

BAB II TATANAN GEOLOGI REGIONAL DAN DAERAH PENELITIAN

II.1 Geologi Cekungan Kutai

II.1.1 Fisiografi Cekungan Kutai

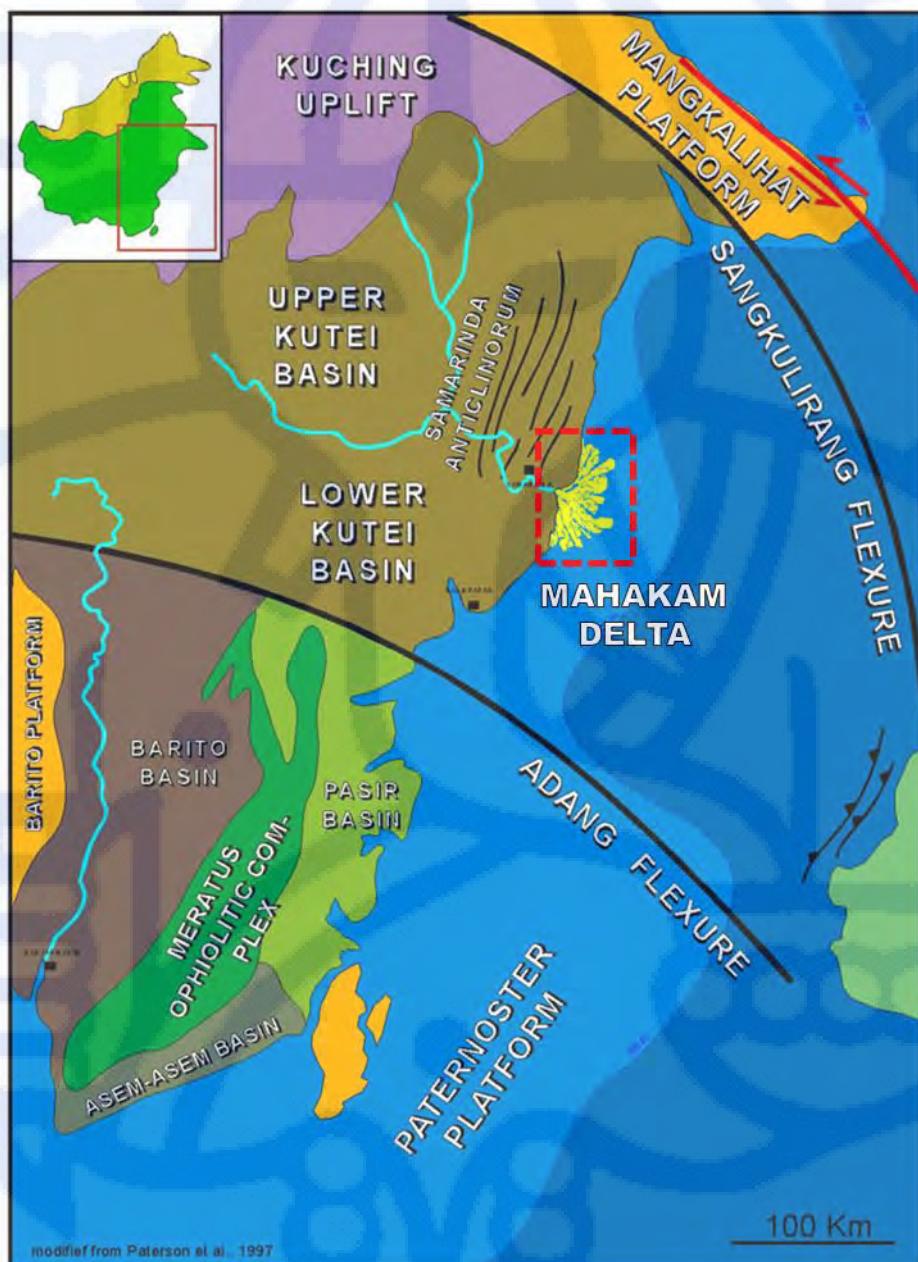
Menurut Satyana dkk. (1999) Cekungan Kutai merupakan cekungan yang sangat luas dengan area mencapai 165.000 km², sedimen yang diendapkan didalamnya pun sangat tebal, berkisar antara 12 hingga 15 km, sehingga Cekungan Kutai ini dianggap sebagai cekungan Tersier terluas dan terdalam di Indonesia. Cekungan ini terletak di pantai timur Kalimantan dan daerah paparan sebelahnya yang saat ini merupakan Selat Makassar. Cekungan Kutai yang berumur Tersier merupakan penghasil hidrokarbon di wilayah Indonesia bagian tengah. Batuan reservoir penghasil hidrokarbon pada cekungan ini berupa batupasir yang berumur Miosen dan Pleistosen. Cekungan ini terbentuk dan berkembang disebabkan oleh proses-proses pemisahan akibat regangan di dalam lempeng Mikro Sunda yang menyertai interaksi antara Lempeng Sunda dengan Lempeng Pasifik di sebelah timur, Lempeng Hindia-Australia di selatan dan Lempeng Laut Cina Selatan di utara.

Menurut Paterson (1997), secara fisiografi Cekungan Kutai dibatasi di bagian utaranya oleh tinggian Mangkalihat (Mangkalihat *Platform*), bagian selatannya oleh Sesar Adang (Adang *Flexure*) – Paternoster *Platform*, bagian baratnya oleh Tinggian Kuching (Kuching *High*) dan pada bagian timurnya terbuka ke arah Selat Makassar. Delta Mahakam terletak pada bagian timur dari Cekungan Kutai (Gambar II.1).

II.1.2 Struktur Geologi Cekungan Kutai

Menurut Moss dan Chambers (1999) Cekungan Kutai mulai terbentuk pada Kala Eosen Tengah akibat adanya pembukaan pada Selat Makassar. Cekungan Kutai dibagi menjadi dua sub-cekungan, yaitu sub-Cekungan Kutai Atas dan Kutai Bawah. Sub-Cekungan Kutai Atas terbentuk akibat pengangkatan tektonik hasil proses inversi pada Kala Miosen Tengah dari endapan deposenter berumur Paleogen. Sub-Cekungan Kutai Bawah terbentuk pada Kala Oligosen Akhir,

