



**Dinamika Proses Pengendapan Sedimen Holosen di Hilir Sungai Bengawan Solo serta Wilayah Pasang Surut di Gresik dan Sekitarnya, Jawa Timur.**  
*The Dynamics of Holocene Sedimentary Depositional Process in Downstream of Bengawan Solo River and Tidal Zone in Gresik and Surrounding Areas, East Java*

R.A.T. Moechtar

Pusat Survei Geologi, Badan Geologi

Jl. Diponegoro No.57, Citarum, Bandung Wetan, Kota Bandung, Jawa Barat 40115

email: [rioalcanadre@gmail.com](mailto:rioalcanadre@gmail.com)

Naskah diterima : 15 Desember 2020, Revisi terakhir : 18 Februari 2021 Disetujui : 18 Februari 2021, Online : 22 Februari 2021

DOI: <http://dx.doi.org/10.33332/jgsm.geologi.22.1.9-23p>

**Abstrak**-Daerah penelitian terletak di wilayah Kabupaten Gresik dan Kabupaten Lamongan, Provinsi Jawa Timur. Penelitian bertujuan untuk menelaah dinamika proses serta interval pengendapan berdasarkan aspek sedimentologi dan stratigrafi. Untuk mengetahui kondisi bawah permukaan pada objek penelitian digunakan metoda pemboran dangkal sebanyak 40 (empat puluh) titik yang selanjutnya dilakukan analisis sedimentologi dan stratigrafi. Hasil pemboran menunjukkan terdapat 13 jenis endapan, yaitu endapan dataran banjir Bengawan Solo (EDbBs), alur sungai Bengawan Solo (EAsBs), dataran banjir (EDb) termasuk pengaruh pasang surut (EDbps), alur sungai (EAs) termasuk pengaruh pasang surut (EAsps), cekungan banjir (ECb), pasir rombakan (EPr), rawa (ER) dan pengaruh pasang surutnya (ERps), pantai (EP), laut dekat pantai (ELdp), dan laut lepas pantai (ELlp). Hasil analisis stratigrafi membedakan menjadi 3 (tiga) interval perioda pengendapan, yaitu interval muka laut rendah pertama (MLR 1), muka laut tinggi (MLT), dan muka laut rendah kedua (MLR 2). Perubahan tubuh sedimen secara lateral dan vertical ditafsirkan sebagai hasil proses eksternal seperti fluktuasi muka air laut, sirkulasi iklim serta tektonik.

**Katakunci:** Holosen, muka laut, iklim, tektonik, Gresik.

**Abstract**-Research area is located in Gresik and Lamongan districts, East Java. The objective of this research is to analyze the dynamic of depositional process by interpreting the interval of depositional periode based on sedimentology and stratigraphy aspects. To determine subsurface condition in the area of research, drilling method was used in 40 points. Furthermore, sedimentology and stratigraphy analysis were carried out. It indicated that there were 13 deposits such as Bengawan Solo river floodplain deposits, Bengawan Solo river deposits, floodplain deposits and tide influenced deposits, river deposits and tide influenced deposits, floodbasin deposits, disturbance sand deposits, marsh deposits, beach deposits, nearshore deposits, and offshore deposits. Based on stratigraphy analysis, the facies group is divided into three interval of depositional periods. First interval was a period when sea level was drop for the first time. Second interval was a period when sea level was high and third interval was a period when sea level was drop again for the second time. The changes in sedimentary bodies is interpreted as the result of external processes, for instance, sea level fluctuation, climate circulation, and tectonic.

**Keywords:** Holocene, sea level, climate, tectonics, Gresik.

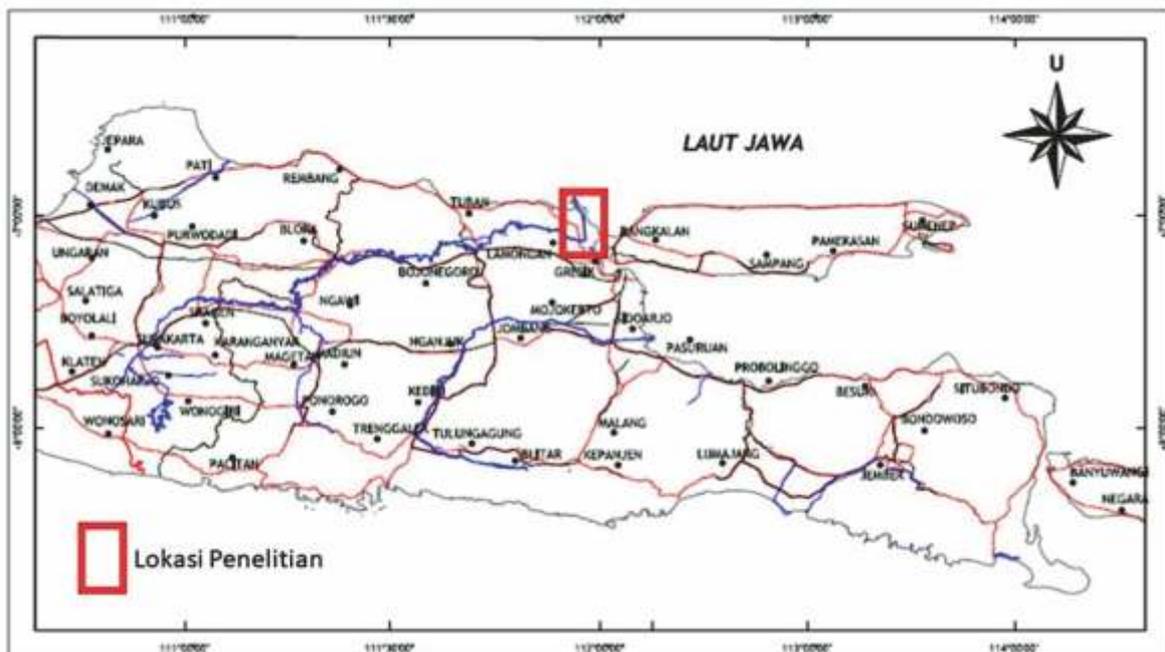
## PENDAHULUAN

Sepanjang perjalanan bumi telah terjadi perubahan iklim secara berulang membentuk suatu rangkaian siklus secara periodik yang kebenarannya di Indonesia telah teridentifikasi selama Plistosen Akhir hingga sekarang (Moechtar, 2011). Williams dkk. (1993) menyebut bahwa perubahan lingkungan selama kurun waktu Kuartar terjadi dimana-mana, baik regional maupun lokal yang dari suatu tempat ke tempat lainnya. Selain itu, sirkulasi pendinginan dan pemanasan secara global terkait berubahnya iklim mengikuti siklus Milankovitch telah didokumentasikan oleh Perlmutter dan Mattheus (1989). Walker dan James (1992) berasumsi bahwa kontrol dinamika pengendapan dalam bentuk turun naiknya muka laut, tektonik, berubahnya iklim dan biotik harus menjadi satu kesatuan dalam rangkaian sedimen seumur. Variasi tektonik dan iklim aktif yang dialami selama Kuartar didorong oleh peningkatan laju erosi disertai deformasi. Perubahan tingkat daerah genangan seperti rawa dan danau telah dibuktikan dengan observasi terkini yang menunjukkan keberlanjutan penurunan permukaan air (Kempe dan Degens, 1978; Valetton, 1978; Acarlar dkk., 1991; Landmann dkk., 1996; Kempe dkk., 2002; Litt dkk., 2009; Kuzucuoglu dkk., 2010; Kaplan, 2013; Görür dkk., 2015). Ada banyak penelitian

tentang evolusi paleogeografi Kuartar dari informasi danau di teras pantai yang terbatas. Data yang diperoleh menunjukkan bahwa faktor utama untuk variasi tingkat danau telah terjadi selama ratusan tahun terakhir didorong oleh iklim curah hujan, suhu, penguapan dan pembuangan aliran (Landmann dkk., 1996; Kuzucuoglu dkk., 2010; Kaplan, 2013).

Hilir Bengawan Solo berada di kawasan Gresik yang secara geografis terletak di barat laut Surabaya dan barat Pulau Madura. Perubahan lahan di tempat tersebut berlangsung sangat cepat, seperti meluasnya kawasan industri dan lahan pesawahan yang beralih ke tambak ikan. Secara Geografis daerah penelitian berada pada koordinat  $110^{\circ}30'00'' - 121^{\circ}40'00''$  BT dan  $6^{\circ}50'00'' - 07^{\circ}08'00''$  LS (Gambar 1).

Penelitian ini bermaksud untuk mendeskripsi sedimen Kuartar, khususnya pada kala Holosen di bawah permukaan, menafsirkan lingkungan pengendapan termasuk perkembangannya serta mengkaji tentang menyusut dan meluasnya lingkungan pengendapan sebagai faktor kendali yang mempengaruhi pembentukannya. Adapun tujuan utamanya adalah mendiskusikan dinamika proses pengendapan kala Plistosen Akhir hingga sekarang khususnya terhadap karakter alur hilir Bengawan Solo dan perkembangan garis pantainya.



Gambar 1. Peta lokasi daerah penelitian.

