

SIKLUS PENGENDAPAN KUARTER BERBASIS KARAKTERISTIK PERUBAHAN MUKA LAUT DI LEMBAH KRUENG ACEH, ACEH BESAR, PROVINSI NANGROE ACEH DARUSSALAM

Herman Moechtar¹⁾ dan Zulfiadi Zakaria²⁾

1) Pusat Survei Geologi, Badan Geologi (DESDM), Jl. Diponegoro 57, Bandung 40122

2) Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran, Jl. Raya Bandung-Sumedang Km.21 Jatinangor

ABSTRACT

Studies of the Quaternary depositional cycles based on character of sea-level changes in the Krueng Aceh Valley (Aceh Besar), revealed seven of depositional facies. These depositional facies consist of beach/ beach ridges (Fep/ Fepp), nearshore (Feldp), offshore (Fellp), river channel (Feas), floodplain (Fedb), swamp (Fer), and marsh (Ferb) deposits. Based on correlation of the lateral and vertical variation of the Quaternary deposits, four Interval of depositional facies (IFP A-D) occurred. Each of depositional facies is, characterized by variation of the depositional environment alternating which is controlled by sea-level changes under influenced by climate circulation and tectonic. Probably, the character of each depositional interval could be called as cycle of five ordo of sea level changes which correlated with Milankovitch cycle of 20,000 years.

The study was based on analyses of sedimentology and stratigraphy of nine borehole informations, and the penetration of the bore head varied from 51,50 to 125 m. Three stratigraphical cross section have been correlated, that is BD2 – BD8, BD2 – BD5, and BD8 – BD5 cross sections.

Keywords: *Stratigraphy, depositional cycles, sea level changes*

ABSTRAK

Studi siklus pengendapan Kuartar berbasis karakteristik perubahan muka laut di lembah Krueng Aceh (Aceh Besar), terkandung tujuh fasies pengendapan. Ketujuh fasies pengendapan itu terdiri atas fasies-fasies endapan pantai/ pematang pantai (Fep/ Fepp), laut dekat pantai (Feldp), laut lepas pantai (Fellp), alur sungai (Feas), limpah banjir (Fedb), rawa (Fer), dan rawa bakau (Ferb). Berdasarkan korelasi perubahan lingkungan pengendapan secara lateral dan vertikal, selanjutnya diketahui bahwa endapan Kuartar tersebut dapat dibedakan menjadi empat Interval Fasies Pengendapan (IFP A-D). Setiap Interval Fasies Pengendapan, dicirikan dari variasi perubahan lingkungan pengendapan yang dikendalikan oleh perubahan muka laut di bawah pengaruh pergantian iklim dan tektonik. Tidak menutup kemungkinan bahwa, karakter stratigrafi setiap Interval Fasies Pengendapan dapat disetarakan dengan siklus ordo 5 dari perubahan muka laut yang memiliki kesamaan dengan siklus Milankovitch 20,000 tahunan.

Studi yang dilakukan mencakup analisis sedimentologi dan stratigrafi terhadap sembilan hasil pemboran, dengan kedalaman pemboran berkisar antara 51,50 hingga 125 m. Tiga penampang stratigrafi telah dikorelasikan, yaitu penampang-penampang BD2 – BD8, BD2 – BD5, dan BD8 – BD 5.

Kata kunci: *Stratigrafi, siklus pengendapan, perubahan muka laut*

PENDAHULUAN

Berubahnya kedalaman air laut disebabkan oleh faktor global dan lokal (Plint et al., 1992). Aspek global atau turun-naiknya muka laut sebenarnya (*eustatic*) adalah mengikuti pergerakan relatif muka laut menuju pusat bumi yang dikontrol oleh dua faktor, yaitu: 1) Peralihan volume air di samudera secara luas akibat perubahan eustatik pegasan (*glacio-eustatic change*) atau *terrestrial ice*; 2) Bertambah atau berkurangnya volume air pada lapisan akuifer di perut bumi (*terrestrial aquifers*). Faktor kedua dipercayai sebagai pe-

ristiwa bertambah/berkurangnya volume air samudera, atau menyusut/meluasnya volume air akibat pemekaran punggung samudera (*tectono-eustatic changes*).

Secara lokal, perubahan kedalaman air berkaitan dengan tektonik dan sedimentasi. Dampak tektonik terhadap dasar cekungan (naik dan turun) dapat menyebabkan, mengabaikan atau kebalikan efek perubahan eustatik. Sedimentasi menghasilkan berkurangnya lantai samudera dan reduksi kedalaman air. Dengan demikian, perubahan relatif muka laut bersumberkan dari eustasi, tektonik lokal dan kecepatan

sedimentasi. Flint *et al.* (1992) membedakan siklus turun-naiknya muka laut menjadi 5 ordo, yaitu siklus-siklus ordo-1 (200-400 juta tahun), ordo-2 (10-100 juta tahun), ordo-3 yang mempunyai kesamaan dengan metode Exxon atau kurva Haq *et al.* (1988), ordo-4 (500.000 - 200.000 tahun), dan ordo-5 (200.000 - 10.000 tahun). Siklus ordo 4 dan 5 terbentuk karena pergantian iklim mengikuti siklus Milankovitch. Ketika akhir maksimum glasiasi pada 21.000 tahun lalu, posisi muka laut berada pada -120 ± 20 m dibanding sekarang (Pirazzoli, 1991), dan Holosen merupakan periode paling akhir dari sejarah bumi 10.000 tahun terakhir dimana peralihan iklim berpengaruh besar dibanding periode glasial.

METODE PENELITIAN

Studi ini dilakukan berdasarkan latarbelakang permasalahan di atas, dan juga dapat dijelaskan berdasarkan rangkaian stratigrafi. Kegiatan tektonik dan berubahnya muka laut di lembah Krueng Aceh selanjutnya dipelajari melalui: (a) deskripsi litofasies kaitannya dengan lingkungan pengendapan, (b) penelaahan hubungan fasies endapan secara vertikal dan lateral serta pengelompokkannya, (c) kajian faktor kendali evolusi lingkungan menjadi satu kesatuan siklus pengendapan, dan (d) diskusi tentang kegiatan tektonik terkait dengan proses genang dan susut laut.

Morfologi Aceh Besar sekitarnya terbentuk sebagai dataran aluvium bergelombang hingga dataran rendah pantai membujur baratlaut-tenggara, yang oleh Iwaco (1993) dalam Ploethner dan Simon (2005) disebut sebagai cekungan Krueng Aceh atau lembah Krueng Aceh (Farr dan Djaeni, 1975 dalam Ploethner dan Simon, 2005). Moechtar *et al.* (2009) membedakannya menjadi lingkungan-lingkungan sistem fluvial, cekungan banjir, klastika linier, dan transisi (Gambar 1) yang ditutupi oleh

aluvium tak terbedakan (Bennett, *et al.*, 1981). Aluvium tak terbedakan, terdiri dari pasir, pasir lempungan dan pasir lanauan, lempung pasiran dan lanau pasiran, lempung lanauan dan lanau lempungan, serta sedimen rawa (Gambar 1). Wilayah ini memiliki ketinggian kurang dari 18 m (dpl) berkemiringan lereng antara 0° hingga 12° , dengan sungai utamanya Kr. (Krueng) Aceh yang hulunya berasal dari pegunungan di sebelah barat. Bagian barat dibatasi oleh sesar Sumatra atau disebut sesar Aceh (Barber dan Crow, 2005 dalam Ploethner dan Simon, 2005) (Gambar 2) atau dikenal sebagai segmen sesar Krueng Aceh (Tjia, 1977a). Sesar Aceh berada di kaki pegunungan kompleks Bukit Barisan yang ditutupi formasi-formasi batuan tua Tersier dan Pre-Tersier. Di sebelah timur, lembah Krueng Aceh dibatasi oleh morfologi perbukitan yang ditempati formasi batuan Plio-Plistosen dengan sesar Seulimeum dengan arah hampir utara-selatan. Kedua sesar tersebut bertemu di utara Tangse timur *batholith* Sikuleh (Gambar 2).

