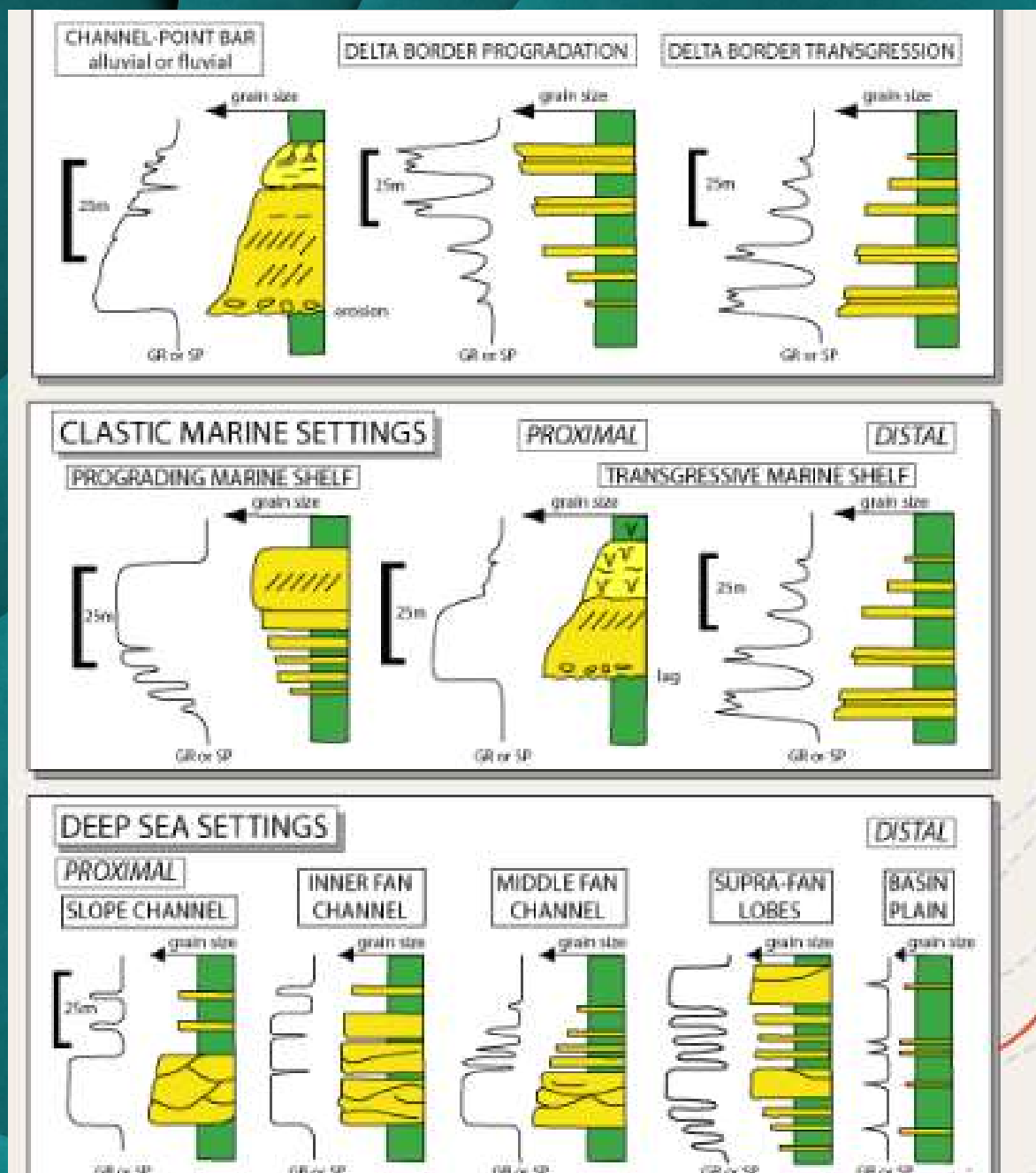




E-MODUL

STRATIGRAFI



KATA PENGANTAR

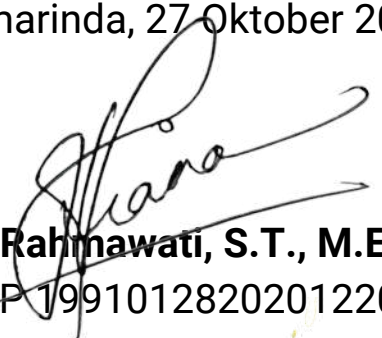
Puji syukur penulis panjatkan kepada Allah Yang Maha Esa atas segala rahmat dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan pembuatan **E-modul Stratigrafi** yang akan digunakan sebagai bahan ajar perkuliahan Stratigrafi dan Analisis Stratigrafi di Program Studi Teknik Geologi Universitas Mulawarman.

Pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih sebesar-besarnya kepada :

1. Bapak Ir. Muhammad Dahlan Balfas, S.T., M.T. selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Mulawarman.
2. Bapak M. Amin Syam, S.T., M.Eng. selaku Ketua Prodi Teknik Geologi
3. Seluruh rekan dosen Teknik Geologi, Universitas Mulawarman
4. Bapak dan Ibu kandung saya yang terkasih, Ir. H. Bambang Haryono dan Dra. Hj. Diyah Umiyati.
5. Suami dan Anak tercinta, Affian Widjanarko, S.T. dan Allana Jasmine Rumaysaa.

Penulis menyadari sepenuhnya akan kekurangan yang terdapat dalam karya ini, oleh karena itu kritik dan saran yang membangun diperlukan untuk membuat e-modul ini supaya menjadi lebih baik lagi. Semoga e-modul ini dapat mudah dipahami secara daring dan berguna bagi semua pihak terutama di bidang stratigrafi.

Samarinda, 27 Oktober 2021


Ir. Diana Rahmawati, S.T., M.Eng.
NIP. 199101282020122006
Penyusun

DAFTAR ISI

Kata Pengantar	Halaman i
Daftar isi	Halaman ii
Stratigrafi	Halaman 1
Hukum - hukum Stratigrafi	Halaman 4
Fasies dan Asosiasi Fasies	Halaman 11
Fasies Sedimenter	Halaman 13
Stratigrafi Sikuen	Halaman 38
Ruang Akomodasi	Halaman 40
Dinamika Sedimentasi	Halaman 43
<i>System Tract</i>	Halaman 47
Korelasi	Halaman 57
Alluvial Fan	Halaman 71
Fluvial	Halaman 76
Delta	Halaman 86
Clastic Marine Setting	Halaman 97
Daftar Pustaka	Halaman iii

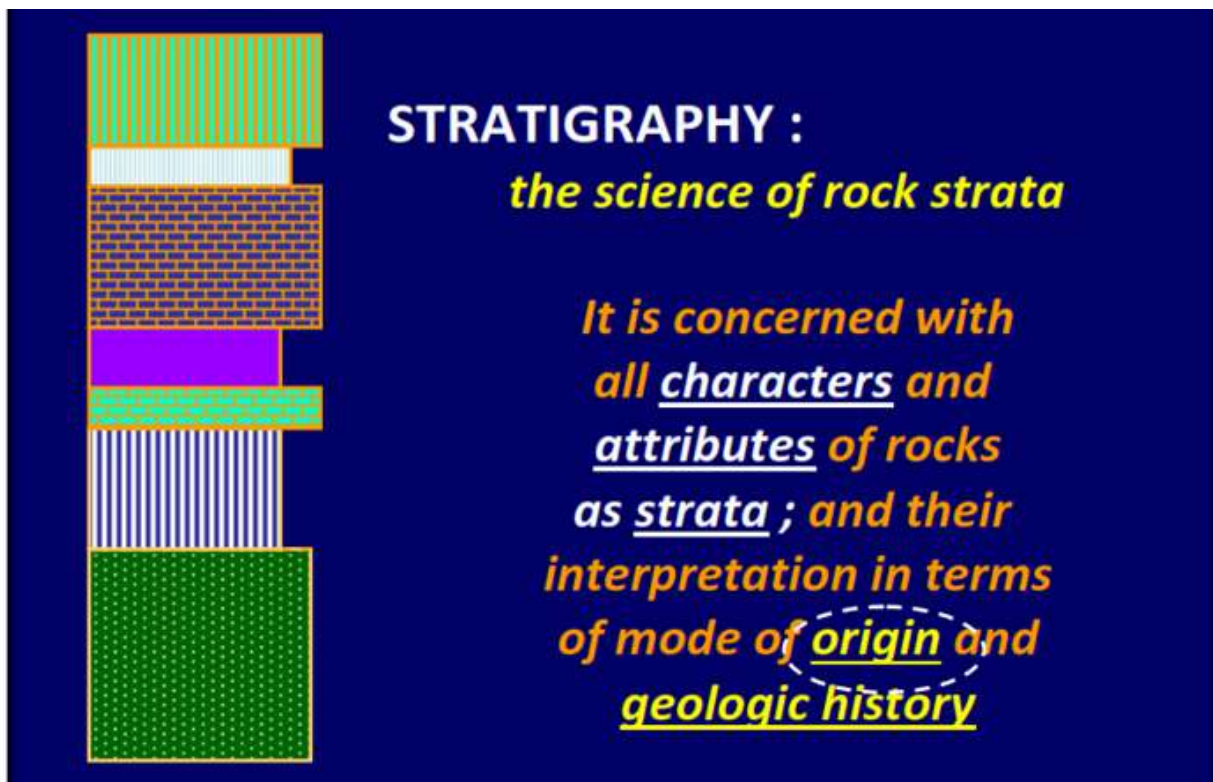


1. Definisi

Stratigrafi merupakan cabang ilmu geologi yang membahas mengenai pemerian, pengurutan dan pengelompokan tubuh batuan serta korelasinya terhadap tubuh batuan lainnya.

2. Dasar Stratigrafi

Pemerian batuan secara objektif dan lengkap berdasarkan semua **karakter dan atribut** sebagai satu kesatuan urutan batuan serta interpretasinya dalam hal keterbentukan (*origin*) dan sejarah geologinya (Toha, tidak dipublikasikan).



Gambar 1.1. Definisi Ilmu Stratigrafi (Toha, tidak dipublikasikan).

Apakah Perbedaan Sedimentologi dan Stratigrafi?





3. Maksud Pembelajaran

Maksud pembelajaran mata kuliah stratigrafi yaitu melakukan pemerian secara objektif dan lengkap pada **karakteristik dan atribut** dari tubuh batuan untuk mengetahui korelasinya secara vertikal dan lateral sebagai bukti rekaman stratigrafi.

Karakteristik dan atribut yang dimaksud meliputi :

- Aspek litologi dan fisika (*Physical properties*),
- Karakteristik Paleontologi
- Aspek Geofisika (*Geophysical properties*)
- Hubungan antar umur geologi
- Posisi dan distribusi geografis

4. Tujuan Pembelajaran

Tujuan pembelajaran stratigrafi adalah **mengetahui proses geologi yang mengontrol pembentukannya (*origin*), pengaruh anorganik dan organik yang ada padanya serta perkembangannya dalam konteks ruang dan waktu.**

STRATIGRAPHY

"This branch deals with the succession and interrelation of the strata of the earth's crust. It is thus, concerned with unrevealing the earth's past based on geological evidences provided within the rock beds and involves the interpretation and correlation of the earth's rock strata" (Jain, 2014).

Cabang ilmu ini membahas suksesi dan keterkaitan pelapisan batuan di kerak bumi. Dengan demikian, berkaitan dengan mengungkap sejarah bumi berdasarkan bukti-bukti geologi yang terdapat pada lapisan batuan dan melibatkan interpretasi dan korelasi strata batuan bumi.



5. Klasifikasi Ilmu Stratigrafi

Seiring dengan berjalannya waktu, konsep ilmu stratigrafi mengalami perkembangan dan klasifikasi berdasarkan objek utamanya. Menurut Toha (2017) secara garis besar, Stratigrafi dibagi menjadi cabang klasik dan disiplin keilmuan baru (lihat Gambar 1.2).

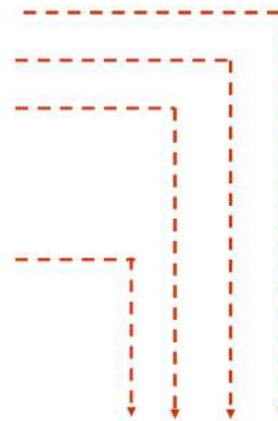
Types of Stratigraphy

Classical branches

- Lithostratigraphy
- Chronostratigraphy
- **Biostratigraphy**
- Geochronology

Newer subdisciplines

- Seismic stratigraphy
- Cyclostratigraphy
- Magnetostratigraphy
- Chemostratigraphy



Integration of disciplines in **Sequence Stratigraphy**

Gambar 1.2. Skema cabang ilmu Stratigrafi (Toha, tidak dipublikasikan)

Pada cabang ilmu stratigrafi klasik, stratigrafi dibagi atas empat yaitu **Litostratigrafi, Kronostratigrafi, Biostratigrafi dan Geokronologi**. Pada disiplin keilmuan baru, terus dikembangkan **Stratigrafi seismik, Siklostratigrafi, Magnetostratigrafi dan Kemostratigrafi**.

Stratigrafi sikuen atau biasa disebut **Sequence Stratigraphy** merupakan integrasi dari beberapa cabang ilmu dalam stratigrafi yaitu :

1. Litostratigrafi
2. Kronostratigrafi
3. Biostratigrafi
4. Stratigrafi seismik.

Apakah Perbedaan masing-masing bidang keilmuan dalam Stratigrafi?





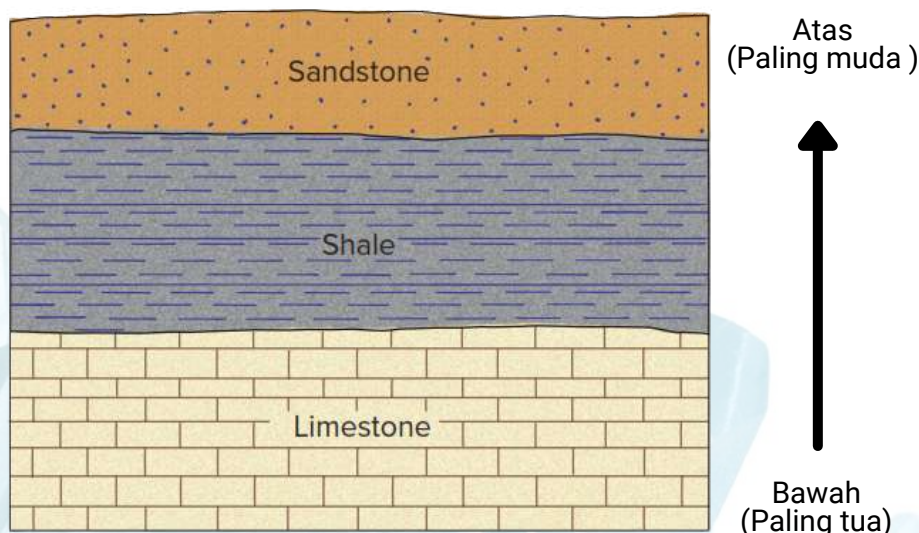
Definisi dan Contoh Penerapan

Hukum-hukum dalam stratigrafi mengatur semua sifat dan hubungan antar tubuh batuan yang menyusun suatu rekaman stratigrafi.

1. Hukum Superposisi,
2. Hukum Horizontalitas,
3. Hukum Original Continuity,
4. Hukum *Cross Cutting Relationship*
5. Hukum *Faunal Succession*,
6. Hukum *Strata Identified by Fossil*,
7. Hukum Uniformitarianisme,
8. Hukum *Lateral Accumulations*, dan
9. Hukum Korelasi Fasies (Hukum Walther)

1. Hukum Superposisi

- **Hukum Superposisi dikenalkan oleh Steno (1669)**. Hukum ini menyatakan bahwa " Dalam keadaan tidak terganggu, lapisan batuan yang berada dibawah memiliki umur geologi yang lebih tua dan terbentuk lebih dulu dibandingkan dengan lapisan batuan yang berada diatasnya". Hukum ini yang mendasari istilah "**Layer Cake Geology**".
- Gambar 2.1 menjelaskan mengenai penggunaan hukum Superposisi pada suatu rekaman stratigrafi. Berdasarkan gambar tersebut, diketahui bahwa dalam keadaan tidak terganggu, batugamping merupakan litologi yang paling tua dan terendapkan lebih dulu, kemudian disusul oleh batuserpih dan batupasir sebagai litologi yang paling muda pada bagian yang paling atas.



Gambar 2.1. Contoh Penerapan Hukum Superposisi (Montgomery, 2020)



02. Hukum Horizontalitas

- **Hukum Horizontalitas** dikenalkan oleh **Steno (1669)**. Hukum ini menyatakan bahwa pada awal proses sedimentasi, peralapisan sedimen memiliki kedudukan relatif horisontal atau miring/sejajar dengan bidang pengendapannya.
- Batuan sedimen terbentuk dari pengendapan material sedimen yang terdiri dari partikel-partikel yang mengendap di dasar cekungan, misalnya di dasar sungai dan dasar laut) oleh pengaruh gaya berat.
- Pengendapan partikel sedimen ini umumnya membentuk peralapisan yang horisontal, atau kurang lebih sejajar dengan permukaan bidang pengendapannya (dasar cekungannya). Oleh karena itu bila suatu batuan sedimen ditemukan dengan bidang yang termiringkan atau terlipat, maka batuan tersebut telah mengalami suatu **deformasi setelah pengendapan akibat tektonik**



Gambar 2.2. Contoh Penerapan Hukum Horizontalitas - Grand Canyon (Montgomery, 2020).

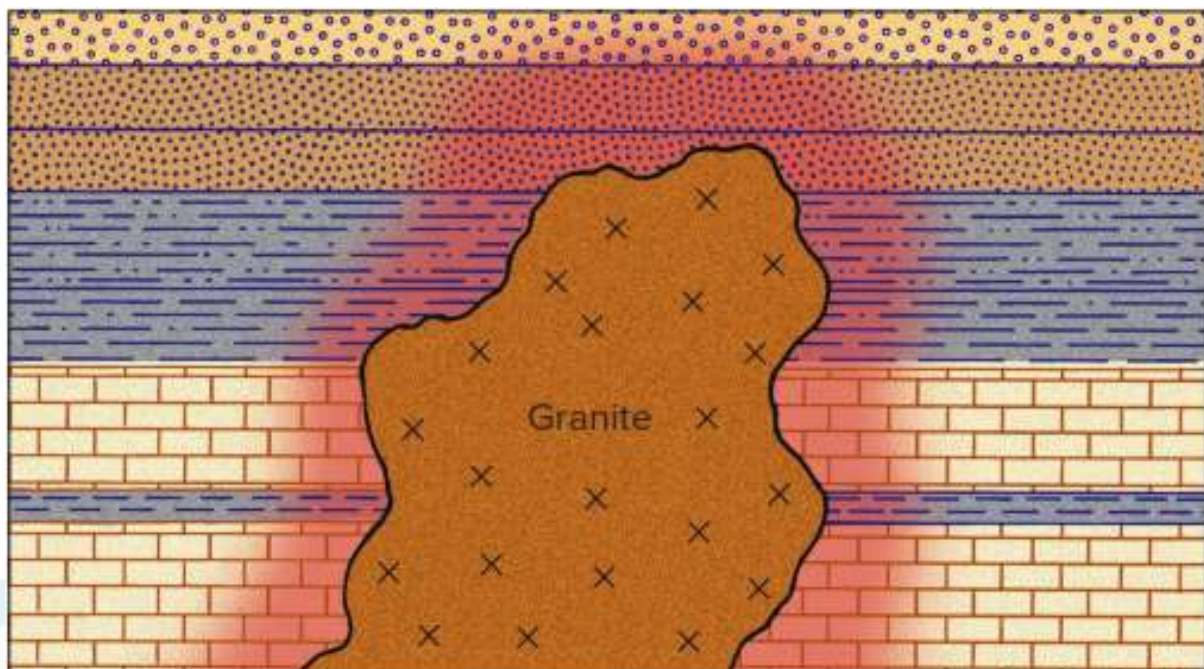


3. Hukum *Original Continuity*

Hukum *Original Continuity* dikenalkan oleh Steno (1669). Hukum ini menyatakan bahwa urutan perlapisan sedimen yang diendapkan oleh media air terbentuk dan memiliki sifat menerus secara lateral dan hanya berakhir dengan membaji pada tepian cekungan pengendapan (dikarenakan suplai sedimen telah habis terdistribusi). Hukum ini telah mengalami pengembangan sehubungan dengan perkembangan stratigrafi sikuen dimana penumpukan sedimen justru terakumulasi pada tepi cekungan sedimentasi akibat perubahan ruang akomodasi sedimen.

4. Hukum *Cross Cutting Relationship*

Hukum *cross cutting relationship* menjelaskan bahwa batuan yang memotong batuan yang sudah ada sebelumnya (seperti contohnya : intrusi berupa sill/dyke atau urat/vein) berumur lebih muda dari pada batuan yang dipotongnya. "***The rocks cutting across a country rock are younger than the country***".



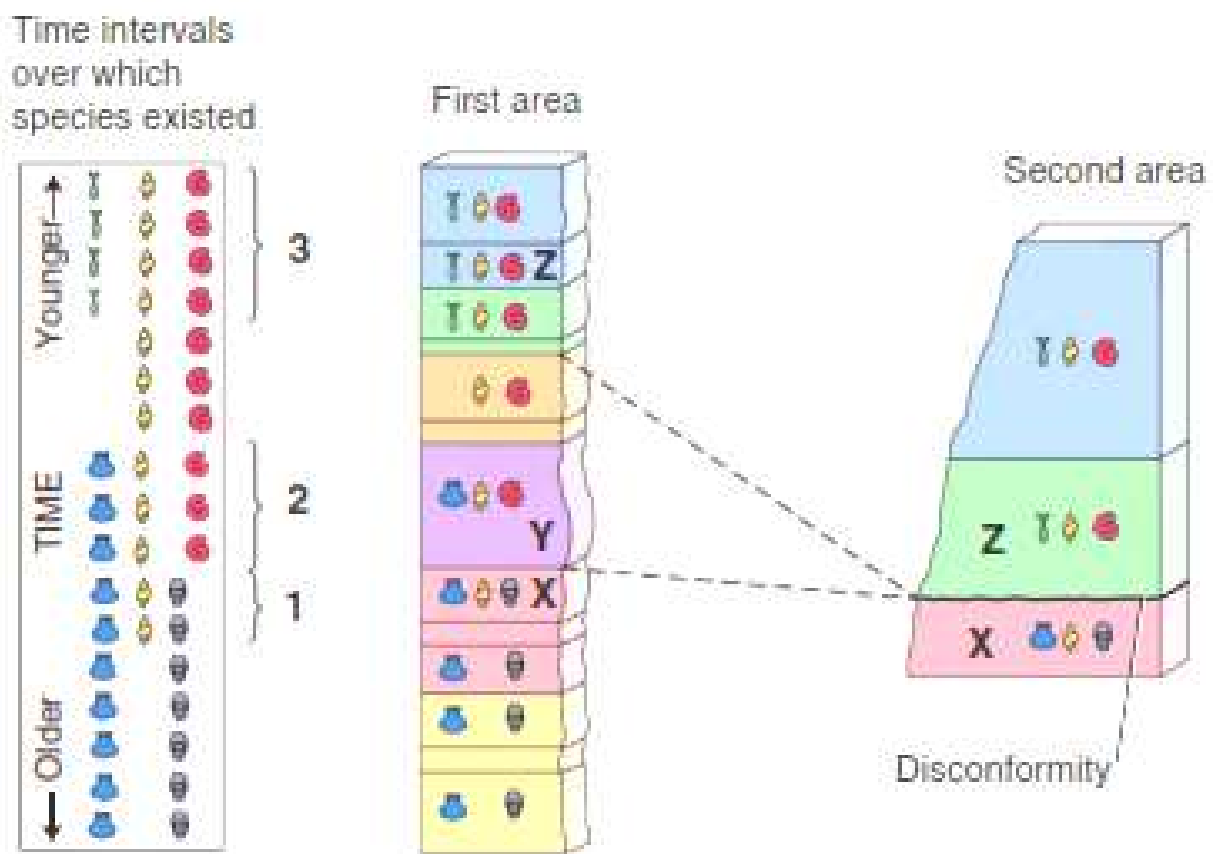
Gambar 2.3. Penerapan hukum stratigrafi : *Cross Cutting Relationship* (Montgomery, 2020).



5. Hukum *Faunal Succession*

Hukum *Faunal Succession* pertama kali dikenalkan oleh Abbe Giraud-Soulavie (1777). Hukum ini menyatakan bahwa fosil-fosil dengan spesies berbeda menunjukkan perbedaan umur geologinya. Fosil yang terkandung dalam batuan yang lebih dulu terbentuk (lebih tua) berbeda dengan kandungan fosil pada lapisan yang datang kemudian (lebih muda).

Hukum *Faunal Succession* menjelaskan mengenai karakteristik setiap individu fosil utamanya kandungan fauna akan berasosiasi dengan umur spesifik pada setiap spesiesnya. Sehingga data mengenai kandungan fosil sangat menunjang identifikasi umur pada suatu urutan perlapisan batuan.

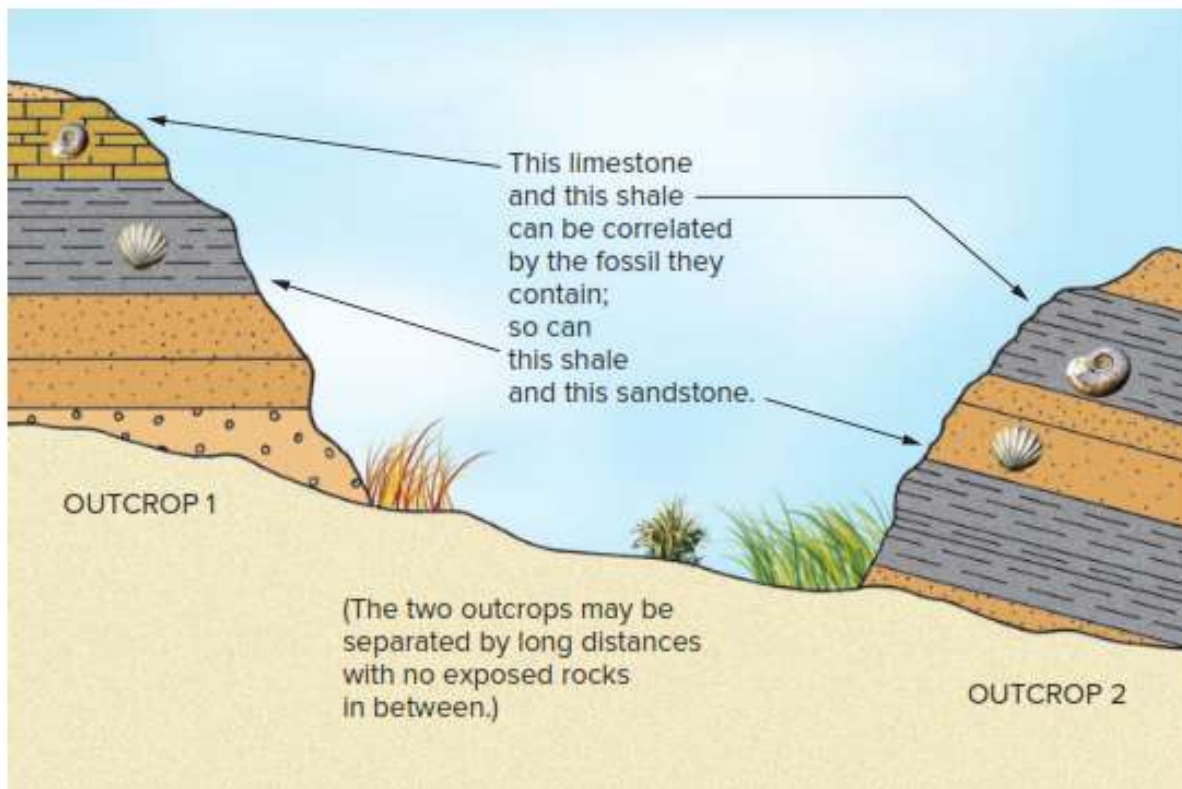


Gambar 2.4. Penerapan hukum stratigrafi : *Faunal Succession* (Montgomery, 2020).



6. Hukum *Strata Identified by Fossils*

Hukum *strata identified by fossils* pertama kali dikenalkan oleh Smith (1816). Hukum ini menyatakan bahwa perlapisan batuan dapat dibedakan satu dengan yang lainnya berdasarkan kandungan fosil yang khas. Hukum ini juga menjadi **dasar melakukan korelasi** berdasarkan kesamaan kandungan fosil pada setiap perlapisan di dua atau lebih tempat yang berbeda.



Gambar 2.5. Penerapan hukum stratigrafi : *Strata Identified by Fossil* (Montgomery, 2020).

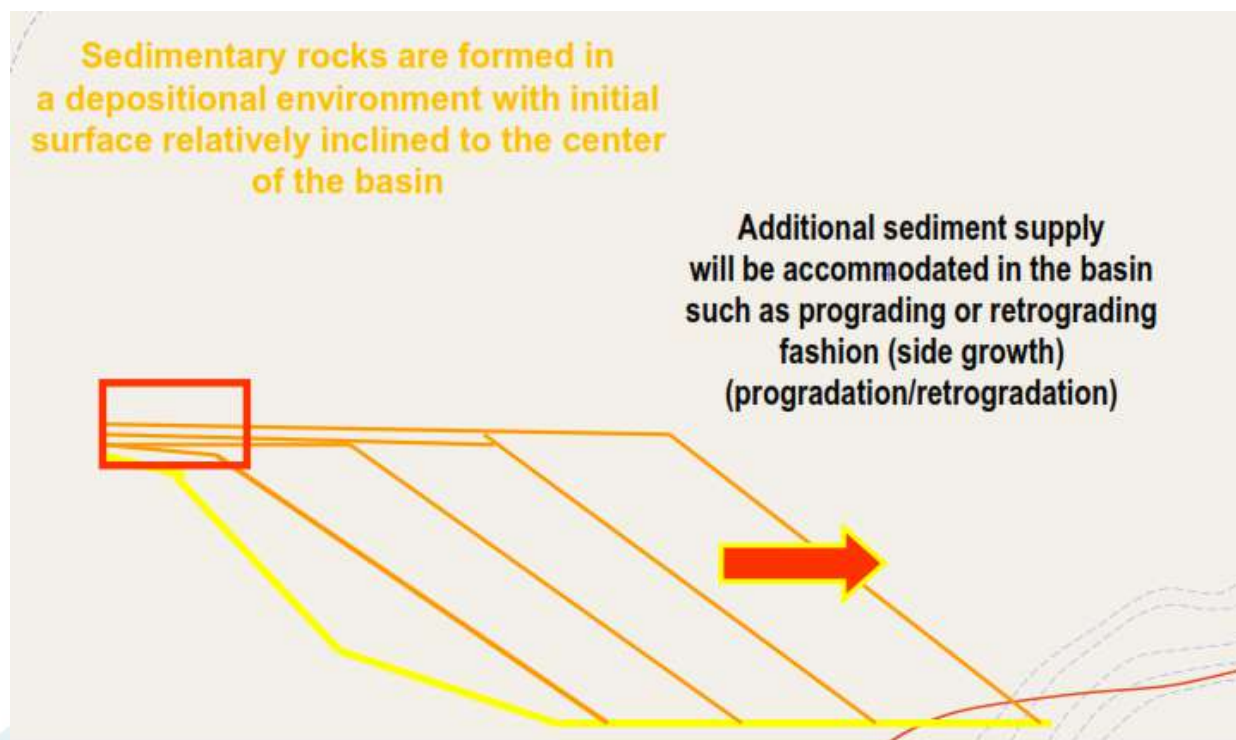


7. Hukum Uniformitarianisme

Hukum Uniformitarianisme pertama kali dikenalkan oleh Hutton (1785). Kalimat yang paling dikenal dari hukum ini adalah "***The present is the key to the past***". Proses Geologi yang berlangsung/terjadi sekarang merupakan proses yang dapat dipakai untuk menjelaskan proses geologi yang pernah terjadi pada masa lampau.

8. Hukum Akumulasi Lateral

Hukum Akumulasi lateral dalam bahasa Inggris dikenal dengan istilah "***Principles of lateral accumulation***". Hukum ini menjelaskan bahwa sebagian besar tubuh batuan sedimen terbentuk dari proses akresi lateral (*lateral accretion*).



Gambar 2.6. Penerapan hukum stratigrafi : Akumulasi Lateral (Rahardjo, tidak dipublikasikan).

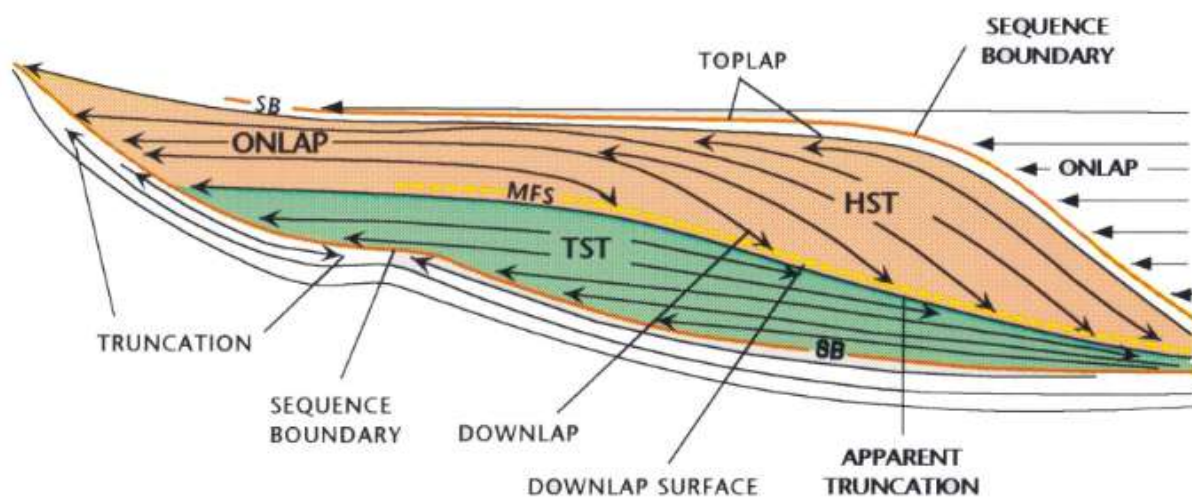


9. Hukum Walther

Hukum Korelasi Fasies juga dikenal dengan Hukum Walther. Hukum ini pertama kali dikenalkan oleh Walther (1894). Bila tidak ada selang waktu pengendapan dan tidak ada gangguan struktur geologi, maka urutan batuan dari satu siklus pengendapan yang dapat dikenal secara lateral juga merupakan urutan vertikalnya. *"A conformable vertical sequence of facies was generated by a lateral sequence of environments"*.

CONCEPT OF LATERAL ACCRETION > DEPOSITIONAL PACKET > STRATAL ARCHITECTURE

STRATAL DISCONTINUOUS AT HIGHSTAND AND TRANSGRESSIVE TRACT BOUNDARIES



Gambar 2.7. Penerapan hukum stratigrafi : Hukum Walther



Definisi

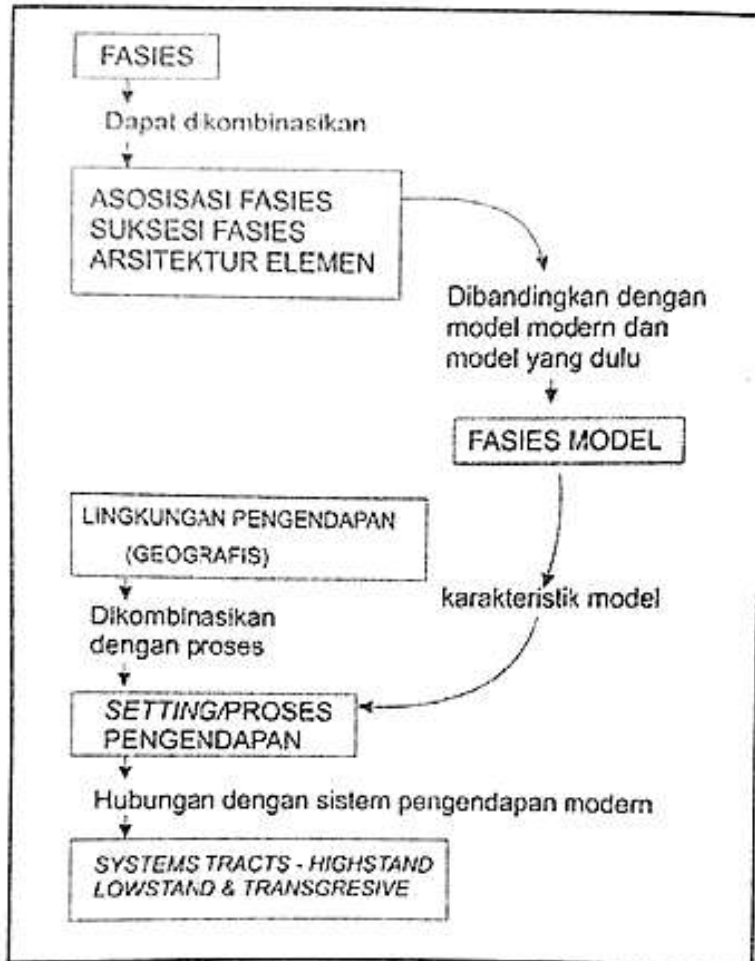
1. **Fasies** adalah tubuh batuan sedimen yang bisa diamati dengan baik dan dapat diinterpretasikan dalam kaitannya dengan proses pengendapan maupun proses biologis (Miall, 1990).
2. **Fasies** adalah sekelompok karakteristik khas di dalam bagian tubuh batuan (seperti: ditentukan oleh komposisi, ukuran butir, atau kumpulan fosil) yang berbeda sebagai satu kelompok dari yang ditemukan di tempat lain di unit batuan yang sama (Jain, 2014)
3. **Litofasies** adalah suatu unit batuan yang didefinisikan berdasarkan kenampakan komposisi, ukuran butir, karakteristik perlapisan dan struktur sedimen.
4. Setiap litofasies mewakili **sebuah event pengendapan**.
5. Beberapa litofasies dapat dikelompokkan menjadi **Asosiasi fasies**.
6. **Asosiasi fasies** adalah kumpulan fasies yang merepresentasikan suatu lingkungan pengendapan tertentu. Asosiasi fasies ini yang menjadi dasar untuk membangun suatu **Model Fasies** (*Facies Model*).



Gambar 3.1. Fasies batupasir sedang laminasi, Sumberlawang-Sragen.



Langkah Analisis Fasies



Gambar 3.2. Alur kerja analisis stratigrafi (Walker dan James, 1992 dengan modifikasi).

7.

Gambar 3.2 menjelaskan mengenai **alur kerja pada analisis stratigrafi**. Menurut Walker dan James (1992), tahap inisiasi harus dimulai dari hal yang paling mendasar yaitu observasi fasies. Pengamatan fasies yang baik dan cermat dibutuhkan sebagai modal utama keyakinan geologi (*geological assurance*) yang tinggi.

8.

Langkah litofasies selanjutnya adalah **mengelompokkan beberapa fasies khas dalam suatu asosiasi fasies, untuk kemudian diketahui sukses fasies secara vertikal dan pembangunan arsitektur elemen** (dapat berupa arsitektur 3D, misalnya *distributary channel*, dll). Hasil ini kemudian dibandingkan dengan model fasies yang sama ditempat lain, sehingga didapatkan suatu ciri spesifik suatu fasies model. Model merupakan simplifikasi, dapat diterapkan di tempat lain namun bisa juga tidak.

9.

Karakteristik model spesifik inilah yang digunakan untuk **menginterpretasi lingkungan pengendapan secara spesifik sampai pada dinamika sedimentasi yang berlangsung sepanjang waktu geologi pada cekungan tersebut serta jenis *system tract* yang berkembang**.

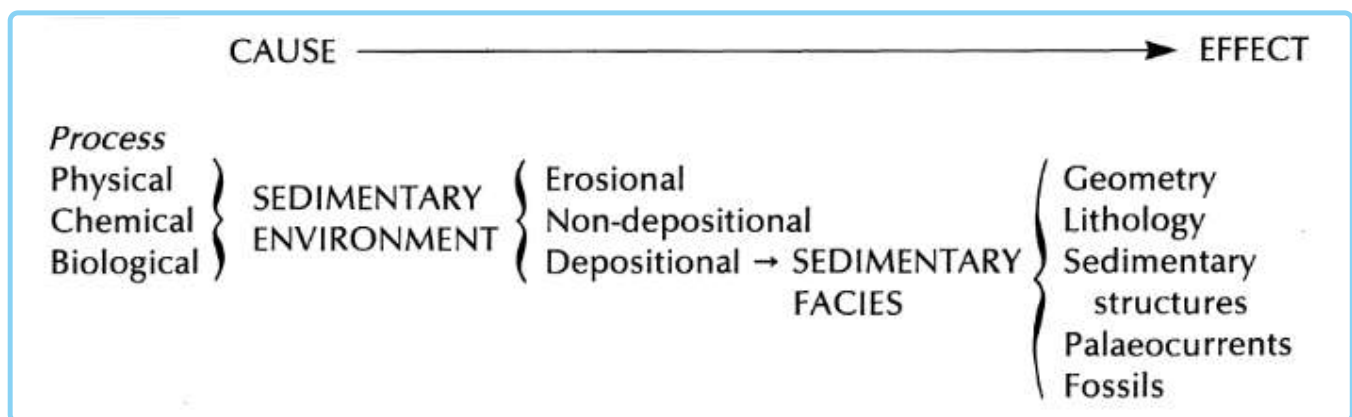


FASIES SEDIMENTER



Definisi

1. **Sedimentary environment** atau **lingkungan pengendapan** adalah bagian dari permukaan bumi yang secara fisika, kimia, dan biologis dapat dibedakan dengan tempat/medan lain yang berdekatan, contohnya termasuk gurun, lembah, sungai, dan delta (Selley, 1985).
2. **Sedimentary facies** atau **fasies sedimenter** adalah massa batuan sedimen yang dapat dibedakan berdasarkan aspek geometri, litologi, struktur sedimen, struktur arus purba (*paleocurrent*) dan fosil (Selley, 1985).
3. **Fasies sedimenter** adalah suatu tubuh batuan sedimen yang terbentuk sebagai hasil satu periode pengendapan, mempunyai ciri geometri, litologi, struktur sedimen dan fosil yang khas. Batas bawah dan atasnya tajam, sedang diantaranya mungkin terdapat subfasies dengan batas yang berangsur (gradasional) (Rahardjo, tidak dipublikasikan).



