

**PERCAMPURAN TURBULEN YANG DIPICU TOPOGRAFI DI PERAIRAN
PAPARAN KONTINEN JOGASHIMA, TELUK SAGAMI, JEPANG**

***TOPOGRAPHICALLY INDUCED TURBULENCE ON CONTINENTAL SHELF
OFF JOGASHIMA, SAGAMI BAY, JAPAN***

Yuli Naulita

Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan,
Institut Pertanian Bogor, Bogor; Email: naulita@ipb.ac.id

ABSTRACT

Direct turbulence measurements using TurboMAP over a “small ridge” on the continental shelf off Jogashima, Sagami Bay, Japan revealed an active layer of topographically induced turbulence. The active layer ($\varepsilon = 10^{-7} - 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$) located at mid-depth of 200 – 250 m, occurred on alternate side of “small ridge” depending on the direction of the tidal current. This active layer was accompanied by rebounded-isopycnal surfaces $26.0 - 26.1 \sigma_\theta$, in which all in qualitative manner showed an internal hydraulic flow control on the shelf. The turbulence friction velocity was two order of magnitude lower than observed- ε in this active layer explaining a less role of bottom friction than hydraulic flow to the high turbulence layer.

Keywords: *topographically induced turbulence, continental shelf, internal hydraulic flow*

ABSTRAK

Observasi langsung mikrostruktur menggunakan TurboMAP yang melewati sebuah halangan berupa “bukit” di perairan paparan kontinen pesisir pantai Jogashima, Teluk Sagami, Jepang, menunjukkan adanya lapisan aktif yang dipicu oleh topografi perairan. Lapisan aktif ($\varepsilon = 10^{-7} - 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$) berada pada kedalaman pertengahan 200 - 250 m, muncul secara bergantian pada ke dua sisi “bukit” tergantung pada arah arus pasut. Lapisan aktif ini diikuti oleh lengkungan isopiknal σ_θ 26,0 – 26,1, yang secara kualitatif menunjukkan adanya indikasi kontrol aliran *internal hydraulic* di atas paparan. Perhitungan *turbulence friction velocity* yang memiliki nilai besaran dua *order of magnitude* lebih kecil daripada nilai ε yang teramati, menunjukkan bahwa turbulen gesekan dasar terlalu rendah untuk menjelaskan kuatnya lapisan turbulen yang terjadi dibandingkan dengan *hydraulic flow*.

Kata kunci: turbulen, topografi perairan, paparan kontinen, aliran hidrolik internal

I. PENDAHULUAN

Proses pencampuran di perairan paparan kontinen dapat disebabkan oleh berbagai proses oseanik tetapi utamanya oleh pasang surut (pasut) internal, *soliton*, *internal hydraulic* dan turbulensi lapisan tepi (*boundary layer turbulence*) (Lien and Gregg, 2001). Pasut barotropik yang kuat mengalir melintasi *shelf break* dapat membangkitkan *beam of internal tides* yang menjalar ke perairan dalam dan perairan paparan. Pasut barotropik juga dapat menimbulkan *internal hydraulic*

dan menghasilkan turbulen yang kuat. Berbagai proses oseanik ini menyebabkan kerumitan proses pencampuran di wilayah pesisir dibandingkan dengan di laut terbuka. Sayangnya pengamatan proses pencampuran di perairan paparan kontinen masih relatif sedikit sehingga sering kali ditarik kesimpulan bahwa pencampuran di sepanjang perairan paparan kontinen tidak lebih besar daripada yang terjadi di lapisan termoklin laut terbuka (Dewey and Crawford, 1988; Zulicke *et al.*, 1998; Simpson *et al.*, 1996). Pengabaian terhadap pengaruh detail kecil batimetri

paparan kontinen juga menyebabkan banyak *coastal model* mengestimasi nilai yang lebih rendah terhadap *shelf-averaged mixing* di perairan *coastal shelf*. Padahal seperti halnya topografi ekstrim di laut terbuka seperti *submarine canyon* dan gunung laut yang meningkatkan percampuran setidaknya satu *order of magnitude* (Lueck *et al.*, 1983; Toole *et al.*, 1997), topografi dasar perairan paparan kontinen juga berperan besar dalam mekanisme turbulensi di wilayah pesisir. Nash and Moum (2001), menyatakan meskipun *coastal shelf* dibentuk oleh lekuk batimetrik yang relatif kecil, tetapi bentuk demikian secara nyata mempercepat arus rata-rata (*mean current*) dan memodifikasi *shear* menegak, menguatkan gradien densitas dan mengurangi ambien aliran terstratifikasi. Oleh karena itu *topographically induced-turbulence* di perairan paparan kontinen perlu diperhitungkan sebagai fraksi yang cukup besar dari total percampuran di wilayah pesisir.

Untuk memahami proses percampuran turbulen di perairan paparan kontinen telah dilakukan observasi mikrostruktur secara berulang pada posisi stasiun yang sama pada musim panas tahun 2007 sampai 2010 di pesisir Jogashima, Teluk Sagami, Jepang. Pada tahun-tahun ini, Naulita and Kitade (2011) menemukan distribusi laju dissipasi energi kinetik turbulen ε yang khas di perairan paparan kontinen, yaitu adanya lapisan aktif turbulen berbentuk *beam-like structure* serta adanya *mid-slope mixing* di atas lereng paparan. *Mid-slope mixing* mengindikasikan adanya *topographically induced-turbulence* dimana salah satu cara topografi membangkitkan turbulen adalah melalui loncatan aliran *downslope*. Isopiknal akan miring ketika aliran menyempit melewati halangan; energi potensial selanjutnya dikonversi ke energi kinetik di sisi *downstream* dari puncak halangan, dimana akan terbentuk percepatan aliran densitas (Nash and Moum, 2001).

