

ARUS GEOSTROPIK PERMUKAAN MUSIMAN BERDASARKAN DATA SATELIT ALTIMETRI TAHUN 2012-2013 DI SAMUDERA HINDIA BAGIAN TIMUR

Rendhy Dimas R., Heryoso Setiyono, Muhammad Helmi

Program Studi Oseanografi, Jurusan Ilmu Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Universitas Diponegoro

Jl. Prof. H. Soedarto, SH, Tembalang, Semarang, 50275 Telp/Fax (024) 7474698

Email: rendhy.dimas@gmail.com; muhammadhelmi69@gmail.com;

heryoso@yahoo.com

Abstrak

Arus geostropik merupakan fenomena fisik kelautan yang mencakup wilayah yang luas, maka dalam melakukan perekaman data dengan alat konvensional sulit dilakukan karena membutuhkan waktu yang lama dan biaya yang mahal. Informasi mengenai arus ini sangat penting dalam berbagai keperluan, seperti, mendeteksi dan memahami fenomena arus eddy, upwelling, dan downwelling. Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui pola arus geostropik permukaan rerata musiman dalam satu tahun berdasarkan data anomali tinggi muka laut menggunakan data satelit altimetri di Samudera Hindia Bagian Timur. Penelitian ini menggunakan data satelit, yaitu anomali tinggi muka laut (Jason-1, Jason-2, Cryosat-2 dan AltiKa) serta angin permukaan (ECMWF) dan data spasial berupa vektor garis pantai. Data anomali tinggi muka laut dan angin diolah menggunakan program ArcMap 10.0. Data anomali tinggi muka laut menghasilkan sebaran spasial anomali tinggi muka laut dan arus geostropik permukaan. Data angin menghasilkan sebaran angin permukaan. Data spasial vektor garis pantai menunjukkan batas daratan dengan laut. Hasil penelitian ini menunjukkan adanya perbedaan kecepatan dan pergerakan arus geostropik setiap musimnya. Kecepatan arus geostropik permukaan paling tinggi terjadi pada Musim Barat dengan kecepatan berkisar antara 0,013 - 1,078 m/s dengan pergerakan arus menuju timur dan paling rendah terjadi pada Peralihan Musim Barat ke Musim Timur dengan kecepatan berkisar antara 0,010 – 0,929 m/s dengan arah yang tidak menentu. Selain itu, arus geostropik permukaan juga membentuk pusaran (arus eddy) dan menimbulkan terjadinya fenomena downwelling dan upwelling.

Kata kunci: Arus Geostropik; Anomali Tinggi Muka Laut; Satelit Altimetri; Samudera Hindia

Abstract

Geostrophic current is a physical phenomenon ocean covering a large area, then in the recording of data by conventional means is difficult because it takes a long time and costly. The information about this currents is very important in a variety of purposes, such as, detect and understand the phenomenon of eddy currents, upwelling and downwelling. The purpose of this research is to determine the pattern of the seasonal surface geostrophic currents in one year based on the sea level anomaly data using altimetry satellite in the Indian Ocean. This research using satellite data, sea level anomaly (Jason-1, Jason-2, Cryosat-2 dan AltiKa) and wind surface (ECMWF) and the spatial data in the form of vector coastline. Sea level anomaly data and wind, processed using ArcMap 10.0 program. Sea level anomaly data generating spatial distribution of sea level anomaly and surface geostrophic currents. Wind surface data generating distribution of surface wind. Vector spatial data coastline showed the boundary between the sea and the land. These results indicate the existence of differences in the speed and movement of geostrophic currents each season. Velocity of surface geostrophic currents is highest in west season with speeds ranging from 0,013 to 1,078 m/s with the movement towards the east and the lowest occurred in transition west season to east season with speeds ranging from 0,010 to 0,929 m/s with direction

uncertain. In addition, the surface geostrophic currents also form eddy currents and lead to a downwelling and upwelling phenomena.

