

FASIES DAN PERUBAHAN LINGKUNGAN PENGENDAPAN KUARTER DI DAERAH LABUHAN (BELAWAN), SUMATERA UTARA

H. Mulyana dan H. Moechtar

Pusat Survei Geologi
Jl. Diponegoro No. 57, Bandung

SARI

Endapan Kuartar di Labuhan, Belawan, Sumatera Utara, telah diteliti. Endapan ini telah dikorelasikan dengan menggunakan penampang berskala 1:100. Dari korelasi tiga belas penampang bor, endapan Kuartar dapat dibedakan menjadi fasies: (a) laut, (b) pantai, (c) rawa bakau, (d) cekungan banjir, dan (e) alur sungai. Selanjutnya, endapan Kuartar ini dapat dibedakan menjadi empat siklus pengendapan, yaitu siklus A, B, C, dan D.

Rangkaian stratigrafi Kuartar dan pengisian cekungan di daerah penelitian telah dipengaruhi oleh peristiwa perubahan global. Peralihan dari kondisi iklim antara agak basah menuju optimum ke agak basah menuju kering mengikuti siklus Milankovitch, dan fluktuasi permukaan laut dari permukaan laut tinggi menuju maksimum ke permukaan laut rendah berkaitan dengan perubahan global permukaan laut.

Kata kunci: lingkungan pengendapan, iklim, permukaan laut, global

ABSTRACT

The Quaternary deposits in the Labuhan, Belawan, North Sumatera, have been studied. These deposits have been correlated, using sections on 1:100 scale. From the correlation of thirteen boring logs, the Quaternary sediments can be divided into facies: (a) marine, (b) beach, (c) marsh, (d) floodbasin, and (e) fluvial channels. Furthermore, the Quaternary sediment consists of 4 (four) depositional cycles namely interval A, B, C, and D.

The stratigraphic succession of Quaternary and basin fill in the studied area were influenced by global events. Changes in climatological conditions between sub-humid to optimum into subhumid to dry are the effect from Milankovitch cycles; and sea-level fluctuations from high sea-level into maximum to low sea-level were correlated to global changes of sea-level.

Keywords: sedimentary environment, climate, sea-level, global

PENDAHULUAN

Latar Belakang dan Permasalahan

Williams dkk. (1993) mengemukakan bahwa perubahan lingkungan selama kurun waktu Kuartar terjadi di mana-mana, baik itu berubah secara regional ataupun lokal, dari satu tempat ke tempat lainnya tidak sama. Perubahan lingkungan tersebut di antaranya diakibatkan oleh kenaikan suhu dan "deglasiasi", meningkatnya kekeringan, naik turunnya permukaan air laut, perubahan arah angin, kontinen, radiasi matahari, dan kandungan debu dalam atmosfer. Pergantian iklim universal Kuartar, telah dibuktikan dari sekian banyak penelitian. Suatu ketika iklim yang mendingin menyebabkan meluasnya peng-esan atau "glacier", sebaliknya di

kala musim berangsur menjadi panas, es kembali mencair. Sirkulasi pendinginan dan pemanasan secara global mengikuti siklus Milankovitch telah diulas oleh Perlmutter dan Matthews (1989). Berbagai penelitian menyatakan bahwa setidaknya telah terjadi masa pendinginan sebanyak empat kali yang diselingi oleh tiga kali periode panas. Periode "glasial" dan "antarglasial" telah menyebabkan permukaan laut turun secara "eustasi" tanpa merubah bentuk permukaan bumi. Pada periode antarglasial, air yang berasal dari pencairan es kembali ke laut dan menyebabkan permukaan laut kembali naik. Di daerah tropis, efek pengglasiasian dan pencairan es menyebabkan permukaan laut berfluktuasi.

Walker dan James (1992) menyatakan bahwa kontrol dinamika pengendapan dalam turun-naiknya permukaan laut, tektonik, perubahan iklim, dan *biotic* harus menjadi satu kesatuan dalam rangkaian fasies seumur. Studi perubahan iklim selama Plistosen akhir telah banyak dipelajari, di antaranya oleh Bowen (1978), Hastenrath dan Kutzbach (1985), Kutzbach dan Street-Perrot (1985), Perlmutter dan Matthews (1989), Shuka dkk. (1990), Bond (1993), Dansgaard dkk. (1993), Warrick dkk. (1996), Overpeck dkk. (1996), Jordan (1999), dan lain-lain. Sementara keterkaitan dengan perubahan global permukaan laut ditekuni oleh: Belknap dan Kraft (1981), Fletcher dkk. (1993), Bard dkk. (1996), Gornitz dan Lebedeff (1987), Fairbanks (1989), Pandarinath dkk. (2001), dan sebagainya.

Peristiwa glasiasi maksimum terakhir terjadi pada 21.000 th. y.l., ketika permukaan laut saat itu sangat rendah (-120 ± 20 m) dibanding permukaan laut kini (Pirazzoli, 1991). Di Asia Tenggara, permukaan laut Kuartar dianggap bersifat eustatis karena paparan Sunda memiliki tektonik yang stabil (Kuenen, 1950). Biswas (1973) menyatakan bahwa kedalaman laut Cina Selatan selama Plistosen berdasarkan kandungan foraminifera dan polen bersifat neritis (kedalaman antara 50 - 200 m) yang selanjutnya berubah menjadi paya bakau, paya air tawar, paya gambut, dan "lateritan". Kemudian, dinyatakan pula bahwa penurunan permukaan laut di tempat tersebut telah terjadi sebanyak empat kali, dan penurunan permukaan laut terakhir berlangsung kira-kira 11.000 th. y.l. Lebih dari 18.000 tahun yang lalu, kisaran permukaan laut naik adalah 120 m (Fairbanks, 1989; Bard dkk., 1996). Oleh karena itu, penelahaan rekaman perubahan lingkungan pada 18.000 th. y.l. khususnya torehan lembah akibat naiknya permukaan laut sangat perlu diperhatikan. Demikian pula dengan data akumulasi pasang surut, Gornitz dan Lebedeff (1987), dan model iklim sekarang (Warrick dkk., 1996) menafsirkan bahwa permukaan air laut naik dan akan menerus untuk masa mendatang. Secara pasti, jumlah permukaan laut naik tidak dapat diketahui, dan model perubahan iklim sekarang berkisar antara 20-90 cm/100 tahun (Warrick dkk., 1996). Data pemboran di Greenland memperlihatkan suatu skala luas perubahan yang cepat pada masa ribuan tahun perubahan iklim selama episode zaman peng-esan akhir (Dansgaard dkk., 1993). Perubahan iklim ini cukup memiliki potensi secara umum dari perubahan

global *biosphere*, dan sebagai kontrol utama perubahan dan evolusi spesies ekologi. Jordan (1999) melakukan determinasi turun-naiknya permukaan laut di selatan paparan Beringia pada Plistosen akhir. Ia berasumsi bahwa pada Holosen gejala permukaan laut dalam konteks kontrol isostasi, tektonik, dan iklim mempunyai masa yang panjang. Penelitian ini didasari pada pemahaman implikasi geomorfik dan ekologi permukaan laut. Secara regional, di daerah pasang surut permukaan laut berubah secara samar-samar dan tidak tegas, yang memperlihatkan muncul dan tenggelamnya selama 35 tahun terakhir (Jordan, 1999).