Data dianalisis berdasarkan pada sedimen klastik hasil pemboran yang dilakukan pada 9 (sembilan) titik lokasi pemboran (disingkat sebagai Ntp, yaitu Ntp BD1 sampai BD9) mulai dari pantai hingga selatan, ditentukan secara teliti menggunakan GPS (Gambar 1). Data tersebut selanjutnya dirangkaikan menjadi Penampang BD2 - BD6, Penampang BD2 - BD5 dan Penampang BD8 - BD5 yang kisaran ketebalan sedimennya antara 51,50 hingga 125 m. Setiap Ntp, secara visual aspek sedimentologinya dipelajari dengan seksama termasuk karakter proses pengendapannya. Perubahan litologi, baik tegas ataupun berangsur khususnya komposisi, kandungan, warna, jejak struktur sedimen dan parameter terkait lainnya, diplot dalam penampang tegak (log bor) bersekala 1:1.000.

Hasil korelasi menunjukkan bahwa susunan stratigrafinya dapat

dikelompokkan menjadi satu kesatuan Interval Fasies Pengendapan (IFP) yang memiliki sifat spesifik satu sama lainnya. Rekonstruksi stratigrafi yang menggambarkan meluas dan menyusutnya lingkungan dapat ditafsirkan, utamanya faktor yang mempengaruhi dinamika pembentukannya dapat didiskusikan. Dari rangkaian susunan IFP, maka faktor kendali proses pembentukan sedimen klastik dapat ditelusuri yang sumbernya dibawah kendali faktor proses eksternal siklus pengendapan (*external processes*) seperti berubahnya iklim, tektonik, dan turun-naiknya muka laut. Akhirnya dapat diungkapkan, karakter siklus pengendapan berbasis peralihan proses muka laut.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Sedimentologi

Litologi endapan Kuartar bawah permukaan terdiri dari perulangan material klastik lempung, lanau, pasir, kerakal-kerikil, dan lempung berhumus/bergambut yang sebagian besar didominasi percampuran dari lempung lanauan, lempung pasiran, pasir lempungan, dan pasir lanauan. Kombinasi susunan litologi demikian dibentuk oleh berbagai fasies pengendapan, yaitu fasies-fasies pengendapan klastika linier, *fluvial*, dan rawa/ rawa bakau.

Endapan Klastika Linier

Secara mikroskopis, fasies ini dapat dibedakan menjadi endapan-endapan pasir pantai/ pematang pantai, laut dekat pantai, dan lepas pantai. Endapan pantai terdiri dari pasir berwarna putih, abu-abu gelap hingga kuning kecoklatan; berukuran halus hingga medium kadang-kadang berukuran kasar; memuat moluska atau cangkang kerang serta sisa-sisa tumbuhan; lepas dan urai serta terpilah sedang. Bentuk butir menyudut tanggung hingga membulat tanggung, berisi fragmen batuan; kuarsa; mineral hitam; sedikit tufan.

Susunan litologi demikian dapat dipahami sebagai fasies endapan pasir pantai (Fep) atau pematang pantai (Fepp). Klastika linier lainnya, tersusun dari lempung lanauan, lanau pasiran, pasir lanauan, pasir tufan, dan perselingan antara lempung, lanau, dan pasir halus serta berisikan lanau dan pasir setebal 5 hingga 60 m. Litologi ini berwarna abu-abu kehijauan, coklat kelabu, mengandung moluska dan daun. Litologi ini lunak dan kenyal, tersisip pasir halus dan tipis, ketebalan bervariasi yang ditafsirkan sebagai fasies endapan laut dekat pantai (Feldp). Interval lempung mempunyai ciri berwarna gelap yaitu kelabu - kehijauan dan hijau, berisi moluska dan foraminifera, berlapis tipis dan halus (*even lamination*) serta bersisipan lanau setebal 3 hingga 10 cm. Warna litologi semakin ke arah atas semakin terang yaitu berwarna kelabu, yang cenderung termasuk fasies endapan laut lepas pantai (Fellp).

Endapan Fluvial

Endapan *fluvial* dibedakan menjadi fasies endapan alur sungai (*river channel deposits*) (Feas) dan endapan limbah/ dataran banjir (Fedb) (*floodplain deposits*). Feas yang terbentuk terdiri dari pasir berukuran halus - sangat kasar dan mengandung kerakal-kerikil, berwarna coklat hingga abu-abu kehitaman, kuning kecoklatan hingga kelabu. Ciri lainnya dari litologi ini memiliki aneka ragam komponen terdiri dari kuarsa dan pecahan batuan, menyudut tanggung hingga membulat tanggung dan menyudut secara lokal serta terpilah sedang. Struktur sedimen umumnya tidak terekam, kecuali perubahan butiran yang menghalus ke arah atas (*finning upwards/ FU*) dan mengasar (*coarsening upwards/ CU*). Proses pengkasaran dan penghalusan butir umum dijumpai pada alur sungai, sebagai pertanda menurun atau meningkatnya energi aliran. Pada beberapa tempat Feas ini

berbutir pasir medium hingga halus, berwarna coklat muda, terpilah baik, menyudut hingga membulat tanggung. Feas tersebut mengalami oksidasi, lepas dan tidak padu yang ke arah atasnya beralih menjadi pasir berukuran halus sampai kasar dengan warna semakin gelap menjadi coklat tua hingga abu-abu dengan masa dasar dan komposisi yang tidak jauh berbeda dengan Feas lainnya. Secara umum, jenis *fluvial* ini berwarna semakin gelap dengan butiran yang menghalus dan kembali kasar. Fasies endapan limpah banjir (Fedb), terdiri dari lempung berwarna coklat kekuningan hingga abu-abu kekuningan, tak berlapis akan tetapi bersisipan pasir halus, bersifat lunak hingga padat dan lengket. Semakin ke arah atas memuat sisa-sisa tumbuhan dan akar tanaman dengan ketebalan bervariasi. Selain itu, jenis endapan ini didominasi pula oleh lempung pasir, berwarna coklat hingga abu-abu muda, berlapis buruk, kadang-kadang bersisipan pasir halus tipis berwarna abu-abu, mengandung sisa tumbuhan, padat dan pejal. Ciri litologi demikian khas sebagai endapan hasil pelimpahan alur sungai (Fedb).

Endapan Rawa/ Rawa Bakau

Lempung umumnya berhumus hingga bergambut, berwarna coklat tua kehitaman, abu-abu kehitaman hingga hitam, kaya sisa tumbuhan dan potongan kayu berwarna coklat tua kehitaman, berbau busuk, mudah pecah dan rapuh. Jenis litologi demikian tergolong sebagai fasies endapan rawa (Fer). Ciri lain lempung bergambut adalah mempunyai kandungan kayu yang berlimpah, serta memiliki perbedaan warna dan komposisi yang tegas terhadap litologi di bawahnya. Litologi Fer lain dicirikan oleh lempung berhumus dengan warna yang lebih muda yaitu coklat kehitaman, yang berisi semakin berkurangnya sisa tumbuhan dan potongan kayu. Lapisan gambut

ditandai oleh warna yang lebih gelap yaitu abu-abu muda kehitaman, serta berisi sisa-sisa tumbuhan dan dedaunan yang berlimpah. Litologi lempung lain berwarna coklat hingga hitam, banyak memuat sisa tumbuhan dan material organik berwarna hitam, padat dan lengket, dengan kandungan air relatif tinggi, serta memiliki ketebalan yang bervariasi. Litologi ini umumnya berhubungan dengan fasies klastika linier, dan dipahami sebagai fasies endapan rawa bakau (Ferb). Ciri Ferb lainnya tersusun dari lempung berwarna gelap yaitu abu-abu tua kehitaman yang semakin gelap ke bagian atasnya serta mengandung humus dan gambut, kaya akan sisa-sisa tumbuhan dan dedaunan. Pada interval-interval tertentu ditandai oleh lapisan lempung tipis dengan ukuran kurang dari 1 cm berwarna abu-abu kehijauan yang condong diinterpretasikan sebagai fasies endapan laut yang terbentuk pada periode pendek.

