahan dengan nilai 34,7 psu.

Jika dilihat dari batimetri perairan Kanal Labani, tampaknya massa air ITF terbatas pada kedalaman yang besar (lebih dari 1000 m) dan mengalir memasuki perairan L. Flores. Karakter massa air yang berbeda pada kedua stasiun pada sisi timur bagian bawah dari *section* timur-barat ini (st. 2 dan 3) juga menunjukkan bahwa massa air dengan pengaruh daratan Kalimantan dan L. Jawa tidak jauh masuk ke S. Makassar melewati Kanal Labani.

### 3.2. Percampuran Turbulen di Perairan Kanal Labani, Selat Makassar

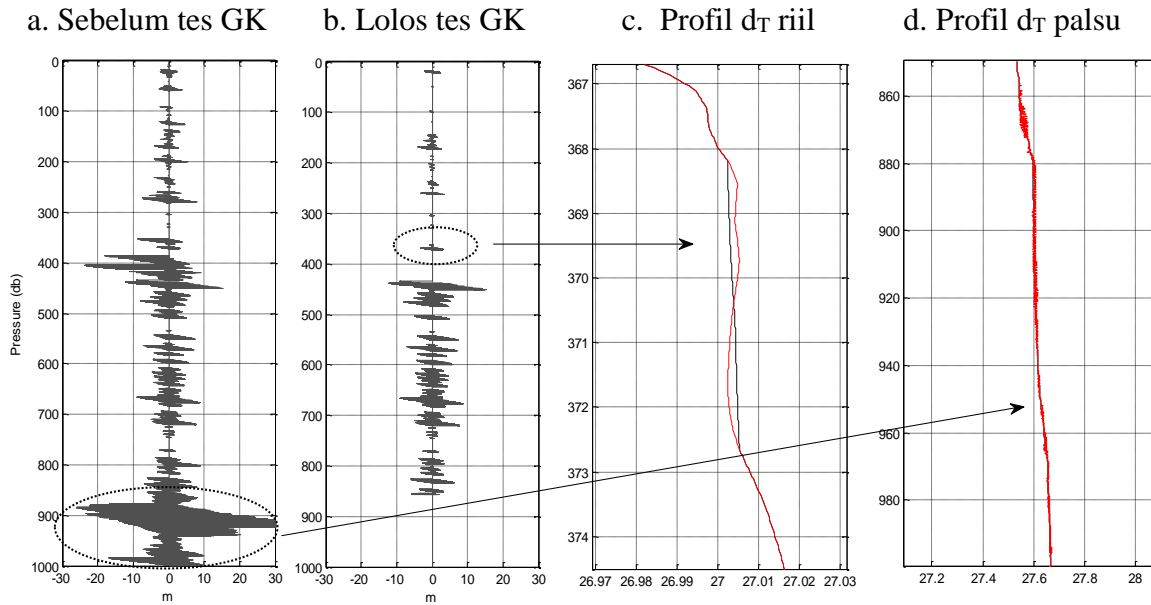
#### 3.2.1. Uji Perpindahan Thorpe (*Thorpe displacement*)

Kajian mengenai proses percampuran turbulen dilakukan dengan mengidentifikasi perpindahan Thorpe ( $d_T$ ) yang mengindikasikan terjadinya *overturning eddy*. Semua  $d_T$  yang teridentifikasi divalidasi dengan tes massa air dari Galbraith and Kelly (1995) sehingga hanya  $d_T$  yang riil yang digunakan untuk menghitung ketebalan *overturn path*. Uji dengan tes GK akan membuang  $d_T$  palsu, yang secara statistik tidak menunjukkan bah-

wa massa air dalam wilayah individu *overturn* tersebut memiliki keeratan hubungan antara nilai suhu, salinitas dan densitasnya. Hal ini ditunjukkan oleh  $d_T$  besar pada kedalaman 850- 1000 m (Gambar 5a). Jika dilihat pada profil menegak densitas observasi (merah) dan densitas *reorder* (hitam) pada Gambar 5d, wilayah *overturn* palsu tersebut disebabkan oleh *spike* pada salinitas. Sebaliknya  $d_T$  riil yang lolos uji tes GK (Gambar 5b.), memperlihatkan adanya inversi densitas pada profil densitasnya (Gambar 5c).

