

RUNTUNAN STRATIGRAFI SEDIMEN KUARTERNYA TERHADAP PERUBAHAN GLOBAL SIRKULASI IKLIM DAN TURUN-NAIKNYA MUKA LAUT DI LEPAS PANTAI BARAT KEPULAUAN KARIMATA (KALBAR)

Herman Moechtar

Pusat Survei Geologi, Jalan Diponegoro 57, Bandung 40122

ABSTRACT

The Quaternary sediments in the studied area can be divided into: (a)allovia of basement rocks, (b)fine-grained of mass flows deposits, (c)coarse-grained of mass-flow deposits, (d)marine sediments, (e)beach deposits, (f)floodbasin deposits, (g)young marine sediments, and (h)marine Recent sediments. Furthermore, the Quaternary sediment consists of 2 (two) depositional cycles namely west Karimata cycle (SKB.1) and west Karimata cycle 2 (SKB.2).

The development of the Quaternary sediments and basin fill in the research area was influenced by global events. Changes in climatological conditions between more humid and more dry, and relative sea-level changes affect marine and coastal depositional environments were included by global changes. The style of the mass flow deposits, is primarily the result of the palaeoslope on the basin, and lateral and vertical changes of environment systems were influenced by regional or local condition of Sundaland character.

Key Words: *Facies, climate, sea-level, global changes*

ABSTRAK

Sedimen Kuarternya daerah penelitian, dapat dibedakan menjadi: (a)pelapukan batuan dasar (granit, metasedimen, dan batulempung), (b)endapan aliran masa berbutir halus, (c)endapan aliran masa berbutir kasar, (d)endapan laut, (e)endapan pantai, (f)endapan cekungan banjir, (g)endapan laut muda (young Quaternary sediments), dan (h)endapan permukaan laut laut (Modern/Recent sediments). Selanjutnya, endapan Kuarternya ini dapat dibedakan menjadi 2 (dua) siklus pengendapan yaitu siklus Karimata barat 1 (SKB.1) dan siklus Karimata barat 2 (SKB.2).

Perkembangan dari endapan Kuarternya dan pengisian cekungan di daerah penelitian telah dipengaruhi oleh peristiwa perubahan global. Perubahan dari kondisi iklim antara lebih basah dan lebih kering, serta fluktuasi relatif muka laut pada lingkungan laut dan pantai adalah termasuk peristiwa global. Corak dari endapan aliran masa, adalah produk endapan utama akibat pengaruh kemiringan asal cekungan. Sedangkan perubahan sistem lingkungan baik secara mendatar ataupun tegak, adalah disebabkan oleh efek kondisi regional dan lokal dari karakter dataran Sunda.

Kata Kunci: *Fasies, iklim, muka laut, perubahan global*

PENDAHULUAN

Daerah penelitian berada dalam kawasan Kecamatan Sukadana, Kabupaten Ketapang (Kalimantan Barat), yang dibatasi oleh 1° 30' dan 1° 45' Lintang Selatan serta 108° 45' dan 109° 00' Bujur Timur (Gambar 1). Batuan yang mengalasi endapan Kuarternya di daerah ini, terdiri dari: batuan malihan Pinoh (Pz Rp), granit Sukadana (Kus), dan batupasir Serutu (Tos) (Gambar 2). Endapan Kuarternya dijumpai di sebelah barat pulau Karimata terdiri dari endapan dataran

aluvial dan pasang surut pantai. Terdiri dari kerikil, pasir, lanau, lumpur dan gambut. (Margono dan Sanyoto, 1996).

Pernyataan bahwa kurun waktu Kuarternya ditandai oleh suatu pergantian iklim global yang berulang secara mencolok, telah terbukti dari sekian banyak penelitian yang telah dipublikasikan. Suatu ketika iklim mendingin menyebabkan meluasnya pengesasan atau glasier, dan dikala musim berangsur menjadi panas es kembali mencair. Sirkulasi pendinginan dan pemanasan secara global mengikuti

siklus Milankovitch telah diulas oleh Perlmutter dan Matthews (1989) (Gambar. 3). Periode glasial dan antarglasial telah menyebabkan muka laut turun secara eustasi tanpa merubah bentuk permukaan bumi. Pada periode antarglasial, air yang berasal dari pencairan es kembali ke laut dan menyebabkan muka laut kembali naik. Di daerah tropis, efek pengglasieran dan pencairan es telah menyebabkan muka laut belfluktuasi yaitu naik dan turun. Akhir-akhir ini penelitian perubahan global yang dikaitkan dengan siklus Milankovitch (Gambar. 3) sedang gencar-gencarnya dilakukan, disamping telah memperoleh pengakuan oleh berbagai pakar kebumian juga dapat memahami aspek stratigrafi lebih luas lagi.

Fasies endapan Kuartar di lepas pantai P. Karimata telah dipelajari, antara lain oleh: Moechtar, dkk. (2002a dan b) dan Hidayat dkk. (2003, 2004). Hidayat dkk. (2003) menyimpulkan, bahwa endapan Kuartar di tempat ini dapat dibedakan menjadi 2 (dua) siklus pengendapan berdasarkan perubahan muka laut dan susunan fasies pengendapannya. Mereka juga menyatakan bahwa, efek peralihan iklim dan naiknya muka laut terekam secara baik pada endapan Kuartar di lepas pantai selatan P. Karimata (Moechtar dkk., 2002a). Selain itu, 2 (dua) siklus pengendapan dalam endapan Kuartar yang seumur di lepas pantai utara P. Karimata telah direkonstruksi (Moechtar dkk., 2002b). Hasil studi mereka menunjukkan bahwa, hubungan antara perubahan iklim dan muka laut telah dijadikan acuan dalam memahami proses endapan Kuartar di tempat tersebut. Sesuai dengan apa yang dikemukakan oleh Walker dan James (1992) bahwa: kontrol dinamika pengendapan dalam bentuk turun-naiknya muka laut, tektonik, perubahan iklim dan "biotic" harus menjadi satu kesatuan dalam rangkaian fasies seumur. Pada hakekatnya, studi perubahan iklim selama Plistosen akhir telah banyak dipelajari oleh berbagai

ahli kebumian, diantaranya 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. Sedangkan keterkaitan dengan perubahan global muka laut telah diteliti diantaranya oleh: Belknap dan Kraft (1981), Fletcher dkk. (1993), Bard dkk. (1996), Gornitz dan Lebedeff (1987), Fairbanks (1989), Pandarinath dkk. (2001), dan sebagainya. Pada kasus serupa, penelitian semacam ini masih langka dilakukan di Indonesia.