Stratigrafi

Penampang BD2 - BD8

Lintasan korelasi berarah hampir utara-selatan, interval bawahnya tersusun dari lapisan lempung pasir hingga lempung setebal 20,20 hingga lebih dari 30 m (Fedb) atau sebagai bagian bawah Interval Fasies Pengendapan A (IFP A) (Gambar 3). Pada level tersebut terbentuk lapisan pasir setebal ± 12 m dengan butiran yang menghalus ke atas (*FU*), yaitu pasir kasar-sangat kasar hingga halus termasuk Feas. Selanjutnya, Fedb berjari-jemari dengan Fer dan Ferb setebal lebih dari 18 m yang ditutupi lapisan tuf setebal 0,70 m. Rangkaian proses pengendapan ini menunjukkan bahwa kondisi lingkungan saat itu darat hingga dekat pantai yang ditandai adanya kegiatan gunungapi. Bagian tengah IFP A, terbentuk Feldp yang terkait dengan pola sebaran Feldp dan Fep/Fepp yang menoreh sistem *fluvial* dan rawa/ rawa bakau.

Ketebalan Feldp antara 8 – 10 m sedangkan Fep/ Fepp berkisar 4 – 6 m, merupakan indikator bahwa ketika itu muka air laut naik hingga mencapai maksimum. Akhirnya, endapan-endapan tersebut ditutupi oleh Fep/ Fepp yang ketebalannya mencapai 20 m dan Ferb di utara, sebagai bukti muka air laut kembali turun setara dengan IFP A bagian atas.

Awal terbentuknya IFP B tersirat Fep/ Fepp di utara dan Fedb di selatan, yang pada bagian tengah sayatan penampangnya merupakan pantai (Gambar 3). Kemudian muka air laut naik secara cepat, terbukti dengan mengendapnya lempung Fellp yang selanjutnya diikuti terbentuknya Fep/ Fepp. Peristiwa tersebut merupakan suatu rangkaian posisi muka laut rendah pertama (*mlr-1*) membentuk bagian bawah IFP B, yang seterusnya diikuti muka laut tinggi (*mlt*) mengendapkan Fellp dan Feldp setebal 10 m dan Feas di bagian tengah. Muka air laut kembali turun membentuk IFP atas, yaitu dengan terendapkan Fep/ Fepp mulai dari utara hingga ke tengah, dan Ferb/Fer di selatan. Rangkaian stratigrafi tersebut dapat disetarakan sebagai muka laut rendah kedua (*mlr-2*).

Rangkaian stratigrafi di atas dengan ketebalan maksimum mencapai lebih 90 m, memberi kesan terbentuk 2 (dua) siklus pengendapan (IFP A dan IFP B) yang dikendalikan oleh turun-naiknya muka air laut. Setiap siklus atau daur proses pengendapan ditandai susunan stratigrafi yang menunjukkan bagian bawah IFP (*mlr-1*), *mlt* pada bagian tengah IFP, dan *mlr-2* yang identik dengan IFP atas. Akhir *mlr-1* dari IFP A, ditandai kegiatan gunungapi, dan ketika *mlt* bagian tengah sayatan penampang berada pada elevasi paling rendah, terbukti lingkungan laut berkembang baik ditempat tersebut di banding utara. Diakhir kondisi *mlr-2*, pembentukan fasies pantai sangat dominan. Tidak ada tanda-tanda berubahnya elevasi

ketika proses *mlr-1* IFP B berlangsung, akan tetapi pada saat itu naiknya muka laut relatif cepat.

Dengan mengendapnya Fep/ Fepp, perlu dicurigai bahwa elevasi permukaan ketika itu berubah. Berubahnya elevasi permukaan cenderung diakibatkan oleh Bergeraknya alas cekungan, yang menyebabkan berpindahnya garis pantai pada *mlr-1*. Setelah itu, ketika *mlt* posisi poros cekungan masih terletak di bagian tengah sayatan penampang, dan diikuti proses pembentukan *mlr-2*.

Penampang BD2 - BD5

Bagian atas IFP A dicirikan oleh susutnya muka laut membentuk Fellp dan selanjutnya mengendapkan Fp/ Fpp setebal 5 m, sebagai *mlr-2* IFP A (Gambar 4). Terbentuknya IFP B berawal dari naiknya muka laut yang menghasilkan Fellp setebal 55,25 m yang kemudian tertutupi oleh pasir Fep/ Fepp setebal 9 m. Ini sebagai pertanda bahwa genang dan susut laut kembali berlangsung. Ke arah darat, alur sungai dan lingkungan terbentuk sedangkan butiran Feas mengasar. Sebaliknya, warna dari Fer dan Ferb semakin gelap dengan keterdapatan humus semakin berkurang. Perubahan butir, warna, dan kandungan organik tersebut seyogyanyalah dipahami sebagai efek akibat perubahan dari tingkat kebasahan (*humidity*). Dengan demikian, IFP B dapat disebut sebagai satu kesatuan kelompok fasies pengendapan di bawah pengaruh perubahan muka laut dan iklim tanpa ada tanda-tanda terjadinya pergeseran lingkungan.

Rangkaian IFP C dapat dikategorikan sebagai fenomena siklus turun-naiknya muka laut, yang dimulai dengan mengendapnya Fep/ Fepp setebal 4 m (*mlr-1*) diikuti oleh proses terbentuknya Fellp setebal 28 m (*mlt*) dan berakhir dengan terbentuknya Fep/ Fepp setebal 14 m (*mlr-2*). Secara umum, *mlt* IFP C berlangsung ketika diendapkannya

Feldp setebal 23 m yang berintegrasi dengan Fep/ Fepp, dan diikuti oleh berkembangnya Fer/ Ferb dan Feas (FU) sebagai mlr-2. Keteraturan distribusi proses pengendapan IFP C yang dikontrol oleh berubahnya iklim dan muka laut, terkesan di bagian tengah sayatan penampang dipengaruhi oleh proses penurunan. Adalah tepat apabila dikatakan keberadaan fasies endapan laut ditempat tersebut berhubungan dengan turunnya dasar cekungan. Meski rangkaian pola sebaran stratigrafi IFP D relatif rumit, namun ketidakteraturan itu masih meninggalkan jejak yang jelas, seperti: (a) genang laut yang dicirikan oleh Fep/ Fepp beralih ke Feldp yang puncaknya menghasilkan Fellp dan diakhiri dengan diendapkannya Fep/Fepp dan Fedb, (b) ketika mlt berlangsung terjadi pergeseran lingkungan, terbukti dari terbentuknya Feldp dan Ferb yang sebelumnya tidak dijumpai.

Rangkaian stratigrafi dengan ketebalan sedimen \pm 125 m (Gambar 4), terpantau proses terbentuknya siklus pengendapan sebanyak 4 (empat) kali. Meskipun siklus berubahnya muka laut dan iklim dapat disetarakan, namun bergeser atau berpindahnya lingkungan yang diyakini sebagai dampak dari efek tektonik juga terasa. Gejala intensitas tektonik, menunjukkan intensitas semakin tinggi terhadap IFP yang terbentuk kemudian.