Gambar 4.1. Hubungan antara lingkungan pengendapan dan fasies sedimenter (Selley, 1985).

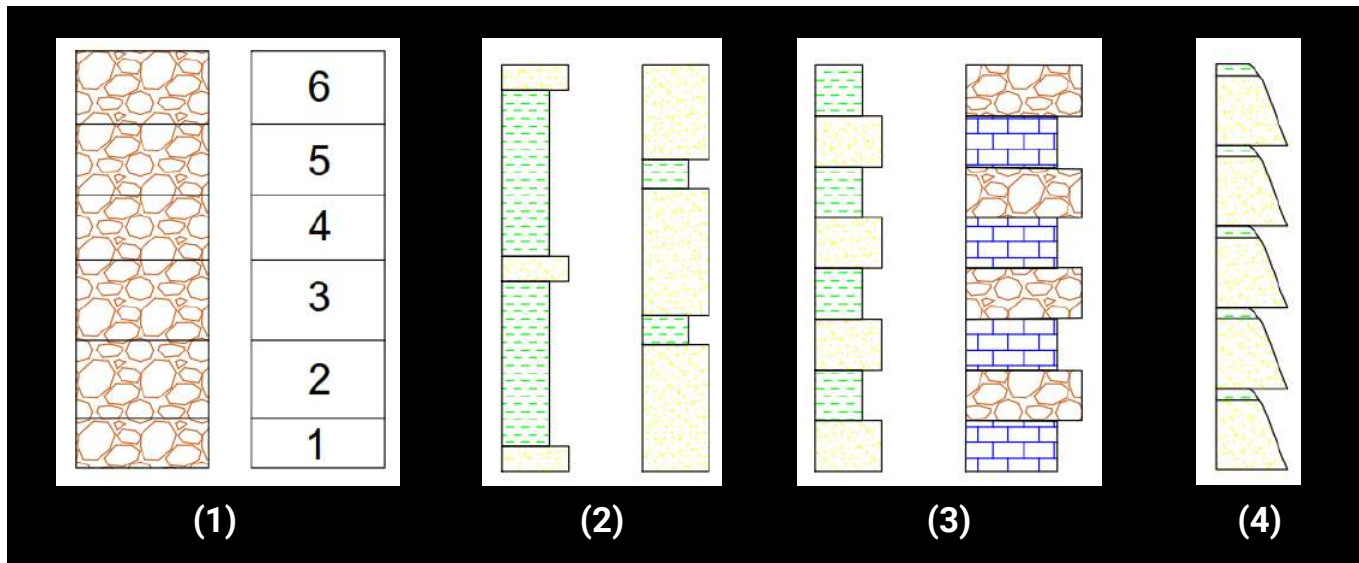
4. Gambar 4.1 menjelaskan mengenai hubungan antara lingkungan pengendapan dan fasies sedimenter. Berdasarkan Gambar 4.1 diatas dapat diketahui bahwa **hukum sebab-akibat** menjadi dasar dari pembentukan fasies.
5. Proses geologi berupa proses fisika, kimia dan biologi yang berjalan pada suatu lingkungan pengendapan akan mempengaruhi terbentuknya suatu **proses erosi, non-deposisi, dan deposisi**.
6. **Proses erosi** pada suatu lingkungan pengendapan akan menghasilkan suatu bidang erosional. **Proses non-deposisi** berdampak pada adanya hiatus (terhentinya/tidak ada proses pengendapan). Sebaliknya, **proses deposisi** menghasilkan suatu fasies sedimenter dengan lima unsur observasi yaitu :

(1) **geometri**, (2) **litologi**, (3) **struktur sedimen**,
 (4) **arah & pola arus purba (*paleocurrent*)**, dan (5) **kandungan fosil**.



Penentuan Batas Fasies

7. Penentuan *fasies boundary* (batas fasies) pada analisa fasies sangat berkaitan dengan **skala tempat kita bekerja**. Sebagai contoh pada pemetaan geologi permukaan detail, maka batas tajam antar perlapisan akan menjadi data deksriptif yang kuat untuk dipertimbangkan dalam meruntut dinamika sedimentasinya. Pada pemetaan bawah permukaan dengan perlakuan *well-seismic tie*, maka skalanya menjadi lebih luas dan *sequence boundary* (batas antar sikuen) memungkinkan untuk diamati secara jelas.



Gambar 4.2. Jenis-jenis pola penumpukan sedimen pada log.

8. Jenis-jenis pola penumpukan sedimen pada log (lihat Gambar 4.2).

(1) **Struktur Masif,**

Pola penumpukan seperti ini biasanya menyebabkan deliniasi/penarikan batas fasies menjadi kabur (tidak tampak). Contoh : Satuan breksi.

(2) **Sisipan (interkalasi),**

Litologi yang menjadi sisipan umumnya lebih tipis dari litologi yang disisipi. Contoh : Satuan batulempung karbonatan dengan sisipan batupasir tufan.

(3) **Perselingan (*interbedded*),**

Tumpukan dua fasies yang berbeda dengan kesamaan ketebalan yang menunjukkan pola selang-seling. Contoh : Satuan perselingan batupasir krikilan dengan batunapal tufan.

(4) **Perulangan gradasi (*intergrade*),**

Tumpukan beberapa litofasies yang memperlihatkan struktur gradasi, dapat berupa gradasi normal maupun gradasi terbalik dan menunjukkan pola gradasi yang konsisten.

Contoh : Satuan perulangan batupasir gradasi normal.



Penentuan Batas Fasies

9.

Gambar 4.3 dibawah ini menunjukkan batas tegas antar dua litofasies yang berbeda. Kedua litofasies tersebut yaitu batulanau karbonatan yang terkekarkan dengan intensif (bawah) dan batupasir halus karbonatan dengan struktur masif (atas). **Terlihat batas menggerus (*scouring*) yang ditunjukkan oleh anak panah.**



Gambar 4.3. Batas tegas antar perlapisan batulanau karbonatan (bawah) dan batupasir halus (atas) pada Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.



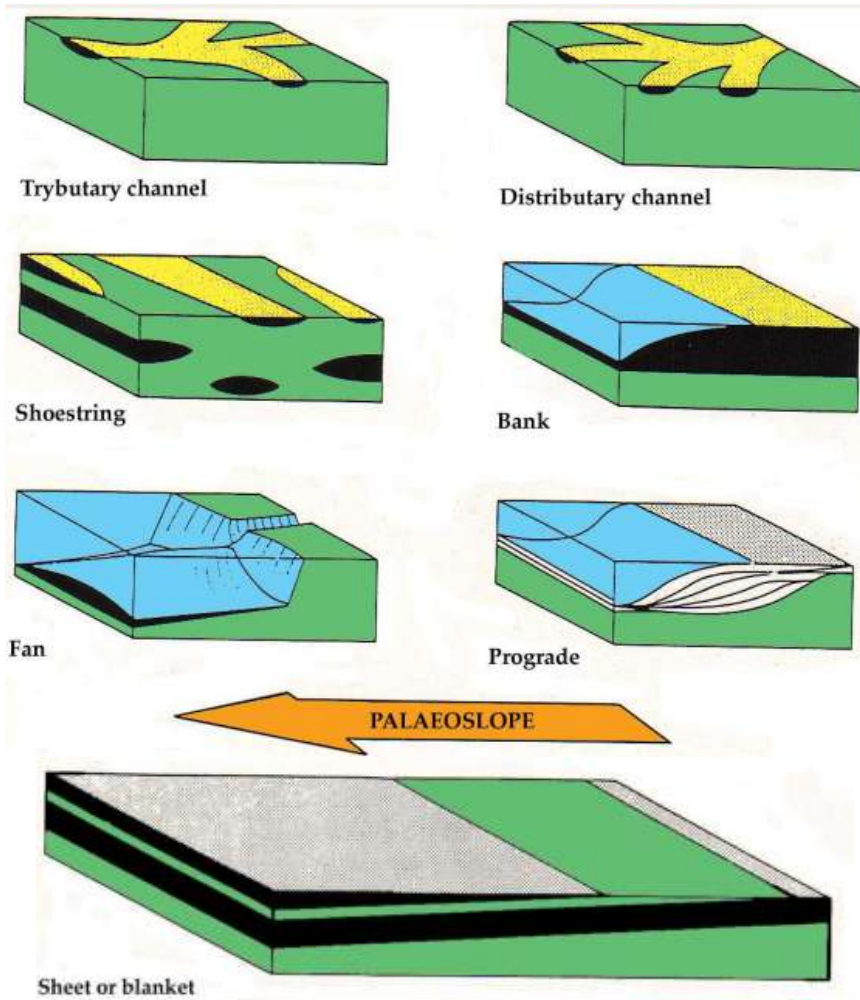
Foto geologi yang representatif adalah foto yang disertai parameter sebagai pembanding (misalnya pulpen, penggaris, kompas, palu, tongkat jacob, dll).



GEOMETRI

10.

Geometri adalah keseluruhan bentuk dari fasies sedimenter yang merupakan fungsi dari : (1) topografi sebelum proses deposisi, (2) proses geomorfologi yang berjalan pada lingkungan pengendapan dan (3) sejarah pasca pengendapannya.



Gambar 4.4. Visualisasi jenis geometri fasies sedimenter (Selley, 1985 dengan modifikasi).

11.

Gambar 4.4 menjelaskan mengenai visualisasi jenis geometri pada fasies sedimenter. Contoh pertama pada bentukan **fan geometry**. Geometri kipas dapat dijumpai terbentuk pada lingkungan alluvial, deltaik maupun laut dalam (*deep marine fan*).

12.

Contoh kedua pada **blanket geometry**. Geometri ini tidak memiliki lingkungan secara spesifik, artinya dapat terbentuk di lingkungan yang sesuai dengan proses geologi yang membentuknya. Geometri akan dengan mudah ditentukan dengan mengenali bentukannya pada permukaan berupa singkapan dan dalam kondisi yang baik dan utuh.

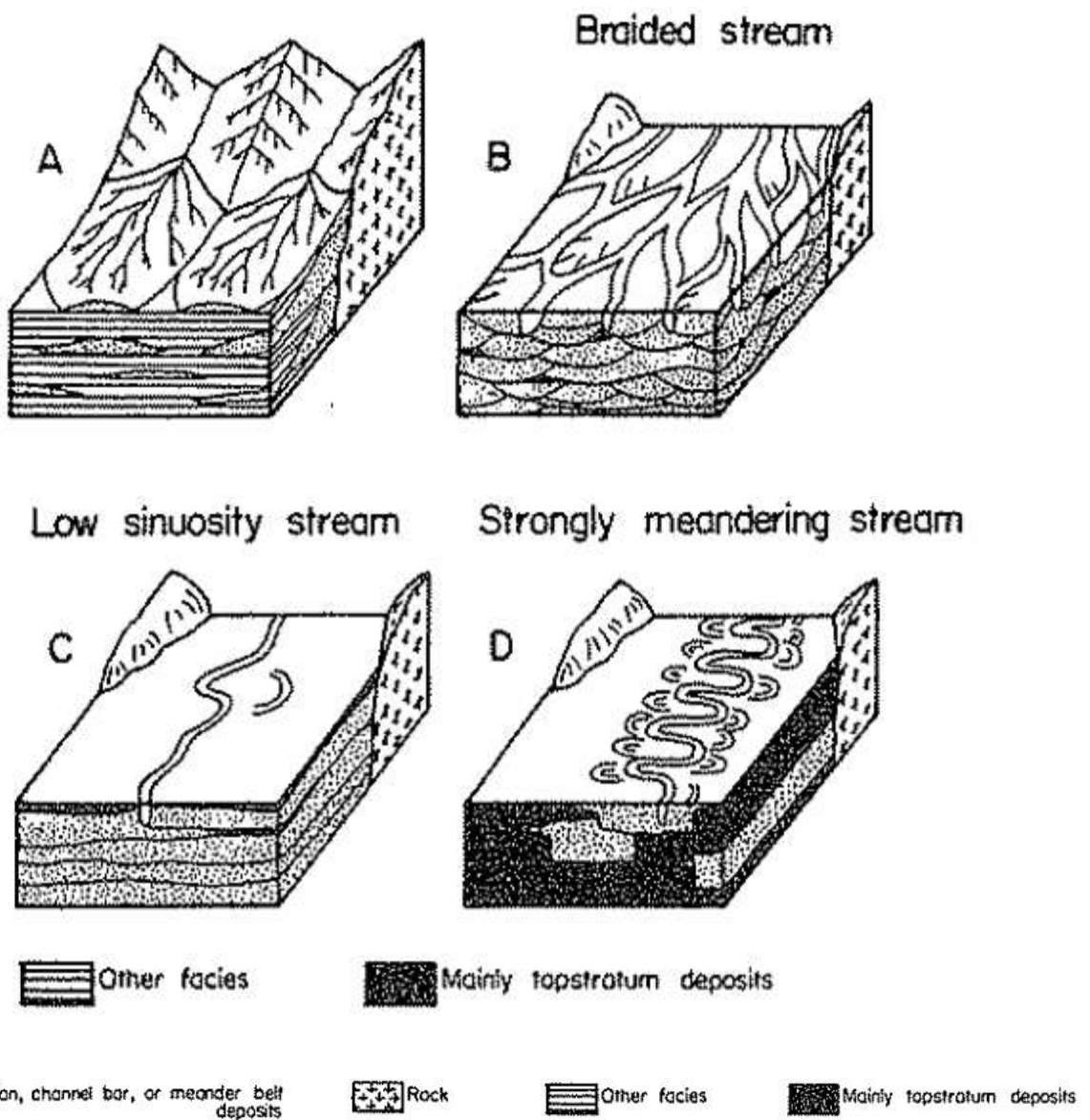


GEOMETRI

13.

Aspek Geometri akan lebih jelas digambarkan dalam visualisasi tiga-dimensi. Gambar 4.5 berikut mencoba menggambarkan model geometri arsitektur dari sebuah lingkungan pengendapan yang saling berasosiasi, dimana:

- (A). Kipas Alluvial;
- (B). *Braided stream* (sungai teranyam);
- (C). *Low-sinuosity stream* (sungai dengan kelokan yang rendah); dan
- (D). *Strongly meandering stream* (sungai dengan kelokan yang besar).



Gambar 4.5. Visualisasi model arsitektur elemen : Geometri (Selley,1985).



GEOMETRI

14.

Aspek Geometri akan lebih jelas digambarkan dalam visualisasi tiga-dimensi. Gambar 4.6 berikut mencoba menggambarkan model geometri arsitektur dari sebuah lingkungan pengendapan yang saling berasosiasi, dimana:

- (A). Kipas Alluvial;
- (B). *Braided stream* (sungai teranyam);
- (C). *Low-sinuosity stream* (sungai dengan kelokan yang rendah); dan
- (D). *Strongly meandering stream* (sungai dengan kelokan yang besar).



Gambar 4.6. Geometri lingkungan pengendapan : *Alluvial fans* (Google).



LITOLOGI

15.

Litologi dari suatu fasies sedimenter merupakan parameter yang paling mudah untuk diobservasi dan menjadi petunjuk lingkungan pengendapan yang khas. Oleh karena itu, dalam melakukan pengukuran stratigrafi, deskripsi litologi menjadi hal yang utama dengan beberapa instrumen deskripsi, yaitu:

1. Warna;
2. Ukuran dan bentuk butir;
3. Struktur dan tekstur sedimen;
4. Sortasi dan kemas;
5. Derajat pembundaran; dan
6. Komposisi penyusun batuan

16.

Warna merupakan instrumen deskripsi paling awal yang paling mudah dikenali. Identifikasi warna dapat merepresentasikan secara cepat perbedaan mineral penyusun dan perbedaan waktu pengendapannya (lihat Gambar 4.7). Perbedaan warna tersebut seharusnya tercatat pada deskripsi/pemerian litologi pada saat melakukan pengukuran stratigrafi.



Gambar 4.7. Identifikasi perbedaan warna pada analisis litofasies batupasir silang siur.



LITOLOGI

17.

Ukuran butir adalah parameter deskriptif kedua yang dapat diketahui dengan identifikasi langsung di lapangan. Identifikasi ukuran butir secara cepat dapat dilakukan dengan menggunakan komparator butir sedimen (lihat Gambar 4.8).



Gambar 4.8. Komparator butir sedimen skala Wentworth.

- **Bongkah** (*boulder*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran melebihi **256 mm**.
- **Berangkal** (*cobble*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran antara **64-256 mm**.
- **Kerakal** (*pebble*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran antara **4-64 mm**.
- **Butiran** (*granule*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran antara **2-4 mm**.
- **Pasir** (*sand*) merupakan terminologi yang digunakan untuk swastika sedimen yang berukuran antara **1/16-2 mm**. Dalam jangkauan ukuran ini, ukuran butir pasir terbagi atas (dari ukuran yang paling besar) pasir kasar, pasir sedang, pasir halus dan pasir sangat halus.
- **Lanau** (*silt*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran melebihi **1/256-1/64 mm**.
- **Lempung** (*clay*) merupakan terminologi yang digunakan untuk klastika sedimen yang berukuran lebih kecil dari **1/256 mm**.



LITOLOGI

18.

Gambar 4.9 A dan B disamping merupakan contoh litologi dengan perbedaan ukuran butir yang signifikan.

Gambar 4.9 A. merupakan litologi breksi hasil pengendapan yang cepat, tidak menunjukkan proses pemilahan butir oleh arus sedimentasi yang menyebabkan sortasi dan kemas yang buruk. Gambar tersebut merupakan koleksi penulis pribadi dan diambil pada endapan kuarter Gunung Merapi, Yogyakarta.

Gambar 4.9 B merupakan satuan litologi batupasir halus dengan sisipan batupasir kasar krikilan non-karbonatan. Gambar tersebut merupakan koleksi penulis pribadi dan diambil pada Palaran, Samarinda.



Gambar 4.9. (A.) Litologi Breksi (B.) Litologi Batupasir



LITOLOGI

19.

Batuan dengan ukuran butiran penyusun bervariasi dari **bongkah** hingga **butiran** dapat dinamakan dengan **konglomerat** atau **breksi**. Tentunya, penentuan ini harus didasarkan dengan derajat pembundaran ukuran butir (lihat Gambar 4.10).

	Well rounded	Rounded	Subrounded	Subangular	Angular	Very angular
Low sphericity						
High sphericity						

Gambar 4.10. Visualisasi morfologi butir sedimen berdasarkan jenis derajat kebolaan (*sphericity*) dan pembundaran (*roundness*) (Pettijohn, 1975).

20.

Umumnya, batuan konglomerat dan breksi memiliki dua komponen penyusun batuan yaitu **fragmen** dan **matriks**. **Fragmen** merupakan partikel/komponen butir yang memiliki ukuran bongkah hingga butiran. Oleh karena itu, identifikasi fragmen biasanya dapat dilakukan dengan pengamatan makroskopis menggunakan lup/kaca pembesar. Fragmen yang paling sering dijumpai biasanya berupa litik (pecahan batuan dari *pre-existing rock* nya).

21.

Matriks merupakan partikel/komponen butir yang memiliki ukuran butir yang lebih kecil, biasanya bervariasi dari pasir kasar hingga ukuran butir paling halus yaitu lempung. Oleh karena itu, pengamatan detil komponen penyusun dari matriks biasanya hanya bisa diketahui dari identifikasi mikroskopis yaitu dengan pengamatan sayatan tipis dibawah mikroskop.

22.

Batuan konglomerat memiliki fragmen dengan morfologi butir yang membundar (dapat bervariasi dari *sub-rounded* hingga *very rounded*, lihat Gambar 4.10). Sedangkan **batuan breksi** memiliki fragmen dengan morfologi butir meruncing/menyudut (dapat bervariasi dari *sub-angular* hingga *very angular*). Umumnya, variasi derajat pembundaran ditentukan berdasarkan jarak transportasi butiran sedimen tersebut dari batuan sumbernya (*pre-existing rock*).



STRUKTUR SEDIMEN



(a)



(b)

Gambar 4.11. Struktur *Mudcracks* (a) Nichols, 2009

(b) Struktur mudcracks pada batulempung Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.

23. *Mudcracks* atau rekahan lempung (biasanya terdapat pada litologi batulempung atau sedimen berukuran butir lempung), merupakan struktur sedimen yang terbentuk sebagai akibat hilangnya kandungan air di permukaan (*subaerial desiccation*).

24. Gambar 4.11 menjelaskan mengenai *mudcracks* yang terjadi di lapangan pada litologi batulempung. Umumnya, struktur ini hadir pada daerah dengan kondisi iklim yang arid/tropis dimana derajat evaporasi (penguapan) tinggi sehingga menyebabkan hilangnya kandungan air pada litologi batulempung atau sedimen belum terkonsolidasi berukuran butir lempung.



STRUKTUR SEDIMEN



Gambar 4.12. Struktur Nodule/ Konkresi (a) Boggs (2009)
(b) Struktur Konkresi pada Batupasir, Formasi Warukin, Batu Kajang.

25.

Gambar 4.12 menggambarkan struktur nodule dan kongresi. Struktur ini merupakan struktur sedimen yang terbentuk pasca pengendapan (*post-sedimentation*).



STRUKTUR SEDIMEN



(a)



(b)

Gambar 4.13. Struktur jilatan api (ditunjukkan dengan anak panah) yang berasosiasi dengan struktur pembebanan pada kontak litologi batubara (bawah) dan litologi batulempung (atas), Formasi Warukin, Batukajang.

26.

Berdasarkan genesanya (keterbentukan), **Flame structures** atau **struktur jilatan api** terbentuk akibat adanya sedimentasi litologi lanjutan di atas litologi yang lebih dulu terendapkan dan belum terlitifikasikan sepenuhnya. Hal ini memicu struktur pembebanan (*load structures*) yang mengakibatkan litologi yang lebih dulu terbentuk tertekan dan menunjukkan struktur jilatan api (lihat Gambar 4.13).

27.

Flame structures atau **struktur jilatan api** umumnya berasosiasi dengan struktur pembebanan (*load structure*) dikarenakan persamaan proses keterbentukan. Struktur ini juga dapat terjadi apabila densitas sedimen yang datang belakangan lebih besar dari pada sedimen yang lebih dulu terbentuk.



STRUKTUR SEDIMEN



Gambar 4.14. Struktur perlapisan pada batupasir karbonatan, Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.

28. **Struktur perlapisan** terjadi apabila terdapat **jeda waktu pengendapan** antara litofasies yang telah terbentuk sebelumnya dengan litofasies yang terendapkan berikutnya.
29. Struktur perlapisan merupakan petunjuk terdapat **perbedaan event pengendapan** karena biasanya memperlihatkan **batas tegas** bidang perlapisan antara dua litofasies, yang bisa sama ataupun berbeda.
30. Struktur perlapisan dapat terjadi pada **semua jenis lingkungan pengendapan**, dari darat, fluvial, laut dangkal, maupun laut dalam.



Unsur-unsur fasies sedimenter



Gambar 4.15. Struktur perlapisan yang masih dapat diamati dengan cukup jelas pada *Foraminiferal packstone*, bagian dari *olistostrome* Formasi Karang Sambung, Kebumen, Jawa Tengah.



Gambar 4.16. Struktur perlapisan termiringkan pada satuan perselingan batupasir-batulanau karbonatan, Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.



Gambar 4.17. Struktur perlapisan dengan kedudukan perlapisan yang termiringkan akibat tektonik, Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.

31.

Struktur perlapisan yang telah terganggu gaya tektonik (telah mengalami deformasi) biasanya memperlihatkan **kemiringan kedudukan bidang perlapisan**, perlipatan bahkan mengalami penyesaran. Arah dan kemiringan kedudukan bidang perlapisan ini dapat diukur dengan menggunakan kompas geologi dan harus dicatat pada saat melakukan pengukuran stratigrafi.

32.

Di dalam struktur perlapisan, struktur sedimen lainnya yang dapat teramati yaitu struktur gradasional butir. Struktur gradasional terbagi menjadi dua, gradasi normal dan gradasi terbalik.



STRUKTUR SEDIMEN



(a)



(b)

Gambar 4.18. Struktur laminasi (ditunjukkan dengan anak panah) yang berasosiasi dengan struktur pembebanan pada kontak litologi batubara (bawah) dan litologi batulempung (atas), Formasi Warukin, Batukajang.

33.

Berdasarkan genesanya (keterbentukan), **Flame structures** atau **struktur jilatan api** terbentuk akibat adanya sedimentasi litologi lanjutan diatas litologi yang lebih dulu terendapkan dan belum terlitifikasikan sepenuhnya. Hal ini memicu struktur pembebanan (*load structures*) yang mengakibatkan litologi yang lebih dulu terbentuk tertekan dan menunjukkan struktur jilatan api (lihat Gambar 4.18).

34.

Flame structures atau **struktur jilatan api** umumnya berasosiasi dengan struktur pembebanan (*load structure*) dikarenakan persamaan proses keterbentukan. Struktur ini juga dapat terjadi apabila densitas sedimen yang datang belakangan lebih besar dari pada sedimen yang lebih dulu terbentuk.



STRUKTUR SEDIMEN



Gambar 4.19. Struktur fosil jejak berupa *trail* (seretan) dari organisme pada Batulanau karbonatan (a) Formasi Ngalang, Gunung Kidul, Yogyakarta (b) Formasi Kerek, Sumberlawang, Sragen.

35.

Struktur **trace fossil** atau **fosil jejak** adalah struktur sedimen asal biogenik yang disebabkan akibat aktifitas dari organisme di masa lampau. Umumnya, bodi utuh organisme pembuat jejak tersebut tidak ikut terawetkan padanya, namun rekaman mengenai cara hidupnya biasanya dapat diidentifikasi dari bentukan fosil jejaknya.

36.

Menurut Selley (1985), struktur fosil jejak menjadi salah satu parameter yang dapat membantu geologis dalam **menginterpretasi lingkungan pengendapan suatu fasies sedimenter secara spesifik**. Jika menemukan struktur fosil jejak ini pada saat melakukan pengukuran stratigrafi, maka harus didokumentasikan dengan baik pada kolom deskripsi litofasies. Deskripsikan ukurannya, pola kelurusannya, kelimpahannya pada batuan, dan lain-lain.



FASIES SEDIMENTER



Unsur-unsur fasies sedimenter



Gambar 4.20. Struktur fosil jejak berupa *trail* (seretan) dari organisme pada Batulanau karbonatan Formasi Ngalang, Gunung Kidul, Yogyakarta



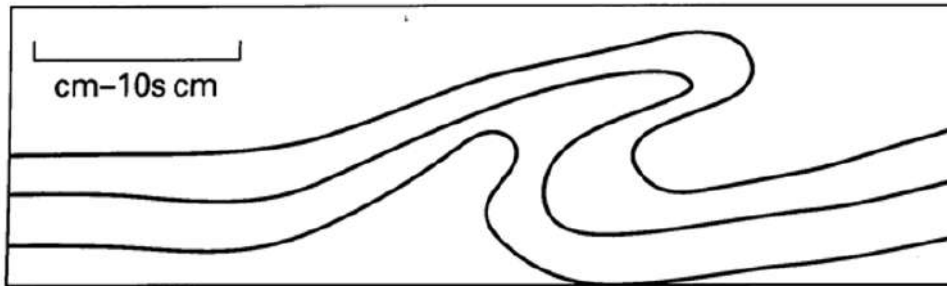
Gambar 4.21. Struktur fosil jejak berupa *Ophiomorpha* isp. pada Formasi Kebo-Butak, Tegalrejo (Koly & Arista, 2009).



STRUKTUR SEDIMEN



Slump structures



Gambar 4.22. Kenampakan struktur *slump* pada Formasi Wonosari, Gunung Temas, Bayat.

37.

Struktur *slump* merupakan struktur yang terjadi pada saat sedimentasi berlangsung (*syn-sedimentation*). Struktur *slump* terjadi akibat adanya deformasi tektonik yang menyebabkan dasar cekungan menjadi termiringkan dari sebelumnya. Hal ini mengakibatkan struktur longoran akibat gaya gravitasional pada sedimen yang belum sepenuhnya terlitifikasi.



FOSIL

Kandungan Makrofosil pada batuan dan interpretasinya



Gambar 4.23. Kandungan makrofosil filum Echinodermata pada *Foraminiferal rudstone*, Formasi Wungkal-Gamping, Bayat (Foto : Ir. Wartono Rahardjo).



Gambar 4.24. Kandungan makrofosil filum Moluska, kelas *Pelecypoda* pada *Foraminiferal packstone*, Formasi Berai, Batukajang.

38.

Kehadiran makrofosil pada batuan menjadi suatu hal yang istimewa bagi para geologist. Kehadiran fauna ini dapat membantu interpretasi lingkungan sedimentasi batuan. Hal yang perlu diperhatikan adalah tingkat keutuhan fosil dan tingkat abrasi pada permukaan fosilnya. Hal ini mencerminkan jarak transportasi yang telah dilalui makrofosil tersebut hingga diendapkan pada cekungan sedimentasi.



Unsur-unsur fasies sedimenter



FOSIL

Kandungan Makrofosil
pada batuan dan interpretasinya



Gambar 4.25. Kenampakan makrofosil *Favites* sp. dari Filum *Coelentrata* pada batuan (Foto: Lab. Paleontologi UGM).



Gambar 4.26. Kenampakan fosil daun paku-pakuan pada *coaly mudrock* pada Formasi Warukin.

39.

Bukan tidak mungkin, fosil daun ditemukan berasosiasi dengan batuan. Gambar 4.25 menunjukkan kenampakan fosil daun paku-pakuan yang terpreservasi dengan baik pada litologi *coaly mudrock* pada Formasi Warukin.



FOSIL

Kandungan fosil foraminifera besar pada batuan dan interpretasinya



Gambar 4.27.(A) *Nummulitic rudstone* berumur Eosen Tengah pada Formasi Wungkal-Gamping.
(B) . *Planocamerinoides rudstone* berumur Eosen Tengah.

40.

Kandungan fosil foraminifera besar pada batuan umum dijumpai di Indonesia. Foraminifera besar mayoritas akan berasosiasi dengan batugamping, namun tidak jarang juga berasosiasi dengan batulempung dan batuan sedimen lainnya. Foraminifera besar banyak digunakan untuk interpretasi paleoekologi karena merupakan indikator penciri lingkungan yang spesifik dan dapat merepresentasikan umur geologi relatif dari batuan yang mengandungnya.

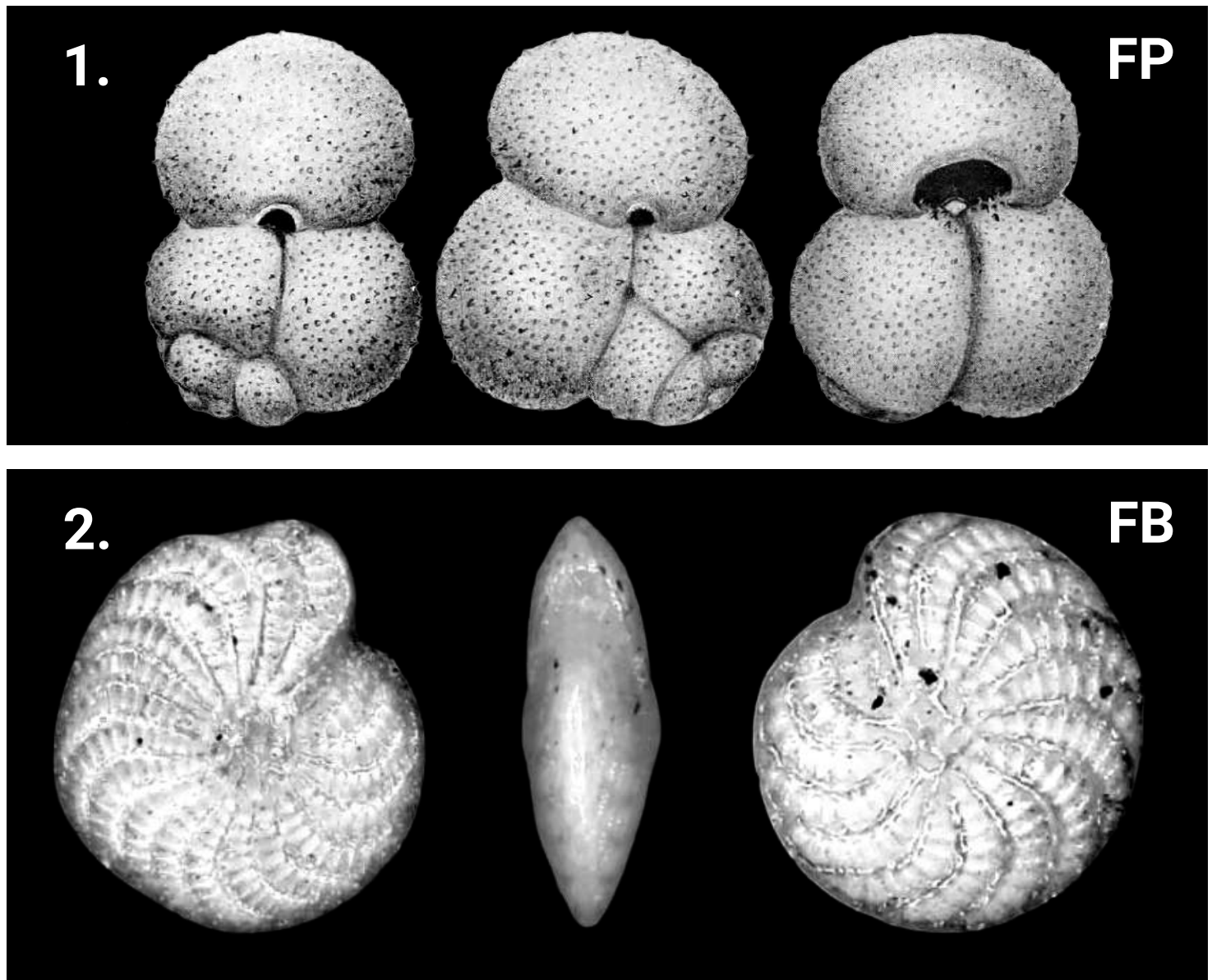


Unsur-unsur fasies sedimenter



FOSIL

Kandungan mikrofosil plangtonik dan bentonik pada batuan dan interpretasinya



Gambar 4.28. Contoh kenampakan mikrofosil dibawah mikroskop
(1) *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839) pada Postuma (1971);
(2) *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758) pada Holbourn, dkk (2013).

41.

Pada dasarnya, pengamatan mikrofosil dilakukan dengan menggunakan alat bantu berupa mikroskop binokuler. **Mikrofosil atau sering disebut dengan foraminifera kecil terbagi menjadi dua kelompok berdasarkan cara hidupnya, yaitu foraminifera plangtonik dan bentonik.** Kelimpahannya yang banyak pada batuan berbutir halus dapat memberikan informasi geologi yang menarik mengenai umur geologi relatif suatu batuan serta interpretasi paleobatimetri (kedalaman laut lampau) pada lingkungan pengendapan.



FASIES SEDIMENTER

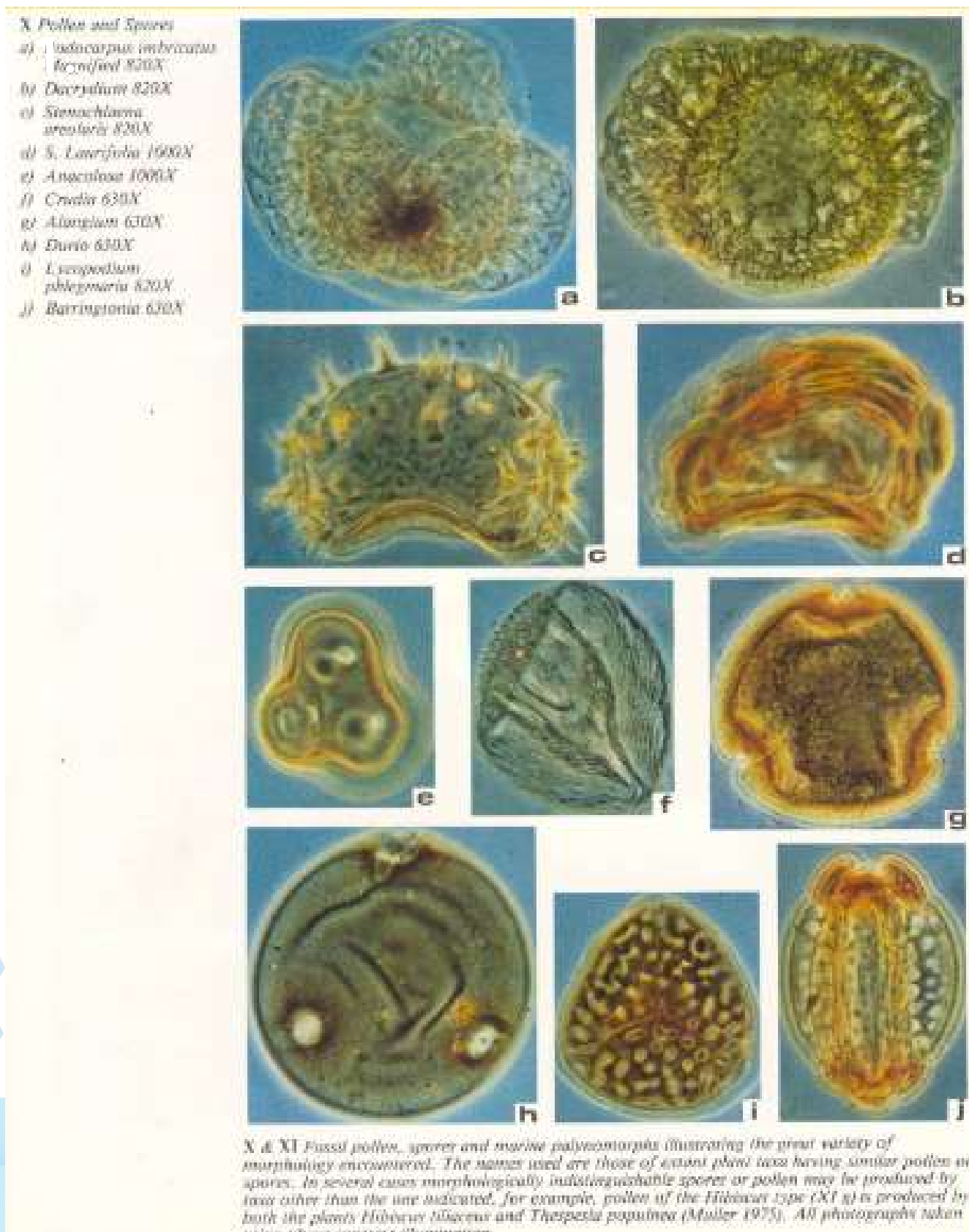


Unsur-unsur fasies sedimenter



FOSIL

Kandungan nannofosil pada batuan dan interpretasinya



Gambar 4.29. Contoh kenampakan nannofossil.

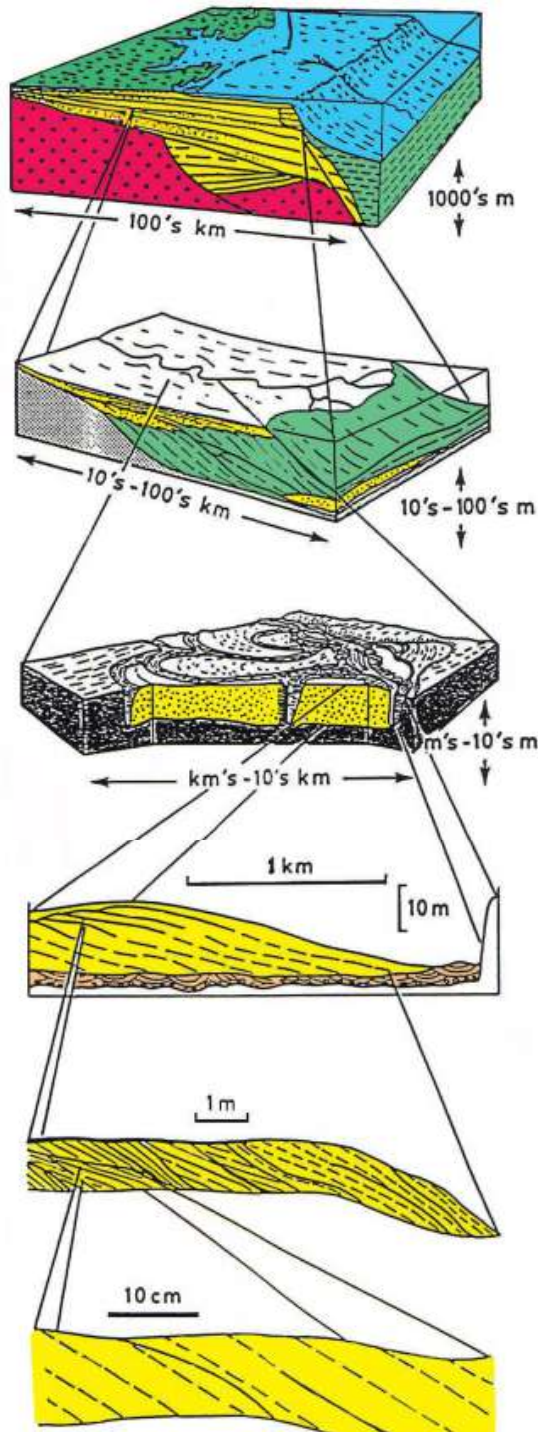


Konsep Dasar

1. **Sequence stratigrafi** atau **stratigrafi sikuen** adalah suatu pendekatan multidisiplin terhadap stratigrafi untuk merekonstruksi fasies yang berhubungan secara genetik (berdasarkan keterjadian yang sama) yang terletak diantara bidang-bidang kronostratigrafi.
2. Van Wagoner, dkk (1988). menyatakan **stratigrafi sikuen** sebagai suatu **studi yang mempelajari fasies-fasies yang berhubungan secara genetik dalam kerangka kronostratigrafi**. Komponen dasar dalam sikuen stratigrafi adalah sikuen pengendapan, yang didefinisikan sebagai suatu **unit stratigrafi yang terisi oleh lapisan-lapisan yang berhubungan secara genetik, dibatasi pada bagian bawah dan atasnya oleh suatu ketidakselarasan atau keselarasan padanannya** (Mitchum, dkk., 1997 dalam Walker dan James, 1992).
3. Suatu sikuen yang terdiri dari parasikuen dan parasikuen set yang bertumpul secara vertikal akan membentuk **systems tracts**. *System tracts* merupakan suatu terminologi yang menjelaskan mengenai pembentukan sikuen secara vertikal yang melibatkan rangkaian dinamika sedimentasi yang terjadi dalam satu siklus pengendapan.
4. Pemahaman sikuen stratigrafi salah satu tujuannya yaitu membantu dalam interpretasi dan karakterisasi fasies potensial batuan reservoir, batuan **tudung, dan batuan induk dalam suatu petroleum system**, yang akhirnya akan mengurangi resiko eksplorasi dan memperbaiki korelasi batuan reservoir untuk eksploitasi. Keyakinan geologi suatu interpretasi sikuen stratigrafi terletak pada **kemampuannya untuk membangun suatu model geologi yang konsisten dengan integrasi disiplin ilmu lainnya misalnya geofisika dan petroleum engineering**.
5. Stratigrafi dan pola tumpukan perlapisan dalam batuan sedimen akan merekam **interaksi antara gejala-gejala tektonik, perubahan muka air laut, dan iklim**. Penelitian tentang batas dari sikuen kumpulan-kumpulan para sikuen (*parasequence set*) dan para-sikuen akan menghasilkan kerangka kronostratigrafi yang berguna untuk korelasi dan pemetaan. *Parasequence set*, didefinisikan dan diidentifikasi berdasarkan hubungan fisik dari suatu lapisan termasuk kemenerusan lateral dan geometri lateral dari pembatas unit-unit ini.