## METODOLOGI

Pengambilan data dilakukan dari pemboran dangkal sebanyak 40 (empat puluh) titik dengan kode BO1 - BO40 (Gambar 2). Sedimen Kuarter yang belum terkonsolidasi tersebut diamati dan dideskripsi secara akurat dan detail menggunakan konsep pemboran pemetaan geologi Kuarter berdasarkan sistem legenda tipe penampang (*profile type legend system*) yang diplot dengan skala 1 : 100. Metoda ini merefleksikan hubungan fasies-fasiesnya yang diwakili oleh tipe penampang hingga kedalaman tertentu. Konsep ini pertama kali dikembangkan oleh *Netherland Geological Survey* pada tahun 1960 yang selanjutnya dimodifikasi oleh *Geological Survey of Lower Saxony, West Germany* pada tahun 1977.

Berdasarkan data pemboran, fasies sedimen dapat dibedakan menjadi beberapa fasies pengendapan. Rangkaian stratigrafi tersebut selanjutnya dikorelasikan yang tujuannya merekonstruksi secara vertikal dan horizontal berubahnya lingkungan dari waktu ke waktu, khususnya terhadap faktor kendali pembentukannya yang berhubungan dengan evolusi cekungan termasuk perkembangan alur purba Sungai Bengawan Solo.



Gambar 2. Peta lokasi pemboran dan lintasan rangkaian stratigrafi.

## FISIOGRAFI DAN GEOLOGI

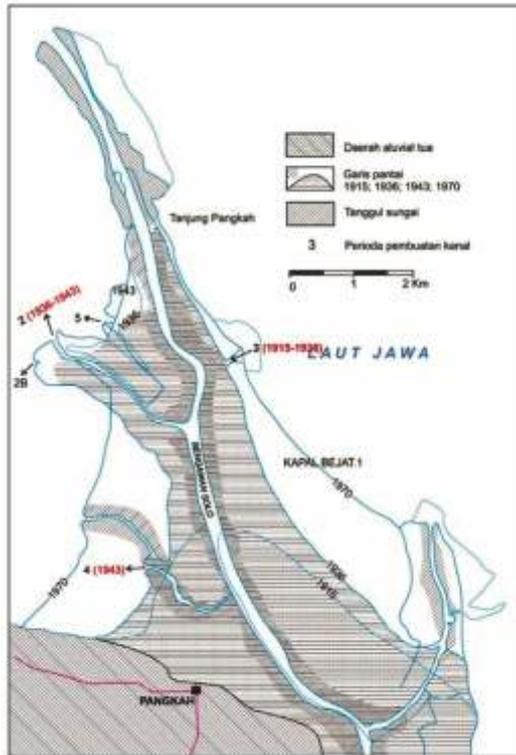
Wilayah Gresik dan sekitarnya merupakan daerah pedataran yang berundulasi dengan jajaran perbukitan berarah barat-timur yang berselingan dengan dataran Aluvial. Pada peta Geologi Jawa dan Madura yang dibuat oleh Veerbek dan Fenneema (1896) telah dipetakan pembuatan kanal untuk mengalihkan Alur sungai Bengawan Solo. Ini berarti bahwa hilirnya Sungai Bengawan Solo kini merupakan kanal buatan, sedangkan posisi di Ujung Pangkah dan Sidayu saat itu berada di sekitar garis pantai. Alur Bengawan Solo yang dialihkan ke kanal tersebut mengalir ke utara, sedangkan alur yang lama mengalir ke timur menjadi Sungai Bengawan Lawas.

Sejak 1915 perubahan lahan terjadi secara drastis, terlihat secara jelas dari peta Verstappen (1977), seperti batas dataran aluvial tua melalui Ujung Pangkah, perubahan garis pantai dan tanggul sungai (Gambar 3).

Berdasarkan peta fisiografi Jawa Timur, daerah penelitian termasuk zona depresi Randublatung. Zona tersebut merupakan depresi fisiografi tektonik yang terbentang antara Zona Rembang dan Zona Kendeng yang terbentuk pada Plistosen dengan arah memanjang barat-timur. Bagian tersempit depresi ini berada di sekitar Cepu, kemudian membuka ke arah timur Selat Madura. Zona Depresi Randublatung merupakan satu kesatuan struktur sinklin yang mencakup daerah Cepu dan Bojonegoro.

Perubahan bentangalam dari tinggi hingga rendah terjadi secara teratur, yaitu mulai dari perbukitan bergelombang yang secara berangsur beralih ke dataran. Perbukitan bergelombang ini cenderung merupakan rangkaian perulangan struktur antiklin yang seolah-olah menjadikan dataran aluvial merupakan bagian struktur sinklin. Oleh karena itu, karakter alur-alur sungai yang berkembang tersebut dapat dijadikan sebagai indikator wilayah struktur sinklin. Munculnya bukit-bukit kecil yang ditutupi oleh batuan karbonat di dataran aluvium yang luas dan umumnya terlapuk kuat, mengindikasikan bahwa sedimen Holosen ditempat tersebut tidak terlalu tebal.

Penelitian morfologi dari dataran aluvial ke dataran sekitar pantai sepanjang Bengawan Solo menarik perhatian karena pada masa lalu pasokan material dari alur Bengawan Solo relatif besar sehingga membentuk Tanjung Wedoro. Apabila proses tersebut terus berlangsung maka dapat mengakibatkan mendangkalnya Selat Madura termasuk pelabuhan Tanjung Perak. Di daerah pesisir telah terjadi mundurnya garis pantai secara mencolok yang ditandai oleh garis pantai yang semula berada di sekitar Ujung Pangkah – Sidayu mundur sekitar 7 km ke arah barat dan sekitar 25 km ke arah utara.



sumber: Verstappen (1977)

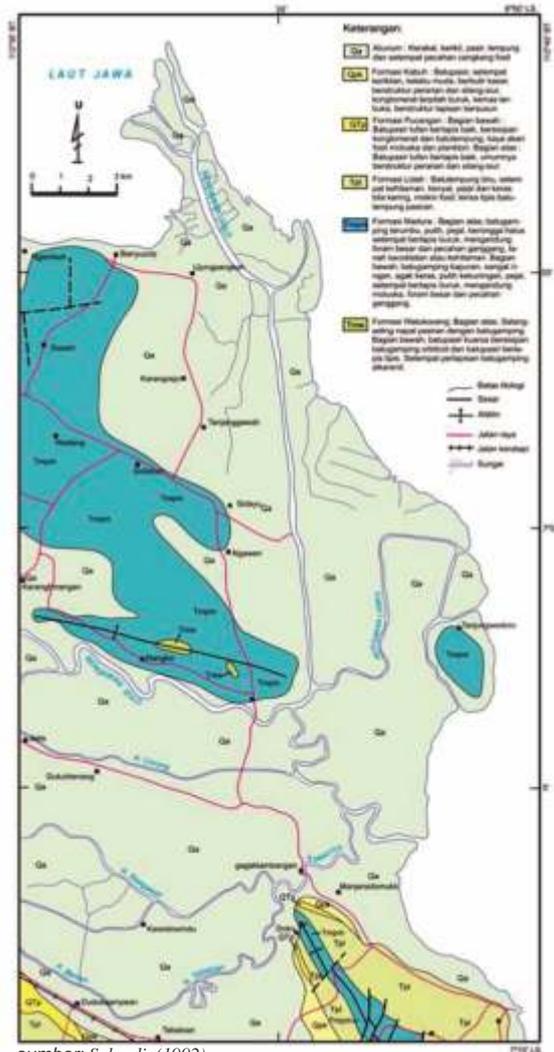
**Gambar 3.** Perkembangan hilir Sungai Bengawan Solo setelah alurnya dipindahkan antara tahun 1915 hingga 1970.

Sungai Bengawan Solo di daerah penelitian memiliki kedalaman 15 – 25 m yang pada musim kemarau menyusut secara drastis, sebaliknya di musim penghujan meluap. Sungai-sungai lainnya, antara lain adalah Kali Corong, Kali Manyar, dan Kali Lamong.

**Stratigrafi**

Tatanan stratigrafi di daerah penelitian tersusun oleh Formasi Watukoceng (Tmw), Formasi Madura (Tmpm), Formasi Lidah (Tpl), Formasi Pucangan (QTp), Formasi Kabuh (Qpk), dan Aluvium (gambar 4.)

Menurut Sukardi (1992), batuan sedimen di daerah ini berasal dari Lajur Rembang – Madura dan Lajur Kendeng. Formasi Lidah, Formasi Pucangan dan Formasi Kabuh termasuk lajur Kendeng, sedangkan Formasi Lidah dan Formasi Madura termasuk Lajur Rembang – Madura. Perbedaan mencolok kedua lajur ini adalah formasi-formasi yang terdapat pada Lajur Kendeng kaya akan batuan gunungapi, sedangkan pada Lajur Rembang tidak demikian. Pada aluvium terdapat model siklus pengendapan yang terjadi di Gresik adalah transgresi pada kala Plistosen yang mengendapkan sedimen dengan lingkungan neritik, dan mengalami susut laut pada awal Holosen (Lugra, 2009).



sumber: Sukardi, (1992)

**Gambar 4.** Peta geologi daerah penelitian.

**Tektonik**

Sebagian besar daerah penelitian ditandai oleh kejadian perlipatan Antiklin Bungah yang terbentuk melalui Formasi Madura dan memunculkan Formasi Watukoceng. Arah perlipatan barat–timur dengan kemiringan perlapisan antara 10° hingga 20°. Pada arah tenggara muncul antiklin Sekarkurung dengan arah baratlaut–tenggara yang menurut Sukardi (1992) telah terpotong oleh sesar-sesar berarah utara–selatan.