Penampang BD8 - BD5

Model stratigrafi pada penampang BD8 - BD5, pada selang bawahnya membentuk pasir kasar Fep/ Fepp yang ke arah atasnya mengasar dan membulat menutupi Fellp (Gambar 5). Mengasarnya butiran Fep/ Fepp merupakan hal yang umum sebagai indikasi garis pantai mundur bersamaan susut laut, dan ditafsirkan sebagai bagian atas dari IFP A. Terbentuknya IFP B, berawal dari diendapkannya Feldp setebal 17 m

dan Fellp di utara. Menghalusnya butiran hingga membentuk lempung berlapis pada bagian tengah interval Feldp, ditafsirkan sebagai kondisi ketika itu mlt. Mlr-1 dicirikan oleh berlangsungnya proses pembentukan bagian bawah Feldp, sedangkan keterdapatan Fep/ Fepp diyakini sebagai mlr-2. Penjelasan dari Feas setebal 8 m sebagai pasir sangat kasar hingga medium (FU) yang ditutupi lempung Fedb, merupakan proses sedimentasi bagian bawah IFP C. Bagian tengah IFP C, dicirikan oleh Fellp dan Feldp yang setara dengan kondisi mlt dimana puncak genangan (*maximum floodings*) kurang lebih berada pada selang tengah Fellp atau Feldp di selatan. Fasies endapan tersebut kemudian ditutupi oleh Fep/ Fepp, sebagai muka laut kembali susut (mlr-2).

Susunan Fasies Pengendapan teratas IFP D, terdiri dari Fellp di utara dan Feldp di bagian tengah, sedangkan di selatan ditutupi Ferb dan Fer. Posisi muka laut maksimum, diperkirakan berada pada interval tengah Feldp di selatan yang ketebalannya mencapai 5,5 m lebih sebaliknya Feas dapat dikorelasikan terhadap muka air laut maksimum. Hal tersebut didasarkan pada ukuran butirnya yang menghalus, sebagai alasan untuk menyatakan tingkat kebasahan semakin besar. Akhirnya, fasies endapan tersebut ditutupi oleh pasir Fep/ Fepp dan lempung Fer/ Ferb, yang memperlihatkan susut laut kembali datang (mlr-2). Menurut Perlmutter dan Mathews (1989), meluas dan menyusutnya lingkungan, menghalus dan mengasarnya butiran pada sistem *fluvial*, berubahnya warna fasies dan komposisi kandungan flora adalah terkait erat dengan tingkat kebasahan mengikuti sirkulasi iklim.

Model stratigrafi berbasis faktor kendali pembentukannya setebal 125 m di atas, terilustrasikan bahwa: (a) terbentuk 4 (empat) siklus perubahan muka laut yang dipengaruhi oleh berubahnya iklim dan kegiatan

tektonik (IFP A-D), (b) bagian tengah dan utara sayatan penampang memperlihatkan berubahnya muka laut sangat dominan, sebaliknya siklus peralihan iklim terekam di selatan, (c) mlt yang terjadi pada IFP C dapat dijadikan alasan sebagai muka laut tertinggi secara keseluruhan, dan (d) Feas yang levelnya sama dengan mrl 1 kemungkinan dibawah kendali iklim minimum, karena tingkat kebasahannya relatif rendah, dan (e) gejala penurunan dicurigai berada di bagian tengah sayatan penampang, yang berimplikasi bergesernya alur sungai (Feas) dan berulangnya perkembangan dari lingkungan Fep/ Fepp di selatan.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Siklus Pengendapan

Aspek stratigrafi modern di awal 1990an berkembang secara pesat, yang salah satu fokusnya bagaimana memahami stratigrafi pada kurun waktu pendek pada puluhan ribu hingga ratusan ribu tahun. Pendekatan jalur proses luar (*external processes*) mengikuti sirkulasi berubahnya iklim dan muka laut, tektonik, dan evolusi *biotic* menjadi acuan utama guna merekonstruksi siklus pengendapan (Perlmutter dan Matthews, 1989; Allen dan Allen, 1990; dan Walker dan James, 1992). Proses perulangan dari kondisi iklim minimum menuju maksimum mengikuti siklus Milankovitch tidaklah dominan terkontrol dari rangkaian stratigrafi daerah telitian. Sebaliknya kontrol berubahnya muka laut yang mengacu pembentukan ordo siklus muka laut yang terkait dengan mekanismenya sebagaimana diutarakan oleh Plint *et al.* (1992) dapat direkonstruksi.

Siklus pengendapan yang tersentuh pada setiap IFP, memberi petunjuk bahwa:

1. Ciri dan komposisi litologinya mulai dari bawah ke atas tidak

memperlihatkan perbedaan namun memiliki kesamaan dengan aluvium tak terbedakan berumur Holosen (Bennett *et al.*, 1981). Ini berarti bahwa karakter proses pengendapan dari penelitian ini adalah berkesinambungan, setidaknya berulangnya pada Plistosen Atas hingga Holosen.

2. Konteks umur yang dihubungkan dengan akumulasi dan akomodasi pengendapan yang tercermin dalam setiap ketebalan IFP tidak memperlihatkan perbedaan yang menyolok, sedangkan munculnya perbedaan ketebalan yang berarti di setiap IFP adalah dikarenakan faktor tektonik yang berimplikasi pada proses penurunan.

Didasari pemahaman kontrol hirarki turun-naiknya muka laut, maka setiap siklus pengendapan yang terbentuk dari hasil penelitian ini, kemungkinan termasuk dalam siklus ordo 5 menurut Flint *et al.* (1992) yang kisaran waktunya antara 200.000 hingga 10.000 tahun. Kisaran waktu tersebut condong memiliki kesamaan dengan siklus *precession* Milankovitch berumur 21.000 tahunan yang populer dengan sebutan siklus 20.000 tahunan. Meluasnya lingkungan laut pada IFP C perlu dicurigai sebagai maksimum muka laut mengikuti siklus (*eccentricity*) (95.000 tahun) atau dikenal sebagai siklus 100.000 tahunan. Fluktuasi turun-naiknya muka laut hubungannya dengan siklus stratigrafi di daerah telitian tersirat dalam Gambar 6. Hubungan IFP dan korelasi ke-empat siklus pengendapan lebih lanjut dapat dijelaskan, yaitu:

1. IFP A dan B memiliki susunan stratigrafi rumit adalah di bawah kontrol kegiatan tektonik (Gambar 3), sedangkan bagian tengahnya merupakan poros cekungan. Apabila disetarakan maka IFP A termasuk siklus ketiga (siklus C), sedangkan IFP B

- setara dengan siklus teratas atau akhir (siklus D).
2. Selang pengendapan IFP A-D selanjutnya disebut siklus A-D, mencerminkan tidak berada pada sumbu cekungan (Gambar 4), akan tetapi pemisahan butir pada fasies klastika linier berlangsung secara tidak berangsur. Oleh karena itu, proses berubah muka laut berlangsung secara cepat sehingga pemisahan butir menjadi tidak sempurna. Salah satu faktor penyebabnya adalah berasal dari efek tektonik.
 3. Tektonik, berubahnya muka laut dan iklim merupakan fenomena yang terekam dalam setiap siklus pengendapan. Secara umum, meski akumulasi sedimen tinggi di selatan, akan tetapi poros cekungan masih terletak di utara.

Perubahan Muka Laut

Tektonik yang mengakibatkan proses sedimentasi di cekungan terganggu, dibuktikan oleh: (a) berubah dan bergesernya lingkungan dari waktu ke waktu yang berarti bahwa poros cekungan mengalami pergeseran, (b) arah poros cekungan utara selatan (Ntp BD5, BD7, BD9, dan BD6) seolah-olah membentuk cekungan miring (*stepping basin*), dapat diasumsikan sebagai bagian turun dari aktifitas gerak sesar mendatar, dimana perbukitan utara Tangse membentuk *horst* sebagai pasangannya (*highland*) (Gambar 2), (c) tidak simetrisnya pola sebaran fasies klastika linier dari waktu ke waktu, menandakan bahwa dasar cekungan naik-turun, dan (d) terlokalisirnya lingkungan-lingkungan *fluvial*, cekungan banjir, transisi, dan klastika linier dari waktu ke waktu, memberi indikasi bahwa poros dan tepian cekungan mengalami pergeseran secara sistimatis yang umum terjadi di daerah bertektonik aktif.