Konsep Dasar



Gambar 5.1. Hubungan studi sikuen stratigrafi terhadap skala analisis.



Fluvial/Tectonic Equilibrium Profile



DID YOU KNOW?

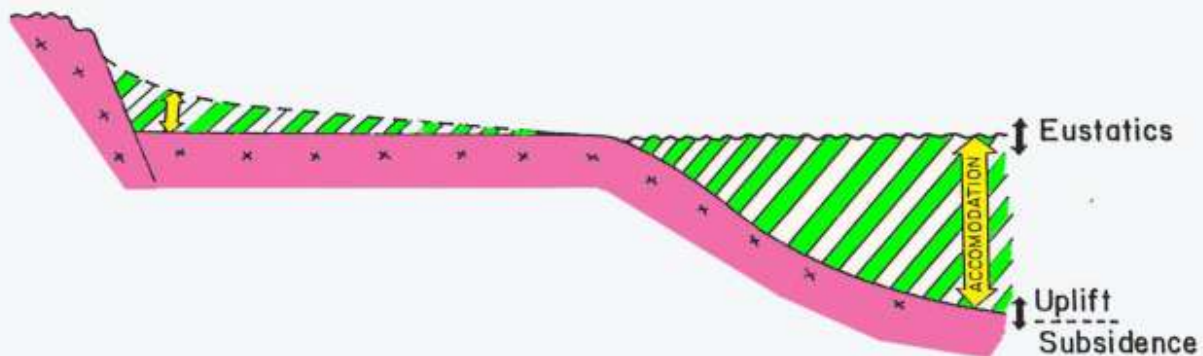
Fluvial/Tectonic equilibrium profile merupakan istilah yang dipakai untuk menjelaskan **bidang imajiner kesetimbangan deposisi pada daratan atau sungai yang dikontrol oleh tektonik**. Simak penjelasannya pada sub-bab dibawah ini ya!

ACCOMODATION

" THE SPACE AVAILABLE FOR SEDIMENT TO FILL "

Function of :

1. Subsidence
2. Eustatic sea level changes
3. Equilibrium profile of deposition



Gambar 6.1. Ilustrasi skematik pembentukan ruang akomodasi

1.

Pada dasarnya, deposisi hanya dapat terjadi pada ruang akomodasi sedimen. Ruang akomodasi merupakan suatu tempat dimana sedimen dapat terkumpul untuk kemudian terendapkan dan terlitifikasi. Ruang akomodasi ini merupakan fungsi dari 3 (tiga) aspek yaitu : **(1) Tektonik (dapat berupa pengangkatan (*uplift*) atau penurunan (*subsidence*), (2) kontrol eustasi serta (3) Bidang ekuilibrium.**

2.

Bidang ekuilibrium atau biasa disebut dengan ***fluvial/tectonic equilibrium profile*** digunakan untuk menjelaskan bidang imajiner kesetimbangan deposisi pada daratan atau sungai yang dikontrol oleh tektonik. Karena kita ketahui bersama bahwa tidak ada kontrol eustasi di daratan. **Sedimen yang berada di atas bidang ini diasumsikan akan mengalami erosi atau tertransportasi lanjut, sedangkan sedimen yang berada di bawah bidang imajiner ini akan mengalami deposisi pada cekungan tertentu dimana media transportasi yang membawanya mulai menunjukkan penurunan energi.**



3.

Dinamika sedimentasi yang dipelajari dalam pembentukan suatu *system tract* merupakan sebuah fungsi yang dikontrol dari 2 faktor penentu utama, yaitu :

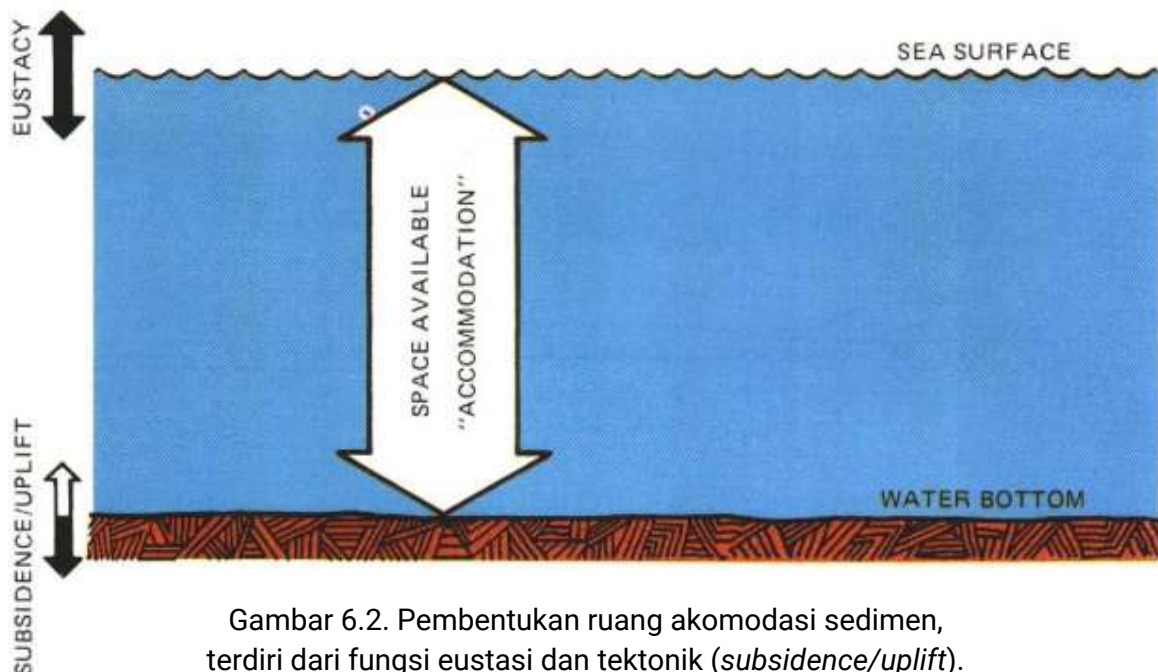
Kecepatan pengendapan

Kecepatan pengendapan yang dimaksud adalah melimpahnya sedimen asal darat (*terigenous sediment materials*) yang tertransportasi menuju cekungan sepanjang waktu geologi. Tentunya kecepatan pengendapan pada suatu cekungan merupakan fungsi dari ukuran cekungan, iklim, curah hujan, relief, dan drainase.

Iklim merupakan kontrol utama yang berpengaruh terhadap tipe sedimen. Iklim menentukan jumlah dan tipe batuan sedimen silisiklastik. Pengaruh iklim dapat dilihat pada tipe-tipe endapan sedimen, terutama tipe endapan sedimen karbonat dan evaporit, selain itu iklim juga berpengaruh dalam variasi pasokan sedimen silisiklastik ke dalam cekungan pengendapan.

Kecepatan pembentukan ruang akomodasi pada lingkungan laut.

Menurut Posamentier, dkk (1988), **ruang akomodasi (*accomodation envelope*) merupakan fungsi dari tektonik (dapat berupa *subsidence/uplift*) dan perubahan muka air laut atau yang biasa disebut dengan eustasi.**



Gambar 6.2. Pembentukan ruang akomodasi sedimen, terdiri dari fungsi eustasi dan tektonik (*subsidence/uplift*).



Kecepatan pembentukan ruang akomodasi (*lanjutan*).

Sedimen yang terakumulasi pada suatu cekungan pengendapan membutuhkan ruangan yang berada di bawah permukaan air. Jika sedimen berada di atas permukaan air, maka akan tererosi. **Ruang akomodasi dapat didefinisikan sebagai ruangan yang tersedia antara muka daratan atau permukaan dasar laut dengan *equilibrium surface* (batas kesimbangan) dimana tidak terjadi suatu deposisi ataupun pengikisan.**

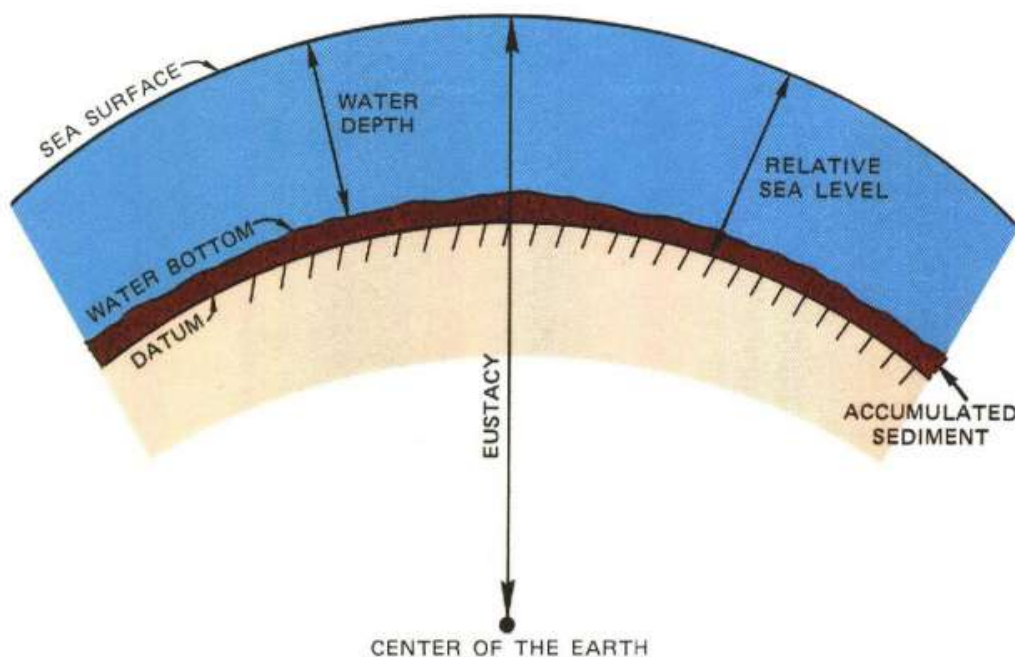
4.

Konsep akomodasi sedimen dan pengaruhnya terhadap pola stratigrafi yang terbentuk merupakan satu hal yang penting dalam stratigrafi sikuen. Sebagai contoh endapan fluvial, transisi, laut dangkal, dimana ruang akomodasi yang tersedia bagi volume sedimen yang terakumulasi sangat terbatas, maka suplai sedimen akan sangat mengontrol pola stratigrafinya.

5.

Konsep-konsep yang berhubungan dengan ruang akomodasi sedimen adalah:

1. Perubahan ruang akomodasi sedimen lingkungan laut dangkal disebabkan oleh perubahan muka air laut relatif (eustasi), sedangkan pada sistem pengendapan lingkungan laut dalam, pengaruh muka air laut relatif menjadi tidak terlalu signifikan.
2. Aktivitas tektonik berupa *uplift* dan/atau *subsidence* juga menentukan penambahan atau pengurangan ruang akomodasi.

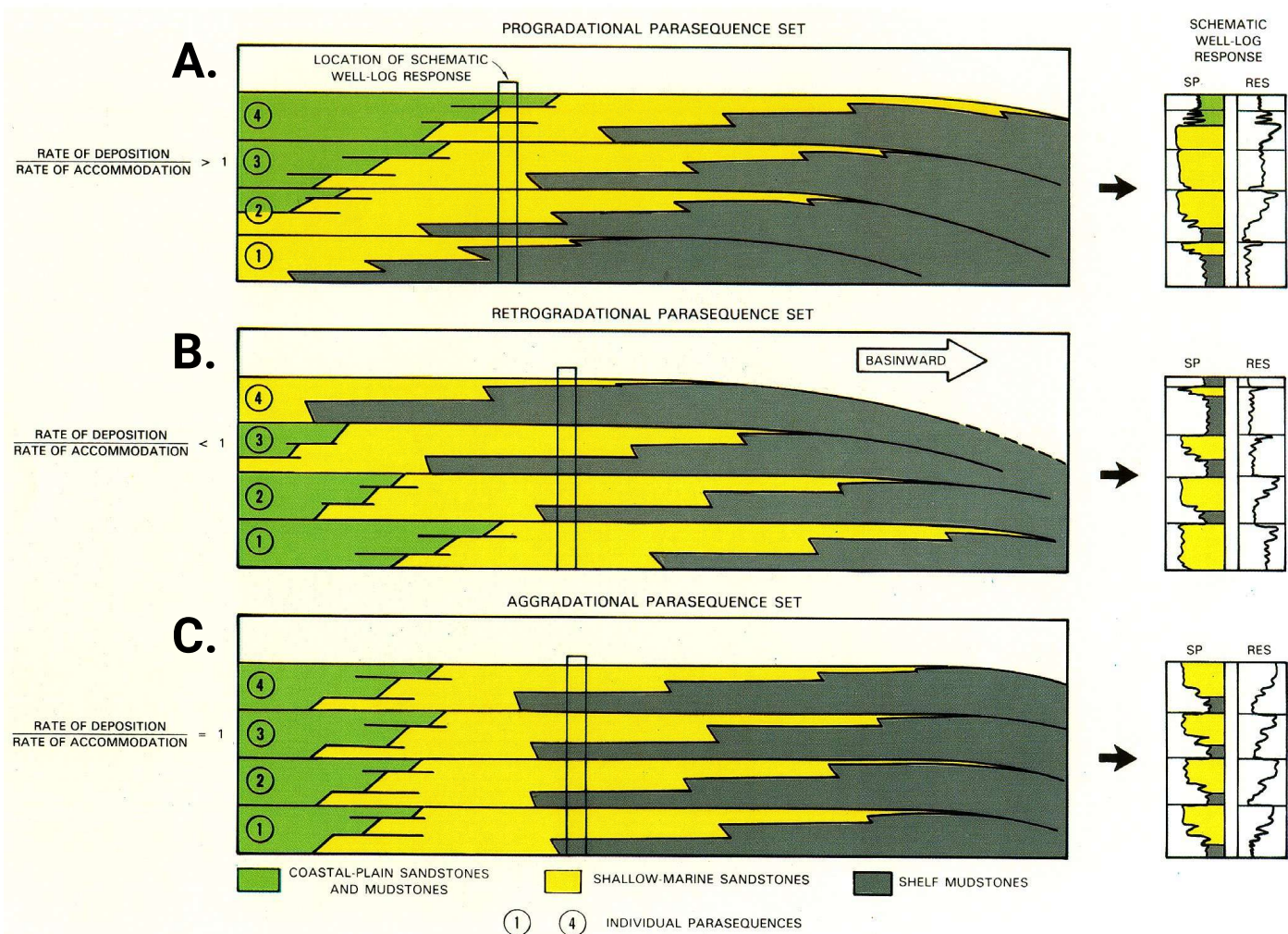


Gambar 6.3. Eustasi, muka air laut relatif, kedalaman air sebagai fungsi dari permukaan laut, dasar air dan posisi datum.



Pola Penumpukan Perlapisan

1. Pola penumpukan lapisan (biasa dikenal dengan *stratal stacking patterns*) yang dikaji dalam satu siklus sedimentasi idealnya terdiri dari tiga pola utama, yaitu **pola progradasional, retrogradasional dan agradasional** (lihat Gambar 7.1).
2. Tentunya, ketiga jenis pola tersebut merupakan respon yang ditimbulkan dari 2 faktor penentu utama, yaitu :
 - (1) **kecepatan pengendapan** (dalam hal ini melimpahnya suplai sedimen); dan
 - (2) **kecepatan pembentukan ruang akomodasi**.



Gambar 7.1. Pola penumpukan parasikuen pada sebuah parasikuen set; profil penampang geologi dan gambaran defleksi *well-log* yang terjadi (Van Wagoner dkk, 1988).

3. **Perhatikan Gambar 7.1!** Terdapat tiga komponen penting pada gambar tersebut, yaitu:
 - (1) keterangan kesebandingan faktor penentu utama (kolom kiri);
 - (2) visualisasi profil penampang geologi parasikuen set (kolom tengah); dan
 - (3) defleksi *well-log* yang terjadi (kolom kanan).



Pola Penumpukan Perlapisan

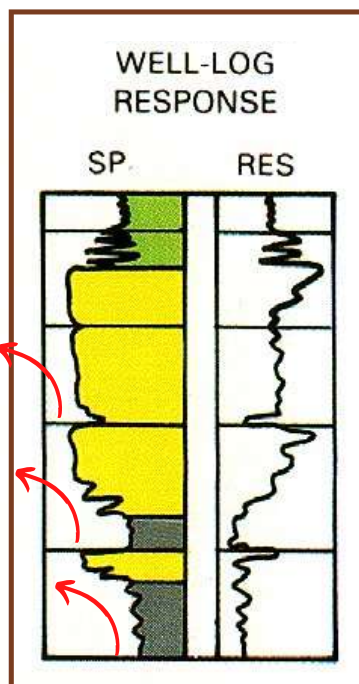
PROGRADASIONAL

4. Pola progradasional terjadi apabila **kecepatan pengendapan lebih besar dibandingkan kecepatan penambahan/pembentukan ruang akomodasi** pada suatu cekungan (lihat Gambar 7.1 A.).

$$\frac{\text{RATE OF DEPOSITION}}{\text{RATE OF ACCOMMODATION}} > 1$$

5. Dengan kata lain, kecepatan pengendapan suplai sedimen asal darat tidak diimbangi oleh pertambahan besarnya ruang akomodasi. Sehingga, pola progradasi ini memungkinkan **garis pantai maju ke arah basinward (laut)**.

6. Kondisi ini dapat terjadi apabila muka air laut relatif menunjukkan **sistem regresi** (kecepatan paling minimum dari kenaikan muka air laut relatif; kondisi dimana muka air laut relatif cenderung untuk semakin turun secara perlahan).



7. Gambaran defleksi well-log secara vertikal yang khas dari pola progradasional adalah **pola coarsening upward**.

8. Pola *coarsening upward* adalah **pola mengkasar ke atas** (lihat gambar disamping kiri, perhatikan anak panah berwarna merah). Dengan kata lain **semakin ke arah lapisan yang lebih muda, butiran yang memiliki ukuran butir lebih kasar semakin menunjukkan ketebalan perlapisan**.

9. Umumnya, pola *coarsening upward* banyak menghasilkan tubuh batupasir (*sand-body*) yang potensial sebagai **reservoir hidrokarbon**.



Pola Penumpukan Perlapisan

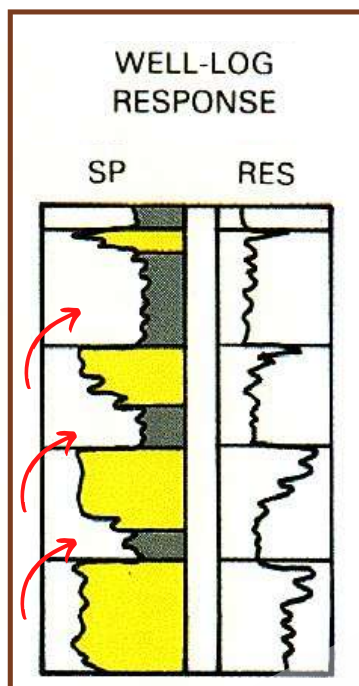
RETROGRADASIONAL

10. Pola retrogradasional terjadi apabila **kecepatan pengendapan lebih kecil dibandingkan kecepatan penambahan/pembentukan ruang akomodasi** pada suatu cekungan (lihat Gambar 7.1 B.).

$$\frac{\text{RATE OF DEPOSITION}}{\text{RATE OF ACCOMMODATION}} < 1$$

11. Dengan kata lain, kecepatan pertambahan besarnya ruang akomodasi pengendapan tidak diimbangi oleh suplai sedimen asal darat. Sehingga, pola retrogradasi ini memungkinkan **garis pantai mundur ke arah landward (darat)**.

12. Kondisi ini dapat terjadi apabila muka air laut relatif menunjukkan **sistem transgresi** (kecepatan paling maksimal dari kenaikan muka air laut relatif; yang mengakibatkan muka air laut relatif terus naik).



13. Gambaran defleksi well-log secara vertikal yang khas dari pola retrogradasional adalah **pola fining upward**.

14. Pola *fining upward* adalah **pola menghalus ke atas** (lihat gambar disamping kiri, perhatikan anak panah berwarna merah). Dengan kata lain **semakin ke arah lapisan yang lebih muda, butiran yang memiliki ukuran butir lebih halus semakin menunjukkan ketebalan perlapisan**.

15. Umumnya, pola *fining upward* banyak menghasilkan tubuh batulempung/shale yang potensial sebagai **source rock** ataupun **batuan tudung hidrokarbon (seal rock)**.



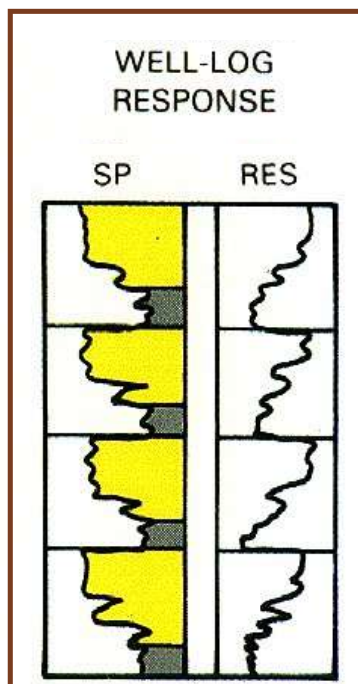
Pola Penumpukan Perlapisan

AGRADASIONAL

16. Pola retrogradasional terjadi apabila **kecepatan pengendapan relatif sama besar dengan kecepatan penambahan/pembentukan ruang akomodasi** pada suatu cekungan (lihat Gambar 7.1 C.).

$$\frac{\text{RATE OF DEPOSITION}}{\text{RATE OF ACCOMMODATION}} = 1$$

17. Dengan kata lain, **kecepatan pertambahan besarnya ruang akomodasi pengendapan selalu diimbangi oleh suplai sedimen asal darat.**



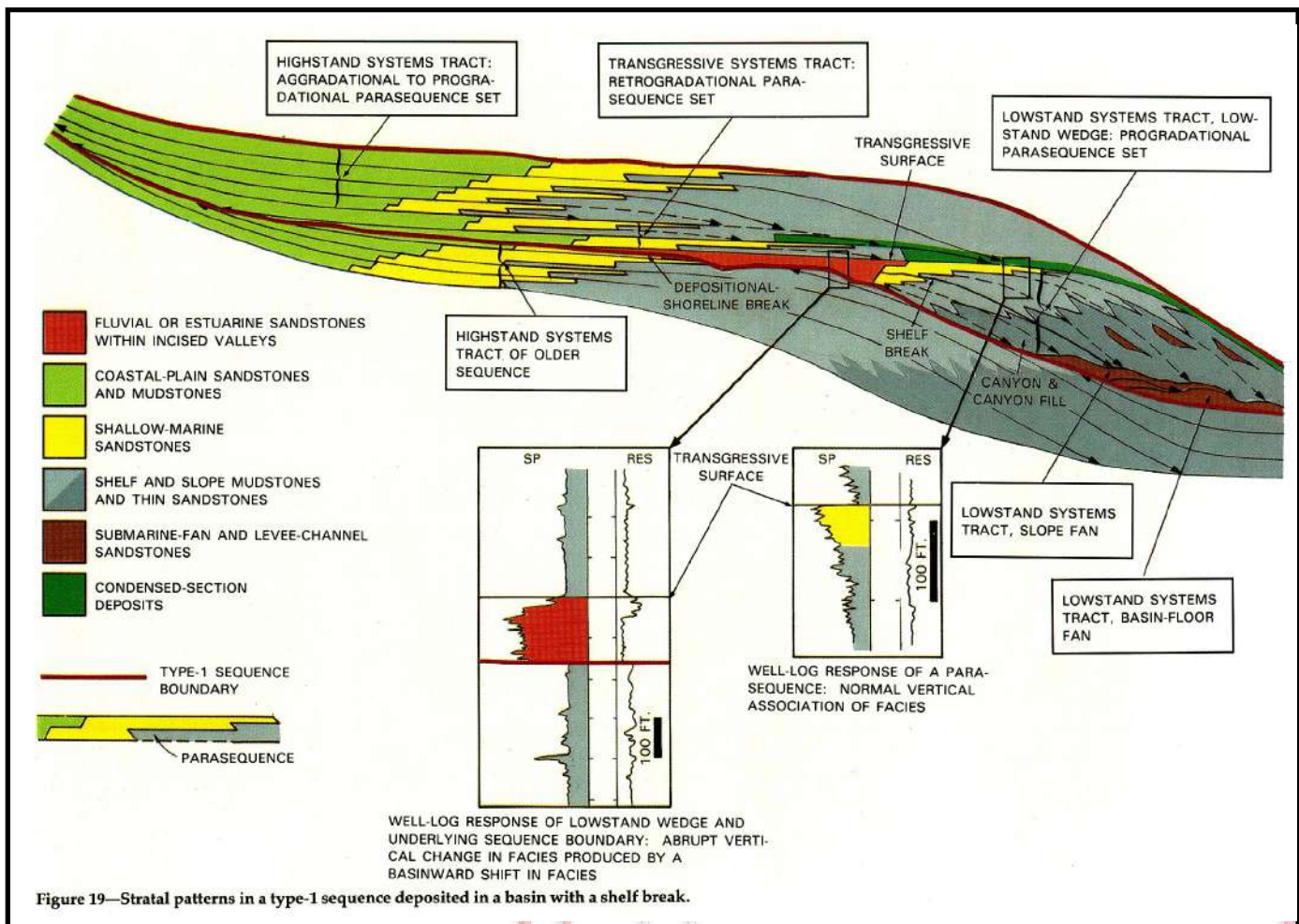
18. Gambaran defleksi well-log secara vertikal yang khas dari pola agradasional adalah **pola perselingan (*interbedded*)**

19. Pola *interbedded* adalah **pola berselang-seling antara dua litofasies/dapat lebih dan biasanya bersifat gradasional**, dapat berupa gradasi normal maupun terbalik (lihat gambar disamping kiri, perhatikan anak panah berwarna merah). Dengan kata lain **semakin ke arah lapisan yang lebih muda, ketebalan perlapisan relatif menunjukkan kesamaan ketebalan secara ritmik.**



Definisi

1. Parasekuen dalam suatu parasekuen set merupakan komponen pembentuk *system tract*. **System tract memperlihatkan suatu dinamika sedimentasi yang memiliki kesamaan genetik, menunjukkan keselarasan pengendapan, dan pengendapannya terjadi selama suatu segmen muka air laut yang tertentu.**
2. **Tiga *system tract* yang umum dalam analisis stratigrafi antara lain:**
 - (1) *Lowstand System Tract* (LST);
 - (2) *Transgressive System Tract* (TST); dan
 - (3) *Highstand System Tract* (HST).
3. **Ketiga *system tract* tersebut didefinisikan berdasarkan pada:**
 - (1) pola penumpukan parasekuen dalam suatu parasekuen set;
 - (2) geometri perlapisan dari bidang-bidang batasnya; dan
 - (3) posisinya di dalam suatu sikuen.



Gambar 8.1. Ilustrasi pola penumpukan perlapisan yang berbatasan dengan dua batas sikuen dalam suatu *shelf break*.



Lowstand System Tract

Lowstand System Tract (LST) memiliki beberapa karakteristik khas, antara lain:

4.

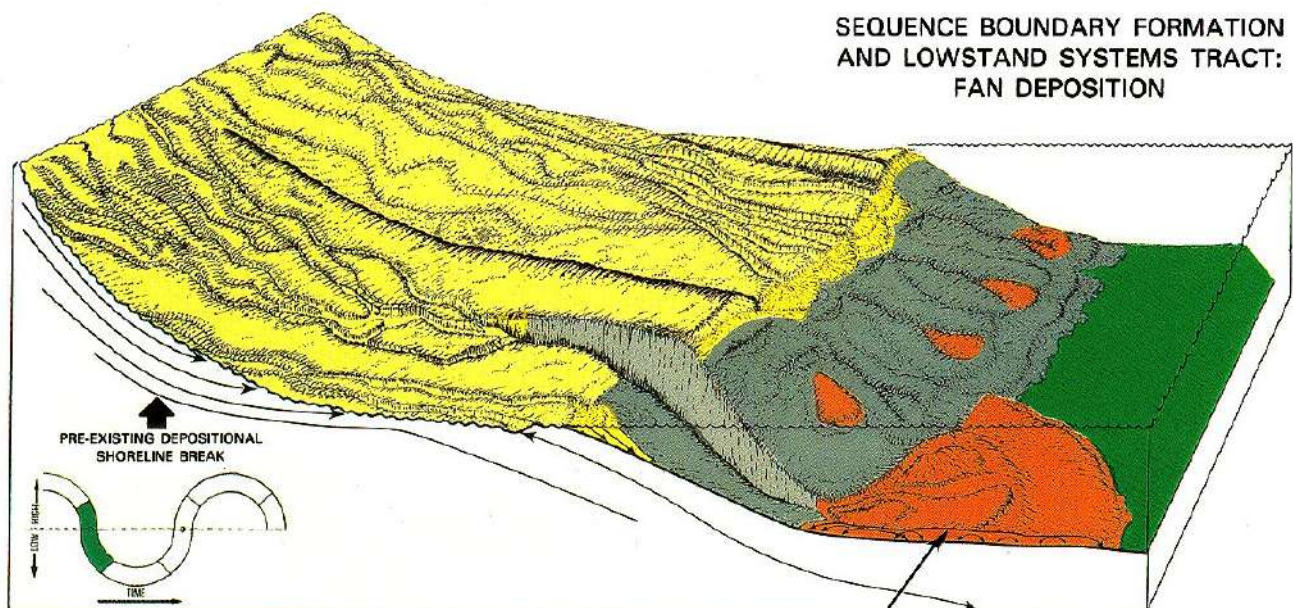
Kecepatan penurunan level muka air laut relatif melebihi kecepatan penurunan dasar cekungan.

Hal ini menyebabkan ruang akomodasi (*accomodation space*) sedimen menjadi lebih kecil dari sebelumnya. Beberapa lingkungan pengendapan tersingkap ke permukaan, seperti daerah delta serta *ramp/shelf*. Jika terdapat *exposed area* tersebut, maka proses yang akan berjalan intensif adalah proses eksogenik, yaitu pelapukan dan erosi. LST dimulai dengan apa yang dinamakan dengan *sequence boundary formation* (pembentukan batas sikuen/ketidakselarasan). Sehingga, Tahap awal LST (pada bagian bawah log) biasanya ditandai oleh adanya bidang erosi (ketidakselarasan).

5.

Level muka air laut terus mengalami penurunan bahkan sampai batas tepian *shelf* (*shelf edge/shelf break*).

Hal ini mengakibatkan paparan shelf tersingkap ke permukaan. Menurut Bertram dalam Roberts & Bally (2012), hal ini disebut dengan regresi, dimana regresi adalah perpindahan garis pantai (*shoreline*) ke arah laut yang diindikasikan dari perpindahan fasies litoral lebih ke arah laut (*seaward*).



Gambar 8.2. Dinamika sedimentasi pada awal LST.



Lowstand System Tract

6.

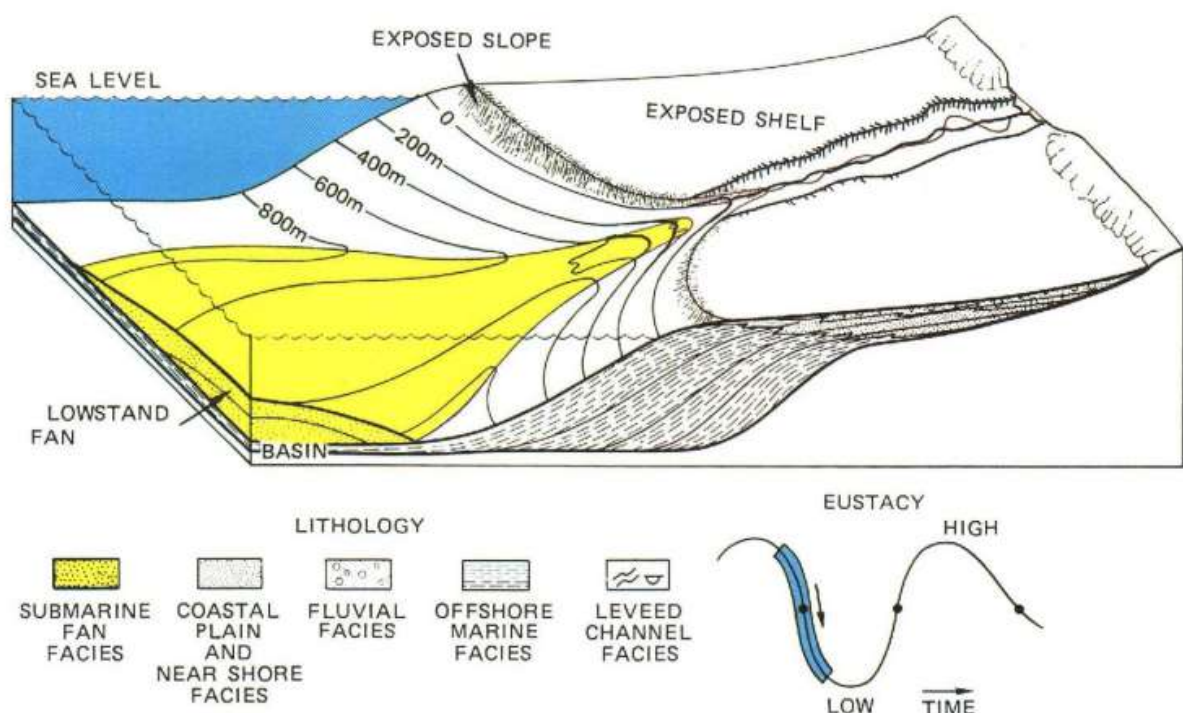
Terjadi pengendapan yang intensif pada kipas bawah laut (*sub-marine fans*).

Dikarenakan garis pantai mengalami perpindahan/bermigrasi ke arah laut hingga *shelf break* (Bertram dalam Roberts & Bally, 2012) maka pengendapan yang terjadi secara intensif adalah pengendapan kipas bawah laut (*sub-marine fans*). Ingat bahwa mekanisme pengendapan kipas bawah laut ini berasosiasi dengan slope dan gaya gravitasional. Hal ini menyebabkan arus sedimentasi yang terbentuk dapat berupa arus turbid (*turbidity current*) atau *debris flow* (longsoran campur aduk).

7.

Terdiri dari endapan yang berumur paling tua tua dalam satu siklus dimana LST dibatasi pada bagian bawah oleh *sequence boundary* tipe 1 dan pada top-nya oleh *transgressive surface*.

Dalam mempelajari dinamika sedimentasi, dikenal istilah **siklus pengendapan** (*cycle of sedimentation*). Satu siklus pengendapan yang berhubungan dekat secara genetik akan menunjukkan waktu pengendapan yang selaras. Satu siklus pengendapan umumnya dibatasi oleh dua batas sikuen atau yang dikenal dengan istilah ketidakselarasan. Biasanya endapan LST ini menjadi endapan paling tua dalam sebuah siklus pengendapan, dimana bagian bawah endapannya berbatasan langsung dengan ketidakselarasan.



Gambar 8.3. Dinamika sedimentasi pada awal LST.



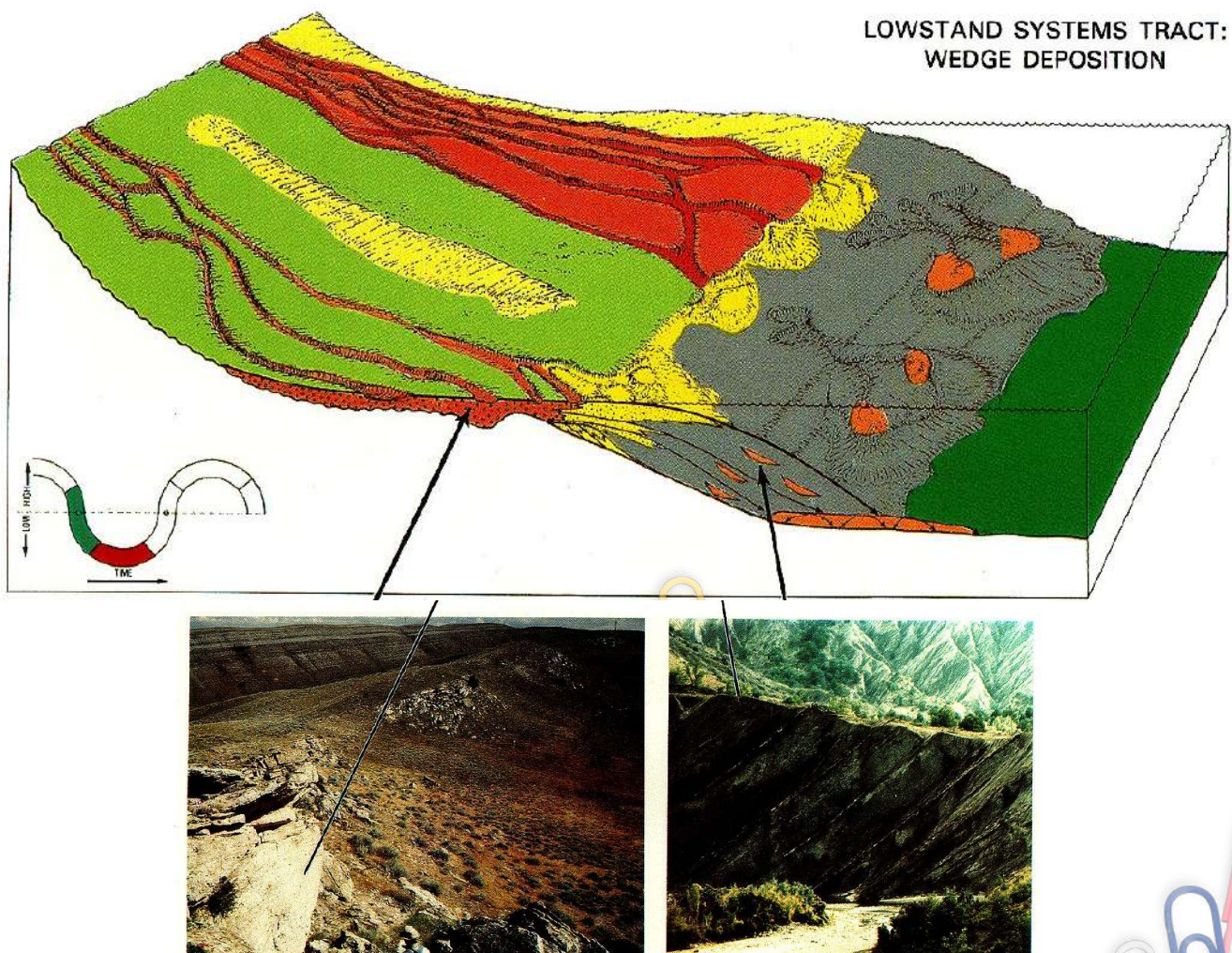
Late - Lowstand System Tract

8. Kecepatan turunnya muka air laut mulai berkurang dan menyebabkan kondisi stagnasi, dan pada akhirnya merupakan fase kondisi dimana muka air laut secara perlahan mulai naik.

Fase kedua pada *Lowstand System Tract* ini merupakan *wedge deposition* (pengendapan membaji). Pada fase ini, besarnya ruang akomodasi mulai stabil sehingga mulai terjadi pengendapan membaji (sedimen habis pada satu arah dan biasanya membentuk *downlapping*).

9. Pengendapan submarine-fan berhenti.

Dikarenakan kecepatan penambahan ruang akomodasi mulai berkurang, hal ini menyebabkan turunnya kecepatan pengendapan pada submarine-fan yang sebelumnya sangat intensif. Bidang ini menjadi bidang non-deposisi. Bidang non-deposisi bukanlah bidang erosional, hanya saja bidang yang mengalami jeda pengendapan dikarenakan perubahan muka air laut.



Gambar 8.4. Dinamika sedimentasi pada akhir LST - *Wedge deposition*.