Dilatarbelakangi permasalahan tersebut di atas, terlihat bahwa perubahan global dari iklim dan muka laut sangat terkait dengan runtunan stratigrafi pada Plistosen akhir. Tulisan ini bertujuan untuk melakukan studi sejauhmana keterkaitan runtunan stratigrafi Kuartar dengan peristiwa global tersebut, yaitu diantaranya dengan melakukan: (a)mendeskripsi lithofasies terhadap perubahan lingkungan, (b)menelaah perubahan lingkungan serta pengaruhnya terhadap perubahan iklim, (c)mengkaji perubahan lingkungan terhadap turun-naiknya muka laut, dan (d) mendiskusikan keterkaitan runtunan fasies dengan peristiwa global tersebut.

BAHAN DAN METODE PENELITIAN

Metoda penelitian ini didasari pada 3 (tiga) penampang tegak bersekala 1:200 hasil pemboran lepas pantai, yang selanjutnya dikorelasikan (Penampang A-B) (Gambar 1). Penentuan lokasi titik bor dilakukan secara akurat dengan menggunakan GPS. Kedalaman pemboran berkisar antara 15 - 50 m (Gambar 4). Pemisahan butiran kasar, halus, dan lumpur telah dilakukan berdasarkan karakter fasiesnya. Secara berulang mereka terdiri dari fasies endapan-endapan: aliran masa berbutir halus dan kasar, laut, pantai, cekungan banjir, laut

muda, dan endapan permukaan (Gambar 4). Dari rangkaian susunan fasies tersebut, selanjutnya ditelusuri faktor-faktor yang mempengaruhi proses pengendapannya terhadap perubahan global. Akhirnya, efek sirkulasi iklim dan turun-naiknya muka laut dapat dijelaskan berdasarkan pola rangkaian fasiesnya baik secara tegak ataupun mendatar.

Sedimentologi

Secara umum, litologinya dapat dibedakan menjadi pasir (A), lempung (B), dan lumpur (C) (Gambar. 4); yang secara tegak dapat dikelompokkan menjadi 4 (empat) interval fasies pengendapan. Terdiri dari (Gambar 4): (a)pelapukan batuan dasar, (b)endapan aliran masa berbutir halus, (c)endapan aliran masa berbutir kasar, (d)endapan laut, (e)endapan pantai, (f)endapan cekungan banjir, (g)endapan laut muda (young Quaternary sediments), dan (h)endapan permukaan laut (Modern/Recent sediments). Yang dimaksud dengan endapan aliran masa adalah pasokan material yang berasal dari pelapukan batuan sekitarnya yang tidak berhubungan dengan rombakan akibat tektonik, "longshore drift" atau aliran sungai bawah permukaan. Sedangkan endapan cekungan banjir (floodbasin deposits) adalah material yang diendapkan di daerah terminal pengendapan seperti dataran limpah banjir, rawa, dan sebagainya namun sulit ditafsirkan fasiesnya. Menurut Hidayat dkk. (2003) sistem dari pengisian cekungan yang membentuk rangkaian fasies tersebut, diantaranya adalah disebabkan oleh: (1)tingginya tingkat pelapukan batuan alasnya yaitu batuan malihan dan granit, (2)perulangan dari aliran material rombakan, (3)perulangan pembentukan cekungan banjir, dimana di tempat tersebut lingkungan rawa hampir-hampir tidak berkembang, dan (4)akibat peristiwa genang laut dan susut laut.

Tingginya tingkat pelapukan batuan alas adalah dikarenakan masa

tenggang waktu yang panjang tanpa terjadinya proses pengendapan, sehingga terjadilah proses perulangan dari pembentukan endapan aliran masa dan cekungan banjir. Salah satu penyebabnya ialah karena berubahnya iklim pada Plistosen akhir, dimana suplai material yang tinggi tidak diimbangi oleh kondisi elevasi ataupun oleh energi aliran saat itu. Sehingga tidak memungkinkan untuk berkembangnya lingkungan fluvial ataupun rawa. Selain itu, fasies laut tidak terkonsolidasikan secara baik. Karena proses erosional pada waktu muka laut naik relatif kecil menutupi material di tempat tersebut, terbukti dari terbentuknya lempung lanauan (B.4) yang berjari-jemari dengan lempung pasir (B5) dalam interval fasies pengendapan II. Gejala ini berhubungan dengan kerja erosi dikala muka laut naik yang menoreh lembah. Torehan pada lembah adalah salah satu proses penting dikala muka laut naik di lingkungan pantai (Belknap dan Kraft, 1981; Fletcher dkk., 1993).

Keterkaitan antara proses pengendapan dengan kondisi lingkungan bentangalam di atas menunjukkan bahwa, meski muka laut naik akan tetapi endapan pantai hanya terbentuk pada siklus pengendapan pertama saja. Hal ini adalah berhubungan dengan kajian dinamika bentangalam (morphodynamics), yaitu bentuk pantai secara terus menerus akan berubah dibawah pengaruh berbagai proses, seperti pengaruh: abrasi gelombang, pasokan material dari daratan yang dibawa oleh sungai, turun-naiknya muka laut, dan sebagainya. Karena, bentuk pantai adalah merupakan hasil pergantian dari berbagai proses tersebut. Aspek demikian dapat dilakukan studinya dengan mengkaitkan proses permukaan bumi yang dikembangkan secara fisika, konsep, matematika atau simulasi model dari pantai, karena dinamika bentangalam pantai terjadi akibat penyesuaian dari pergerakan sedimen (Wright dan Thom, 1977).