Sukardi (1992) mengemukakan bahwa perlipatan, pengangkatan, dan erosi terjadi di Lajur Rembang – Madura sejak Pliosen Akhir hingga Plistosen Awal. Pada Plistosen Akhir, terjadi penurunan diikuti oleh pengendapan di lingkungan peralihan antara darat dan litoral. Diduga daerah ini kembali terangkat pada kala Holosen dan sebaliknya di Lajur Kendeng pada Kala Plio-Plistosen terbentuk Formasi Pucangan pada lingkungan sublitoral hingga laut yang diikuti oleh kegiatan erupsi gunungapi. Di Kala Plistosen Tengah

terjadi pengangkatan sehingga laut menjadi sangat dangkal. Dalam penelitian ini, proses kejadian tektonik ditelusuri dari rangkaian stratigrafi yang terjadi di Kala Plistosen Akhir hingga Holosen yang tercermin dari perubahan lingkungan secara lateral dan vertikal mengikuti siklus berubahnya iklim dan turun naiknya muka air laut yang menjadi pembahasan pada tulisan ini.

## SEDIMENTOLOGI DAN STRATIGRAFI

### Fasies dan lingkungan pengendapan

Sedimen Kuartar hasil pemboran dengan ketebalan berkisar antara 2,6 hingga 14,5 m dibedakan menjadi fraksi endapan klastika berbutir kasar yang terdiri atas pasir dan klastika berbutir halus terdiri atas lempung, lanau dan lempung berhumus atau bergambut. Ciri spesifik sedimen yang belum terkonsolidasikan ini terlihat dari komposisi yang tidak homogen atau terbentuk dari percampuran ukuran butir klastik tersebut, terdiri atas perselingan lanau dan pasir atau lanau dan lempung, lanau, pasir koral dan moluska, gambut lempungan hingga lempung gambutan, pasir, perselingan lempung, dan pasir, lempung, lempung tufan, koral berikut cangkang laut lainnya.

Komposisi litologi sedimen Kuartar yang relatif kompleks seperti klastik butiran halus sedimen laut cukup menonjol seperti warna, butiran, kandungan flora dan fauna, derajat kebundaran, tingkat pelapukan dan sebagainya. Selanjutnya, fasies sedimen atau endapan ini ditutupi oleh soil sebagai tanah penutup berukuran lempung, lanau, pasiran, dengan warna coklat sampai kelabu, beroksida besi dan mengandung akar tanaman.

Secara umum, energi aliran yang berpengaruh terhadap pembentukan fasiesnya berasal dari alur sungai seperti arus traksi dan suspensi. Kerja arus suspensi bagian bawah yang umumnya laminar sering dijumpai, namun sistem arus traksi yang menyeret muatan tidak ditemukan. Selain itu, energi yang berasal dari laut seperti gelombang dan suspensi umum dijumpai. Energi aliran yang hampir-hampir tidak bekerja di daerah genangan.

Berdasarkan ciri fasies, maka sistem fasies pengendapan dapat dibedakan menjadi sistem darat yang meliputi endapan-endapan Cekungan Banjir (ECb), Pasir Rombakan (EPr), Rawa (ER) dan Rawa yang dipengaruhi pasang surut (ERps), Rawa Bbakau (ERb), termasuk Rawa Bakau yang dipengaruhi pasang surut (ERbps), klastik linier (*linear clastic sediments*), dan alur sungai estuari. Selanjutnya,

sistem fluvial dapat dibedakan menjadi endapan-endapan (1) Alur Sungai (EAs) termasuk alur sungai yang dipengaruhi oleh pasang surut (EAsps), (2) Dataran Banjir (EDb), dan Endapan Dataran Banjir yang dipengaruhi oleh pasang surut (EDbps). Sedangkan sistem klastika linier dibedakan menjadi endapan-endapan (1) Pantai (EP), (2) Laut Dekat Pantai (ELdp) dan (3) Laut Lepas Pantai (ELlp).

Berdasarkan perioda perkembangan sedimen tersebut, maka Endapan Alur Sungai (EAs) dapat dibedakan menjadi 3 (tiga) periode yaitu EAs 1 – EAs 3. Endapan alur Sungai Bengawan Solo kini termasuk pelimpahannya tidaklah sulit untuk dikenali. Sistem-sistem tersebut berkembang baik di sepanjang alur Bengawan Solo.

Lingkungan rawa berupa endapan rawa dan endapan rawa yang dipengaruhi pasang surut memberi kesan bahwa turun naiknya muka laut berlangsung secara cepat. Pada beberapa tempat dijumpai fasies transisi endapan rawa bakau dan endapan rawa bakau yang dipengaruhi oleh pasang surut. Di sekitar Ujung Pangkah ditemukan fasies endapan yang tak terpisahkan dan memiliki sebaran tak beraturan seperti halnya fasies debris atau rombakan berukuran pasir kasar. Susunan fasies ini cenderung berasal dari proses rombakan bersumber dari batuan alas sebagai pasir rombakan akibat pengaruh gelombang.

Adapun ciri dan karakter fasies dan lingkungan pengendapan pada daerah penelitian sebagai berikut.

### 1. Endapan Dataran Banjir Bengawan Solo (EDbBS)

Endapan ini terdiri dari lempung pasiran berwarna coklat kelabu yang dipengaruhi oleh kandungan humus dengan tingkat kepejalan tinggi dan kandungan sisa tumbuhan yang masih segar.

### 2. Endapan Alur Sungai Bengawan Solo (EAsBS)

Karakteristik endapan ini berupa pasir halus – medium, coklat kekuningan, membulat tanggung hingga menyudut, terpilah sedang, terkadang mengandung unsur organik dan sisa tumbuhan serta berlapis tipis humus. Cenderung sebagian besar endapan ini merupakan endapan hasil pertumbuhan pengendapannya ke arah samping (*lateral accretions*).

### 3. Endapan Dataran Banjir (EDb)

Endapan ini terdiri atas lempung pasiran, lanauan, lanau lempungan, dan lempung berwarna coklat abu-abu, abu-abu kekuningan hingga abu-abu, konkresi besi serta bercak kuning kemerahan. Selain itu, ditemukan pula

lempung, lanau pasiran, coklat abu-abu hingga abu-abu kecoklatan. Jenis fasies endapan ini diselingi oleh lapisan-lapisan tipis pasir dan lempung 1 – 3 mm dan berwarna abu-abu kehijauan yang mengandung sedikit pecahan moluska. Endapan ini ditafsirkan terbentuk oleh pengaruh pasang surut di kawasan sistem fluvial.

#### 4. Endapan Alur Sungai (EAs)

Fasies endapan ini dicirikan oleh pasir halus – medium terkadang kerikil berukuran 3 – 5 mm berwarna coklat kekuningan, abu-abu kecoklatan hingga abu-abu kehitaman, membulat tanggung hingga menyudut, terpilah sedang, mengandung unsur organik dan sisa tumbuhan serta lapisan tipis humus. Komponen terdiri atas butir kuarsa, pecahan batugamping, dan feldspar. Jenis pasir ini dipengaruhi oleh turun naiknya muka laut yang dicirikan oleh lapisan tipis klastika linear dan kandungan cangkang moluska.

#### 5. Endapan Cekungan Banjir (ECb)

Endapan ini terdiri atas lempung berwarna coklat, coklat abu-abu, sangat pejal, mengandung akar halus, semakin ke arah bawah semakin lunak, terdapat pecahan kecil moluska dan konkresi berwarna hitam. Pada beberapa tempat endapan dicirikan oleh lempung berwarna coklat, pejal dan bercak kuning kemerahan, konkresi hitam dan semakin ke arah bawah semakin lunak. Cohen dkk. (2003) mengatakan bahwa lingkungan cekungan banjir merupakan wilayah rendah dimana pengaruh suplai material yang berasal dari sungai sangat kecil.

#### 6. Endapan Pasir Rombakan (EPr)

Perselingan lanau lempungan, pasir halus, dan pasir berlumpur. Bagian atas endapan ini lunak dan mengandung fosil dan kaya akan cangkang moluska. Ke arah bawah berupa pasir yang urai dan sedikit mengandung moluska. Pada lapisan bawah dijumpai kepingan koral yang kasar dan tersebar secara tidak teratur.

#### 7. Endapan Rawa (ER)

Endapan ini tersusun oleh lempung berwarna coklat, abu-abu hingga hitam, lunak dan kadang-kadang mengandung pasir. Lempung organik dengan sisa akar tanaman umum dijumpai dan secara setempat berupa lapisan tipis gambut. Pengaruh pasang surut sering dijumpai pada lapisan tengah dan atas yang dipengaruhi oleh kondisi pasang surut yang terdiri atas lempung, pasir halus, hingga lanau lempungan, abu-abu kecoklatan hingga abu-abu kehitaman,

mengandung sisa tumbuhan dan lapisan tipis lempung berwarna hijau dan mengandung material organik dan moluska.