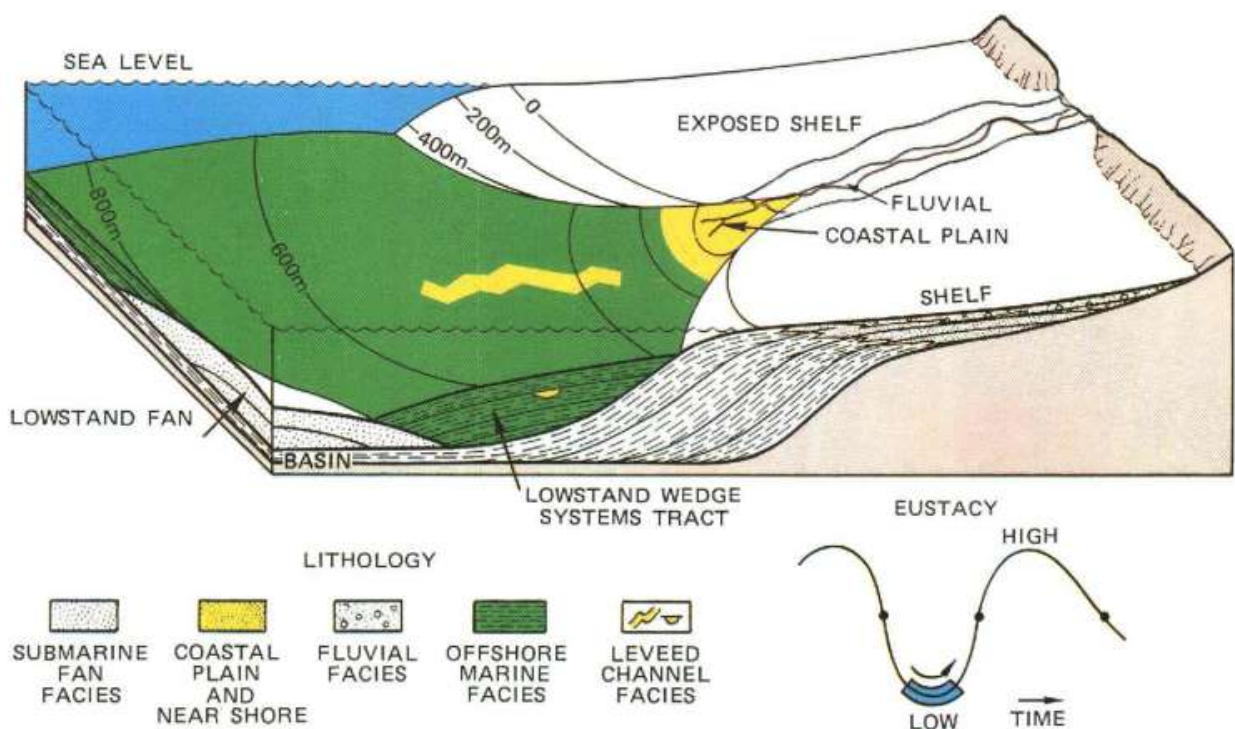
Late - Lowstand System Tract

10. Pengisian incised valleys.

Sedimen berbutir kasar, sungai-sungai teranyam (*braided stream*), *estuarine sandstone* mulai menunjukkan pola agradasi dengan sistem fluvial yang mengisi lembah-lembah yang tererosi (*incised valleys*) pada fase *sequence boundary formation* sebelumnya sebagai respon dari naiknya muka air laut.

11. Wedge deposition.

Sedimen berbutir halus hasil pengendapan arus turbid terendapkan pada slope yang membentuk pembajian dengan lapisan tipis batupasir pengendapan arus turbid yang berarah downlap dari kipas tersebut. Litologi yang berkembang intensif pada fase ini yaitu *offshore-marine facies* dan *leaved-channel facies*.



Gambar 8.5. Dinamika sedimentasi pada akhir LST - *Wedge deposition*.



Transgressive System Tract

12.

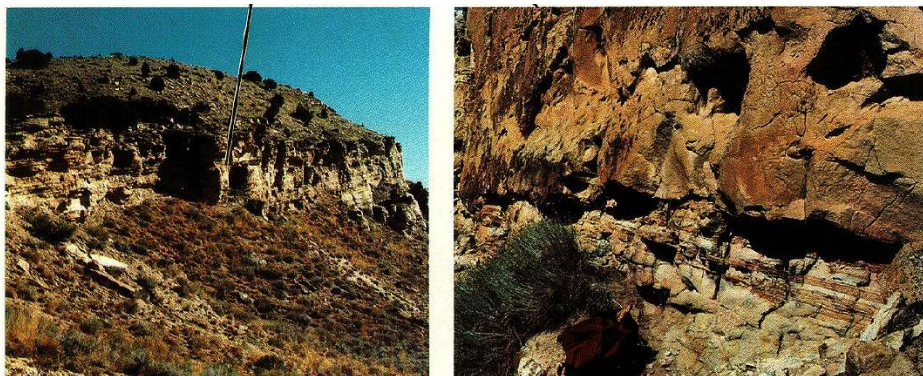
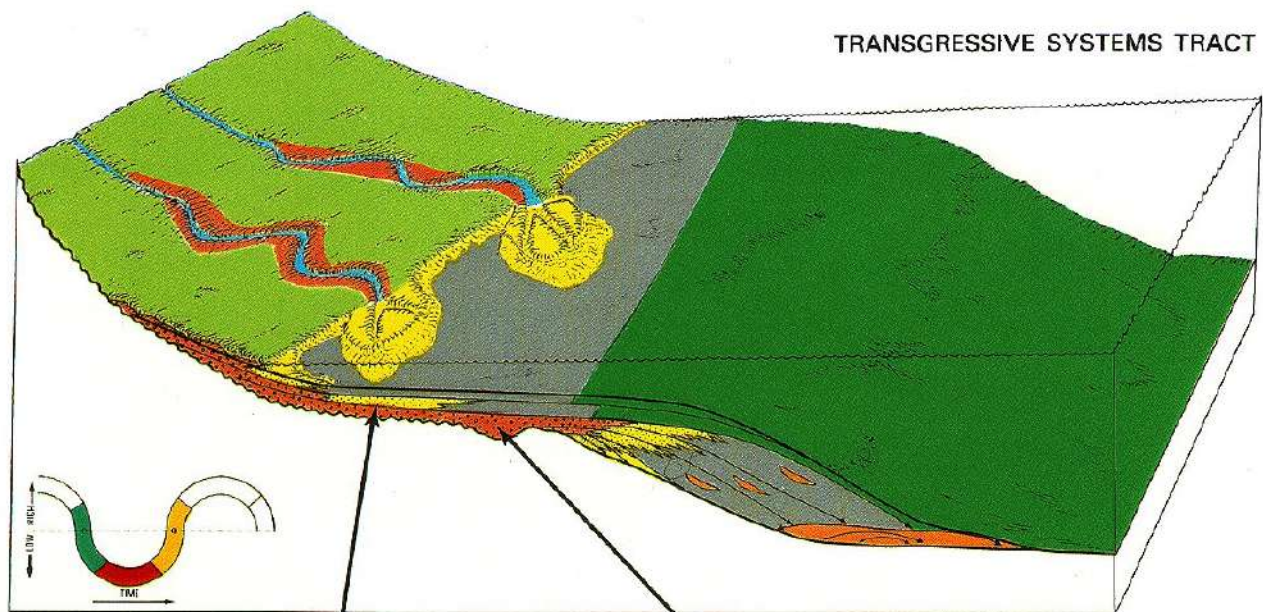
Kecepatan naiknya muka air laut di titik maksimum

Pada fase TST ini, muka air laut naik dengan sangat cepat. Naiknya permukaan air laut ini biasa disebut dengan transgresi dan *system tract* yang berasosiasi pada fase ini adalah *Transgressive System Tract* (TST). Hal yang terjadi sebagai efek naiknya muka air laut ini adalah ruang akomodasi sedimen yang bertambah besar. Pengisian sedimen tidak bisa mengikuti pertambahan besarnya ruang akomodasi yang cepat. Sehingga pola penumpukan yang berasosiasi dengan fase transgresi ini adalah pola retrogradasi.

13.

Backstepping pattern

Naiknya muka air laut ini mengakibatkan garis pantai (*shoreline*) mundur ke arah darat (*landward*). Daerah lagoonal/ transisi berubah menjadi *shelf*.



Gambar 8.6. Dinamika sedimentasi pada akhir LST - *Wedge deposition*.



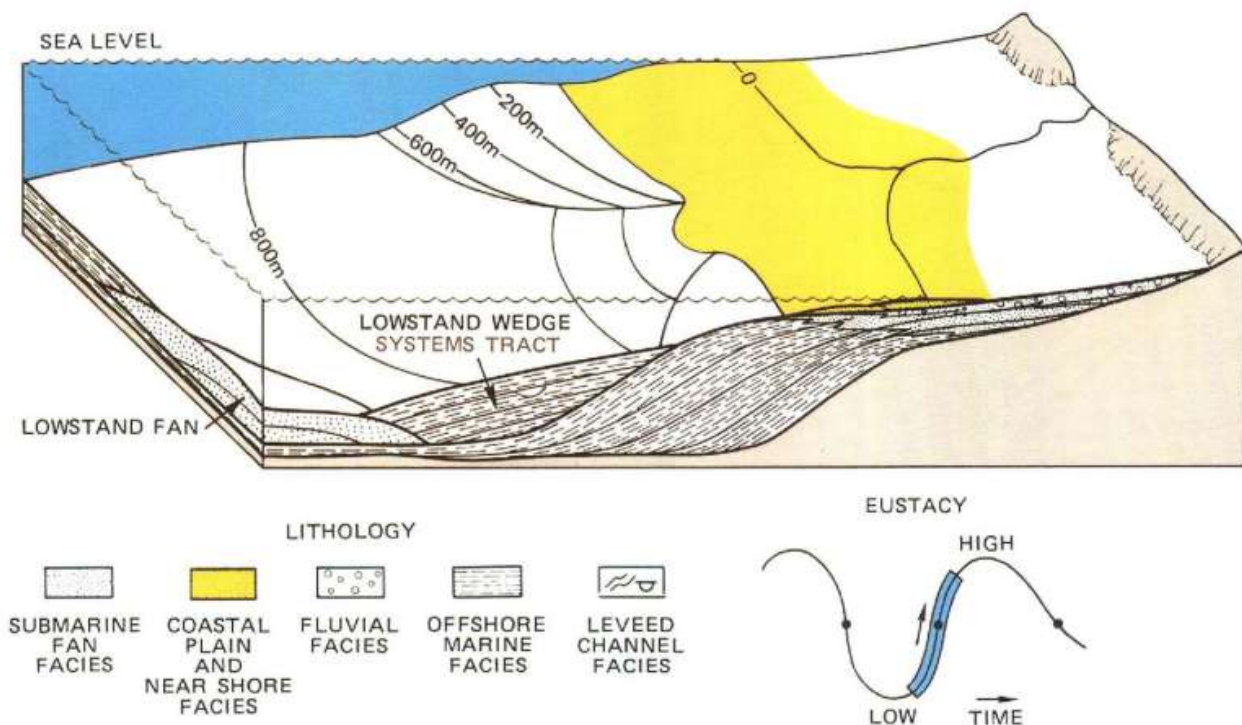
Transgressive System Tract

14. *Fasies yang kaya akan kandungan organik berpindah ke shelf.*

Condensed section atau fasies yang kaya akan kandungan organik seperti misalnya organisme pelagik dan sejenisnya biasanya terendapkan pada lingkungan dengan energi pengendapan yang rendah (*low energy*) yang berasosiasi dengan lingkungan laut dalam. Namun, dengan adanya fase transgresi ini, daerah yang sebelumnya adalah shelf, sekarang merupakan daerah yang kaya akan *condensed section* ini. Litofasiesnya biasanya batulempung/shale dengan kandungan nilai TOC (*Total Organic Content*) yang tinggi.

15. Perubahan pada sistem fluvial

Perubahan juga terjadi di bagian darat. Fase transgresi biasanya diiringi dengan perubahan sistem fluvial dari bentukan morfologi sungai berupa sungai teranyam (*braided stream*) menjadi sungai berkelok (*meandering stream*). Hal ini juga menandai meningkatnya stadia sungai menjadi dewasa/tua.



Gambar 8.7. Dinamika sedimentasi pada *Transgressive System Tract* (TST).



Highstand System Tract

16.

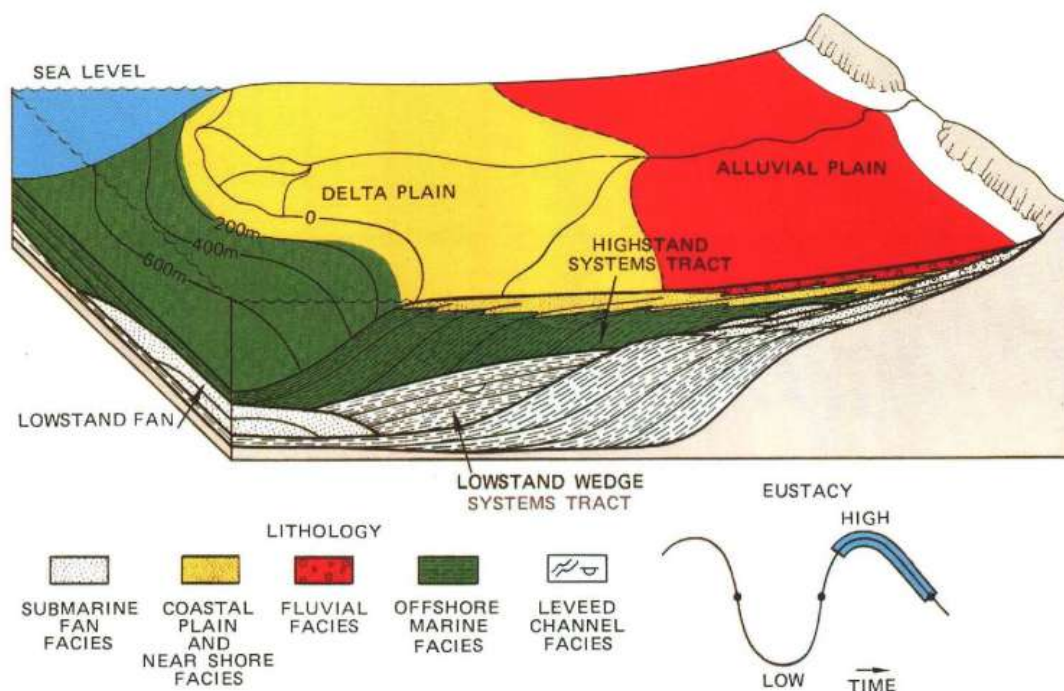
Kecepatan naiknya muka air laut di titik minimum, turun perlahan.

Pada fase ini, kontrol naiknya muka air laut adalah minimum, sehingga air laut cenderung untuk stabil, bahkan pada akhir fase ini, muka air laut cenderung untuk turun secara perlahan. Kecenderungan air laut untuk turun ini menjadi awal dimulainya fase regresi. **Regresi** adalah kebalikan dari transgresi, dimana pada fase regresi terjadi penurunan muka air laut. Hal yang terjadi sebagai efek turunnya muka air laut ini adalah ruang akomodasi sedimen yang bertambah kecil. Pengisian sedimen terus berlanjut mengikuti besarnya ruang akomodasi yang stagnan dan kecil. Sehingga pola penumpukan yang berasosiasi dengan fase regresi ini adalah pola progradasi.

17.

Perubahan pola pengisian cekungan

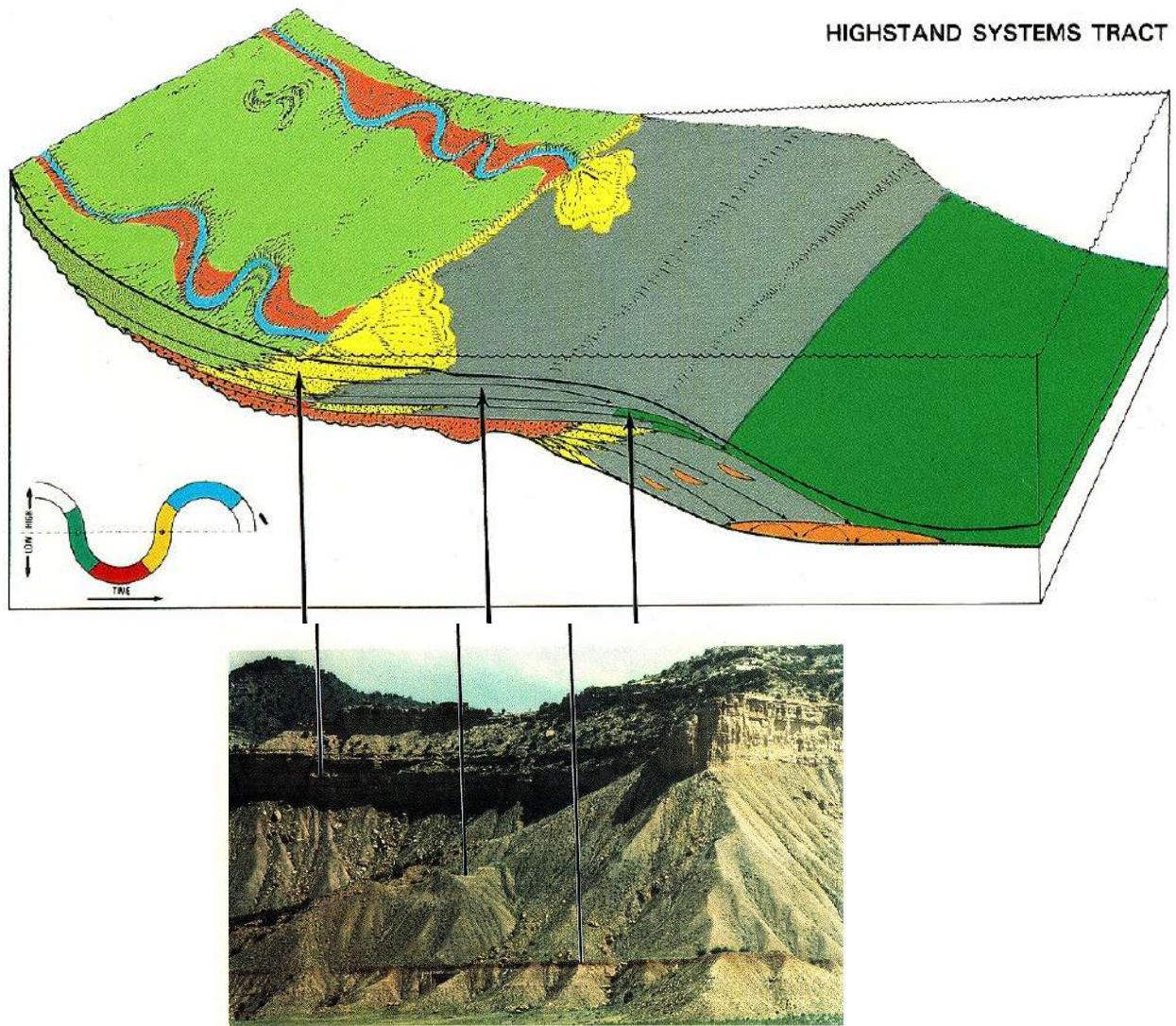
Perubahan juga terjadi pada pola pengisian cekungan. Pada fase *Highstand System Tract* (HST), kecepatan deposisi suplai sedimen lebih besar dari kecepatan pertambahan ruang akomodasi.



Gambar 8.8. Dinamika sedimentasi pada *Highstand System Tract* (TST).



Highstand System Tract



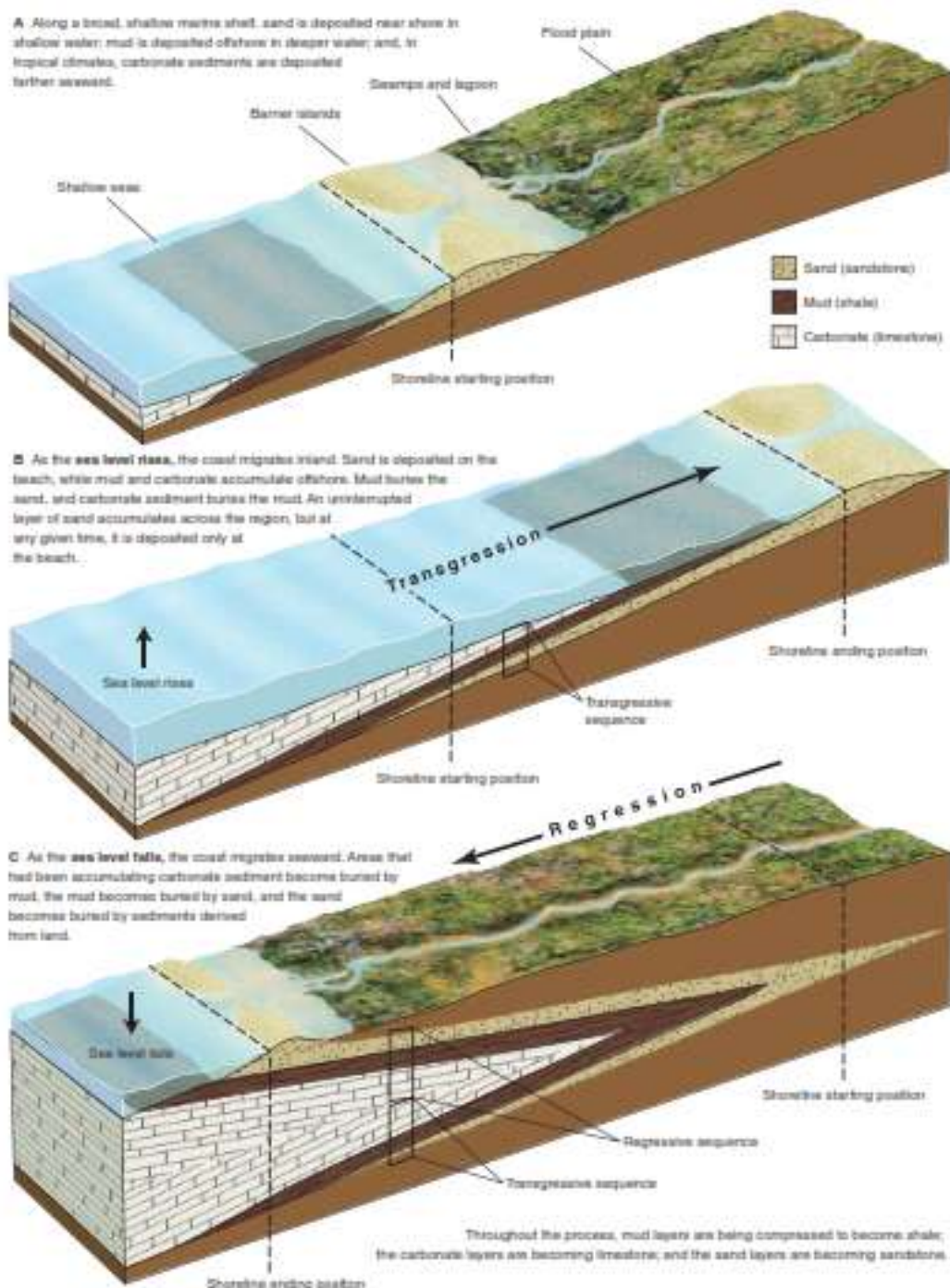
Gambar 8.9. Dinamika sedimentasi pada *Highstand System Tract* (TST).



Perbedaan Regresi dan Transgresi



Regresi dan Transgresi merupakan dua hal yang mendasari variasi *system tracts*. **Gambar 2.1** dibawah ini merupakan ilustrasinya, disimak dengan baik ya! Pada intinya, **Regresi** merupakan turunnya muka air laut relatif sehingga menyebabkan garis pantai mundur ke arah laut. **Transgresi** merupakan naiknya muka air laut relatif sehingga menyebabkan garis pantai maju ke arah darat.



Gambar 8.10. Dinamika sedimentasi pada *Highstand System Tract* (TST).



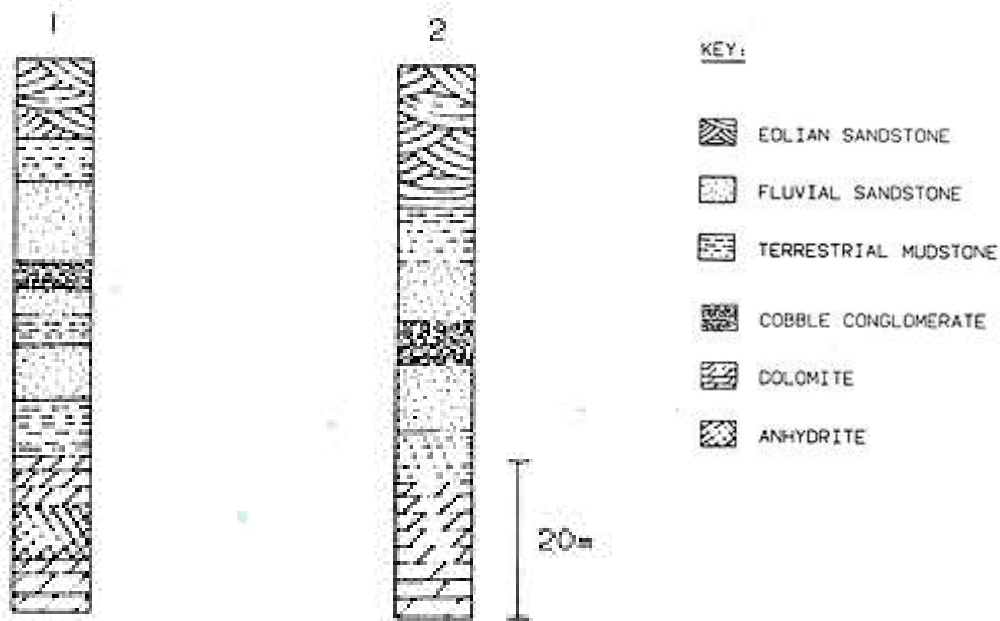
Korelasi

1. **Korelasi** adalah upaya untuk menghubungkan dua titik atau lebih pada sukseksi vertikal batuan berdasarkan kesamaan waktu pembentukan. Korelasi juga dapat diartikan sebagai penghubungan antar satuan stratigrafi dengan mempertimbangkan waktu.
2. **Horison** adalah suatu bidang (biasanya perlapisan batuan) yang menghubungkan titik-titik dengan kesamaan waktu. Horison juga biasa disebut dengan **datum, key bed, marker, atau lapisan pandu**.
3. **Korelasi di dalam stratigrafi** secara umum dapat terbagi menjadi:
 1. Korelasi litostratigrafi,
 2. Korelasi kronostratigrafi,
 3. Korelasi biostratigrafi,
 4. Korelasi magnetostratigrafi,
 5. Korelasi pedostratigrafi, dan masih banyak lainnya.



Latihan 1

Korelasikan kolom stratigrafi pada gambar berikut ini. Tentukan dari arah mana datangnya sedimen klastik kasar tersebut!



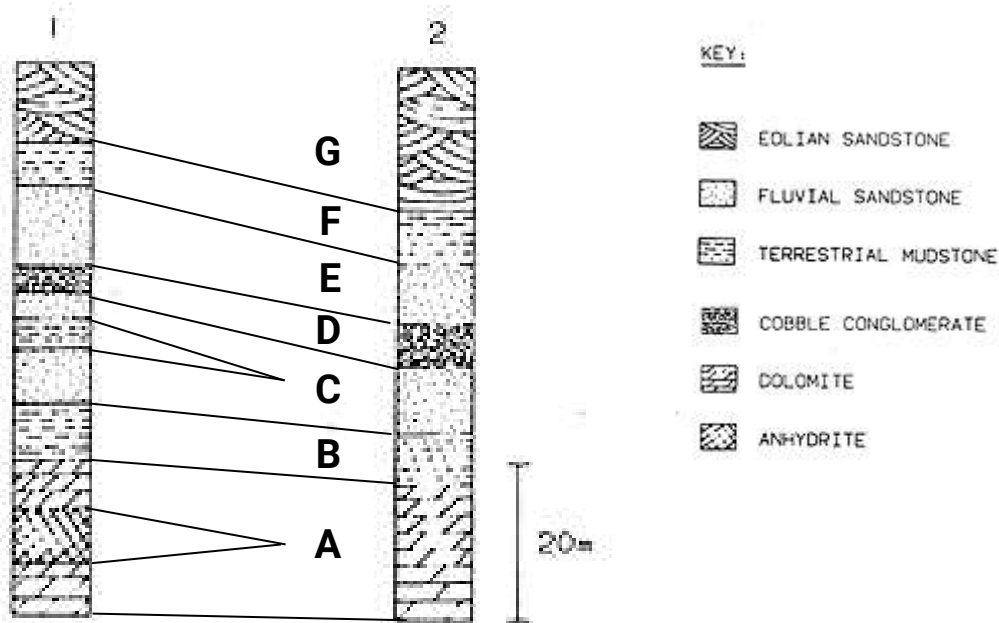


Korelasi Litostratigrafi



Jawaban Latihan 1

Arah datangnya batuan sedimen klastik kasar tersebut adalah dari **Timur**. Perhatikan Gambar!



Pembahasan dimulai dari lapisan yang paling tua.

1. Lapisan A yaitu dolomit mengalami hubungan dengan anhidrit. Kedua batuan ini bukanlah sedimen silisiklastik melainkan batuan karbonat hasil evaporasi dan presipitasi. Sehingga tidak dapat menentukan arah datangnya batuan silisiklastik kasar. Hubungan kedua litofasies ini adalah *interfingering* (menjari).
2. Lapisan C yaitu litofasies *fluvial sandstone*. Batuan ini mengalami hubungan *interfingering* dengan *terrestrial mudstone* semakin ke arah Barat. Hal ini menjadi dasar yang cukup kuat, bahwa arah datangnya sedimen klastik kasar adalah dari sebelah Timur. Semakin ke arah Barat.
3. Lapisan D yaitu *Cobble Conglomerate* (Konglomerat berangkalan) mengalami penipisan semakin ke arah Barat. Hal ini juga menguatkan bahwa arah datangnya sedimen klastik kasar adalah dari sebelah Timur.

4.

Latihan 1 diatas memberikan contoh sederhana kepada kita mengenai **korelasi litostratigrafi**. Korelasi tersebut berdasarkan dari kesamaan litologi dengan asumsi bahwa litofasies tersebut terendapkan dengan kesamaan waktu namun hanya terpisah jarak pada suatu cekungan pengendapan.



Korelasi Litostratigrafi



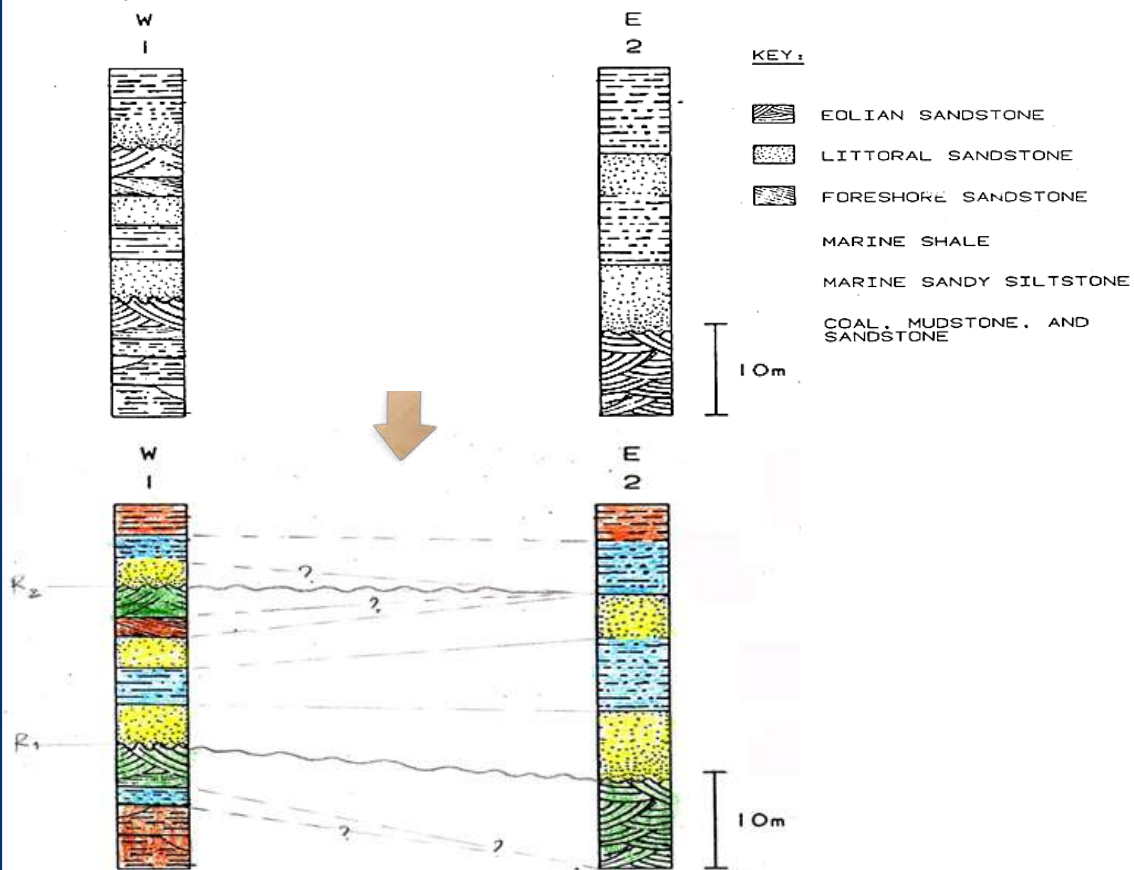
Latihan 2

Korelasikan kolom stratigrafi pada gambar berikut ini!

Tentukan posisi arah daratan (*landward*)?

Mengapa hanya terdapat satu ketidakselarasan pada kolom di sisi Timur?

Apa proses geologi yang terjadi pada sisi Timur saat erosi terjadi pada Bagian Barat?

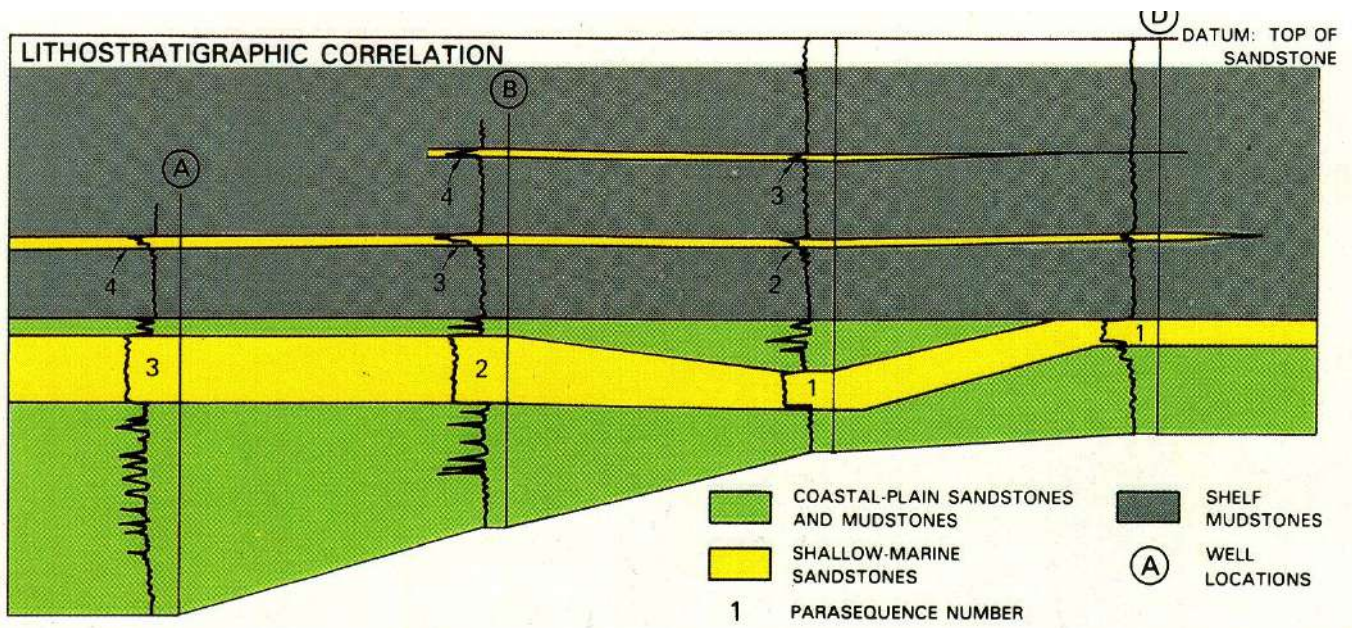


Tuliskan jawaban anda pada kolom yang tersedia!



Korelasi Litostratigrafi

5. **Korelasi Litostratigrafi** adalah upaya untuk menghubungkan dua titik pada suksesi vertikal batuan berdasarkan **kesamaan litologi**. Korelasi litostratigrafi sangat umum digunakan pada pemetaan geologi permukaan, karena proses pengkorelasian ini tergolong cepat dan mudah. Seperti misalnya dengan mengamati kesamaan atribut batupasir pada dua lokasi yang berbeda (lihat Gambar 9.1).



Gambar 9.1. Skema Korelasi Litostratigrafi

6. Namun pada pemetaan geologi bawah permukaan, korelasi litostratigrafi ini harus dilakukan secara berhati-hati. Hal ini dikarenakan korelasi ini hanya fokus kepada kesamaan litologi saja, tidak mempertimbangkan kesamaan genetik pembentukan.
7. Tentunya jika anda menelaah lebih lanjut mengenai **hukum akresi lateral dan hukum Walther**, maka pengendapan tidaklah sesederhana itu. Terdapat beberapa dinamika sedimentasi yang mungkin terjadi.

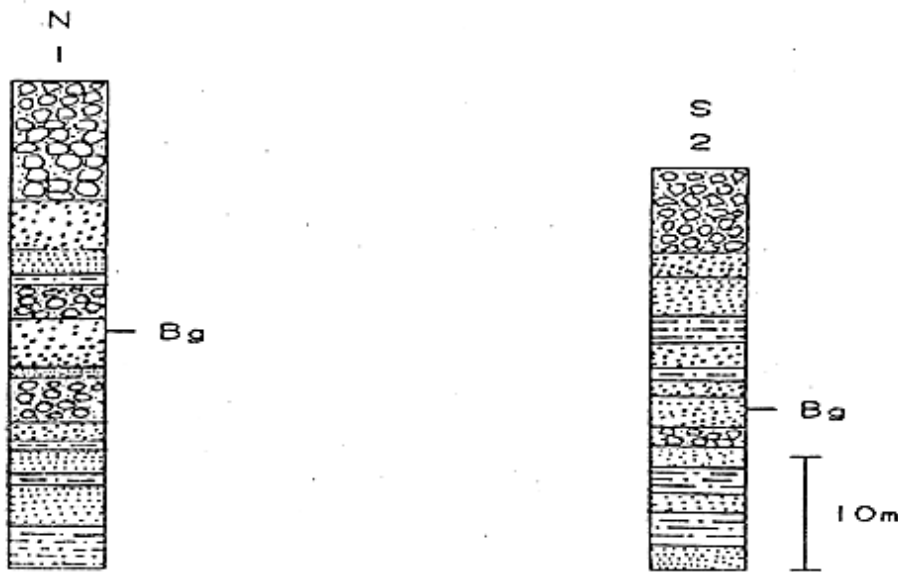


Korelasi Litostratigrafi



Latihan 3

Korelasikan kolom stratigrafi pada gambar berikut ini!
 Apakah ini suatu bentuk sikuen sedimentasi yang menunjukkan progradasi?
 Tentukan dari arah mana sumber sedimennya!
 Apakah sikuen batuan ini terbentuk di lingkungan marine/non-marine?
 Apakah dua faktor pengontrol utama yang dapat menentukan suatu sikuen mengkasar keatas?



KEY:

- V. THICK-BEDDED MASSIVE SANDSTONE
- CONGLOMERATE
- HEMIPELAGIC MUDSTONE W/ THIN SILTSTONE INTERBEDS
- BASE OF BACULITES GRANDIS INTERVAL ZONE
- V. THIN CROSS-BEDDED SANDSTONE W/ MINOR MUDSTONE DRAPES

Tuliskan jawaban anda pada kolom yang tersedia!



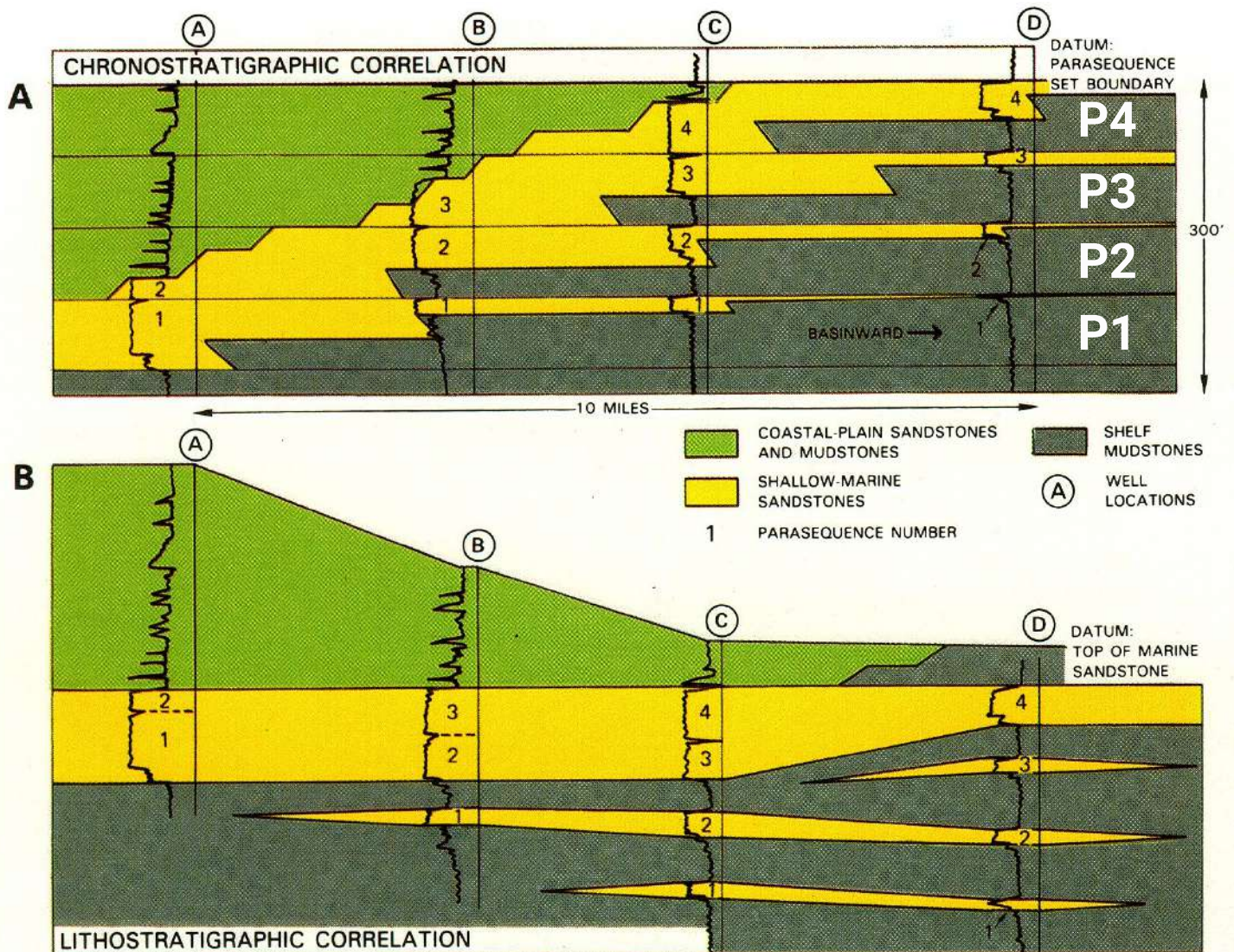
Korelasi Kronostratigrafi

8.

