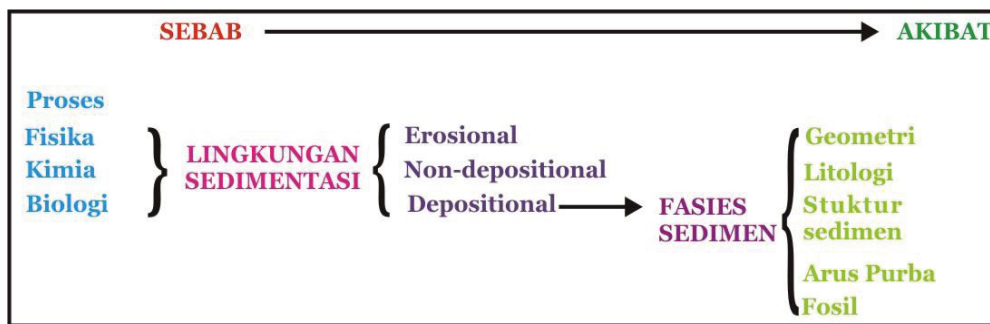


Bab III Landasan Teori

III.1 Lingkungan pengendapan laut dangkal pasang-surut

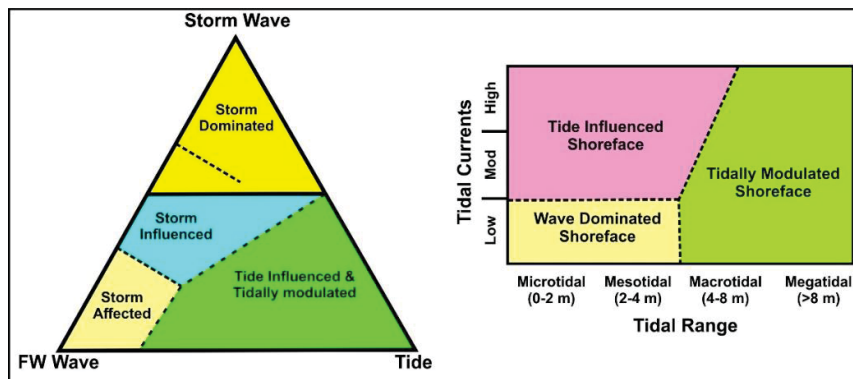
Lingkungan sedimentasi adalah suatu area di permukaan bumi yang secara fisik, kimia dan biologi berbeda dari area di sekitarnya (Selley, 1985). Suatu lingkungan sedimentasi memungkinkan sebagai tempat terjadinya erosi, kesetimbangan / *equilibrium* (non deposisi dan non erosi) dan deposisi (Selley, 1985). Proses deposisi pada lingkungan sedimentasi akan menghasilkan produk berupa fasies sedimen (Gambar III.1). Fasies sedimen (*sedimentary facies*) adalah massa dari batuan sedimen yang dapat dibedakan dari batuan yang lainnya berdasarkan geometri, litologi, struktur sedimen, pola arus purba dan kandungan fosilnya (Selley, 1985).



Gambar III.1 Hubungan antara lingkungan sedimentasi dan fasies sedimen (modifikasi dari Selley, 1985).

Dashtgard dkk., (2012) membagi pertumbuhan endapan *shoreface* menjadi tiga komponen utama arus pembentuknya yaitu kontrol dari arus tidal, arus badai (*storm*), dan kontrol dari arus ombak (*wave*) (Gambar III.2). Area *shoreface* yang memiliki pengaruh dari arus pasang surut meliputi arus dan jangkauan *tidal*, terbagi menjadi tiga tipe yaitu *tide influenced shoreface*, *wave dominated shoreface*, dan *tidally modulated shoreface* (Gambar III.2). *Tide influenced shoreface* merupakan area *shoreface* yang didominasi secara langsung oleh arus pasang surut. Pengaruh arus ombak atau *wave* di area ini sangat kecil sekali. *Tide influenced shoreface* dapat dikenali dengan penanda kehadiran *fair weather* seperti dominasi endapan *upper shoreface* dengan bioturbasi yang melampar luas. *Wave dominated shoreface* secara general merupakan area *non tidal shoreface* sehingga pengaruh *tidal* sangat

