



# JURNAL GEOLOGI KELAUTAN

## MEDIA HASIL PENELITIAN GEOLOGI KELAUTAN

Volume 19, No. 2, November 2021

ISSN : 1693 - 4415



*Dermaga/Pier untuk sandar kapal nelayan dan penyeberangan kapal penumpang lokal ke pulau-pulau seperti Gili Radja, Gili Genteng yang terdapat di pantai selatan Pulau Madura (Foto: Lukman Arifin, 2008)*

**PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN GEOLOGI KELAUTAN**  
**BADAN PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL**  
**KEMENTERIAN ENERGI DAN SUMBER DAYA MINERAL**

JURNAL GEOLOGI  
KELAUTAN

VOL. 19

NO. 2

HAL. 50 - 103

BANDUNG  
NOV 2021

ISSN  
1693 - 4415

ISSN 1693-4415



9 771693 441579

Terakreditasi sebagai Majalah  
Ilmiah berdasarkan Keputusan  
Direktur Jenderal Penguatan Riset dan Pengembangan  
Kemenristekdikti No. 200/M/KPT/2020  
Tanggal 23 Desember 2020



# JURNAL GEOLOGI KELAUTAN

MEDIA HASIL PENELITIAN GEOLOGI KELAUTAN

Vol. 19, No. 2, November 2021

ISSN : 1693-4415

Penanggungjawab : Kepala Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan

## Dewan Redaksi

Ketua : Drs. Lukman Arifin, M.Si.

Wakil Ketua : Ir. Deny Setiady, M.T.

Anggota : Ir. Dida Kusnida, M.Sc.  
Ir. Purnomo Rahardjo, M.T.  
Ir. Imelda Rosalia Silalahi  
Dr. P. Hadi Wijaya  
Nineu Yuyu Geurhaneu, S.Si., M.T.  
Franto Novico S.T., M.Sc.  
FX. Harkins H. Prabowo, S.T., M.T.  
Mira Yosi, S.Si., M.T.  
Dr. Evie H. Sudjono, S.Si., M.Si.  
Subarsyah, S.Si., M.T.

Mitra Bestari : Ir. Mustafa Hanafi, M.Si - Puslitbang Geologi Kelautan  
Prof. Dr. Ir. Hananto Kurnio., M.Sc. - Puslitbang Geologi Kelautan  
Dr. Agus Setiawan - KKP  
Dr. Ir. Susilohadi - Puslitbang Geologi Kelautan  
Dr. Luli Gustiantini, S.T., M.T. - Puslitbang Geologi Kelautan

## Sekretariat Redaksi

Ketua : Ir. Immaculata Christiana, M.T.

Anggota : Prisca Ayu Wastuwidyanari, S.T.  
Dery Rochiman, A.Md.  
Yulinar Firdaus, S.Si., M.T.  
Dwinanda Pratya Annisa Murni, S.Pd.  
Nanang Suryana

Desain Grafis : Arif Suprayitno, S.Kom., M.Kom.

Diterbitkan secara teratur 2 kali dalam setahun (Juni dan November)  
Oleh : Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan

## ALAMAT REDAKSI

Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan  
Jalan Dr. Junjuran 236, Bandung-40174, Indonesia  
Telepon : 022-6032020, 6032201, Ext 268, Fax : 022- 6017887  
<http://www.mgi.esdm.go.id> e-mail : [ejournal.p3gl@gmail.com](mailto:ejournal.p3gl@gmail.com)

## PENGANTAR REDAKSI

Pembaca Yang Terhormat,

Puji dan Syukur kita panjatkan kehadiran Tuhan Yang Maha Kuasa, atas Rahmat dan Karunia-Nya, Jurnal Geologi Kelautan Volume 19, No. 2, November 2021, dapat hadir kembali dihadapan para pembaca.

Pada Edisi 2 ini makalah yang diterbitkan sebanyak 5 (lima) makalah yaitu: 1. Struktur Geologi Perairan Selat Madura Jawa Timur 2. Sebaran Sedimen Berdasarkan Analisis Parameter Ukuran Butir di Perairan Muara Sungai Sambas Kalimantan Barat, 3. Sebaran Arus Geostropik dan Transport Massa Air di Perairan Pulau Sumba, Nusa Tenggara Timur, 4. Asosiasi Fasies & Rekonstruksi Paleogeografi pada Zona Transisi Formasi Talangakar, Cekungan Asri, Lepas Pantai Blok Tenggara Sumatra, Indonesia, 5. Biozona Delta Mahakam Modern Berdasarkan Kumpulan Foraminifera Bentik Kecil dan Polen Kalimantan Timur.

Makalah-makalah tersebut merupakan kontribusi dari para fungsional di lingkungan Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan dan para Saintis Instansi lain dan Perguruan Tinggi. Karya Ilmiah yang diterbitkan Jurnal Geologi Kelautan (JGK) ini adalah hasil penelitian di bidang geologi, geofisika, dan hidro-osenografi. Untuk melakukan penelaahan terhadap makalah yang masuk, Dewan Redaksi JGK tetap mengikuti rambu-rambu dari kode etik Jurnal Terakreditasi. Kami sampaikan bahwa terbitan Edisi 2 Tahun 2021 ini mengalami keterlambatan karena beberapa hal teknis yang sulit diatasi. Seharusnya Jurnal Geologi Kelautan Edisi 2 Tahun 2021 ini terbit pada bulan November 2021.

Akhirul kata, kami para Dewan Redaksi mengucapkan terima kasih kepada semua pihak yang telah membantu dan memberikan masukan serta dukungannya sehingga Jurnal ini dapat terbit. Kami berharap semoga JGK ini dapat diterima di hati para pembaca budiman yang berkecimpung di riset kebumihan. Semoga kerjasama yang telah terjalin selama ini dapat terus ditingkatkan.

Bandung, Desember 2021

Salam,  
Dewan Redaksi



# JURNAL GEOLOGI KELAUTAN

## MEDIA HASIL PENELITIAN GEOLOGI KELAUTAN

---

Vol. 19, No. 2, November 2021

ISSN : 1693-4415

---

### DAFTAR ISI

*Struktur Geologi Selat Madura Jawa Timur*

**L. Arifin, Susilohadi, D. Setyadi, I. R. Silalahi, N. A. Kristanto, P. Rahardjo, dan C. Purwanto** ----- 50-60

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.737

*Sebaran Sedimen Berdasarkan Analisis Parameter Ukuran Butir Di Perairan Muara Sungai Sambas Kalimantan Barat*

**Warsidah, Risiko, Dicky Wahyuda Saputra, Muliadi, Zan Zibar, dan Heni Susiati** ----- 61-71

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.723

*Sebaran Arus Geostropik Dan Transpor Massa Air Di Perairan Pulau Sumba, Nusa Tenggara Timur*

**Try Al Tanto dan Tri Hartanto** ----- 72-84

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.691

*Asosiasi Fasies & Rekonstruksi Paleogeografi Pada Zona Transisi Formasi Talangakar, Cekungan Asri, Lepas pantai Blok Tenggara Sumatra, Indonesia*

**Dwandari Ralanarko, M. Iqbal Ramadhan, Lili Fauzielly, Winantris,**

**Ildrem Syafri, dan Abdurrokhim** ----- 85-95

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.736

*Biozona Delta Mahakam Modern Berdasarkan Kumpulan Foraminifera Bentik Kecil Dan Polen Kalimantan Timur*

**Lia Jurnaliah dan Winantris** ----- 96-103

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.742

# STRUKTUR GEOLOGI SELAT MADURA JAWA TIMUR

## *GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE MADURA STRAIT, EAST JAVA*

L. Arifin<sup>1\*</sup>, Susilohadi<sup>1</sup>, D. Setiady<sup>1</sup>, I. R. Silalahi<sup>1</sup>, N. A. Kristanto<sup>1</sup>,  
P. Rahardjo<sup>1</sup>, C. Purwanto<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Puslitbang Geologi Kelautan, Balitbang Kementerian ESDM

\* Email: lukman.arifin@esdm.go.id

DOI: 10.32693/jgk.19.2.2021.737

Diterima : 25-11-2021, Disetujui : 07-12-2021

### ABSTRAK

Penelitian dilakukan di perairan Selat Madura yang berada diantara Pulau Madura dan Jawa Timur. Tujuan penelitian adalah untuk mengetahui kondisi geologi dan pola sedimentasi yang ditafsirkan dari data rekaman seismik pantul. Orientasi struktur geologi Selat Madura berarah barat-timur, serupa dengan orientasi zona Kendeng di daratan Jawa Timur. Struktur antiklin yang berkembang di darat menerus hingga Selat Madura yang ditunjukkan di beberapa pulau seperti P. Kambing dan P. Ketapang yang merupakan puncak-puncak antiklin. Pada lereng selatan antiklin P. Gili Genting dan P. Gili Raja batuan berumur Pliosen Akhir dan batuan Quarter mencirikan adanya penurunan cekungan yang cepat dan menerus. Poros cekungan ini diperkirakan diisi oleh sedimen dengan ketebalan lebih dari 500 m, dimana pada bagian antiklin kemungkinan ditempati oleh batuan berumur Tersier Akhir sebanding dengan batuan yang tersingkap pada kedua pulau di atas.

**Kata kunci:** Struktur geologi, sedimentasi, cekungan, Selat Madura

### ABSTRACT

*The research carried out on the Madura Strait waters, which are between Madura and East Java islands. The purpose of the study was to determine the geological conditions and sedimentation patterns interpreted from seismic recording data. The orientation of the geological structure of the Madura Strait is west-east, similar to the orientation of the Kendeng zone on the mainland of East Java. The anticline structure that develops on land continues to the Madura Strait, shown on several islands such as P. Kambing and P. Ketapang, which are the peaks of the anticline. On the southern slope of the anticline of Gili Genting Island and Gili Raja Island, Late Pliocene and Quarter units showed a rapid and continuous basin subsidence. It is estimated that more than 500 m thick sediments on the basin axis. The Late Tertiary rocks similar to those exposed on the above two lands seem to form the anticlinorium.*

**Keyword:** Geological structure, sedimentation, basin, Madura Strait

### Kontribusi:

L. Arifin adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan Susilohadi, D. Setiady, I. R. Silalahi, N. A. Kristanto, P. Rahardjo, C. Purwanto adalah kontributor anggota.

## PENDAHULUAN

Daerah penelitian adalah kawasan Selat Madura yang dibatasi koordinat  $07^{\circ}00'00''-07^{\circ}30'00''$  LS  $112^{\circ}30'00''-114^{\circ}10'00''$  BT (Gambar 1). Selat Madura hingga perairan utara Bali merupakan kelanjutan zona Kendeng dan Randublatung dimana ke arah timur membentuk suatu cekungan memanjang barat-timur.

Daerah tersebut secara umum merupakan lembah sinklin yang dibatasi di bagian utara oleh Zona Rembang, yaitu P. Madura hingga Kepulauan Kangean, dan dibagian selatan oleh jajaran gunung api Kuartar Jawa Timur dan Bali Utara. Zona Kendeng hingga perairan utara Bali telah mengalami penurunan yang sangat cepat sejak jaman Pliosen yang kemungkinan berhubungan dengan adanya tekanan tektonik berarah utara-selatan. Endapan Plio-Plistosen sangat tebal di zona tersebut seperti ditunjukkan oleh dataseismic pantul dan data sumur eksplorasi migas. Selat Madura hingga perairan selatan Kepulauan Kangean, juga merupakan sub-cekungan dari Cekungan Busur Belakang Jawa Timur (*East Java Basin*) dan telah dieksplorasi secara mendalam sejak tahun 1970. Paling tidak di daerah tersebut terdapat 9 lokasi temuan cadangan minyak dan gas yang cukup ekonomis.

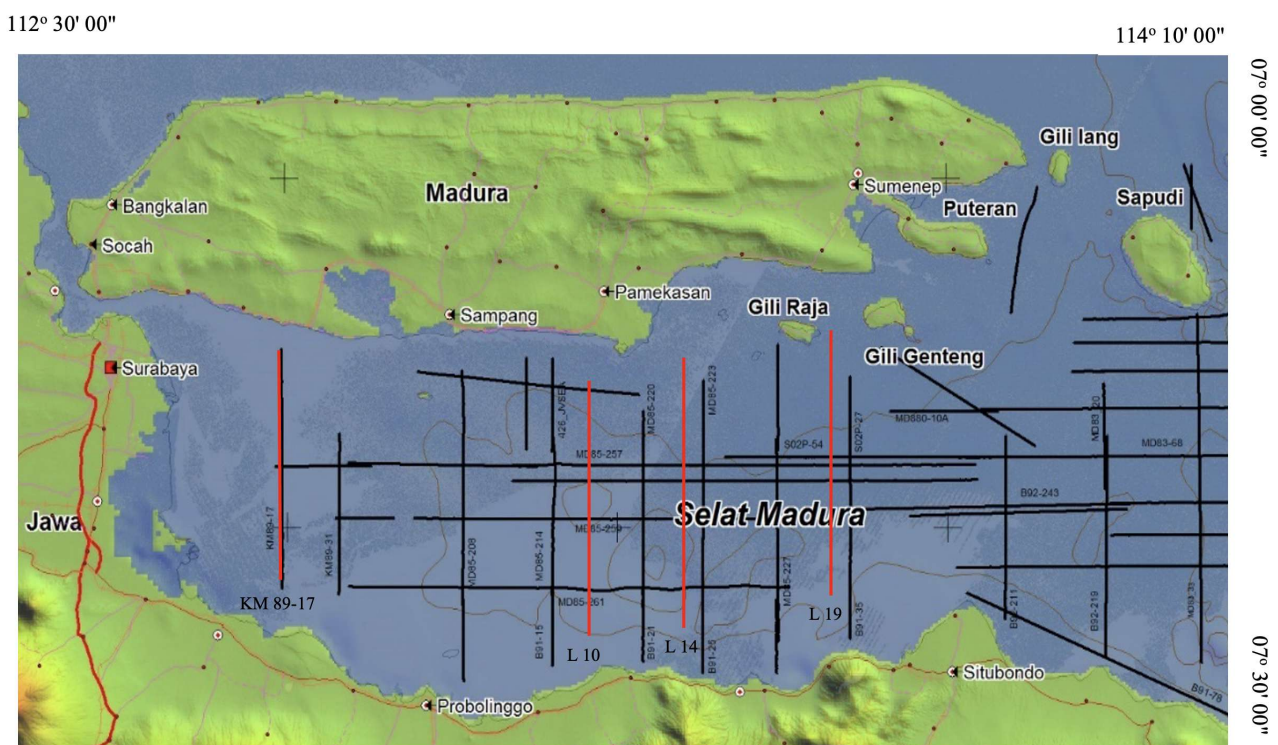
Penafsiran data seismik refleksi yang ditampilkan pada makalah ini adalah data yang telah diakuisisi oleh beberapa kontraktor migas yang bekerja di Jawa Timur dan data seismik dangkal yang diakuisisi oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan di Selat Madura dan perairan utara Bali.

## GEOLOGI REGIONAL

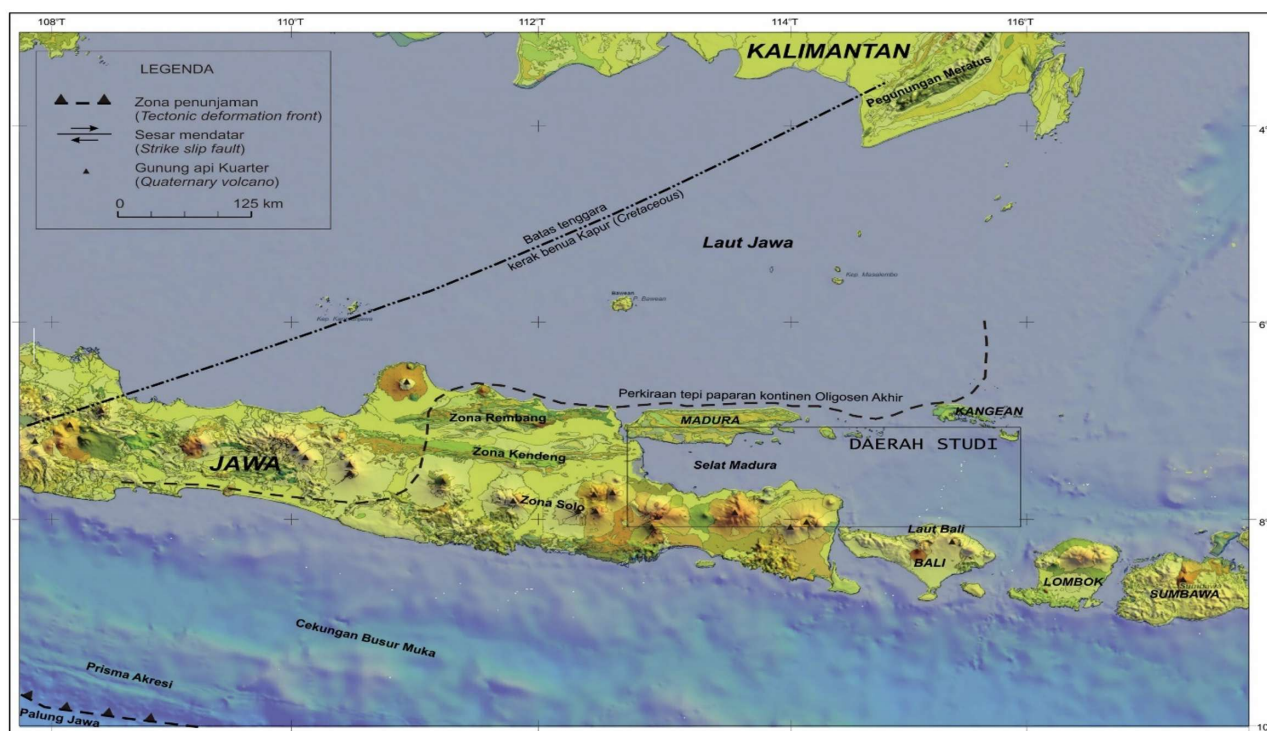
### Tektonik dan fisiografi

Cekungan Jawa Timur berkembang sebagai cekungan busur belakang yang berada di utara jajaran gunung api aktif Jawa dan Bali. Bukti-bukti awal pembentukan cekungan tersebut berhubungan erat dengan awal dimulainya sistem penunjaman lempeng Indo-Australia di selatan Jawa. Hamilton (1977) menyebutkan bahwa penunjaman tersebut berawal pada Oligosen Akhir berdasarkan kenyataan bahwa sedimen-sedimen Eosen dan Oligosen di dekat tepi paparan Eurasia didominasi oleh sedimen non-vulkanik yang diendapkan pada paparan benua yang stabil. Pendapat tersebut didukung oleh Bauman (1972) dan de Genevraye dan Samuel (1972) dimana mereka menemukan bahwa sedimen Oligosen Akhir hingga Miosen Tengah di Jawa berfasies vulkanik, seperti Formasi Jampang di Jawa Barat dan Formasi Kerek yang berumur Miosen Akhir di Jawa Tengah dan Jawa Timur.

Sejumlah struktur tinggian berarah timur laut-barat daya dapat diamati di Laut Jawa bagian timur dan tampaknya mengikuti sistem penunjaman lama sebagaimana telah digambarkan oleh Hamilton (1979) pada Gambar 2. Struktur tersebut memanjang hingga Kalimantan selatan dimana batuan ultra basa terserpentinatkan tersingkap di kompleks pegunungan Meratus. Di Jawa bagian timur struktur geologi yang menonjol adalah setengah graben memanjang barat-timur di tengah P. Jawa, paralel dengan tepi lempeng saat ini, dimana sebagian dari padanya tertutupi oleh endapan gunung api Kuartar. Latar belakang tektonik di daerah ini



Gambar 1. Lokasi penelitian dan lintasan rekaman seismik



Gambar 2. Peta tektonik dan fisiografi sekitar lokasi studi yang didasarkan pada Hamilton (1979) dan van Bemmelen (1949).

telah digambarkan secara detail oleh Bransden dan Matthews (1992) bahwa struktur-struktur tersebut merupakan hasil sejarah geologi yang kompleks sebagai akibat pertemuan antara Lempeng Eurasia dan lempeng Indo-Australia.

Secara fisiografi Jawa timur dan Laut Jawa bagian timur tersusun oleh suatu paparan yang memanjang dari utara P. Madura hingga Kepulauan Kangean (Gambar 2). Bagian selatan paparan tersebut merupakan cekungan yang meliputi Selat Madura hingga selatan Kepulauan Kangean dimana sebagian besar pengendapan Tersier dan Kuarter terjadi. Struktur geologi yang berkembang di bagian selatan Laut Jawa bagian timur dan cekungan di selatannya pada umumnya berarah barat-timur. Arah ini berbeda dengan orientasi struktur geologi yang berkembang di Laut Jawa bagian tengah yang dipengaruhi oleh zona penunjaman Kapur.

Fisiografi modern P. Jawa telah secara detail digambarkan oleh van Bemmelen (1949) dan dinyatakan sebagai hasil kegiatan tektonik selama Tersier dan Kuarter. Di Jawa Timur terdapat dua zona antiklin utama, zona Rombang dan zona Kendeng. Zona Rombang yang dikenal sebagai zona kaya minyak, tersusun oleh beberapa antiklin berorientasi barat-timur yang saling dipisahkan oleh paparan aluvial. Zona Rombang mempunyai lebar sekitar 50 km dan membentuk perbukitan dengan ketinggian hingga 500 meter. Zona tersebut menerus ke timur dengan membentuk P. Madura dan jajaran Kepulauan Kangean. Dibanyak tempat, perlipatan tersebut tererosi hingga menyingkap batuan-batuan Miosen, atau bahkan di atas batuan tersebut kemudian secara tidak selaras diendapkan batuan Plio-Plistosen yang umumnya bersifat gampingan.

Zona Kendeng juga dicirikan oleh sejumlah antiklin berorientasi barat-timur yang terbentuk sejak Plistosen Tengah. Ketinggian, lebar dan kerapatan antiklin di zona Kendeng secara perlahan berkurang ke arah timur dan tertutupi oleh paparan aluvial serta air laut di Selat Madura. Batas selatan dari zona Kendeng adalah depresi yang kemudian terisi oleh sedimen hasil kegiatan vulkanik Kuarter di zona Solo (Gambar 2).

Karakter satuan-satuan sedimen di zona Kendeng berbeda dengan satuan-satuan di zona Rombang, terutama pada komposisi mineralogi. Perbedaan tersebut mengindikasikan adanya dua sumber utama sedimen selama Tersier dan Kuarter. Sedimen klastik vulkanik sangat umum terjadi di zona Kendeng, namun sedimen hasil rombakan paparan Sunda lebih dominan di zona Rombang.

## METODE

Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode seismik pantul dangkal saluran tunggal dan multi saluran. Data seismik pantul dangkal saluran tunggal diperoleh dengan menggunakan sumber daya ledakan Sparker 350 Joule dengan peledakan setiap detik dan sapuan perekaman 0,5 -1 detik. Pengolahan signal dilakukan pada saat survei dengan menggunakan bandpass filter akustik 200-2000 Hz. Selama perekaman data seismik, kapal survei Geomarin I dipandu oleh peralatan *GPS Magnavox MX 1157* yang pada saat tersebut (tahun 1990) mempunyai *update rate* posisi hingga 2 jam dan akurasi horisontal hingga 100 meter.

Data seismik multichannel (*multichannel seismic*) berasal dari Pusdatin KESDM. Data seismik multi saluran

tersebut telah dalam format Seg-Y dan tidak dilakukan pengolahan data lebih lanjut.

## HASIL PENELITIAN

Interpretasi data seismik pantul dilakukan berdasarkan kriteria yang digariskan oleh Vail dkk. (1977), Mitchum, dkk. (1991), Sangree dan Widmier(1977). Akan tetapi sebagian dari kriteria metodologi tersebut memerlukan penyesuaian, terutama dalam melakukan interpretasi data seismik dangkal. Metodologi tersebut umumnya digunakan untuk interpretasi data seismik pada eksplorasi migas yang pada umumnya berada pada tepi paparan dengan kemiringan sedimentasi yang cukup jelas. Beberapa hal yang menjadi pertimbangan adalah:

- Selat Madura mempunyai kemiringan lereng yang rendah pada arah barat-timur
- Satuan sedimen umumnya tipis dan tersebar luas
- Perubahan muka laut yang sangat cepat pada kala Plistosen menjadikan penentuan *coastal onlap* pada rekaman seismik menjadi sangat sulit.

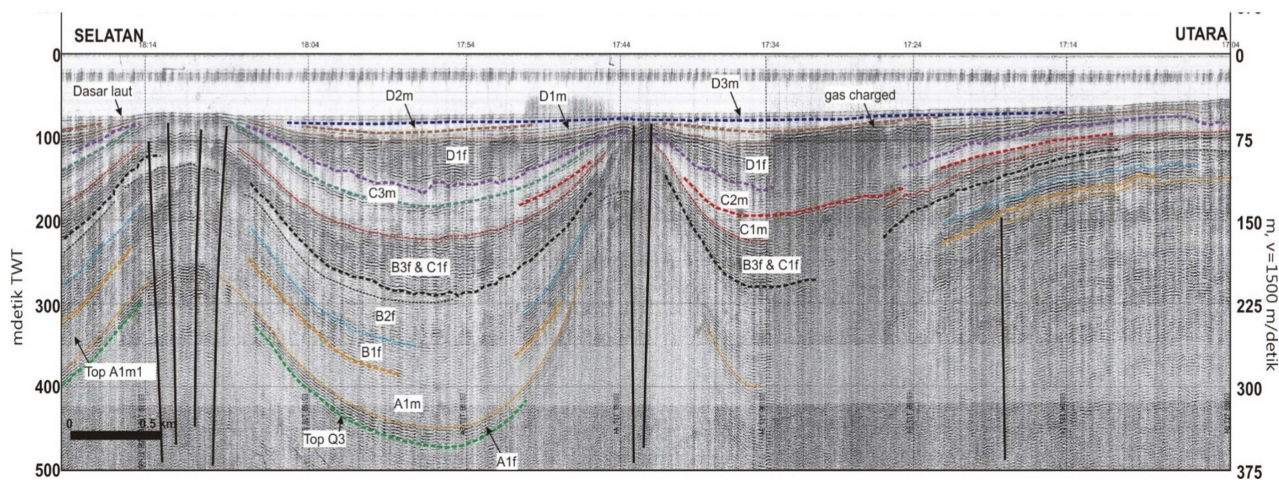
Ketiga hal tersebut menjadikan pemisahan satuan-satuan seismik didasarkan pada identifikasi permukaan erosi fluvial dan pemuncungan antiklin.

berasal Pusdatin KESDM(Gambar 4). Data seismik multi saluran tersebut telah dalam format Seg-Y dan tidak dilakukan pengolahan data lebih lanjut. Interpretasi terhadap data tersebut digunakan sebagai bahan diskusi sejarah sedimentasi Tersier.

Peta batimetri Selat Madura dapat dilihat pada Gambar 5, dimanasecara umum kedalaman dasar laut bertambah ke arah tengah selat dan membentuk lembah bawah laut. Beberapa tinggian lokal merupakan puncak-puncak antiklin atau struktur diapir yang tumbuh sejak akhir Plistosen. Gradien morfologi rata-rata di Selat Madura adalah 0,5 m/km pada arah barat-timur dan 2,2 m/km pada arah utara-selatan. Gradien morfologi dasar laut menjadi sangat curam di selatan deretan P. Sapudi, P. Raas dan Kepulauan Kangean hingga kedalaman kurang lebih 600 m, dan selanjutnya menjadi landai hingga kedalaman 1200 m di utara P. Bali.

### Struktur Geologi Selat Madura

Tarikan lokal yang mengawali terbentuknya cekungan Jawa Timur terjadi pada awal Eosen. Pola umum sesar di Cekungan Jawa Timur adalah barat-timur. Dua zona sesar yang menonjol dan berperan dalam pembentukan Kepulauan Kangean, Sapudi dan P. Madura adalah Sesar Sakala dan Sesar Sepanjang. Kedua sesar tersebut juga menjadi batas selatan pusat pengendapan Paleogen di Kangean dan Lombok. Sesar Sakala berkembang di Kangean bagian timur hingga timur P.



Gambar 3. Rekaman seismik dan interpretasinya di lintasan L10

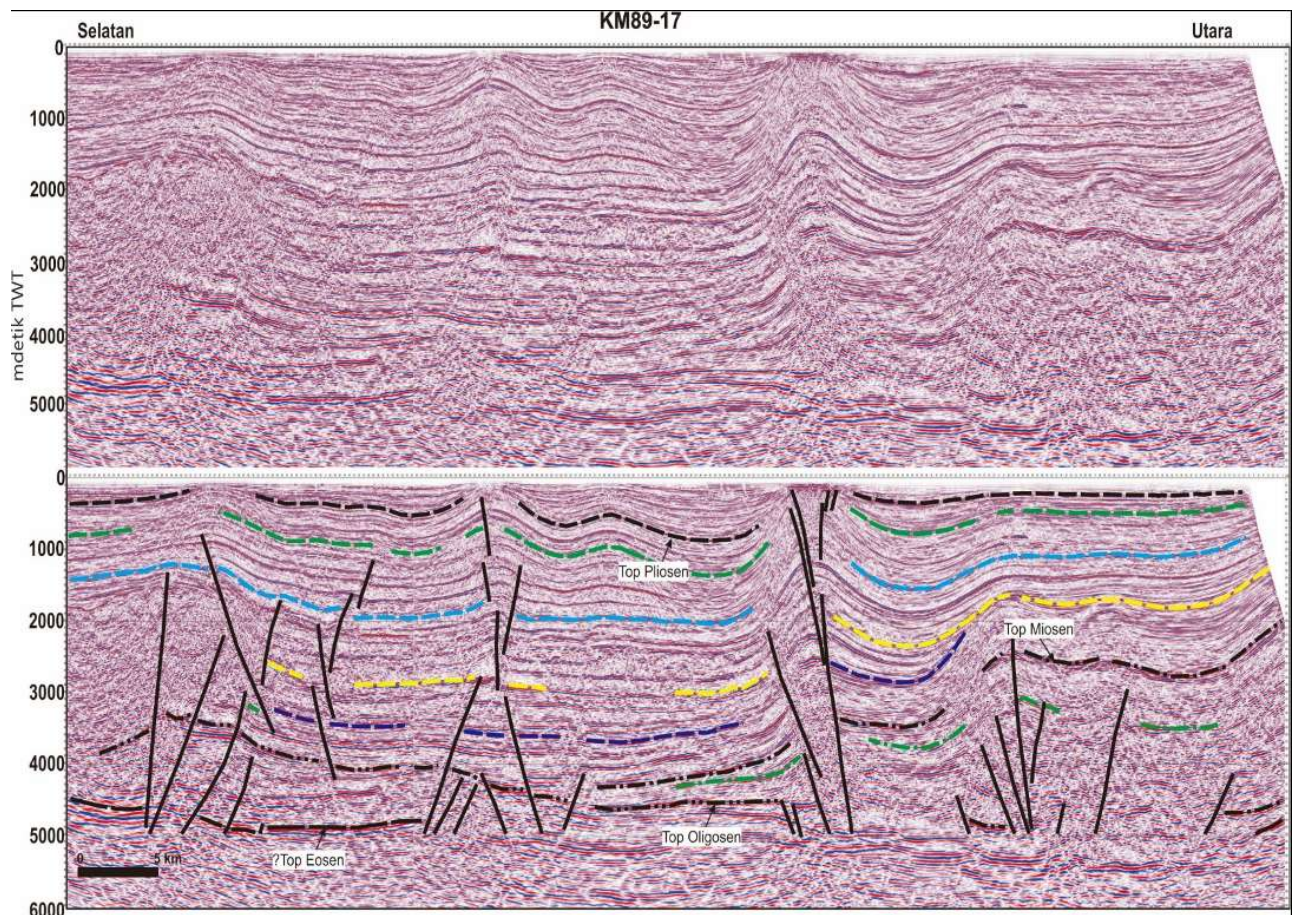
Data rekaman seismik pantul dangkal resolusi tinggi yang ditafsirkan, ditampilkan pada Gambar 3. Rekaman seismik berada pada lintasan L10 dengan arah utara-selatan. Data tersebut mempunyai resolusi vertikal yang cukup tinggi, namun penetrasinya terbatas hingga sekitar 350 meter. Di beberapa tempat bahkan energi seismik mengalami pengurangan atau penghamburan sinyal yang diakibatkan oleh adanya gas terperangkap pada sedimen permukaan atau adanya sedimen berfraksi kasar/keras dengan impedansi akustik tinggi. Sehingga hanya sedimen berumur Plistosen yang dapat ditafsirkan.