Dengan tujuan untuk memahami mekanisme *topographically induced-turbulence*, maka tulisan ini mencoba untuk menunjukkan karakter lapisan aktif turbulen akibat topografi dasar perairan serta menguraikan kemungkinan proses-proses yang memicu terbentuknya lapisan aktif turbulen tersebut. Diharapkan tulisan ini dapat memberikan informasi tentang *topographically induced-turbulence* yang kemungkinan besar banyak terjadi di perairan pesisir Indonesia yang diketahui memiliki topografi dasar perairan yang kompleks. Dengan pengetahuan ini misalnya dapat membantu estimasi porsi kekuatan percampuran yang disebabkan kompleksitas dasar perairan lintasan Arlindo yang massa airnya diketahui memiliki karakter khas karena proses percampuran yang kuat di dalam perairan internal Indonesia.

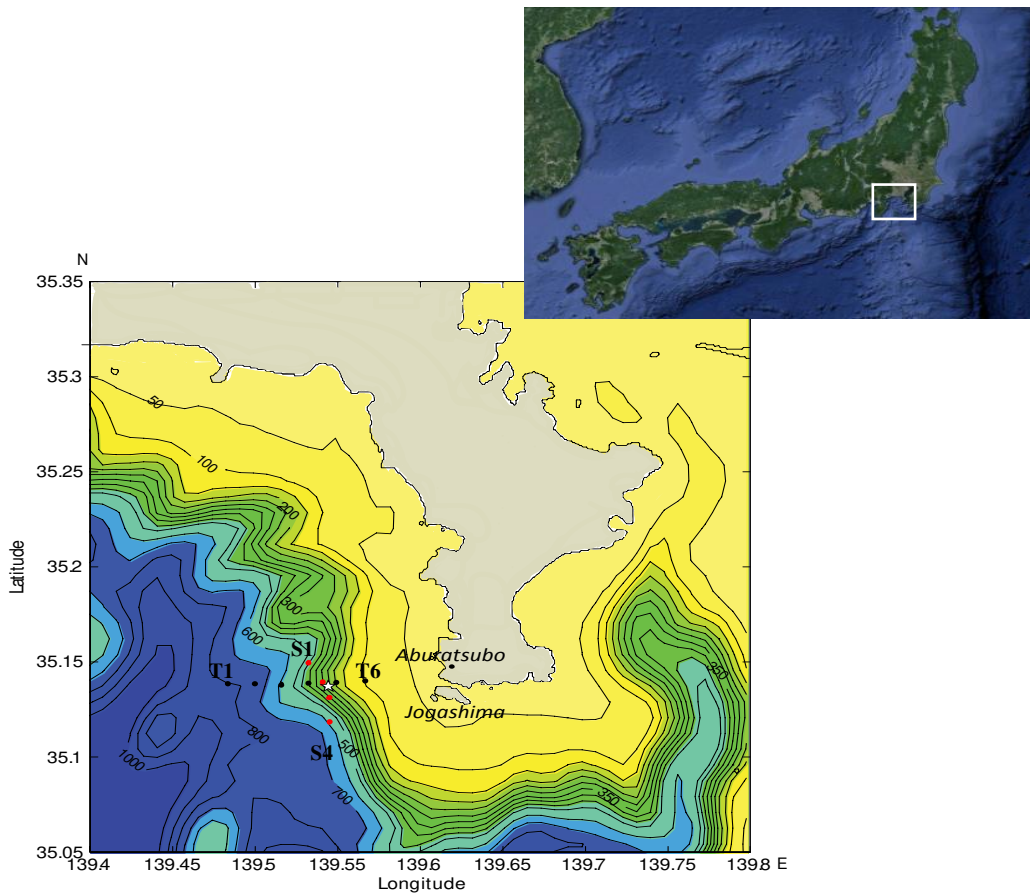
II. METODE PENELITIAN

2.1. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini merupakan hasil observasi mikrostruktur yang dilakukan pada bulan Juli 2010 di pesisir Jogashima, Teluk Sagami, Jepang. Stasiun pengamatan terletak pada $139^{\circ}31.8' - 139^{\circ}32.5'$ BT; $35^{\circ}08'$ LU yang terdiri dari transek sejajar dengan garis pantai (S1-S4), melewati sebuah "*bukit*" yang merupakan bagian dari *spur* Miura sepanjang ~ 3.8 km dan transek tegak lurus pantai (T1-T6) sepanjang 8 km ke arah laut lepas. Posisi kedua transek disajikan pada Gambar 1.

2.2. Analisis Data

Observasi percampuran turbulen dengan melakukan pengukuran terhadap parameter turbulen dan dinamika perairan wilayah studi. Pengukuran turbulensi dilakukan dengan menggunakan *Turbulence Ocean Microstructure Acquisition Profiler* (TurboMAP, oleh *JFE Avantech*) dan dinamika perairan dari hasil



Gambar 1. Posisi stasiun pengukuran mikrostruktur TurboMap transek sejajar pantai (S1- S4), transek tegak lurus pantai (T1-T6) dan stasiun *moored-ADCP* (☆) di perairan Jogashima, Teluk Sagami, Jepang. Inset: Teluk Sagami, Jepang.