#### 3.2.2. Distribusi Wilayah *Overturn*

Selanjutnya dari  $d_T$  riil dihitung skala Thorpe ( $L_T$ ) yang diperoleh dari *root mean square* dari  $d_T$ . Nilai skala Thorpe menunjukkan ketebalan *overturn path*. Dengan latar belakang *buoyancy frequency* ( $N^2$ ) berkisar  $O(10^{-4}-10^{-2}) s^{-2}$  (Gambar 6a), hasil analisis Thorpe menunjukkan wilayah *overturn* lebih banyak ditemukan pada lapisan termoklin dibandingkan dengan lapisan dibawahnya (lebih dari 450 m) (Gambar 6b). Kolom perairan Kanal Labani, S. Makassar terstratifikasi dengan kuat, dimana lapisan termoklin dimulai hanya beberapa meter dari permukaan sampai kedalaman 450m Salah satu kemungkinan yang menyebabkan banyaknya wilayah *overturn* di lapisan termoklin adalah pecahnya



Gambar 5. Perpindahan *Thorpe* sebelum (a) dan sesudah (b) tes massa air Galbraith and Kelly (1996), inversi densitas pada wilayah *overturb* riil (c) dan profil densitas pada wilayah *overturb* palsu (d).

gelombang internal (Klymak *et al.*, 2010, Moum and Smith, 2001). Akan tetapi wilayah *overturb* di Kanal Labani, hanya sedikit ditemukan dalam skala panjang turbulen 5 m-an, umumnya hanya berukuran kurang dari 0,5 m (Gambar 6).

Jika ditinjau dari posisi kedalaman massa air termoklin S. Makassar, wilayah *overturb* ini berada di dalam lapisan massa air NPSW dan NPIW (Gambar 7). Hal ini mengindikasikan proses percampuran turbulen berperan besar dalam pembentukan massa air ITF yang merubah nilai salinitas lapisan inti kedua massa air S. Pasifik Utara ini. Secara spasial, distribusi wilayah *overturb* pada *section* 1, 2, dan 3, menunjukkan wilayah *overturb* pada sisi timur S. Makassar relatif lebih banyak dan tersebar dalam seluruh kolom perairan daripada sisi barat S. Makassar.

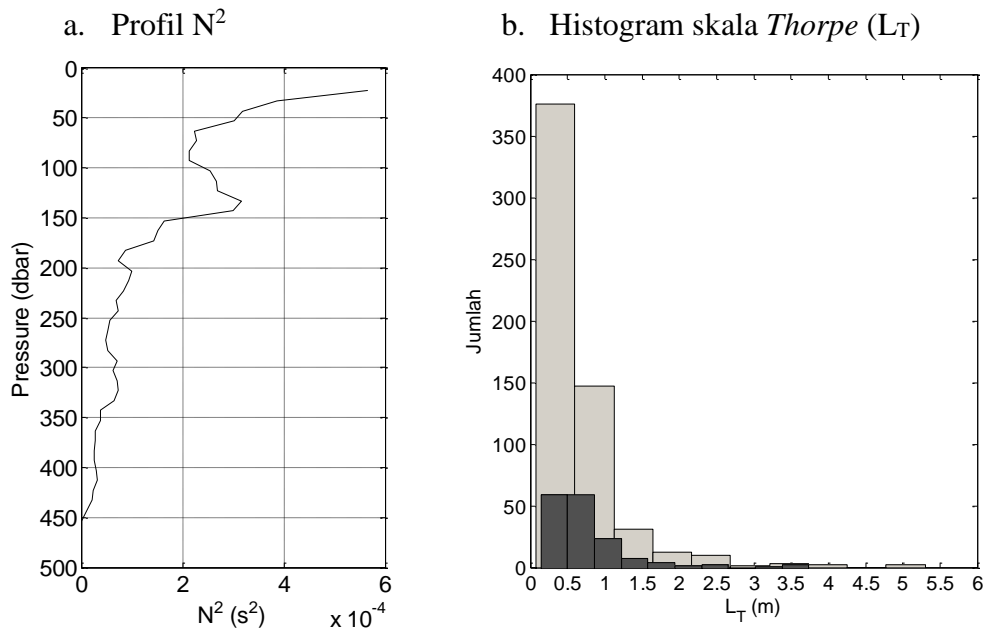
### 3.2.3. Kekuatan Percampuran Turbulen