kecil sekali. Ciri khas dari endapan di area ini adalah terbentuknya litofasies dengan struktur sedimen akibat *wave* dan *storm* seperti *though cross bedding* dan *hummocky cross stratification*. Semakin besar efek *storm* atau badai menyebabkan semakin dominannya kehadiran *hummocky cross stratification* dalam endapannya. *Tidally modulated shoreface* merupakan bagian dari sistem *shoreface* yang mengakomodasi kehadiran arus *tidal* dan *wave* dalam lingkungan *shoreface*. Perbedaan paling mencolok dari area *tidally modulated shoreface* adalah adanya kemungkinan bahwa endapan area *lower shoreface* terekspos atau terbuka terhadap pengaruh dari *intertidal* pada saat *low tide*. Kondisi di atas menyebabkan rekaman struktur sedimen penciri arus *tidal* seperti flaser dan lentikuler muncul di endapan area *middle shoreface* – *lower shoreface*. TMS atau *tidally modulated shoreface* terbentuk pada area jangkauan arus *tidal* dengan tipe *macrotidal* (4 m - 8 m) hingga *megatidal* (>8 m) (Gambar III.2).

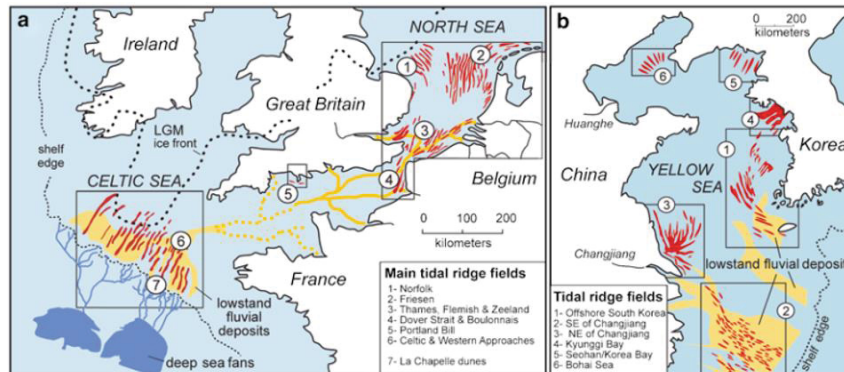


Gambar III.2 Diagram jenis arus yang mempengaruhi pengendapan di lingkungan *shoreface*. Gambar sebelah kanan menunjukkan hubungan antara proses *tidal* dan pengaruhnya terhadap karakter lingkungan *shoreface* (Dashtgard dkk., 2012).

Area laut dangkal mencakup landas kontinen (*continental shelves*) dan *shallow water seas* dianggap pelamparan dari tepi pantai ke batas tepian *shelf* dengan kedalaman air pada bagian yang dangkal berkisar antara 10 m – 20 m dan mencapai 200 m – 400 m dibagian paling dalam (Reynaud dkk., 2012). Arus pasang-surut secara umum terbentuk di laut terbuka (*open ocean*) dan melewati area *shelf* dan berinteraksi hingga dasar laut pada saat perjalanannya menuju area pantai (Reynaud dkk., 2012). Secara geomorfologi, landas kontinen dan *shallow water seas* memiliki banyak tipe dan kondisi (Reynaud dkk., 2012). Sebagian besar landas kontinen

dengan arus pasang-surut yang signifikan terjadi pada *passive continental margin* yang lebar karena arus pasang-surut semakin meningkat dengan bertambahnya lebar *shelf*. *Shelf-shelf* ini biasanya lurus, dengan garis pantai pada dasarnya sejajar dengan *shelf break* selama beberapa ratus kilometer. Kerumitan struktural di tepi benua menciptakan *embayment* skala besar dan didefinisikan sebagai lekukan-lekukan garis pantai dengan mulut terbuka seperti Laut Kuning (*Yellow Sea*) (Gambar III.3). Pada kondisi tersebut, jarak dari garis pantai ke tepi *shelf* dapat meningkat secara signifikan dan aliran arusnya terbatas sebagian. Cekungan laut dangkal luas juga dapat terjadi di dalam interior kontinental yang jauh dari batas kontinen, dengan hanya koneksi sempit dan berputar-putar dengan laut terbuka seperti Teluk Hudson dan Laut Baltik (Reynaud dkk., 2012). Laut seperti ini disebut laut epikontinental semi-tertutup. Selat atau laut yang bergabung dengan dua tubuh air yang lebih besar biasanya menunjukkan gerakan air pasang yang sangat kuat seperti di Selat Dover, Inggris. Semua kondisi laut dangkal diatas memiliki arus yang dihasilkan oleh pasang-surut yang berinteraksi dengan serangkaian proses lain, termasuk ombak, badai, dan arus geostropik yang merupakan bagian dari sirkulasi lautan global, memberikan potensi untuk penciptaan variasi kompleks dari endapan sedimen (Reynaud dkk., 2012) (Gambar III.3).