Data seismik dalam (*deep seismic*) merupakan hasil survei seismik multisaluran (*multichannel seismic*)

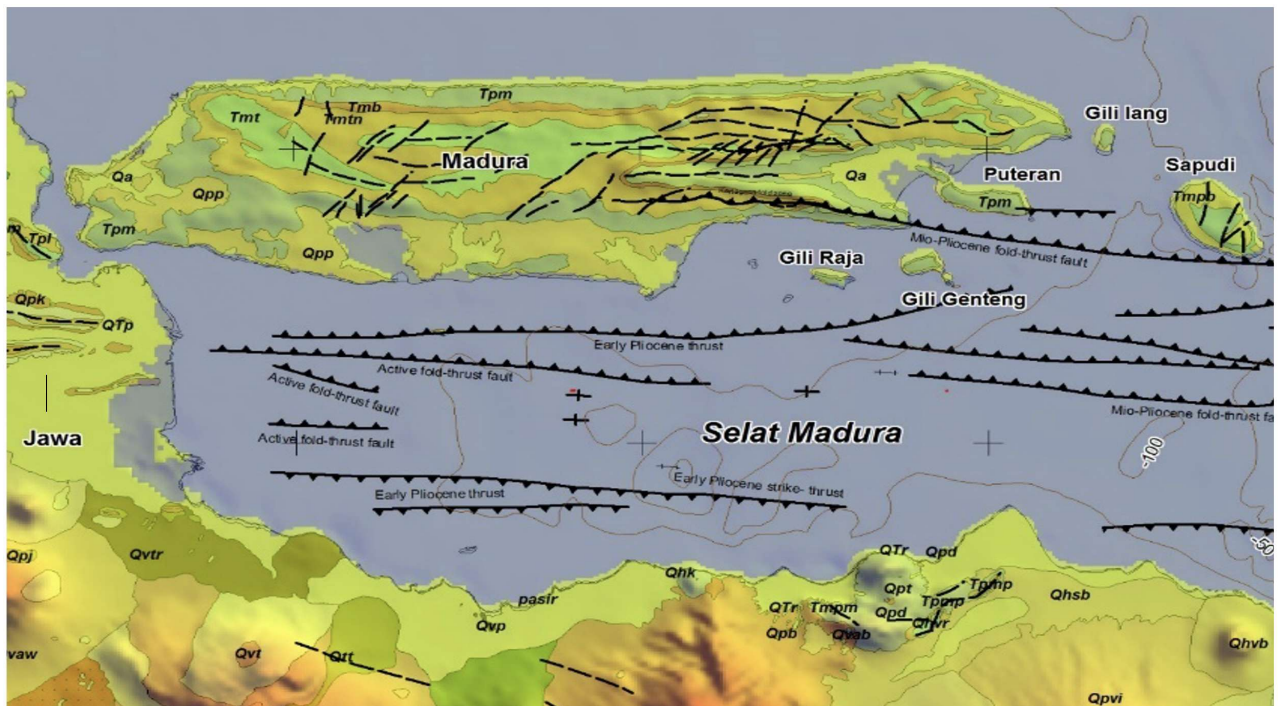
Sakala dan merupakan sesar naik dengan kemiringan ke arah selatan, namun di selatan P. Kangean keaktifan sesar tersebut kemungkinan berpindah ke arah selatan dengan kemiringan yang berlawanan.

Sesar Sepanjang berkembang lebih ke arah selatan dari Sesar Sakala. Jejak sesar tersebut dapat di urut dari P. Sepanjang di tenggara P. Kangean, melalui selatan Pulau-pulau Sapudi dan Raas, hingga zona perlipatan di utara Pamekasan di P. Madura. Pada kala Paleogen, Sesar Sepanjang di selatan P. Kangean ke arah timur berkembang sebagai sesar normal dan membentuk konfigurasi setengah graben dengan kemiringan ke arah utara, sehingga menjadi pusat pengendapan sedimen





Gambar 4. Rekaman seismik multisaluran dan interpretasinya di Lintasan KM 89-17



Gambar 5. Peta batimetri dan struktur geologi di Selat Madura yang berkembang sejak awal Tersier berdasarkan hasil penafsiran data seismik dangkal dan eksplorasi migas.

Paleogen. Proses inversi cekungan yang melibatkan pembalikan arah geser Sesar Sakala dan Sesar Sepanjang terjadi mulai akhir Oligosen hingga awal Miosen (Brandsen dan Matthews, 1992). Inversi tersebut kemungkinan berhubungan dengan perubahan konfigurasi zona penunjaman lempeng Indo-Australia yang bergeser ke arah selatan.

Di Selat Madura orientasi struktur geologi juga barat-timur, serupa dengan orientasi zona Kendeng di daratan Jawa Timur. Data seismik mengindikasikan bahwa struktur antiklin yang berkembang di darat menerus hingga Selat Madura, namun menjadi lebih sederhana dimana antiklin satu dengan lainnya dapat dengan mudah dipisahkan. Beberapa pulau, seperti P. Kambing dan P. Ketapang, merupakan puncak-puncak antiklin. Data seismik juga menunjukkan bahwa struktur antiklin yang berkembang umumnya juga merupakan representasi sesar naik yang berkembang sejak Mio-Pliosen, dan beberapa diantaranya masih aktif (Gambar 6). Diapir lumpur yang banyak dijumpai di Jawa Timur kemungkinan diakomodasi oleh struktur-struktur tersebut.

### **Sedimentasi dan Stratigrafi Tersier**

Cekungan busur belakang sebagaimana halnya Cekungan Jawa Timur, pada umumnya dikontrol oleh pelengkungan kebawah dari tepi lempeng sebagai konsekuensi beban tektonik secara lokal, dan sedimentasi akan mengikuti penurunan cekungan tersebut Dickinson (1977). Di Cekungan Jawa Timur ketebalan sedimen dapat mencapai 5000 meter dan beberapa pemboran tidak dapat mencapai batuan dasar Lemigas/BEICIP (1969).

Berdasarkan data seismik dan pemboran hasil eksplorasi migas Brandsen dan Matthews (1992) telah membagi urutan sedimentasi Cekungan Jawa Timur kedalam 3 mega-urutan (*megasequence*). Mega-urutan I merupakan urutan pengendapan awal mula pembentukan cekungan di Jawa timur kemungkinan bersamaan dengan saat tumbukan benua India (yang merupakan bagian dari lempeng Indo-Australia) dengan benua Eurasia yang menyebabkan penurunan kecepatan konvergensi antara lempeng Indo-Australia dengan lempeng Eurasia dan bahkan tarik balik (*roll-back*) penunjaman. Tarikan yang membentuk cekungan di Jawa Timur kemungkinan telah dimulai pada Eosen Awal dan meluas pada Eosen Akhir. Tarikan tersebut umumnya diakomodasi oleh sesar-sesar berarah barat-timur, seperti Sesar Sakala dan Sesar Sepanjang.

Sedimentasi awal Eosen di Cekungan Jawa Timur dijumpai terbatas dan bersifat transgresi dari lingkungan darat hingga paparan pantai dan tepi laut, namun berkembang lebih luas pada akhir Eosen and di beberapa wilayah menjadi berlingkungan batial (Brandsen dan Matthews, 1992). Setelah pengendapan tersebut terjadi pengangkatan dan penurunan muka laut relatif hingga mengakibatkan beberapa wilayah berada di atas permukaan laut. Bidang ketidak-selarasan tersebut dapat diamati dengan jelas pada penampang seismik (Gambar 4) Sumur-sumur eksplorasi migas di Selat Madura dan

perairan selatan Kangean pada umumnya tidak mencapai sedimen Eosen. Tetapi beberapa sumur di timur P. Madura mengindikasikan adanya paparan batuan karbonat yang tidak selaras berada di atas batulempung batial Eosen. Di daerah Ngimbang, Jawa Timur, sumur eksplorasi dapat mencapai batupasir Oligosen Tengah yang kemungkinan menerus hingga Selat Madura (Gambar 4). Muka laut kemudian cenderung bersifat transgresi hingga Oligosen Akhir dan cekungan Jawa Timur (P. Madura hingga Kep. Kangean) cenderung didominasi oleh pengendapan berfasies lempung gampingan dan batugamping. Namun ke arah selatan, Selat Madura dan perairan selatan Kep. Kangean, satuan batuan tersebut cenderung menipis atau bahkan tidak dijumpai. Pengendapan paparan karbonat (Fm. Prupuh) yang luas terjadi kemudian mengikuti perubahan muka laut pada akhir Oligosen.

Inversi cekungan terjadi pada akhir Oligosen hingga awal Miosen. Inversi yang diakomodasi oleh Sesar Sepanjang dan Sesar Sakala secara perlahan mengangkat P. Madura hingga Kepulauan Kangean. Sebaliknya wilayah di selatan Sesar Sepanjang mengalami penurunan yang kemungkinan karena beban tektonik. Wilayah ini kemudian menjadi pusat pengendapan sedimen Neogen sehingga di beberapa tempat mencapai ketebalan lebih dari 4 detik TWT.

Perubahan muka laut global Plio-Plistosen yang cepat dan ekstrim sangat berperan dalam pengendapan fasies sedimen yang diendapkan di Cekungan Jawa Timur. Namun area pengendapan sepenuhnya dikontrol oleh berkembangnya struktur geologi lokal di cekungan tersebut.

### **Satuan batuan Pliosen Akhir**

Pada penampang seismik dangkal penetrasi sangat terbatas walaupun mempunyai resolusi yang tinggi. Sehingga Satuan batuan Tersier Akhir hanya dapat dipelajari pada penampang seismik yang berasal dari daerah dekat dengan pulau-pulau antiklin. Pada penampang seismik dekat dengan P. Gili Genting dan P. Gili Raja (Gambar 5) terdapat dua karakter seismik yang berbeda. Pada lereng selatan antiklin satuan Pliosen Akhir dan satuan Quarter mendominasi penampang sebagai akibat adanya penurunan cekungan yang cepat dan menerus, sehingga didapatkan lebih dari 500 m tebal sedimen pada poros cekungan. Pada bagian antiklin kemungkinan ditempati oleh batuan Tersier Akhir serupa dengan yang tersingkap pada kedua pulau di atas. Singkapan batuan tersebut, termasuk di P. Madura, telah dipetakan oleh Duyfjes (1938), Situmorang dkk. (1992), Aziz dkk. (1993). Di P. Madura terdapat 4 satuan stratigrafi sejak awal Miosen hingga Pliosen dan umumnya tersingkap di sepanjang lereng antiklin yang berarah barat-timur. Satuan tersebut adalah endapan paralik dan batugamping klastik Miosen Awal/Tengah yang ekuivalen dengan Formasi-Formasi Tawun dan Bulu; endapan Miosen Akhir/Pliosen berfasies lanau, batugamping terumbu dan batugamping klastik yang

secara lokal masing-masing disebut sebagai Formasi Pasean dan Formasi Madura. Formasi Pasean yang berfasies lanau secara stratigrafi ekuivalen dengan Formasi Mundu dan Kalibeng/Atasangin di zona Rembang dan Kendeng.

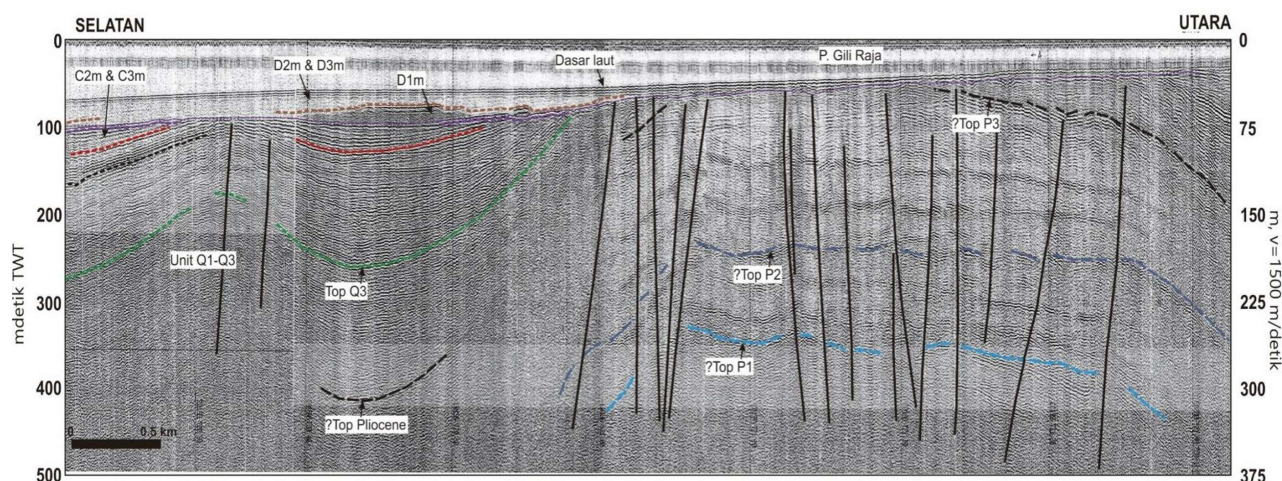
### Subsatuan P1 dan P2

Bagian terbawah, satuan P2, terpotong oleh adanya ketidak-selarasan bersudut. Satuan tersebut memperlihatkan karakter reflektor seismik dengan amplitudo yang kuat dengan kontinuitas (*reflector continuity*) yang rendah, kecuali dibagian utara dimana reflektor-reflektor dengan amplitudo kuat dan kontinuitas tinggi dapat dijumpai. Satuan P2 menebal ke utara dan dicirikan oleh reflektor dengan amplitudo menengah berkontinuitas rendah. Beberapa pola reflektor *baselapping* dapat diamati dan umumnya memperlihatkan pola reflektor dengan amplitudo kuat, menerus dan tipis.

Berdasarkan korelasi dengan singkapan geologi di

tipis sisa erosi. Batugamping serupa tersingkap secara luas di sepanjang pantai selatan P. Madura dan intiantiklin yang menjadi P. Gili Raja dan P. Gili Genting, dan disebut sebagai Formasi Madura oleh Situmorang dkk. (1992) yang ekuivalen dengan Formasi Paciran. Dikedua pulau, fasies batugamping dilandasi oleh batulempung lanauan yang ditafsirkan sebagai subsatuan dalam P3 yang dicirikan oleh pola pantul subparalel dengan amplitudo rendah. Satuan ini menurut Situmorang dkk. (1992) adalah Formasi Pasean yang secara lateral ekuivalen dengan Formasi Mundu. Ke arah P. Madura satuan tersebut menipis dan menghilang.

Didaerah Kamal, P. Madura, fasies batugamping dapat diamati dengan baik dan mengindikasikan telah terendapkan dibawah pengaruh arus pasang-surut yang menghasilkan struktur sedimen *crossbedding* dari *sandwave* ukuran besar dengan kemiringan ke arah selatan. Duyfjes (1938) menggambarkan urutan batugamping yang berkembang di bagian barat P. Madura



Gambar 6. Interpretasi penampang seismik L19 arah selatan-utara melintasi pantai timur P. Gili Raja.

beberapa pulau terdekat, kedua satuan P1 dan P2, ditafsirkan masing-masing sebagai endapan paralik Miosen dan batugamping. Endapan paralik didominasi oleh batulempung yang kaya akan bahan organik dengan perselingan batupasir kuarsa dan batugamping klastik.

Keterdapatan foraminifera bentonik *Ammonia sp.*, *Brizalina sp.*, *Triloculina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Eponides sp.* (Situmorang dkk., 1992) mengindikasikan bahwa lingkungan pengendapannya adalah *inner neritic*. Batugamping dalam satuan tersebut dicirikan oleh adanya foraminifera besar *Lepidocyclina sp.*, *Cycloclipeus sp.*, *Operculina sp.*, yang umumnya berasosiasi dengan gamping terumbu dan alga gampingan.

### Subsatuan P3

Satuan P3 dicirikan oleh pola reflektor subparalel beramplitudo rendah dengan kontinuitas yang kuat. Ketebalan satuan tidak dapat ditentukan dengan tepat dikarenakan adanya erosi Plistosen Akhir yang kuat, tetapi mungkin lebih dari 300 m. Bagian atas satuan cenderung memperlihatkan amplitudo pantul yang kuat dan kemungkinan akibat adanya reflektor batugamping

sebagai fasies batugamping Lapisan Kalibeng Atas (*Upper Kalibeng Beds*). Secara stratigrafi batugamping tersebut ekuivalen dengan gamping terumbu dari Formasi Mundu. Pada sumur MS1-1 batugamping tersebut tidak dijumpai dan menunjukkan bahwa lingkungan laut dangkal hanya berkembang di sepanjang bagian selatan P. Madura pada kala Pliosen, ke arah selatan kemudian berkembang lingkungan laut yang lebih dalam.

Dibeberapa tempat di P. Madura, seperti: di timur Kamal, selatan Pamekasan dan P. Gili Raja, satuan batugamping ditutupi secara tidak selaras oleh batulempung karbonatan yang kaya bahan organik. Batuan tersebut serupa dengan Formasi Lidah yang umumnya tersingkap di daerah Mojokerto dan dijumpai pada sumur MS1-1. Berdasarkan posisi stratigrafi dan korelasinya dengan penampang seismik, batuan ini kemungkinan merupakan endapan lakustrin bagian dari satuan A pada penampang seismik Gambar 5. Analisa mikrofauna dari sampel darat di P. Gili Genting dan P. Madura menunjukkan bahwa umur Satuan P3 tidak lebih tua dari N19 (Pliosen Akhir) berdasarkan kehadiran *Pulleniatina obliqueoculata*. Lingkungan pengendapan

berdasarkan sampel darat tersebut adalah *inner neritic* hingga litoral berdasarkan kandungan genus *Elphidium* dan genera *Nonion* serta *Quinqueloculina*.

### Sedimentasi dan Stratigrafi Plistosen

Di Selat Madura, orientasi struktur geologi menyerupai dengan Zona Kendeng di daratan sebelah baratnya, tetapi berangsur-angsur menjadi sederhana ke arah timur. Sebagian dari struktur tersebut berasosiasi dengan diapir lumpur, dan di Selat Madura sering menyertai struktur sesar.

Enam satuan seismik dapat diidentifikasi pada data seismik dangkal dari Selat Madura dan perairan selatan Kep. Kangean (Gambar 6), masing-masing satuan dapat terdiri dari dua atau lebih sub-satuan dengan karakter seismik berbeda dan sebaran yang luas. Keseluruhan satuan dilandasi oleh ketidakselarasan dan dapat dianggap mewakili urutan (*sequence*) seismik stratigrafi orde keempat dengan lama pengendapan kurang dari 1 juta tahun. Umumnya ketidakselarasan dasar (basal) berasosiasi karakter seismik yang cenderung chaotik dan ditafsirkan sebagai endapan fluvial berketebalan tipis namun tersebar luas yang kemungkinan merupakan representasi muka laut rendah selama Plistosen awal hingga tengah. Satuan A hanya dapat diamati pada beberapa lereng lipatan yang mengarah ke pulau-pulau dimana satuan batuan Pliosen tersingkap. Dasar satuan tersebut menumpang (*onlap*) pada sedimen Pliosen, sehingga dapat dianggap mewakili endapan Kuartar tertua.

### Satuan batuan Plistosen Awal

Satuan batuan Plistosen Awal terdiri dari sub-satuan

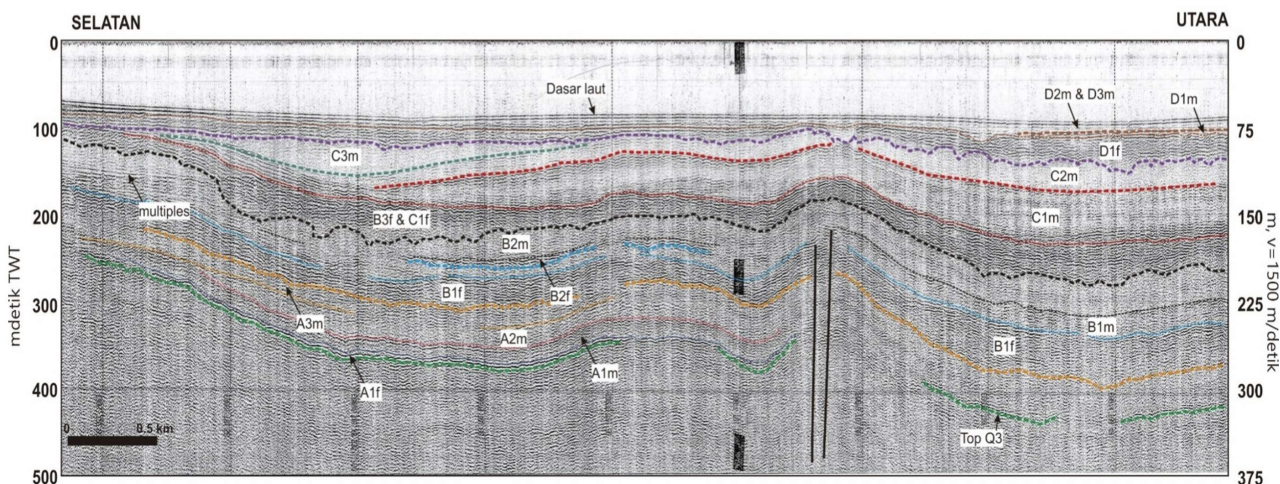
Selat Madura, namun cukup dapat dibedakan pada rekaman seismik multichannel (*multichannel*) yang diambil di perairan selatan Kep. Kangean dimana penurunan cekungan pada kala Plistosen sangat cepat.

Pada kebanyakan rekaman seismik dangkal yang dipelajari satuan Q3 cenderung memperlihatkan pola pantul *chaotic* pantul beramplitudo lemah dan onlap pada satuan Pliosen (Gambar 6). Pola paralel dan subparalel dikombinasikan dengan amplitudo sedang dengan frekuensi dan kontinuitas tinggi juga terjadi pada bagian atas satuan.

Bila dibandingkan dengan geologi di daratnya, menunjukkan bahwa satuan ini merupakan batulempung gampingan yang mengandung sisa tanaman, lignit dan pirit. Fasies yang sama juga tersingkap di beberapa tempat pantai selatan P. Madura (timur Kamal dan selatan Pamekasan) dan P. Gili Raja, dan secara stratigrafi berada di atas satuan gampingan Formasi Pasean dan Formasi Madura secara tidak selaras. Satuan ini kemungkinan merupakan ekstensi Formasi Lidah ke arah timur. Formasi Lidah merupakan endapan lakustrin yang berkembang secara luas di Zona Rembang dan Zona Kendeng. Perkembangannya ke arah Selat Madura tampaknya dibatasi oleh bentuk cekungan dari selat tersebut. Hubungan ketidak-selarasan dengan satuan di bawahnya mungkin mencerminkan adanya perubahan muka laut.

### Satuan batuan Plistosen Tengah dan Akhir

Berdasarkan hasil interpretasi data seismik dangkal di seluruh Selat Madura hingga perairan selatan Kep. Kangean dapat dikelompokkan adanya 4 siklus besar pengendapan Plistosen Tengah dan Akhir. Ketiga siklus tersebut, A, B, C, dan D, selalu diawali dengan susut laut



Gambar 7. Interpretasi penampang seismik L14 yang menunjukkan empat siklus sedimentasi: A, B, C, dan D, yang berkembang di Selat Madura.

Q1, Q2, dan Q3. Satuan Q3 merupakan satuan terdalam yang dapat dijangkau oleh data seismik dangkal dan hanya dapat diamati pada lereng antiklin yang membentuk beberapa pulau di timur P. Madura dimana batuan Pliosen tersingkap. Satuan-satuan Q1 dan Q2 tidak dapat diamati pada rekaman seismik yang berasal dari

yang berlangsung meluas hingga menyingkap seluruh Selat Madura dan sebagian wilayah perairan selatan Kep. Kangean (Gambar 7) sebagai akibat perubahan muka laut Kuartar yang cepat dan ekstrim. Keempat siklus tersebut dapat diamati Selat Madura, namun semakin ke arah timur hanya siklus C dan D yang dapat diamati karena

energi seismik yang terbatas dibandingkan dengan batimetri yang semakin dalam.

Bagian atas subsatuan Q3 kemungkinan merupakan bidang erosi akibat penurunan muka laut relatif yang meluas. Penurunan tersebut mengawali berlangsungnya keempat siklus

kala Plistosen kemungkinan berada pada kedalaman tidak lebih dari 80 meter dan sedangkan perubahan muka laut Kuartar bervariasi dari 0 hingga lebih dari 100 meter, maka sedimen Plistosen yang terendapkan cenderung memperlihatkan dua fasies darat atau laut.

## KESIMPULAN

Orientasi struktur geologi di Selat Madura berarah barat-timur, serupa dengan orientasi zona Kendeng di daratan Jawa Timur. Data seismik mengindikasikan bahwa struktur antiklin yang berkembang di darat menerus hingga Selat Madura, namun menjadi lebih sederhana dimana antiklin satu dengan lainnya dapat dengan mudah dipisahkan. Baberapa pulau, seperti P. Kambang dan P. Ketapang, merupakan puncak-puncak antiklin. Data seismik juga menunjukkan bahwa struktur antiklin yang berkembang umumnya juga merupakan representasi sesar naik yang berkembang sejak jaman Mio-Pliosen, dan beberapa diantaranya masih aktif. Diapir lumpur yang banyak dijumpai di Jawa Timur kemungkinan diakomodasi oleh struktur-struktur tersebut.

Sedimen Kuartar secara luas tersingkap di daratan Jawa Timur disepanjang zona antiklin Kendeng. Korelasi lateral zona tersebut dengan sedimen Kuartar di Selat Madura dimungkinkan karena keduanya sejak Pliosen telah tumbuh sebagai satu cekungan memanjang. Satuan batuan Kuartar, umumnya diendapkan pada satuan batuan Pliosen yang tersingkap di pulau-pulau sekitarnya. Setelah pengendapan satuan Kuartar tersebut, dari rekaman seismik menunjukkan adanya fluktuasi perubahan fasies seismik yang kemungkinan merupakan representasi perubahan muka laut global cepat dan ekstrim sejak kurang lebih 800 ribu tahun terakhir.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terimakasih kepada Kapuslitbang Geologi Kelautan yang telah memberikan izin pembuatan makalah ini untuk dipublikasikan. Tak lupa ucapan terima kasih saya sampaikan kepada rekan-rekan sejawat yang telah memberikan masukan dan koreksi sehingga makalah ini dapat diselesaikan.

## DAFTAR ACUAN

- Aziz, S., Sutrisno, Noya, Y. and Brata, K., 1993. *Geology of the Tanjungbumi and Pamekasan Quadrangle, Jawa*. Bandung, Geological Research and Development Centre, 11 p.
- Baumann, P., Oesterle, H., Suminta and Wibisono, 1972. *The Cenozoic of Java and Sumatra. Proceeding*

*of the Indonesian Petroleum Association, 1st Annual Convention June 1972*, p. 31-42.

- Brandsen, P.J.E., Matthews, S.J., 1992. Structural and stratigraphic evolution of the East Java Sea, Indonesia. *Proceedings Title : Proc. Indon. Petrol. Assoc., 21st Ann. Conv., 1992*.
- De Genevraye, P. and Samuel, L., 1972. Geology of the Kendeng Zone (Central and East Java). *Proceeding of the Indonesian Petroleum Association, 1st Annual Convention June 1972*, p. 17-30.
- Dickinson, W.R., 1977. Tectono-Stratigraphic Evolution of Subduction-Controlled Sedimentary Assemblage. In Talwani, M. and Pitman III, W.C., (eds). *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basin*, p. 33-40, American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 1.
- Duyfjes, J., 1936. Zur Geologie und Stratigraphie des Kendenggebietes Zwischen Trinil und Soerabaja (Java). *De Ingenieur in Nederlandsch Indie*, v. 3, sect. IV, p. 136-149.
- Hamilton, W.B., 1979. *Tectonics of the Indonesian Region*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1078, 345 p.
- Lemigas/BEICIP, 1969. *North-East Java Basin: Evaluation of Petroleum Possibilities*. Lemigas, unpublished, 114 p.
- Mitchum, Jr., R.M. and Van Wagoner, J.C., 1991. *High-Frequency Sequences and Their Stacking Patterns: Sequence-Stratigraphic Evidence of High-Frequency Eustatic Cycles*. *Sedimentary Geology*, v. 70, p. 131-160.
- Raymo, M.E., Mitrovica, J.X., O'Leary, M.J., DeConto, R.M., Hearty, P.J., 2011. Departures from eustasy in Pliocene sea-level records. *Nature Geoscience*, v. 4, p. 328-332.
- Sangree, J.B. and Widmier, J.M., 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies*. In Payton, C.E., (ed.). *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration*, p. 165-184. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.
- Situmorang, R.L., Agustianto, D.A. and Suparman, M., 1992. *Geology of the Waru-Sumenep Quadrangle, Jawa*. Bandung, Geological Research and Development Centre, 16 p.
- Vail, P.R., Mitchum, Jr., R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, III, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. and Hatlelid, W.G., 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. In Payton, C.E., (ed.). *Seismic Stratigraphy -*

*Application to Hydrocarbon Exploration*, p. 49-212. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

Van Bemmelen, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia*: vol. 1. The Hague, Martinus Nijhoff, 732 p.



# SEBARAN SEDIMEN BERDASARKAN ANALISIS PARAMETER UKURAN BUTIR DI MUARA SUNGAI SAMBAS KALIMANTAN BARAT

## *SEDIMENT DISTRIBUTION BASED ON GRAIN SIZE PARAMETER ANALYSIS IN ESTUARY OF THE SAMBAS RIVER WEST BORNEO*

Warsidah<sup>1</sup>, Risiko<sup>1</sup>, Dicky Wahyuda Saputra<sup>1</sup>, Muliadi<sup>2</sup>, Zan Zibar<sup>3</sup>, Heni Susiati<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Program Studi Ilmu Kelautan, FFMIPA, Universitas Tanjungpura, Indonesia, 79452

<sup>2</sup> Program Studi Geofisika, FMIPA, Universitas Tanjungpura, Indonesia, 79452

<sup>3</sup> Program Studi Ilmu Kelautan, Universitas OSO Indonesia, 79452

<sup>4</sup> Badan Tenaga Nuklir Nasional, Jakarta, Indonesia 12710

Email: warsidah@fmipa.untan.ac.id, risiko@physics.untan.ac.id, dickywahyuda.saputra@gmail.com,  
muliadi@fmipa.untan.ac.id, zanzibar@oso.ac.id, heni\_susiati@batan.go.id

DOI : 10.32693/jgk.19.2.2021.723

Diterima : 02-09-2021, Disetujui : 07-12-2021

### ABSTRAK

Studi tentang sebaran sedimen dasar laut ini dilakukan dengan tujuan untuk mengetahui persentase nilai fraksi, jenis dan parameter statistik ukuran butir. Penelitian ini dilakukan pada bulan Maret – April 2021 di perairan muara Sambas, Kecamatan Pemangkat, Kalimantan Barat. Hasil persentase fraksi sedimen dasar laut dari pasir di lokasi ini diperoleh nilai rata-rata sebesar 23,11 %, lanau 63,33 % dan lempung 13,56 %. Dari hasil tersebut secara keseluruhan didapatkan sebaran jenis sedimen dasar di perairan ini didominasi oleh lanau. Berdasarkan parameter ukuran butir sedimen dasar diperoleh nilai ukuran butir rata-rata berkisar antara 1,04 – 2,47. Hasil tersebut menunjukkan bahwa pemusatan sedimen di lokasi penelitian berada pada klasifikasi pasir halus (*fine sand*) dan pasir sedang (*medium sand*). Kemudian nilai *sortasi* yang diperoleh dari seluruh stasiun berkisar antara 0,93 - 1,50 dengan klasifikasi terpilah sedang (*moderately sorted*) dan terpilah buruk (*poorly sorted*), nilai *skewnes* berkisar antara 0,54 – 1,45 dengan klasifikasi condong sangat halus dan nilai *kurtosis* pada setiap stasiun berkisar antara 0,61 – 1,17 dengan klasifikasi *platykurtic*, *mesokurtic*, *very platykurtic* dan *leptokurtic*.

**Kata kunci:** Sebaran sedimen, fraksi sedimen dasar, ukuran butir, muara Sungai Sambas

### ABSTRACT

*The purpose of this study on the distribution of seabed sediments was to determine the percentage of the fraction values, type, and statistical parameters of grain size. This research was conducted in March – April 2021 in the waters of Muara Sambas, Pemangkat District, West Kalimantan. The results of the percentage of the basic sediment fraction from sand in this location obtained an average value of 23.11%, silt 63.33%, and clay 13.56%. From these results, the overall distribution of basic sediment types in these waters is dominated by silt. Based on the grain size parameters of the bottom sediment, the average grain size value ranged from 1.04 to 2.47. These results indicate that the concentration of sediment at the study site is in the classification of fine sand and medium sand. Then the sorting value obtained from all stations ranges from 0.93 to 1.50 with a moderately sorted and poorly sorted classification, the skewness value ranges*



*from 0.54 to 1.45 with a very fine skewed classification and kurtosis values at each station ranged from 0.61 to 1.17 with a classification of platycuric, mesokurtic, very platykurtic and leptokurtic.*

**Keyword:** *Sediment distribution, bottom sediment fraction, grain size, Sambas River Estuary*

**Kontribusi:**

Warsidah, Risiko adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan Dicky Wahyuda Saputra, Muliadi, Zan Zibar, Heni Susiati adalah kontributor anggota.