Siklus Pengendapan

Berdasarkan perubahan iklim dan naik-turunnya muka laut, maka runtunan stratigrafi di daerah penelitian dapat dibedakan menjadi menjadi 2 (dua) siklus pengendapan (Gambar 3,4,5, dan Tabel 1), yaitu:

1. Siklus pertama, dipengaruhi oleh fase iklim kering sampai agak lembab (interval I) – lembab (interval II) – agak lembab sampai kering (bagian tengah fasies B.6) termasuk bagian bawah interval III (Gambar 4 dan Tabel 1). Kondisi ini bila dikorelasikan dengan siklus Milankovitch termasuk dalam phase D.1/D.2 –A– B.1/B.2 (Gambar 3).
2. Siklus kedua, mulai dari bagian tengah fasies B.6 (bagian bawah interval III) sampai bagian atas interval IV (Gambar 4), yaitu siklus iklim yang dimulai dari fase kering hingga agak lembab dan lembab sampai agak lembab, atau D.1/D.2 hingga A sampai B.1 (Gambar 3).

Hubungan antara interval fasies pengendapan, sirkulasi iklim, dan perubahan muka laut di atas, maka siklus pengendapan di daerah penelitian dibedakan menjadi siklus Karimata barat 1 (SKB 1) dan siklus Karimata barat 2 (SKB 2) (Tabel 1). Setiap siklus pengendapan dibedakan menjadi sub-siklus pengendapan 1,2, dan 3. Sehingga interval fasies pengendapan I dinamai sebagai sub-siklus pengendapan SKB. 1.1, sedangkan interval fasies pengendapan II identik dengan sub-siklus pengendapan SKB.1.2, dan bagian bawah interval III adalah termasuk sub-siklus pengendapan SKB.1.3. Siklus Karimata barat 2 (SKB.2) adalah dimulai dari interval III bagian atas yang selanjutnya disebut sub-siklus pengendapan SKB.2.1. Sedangkan bagian teratas dari interval III hingga bagian bawah interval IV adalah merupakan sub-siklus pengendapan SKB.2.2, dan akhirnya interval fasies pengendapan IV bagian atas termasuk sub-siklus pengendapan 3 (SKB.2.3).

Hubungan setiap siklus pengendapan terhadap perubahan iklim dan muka laut, lebih lanjut dapat dijelaskan sebagai berikut (Gambar 5 & Tabel 1):

1. Pada SKB 1, puncak maksimum muka laut naik ditandai oleh fasies d, sedangkan fasies e adalah sebagai pertanda muka laut kembali turun. Fasies b dan c adalah sebagai kontrol dimana perubahan iklim menjadi faktor utama pembentukan fasies pengendapan di daerah penelitian sebelum muka laut naik. Selanjutnya, proses sedimentasi tidak terjadi kemudian ditempat tersebut. Hal ini disebabkan karena disaat kondisi kelembaban tinggi diikuti oleh muka laut naik. Dan disaat muka laut turun, proses rombakan kembali berjalan. Proses sedimentasi ketika itu tidak terjadi, karena disamping kondisi iklim yang mengarah kering juga tidak ditunjang oleh elevasi yang memadai.
2. Peralihan dari fasies b ke f cenderung mengikuti siklus perubahan iklim dari kering (fasies b/ SKB. 2.1) ke agak lembab (fasies f/ bagian bawah SKB.2.2), dan pada saat kondisi iklim lembab diikuti oleh naiknya muka laut yang menghasilkan fasies g termasuk dalam SKB.2.2 bagian atas. Muka laut semakin rendah dan menghasilkan fasies h hingga sekarang (SKB.2.3).

Dari runtunan stratigrafi di atas, membuktikan bahwa perubahan iklim adalah berkaitan dengan fluktuasi muka laut. Sedangkan dalam setiap siklus baik siklus pengendapan SKB. 1 maupun SKB. 2, diawali oleh pemanasan dan diakhiri dengan pendinginan mengikuti siklus Milankovitch (Gambar 3).

HASIL DAN PEMBAHASAN

Siklus Karimata Barat 1 (SKB 1)

Peristiwa glasiasi maksimum terakhir terjadi pada 21.000 th. BP, dimana muka laut saat itu adalah sa-

ngat rendah (-120 ± 20 m) dibanding muka laut kini (Pirazzoli, 1991). Kondisi ini kemungkinan adalah setara dengan akhir pembentukan SKB.1 yaitu kering di saat phase akhir pendinginan. Ini membuktikan bahwa proses gravitasi di daerah penelitian mempunyai waktu yang panjang dalam menghasilkan fasies aliran masa.

Kedalaman air laut di sekitar gugusan kepulauan Karimata berkisar dari beberapa meter hingga lebih dari -20 m. Kedalaman air laut di lokasi pemboran berada pada -8,4 m, -9 m, dan -33,5 m dpl., sedangkan posisi batuan alasnya berada pada kedalaman -44,5 m (batulempung), -42 m (pelapukan batuan granit), dan -15,5 m (pelapukan batuan malihan) (Gambar 4). Di Asia Tenggara, muka laut Kuartar dianggap bersifat eustatik karena paparan Sunda memiliki tektonik yang stabil (Kuenen, 1950). Biswas (1973) menyatakan bahwa kedalaman laut di laut Cina Selatan selama Plistosen berdasarkan kandungan foraminifera dan pollen adalah bersifat neritik (kedalaman antara 50-200 m) yang selanjutnya berubah menjadi paya bakau, paya air tawar, paya gambut dan lateritan. Kemudian, dinyatakan pula bahwa penurunan muka laut ditempat tersebut telah terjadi sebanyak 4 (empat) kali, dan penurunan muka laut terakhir berlangsung kira-kira 11.000 th. BP. Apabila dikaitkan dengan pernyataan Biswas (1973) tersebut, maka posisi SKB.1 beindikasikan bahwa garis pantai pernah berada pada kedalaman antara -27 hingga -32 m (fasies A.2). Meski berada dalam lingkungan neritik akan tetapi daerah telitian masih termasuk bagian dari paparan Sunda tersebut, terbukti dari dominannya proses perombakan di tempat ini. Lebih dari 18.000 tahun yang lalu, kisaran muka laut naik adalah 120 m (Fairbanks, 1989; Bard dkk., 1996). Oleh karena itu, penelahaan rekaman perubahan lingkungan pada 18.000 th. BP khususnya torehan lembah akibat naiknya muka laut sangat perlu diperhatikan. Gejala-gejala ini sangat