Keywords: *Geostrophic Currents; Sea Level Anomaly; Satellite Altimetry; Indian Ocean*

PENDAHULUAN

Perairan bagian timur Samudera Hindia merupakan perairan yang kompleks, karena terdapat beberapa fenomena fisik laut yang mempengaruhi. Fenomena tersebut diantaranya adalah sistem monsun, *Indian Ocean Dipole* (IOD), *El Nino Southern Oscillation* (ENSO), Arus Lintas Indonesia (ARLINDO), Arus Khatulistiwa Selatan (AKS), Arus Pantai Jawa (APJ), *upwelling*, *downwelling*, arus geostropik dan pusaran arus (Purba, 2007). Fenomena yang akan dikaji dalam penelitian ini adalah arus geostropik permukaan di perairan timur Samudera Hindia. Kajian mengenai arus geostropik permukaan sulit dilakukan dengan menggunakan alat konvensional, karena membutuhkan biaya yang besar dan waktu yang lama (Basith, 1999). Penentuan arus geostropik permukaan dapat ditentukan oleh tinggi muka laut pada bidang referensi tertentu (Stewart, 2008). Tinggi muka laut di atas bidang referensi tersebut diperoleh dengan memanfaatkan data satelit altimetri.

Penelitian ini dikaji berdasarkan pendekatan penginderaan jauh. Teknologi penginderaan jauh merupakan salah satu teknologi alternatif dan mempunyai kemampuan yang baik dalam mengidentifikasi dan *monitoring* laut (Hendiarti *et al.*, 2006). Satelit penginderaan jauh yang digunakan untuk *monitoring* laut salah satunya adalah satelit altimetri. Fungsi dari satelit altimetri adalah untuk pemantauan dinamika kelautan secara global dengan misi utama adalah mengukur tinggi muka laut (di atas bidang referensi tertentu). Bidang referensi tersebut dapat berupa *ellipsoid*, *geoid*, atau *Mean Sea Surface* (MSS) (Abidin, 2001). Aplikasi oseanografi lain yang dapat dilakukan dengan satelit altimetri salah satunya adalah penentuan arus geostropik permukaan dan *eddies* (Hendiarti *et al.*, 2006). Satelit altimetri dalam penelitian ini digunakan untuk mendapatkan data anomali tinggi muka laut tahun 2012-2013 (tinggi muka laut di atas bidang referensi MSS), yang selanjutnya digunakan untuk analisis arus geostropik permukaan. Pengambilan data anomali tinggi muka laut di tahun 2012-2013 tersebut berdasarkan adanya beberapa fenomena seperti badai tropis, pemanasan laut dan kenaikan muka air laut yang terjadi di sepanjang tahun 2013 (WMO, 2014).

Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui pola arus geostropik permukaan rerata musiman dalam satu tahun berdasarkan data anomali tinggi muka laut menggunakan data satelit altimetri di Samudera Hindia Bagian Timur.

MATERI DAN METODE

Materi yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari data satelit dan data spasial. Data satelit terdiri dari data anomali tinggi muka laut (Jason-1, Jason-2, Cryosat-2 dan AltiKa) serta data angin permukaan (ECMWF), dan data spasial terdiri dari garis pantai. Metode penelitian yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode kuantitatif. Metode kuantitatif merupakan metode yang telah memenuhi kaidah-kaidah ilmiah yaitu konkret, objektif, terukur, dan sistematis dan memberikan data penelitian berupa angka-angka dan menganalisisnya menggunakan model (Sugiyono, 2010).

Data anomali tinggi muka laut diperoleh dari *Data Unification and Altimeter Combination System* (DUACS) *Delayed-Timer Reference Mean Sea Level Anomaly*

yang didistribusikan oleh *Archiving Validation Interpretation of Satellite Oceanography* (AVISO) *Delayed-Time Reference Mean Sea Level Anomaly*. Data tersebut disajikan dalam bentuk grid regular ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$) yang diunduh dari situs <http://www.aviso.altimetry.fr/> (AVISO, 2014). Data angin diperoleh dari *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) yang diunduh dari situs <http://www.ecmwf.int/>. Data spasial berupa vektor garis pantai, diperoleh dari digitasi Peta Laut Jawa Skala 1:1.000.000 tahun 2006 publikasi TNI-AL Jawatan Hidro-Oseanografi.