pengukuran ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) (*RD Instruments work horse 300 KHz*). TurboMAP adalah instrumen *free-falling* yang kecepatannya diatur pada 0.65 m s^{-1} . Instrumen ini dapat menghasilkan data laju perubahan velositas, suhu resolusi rendah, konduktivitas, tekanan, tiga dimensi akselerasi (sumbu x,y dan z) dan data temperatur resolusi tinggi. Akurasi dan resolusi sensor TurboMAP disajikan pada Tabel 1. Instrumen TurboMAP mencatat data dari permukaan sampai ke dasar perairan tetapi pengukuran hanya terbatas sampai kedalaman 500 m jika kedalaman perairan lebih dari 500 m. Data suhu resolusi rendah TurboMAP diperoleh dari termometer kawat platinum sedangkan

suhu resolusi tinggi diperoleh dari termistor FP07. Data *shear* sesaat du'/dz dan gradien temperatur dT'/dz diekstraksi dari *shear* mentah yang teramati dan data gradien suhu dengan menggunakan *high-pass Butterworth filter*. Data tekanan disaring dengan menggunakan *low-pass Butterworth filter*. Kemudian laju dissipasi energi kinetik turbulen ε diestimasi dalam interval 5 m dari varian *shear* menegak (*the variance of vertical shear*) dengan menggunakan persamaan berikut:

$$\varepsilon = \frac{15}{2} \nu \overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

dimana ν adalah viskositas kinematik ($\nu =$

Tabel 1. Kisaran, Akurasi dan Resolusi sensor yang ada pada instrument TurboMap (Sumber: *TurboMap Manual*).

Parameter	Range	Accuracy	Resolution
Shear	0 – 10 s ⁻¹	5 %	1 x 10 ⁻⁴ s ⁻¹
Fast temperature	-5 – 45 °C	1 x 10 ⁻² °C	< 1 x 10 ⁻⁴ °C
Slow temperature	-5 – 45 °C	1 x 10 ⁻² °C	1 x 10 ⁻³ °C
Conductivity	0 – 7 S/m	2 x 10 ⁻³ S/m	2 x 10 ⁻⁴ S/m
Pressure	0 – 500 dbar	0.5 % FS	1 x 10 ⁻² dbar
Acceleration (x,y,z)	+/- 1 g	1 % FS	5 x 10 ⁻⁴ g
Fluorescence	0 – 200 ppb	0.5 ppb	5 x 10 ⁻³ ppb
Turbidity	0 – 200 ppm	1 ppm	5 x 10 ⁻⁴ ppm

1.27×10⁻⁶ m² s⁻¹) (Yamazaki and Osborn, 1990). Varian dari *shear* diestimasi dari pengintegralan *power spectrum* dari *shear* menegak.

Data temperatur dan salinitas yang diperoleh dari TurboMAP perlu dilakukan sinkronisasi terhadap respons kecepatan sensor konduktivitas dengan sensor temperatur. Resolusi vertikal sensor tekanan TurboMap adalah sebesar 0.01 db tetapi untuk keperluan studi ini interval kedalaman yang digunakan adalah 1 m sehingga dilakukan perata-rataan dengan menerapkan *1-m running mean*.

Kondisi arus diperoleh dari ADCP yang ditambatkan pada *mooring array* pada posisi 139° 32.70' BT; 35° 8.2' LU (tanda ☆ dalam Gambar 1), yang secara kasar terletak diatas puncak "*bukit*" pada perpotongan transek sejajar dan tegak lurus pantai. Interval rata-rata ADCP sebesar 5 menit dan *vertical bins* sebesar 4 m. Sistem *mooring* dipasang selama dua setengah bulan yaitu dari 14 Juli sampai 13 September 2010. ADCP dirangkai dengan *Temperature and Depth sensor* (TD) dan *current meter* (EM). Konfigurasi *mooring array* disajikan pada Lampiran 1. Kedalaman stasiun *mooring* adalah 239 m, dan rata-rata kedalaman ADCP adalah 187 m sebagaimana yang ditunjukkan oleh sensor TM. Ini berarti ADCP terletak 52 m dari dasar perairan. Data arus ADCP yang digunakan dalam studi ini adalah data dengan *percent good*

lebih besar dari 70% dan dirata-ratakan dalam interval 1 jam. Sebagai data penunjang, diperoleh data pasang surut dari stasiun pasut Aburatsubo yang terletak dekat dengan Jogashima (Gambar 1).

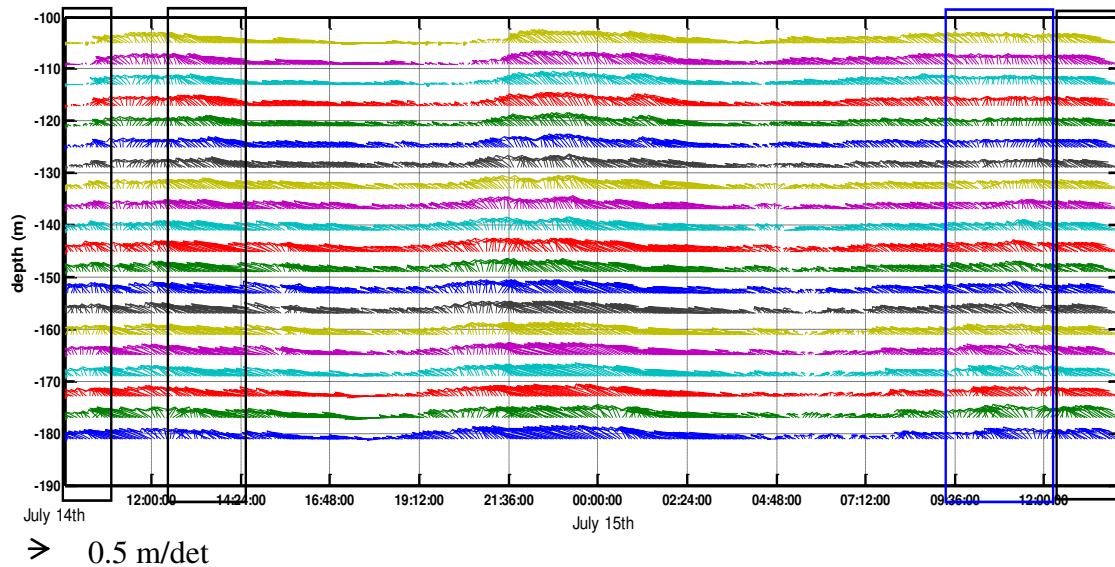
III. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Dinamika Perairan saat Observasi Mikrostruktur