Barber dan Crow (2005) dalam Ploethner dan Simon (2005) me-

nyebut bagian utara cekungan Kuarter yang diapit sesar Aceh dan sesar Seulimeum sebagai bagian turun-naik (*embayment*), sebaliknya di selatan sebagai bagian yang naik (*horst*) yang dipengaruhi pelipatan. Kemungkinan telah berkembang gaya-gaya *transpressional* dan *transtensional* yang bersumber dari sesar Aceh, sehingga terbentuk sesar yang bergerak secara vertikal atau sesar normal? dengan arah hampir barat-timur. Dengan demikian bagian naik tersebut kemungkinan akibat gaya *transpressional*, sebaliknya bagian turun berhubungan dengan gaya *transtensional*. Oleh karena itu, lembah Krueng Aceh sepanjang proses pengisian cekungan kemungkinan di bawah kendali sesar-sesar Aceh, Seulimeum, dan sesar normal berarah barat-timur yang terbentuk kemudian, sehingga menyebabkan daerah tersebut memiliki aktifitas tektonik menonjol. Moechtar dr. (2009) menyimpulkan bahwa, sesar Seulimeum adalah aktif pada Holosen yang berimplikasikan terganggunya proses pengendapan di lingkungan klastika linier dan cekungan banjir.

Fase tektonik pada siklus pengendapan pertama dan kedua (siklus A dan B) sulit dijelaskan, karena data yang tersedia tidaklah lengkap. Fase siklus pengendapan ketiga (siklus C) merekam kegiatan erupsi dengan poros cekungan berarah utara-selatan (Gambar 3), sedangkan akhir terbentuknya siklus ditandai oleh meluasnya Fep/ Fepp yang dapat diasumsikan akibat proses penurunan.

Elevasi di utara condong lebih besar di banding selatan, terbukti dengan diendapkannya fasies *fluvial* dan lingkungan laut yang dangkal. Gejala tersebut mungkin disebabkan bagian yang naik dari suatu gerak mendatar. Meski ditandai oleh genang laut secara berangsur, akan tetapi diakhir pembentukan siklus proses penurunan masih berlangsung, terbukti dengan diendapkannya Fep/ Fepp di atas Fer/Ferb (Ntp BD8/ Gambar 4). Bagian tengah dari siklus

ke-empat (siklus D), ditandai oleh batuan dasar naik terbukti diendapkannya Fep/ Fepp di saat mlt (Gambar 3). Turun-naiknya batuan alas yang lebih rumit diperlihatkan dari berkembangnya lingkungan rawa dan rawa bakau ketika posisi muka air laut tinggi (Gambar 4), namun demikian poros cekungan utama tidak mengalami pergeseran secara signifikan (Gambar 5).

Menurut Kuenen (1950) dan Tjia (1977b) di Asia Tenggara, perubahan muka laut sebenarnya (*eustatic*) terjadi di paparan Sunda karena termasuk wilayah stabil, meskipun banyak penulis yang menyimpulkan bahwa tektonik Kuarter di tempat tersebut perlu dipertimbangkan. Tjia (1983) mengatakan bahwa, muka laut Kuarter di Indonesia mempunyai ketinggian berbeda-beda, dan pernah berada pada -8, -10 m, -13, -18 m, -20 sampai -22 m, -30 sampai -33 m, -36, -45, -50 hingga -51 m, -60, -67 m dan -82 sampai -90 m (dpl), yang membuktikan bahwa kegiatan tektonik relatif menonjol. Puncak dari muka laut maksimum di cekungan Krueng Aceh setidak-tidaknya terekam kurang lebih pada posisi -90 m (siklus A), -82 m (siklus B), -60 m (siklus C), dan -15 m (dpl) (siklus D) (Gambar 5). Apabila dikorelasikan dengan puncak muka laut di wilayah Indonesia lainnya, maka peristiwa tektonik di lembah Krueng Aceh termasuk kompleks dan rumit. Atas dasar penjelasan tersebut, maka dapat dinyatakan bahwa cekungan Kuarter Aceh adalah di bawah kendali tektonik yang kompleks dengan intensitas besar.

KESIMPULAN

Siklus pengendapan berbasis karakteristik genang-susut laut yang ditopang oleh berubahnya iklim adalah sangat efektif dan representatif untuk digunakan dalam analisis siklus stratigrafi, mengikuti mekanisme ordo turun-naiknya muka laut dan siklus Milankovitch. Dalam

setiap siklus pengendapan, ternyata proses naik-turunnya muka laut memiliki variasi dan karakternya masing-masing, sehingga dapat diyakini bahwa salah satu faktor penyebabnya adalah akibat dampak tektonik.

Tidak dijumpai siklus pengendapan mengikuti perubahan iklim secara utuh, semata-mata cekungan Kuarter tersebut berada di posisi lingkungan transisi atau dataran rendah hingga dataran pantai. Hasil korelasi menunjukkan bahwa, berubahnya muka laut dan tektonik dapat dijadikan indikator utama dalam merekonstruksi dinamika proses pengendapan di wilayah pesisir bertektonik aktif.

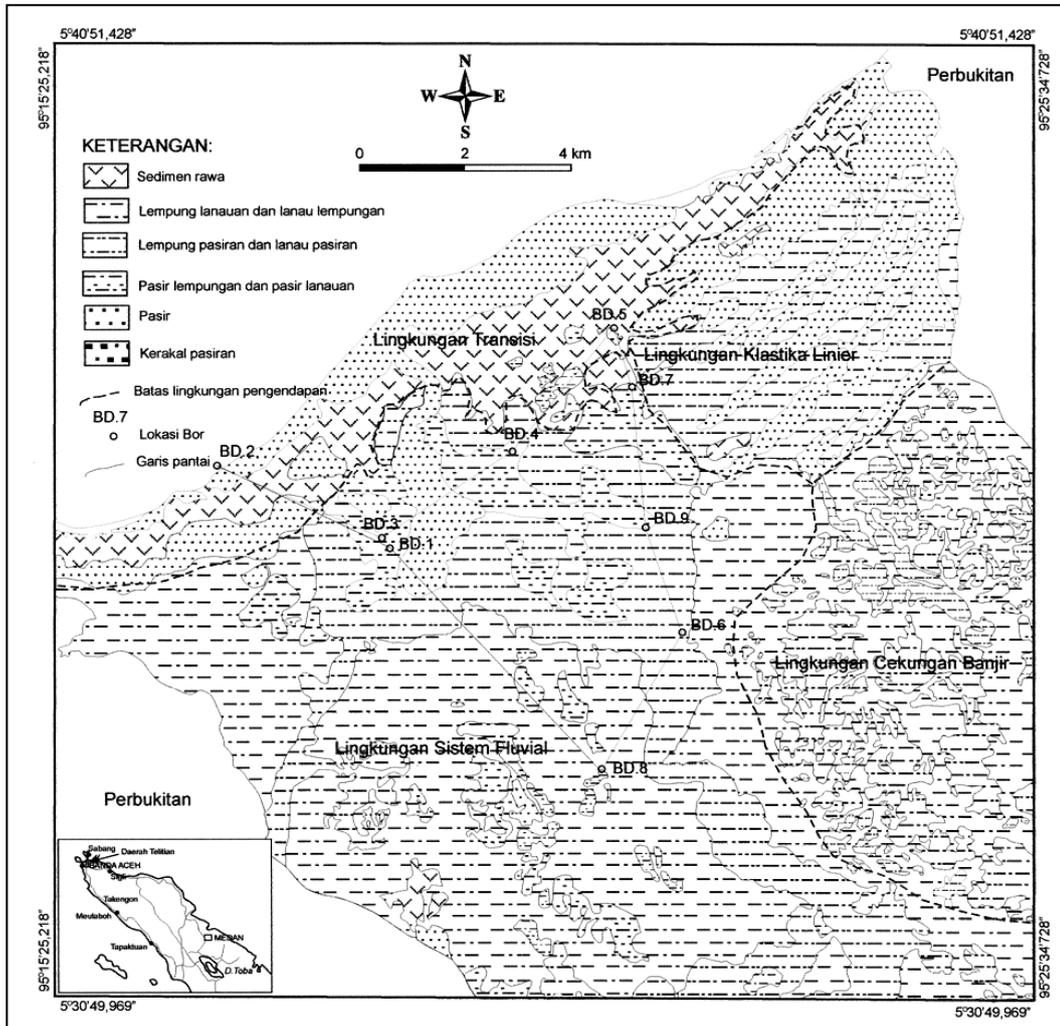
Berdasarkan antisipasi terhadap model studi siklus pengendapan di wilayah pesisir bertektonik aktif, maka dapat dilakukan penelitian lebih rinci dan akurat di masa mendatang. Dengan demikian, diharapkan akan terekam berbagai peristiwa tektonik bersekala lebih kecil, yang sangat bermanfaat untuk mitigasi bencana sehubungan prediksi tektonik untuk ratusan tahun atau lebih.