Dari rangkuman waktu dan lamanya peristiwa perubahan iklim yang dikemukakan oleh berbagai peneliti tersebut di atas, maka hubungan sirkulasi iklim dan turunnya permukaan laut, serta keterkaitannya dengan masa peng-esan dan pencairan selama kurun waktu ± 21.000 th y.l. hingga sekarang, selanjutnya dapat dibandingkan. Masa glasiasi yang diikuti oleh kondisi iklim universal adalah kering dan ditandai oleh kondisi permukaan laut rendah. Di saat permukaan air laut naik (*rising*), iklim menuju maksimum (basah), dengan waktu pencairan es berlangsung (antarglasiasi). Selanjutnya, permukaan air laut turun kembali (*drop*) seiring dengan kondisi iklim kembali menuju minimum (kering), dan masa pencairan es selesai. Rangkaian peristiwa tersebut telah memberikan dampak perubahan lingkungan secara global dan universal di permukaan bumi.

Revelle (1990) mengemukakan bahwa mekanisme, skala waktu, dan kecepatan perubahan permukaan laut dipengaruhi oleh faktor: (a) Perubahan panas/temperatur (*oceanic steric/thermohalite volume changes*), (b) Pertambahan dan mencairnya es (*glacial and wastage*), (c) Suplai air yang berasal dari kontinen (*liquid water onland*): akuifer, danau, dan lain-lain, (d) Deformasi kerak (*crustal deformation*).

Secara spesifik, penelitian geologi Kuartar di daerah penelitian belum pernah dilakukan, akan tetapi pemisahan litologinya di permukaan telah dipetakan, yang terdiri atas aluvium-aluvium: pantai, delta, rawa, dan pantai (Wongsosentono, 1984). Pernyataan yang menyebutkan bahwa perubahan global pada kurun waktu Kuartar, khususnya iklim dan permukaan laut dan hubungannya dengan masa peng-esan dan pencairannya yang dikemukakan di atas, merupakan isu utama berbagai penelitian

geologi Kuartar. Dilatarbelakangi permasalahan tersebut, maka terlihat bahwa perubahan global dari iklim dan permukaan laut sangat terkait dan berhubungan dengan runtunan stratigrafi pada Plistosen akhir yang datanya diperoleh dari hasil pemboran pada penelitian ini. Maksud penelitian ini di antaranya adalah: (a) mempelajari dan merekonstruksi susunan fasies endapan Kuartar, sehingga karakter dan tingkah lakunya dapat diketahui, (b) mempelajari hubungan antara fasies pengendapan secara vertikal ataupun lateral, sehingga faktor yang mempengaruhi pembentukannya dapat ditelusuri. Guna mencapai maksud tersebut, maka tujuan penelitian ini: (a) mendeskripsi litologi dan menginterpretasikan fasies pengendapannya, (b) menelaah dan mengkorelasikan perubahan fasies endapannya secara vertikal dan lateral, dan (c) membahas dan mengkaji rangkaian urutan posisi fasies endapannya.

METODE PENELITIAN

Secara administratif, daerah penelitian termasuk Kota Medan dan Kabupaten Deli Serdang, Provinsi Sumatera Utara (Gambar 1). Wilayah ini meliputi Lembar Labuhan (Belawan) berskala 1:50.000 yang dibatasi koordinat geografi 3°41' - 3°50' LU dan 98°32' - 98°41' BT (Gambar 2).

Untuk kebutuhan penelitian dilakukan pengamatan sedimen Kuartar bawah permukaan dengan melakukan pemboran dangkal sebanyak tiga belas pemboran dengan kedalaman maksimum 14,60 m (Gambar 2 dan 3), yang dituangkan ke dalam penampang tegak (*bor logs*) berskala 1:100. Setiap perubahan-perubahan fasies secara vertikal, baik tegas ataupun berangsur, termasuk warna, pelapukan, komposisi, butiran, dan sebagainya ditelaah secara seksama, dan merupakan faktor kontrol perubahan yang sifatnya spesifik dan kompleks dalam suatu proses sedimentasi. Data pemboran tersebut selanjutnya dikorelasi dan dirangkaikan menjadi susunan interval yang dapat dibedakan satu dengan lainnya.