## PENDAHULUAN

Muara merupakan tempat pertemuan antara laut dan sungai yang terletak dibagian hilir sungai. Permasalahan yang biasa ditemui pada bagian muara adalah banyaknya endapan di muara sungai (Satria *et al.*, 2017). Pengendapan yang terjadi di bagian muara akibat adanya interaksi antara pasang surut, gelombang dan kecepatan arus yang membawa partikel sedimen di daerah sekitar pantai. Proses pengendapan sedimen tersebut dapat diketahui dengan penyebaran ukuran butir sedimen (Nurgoho dan Basit, 2014). Menurut Blott and Pye (2001) ukuran butir merupakan aspek penting dalam sedimentasi, transportasi dan pengendapan. Klasifikasi sedimen dapat memberikan informasi asal usul sedimen dan pola transportasi sedimen yang memberikan pengaruh terhadap ukuran butiran sedimen (Wolanski, 2007; Purnawan *et al.* 2012; Setiawan dan Subiandono, 2015).

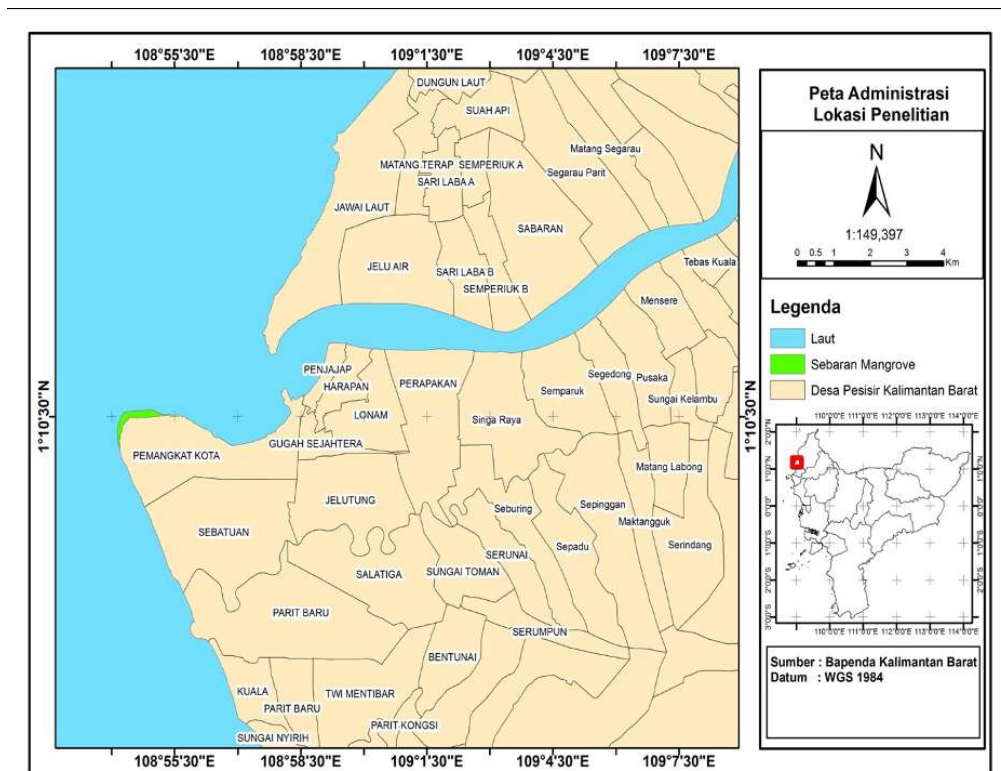
Sebaran ukuran butir sedimen dipengaruhi oleh beberapa faktor oseanografi seperti pasang surut, kecepatan arus dan gelombang yang masing-masing memiliki karakteristik spasial dan temporal sendiri (Liu *et al.*, 2000; Purnawan *et al.*, 2015). Nugroho dan Putra (2019) menyatakan bahwa karakteristik ukuran butir sedimen di daerah pasang surut dapat mengalami perubahan ukuran butir seiring dengan proses transportasi sedimen yang terjadi. Sebaran dan perbedaan ukuran butir sedimen dapat dijadikan indikator perilaku pada aliran sedimen di suatu wilayah perairan (Nugroho dan Basit, 2014; Purnawan *et al.*, 2015).

Secara geografis muara sungai Sambas terletak di antara dua kecamatan yaitu Kecamatan Pemangkat dan Kecamatan Jawai Kabupaten Sambas yang berhadapan langsung dengan Laut Natuna. Secara umum muara sungai ini difungsikan sebagai jalur penyebrangan antar dua kecamatan tersebut. Selain itu lokasi ini juga terdapat Pelabuhan Perikanan Nusantara (PPN) yang difungsikan oleh masyarakat nelayan untuk alur pelayaran kapal dan budidaya pertambakan ikan. Pemanfaatan kawasan tersebut mengakibatkan adanya proses sedimentasi yang menyebabkan sungai menjadi dangkal. Salah satu cara untuk menentukan sebaran sedimen dasar perairan adalah dengan menentukan parameter statistik ukuran butir sedimen. Parameter statistik ukuran butir sedimen tersebut adalah rata-rata ukuran butir (*mean size*), sortasi, *skewness* dan *kurtosis* yang digunakan untuk menjelaskan kondisi sedimen (Friedman, 1961; Folk, 1974; Dyer, 1986; Edwards, 2001). Oleh karena itu penelitian ini dilakukan untuk mengetahui sebaran sedimen dasar berdasarkan analisis parameter statistik ukuran butir sedimen sehingga memberikan gambaran tentang persentase fraksi sedimen, jenis sedimen dan ukuran butir sedimen di perairan muara Sungai Sambas.

## METODE PENELITIAN

### Waktu dan Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Maret – April 2021 di perairan muara Sungai Sambas, Kecamatan Pemangkat, Kalimantan Barat (Gambar 1). Pengambilan sampel sedimen terdiri dari sembilan titik stasiun yang



Gambar 1. Peta adminstrasi lokasi penelitian di perairan di perairan muara Sungai Sambas (titik merah merupakan stasiun pengambilan sampel sedimen)

masing-masing stasiun juga dilakukan pengukuran kecepatan arus dan kedalaman perairan. Kecepatan arus diukur pada dua kedalaman yaitu 0,2 *d* dan 0,8 *d* yang masing-masing mewakili pada lapisan permukaan dan lapisan dasar perairan. Pengukuran kecepatan arus ini dilakukan untuk mengetahui katagori nilai kecepatan arus di lokasi penelitian, karena besar dan kecilnya nilai kecepatan arus tersebut sangat mempengaruhi sebaran sedimen dasar perairan. Sedangkan pengukuran pasang surut dilakukan selama 15 hari dalam waktu interval setiap 1 jam sebagai koreksi kedalaman dasar perairan.

### Analisis Ukuran Butir

Sampel sedimen dianalisis menggunakan metode ayakan (hidrometer) yang dilakukan dengan beberapa tahapan seperti uji hidrometer, berat jenis, penentuan butir sedimen, penentuan tekstur sedimen dan penentuan ukuran butir dengan perhitungan analisis parameter statistik. Uji hidrometer dilakukan dengan proses pengeringan menggunakan oven hingga kering selama 24 jam. Sampel yang telah kering kemudian disaring menggunakan ayakan nomor 10 dengan *mash size* 2 mm. Sampel diayak dan ditimbang sebanyak 50 g dan dicampur dengan bahan reagen NaPO<sup>3</sup> sebanyak 5 g ditambahkan air sebanyak 200 ml dan diamkan selama 24 jam. Tahapan selanjutnya dilakukan pembacaan menggunakan hidrometer yang dimulai saat menit ke- 2, 5, 30, 60, 250 dan 1440. Sedimen yang telah dilakukan pembacaan menggunakan hidrometer kemudian disaring menggunakan ayakan nomor 200 dengan *mash size* 0,075 mm. Klasifikasi penentuan tekstur sedimen dilakukan menggunakan konsep gradasi Diagram Segitiga Shepard 1957 yang digunakan untuk mendapatkan nilai persentase dan jenis sedimen dasar di perairan Muara Sungai Sambas Kecamatan Pemangkat Kalimantan Barat.

### Analisis Data

#### Pasang Surut

Analisis pasang surut dilakukan untuk mengetahui tipe pasang surut di lokasi penelitian dari nilai bilangan *Formzahl*. Selain itu data pasang surut di lokasi ini digunakan sebagai koreksi dari nilai kedalaman dasar perairan saat pengambilan sampel sedimen. Persamaan yang digunakan untuk menentukan bilangan *Formzahl* adalah sebagai berikut (Pond and Pickard, 1983) :

$$F = \frac{O_1 + K_1}{M_2 + S_2} \quad (1)$$

Dengan  $\overline{Q_1}, K_1, K_2, M_2$  dan  $S_2$  masing-masing adalah komponen pasang surut.

Selanjutnya analisis sampel sedimen dilakukan untuk mengetahui sebaran dan ukuran butir sedimen. Secara spesifik, gambaran lingkungan pengendapan dapat diperoleh dengan cara menghitung parameter statistik sedimen. Penentuan ukuran butir dengan parameter statistik menggunakan skala  $\phi$  ( $\overline{\phi}$ ) yang bertujuan untuk mempermudah pengklasifikasian suatu sampel sedimen. Berdasarkan klasifikasi ukuran butir menurut Wentworth (1922) disajikan pada Tabel 1. Parameter statistik dihitung dengan menggunakan persamaan logaritmik (Folk and Ward, 1957) :

$$\phi = -\log_2 d \quad (2)$$

Dengan  $\overline{\phi}$  dan *d* masing-masing adalah ukuran butir dan diameter butir (mm).

Tabel 1. Klasifikasi Skala Wentworth (Wentworth, 1922)

	Nama Partikel	Diameter Partikel (mm)
Gravel (Kerikil)	<i>Boulders</i> (bongkah)	>256
	<i>Cobbles</i> (kerakal)	64 - 256
	<i>Pebbles</i> (kerikil)	4 - 6
	<i>Gramules</i> (butir)	2 - 4
Sand (pasir)	<i>Very coarse sand</i> (sangat kasar)	1 - 2
	<i>Coarse sand</i> (kasar)	0.5 - 1
	<i>Medium sand</i> (sedang)	0.25 - 0.5
	<i>Fine sand</i> (halus)	0.125 - 0.25
	<i>Very fine sand</i> (sangat halus)	0.0625 - 0.125
	<i>Silt</i> (lanau)	0.004 - 0.0625 (1/256 - 1/16)
	<i>Clay</i> (lempung)	< 0.004 (<1/256)

### Ukuran Butir

Rata-rata ukuran butir (*mean size*) merupakan fungsi ukuran partikel dari populasi sedimen. Konversi nilai *mean* terhadap ukuran butir sampel dapat di hitung dengan persamaan (Folk dan Ward, 1957):

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad (3)$$

Dengan  $\overline{M_z}$  adalah ukuran butir rata-rata  $\overline{\phi}$  adalah ukuran butir partikel (16%, 50%, 84%)

*Sorting* atau sortasi ( $\overline{\sigma_i}$ ) merupakan penyebaran ukuran butir terhadap ukuran butir rata-rata dan dapat dihitung menggunakan persamaan (Folk and Ward, 1957; Darlan, 1996):

$$\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (4)$$

Dimana  $\overline{\sigma_i}$  dan  $\overline{\phi}$  masing-masing adalah sortasi dan ukuran partikel (5%, 16%, 84% dan 95%).

Nilai *skewness* adalah penyimpangan distribusi ukuran butir terhadap distribusi normal dan menandakan arah distribusi sedimen dari suatu populasi. *Skewness* dapat dihitung dengan persamaan (Blott dan Pye, 2001):

$$SK_t = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 + 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad (5)$$

Dengan  $\sqrt{SK_t}$  dan  $\sqrt{\phi}$  adalah *skewness* dan ukuran partikel (5%, 16%, 84% dan 95%).

*Kurtosis* menunjukkan kepuncakan atau kedataran distribusi dalam perbandingan antara distribusi normal. *Kurtosis* dihitung dengan pendekatan Folk and Ward (1957) menggunakan persamaan :

$$K_G = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad (6)$$

Dengan  $\sqrt{K_G}$  adalah *kurtosis* dan  $\sqrt{\phi}$  ukuran partikel (5%, 25%, 75% dan 95%).

Bila dibandingkan dengan geologi di daratnya, menunjukkan bahwa satuan ini merupakan batulempung gampingan yang mengandung sisa tanaman, lignit dan pirit. Fasies yang sama juga tersingkap di beberapa tempat pantai selatan P. Madura (timur Kamal dan selatan Pamekasan) dan P. Gili Raja, dan secara stratigrafi berada di atas satuan gampingan Formasi Pasean dan Formasi Madura secara tidak selaras. Satuan ini kemungkinan

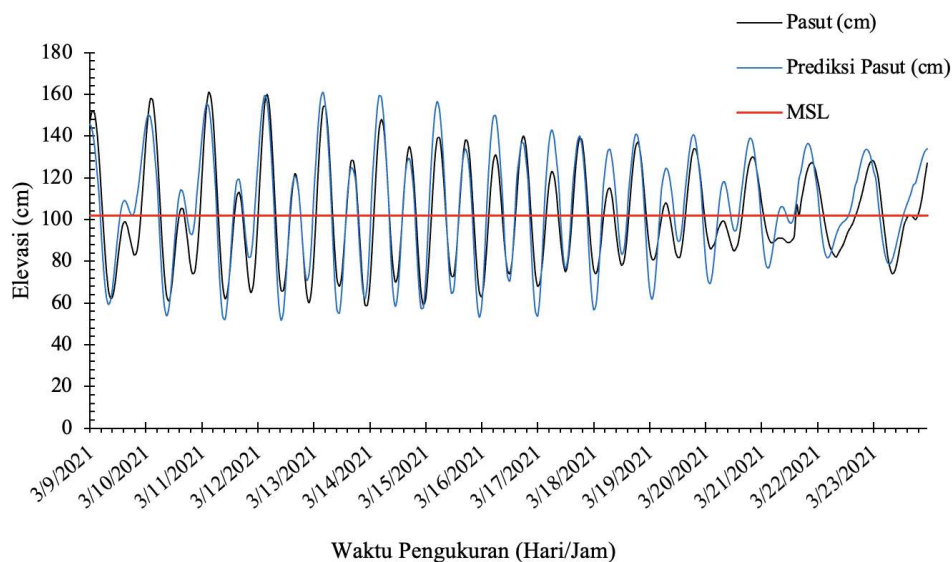
merupakan ekstensi Formasi Lidah ke arah timur. Formasi Lidah merupakan endapan lakustrin yang berkembang secara luas di Zona Rembang dan Zona Kendeng. Perkembangannya ke arah Selat Madura tampaknya dibatasi oleh bentuk cekungan dari selat tersebut. Hubungan ketidak-selarasan dengan satuan di bawahnya mungkin mencerminkan adanya perubahan muka laut.

## HASIL

### Kondisi Pasang Surut dan Arus di perairan Muara Sambas

Berdasarkan hasil perhitungan analisis pasang surut nilai *mean sea level* (MSL) dan bilangan *Formzhal* masing-masing sebesar 1,02 m dan 0,79. Dari nilai *Formzhal* tersebut diketahui tipe pasang surut di perairan muara Sungai Sambas adalah campuran condong ke harian ganda (Gambar 2). Menurut Wyrтки (1961) bahwa pasang surut jenis ini terjadi dua kali pasang dan dua kali surut dalam satu hari, dan terkadang terjadi satu kali pasang dan satu kali surut dengan tinggi dan waktu kejadian yang berbeda. Selain sebagai koreksi dari pengukuran kedalaman, kondisi pasang surut sangat mempengaruhi sebaran sedimen dasar perairan. Pada saat pasang dan surut sedimen yang terbawa oleh air laut dapat terbawa menjauhi atau mendekati wilayah pantai dan partikel sedimen dari laut terbawa menuju ke muara sungai (Boggs, 2006; Purnama *et al.*, 2015).

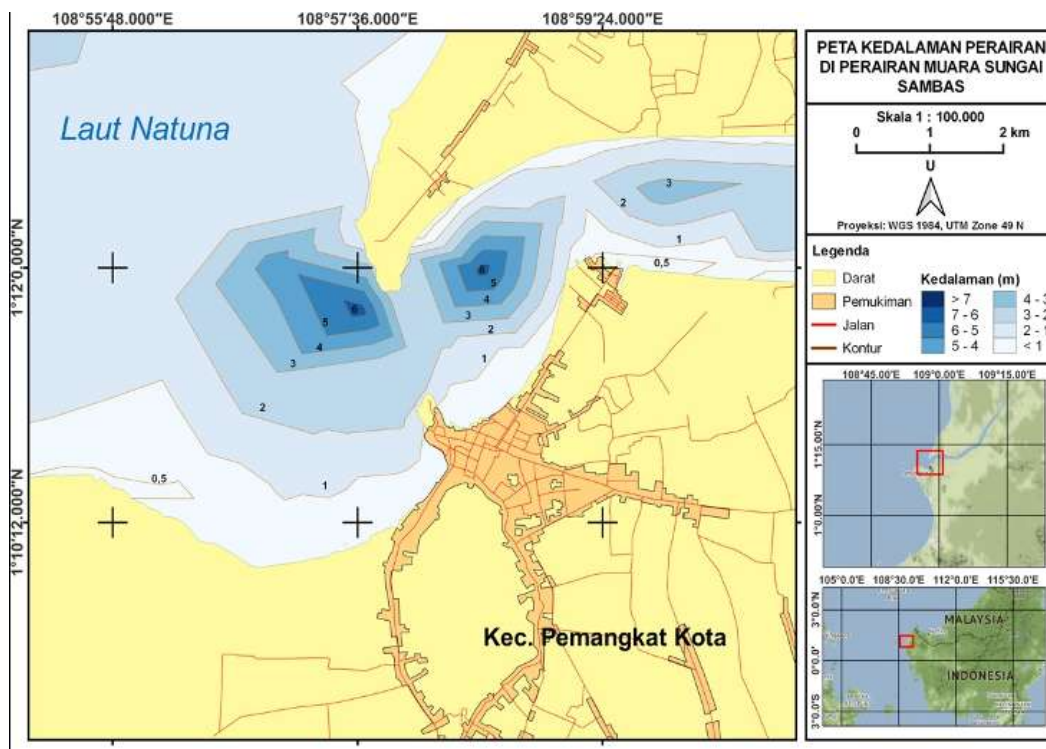
Kemudian hasil dari pengukuran kecepatan arus disajikan pada Tabel 2. Pengukuran arus ini dilakukan pada setiap stasiun yang masing-masing stasiun diukur pada dua kedalaman yaitu pada lapisan permukaan dan lapisan dasar.



Gambar 2. Kondisi elevasi pasang surut hasil pengukuran terhadap hasil dari data BIG di perairan muara Sungai Sambas

Tabel 2. Kecepatan arus di perairan muara Sungai Sambas

Stasiun	Kedalaman (m)	Kecepatan Arus (m/s)		Rata-rata
		0,2d	0,8d	
1	0,58	0,054	0,051	0,053
2	2,50	0,113	0,084	0,099
3	2,80	0,064	0,044	0,054
4	2,30	0,121	0,084	0,104
5	2,80	0,123	0,084	0,104
6	2,90	0,084	0,178	0,131
7	2,20	0,064	0,084	0,074
8	2,60	0,044	0,123	0,084
9	6,40	0,103	0,133	0,118



Gambar 3. Profil kedalaman dasar perairan di di peraian muara Sungai Sambas Kalimantan Barat

### Sebaran Fraksi sedimen dasar di perairan muara Sungai Sambas

Analisis ukuran butir sedimen merupakan salah satu faktor penting untuk mengetahui informasi perilaku suatu perairan (Yugiswara, 2017). Hasil klasifikasi pada jenis sedimen menunjukkan adanya 3 jenis variasi ukuran butiran sedimen di lokasi penelitian yaitu pasir (*sand*), lanau (*silt*), dan lempung (*clay*). Persentase fraksi dan jenis sedimen di perairan muara Sungai Sambas disajikan pada Tabel 3.

### Analisis parameter statistik sedimen dasar di perairan muara Sungai Sambas

Salah satu untuk mengetahui sebaran sedimen, mekanisme pengangkutan dan pengendapan sedimen adalah dengan analisis statistik sedimen dari parameter *mean size*, *sorting*, *skewness* dan *kurtosis* (Azizi et al.

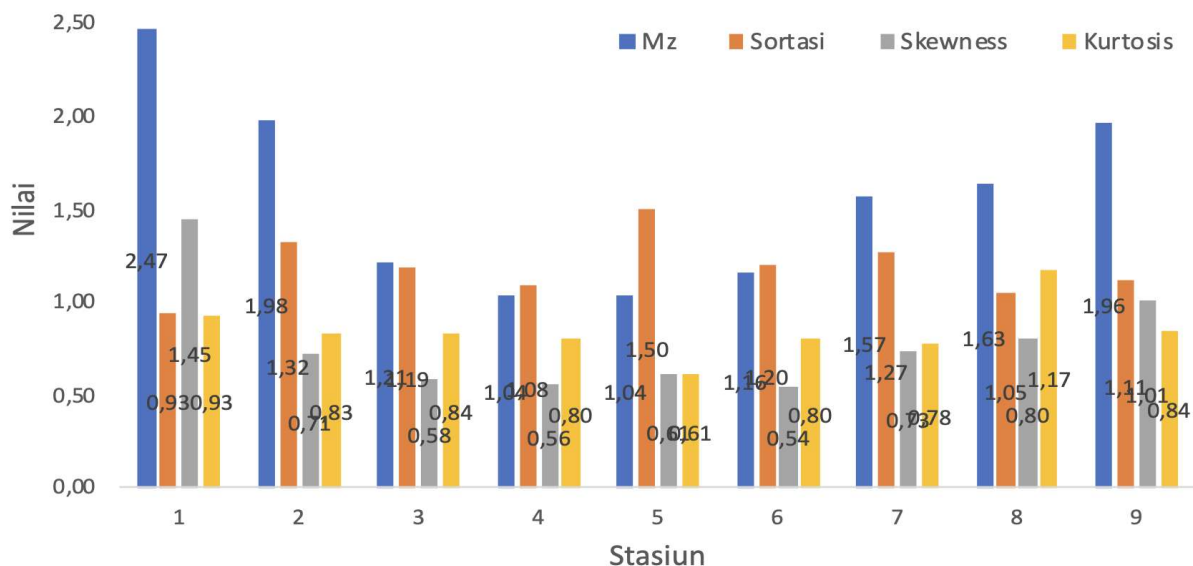
Tabel 3. Persentase fraksi dan jenis sedimen di perairan muara Sungai Sambas

Stasiun	Fraksi Sedimen (%)			Jenis Sedimen
	Pasir	Lanau	Lempung	
1	20	80	0	Lanau
2	22	68	10	Tanah liat berlanau
3	30	50	20	Tanah liat berlanau
4	15	65	20	Tanah liat berlanau
5	20	64	16	Tanah liat berlanau
6	20	55	25	Tanah liat berlanau
7	30	63	7	Tanah liat berlanau
8	30	60	10	Tanah liat berlanau
9	21	65	14	Tanah liat berlanau
Rata-rata	23,11	63,33	13,56	Tanah liat berlanau

2017). Hasil perhitungan parameter statistik ukuran butir dapat dilihat pada Tabel 4 dan Gambar 4 dengan klasifikasi jenis sedimen.

Tabel 4. Hasil perhitungan statistik ukuran butir sedimen dasar di perairan muara Sungai Sambas

St	Mz	Klasifikasi	Sortasi	Klasifikasi	Skewness	Klasifikasi	Kurtosis	Klasifikasi
1	2,47	pasir halus ( <i>fine sand</i> )	0,93	terpilah sedang ( <i>moderately sorted</i> )	1,45	condong sangat halus	0,93	cukup tumpul
2	1,98	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,32	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,71	condong sangat halus	0,83	tumpul
3	1,21	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,19	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,58	condong sangat halus	0,84	tumpul
4	1,04	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,08	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,56	condong sangat halus	0,80	tumpul
5	1,04	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,50	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,61	condong sangat halus	0,61	sangat tumpul
6	1,16	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,20	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,54	condong sangat halus	0,80	tumpul
7	1,57	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,27	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,73	condong sangat halus	0,78	tumpul
8	1,63	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,05	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	0,80	condong sangat halus	1,17	runcing
9	1,96	pasir sedang ( <i>medium sand</i> )	1,11	terpilah buruk ( <i>poorly sorted</i> )	1,01	condong sangat halus	0,84	tumpul



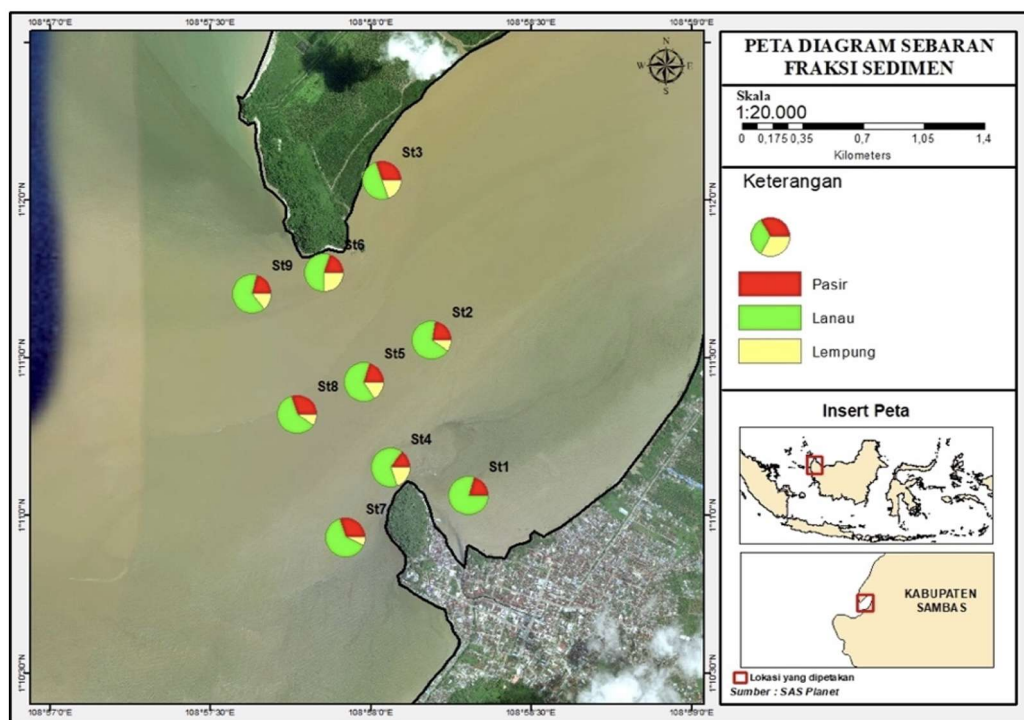
Gambar 4. Grafik hasil parameter statistik ukuran butir sedimen dasar di perairan muara Sungai

## PEMBAHASAN

Hasil persentase dari masing-masing fraksi pasir dengan nilai rata-rata sebesar 23,11 %, lanau 63,33 % dan lempung sebesar 13,56 %. Dari besaran nilai persentase fraksi tersebut terlihat bahwa secara keseluruhan yang lebih dominan di perairan muara Sungai Sambas adalah berjenis lanau (Gambar 5). Hasil ini serupa dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Harjono *et al.* (2017) bahwa sebaran jenis sedimen di bagian mulut muara Sungai Sambas adalah lanau. Hal ini diduga karena arus di lokasi penelitian tergolong dalam arus lemah yaitu sebesar 0,1 m/s (Tabel 2). Menurut Djurdjani (1998) dalam Sukryadi (2015) arus dikategorikan lemah jika kecepatannya < 0,4 m/s. Pernyataan ini sejalan dengan

Dwianti *et al.* (2017) yang menyatakan bahwa kecepatan arus yang dikategorikan lemah hanya dapat membawa jenis sedimen yang berukuran halus. Arus sungai yang memasuki air laut akan mengalami perlambatan, sehingga kemampuan mengangkut material berkurang dan akan mengendap pada bagian mulut muara (Davis, 1991).

Berdasarkan hasil perhitungan parameter statistik ukuran butir sedimen dasar diperoleh nilai diameter rata-rata berkisar antara 1,04 – 2,47 mm. Hasil ini menunjukkan bahwa di lokasi penelitian terdapat sebaran sedimen pada klasifikasi pasir halus (*fine sand*) dan pasir sedang (*medium sand*). Dalam penelitian ini ditemukan ukuran butir rata-rata paling besar terdapat pada Stasiun 1 dengan klasifikasi pasir halus, sedangkan delapan stasiun



Gambar 5. Peta sebaran fraksi sedimen dasar di perairan muara Sungai Sambas Sambas

lainnya terdapat klasifikasi pasir sedang. Untuk nilai *sortasi* diperoleh secara keseluruhan berkisar antara 0,93 - 1,50 mm. Rentang nilai tersebut mengindikasikan bahwa sebaran sedimen di perairan ini memiliki klasifikasi terpilah sedang (*moderately sorted*) dan terpilah buruk (*poorly sorted*). Nilai *sortasi* ini merupakan gambaran yang digunakan untuk mengukur dari sebaran rata-rata ukuran butiran sedimen (Allen, 1985; Wibisono, 2011).

Stasiun 1 memiliki nilai *sortasi* paling kecil yaitu 0,93 mm yang menunjukkan bahwa sedimen tersebut tersortasi terpilah sedang. Hasil ini sejalan dengan yang dinyatakan oleh Folk dan Ward (1957) semakin kecil nilai *sortasi* maka sedimen semakin tersortir dengan baik dengan penyebaran ukuran yang semakin sempit. Sedangkan pada stasiun lainnya didominasi dengan klasifikasi terpilah buruk. Menurut Ingmanson dan Wallace (1989) klasifikasi terpilah buruk diakibatkan oleh ukuran partikel yang terakumulasi secara acak. Hal ini disebabkan karena di kawasan muara sungai merupakan tempat pertemuan massa air sungai dan air laut dengan kondisi kecepatan arus yang cenderung tidak stabil sehingga menyebabkan ukuran butiran sedimen tidak terpilah dengan baik.

Nilai *skewness* diperoleh berkisar antara 0,54 - 1,45 mm dengan klasifikasi *very fine skewed*. Secara keseluruhan nilai *skewness* yang diperoleh dari hasil perhitungan masuk dalam kondisi condong positif yang artinya ukuran butiran sedimen lebih tersebar ke ukuran butiran yang halus. Hasil ini sesuai dengan pernyataan Surbakti (2010) bahwa *skewness* pada muara sungai berada pada kisaran rata-rata simetris, halus, hingga sangat halus. Sedangkan nilai *kurtosis* pada setiap stasiun berkisar antara 0,61 - 1,17 mm dengan klasifikasi

klasifikasi *platykurtic*, *mesokurtic*, *very platykurtic* dan *leptokurtic*. Hasil ini mengindikasikan bahwa sebaran frekuensi ukuran butir sedimen sangat terkonsentrasi di sekitar nilai rata-rata, dimana nilai *kurtosis* yang sangat tinggi dihasilkan dari pola sebaran yang didominasi oleh fraksi pasir sedang dan pasir halus.