Perhitungan komponen arus geostropik zonal (u) dan komponen arus geostropik meridional (v) menggunakan persamaan arus geostropik permukaan Stewart (2008).

$$u_s = -\frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial y}; v_s = \frac{g}{f} \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

HASIL DAN PEMBAHASAN

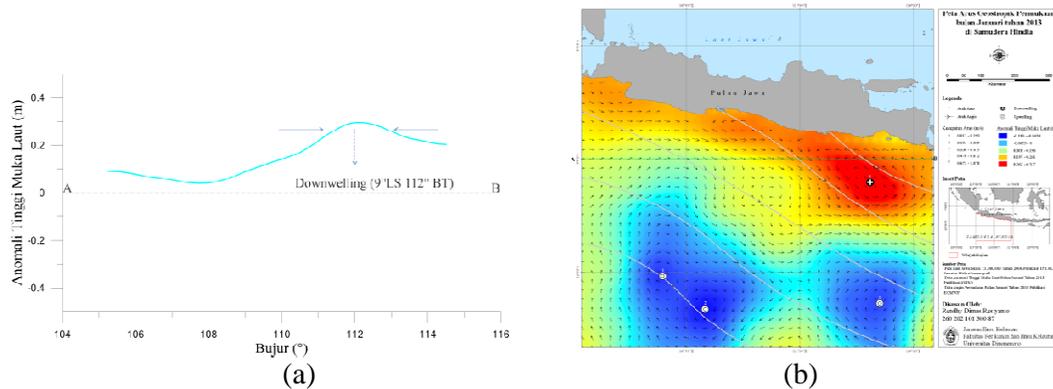
Arus Geostropik Permukaan Musim Barat

Hasil yang diperoleh pada musim barat nilai anomali tinggi muka laut berkisar antara $-0,193 \text{ m} - 0,327 \text{ m}$. Nilai anomali tinggi muka laut tersebar dari garis pantai selatan Pulau Jawa hingga lintang $11^\circ 00' 00'' \text{ LS}$, sedangkan nilai anomali tinggi muka laut rendah tersebar dari lintang $11^\circ 00' 00'' \text{ LS}$ hingga lintang $14^\circ 00' 00'' \text{ LS}$ (**Gambar 1b**). Penumpukan massa air yang terjadi di perairan selatan Pula Jawa bagian timur disebabkan karena angin bergerak menuju timur, kemudian dibelokkan ke kiri oleh gaya *coriolis* sehingga terjadi penumpukan massa air dan terjadi *downwelling*. Profil anomali tinggi muka laut pada musim barat (**Gambar 1a**) menunjukkan bahwa disepanjang lintang $9^\circ 00' 00'' \text{ LS}$ terdapat proses konvergensi permukaan yang menyebabkan adanya *downwelling* pada koordinat $9^\circ \text{ LS } 112^\circ \text{ BT}$. Menurut Supangat dan Susanna (2003) daerah konvergensi akan menyebabkan penumpukan massa air dipermukaan, sehingga air akan cenderung bergerak turun menuju kedalaman laut.

Pola arus geostropik permukaan yang terbentuk pada musim barat memiliki kecepatan berkisar antara $0,013 \text{ m/s} - 1,078 \text{ m/s}$. dengan arah secara umum bergerak menuju timur dan membentuk beberapa pusaran arus (arus *eddy*). Pusaran arus ini terbentuk karena adanya pengaruh angin, tinggi muka laut dibawah pusat angin anti siklon lebih tinggi daripada disekitarnya akibat adanya proses konvergensi, sehingga massa air akan bergerak ke muka air disekitarnya yang lebih rendah dan oleh gaya *coriolis* dibelokkan ke kiri di BBS, akibatnya terbentuk pusaran arus yang arahnya berlawanan jarum jam (anti siklon) dan tinggi muka laut yang rendah menyebabkan terbentuknya pusaran arus dengan gerakan searah jarum jam (siklon). Hal ini didukung oleh Mann dan Lazier (2006) yang mengatakan bahwa, arus geostropik terbentuk salah satunya adalah akibat angin. Supangat dan Susanna (2003) menambahkan, muka air dibawah pusat angin anti siklon lebih tinggi daripada daerah pinggirannya akibat transpor Ekman yang bergerak menuju daerah di bawah pusat anti siklon. Karena muka air dibawah pusat anti siklon lebih tinggi daripada daerah pinggirannya maka terjadi perbedaan tekanan antara daerah pusat dan pinggirannya. Perbedaan tekanan ini menggerakkan air dari daerah pusat ke daerah pinggirannya dan dalam gerakannya ini akan mengalami pengaruh *coriolis* yang membelokkannya ke arah kiri di BBS. Sebagai akibatnya terbentuklah arus permukaan (gerakan horizontal) yang arahnya berlawanan dengan putaran jarum jam. Angin siklon mengakibatkan terbentuknya daerah divergensi, akibatnya terbentuk slope muka air laut yang naik kearah pinggir daerah di

bawah pusat siklon. *Slope* muka air ini menyebabkan terjadinya gerakan massa air dari daerah pinggiran menuju daerah pusatnya dan dalam gerakannya mengalami pembelokan ke kiri oleh pengaruh *Coriolis* dan sebagai akibatnya terbentuklah arus horizontal yang arahnya sama dengan arah angin siklon.