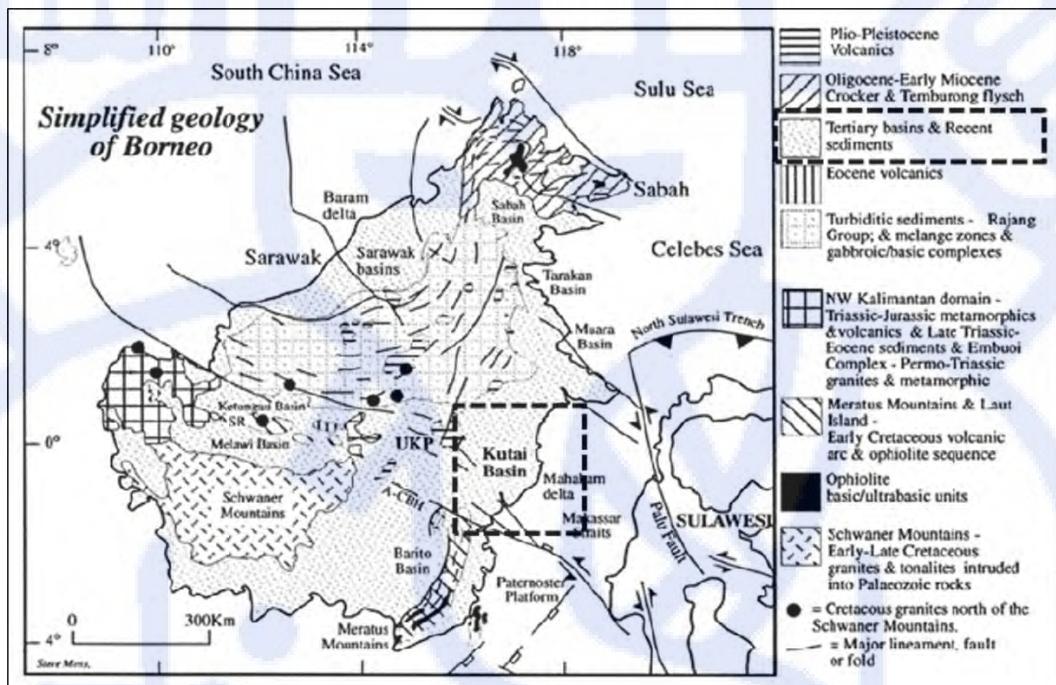
meliputi beberapa deposenter Paleogen dari Cekungan Kutai Atas (Moss dan Chamber, 1999).



Gambar II.1 Fisiografi Cekungan Kutai (Peterson, 1997, dalam Mora dkk., 2000).

Sejarah pembentukan Cekungan Kutai dimulai dengan fase pembukaan (*syn-rift*) pada Eosen Tengah hingga Eosen Akhir, fase pelenturan (*sag-phase*) pada Eosen Akhir sampai Oligosen Akhir, kemudian diikuti oleh inversi cekungan yang

terjadi pada akhir dari Miosen Awal hingga Miosen Tengah, proses ini yang menyebabkan deformasi dari sedimen-sedimen yang telah diendapkan sebelumnya, dan dimulainya pengendapan deltaik pada bagian timur dari Cekungan Kutai (Moss dan Chamber, 1999).



Gambar II.2 Peta geologi daerah Kalimantan (modifikasi dari Moss dan Chambers, 1999).

Antiklinorium Samarinda merupakan struktur utama pada Cekungan Kutai, antiklinorium ini terbentuk akibat dari proses perlipatan dan pensesaran sedimen yang berumur Miosen Awal dan yang lebih muda. Antiklinorium Samarinda merupakan sebuah struktur sinklin yang lebar dengan arah utara timurlaut - selatan baratdaya (Allen dan Chambers, 1998) yang berada di Cekungan Kutai bagian tengah (Gambar II.1).

Menurut McClay dkk. (2000) pengaktifan kembali sesar-sesar ekstensional yang terbentuk pada saat fase pembukaan (*syn-rift*) dan pelenturan (*sag-phase*) dan terbentuknya struktur inversi baru terjadi sebagai akibat dari adanya deformasi kompresional yang berarah barat laut. Inversi cekungan Kutai dimulai sekitar 14 juta tahun yang lalu (Miosen Tengah) dan masih berlangsung hingga saat ini.

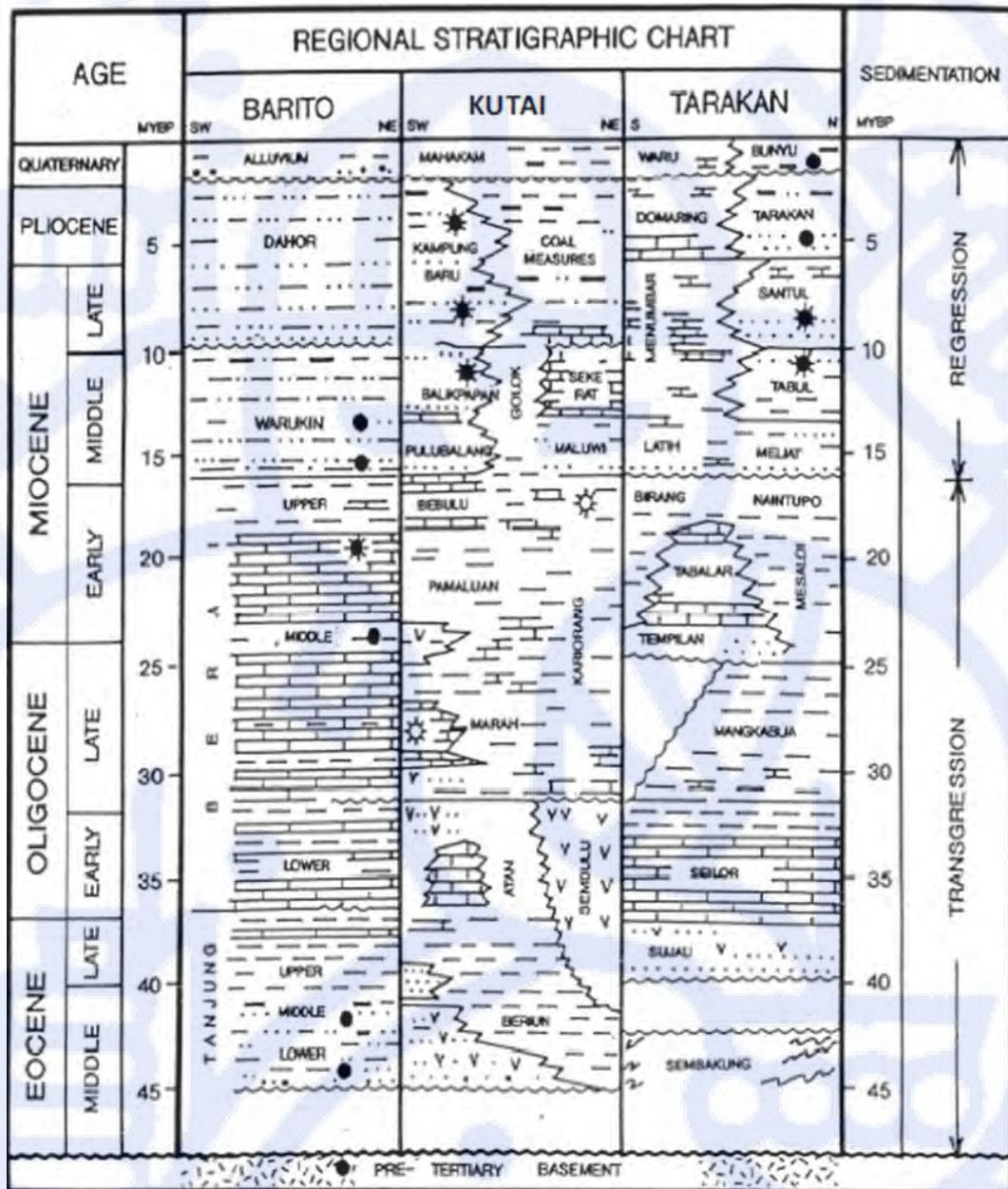
II.1.3 Stratigrafi Cekungan Kutai

Sedimentasi pada Cekungan Kutai terjadi sejak Eosen Tengah hingga Kuarter. Kolom stratigrafi regional dari Cekungan Barito di Kalimantan Selatan, Cekungan Kutai dan Cekungan Tarakan di Kaliman Timur dapat dilihat pada Gambar II.3.