## KESIMPULAN

Berdasarkan hasil penelitian jenis sedimen di perairan muara Sambas terdapat 3 tipe butiran sedimen yang diperoleh yaitu fraksi sedimen pasir, lanau dan lempung. Hasil persentase fraksi sedimen dasar diperoleh nilai rata-rata dari fraksi pasir 23,11 %, lanau 63,33 % dan lempung 13,56 %. Dari hasil persentase tersebut secara keseluruhan sebaran jenis sedimen dasar di perairan didominasi oleh lanau. Kondisi pasang surut daerah penelitian adalah campuran condong ke harian ganda dengan nilai rata-rata permukaan air laut 1,02 m dan kecepatan arus rata-rata sebesar 0,1 m/s. Hasil analisis parameter ukuran butir sedimen dasar dari nilai ukuran butir rata-rata ( $M_z$ ) berkisar antara 1,04 - 2,47 mm. Hasil tersebut menunjukkan bahwa pemusatan sedimen tersebut berada pada klasifikasi pasir halus (*fine sand*) dan pasir sedang (*medium sand*). Kemudian nilai *sortasi* yang diperoleh dari seluruh stasiun berkisar antara 0,93 - 1,50 dengan klasifikasi terpilah sedang (*moderately sorted*) dan terpilah buruk (*poorly sorted*), nilai *skewness* berkisar antara 0,54 - 1,45 mm dengan klasifikasi condong sangat halus dan nilai *kurtosis* pada setiap stasiun berkisar antara 0,61 - 1,17 mm dengan klasifikasi *platykurtic*, *mesokurtic*, *very platykurtic* dan *leptokurtic*.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Jurusan Ilmu Kelautan, FMIPA Universitas Tanjungpura yang telah memberikan kesempatan kepada penulis untuk mempublikasikan penelitian ini. Penelitian ini merupakan bentuk kerja sama dengan Pusat Pengkajian Sistem Energi Nuklir (BATAN) dan Universitas OSO.

## DAFTAR ACUAN

- Allen John R.L., 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. Published by Chapman and hall. London, UK, 272h.
- Azizi, M.I, Hariyadi, dan Atmodjo, W., 2017. Pengaruh gelombang terhadap sebaran sedimen dasar di Perairan Tanjung Kalian Kabupaten Bangka Barat. *Jurnal Oseanografi*, 6(1), 165-175.
- Blott, S.J and Pye, K., 2001. Gradistat : A Grain Size Distribution and Statistics Package For The Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. 26 :1237–1248.
- Boggs, S., 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publishing Company, Patrick Lynch, Londok, UK, 4th ed., 662h.
- Darlan Yudi, 1996. *Geomorfologi wilayah pesisir*. Aplikasi untuk penelitian wilayah pantai, Pusat Pengembangan Geologi Kelautan, Bandung, 96h.
- Davis, Richard A., Jr., 1991. *Oceanography : An Intruduction to The Marine Enviroment*, Wm.C. Brown Publisher, Iowa, USA, 516h.
- Dwianti, R.F., Widada, S., dan Hariadi. 2017. Distribusi Sedimen Dasar di Perairan Pelabuhan Cirebon, *Jurnal Oseanografi*, 6(1), 228-235.
- Dyer, K. 1986. *Coastal and estuarine sediment dynamics*. John Wiley and Sons, Chichester. 324p.
- Edwards, A.C, 2001. Grain Size and Sorting in Modern Beach Sands. *Journal of Coastal Research*, 17(1),38- 52.
- Friedman, G.M., 1961. Distinction between Dune, Beach and River Sands from Their Textural Characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, (31), 514-529.
- Folk, R.L., Ward, W.C. 1957. Brazos river bay: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sediment Petrol*, (27), 3-26.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rock*. Hemphill Publishing Company Austin, Texas, USA, 179h.
- Harjono, R.D.F., Rochaddi, B., Atmodjo, W. 2017. Sebaran Sedimen Dasar di Muara Sungai Sambas Kalimantan Barat. *Jurnal Oseanografi*, (6), 573-578.
- Ingmanson, D. E., dan W. J. Wallace, 1989. *Oceanography an Introduction*. Fourth Edition. Wadsworth Publishing Company. Belmont, California, 54p.
- Liu, J.T., Huang, J.S., Hsu, R.T, and Chyan, J.M. 2000. The coastal depositional system of a small mountain nous river: a perspective from grain size distributions. *Marine Geology*, (165), 63–86.
- Nugroho, S.H., dan Basit, A. 2014. Sebaran Sedimen Berdasarkan Analisis Ukuran Butir di Teluk Weda, Maluku Utara. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*, 6(1), 229-240.
- Nugroho, S.H., dan Putra, P.S. 2019. Karakteristik Sebaran Besar Butir Endapan Pantai Pulau Sumba, Nusa Tenggara Timur Berdasarkan Data Ukuran Butir dan Geokimia. *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, 20(3), 153-164.
- Pond, S and Pickard, G.L., 1983. *Introductory to Dynamical Oceanography*. Pegamon Press Ltd, New York, 2nd ed., 326h.
- Purnama, A.E., Hariadi, dan Saputro, S. 2015. Pengaruh Arus, Pasang Surut dan Debit Sungai Terhadap Distribusi Sedimen Tersuspensi di Perairan Muara Sungai Ciberes, Cirebon. *Jurnal Oseanografi*, 4(1), 74-84.
- Purnawan, S., Setiawan, I., dan Warmantin. 2012. Studi sebaran sedimen berdasarkan ukuran butir di perairan Kuala Gigieng, Kabupaten Aceh Besar, provinsi Aceh. *Depik*, 1(1), 31-36p.
- Purnawan, S., Haekal, A.H., Ichsan, S. dan Marwantim. (2015). Parameter Statistik Ukuran Butiran Pada Sedimen Berpasir Di Muara Kuala Gigieng, Kabupaten Aceh Besar. *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis*, 7(1), 15-21.
- Rifardi. 2008. *Tekstur Sedimen Sampling dan Analisis*. Universitas Riau Press, Pekanbaru, 99h.
- Setiawan, H., Subiandono, E. 2015. Konsentrasi Logam Berat pada Air dan Sedimen di Perairan Pesisir Provinsi Sulawesi Selatan. *Indonesian Forest Rehabilitation Journal*, 3(1), 67-79.
- Shepard, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24(3), 151-158.
- Surbakti, H. 2010. Pemodelan Sebaran Sedimen Tersuspensi dan Pola Arus di Pesisir Banyuasin, Sumatera Selatan. *Jurnal Segara*, 2(2), 42-48.
- Sukuryadi. 2015. Analisis Arus dan Gelombang Perairan Batu Belande Gili Asahan Desa Batu Putih Kecamatan Sekotong Lombok Barat, *Jurnal Paedagogia*, 12(2), 1-10.
- Wentworth, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*. 30, 377-392.
- Wibisono M.S., 2005. *Pengantar Ilmu Kelautan*. PT Gramedia Widiasarana, UI Press, Jakarta, 259h.



Wolanski Eric and Elliott Michael. 2007. *Estuarine Ecohydrology*. Oxford, Elsevier Science, UK, 2 nd ed., 322h.

Wyrтки Klaus, 1961. *Physical Oceanography of the Southeast Asian waters*. Scripps Institute

Oceanography, The University of California, La Jolla, California, Naga Report Vol. 2, 1085h.

Yugiswara, R.S., 2017. *Distribusi Sedimen Di Sekitar Muara Sungai Cimandiri Teluk Palabuhanratu Sukabumi* (Skripsi Sarjana). Institut Pertanian Bogor, Bogor



# SEBARAN ARUS GEOSTROPIK DAN TRANSPOR MASSA AIR DI PERAIRAN PULAU SUMBA, NUSA TENGGARA TIMUR

## *GEOSTROPHIC CURRENT AND WATER MASS TRANSPORT OF SUMBA ISLAND WATERS, NUSA TENGGARA TIMUR*

Try Al Tanto<sup>\*1,2</sup> dan Tri Hartanto<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Loka Riset Sumber Daya dan Kerentanan Pesisir, BRSDM KKP

<sup>2</sup> Program Studi Ilmu Kelautan, ITK, FPIK, Institut Pertanian Bogor

\*Email: try.altanto@gmail.com / try\_altanto@apps.ipb.ac.id

DOI : 10.32693/jgk.19.2.2021.691

Diterima : 27-11-2020, Disetujui : 07-12-2021

### ABSTRAK

Arus geostropik terjadi akibat gradien tekanan, serta dipengaruhi oleh gaya *Coriolis* sehingga menyebabkan pembelokkan arah aliran yang terjadi. Tujuan kajian adalah untuk mengetahui sebaran arus geostropik dan transpor massa air di perairan barat daya Pulau (P.) Sumba - NTT pada musim berbeda (musim timur dan peralihan I). Data yang digunakan adalah data sekunder, data hasil *reanalysis* karakteristik massa air. Pengolahan data menggunakan perangkat lunak *Ocean Data View* (ODV), dan perhitungan grafik arus geostropik memakai pengolah data *Excel*. Kisaran nilai densitas potensial ( $\sigma_t$ ) adalah 1022,18 – 1027,61 kg/m<sup>3</sup> (musim timur) dan 1021,33 – 1027,60 kg/m<sup>3</sup> (musim peralihan I), nilai densitas pada musim timur lebih tinggi. Sebaran kedalaman dinamik menunjukkan aliran air terjadi dari Stasiun (ST) 5 (terjauh dari Pulau (P) Sumba) menuju ST 1 (paling dekat P. Sumba). Arus geostropik terjadi terutama menuju ke arah barat, akibat pengaruh gaya *Coriolis*. Kecepatan arus geostropik pada musim timur antara ST 1 dan ST 2 adalah 0,09 – 10,45 cm/s, ST 2-3 adalah pada kisaran 0,07 – 14,52 cm/s, ST 3-4 pada kisaran 0,03 – 7,14 cm/s, dan ST 4-5 pada kisaran 0,02 – 2,49 cm/s. Kecepatan aliran arus pada musim peralihan I antara ST 1 dan ST 2 yaitu pada kisaran 0,03 – 8,55 cm/s, ST 2-3 pada kisaran 0,06 – 9,71 cm/s, ST 3-4 pada kisaran 0,0037 – 3,32 cm/s, dan ST 4-5 pada kisaran 0,0004 – 0,99 cm/s. Nilai transpor massa air pada perairan barat daya P. Sumba saat musim timur mencapai 1,35 - 4,46 Sv, sedangkan untuk musim peralihan I pada kisaran 0,32 – 3,43 Sv.

**Kata kunci:** densitas, arus geostropik, transpor massa air, Pulau Sumba

### ABSTRACT

*Geostrophic current is sea current caused by pressure gradient and Coriolis force ballance. Aim the study was to known geostrophic current and water mass transport in Sumba Island at different season (east and transition season I). The secondary data, reanalysis from characteristic of water mass. Processing data used Ocean Data View (ODV) software, also graphic of geostrophic current using Excel software. Potential density values ( $\sigma_t$ ) was 1022.18 – 1027.61 kg/m<sup>3</sup> (during the east season) dan 1021.33 – 1027.60 kg/m<sup>3</sup> (transition season I), density values on east season was highest. The distribution of dynamic depth indicates that water flow occurs from ST 5 from Sumba Island to ST 1 close to the coast, in line with the southeast monsoon winds.. Geotropic currents occur mainly to the west, due to the influence of the Coriolis force. Geostrophic current velocity (east season) between ST 1 and ST 2 is 0.09 – 10.45 cm/s, ST 2-3 is 0.07 – 14.52 cm/s, ST 3-4 0.03 – 7.14 cm/s, and ST 4-5 0.02 – 2.49 cm/s. Geostrophic current velocity between ST 1 and ST 2 during the transition season I is in the range 0.03 – 8.55 cm/s, ST 2-3 is in the range 0.06 – 9.71 cm/s, ST 3-4 is in*

*the range 0.0037 – 3.32 cm/s, and ST 4-5 is in the range 0.0004 – 0.99 cm/s. Transport of water mass values in Sumba Island during the east season and transition season I reached 1.35 – 4.46 Sv and 0.32 – 3.43 Sv, respectively.*

**Keyword:** *density, geostrophic current, transport of water mass, Sumba Island*

**Kontribusi:**

Try Al Tanto adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan Tri Hartanto adalah kontributor anggota.

## PENDAHULUAN

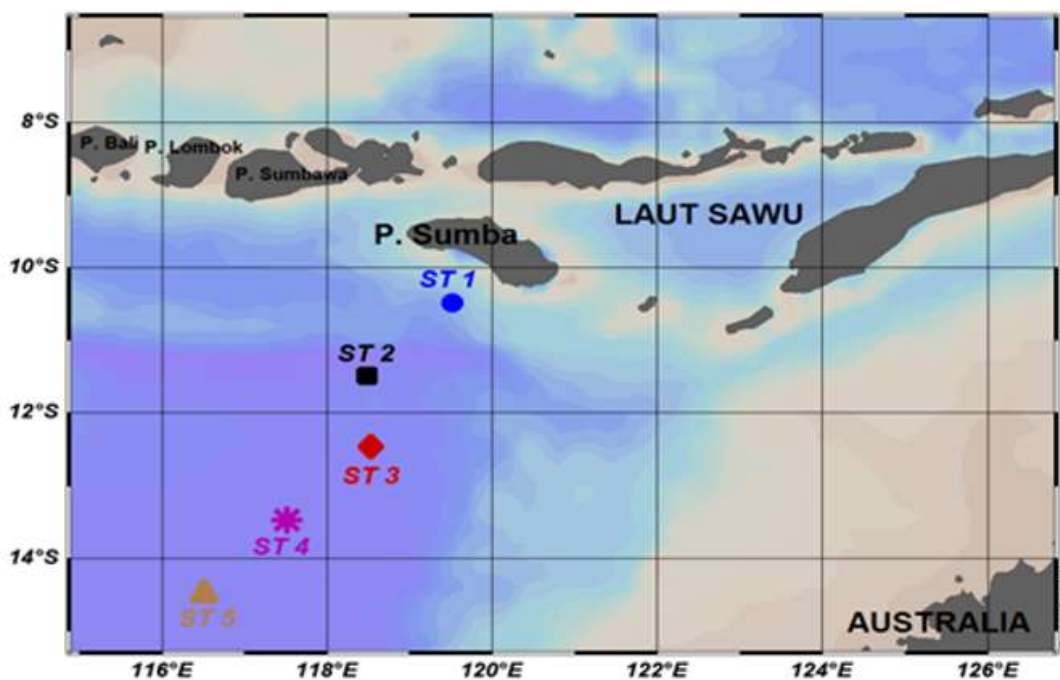
Arus laut merupakan gerakan mengalir suatu massa air yang disebabkan oleh pengaruh gaya internal dan gaya eksternal (Gross, 1990). Gaya internal yang dapat mempengaruhi arus laut diantaranya adalah perbedaan densitas air laut dan gradien tekanan horizontal (Pariwono, 1999 dalam Tanto dkk., 2017). Gaya eksternal yang dapat mempengaruhi arus laut adalah angin, gaya tarik bumi, gaya tarik matahari dan bulan terhadap bumi, gaya tektonik, dan gaya *Coriolis*. Arus laut di perairan dangkal (sekitar kawasan pantai), dapat dibangkitkan oleh gelombang laut, pasang surut laut, dan juga angin (Dahuri, 2013 dalam Tanto dkk., 2016). Angin pasat (*trade wind*) di wilayah dekat khatulistiwa menggerakkan air permukaan ke arah barat. Massa air laut pada musim barat bergerak dari Samudra Pasifik melalui Laut Mindanao, Laut Sulawesi, Selat Makasar, Laut Jawa, dan Laut Flores, Laut Banda kemudian menuju Laut Timor dan Laut Arafuru (Wyrтки, 1961 dalam Sudjono, 2004). Secara umum di Perairan Indonesia, arus laut yang terjadi dipengaruhi atau dibangkitkan oleh angin dan pasang surut (Sugianto dan Agus, 2007).

Arus geostropik merupakan gerakan massa air yang terjadi akibat keseimbangan gaya gradien tekanan dan gaya *Coriolis*, sehingga pada belahan bumi selatan di dekat katulistiwa, arah arus dibelokkan ke kiri. Salah satu contoh arus geostropik adalah massa air yang mengalir dari Samudra Pasifik menuju Samudra Hindia melalui Perairan Indonesia. Aliran massa air ini disebut Arus Lintas Indonesia (ARLINDO) (Gordon dkk., 1999; Hasanudin, 1998). Perbedaan tinggi paras laut antar samudra, yaitu paras muka laut Pasifik lebih tinggi dari pada Hindia merupakan salah satu penyebab terjadinya aliran ARLINDO (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). ARLINDO di wilayah perairan Indonesia bagian timur,

mempengaruhi sebaran vertikal massa air utama (Siregar dkk., 2017; Wijaya dkk., 2011). Transpor massa air ARLINDO yang dipengaruhi hembusan angin pasat, menimbulkan arus khatulistiwa utara dan selatan, yang membawa massa air dari bagian timur khatulistiwa Pasifik ke bagian baratnya (Sverdrup dkk., 1942).

Terdapat perbedaan arus geostropik permukaan yang terjadi di perairan Laut Jawa hingga Laut Arafuru setiap musimnya. Arus geostropik permukaan paling tinggi terjadi pada musim barat dengan kecepatan rata-rata sebesar 0,49 m/s dan arus geostropik paling lemah terjadi pada peralihan musim barat ke musim timur (musim peralihan I) dengan kecepatan sebesar 0,35 m/s (Ramadhan dkk., 2017). Hasil kajian lain menunjukkan bahwa kondisi ARLINDO pada saat bulan April dan Mei (Musim Peralihan I) memiliki kecepatan arus semakin tinggi menuju selatan Laut Flores dan sebagian menuju Samudra Hindia (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). Kecepatan ARLINDO semakin kuat pada musim peralihan ini, sedangkan massa air dari Laut Jawa mengalami pelemahan (Atmadipoera dan Hasanah, 2017). Perairan Selat Lombok merupakan salah satu aliran keluar ARLINDO dari Samudra Pasifik menuju Samudra Hindia. Selain itu, ARLINDO juga melewati Laut Sawu hingga menuju perairan P. Sumba dan selanjutnya mengalir ke arah Samudra Hindia (Gordon dkk., 1999). Kondisi ini akan memiliki dampak besar pada pencampuran dari massa air di sekitarnya. Lokasi kajian di sekitar perairan P. Sumba diasumsikan dipengaruhi ARLINDO.

Pulau Sumba berada pada wilayah administrasi Provinsi Nusa Tenggara Timur (Lazuardi dkk., 2014). Data arus pada perairan bagian selatan P. Sumba belum tersedia secara lengkap, sehingga kajian arus pada perairan ini menarik dilakukan. Hal ini dapat menjadi data



Gambar 1. Peta lokasi kajian / titik stasiun CTD, perairan P. Sumba – NTT

dasar pola/ sebaran arus laut secara umum di perairan ini, sebagai salah satu data untuk perencanaan pengembangan lokasi ini (**Gambar 1**). Pulau Sumba berbatasan dengan P. Sumbawa di sebelah barat laut, P. Flores di timur laut, sebelah timur bersebelahan dengan P. Timor, dan Australia di selatan dan tenggara. Laut Sawu terletak pada bagian timur dari pulau ini, serta Samudra Hindia pada sebelah selatan dan baratnya (**Gambar 1**).

Tujuan dilakukan kajian adalah untuk mengetahui sebaran arus geostropik di perairan bagian barat daya P. Sumba NTT pada musim berbeda, yaitu musim peralihan I (bulan April 2013) dan musim timur (bulan Agustus 2013).

## METODOLOGI

Data yang digunakan dalam kajian adalah data sekunder, diperoleh dari *Ocean Data View* (ODV, 2013). Data yang diperoleh merupakan hasil *reanalysis* / model (analisis kembali) dari data pengukuran alat *Conductivity Temperature Depth* (CTD) selama rentang waktu tahun 1955 – 2012. Data yang dipakai adalah karakteristik massa air yang terdiri dari data suhu, salinitas, dan tekanan (kedalaman). Pengolahan data dilakukan untuk memperoleh nilai densitas berdasarkan parameter suhu dan salinitas, kedalaman dinamik, dan arus geostropik di perairan tersebut.

Densitas ( $\rho$ ) didefinisikan sebagai perbandingan dari massa dengan volume suatu benda / zat ( $\text{g/cm}^3$  atau  $\text{kg/m}^3$ ). Densitas bergantung pada 3 parameter yaitu suhu ( $t$ ), salinitas ( $s$ ), dan tekanan ( $p$ ), densitas meningkat seiring dengan bertambahnya salinitas dan berkurangnya suhu, kecuali pada suhu di bawah densitas maksimum. Densitas memiliki simbol  $\rho_{s,t,p}$  disebut sebagai densitas *in-situ*, pada air laut rata-rata nilai densitas adalah sebesar  $1,025 \text{ gr/cm}^3$ . Secara umum, nilai densitas air laut dapat ditulis dalam symbol  $\sigma_{s,t,p}$  dengan persamaan berikut:

$$\sigma_{s,t,p} = (\rho_{s,t,p} - 1) \times 10^3 \quad (1)$$

Ketika penentuan nilai salinitas perairan laut pada tekanan udara,  $p = 0$ , sehingga #ymbol densitas disingkat menjadi  $\sigma_t = (\rho_{s,t,0} - 1) \times 10^3$  ( $\sigma_t$  sering disebut nilai *sigma-t*). Nilai  $\sigma_t$  tergantung pada densitas, suhu, dan salinitas yang dipertimbangkan, dan tidak memiliki satuan. Nilai  $\sigma_t$  pada air laut dengan suhu sebesar  $20^\circ\text{C}$  dan salinitas  $35^\circ/00$  ( $\rho = 1,02478$ ), sehingga ditulis  $\sigma_t = 24,78$ .

Secara tidak langsung, nilai densitas air laut dapat ditentukan dengan diperolehnya nilai suhu, salinitas, dan tekanan. Hubungan antara nilai densitas pada suhu  $0^\circ\text{C}$  dan salinitas  $S$ , (Sverdrup dkk., 1942) dapat diperoleh dengan persamaan (2) penentuan nilai salinitas dari titrasi *chlorinitas* adalah:

$$\Sigma_0 = -0,093 + 0,8148 Cl - 0,001570 Cl^2$$

$$+ 0,0000398 Cl^3 \quad (2)$$

Nilai  $\sigma_0$ ,  $Cl$  *chlorinitas*, dan salinitas dapat dilihat pada tabel *Hydrographical Knudsen's* untuk masing-masing  $0,01^\circ/00 Cl$ . Hubungan nilai densitas pada suhu  $0^\circ\text{C}$  dan salinitas ( $S$ ) disampaikan oleh Knudsen pada tahun 1901 (Neumann dan Pierson, 1966) adalah:

$$\sigma_0 = -0,069 + 1,4708 S - 0,000482 S^2 + 0,0000068 S^3 \quad (3)$$

Pengaruh suhu terhadap densitas sebagai akibat adanya pemuaian dari air laut, dapat ditulis dengan persamaan:

$$\sigma_t = \sigma_0 - D \quad (4)$$

$D$  merupakan suatu fungsi dari pengaruh suhu pada  $\sigma_0$  yang berbeda. Untuk pengaruh tekanan terhadap densitas oleh Ekman (Neumann dan Pierson, 1966)  $\rho_{s,t,p}$ , terdapat hubungan empiris untuk rata-rata kompresibilitas air laut pada tekanan berbeda. Nilai  $\sigma_t$  diperoleh dari densitas *in-situ*  $\sigma_{s,t,p}$  dari suatu contoh air laut.

Hubungan berbanding terbalik dari nilai densitas disebut dengan volume spesifik *in-situ*, dapat ditulis  $\alpha_{s,t,p} = 1 / \rho_{s,t,p}$ , secara lengkap dapat ditulis seperti persamaan berikut:

$$\overline{A_{s,t,p}} = \overline{\alpha_{35,0,p}} + \overline{\delta} \quad (5)$$

$\overline{\alpha_{35,0,p}}$  adalah volume spesifik pada lautan standar pada nilai salinitas  $35^\circ/00$ , suhu  $0^\circ\text{C}$ , dan dengan tekanan yang berbeda. Nilai  $\overline{\delta}$  adalah penyimpangan dari nilai volume spesifik antara lautan standar dan kondisi di lapangan (*real ocean*). Nilai dari  $\overline{\alpha_{s,t,p}}$  dapat ditulis sebagai  $\overline{\alpha_{s,t,p}} = \overline{\alpha_{35+\Delta s, 0+\Delta t, 0+\Delta p}}$ , dengan  $\overline{A s}$ ,  $\overline{A t}$ , dan  $\overline{A p}$  merupakan deviasi nilai salinitas, suhu, dan tekanan pada kondisi riil di laut dari nilai konstanta  $S = 35^\circ/00$ ,  $t = 0^\circ\text{C}$ , dan  $p = 0$ . Pengembangan dari  $\overline{\alpha_{s,t,p}}$  dalam *Taylor series* adalah:

$$\begin{aligned} \overline{\alpha_{35+\Delta s, 0+\Delta t, 0+\Delta p}} = & \overline{\alpha_{35,0,0}} + \frac{\partial \alpha}{\partial s} ds + \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt + \\ & \frac{\partial}{\partial s} \left( \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) ds + \frac{\partial \alpha}{\partial p} dp + \\ & \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial \alpha}{\partial s} ds \right) dp + \\ & \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) dp + \dots \quad (6) \end{aligned}$$

Komponen pertama pada persamaan (6) adalah konstan,  $\overline{\alpha_{35,0,0}} = 0,97264$ , dan 3 komponen setelah  $\overline{\alpha_{35,0,0}}$  ( $\frac{\partial \alpha}{\partial s} ds$ ;  $\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt$ ;  $\frac{\partial}{\partial s} \left( \frac{\partial \alpha}{\partial t} dt \right) ds$ ) menyatakan ketergantungan  $\alpha$  terhadap nilai suhu dan salinitas, dapat diperoleh dari hubungan terbalik dari nilai  $\sigma_t$ .

Komponen ke 5, 6, dan 7  $\left[\frac{\partial \alpha}{\partial p} dp; \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial s} ds\right) dp; \text{ dan } \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial t} dt\right) dp\right]$  adalah pengaruh dari tekanan terhadap volume spesifik saat suhu dan salinitas berbeda.

Anomali volume spesifik  $\bar{\delta}$  dapat ditulis seperti berikut:

$$\begin{aligned} \alpha_{s,t,p} &= \alpha_{35,0,p} + \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p} \\ &= \alpha_{35,0,p} + \bar{\delta} \end{aligned}$$

$\Delta_{s,t} = \alpha_{s,t,0} - \alpha_{35,0,0}$  menunjukkan anomali volume spesifik dari laut standar di bawah tekanan atmosfer, juga dapat ditulis dengan  $\alpha_{s,t,0} = \alpha_{35,0,0} + \Delta_{s,t}$ . Selanjutnya, dari persamaan densitas,  $\rho_{s,t} = (1 + \sigma_t) \times 10^3$ , sehingga diperoleh:

$$\Delta_{s,t} = \frac{1}{(1 + \sigma_t) \times 10^3} - 0,97264$$

$$\Delta_{s,t} = 0,02736 - \frac{\sigma_t \times 10^{-3}}{(1 + \sigma_t) \times 10^{-3}}$$

Nilai dari  $\Delta_{s,t}$ ,  $\delta_{s,p}$  dan  $\delta_{t,p}$  ini dapat dilihat juga dari tabel Sverdrup Appendix A-1 (Neumann dan Pierson, 1966), sehingga nilai anomali volume spesifik  $\bar{\delta}$  dapat ditentukan sebagai berikut:

$\bar{\delta} = \Delta_{s,t} + \delta_{s,p} + \delta_{t,p}$  Nilai anomali volume spesifik dapat juga ditentukan langsung dari nilai densitas *in-situ* (Tomczak dan Godfrey, 1994; Tomczak dan Godfrey, 2001):

$$\bar{\delta}(S, T, p) = \rho(S, T, p)^{-1} - \rho(0, 35, p)^{-1}$$

$$\bar{\delta}(S, T, p) = \frac{\rho_0 - \rho(S, T, p)}{\rho_0^2}$$

Nilai anomali volume spesifik antar kedalaman dirata-ratakan untuk mendapatkan anomali geopotensial pada masing-masing titik stasiun,  $\Delta\Phi$ .

$$\Delta\Phi = \int_{p1}^{p2} \bar{\delta} dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

Anomali geopotensial untuk masing masing stasiun dapat ditulis sebagai berikut (contoh untuk ST 1 dan ST 2):

$$\Delta\Phi_1 = \int_{p1}^{p2} \delta_1 dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

$$\Delta\Phi_2 = \int_{p1}^{p2} \delta_2 dp \approx \sum (\bar{\delta} \times \Delta p)$$

Anomali geopotensial atau kedalaman dinamik juga dapat ditentukan dengan rumus berikut (Tomczak dan Godfrey, 1994; Tomczak dan Godfrey, 2001):

$$D(p1, p2) = \int_{p1}^{p2} \delta(S, T, p) dp$$

Selanjutnya untuk mendapatkan nilai kecepatan arus geostropik antara 2 stasiun pengamatan dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut (Neumann dan Pierson, 1966; Pond dan Pickard, 1983):

$$C_2 - C_1 = v = \frac{10}{f\Delta x} \int_{p1}^{p2} \delta(S, T, p) dp$$

$$C_2 - C_1 = v = \frac{10}{f\Delta x} \left( \int_{p1}^{p2} \delta_2 dp - \int_{p1}^{p2} \delta_1 dp \right)$$

$$= \frac{10}{f\Delta x} (\Delta\Phi_2 - \Delta\Phi_1)$$

Variabel  $v$  merupakan kecepatan arus geostropik yang terjadi antara ST 1 dan ST 2. Variabel  $f$  adalah faktor Coriolis

( $f = 2 \Omega \sin \theta$ ),  $\theta$  menyatakan koordinat lintang titik stasiun CTD. Variabel  $\Delta x$  merupakan jarak antara ST 1 dan ST 2,  $p_1$  dan  $p_2$  tekanan di ST 1 dan ST 2.

## HASIL DAN PEMBAHASAN

### Sebaran Densitas (*Sigma-t*)

Kisaran nilai densitas ( $\sigma_t$ ) tiap-tiap stasiun pada musim timur bulan Agustus 2013 (**Gambar 2**), adalah ST 1 (22,18 – 27,61), ST 2 (22,21 – 27,60), ST 3 (22,23 – 27,60), ST 4 (22,28 – 27,60), dan ST 5 (22,38 – 27,60), dan dalam hal ini rentang nilai densitas ( $\sigma_t$ ) pada musim ini lebih tinggi dari musim peralihan I. Terlihat hingga pada kedalaman 1500 m (**Gambar 2**), nilai densitas tiap stasiun memiliki nilai yang sama, yaitu sebesar 27,60. Bahkan pada kedalaman tertentu ( $> 500$  m) nilai densitas tidak mengalami perubahan lagi (konstan).

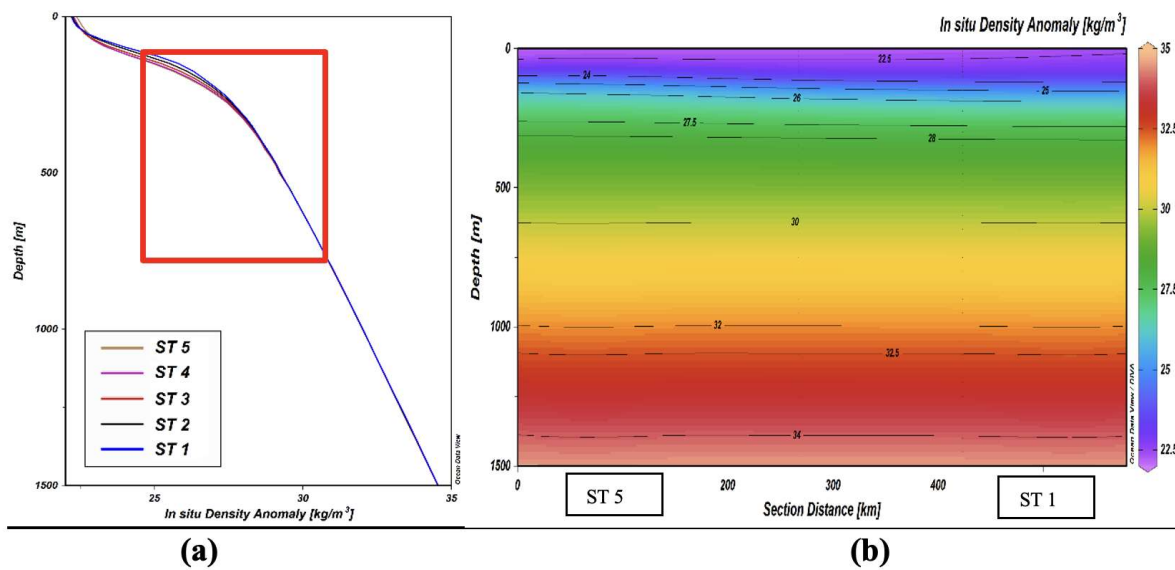
Hasil sebaran vertikal densitas air laut (**Gambar 2.a**) menunjukkan bahwa densitas air laut meningkat terhadap peningkatan kedalaman. Hal ini terjadi, karena selain akibat perubahan kedalaman (tekanan), densitas juga merupakan fungsi dari nilai suhu dan salinitas, densitas bertambah seiring dengan bertambahnya salinitas dan berkurangnya suhu. Sebaran densitas di perairan selatan Jawa (menghadap laut Hindia di selatannya sama dengan kondisi P. Sumba) pada tiap lapisan kedalaman semakin meningkat atau semakin tinggi nilai densitasnya seiring dengan bertambahnya kedalaman (Suhana dkk., 2018). Menurut Pond dan Pickard (1983), hubungan antara densitas terhadap salinitas dan temperatur adalah tidak linear, densitas lebih besar dipengaruhi oleh suhu bila dibandingkan pengaruh salinitas. Perbedaan nilai densitas secara umum antar titik stasiun pada perairan P. Sumba juga berbanding lurus dengan kondisi tersebut, terutama pada lapisan tercampur (permukaan), nilai rentang densitas secara umum adalah ST 1 < ST 2 < ST 3 < ST 4 < ST 5. Kondisi nilai suhu di ST 1 pada lapisan tercampur tersebut, yang dekat dengan perairan pesisir lebih besar dibandingkan dengan perairan laut lepas (ST 5) (**Gambar**

2a). Hal ini sesuai dengan hasil studi sebelumnya (Pond dan Pickard, 1983) bahwa nilai suhu perairan pada kondisi ini lebih berpengaruh terhadap densitas perairan. Hanya saja kondisi berbeda terjadi pada lapisan termoklin, dimana nilai densitas pada  $ST\ 1 > ST\ 2 > ST\ 3 > ST\ 4$ . Variabilitas nilai densitas terbesar juga terjadi hingga pada kedalaman termoklin, kemudian pada lapisan dalam (kedalaman  $> 500\ m$ ) perubahan densitas terlihat sangat kecil dan antar stasiun memiliki nilai densitas yang relatif sama (**Gambar 2**).