UCAPAN TERIMA KASIH

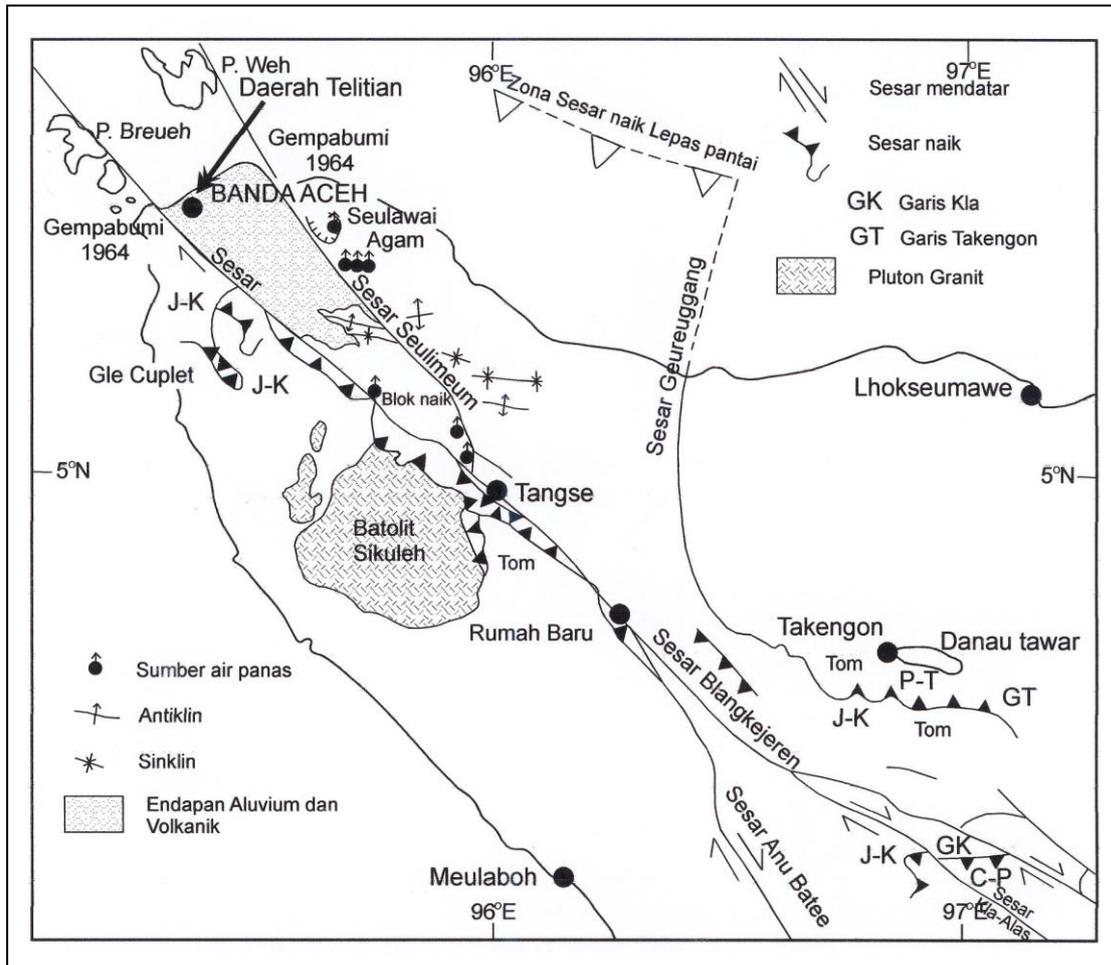
Kegiatan lapangan yang dilakukan pada bulan April hingga Mei 2008 adalah terkait dengan Proyek Penelitian di Pusat Survei Geologi (Badan Geologi). Atas izinnya untuk menggunakan data tersebut, penulis mengucapkan terima kasih kepada Manajemen PSG. Terlaksananya penelitian di lapangan dan karya tulis ini terwujud, berkat bantuan dan kerjasama berbagai pihak. Untuk itu, kami mengucapkan terima kasih kepada: Kepala Dinas Pertambangan dan Energi Prov. NAD, Kepala Pusat Mitigasi Bencana Prov. NAD, Bapak Soesmarjanto Soesmoko (Manager Mitigasi Bencana, Badan Rehabilitasi dan Rekonstruksi NAD-NIAS, dan Mr. Thomas Rehmman (Team Leader Management of Georisk NAD-BGR).