Fase pertama suksesi stratigrafi Cekungan Kutai dimulai dengan pengendapan sedimen fluvial Formasi Kiham Haloq yang berkaitan dengan pemekaran batuan dasar (Satyana dkk., 1999), Cekungan Kutai mengalami penurunan pada saat fase pelenturan (*sag-phase*) pada Eosen Akhir sampai Oligosen akhir dan menjadi tempat pengendapan Lempung Mangkupa di lingkungan laut. Adanya pengendapan sedimen silisiklastik kasar Batupasir Beriun yang berasosiasi secara lokal dengan Lempung Mangkupa mengindikasikan adanya pengangkatan yang menginterupsi penurunan cekungan. Setelah pengendapan Batupasir Beriun, kemudian cekungan mengalami penurunan secara cepat yang diakibatkan oleh mekanisme pelenturan cekungan (*basin sagging*), dan menghasilkan pengendapan lempung laut Formasi Atan dan karbonat Formasi Kedango. Adanya peningkatan aktivitas tektonik pada Oligosen Akhir ditandai dengan pengendapan batuan vulkanik Sembulu di bagian timur dari cekungan (Satyana dkk., 1999).

Fase kedua suksesi stratigrafi terjadi akibat adanya peristiwa pengangkatan cekungan yang menyebabkan terjadinya proses inversi yang dimulai pada awal Miosen (Satyana dkk., 1999). Pada kala ini mulai diendapkan serangkaian endapan fluvial dan delta yang terdiri dari Formasi Pamaluan, Pulau Balang, Balikpapan dan Kampung Baru. Endapan-endapan delta ini menunjukkan adanya progradasi delta ke arah timur sejak awal Miosen hingga Pleistosen.

Formasi Pamaluan yang diendapkan di atas Formasi Atan dan Kedango tersusun oleh batulempung, serpih dengan sisipan napal, batupasir, dan batugamping. Formasi ini terbentuk pada akhir Oligosen hingga Miosen Awal dengan lingkungan pengendapan berupa laut dalam. Formasi Pamaluan adalah bagian dari fase regresif yang berkembang di Cekungan Kutai dan mengalami progradasi secara cepat ke arah timur (Satyana dkk., 1999).



Gambar II.3 Kolom stratigrafi regional Cekungan Barito, Cekungan Kutai dan Cekungan Tarakan (Satyana dkk., 1999).

Kelompok Bebulu yang diendapkan di atas Formasi Pamaluan terdiri atas Formasi Pulau Balang dan Formasi Maruat. Formasi Pulau Balang tersusun oleh batulempung, batupasir lempungan, batupasir, dan batulempung karbonatan. Sedangkan Formasi Maruat tersusun oleh batugamping paparan. Kelompok ini terbentuk pada Miosen Awal hingga Miosen Tengah bagian awal dengan lingkungan pengendapan delta - laut dangkal (Satyana dkk., 1999).

Kelompok Balikpapan yang diendapkan di atas Kelompok Bebulu terdiri atas Formasi Mentawir dan Formasi Gelingseh. Formasi Mentawir tersusun oleh batupasir, batulempung dan batulanau. Sedangkan Formasi Gelingseh tersusun oleh batulempung, batulanau dan batupasir. Kelompok Balikpapan ini terbentuk pada Miosen Tengah hingga Miosen Akhir bagian bawah dengan lingkungan pengendapan laut dangkal sampai delta (Satyana dkk., 1999).

Kelompok Kampung Baru yang diendapkan di atas Kelompok Balikpapan terdiri dari Formasi Tanjung Batu dan Formasi Sepinggan. Formasi Tanjung Batu tersusun oleh batupasir, batulempung, dan batulanau (Satyana, dkk., 1999). Sedangkan Formasi Sepinggan tersusun oleh batupasir, batulempung, batulanau, dan batubara. Kelompok ini terbentuk pada Miosen Akhir hingga Plio-Pleistosen dengan lingkungan pengendapan delta hingga laut dangkal (Satyana dkk., 1999).

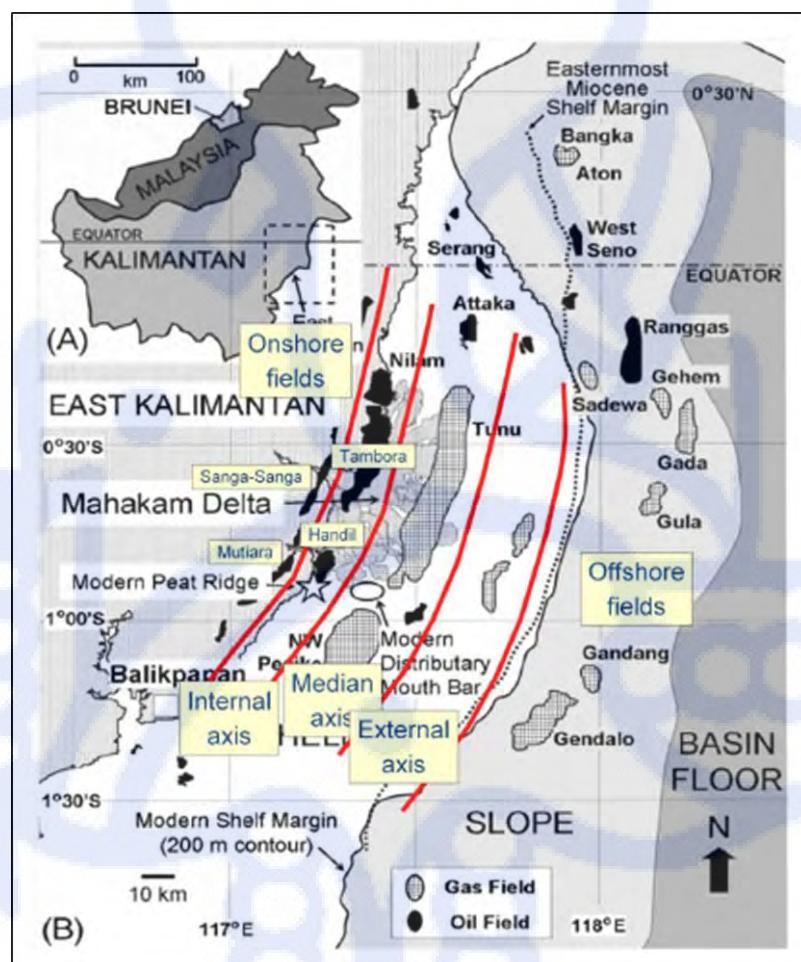
Kelompok Mahakam yang diendapkan di atas Kelompok Kampung Baru terdiri dari Formasi Handil dan Formasi Attaka. Formasi Attaka tersusun oleh batulempung, batupasir, dan kalkarenit bioklastik yang diendapkan pada daerah neritik pada kala Pleistosen sampai Resen. Sedangkan Formasi Handil tersusun oleh batupasir yang diendapkan pada lingkungan delta pada kala Holosen. Sementara itu endapan kuarter Delta Mahakam tersusun oleh pasir, lumpur, kerikil, dan endapan pantai yang terbentuk pada lingkungan sungai, rawa, pantai, dan delta dengan hubungan yang tidak selaras terhadap batuan di bawahnya (Satyana dkk., 1999).