Kekuatan percampuran turbulen dikaji melalui estimasi nilai laju dissipasi energi kinetik  $\epsilon$  dan densitas diffusivitas *eddy*  $K_\rho$ . Dibatasi oleh resolusi sensor tekanan, suhu dan konduktifitas pada CTD, laju dissipasi energi kinetik  $\epsilon$  yang mampu terdeteksi de-

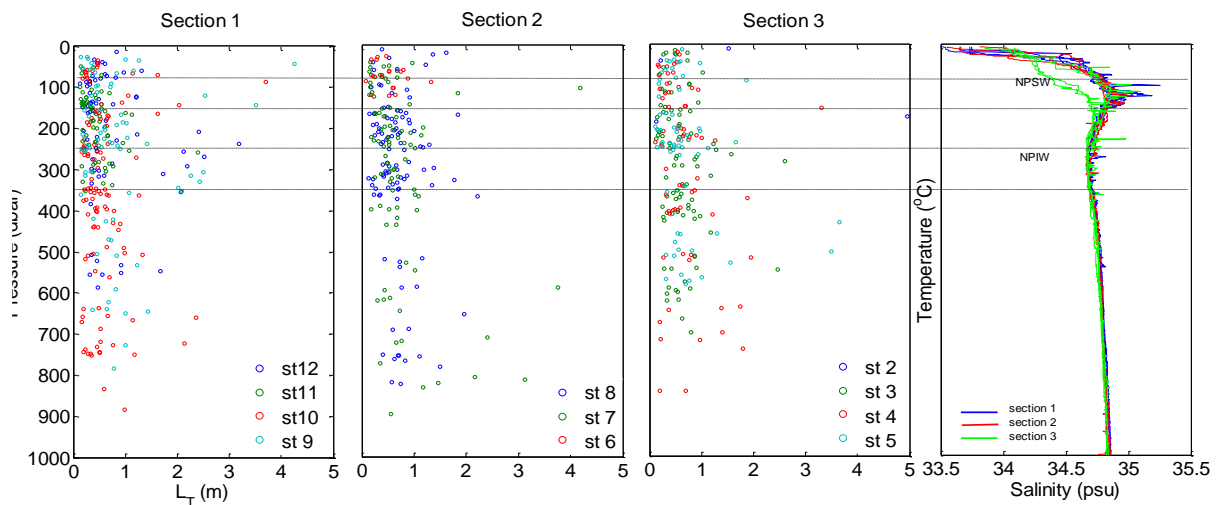
ngan menggunakan metode *Thorpe* hanya sampai  $O(10^{-11}) \text{ W kg}^{-1}$  sehingga *order of magnitude* yang ditemukan di Kanal Labani, S. Makassar pada Juni 2005 berada dalam kisaran  $O(10^{-11} - 10^{-5}) \text{ Wkg}^{-1}$ . Kekuatan turbulen yang digambarkan oleh nilai densitas vertikal *eddy* diffusivitas  $K_\rho$  berkisar  $O(10^{-6} - 10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Nilai  $K_\rho$  yang relatif tinggi  $O(10^{-3} - 10^{-2}) \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  umumnya ada pada posisi kedalaman lapisan massa air NPSW dan NPIW.

Percampuran turbulen di dalam kolom perairan terjadi karena adanya gangguan pada stabilitas vertikal, diantaranya disebabkan oleh *shear*, gesekan angin dan pecahnya gelombang internal (*internal wave breaking*). Peristiwa pecahnya gelombang internal dapat disebabkan oleh topografi dasar perairan yang menyempit seperti Kanal Labani, adanya halangan di dasar perairan seperti *sill* atau bukit di dasar laut. Jika melihat adanya variasi kekuatan arus pada kedalaman di bawah piknoklin, maka dapat diduga adanya *shear stress* aliran ITF berpotensi memicu ketidakstabilan (*instability*). Kondisi arus pada November 2006 (tidak ditampilkan) menunjukkan arah aliran ITF berbalik ke utara pada kedalaman 350 m.





Gambar 6. Profil *Bouyancy frequency* N<sup>2</sup> (a) dan Histogram skala *Thorpe* (L<sub>T</sub>) pada lapisan termoklin (10- 450 m) (abu-abu muda) dan dibawah kedalaman 450 m (abu-abu tua) di perairan Kanal Labani, S. Makassar, Juni 2005.