DAFTAR PUSTAKA

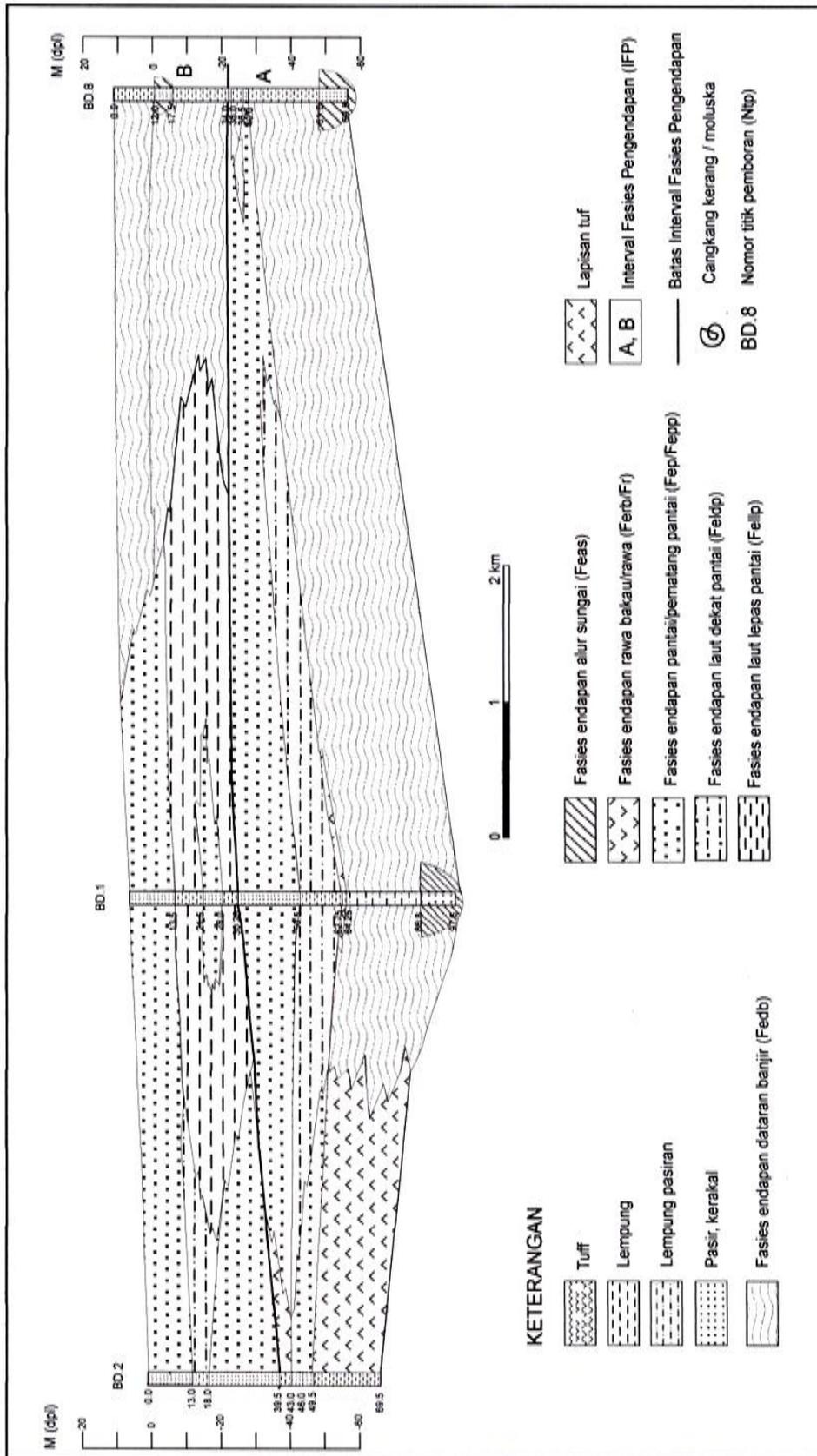
- Allen, P.A. dan Allen, J.R., 1990. *Basin Analysis: Principles and Application*. Blackwell Scientific Publication, 451 h.
- Bennett, J.D., Bridge, D.McC., Cameron, N.R., Djunuddin, A., Ghazali, S.A., Jeffery, D.H., Kartawa, W., Keats, W., Rock, N.M.S., Thompson, S.J. dan Whandoyo, R., 1991. *Peta Geologi Banda Aceh, Sumatra*, skala 1:250.000, PSG, Bandung.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. dan Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. Dalam: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Ross, C.A. dan Kendall, C.G. (eds), *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication 42, h 71-108.
- Kuenen, Ph., H., 1950. *Marine Geology*. New York, Willey, 451 h.
- Moechtar, H., Subiyanto dan Sugianto, D., 2009. Geologi Aluvium tak Terbedakan dan Karakter Endapan Pantai/ Pematang Pantai di Lembah Krueng Aceh, Aceh Besar (Prov. NAD). *Jurnal Sumber Daya Geologi*, Dalam Proses Penerbitan.
- Perlmutter, M.A. dan Matthews, M.A., 1989. Global Cyclostratigraphy. Dalam: Cross, T.A. (ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*. Prentice Englewood, New Jersey, h 233-260.
- Plint, A.G, Eyles, N. E., Eyles, C.H. dan Walker, R.G., 1992. Control on Sea Level Change. Dalam: Walker R.G. and Jones, N.P (eds.), *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada, h 15-25.
- Ploethner, D. dan Siemon, B., 2005. Hydrogeological Reconnaissance Survey in the Province Naggroe Aceh Darussalam Northern Sumatera, Indonesia, Survey Area: Banda Aceh/ Aceh Besar. *BGR Project Help Aceh-Helicopter Project Aceh Report*, Vol C.1, 184 h.
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Science Publisher B.V., 300 h.
- Tjia, H.D., 1977a Tectonic Depressions along the Transcurrent Sumatra Fault Zone. *Geologi Indonesia*, J 4 No 1, h 13-27.
- Tjia, H.D., 1977b. Changes of sea level in the southern part of the south China Sea during Quaternary times. United Kingdom, *ESCAP, CCOP, Tech. Pub.*, no. 5, 11-36.
- Tjia, H.D., 1983. Aspek Geologi Kwartir Asia Tenggara. *Bull. Jur. Geologi*, Univ. Kebangsaan Malaysia, vol. 9, 22 h.
- Walker, R.G. dan James, N.P, 1992. Preface. In: Walker R.G. and Jones, N.P (eds.), *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada.



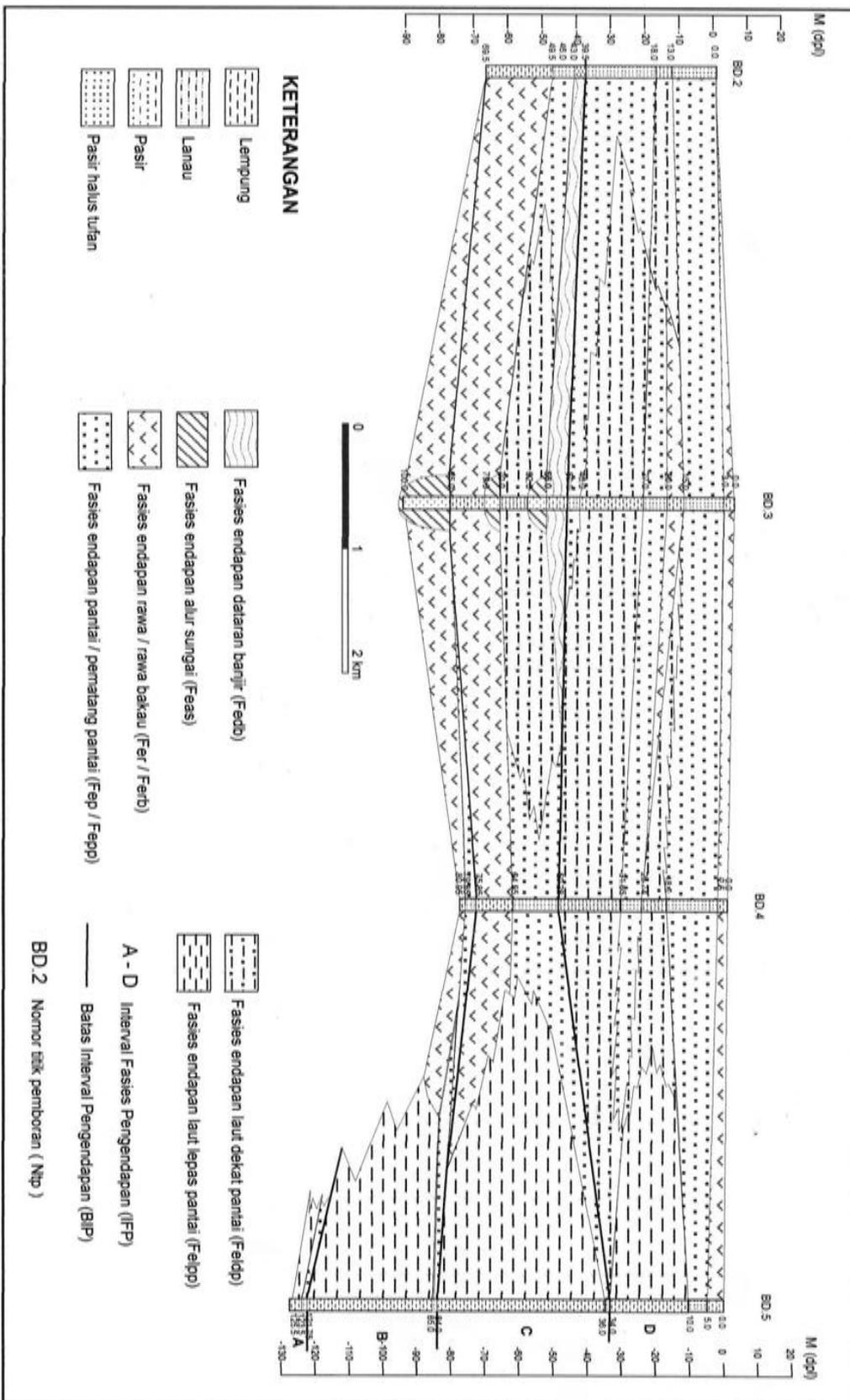
Gambar 1. Lokasi titik-titik pemboran (Ntp)