II.2 Geologi Daerah Penelitian

II.2.1 Struktur Geologi Daerah Penelitian

Area Delta Mahakam merupakan bagian dari Cekungan Kutai, area ini memperlihatkan endapan sedimen yang paling tebal hingga mencapai lebih dari 10 km, yang merupakan orde pertama dari prisma sedimentasi di area tersebut. Menurut McClay dkk. (2000) terdapat struktur kemiringan dari formasi geologi dari barat (Antiklinorium Samarinda) hingga ke area Delta Mahakam dan masuk ke area *offshore*.

Secara struktural wilayah petroleum (*petroleum province*) di area Delta Mahakam dibagi menjadi lima bagian dari barat ke timur yang dipisahkan oleh antiklin (Lambert, 2003), yaitu lapangan migas yang terletak di darat (*onshore*) seperti Lapangan Mutiara dan Sanga-Sanga, sumbu internal (Lapangan Tambora, Handil, Nilam dan Badak), sumbu median (Lapangan Tunu, Peciko, Bekapai dan Attaka), sumbu eksternal (Lapangan Sisi-Nubi) dan lapangan-lapangan di laut dalam (Lapangan Gendalo, Gadang, Gula, Gada, Gehem Sadewa dan Ranggas) seperti terlihat pada Gambar II.4.



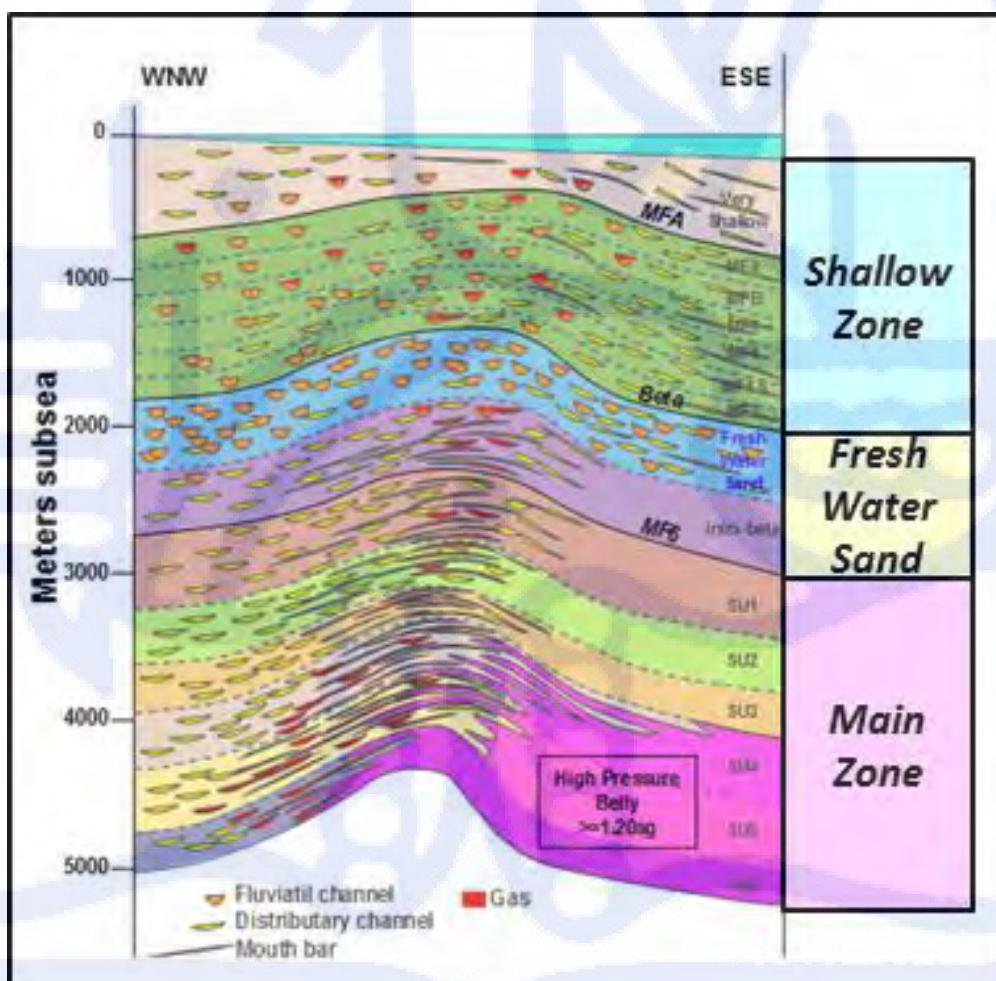
Gambar II.4 Letak lapangan-lapangan migas di area Delta Mahakam. Garis merah merupakan sumbu sinklin yang memisahkan antara area *internal axis*, *median axis* dan *external axis*. Lapangan Tunu terletak di area *median axis*.

Lapangan Tunu merupakan sebuah struktur antiklin besar yang membuka ke arah utara ke Lapangan Attaka dan menunjam ke arah selatan membentuk sebuah struktur *saddle* yang kemudian menerus ke Lapangan Peciko yang ada di sebelah

selatannya. Dari data seismik dan log tali kawat tidak ditemukan adanya struktur sesar di Lapangan Tunu, namun di utara lapangan ini dijumpai sesar-sesar yang memisahkannya dengan Lapangan Attaka.

II.2.2 Stratigrafi Daerah Penelitian

Secara umum Lapangan Tunu pada interval TMZ memperlihatkan pola progradasi yang merupakan ciri umum lingkungan delta. Interval TMZ secara vertikal dibagi menjadi enam Unit Stratigrafi (SU1 sampai SU6) seperti ditunjukkan pada Gambar I.5. Masing-masing unit tersebut dibagi lagi menjadi sikuen-sikuen dengan ketebalan berkisar antara 15-40 m yang dibatasi oleh permukaan limpah banjir, yang umumnya bertindak sebagai batuan tudung lapisan penyekat yang sangat efektif.



Gambar II.5 Skematik distribusi fasies di Lapangan Tunu (dokumen internal TEPI).