terkait dengan pembentukan rangkaian pengendapan SKB.1 khususnya pembentukan lembah yang diisi oleh aliran masa yang berbutir kasar ataupun halus.

Siklus Karimata Barat 1 adalah kemungkinan termasuk rangkaian ke 3 (tiga) terakhir dari 4 (empat) penurunan muka laut di dataran Sunda. Siklus ini dicirikan oleh: (a) kondisi muka laut rendah sebagai awal pemanasan (SKB.1.1), (b) muka laut tinggi dan akhir pemanasan (SKB.1.2), dan (c) muka laut rendah (turun) ditandai oleh phase pendinginan (SKB.1.3).

Siklus Karimata Barat 2 (SKB 2)

Siklus ini ditandai oleh kondisi pendinginan maksimum dan awal phase pemanasan (SKB.2.1.), dan phase puncak muka laut yang menghasilkan fasies B.8 (SKB.2.2.) pada posisi antara -11 hingga -14 m. Pada akhirnya, muka laut kembali turun dan membentuk fasies SKB.2.3. Bowen (1978) menyatakan bahwa kondisi muka laut pada 17.000 th. BP di Australia adalah pada -130 m menuju 180 m, sedangkan di Amerika dari -90 menuju 130 m. Ini berarti bahwa, ketika itu muka laut mulai naik, dan proses ini kemungkinan berhubungan dengan mulai mencairnya es (interglasiasi). Perbedaan temperatur antara maksimum glasiasi (18.000 ± 3000 th. BP) dan permulaan Holosen sebagai iklim optimum (9000 ± 3000 th. BP) telah diuraikan oleh Williams dkk. (1993). Artinya, iklim optimum yang diekspresikan oleh SKB.2.2 adalah identik dengan kondisi muka laut tinggi. Penelitian stratigrafi detil dan dating umur dari terumbu Holosen menunjukkan bahwa maksimum muka laut tinggi adalah 9000 - 10.000 th. BP. (Chappel dan Polach, 1991). Demikian pula dengan pernyataan Chappel (1974) bahwa selama akhir 7000 th. BP cekungan samudera mengalami depresi rata-rata 8 mm/ tahun, dan bersamaan dengan itu secara kontiniu muka laut naik kurang lebih 16 m ke

pusat bumi. Ini berarti bahwa muka laut menjadi turun.

Siklus Kalimantan Barat 2 (SKB.2) adalah merupakan fase turunnya muka laut terakhir. Siklus ini ditandai oleh: (a) fase awal pemanasan dengan muka laut rendah (SKB.2.1), (b) fase akhir pemanasan dengan muka laut tinggi, dan (c) awal pendinginan dengan muka laut rendah (turun).

Dari hubungan perubahan korelasi peristiwa global di atas, maka umur setiap siklus pengendapan di atas dapat dikaitkan dengan siklus Milankovitch yaitu termasuk siklus 20.000 tahun. Siklus pertama (SKB.1) adalah berumur antara $\pm 38.000 - \pm 18.000$ tahun sedangkan siklus kedua (SKB.2) dengan kisaran waktu antara ± 18.000 tahun - sekarang.

Diskusi

Pandarinnath dkk. (2001) mempelajari perubahan muka laut dan sedimentasi pada data bor periode Kuartar akhir, dia menyatakan bahwa umur dari karbon kayu dan gambut adalah berumur antara 10.760 ± 130 sampai 9.280 ± 150 th. BP termasuk akhir Plistosen hingga permulaan Holosen. Terbentuknya karbon kayu dan gambut tersebut adalah identik dengan pembentukan bagian bawah SKB.2.2. pada kondisi iklim lembab yang kaya akan sisa tumbuh-tumbuhan/tanaman. Selanjutnya mereka menyatakan bahwa kondisi muka laut jauh lebih rendah (>50 m) dibanding kondisi sekarang, dan genanglaut berlangsung selama permulaan Holosen. Apabila dihubungkan dengan kondisi siklus pengendapan daerah telitian, maka awal dari SKB.2.2 adalah termasuk dalam stratigrafi apa yang disebut sebagai sedimen berumur Holosen, yaitu mulai dari akhir pemanasan global atau maksimum pencairan es.

Di daerah tropis bagian utara belahan bumi, turun-naiknya muka danau dan perubahan kelembaban pada akhir Plistosen dan Holosen umumnya diketahui adalah dipengaruhi oleh aktifitas monsoon purba,

dan akhirnya berhubungan dengan gaya siklus Milankovitch (Kutzbach dan Street-Perrot, 1985; Overpeck dkk., 1996). Gejala ini adalah berkaitan dengan tingkat kelembaban yang menyebabkan volume air bertambah secara universal, sehingga mempengaruhi volume air di samudera. Rangkaian urutan fasies tersebut yang dikaitkan dengan turun-naiknya muka laut ini dapat ditelusuri pada rangkaian fasies pengendapan di daerah telitian (Gambar 4 dan 5).