Gambaran arus selama observasi mikrostruktur diperoleh dari ADCP yang ditambatkan pada sistem *mooring* yang diletakkan di atas puncak sebuah "*bukit*" pada topografi dasar perairan (Gambar 2). Kotak hitam dan biru pada Gambar 2 menunjukkan waktu observasi mikrostruktur TurboMAP, yaitu dua kali transek sejajar pantai pada tanggal 14 Juli 2010 serta satu kali transek sejajar pantai dan satu kali transek tegak lurus pantai pada tanggal 15 Juli 2010.

Kondisi arus selama waktu observasi mikrostruktur relatif kencang, yaitu berkisar 0,2-0,5 m/det dengan arah konsisten ke barat laut-utara pada kedalaman 100-140 m. Kondisi arus pada saat observasi mikrostruktur ini mengalami penguatan oleh intrusi arus Kuroshio ke dalam Teluk Sagami (*e.g.* Kawabe and Yoneno, 1987; Matsuyama *et al.* 1999).

Keterbukaan yang lebar mulut Teluk Sagami terhadap Samudera Pasifik Utara menyebabkan kondisi arus, suhu



Gambar 2. *Stick plot* arus pada tanggal 14 -15 Juli 2010. Garis kotak hitam menunjukkan waktu observasi mikrostruktur dilakukan pada transek sejajar pantai dan garis kotak biru pada transek tegak lurus pantai.

dan salinitas Teluk Sagami sangat dipengaruhi oleh pergeseran sumbu arus Kuroshio (Kawabe and Yoneno, 1987; Matsuyama and Iwata, 1985; Matsuyama *et al.*, 1999). Matsuyama *et al.* (1999), menyebutkan bahwa intrusi Kuroshio di Teluk Sagami diindikasikan oleh adanya kenaikan suhu secara tajam dan bergerak secara siklonik mengelilingi Teluk Sagami dengan kecepatan propagasi sebesar 0,6 m/det. Arus yang terjadi tiba-tiba dan kuat ini dinamai “Kyucho”, yang pertama kali dilaporkan oleh Miura (1927) sebagai intrusi air hangat di lapisan permukaan yang berasal dari Kuroshio (Matsuyama *et al.*, 1996). Rekaman variasi suhu di stasiun monitoring Odawara yang terletak dekat Jogashima juga menunjukkan kenaikan suhu yang drastis dua hari sebelum observasi mikrostruktur dilakukan (Naulita and Kitade, 2011). Adanya penguatan arus “Kyucho” yang berasosiasi dengan intrusi air hangat memberikan informasi penting pada percampuran turbulen.

3.2. Distribusi Laju Dissipasi Energi Kinetik Turbulen ε

Pada observasi mikrostruktur selama 2007 sampai 2010, Naulita dan Kitade (2011) menemukan ada beberapa lapisan aktif turbulen yang terjadi di atas perairan paparan. Lapisan aktif turbulen tersebut ada yang berkaitan *shear* menegak yang kuat oleh regenerasi gelombang pasut internal yang terjadi di atas perairan paparan. Lapisan aktif turbulen ini ($\varepsilon = 10^{-8}-10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$) ada dalam bentuk *beam-like structure* di sepanjang kurva karakteristik pasut internal semidiurnal yang berasal dari *critical bottom slope* paparan dan *shelf break*. Lapisan aktif turbulen lainnya ($\varepsilon > 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$) adalah yang ditemukan pada kedalaman pertengahan, yakni sekitar kedalaman 255-440 m di atas lereng paparan (*mid-slope mixing*). Lapisan aktif ini berada di luar dari kurva karakteristik gelombang pasut internal semidiurnal serta jauh dari dasar perairan. Oleh karena itu, Naulita dan Kitade (2011) berasumsi bahwa regenerasi gelombang pasut internal di atas paparan

dan turbulen gesekan dasar bukanlah faktor penyebab tingginya ε pada lapisan aktif ini. Berdasarkan perbedaan waktu kemunculan lapisan aktif turbulen ini yaitu hanya pada waktu observasi yang bertepatan dengan pasang maka mereka berasumsi bahwa lapisan aktif turbulen ini berkaitan dengan adanya pengaruh topografi dasar perairan, yang disebut dengan *topographically induced turbulence*. Sayangnya pada waktu pengamatan ini tidak dilakukan pengukuran arus dan tidak tersedia informasi rinci profil dasar perairan sehingga tidak dapat dilakukan kajian lebih jauh tentang kemungkinan adanya *topographically induced turbulence*. Untuk mengkonfirmasi mekanisme penyebab lapisan aktif turbulen ini kemudian pada 14-15 Juli 2010 dilakukan observasi mikrostruktur dengan membuat transek sejajar pantai untuk melengkapi transek tegak lurus pantai disertai dengan memasang *mooring ADCP* selama dua setengah bulan (Juli sampai September 2010). Observasi transek sejajar pantai memotong topografi sebuah “*bukit*” yang merupakan bagian dari *spur* Miura. Halangan berupa “*bukit*” ini diduga berpotensi menimbulkan turbulensi (Lien and Gregg, 2001; Moun and Nash, 2000)