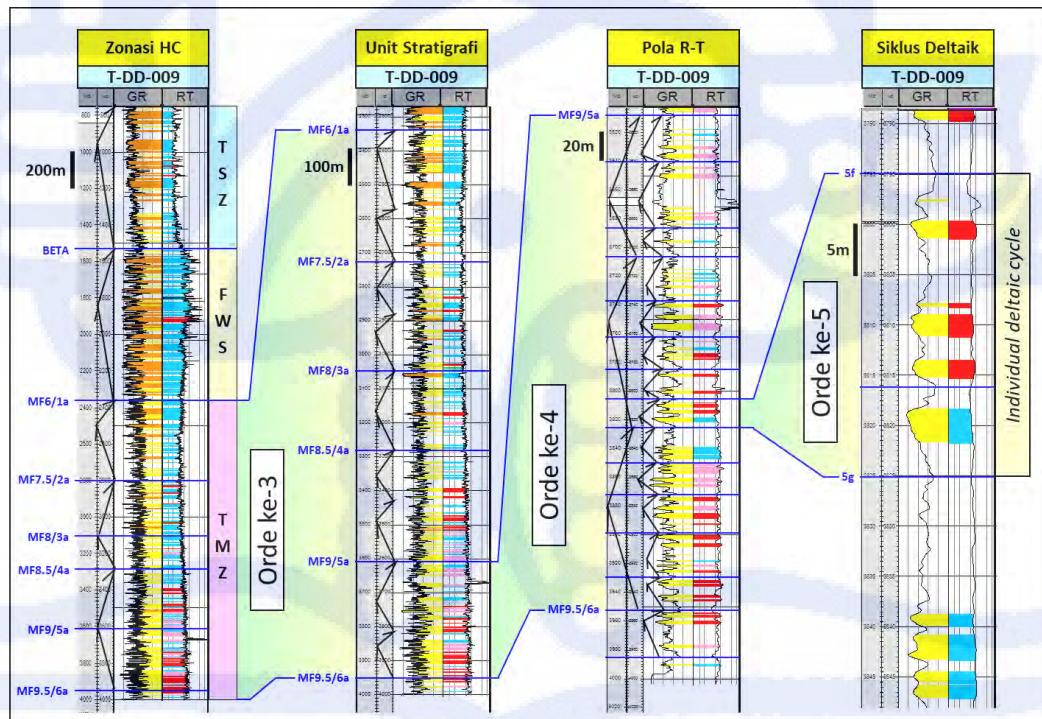
Van Wagoner (1990), Goldhammer dkk. (1991) dan Galloway dkk. (1995) membagi *stratigraphic hierarchy* berdasarkan siklus eustasi menjadi beberapa orde seperti terangkum pada Tabel II.1.

Tabel II.1 Terminologi *Stratigraphic Hierarchy* menurut beberapa penulis.

<i>Eustatic Cycle</i>	Van Wagoner	Goldhammer dkk.	Galloway dkk.	<i>Duration (m.y.)</i>
1 st order cycle				> 100
2 nd order cycle		Supersequence		10 – 100
3 rd order cycle	Sequence	Sequence	Sequence cycle (=genetic sequence)	1 – 10
4 th order cycle	Parasequence set	Parasequence cycle	Parasequence set cycle	0.1 – 1
5 th order cycle	Parasequence	Parasequence cycle	Parasequence cycle	0.01 – 0.1

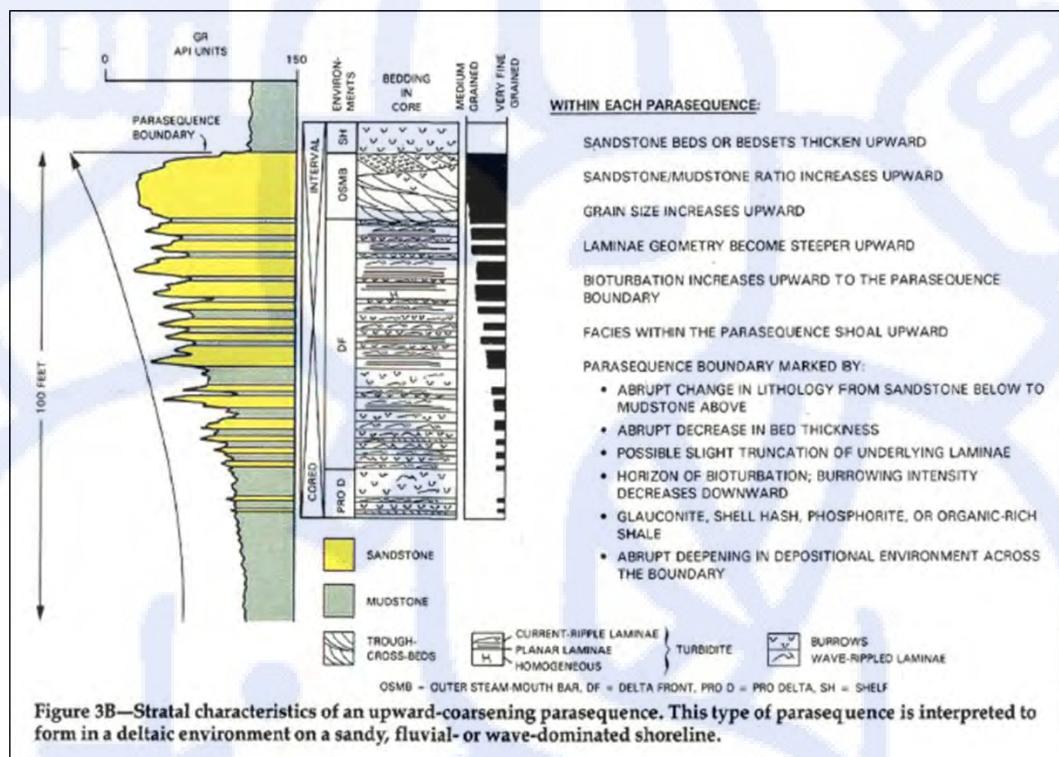
Modifikasi dari Van Wagoner (1990); Goldhammer dkk. (1991) dan Galloway dkk. (1995)

Interval TMZ sebanding dengan orde stratigrafi ke-3, selanjutnya satu Unit Stratigrafi sebanding dengan orde stratigrafi ke-4. Dalam skala yang lebih kecil, satu marker geologi sebanding dengan orde stratigrafi ke-5, atau ekuivalen dengan satu siklus pengendapan delta.



Gambar II.6 Orde Stratigrafi dan siklus deltaik.

Van Wagoner dkk. (1990) menyatakan satu siklus deltaik sebagai satu parasikuen (Gambar II.7), yang dibatasi bagian atas dan bawahnya oleh suatu *marine flooding surface* ataupun *corelative surface*-nya.