Angin pada musim barat ini bergerak dari benua Asia menuju benua Australia, semakin mengarah ke lepas pantai kecepatan angin bertambah kuat. Menurut Prawirowardoyo (1996), hal ini disebabkan karena pada bulan Desember – Februari di belahan bumi utara terjadi musim dingin sedangkan di belahan bumi selatan terjadi musim panas sehingga terjadi pusat tekanan tinggi di benua Asia dan pusat tekanan rendah di Benua Australia.



Gambar 1. (a) Profil Anomali Tinggi Muka Laut Musim Barat (b) Peta Arus Geostropik Permukaan Musim Barat.

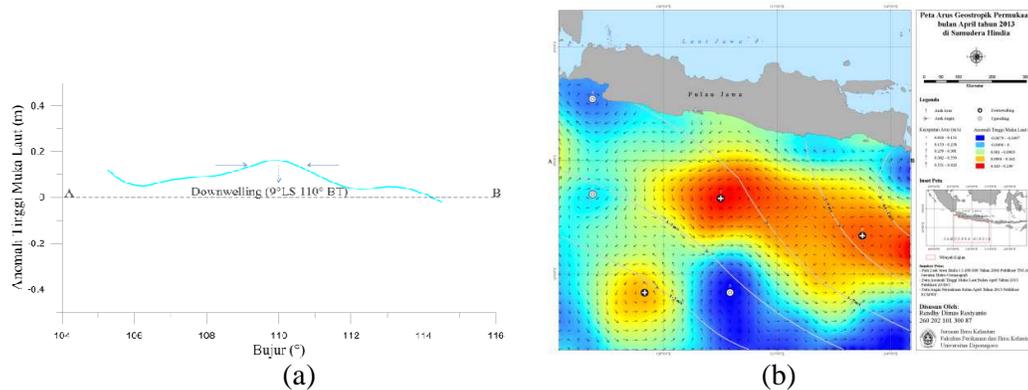
Arus Geostropik Permukaan Musim Peralihan Barat ke Musim Timur

Nilai anomali tinggi muka laut pada musim peralihan barat ke musim timur berkisar antara $-0,0679$ m – $0,249$ m. Sebaran anomali tinggi muka laut positif berada dibagian tengah area kajian, sedangkan sebaran anomali tinggi muka laut negatif berada disekelilingnya (**Gambar 2b**). Profil anomali tinggi muka laut pada musim peralihan barat ke musim timur (**Gambar 2a**), menunjukkan bahwa terdapat proses konvergensi permukaan sama seperti pada musim barat dan menyebabkan adanya *downwelling* pada koordinat 9° LS 110° BT. Menurut Supangat dan Susanna (2003) daerah konvergensi akan menyebabkan penumpukan massa air dipermukaan, sehingga air akan cenderung bergerak turun menuju kedalaman laut.

Pola Arus geostropik permukaan yang terbentuk pada musim peralihan barat ke musim timur memiliki kecepatan yang lebih lemah dari kecepatan arus geostropik permukaan yang terbentuk pada musim barat, yaitu berkisar $0,010$ – $0,929$ m/s. Penurunan kecepatan tersebut disebabkan *slope* pada peralihan musim barat ke musim timur lebih rendah dibandingkan dengan *slope* pada musim barat, dilihat dari perbandingan profil anomali tinggi muka laut pada musim barat (**Gambar 1a**) dan profil anomali tinggi muka laut pada musim peralihan barat ke musim timur (**Gambar 2a**). Stewart (2008) menjelaskan, bahwa besarnya arus geostropik proporsional dengan kemiringan muka laut (*slope*), sedangkan arahnya sepanjang garis yang memiliki tinggi konstan berlawanan jarum jam di BBS. Arah arus geostropik permukaan pada peralihan musim barat ke musim timur dengan dominasi arah, disekitar pantai arah arus geostropik permukaan mengarah ke barat laut dan di Samudera Hindia mengarah ke timur (**Gambar 2b**). Pergerakan arus geostropik pada musim ini juga menyebabkan