#### 8. Endapan Rawa Bakau (ERb)

Endapan ini dicirikan oleh fasies lempung lanauan, abu-abu kehitaman, terdapat kandungan potongan tumbuhan bakau yang ke arah bawahnya berangsur beralih menjadi lempung berwarna abu-abu kehijauan. Ciri lainnya berupa lempung lunak, langka material organik dan moluska serta terdapat sisipan pasir. Selain itu, ditemukan lempung sedikit lanau, abu-abu dan mengandung moluska dan lapisan pasir halus setebal 2 – 3cm.

#### 9. Endapan Pantai (EP)

Endapan ini terdiri atas pasir halus – medium dengan butiran seragam, abu-abu kehijauan hingga abu-abu tua, terpilah sedang, mengandung moluska dan material organik serta sisa tumbuhan serta lapisan tipis lempung berwarna abu-abu kehijauan setebal 2 – 5 cm. Interval bawah berwarna semakin gelap berupa pasir hijau mengandung moluska dan miskin kandungan material organik.

#### 10. Endapan Laut Dekat Pantai (ELdp)

Karakteristik endapan ini dicirikan oleh pasir sangat halus, pasir lanauan, lanau dan lempung pasiran, mengandung moluska dan jarang ditemukan foraminifera berwarna abu-abu kecoklatan hingga kelabu tua kehijauan dan berhumus. Terdapat sisipan pasir halus setebal 2 – 5 cm mengandung sisa-sisa tumbuhan dan lapisan tipis organik berwarna coklat kehitaman. Endapan tersebar heterogen baik secara vertikal maupun horizontal, yang berarti perubahan fasies ini berlangsung cepat sehingga posisi garis pantai dari waktu ke waktu mengalami pergeseran.

#### 11. Endapan Laut Lepas Pantai (ELlp)

Endapan ini dicirikan oleh lempung berwarna abu-abu muda hingga tua, hijau hingga abu-abu tua kehijauan, lunak, lastisitas tinggi, mengandung foraminifera dan pecahan cangkang moluska serta bersisipan tipis pasir halus setebal 1-3 cm, tidak mengandung material organik ataupun sisa tumbuhan. Pada interval tertentu disisipi lapisan lempung dengan pecahan moluska yang berlimpah setebal 3-5 cm secara berulang.

### RUNTUNAN RANGKAIAN STRATIGRAFI

Untuk mengetahui faktor kendali yang mempengaruhi proses-proses pembentukan dinamika pengendapan pada periode Plistosen Akhir dan Holosen, maka dilakukan 6

(enam) korelasi stratigrafi. Adapun hasil-hasil pembahasan korelasi rangkaian stratigrafi sebagai berikut:

### 1. Korelasi Stratigrafi Penampang A-B (Gambar 5)

Eas 1 ditutupi oleh endapan laut dekat pantai dengan butiran yang kasar berwarna gelap abu-abu kehijauan merupakan sistem alur sungai tertua yang dijumpai dan diinterpretasikan sebagai alur sungai *low sinuosity* yang umum terbentuk di saat energi aliran relatif tidak besar.

Di utara, rangkaian ini ditandai oleh bor dengan kode BO12 – BO18 yaitu berkembangnya ELlp yang semakin mendekati Sungai Bengawan Solo beralih ke EP dan setara dengan EP yang menutupi ELlp dan ELdp di selatan. Dengan demikian daerah ini dapat dikatakan mengalami susut laut.

Ketika muka laut semakin turun berkembanglah EAs 2 dan EDb yang mengalami pasang surut (EDbps) meski di beberapa tempat endapan laut dekat pantai masih terbentuk. EAs 2 berkomposisi pasir sangat halus yang berselingan dengan lempung dan lanau berwarna lebih gelap, dan cenderung merupakan perkembangan fasies ke arah samping (*lateral accretion*) sebagai penciri alur sungai *high sinuosity* layaknya sungai berkelok (*meandering river*) atau saling berpotongan (*anastomosing river*). Di selatan EAs 2 dipengaruhi pasang surut (EAsps 2), sedangkan di utara terbentuk EDbps. Sistem fluvial demikian umum berlangsung pada saat volume air besar dalam kelembaban atau kebasahan yang relatif tinggi.

Muka laut semakin turun dan terbentuklah EDb di utara dan di selatan berkembang ERb. Akhirnya muka laut semakin susut membentuk EDb yang berasal dari EAs 3. Di selatan berkembang ER dan EDb.

#### Interpretasi

EAs 1 terbentuk disaat muka laut rendah pertama (MLR 1) yang diikuti genang laut sebagai muka laut tinggi (MLT). Susut laut selanjutnya berlangsung, dicirikan oleh puncak berkembangnya sistem fluvial membentuk EAs 2 hingga EAs 3 dan cenderung ditandai oleh periode muka laut rendah kedua (MLR 2).

Poros cekungan seolah-olah berada di utara menghasilkan sedimen laut yang tebal dan tempat berkembangnya alur sungai utama. Alur sungai dari waktu ke waktu bergerak ke arah utara dan kembali ke selatan. Perpindahan tersebut mengindikasikan bahwa alas cekungan di tempat tersebut tidak stabil.

### 2. Korelasi Stratigrafi Penampang C-D (Gambar 6)

Titik bor dengan kode BO9 merupakan laut lepas yang ke arah Sungai Bengawan Solo mendekati pantai. Bagian selatan rangkaian ini terbentuk ELdp yang ke arah barat berkembang lingkungan rawa yang dipengaruhi pasang surut. Susut laut dicirikan oleh berkembangnya EP dan munculnya ERb yang mengalami pasang surut (ERbps). Namun, muka laut kembali naik dengan ditandai terbentuknya ELdp yang menutupi EP dan ERbps. Walaupun muka laut kembali naik akan tetapi secara regional kondisi ini termasuk dalam periode susut laut. Hal ini didasari oleh terbentuknya EAs 2 yang ditafsirkan berlangsung setelah EAs 2 yang terbentuk secara lateral accretion (EAs 2 La). Kemudian muka laut semakin turun, maka berkembanglah lingkungan rawa dan rawa bakau yang dipengaruhi pasang surut antara EDb dan ER.

#### Interpretasi

Berdasarkan fakta tersebut di atas, lingkungan rawa yang dipengaruhi pasang surut, ELlp dan ELdp termasuk ke dalam periode MLT. Selanjutnya, MLR 2 diawali dengan terbentuknya lingkungan pantai dan rawa yang mana ketika itu muka laut kembali naik yang kemudian sebagian tererosi oleh EAs 2. Muka laut semakin turun ditandai oleh berkembangnya ELdp dan EP ditutupi oleh ER dan ERbps. Alur sungai berpindah ketika muka laut semakin turun yang pada akhirnya ditutupi oleh pelimpahan alur sungai dan rawa.

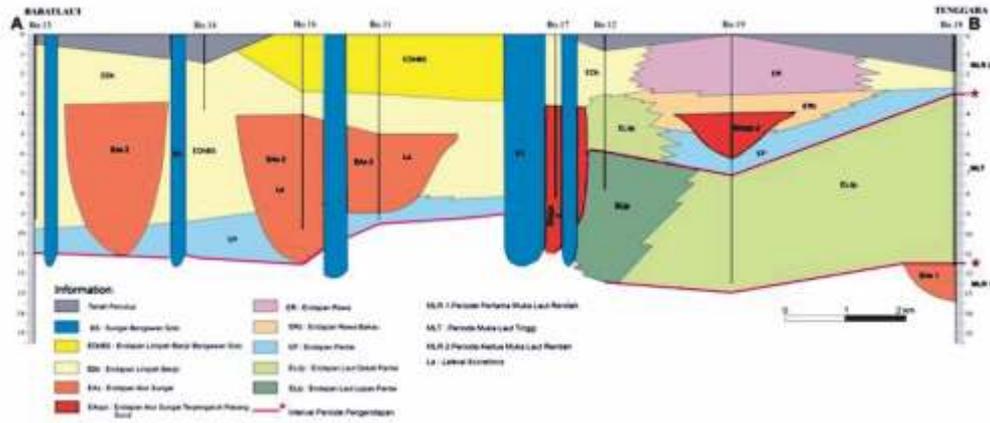
MLR 2 adalah sebagai indikator bahwa alas cekungan bergerak naik turun sehingga membentuk ELdp yang berakibat EAs 2 tidak terbentuk pada bagian tengah ketika MLR 2. EAs 2 mengalami pergeseran dapat dijadikan indikasi tambahan bahwa alas cekungan kembali bergerak.

### 3. Korelasi Stratigrafi Penampang E-F (Gambar 7)

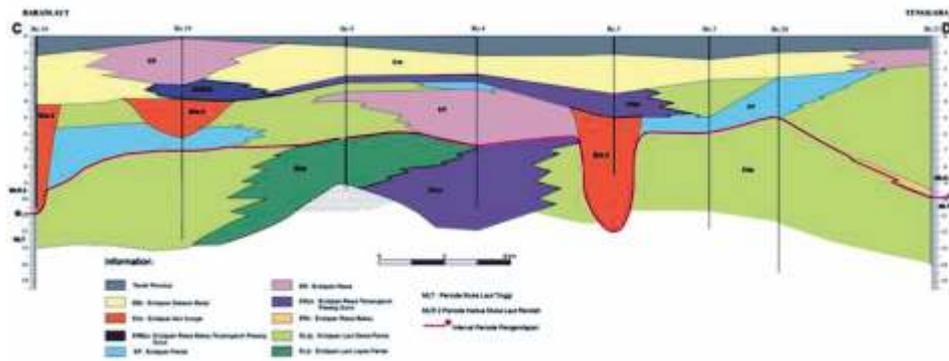
Endapan rawa yang mengalami pasang surut (ERps) berkembang baik di utara Sungai Bengawan Solo, sedangkan proses sedimentasi ELdp dan EAsps tersebar secara luas. Posisi stratigrafi ketika itu cenderung pada periode MLR. Susut laut berlangsung ditandai oleh rawa bakau dan EAs 2 La. Lingkungan rawa bakau semakin berkembang ke arah pesisir, sedangkan ke arah barat alur sungai mengalami pergeseran membentuk EDb. Hal tersebut menandakan bahwa pergeseran alur Sungai Bengawan Solo purba hingga ke posisi saat ini telah mengalami pergeseran berulang kali.