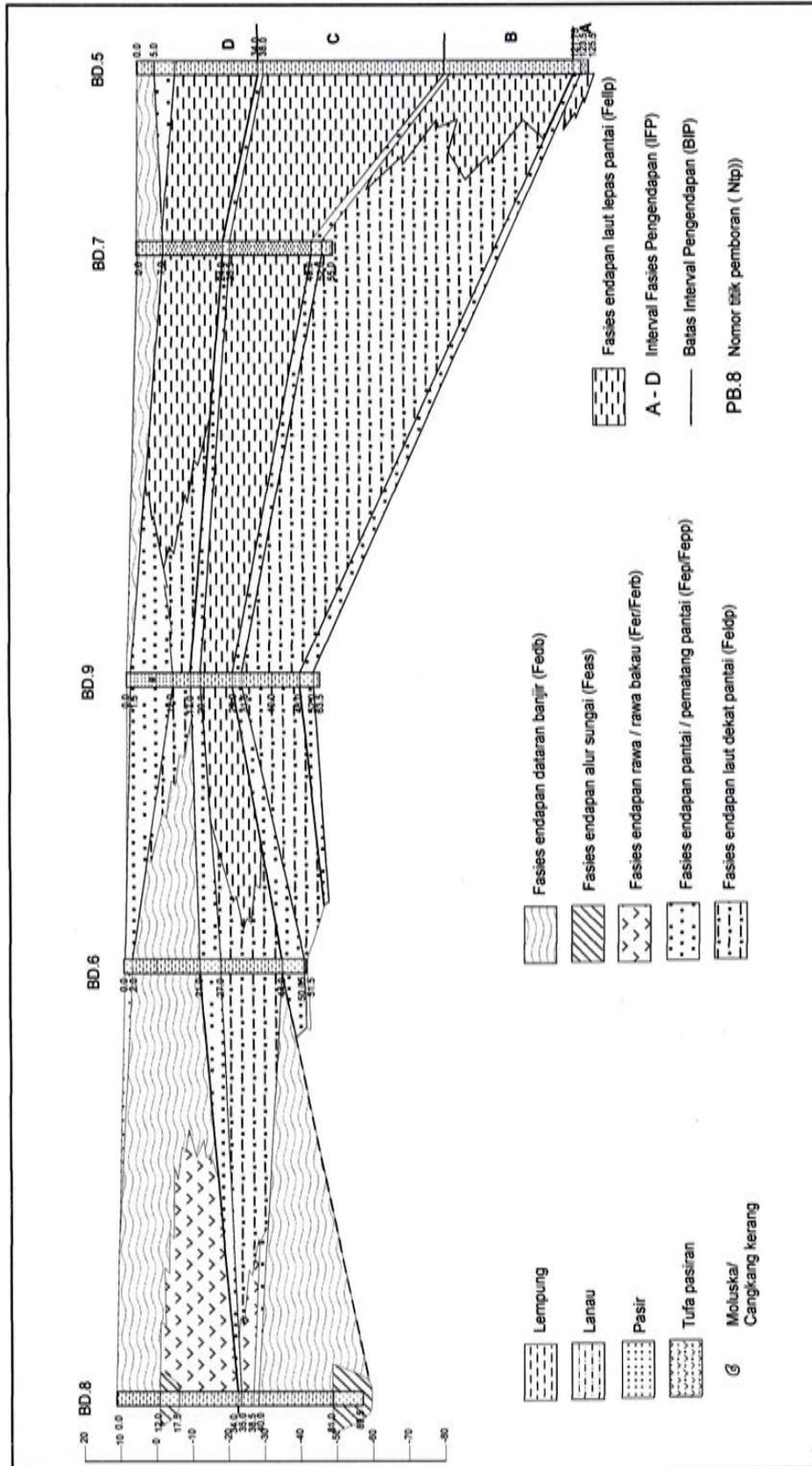
Gambar 2. Lokasi daerah penelitian



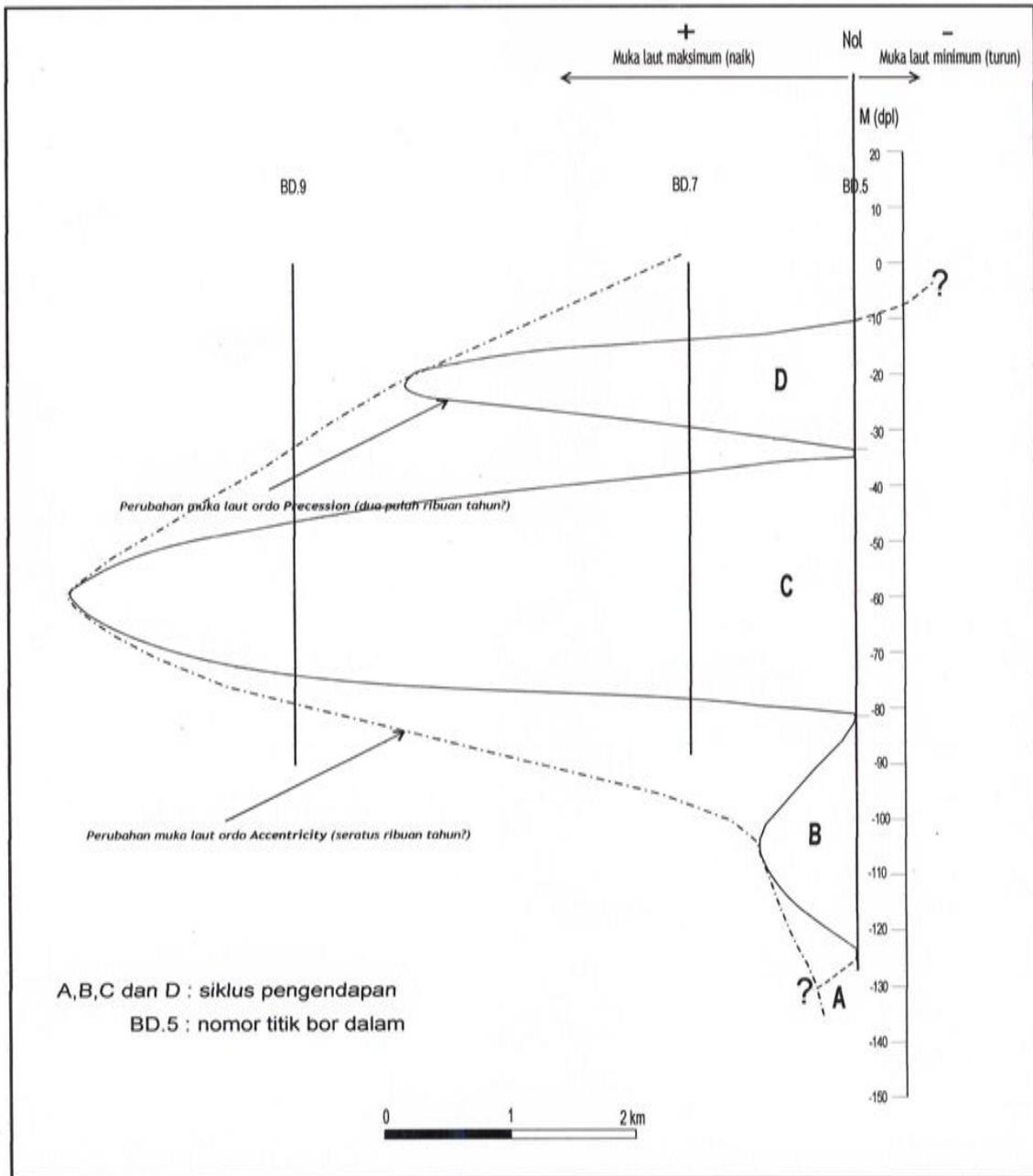
Gambar 3. Profil titik bor dan korelasi antara BD 1, BD2 dan BD8 dengan Interval Fasies Pengendapan A-B



Gambar 4. Korelasi penampang titik bor (Ntp) BD2 sampai BD5 dengan penafsiran interval fasies pengendapan A - D



Gambar 5. Korelasi penampang titik bor (Ntp) BD5 sampai BD9 dengan penafsiran interval fasies pengendapan A - D



Gambar 6. Model stratigrafi pada penampang BD5 – BD9