Dari data akumulasi pasang surut, Gornitz dan Lebedeff (1987) dan model iklim sekarang Warrick dkk. (1996) menafsirkan bahwa muka air laut adalah naik dan akan menerus untuk masa mendatang. Secara pasti jumlah muka laut naik tidak dapat diketahui, dan model perubahan iklim sekarang berkisar antara 20-90 cm/100 tahun (Warrick dkk., 1996). Pernyataan ini tidak dapat dikaitkan dengan skala siklus dalam penelitian ini, karena skala pengamatan mereka adalah bersifat detil pada siklus yang lebih pendek lagi. Pada dasarnya kondisi iklim mendatang adalah menuju kering sedangkan muka laut turun. Kesimpulan ini adalah berkaitan dengan siklus 20.000 tahunan Milankovitch, yang telah direkonstruksi di daerah telitian.

Dari data pemboran di Greenland, memperlihatkan suatu skala luas dari 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 dari perubahan dan evolusi spesies ekologi. Perubahan ini secara detil dapat ditelaah dari pembentukan siklus pengendapan di daerah telitian, yang dapat dijadikan acuan perubahan global biosphere di daerah tropis katulistiwa dikemudian hari. Tentu saja, karakter untuk wilayah tropis akan sangat berbeda dengan Greenland, namun simulasi

perubahan global menjadi menarik untuk dikorelasikan.

Jordan (1999) melakukan determinasi turun-naiknya muka laut di selatan paparan Beringia pada Plistosen akhir. Ia berasumsi bahwa pada Holosen gejala muka laut dalam konteks kontrol isostasi, tektonik, dan iklim adalah mempunyai masa yang panjang. Penelitian ini didasari pada pemahaman efek dari implikasi geomorfik dan ekologi muka laut. Secara regional di daerah pasang surut, muka-laut berubah secara samar-samar dan tidak tegas, yang memperlihatkan muncul dan tenggelam selama 35 tahun terakhir (Jordan, 1999). Gejala ini dapat dikaitkan dengan wilayah yang dipengaruhi oleh tektonik yang batuan dasarnya naik dan turun, akan tetapi sebaliknya di daerah stabil seperti halnya daerah kepulauan Karimata, maka muncul dan tenggelamnya muka laut sulit diteliti dalam skala pendek karena perubahan muka laut lebih samar-samar dan tidak tegas lagi dikarenakan batuan dasarnya tidak naik-turun.

KESIMPULAN

1. Turun-naiknya muka laut dan perubahan iklim bukanlah satu-satunya faktor kontrol berubahnya lingkungan. Karena itu berbagai faktor lainnya harus diperhatikan pula seperti: perubahan topografi, pasokan material sekitarnya, menyusut dan meluasnya lingkungan rawa dan cekungan banjir. Dengan demikian, disamping faktor global juga faktor regional (kaitannya dengan dataran Sunda) dan lokal turut mempengaruhi proses runtunan stratigrafi daerah telitian.
2. Turun-naiknya muka laut dari waktu ke waktu tidak dapat dikorelasikan secara akurat, dan tidak pernah akan sama bila dikorelasikan dari satu tempat ke tempat lainnya dalam waktu peralihan yang sama. Hal ini dikarenakan faktor perubahan glo-

bal tersebut sangat dipengaruhi oleh kondisi regional dan lokal khususnya tektonik. Untuk daerah yang stabil faktor lokal seperti elevasi dan susunan batuan dasarnya sangat mempengaruhi proses turun-naiknya muka laut khususnya terhadap pasokan sedimennya. Oleh karena itu, ordo dalam setiap perubahan muka laut lebih relevan untuk dikorelasikan. Ordo turun-naiknya muka laut tersebut dapat terekam dalam studi sikuen-siklus stratigrafi.

3. Perubahan iklim secara universal mengikuti siklus Milankovitch adalah merupakan rekaman didalam suatu rangkaian stratigrafi, dimana peralihan ciri dari fasiesnya secara tegak dan mendatar terjadi secara berangsur, dan dapat dikaji mekanisme pengendapannya secara seksama.
4. Pada 2000 tahun mendatang diperkirakan kondisi iklim adalah semakin kering dengan kondisi yang semakin dingin. Kemungkinan pemanasan global yang terjadi saat ini adalah termasuk ordo iklim yang lebih pendek atau berkaitan dengan kondisi yang semakin kering.

UCAPAN TERIMAKASIH

Kegiatan pemboran ini dilakukan oleh PT. Timah Tbk. dalam rangka eksplorasi geologinya di lepas pantai. Ekspedisi ini menggunakan kapal bor GEOTIN I pada bulan Mei hingga pertengahan Juni 1999 dibawah koordinasi Ir. A. Simatupang. Atas izinnya untuk menggunakan sebagian data tersebut guna kepentingan penelitian, penulis mengucapkan terima kasih. Penulis mengucapkan terima kasih atas koreksi, saran, dan kritik dari berbagai pihak terutama masukan dari Dr. Ir. Bambang Pratistho MSc dan Dr. Said Azis MSc, sehingga makalah ini dapat diwujudkan.