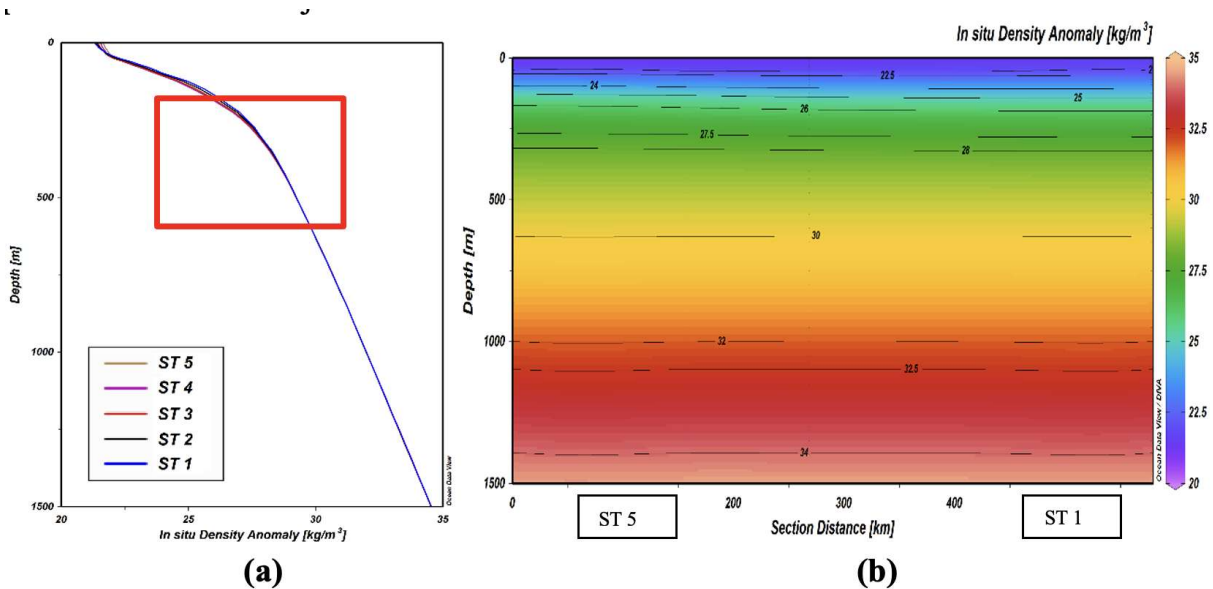
Berdasarkan profil melintang nilai densitas air laut perairan P. Sumba (**Gambar 2.b**), terlihat nilai densitas perairan di dekat pesisir (bagian kiri gambar) sedikit lebih besar dibandingkan dengan perairan laut lepas (bagian

kanan gambar). Hal ini dapat terjadi karena massa air yang dibawa oleh angin muson tenggara menyebabkan terjadinya penumpukkan massa air lebih banyak di ST 1 jika dibandingkan dengan ST 5. Penumpukkan massa air mengakibatkan tekanan bertambah dan menyebabkan densitas juga bertambah. Hasil dari sebaran melintang densitas juga memperlihatkan gambaran lapisan termocampur yang cukup tipis, lapisan *pycnocline* (sekitar kedalaman  $25 - 300\ m$ ), serta lapisan dalam  $>300\ m$ .

Musim peralihan I bulan April 2013 (**Gambar 3b**), memperlihatkan kisaran nilai densitas ( $\sigma_t$ ) di ST 1 adalah  $(21,33 - 27,60)$ , ST 2 adalah  $(21,39 - 27,60)$ , ST 3 adalah  $(21,45 - 27,60)$ , ST 4 adalah  $(21,55 - 27,60)$ , dan ST 5



**Gambar 2.** (a) Sebaran vertikal dan (b) Profil melintang densitas ( $\sigma_t$ ) perairan P. Sumba, pada musim timur (Agustus 2013).



**Gambar 3.** (a) Profil densitas terhadap kedalaman dan (b) Sebaran melintang densitas ( $\sigma_t$ ) perairan Pulau Sumba, musim peralihan I (April 2013).



adalah (21,66 – 27,60). Rentang nilai densitas ( $\sigma_t$ ) pada musim ini lebih rendah dibandingkan saat musim timur. Pola sebaran densitas perairan yang terbentuk pada musim peralihan I menunjukkan kesamaan dengan kondisi saat musim timur, yaitu kisaran densitas semakin tinggi dengan bertambahnya kedalaman perairan. Selain itu, di perairan laut lepas nilai kisaran densitas permukaan (lapisan tercampur) perairan lebih tinggi dibandingkan dekat dengan pesisir pantai. Perbedaan juga terjadi pada lapisan termoklin, dimana pola kisaran densitas perairan terjadi kebalikannya, densitas perairan pada ST 1 > ST 2

> ST 3 > ST 4 > ST 5. Kemudian pada lapisan dalam (kedalaman > 500 m) perubahan densitas terlihat sangat kecil, bahkan nilai densitas relatif sama antar titik stasiun pengamatan (**Gambar 3.a**).

Berdasarkan sebaran melintang densitas perairan pada musim peralihan I lebih terlihat jelas bahwa secara umum densitas perairan di dekat pesisir (bagian kiri gambar) sedikit lebih tinggi dibandingkan dengan perairan laut lepas (bagian kanan gambar) (**Gambar 3.b**).

Sebaran melintang kedalaman dinamik dapat dilihat pada **Gambar 4** dan sebaran vertikal anomali kedalaman

**Tabel 1.** Anomali volume spesifik  $\delta$  dan anomali geopotensial  $\Phi$  di ST 1

Kedalaman	St 1 (119,5°BT & 10,5°LS)			10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>					m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>	$Pa = m^2 s^{-2}$
	T (°C)	S	$\sigma_t$	$\Delta s, t$	$\frac{\delta s, p}{p}$	$\delta t, p$	$\delta$	$\bar{\delta}$	$\bar{\delta} \times \Delta p$	$\Sigma (\bar{\delta} \times \Delta p) = \Delta \Phi 1$
0	26,49	34,06	22,18	566,5	0,00	0,00	566,488			-2,7490
25	26,30	34,06	22,34	550,6	0,00	0,99	551,632	559	0,1398	-2,8887
50	25,61	34,09	22,69	517,5	0,00	1,97	519,473	536	0,1339	-3,0226
75	24,35	34,19	23,26	463,3	0,00	2,89	466,200	493	0,1232	-3,1458
100	22,25	34,32	24,07	385,3	0,00	3,68	388,980	428	0,1069	-3,2527
150	16,97	34,49	25,80	221,0	0,00	4,70	225,694	307	0,1537	-3,4064
200	14,28	34,54	26,67	138,0	0,00	5,58	143,584	185	0,0923	-3,4987
300	10,70	34,57	27,86	25,6	0,00	6,82	32,408	88	0,0880	-3,5867
400	8,93	34,58	28,63	-47,1	0,00	7,85	-39,201	-3	-0,0034	-3,5833
600	7,19	34,60	29,84	-161,6	0,00	9,90	-151,676	-95	-0,1909	-3,3925
800	5,68	34,60	30,97	-268,3	0,00	10,71	-257,570	-205	-0,4092	-2,9832
1000	4,77	34,61	32,03	-367,3	0,00	11,41	-355,877	-307	-0,6134	-2,3698
1500	3,40	34,67	34,56	-604,6	0,00	12,53	-592,027	-474	-2,3698	0

Sumber: Hasil pengolahan data (2019)

**Tabel 2.** Anomali volume spesifik  $\delta$  dan anomali geopotensial  $\Phi$  pada ST 2

Kedalaman	St 1 (119,5°BT & 10,5°LS)			10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>					m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>	$Pa = m^2 s^{-2}$
	T (°C)	S	$\sigma_t$	$\Delta s, t$	$\frac{\delta s, p}{p}$	$\delta t, p$	$\delta$	$\bar{\delta}$	$\bar{\delta} \times \Delta p$	$\Sigma (\bar{\delta} \times \Delta p) = \Delta \Phi 1$
0	26,49	34,06	22,18	566,5	0,00	0,00	566,488			-2,7490
25	26,30	34,06	22,34	550,6	0,00	0,99	551,632	559	0,1398	-2,8887
50	25,61	34,09	22,69	517,5	0,00	1,97	519,473	536	0,1339	-3,0226
75	24,35	34,19	23,26	463,3	0,00	2,89	466,200	493	0,1232	-3,1458
100	22,25	34,32	24,07	385,3	0,00	3,68	388,980	428	0,1069	-3,2527
150	16,97	34,49	25,80	221,0	0,00	4,70	225,694	307	0,1537	-3,4064
200	14,28	34,54	26,67	138,0	0,00	5,58	143,584	185	0,0923	-3,4987
300	10,70	34,57	27,86	25,6	0,00	6,82	32,408	88	0,0880	-3,5867
400	8,93	34,58	28,63	-47,1	0,00	7,85	-39,201	-3	-0,0034	-3,5833
600	7,19	34,60	29,84	-161,6	0,00	9,90	-151,676	-95	-0,1909	-3,3925
800	5,68	34,60	30,97	-268,3	0,00	10,71	-257,570	-205	-0,4092	-2,9832
1000	4,77	34,61	32,03	-367,3	0,00	11,41	-355,877	-307	-0,6134	-2,3698
1500	3,40	34,67	34,56	-604,6	0,00	12,53	-592,027	-474	-2,3698	0

Sumber: Hasil pengolahan data (2019)

**Tabel 3.** Anomali volume spesifik perairan P. Sumba

Depth [m]	Anomali volume spesifik ( $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ) perairan P. Sumba									
	Musim peralihan I (April 2013)					Musim timur (Agustus 2013)				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
0	6,4545	6,3977	6,3405	6,2413	6,1396	5,6435	5,6081	5,5881	5,5481	5,4514
25	6,2933	6,2805	6,2720	6,2032	6,1058	5,5983	5,5667	5,5661	5,5265	5,4153
50	5,7922	5,9048	5,9959	6,0042	5,9119	5,3801	5,4034	5,4602	5,4477	5,3327
100	4,3366	4,4592	4,5783	4,6246	4,5708	4,2841	4,4842	4,7546	4,8895	4,8735
150	3,0266	3,1845	3,3468	3,4390	3,4572	2,8668	3,1498	3,4211	3,6300	3,6917
200	2,3688	2,4796	2,5980	2,6655	2,6740	2,2624	2,3845	2,5343	2,6763	2,7466
300	1,6243	1,6573	1,6969	1,7216	1,7265	1,5883	1,6292	1,6739	1,7161	1,7319
400	1,3067	1,3253	1,3370	1,3493	1,3558	1,3107	1,3167	1,3292	1,3435	1,3518
500	1,1731	1,1829	1,1837	1,1857	1,1917	1,1671	1,1836	1,1892	1,2037	1,2110
750	0,9439	0,9474	0,9398	0,9349	0,9317	0,9352	0,9366	0,9347	0,9343	0,9342
1000	0,8010	0,8055	0,8064	0,8057	0,8035	0,7760	0,7840	0,7866	0,7900	0,7925
1500	0,6020	0,6028	0,6047	0,6037	0,6029	0,5933	0,5976	0,5997	0,6008	0,6016

Sumber: Hasil pengolahan data (2019 dan 2020)

dinamik pada **Gambar 5**. Kedalaman dinamik dapat diperoleh sebelumnya dengan menetapkan kedalaman acuan yang disebut sebagai *level of no motion* pada perairan P. Sumba. Istilah *level of no motion* dapat diartikan sebagai suatu kedalaman yang tidak terjadi lagi pergerakan massa air antar dua titik stasiun yang berdekatan (Neumann dan Pierson, 1966). Hal ini ditandai juga dari nilai densitas potensial pada suatu kedalaman sudah tidak mengalami perubahan lagi. Terlihat dari sebaran vertikal densitas (**Gambar 2.a**), densitas mulai mengalami perubahan yang sangat kecil dari kedalaman >1000-1500 m. Kemungkinan nilai dari level acuan dapat terjadi pada kedalaman >1500 m, namun karena kedalaman maksimal dari data yang dimiliki hanya sebesar 1500 m, sehingga kedalaman paling dalam ini dapat dianggap sebagai *level of no motion* pada perairan ini.

Melihat dari sebaran horizontal (**Gambar 4 dan 5**), terlihat bahwa nilai kisaran kedalaman dinamik lebih tinggi terjadi pada ST 4 pada perairan laut lepas dan berlanjut hingga ST 1 yang dekat dengan perairan pesisir, baik dari permukaan maupun hingga kedalaman paling bawah. Hal ini dapat terlihat jelas pada topografi kedalaman dinamik (**Gambar 6**), dengan kisaran kedalaman dinamik saat musim timur pada ST 1 adalah 0 – 2,0991 dyn m, ST 2 pada kisaran 0 – 2,1435 dyn m, ST 3 pada kisaran 0 – 2,1924 dyn m, ST 4 pada kisaran 0 – 2,2272 dyn m, dan ST 5 0 – 2,2310 dyn m. Nilai kisaran kedalaman dinamik saat musim peralihan I adalah ST 1 (0 – 2,1710 dyn m), ST 2 (0 – 2,2072 dyn m), ST 3 (0 – 2,2393 dyn m), ST 4 (0 – 2,2534 dyn m), dan ST 5 (0 – 2,2475 dyn m). Nilai kedalaman dinamik sebesar 0 pada kedala-

man paling bawah (1500 m), karena pengaturan level referensi (*level of no motion*) pada tiap-tiap stasiun diberikan pada kedalaman 1500 m. Hal ini menunjukkan aliran air berasal dari perairan laut lepas menuju ke perairan dekat pesisir pantai P. Sumba. Perbedaan nilai kedalaman dinamik antar stasiun (Nilai anomali kedalaman dinamik) (**Gambar 6**) menunjukkan bahwa nilai anomali kedalaman dinamik terbesar terjadi antara ST 2 dan 3, diikuti selanjutnya dengan ST 1 dan 2, dan kisaran paling rendah antara ST 3 dan 4. Hal ini dapat menunjukkan bahwa aliran air cukup besar terjadi antara ST 3 dan ST 2. Indikasi kuat aliran ARLINDO dapat berada di antara ST 2 dan 3, terutama pada lapisan permukaan hingga lapisan termoklin.

Kondisi berbeda terjadi pada lapisan di bawah lapisan termoklin (> 300 m), dimana nilai kedalaman dinamik antara ST 1 dan 2 lebih besar, sedangkan antara ST 2-3 dan antara ST 3-4 memiliki anomali kedalaman dinamik yang relatif sama. Perhitungan nilai kedalaman dinamik (geopotensial) dan anomali volume spesifik pada ST 1 dan ST 2 dapat dilihat pada **Tabel 1 dan 2**. Profil kedalaman dinamik hanya digambarkan pada beberapa kedalaman tertentu saja, yaitu di permukaan (0 m), kedalaman 100 m, 200 m, 500 m, 1000 m, dan 1500 m. Profil kedalaman dinamik (**Gambar 6**), memperlihatkan bahwa aliran terjadi dari ST 5 yang berada di laut lepas dari P. Sumba menuju ST 1 berdekatan dengan pesisir P. Sumba. Nilai terbesar terjadi pada lapisan permukaan hingga kedalaman termoklin sekitar 100 m, namun aliran tersebut diblokkan ke arah kiri karena berada pada BBS, sehingga digambarkan oleh tanda titik yang berarti menuju pengamat. Artinya aliran yang terjadi dari perairan lepas pantai menuju perairan pesisir bagian utara,

kemudian dibelokkan sehingga terjadi aliran ke arah barat.

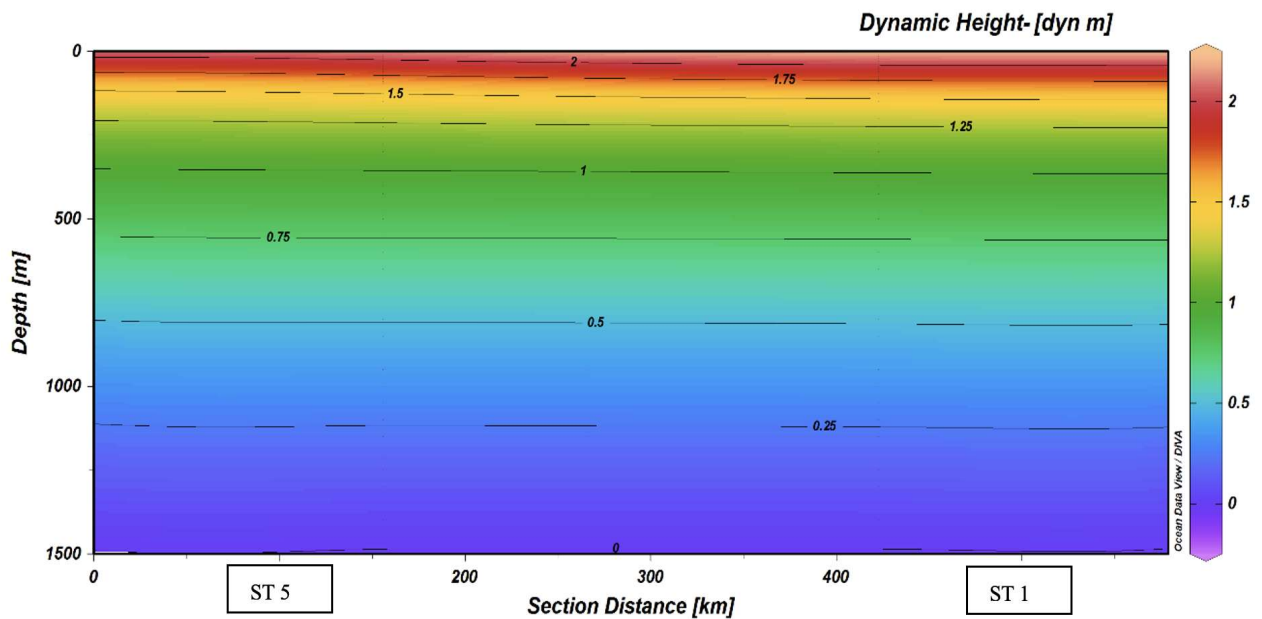
**Sebaran Anomali Volume Spesifik, Kedalaman Dinamik, dan Anomali Kedalaman Dinamik**

Hasil perhitungan secara manual rumus anomali volume spesifik dan kedalaman dinamik (geopotensial), untuk ST 1 dan ST 2 musim timur pada perairan P. Sumba diperlihatkan pada **Tabel 1** dan **2**, sedangkan nilai anomali volume spesifik secara lengkap untuk setiap stasiun terdapat pada **Tabel 3**.

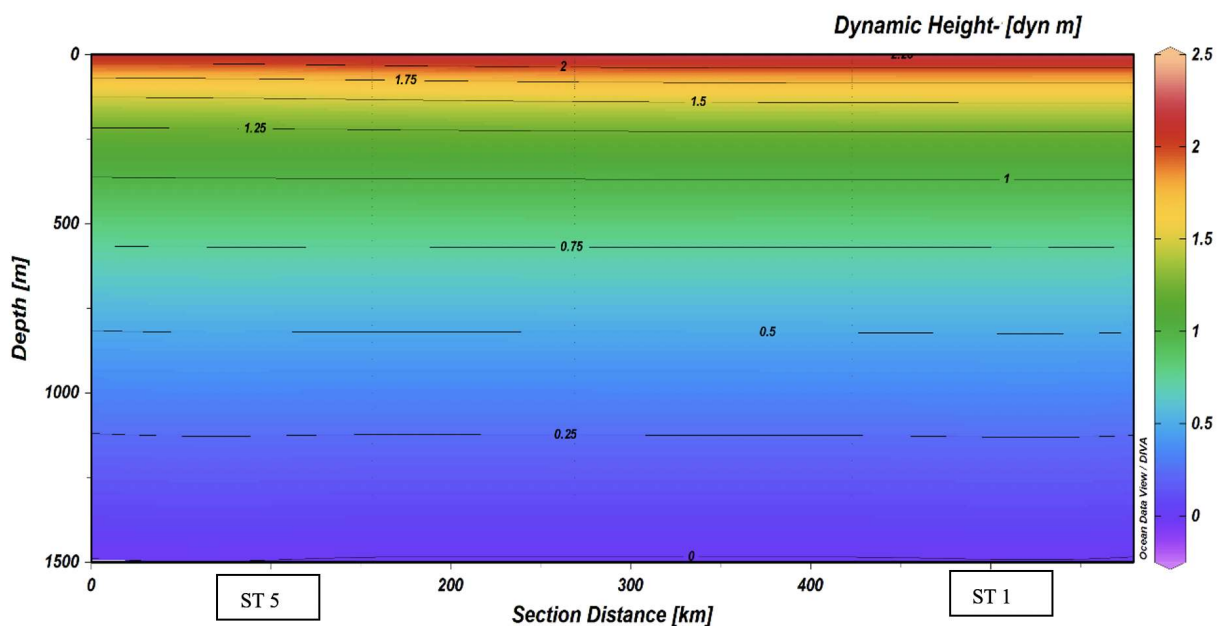
Nilai kisaran anomali volume spesifik saat musim timur (Agustus 2013) di ST 1 adalah  $((0,59 - 5,64) \times 10^{-6})$

$m^3/kg$  (**Tabel 1**), ST 2  $((0,6 - 5,6) \times 10^{-6} m^3/kg)$  (**Tabel 2**), ST 3  $((0,60 - 5,59) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , ST 4  $((0,60 - 5,55) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , dan ST 5  $((0,60 - 5,45) \times 10^{-6} m^3/kg)$ . Nilai kisaran anomali volume spesifik pada musim peralihan I adalah ST 1  $((0,60 - 6,45) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , ST 2  $((0,60 - 6,40) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , ST 3  $((0,60 - 6,34) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , ST 4  $((0,60 - 6,24) \times 10^{-6} m^3/kg)$ , dan ST 5  $((0,60 - 6,14) \times 10^{-6} m^3/kg)$  (**Tabel 3**).

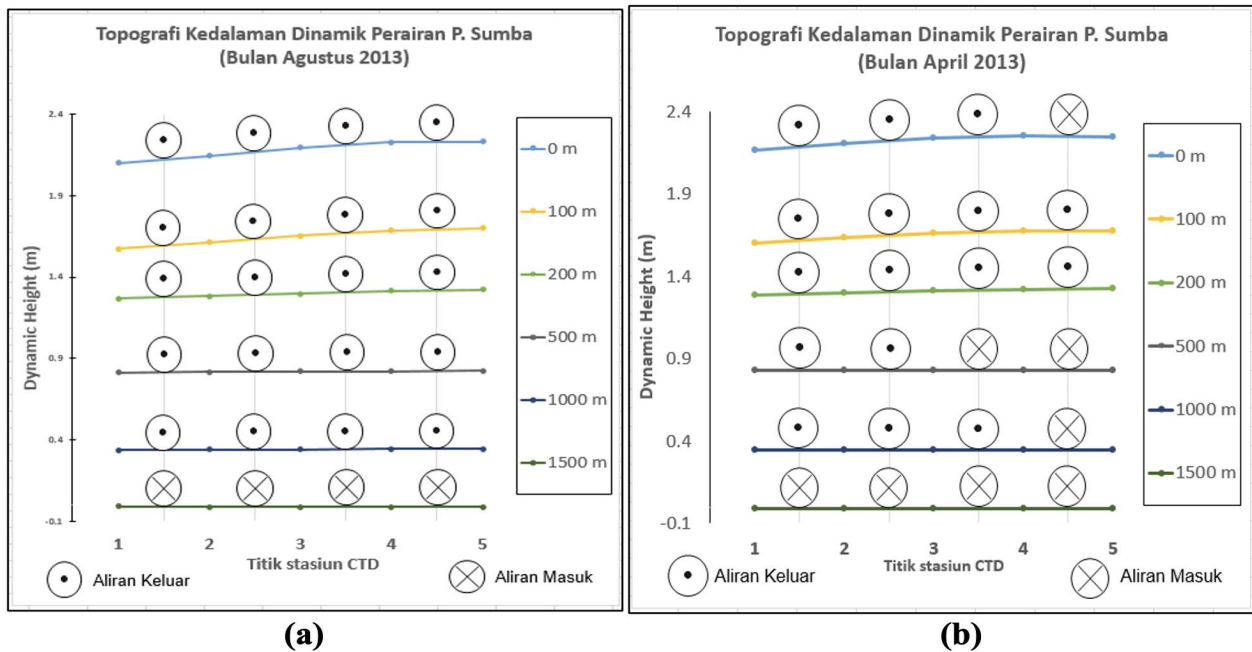
**Arus Geostropik dan Transpor Massa Air**



**Gambar 4.** Sebaran horizontal kedalaman dinamik perairan P. Sumba pada musim timur (bulan Agustus 2013)



**Gambar 5.** Sebaran horizontal kedalaman dinamik perairan P. Sumba pada musim peralihan I (bulan April 2013).



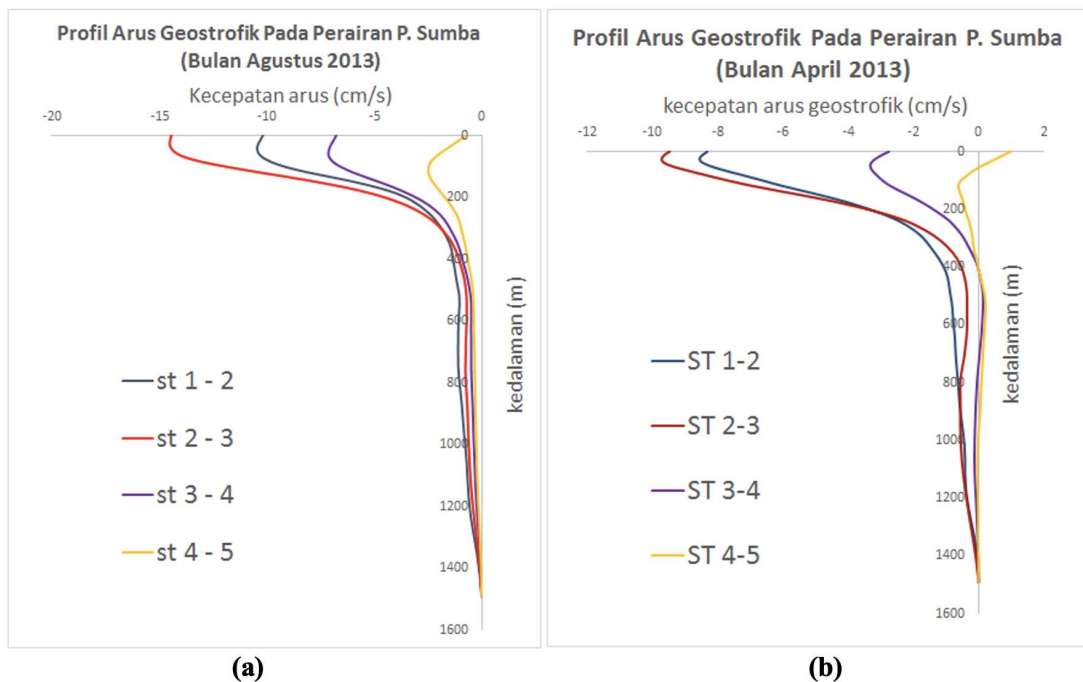
**Gambar 6.** Topografi kedalaman dinamik antara stasiun berdekatan pada perairan P. Sumba: a. musim timur (Agustus 2013) dan b. musim peralihan I (April 2013).

Arus geostropik terjadi akibat pengaruh gradien tekanan mendatar yang diimbangi oleh gaya *Coriolis*. Kecepatan arus geostropik saat musim timur antara ST 1 dan ST 2 adalah  $-0,09$  cm/s sampai dengan  $-10,45$  cm/s, antara ST 2 dan ST 3 sebesar  $-0,07$  –  $-14,52$  cm/s, antara ST 3 dan ST 4 sebesar  $-0,03$  –  $-7,14$  cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar  $-0,02$  –  $-2,49$  cm/s. Parameter arus laut merupakan besaran vektor yang memiliki nilai kecepatan dan arah, sehingga nilai minus (-) artinya arah arus secara horizontal (zonal, arah timur-barat) menuju ke arah barat (kiri) (**Gambar 7**). Nilai kecepatan arus geostropik antara ST 2 dan ST 3 memiliki nilai yang lebih besar dari pada antara ST 1 dan ST 2, antara ST 3 dan ST 4, dan juga antara ST 4 dan ST 5. Hal ini dapat terjadi karena lintasan dari Arus Lintas Indonesia (sekitar kedalaman  $< 200$  m) berada pada jalur antara ST 2 dan ST 3 tersebut. Selain itu, posisi ST 2 dan ST 3 tegak lurus (**Gambar 1**) terhadap lintasan arus, berbeda dengan posisi antara stasiun lainnya yang lebih miring. Sedikit berbeda dari kejadian arus geostropik pada musim timur, pada musim peralihan I, terdapat nilai kecepatan arus lebih rendah. Kecepatan arus geostropik antara ST 1 dan ST 2 adalah  $-0,03$  sampai dengan  $-8,55$  cm/s, antara ST 2 dan ST 3 sebesar  $-0,06$  –  $-9,71$  cm/s, antara ST 3 dan ST 4 sebesar  $-0,0037$  –  $-3,32$  cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar  $0,0004$  –  $0,99$  cm/s. Menariknya, kejadian arus geostropik pada permukaan (lapisan tercampur) antara ST 4 dan 5 terdapat perbedaan sendiri dari kejadian arus antar stasiun lainnya, dimana pada lokasi ini arah arus lebih dominan ke arah kanan (tenggara).

Arah arus geostropik yang cenderung menuju barat sangat menguatkan bahwa gerakan arus yang dari perairan laut lepas menuju perairan pantai akibat kuatnya pengaruh angin pasat, kemudian dibelokkan ke kiri pada Belahan Bumi Selatan (BBS) oleh gaya *Coriolis* sehingga

menjadi ke arah barat. Selain itu, di bagian selatan lokasi penelitian berdasarkan hasil penelitian Alawiyah dkk. (2018) dengan menggunakan satelit altimetri, diperoleh bahwa vektor dominan dari arus geostropik pada musim timur dari Benua Australia menuju Benua Asia, dengan pengaruh dari angin muson timur yang dominan. Hasil dari Ramadyan dan Radjawane (2013) memperlihatkan bahwa pergerakan angin tenggara (bulan Juni-Agustus) dari Benua Australia menuju Laut Timor dan Laut Banda, kemudian terlihat aliran arus geostropik pada musim tenggara atau timur tersebut dari Laut Banda menuju Laut Timor, hingga Samudra Hindia. Tentunya sebelum mencapai Samudra Hindia, aliran arus tersebut juga melewati perairan barat daya dari P. Sumba. Hal ini menunjukkan adanya pembelokkan aliran arus menuju barat daya melalui Laut Timor tersebut yang terjadi akibat pengaruh gaya *Coriolis*.