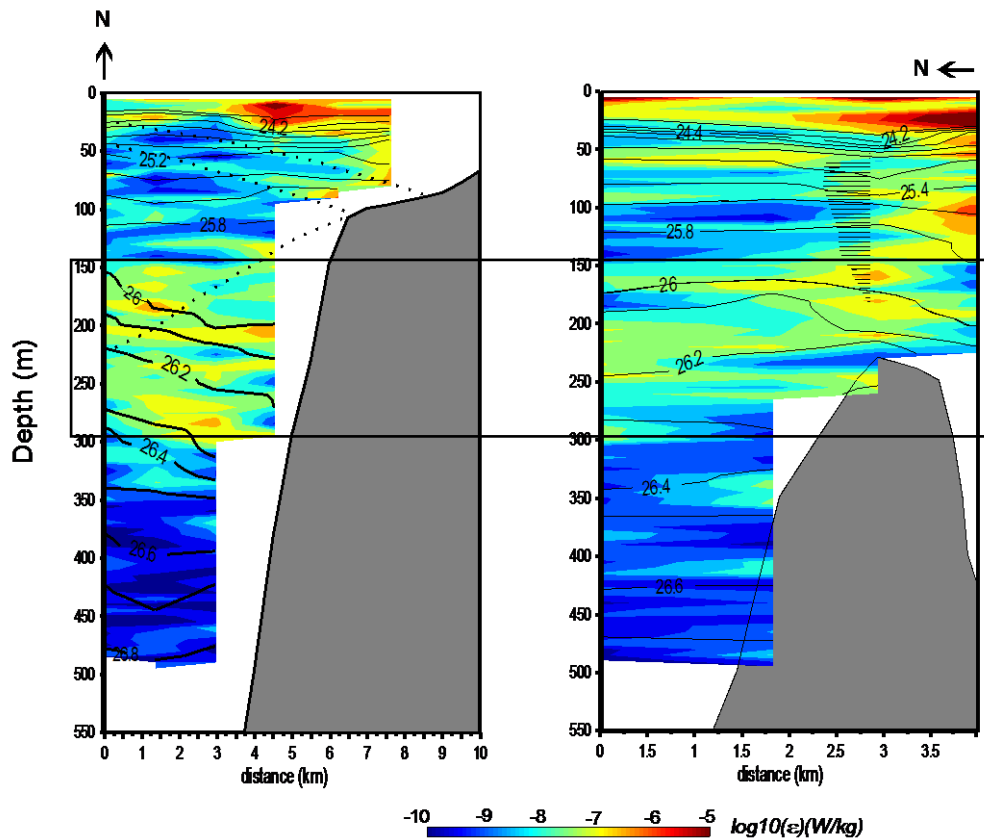
Distribusi ε pada transek tegak lurus dan sejajar pantai tanggal 15 Juli 2010 disajikan pada Gambar 3. Konfigurasi lapisan aktif turbulen pada Juli 2010 sedikit berbeda dengan pengamatan pada musim panas tahun-tahun sebelumnya (2007 dan 2008). Pengamatan 14-15 Juli 2010 bertepatan dengan kuatnya intrusi arus Kuroshio ke dalam Teluk Sagami (Gambar 2). Matsuyama and Iwata (1977), menghitung kecepatan “*Kyucho*” pada April 1975 sebesar 0,8-1 m/det dan menurut mereka, kebanyakan induksi arus “*Kyucho*” di Teluk Sagami berkaitan dengan sumbu Kuroshio yang mendekati Teluk Sagami. Kehadiran “*Kyucho*” inilah yang tertangkap pada pengamatan

14-15 Juli 2010 dengan latar belakang arus yang kencang, yaitu sebesar 0,5 m/det, sehingga memicu lapisan turbulen setebal 150 m pada kedalaman 150-300 m (ditunjukkan dalam kotak hitam pada Gambar 3). Kondisi pada observasi mikrostruktur tahun 2007 dan 2008 dimana latar belakang nilai ε pada kedalaman ini hanya berkisar 10^{-9} - 10^{-10} $W\ kg^{-1}$ (Naulita and Kitade, 2011). Lapisan aktif turbulen dengan ketebalan yang besar (150 m) dan terjadi pada sepanjang transek ke arah laut lepas menunjukkan besarnya pengaruh “*Kyucho*”. Kondisi ini dapat dilihat dengan jelas pada kedua transek sejajar dan tegak lurus pantai. Perbedaan waktu observasi kedua transek ini adalah tiga jam tetapi keduanya sama menunjukkan lapisan turbulen yang tebal dan kuat tersebut.

3.3. Indikasi adanya *Topographically Induced Turbulence*

Untuk mengungkapkan kemungkinan adanya *topographically induced turbulence*, dilakukan observasi mikrostruktur transek sejajar pantai pada waktu pasang dan pada saat surut 14 Juli 2010. Distribusi ε transek sejajar pantai 14 Juli 2010 disajikan pada Gambar 4. *Stick plot* yang digambarkan dalam Gambar 4 mengindikasikan kondisi arus paparan (*shelf flow*) ketika dilakukan pengukuran mikrostruktur.