terjadinya fenomena *downwelling* dan *upwelling*, indikasi terjadinya fenomena tersebut juga dapat dilihat dari adanya daerah divergensi dan daerah konvergensi. Profil anomali tinggi muka laut pada musim ini menunjukkan adanya daerah konvergensi (memusat) yang mengakibatkan penumpukkan massa air di permukaan, sehingga terjadi fenomena *downwelling* (**Gambar 2a**). Fenomena *downwelling* dan *upwelling* yang terjadi pada peralihan musim barat ke musim timur hampir sama dengan musim barat, namun sudah dipengaruhi musim timur. Menurut Supangat dan Susanna (2003) daerah divergensi akan menimbulkan kekosongan massa air di permukaan laut, sehingga terjadi pergerakan massa air dari dasar menuju permukaan (*upwelling*) dan daerah konvergensi permukaan akan menyebabkan penumpukan massa air di permukaan, sehingga massa air cenderung bergerak turun menuju kedalaman laut (*downwelling*).

Angin permukaan pada musim peralihan barat ke musim timur ini memiliki kecepatan yang lebih besar dibanding dengan musim barat, semakin mengarah ke perairan lepas kecepatan angin bertambah, hal ini diduga karena pengaruh kelandaian tekanan udara. Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Pariwono dan Manan (1991), kuat dan lemahnya hembusan angin ditentukan oleh besarnya kelandaian tekanan udara atau dengan kata lain kecepatan angin sebanding dengan kelandaian tekanannya. Arah angin pada musim ini hampir sama dengan arah angin pada musim barat, yaitu bergerak dari benua Asia menuju benua Australia. Hal ini disebabkan karena pengaruh angin musim barat yang masih dominan.



Gambar 2. (a) Profil Anomali Tinggi Muka Laut Musim Peralihan Barat ke Musim Timur (b) Peta Arus Geostropik Permukaan Musim Peralihan Barat ke Musim Timur.

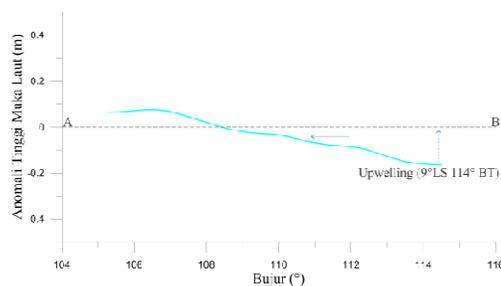
Arus Geostropik Permukaan Musim Timr

Berdasarkan hasil yang diperoleh pada musim timur, nilai anomali tinggi muka laut berkisar antara -0,224 – 0,313 m , dengan sebaran menunjukkan kekosongan muka air laut di sepanjang perairan selatan Pulau Jawa, sedangkan di perairan lepas terjadi penumpukan massa air (**Gambar 3b**). Kekosongan massa air yang terjadi disebabkan karena angin bertiup sejajar pantai dari benua Australia menuju benua Asia, dan membangkitkan arus. Arus yang membawa massa air dibelokkan ke kiri oleh gaya *coriolis* sehingga menjauhi pantai. Akibatnya terjadi kekosongan massa air di sepanjang pantai. Kekosongan massa air di permukaan akan diisi oleh massa air dari lapisan dalam (*upwelling*), proses tersebut terjadi karena adanya hukum kekekalan massa yang. Profil anomali tinggi muka laut (**Gambar 3a**) juga menunjukkan di sepanjang lintang 9° LS semakin ke timur terjadi penurunan muka laut. Menurut Hadi dan Radjawane (2009)

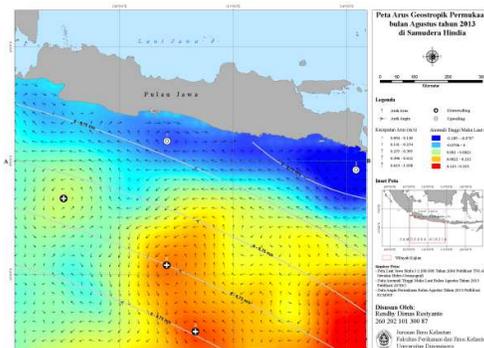
angin yang bertiup sejajar pantai di selatan Pulau Jawa dari timur menuju barat menimbulkan transpor massa yang tegak lurus angin. Akibat adanya transpor massa yang bergerak menjauhi pantai, maka terjadi kekosongan massa didekat pantai. Kekosongan massa ini akan diisi oleh massa air lapisan dalam ke permukaan (*upwelling*).