#### Interpretasi

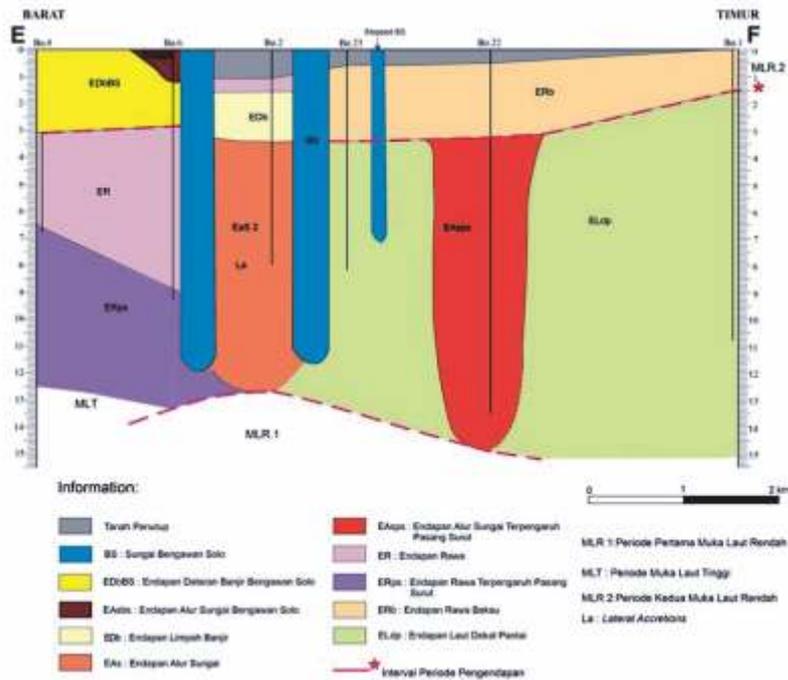
MLT dibuktikan oleh ELdp dan EAsps di daerah pesisir, sedangkan ke arah Bengawan Solo berkembang



Gambar 5. Rangkaian stratigrafi Holosen A-B (penampang baratlaut – tenggara).



Gambar 6. Rangkaian stratigrafi Holosen C-D (penampang baratlaut – tenggara).



Gambar 7. Rangkaian stratigrafi Holosen E-F (penampang barat – timur).

lingkungan rawa. Ketika MLR 2 menghasilkan ERb diikuti oleh EAs 2 La. Ketika muka laut semakin rendah, wilayah ini menjadi rawa dan rawa bakau yang dipengaruhi oleh aktifitas sungai Bengawan Solo kini.

Di utara ketika muka laut tinggi terbentuk EAsps sebagai pertanda muka laut turun naik dalam skala kecil. Diduga EAsps merupakan bagian dari alur Bengawan Solo. Selain itu, alur estuari umum terjadi di wilayah pesisir yang alas cekungannya naik turun. Pada akhir proses pembentukan rangkaian stratigrafi ini, EAs 2 memperlihatkan posisi alur sungai kembali berpindah.

#### 4. Korelasi Stratigrafi Penampang G-H (Gambar 8).

Stratigrafi di selatan terbentuk endapan laut dekat pantai menutupi formasi pra Holosen yaitu Formasi Lidah yang ditafsirkan sebagai fasies fluvial. Ketebalan sedimen Holosen ini relatif tinggi yang disusun oleh fasies-fasies EP, ELdp, EAsps, ERps dan ERb. Makin ke arah selatan fasies ini menipis dan hanya membentuk EP dan ELdp.

Secara umum, karakter cekungan ini mendalam ke arah utara, sedangkan pada posisi MLR 1 ini dicirikan oleh EP yang diikuti genang laut berupa ELdp dan EAsps. Muka laut semakin turun dan menghasilkan lingkungan rawa bakau dan rawa pasang surut. Oleh karena itu, perubahan fasies baik vertikal maupun horizontal berlangsung secara teratur.

##### *Interpretasi*

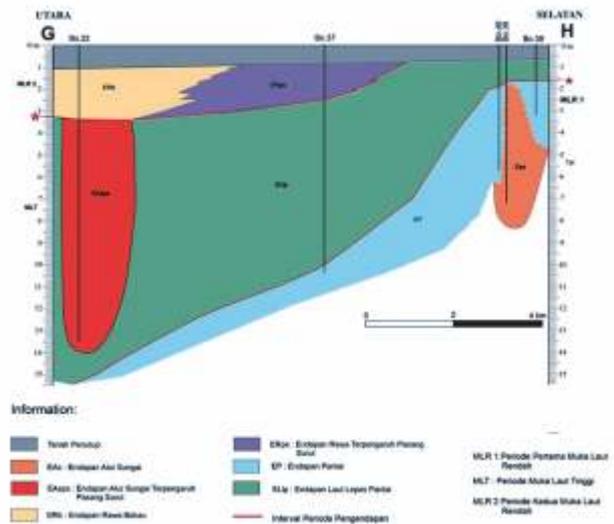
Fasies EP pada daerah ini merupakan sedimen paling tua yang dijumpai ketika muka laut rendah. Pada kala MLT sering dijumpai material-material organik dan sisa-sisa tanaman, dan ini tidak menutup kemungkinan bahwa ketika itu terdapat pengaruh alur sungai pada interval tertentu. Hal tersebut dapat menjadi indikasi bahwa ketika periode muka laut turun memberi kesempatan suplai material sungai menuju ke tempat itu.

EAsps pada periode MLT cenderung mengindikasikan turun naiknya muka laut dalam skala kecil dan bersifat lokal dan dijumpai muka laut yang semakin turun, sedangkan pada MLR 2 ditandai oleh perubahan fasies secara berangsur pada ERb dan ERps.

Alas cekungan pada rangkaian ini tidak bergerak secara signifikan namun terdapat indikasi cekungan bergerak naik turun secara perlahan.

#### 5. Korelasi Stratigrafi Penampang I-J (Gambar 9)

Sedimen Holosen hasil pemboran di tempat ini relatif tipis kurang dari 6 m menutupi Formasi Madura dan



Gambar 8. Rangkaian stratigrafi Holosen G-H (utara - selatan).

Formasi Lidah di selatan. EPr menutupi Formasi Madura di utara, sedangkan di daerah Sidayu terbentuk ERb, EP dan ER yang menutupi Formasi Lidah.

Posisi muka laut rendah ditandai oleh terbentuknya lingkungan rawa bakau yang ketika muka laut naik daerah ini menjadi dataran pantai. Muka laut kembali turun dan lingkungan rawa berkembang hingga saat ini.

##### *Interpretasi*

Perubahan fasies pengendapan secara teratur ini diawali terbentuknya ERb pada periode MLR 1. Selanjutnya MLT menyebabkan lingkungan pantai terbentuk dan setelah itu terbentuk ER pada periode MLR 2.

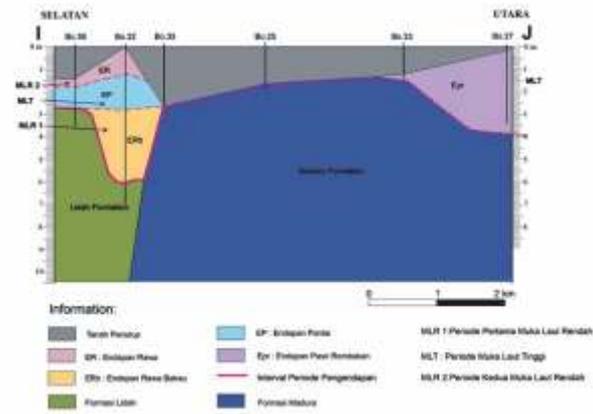
Di utara Ujung Pangkah yang ditafsirkan dahulunya merupakan tinggian yang tidak pernah menghasilkan proses terbentuknya endapan Kuartar. Endapan pasir rombakan yang terbentuk merupakan material rombakan sebagai hasil kerja gelombang yang mengerosi Formasi Madura. Tidak terdapat tanda-tanda terjadinya pergerakan alas cekungan berdasarkan rangkaian stratigrafi ini.