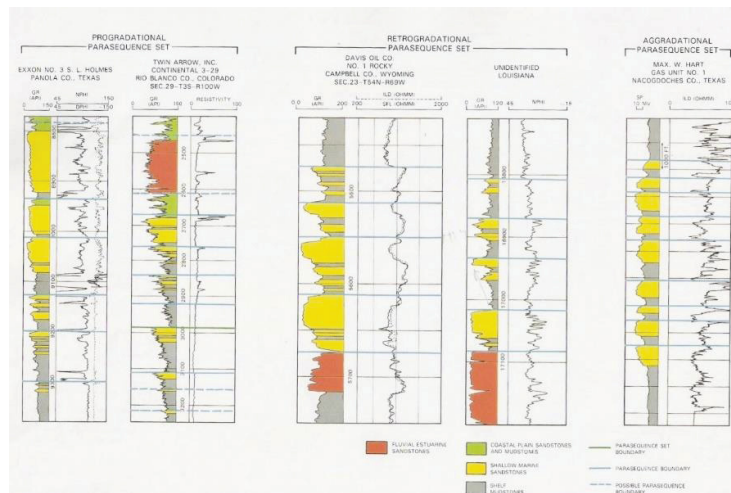
Endapan laut dangkal pasang-surut (*tidal shallow marine*) terbentuk pada paparan yang terbuka (*open shelves*) dan lebih spesifik pada area *embayment* yang terbuka bagian depannya (*open mouthed*) dan laut epikontinental yang setengah tertutup (*semi enclosed*) (Reynaud dkk., 2012). Endapan ini juga ditemukan di selat-selat atau *seaway* dengan arus pasang-surut yang dipercepat oleh aliran yang menyempit (Reynaud dkk., 2012). Punggungan-punggungan pasang-surut di lepas pantai (*offshore tidal ridges*) berkembang luas di area *shelf* yang dikontrol arus pasang-surut (Reynaud dkk., 2012). Endapan ini dikenal sebagai *tidal shelf ridges* dan memiliki geometri panjang mencapai 200 km, lebar 10 km, dan tinggi 50 m. *Tidal shelf ridges* umumnya berbentuk punggungan *en-echelon parallel* dengan jarak teratur dan dapat mencakup puluhan ribu kilometer persegi (Gambar III.3). *Tidal shelf ridges* juga dapat berbebtuk punggungan terisolasi (*isolated ridge*) pada area dekat tanjung. *Tidal shelf ridges* dibentuk oleh proses akresi, pada skala terbesar, dari crossbeds yang dibentuk oleh bukit pasir lepas pantai (Reynaud dkk., 2012).



Gambar III.3 Peta distribusi cekungan laut dangkal yang memiliki endapan *tidal shelf ridges*. Gambar “a” berada di barat landas kontinen Eropa. Gambar “b” merupakan peta Laut Kuning, Cina (Reynaud dkk., 2012).

III.2 Stratigrafi Sikuen

Stratigrafi sikuen adalah studi tentang hubungan batuan dalam kerangka kronostratigrafi dibatasi oleh permukaan-permukaan erosi dan keselarasan yang sebanding (Mitchum, 1977 dalam Van Wagoner *et al*, 1990). Penyusun utama dari suatu sikuen adalah parasikuen (*parasequence*) dan parasikuen set (*parasequence set*). Parasikuen adalah urutan yang relatif selaras dari *bed* atau *bedsets* yang saling berhubungan secara genetik, dibatasi oleh *marine flooding surfaces* atau permukaan yang sebanding (Van Wagoner *et al*, 1990). Parasikuen set adalah suksesi parasikuen yang berhubungan secara genetik yang membentuk *stacking pattern* tertentu, dibatasi oleh *major marine flooding surfaces* atau keselarasannya yang sebanding (Van Wagoner *et al*, 1990). Batas parasikuen dan parasikuen set merupakan hasil dari pertambahan kedalaman laut. Pada kondisi pengendapan tertentu batas parasikuen dan parasikuen set mungkin berhimpit dengan batas sikuen. *Parasequence set* mempunyai pola-pola yang beragam, yaitu progradasional, retrogradasional dan agradasional (Van Wagoner 1985 dalam Van Wagoner dkk., 1990) (Gambar III.4). Pembentukan parasikuen selain karena pendalaman air akibat perubahan muka air laut, juga dapat disebabkan oleh fluktuasi suplai sedimen, misalnya *lobe switching* yang merupakan *autocyclic processes*.