Kecepatan arus geostropik permukaan pada musim ini lebih tinggi dibanding dengan musim peralihan barat ke musim timur dengan kecepatan berkisar 0,004 – 1,038 m/s. Hal ini disebabkan karena perbedaan tinggi muka laut (*slope*) pada musim ini nilainya lebih tinggi dibanding dengan tinggi muka laut pada musim peralihan barat ke musim timur (**Gambar 2a** dan **Gambar 3a**). Arus geostropik permukaan bergerak dari tekanan tinggi menuju tekanan rendah dan dibelokkan ke kiri oleh gaya *coriolis* di BBS. Pergerakan arus geostropik permukaan pada musim timur secara umum bergerak ke arah barat dan membentuk arus *eddy* di beberapa lokasi (**Gambar 3b**). Arus *eddy* yang bergerak berlawanan jarum jam menimbulkan *downwelling*, hal ini disebabkan gaya *coriolis* yang membelokkan arus ke kiri di BBS, sehingga massa air bergerak menuju pusatnya (konvergensi). Proses konvergensi menyebabkan terjadinya penumpukkan massa air, sehingga air cenderung bergerak turun menuju ke kedalaman laut (*downwelling*). Arus *eddy* yang bergerak searah jarum jam menimbulkan *upwelling*, hal ini disebabkan adanya gaya *coriolis* yang membelokkan arus ke kiri di BBS, sehingga massa air akan bergerak menjauhi pusatnya (divergensi). Proses divergensi menyebabkan terjadinya kekosongan massa air dibagian pusatnya, sehingga massa air akan bergerak dari lapisan dalam menuju ke permukaan laut (*upwelling*). Stewart (2008) menjelaskan, arus *eddy* di BBS jika bergerak searah jarum jam menyebabkan *upwelling* dan jika bergerak berlawanan arah jarum jam, menyebabkan *downwelling* yang memiliki ketinggian permukaan air di pusatnya lebih tinggi. Fenomena *upwelling* yang terjadi di perairan selatan Pulau Jawa bagian Timur pada musim timur ini merupakan yang paling kuat, karena memiliki tinggi muka laut paling rendah. Berdasarkan penelitian yang dilakukan Kunarso *et al.* (2005) di perairan selatan Pulau Jawa pada musim timur tepatnya di bulan Agustus terjadi *upwelling* dengan intensitas kuat.

Sebaran angin permukaan pada musim timur memiliki kecepatan lebih kuat dibanding dengan kecepatan angin permukaan pada peralihan musim barat ke musim timur. Semakin mendekati pantai, kecepatan angin permukaan semakin rendah. Angin ini bergerak dari benua Australia menuju ke arah benua Asia. Menurut Prawirowardoyo (2006) angin pada musim timur disebabkan karena pada bulan Juni – Agustus posisi matahari di Benua Asia yang menyebabkan tekanan fluida rendah di daerah tersebut, sehingga angin bertiup dari BBS ke BBU.



(a)



(b)

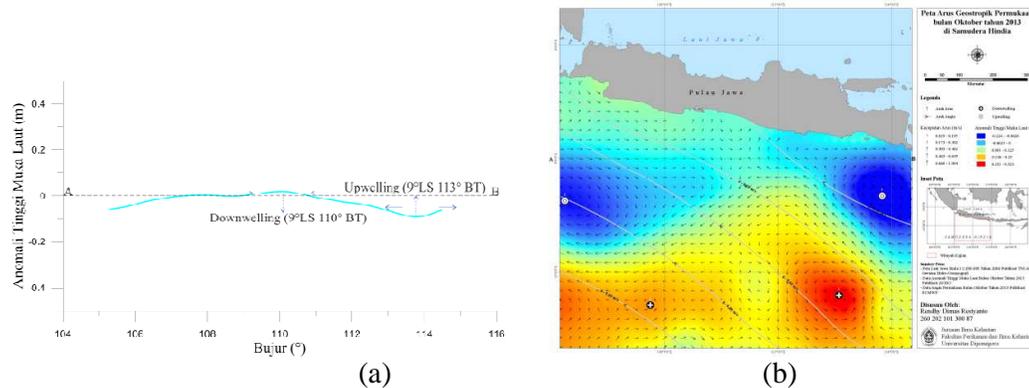
Gambar 3. (a) Profil Anomali Tinggi Muka Laut Musim Timur (b) Peta Arus Geostropik Permukaan Musim Timur.