#### 6. Korelasi Stratigrafi Penampang K-L (Gambar 10)

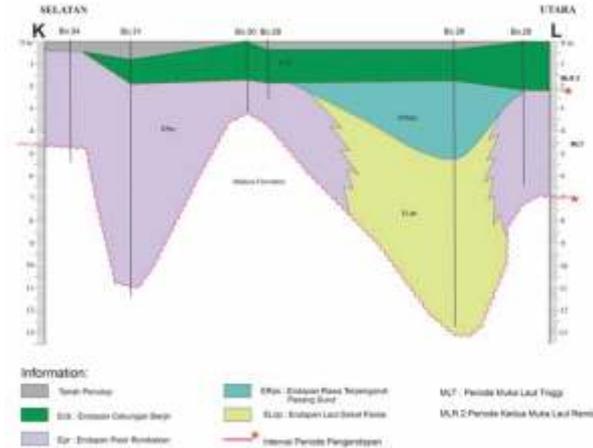
Terbentuknya sedimen di tempat ini didominasi oleh material rombakan yang setara dengan periode MLT. Ketika periode tersebut terbentuk pula ELdp yang ditutupi oleh ERbps. Selanjutnya daerah ini ditutupi oleh ECb.

##### *Interpretasi*

Proses susut laut di kala muka laut tinggi hingga kembali



Gambar 9. Rangkaian stratigrafi Holosen I-J (selatan – utara).



Gambar 10. Rangkaian stratigrafi Holosen K-L (selatan – utara).

semakin turun terjadi secara berangsur menghasilkan perubahan lingkungan terkait dengan semakin menurunnya tingkat kelembapan. Efek pengaruh gelombang relatif tinggi namun pada beberapa tempat aktivitasnya berkurang.

Secara umum rangkaian-rangkaian stratigrafi di daerah penelitian ditandai oleh:

1. Pola sedimen hasil pemboran terkait karakter lingkungan terbentuk oleh berbagai faktor di antaranya bentuk atau wadah cekungan berhubungan dengan rona permukaan batuan alasnya termasuk struktur geologi. Kejadian tersebut sangat dipengaruhi oleh sirkulasi iklim dan berfluktuasinya muka air laut.
2. Meskipun seolah-olah posisi geografis yang terlihat relatif sama, yaitu lingkungan darat aluvial hingga pantai namun sebelumnya lingkungan tersebut memiliki keragaman dan perbedaan satu sama lain.
3. Perubahan fasies terkait lingkungan membuktikan suatu ketika berubah secara

berangsur, baik vertikal maupun horizontal namun pada daerah yang tidak jauh keberadaannya, dan proses tersebut berlangsung secara cepat. Gejala ini dapat dikatakan kejadian yang bersifat regional. Sebaliknya, perubahan tersebut bila berlangsung dalam skala kecil maka dapat ditafsirkan sebagai kejadian lokal.

**DISKUSI**

Kala waktu Holosen dalam kronostratigrafi dinyatakan mulai berlangsung sejak ± 10.0000 tahun yang lalu. Pembentukan bangunan es (glasial) dan mencairnya es di kutub (interglasial) diyakini sebagai batas umur Holosen. Argumentasi lain, yaitu turun naiknya muka laut global terakhir yang kurun waktunya berskala kecil. Lambeck dkk. (2002) menyatakan bahwa genang laut terakhir dimulai pada 11.500 tahun yang lalu dan puncaknya terjadi pada 9.000 tahun yang lalu. Puncak genang laut tersebut sudah banyak dipublikasikan dan identik dengan meluasnya pencairan es. Sejalan perkembangan ilmu pengetahuan kebumih akhir-akhir ini membuktikan bahwa turun naiknya muka laut berhubungan dengan berubahnya iklim dan tektonik (Plint dkk.,1992). Skala kecil antara turun naiknya muka laut yang berlangsung puluhan hingga ratusan tahun mengikuti siklus Milankovitch, di awal 1990an sudah disepakati dan diterima oleh para ahli. Bell dan Walker (1998) menjelaskan bahwa awal siklus 20.000 tahun terakhir menunjukkan fase kondisi kering yang dikendalikan temperatur akhir pendinginan. Seiring kurva tersebut maka, petengahan siklus 20.000 tahun terakhir identik dengan maksimum iklim yang menghasilkan kondisi basah (*humid*). Fenomena ini sering dengan berubahnya iklim mengikuti siklus Milankovitch.

**Dinamika Proses Pengendapan**

Dinamika proses pengendapan MLR 1 menghasilkan fasies fluvial dan rawa bakau yang ditutupi oleh kelompok fasies liner klastika pada periode MLT, sedangkan di utara terjadi perombakan batuan alas. Susut laut semakin tinggi dan membentuk MLR 2. Adapun periode-periode dinamika proses pengendapan pada daerah penelitian sebagai berikut.

**1. Muka Laut Rendah Pertama (MLR 1)**

Periode ini dicirikan oleh perubahan ukuran pasir dari halus ke medium pada sistem fluvial atau pada EAs 1 yang ditutupi oleh EP dan Eas yang disebutkan sebelumnya sebagai alur *low sinuosity*. Pada bagian atasnya ditutupi oleh lapisan tipis laut. Selain itu, endapan rawa bakau yang terbentuk dicirikan oleh warna yang semakin gelap dengan kandungan flora yang semakin kaya ke arah atas.

Secara umum, perkembangan lingkungan pesisir MLR 1 ditandai oleh beralihnya sirkulasi iklim dari minimum menjadi maksimum antara kering (*dry*) menuju agak lembab (*sub humid*) yang diikuti oleh naiknya muka laut secara perlahan, sedangkan hutan bakau semakin berkembang. Pada suatu ketika, hutan bakau menyusut akibat muka laut turun pada periode pendek yang diikuti muka laut kembali naik. Hal ini menunjukkan fluktuasi muka laut tersebut bersifat lokal. Berekolusinya flora dapat dijadikan rujukan terkait berubahnya iklim (Jin dkk., 2020).

Ketebalan sedimen umumnya berhubungan dengan situasi morfologi seperti ketinggian sayap kedalaman antiklin terkait kecepatan naiknya muka laut sehingga ketebalan sedimen yang terbentuk menjadi berbeda mengikuti sayap utara antiklin Sekarkurung dan sayap selatan antiklin Bungah.

## 2. Muka Laut Tinggi (MLT)

Berdasarkan ciri proses pengendapannya, maka ke arah Bengawan Solo kini cenderung laut memiliki kedalaman yang lebih besar dibanding ke arah selatannya, dan merupakan tempat berkembangnya endapan rawa pasang surut. Ke arah pesisir, ELdp dominan dan EAsps terbentuk, diduga berhubungan dengan turunnya muka laut secara perlahan. Ketebalan ELdp yang tidak sama, mungkin terkait terhadap pola antiklin sekarang.

Wilayah pesisir dicirikan oleh tinggian dan sebagian kecil merupakan pantai. Pengaruh gelombang dibuktikan oleh proses abrasi dan erosi membentuk material rombakan, sementara di tempat lain endapan laut dekat pantai menutupi batuan alas sebelum munculnya lingkungan rawa dengan pengaruh pasang surut.

Secara umum, dinamika proses pengendapan MLT ditandai oleh sebagian besar sungai Bengawan Solo yang ditutupi oleh sedimen laut dan pada beberapa tempat kedalaman laut lebih besar. Di Selatan, perubahan fasies pengendapan cenderung dipengaruhi oleh turun naiknya alas cekungan yang berakibat ke arah utara batuan alasnya menjadi turun yang diindikasikan oleh semakin tebalnya ELdp. Proses tersebut menjadikan munculnya EAsps di Selatan Bengawan Solo kini. Di daerah Utara sungai Bengawan Solo yang merupakan wilayah pesisir terakumulasi endapan Holosen dan munculnya batuan alas. Selain itu, posisi alur Sungai Bengawan Solo semakin mundur yang diduga berkembang di bagian barat Karangbinangun.

Sub cekungan di selatan Bengawan Solo merupakan

cekungan aktif dan bergerak naik turun ke arah selatan cekungan tersebut bergerak naik dan semakin ke selatan turun menghasilkan fasies sedimen yang tebal. Sub cekungan utara relatif stabil dan proses sedimentasi berlangsung mengikuti pola permukaan batuan alas.

## 3. Muka Laut Rendah Kedua ( MLR 2)

Pada paparan cekungan mendekati antiklin Bungah, EAs 2 mengerosi EP. Sebaliknya EP dan ELdp berkembang ke arah sumbu cekungan. Perubahan fasies tersebut berlangsung secara berangsur namun muka laut kembali naik sehingga fasies linear klastika menutupi sebagian besar wilayah penelitian. Awal terbentuknya MLR 2 ini ditandai oleh turunnya muka laut, sedangkan di utara tidak memperlihatkan indikasi alas cekungan bergerak yang sebagian merupakan cekungan banjir dan rawa.

Sistem fluvial EAs 2 mengerosi endapan yang terbentuk pada periode MLT dan selanjutnya bergeser ke arah selatan setelah muka laut kembali naik, dan mengerosi bagian bawah interval. Perbedaan kedua alur sungai ini ditunjukkan oleh pertumbuhan ke arah samping yang ideal seperti EAs 2 dengan komposisi lebih halus butirannya. Gejala sistem alur arus sungai demikian memberi indikasi tingkat kelembapan yang semakin turun pada bagian bawah MLR 2 dan semakin menurun lagi ke arah atas.

Karakter dinamika proses pengendapan MLR 2 antara lain adalah turunnya muka laut sehingga sub cekungan di selatan Sungai Bengawan Solo berkembang rawa dan rawa bakau. Sebaliknya, mendekati alur sungai ini muncul lingkungan laut yang menjorok ke arah barat Desa Nangko yang menyerupai seperti teluk. Situasi ini cenderung terkait dengan sumbu cekungan. Sementara itu, di utara miskin sedimentasi dan membentuk lingkungan rawa dan cekungan banjir.