Tanspor massa air yang terjadi saat musim timur, antara ST 1 dan ST 2 sekitar  $4,46$  Sv (barat), antara ST 2 dan ST 3 sebesar  $3,57$  Sv (barat), antara ST 3 dan ST 4 sebesar  $2,94$  Sv (barat), dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar  $1,35$  Sv (barat). Kondisi saat musim peralihan I, nilai tanspor massa air sedikit lebih rendah, yaitu antara ST 1 dan ST 2 sekitar  $3,43$  Sv (barat), antara ST 2 dan ST 3 sebesar  $2,42$  Sv (barat), antara ST 3 dan ST 4 sebesar  $1,11$  Sv (dominan barat), dan antara ST 4 dan ST 5 sebesar  $0,32$  Sv (barat dan tenggara). Karena cukup besarnya aliran arus kuat pada lapisan bawah antara ST 1 dan ST 2 menyebabkan tanspor massa air juga lebih besar diantara titik tersebut. Hal ini cukup mendekati, dari estimasi volume tanspor Arlindo dari berbagai studi menunjukkan variasi yang sangat besar yakni antara  $1,7 - 18,6 \pm 7$  Sv ( $1$  Sv =  $10^6$  m<sup>3</sup>/s) (Godfrey, 1996; Gordon dkk., 1999; Purba dan Atmadipoera, 2005).



**Gambar 7.** Profil arus geostropik perairan P. Sumba: (a) pada musim timur (bulan Agustus 2013) dan (b) musim peralihan I (April 2013)

## KESIMPULAN

Hasil sebaran kedalaman dinamik pada musim timur menunjukkan gradien tekanan dari selatan (ST 5) ke utara (ST 1), akibat pengaruh gaya Coriolis dibelokkan sehingga arah Arus geostropik menuju ke arah barat. Kecepatan aliran antara ST 1 dan ST 2 pada kisaran 0,09 – 10,45 cm/s, antara ST 2 dan ST 3 pada kisaran 0,07 – 14,52 cm/s, antara ST 3 dan ST 4 pada kisaran 0,03 – 7,14 cm/s, dan antara ST 4 dan ST 5 pada kisaran 0,02 – 2,49 cm/s. Nilai transpor massa air di perairan barat daya P. Sumba pada musim tenggara mencapai 1,35 – 4,46 Sv, sedangkan pada musim peralihan I (lebih rendah) pada kisaran 0,32 – 3,43 Sv.

## DAFTAR ACUAN

- Ocean Data View [ODV]. (2013). *World Ocean Atlas 2013*. Ocean Data View. <http://odv.awi.de/data/ocean/world-ocean-atlas-2013/>
- Alawiyah, E. A., Sasmito, B., & Bashit, N. 2018. Analisis Pola Arus Geostropik Perairan Samudera Hindia Untuk Identifikasi Upwelling Menggunakan Data Satelit ALTIMETRI. *Jurnal Geodesi UNDIP*, 7(1), 68–78.
- Atmadipoera, A. S., & Hasanah, P. 2017. Karakteristik dan Variabilitas Arlindo Flores dan Koherensinya Dengan Arus Pantai Selatan Jawa. *Jurnal Ilmu Dan Teknologi Kelautan Tropis*, 9(2), 537–556. <https://doi.org/10.29244/jitkt.v9i2.19289>
- Godfrey, J. 1996. The Effect of The Indonesian Res., Throughflow on Ocean Circulation and Heat Exchange with The Atmosphere: A Review. *Jurnal Geophysic Res.*
- Gordon, A. L., Susanto, R. D., & Field, A. L. 1999. Throughflow Within Makassar Strait. *Jurnal Geophys. Res. Letters*, 26, 3325–3328.
- Gross, M. G. 1990. *Oceanography: A View of Earth*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliff.
- Hasanudin, M. 1998. Arus Lintas Indonesia (ARLINDO). *Jurnal Oseana*, XXIII(2), 1–9.
- Lazuardi, M. E., Sanjaya, W., Hutasoit, P., Welly, M., & Subijanto, J. 2014. *Survei Biofisik dan Sosial Ekonomi di Selatan Pulau Sumba – Provinsi Nusa Tenggara Timur*.
- Neumann, G., & Pierson, W. J. 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall.
- Pond, S., & Pickard, G. L. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. (Two Editio). Department of Oceanography - University of British Columbia.
- Purba, M., & Atmadipoera, A. S. 2005. Variabilitas Anomali Tinggi Paras Laut (TPL) dan Arus Geostropik Permukaan Antara L. Sulawesi, S. Makassar dan S. Lombok dari Data Altimeter TOPEX/ERS2. *Jurnal Ilmu-Ilmu Perairan Dan Perikanan Indonesia*, 12(2), 139–152.
- Ramadhan, M., Jumarang, M. I., & Apriansyah. 2017. Kondisi musiman Arus Geostropik

- Permukaan di Perairan Laut Jawa Hingga Laut Arafuru. *Prisma Fisika - UNTAN*, 5(3). <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.26418/pf.v5i3.22003>
- Ramadyan, F., dan Radjawane, I. M. 2013. Arus Geostropik Permukaan Musiman di Perairan Arafura-Timor. *Jurnal Ilmu Dan Teknologi Kelautan Tropis*, 5(2), 261–272.
- Siregar, S. N., Sari, L. P., Purba, N. P., Pranowo, W. S., Syamsuddin, M. L. 2017. Pertukaran Massa Air di Laut Jawa Terhadap Periodisitas Monsun dan Arlindo pada Tahun 2015. *Jurnal Depik Unsyiah*, 6(1), 44–59. <https://doi.org/10.13170/depik.6.1.5523>
- Sudjono, E. H. 2004. Studi Variabilitas Arus Lintas Indonesia di Indonesia bagian timur. Tesis Magister Institut Teknologi Bandung.
- Sugianto, D. N., & ADS, A. 2007. Studi Pola Sirkulasi Arus Laut di Perairan Pantai Provinsi Sumatera Barat. *Jurnal Ilmu Kelautan UNDIP*, 12(2), 79–92.
- Suhana, M. P., Utama, F. G., Putra, A. P., Zibar, Z., Papatungan, M. S., Erawan, M. T. F., & Kolibongso, D. 2018. Pola dan Karakteristik Sebaran Medan Massa, Medan Tekanan dan Arus Geostropik Perairan Selatan Jawa. *Jurnal Dinamika Maritim*, 6(2), 20–25.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., & Fleming, R. H. 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*.
- Tanto, T. Al, Husrin, S., Wisna, U. J., Putra, A., Putri, R. K., & Ilham. 2016. Karakteristik Oseanografi Fisik (Batimetri, Pasang Surut, Gelombang Signifikan dan Arus Laut) Perairan Teluk Bungus. *Jurnal Kelautan Trunojoyo*, 9(2), 107–121.
- Tanto, T. Al, Wisna, U. J., Kusumah, G., Pranowo, W. S., Husrin, S., Ilham, & Putra, A. 2017. Karakteristik Arus Laut Perairan Teluk Benoa – Bali. *Jurnal Ilmiah Geomatika*, 23(1), 37–48.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 1994. *Regional Oceanography: An Introduction*. Copyright © 1994 M. Tomczak, M. dan J. S. Godfrey.
- Tomczak, M., & Godfrey, J. S. 2001. *Regional Oceanography: An Introduction* (Published). Printed and bound by Butler & Tanner Ltd, London.
- Wijaya, R., Setiawan, F., & Fitriani, S. D. 2011. Kajian Fenomena Arlindo di Laut Seram dan Kaitannya dengan Perubahan Iklim Global. *Seminar Internasional Kelautan*.



# ASOSIASI FASIES & REKONSTRUKSI PALEOGEOGRAFI PADA ZONA TRANSISI FORMASI TALANGAKAR, CEKUNGAN ASRI, LEPAS PANTAI BLOK TENGGARA SUMATRA, INDONESIA

## *FACIES ASSOCIATION & PALAEOGEOGRAPHY RECONSTRUCTION OF TRANSITION INTERVAL TALANGAKAR FORMATION, ASRI BASIN, OFFSHORE SE SUMATRA, INDONESIA*

Dwandari Ralanarko<sup>\*</sup>, M. Iqbal Ramadhan<sup>1</sup>, Lili Fauzielly, Winantris, Ildrem Syafri, dan Abdurrokhim<sup>2</sup>

1 Pertamina Hulu Energi OSES – TAF Technical Interests Group, Menara Standard Chartered, Jl. Prof. Dr. Satrio No.26, Karet Semanggi, Seritabudi, Jakarta Selatan, DKI Jakarta 12950

2 Post-Graduate Program, Faculty of Geological Engineering – Universitas Padjadjaran, Jl. Raya Bandung – Sumedang KM 21, Jatinangor, Jawa Barat 45363

\*Email: [dwandari.ralanarko@pertamina.com](mailto:dwandari.ralanarko@pertamina.com) / [dwandari20001@mail.unpad.ac.id](mailto:dwandari20001@mail.unpad.ac.id)

DOI : 10.32693/jgk.19.2.2021.736

Diterima : 20-11-2021, Disetujui : 30-12-2021

### ABSTRAK

Area Widuri terletak pada konfigurasi antiklin tersesarkan pada *back arc basin* Cekungan Asri, Sumatera Tenggara yang berumur Paleogen. Di lapangan Widuri pemboran eksplorasi pertama kali dilakukan pada tahun 1988 mencapai reservoir Batupasir Formasi Talangakar. Penelitian terdahulu belum pernah mengintegrasikan data sumur dan data seismik 3D untuk mengidentifikasi sebaran reservoir batupasir dan rekonstruksi paleogeografi, sehingga perlu dilakukan penelitian pada interval reservoir 35-A dan 34-B yang merupakan dua dari enam reservoir produktif di Lapangan Widuri. Tujuan penelitian ini adalah untuk pengkarakterisasian asosiasi fasies dan rekonstruksi paleogeografi dengan mengintegrasikan data deskripsi batuan inti, petrografi, log tali kawat (*wirelog*), biostratigrafi, uji sumur, dan seismik 3D. Metode yang digunakan meliputi analisis fasies dan lingkungan pengendapan, analisis stratigrafi sikuen, pemetaan struktur, geometri reservoir, hingga rekonstruksi pengendapan.

Hasil analisis pada interval 35-A dan 34-B tersusun atas sembilan litofasies yaitu, F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7, F8, F9. Interval 35-A menunjukkan lingkungan pengendapan *Fluvial* dengan 3 asosiasi fasies yaitu, *fluvial channel*, *floodplain*, dan *swamp*, sedangkan pada interval 34-B menunjukkan lingkungan pengendapan *Fluvio-Tide Delta* dengan 3 asosiasi fasies yaitu, *tributary channel*, *tidal flat*, dan *swamp*. Distribusi fasies *channel* digambarkan pada analisis geometri, stratigrafi sikuen, dan seismik 3D yang menunjukkan arah pengendapan dengan arah Baratlaut – Tenggara.

Data biostratigrafi berupa kemunculan akhir fosil polen berumur Oligosen Akhir dan kemunculan awal fosil foraminifera berumur Miosen Awal menunjukkan perubahan paleolingkungan secara gradual dari *terrestrial* (darat) menjadi transisi, serta paleoklimat dari iklim basah menjadi iklim kering yang terjadi pada rentang umur Oligosen Akhir – Awal Miosen. Berdasarkan data batuan inti yang menunjukkan perubahan litofasies Batupasir simpang siur dan Batulempung masif menjadi Batupasir *flaser* dan Batulempung *lenticular* mencirikan pengaruh dari pasang surut air laut yang dikontrol oleh curah hujan dan iklim. Paleogeografi pada Interval 35-A dan 34-B secara umum mengikuti dua tahapan perekahan tektonik yaitu: 1) fase *late syn-rift* dicirikan oleh lingkungan sungai berkelok dan dataran *Alluvial* pada interval 35-A (Oligosen Akhir); 2) fase *early post-rift*, dicirikan oleh lingkungan sungai berkelok dan *deltaic* pada interval 34-B (Miosen Awal).

**Kata kunci:** biostratigrafi, Cekungan Asri, rekonstruksi, paleogeografi, Talangakar, Widuri



## **ABSTRACT**

*Widuri Area is a faulted anticline located in Tertiary back arc basin, Asri Basin, Southeast Sumatera. Widuri Field was drilled for the first time in 1988, precisely in the sandstone reservoir of Talangakar Formation. The previous research on Widuri Field were not utilizing well data and 3D seismic data to identify the distribution of sandstone reservoirs and paleogeographic reconstruction. This research focuses on reservoir characterization and paleogeography reconstruction at interval 35-A and 34-B by integrating core, petrography, petrophysic, wireline log, biostratigraphy, and 3D seismic data. The methods include facies and depositional environment analysis, sequence stratigraphy, depth structure map, reservoir geometry, and reconstruction of and paleogeography.*

*Reservoir interval 35-A and 34-B composed of nine lithofacies, F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7, F8, and F9. Interval 35-A represents a fluvial depositional environment with three facies associations which are fluvial channel, flood plain, and swamp. Meanwhile, the interval 34-B represents a fluvio tide delta depositional environment with three facies associations which are distributary channel, tidal flat, and swamp. The channel facies distribution also can be describe on reservoir facies geometry with a northwest-southeast depositional direction trend to the depocenter of Asri Basin.*

*Biostratigraphy data shows a last occurrence of Late Oligocene pollen fossil and first occurrence of Early Miocene foraminifera fossil represent gradual paleoenvironment changes from terrestrial to transitional and paleoclimate from wet climate to dry climate. Correlate with the core description, which shows a lithofacies changes from cross bedded sandstone and massive claystone to flaser sandstone and lenticular claystone that characterized the influence of tide controlled by the rainfall and climate changes. Paleogeography of reservoir A and B are influenced by two tectonic stages: 1) late syn rift, characterized by alluvial plain and fluvial meander at interval 35-A (Late Oligocene) ; 2) early post rift, characterized by fluvio tide delta environment at 34-B (Early Miocene).*

**Keyword:** *Asri Basin, biostratigraphy, palaeogeography reconstruction, Talangakar, Widuri*

### **Kontribusi:**

Dwandari Ralanarko adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan M. Iqbal Ramadhan, Lili Fauzielly, Winantris, Ildrem Syafri, dan Abdurrokhim adalah kontributor anggota.

## PENDAHULUAN

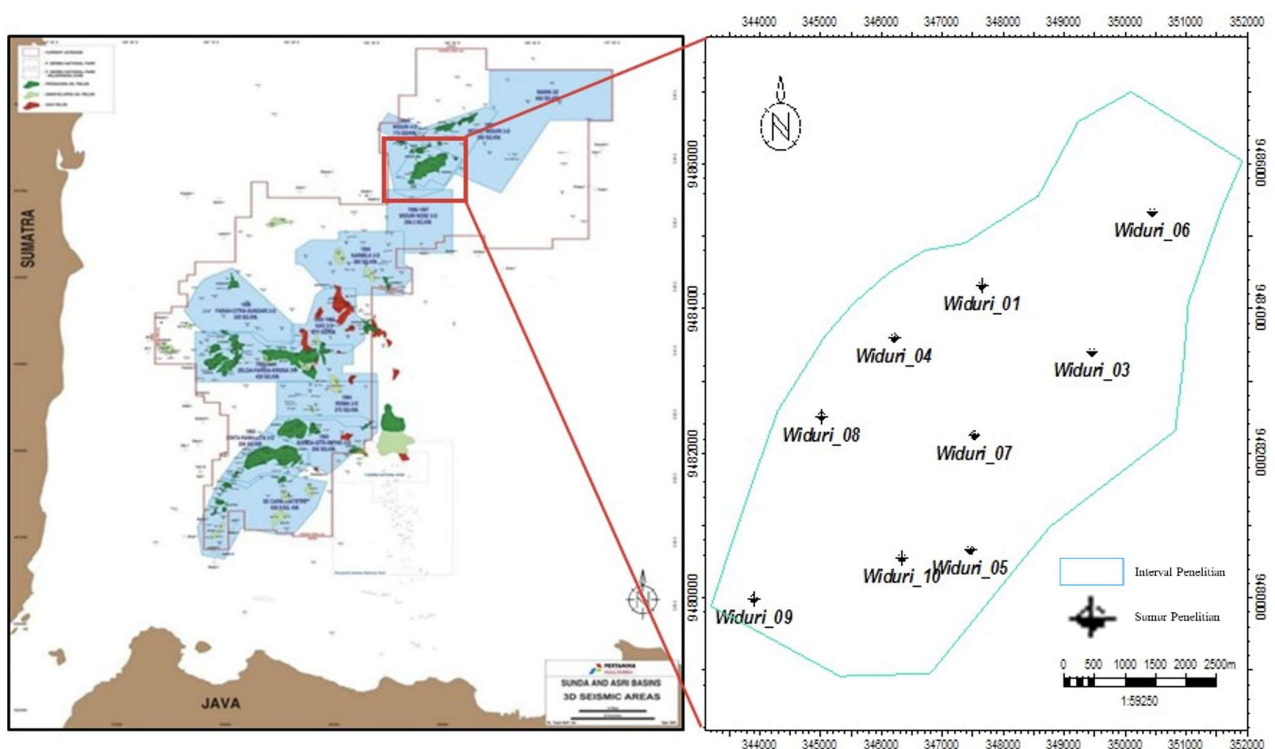
Cekungan Asri merupakan bagian daerah operasi Pertamina Hulu Energi OSES. Blok Sumatera Tenggara terletak pada Laut Jawa bagian barat yang berbatasan dengan pantai Jawa Barat dan Sumatra bagian tenggara, Indonesia. Tepatnya pada koordinat 04;30' – 06;00' LS dan 106;00' BT – 107;00' BT. Cekungan utamanya terdiri dari Cekungan Sunda dan Cekungan Asri (Ralanarko dkk., 2020).

Cekungan Asri dibatasi oleh Paparan Sunda di bagian Utara, Cekungan Biliton, Busur Kalimantan - Jawa, dan sesar berarah utara – selatan di bagian timur, Tinggian Lampung di bagian Barat, dan Cekungan Jawa Barat, Seribu *platform*, dan sesar *wrenching* regional berarah Baratlaut - Tenggara di bagian selatan (Wright dkk., 1997). Cekungan ini memiliki area seluas 3500 km<sup>2</sup>

Periode kedua (*syn-rift*) terjadi pada Oligosen Awal hingga Oligosen Akhir dimana diendapkan Serpih Banuwati sampai dengan Anggota Zelda (Interval 35-A). Aktivitas *rifting* berkembang akibat adanya *echelon fault* pada sayap bagian timur dan barat dari cekungan. Longley (1997) mendefinisikan periode *syn-rift* sebagai periode penurunan cekungan maksimum (*maximum subsidence*).

Periode ketiga (*post-rift*) merupakan periode tektonik terakhir yang terjadi pada Miosen Akhir hingga Pleistosen dimana terjadi pengendapan Anggota Gita (Interval 34-B) dan formasi lainnya yang lebih muda. Fase *post-rift* pada cekungan Asri didefinisikan sebagai periode ketenangan tektonik (Longley, 1997).

Interval penelitian berada di Lapangan Widuri yang merupakan antiklin tersesarkan dan terletak pada *back arc*



Gambar 1. Lapangan Widuri dalam Cekungan Asri (Ralanarko, 2020)

dengan ketebalan sedimen mencapai 16.000 kaki, berumur Paleosen – Pleistosen (Sukanto dkk., 1998). Lapangan minyak pada Cekungan Asri didominasi oleh perangkap struktur dan kombinasi antara perangkap stratigrafi dan struktur (Young dkk, 1991).

Secara tektonik, Cekungan Asri dideskripsikan sebagai *back-arc*, *half graben rift basin* (Young dkk., 1991 dalam Sukanto dkk., 1998). Terdapat tiga periode tektonik utama yang mempengaruhi tipe struktur dan sistem pengendapan pada Cekungan Asri (Sukanto dkk., 1998), yaitu:

Periode pertama (*rift initiation*) ini terjadi pada masa Pra-Banuwati (Pra-Oligosen) sampai dengan pengendapan Serpih Banuwati (Oligosen Awal) yang dideskripsikan sebagai fase *pre-rift* atau *rift initiation* (Hall, 2013).

*basin* berumur Tersier, Cekungan Asri, Sumatera Tenggara (Gambar 1). Dengan objek utamanya yaitu interval reservoir 35-A dan 34-B yang merupakan dua dari enam reservoir produktif yang diendapkan pada periode *syn-rift* dari Formasi Talangakar di Lapangan Widuri (Gambar 2).

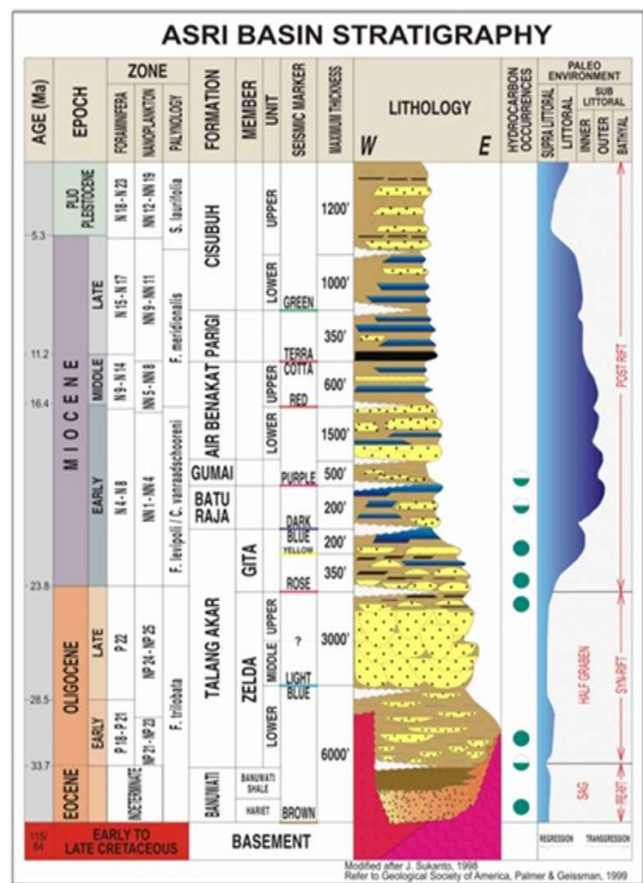
Penelitian ini bertujuan untuk pengkarakterisasian asosiasi fasies dan rekonstruksi paleogeografi pada Formasi Talangakar interval 35-A (Anggota Zelda) dan interval 34-B (Anggota Gita). Adapun interval tersebut dipilih karena diduga merupakan batas antara fase *syn-rift* dengan *post-rift*, sekaligus batas antara *dry climate* dengan *wet climate* sehingga merupakan zona transisi yang sangat penting bagi Cekungan Asri. Objektif penelitian ini belum pernah diteliti secara detail oleh peneliti sebelumnya.

Penelitian dilakukan dengan melakukan analisis terhadap variasi fasies secara lateral maupun vertikal dan geometri reservoir produktif berumur Oligosen – Miosen, Formasi Talangakar, Lapangan Widuri, Cekungan Asri. Penelitian ini membangun model pengendapan reservoir dengan mengintegrasikan data deskripsi batuan inti, data petrografi, data log tali kawat, laporan biostratigrafi, data uji sumur, data seismik 3D, dan penelitian – penelitian sebelumnya. Sehingga diharapkan bisa mendapatkan hasil analisis yang komprehensif baik dari sisi geologi maupun geofisika untuk mendapatkan hasil karakterisasi reservoir maupun rekonstruksi paleogeografi.

### DATA DAN METODOLOGI

Data yang digunakan pada penelitian ini merupakan data sekunder yang terdiri dari: foto dan deskripsi batuan inti (3 sumur), data petrografi (3 sumur), data log tali kawat (9 sumur), data biostratigrafi (2 sumur), data uji sumur (1 sumur), data seismik 3-D dengan luas 350 km<sup>2</sup>, dan laporan akhir sumur (9 sumur) (Pertamina, 1988) (Tabel 1).

Penelitian didahului dengan pengumpulan data yang dibutuhkan, kemudian dilanjutkan dengan analisis geologi berupa analisis fasies, elektrofases, asosiasi fasies, dan lingkungan pengendapan dari data batuan inti, data biostratigrafi, data petrografi dan data log tali kawat. Korelasi log antar sumur dilakukan beriringan dengan analisis asosiasi fasies yang kemudian digunakan dalam



Gambar 2. Stratigrafi Regional Cekungan Asri (dimodifikasi dari Sukanto dkk., 1998)

Tabel 1. Ketersediaan data pada sumur interval penelitian

Sumur	Widuri_01	Widuri_03	Widuri_04	Widuri_05	Widuri_06	Widuri_07	Widuri_08	Widuri_09	Widuri_10
Deskripsi Batuan Inti	✓						✓		✓
Foto Batuan Inti	✓						✓		✓
Petrografi (Sayatan Tipis)	✓						✓		✓
X-Ray Diffraction	✓						✓		✓
Data Biostratigrafi	✓								✓
Wireline Log	Caliper	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Sonic	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	GR	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Neturon	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Density	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Sp	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
	Resistivity Deep	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Mudlog	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
Laporan Akhir Sumur	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	

analisis stratigrafi sikuen dan pembentukan geometri reservoir. Selanjutnya, analisis data geologi diintegrasikan dengan analisis geofisika berupa pembuatan peta struktur kedalaman yang digunakan untuk pembuatan pemodelan sebaran fasies interval 35-A dan 34-B. Tahapan terakhir adalah merekonstruksi model paleogeografi interval 35-A dan 34-B yang dibantu dari hasil analisis pemodelan sebaran fasies sebelumnya.

Metode penelitian merujuk pada model litofasies (Mial,1978), model elektrofases (Kendal dkk., 2003 dan Nazeer dkk., 2016), diagenesis (Schmidt dan MacDonald , 1979), lingkungan pengendapan (Selley, 1985 dan Nichols, 2009), stratigrafi sikuen (Van Wagoner dkk., 1990), geometri reservoir (Payenberg dan Lang, 2003), paleoklim (Zachos dkk., 2001), pemodelan sebaran

fasies, dan rekonstruksi paleogeografi (Pyrzcz dan Deutsch, 2014).

## HASIL DAN PEMBAHASAN

### Analisis Fasies dan Lingkungan Pengendapan

Interpretasi litofasies diperoleh dari analisis data batuan inti tiga sumur (Widuri 1, Widuri 8, dan Widuri 10) dengan panjang total 321 kaki, yaitu: 263 kaki sumur Widuri 1, 10 kaki pada Widuri 8, dan 48 kaki Widuri 10. Litofasies pada interval penelitian dibagi menjadi 9 litofasies dengan penamaan yang dimodifikasi dari Miall (1978) (Tabel 2).

mencirikan dari *final channel abandonment*, serta data biostratigrafi berupa fosil polen *Meyeripollis Naharkotensis* (Singer, 1993). Terdapat banyak siklus *fining upward* yang tumpang tindih menandakan aktivitas dari *tributary channel* yang sangat aktif. Struktur sedimen *flaser lamination* menunjukkan pengaruh arus pasang surut.

Asosiasi fasies *tidal flat* terdiri dari litofasies F6, F7, dan F8. Respon sinar gamma menunjukkan pola *funnel shape – serrated*. Analisis batuan inti menjumpai struktur *root traces* dan *burrowed* pada endapan halus yang kemungkinan mengindikasikan mulainya berkembangnya

Tabel 2. Hasil analisis litofasies, elektrofases, dan asosiasi fasies

Interval Penelitian	Asosiasi Fasies	Kode Asosiasi	Kode Litofasies	Nama Litofasies	Deskripsi								Elektrofases	Pola Log (1:1000) MD			
					Warna	Ukuran Butir	Kekompakan	Pemilahan	Porositas	Kebundaran	Struktur Sedimen	Tebal			Ciri Lain		
Channel Sandstone	CH		F1	Coarse to Very Coarse Sandstone	Coklat Terang	Kasar-Sangat Kasar	Friable-Hard	Sedang-Baik	Sedang	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	-	2-3 Feet	-	Bellshape			
			F2	Medium to Coarse Sandstone	Abu Kecoklatan	Sedang-Kasar	Friable-Hard	Sedang-Baik	Sedang-Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	cross bedding	2-3 Feet	Karbonan				
			F3	Fine to Medium Sandstone	Abu Kecoklatan	Halus-Sedang	Hard	Sedang-Baik	Sedang-Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	laminasi sejajar	2-3 Feet	Karbonan				
			F4	Fine to Medium Sandstone	Abu Kecoklatan	Halus-Sedang	Hard	Sedang-Baik	Sedang-Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	Flaser lamination	2-3 Feet	Karbonan				
			F5	Very Fine to Fine Sandstone	Abu Kecoklatan	Sangat Halus-Halus	Friable-Hard	Sedang-Baik	Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	laminasi sejajar	2-3 Feet	Karbonan, Silty				
	FCH		F2	Medium to Coarse Sandstone	Abu Kecoklatan	Sedang-Kasar	Friable-Hard	Sedang-Baik	Sedang-Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	cross bedding	2-3 Feet	Karbonan	Blocky			
			F3	Fine to Medium Sandstone	Abu Kecoklatan	Halus-Sedang	Hard	Sedang-Baik	Sedang-Baik	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	laminasi sejajar	2-3 Feet	Karbonan				
			F6	Sand - Silt - Mud	Abu Kecoklatan	angat halus-Lempun	hard	sedang	buruk	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	Laminasi	3-5 Feet	Karbonan, Silty			Funnel Shape - Serrated	
			F8	Massive Claystone	Abu Kehitaman	Lempung-Lanau	hard	-	buruk	-	-	3-5 Feet	karbonan				
Tidal Flat	TF		F6	Sand - Silt - Mud	Abu Kecoklatan	angat halus-Lempun	hard	sedang	buruk	Menyudut Tanggung-Membundar Tanggung	Laminasi	3-5 Feet	Karbonan, Silty	Funnel Shape - Serrated			
			F7	lenticular Claystone	Abu kehitanan	Lempung-Lanau	hard	-	buruk	-	lenticular lamination	3-5 Feet	karbonan				
			F8	Massive Claystone	Abu Kehitaman	Lempung-Lanau	hard	-	buruk	-	-	3-5 Feet	karbonan				
Swamp	SW		F8	Massive Claystone	Abu Kehitaman	Lempung-Lanau	hard	-	buruk	-	-	3-5 Feet	karbonan	Blocky			
			F9	Coal	Hitam	-	hard	-	-	-	-	3-5 Feet	-				

Lima litofasies yang berasosiasi dengan batuan reservoir yaitu, *coarse to very coarse sandstone* (F1), *Medium to coarse sandstone* (F2), *fine to medium lamination sandstone* (F3), *fine to medium flaser lamination sandstone* (F4), *very fine to fine lamination sandstone* (F5) dan empat litofasies yang berasosiasi dengan batuan non reservoir yaitu *sand – silt - mud* (F6), *lenticular claystone* (F7), *massive claystone* (F8), dan *coal* (F9) (Gambar 3).

Identifikasi asosiasi fasies pada interval penelitian mengacu pada sistem *fluvial meandering* berupa *fluvial channel* dan *flood plain* oleh Walkers (1964) dan sistem *fluvio-tide delta* berupa *tributary channel* oleh Fenies dan Faugeres (1998). *Tidal flat* dan *swamp* oleh Nichols (2009).

Asosiasi fasies *tributary channel* terdiri dari litofasies F1, F2, F3, F4, dan F5. Respon sinar gamma menunjukkan pola lonceng (*bellshape*) mencirikan endapan sedimen yang menghalus ke atas, atau semakin berkurangnya energi pengendapan ke arah atas. Hal tersebut diperkuat dengan hasil analisis batuan inti dimana terdapat terdapat sisipan batulanau - batulempung yang menandakan arus pengendapan semakin merendah,

*soil (Vegetated Tidal Flat)*. Terdapatnya sisipan batubara, struktur *flaser* dan *lenticular lamination* menunjukkan pengaruh arus pasang surut. Data biostratigrafi berupa kehadiran fosil foraminifera besar *Spiroclypeus sp.* dan *Miogospina sp* turut mendukung interpretasi tersebut (Singer, 1993).

Asosiasi fasies *swamp* terdiri dari litofasies F8 dan F9. Respon sinar gamma menunjukkan pola *blocky – funnel shape*. Batubara dan batulempung dengan kandungan organik yang tinggi. Ketebalan batubara mencapai 1-2,5 kaki dan terdapat *rootlet trace* kemungkinan diendapkan pada *freshwater swamp* dengan lingkungan yang sangat tenang.

Asosiasi fasies *channel point bar* terdiri dari litofasies F2 dan F3. Respon sinar gamma menunjukkan pola lonceng *blocky*. Ketebalan batupasir yang mencapai 10-20 kaki, butiran dominan halus – sedang dan struktur *cross bedding / lamination* menandakan lingkungan dengan energi tinggi. Perubahan *gradual* terhadap struktur *cross bedding / lamination* dan bertambahnya struktur *carbonaceous lamination* menandakan perubahan menuju tempat berenergi rendah lingkungan pengendapan *tributary channel*.