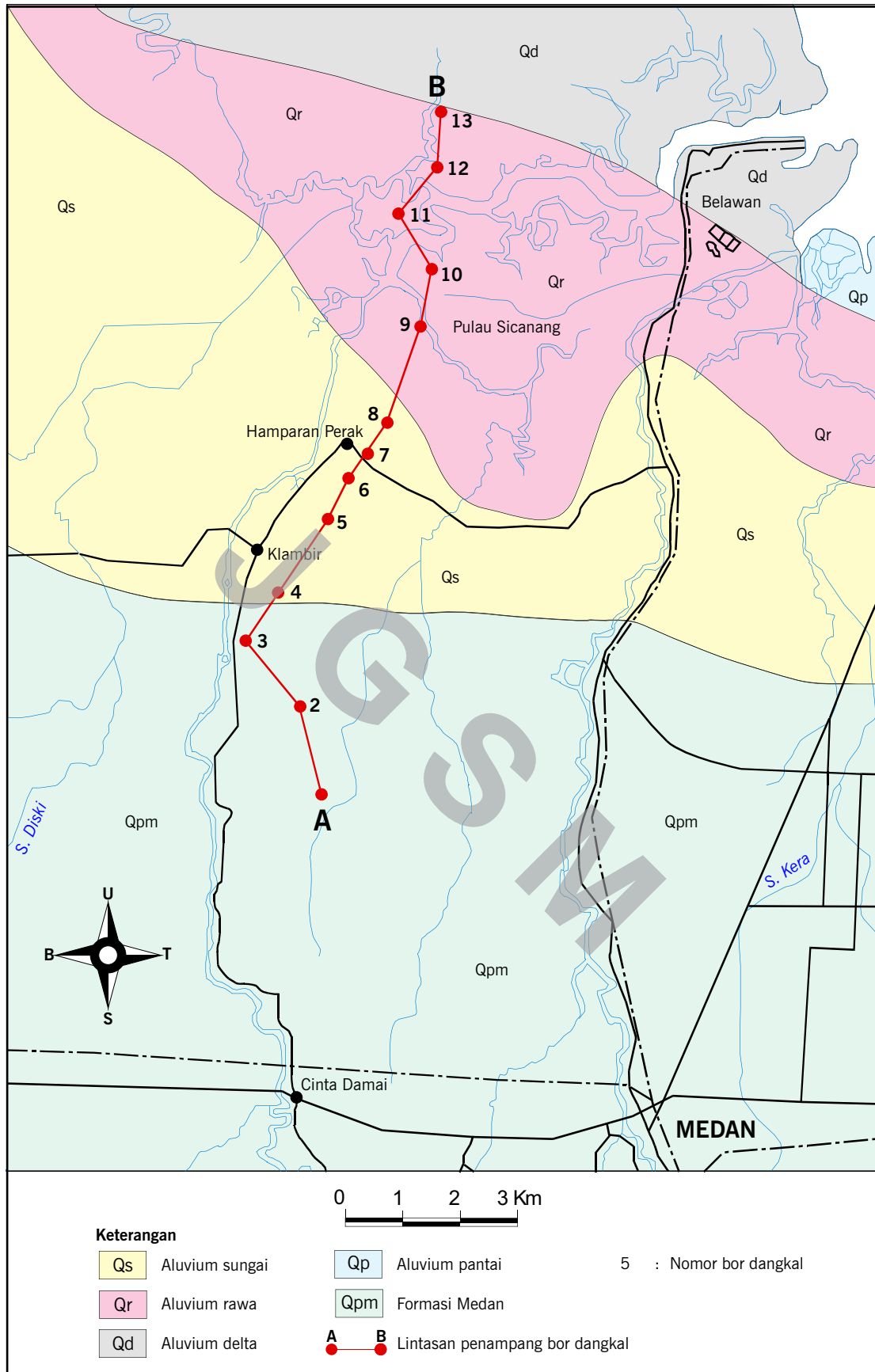
GEOLOGI

Bentang alam yang menyusun daerah penelitian terdiri atas dataran rendah dan daerah pantai yang dibentuk oleh endapan aluvium, baik aluvium pantai maupun aluvium sungai. Daerah pantai umumnya dipengaruhi oleh proses laut, dan setempat

menunjukkan daerah lingkungan rawa dan daerah yang digenangi air. Aliran sungai mempunyai gradien yang kecil, sehingga sungainya tenang, lebar, dan berkelok-kelok (*meandering*). Ketinggian tebing sungai antara 1 - 2 meter terletak pada ketinggian 0 - 2 meter di atas permukaan laut. Cameron dkk. (1982) dalam Peta Geologi Lembar Medan, Sumatera, memperlihatkan daerah Belawan ditutupi oleh aluvium (Qh) yang terdiri atas: kerikil, pasir, dan lempung. Litologi ini ke arah selatan hingga Kota Medan berbatasan dengan Formasi Medan (Qpme) berumur Plistosen Akhir, terdiri atas: bongkah-bongkah kerikil, pasir, lanau, dan lempung. Wongsosentono (1984) lebih rinci lagi membedakan litologi daerah penelitian menjadi Formasi Medan (Qpm) yang ditutupi di atasnya oleh endapan aluvium pantai (Qp), aluvium delta (Qd), aluvium rawa (Qr), dan aluvium sungai (Qs) (Gambar 2). Formasi Medan (Qpm) yang memanjang dari barat ke timur terdiri atas lempung, lumpur, lanau, pasir, dan sedikit kerikil, berwarna abu-abu, yang merupakan hasil pengendapan kembali (*reworked*) batuan gunung api yang telah terbentuk sebelumnya, terutama berasal dari tuf Toba (Qvtt) yang kemudian diendapkan sebagai endapan banjir atau *fluvial*. Aluvium sungai (Qs) sebagai endapan sungai tua terdiri atas campuran bongkah batuguling, kerikil, pasir, dan lempung, yang ke arah hilir butirannya semakin halus. Aluvium rawa (Qr) dan aluvium delta (Qd) berasal dari endapan sungai yang diendapkan dalam lingkungan yang berbeda. Aluvium rawa diendapkan pada lingkungan yang tertutup ke arah hilir, sedangkan aluvium delta diendapkan di tepi muara yang lebih terbuka ke arah laut. Endapan aluvium ini berwarna abu-abu gelap hingga hitam terdiri atas lumpur organik, lempung, dan sedikit pasir halus, mengandung material organik dan akar tumbuh-tumbuhan. Endapan ini bersifat lepas, lembek, dan sangat lunak serta jenuh air. Di Belawan ketebalannya diperkirakan lebih dari 20 m dan semakin menebal ke daerah Labuhan Deli, yaitu mencapai lebih dari 25 m. Aluvium pantai (Qp) dijumpai di sepanjang pantai sebelah timur laut daerah penelitian, terdiri atas pasir yang umumnya dibawa oleh sungai-sungai yang bermuara di sini. Endapan pantai ini bersifat lepas dan lunak dan diperkirakan mempunyai ketebalan lebih dari 10 m (Gambar 2).



Gambar 1. Peta lokasi penelitian daerah Labuhan (Belawan), Sumatera Utara.



Gambar 2. Peta geologi Medan dan sekitarnya (Wongsontono, 1984) dan lokasi pemboran dangkal daerah penelitian.

SEDIMENTOLOGI

Litologi dan Fasies

Litologi yang menyusun sedimen Kuartar di daerah penelitian dapat dibedakan menjadi :

1. Lempung, berwarna abu-abu gelap hingga hijau sampai hijau kebiruan, sangat lunak, basah dengan kandungan air yang tinggi (plastis), berlapis sejajar tipis, mengandung pecahan cangkang moluska dan lapisan tipis humus. Pada kedalaman tertentu sering berselingan dengan lapisan tipis pasir halus dengan ketebalan antara 1 - 3 cm, terpilah baik. Litologi tersebut ditafsirkan sebagai fasies laut (*marine deposits*).
2. Lapisan berukuran pasir yang dibatasi lempung di bagian bawah dan atasnya adalah ciri utama endapan ini yang terdiri atas pasir, abu-abu kehijauan, sangat halus - menengah, terpilah baik, membulat tanggung - membulat, banyak mengandung pecahan cangkang moluska. Ketebalannya berkisar antara 1 - 1,5 m dan diinterpretasikan sebagai fasies pantai (*beach deposits*).
3. Lempung tufan, pasir tufan, berwarna abu-abu kebiruan dengan bercak coklat kemerahan, mempunyai tingkat konsistensi keras, pejal, dan liat. Pada kedalaman tertentu, dijumpai lapisan fraksi kasar berupa pasir tufan dengan fragmen-fragmen vulkanik (gunung api), berbutir sedang sampai kasar, menyudut - membulat tanggung, terpilah buruk, di beberapa tempat mengandung material tufan, mineral hitam, dan gelas vulkanik. Satuan litologi ini ditafsirkan sebagai fasies cekungan banjir (*floodbasin deposits*).
4. Gambut, berwarna coklat tua kemerahan hingga coklat tua kehitaman, banyak mengandung humus, sisa-sisa tumbuhan, organik, dan potongan-potongan kayu busuk berwarna coklat kemerahan dengan tebal antara 0,20 - 1 meter. Fasies ini memiliki perbedaan yang mencolok dengan fasies lainnya, yaitu berdasarkan konsistensi dan kandungan organiknya yang ditafsirkan sebagai fasies rawa bakau (*marsh deposits*).
5. Lempung bergambut, berwarna abu-abu kekuning-kuningan sampai abu-abu tua kehitaman, lunak, lembek, banyak mengandung air, humus, dan sisa tumbuhan berupa daun-daunan, akar dan potongan kayu busuk berwarna

coklat kehitaman. Pada kedalaman tertentu kadang-kadang dijumpai lanau organik bersifat lempungan bercampur dengan pasir halus yang mengandung pecahan cangkang moluska. Pada lempung bergambut ini sering dijumpai lapisan tipis pasir halus dengan ketebalan antara 5 - 10 cm berwarna coklat tua kehitaman. Fasies ini diinterpretasikan sebagai fasies rawa bakau (*marsh deposits*).