Alas cekungan dipusat cekungan bergerak turun, setidak-tidaknya terdeteksi 2 (dua) kali kejadian muka laut naik. Tipe alur sungai yang berkembang saat itu dicirikan oleh pertumbuhan ke arah samping membentuk beting sungai (*point bar*) yang menunjukkan butiran lebih halus dibandingkan butiran pada EAs 2. Hal tersebut membuktikan bahwa ke arah atas tingkat kelembapan semakin menurun. Gejala terbentuknya EAs 3 mendekati posisi alas Bengawan Solo sekarang yang secara regional muka laut turun, namun naik sebanyak 2 (dua) kali secara lokal akibat turun naiknya alas cekungan. Turunnya alas cekungan tersebut berada pada bagian bawah sayap Antiklin Sekarkurung.

### Proses Eksternal Sedimentasi

Proses pembentukan batuan sedimen merupakan suatu rangkaian siklus pengendapan yang terjadi secara teratur (*cyclicity in time*) dan dapat dirunut melalui rekonstruksi stratigrafinya (Moechtar, 1994).

#### Siklus Fluktuasi Muka Laut

Siklus perubahan muka laut yang terbentuk pada daerah penelitian berlangsung pada Plistosen Akhir hingga Holosen, merupakan siklus global atau setidaknya terjadi secara regional. Siklus ini merupakan siklus yang terbentuk selama kurun waktu Kuartar yang menutupi formasi batuan Neogen. Awal terbentuknya muka laut rendah dapat dinyatakan sebagai maksimum muka laut yang secara global berumur 9.000 tahun. Naiknya muka laut terhitung cepat yang dicirikan oleh lapisan lempung yang terbentuk pada bagian bawah ketika muka laut tinggi tidak tebal. Meskipun secara global siklus perubahan muka laut telah ditelusuri namun proses tersebut dipengaruhi secara lokal oleh berfluktuasinya muka laut. Hal ini berakibat bukan saja mempengaruhi terbentuknya kurva fluktuasi muka laut namu juga mengakibatkan kecepatan turun naiknya muka laut menjadi besar atau cepat akibat alas cekungan turun.

Secara global, puncak naiknya muka laut diperkirakan berada pada bagian tengah interval atau awal terbentuknya interval atas muka laut tinggi. Hal ini didasari dari interval atas fasies tersebut memiliki perubahan yang berangsur.

#### Siklus Perubahan Iklim

Runtunan siklus atau perulangan proses pembentukan batuan sedimen telah lama didokumentasikan dan diakui berhubungan dengan tata surya (Gilbert, 1894; Bradley, 1929). Terakhir, sirkulasi iklim didefinisikan sebagai suatu ragam sebaran tata surya tenaga matahari (*solar energy*) yang mempengaruhi perubahan iklim dan sirkulasi samudera (Perlmutter dan Matthews, 1989; Imbrie dan Imbrie, 1979). Selain itu, fasies darat khususnya sistem fluvial sangat peka terhadap berubahnya iklim (Le Torneau, 1985; Olsen, 1990; dan Olsen, 1993).

Pada periode MLR 1 daerah penelitian membentuk lingkungan rawa bakau menunjukkan warna lapisan semakin gelap dengan kandungan flora meningkat. Gejala ini cenderung disebabkan oleh meningkatnya tingkat kelembapan. Selain itu karakter endapan alur sungai yang terletak di bagian bawah interval cenderung berbutir kasar dan berwarna terang sehingga ditafsirkan kondisi iklim ketika itu kering. Selama proses sedimentasi saat muka laut tinggi tidak

ditemukannya sistem fluvial sehingga siklus kelembabannya sulit ditelusuri.

Rangkaian fasies pada periode MLR 2 adalah (1) awal terbentuknya EAs 2 yang terekam baik dengan pertumbuhan sedimen secara lateral, membuktikan energi aliran tinggi, (2) kemudian EAs 2 bergeser dan terbentuk secara *lateral accretion*. Hal tersebut mengindikasikan energi aliran semakin menurun, (3) EAs 2 bergeser membentuk EAs 3 dengan butiran yang semakin kasar yang kemudian bergeser kembali pada posisi Bengawan Solo kini. Secara umum, dapat dikatakan bahwa proses perkembangan EAs 2 ke EAs 3 dicirikan oleh kondisi iklim yang semakin turun.

Efek berubahnya iklim ditandai dari meningkatnya tingkat kelembapan selama periode MLR 1 dan menurun pada periode MLR 2. Hubungan berfluktuasinya muka laut dengan iklim adalah ketika muka laut naik maka tingkat kelembapan bertambah (MLR 1), sebaliknya saat muka laut turun diikuti oleh menurunnya tingkat kelembapan (MLR 2). Oleh karena itu, saat puncak muka laut tinggi akan setara dengan tingkat kelembapan maksimum.

Suatu peluang untuk menyatakan bahwa awal terbentuknya siklus 20.000 tahun mengikuti siklus Milankovitch sebagaimana kurva Bell dan Walker (1998) yang menyebutkan  $\pm 9.000$  tahun yang lalu merupakan iklim optimum yang diikuti muka laut maksimum, maka awal pembentukan periode MLT diperkirakan terjadi  $\pm 10.000$  tahun yang lalu sebagai awal terbentuknya sedimen Holosen. Hal tersebut berarti bahwa interval sedimen yang termasuk pada periode MLR 2 berumur Plistosen Akhir. Kesimpulan ini menjadi menarik apabila dihubungkan terhadap umur kronostratigrafi Holosen mengikuti siklus perubahan iklim.

#### Siklus Tektonik

Implikasi tektonik selalu dihubungkan dengan gerak lateral dan vertikal. Gerakan tersebut berasal dari gaya pemampatan (*compressions*), tarikan (*tension*), dan penggerusan (*shearing*) yang merubah permukaan dasar alas cekungan (*base level*). Turun naiknya alas cekungan akan berakibat berubahnya lingkungan termasuk bergesernya tubuh sedimen seperti halnya alur sungai.

Sub cekungan utara pada periode MLR 1 ditandai oleh turunnya muka laut, sedangkan kecepatan naiknya muka laut di peralihan periode MLR 1 ke muka laut tinggi relatif cepat. Terbentuknya alur sungai estuary memberi indikasi bahwa wilayah tersebut turun. Proses terbentuknya EAs 2 ke EAs 3 mengalami pergeseran pada periode MLR 2 sementara muka laut ketika itu naik sebanyak 2 (dua) kali. Peristiwa ini terkait dengan naik

turunnya alas cekungan akibat tektonik yang mungkin disebabkan oleh aktifnya pembentukan antiklin Sekarkurung dan Bungah. Efek aktifnya perlipatan tersebut menyebabkan sumbu lipatan naik dan mengalami penurunan di bagian sayap antiklin. Sumbu antiklin yang dimaksud berarah baratlaut – tenggara.

Gaya yang menyebabkan tektonik kemungkinan merupakan gaya pemampatan yang arahnya kurang lebih timurlaut - baratdaya yang berdampak poros antiklin menjadi naik. Apabila dihubungkan dengan runtunan stratigrafi maka dapat dinyatakan bahwa di akhir Plistosen Akhir hingga awal Holosen dipengaruhi tektonik regional, dan masih berlangsung hingga Holosen Tengah yang puncaknya terjadi pada Holosen Akhir.

---

## KESIMPULAN

Dinamika proses pengendapan sedimen Holosen diperkirakan telah berlangsung sejak Plistosen Akhir akibat pengaruh tektonik. Meskipun gerak tektonik menjurus turun ke arah utara, namun Sungai Bengawan Solo tidak mengalami pergeseran yang signifikan. Hal ini disebabkan ke arah utara hilirnya merupakan tinggian antiklin.

Meluas dan menyusutnya lingkungan laut sangat dipengaruhi oleh perubahan global mengikuti sirkulasi iklim universal meski siklus fluktuasi muka laut secara lokal terbentuk.

Berubahnya lingkungan dari waktu ke waktu pada dasarnya bukan hanya disebabkan oleh karakter bentang alamnya, melainkan dipengaruhi juga oleh tektonik. Sebagian besar wilayah ini terletak pada sistem sayap utara antiklin Sekarkurung. Seperti akibat

gaya-gaya yang diperkirakan berasal dari timurlaut – tenggara mengakibatkan lipatan tersebut aktif kembali.

Pada Plistosen Akhir wilayah Gresik sekitarnya merupakan dataran rendah pantai yang dikelilingi oleh tinggian-tinggian bergelombang yang berasal dari pembentukan antiklin Plio-Plistosen. Bengawan Solo purba sudah mulai terbentuk yang letaknya sekitar Selatan alur Bengawan Solo sekarang. Pada Holosen Awal, sebagian besar wilayah ini ditutupi oleh lingkungan laut kecuali di sub-cekungan utara yang ditandai oleh perombakan batuan alas oleh gelombang. Proses ini berlangsung hingga Holosen Tengah. Pada kala Holosen Atas atau ketika periode muka laut rendah 2, muka laut semakin turun hingga memberi kesempatan sistem alur sungai berkembang hingga sekarang.