Gambar 3. Litofasies (F1) *Coarse to very coarse sandstone*, (F2) *Medium to coarse cross bedding sandstone*, (F3) *Fine to medium lamination sandstone*, (F4) *Fine to medium flasser lamination sandstone*, (F5) *Very fine to fine lamination sandstone*, (F6) *Sand – silt – mud*, (F7) *Lenticular claystone*, (F8) *Massive claystone*, (F9) *Coal*.

Asosiasi fasies *flood plain* terdiri dari litofasies F6 dan F8. Respon sinar gamma menunjukkan pola *funnel shape – serrated*. Terdapat struktur *root traces* dan data biostratigrafi berupa kehadiran fosil polen yaitu *Echitriporites sp.*

Analisis lingkungan pengendapan menggunakan berbagai data pendukung meliputi data batuan inti, geologi regional, analisis mikrofosil, dan pola kurva log sumur mengikuti skema Selley (1985).

Data biostratigrafi berupa kandungan foraminifera besar pada pada sumur Widuri-1 yaitu *Spiroclypeus spp.* dan *Miogypsina spp.* di kedalaman 3535 kaki, menandakan rentang umur dari Oligosen Akhir hingga Miosen Awal (*Spiroclypeus sp.*) dan Miosen Awal hingga Miosen Akhir (*Miogypsina sp.*) (Tan Sin Hok, 1937). Hal tersebut diperkuat dengan kemunculan polen *Meyeripollis naharkotensis* pada sumur Widuri-1 di kedalaman 3553 kaki dan 3617 kaki. Menurut Morley (1978) dan (2000) serta Rahardjo (1994) zona ini berumur Oligosen Akhir (Gambar 4).

Data palinomorfi pada masing – masing interval menandakan lingkungan pengendapan yang berbeda dimana pada sumur Widuri-1 dengan kedalaman 3635 kaki terdapat kemunculan *Echitriporites sp.* yang menunjukkan lingkungan *Supralitoral* kemudian pada kedalaman 3552 kaki terdapat kemunculan *Meyeripollis Naharkotensis* yang menunjukkan lingkungan *Sublitoral*. Data tersebut menunjukkan bahwa lingkungan purba (*paleoenvironment*) area penelitian berubah dari *supralitoral (terrestrial, 35-1)* menjadi *sublitoral (transitional, 34-2)*.

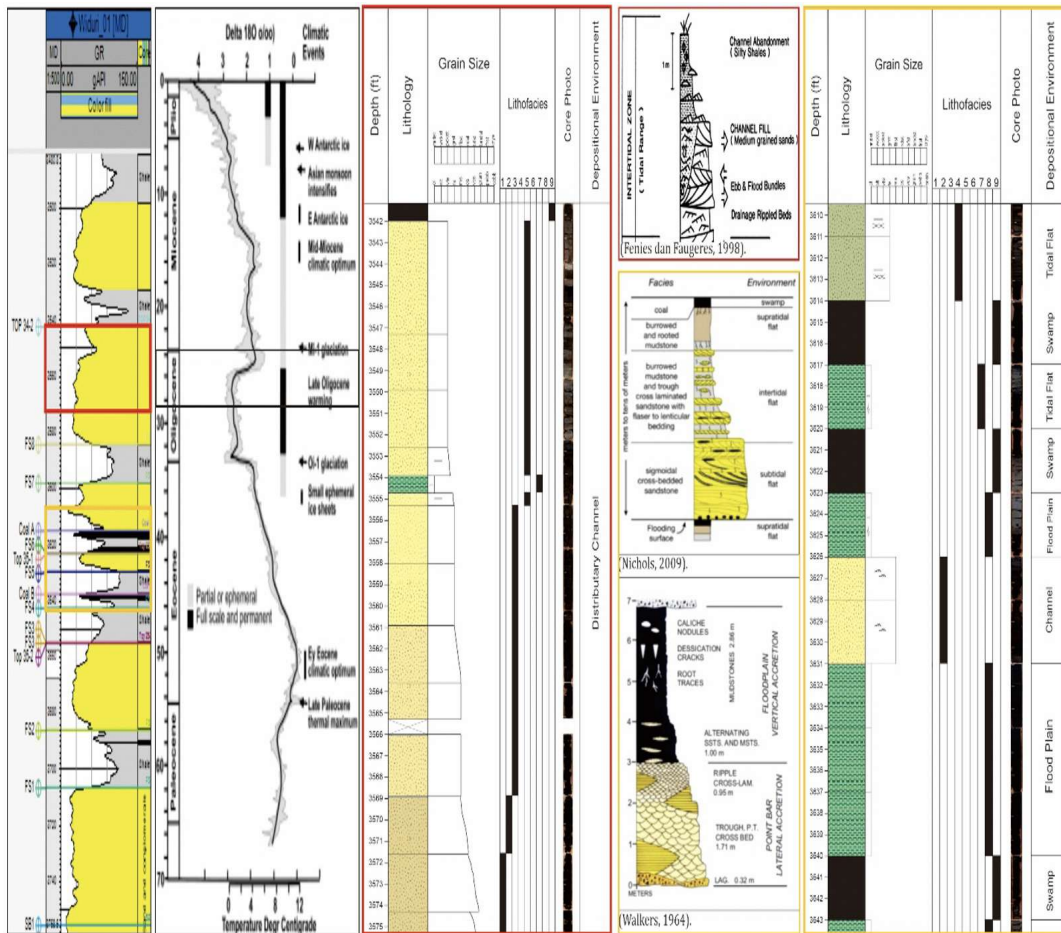
Morley (1978) menyatakan *Meyeripollis naharkotensis* hadir sampai puncak Oligosen dan berperan sebagai indikator musim hujan di daerah Kalimantan. Hal tersebut dikorelasikan dengan

terdapatnya fasies Batubara dengan marker *Coal A* dan *Coal B* di daerah penelitian yang tersebar secara merata di Lapangan Widuri dan mengindikasikan musim hujan yang optimal (*wet climate*). Marker *Meyeripollis naharkotensis* tidak muncul di atas kedalaman 3553 kaki, menandakan bahwa perubahan iklim menjadi lebih hangat (*warmer climate*) yang menyebabkan pencairan es di kutub sehingga muka air laut naik (Lelono, 2017). Marker MFS-1 dan endapan transgresi pada interval 34-B ke atas membuktikan hal tersebut. Penggambaran paleolingkungan dilakukan dengan menggunakan model konseptual *fluvio-tide delta* (Nichols, 2009) dan model paleobatimetri (Hedgpeth, 1957) (Gambar 5).

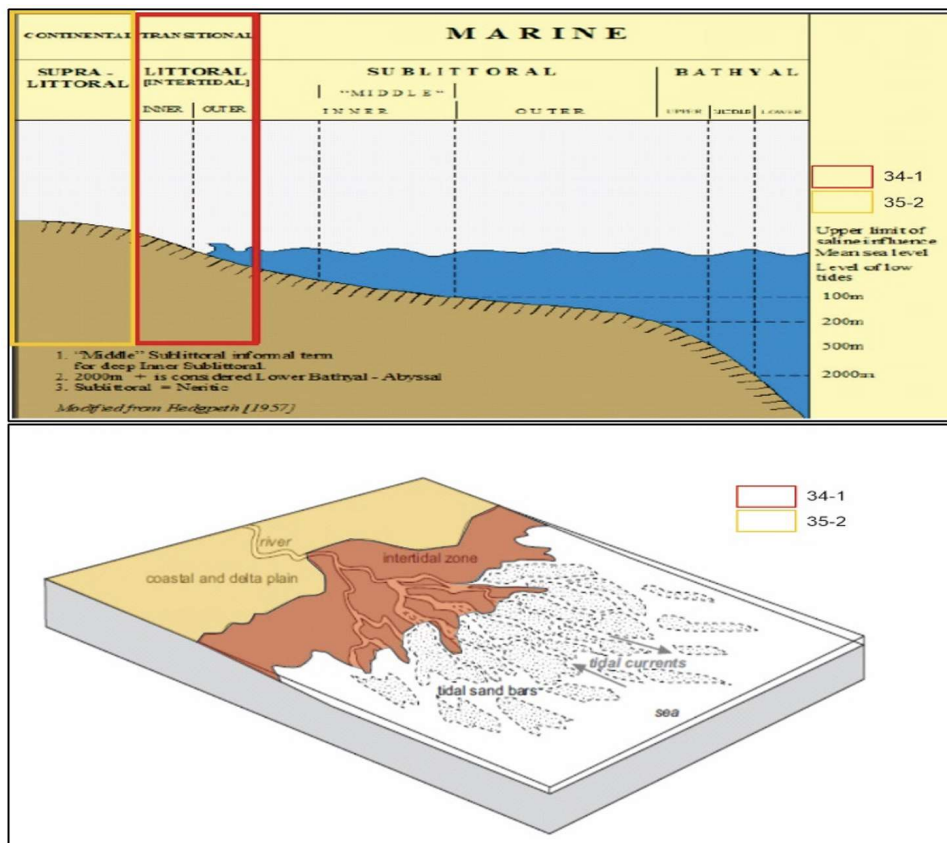
#### Analisis Stratigrafi Sikuen dan Seismik

Data batuan inti, data biostratigrafi, dan data log tali kawat digunakan untuk analisis litofasies, asosiasi fasies, dan lingkungan pengendapan (Abreu, 1998). Analisis stratigrafi sikuen dan penentuan geometri reservoir membutuhkan korelasi log antar sumur yang diintegrasikan dengan hasil asosiasi fasies dan data seismik.

Analisis stratigrafi sikuen dilakukan pada kumpulan set parasikuen yang secara genetis membentuk pola penumpukan tertentu dibatasi oleh SB, MFS, dan permukaan yang berkorelasi (Van Wagoner dkk., 1990). Korelasi log antar sumur disesuaikan dengan kenampakan log sinar gamma. Terdapat 3 jalur korelasi terhadap 9 sumur di interval penelitian. Jalur korelasi pertama merupakan korelasi keseluruhan sumur yang didaftarkan pada *top* dari Formasi Talangakar. Jalur korelasi kedua merupakan korelasi arah baratdaya – timurlaut pada bagian *basement high* tepatnya di sebelah Barat. Jalur korelasi ketiga merupakan korelasi arah baratdaya -



Gambar 4. Analisis asosiasi pengendapan dan biostratigrafi pada interval 35-A dan 34-B



Gambar 5. Penggambaran paleolingkungan interval penelitian

timurlaut pada bagian timur. Korelasi bagian barat dan timur didatarkan pada *top* dari interval 34-B.

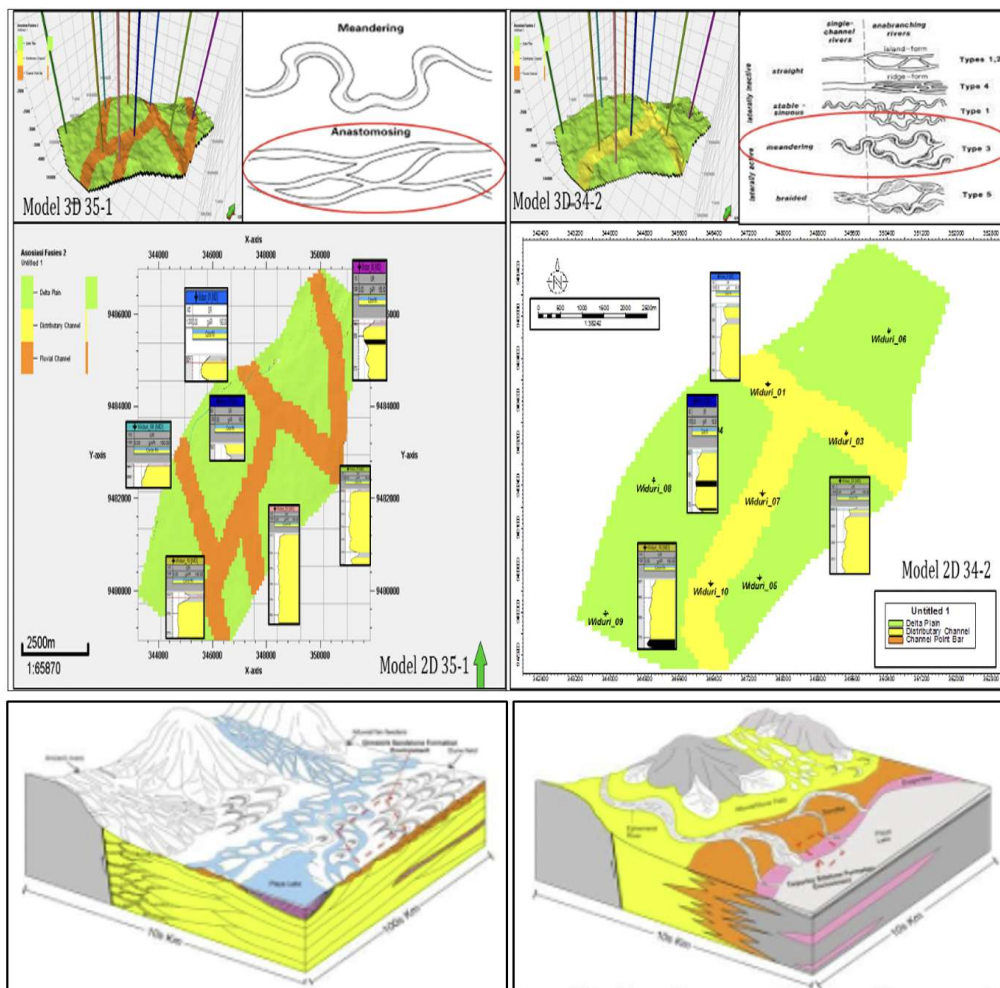
Hasil analisis korelasi stratigrafi sikuen menampilkan parasikuen yang lebih menerus pada bagian timur. Interval penelitian dapat dibagi menjadi 4 fasies, yaitu *channel sandstone (fluvial channel dan distributary channel)*, *fluvial mudstone (floodplain)*, *tide mudstone (tidal flat)*, dan *swamp*. Perubahan fasies dapat terjadi secara vertikal maupun lateral dibuktikan dengan adanya penebalan pada endapan *channel* di bagian timur (lateral) dan terdapat perubahan lingkungan pengendapan dari lingkungan *terrestrial* berubah menjadi lingkungan rawa dibuktikan dengan marker *Coal A* dan *Coal B* kemudian berubah menjadi lingkungan transisi yang ditandai oleh kehadiran struktur pasang surut air laut (*tide*) berupa *lenticular* dan *flaser lamination* (vertikal). Dalam penelitian ini zona reservoir merupakan endapan pada fase *Transgressive System Track (TST)* yang merupakan endapan *Channel (Fluvial Channel dan Distributary Channel)*. Berdasarkan penelitian Sukanto (1998), arah pengendapan regional reatif dari arah barat laut menuju area deposenter Cekungan Asri di bagian Tenggara.

Analisis interpretasi seismik dilakukan berupa penarikan horizon dan struktur sesar pada interval

penelitian. Pada analisis struktur sesar, didapatkan sesar berpola *echelon fault* yang merupakan hasil dari aktivitas *rifting* pada periode *syn-rift* (Oligosen Awal – Oligosen Akhir). Pada analisis horizon, dilakukan interpretasi horizon pada dua horizon, yaitu horizon 34-B dan 35-A sebagai puncak dan dasar dari interval batupasir. Kemudian dibuat peta kedalaman struktur yang didapatkan melalui konversi dari peta struktur waktu. Konversi dilakukan menggunakan data *checkshot* melalui kurva *time–depth relationships (TDR)*. Peta struktur kedalaman menggunakan horizon 35-2 sebagai *base* dari interval 35-A dan horizon 34-2 sebagai *top* dari interval 34-B yang nantinya akan digunakan pada proses pemodelan fasies.

### Sebaran Fasies & Rekonstruksi Paleogeografi

Pemodelan distribusi fasies dan rekonstruksi paleogeografi dari hasil analisis asosiasi fasies dalam bentuk tiga dimensi. Untuk penyederhanaan model, asosiasi fasies dikelompokkan menjadi 2 bagian, yaitu asosiasi fasies yang berasosiasi dengan reservoir berupa *fluvial channel* dan *distributary channel*. Sedangkan asosiasi fasies yang tidak berasosiasi dengan reservoir berupa *upper delta plain (non-tidal)* berupa *floodplain*



Gambar 6. Hasil rekonstruksi paleogeografi dan penyebaran fasies interval 35-A berupa *Anastomosing Channel, Multistory Fuvial System* (kiri) dan interval 34-B berupa *Anabranching Meandering Channel, Fluvio-Tide Delta* (kanan).

dan *lower delta plain (tidal range)* berupa *tidal flat* dan *swamp* yang kemudian digabung menjadi satu asosiasi fasies yaitu *delta plain*.

Hasil dari pemodelan sebaran fasies menggambarkan rekonstruksi paleogeografi daerah penelitian. Analisis geometri *fluvial channel* interval 35-A menunjukkan *anastomosing pattern* dengan lingkungan pengendapan *multistory* and *multilateral fluvial system* yang kemungkinan merepresentasikan sungai *anastomosing*. Hasil analisis geometri *tributary channel* interval 34-B menunjukkan *anabranching meandering pattern* dengan lingkungan pengendapan *transitional (Fluvio – Tide Delta)* yang kemungkinan representasi dari sungai *meandering* pada bagian *distal/transitional* dengan lingkungan *marin* (Gambar 6).

## KESIMPULAN

Objektif penelitian ini belum pernah secara detail diteliti secara detail oleh peneliti sebelumnya, namun terbukti dan terkonfirmasi sebagai batas antara fase syn-rift dengan post-rift, sekaligus batas antara dry climate dengan wet climate.

Data biostratigrafi menunjukkan interval 35-A dan 34-B diendapkan pada umur Oligosen Akhir hingga Awal Miosen. Data batuan inti dan biostratigrafi menunjukkan perubahan paleolingkungan secara gradual dari terrestrial menjadi transisi dan paleoklim dari iklim basah menjadi iklim kering yang terjadi pada rentang umur Oligosen Akhir – Awal Miosen.

Rekonstruksi paleogeografi yang didasarkan oleh pemodelan sebaran fasies pada interval 35-A dan 34-B secara umum mengikuti dua tahapan tektonik rift yaitu: 1) fase Late Syn-Rift dicirikan oleh lingkungan sungai berkelok dan dataran alluvial pada interval 35-A (Oligosen Akhir); 2) fase Early Post-Rift, dicirikan oleh lingkungan sungai berkelok dan deltaic pada interval 34-B (Miosen Awal).

Pengidentifikasi paleolingkungan dan paleoklimat pada interval ini sebagai zona transisi fasies darat menjadi laut serta kompleksitas konfigurasi lingkungan pengendapan sedimen menjadi simpulan yang sangat penting dan bermanfaat bagi prospeksi hidrokarbon di Cekungan Asri di saat ini dan masa yang akan datang.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis berterimakasih kepada seluruh *Co-Authors* atas kolaborasi dan kontribusi yang diberikan. Terima kasih juga disampaikan kepada Pertamina Hulu Energi OSES atas penyediaan dan pemanfaatan data, penggunaan fasilitas, serta diskusi teknis dan taktis dengan Tim Subsurface Development – Talangakar Formation Technical Interests Group, yang dilakukan selama pelaksanaan penelitian dan penyusunan paper ini. Terima kasih untuk jajaran *civitas academica* Program Studi Pascasarjana Fakultas Teknik Geologi Universitas Padjadjaran atas pendampingan, masukan serta saran yang disampaikan untuk menyempurnakan alur dan

metode yang digunakan, hingga mendapatkan hasil penelitian yang holistik dan komprehensif.

## DAFTAR ACUAN

- Abreu, V. S. and Anderson, J. B., 1998. Glacial Eustasy During the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications. *The AAPG Bulletin*, 82 (7), pp. 1385-1400.
- Hall, R., 2013. The Palaeogeography of Sundaland and Wallacea since the Late Jurassic. *J. Limnol 72 (S2)*, pp. 1-17.
- Lelono, E.B., 2017. Pollen Records from The Oligocene of Western Indonesia as the Evidences of Climate Changes, *Scientific Contribution of Oil and Gas*, 40 (3) pp, 107- 115.
- Miall, A.D., 1978. Facies Type and Vertical Profile Models in Braided River Deposits, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 5, 597-604.
- Morley, R.J., 1978. Palynology of Tertiary and Quaternary Sediments in Southeast Asia. *Proceedings of the 6th Annual Convention, Indonesian Petroleum Association, May 1977*, pp 255-76.
- Morley, R.J., 2000. *Origin and Evolution of Tropical Rain Forests*, Wiley & Sons, London, 362 pp.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy: 2nd Edition*, Wiley Blackwell, UK, 419 pp.
- Pyrcz, J.M. dan Deutsch, C.V., 2014. *Geostatistical Reservoir Modeling*. Oxford University Press, New York, 118-126.
- Rahardjo, A. T., Polhaupessy, A. A., Wiyono, S., Nugrahaningsih, L. and Lelono, E. B., 1994. Zonasi Polen Tersier Pulau Jawa. *Proceedings IAGI, 23rd Annual Convention*.
- Ralanarko, D., Nugroho, P., Rulandoko, W., 2020. Seismic Expression of Paleogene Talangakar Formation, Asri & Sunda Basin, Java Sea – Indonesia. *Indonesian Journal of Sedimentary Geology, Jakarta*.
- Sukanto, J., F. Nunuk., Aldrich, J.B., Rinehart, G.P., Mirchell, J., 1998. Petroleum System of the Asri Basin, Java Sea, Indonesia, *Proceeding IPA 26th Annual Convention, Jakarta*, 291-312.
- Singer, R. L., 1993. *Palynological Organic Matter from The Late Eocene of The Isle of Wight, England and The Holocene of The Mobile Delta, Alabama, USA*. Unpublished PhD Thesis, University of London, 323 pp.
- Wight, A., Friestad, H., Anderson, I., Wicaksono, P. Remington, C.H., 1997. Exploration History of the Offshore SE Sumatra PSC, Java Sea, Indonesia, in *Petroleum Geology of Southeast Asia*. Fraser, Matthews, and Murphy (eds.), *Geological Society Special Publication No. 126*, 121-142.



Young, R., Harmony, W.E., Gunawan J., Budiyanto T.,  
1991. Widuri Field, Offshore Southeast Sumatra:  
Sandbody Geometries and the Reservoir Model.

*Proceedings of the Indonesian Petroleum  
Association, 20/1, 385-417.*



# BIOZONA DELTA MAHAKAM MODERN BERDASARKAN KUMPULAN FORAMINIFERA BENTIK KECIL DAN POLEN KALIMANTAN TIMUR

## *BIOZONE OF MODERN MAHAKAM DELTA BASED ON SMALL BENTHIC FORAMINIFERA AND POLLEN ASSEMBLAGES EAST KALIMANTAN*

Lia Jurnaliah\* dan Winantris<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran, Jatinangor

\*Email: lia,jurnaliah@unpad.ac.id

DOI : 10.32693/jgk.19.2.2021.742

Diterima : 09-12-2021, Disetujui : 30-12-2021

### ABSTRAK

Lokasi penelitian terletak di Delta Mahakam, Kalimantan Timur. Sebanyak 83 sampel sedimen diambil dari 3 bagian delta, yaitu *delta plain*, *delta front* dan *distributary channel*. Penelitian kumpulan foraminifera bentik kecil dan polen dilakukan untuk mengetahui biozonasi Delta Mahakam modern. Hasil penelitian ini dapat memperkaya data mikrofauna dan dapat digunakan sebagai indikator lingkungan dari daerah penelitian. Analisis foraminifera bentik kecil dan polen dilakukan dengan metode kuantitatif. Selanjutnya, Analisis Kluster digunakan dalam penentuan biozona Delta Mahakam. Hasil penelitian menunjukkan Delta Mahakam terbagi menjadi 4 biozona, yaitu Biozona I (Polen palmae) terletak di *delta plain*, Biozona II (Foraminifera "A") dan Biozona III (Foraminifera "B") terletak di *delta front*. Sementara itu, Biozona IV (Polen non mangrove) terletak di *delta plain*, *delta front* dan *distributary channel*. Berdasarkan pola penyebaran biozona, Bagian Utara Delta Mahakam mempunyai biozona yang lebih beragam dibandingkan dengan bagian Selatan Delta Mahakam.

**Kata kunci:** Delta Mahakam, Foraminifera Bentik Kecil, Polen, Biozona.

### ABSTRACT

*There search area is located in Mahakam Delta, East Kalimantan. At a lot of 83 sediment samples were taken from 3 parts of the delta, i.e., the delta plain, delta front and distributary channel. Study on small benthic foraminifera and pollen collections was conducted to find out biozonation of Modern Mahakam Delta. The results of this study can be enriched microfauna data and can be used as environmental indicators from the research area. Analysis of small benthic foraminifera and pollen is done by quantitative methods. Furthermore, cluster analysis is used in the determination of the Mahakam Delta biozone. The results showed the Mahakam Delta is divided into 4 biozones, namely Biozone I (Polen palmae) is sited in the plain delta, Biozone II (Foraminifera "A") and Biozone III (Foraminifera "B") were located in the delta front. Mean while, Biozone IV (Polen non mangrove) is located in the delta plain, delta front and distributary channel. Based on the distribution pattern of biozone, the Northern Part of the Mahakam Delta has a more diverse biozone compared to the southern part of the Mahakam Delta.*

**Keyword:** Mahakam Delta, Small Benthic Foraminifera, Pollen, Biozone.

#### **Kontribusi:**

Lia Jurnaliah adalah kontributor utama pada makalah ini, sedangkan Winantris adalah kontributor anggota.

## PENDAHULUAN

Delta adalah progradasi dari sedimen klastik ke dalam paparan dangkal. Biasanya delta menutupi area yang sangat luas dan dipengaruhi oleh berbagai proses *fluvial* dan proses-proses marin sehingga terbentuklah berbagai *sub environment* yang berbeda pada sebuah delta. Delta terdiri dari 3 *sub environment* utama, yaitu: *delta plain*, *delta front* dan *prodelta* (Murray, 2006; Bhattacharya dan Walker, 1992)

Delta Mahakam terletak di Pantai Timur Kalimantan merupakan sistem delta yang dipengaruhi baik oleh proses *fluvial* dan proses marin (Storms, dkk. 2005 dan Lambert, 2003). Selanjutnya berdasarkan sistem *distributary*, Storms, dkk(2005) membagi Delta Mahakam menjadi 3 sistem, yaitu: *Southern Distributary*, *Interdistributary system* dan *Northern distributary system*.

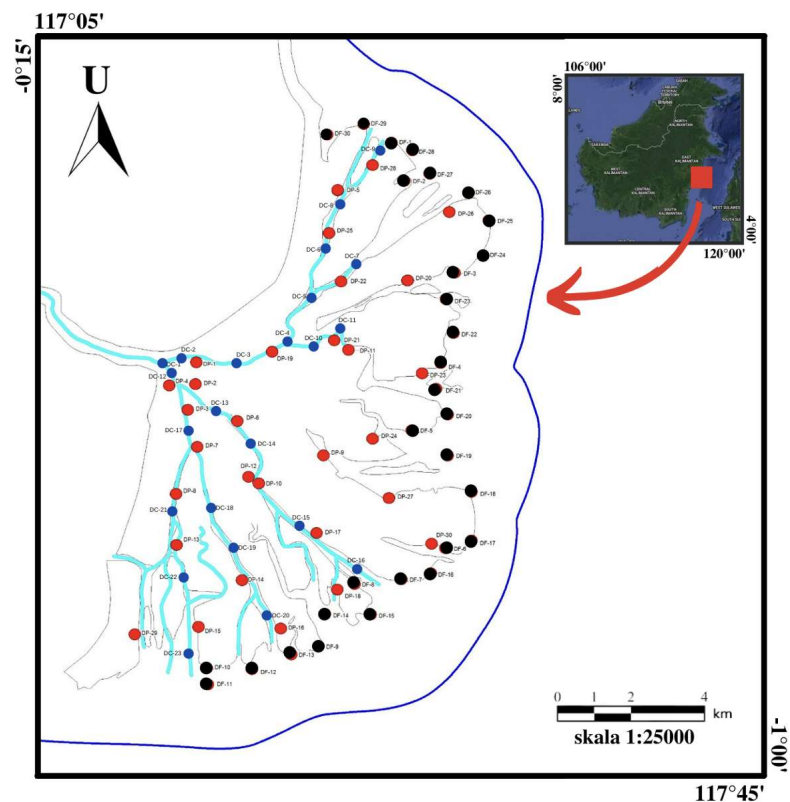
Secara geologi, Delta Mahakam merupakan aluvium berumur Holosen yang terdiri dari kerikil, pasir, dan lumpur terendapkan dalam lingkungan sungai, rawa, delta dan pantai (Supriatna, dkk, 2011). Jenis lingkungan yang beragam menyebabkan Delta Mahakam dihuni oleh berbagai macam biota. Penelitian tentang flora dan fauna di Delta Mahakam telah banyak dilakukan, tetapi belum ada penelitian tentang distribusi polen dan foraminifera benthik kecil secara bersamaan di seluruh bagian dari Delta Mahakam. Penelitian ini merupakan pengembangan dari penelitian terdahulu, yaitu: Lambert (2003) yang hanya meneliti tentang foraminifera di Delta Mahakam, sedangkan Jurnaliah & Winantris (2015) meneliti penyebaran foraminifera benthik kecil dan polen hanya dibagian *delta front*. Berdasarkan hal tersebut tujuan dari penelitian ini adalah untuk memetakan biozona Delta Mahakam berdasarkan kumpulan foraminifera benthik kecil dan polen. Diharapkan hasil penelitian ini dapat melengkapi hasil dari penelitian terdahulu, terutama dalam inventarisasi data mikrofauna di Delta Mahakam. Selain itu, keanekaragaman biota di Delta Mahakam dapat dijadikan indikator keadaan lingkungan daerah penelitian.

## METODE

Pengambilan 83 sampel sedimen untuk analisis foraminifera benthik kecil dan polen dilakukan di tiga bagian dari delta Mahakam, yaitu: 30 sampel dari *delta plain*, 30 sampel dari *delta front* dan 23 sampel dari *distributary channel* (Gambar 1). Sampel sedimen diambil dengan menggunakan alat comot (*grab sampler*). Pengambilan sampel di perairan laut

dangkal diambil dengan menggunakan perahu. Titik koordinat setiap sedimen di plot dengan menggunakan alat bantu *Global Positioning System* (GPS).

Pengumpulan data foraminifera benthik kecil dan data polen dilakukan dengan metode kuantitatif. Pengumpulan data foraminifera kecil dimulai dengan prosesing preparasi sampel menggunakan deterjen. Setiap sampel sedimen direndam dengan deterjen kemudian dicuci di bawah air mengalir sampai bersih di dalam ayakan berukuran 120 mesh. Setelah itu, sampel dikeringkan di dalam oven dengan suhu 50°C sampai kering. Sesudah kering sampel yang sudah berbentuk butiran siap untuk diidentifikasi, dideterminasi dan dihitung. Pengamatan dan penghitungan jumlah spesies dan spesimen dilakukan pada setiap 1 gram sampel sedimen kering dibawah mikroskop binokuler. Proses identifikasi dari setiap spesies foraminifera benthik kecil dilakukan mengacu pada Loeblich & Tappan (1994) dan Van Marle (1991) dengan memperhatikan komposisi dinding cangkang, bentuk kamar, jumlah kamar, susunan kamar, bentuk apertur dan ornamentasi.