6. Pasir, pasir lanauan, pasir lempungan, berwarna abu-abu sampai abu-abu tua kehitaman, bersifat lepas, terpilah sedang sampai buruk dengan tebal antara 1,5 - 5 m. Mempunyai batas sangat jelas dengan fasies rawa bakau yang berada di bawah maupun di atasnya. Bagian bawahnya ditempati oleh pasir kasar kerikilan hingga kerakal, terpilah sangat buruk, membulat sampai menyudut tanggung, sedangkan ke arah atasnya beralih secara berangsur menjadi pasir lanauan atau pasir lempungan dan ditafsirkan sebagai fasies alur sungai (*fluvial channels*).
7. Fasies ini dicirikan oleh keaneka-ragaman ukuran butir terdiri atas pasir, lempung, lanau, pasir lempungan, dan pasir lanauan, berwarna abu-abu kecoklatan, coklat kekuningan sampai coklat kemerahan dengan ketebalan antara 0,5 hingga 3 m. Fasies ini umumnya lunak sampai padat, mengandung konkresi besi berwarna coklat dan mangan berwarna hitam. Bagian atasnya banyak mengandung humus dan sisa tumbuhan berupa akar dan daun-daunan yang semakin berkurang ke arah bawahnya. Bercak-bercak hasil oksidasi dijumpai dalam jumlah yang beragam, dan setempat bercak ini menjadi dominan dengan warna coklat kemerahan. Fasies ini diinterpretasikan sebagai fasies cekungan banjir (*floodbasin deposits*).

PERUBAHAN LINGKUNGAN PENGENDAPAN

Berdasarkan korelasi hubungan antara elemen fasies endapan-endapan darat, transisi, dan laut daerah penelitian (Gambar 4), selanjutnya dapat dikelompokkan menjadi empat interval, yaitu: (a) kombinasi antara fasies cekungan banjir dengan fasies laut dan pantai (interval A), (b) kombinasi fasies rawa bakau dengan fasies laut dan pantai (interval B), (c) kombinasi fasies alur sungai dengan fasies rawa bakau (interval C), dan (d) kombinasi fasies alur sungai dengan fasies dataran banjir (interval D).

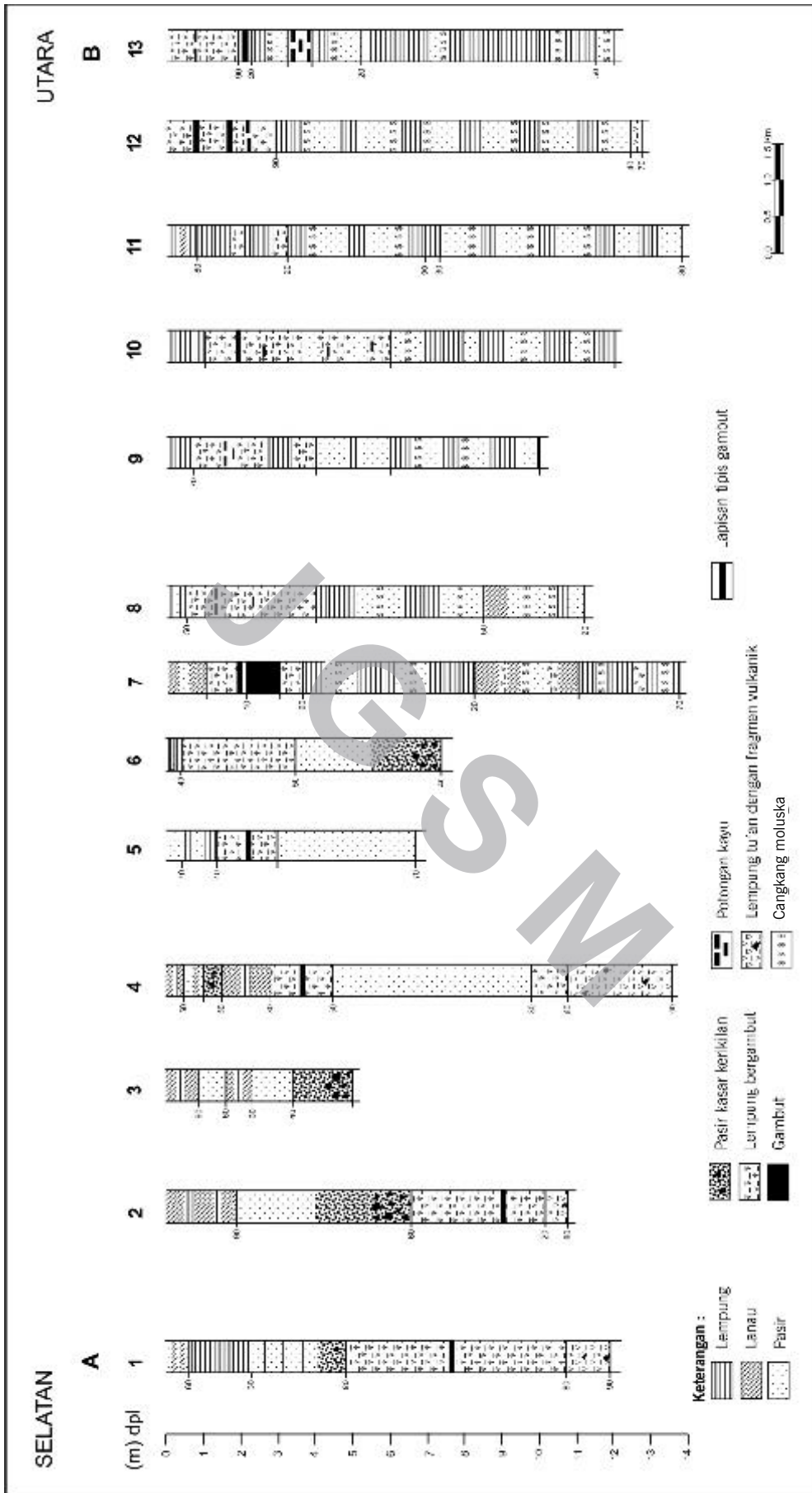
Interval A

Fasies endapan yang menyusun interval A terdiri atas fasies cekungan banjir di bagian selatan pada kedalaman 10,80 - 13,60 m (Gambar 4/Penampang 1-6). Dalam peta geologi fasies ini termasuk Formasi Medan. Sementara di bagian utara terbentuk fasies laut dan pantai. Interval ini dicirikan oleh turunnainya permukaan laut secara konstan, yaitu sebagai perulangan proses pengendapan laut dan pantai secara teratur. Litologi fasies laut memperlihatkan perselingan antara lapisan pasir halus dan lempung berwarna abu-abu gelap hingga hijau dengan kandungan pecahan cangkang moluska, sehingga diperkirakan termasuk lingkungan laut dekat pantai (*nearshore*). Fasies pantai yang memiliki litologi perulangan antara endapan berbutir halus dan kasar, diperkirakan berasal dari proses sirkulasi samudra yang diendapkan di pantai karena bentuk butir kuarsanya yang seragam dan membulat sempurna. Sebaliknya, bagian selatan ditandai oleh terbentuknya cekungan dataran banjir. Umumnya lingkungan tersebut terbentuk di wilayah yang relatif landai dan dipengaruhi oleh alur sungai. Meski tidak memperlihatkan perlapisan, namun warna dan kandungan organik yang mencolok di dalam fasies ini menandakan bahwa materialnya mungkin berasal dari alur-alur sungai di sekitarnya. Diinterpretasikan, kondisi lingkungan selama pembentukan interval A berkisar antara dataran rendah hingga laut dekat pantai.