Kronostratigrafi adalah pengelompokan litofasies secara sistematis menjadi satuan-satuan stratigrafi berdasarkan interval waktu geologi. Interval waktu geologi ditentukan berdasarkan geokronologi atau metode lain yang menunjukkan kesamaan waktu. Waktu geologi mengikuti tabel waktu geologi.

9.

Korelasi kronostratigrafi adalah upaya penghubungan sekelompok litofasies berdasarkan kesamaan interval waktu pengendapan/kesamaan genetik. Perhatikan Gambar 9.2 dibawah ini! Pada Gambar 9.2.A, terdapat empat parasikuen yaitu P1, P2, P3, dan P4. Masing-masing parasikuen tersusun atas batupasir dengan ketebalan bervariasi. Korelasi kronostratigrafi akan menghubungkan litofasies batupasir berdasarkan kesamaan genetik pembentukan, sehingga saat diajukan menjadi potensial reservoir hidrokarbon, batuan tersebut saling terhubung (*interconnected*) tanpa lapisan penghambat (*barrier*) biasanya berupa batulempung.



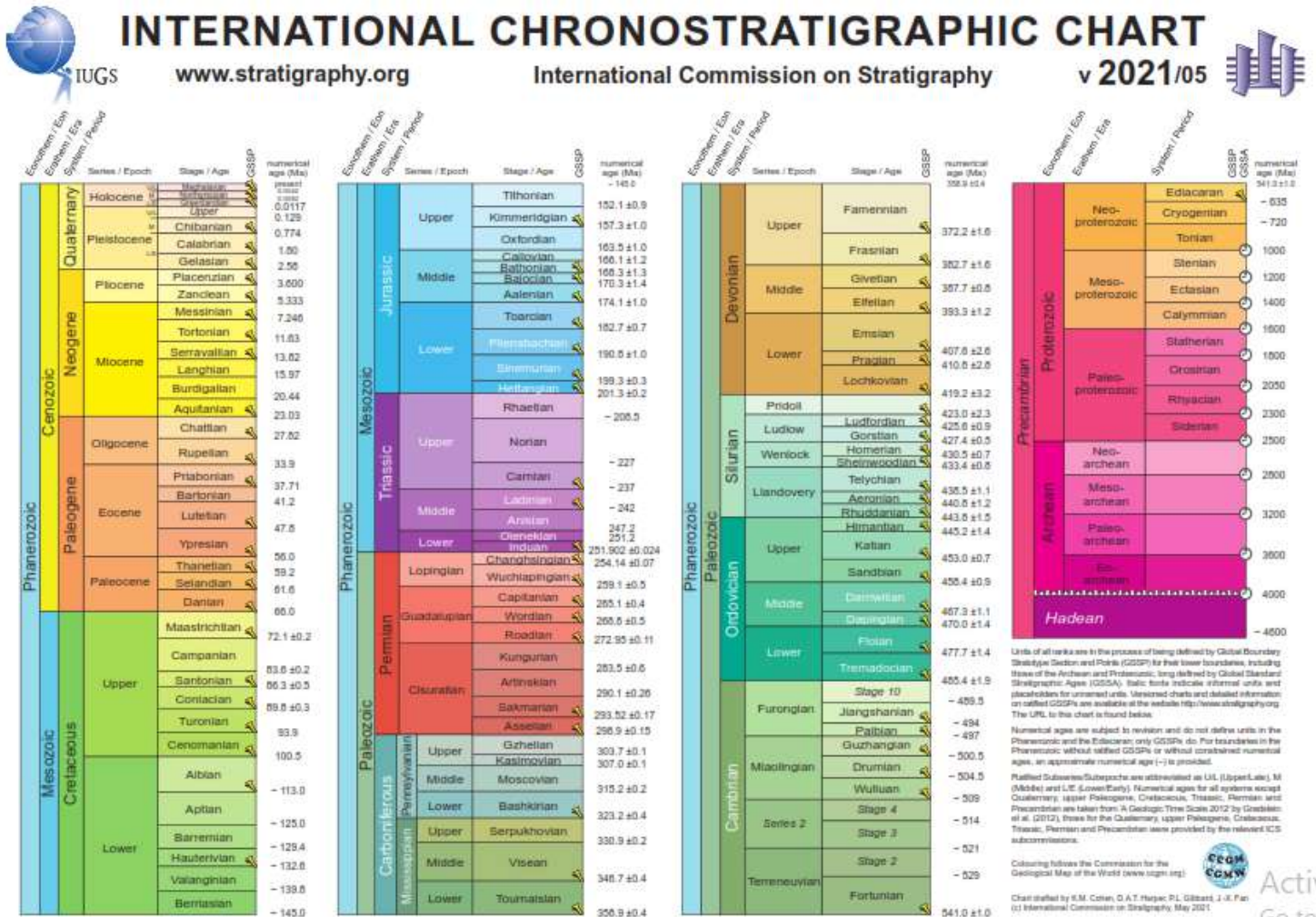
Gambar 9.2. Perbandingan antara korelasi kronostratigrafi (atas) dan korelasi litostratigrafi (bawah)



Korelasi Kronostratigrafi

GEOKRONOLOGI

Geokronologi adalah pembagian waktu geologi menjadi interval-interval tertentu berdasarkan urutan-urutan terjadinya suatu peristiwa geologi. Interval waktu geologi ini disebut dengan **satuan geokronologi**. Contoh satuan geokronologi antara lain : Kurun, Masa, Zaman, Kala, dan Umur dalam skala waktu geologi.



Gambar 9.3. Tabel Kronostratigrafi Internasional 2021

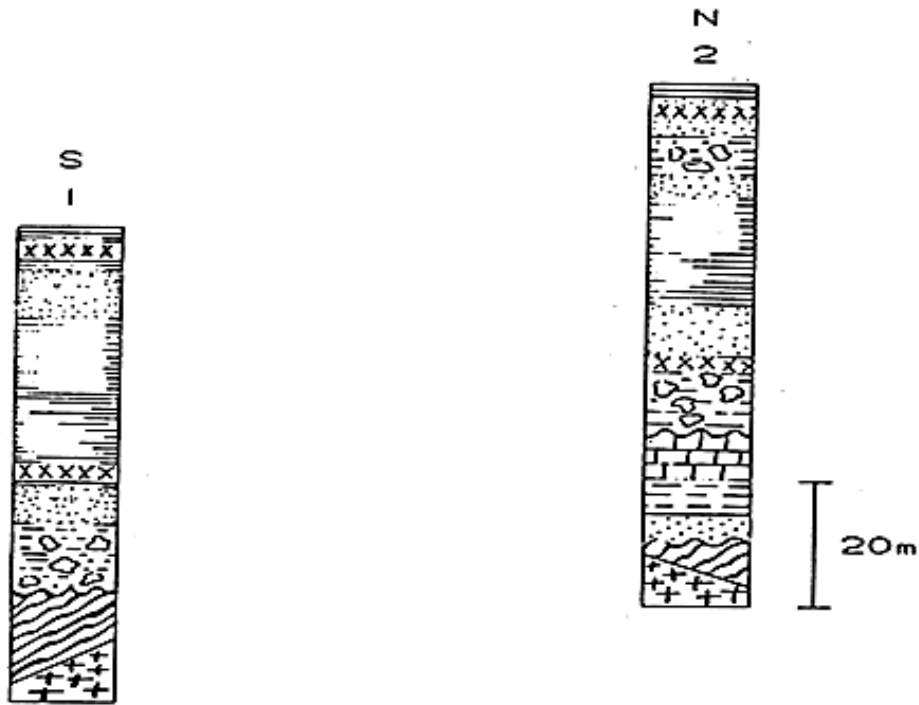


Korelasi Kronostratigrafi



Latihan 3

Korelasikan hasil pengukuran stratigrafi pada dua jalur N (North) dan S (South) berikut ini!
Tentukan korelasi kronostratigrafinya!



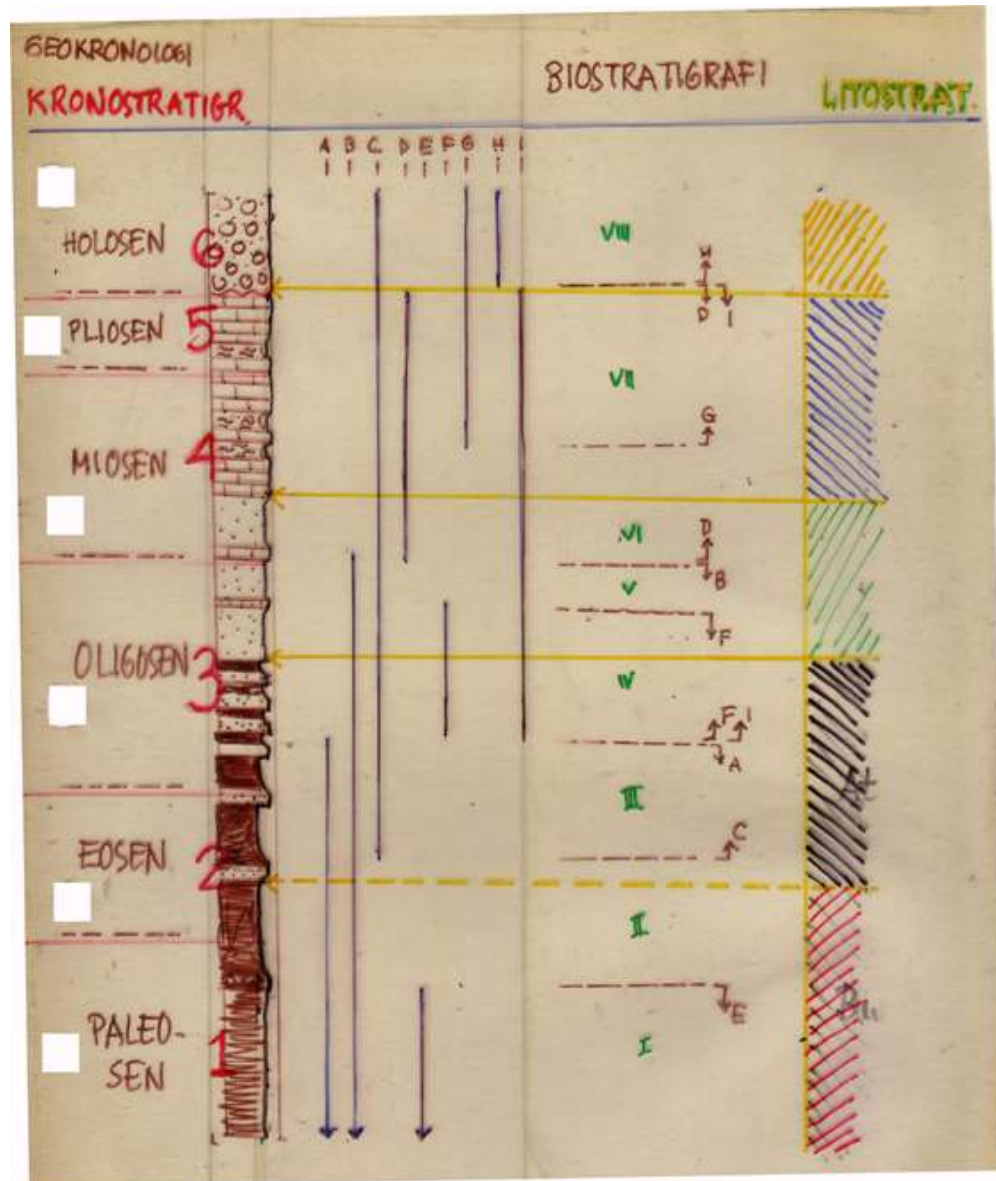
KEY:

- | | | | |
|--|----------------------|--|------------------------|
| | SILTSTONE RHYTHMITES | | CAMBRIAN LIMESTONE |
| | DIAMICTITE | | MUDSTONE W/ TRILOBITES |
| | PROGLACIAL SANDSTONE | | LITTORAL SANDSTONE |
| | VOLCANIC ASH | | ARCHEAN BASEMENT |

Tuliskan jawaban anda pada kolom yang tersedia!



Integrasi Keilmuan Stratigrafi

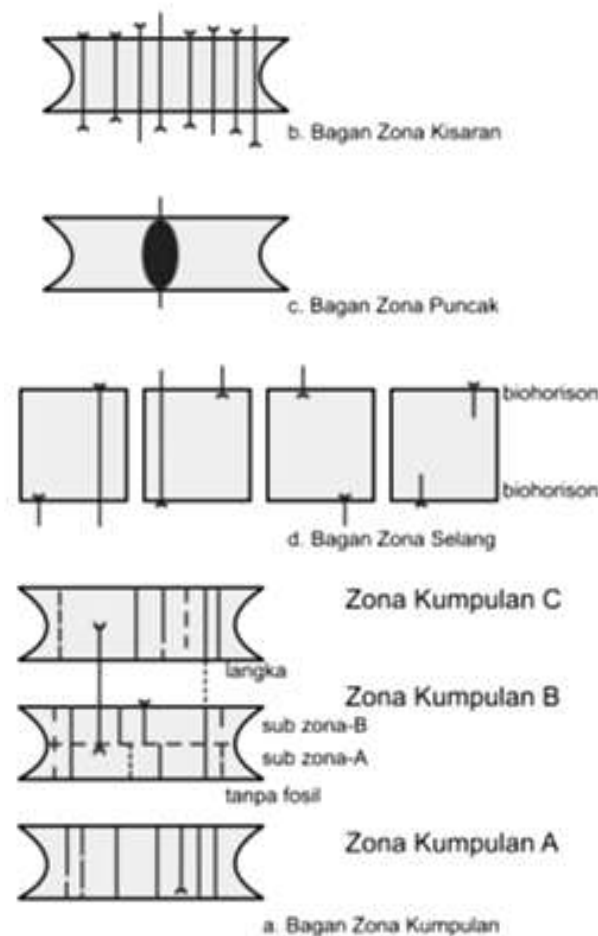


Catatan Anda



Korelasi Biostratigrafi

10. **Biostratigrafi** merupakan pencirian dan pengkorelasi dari unit-unit batuan berdasarkan atas kandungan fosilnya, batas ini dapat sama ataupun beda dengan batas satuan litostratigrafi (Boggs, 1987).
11. Dalam Sandi Stratigrafi Indonesia (1996), pembagian biostratigrafi dimaksudkan untuk menggolongkan lapisan-lapisan batuan di bumi secara sistem menjadi satuan-satuan bernama berdasarkan kandungan dan penyebaran fosil.
12. **Zona atau biozona adalah satuan dasar biostratigrafi.** Zona adalah suatu lapisan atau tubuh batuan yang dicirikan oleh suatu takson fosil atau lebih. Menurut Komisi Sandi Stratigrafi Indonesia (1996), berdasarkan ciri paleontologi, satuan biostratigrafi dapat dibedakan menjadi 6 zona (lihat Gambar 9.4).



Gambar 9.4. Bagan jenis – jenis zona biostratigrafi dengan kisaran takson-takson fosil menurut Sandi Stratigrafi Indonesia (Komisi Sandi Stratigrafi Indonesia, 1996).



Korelasi Biostratigrafi

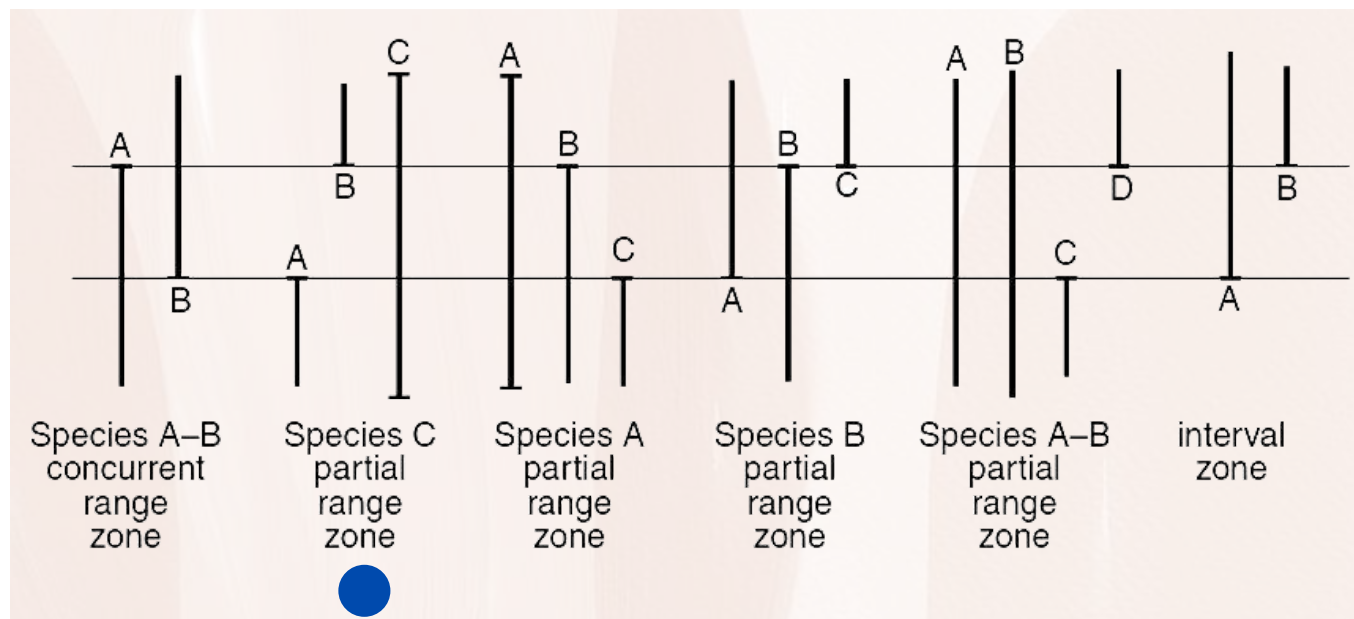
Penjelasan Jenis Zonasi Biostratigrafi

A. Zona Kumpulan

Zona kumpulan merupakan lapisan atau kesatuan sejumlah lapisan yang terdiri oleh kumpulan alamiah fosil yang khas atau kumpulan sesuatu jenis fosil. Kumpulan alamiah fosil yang dimaksud disini adalah fosil – fosil yang mempunyai lingkungan hidup yang sama dan terdapat dalam lapisan – lapisan batuan yang seumur dengan saat pengendapan lapisan batuan tersebut. Kegunaan zona kumpulan, selain sebagai penunjuk lingkungan kehidupan purba dapat dipakai sebagai penciri waktu.

B. Zona Kisaran

Zona kisaran adalah tubuh lapisan batuan yang mencakup kisaran stratigrafi unsur terpilih dari kumpulan seluruh fosil yang ada. Kegunaan zona kisaran terutama ialah untuk korelasi tubuh – tubuh lapisan batuan dan sebagai dasar untuk penempatan batuan – batuan dalam skala waktu geologi.



Gambar 9.5. Makna Macam-macam Zona kisaran (Berggren dan Miller dalam McGowran, 2005)

Contoh Penafsiran:

Lihat lingkaran kecil biru di Gambar 9.5!

Jika terdapat FAD fosil B yang berselang dengan LAD fosil A, sementara fosil C masih menunjukkan rentang waktu stratigrafi yang jelas, maka zona tersebut dinamakan **Zona Kisaran Sebagian Spesies C**



Korelasi Biostratigrafi

C. Zona Puncak

Zona puncak merupakan tubuh lapisan batuan yang menunjukkan perkembangan maksimum suatu takson tertentu. Pada umumnya yang dimaksud dengan perkembangan maksimum adalah jumlah populasi suatu takson dan bukan seluruh kisarannya. Kegunaan zona puncak dalam hal tertentu ialah untuk menunjukkan kedudukan kronostratigrafi tubuh lapisan batuan dan dapat dipakai sebagai petunjuk lingkungan pengendapan purba, iklim purba.

D. Zona Selang

Zona selang merupakan selang stratigrafi antara pemunculan awal/akhir dari dua takson penciri. Pemunculan awal/akhir dari takson ialah awal/akhir dari munculnya takson – takson penciri pada sayatan stratigrafi. Bidang dimana titik – titik tempat pemunculan awal/akhir tersebut berada disebut sebagai biohorison dan sering dikenal sebagai biodatum. Kegunaan zona selang pada umumnya ialah untuk korelasi tubuh – tubuh lapisan batuan.

E. Zona Rombakan

Zona rombakan adalah tubuh lapisan batuan yang ditandai oleh banyaknya fosil rombakan, berbeda jauh daripada tubuh lapisan batuan di atas dan di bawahnya. Zona rombakan umumnya khas berhubungan dengan penurunan muka air laut relatif yang cukup besar dan sering bersifat lokal, regional sampai global. Zona rombakan ini merupakan satuan biostratigrafi tak resmi.

F. Zona Padat

Zona padat merupakan tubuh lapisan batuan yang ditandai oleh melimpahnya fosil dengan kepadatan populasi jauh lebih banyak daripada tubuh batuan di atas dan di bawahnya. Zona padat ini umumnya diakibatkan oleh sedikitnya pengendapan material lain selain fosil.



Tahukah kamu?

Zonasi biostratigrafi yang umum digunakan adalah **zonasi Blow, 1969**.

Contoh umur :

P 4, dimana P akronim dari Paleogen

N 13, dimana N akronim dari Neogen



Korelasi Biostratigrafi

Tropical Zonation		Age (Ma)	Datum	Cool-tropical (temperate) zonation	Datum
PLEIST	N22			<i>Gr. truncatulinoides</i>	← <i>Gr. tosaensis</i> L.A.
			<i>Gr. truncatulinoides</i> F.A.	<i>Gr. trunc.-tosaensis</i>	← <i>Gr. truncatulinoides</i> F.A.
L	N21			<i>Gr. tosaensis</i>	← <i>Gr. tosaensis</i> F.A.
			<i>Gr. tosaensis</i> F.A.	<i>Gr. inflata</i>	← <i>Gr. inflata</i> F.A.
PLIOC	N19/20	← 3.1		<i>Gr. crassaformis</i>	← <i>Gr. crassaformis</i> F.A.
			<i>Gr. tosaensis</i> F.A.	<i>Gr. puncticulata</i>	← <i>Gr. puncticulata</i> F.A.
E	N19	← 4.8	<i>Sa. dehiscens</i> F.A.	<i>Gr. conomiozea</i>	← <i>Gr. conomiozea</i> F.A.
			<i>Gr. tumida tumida</i> F.A.	<i>Gg. nepenthes</i>	← <i>Gr. continua</i> L.A.
L	N18	← 5.0		<i>Gr. continua</i>	← <i>Gr. mayeri</i> L.A.
			<i>Pu. primalis</i> F.A.	<i>Gr. mayeri</i>	← <i>Gr. peripheronda</i> L.A.
E	N17 B	← 6.2	<i>Gr. plesiotumida</i> F.A.	<i>Gr. peripheronda-peripheroacuda</i>	← <i>Gr. peripheroacuta</i> F.A.
			<i>Gr. plesiotumida</i> F.A.	<i>O. suturalis</i>	
E	N16 A	← 7.7	<i>N. acostaensis</i> F.A.	<i>Pr. glomerosa curva</i>	← <i>O. suturalis</i> F.A.
			<i>N. acostaensis</i> F.A.	<i>Gr. miozea</i>	← <i>Pr. glomerosa curva</i> F.A.
N	N15	← 11.2	<i>Gr. siakensis</i> L.A.	<i>Cs. dissimilis</i>	← <i>Cs. dissimilis</i> L.A.
			<i>Gr. siakensis</i> L.A.	<i>Cs. dissimilis</i>	← <i>Gr. kugleri</i> L.A.
E	N14	← 12.0	<i>Gg. nepenthes</i> F.A.	<i>Gs. trilobus</i>	← <i>Gs. trilobus</i> F.A.
			<i>Gg. nepenthes</i> F.A.	<i>Gr. incognita</i>	← <i>Gr. incognita</i> F.A.
Middle	N13	← 12.4	<i>Gr. lobata/robusta</i> L.A.	<i>Gq. dehiscens</i>	← <i>Gq. dehiscens</i> F.A.
			<i>Gr. lobata/robusta</i> L.A.	<i>Gr. kugleri</i>	
O	N12	← 13.9	<i>Gr. fohsi fohsi</i> F.A.		
			<i>Gr. fohsi fohsi</i> F.A.		
E	N11	← 14.7	<i>Gr. praefohsi</i> F.A.		
			<i>Gr. praefohsi</i> F.A.		
M	N10	← 15.3	<i>Gr. peripheroacuta</i> F.A.		
			<i>Gr. peripheroacuta</i> F.A.		
E	N9	← 16.0	<i>Orbulina</i> spp. F.A.		
			<i>Orbulina</i> spp. F.A.		
Late	N8	← 17.2	<i>Gs. sicanus</i> F.A.		
			<i>Gs. sicanus</i> F.A.		
OLIGO	N7	← 18.0	<i>Cs. dissimilis</i> L.A.		
			<i>Cs. dissimilis</i> L.A.		
E	N6	← 18.6	<i>Gt. insueta</i> F.A.		
			<i>Gt. insueta</i> F.A.		
Late	N5	← 20.5	<i>Gr. kugleri</i> L.A.		
			<i>Gr. kugleri</i> L.A.		
OLIGO	N4-B	← 22.2	<i>Gq. dehiscens</i> F.A.		
			<i>Gq. dehiscens</i> F.A.		
Late	N4-A	← 25.0	<i>Globigerinoides</i> F.A.		
			<i>Globigerinoides</i> F.A.		
OLIGO	P22				

Activate Wi-Fi
Go to Settings

Gambar 9.6. Zonasi Paralel antara perlapisan batuan yang terendapkan pada lingkungan tropis, sub-tropis dan transisi (McGowran, 2005)

13.

1. **First appearance** (FA) / **First occurrence** (FO) adalah batas umur bawah/kemunculan pertama kali suatu spesies foraminifera plangtonik.
2. **Last appearance** (LA) / **Last Occurrence** (LO) adalah batas umur atas/kemunculan terakhir suatu spesies foraminifera plangtonik.
3. **Datum** adalah suatu dasar penentuan penamaan zona. Nama datum adalah nama foraminifera plangtonik yang mencirikan zona tersebut (umumnya fosil indeks).

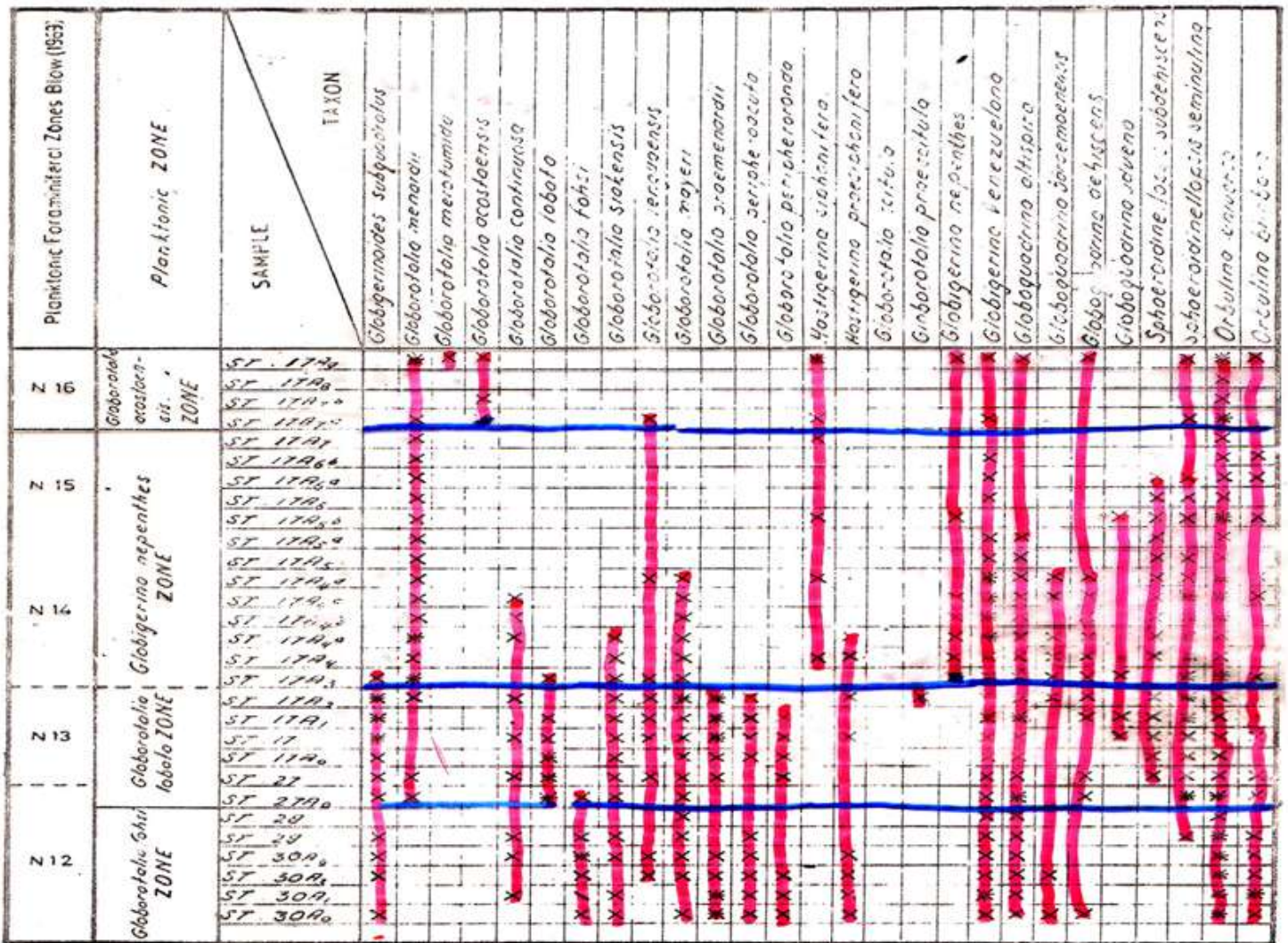


Akronim dalam Biostratigrafi

- LAD : Last Appearance Datum
- LA : Last Appearance
- FAD : First Appearance Datum
- FA : First Appearance
- LO : Last Occurrence
- FO : First Occurrence



Korelasi Biostratigrafi



Gambar 9.7. Contoh penentuan zonasi biostratigrafi.



ALLUVIAL FAN



Definisi

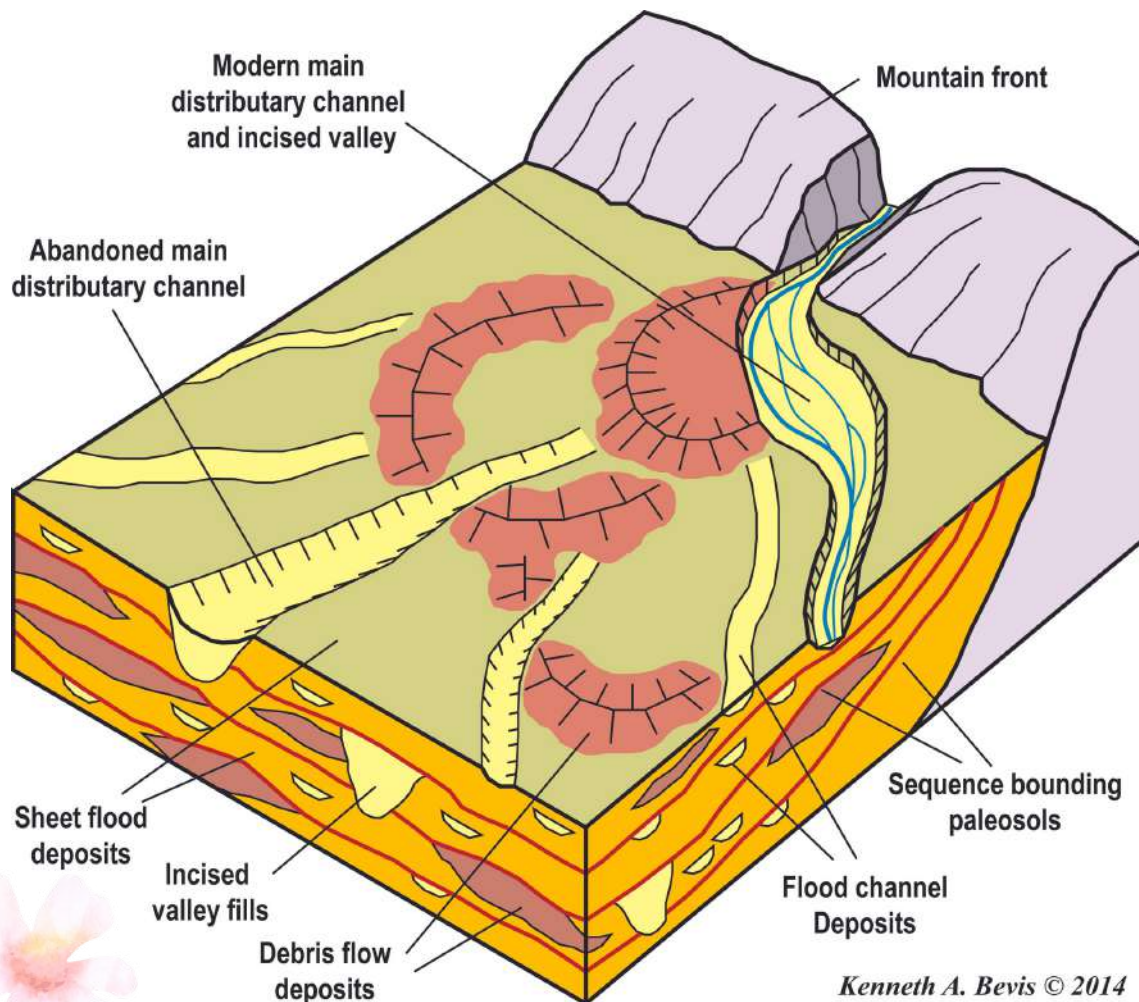
1.

Alluvial fan atau yang biasa disebut dengan kipas *alluvial* merupakan suatu morfologi kipas pada permukaan yang dibangun dari pengendapan dengan energi yang tinggi dengan **tipe endapan didominasi oleh material sedimen berbutir kasar hingga sangat kasar**. Bevis (2014) menggambarkan morfologi kipas aluvial memiliki beberapa asosiasi fasies yaitu : *Distributary channel* dan lembah terkikis (*incised valley*), *flood channel deposit*, *sheet flood deposit*, dan endapan-endapan debris-flow (lihat Gambar 10.1).

2.

Nichols (2009) membagi jenis Alluvial fan menjadi beberapa jenis, yaitu:

- (1). Endapan *debris flow dominated* alluvial fan;
- (2). Endapan *sheet-flood dominated* alluvial fan; dan
- (3). Endapan *stream channel dominated* alluvial fan.



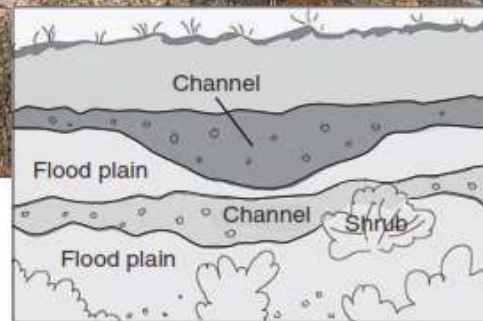
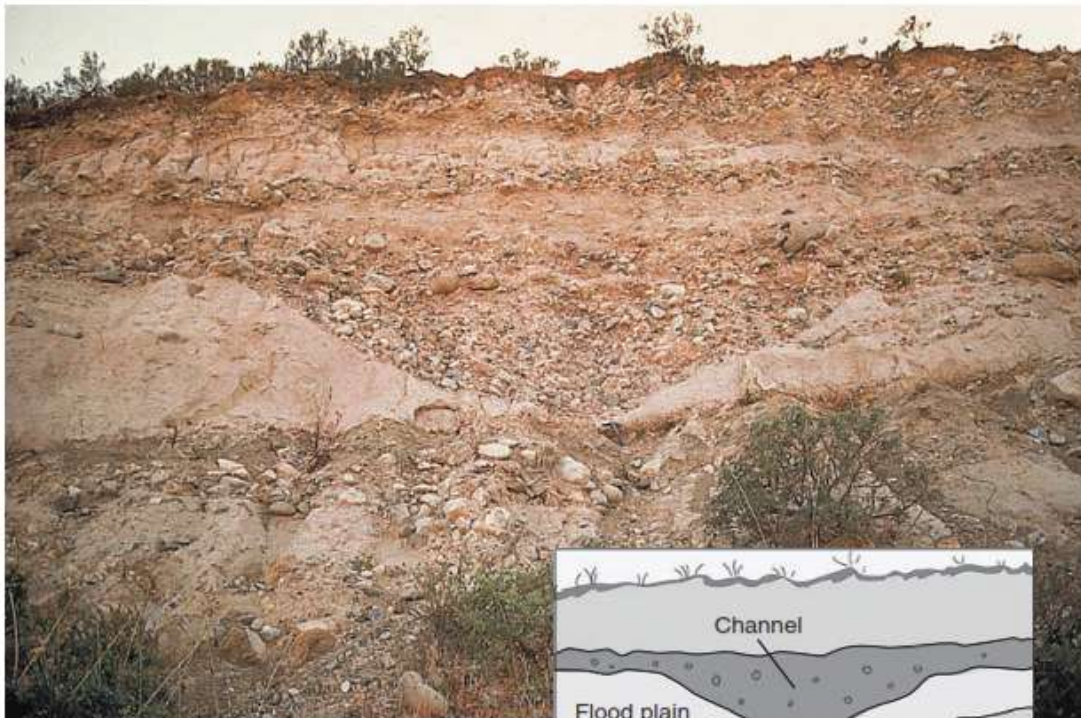
Gambar 10.1. Arsitektur elemen dari aluvial fan secara umum.



ALLUVIAL FAN

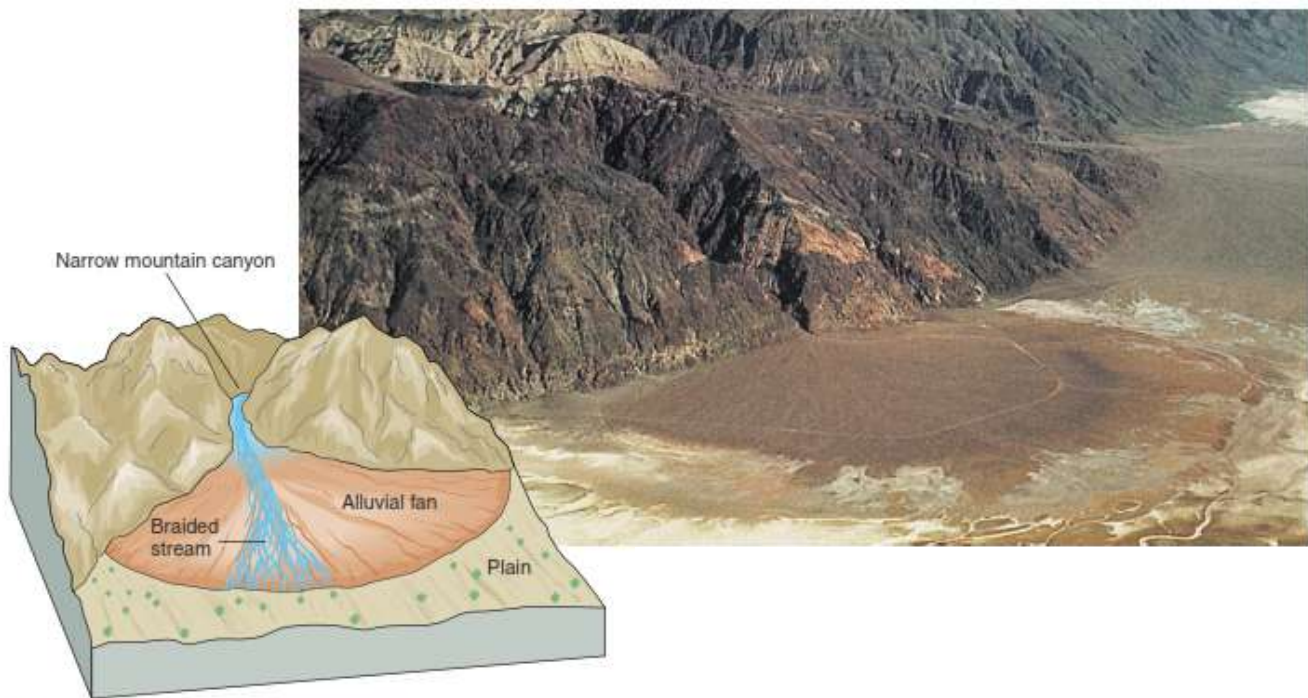


Skema Lingkungan Pengendapan



Geologist's View

Gambar 10.2. Asosiasi fasies endapan kipas alluvial.



Gambar 10.3. Morfologi kipas alluvial (kanan) dan ilustrasi sekam tik arsitektural elemennya (kiri).



ALLUVIAL FAN



Endapan *Debris-flow* Alluvial Fan

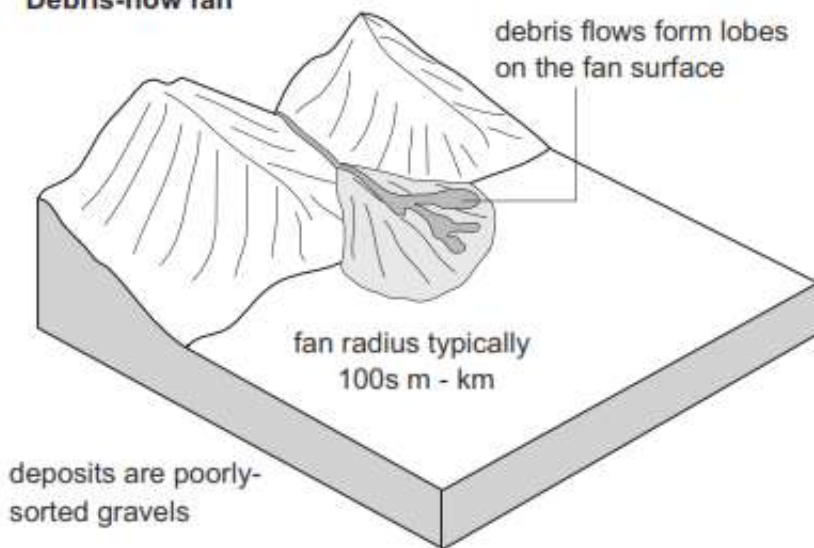
3.