Gambar III.4 Kenampakan *log* dari progradasional, retrogradasional dan agradasional parasikuen set (Van Wagoner dkk., 1990)

Langkah penting di dalam analisis stratigrafi sikuen adalah mengidentifikasi permukaan kunci stratigrafi dalam suatu urutan pengendapan. Beberapa permukaan kunci stratigrafi adalah batas sikuen (*sequence boundaries*), *maximum flooding surface* (MFS), *marine flooding surface* (FS), dan *transgressive surface* (TS).

Sequence Boundaries (SB) merupakan ketidakselarasan dan keselarasan yang sebanding (*correlative conformity*) yang membatasi semua strata di bagian bawah dari SB dan semua strata di bagian atas dari SB (Mitchum, 1977 dalam Van Wagoner dkk., 1990) dan mempunyai arti kronostratigrafi. Ketidakselarasan ditandai oleh *subaerial erosional truncation* dan di beberapa area menunjukkan *submarine erosion* padanannya atau *subaerial exposure* yang menunjukkan adanya hiatus.

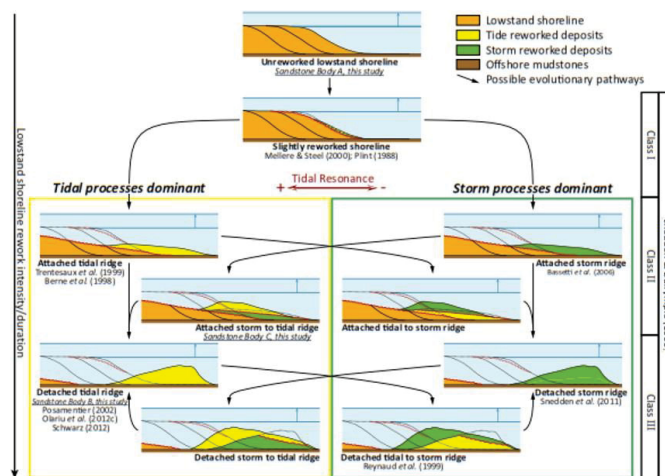
Transgressive surface (TS) merupakan permukaan yang terbentuk saat pertama kali terjadi kenaikan air laut setelah terjadi penurunan RSL (Van Wagoner dkk., 1990). Di dalam konsep stratigrafi sikuen, *transgressive surface* merupakan tanda bahwa terjadi penambahan *accomodation space* pada saat RSL naik. Pada periode ini RSL mengalami kenaikan secara perlahan dengan tingkat laju suplai sedimen kecil. Pada saat terjadi kenaikan muka air laut tersebut, asosiasi facies biasanya mengindikasikan adanya penambahan *accomodation space*, misalnya *coal* yang makin bertambah, *overbank shales*, *lagoonal fasies*, *tidal influence* dan sebagainya serta berkurangnya hubungan dengan *fluvial sandbodies*.

Marine flooding surface didefinisikan sebagai permukaan yang memisahkan lapisan yang lebih muda dengan lapisan lebih tua yang mencirikan kenaikan kedalaman air (*water depth*) secara jelas (Van Wagoner dkk., 1990). *Marine flooding surface* atau disebut *flooding surface* ini merupakan marker dalam skala reservoir dan bukan skala sikuen. Bidang ini sering membatasi antara fasies.

Maximum Flooding Surface (MFS) terjadi saat *shoreline* menuju kearah darat (*landward*) mencapai maksimum, yang memisahkan fase retrogradation maksimum dan fase progradation atau antara *transgressive system tract* dan *highstand system tract*. MFS ini merupakan batas sikuen menurut Galloway yang biasa disebut dengan *genetic stratigraphic sequence*.