Selat Surabaya dan Madura merupakan tempat akumulasi sedimen yang tinggi selama Plistosen Akhir – Holosen. Sebaliknya, pada bagian utara Selat Madura hingga Laut Jawa merupakan tempat akumulasi sedimen yang miskin. Pada saat ini seolah-olah tempat tersebut memiliki pengendapan yang tinggi padahal gejala tersebut akibat dipindahkannya alur Bengawan Solo dari posisi semula.

---

## UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terimakasih penulis sampaikan kepada kepala Pusat Survei Geologi yang telah memberi kesempatan dilakukannya penelitian ini. Secara khusus penulis menyampaikan terimakasih kepada Prof. Dr. Ir. Herman Moechtar yang telah banyak memberi tanggapan, koreksi dan arahan sehingga tulisan ini dapat terwujud. Selain itu, penulis juga mengucapkan terimakasih kepada Ir. Sigit Maryanto., M.Si. atas dorongan yang telah diberikan dalam penulisan ini. Terima kasih juga penulis sampaikan kepada Bapak Subiyanto atas diskusinya selama proses penulisan.

---

## ACUAN

- Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Elibol, E., Erkan, T., Gedik, I., Güner, E., Hakyemez, Y., Sen, A.M., U guz, M.F., Umut, M., 1991. *Van Gölü Do gusu Ve Kuzeyinin Jeolojisi*. MTA Genel Müdürlü ü, Ankara, (Yay imlanmamis) Rapor No:9469, 94 s.
- Bell, M. and Walker, M.J.C., 1998. *Late Quaternary Environmental Change*. Addison Wesley Longman Limited, Edinburgh Gate, Harlow, Essex CM20 2JE, England and Associated Companies throughout the world: 273 h
- Bradley, W.H., 1929. *The Verves and Climate of the Green RiverWpoch*. U.S Geological Survey Prof. Pap. 158-E (Shorter Contribution to General Geology, 1929):87-110.
- Cohen, K.M., Gouw, M.J.P and Holten, J.P., 2003. Fluvio-Deltaic Floodbasins Deposits Recording Differential Subsidence Within A Coastal Prism (Central Rhine-Meuse, The Netherlands. In: Blum, M.D., Marriott, S.B. and Leclair, S.F. (eds.). *Fluvial Sedimentology VII*. Int. Assoc. Of Sedimentologist, Blackwell Scientific: 40-68.
-

- Dash, C., Jaiswal, M. K., Pati, P., Patel, N. K., Singh, A. K. and Shah, R. A., 2020. Fluvial Response to Late Quaternary Sea Level Changes along the Mahanadi Delta, East Coast of India. *Quaternary International*. doi:10.1016/j.quaint.2020.07.033
- Gilbert, G.K., 1894. Sedimentary Measurement of Cretaceous Time. *Journal Geology*, 3: 121-127
- Görür, N., Çagatay, M.N., Zabcı, C., Sakiñ, M., Akkök, R., Sile, H. and Örcen, S., 2015. The Late Quaternary Tectono-Stratigraphic Evolution of the Lake Van, Turkey. *Bull. Miner. Res. Explor.*, 151: 1-46.
- Hong, S., Lee, M.K. and Seong, Y.B., 2020. Holocene Sea-level History and Tectonic Implications Derived from Luminescence Dating of Raised Beaches in Terra Nova Bay, Antarctica. *Geosci Journal* (2020).
- Imbrie, J. and Imbrie, K.P., 1979. *Ice Ages: Solving the Mystery*. New York, McMillan Press: 224 h.
- Jin, P., Ji, L., Ma, B., Yuan, B. and Long, L., 2020. Early Cretaceous Palynology and Paleoclimate of the Hanxia-Hongliuxia Area, Jiuxi Basin, China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 104259.
- Kaplan, G., 2013. Palynological Analysis of the Late Pleistocene Terrace Deposits of Lake Van, Eastern Turkey: Reconstruction of Paleovegetation and Paleoclimate. *Quat. Int.*, 292: 168-175.
- Kempe, S. and Degens, E.T., 1978. Lake Van Varve Record: the Past 10,420 Years. In: Degens, E.T., Kurtman, F. (Eds.), *The Geology of Lake Van*. The Mineral Research 169. MTA Press, Ankara, pp. 56-63.
- Kempe, S., Landmann, G. and Darmstadt, G.M., 2002. A Floating Varve Chronology from the Last Glacial Maximum Terrace of Lake Van, Turkey. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 126: 97-114.
- Kuzucuoglu, C., Christol, A., Mouralis, D., Dogu, A.-F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabiyikoglu, M., Scaillet, S., Reyss, J.-L. and Guillou, H., 2010. Formation of the Upper Pleistocene Terraces of Lake Van (Turkey). *J. Quat. Sci.*, 25: 1124-1137.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, 2002. Into and Out of the Last Glacial Maximum : Sea Level Change during Oxygen Isotope Stage 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21: 343-360.
- Landmann, G., Reimer, A. and Kempe, S., 1996. Climatically Induced Lake Level Changes at Lake Van, Turkey, During the Pleistocene/Holocene Transition. *Global. Biochem. Cycles*, 10 (4): 795-808.
- Le Torneau, P.M., 1985. Alluvial Development in the Lower Jurassic Portland Formation, Central Connecticut – Implications for Tectonic and Climate. In: Robinson, G.P. and Frolich, A.J. (eds.). *Proceedings of the second U.S. Geol. Survey workshop on the Mesozoic Basins of the Eastern, U.S. Geol. Survey Circular*, 946: 17-26.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S.O., Ülgen, U.B. and Niessen, F., 2009. 'Palaeovan', International Continental Scientific Drilling Programme (ICDP): Site Survey Results and Perspectives. *Quat. Sci. Rev.*, 28: 1555-1567.
- Lugra, I.W., 2009. Lingkungan Pengendapan Sedimen di Perairan Gresik, Jawa Timur, Berdasarkan Analisa Mikrofauna dari Contoh Pemboran Inti. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 4(3) : 33-42.
- Moechtar, H., 1994. *Coastal Plain and Fluvial deposits in the Tertiary of Central and Northern Spain*. Geologica Ultraiectina No. 123, PhD Thesis, Utrecht University: 135 h.
- Moechtar, H., 2011. Penerapan Sedimentologi-Stratigrafi dalam Kajian Tektonik, Fluktuasi Muka Laut dan Perubahan Iklim Plistosen Akhir-Holosen di Indonesia. Orasi Pengukuhan Profesor Riset Bidang Sedimentologi. KESDM, Badan Geologi (Pusat Survei Geologi): 68 h.
- Olsen, O., 1990. Astronomical Forcing of Meandering River Behaviour: Milankovitch Cycles in Devonian of East Greenland. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 99-115.
- Olsen, O., 1993. Orbital Forcing on Continental Depositional Systems Lacustrine and Fluvial Cyclicity in the Devonian of East Greenland. In: P.L.de Boer and D.G. Smith (Eds.). *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 9: 429-438.
- Perlmutter, M.A. and Matthews, M.A., 1989. Global Cyclostratigraphy. In: T.A. Cross (Ed.). *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Englewood, New Jersey: 233-260.

- 
- Pati, P., Acharya, V., Verma, A., Patel, N.K., Jakhmola, R.P., Dash, C., Sharma, V., Gupta, A., Prakash, B., and Awasthi, A.K., 2018. Holocene Tectono Geomorphic Evolution of Haryana Plains, Western Ganga Plain, India. *Arab. J. Geosci.*, 11(13): 361.
- Pati, P., Verma, A.K., Dash, C., Patel, N.K., Gupta, A., Sharma, V., Jakhmola, R.P., Prakash, B., Awasthi, A.K. and Saraf, A.K., 2019. Influence of Neotectonism on Geomorphology and Depositional Architecture of the Gandak Megafan, Middle Ganga Plain, India. *Geomorphology*, 327: 489–503.
- Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H. and Walker, R.G., 1992. Control of Sea Level Change. In: Walker, R.G. and James, N.P. (Eds.). *Facies Models Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada: 15-25.
- Sukardi, 1992. *Peta Geologi Lembar Surabaya dan Sapulu, Jawa Skala 1:100.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Suther, Bradley E., Leigh, David S., Brook, George A. and Yang, L.H., 2018. Mega-Meander Paleochannels of the Southeastern Atlantic Coastal Plain, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 511: 52–79.
- Valeton, I., 1978. A Morphological and Petrological Study of the Terraces Around Lake Van, Turkey. In: Degens, E.T., Kurtman, F. (Eds.). *The Geology of Lake Van*. The Mineral Research 169. Exploration Institute (MTA), Publication, pp. 64–80.
- Verbeek, R.D.M. en Fennema, R., 1896. *Geologische Beschrijving van Java en Madoera*. Uitgegeven op last van zijne excellentie Den Gouverneur-General van Nederlandsch-indie, Deel 1 (503 pp) en Deel 2 (534 pp).
- Verstappen, H., 1977. *Remote Sensing in Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, 1977. 214 pp.
- Walker, R.G. and James, N.P., 1992. Preface. In: A.D. Miall dan N.P. Jones (Eds.). *Facies Models Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.
- Williams, M.A.J., Dunkerley, D.L and De Decker, P., Kershaw, A.P. and Stokes, T.J., 1993. *Quaternary Environments*. Edward Arnold, A division of Hodder & Stoughton, London New York Melbourne Auckland: 329 pp.
-