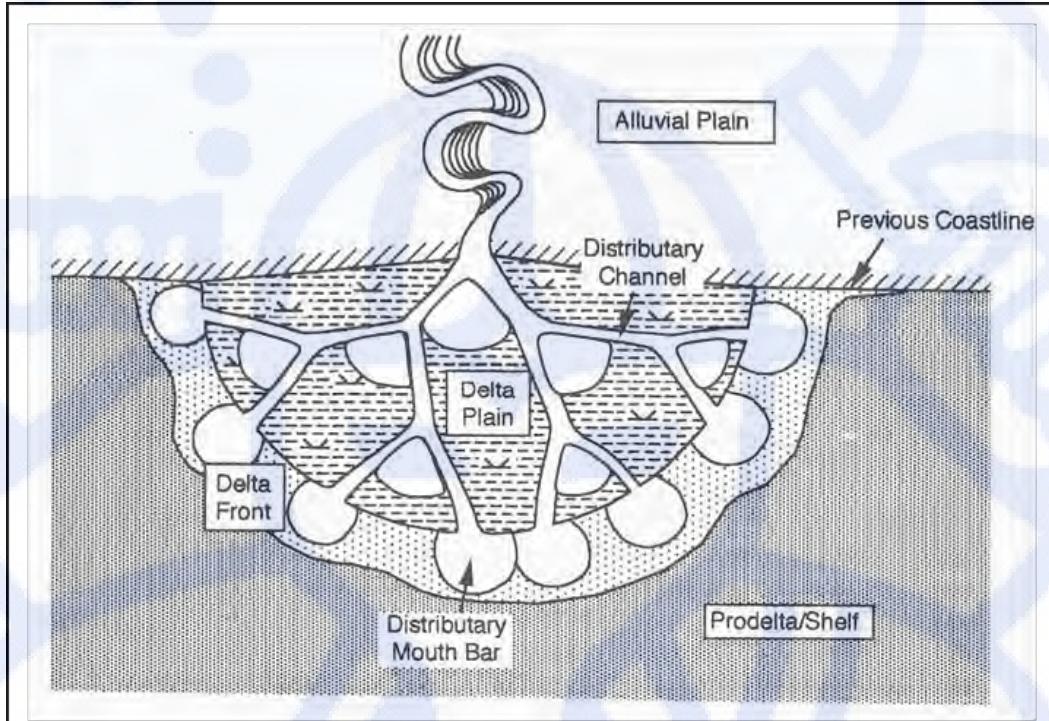


Gambar II.7 Parasikuen endapan delta (Van Wagoner, 1990).

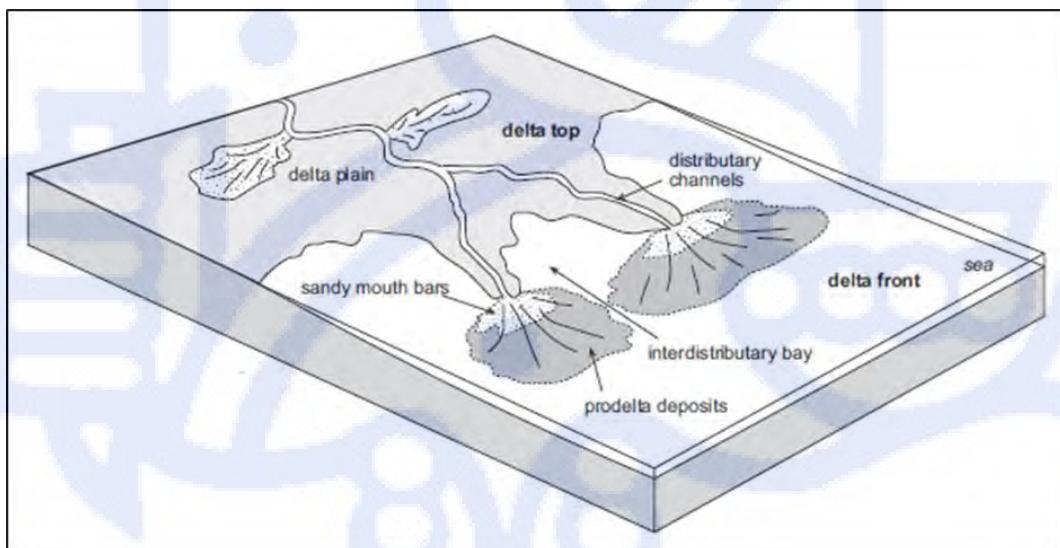
II.2.3 Batuan Reservoir

Reservoir utama di Lapangan Tunu adalah batupasir yang diendapkan pada lingkungan fluvio-deltaik. Meskipun lingkungan delta memiliki kisaran yang luas dari ukuran dan morfologinya, delta terdiri atas tiga lingkungan pengendapan yang utama yaitu dataran delta (*delta plain*), muka delta (*delta front*) dan *prodelta* (Allen dan Chambers, 1998), seperti digambarkan pada Gambar II.8.

Menurut Nichols (1999) delta terbentuk pada pertemuan antara lingkungan darat dan laut, pengendapannya dapat dibagi menjadi dua sub-lingkungan yaitu *delta top* dan *delta front* (Gambar II.9).



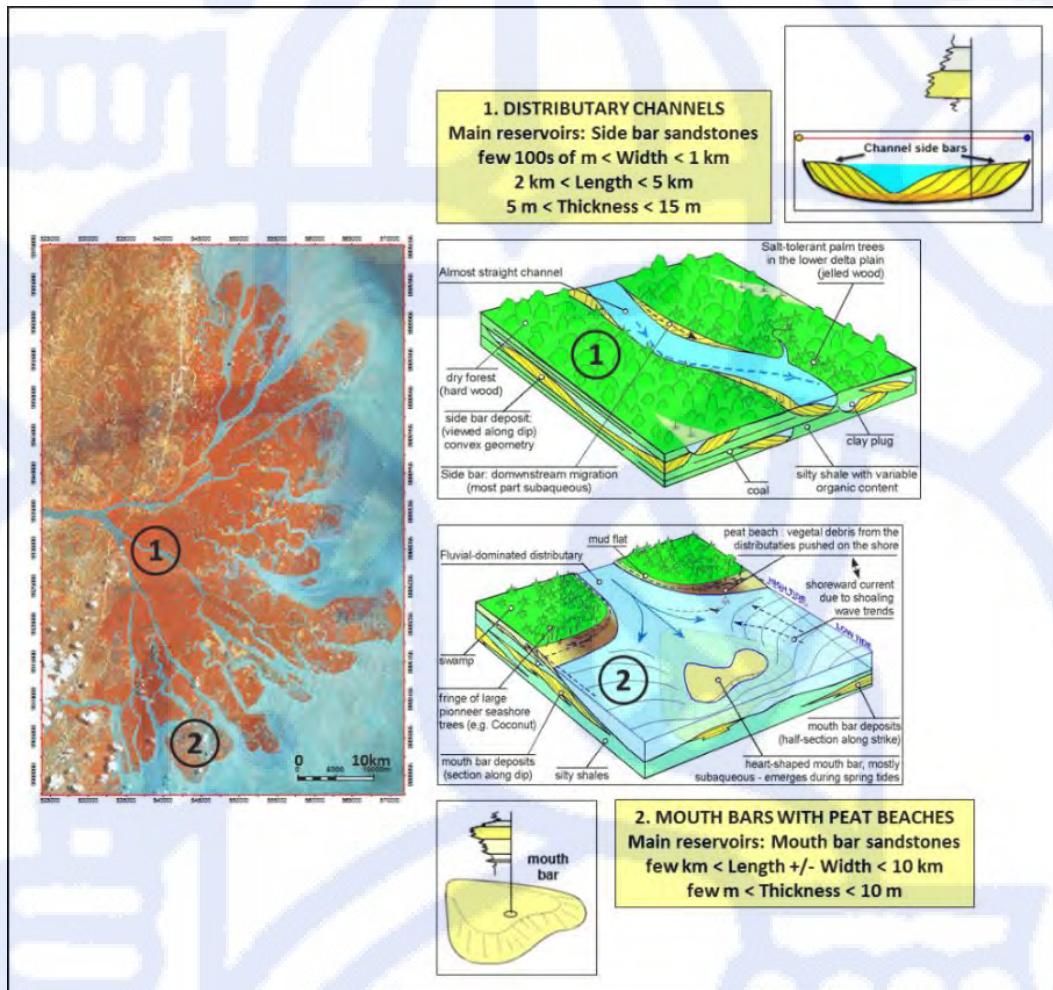
Gambar II.8 Skematik morfologi dari sebuah delta (modifikasi dari Allen dan Chambers, 1998).