Arus Geostropik Permukaan Musim Peralihan Timur ke Musim Barat

Hasil yang diperoleh pada musim peralihan timur ke musim barat memiliki nilai anomali tinggi muka laut berkisar antara $-0,224$ m – $0,313$ m. Sebaran anomali tinggi muka laut positif tersebar pada bagian tengah hingga selatan wilayah kajian, sedangkan sebaran anomali tinggi muka laut negatif tersebar dibagian barat dan timur wilayah kajian (**Gambar 4b**). Profil anomali tinggi muka laut yang digambarkan pada **Gambar 4a** menunjukkan bahwa di sepanjang lintang $9^{\circ}00'00''$ LS, profil anomali tinggi muka laut berpusat di bujur $110^{\circ}00'00''$ BT dengan nilai terendah $-0,089$ m dan nilai tertinggi $0,0212$ m, serta terjadi fenomena *downwelling* (9° LS 110° BT) dan *upwelling* (9° LS 110° BT). Arus geostropik permukaan pada musim peralihan timur ke barat ditunjukkan dengan **Gambar 4a**.

Arus geostropik permukaan pada peralihan musim timur ke musim barat memiliki kecepatan lebih rendah dibandingkan dengan kecepatan arus geostropik permukaan pada musim timur, yaitu berkisar antara $0,013$ m/s – $1,004$ m/. Berkurangnya intensitas kecepatan arus geostropik permukaan pada peralihan musim timur ke musim barat ini disebabkan karena *slope* yang lebih rendah (**Gambar 4a**) dibandingkan dengan *slope* pada musim timur (**Gambar 3a**). Sebaran muka laut pada musim ini menunjukkan mulai terbentuknya penumpukkan massa air di bagian barat perairan selatan Pulau Jawa hingga koordinat 8° LS 111° BT dan di perairan selatan Pulau Jawa bagian timur masih terdapat kekosongan massa air. Pergerakan arus geostropik permukaan pada peralihan musim timur ke musim barat bergerak dengan dominasi arah, di sepanjang pantai selatan Pulau Jawa arus geostropik permukaan bergerak menuju timur akibat mulai adanya pengaruh APJ yang terjadi pada saat musim barat, sehingga di perairan selatan Pulau Jawa bagian barat hingga bagian tengah terjadi penumpukkan massa air, tetapi di perairan selatan Pulau Jawa bagian timur massa air masih rendah. Di Samudera Hindia arah arus geostropik permukaan cenderung bergerak ke arah barat, sehingga terjadi penumpukkan massa air. Pergerakan arus geostropik permukaan tersebut diduga karena adanya pengaruh dari angin permukaan dan adanya AKS yang terjadi pada musim timur. Menurut Purba (2007), di Samudera Hindia bagian selatan (10° LS – 20° LS) terbentuk pergerakan massa air yang tetap mengarah ke barat, yang dikenal dengan AKS, arus ini mengalir di lepas pantai selatan Jawa Timur dan berkembang baik pada musim timur. Arus geostropik permukaan pada musim ini juga membentuk beberapa pusaran arus yang menyebabkan adanya fenomena *downwelling* dan *upwelling* akibat proses divergensi dan konvergensi permukaan. Hal ini dapat dilihat juga dari profil anomali tinggi muka laut pada peralihan musim timur ke musim barat (**Gambar 4a**), yang menunjukkan terjadinya fenomena *downwelling* dan *upwelling* di sepanjang lintang $9^{\circ}00'00''$ LS.

Sebaran angin permukaan pada peralihan musim timur ke musim barat di bulan Oktober tahun 2013 bergerak dari benua Australia menuju benua Asia karena pengaruh musim timur masih dominan dengan kecepatan yang lebih rendah dibandingkan dengan musim timur, semakin mengarah ke pantai kecepatan angin bertambah. Kecepatan angin permukaan pada bulan Oktober tahun 2013 ini merupakan puncak dari peralihan musim timur (tenggara) ke musim barat laut.