DAFTAR PUSTAKA

- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure, and F. Rougerie, 1996. Deglacial Sea Level Record from Tahiti Corals and the Timing of Global Meltwater Discharge. *Nature*, Vol. 382, 241-244.
- Belknap, D.F., and J.C. Kraft, 1981. Preservation of Transgressive Coastal Lithosomes on the U.S. Atlantic Shelf. *Marine Geology*, Vol. 382, 241-244.
- Biswas, B., 1973. Quaternary changes in sea level in the South China Sea. *Bull. Of Geo. Soc. Malaysia*, No. 6, 229-256.
- Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, Vol. 364, 218-220.
- Bowen, D.Q., 1978. *Quaternary Geology: A stratigraphic framework for multidisciplinary work*. Pergamon Press, 221.
- Chappell, J.M.A., 1974. Late Quaternary Glacio- and Hydroisostasy on a layered earth. *Quat. Res.*, 4, 405-428
- Chappell, J. and 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., and Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, V. 364, 218-220.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-years Glacio-eustatic sea level record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation. *Nature*, Vol. 342, No. 6250, 637-642.
- Fletcher, C.H., J.E. van Pelt, G.S. Brush, and J. Sherman, 1993. Tidal Wetland Record of Holocene sea level movements and climate history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 41, 3-16.
- Gornitz, V., and 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., and Kutzbach, J.E., 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quat. Res.* 24, 249-256.
- Hidayat, S., Moechtar, H. & Lumbanbatu, U.M., 2003. Fasies pengendapan Kuartar lepas pantai barat Karimata, Kalimantan Barat. Prosiding Forum Litbang ESDM, *Balitbang ESDM*, 518-530.
- Hidayat, S., H. Moechtar dan Ungkap M. Lumbanbatu, 2004. Sejarah Geologi Plistosen akhir sebagai indikasi wilayah stabil berdasarkan proses pembentukan sedimennya (Suatu tinjauan studi peristiwa Kuartar di cekungan lepas pantai selatan P. Karimata. *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Geologi*, Vol. 1, No. 1 Maret 2004, 92-101.
- 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-Madiso*, 2p.
- Kuenen, Ph., H., 1950. *Marine Geology*. New York, Wiley, 451 p.
- Kutzbach, J.E., and Street-Perrot, F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kye BP. *Nature*, Vol. 317, 130-134.
- Margono, U. dan Sanyoto, P. (1996) Peta Geologi Lembar Karimata (Tanjungpasir), Kalimantan. *Puslitbang Geologi*, Bandung.
- Moechtar, H., Lumbanbatu, U.M. dan Hidayat, S., 2002a Geologi

- Kwartir Lepas Pantai Selatan Pulau Karimata (Kalbar). *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, Vol. XII, No. 126, Juli 2002, 25-35.
- Moechtar, H., Lumbanbatu, U.M., dan Hidayat, S., 2002b. Geologi Kwartir Lepas Pantai Utara Pulau Karimata, *Majalah Geologi Indonesia*, Volume 17, NO.1 dan 2, April dan Agustus, 2002, 30-42.
- Overpeck, J.T., Anderson, D., Trumbore, S., Prell, W., 1996. The south-west Indian Monsoon over the last 18.000 years. *Clim. Dyn.*, Vol. 12, 213-225.
- Pandarinath, K., R. Shankar and 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*, Vol. 81, No. 5, 594-600.
- Perlmutter, M.A. and 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 p.
- Shuka, J., Nobre, C., Sellers, P., 1990. Amazon deforestation and climate change. *Science* 247, 1322-1325.
- Walker, R.G. and 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, and 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, T.J. Stokes, 1993. *Quaternary Environments*. Edward Arnold, A division of Hodder & Stoughton, London New York Melbourne Auckland, 329 p.
- Wright, L.D. and Thom, B.G., 1977. *Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach*. *Progress in Physical Geography*, 1, 412-459.

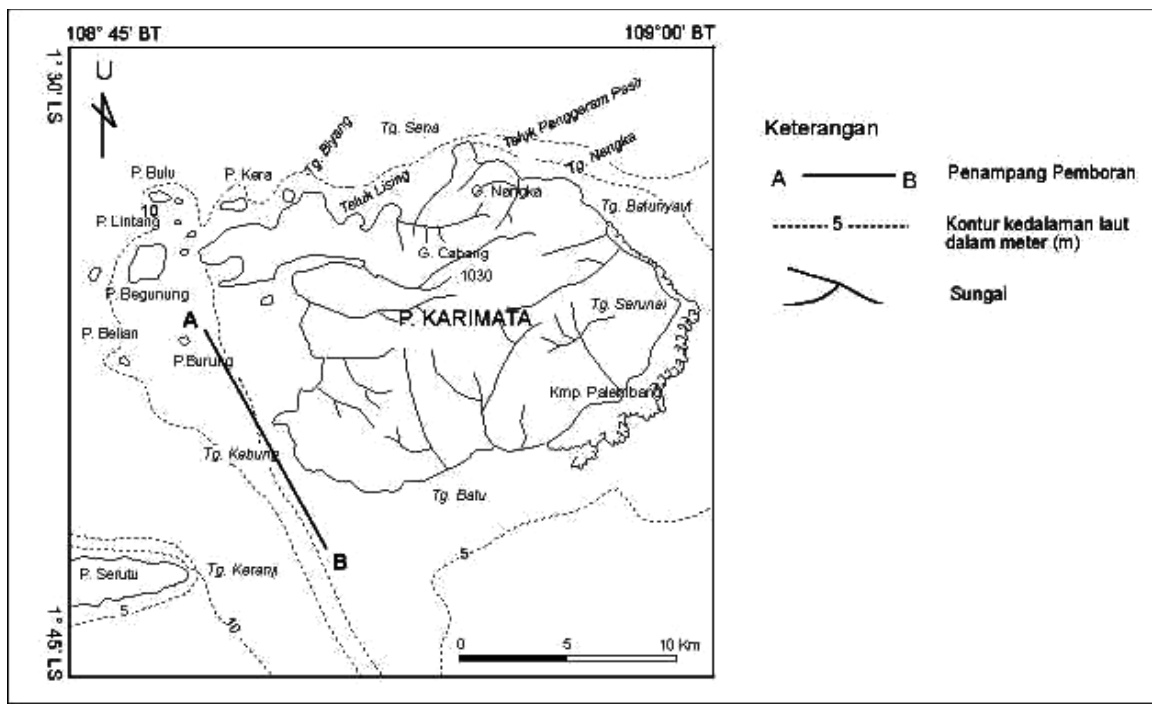
Tabel 1. Siklus Pengendapan

INTERVAL FASIES PENGENDAPAN					
I	II	III		IV	
↓					
SIRKULASI IKLIM					
Kering - Agak lembab	Lembab	Agak Lembab - Kering	Kering sampai agak lembab	Lembab sampai agak lembab	
↓					
PERUBAHAN MUKA LAUT (SEA LEVEL CHANGE)					
MLR	MLT	MLR	MLR	MLT	MLR
↓					
SIKLUS PENGENDAPAN (DEPOSITIONAL CYCLES)					
SKB 1 (Siklus Karimata Barat 1)			SKB 2 (Siklus Karimata Barat 2)		
1	2	3	1	2	3