Gambar II.9 Morfologi lingkungan delta (Nichols, 1999).

Pada interval TSZ reservoirnya didominasi oleh batupasir *fluvial*, dicirikan oleh endapan batupasir yang masif, berbutir kasar dan sangat tebal. Sedangkan pada interval TMZ reservoirnya berupa batupasir *distributary channel* yang diendapkan pada lingkungan dataran delta dan batupasir *distributary mouth bar* hasil

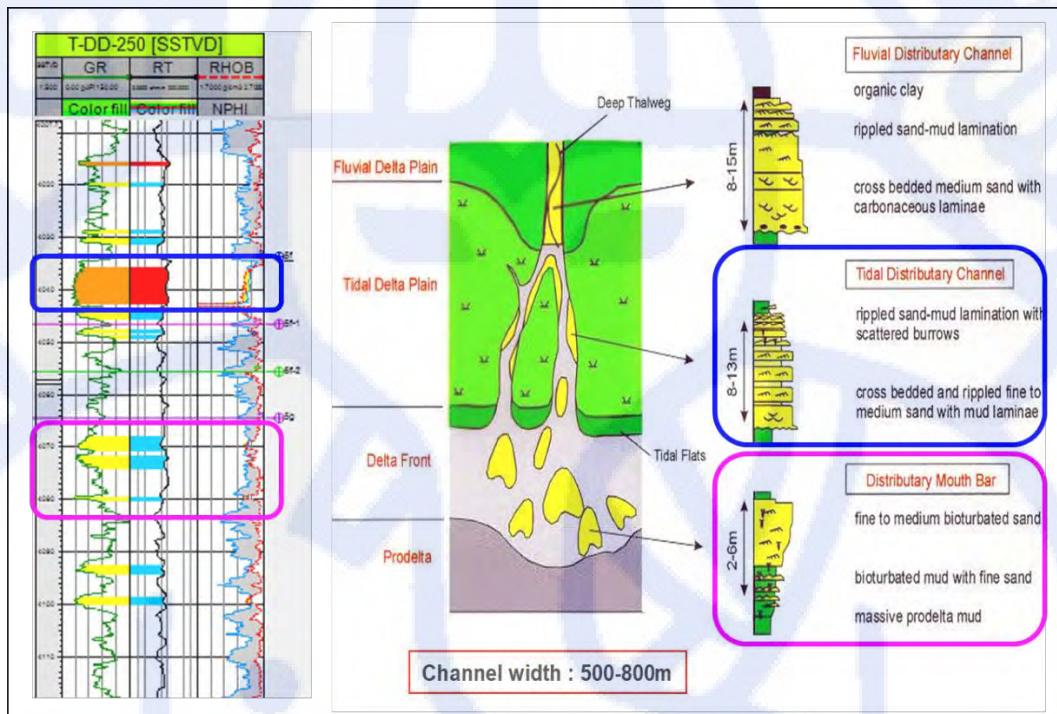
pengendapan pada lingkungan muka delta berumur Miosen (Gambar II.10 dan Gambar II.11).



Gambar II.10 Model sedimentasi di Lapangan Tunu (dokumen internal TEPI).

Endapan *fluvial distributaries* pada lingkungan *delta plain* yang landai umumnya berbentuk lurus, dibatasi oleh endapan *fluvial levee* dan dipisahkan oleh endapan lempung dan lanau dari *interdistributary bay*. Berbeda dengan endapan *delta plain* dari sistem kipas aluvial dan *braided system*, endapan *delta plain* pada lingkungan ini didominasi oleh lempung. Reservoir batupasir *distributary channel* umumnya berukuran halus hingga sedang, terpilah baik, dan terakumulasi sebagai endapan *distributary channel-fills* yang sempit dan memanjang. Endapan *distributary channel-fills* umumnya membentuk kontak yang tajam pada bagian bawah, bersifat *blocky* yang menghalus ke arah atas, dan ketebalannya mencapai 15 – 20

m dengan geometri menyerupai tali sepatu yang sempit. Rasio antara lebar dan ketebalan dari satu tubuh endapan batupasir *distributary channel* berkisar antara 50 hingga 100 (Allen dan Chambers, 1998).



Gambar II.11 Tipikal reservoir di Lapangan Tunu (modifikasi dari Allen dan Chambers, 1998).

Pada lingkungan *fluvial-dominated delta front*, reservoir batupasir yang utama adalah batupasir *distributary mouth bar*, batupasir pantai dan batupasir *barrier* yang diendapkan selama transgresi. Batupasir *distributary mouth bar* umumnya lebih tipis (5-10 m atau kurang) dibandingkan dengan batupasir *distributary channel-fill*, tapi memiliki pelamparan yang lebih luas, dengan rasio antara lebar dan ketebalan mencapai lebih dari 1000. Batupasir *distributary mouth bar* ini dapat membentuk akumulasi berbentuk *lobate* di ujung dari *distributary channel* pada area *delta front*, atau lebih umum yang berbentuk *triangular* di percabangan *distributary channel* (Allen dan Chambers, 1998).