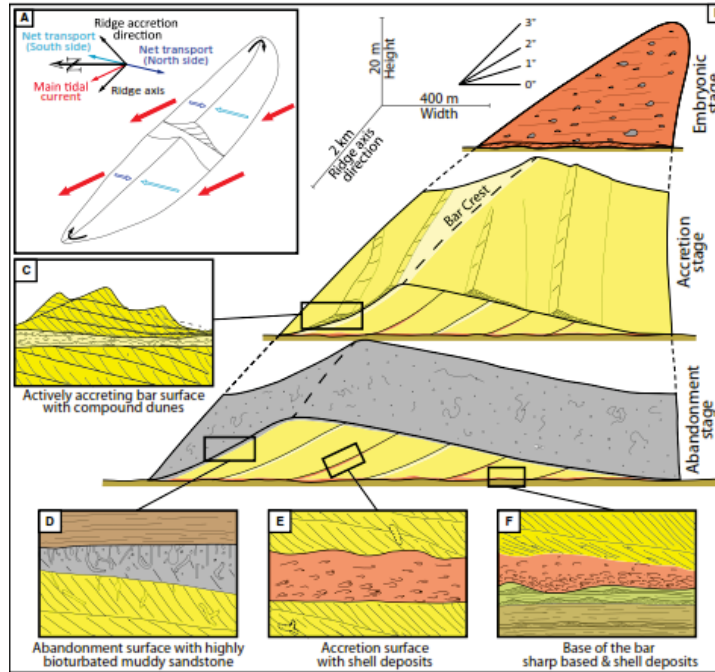
Endapan modern dari *shelf sand ridge* sangat umum diteliti dan dikenali, tetapi sangat jarang dikenal dalam lingkup *subsurface* atau bawah permukaan dan *outcrop* (Lopez dkk., 2016). Penampakan *shelf ridge* modern menjadi acuan paling besar dalam menginterpretasikan endapan *shelf ridge* purba baik di *subsurface* maupun dalam bentuk *outcrop*. Punggungan – punggungan atau *ridges* terbentuk sebagai hasil dari erosi atau *reworking* dari delta yang kaya endapan pasir atau endapan dari *coastal plain* oleh arus tidal atau pasang surut. Arus pasang surut ini akan sangat aktif setelah terjadinya proses transgresi dari garis pantai. Endapan ini kemudian mengalami migrasi sepanjang dasar laut purba dan merepresentasikan sebagai komponen penting dari *transgressive system tract* (TST) (Gambar III.5).

Lopez dkk., (2016) melakukan penelitian tentang endapan *shelf sand ridge* purba dari Formasi Campanian Almond di Cekungan Hanna, USA. Dalam penelitiannya, Lopez melakukan analisa berdasarkan data *outcrop* dan menemukan enam karakter dari endapan *shelf sand ridge* yaitu terbungkus diantara interval *mudstone* yang tebal, memiliki kontak basal di bagian bawah yang mengerosi *marine muds* atau sisa dari garis pantai sebelumnya, endapan memiliki ciri batupasir yang bersih dan bersortasi baik dan dijumpai struktur *cross bedded*, terdapat *ichnofossil* yang melimpah, dan terlihat morfologi dengan akresi yang besar dan variasi struktur sedimen yang rendah. Endapan *tidal shelf ridge* terbentuk dari dominasi arus tidal atau pasang surut dengan kombinasi pengaruh *storm wave*. Kedua arus tersebut dapat ditemukan dalam pembentukan satu *shelf ridge*.



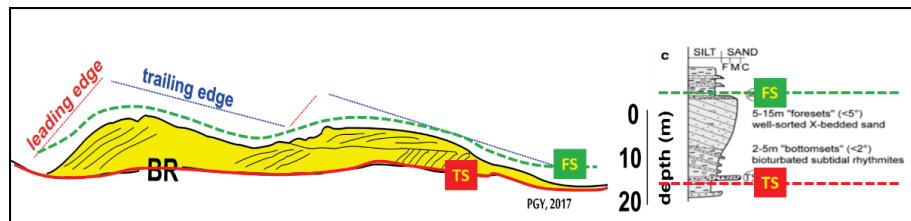
Gambar III.5 Diagram evolusi dari *tidal shelf ridge* dan hubungannya dengan kombinasi arus yang membentuknya (Lopez dkk., 2016).