Observasi mikrostruktur pada transek sejajar pantai menunjukkan adanya beberapa lapisan aktif turbulen. Lapisan turbulen yang kuat, $\varepsilon \sim 10^{-6} - 10^{-5}$ $W\ kg^{-1}$, terlihat di lapisan permukaan (ditunjukkan oleh huruf a pada Gambar 4), lapisan aktif turbulen yang tebal pada lapisan termoklin (50–120 m) (b), berasosiasi dengan gradien velositas menegak yang besar, lapisan aktif turbulen pada kedalaman 200- 250 m (c) dan lapisan aktif dekat sebuah “*bukit*” pada kedalaman 250-300 m (d).

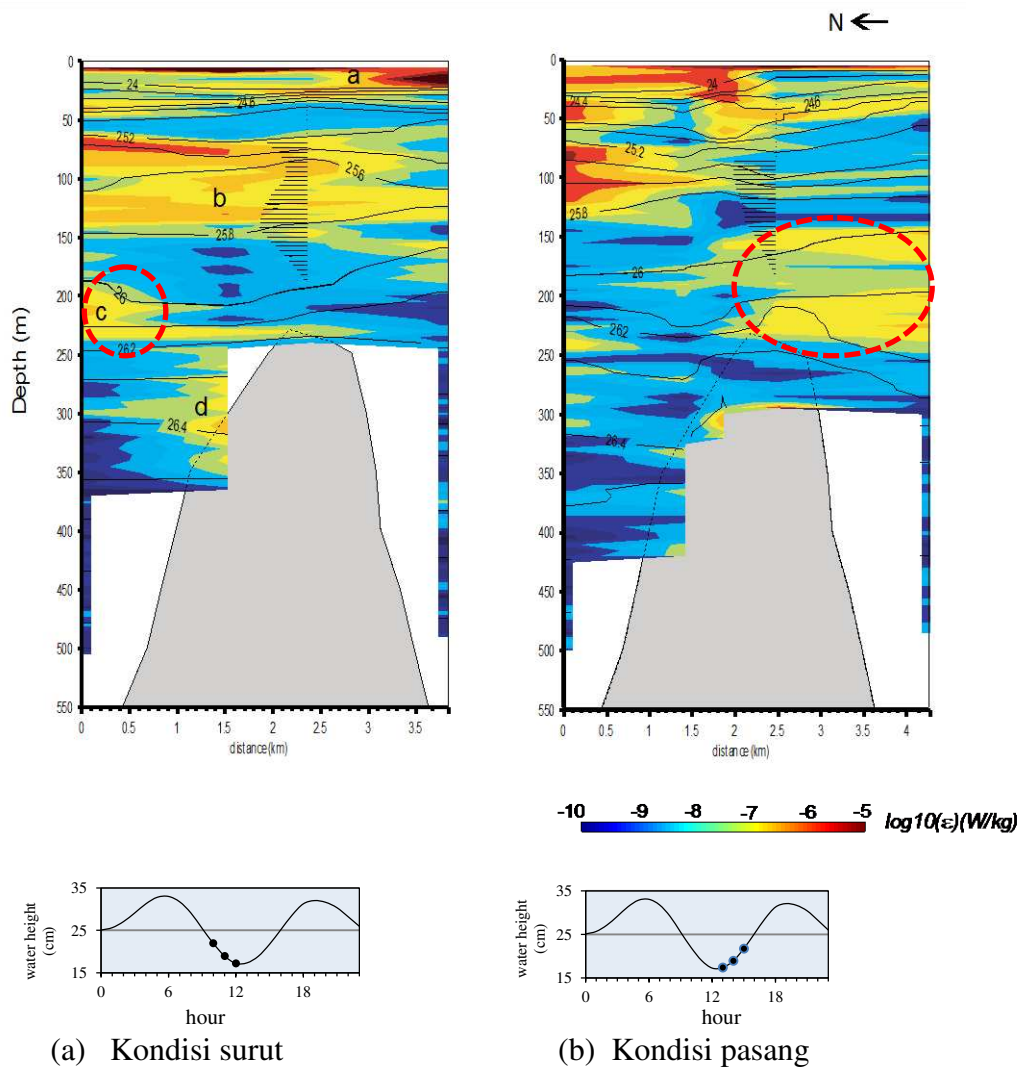


Gambar 3. Distribusi laju dissipasi energi kinetik turbulen ε yang teramati pada 15 Juli 2010 pada transek tegak lurus pantai (kiri) dan transek sejajar pantai (kanan).

Pada Gambar 4 terlihat lapisan aktif turbulen ($\varepsilon = 10^{-7} - 10^{-6} \text{ Wkg}^{-1}$) pada kedalaman 200-250 m (ditunjukkan oleh garis putus-putus lingkaran merah) muncul pada saat surut di sisi *downstream* dari sebuah “bukit”, dan menghilang tiga jam kemudian ketika pasang. Pada saat pasang, lapisan turbulen ini terbentuk di sisi *upstream* dari “bukit”. Waktu kemunculan yang berbeda menunjukkan bahwa lapisan aktif turbulen ini bukan disebabkan oleh gesekan dasar perairan. Mekanisme yang berperan dalam pembentukan lapisan aktif ini kemungkinan berasal dari pengaruh adanya *internal hydraulic jump*, mengingat ada halangan berupa “bukit” yang berpotensi menimbulkan percampuran (Lien and Gregg, 2001; Nash and Moun, 2001). Jika melihat amplitudo arus pasut yang teramati di Teluk Sagami hanya sekitar 0.1 ms^{-1} (Ohwaki *et al.*,

1991), maka hal ini mungkin tidak cukup kuat untuk menginduksi *internal hydraulic jump* karena bilangan *Froude*, yaitu rasio kecepatan pasut barotropik terhadap fasenya, adalah lebih kecil dari 1. Akan tetapi dalam kasus 14 Juli 2010, kecepatan arus yang terekam ADCP adalah sebesar 0.5 ms^{-1} , sehingga *hydraulic jump* dapat dipertimbangkan sebagai kemungkinan mekanisme pembangkit turbulen. Kemungkinan lain adalah disebabkan oleh terbentuknya *lee waves*, yang diindikasikan oleh isopiknal yang miring pada kedua sisi “bukit”. Kecepatan arus yang tinggi, *sub-inertial semidiurnal tides* mampu menimbulkan *unsteady lee waves* (e.g. Nakamura *et al.*, 2000).