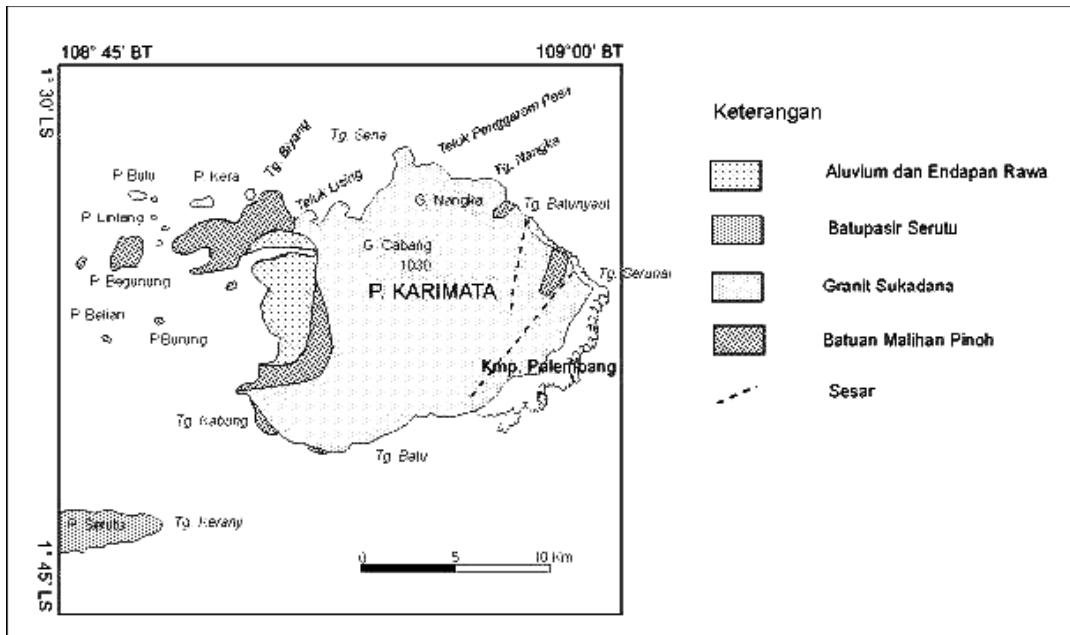
Tabel 1. Siklus pengendapan kaitannya dengan perubahan iklim dan turun naiknya muka laut di daerah telitian

Keterangan

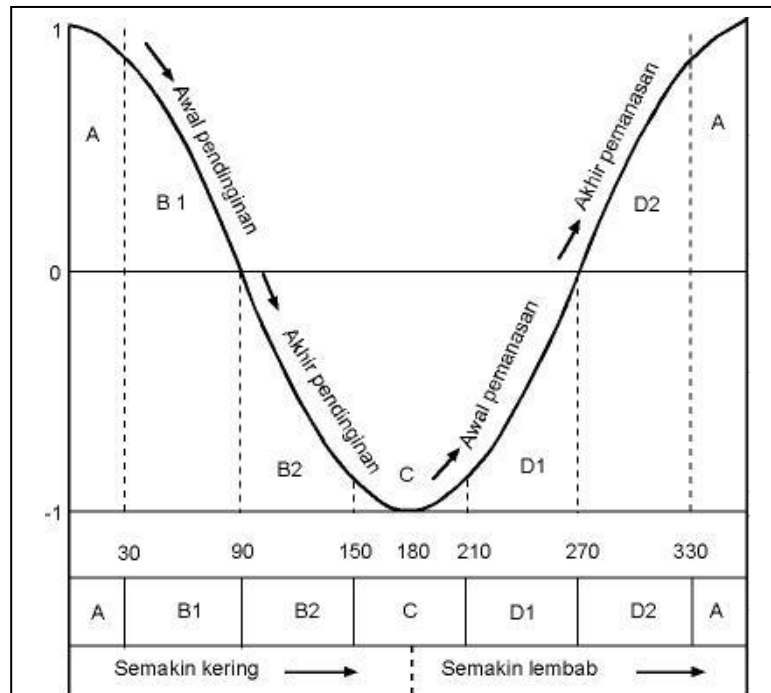
- | | | | |
|---------|--------------------------|-----|------------------|
| 1, 2, 3 | Sub Siklus Pengendapan | MLR | Muka Laut Rendah |
| | Batas Siklus Pengendapan | MLT | Muka Laut Tinggi |



Gambar 1. Lokasi daerah penelitian



1bGambar 2. Peta Geologi Karimata (Margono & Sanyoto, 1996)