Endapan kipas alluvial debris-flow dominated merupakan morfologi kipas alluvial yang pengendapannya didominasi oleh endapan aliran debris (*debris-flow*). Kita ketahui bersama bahwa **mekanisme sedimentasi debris flow merupakan hasil pengendapan pada energi yang tinggi (*high energy*)** sehingga tidak ada waktu untuk melakukan sortasi terhadap klastika sedimen. Sehingga kipas alluvial jenis ini biasanya didominasi oleh *poorly-sorted gravel*.

4.

Sedimen *debris-flow* membentuk suatu bentukan kipas kecil atau lebih dipahami dengan istilah **lobes** yang menjadi penyusun morfologi kipas secara keseluruhan (lihat Gambar 10.4). **Radius kipas aluvial tipe ini memiliki kisaran radius 100 meter hingga puluhan kilometer.** Sukseksi fasies secara vertikalnya didominasi oleh endapan masif dengan klastika sedimen berukuran *gravel* sehingga batas antar per lapisannya sulit dideterminasi dengan jelas (lihat Gambar 10.5).

Debris-flow fan



Gambar 10.4. Ilustrasi skematik 3D kipas aluvial dengan dominasi endapan *debris-flow*.

Debris flow alluvial fan						
Scale	Lithology	MUD	SAND	GRAVEL	Structures etc	Notes
		clay silt	fine med co	fine med co bould		
m - 100 m						Debris flow dominated fan. Matrix-supported, poorly sorted conglomerate beds, no sedimentary structures

Gambar 10.5. Tipe Ideal log litofasies vertikal dari endapan kipas alluvial dominasi *debris-flow*.



ALLUVIAL FAN



Endapan Sheet-flood Alluvial Fan

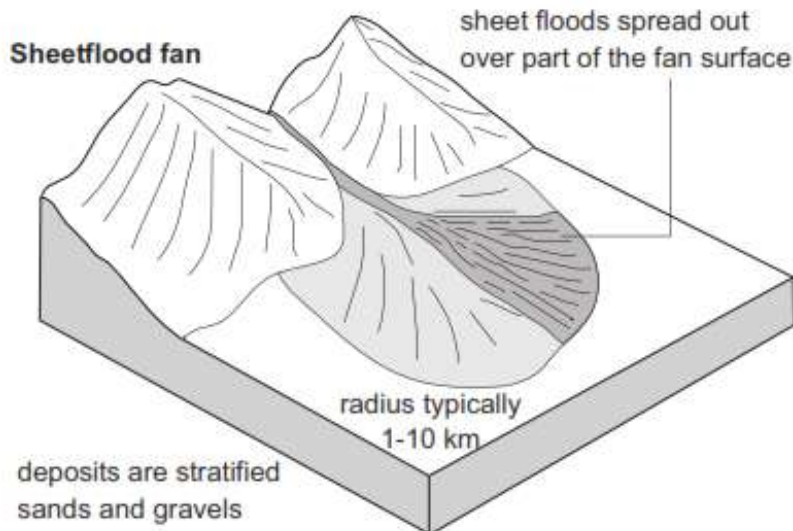
5.

Endapan kipas alluvial *sheet-flood dominated* merupakan morfologi kipas alluvial yang pengendapannya didominasi oleh endapan aliran banjir yang periodik.

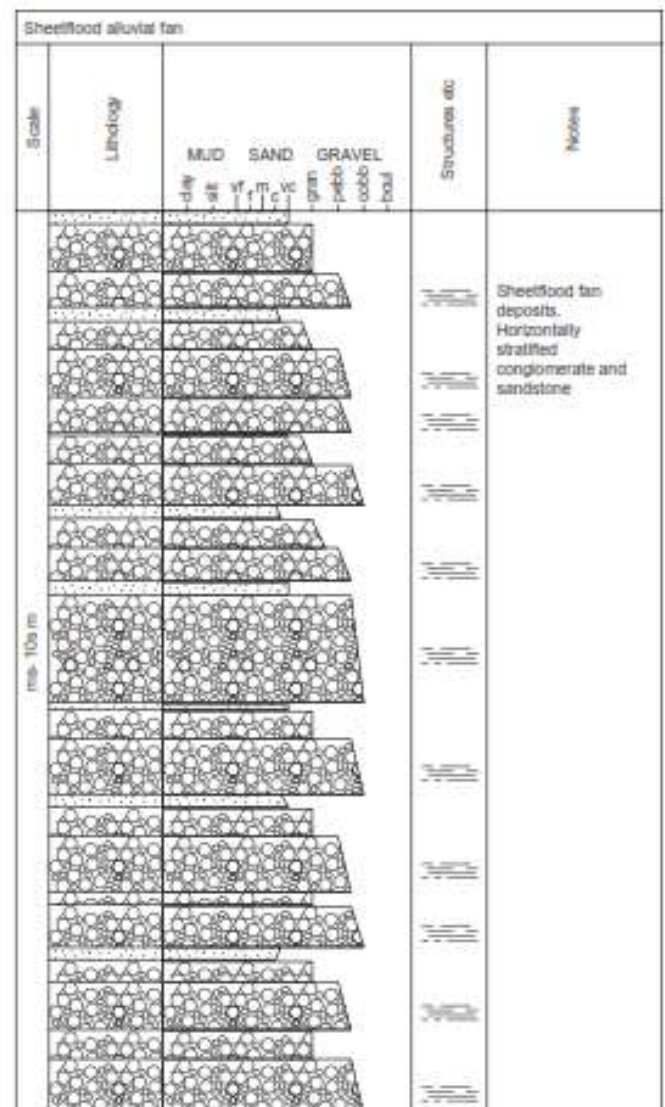
Geometri *sheet-flood* membentuk suatu bentukan endapan yang *stratified* (berlapis) dan merata, tersusun dari variasi klastika berukuran pasir hingga *gravel* (lihat Gambar 10.6). **Radius kipas aluvial tipe ini memiliki kisaran radius**

6.

1 hingga 10 kilometer. Suksepsi fasies secara vertikalnya didominasi oleh endapan perlapisan dengan variasi ukuran butir sehingga dapat diamati bidang per lapisannya dengan cukup baik dan mudah (lihat Gambar 10.7).



Gambar 10.6. Ilustrasi skematik 3D kipas aluvial dengan dominasi endapan *sheet-flood*.



Gambar 10.7. Tipe Ideal log litofasies vertikal dari endapan kipas alluvial dominasi *sheet-flood*.

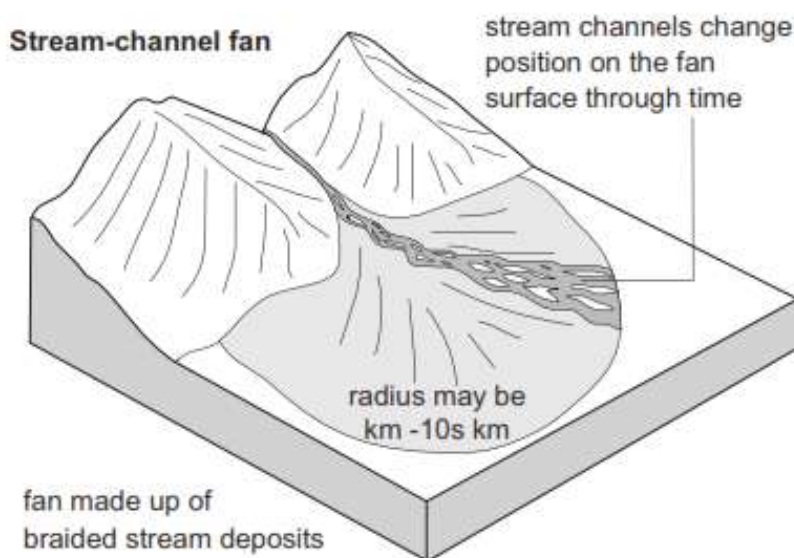


ALLUVIAL FAN

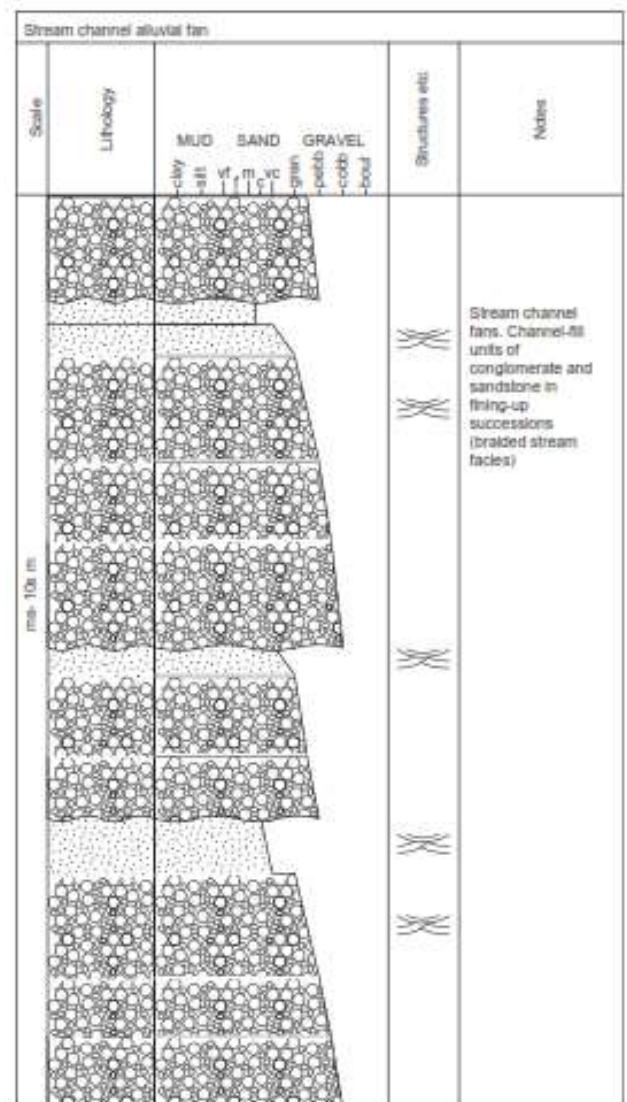


Endapan *Stream-channel* Alluvial Fan

7. Endapan kipas alluvial *stream-channel dominated* merupakan morfologi kipas alluvial yang pengendapannya didominasi oleh **endapan aliran sungai**. Aliran sungai ini mengalami perubahan orientasi dan bidang selama waktu geologi atau yang biasa dikenal dengan istilah *shifting*. Pola penumpukannya yang intensif dapat menjadi *amalgamated deposit*.
8. Geometri *stream-channel berasosiasi dengan braided stream* (lihat Gambar 10.8). **Radius kipas aluvial tipe ini memiliki kisaran radius puluhan kilometer**. Suksesi fasies secara vertikalnya didominasi oleh endapan perlapisan dengan menunjukkan gejala gradasi normal pada setiap per lapisannya, sehingga pada kipas alluvial jenis ini dapat **diinterpretasikan memiliki energi pengendapan yang lebih beragam** khas pengendapan sungai dengan klastika penyusun berukuran butir pasir hingga *gravel* (lihat Gambar 10.9).



Gambar 10.8. Ilustrasi skematik 3D kipas aluvial dengan dominasi endapan *sheet-flood*.

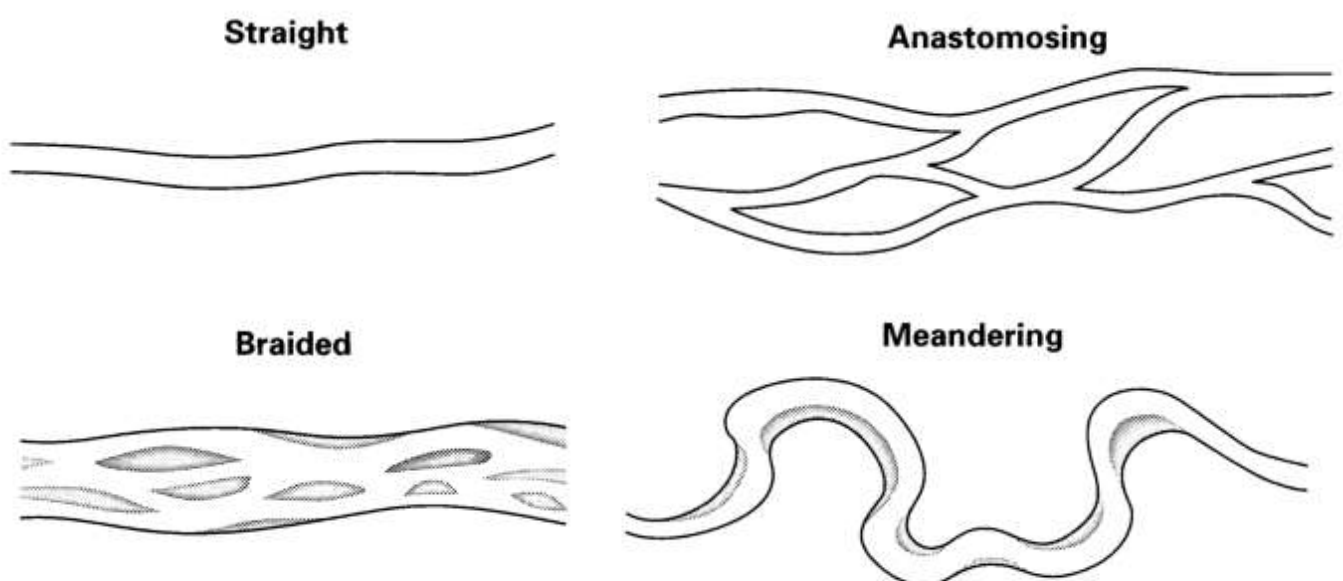


Gambar 10.9. Tipe Ideal log litofasies vertikal dari endapan kipas alluvial dominasi *sheet-flood*.



Sistem Pengendapan Sungai

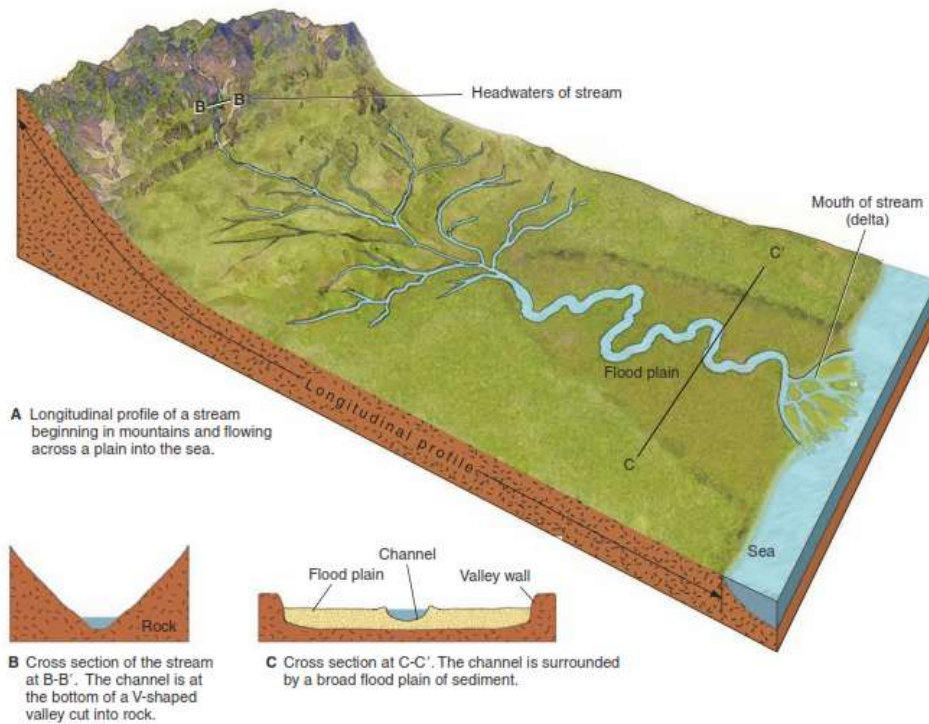
1. **Sistem fluvial** adalah nama lain dari sistem sungai. Dalam ilmu stratigrafi batuan sedimen, *channel* juga salah satu terminologi yang mendeskripsikan sistem sungai.
2. Sistem fluvial merupakan sistem yang penting dalam memahami dinamika sedimentasi. Dalam teori pembentukan cekungan, pembentukan sungai merupakan **inisiasi awal perkembangan suatu rift basin** ke tahap selanjutnya yaitu pengisian cekungan. Sistem fluvial ini juga menjadi salah satu karakteristik dimulainya suatu siklus sedimentasi yaitu pada **fase LST**.
3. **Berdasarkan geometrinya, sungai terbagi atas 4 (empat) jenis utama yaitu :**
 1. **Pola lurus** (*straight stream*), biasanya memiliki sudut kelerengan yang kecil, mekanisme sedimentasi didominasi oleh mekanisme *suspended load* (lihat Gambar 11.1) dan tebing sungai yang stabil.
 2. **Pola silang-silang** (*anastomosing stream*), umumnya memiliki kelerengan yang kecil, mekanisme sedimentasi didominasi oleh *suspended load*, tebing sungai yang systabil.
 3. **Pola teranyam** (*braided stream*), umumnya memiliki sudut kelerengan yang cukup besar, mekanisme sedimentasi didominasi oleh mekanisme *bed load*, dan tebing sungainya tidak stabil (mudah untuk tererosi).
 4. **Pola berkelok** (*meandering stream*), umumnya memiliki sudut kelerengan yang landai, mekanisme sedimentasi kombinasi antara *bed load* dan *suspended load*, dan tebing sungai cukup stabil.



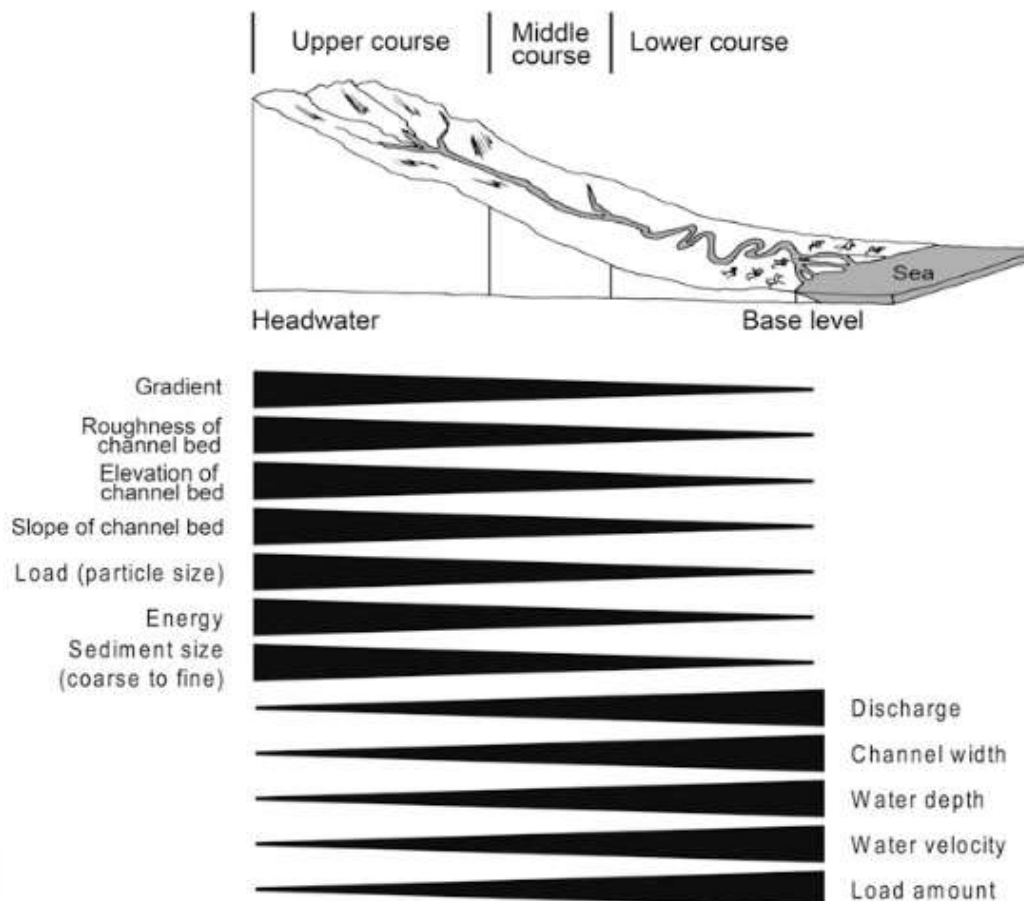
Gambar 11.1. Ilustrasi geometri sungai.



Sistem Pengendapan Sungai



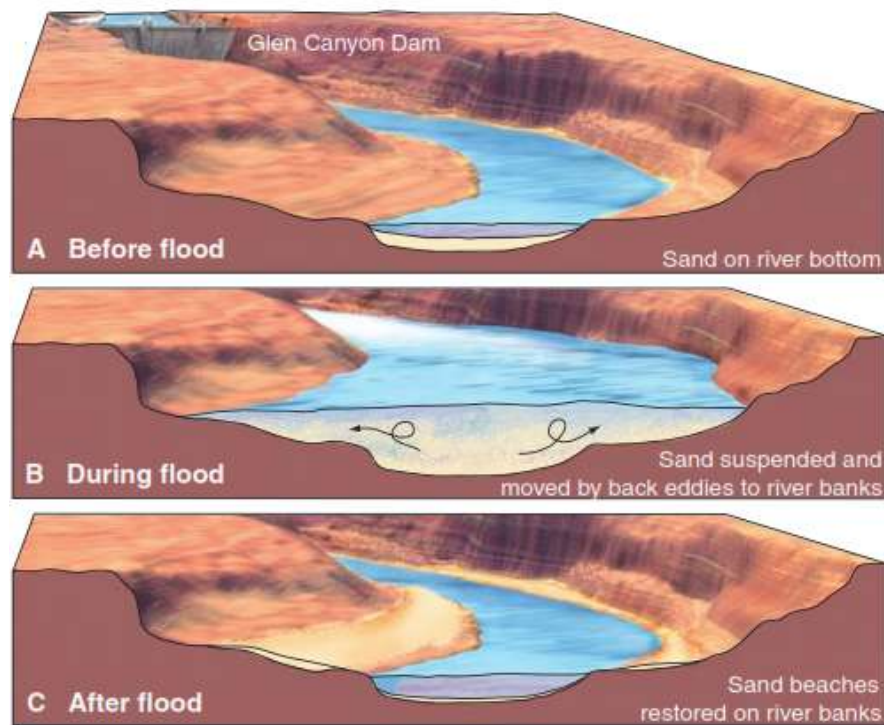
Gambar 11.2. (A) Profil longitudinal dari sebuah sungai mulai dari wilayah pegunungan hingga laut. (B) Penampang melintang sungai pada sayatan B-B' menunjukkan stadia sungai "muda". (C) Penampang melintang sungai pada sayatan C-C' menunjukkan stadia sungai "tua" (Plummer dkk, 2016).



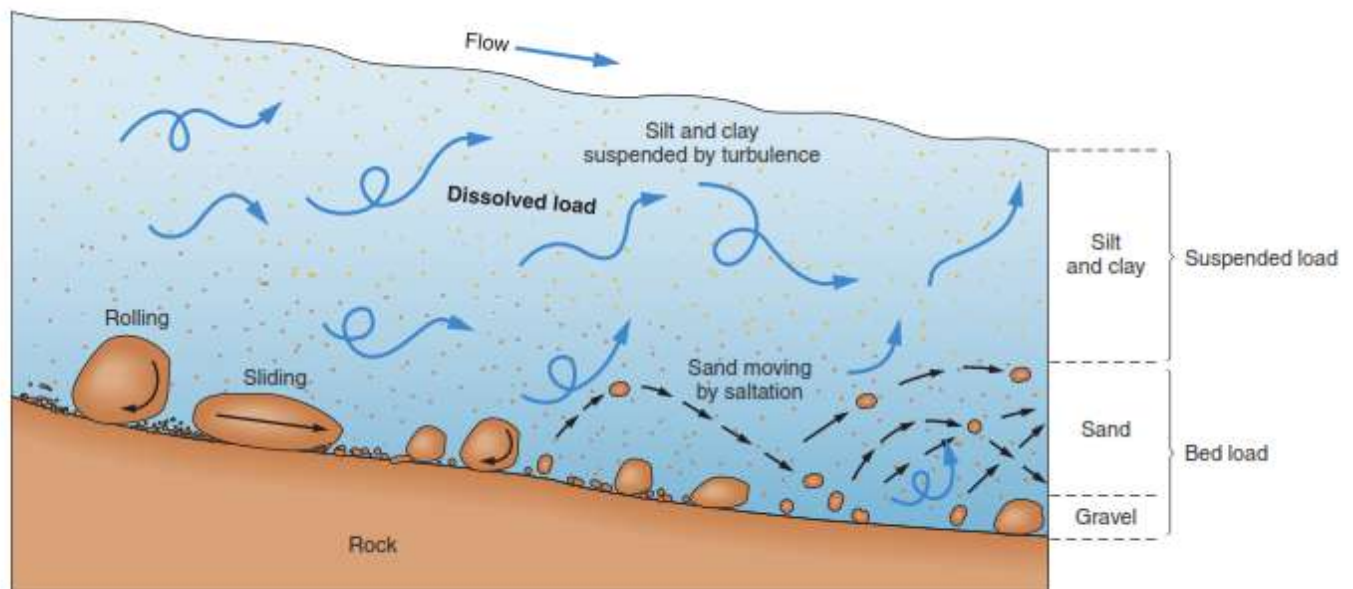
Gambar 11.3. Rangkuman proses pada perkembangan sungai dari hulu ke hilir (Jain, 2014).



Sistem Pengendapan Sungai



Gambar 11.4. Ilustrasi penampang melintang distribusi pengendapan pasir (A) sebelum banjir (B) saat banjir dan (C) setelah banjir pada Sungai Colorado, pada Dam Glen Canyon.



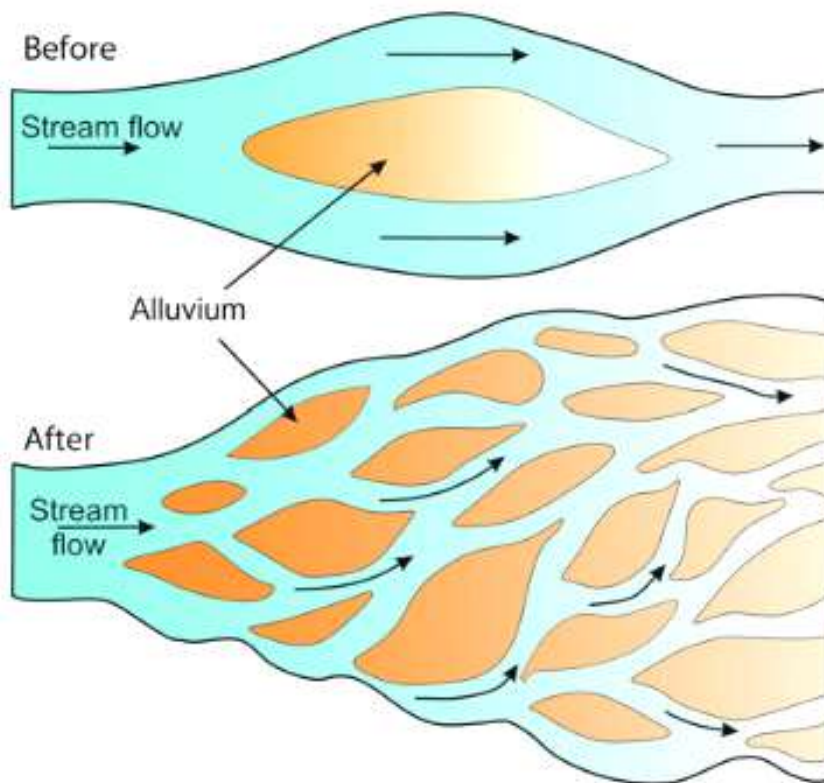
Gambar 11.5. Ilustrasi mekanisme sedimentasi *bed load* dan *suspended load*.



Sungai Teranyam



Gambar 11.6. Foto udara tampak atas morfologi sungai teranyam (Pinterest).



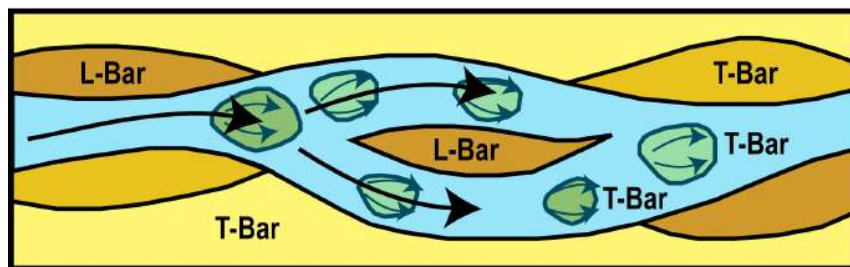
Gambar 11.7. Ilustrasi pengendapan alluvium pada aliran sungai braided stream (Jain, 2014)



Fasies Sungai teranyam (*Braided stream*)

4.

Seperti yang sudah dijelaskan pada materi sebelumnya, sungai teranyam (*braided stream*), umumnya terdapat pada geomorfologi dengan sudut kelerengan yang cukup besar dan umumnya tebing sungainya tidak stabil (mudah untuk tererosi). Pada morfologi sungainya terdapat bagian gosong sungai yaitu yang disebut sebagai **channel bar (L-bar)** dan **point bar (T-bar)**.

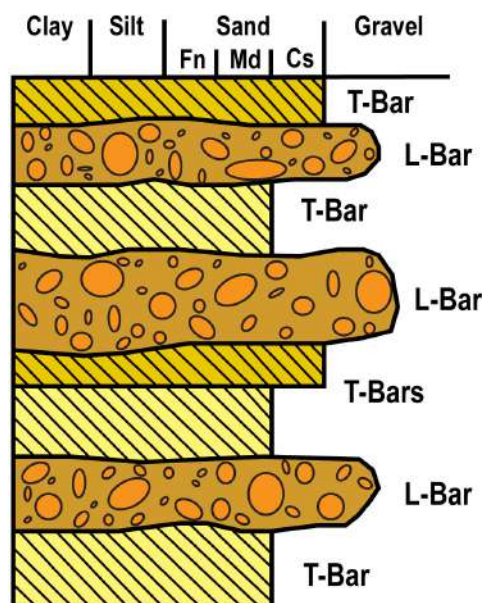


Gambar 11.8. Ilustrasi tampak atas morfologi sungai teranyam.

5.

Mekanisme sedimentasi pada sungai teranyam didominasi oleh mekanisme **bed load**. **Bed load** merupakan mekanisme sedimentasi yang memungkinkan transportasi material sedimen yang berukuran lebih besar dari pasir dengan cara bergerak terus-menerus di dasar sungai (Surjono & Amijaya, 2017).

Gambar 11.9 menjelaskan sikuen fasies vertikal yang diidealisasikan secara vertikal pada sungai teranyam oleh Kenneth A. Bevis (2014). Dapat kita amati bersama bahwa sedimen pada *channel bar* didominasi oleh ukuran butir yang lebih kasar karena energi pengendapan yang cenderung tinggi pada bagian tengah sungai, sedangkan sedimen pada *point bar* didominasi oleh ukuran butir yang lebih halus karena penurunan energi pengendapan pada tepi sungai.



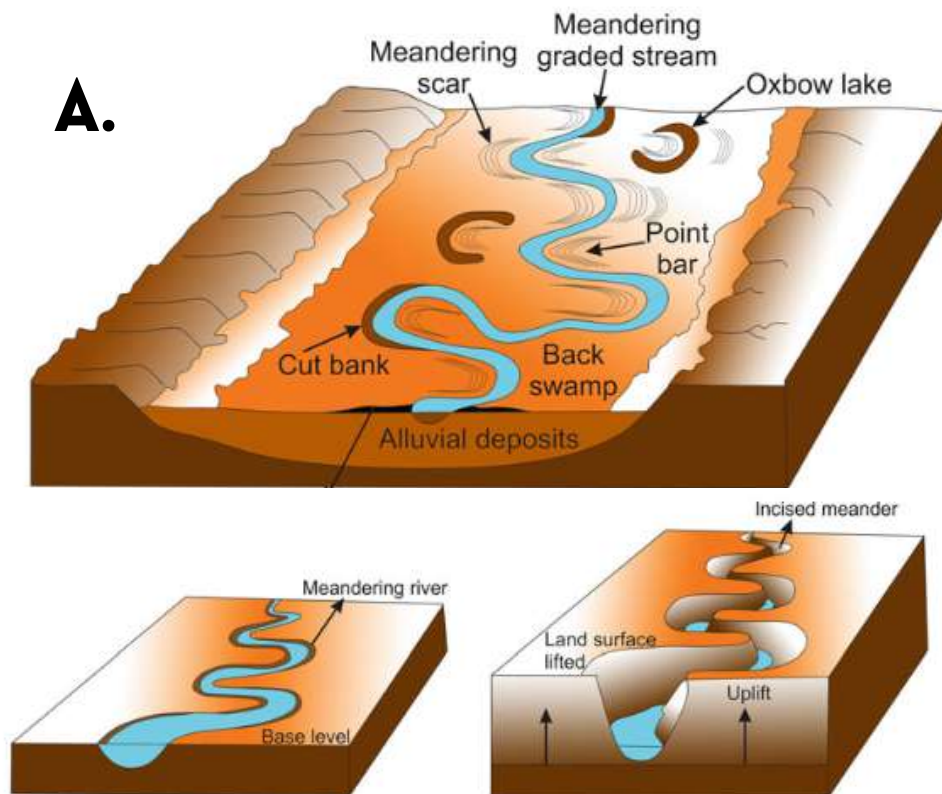
Gambar 11.9. Tipe ideal sikuen fasies pada sungai teranyam (*braided stream*).



Sungai Berkelok



Gambar 11.10. Foto udara tampak atas morfologi sungai berkelok (Pinterest).



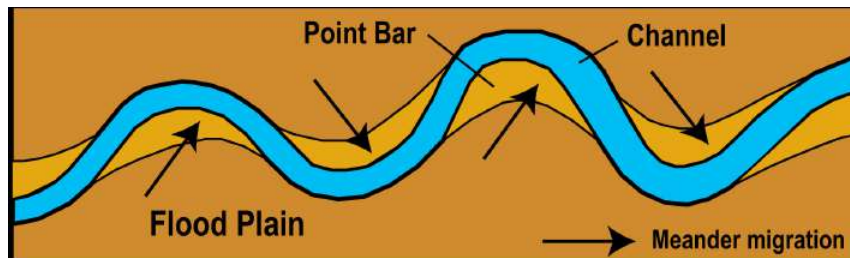
Gambar 11.11. (A) Ilustrasi morfologi *meandering stream* (B). Ilustrasi pembentukan *incised meandering river* yang dipengaruhi oleh tektonik (Jain, 2014)



Fasies Sungai berkelok (*Meandering river*)

6.

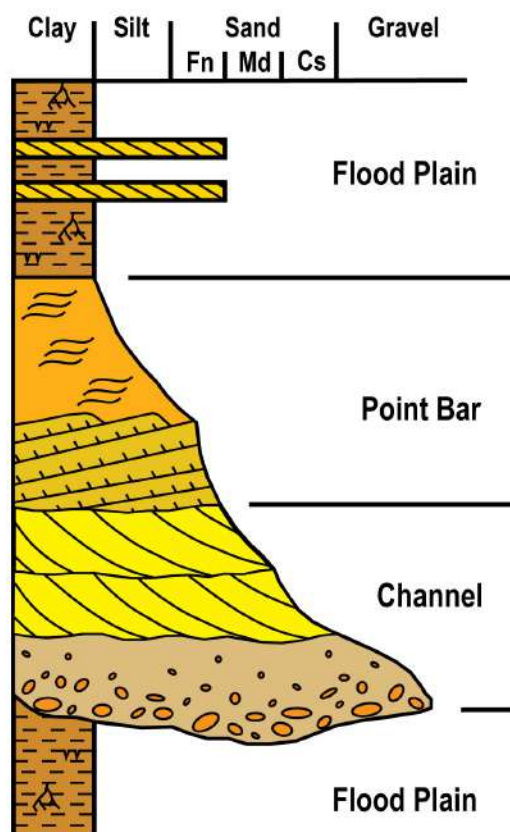
Sungai berkelok (*meandering stream*), umumnya terdapat pada geomorfologi dengan sudut kelerangan yang landai dan umumnya tebing sungainya stabil. Pada morfologi sungainya biasanya hanya terdapat bagian gosong sungai yaitu **point bar** (lihat Gambar 11.12).



Gambar 11.12. Ilustrasi tampak atas morfologi sungai berkelok.

7.

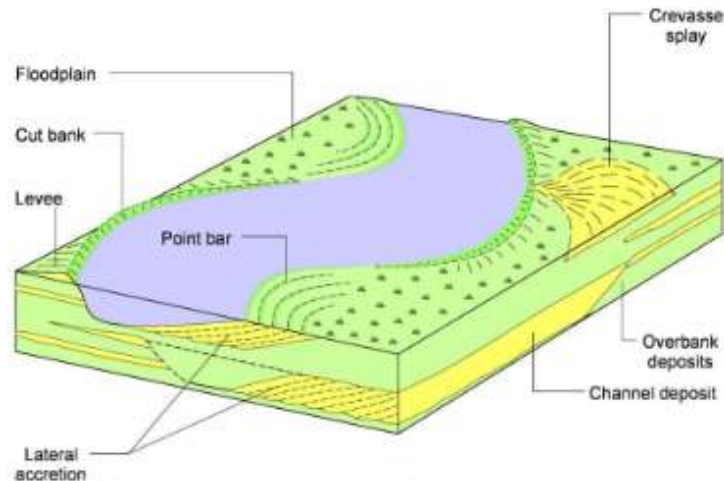
Mekanisme sedimentasi pada sungai berkelok merupakan kombinasi dari mekanisme **bed load** dan **suspended load**. Suspended load merupakan mekanisme sedimentasi yang berkaitan dengan intensitas turbulensi siring dengan meningkatnya kecepatan aliran fluida sehingga memungkinkan transportasi material sedimen yang berukuran lebih halus (misalnya pasir halus-sedang) dan mendendapkannya dari waktu ke waktu diatas bed (Surjono & Amijaya, 2017).



Gambar 11.13. Tipe ideal sikuen fasies pada sungai berkelok (*meandering river*).



Fasies Sungai berkelok (*Meandering river*)



Gambar 11.14. Bagian-bagian umum sungai.

8.

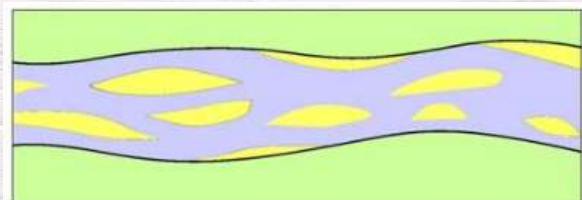
Gambar 11.14 menjelaskan sikuen fasies vertikal yang diidealisasikan secara vertikal pada sungai teranyam oleh Kenneth A. Bevis (2014). Dapat kita amati bersama bahwa model ideal fasies sungai berkelok berasosiasi dengan **endapan asli sungai (*channel*)**, **endapan *point bar*** dan **endapan *flood plain*** (dataran banjir).

9.

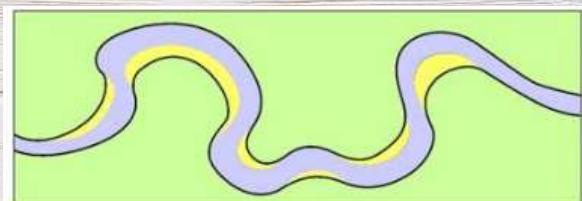
Endapan asli sungai diendapkan pada arus yang cukup kuat untuk membawa material berukuran *gravel* dengan mekanisme *bed load*. Endapan *point bar* terdiri dari kombinasi ukuran butir dari pasir halus-sedang, sedangkan endapan *flood plain* diendapkan pada arus yang berenergi rendah sehingga akan berasosiasi dengan sedimentasi *suspended load* dengan endapan sedimen berbutir lanau hingga lempung.



C _ _ _ _ _ bar merupakan gosong sungai yang berkembang di tengah alur sungai teranyam.

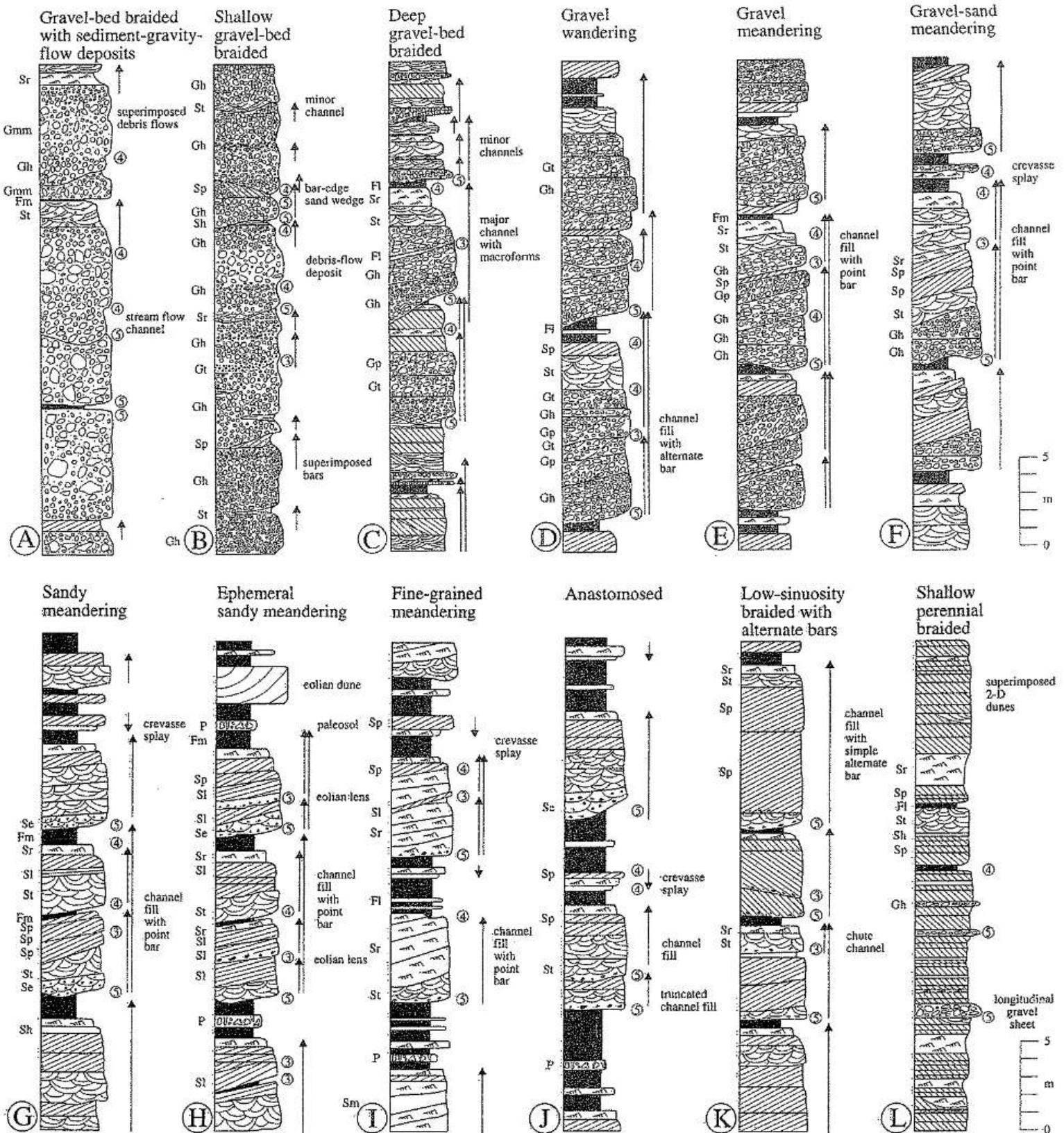


P _ _ _ _ bar merupakan gosong sungai yang berkembang dibagian dalam kelokan sungai (*slip-off*) dari suatu sungai berkelok.