Gambar 1. Lokasi Penelitian Delta Mahakam (modifikasi dari Google map) dan Lokasi Titik Pengambilan Sampel Sedimen di Delta Mahakam (modifikasi dari Jurnaliah dan Winantris, 2015)  
(●) = titik lokasi pengambilan sampel sedimen di *delta front*;  
(●) = titik lokasi pengambilan sampel sedimen di *delta plain*; (●) = titik lokasi pengambilan sampel sedimen di *distributary channel*; — = *distributary channel*

Tabel 1. Kelimpahan Foraminifera Benthik Kecil dan Polen di Delta Mahakam (DF=delta front; DP=delta plain; DC=distributarychannel)

No	Kode Sampel	JENIS BIOTA			
		Foraminifera (spesimen)	Polen Palmae	Polen Mangrove (Butir)	Polen Non Mangrove
1	DF1	88	7	7	10
2	DF2	14	10	6	12
3	DF3	748	9	5	12
4	DF4	80	11	18	23
5	DF5	45	21	19	23
6	DF6	14	5	5	14
7	DF7	45	7	14	24
8	DF8	57	7	2	7
9	DF9	306	8	6	22
10	DF10	23	7	6	17
11	DF11	374	13	10	27
12	DF12	94	13	2	8
13	DF13	0	13	11	23
14	DF14	416	15	9	23
15	DF15	14	11	3	7
16	DF16	24	5	3	6
17	DF17	240	40	7	10
18	DF18	280	9	3	11
19	DF19	45	26	12	20
20	DF20	90	7	14	13
21	DF21	0	22	24	43
22	DF22	336	9	16	15
23	DF23	14	12	18	23
24	DF24	230	14	14	18
25	DF25	91	4	4	11
26	DF26	0	9	5	12
27	DF27	94	8	11	18
28	DF28	276	0	0	0
29	DF29	7	2	4	17
30	DF30	84	9	15	25
31	DP1	0	65	25	69
32	DP2	0	35	33	103
33	DP3	9	10	6	65
34	DP4	4	45	36	82
35	DP5	2	34	25	42
36	DP6	0	52	5	40
37	DP7	0	33	12	67
38	DP8	1	43	50	118
39	DP9	5	55	110	84
40	DP10	0	49	44	89
41	DP11	0	99	83	140
42	DP12	0	88	85	127
43	DP13	6	40	30	107
44	DP14	0	20	9	22
45	DP15	1	23	11	34
46	DP16	7	26	8	27
47	DP17	1	47	10	49
48	DP18	17	17	7	29
49	DP19	2	26	19	50
50	DP20	34	78	52	25
51	DP21	0	38	18	54
52	DP22	0	51	38	57
53	DP23	5	26	19	44
54	DP24	8	77	39	43
55	DP25	3	1182	15	34
56	DP26	1	59	25	44
57	DP27	34	28	24	33
58	DP28	0	16	27	62
59	DP29	14	98	62	78
60	DP30	17	29	13	29
61	DC1	0	1	0	0
62	DC2	0	3	8	2
63	DC3	0	1	0	3
64	DC4	0	0	0	0
65	DC5	1	2	3	4
66	DC6	1	2	2	4
67	DC7	2	23	8	31
68	DC8	1	8	0	10
69	DC9	1	1	0	6
70	DC10	0	0	0	0
71	DC11	1	2	0	0
72	DC12	3	0	4	8
73	DC13	0	0	0	5
74	DC14	0	3	9	16
75	DC15	2	3	0	3
76	DC16	7	4	2	9
77	DC17	2	1	0	1
78	DC18	0	2	6	8
79	DC19	0	17	13	14
80	DC20	2	12	13	11
81	DC21	1	17	6	11
82	DC22	1	25	13	24
83	DC23	4	9	11	25
Jumlah total		4329	2938	1307	2552

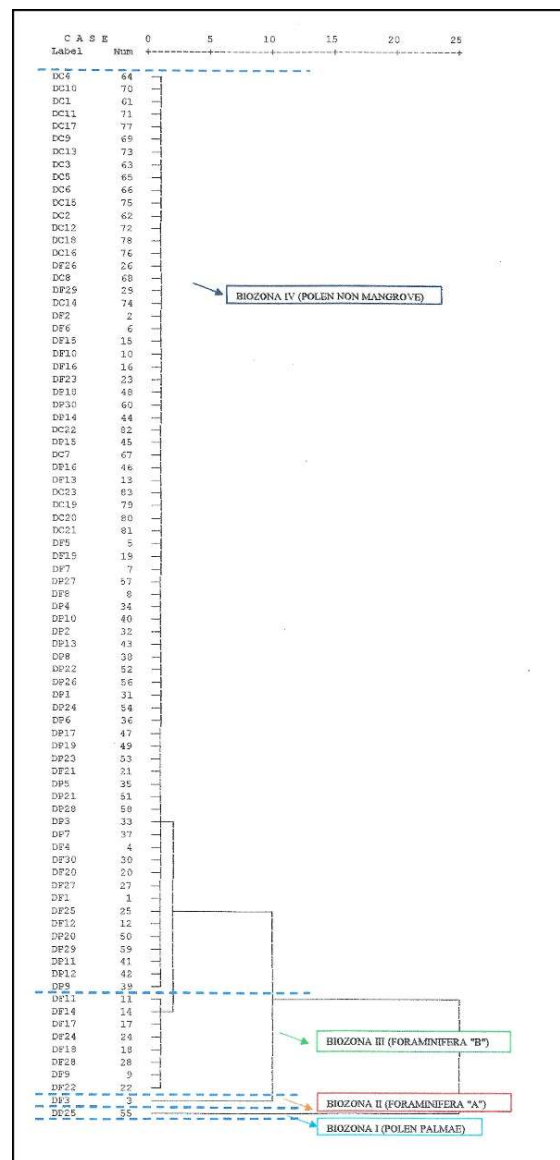
Analisis polen diawali dengan preparasi 10 gram sampel kering dengan menggunakan metode asetolisis. Pengamatan polen dan spora menggunakan metode lux obscuritas pada perbesaran lensa obyektif 10x, 40 x dan 100x dengan perbesaran lensa okuler 10x. Proses identifikasi mengacu kepada beberapa referensi, yaitu Willard, dkk(2004), Sun,dkk(1999), Huang & Tseng-Chieng (1972), Sowunmi (1972), dan Erdtman(1966). Seluruh proses preparasi dan proses identifikasi dilakukan di LaboratoriumPaleontologi, Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran.

Analisis Kluster menggunakan Program *Statistical Product and Service Solution* (SPSS) dilakukan terhadap

semua data foraminifera benthik kecil dan polen (Tabel 1). Di dalam penelitian ini data polen dibagi menjadi 3 kelompok, yaitu: polen palmae, polen mangrove dan polen non mangrove untuk memperoleh hasil yang baik dalam proses analisis kluster.

## HASIL

Kelimpahan foraminifera benthik kecil dan polen pada Tabel 1 memperlihatkan jumlah foraminifera benthik kecil yaitu sebanyak 4329 spesimen lebih sedikit dibandingkan dengan jumlah polen yaitu sebanyak 6797 butir. Hal ini menunjukkan bahwa sebagian besar Delta Mahakam ditempati oleh tumbuhan. Hasil analisis kluster terhadap kelimpahan foraminifera benthik kecil dan polen dalam 83 sampel sedimen membentuk dendrogram seperti pada Gambar2. Berdasarkan dendrogram tersebut, Delta Mahakam dapat dibagi menjadi 4 (empat) biozona, yaitu: Biozona I (Polen Palmae), Biozona II (Foraminifera "A"), Biozona III (Foraminifera "B") dan Biozona IV (Polen



Gambar 2. Dendrogram Hasil Analisis Kluster Dengan Menggunakan Program SPSS.

non mangrove). Penamaan dari semua biozona berdasarkan dominansi dari biotanya (Tabel 2).

Kelimpahan dari foraminifera benthik kecil, polen palmae, polen mangrove dan polen non mangrove di setiap biozona mengalami perubahan (Tabel 2). Pada Biozona I yang terletak di *delta plain* kelimpahan polen palmae sangat menonjol dibandingkan dengan foraminifera benthik kecil, polen mangrove dan polen non mangrove, sebaliknya pada biozona II dan biozona III yang terletak di *delta front* foraminifera benthik kecil mempunyai kelimpahan yang sangat menonjol (Gambar 3).

### Biozona II (Foraminifera “A”)

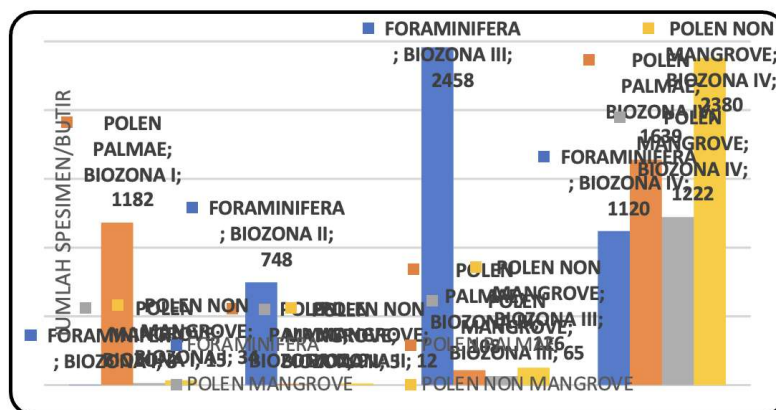
Biozona II sama dengan Biozona I hanya mempunyai 1 (satu) anggota sampel sedimen yaitu DF3 yang terletak di Bagian Utara Delta Mahakam pada *delta front* (Gambar 4). Biozona ini sama dengan biozona I terdiri dari foraminifera benthik kecil, polen palmae, polen mangrove dan polen non mangrove, tetapi yang mendominasi adalah foraminifera benthik kecil dengan jumlah spesies 26 dan jumlah spesimen 748. Dari seluruh spesies foraminifera benthik kecil yang ditemukan terdapat 6 spesies terpilih yaitu *Ammonia tepida*, *Heterolepa subhaidingerii*, *Asterorotalia trispinosa*, *Elphidium*

Tabel 2. Kelimpahan dari Foraminifera Benthik Kecil, Polen Palmae, Polen Mangrove dan Polen Non Mangrove Pada Setiap Biozonadi Delta Mahakam (warna merah menunjukkan nilai kelimpahan tertinggi).

NO	JENIS BIOTA	BIOZONA I	BIOZONA II	BIOZONA III	BIOZONA IV
		(spesimen/butir)			
1	Foraminifera Benthik Kecil	3	748	2458	1120
2	Polen Palmae	1182	9	108	1639
3	Polen Mangrove	15	5	65	1222
4	Polen Non Mangrove	34	12	126	2380

Selanjutnya pada biozona IV yang mencakup *delta front*, *delta plain* dan *distributary channel* kelompok yang mendominasi adalah kelompok polen non mangrove. Berbeda dengan kelimpahan biota pada biozonalainnya, perbedaan kelimpahan setiap jenis biota tidak berbeda secara signifikan pada biozona IV.

*depresselum*, *Cibicoides mediocris* dan *Ammonia beccarii* (Tabel 3). Jenis foraminifera benthik kecil yang mendominasi biozonainia adalah *Ammonia beccarii* berjumlah 168 spesimen atau sekitar 23% dari total jumlah spesimen foraminifera benthik kecil.



Gambar 3. Grafik Kelimpahan Biota Dari Setiap Biozona Delta Mahakam

### Biozona I (Polen Palmae)

Terdiri dari 1 (satu) sampel sedimen yaitu DP25 yang terletak di Bagian Utara Delta Mahakam pada *tidal delta plain* (Gambar 4). Pada zona ini ditemukan foraminifera benthik kecil, polen palmae, polen mangrove dan polen non mangrove. Polen palmae mendominasi biozona I sehingga dinamakan biozona polen palmae (Tabel 1). Jumlah butir polen palmae adalah 1182 dari 11 spesies. Dari 11 spesies polen palmae yang ditemukan terdapat 2 spesies terpilih, yaitu: *Nypa fruticans* dan *Oncosperma tigillarum* (Tabel 3).

### Biozona III (Foraminifera “B”)

Biozona III terdiri dari 8 sampel sedimen, yaitu: DF9, DF11, DF14, DF17, DF18, DF22, DF24, DF28. Seluruh sampel sedimen terletak di *delta front* (Gambar 4). Sama seperti Biozona I dan II, Biozona III terdiri dari foraminifera benthik kecil, polen palmae, polen mangrove dan polen non mangrove. Foraminifera benthik kecil mendominasi biozona III dengan jumlah spesies 65 dan jumlah spesimen 2458. Terdapat 7 spesies foraminifera benthik kecil terpilih, yaitu: *Elphidium depresselum*, *Elphidium jenseni*, *Ammobaculites agglutinans*, *Asterorotalia trispinosa*, *Trochammina nana*, *Heterolepa*

*subhaidingerii* dan *Ammonia beccarii*. Foraminifera yang dominan sama dengan di biozona II, yaitu *Ammonia beccarii* dengan jumlah 545 spesimen atau sebesar 22% dari total spesimen foraminifera.

#### Biozona IV (Polen non mangrove)

Biozona Polen non mangrove terdiri dari 73 sampel sedimen yang terletak di *delta front*, *delta plain* dan *distributary channel* (Gambar 4). Berdasarkan foraminifera bentik kecil dan polen yang ditemukan, jumlah polen non mangrove merupakan jenis yang paling banyak ditemukan yaitu sebesar 2380 butir dengan jumlah spesies 226. Terdapat 2 kelompok terpilih dari polen non mangrove, yaitu: *Cyperaceae* dan *Graminae*. *Graminae* merupakan kelompok yang paling banyak jumlahnya (Tabel 3).

Jumlah spesimen dari *A. beccarii* pada biozona III lebih banyak dibandingkan dengan jumlah spesimen pada Biozona II. Spesies *Ammonia beccarii* merupakan jenis foraminifera bentik kecil yang termasuk ke dalam kelompok *Ammonia*. Menurut Murray (2006) kelompok *Ammonia* pada umumnya hidup secara infaunal, herbivora, tersebar luas pada lingkungan marin marginal di seluruh dunia; pada umumnya hidup di dalam sedimen dengan berbagai jenis lumpur dan kandungan *Total Organic Carbon* (TOC) tinggi, salinitas 10-31‰, *marsh-subtidal*, mempunyai kemampuan toleransi dengan salinitas lebih dari 50‰, dapat bertoleransi dengan oksigen rendah dalam beberapa hari sampai lingkungan anaerob. Terdapat 2 jenis *Ammonia*, yaitu *Ammonia beccarii* dan *Ammonia tepida*.

Meskipun kedua biozona mempunyai jenis

Tabel 3. Keberadaan Spesies Terpilih Dalam Setiap Biozona Delta Mahakam

NO	BIOZONA	JUMLAH DAN KODE SAMPEL SEDIMEN	SPESES TERPILIH (Jumlah spesimen /butir ≥5%)
1	BIOZONA I (POLEN PALMAE)	1 sampel di Delta Plain: DP25	1. <i>Nypa fruticans</i> (6%) 2. <i>Oncosperma tigillarum</i> (91%)
2	BIOZONA II (FORAMINIFERA "A")	1 sampel di Delta Front: DF3	1. <i>Ammonia tepida</i> (5%) 2. <i>Heterolepa subhaidingerii</i> (6%) 3. <i>Asterorotalia trispinosa</i> (9%) 4. <i>Elphidium depressulum</i> (10%) 5. <i>Cibicidoides mediocris</i> (18%) 6. <i>Ammonia beccarii</i> (23%)
3	BIOZONA III (FORAMINIFERA "B")	8 sampel di Delta Front: DF9, DF11, DF14, DF17, DF18, DF22, DF24, DF28	1. <i>Elphidium depressulum</i> (5%) 2. <i>Elphidium jenseni</i> (5%) 3. <i>Ammobaculites agglutinans</i> (7%) 4. <i>Asterorotalia trispinosa</i> (8%) 5. <i>Trochammina nana</i> (11%) 6. <i>Heterolepa subhaidingerii</i> (20%) 7. <i>Ammonia beccarii</i> (22%)
4	BIOZONA IV (POLEN NON MANGROVE)	73 sampel terdiri dari: 21 sampel di Delta Front: DF1 - DF2; DF4 - DF8; DF10; DF12 - DF13; DF15 - DF16; DF19 - DF21; DF23; DF25 - DF27; DE29 - DF30. 29 sampel di Delta Plain: DP1 - DP24; DP7, DP26 - DP30. 23 sampel di Distributary channel: DC1 - DC23	1. <i>Cyperaceae</i> (6%) 2. <i>Gramineae</i> (11%)

## PEMBAHASAN

Biozona I (Polen palmae) yang terletak di *delta plain* bagian atas didominasi oleh jenis Polen palmae *Oncospermatigillarum* (Gambar 4). Menurut Winantris, dkk. (2012) *Oncospermatigillarum* merupakan tumbuhan yang menghasilkan polen dalam jumlah banyak pada lingkungan yang terhubung dengan *distributary channel*. Menurut Bhattacharya dan Walker (1992) *delta plain* merupakan bagian dari delta yang mengandung *distributary channel*, sehingga dapat diperkirakan bahwa delta plain merupakan lingkungan yang optimal untuk perkembangan kehidupan *Oncospermatigillarum*.

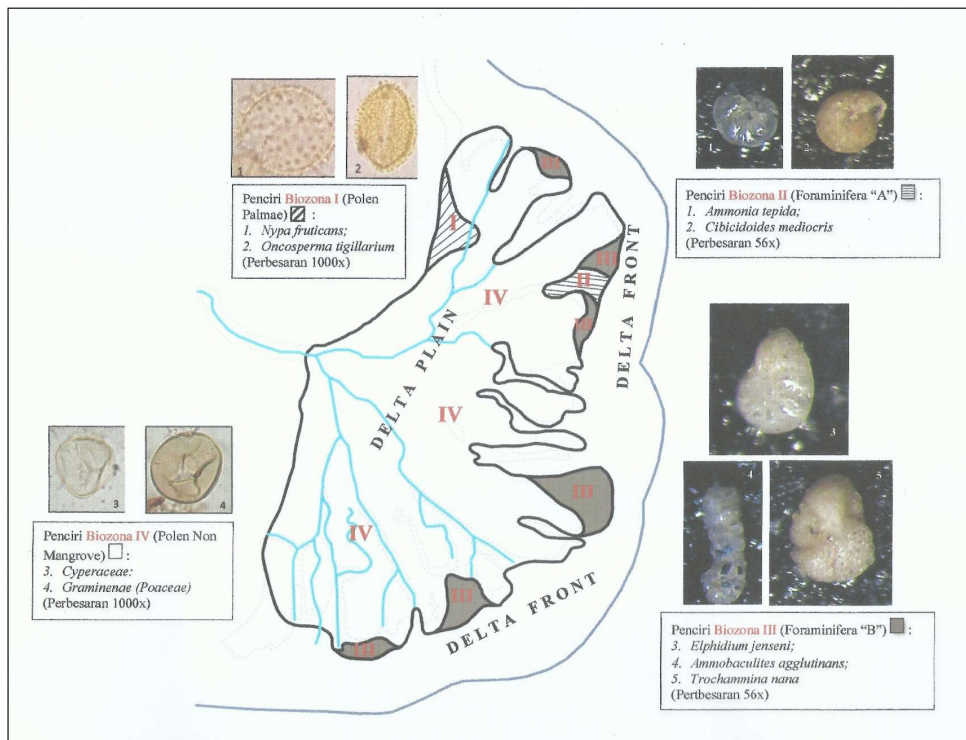
Biozona II (Foraminifera "A") dan biozona III (Foraminifera "B") terletak pada *delta front* mempunyai jenis foraminifera bentik kecil dominan yang sama yaitu *Ammonia beccarii*, tetapi jumlah spesimennya berbeda.

foraminifera bentik kecil dominan yang sama tetapi ada beberapa spesies terpilih yang hanya ditemukan di setiap biozona. Spesies foraminifera bentik terpilih yang hanya ditemukan di biozona II adalah *Ammonia tepida* dan *Cibicidoides mediocris*, sehingga kedua spesies ini dapat dijadikan sebagai penciri dari biozona II (Gambar 4). Sedangkan spesies terpilih yang hanya ditemukan di biozona III adalah *Elphidium jenseni*, *Ammobaculites agglutinans* dan *Trochammina nana*. Ketiga spesies ini dapat dijadikan sebagai spesies penciri biozona III (Gambar 4). Adanya perbedaan spesies terpilih, jumlah spesies dan jumlah spesimen foraminifera bentik kecil menunjukkan kedua biozona mempunyai lingkungan yang berbeda. Ditemukannya 2 spesies terpilih yang berbinding cangkang aglutinin pada biozona III yaitu *Trochammina nana* dan *Ammobaculites agglutinans*

menunjukkan bahwa pada biozona III terdapat pengaruh aliran sungai yang lebih besar dibandingkan dengan daerah di biozona II. Lambert (2003) menyatakan bahwa salinitas rendah merupakan tempat yang baik bagi perkembangan foraminifera bercangkang aglutinin.

Spesies terpilih dari biozona IV berasal dari golongan tumbuhan *Cyperaceae* dan *Graminae*. *Cyperaceae* merupakan tumbuhan herba mirip rumput yang hidup di lahan basah, sedangkan *Graminae* adalah kelompok rumput - rumputan yang hidup di lahan basah, hutan dan tundra. Biozona IV tersebar di *delta plain*, *distributary channel* dan *delta front* (Gambar 4).

sampel sedimen sebanyak 29 sampel sedimen. Hasil penelitian menunjukkan lingkungan *delta front* sangat bervariasi karena adanya pengaruh laut dan arus pasang surut. Sementara itu, penelitian ini dilakukan terhadap 83 sampel sedimen yang diperoleh dari tiga bagian Delta Mahakam, yaitu *delta front*, *delta plain*, dan *distributary channel*. Oleh karena itu, hasil penelitian yang diperoleh juga berbeda. Kemajuan dari penelitian ini dibandingkan dengan penelitian sebelumnya adalah bertambahnya data foraminifera benthik kecil dan polen serta terdeteksinya penyebab adanya perbedaan sumber sedimen di Delta Mahakam.



Gambar 4. Pola Distribusi Biozona Delta Mahakam Berdasarkan Kumpulan Foarminifera Benthik Kecil dan Polen.

Pola distribusi biozona Delta Mahakam pada Bagian Utara dan Selatan menunjukkan perbedaan (Gambar 4). Biozona di Bagian Utara lebih beragam yaitu terdiri dari biozona I, biozona II, biozona III dan biozona IV, sedangkan di Bagian Selatan hanya terdiri dari biozona III dan biozona IV. Hal ini menunjukkan adanya perbedaan sumber sedimen pada saat proses pembentukan Delta Mahakam.

Menurut Bhattacharya dan Walker (1992) Delta Mahakam terdiri dari 2 sistem *distributary* yaitu *southernly distributary system* dan *northernly distributary system*. Adanya 2 sistem *distributary* ini yang menyebabkan adanya perbedaan sumber sedimen di Delta Mahakam.

Penelitian ini merupakan pengembangan dari penelitian tentang kumpulan foraminifera benthik kecil dan polen yang dilakukan oleh Jurnaliah dan Winantris (2015). Pada tahun 2015, penelitian dilakukan hanya pada bagian *delta front* Delta Mahakam dengan jumlah

## KESIMPULAN

Delta Mahakam terbagimenjadi 4 biozona, yaitu: Biozonal (Polen Palmae), biozona II (Foraminifera "A"), biozona III (Foraminifera "B") dan biozona IV (Polen Non Mangrove). Biozona I terdapat di *delta plain* bagian atas, biozona II dan biozona III terdapat pada *delta front*, sedangkan biozona IV tersebar di sebagian besar *delta plain* dan *distributary channel* serta sebagian kecil *delta front*. Bagian Utara Delta Mahakam menunjukkan pola distribusi biozona yang lebih beragam dibandingkan dengan Bagian Selatan. Perbedaan biozona pada setiap bagian dari Delta Mahakam menunjukkan perbedaan lingkungan yang disebabkan oleh adanya perbedaan sumber sedimen, pengaruh arus laut dan aliran sungai.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penelitian di Delta Mahakam tidak dapat terlaksana tanpa adanya dukungan dari TOTAL E&P Indonesia yang



telah memberikan izin untuk pengambilan sampel sedimen di dalam wilayah kerjanya, serta dukungan dari Sdri. Sheilla Faradella Ariefani, Sdri. Hurin dan Sdri. Ria Fitriani yang telah membantu dalam preparasi sampel sedimen dan penyempurnaan gambar. Oleh sebab itu, ucapan terima kasih disampaikan kepada semua pihak yang telah memberikan dukungan.

## DAFTAR ACUAN

- Bhattacharya, J.P. dan Walker, R.G.. 1992. *Deltas. In Facies Models Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada. Hal. 157.
- Erdtman, G. 1966. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy*. Hanfer Publishing Company, New York and London.
- Huang dan Tseng-Chieng. 1972. *Pollen flora of Taiwan*. [Taipei] National Taiwan University, Botany Dept. Press.
- Jurnaliah, L. dan Winantris. 2015. Distribusi Submikrofosil (Polen dan Foraminifera) Pada Delta Front Di Delta Mahakam, Kalimantan Timur. Vol. 13., No. 3. Desember 2015. *Bulletin of Scientific Contribution*. Hal. 169-181.
- Lambert, B. 2003. *Micropaleontological Investigations in The Modern Mahakam Delta, East Kalimantan (Indonesia)*. Notebooks on Geology: Article 2003/02. [https://paleopolis.rediris.es/cg/CG2003\\_A02\\_B1/](https://paleopolis.rediris.es/cg/CG2003_A02_B1/)
- Loeblich, A. R., dan Tappan, H., 1994. *Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. Special Publication no. 31*. Cushman Foundation For Foraminiferal research Inc. Department of Invertebrate Paleontology. Harvard University. Cambridge, USA.
- Murray, J. W. 2006. *Ecology & Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press. UK; pp. 327-343.
- Sowunmi, M.A. 1972. Pollen morphology of the palmae and its bearing on taxonomy. *Review of Palaeobotany and Palynology, Volume 13, Issue 1, 1972, Pages 1-80, ISSN 0034-6667, [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(72\)90044-9](https://doi.org/10.1016/0034-6667(72)90044-9)*.
- Storms, J.E.A., Hoogendoorn, R.M., Dam, R.A.C., Hoitink, A.J.F., dan Kroonenberg, S.B. 2005. *Late-Holocene evolution of the Mahakam delta, East Kalimantan, Indonesia*.
- Sun, Xiangjun, Li, Xun, Beug dan Hans-Jurgen. 1999. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. *Marine Geology*, 156 (1). 211-226 doi:10.1016/s0025-3227(98)00180-7.
- Supriatna, S., Sukardi dan Rustandi, E. 2011. *Peta Geologi Lembar Samarinda, Kalimantan. Badan Geologi*. Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral.
- Van Marle, L.J., 1991. *Eastern Indonesian Late Cenozoic Smaller Benthic Foraminifera*. Amsterdam. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen (Afdeling Natuurkunde, Eerste Reeks, No. 34).
- Willard, D.A., Bernhardt, E.C., Weimer, L., Cooper, S.R., Gamez, D. dan Jensen, J. 2004. *Atlas of pollen and spores of the Florida Everglades, Palynology*, 28:1, 175-227, DOI: [10.1080/01916122.2004.9989597](https://doi.org/10.1080/01916122.2004.9989597)
- Winantris, Syafri, I., dan Rahardjo, A.T. 2012. *Oncosperma tigillarium* Merupakan bagian Palino Karakter Delta Plain Di Delta Mahakam, Kalimantan. *Bionatura-Jurnal Ilmu - Ilmu hayati dan Fisik*. Vol. 14, No. 3, November 2012, hal. 228-236.



# PANDUAN PENULISAN MAKALAH ILMIAH JURNAL GEOLOGI KELAUTAN

## PETUNJUK UMUM PENULISAN

Naskah merupakan karya asli mengenai berbagai aspek penelitian atau artikel ulasan balik/tinjauan (*review*) tentang geologi kelautan, baik sains maupun terapan, dan ilmu lain yang terkait. Naskah belum pernah dipublikasikan atau tidak sedang diajukan pada majalah/jurnal lain yang dinyatakan dalam surat pernyataan penulis dan diketahui oleh pimpinan instansi.

Naskah ditulis dalam bahasa Indonesia yang baik dan benar dilengkapi dengan Sari dalam bahasa Indonesia dan *Abstract* dalam bahasa Inggris. Naskah yang isi dan formatnya tidak sesuai dengan pedoman penulisan Jurnal Geologi Kelautan akan ditolak oleh dewan redaksi dan dewan redaksi tidak berkewajiban untuk mengembalikan naskah tersebut. **Dewan redaksi tidak menerima naskah dengan penulis tunggal.**

## FORMAT PENULISAN NASKAH

### Umum

Halaman pertama naskah berisi **judul makalah dalam bahasa Indonesia & Inggris**, nama setiap penulis, nama dan alamat institusi masing-masing penulis ( nomor telepon dan atau alamat e-mail), sari dan *abstract*, kata kunci/*keyword* (ditulis di bawah Sari/*Abstract*).

Setiap halaman diberi nomor secara berurutan termasuk halaman gambar dan tabel. Naskah ditulis minimum 1000 kata diketik dengan komputer dalam *MS-Word* dengan huruf *Times New Roman, Font-12*, dua spasi.

Susunan naskah dibuat seperti berikut:

Naskah hendaknya ditulis dalam susunan sebagai berikut: (1) judul, (2) sub judul, (3) penulis dan alamat penulis, (4) sari dalam bahasa Indonesia dan Inggris disertai kata kunci, maksimum 200 kata, (5) pendahuluan, (6) metode, (7) hasil penelitian, (8) pembahasan, (9) kesimpulan dan saran, (10) ucapan terima kasih, (11) daftar acuan, (12) lampiran (jika ada), (13) gambar dan tabel, serta keterangannya.

## FORMAT ACUAN

Acuan disusun menurut abjad. Jika terdapat lebih dari satu acuan yang ditulis oleh orang yang sama, acuan disusun berdasarkan tanggal (yang lebih awal disebut lebih dulu) dan kemudian menurut abjad.

Beberapa contoh penulisan sumber acuan:

- *Buku:*  
Kearey Philip, Brooks Michael and Hill Ian, 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Sciences Company, Iowa, USA, 3rd ed., 262h.
- *Jurnal*  
Clarke, J.D.A. and Ringis, J., 2000. Late Quaternary Stratigraphy and Sedimentology of the Inner part of Southwest Joseph Bonaparte Gulf. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, h.715-732

- *Prosiding*

Moore, D.E., Goodman H.E., Norman P.D., 1995. Application of 3-D Seismic/Forward Modeling to Water Shutoff and Other Reservoir Management Issues. *Proc. 24<sup>th</sup> Ann. Conv. IPA*, Jakarta, Indonesia.

- *Peta*

Astawa, I.N., Kusnida, D. & Arifin, L., 2003. *Peta Geologi Dasar Laut Perairan Sepanjang*, skala 1:250.000. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan, Bandung.

- *Informasi dari Internet*

Cantrell, C., 2006. Sri Lankan's tsunami drive blossom: *Local man's effort keeps on giving*.  
[Http://www.boston.com/news/local/articles/2006/01/26/sri\\_lankans\\_tsunami\\_drive\\_blossoms/](http://www.boston.com/news/local/articles/2006/01/26/sri_lankans_tsunami_drive_blossoms/)[26 Jan 2006], Jam Download.

## **PENGIRIMAN**

Penulis diminta mengirimkan naskah asli beserta dokumennya (File) di dalam *compact disk (CD)* yang disiapkan dengan program *Microsoft Word* pada alamat redaksi.

Pengiriman naskah harus disertai surat resmi dari penulis penanggungjawab dan dilengkapi dengan alamat kantor, nomor telepon/hp, alamat e-mail. Penulis bertanggung jawab atas isi naskah dan legalitas pengiriman naskah yang bersangkutan.

***CALL FOR PAPER :***

Redaksi menerima makalah ilmiah dari pembaca untuk diterbitkan dalam jurnal ini dengan mengacu kepada persyaratan tersebut di atas.

# SERTIFIKAT

Kementerian Riset dan Teknologi/  
Badan Riset dan Inovasi Nasional



Petikan dari Keputusan Menteri Riset dan Teknologi/  
Kepala Badan Riset dan Inovasi Nasional

Nomor 200/M/KPT/2020

Peringkat Akreditasi Jurnal Ilmiah Periode III Tahun 2020

Nama Jurnal Ilmiah

**Jurnal Geologi Kelautan : Media Hasil Penelitian Geologi Kelautan**

E-ISSN: 25278851

Penerbit: Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral

Ditetapkan sebagai Jurnal Ilmiah

**TERAKREDITASI PERINGKAT 2**

Akreditasi Berlaku selama 5 (lima) Tahun, yaitu  
Volume 18 Nomor 1 Tahun 2020 sampai Volume 22 Nomor 2 Tahun 2024

Jakarta, 23 Desember 2020

Menteri Riset dan Teknologi/  
Kepala Badan Riset dan Inovasi Nasional  
Republik Indonesia,



*Bambang P. S. Brodjonegoro*  
Bambang P. S. Brodjonegoro



**PUSAT PENELITIAN DAN PENGEMBANGAN GEOLOGI KELAUTAN  
KANTOR PUSAT :**

**Jl. Dr. Junjunan No. 236, Bandung-40174  
Telp. 022-6032020, 6032201, Fax. 022-6017887**

**KANTOR PENDUKUNG :**

**Jl. Kalijaga No. 101 Cirebon-45113  
Telp. 231-207037, Fax. 231-246304**

**<http://www.mgi.esdm.go.id>, email : [ejournal.p3gl@gmail.com](mailto:ejournal.p3gl@gmail.com)**