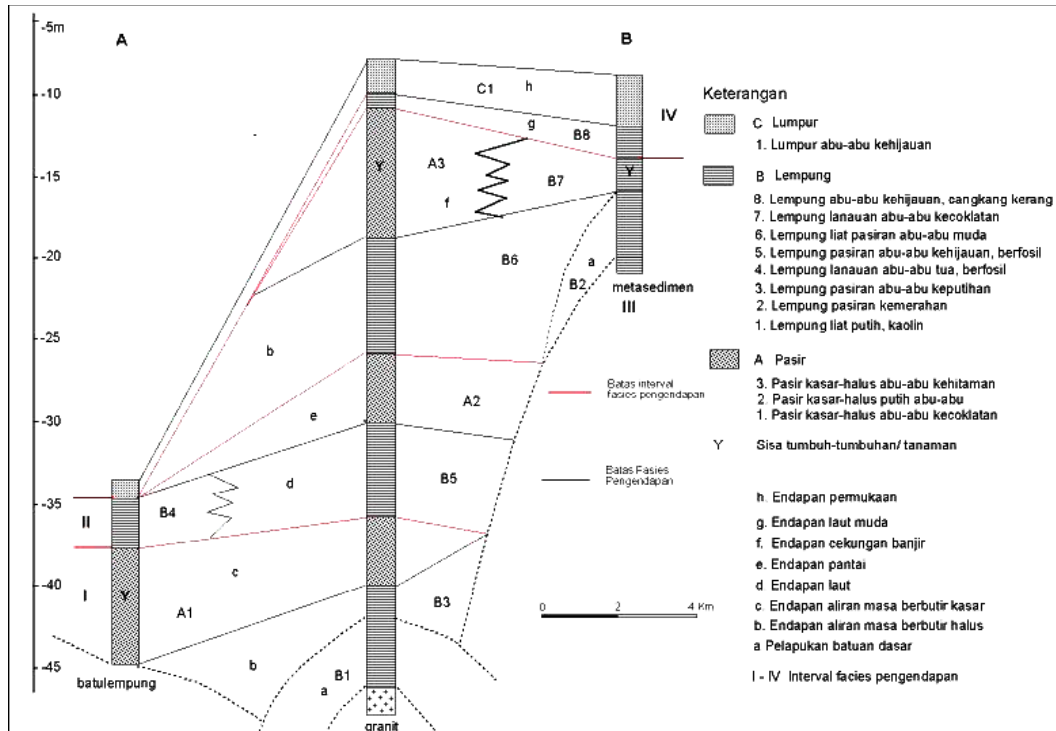


Gambar 3. Siklus Milankovitch
(Modifikasi dari Perimutter & Matthews, 1989)

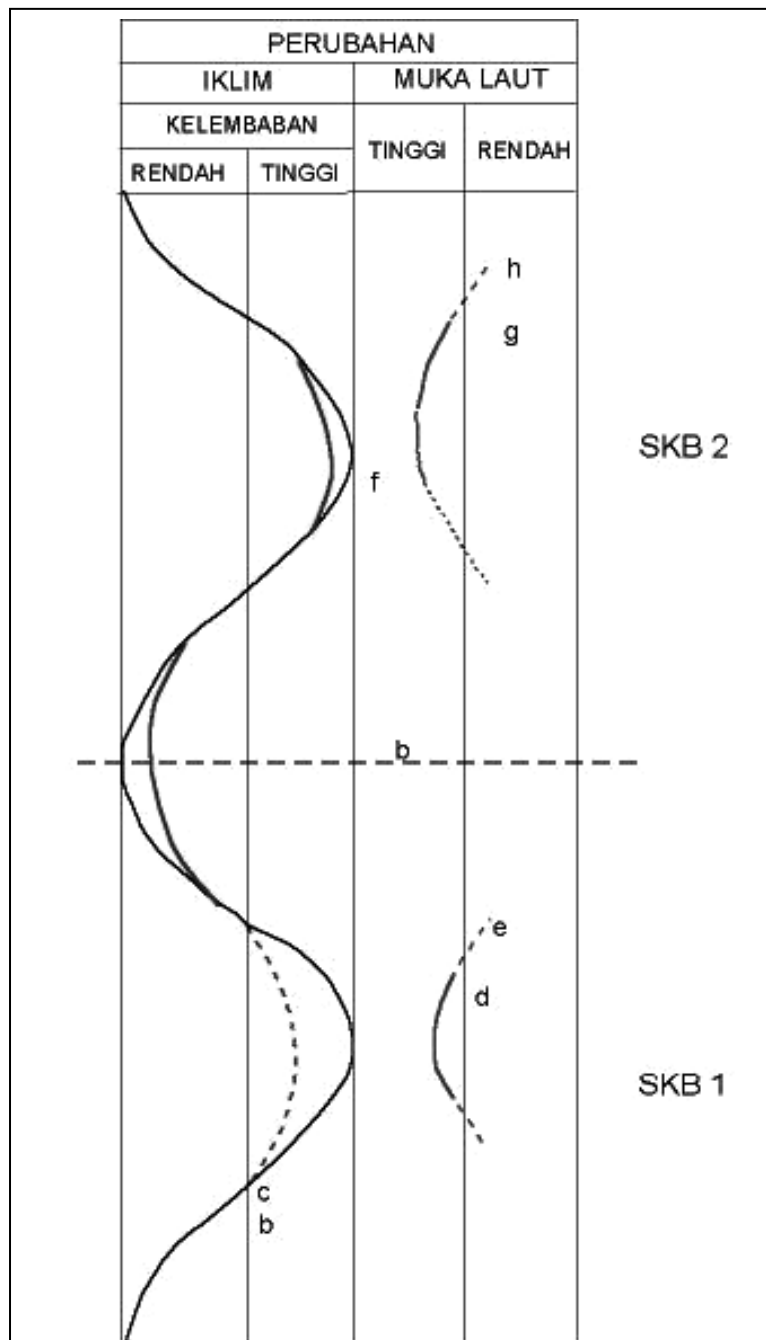
Keterangan

- Phase A : Tropis lembab (Tropical / humid)
- Phase B1 : Tropis setengah lembab (Tropical / subhumid)
- Phase B2 : Tropis kering (Tropical / dry)
- Phase C : Sangat kering (Arid)
- Phase D1 : Tropis kering (tropical / dry)
- Phase D2 : Tropis setengah lembab (tropical / Subhumid)

Gambar 3. Siklus Milankovith



Gambar 4. Rangkaian fasies pengendapan di daerah bagian barat P. Karimata



Gambar 5. Perubahan Muka Laut dan Iklim di daerah telitian

Keterangan

- Siklus Milankovitch
- Sirkulasi iklim di daerah telitian
- Perubahan mukalaut

- h. Endapan permukaan
- g. Endapan laut muda
- f. Endapan cekungan banjir
- e. Endapan pantai
- d. Endapan laut
- c. Endapan aliran masa berbutir kasar
- b. Endapan aliran masa berbutir halus

Gambar 4

Perubahan Muka Laut dan iklim di daerah penelitian