Lopez membagi proses pembentukan *tidal shelf ridge* menjadi tiga tahapan utama, yaitu embrionik, akresi, dan *abandonment* (Gambar III.6). Tahapan embrionik merupakan awal terbentuknya *tidal shelf ridge* yang dicirikan dengan kehadiran permukaan erosi basal dengan batupasir yang memiliki kandungan fragmen *shell* melimpah dan kehadiran lithofasies *mudstone* yang terbentuk ketika laju suplai sedimen masih sangat rendah. Tahap akresi merupakan kondisi pada saat *shelf ridge* terbentuk atau tumbuh. Tahap ini dicirikan dengan hadirnya suplai sedimen yang melimpah dan munculnya litofasies batupasir yang dominan (Gambar III.6). Pada beberapa interval masih dijumpai bioturbasi dan susunan pecahan cangkang sebagai pemisah antara tubuh pertumbuhan sand ridge yang berbeda. Tahapan yang terakhir adalah tahap *abandonment* yang dicirikan dengan hadirnya endapan *hemipelagic* dan bioturbasi yang intensif.



Gambar III.6 Tahapan pertumbuhan *tidal shelf ridge* (Lopez dkk., 2016).

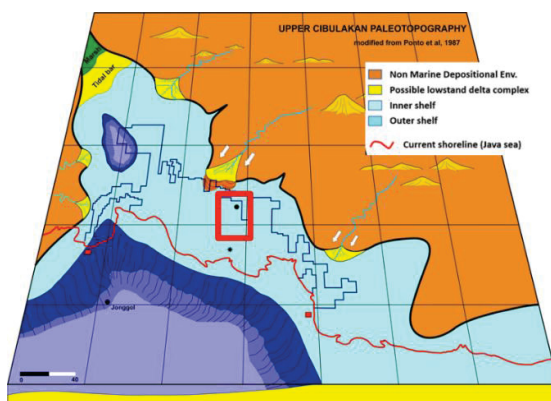
Penggunaan marker *marine flooding surfaces* atau permukaan yang sebanding menjadi kunci utama dalam konsep stratigrafi sikuen resolusi tinggi. Posamentier (2002) menyatakan endapan *tidal shelf sand ridges* terbentuk di atas produk *ravinement surface* atau *transgressive surface*. Lopez dkk., (2016) menyebutkan pertumbuhan atau pengendapan *tidal shelf sand ridge* diakhiri oleh munculnya tahap *abandonment* seperti endapan *hemipelagic*, batulanau, dan batulempung dengan kontak tajam diatas. Hal ini mengindikasikan pengendapan *tidal shelf sand ridge* berakhir dengan hadirnya endapan berbutir halus dan kontak tajam sebagai penanda *flooding surface* (Gambar III.7).



Gambar III.7 Penggambaran konsep hubungan endapan *tidal shelf sand ridge* dengan kehadiran pemarkah kronostratigrafi (modifikasi dari Reynaud dkk., 2012).

III.3 Penelitian Terdahulu di Formasi Cibulakan Atas

Formasi Upper Cibulakan tersusun atas variasi litologi yang diendapkan pada lingkungan laut dangkal (*shelf*) pada Kala Miosen Tengah. Reksalegona dkk., (1996) menyebutkan kondisi paleogeografi Cekungan Jawa Barat Utara pada saat pengendapan Formasi Cibulakan Atas adalah berupa *embayment* besar yang menyebabkan area tersebut menjadi lingkungan laut dangkal yang terbatas atau *restricted* (Gambar III.8). Kondisi paleotopografi tersebut menyebabkan pengendapan Formasi Cibulakan Atas dikontrol oleh dominasi arus tidal atau pasang surut (*tides dominated shelf*).