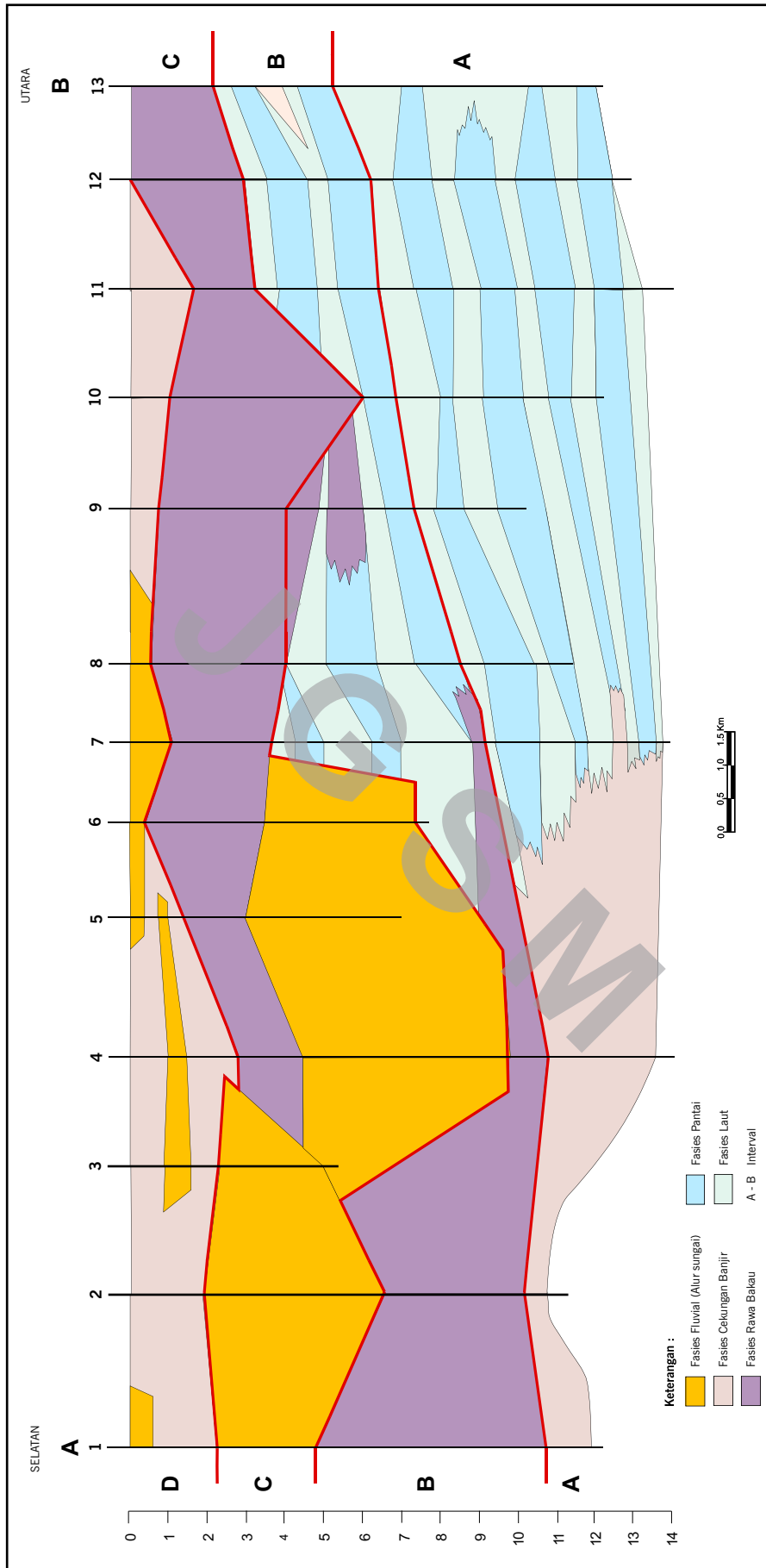
Interval B

Interval B dicirikan oleh terbentuknya fasies rawa bakau yang menutupi fasies dataran banjir sebelumnya (interval A). Litologinya disusun oleh lempung berwarna gelap, yaitu abu-abu tua kehitaman yang semakin gelap ke arah atasnya yang mengandung humus dan gambut (Gambar 3 dan 4). Terbentuknya humus dan gambut biasanya berhubungan dengan proses pelapukan biokimia, yang pengaruh tingkat kelembabannya ketika itu tinggi (Perlmutter dan Matthews, 1989). Dengan warna litologi yang semakin gelap ke bagian tengah interval dan kembali terang ke arah atasnya, serta makin berkurangnya kandungan unsur organik, maka kondisi tersebut sangat berkaitan dengan

jumlah volume air dan kelembaban (*humidity*). Penafsiran tersebut didukung oleh dijumpainya sisipan tipis pasir pada lempung yang diperkirakan material tersebut berasal dari alur sungai. Meningkatnya aktifitas alur sungai berhubungan dengan bertambahnya volume air seiring dengan meningkatnya kelembaban (Perlmutter dan Matthews, 1989). Pada bagian tengah interval dijumpai lapisan tipis gambut dengan ketebalan antara 5 - 10 cm, berwarna gelap dan lunak yang mungkin sebagai puncak kelembaban ketika itu. Diinterpretasikan bahwa bagian tengah interval tersebut berada di bawah kondisi iklim maksimum. Endapan rawa bakau yang berwarna abu-abu gelap sampai abu-abu kehitaman, sangat lunak dan semakin banyak mengandung sisa-sisa tanaman tersebut diendapkan di daerah dataran rendah pantai yang dipengaruhi pasang surut. Fasies ini berkembang dengan baik terutama di selatan daerah penelitian pada kedalaman 4,80 - 10,80 m dengan ketebalan antara 1 - 6 m yang semakin menipis di bagian tengah daerah penelitian. Di bagian utara, interval B tersebut disusun oleh perselingan antara fasies endapan laut dengan fasies endapan pantai yang mempunyai karakter perselingan antara lapisan pasir halus dan lempung berwarna abu-abu gelap hingga hijau dengan kandungan pecahan cangkang moluska. Tidak banyak perbedaan susunan litologi antara fasies laut dan pantai interval A terhadap B, perbedaannya hanya terletak pada ukuran butir. Fasies pantai pada interval B lebih halus serta memiliki kandungan cangkang kerang lebih sedikit dibanding interval B. Selain warna lempung laut pada interval ini lebih gelap dibanding lempung laut pada interval A, juga berkembang lingkungan dataran banjir dan rawa bakau yang sebelumnya berkembang lingkungan laut dan pantai pada interval A. Diinterpretasikan bahwa pada pembentukan interval B tersebut, permukaan air laut relatif naik dengan kondisi kelembaban semakin besar. Hal ini didasari pada butiran fasies "linier klastika" yang semakin halus dan berwarna lebih gelap, akan tetapi masih pada posisi lingkungan laut dekat pantai. Terbentuknya lingkungan dataran banjir dan rawa berhubungan dengan berpindahannya posisi perubahan garis pantai yang umum dijumpai di daerah pasang-surut, atau dapat juga terjadi karena menurunnya tingkat kelembaban.