Gambar 7. Distribusi skala *Thorpe* pada ketiga *section* dan profil salinitas S. Makassar pada Juni 2005.

*Instability* oleh *shear* dapat ditunjukkan oleh nilai *Richardson number*,  $Ri = N^2/\text{shear}^2$ , yang lebih kecil dari 0,25, tetapi nilai ini tidak merefeksikan mekanisme yang melatarbelakangi pencampuran turbulen tersebut (Depleche *et al.*, 2010). Untuk mengkaji hubungan antara kestabilan yang diwakili oleh nilai N<sup>2</sup> dan ketidakstabilan oleh *shear*

terhadap wilayah *overturn* maka dibuat diagram seperti Gambar 8. Garis dalam gambar adalah  $Ri = 0,5$  dan  $Ri = 0,25$ . Dari Gambar ini terlihat bahwa ada mekanisme lain yang memicu terjadinya pencampuran turbulen di Kanal Labani tetapi skala *Thorpe* besar (5m-an) yang ditunjukkan dengan warna merah, jelas dipicu oleh *shear instability*.

Kemungkinan pemicu lain proses percampuran turbulen di S. Makassar adalah gelombang Kelvin (Pujiana *et al.*, 2013). Ketidakstabilan kolom air pada kedalaman lapisan bawah piknoklin menjadi lebih besar selama perioda sinyal-sinyal gelombang Kelvin teramati di S. Makassar, yaitu akhir Mei dan Desember 2004, Mei, Juni 2005 dan November 2005. Propagasi ke arah utara gelombang Kelvin di dalam lapisan piknoklin (50 - 450 m) mengurangi transport aliran ITF ke selatan sampai 2 Sv serta menginduksi kenaikan diffusivitas menegak. Pujiana *et al.* (2013) mencatat besar nilai diffusivitas menegak selama kejadian gelombang Kelvin yang kuat bervariasi dari 1 sampai  $5 \times 10^5 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ .

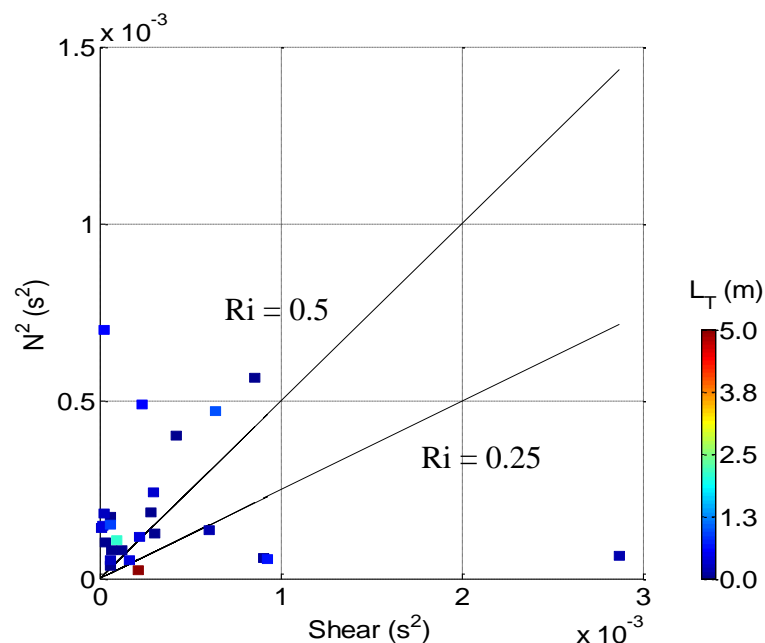
#### IV. KESIMPULAN

Percampuran turbulen relatif kuat di Kanal Labani, yang ditunjukkan oleh nilai  $K_\rho$  yang mencapai *order of magnitude*  $O(10^{-3}-10^{-2}) \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  pada bulan Juli 2005. Untuk wilayah *Overturn* dengan skala besar (5m-an), pemicu pembangkitan proses percampuran

berkaitan dengan *shear instability*, yang akan membangkitkan gelombang internal yang kemudian pecah dan menyediakan energi untuk proses percampuran turbulen. Wilayah *overturn* yang banyak ditemukan dalam lapisan termoklin menunjukkan proses percampuran turbulen ini berpotensi menentukan karakter massa air ITF.

#### UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih disampaikan kepada program INSTANT hasil kerjasama internasional Indonesia, Amerika Serikat, Australia, Belanda, dan Perancis untuk penggunaan data *mooring* MAKEast dan MAKwest serta data *CTD cast* di perairan Kanal Labani, S. Makassar. Ucapan terima kasih juga disampaikan kepada KEMENRISTEK DIKTI untuk pendanaan penelitian melalui skema Penelitian Unggulan Perguruan Tinggi tahun 2015. Ucapan terima kasih disampaikan kepada Mitra Bestari atas komentar dan masukan untuk penyempurnaan artikel ini.



Gambar 8. Hubungan antara *shear*, *buoyancy frequency* ( $N^2$ ), dan skala *Thorpe* di Kanal Labani, S. Makassar.

## DAFTAR PUSTAKA

- Atmadipoera, A.S., S.M. Horhorum, M. Purba, dan D.Y. Nugroho. 2016. Variasi spasial dan temporal Arlindo di Selat Makassar. *J. Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*, 8(1):299-320.
- Delpeche, N.C., T. Soomere, and M.J. Llover. 2010. Diapycnal mixing and internal waves in the Saint John River Estuary, New Brunswick, Canada with a discussion relative to the Baltic Sea. *J. Estonian Eng.* 16:157-175.
- Dillon, T.M. 1982. Vertical overturn: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. *J. Geophys. Res.*, 87(C12): 9601-9613.
- Ffield, A. and A. L. Gordon. 1992. Vertical mixing in the Indonesian thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, 22:184-195.
- Ffield, A. and A. Gordon. 1996. Tidal mixing signatures in the Indonesian Seas. *J. Phys.*, 22:1924-1937.
- Galbraith, P.S. and D.E. Kelly. 1995. Identifying overturns in CTD profiles. *J. Atmos Oceanic Technol.*, 13:688-701.
- Hautala, S. J. Reid, and N. Bray. 1996. The distribution and mixing of Pacific water masses in the Indonesian seas. *J. Geophysical Res.*, 101:12,375-12,389.
- Hatayama, T. 2004. Transformation of the Indonesian throughflow water by vertical mixing and its relation to tidally generated internal waves. *J. Oceanogr.* 60:569-58.
- Koch-Larrouy, A., G. Madec, P. Bouruet-Aubertot, T. Gerkema, L. Bessi eres, and R. Molcard. 2007. On the transformation of Pacific Water into Indonesian ITW by internal tidal mixing. *Geophys. Res., Letter*, 10.1029/2006GL028405.
- Klymak, J.M., S. Legg, and R. Pinkel. 2010. A simple parameterization of turbulent tidal mixing near supercritical topography. *J. Amer. Met. Soc.*, 40:2059-2074.
- Koch-Larrouy, A., G. Madec, D. Iudicone, A. Atmadipoera, and R. Molcard. 2008. Physical processes contributing to the water mass transformation of the Indonesian Throughflow. *Ocean Dynamics*. DOI 10.1007/s10236-008-0154-5.
- Moum, J.N. and W.D. Smith. 2001. Upper ocean mixing processes. Academic Press. Oregon-USA. 3093-3100pp.
- Oakey, N.S. 1988. Estimate of mixing inferred from temperature and velocity microstructure. In: Small scale turbulence and mixing in the ocean. Nihoul, J.C. and B. M. Jamart (eds.). *Elsevier Oceanography Series*, 46:239-247.
- Osborn, T.R. 1980. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 10(8):3-8.
- Piera, J., E. Roget, and J. Catalan. 2002. Turbulent patch identification in microstructure profiles: a method based on wavelet denoising and Thorpe displacement analysis. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19:1390-1402.
- Pujiana, K., A.L. Gordon, and J. Sprintall. 2013. Intraseasonal Kelvin wave in Makassar strait. *J. Geophys. Res.* 118: 2023-2034.
- Stansfield, K., C. Garret, and R. Dewey. 2001. The probability distribution of the Thorpe displacement within overturns in Juan de Luca Strait. *J. Phys. Oceanogr.*, 24:3421-3434.
- Thorpe, S.A. 1977. Turbulence and mixing in a Scottish Loch. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A.*, 286:125-181.

Diterima : 15 April 2016

Direview : 16 Juni 2016

Disetujui : 26 Juni 2016