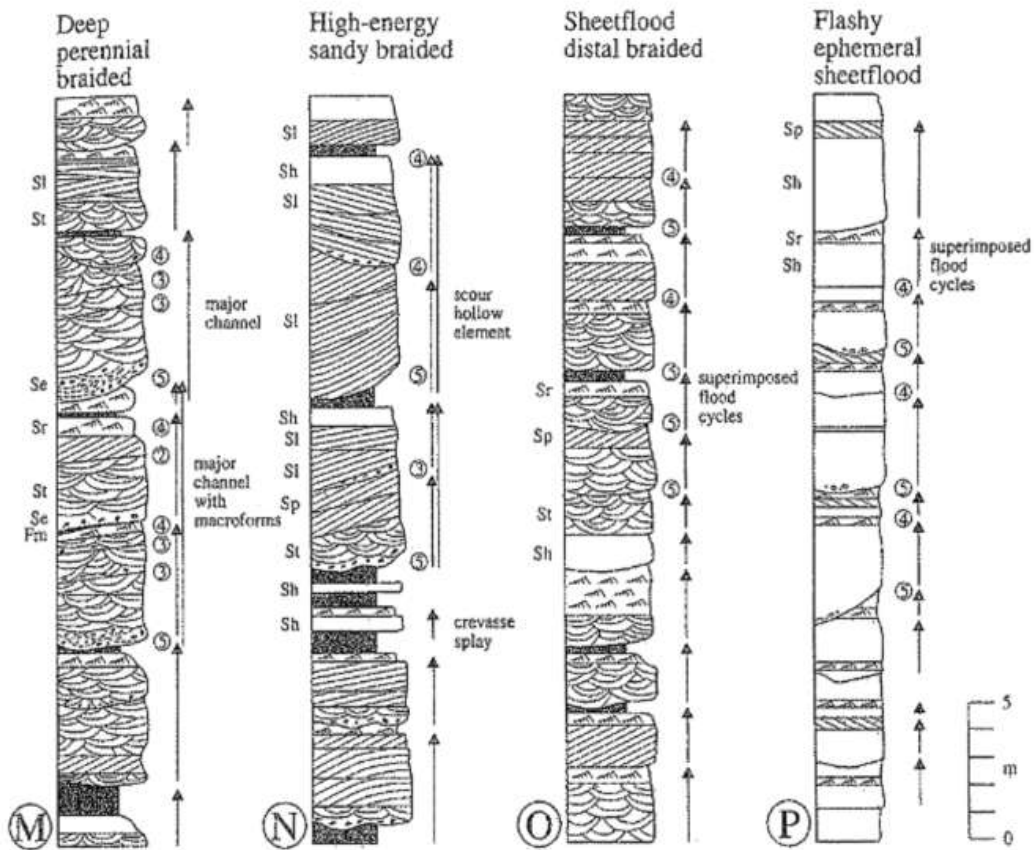
Log sedimen khas sedimentasi fluvial



Gambar 11.15. Fasies vertikal fasies fluvial (1)



Log sedimen khas sedimentasi fluvial

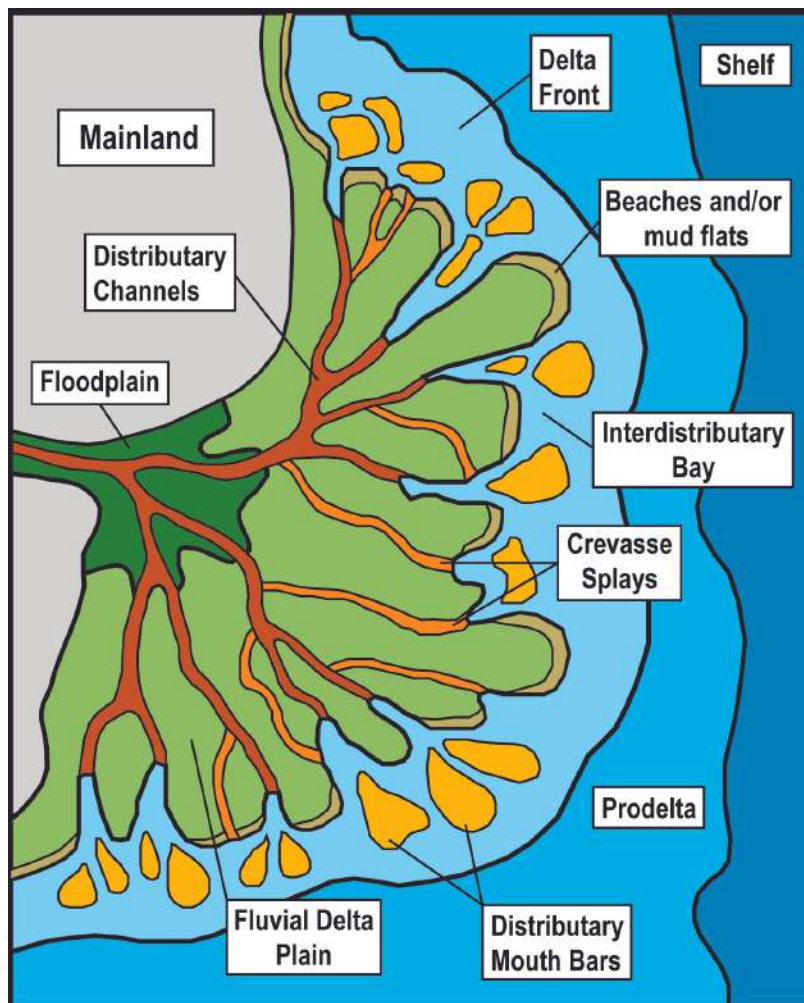


Gambar 11.16. Fasies vertikal fasies fluvial (2)



Definisi

1. **Delta** merupakan salah satu lingkungan pengendapan yang berada di lingkungan transisi. Daerah transisi sendiri dalam stratigrafi analisis memiliki makna daerah yang dipengaruhi sedimentasi asal darat dan sedimentasi pada *shelf* suatu lingkungan laut.
2. Menurut Surjono & Amijaya (2007), **berdasarkan proses sedimentasinya**, morfologi delta dapat dibedakan atas tiga area utama yaitu (lihat Gambar 12.1):
 1. **Delta plain**, yaitu bagian delta yang berada di permukaan dan paling dipengaruhi oleh proses sedimentasi. Biasanya dibagi menjadi dua bagian yaitu *upper delta plain* dan *lower delta plain*. Masing-masing memiliki karakter fasies yang khas.
 2. **Delta front**, yaitu bagian dari *sub-aqueous delta* dengan kedalaman laut 10 meter. Sebagai contoh delta Mahakam memiliki kedalaman 5-7 meter.
 3. **Prodelta**, yaitu bagian dari delta yang memiliki kedalaman 200-300 meter dengan luasan area mencapai puluhan hingga ratusan kilometer.



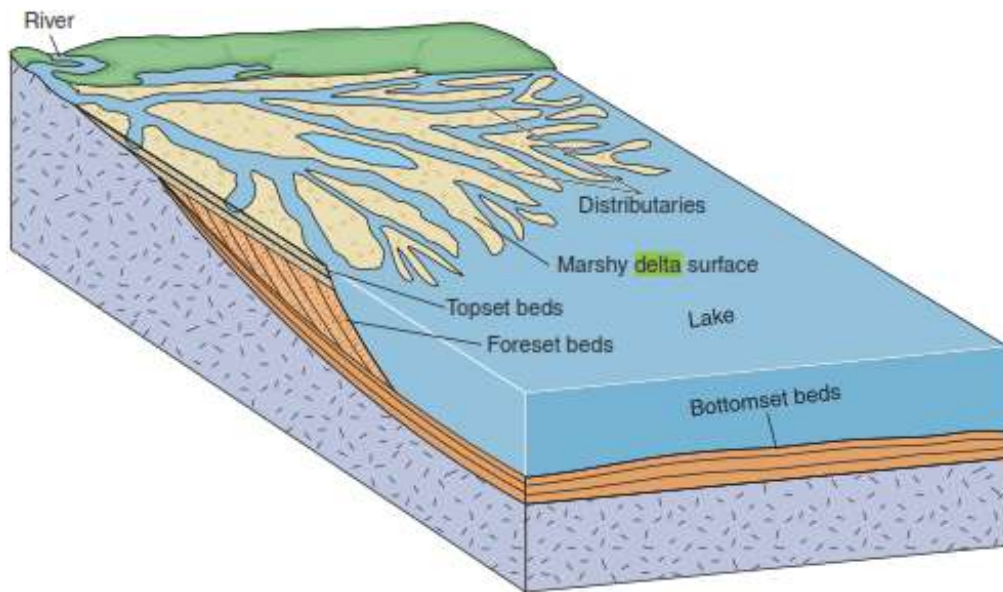
Gambar 12.1. Ilustrasi morfologi delta.



DELTA



Definisi



Gambar 12.2. Ilustrasi morfologi delta dominan sungai (Plummer dkk, 2010).

3. Sungai yang ada didaratan biasanya bermuara di laut. Nah, muara sungai ini dalam geologi dikenal dengan istilah *mouth bar*. **Mouth bar** merupakan morfologi sungai yang memasok sedimen asal darat (*terigenous sediment material*).
4. Gambar 12.2 diatas menggambarkan morfologi suatu delta dominan sungai (Plummer dkk, 2016). Terdapat beberapa morfologi delta diantaranya : **distributary channel** dan **marshy delta surface**. Dapat kita amati bahwa, pemasok utama sedimen delta adalah sedimen yang dibawa dari sungai sehingga juga tercermin dari bentuk dasar deltanya.
5. Pada Gambar 12.2 tersebut dapat diamati pada penampang melintang tiga dimensi pada sisi kiri gambar bahwa persebaran sedimennya membentuk pola parasikuen yang **progradasi**.



Delta umumnya merupakan salah satu lingkungan pengendapan dengan karakteristik khas "**prograding**" yaitu memiliki suplai sedimen yang "cukup" melimpah untuk mengisi cekungan pengendapannya yang dibuktikan dengan suksesi fasies secara vertikalnya yang didominasi oleh pola progradasi.

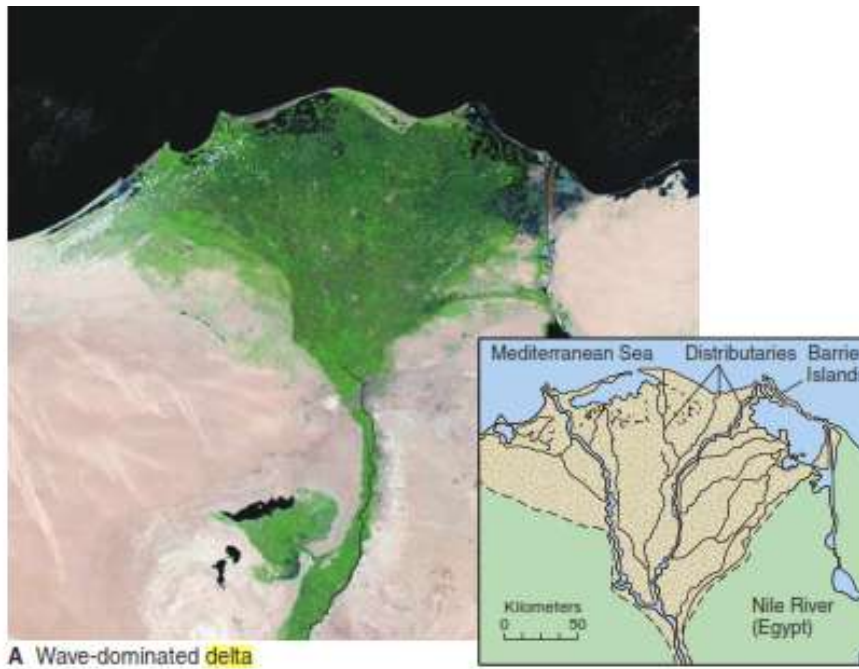


DELTA

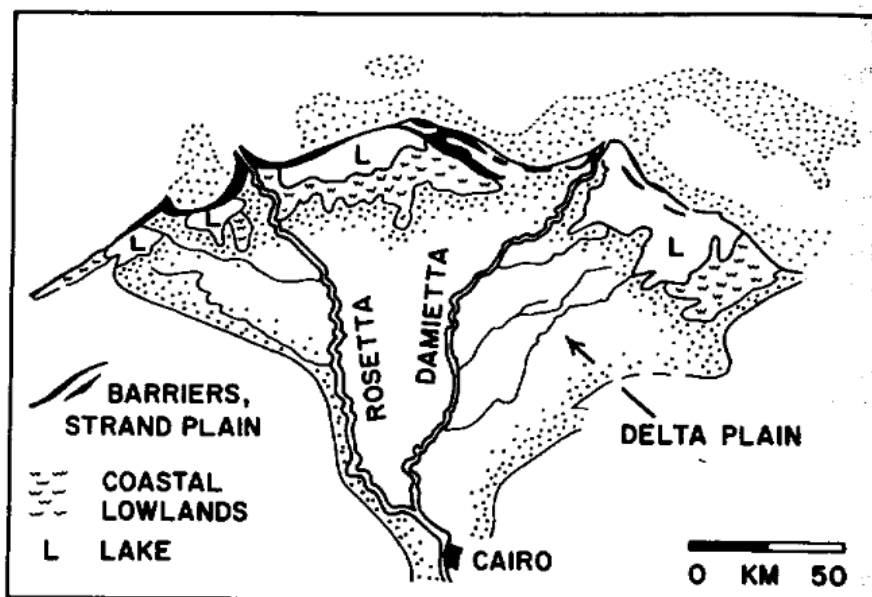


Wave-Dominated Delta

6. **Wave-dominated delta**, merupakan salah satu tipe delta yang aktifitas sedimentasinya didominasi oleh **gelombang air laut**. Arus sungai yang keluar dari muara akan disebarakan oleh energi yang berasal dari gelombang air laut dan berkurang kekuatannya. Morfologi yang paling jelas pada delta dominasi gelombang adalah *shoreline* (garis pantai) yang memanjang di depanjang delta. Contoh delta jenis ini adalah adalah **Delta Nil, di Mesir**.



Gambar 12.3. Foto udara morfologi delta dominasi gelombang pada Delta Sungai Nil (Plummer dkk, 2010).



Gambar 12.4. Ilustrasi morfologi delta dominan gelombang (Bhattacharya & Walker dalam Walker & James, 1992).



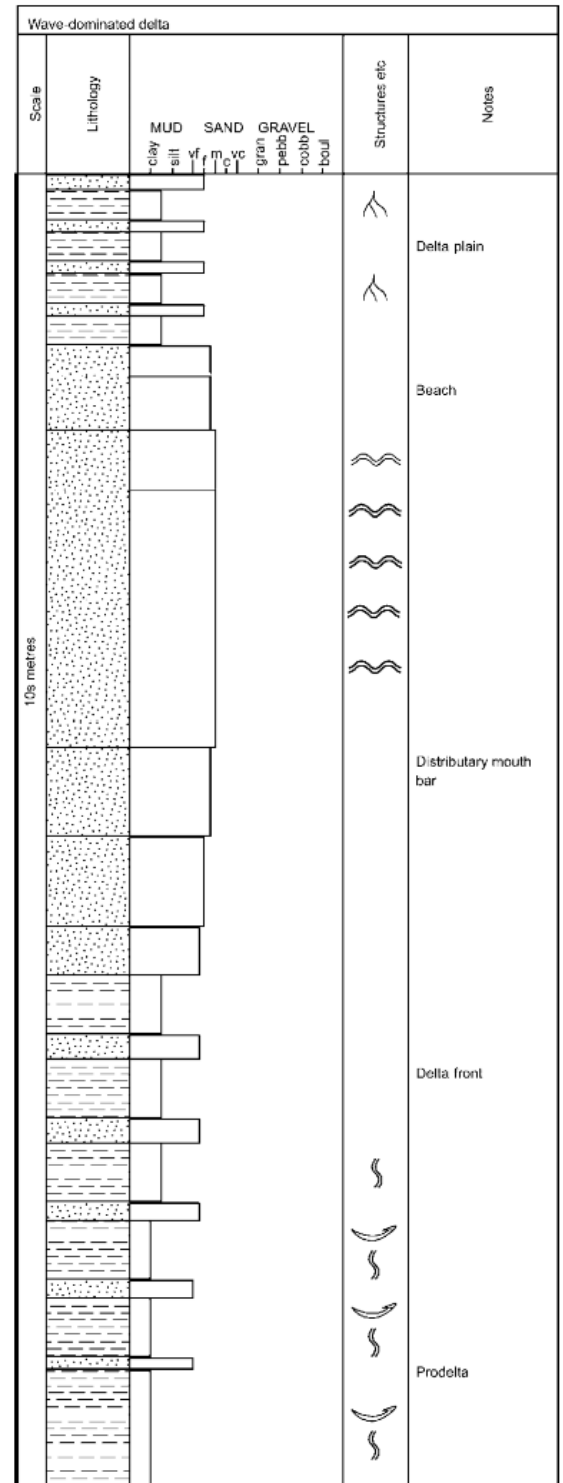
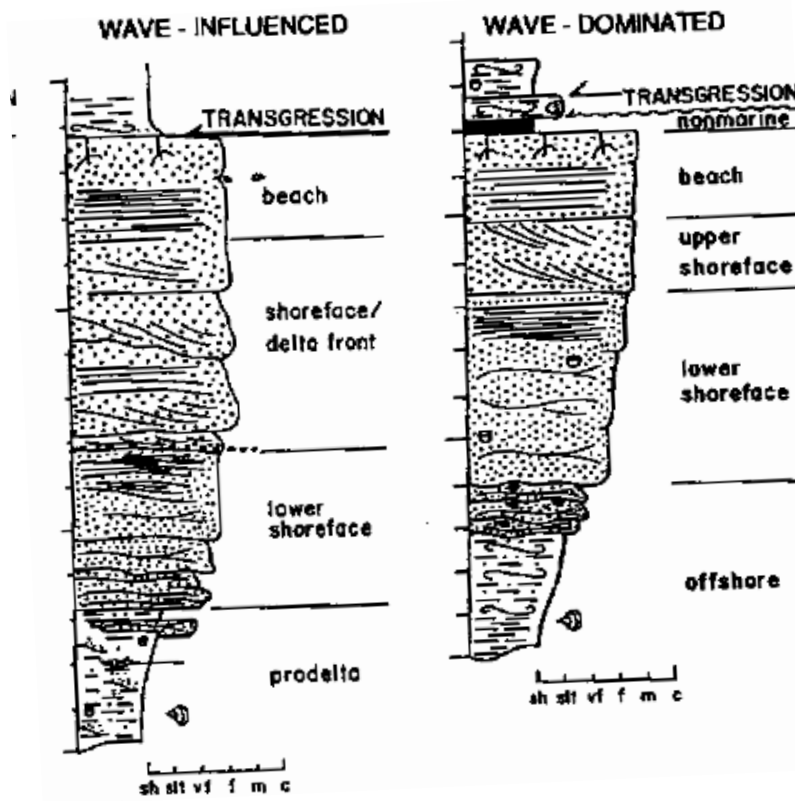
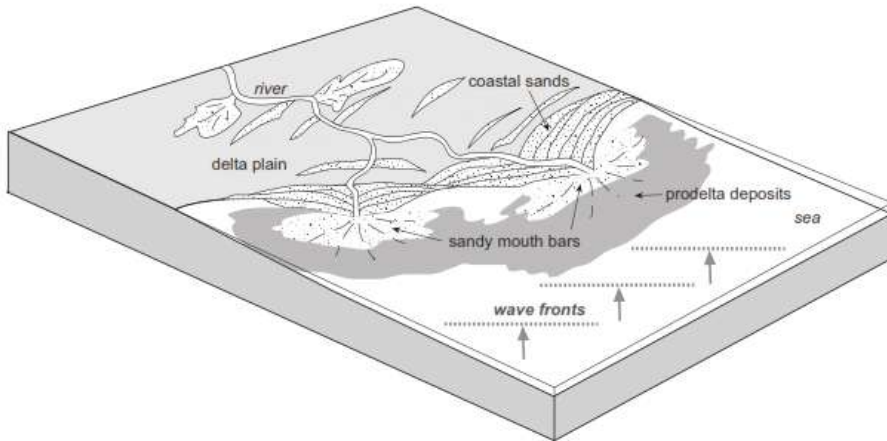
DELTA



Wave-Dominated Delta

7.

Menurut Battacharya & James dalam Walker & James (1992), pada **Wave dominated delta, fasies ideal vertikalnya diwakili oleh asosiasi beberapa fasies khas** (lihat Gambar 12.5).



Gambar 12.5. (a) Ilustrasi morfologi delta dominan gelombang (Nichols, 2009).
(b) Model ideal log vertikal delta-dipengaruhi gelombang dan delta didominasi gelombang (Bhattacharya & James dalam Walker & James, 1992).
(c). Model ideal log vertikal delta dominasi gelombang (Nichols, 2009).

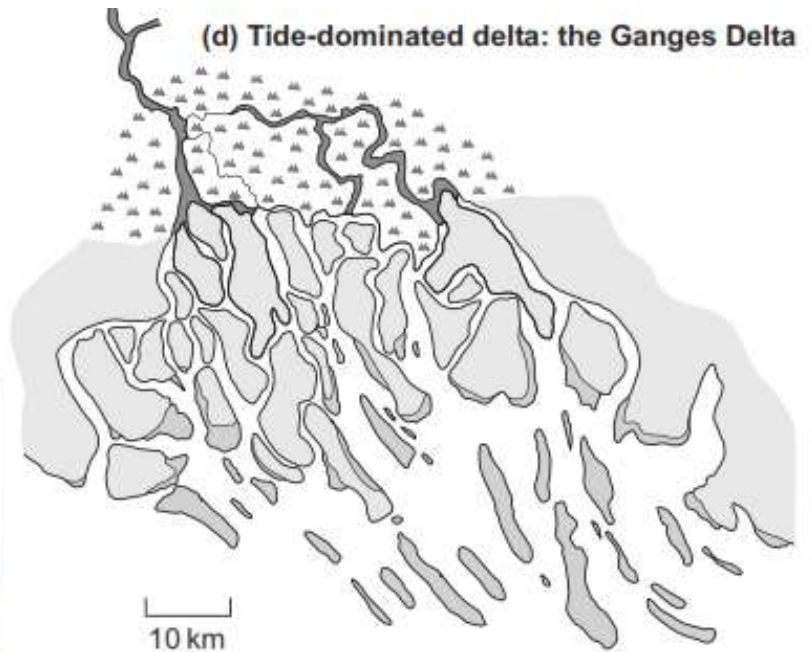


DELTA

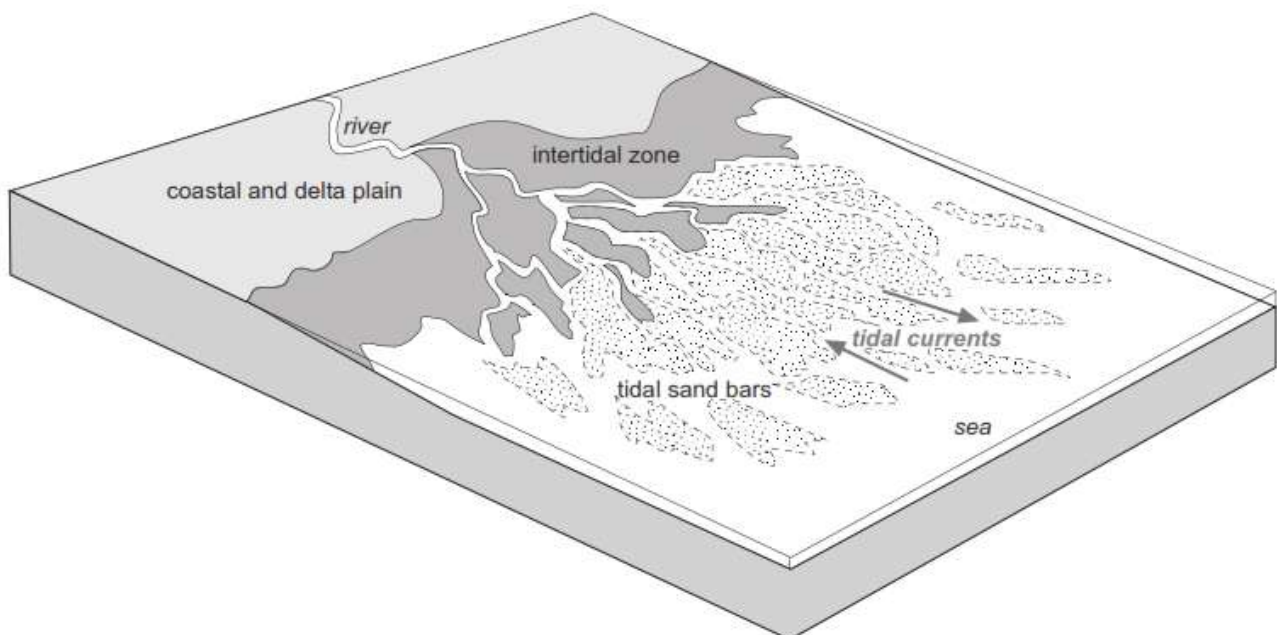


Tide-dominated Delta

8. **Tide dominated delta**, merupakan salah satu tipe delta yang didominasi pasang surut air laut. Arus pasang surut yang bersifat ulang alik searah (*bidirectional*) akan mendistribusi ulang sedimen di muara sungai dan membentuk punggung searah menggantikan endapan bar. Karakteristik khasnya adalah morfologi *tidal flat*. Contohnya adalah **Delta Gangga Brahmaputra di Teluk Benggala**



Gambar 12.6. (a) Foto Udara delta dominan pasang-surut (Plummer dkk, 2010)
(b) Ilustrasi tampak atas morfologi delta dominan pasang surut di Delta Gangga (Nichols, 2009).

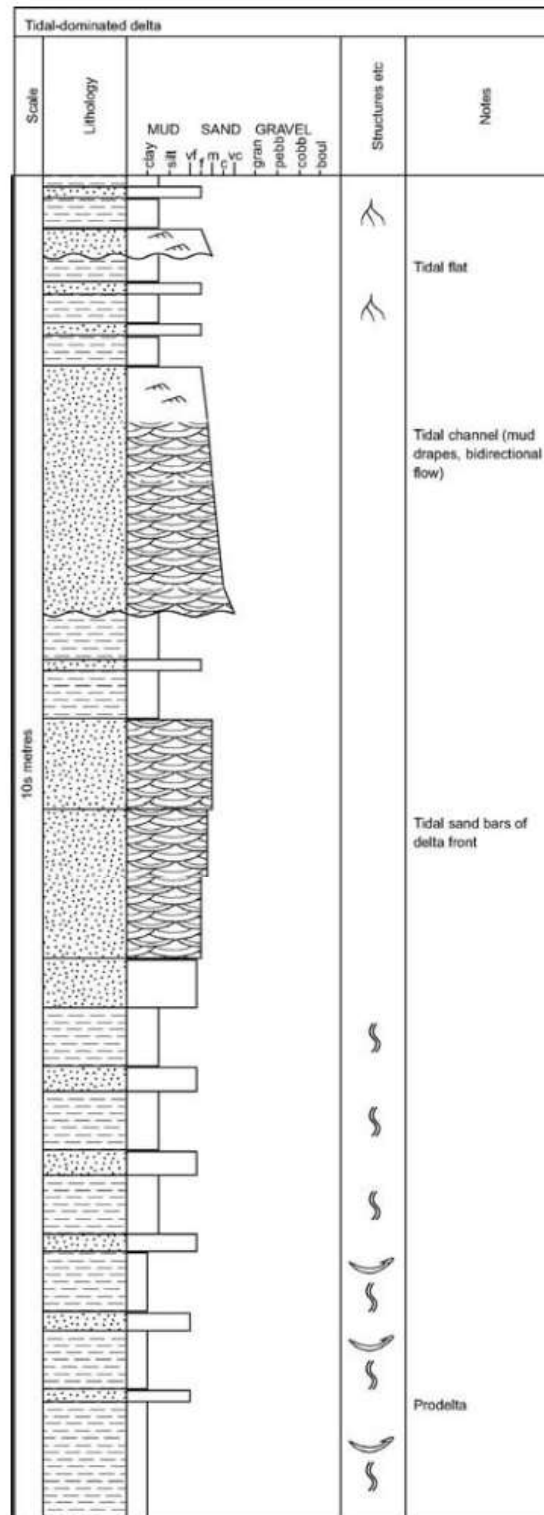


Gambar 12.7. Arsitektur elemen delta dominan pasang-surut (Nichols, 2009).



Tide-dominated Delta

9. Gambar 12.8 dibawah ini menggambarkan sukseksi ideal log vertikal dari sebuah **Tide dominated delta** menurut Nichols (2009). Dapat dilihat bahwa asosiasi fasies yang kebersamai endapan tide-dominated delta antara lain : (1). *Prodelta*, (2). *Tidal sand bar* dari endapan *delta front*, (3). *Tidal channel* dan (4). *Tidal flat*.



Gambar 12.8. Model ideal log vertikal delta dominasi gelombang (Nichols, 2009).



DELTA



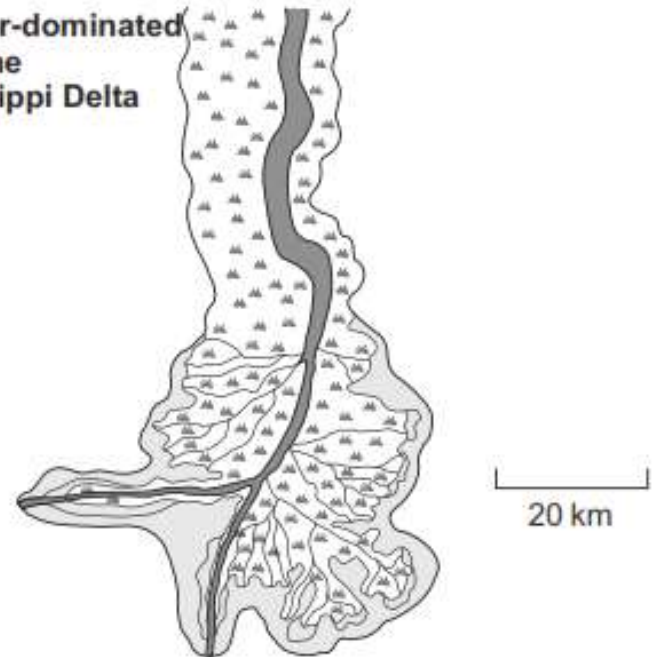
Stream-dominated delta

10.

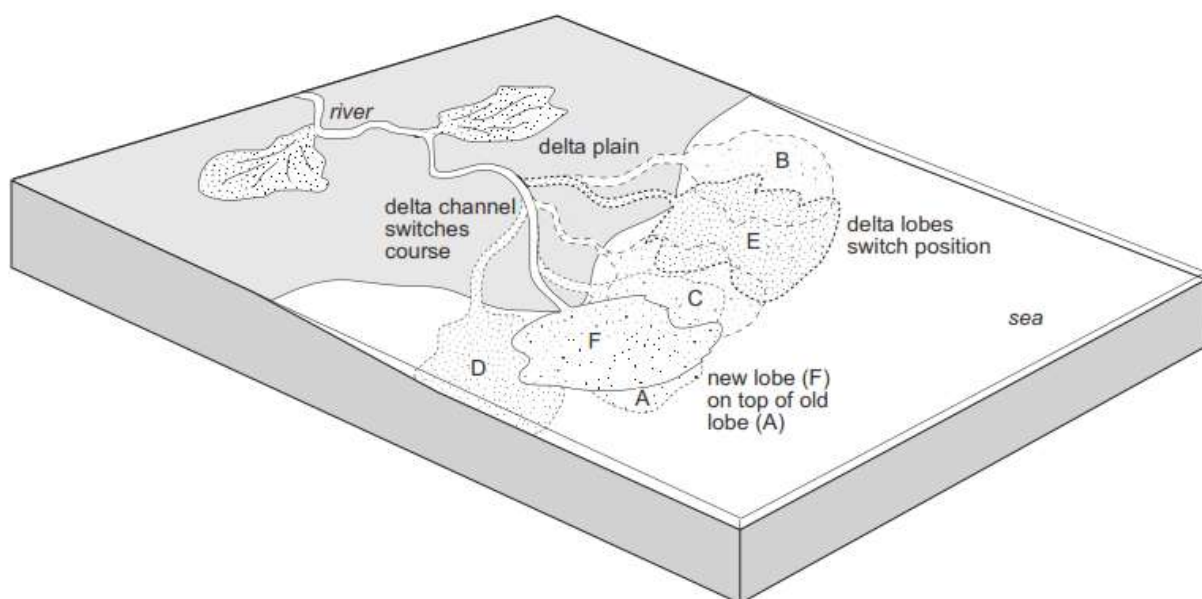
Stream dominated delta atau dalam Nichols (2009) disebut dengan **River-dominated delta**, merupakan salah satu tipe delta yang didominasi oleh proses fluvial atau aliran sungai. Pada jenis delta ini, pengaruh pasang surut dan gelombang rendah. Morfologi yang berkembang dengan baik adalah delta plain dan river bank. **Contohnya adalah Delta Mississippi di Amerika Serikat dan Delta Mahakam di Indonesia.**



(b) River-dominated delta: the Mississippi Delta



Gambar 12.9. (a) Foto Udara delta dominan sungai (Plummer dkk, 2010)
(b) Ilustrasi tampak atas morfologi delta dominan sungai di Delta Mississippi (Nichols, 2009).



Gambar 12.10. Model ideal 3D yang menggambarkan perubahan *delta lobes* sepanjang waktu geologi (*stream shifting*). Arus sungai sangat memungkinkan hal ini terjadi (Nichols, 2009).



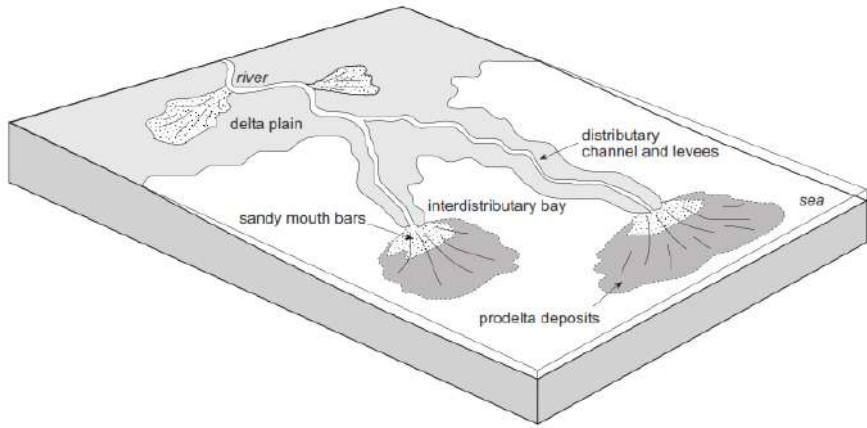
DELTA



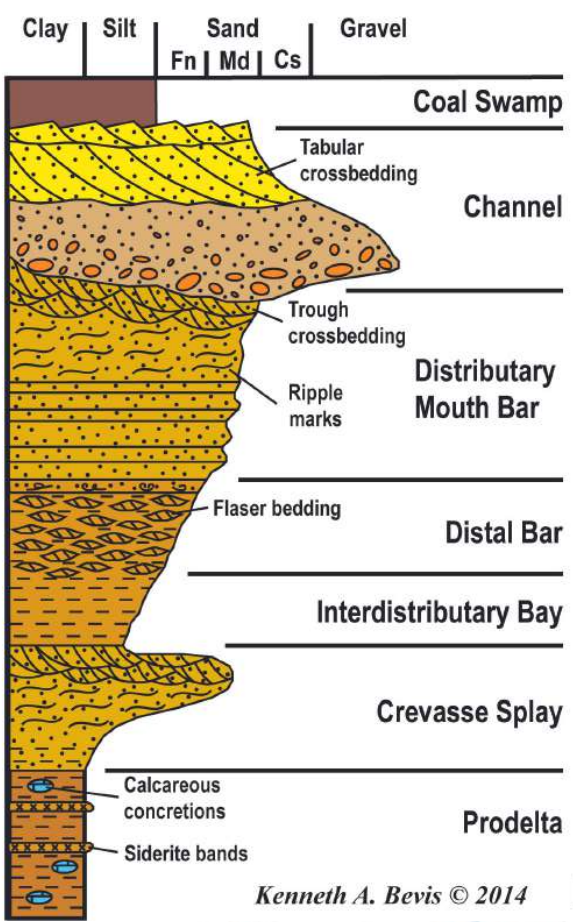
Stream-dominated delta

11.

Gambar 12.13 dibawah ini menggambarkan sukseksi ideal log vertikal dari sebuah **Stream/River dominated delta** menurut Nichols (2009). Dapat dilihat bahwa asosiasi fasies yang membersamai endapan *stream-dominated delta* antara lain : (1). *Delta front*, (2). *Distributary mouth bar*, (3). *Delta channel* dan (4). *Delta plain*.



Gambar 12.11. Arsitektur elemen delta dominan sungai (Nichols, 2009).



Kenneth A. Bevis © 2014 B

River-dominated delta						
Scale	Lithology	MUD -clay -silt	SAND -vf -m -vc	GRAVEL -gran -pebbly -cobble -bould	Structures etc	Notes
						Delta plain
						Delta channel
						Distributary mouth bar
						Delta front

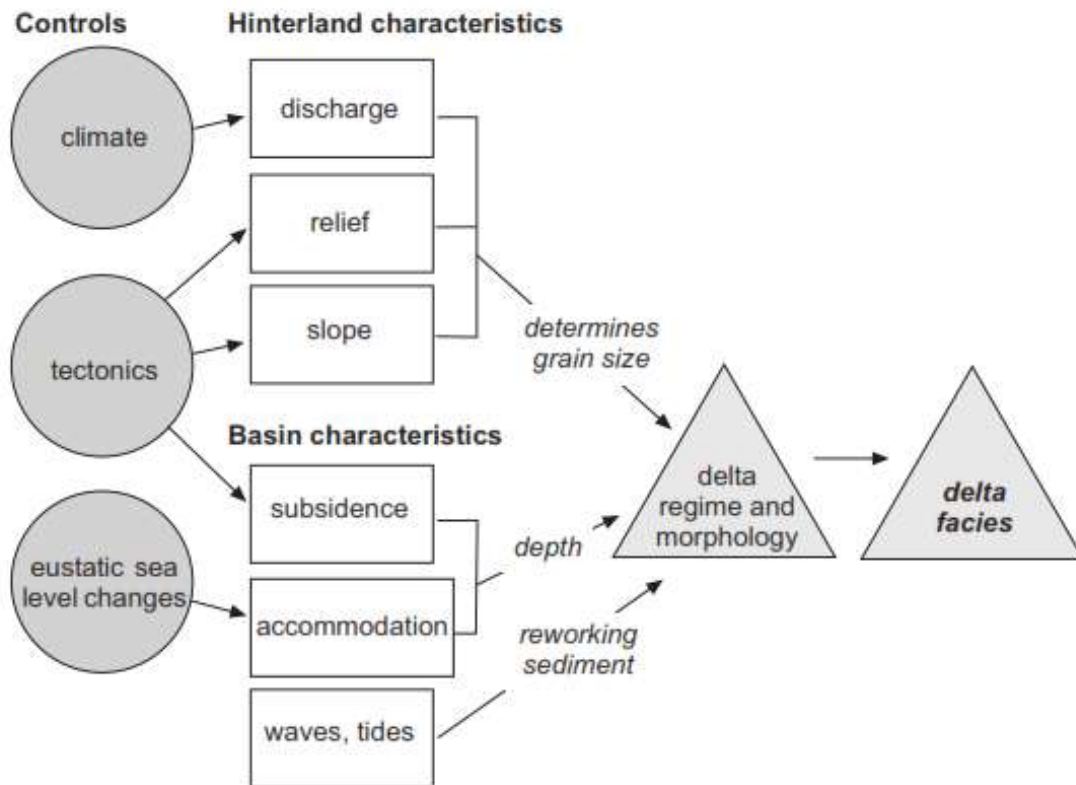
Gambar 12.12. Tipe fasies vertikal ideal dari suatu delta dominasi sungai yang *prograding* (Bevis, 2014).

Gambar 12.13. Model ideal log vertikal delta dominasi sungai (Nichols, 2009).



Kontrol Sedimentasi Delta

12.



Gambar 12.14. Faktor-faktor pengontrol sedimentasi sebuah delta (Nichols, 2009).