Gambar 3. Penampang bor dangkal A - B berarah Selatan - Utara Daerah Labuhan (Belawan, Sumatera Utara).



Gambar 4. Penampang bor dangkal A - B berarah Selatan - Utara Daerah Labuhan (Belawan), Sumatera Utara.

Interval C

Ciri pembentukan interval C adalah meluasnya fasies alur sungai di selatan yang sebelumnya ditempati oleh fasies rawa bakau, sedangkan di utara terbentuk fasies rawa bakau yang menutupi fasies linier klastika. Endapan *fluvial* tersebut terdiri atas pasir dengan butiran yang relatif kasar sampai sangat kasar, berwarna terang sampai agak gelap, tidak mengandung sisa-sisa tumbuhan. Dimensi alur sungai mengalami penyusutan dan bergeser ke arah selatan, di samping ukuran butir serta warna litologinya lebih kasar dan terang dibanding alur sungai di bagian bawah. Fasies rawa bakau yang berkembang baik di utara merupakan bagian atas dari susunan rangkaian sedimen Kuartar daerah penelitian, yang bagian atasnya ditutupi oleh fasies dataran banjir dan alur sungai sekarang yang termasuk interval D (Gambar 4). Kondisi permukaan laut selama pembentukan interval C tersebut ditandai oleh permukaan laut turun mendekati posisi sekarang, dan dataran semakin menjorok ke laut (*seaward*) yang memberi kesempatan berkembangnya alur sungai. Selain itu, kondisi kelembaban relatif turun dibandingkan dengan kandungan interval C. Hal ini terbukti dari warna litologi yang menyusun interval C lebih terang dibanding sebelumnya, serta kandungan unsur organiknya semakin menurun.

Interval D

Interval ini dicirikan oleh meluasnya fasies cekungan banjir dan menyusutnya fasies alur sungai. Dimensi alur sungai mengecil dan hanya berkembang di bagian tengah saja, butirannya relatif kasar dan berwarna lebih terang dibandingkan dengan endapan alur sungai yang terbentuk pada interval C. Alur sungai yang terbentuk pada bagian tengah daerah ini semakin menyusut atau terhenti, yang diikuti oleh meluasnya lingkungan cekungan banjir di utara. Pada interval ini, lingkungan rawa bakau menyusut, kecuali di utara yang ditempati oleh fasies rawa bakau pada interval C. Pembentukan fasies cekungan banjir pada interval ini mendapat pasokan material yang relatif tinggi dan lebih dominan, berwarna lebih terang yang mengindikasikan bahwa pasokan material tersebut berasal dari alur-alur sungai di sekitarnya.

TURUN-NAIKNYA PERMUKAAN LAUT DAN PERUBAHAN IKLIM

Berdasarkan perubahan iklim dan naik-turunnya permukaan laut, maka pembentukan sedimen Kuartar daerah penelitian dapat dibedakan menjadi (Gambar 4): (a) interval A terbentuk di saat permukaan laut tinggi dengan kondisi iklim menuju optimum, (b) interval B berlangsung di saat permukaan laut maksimum tinggi menuju rendah dengan kondisi iklim optimum menuju minimum, (c) interval C ditandai oleh permukaan laut rendah dengan kondisi iklim menuju minimum, dan (d) interval D berlangsung di kala kondisi permukaan laut semakin rendah dengan iklim minimum hingga posisi sekarang.

Permukaan Laut Tinggi, Iklim Menuju Optimum

Interval A ditandai oleh terbentuknya fasies cekungan banjir yang berasosiasi dengan fasies laut dan pantai. Kondisi garis pantai ketika itu berada di sekitar utara Medan, yang makin ke selatan berkembang lingkungan cekungan banjir. Oleh karena itu, pada interval A dapat dikatakan bahwa kondisi permukaan laut ketika itu tinggi (*high sea-level*) bila dibandingkan dengan posisi permukaan laut sekarang. Selain itu, interval ini juga dicirikan oleh tidak berlangsungnya proses sedimentasi fasies daratan secara baik dan sempurna. Yang ada hanyalah fasies cekungan banjir yang pasokan materialnya berasal dari erupsi gunung api (*insitu* ?), dan bagian atasnya mengandung sisipan pasir yang diperkirakan berasal dari suplai alur sungai yang berada di sekitarnya. Oleh karena itulah, diperkirakan kondisi iklim ketika itu berada pada situasi agak basah (*subhumid*) yang ke arah atasnya menuju optimum (*humid*).

Permukaan laut Maksimum menuju Rendah, Iklim Optimum menuju Minimum

Interval B dicirikan oleh terbentuknya fasies rawa bakau dan fasies laut dan pantai (Gambar 4). Posisi garis pantai ketika itu tidak jauh berbeda dengan sebelumnya, akan tetapi pada interval bagian bawah diperkirakan permukaan air laut lebih jauh masuk ke lingkungan rawa bakau, sehingga diperkirakan ketika itu permukaan laut berada pada puncaknya atau

pada posisi maksimum, akan tetapi ke arah atasnya memperlihatkan berkembangnya fasies cekungan banjir dan rawa bakau yang menandakan permukaan laut turun. Dengan demikian, pada interval A dapat dikatakan kondisi permukaan laut ketika itu mencapai puncak tingginya (*maximum floodings*), yang selanjutnya kembali turun (*regression*). Oleh karena itu, kondisi permukaan laut pada interval A menuju ke bagian bawah interval B adalah naik (*transgressions*). Interval ini juga dicirikan oleh berkembangnya rawa bakau, yang secara spesifik interval lempung bergambut memiliki warna yang gelap menuju terang secara vertikal. Diperkirakan ketika itu kondisi suplai air relatif tinggi dan kembali berkurang ke arah atasnya. Dengan demikian, dapat diduga bahwa kondisi iklim ketika itu berada pada situasi basah mencapai puncaknya (*optimum*), dan kembali menuju agak basah.