Secara lateral, bagian barat Lapangan Tunu didominasi oleh reservoir hasil pengendapan pada lingkungan *delta plain* berupa endapan batupasir *distributary channel*. Sementara itu di bagian timur Lapangan Tunu lebih didominasi oleh

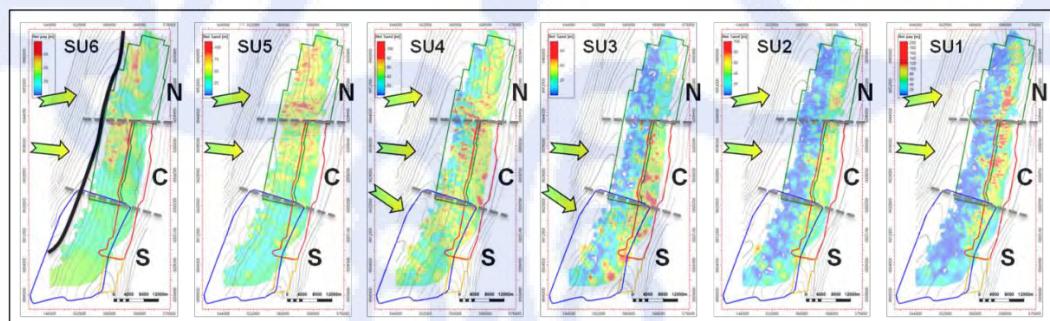
endapan batupasir *distributary mouth bar* yang diendapkan pada lingkungan *delta front*.

II.2.4 Pembagian Area Geologi

Dalam lingkup internal TEPI, Lapangan Tunu dibagi secara lateral menjadi beberapa area geologi atau *Geological Area* (GA). Masing-masing area geologi ini memiliki karakteristik geologi yang spesifik. Pendefinisian area geologi ini dilakukan dengan mengelaborasikan semua data seperti stratigrafi sikuen, penyebaran secara lateral dan vertikal dari fasies dan *paleo-environment*, sebaran *netpay* dan posisi struktural, rezim pressure dan fitur-fitur geologi lainnya seperti keberadaan endapan *shalescar*, posisi terhadap *shelf break* dan lain-lain.

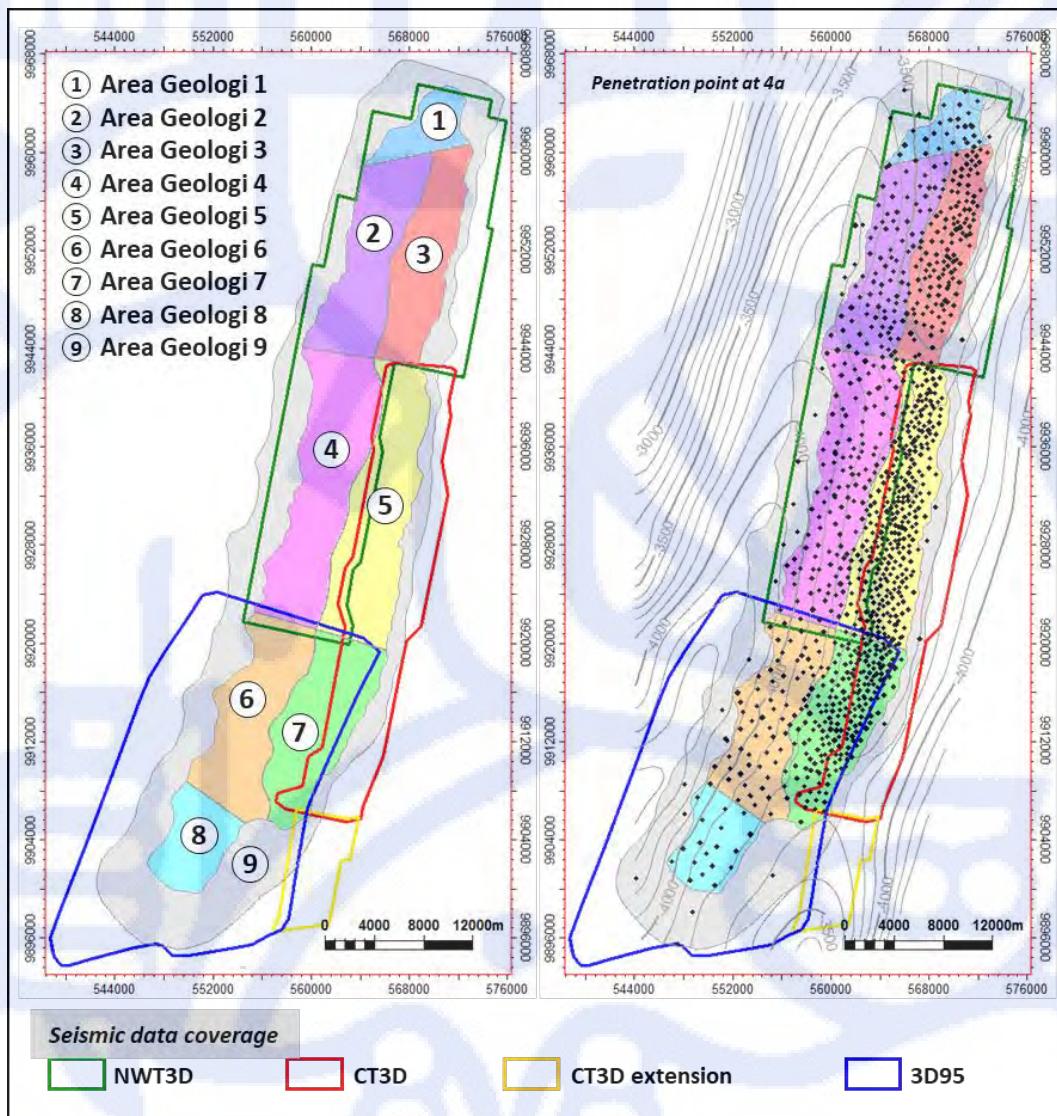
Secara umum Lapangan Tunu dibagi dari utara ke selatan menjadi tiga bagian berdasarkan tingkat keaktifan sedimentasinya yang direpresentasikan oleh banyaknya endapan batupasir di masing-masing area seperti terlihat pada peta sebaran *netsand* pada Gambar II.12.

Pembagian Lapangan Tunu dari barat ke timur lebih didasarkan pada sebaran fasiesnya. Area di sebelah barat lebih didominasi oleh fasies *distributary channel* sedangkan kearah timur proporsi fasies *distributary mouth bar* menjadi lebih banyak.



Gambar II.12 Peta sebaran *netsand* di Lapangan Tunu pada setiap SU yang menggambarkan tingkat keaktifan sedimentasi yang berbeda-beda (dokumen internal TEPI). N = North (sektor utara), C = Central (sektor tengah), S = South (sektor selatan).

Berdasarkan dua parameter utama tersebut Lapangan Tunu dibagi menjadi 8 area geologi pada daerah inti (*core area*) yang dikelilingi area geologi 9 yang merepresentasikan daerah yang kurang dikembangkan (*less developed area*) seperti Gambar II.13.



Gambar II.13 Pembagian area geologi di Lapangan Tunu (dokumen internal TEPI).

Area Geologi 4 dan Geologi 5 yang terletak di bagian tengah Lapangan Tunu merupakan daerah penelitian yang memiliki perbedaan IGIP dan CGIP paling besar dibandingkan dengan area geologi lainnya.