Pembuktian adanya kontrol hidraulik aliran yang melewati topografi perairan sebenarnya dapat dilakukan jika tersedia data observasi arus, hidrografi,



Gambar 4. Distribusi laju dissipasi energi kinetik turbulen ϵ transek sejajar pantai (panel atas), pada saat surut (a) dan pada saat pasang (b) (panel bawah) tanggal 14 Juli 2010.

dan sederet waktu dari *spatial snapshots* dari proses turbulen. Sayangnya hal ini tidak bisa dilakukan dalam penelitian ini sehingga tidak bisa menangkap keseluruhan evolusi aliran hidraulik seperti yang digambarkan oleh Nash and Moum (2001). Pengukuran dengan ADCP juga tidak mencapai kedalaman lapisan aktif pada sisi *downstream* halangan. Oleh karena bilangan *Froude* sebagai salah satu indikator parameter *hydraulic jump* tidak dapat diestimasi. Oleh karena itu, sinyal *mid-slope mixing* yang ditemukan dalam studi ini hanya dapat diterangkan sebagai

indikasi dasar dari *internal hydraulic flow* yang melewati sebuah halangan berupa “*bukit*”.

Namun demikian, beberapa bukti yang diperoleh dapat menunjukkan adanya indikasi adanya *topographically induced-turbulence*. Bukti pertama yaitu adanya *quiescent nature of the fluid* yang dipresentasikan oleh warna biru gelap pada kedalaman 150-350 m pada Gambar 4. Menurut Nash and Moum (2001), wilayah stabilitas seperti ini adalah khas konvergen, adanya percepatan aliran (*accelerating flows*) dan lebih lanjut

menunjukkan bahwa turbulen yang teramati adalah dibangkitkan secara lokal sementara latar belakang percampuran di atas paparan adalah rendah. Bukti kedua adalah pada sisi *downstream* dari “bukit” terdapat permukaan isopiknal σ_θ 26,0–26,1 yang melengkung (*rebounded*). Kedua kondisi ini merupakan karakteristik dari *hydraulic jump*. *Density interface* ($\sigma_\theta = 26,0–26,2$) yang tidak simetris juga konsisten dengan situasi transisi dari *subcritical flow upstream* ke *supercritical flow downstream* dari “bukit”. Turbulen yang intens dan penyebaran isopiknal mengarah pada terjadinya *internal hydraulic jump* pada sisi *downstream* (Nash and Moum, 2001).

Sebagai pendukung, juga dipertimbangkan untuk mengestimasi kontribusi adanya pengaruh *wall effect* pada dasar perairan terhadap lapisan turbulen *mid-slope mixing* ini. Dewey dan Crawford (1988) menyatakan bahwa laju dissipasi ε pada *boundary layer* (BBL) dipengaruhi oleh *friction velocity* u_* oleh dasar perairan. Ketebalan BBL ini dapat didefinisikan dengan menggunakan densitas potensial (Nash and Moum, 2001). Hanya fluida dengan densitas potensial $\sigma_\theta > (\sigma_{\max} - \Delta\sigma)$ yang dipertimbangkan dalam lapisan tepi, dimana σ_{\max} adalah densitas potensial maksimum dari setiap profil menegak dan $\Delta\sigma = 0,002 \text{ kg m}^{-3}$. Kedalaman kolom air pada puncak “bukit” adalah 207 m yang termasuk dalam BBL (kedalaman dasar perairan adalah 239 m).

Friction velocity u_* , yang merepresentasikan besaran fluktuasi velositas turbulen, dihitung dengan mengasumsikan *wall-layer scaling* dari aliran pada lapisan BBL. Dalam lapisan demikian, gesekan adalah konstan terhadap kedalaman dan sebanding dengan gesekan dasar:

$$\tau_b = \rho u_*^2 \quad (2)$$

dimana ρ adalah densitas. Rata-rata *friction velocity* u_* dapat dihitung dari:

$$u_* = \langle (\varepsilon \kappa z) \rangle^{1/3} \quad (3)$$

(Dewey and Crawford, 1988), dimana tanda $\langle \rangle$ menunjukkan perata-rataan menegak dan mendatar dari *boundary layer*, z adalah koordinat menegak, and $\kappa = 0,4$ adalah konstanta von Karman.