Permukaan Laut Rendah, Iklim Menuju Minimum

Interval C ditandai oleh munculnya fasies alur sungai di tempat yang sebelumnya berkembang lingkungan rawa bakau, sedangkan di wilayah yang tadinya merupakan lingkungan fasies linier klastika berkembang lingkungan rawa bakau (Gambar 4). Akibat permukaan laut turun, maka lingkungan pasang-surut seperti halnya rawa-bakau akan digantikan oleh lingkungan lainnya, seperti lingkungan rawa. Lingkungan rawa tersebut tidak berkembang, salah satu faktor adalah karena ditempati oleh alur sungai. Alur sungai tersebut merupakan perpindahan alur sungai sebelumnya, yang umum berpindah-pindah di daerah rawa hingga pantai. Berpindahnya alur sungai umum terjadi pada wilayah dataran rawa (Allen, 1965, Reineck and Singh, 1980). Dengan turunnya permukaan laut, maka lingkungan yang tadinya laut dekat pantai digantikan oleh lingkungan rawa bakau yang masih dipengaruhi oleh turun-naiknya permukaan laut. Gejala perubahan lingkungan pada interval C tersebut secara vertikal mengikuti waktu adalah normal, dan efek turun-naiknya permukaan laut menyebabkan lingkungan berubah. Oleh karena itu, dapat dikatakan bahwa posisi permukaan laut ketika itu adalah turun dan masih pada posisi rendah. Sebaliknya, fasies rawa bakau yang terbentuk memperlihatkan lapisan gambut semakin menipis, dengan warna yang semakin terang dibandingkan

dengan fasies yang sama pada interval B. Meski dijumpai lapisan gambut yang relatif tebal, akan tetapi warna lapisan tersebut coklat kehitaman. Dengan demikian, diperkirakan kondisi suplai air semakin menurun dibanding pembentukan interval B, dan diperkirakan di bawah pengaruh kondisi iklim ketika itu yang berada pada situasi agak basah menuju kering (*dry*) atau ke iklim minimum.

Permukaan Laut Semakin Rendah, dan Iklim Minimum Hingga Posisi Sekarang

Ciri interval D adalah meluasnya fasies cekungan banjir dan menyusutnya fasies alur sungai. Dimensi alur sungai pada interval ini mengecil dan hanya berkembang di bagian tengah saja. Butirannya relatif kasar dan berwarna lebih terang dibandingkan dengan endapan alur sungai yang terbentuk pada interval C. Kondisi demikian cenderung disebabkan oleh kondisi iklim minimum, yaitu kering. Menyusutnya lingkungan rawa bakau menandakan bahwa permukaan laut semakin rendah dibandingkan dengan posisi permukaan laut ketika pembentukan interval C. Interval D ini ditandai pula oleh permukaan laut semakin turun hingga ke posisi sekarang, sedangkan tingkat kelembaban relatif turun. Dari kontrol perubahan lingkungan tersebut, maka permukaan laut semakin rendah dan tingkat kebasahan makin turun pula dibandingkan dengan interval C sebelumnya.

Dari runtunan stratigrafi pembentukan fasies sedimen Kuartar di atas, maka dapat ditafsirkan bahwa perubahan iklim berkaitan dengan fluktuasi permukaan laut. Siklus pengendapan yang berhubungan dengan turun-naiknya permukaan laut dimulai dari permukaan laut tinggi (interval A) ke permukaan laut maksimum menuju turun (interval B), yang dilanjutkan dengan permukaan laut rendah (interval C) menuju semakin rendah hingga ke posisi sekarang (interval D). Sementara siklus pengendapan yang berhubungan dengan perubahan iklim dicirikan oleh kondisi iklim mulai dari agak basah atau menuju basah (*optimum*) (interval A) ke optimum menuju minimum (interval B) yang diikuti oleh iklim menuju minimum (interval C) hingga kondisi iklim minimum (interval D). Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa siklus turun-naiknya permukaan laut berhubungan dengan siklus

perubahan iklim, yaitu di kala kondisi permukaan laut tinggi (maksimum) yang identik dengan kondisi iklim basah (optimum). Demikian pula sebaliknya, di kala kondisi permukaan laut rendah akan diikuti oleh kondisi iklim menuju minimum. Hubungan antara perubahan siklus tersebut akan menyebabkan berubahnya lingkungan yang dikontrol oleh fasies pengendapannya.

Berubahnya lingkungan tersebut di atas yang mengikuti sirkulasi iklim dan perubahan permukaan laut tidak diiringi oleh berubahnya *base-level* yang mengakibatkan posisi *latitude* berubah. Perubahan *base-level* umumnya dicirikan oleh suatu pergeseran dari posisi lingkungan yang berhubungan dengan *latitude*, dan gejala tersebut berhubungan dengan efek tektonik. Kontrol perubahan lingkungan akibat berubahnya *base-level* secara lateral tersebut dapat direkonstruksi secara vertikal. Gejala-gejala yang dimaksud tidak dijumpai pada rangkaian stratigrafi di daerah penelitian karena perubahan lingkungan secara lateral dan vertikal daerah penelitian lebih disebabkan oleh turun-naiknya permukaan laut dan beralihnya kondisi iklim. Oleh karena itu, daerah Labuhan (Belawan) dan sekitarnya, termasuk daerah stabil yang tidak dipengaruhi oleh tektonik.

Permukaan Laut Global dan Sirkulasi Iklim Universal

Bowen (1978) menyatakan bahwa kondisi permukaan laut pada 17.000 th. y.l. di Australia adalah pada 130 m menuju 180 m, sedangkan di Amerika dari -90 menuju 130 m. Ini berarti bahwa, ketika itu permukaan laut mulai naik secara global, dan proses ini kemungkinan berhubungan dengan mulai mencairnya es (antarglasiasi). Diperkirakan kondisi tersebut berhubungan dengan pembentukan interval A, yaitu naiknya permukaan laut akibat es mulai mencair. Perbedaan temperatur antara maksimum glasiasi (18.000 ± 3000 th. y.l.) dan permulaan Holosen sebagai iklim optimum (9000 ± 3000 th. y.l.) telah diuraikan oleh Williams dkk. (1993). Tidak menutup kemungkinan bahwa interval B berhubungan dengan maksimum pencairan es yang ketika itu ditunjukkan oleh permukaan laut mencapai maksimum pada permulaan Holosen. Penelitian stratigrafi detail dan penarikan umur terumbu Holosen telah membuktikan bahwa maksimum permukaan laut

tinggi adalah 9000 - 10.000 th. y.l. (Chappel dan Polach, 1991). Sebelumnya, dinyatakan pula oleh Chappel (1974) bahwa selama akhir 7000 th. y.l. cekungan samudra mengalami depresi rata-rata 8 mm, dan bersamaan dengan itu secara kontinu permukaan laut naik kurang lebih 16 m ke pusat bumi. Ini berarti bahwa permukaan laut menjadi turun, dan diduga berkaitan dengan pembentukan interval C, ketika permukaan laut turun. Kondisi tersebut diikuti oleh pembentukan interval D yang diikuti oleh permukaan laut semakin turun hingga ke posisi sekarang.

Pandarinath dkk. (2001) mempelajari perubahan permukaan laut dan sedimentasi pada data bor periode Kuartir akhir. Dia menyatakan bahwa umur karbon kayu dan gambut adalah antara 10.760 ± 130 sampai 9.280 ± 150 th. termasuk akhir Plistosen hingga permulaan Holosen. Terbentuknya karbon kayu dan gambut tersebut identik dengan pembentukan interval B pada kondisi iklim basah (optimum) yang kaya akan sisa tumbuh-tumbuhan/tanaman. Selanjutnya, mereka menyatakan bahwa kondisi permukaan laut jauh lebih rendah (> 50 m) dibandingkan dengan kondisi sekarang, dan genang laut berlangsung selama permulaan Holosen. Ciri-ciri tersebut relevan bila dikorelasikan dengan pembentukan interval B.