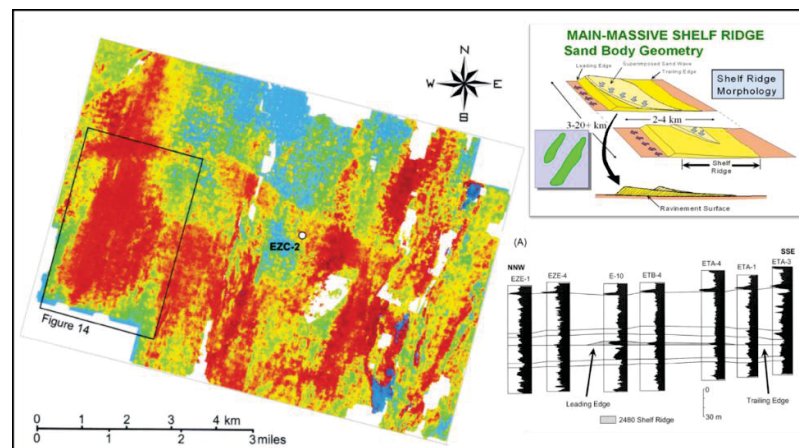


Gambar III.8 Paleotopografi Cekungan Jawa Barat Utara pada saat pengendapan Formasi Cibulakan Atas (modifikasi dari Ponto, 1987).

Reksalegona dkk., (1996) membagi endapan reservoir batupasir dari Formasi Cibulakan Atas menjadi dua tipe. Tipe pertama adalah batupasir dengan ciri kontak tajam dibagian bawah (*sharp base contact*) yang berasosiasi dengan *Glossifungites* dan klastika mud siderit, banyak dijumpai bioturbasi, dan kaya akan kandungan mineral glaukonit. Hasil analisis peta ketebalan reservoir yang diasosiasikan dengan data peta amplitudo seismik menunjukkan pola *elongate* dengan *trend* reservoir berarah Utara – Selatan. Geometri dari trend batupasir ini memiliki lebar 1 – 2 km dan panjang 5 – 8 km. Batupasir tipe pertama ini diinterpretasikan sebagai endapan *lowstand* di *shoreface* dan terbentuknya pada saat proses *backfilling* di area erosional (*erosional features*) yang terbentuk saat muka air laut turun. Batupasir tipe kedua adalah batupasir yang terbentuk di area *middle* hingga *lower shoreface*. Ciri dari endapan ini adalah *cleaning upward* dengan burrowing dan kontak tajam di bagian atas. Bagian bawah dari batupasir tipe kedua ini adalah perlapisan

siltstone dan mudstone dengan *burrowing* intensif. Karakter tubuh batupasir ini memiliki geometri yang relatif luas bahkan hingga melebihi jarak 10 km antar lapangan minyak di PHE ONWJ. Kualitas batupasir yang dihasilkan dari kedua tipe di atas sangat tergantung oleh kelimpahan suplai sedimen dan kondisi arus di area endapan yang tebal.

Posamentier (2002) menyatakan bahwa berdasarkan evaluasi seismik tiga dimensi yang dikalibrasikan dengan data log dan batuan inti (*core*) interval Miosen Tengah di Cekungan Jawa Barat Utara menunjukkan kehadiran yang luas dari endapan *shelf ridge* (Gambar III.9). Endapan ini memiliki penampakan berupa tubuh yang memanjang dengan lebar 0,3 – 2 km, panjang mencapai lebih dari 20 km, dan ketebalan mencapai 17 m atau 51 *ft* (Gambar III.9). Hasil pengamatan lebih lanjut menunjukkan penampakan yang asimetrik, karakter morfologi yang tajam di bagian yang tebal dan morfologi yang melandai secara gradual di sisi lainnya. Terdapat kemungkinan pengaruh ombak (*wave*) pada skala kecil dibagian tertebal endapan *shelf ridge* dan juga terdapat penampakan tubuh endapan yang *superimposed* terhadap tubuh batupasir di bawahnya dengan pola *oblique* terhadap trend memanjang dari *shelf ridge*.



Gambar III.9 Penampakan dari morfologi *shelf ridge* yang terlihat pada peta amplitudo seismik di interval Formasi Upper Cibulakan dan dikombinasikan dengan korelasi data sumur (modifikasi dari Posamentier, 2002).