Lapisan turbulen yang kuat di dekat dasar dapat dibangkitkan oleh arus pasut tetapi sayangnya tidak tersedia data arus dekat dasar selama observasi mikrostruktur ini. Akan tetapi jika menggunakan besaran arus pasut yang terukur sebesar $0,14 \text{ ms}^{-1}$ dari *current speed* pada sensor EM di kedalaman 207 m dan dengan menggunakan *drag coefficient* sebesar 0,002 mengikuti Peters (1999), maka hasil perhitungan menunjukkan *friction velocity* u_* sebesar $0,006 \text{ ms}^{-1}$. Dengan nilai u_* sebesar itu maka besar ε yang berasosiasi dengan arus pasut pada lapisan tercampur dasar (*the bottom mixed layer*), yaitu ε pada 32 m di atas dasar perairan adalah $10^{-8} \text{ W kg}^{-1}$. Nilai ε ini sebanding dengan ε yang teramati pada kedalaman yang sama sebagaimana terlihat pada Gambar 4. Oleh karena itu arus pasut di atas paparan dapat menjadi alasan pemicu adanya nilai ε yang relatif besar di atas dasar perairan.

Di atas BBL, *turbulence friction velocity* memiliki nilai besaran dua *order of magnitude* lebih kecil daripada ε pada lapisan pertengahan, terlalu rendah untuk menjelaskan turbulen yang kuat pada *mid-slope mixing*. Hal ini secara tidak langsung menunjukkan adanya mekanisme penting lain yang berasosiasi dengan lapisan turbulen yang diperkuat (*enhanced turbulence layer*) yang ada di dekat “bukit”. Mekanisme pemicu yang mungkin berasal dari interaksi antara aliran sepanjang paparan (*along-shelf flow*) dengan topografi dasar perairan.

IV. KESIMPULAN

Adanya *topographically induced turbulence* hasil observasi langsung mikrostruktur ditunjukkan oleh pembentukan lapisan aktif turbulen di atas lereng paparan (*mid-slope mixing*) yang muncul bergantian pada ke dua sisi sebuah halangan berupa *bukit*. Waktu kemunculan yang berbeda, yaitu di sisi *downstream* dari sebuah *bukit* pada saat surut dan di sisi *upstream* pada saat pasang, dan disertai dengan lengkungan isopiknal 26,0-26,1 mengindikasikan lapisan aktif ini disebabkan oleh *internal hydraulic jump* yang diinduksi oleh arus pasut internal. Nilai *turbulence friction velocity* dua *order of magnitude* lebih kecil dari nilai ε yang teramati pada lapisan aktif ini, turut menguatkan bahwa lapisan aktif lebih dimungkinkan disebabkan oleh *hydraulic flow* dibandingkan oleh turbulen gesekan dasar.

DAFTAR PUSTAKA

- Dewey, R.K. and W.R. Crawford. 1988. Bottom stress estimates from vertical dissipation rate profiles on the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 18:1167-1177.
- Iwata, S. and M. Matsuyama. 1989. Surface circulation in Sagami Bay: the response to variations of the Kuroshio axis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 45:310-320.
- Kawabe, M. and M. Yoneno. 1987. Water and flow variations in Sagami Bay under the influence of the Kuroshio path. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 43:283-294.
- Lien, R.C., and M.C. Gregg. 2001. Observation of turbulence in a tidal beam and across a coastal ridge, *J. Geophys. Res.*, 106:4575-4591.
- Lueck, R.G., W.R. Crawford, and T.R. Osborn. 1983. Turbulent dissipation over the continental slope off Vancouver island. *J. Phys. Oceanogr.*, 13:1809-1818.
- Matsuyama, M. and S. Iwata. 1977. The Kyucho in Sagami bay (I). *Bull. Fish. Oceanogr. Japan*, 30:1-7 (in Japanese with English abstract).
- Matsuyama, M., S. Iwata, and H. Nagamatsu. 1996. Kyucho in Sagami Bay induced by Typhoon 8818. *J. Oceanogr.*, 53:199-205.
- Matsuyama, M., H. Ishidoya, S. Iwata, Y. Kitade, and H. Nagamatsu. 1999. Kyucho induced by intrusion of Kuroshio water in Sagami Bay, Japan. *Continental Shelf Res.*, 19:1561-1575.
- Moum, J. N. and J. D. Nash. 2000. Topographically-induced drag and mixing at a small bank on the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, 30:2049-2054.
- Nakamura, T., T. Awaji, T. Hatayama, and K. Akitomo. 2000. The generation of large-amplitude unsteady lee waves by subinertial K1 tidal flow: a possible vertical mixing mechanism in the Kuril Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, 30:1601-1620.
- Nash, J.D. and J.N. Moum. 2001. Internal hydraulic flows on the continental shelf: High drag states over a smallbank. *J. Geophys. Res.*, 106:4593-4612.
- Naulita, Y. and Y. Kitade. 2011. Observed turbulence properties over the continental shelf and slope off Jogashima, Sagami Bay. *J. La-Mer.*, 49:1-15.
- Peters, H. 1999. Spatial and temporal variability of turbulent mixing in an estuary. *J. Mar. Sys.*, 57:805-845.
- Simpson, J. H., W.R. Crawford, T.P. Rippeth, A.R. Campbell, and J.V.S. Cheok. 1996. The vertical structure of turbulent dissipation in shelf seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 26:1579-1590.

- Toole, J.M., R.W. Schmitt, K.L. Polzin, and E. Kunze. 1997. Near boundary mixing above the flanks of a mid latitude seamount. *J. Geophys. Res.*, 102:947-959.
- Yamazaki, H. and T.R. Osborn. 1990. Dissipation estimates for stratified turbulence. *J. Geophys. Res.*, 95: 9739-9744.
- Z'ulicke, C., E. Hagen, and A. Stips. 1998. Dissipation and mixing in a coastal jet: A Baltic Sea case study, *Aquat. Sci.*, 60:220-235.
- Diterima* : 27 November 2014
Direview : 23 Desember 2014
Disetujui : 28 Desember 2014

Lampiran 1. Konfigurasi *mooring array* yang digunakan dalam penelitian.