Di daerah tropis bagian utara, turun-naiknya permukaan danau dan perubahan kelembaban pada akhir Plistosen dan Holosen umumnya dipengaruhi oleh aktifitas monsun purba, dan akhirnya berhubungan dengan gaya siklus Milankovitch (Kutzbach dan Street-Perrot, 1985; Overpeck dkk., 1996). Gejala ini berkaitan dengan tingkat kelembaban yang menyebabkan volume air bertambah secara universal, sehingga mempengaruhi volume air dalam samudra. Gejala tersebut dapat dikaitkan dengan pembentukan siklus Milankovitch dari stratigrafi Kuartir daerah penelitian, yaitu mulai dari agak basah - basah - agak basah hingga menuju kering.

Turun-naiknya permukaan laut di daerah penelitian yang telah dikorelasikan secara global berhubungan dengan siklus Milankovitch. Sementara siklus tersebut berhubungan dengan peristiwa yang terjadi pada Plistosen-Holosen hingga sekarang. Diduga siklus Milankovitch yang dimaksud termasuk dalam siklus 20.000 tahun.

KESIMPULAN

- Turun-naiknya permukaan laut dan perubahan iklim adalah faktor kontrol berubahnya lingkungan di daerah penelitian.
- Turun-naiknya permukaan laut dari waktu ke waktu sangat sulit dikorelasikan secara akurat, dan dari satu tempat ke tempat lainnya dalam waktu peralihan yang sama. Hal ini karena faktor perubahan global tersebut sangat dipengaruhi oleh kondisi regional dan lokal, khususnya tektonik. Akan tetapi turun-naiknya permukaan laut di daerah penelitian dapat dikorelasikan secara global karena daerah tersebut stabil, sehingga siklus perubahan permukaan laut tersebut tidak terganggu dan dikontrol oleh perubahan lingkungannya.
- Perubahan iklim secara universal mengikuti siklus Milankovitch merupakan rekaman suatu rangkaian stratigrafi. Peralihan ciri fasiesnya

secara tegak dan mendatar terjadi secara berangsur, dan mekanisme pengendapannya dapat dikaji secara seksama.

- Rangkaian urutan stratigrafi penelitian ini merupakan bagian dari siklus Milankovitch, yaitu mulai dari basah - agak basah (*subhumid*) hingga menuju kering. Seyogianyalah indikator tersebut dapat dijadikan acuan di dalam studi siklus stratigrafi lebih lanjut dengan mengkaitkannya terhadap siklus Milankovitch. Untuk itu, data pemboran yang lebih dalam dengan analisis umur mutlak dilakukan.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih atas koreksi, saran, dan kritik dari berbagai pihak, terutama masukan dari Dr. Said Azis M.Sc dan Prof. Dr. Ir. Bambang Prastistho, M.Sc., sehingga makalah ini dapat diwujudkan.

ACUAN

- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and character of recent sediments. *Sedimentology* 5: 89-191.
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure, dan F. Rougerie, 1996. Deglacial Sea Level Record from Tahiti Corals and the Timing of Global Meltwater Discharge. *Nature* 382: 241-244.
- Belknap, D.F., dan J.C. Kraft, 1981. Preservation of Transgressive Coastal Lithosomes on the U.S. Atlantic Shelf. *Marine Geology* 382: 241-244.
- Biswas, B., 1973. Quaternary changes in sea level in the South China Sea. *Bull. Of Geo. Soc. Malaysia* 6: 229-256.
- Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Bowen, D.Q., 1978. *Quaternary Geology: A stratigraphic framework for multidisciplinary work*. Pergamon Press, 221.
- Cameron, N.R., Aspden, J.A., Bridge, D., McC., Djunuddin, A., Ghazali, S.A., Harahap, H., Hariwidjaja, S., Johari, Kartawa, W., Keats, W., Ngabito, H., Rock, N.M.S dan Whandoyo, H., 1982. *Peta Geologi Lembar Medan, Sumatra, Skala 1 : 250.000*. Puslitbang Geologi, Bandung.
- Chappell, J.M.A, 1974. Late Quaternary Glacio- and Hydro-isostasy on a layered earth. *Quat. Res.* 4: 405-428
- Chappell, J. dan Polach., 1991. Post-glacial sea level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature* 349: 147-149.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., dan Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-years Glacio-eustatic sea level record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dry as Event and Deep-Ocean Circulation. *Nature* 342 (6250) : 637-642.

- Fletcher, C.H., J.E. van Pelt, G.S. Brush, dan J. Sherman, 1993. Tidal Wetland Record of Holocene sea level movements and climate history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 41: 3-16.
- Gornitz, V., dan S. Lebedeff, 1987. Global sea-level changes during the past century. In: D. Nummendahl, O.H. Pilkey, and J.D. Howard (eds), Sea level change and coastal evolution. *SEPM special publication* 41: 3-16.
- Hastenrath, S., dan Kutzbach, J.E., 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quat. Res.* 24: 249-256.
- Jordan, J.W., 1999. Late quaternary sea-level change in southern beringia: coastal paleogeography of the western Alaska Peninsula. <http://es.epa.gov/ncer/fellow/progress/96/jordanja99.html>, Progress Report, EPA Grant Number: U915030, *University of Wisconsin-Madison*, 2p.
- Kuenen, Ph., H., 1950. *Marine Geology*. New York, Wiley : 451 pp.
- Kutzbach, J.E., dan Street-Perrot, F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kye BP. *Nature* 317: 130-134.
- Overpeck, J.T., Anderson, D., Trumbore, S., dan Prell, W., 1996. The south-west Indian Monsoon over the last 18.000 years. *Clim. Dyn.* 12: 213-225.
- Pandarinnath, K., R. Shankar dan M.G. Yadava, 2001. Late Quaternary changes in sea level and sedimentation rate along the SW coast of India: Evidence from radiocarbon dates. *Current Science* 81 (5): 594-600.
- Perlmutter, M.A. dan Matthews, M.A., 1989. Global Cyclostratigraphy. In: T.A. Cross (ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Englewood, New Jersey : 233-260.
- Pirazzoli, P.A., 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier *Oceanography Series*, 58, Amsterdam-London-New York-Tokyo : 299 pp.
- Reineck, H.E. dan Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments*, Springer Verlag, Berlin, 549 p.
- Revelle, R. Ed., 1990. *Sea Level Change* : National Research Council, Studies in Geophysics, Washington, D.C. National Academy Press : 234pp.
- Shuka, J., Nobre, C., Sellers, P., 1990. Amazon deforestation and climate change. *Science* 247: 1322-1325.
- Walker, R.G. dan James. N.P., 1992. Preface. In: A.D. Miall and N.P. Jones (eds.), *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada.
- Warrick, R.A.C. Le Provost, M.F. Meier, J. Oerlemans, dan P.L. Woodworth, 1996. Changes in sea level. In: J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds), *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*, Cambridge University Press. : 361-405.
- Williams, M.A.J., D.L. Dunkerley, P. De Decker, A.P. Kershaw, dan T.J. Stokes, 1993. *Quaternary Environments*. Edward Arnold, A division of Hodder & Stoughton, London New York Melbourne Auckland : 329 pp.
- Wongsosentono, S., 1984. Peta Geologi Medan dan sekitarnya, skala 1: 100.000, Direktorat Tata Lingkungan, Bandung, Tidak Dipublikasikan.

Naskah diterima : 5 Februari 2007
Revisi terakhir : 20 Januari 2008