Endapan *shelf ridge* terbentuk dari tubuh batupasir yang diendapkan di atas permukaan *ravinement* (*transgressive surface*). Punggungan ini akan memiliki orientasi yang paralel terhadap arah luas *paleoembayment* dan berasosiasi dengan

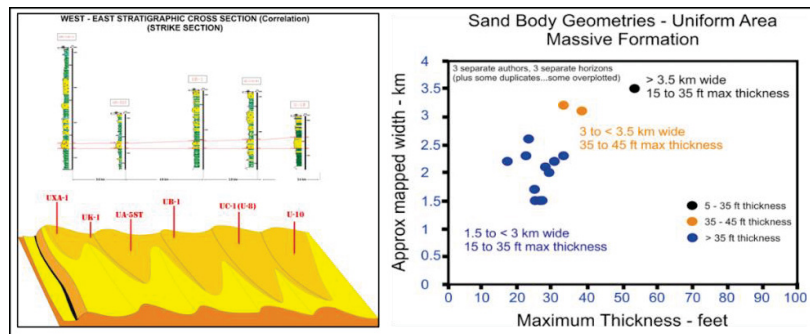
faktor lain seperti struktur di dalam cekungan. Posamentier (2002) juga menyebutkan kehadiran jenis endapan lain yaitu berupa *shelf ribbons* dengan ketebalan kurang dari 5 meter dan lebar 100 meter.

Ramadhan dkk., (2017) mengadopsi tahapan perkembangan *tidal shelf ridge* dari penelitian Leva Lopez di tahun 2016 dan memodifikasinya dengan endapan *tidal shelf ridge* Formasi Upper Cibulakan di Lapangan PHE ONWJ (Tabel III.1). Ramadhan dkk., (2017) membagi satu siklus pengendapan *tidal shelf ridge* menjadi enam lithofasies dengan kode F1, F2, F3, F4, F5, dan F6. Pembagian ini didasarkan atas hasil analisis data inti batuan dan data log sumur dari empat lapangan minyak di WK PHE ONWJ. Enam litho fasies tersebut membentuk tiga fasies asosiasi yang mencerminkan tahap perkembangan dari *tidal shelf ridge*. Lithofasies F1 dan F2 merupakan bagian dari fasies asosiasi SFA1 atau tahap embrionik. Lithofasies F3 dan F4 akan membentuk fasies asosiasi SFA-2 atau pencerminan dari tahap akresi. Lithofasies F5 dan F6 merupakan bagian dari fasies asosiasi SFA-3 atau tahap *abandonment* (Tabel III.1).

Setiawati dkk., (2017) melakukan analisis geometri reservoir *tidal sand ridge* di lapangan Uniform, WK PHE ONWJ (Gambar III.10). Analisis geometri yang dilakukan adalah melakukan perbandingan antara data ketebalan dan lebar dari reservoir *tidal sand ridge*. Terdapat tiga kluster besar berdasarkan hasil *cross plot* antara tebal dengan lebar reservoir batupasir, yaitu kluster I, kluster II, dan kluster III (Gambar III.10). Kluster I merupakan area reservoir dengan ketebalan mencapai 35 ft akan memiliki rentang lebar reservoir 1,5 – 3 km. Kluster II merupakan kumpulan reservoir dengan tebal 30 – 40 ft akan memiliki lebar *ridge* mencapai 3,5 km. Kluster III memiliki ciri reservoir dengan tebal lebih besar dari 35 ft akan memiliki lebar *ridge* lebih besar dari 3,5 km.

Tabel III.1 Tabel pembagian lithofasies dan fasies asosiasi *tidal shelf ridge* Formasi Cibulakan Atas di Cekungan Jawa Barat Utara (Ramadhan dkk., 2017)

SUB-FACIES CODE	LITHOLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURE	BED / SET THICKNESS	BIOTURBATION	INTERPRETATION
1	Shale, siltstone	Planar lamination	1 - 10 feet	Less	Pre-Embrionic
2	Very fine sandstone, limestone	Shell rich, bedded	1 - 10 feet	Common	Embrionic - Transgressive Lag / Surface Boundary
3	Siltstone, very fine sandstone	Lenticular, flaser, herringbone cross stratification, intercalation bedded, clay clast	5 - 60 feet	Less	Accretion Tidal
4	Very fine to fine sandstone	Cross stratification, deformed structure, wavy lamination, clay clast, structureless	5 - 60 feet	Less	Accretion Storm / wave
5	Siltstone, limestone	Bedded, intense bioturbation	2 - 30 feet	Intense	Abandonment - Faster Transgressive - FS/MFS
6	shale, claystone	Lamination, bedded	2 - 30 feet	Less	Abandonment - Slower Transgressive FS/MFS



Gambar III.10 *Cross plot* ketebalan dan lebar reservoir dari endapan tidal shelf ridge di Lapangan Uniform Cekungan Jawa Barat Utara (Setiawati dkk., 2017).