Gambar 4. (a) Profil Anomali Tinggi Muka Laut Musim Peralihan Timur ke Musim Barat (b) Peta Arus Geostropik Permukaan Musim Peralihan Timur ke Musim Barat.

KESIMPULAN

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan bahwa pola arus geostropik permukaan merata musiman pada tahun 2012-2013 berdasarkan data satelit altimetri di Samudera Hindia Bagian Timur yang terbentuk memiliki kecepatan dan arah yang bervariasi. Kecepatan arus geostropik permukaan paling kuat terjadi pada musim barat dengan kecepatan berkisar antara 0,013 - 1,078 m/s dengan pergerakan secara umum menuju ke timur. Kecepatan arus geostropik permukaan paling lemah terjadi pada musim peralihan barat ke musim timur dengan kecepatan berkisar antara 0,010 – 0,929 m/s, dengan dominasi arah di sekitar pantai mengarah ke barat laut dan di perairan lepas mengarah ke timur. Arus geostropik permukaan juga mempunyai pola disetiap musimnya membentuk pusaran arus (arus *eddy*) dan menyebabkan terjadinya fenomena *downwelling* dan *upwelling* masing-masing dengan lokasi yang berbeda.

DAFTAR PUSTAKA

- Abidin, H.Z. 2001. Geodesi Satelit. Pradnya Paramita, Jakarta, 219 hlm.
- AVISO. 2014. SSALTO/DUACS User Handbook. SALP-MU-P-EA-21065-CLS, 4.1 ed., Centre National D'etudes Spatiales, France, 72 p.
- Basith, A. 1999. Diktat Kuliah: Satelit Altimetri untuk Geodesi dan Oseanografi. Teknik Geodesi, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta, 63 hlm.
- Hadi, S., dan I.M. Radjawane. 2009. Diktat Kuliah: Arus Laut. Program Studi Oseanografi, Institut Teknologi Bandung, Bandung, 75 hlm.
- Harsono, G. 2005. Studi Karakteristik Massa Air Arus Pantai Selatan Jawa pada Bulan Desember. [Thesis]. Program Studi Ilmu Kelautan. Sekolah Pascasarjana Institut Pertanian Bogor, Bogor, 105 hlm.
- Hendiarti, N., M. Sadly, M.C.G. Frederik, R. Andiastruti dan A. Sulaiman. 2006. Riset Pemantauan Dinamika Laut Indonesia. Badan Riset Kelautan Perikanan, Departemen Perikanan Dan Kelautan RI, Jakarta, 126 hlm.

- Kunarso, N.S. Ningsih dan A. Supangat. 2005. Karakteristik Upwelling di Sepanjang Perairan Selatan NTT Hingga Barat Sumatera. *Jurnal Ilmu Kelautan*, 10(1): 17-23.
- Mann, K.H. dan J.R.N. Lazier. 2006. *Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans*. 3rd ed., Blackwell Publishing, Malden, 444 p.
- Martono, Halimurrahman, R. Komarudin, Syarief, S. Priyanto dan D. Nugraha. 2008. *Studi Variabilitas Lapisan Atas Perairan Samudera Hindia Berbasis Model Laut*. Lapan, Jakarta.
- Pariwono, J.I. dan E. Manan. 1991. *Diktat Kuliah Meteorologi Laut*. Institut Pertanian Bogor, Bogor.
- Prawiwardoyo, S. 1996. *Meteorologi*. Institut Teknologi Bandung, Bandung.
- Purba, M. 2007. *Dinamika Perairan Selatan P. Jawa – P. Sumbawa Saat Muson Tenggara*. *Torani*, 17(2): 140-150.
- Stewart, R.H. 2008. *Introduction to Physical Oceanography*. Departement Of Oceanography. Texas A and M University, Texas, 313 p.
- Sugiyono. 2010. *Metode Penelitian Kuantitatif Kualitatif dan R&D*. CV. Alfabeta, Bandung, 380 hlm.
- Supangat, A. dan Susanna. 2003. *Pengantar Oseanografi*. Badan Riset Kelautan Perikanan, Departemen Perikanan Dan Kelautan RI, Jakarta, 270 hlm.
- WMO. 2014. *WMO Statement on the Status of the Global Climate in 2013*. WMO-No. 1130. World Meteorological Organization, Switzerland, 24 p.