Characteristics of deltaic deposits

- lithologies – conglomerate, sandstone and mudstone
- mineralogy – variable, delta-front facies may be compositionally mature
- texture – moderately mature in delta-top sands and gravels, mature in wave-reworked delta-front deposits
- bed geometry – lens-shaped delta channels, mouth-bar lenses variably elongate, prodelta deposits thin bedded
- sedimentary structures – cross-bedding and lamination in delta-top and mouth-bar facies
- palaeocurrents – topset facies indicate direction of progradation, wave and tidal reworking variable on delta front
- fossils – association of terrestrial plants and animals of the delta top with marine fauna of the delta front
- colour – not diagnostic, delta-top deposits may be oxidised

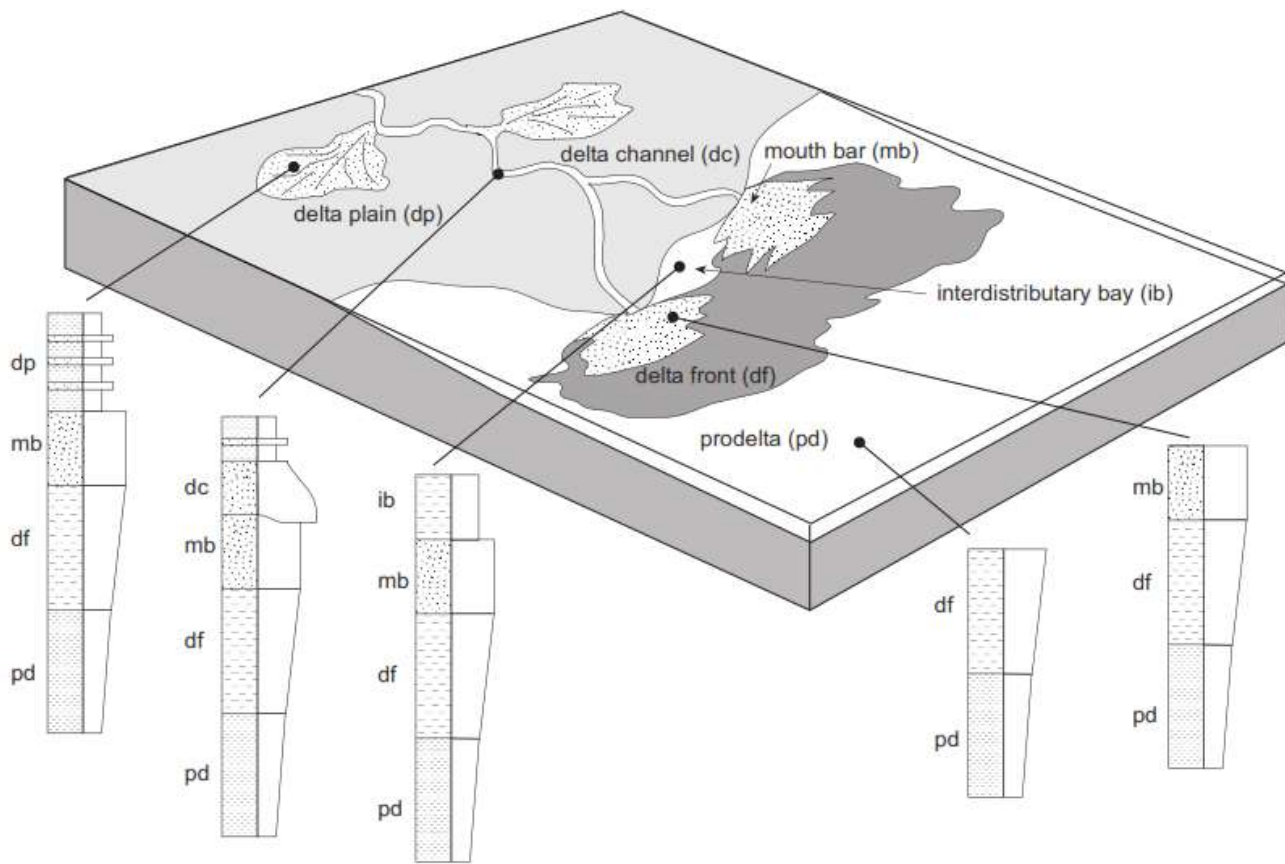




DELTA



Siklus Sedimentasi Delta dan bentuk log khas

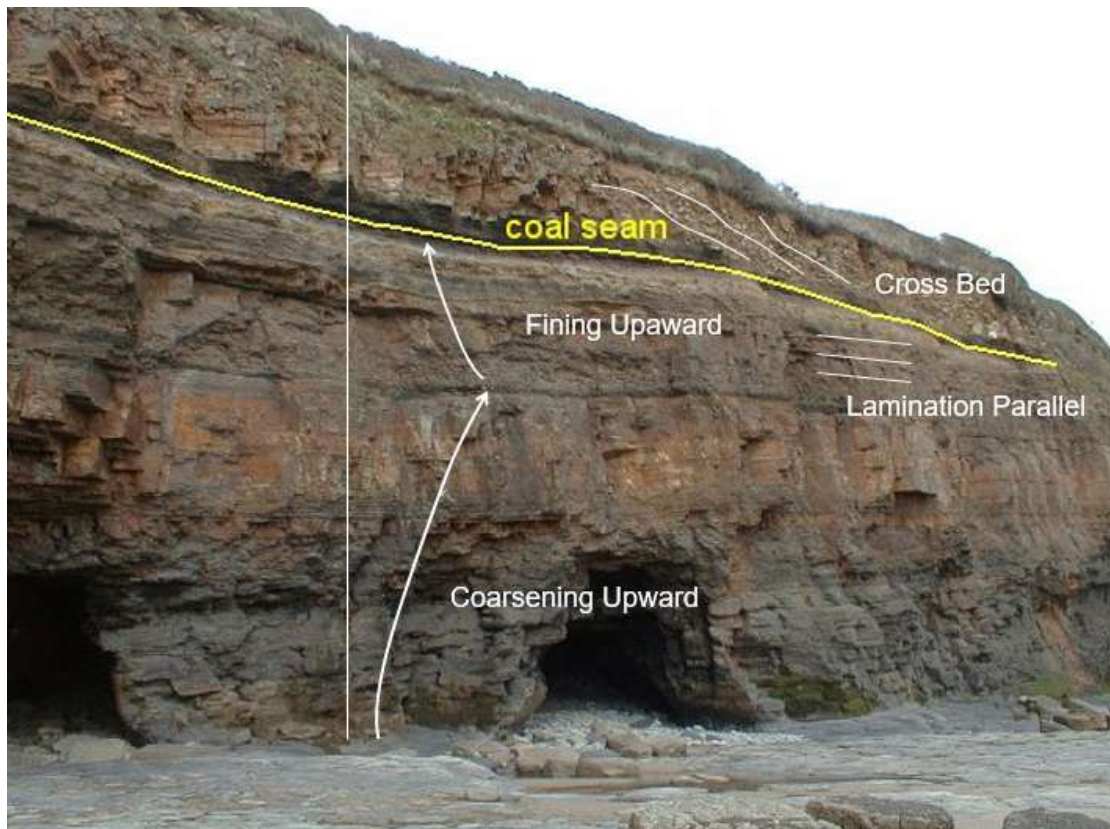


Gambar 12.15. Siklus Delta dan bentuk log khas pada setiap fasies pengendapannya (Nichols, 2009).

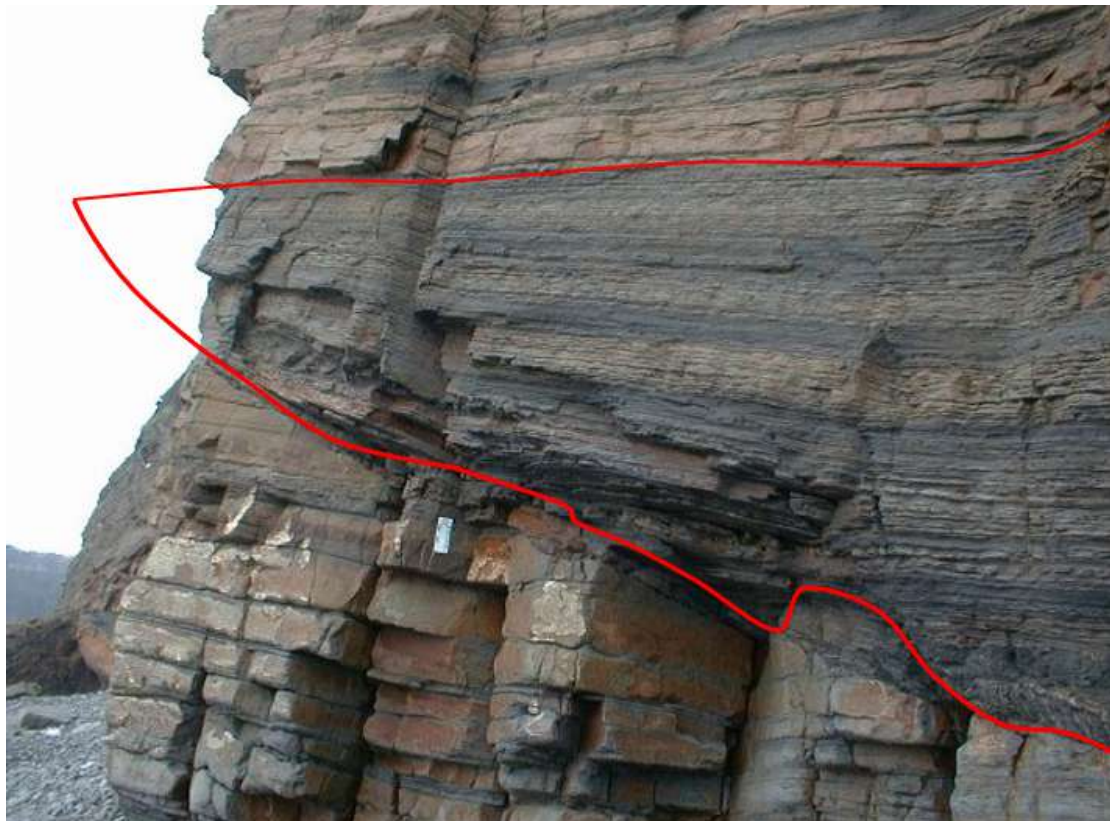




Singkapan Deltaik



Gambar 12.16. Contoh singkapan deltaik.

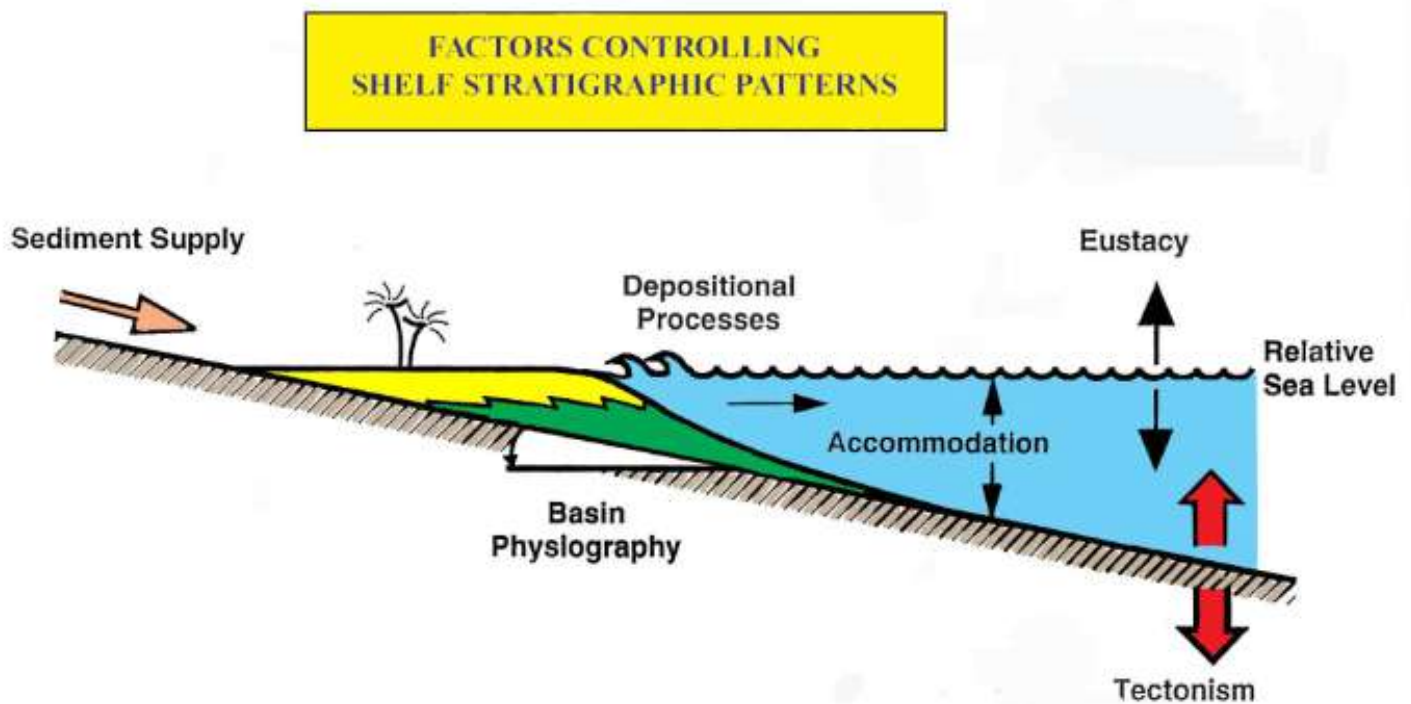


Gambar 12.17. Contoh singkapan deltaik.



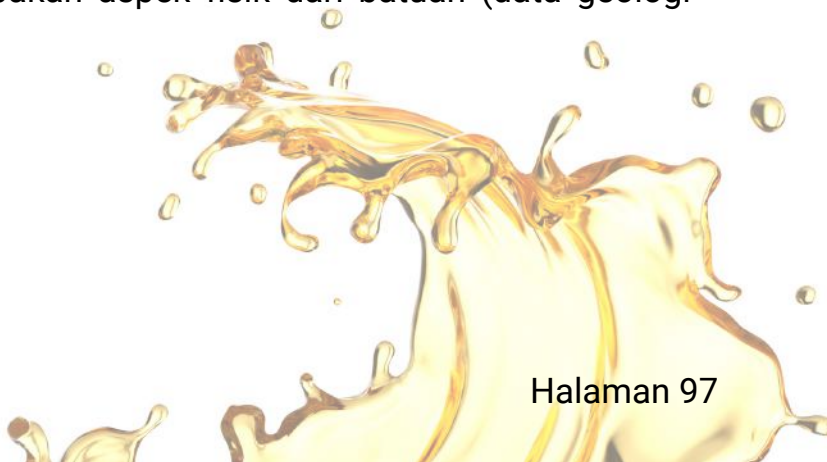
Definisi

1. Terdapat beberapa faktor yang mengontrol pola stratigrafi dari pola pengendapan *shelf ridges*, antara lain (lihat Gambar 13.1):
 - (1). Suplai sedimen;
 - (2). Fisiografi cekungan; dan
 - (3). Ukuran ruang akomodasi yang merupakan fungsi dari naik turunnya muka air laut relatif global atau yang biasa dikenal dengan eustasi serta penurunan dan pengangkatan dasar cekungan.



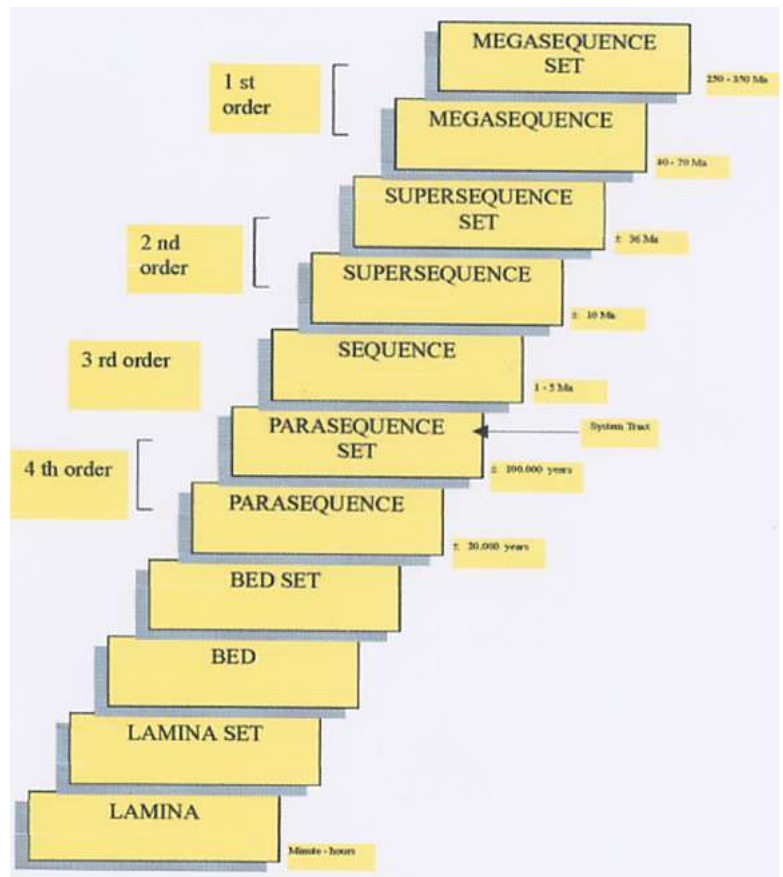
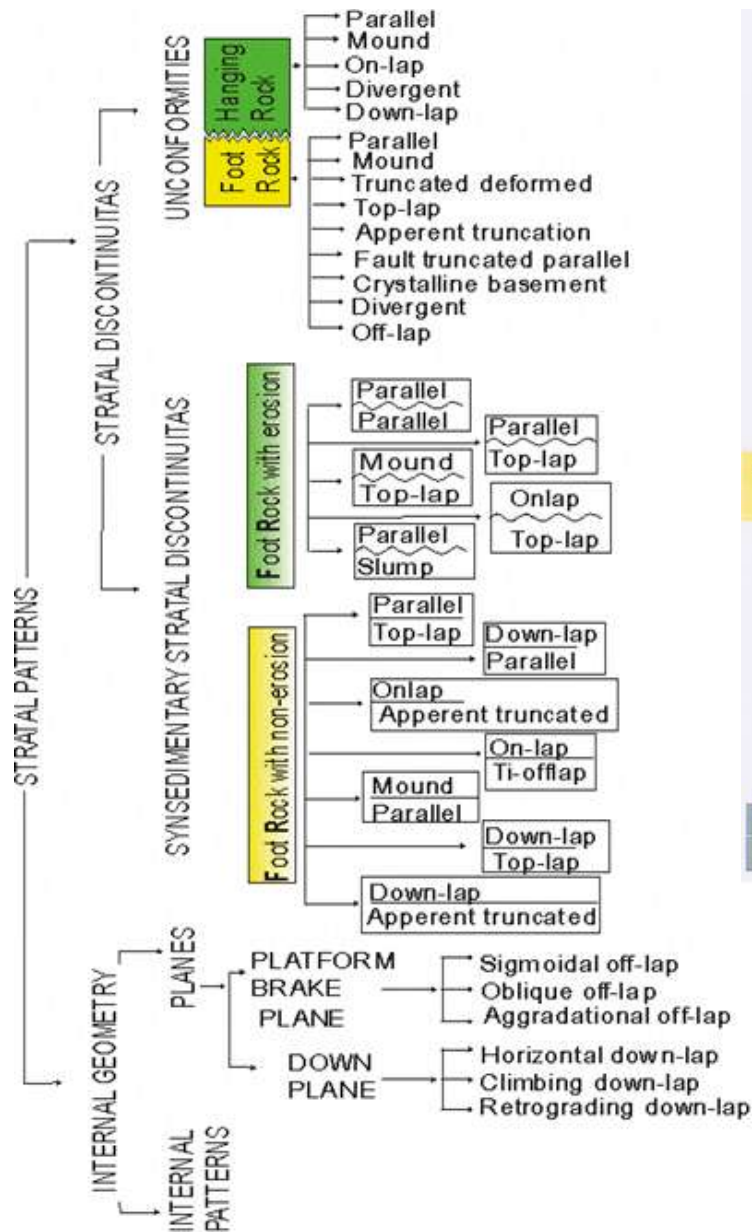
Gambar 13.1. Faktor pengontrol pola stratigrafi paparan laut dangkal (Toha, tidak dipublikasikan).

2. **Stratal stacking pattern** atau biasa dikenal dengan pola penumpukan perlapisan vertikal diinterpretasikan sebagai permukaan/bidang diskontinuitas pada suatu penampang seismik refleksi (ditunjang oleh data geofisika).
3. Bidang ini dikenali sebagai bidang **diskontinuitas** pada korelasi pola/susunan lapisan penunjuk suatu log sumur (data geologi bawah permukaan). Berdasarkan kesamaan kenampakan aspek fisik dari batuan (data geologi lapangan)





Pola Penumpukan & Tingkatan Sikuen



Gambar 13.3. Klasifikasi penamaan sikuen berdasarkan skala umur pembenturan secara genetiknya (Anonim, tidak dipublikasikan).

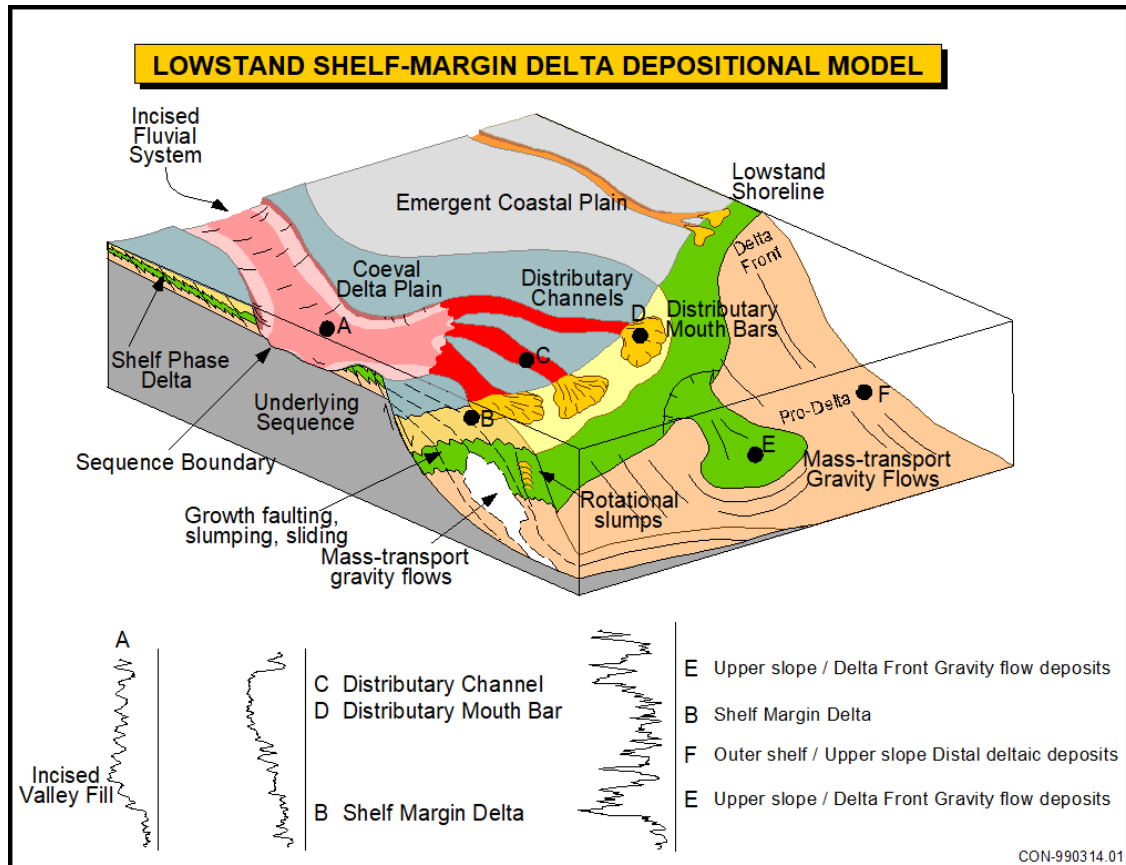
Gambar 13.2. Jenis pola penumpukan beserta anggotanya (Anonim, tidak dipublikasikan).





Beberapa Terminologi Penting

1.



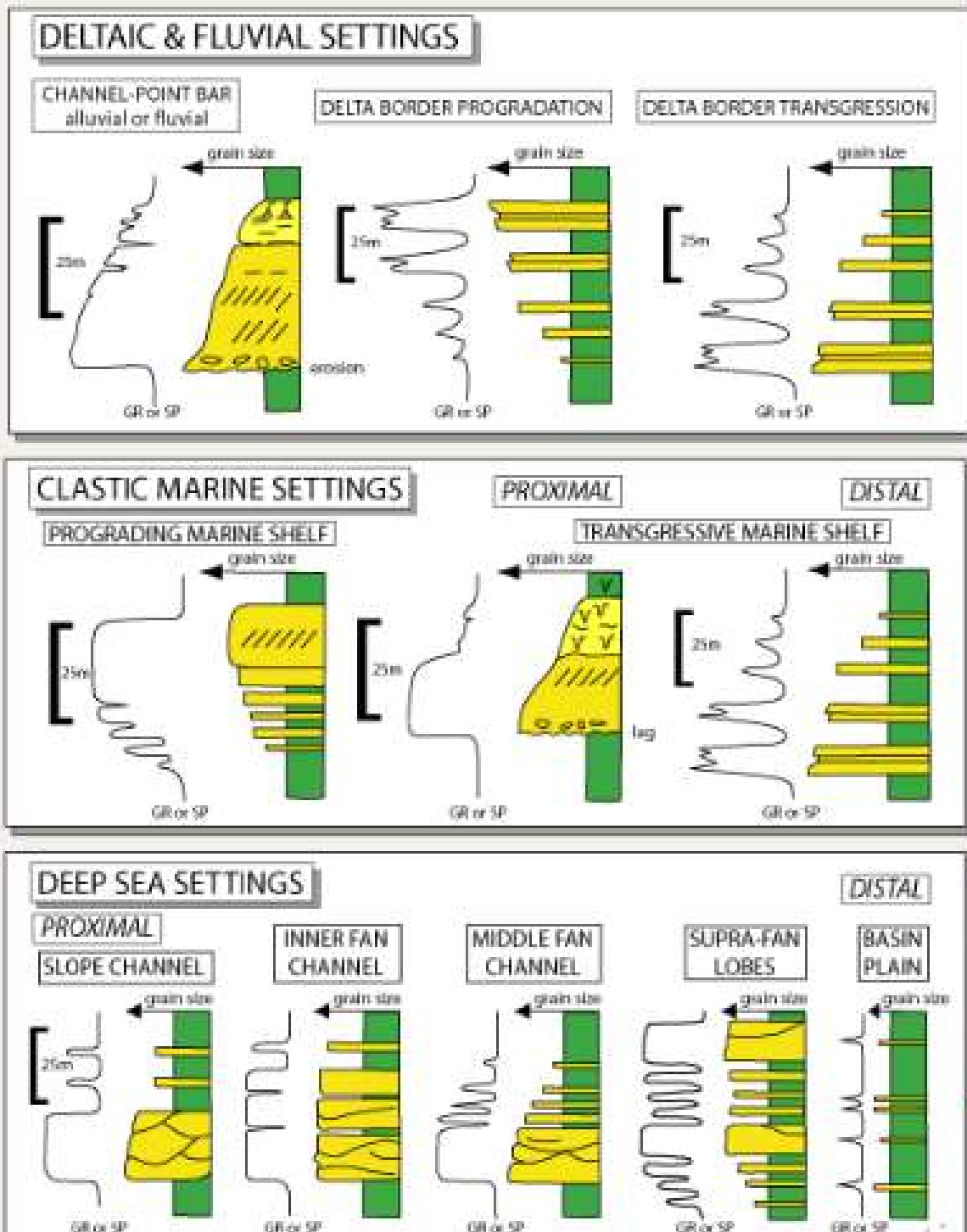
Gambar 13.4. Model pengendapan paparan shelf - delta (Anonim, tidak dipublikasikan).

1. **1788, James Hutton** : unconformity berdasarkan sing-kapan di Siccar Point Scotlandia thdp bat Old Red Sand stone (Devon) yang kontak dng bat berumur Silur;
2. **1895, Charles Darwin** : besaran dan pentingnya waktu bidang ketidakselarasan tersebut,
3. **1924, Grabau** : membuat klasifikasi unconformity (ada 3 jenis yaitu; *Angular Unconformity*, *Disconformity*, dan *Paraconformity*);
4. **1988, Shanmugam** : menjelaskan genetik ketidakselarasan, akibat pengangkatan tektonik dan gerak turun naiknya muka air laut;
5. **1980, Schwan** : *Angular Unconformity* merupakan diskontinuitasnya yang disebabkan adanya penyebaran lempeng samudra;
6. **1984, Miall** : peristiwa Tektonik Global berhubungan dengan waktu naiknya muka laut;
7. **1984, Vail dkk** : tentang *eustatic change of sea level* dapat mengakibatkan unconformity yg bersifat global, sedangkan tektonik umumnya ketidakselarasan lokal hingga regional;
8. **Ketidakselarasan** pada dasarnya adalah gejala antar lapisan yang tidak normal, karena urutannya tidak menerus, sebagian lapisan hilang oleh proses geologi.
9. Pada awalnya erosi ditafsirkan hanya akibat erosi di atas muka laut. Bidang erosi bisa terjadi di atas dan di bawah muka air laut. Di bawah terjadi karena adanya **peristiwa longsor, arus turbidit, termohalin, dan proses erosi karbonat karena perubahan status kedalaman.**
10. Ketidakselarasan ini dapat terjadi secara luas maupun lokal. Dalam penampang stratigrafi ditunjukkan bidang erosi atau tidak adanya pengendapan yang jelas pada lapisan terakhir.

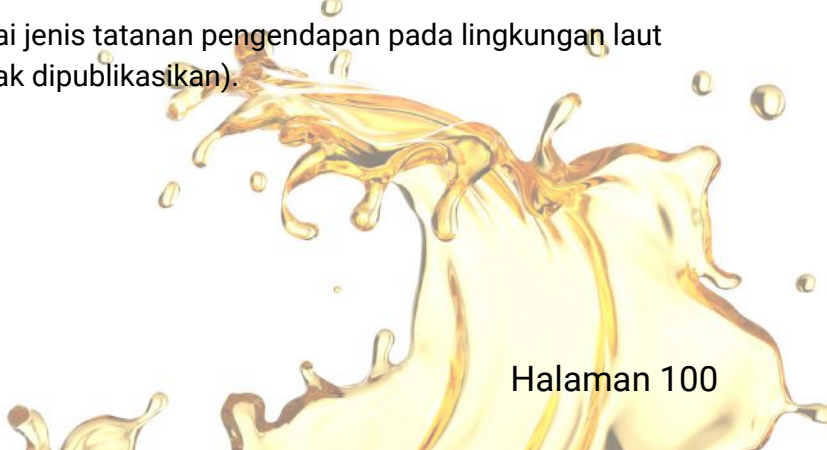


Gamma Ray Log Response

Gamma Ray Log Response & Depositional Setting



Gambar 13.5. Log sedimen ideal dari berbagai jenis tatanan pengendapan pada lingkungan laut (Anonim, tidak dipublikasikan).

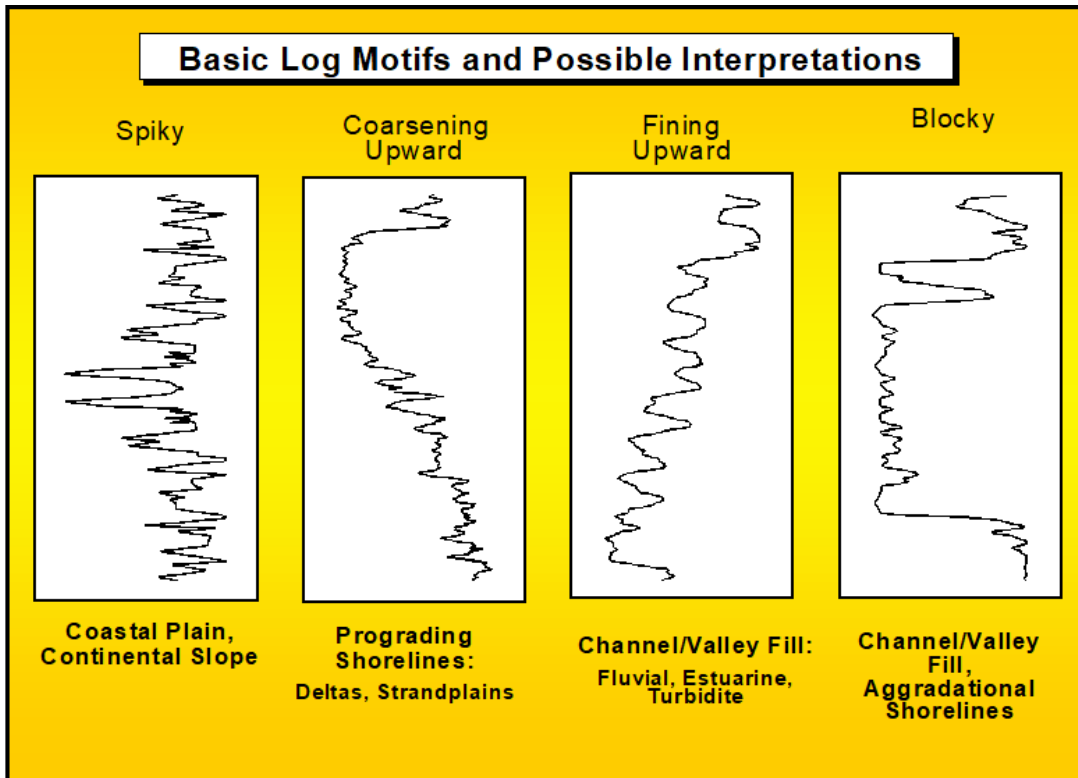




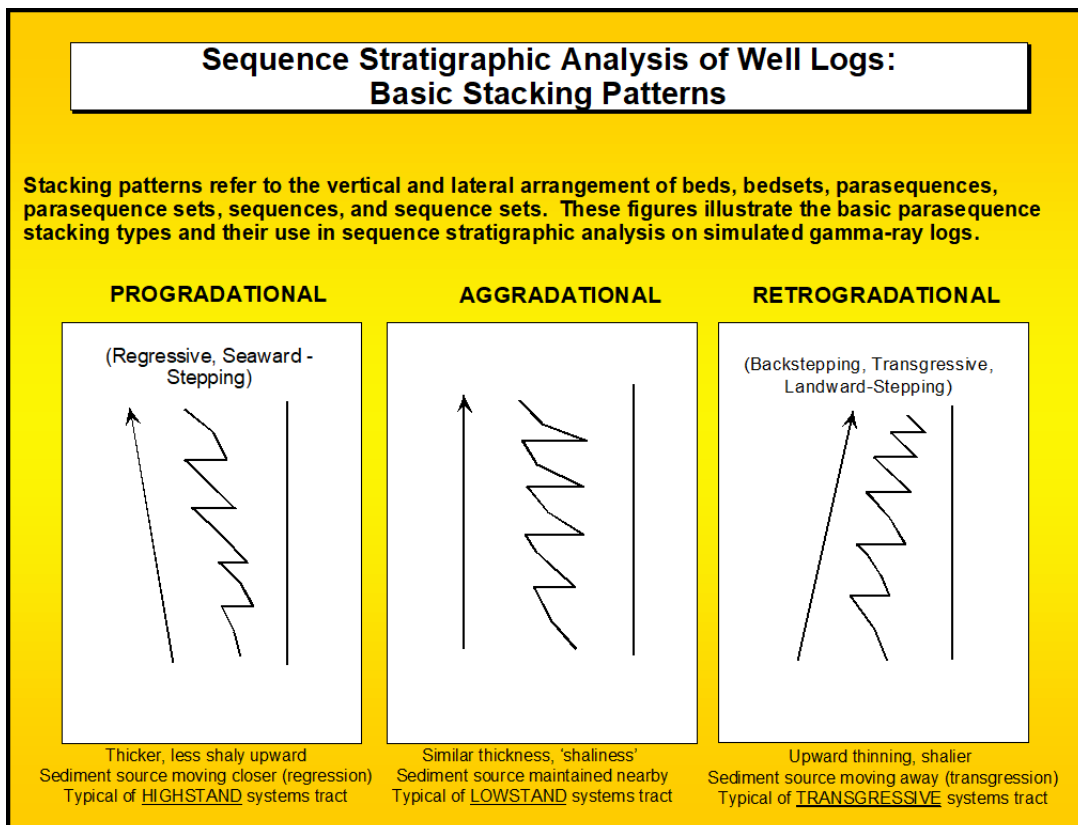
CLASTIC MARINE SETTING



Stratigraphic Architecture and Depositional Environments from Log Motifs and Stacking Patterns



Gambar 13.6. Motif dasar log dan interpretasinya (Anonim, tidak dipublikasikan).



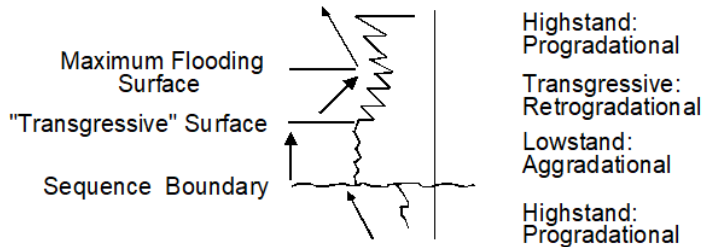
Gambar 13.7. Pola Penumpukan Dasar (Anonim, tidak dipublikasikan).



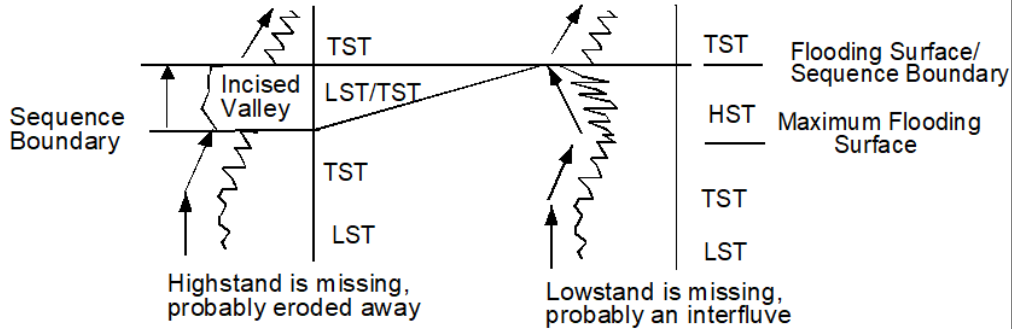
Stratigraphic Architecture and Depositional Environments from Log Motifs and Stacking Patterns

Sequence Stratigraphic Analysis of Well Logs: Interpretations of Stacking Patterns

Idealized parasequence stacking patterns of a complete depositional sequence in a shelfal position.



Changes in this arrangement can be used for sequence stratigraphic interpretation and correlation.



Gambar 13.8. Contoh interpretasi pola penumpukan vertikal (Anonim, tidak dipublikasikan).

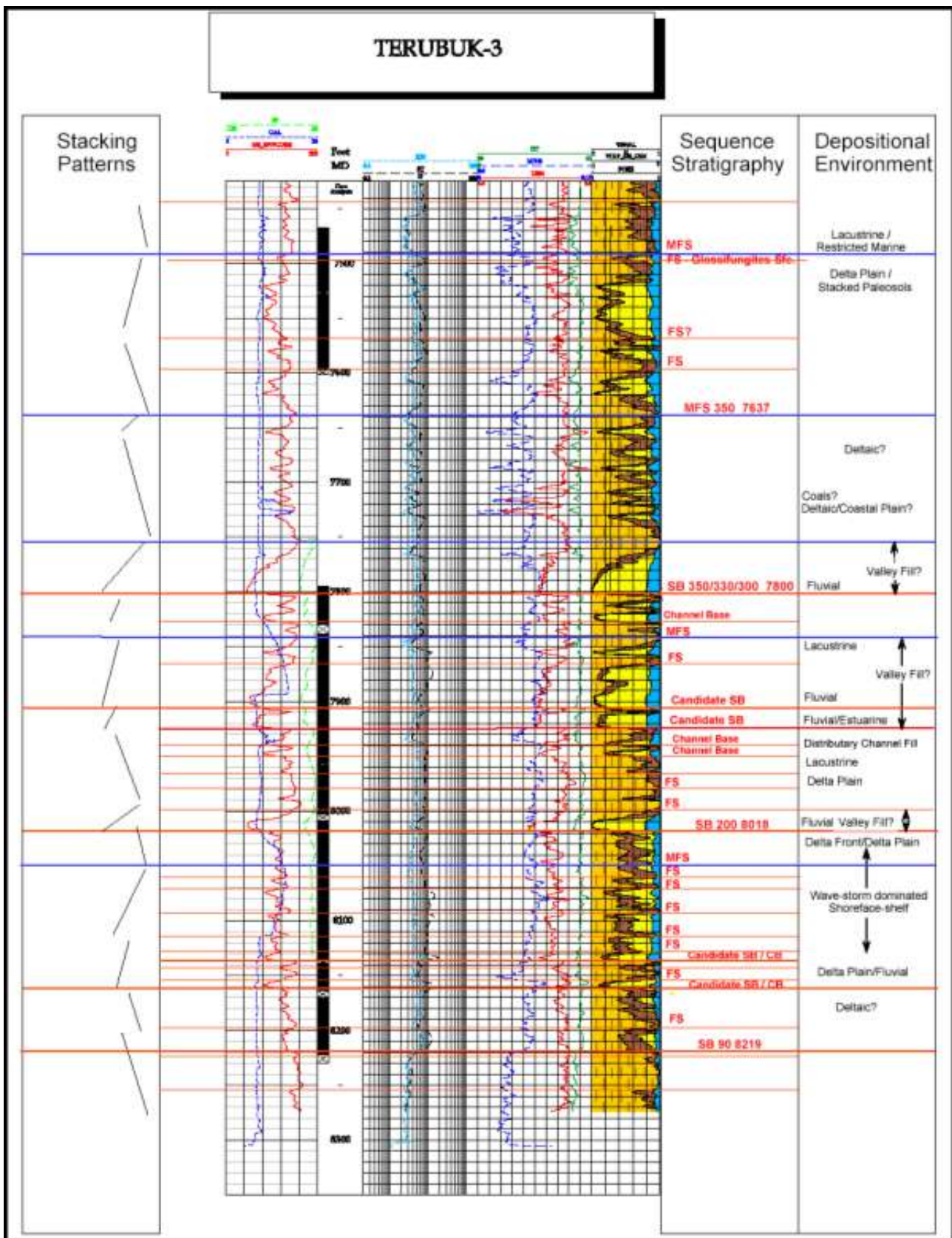




CLASTIC MARINE SETTING



Contoh penerapan analisis sikuen stratigrafi



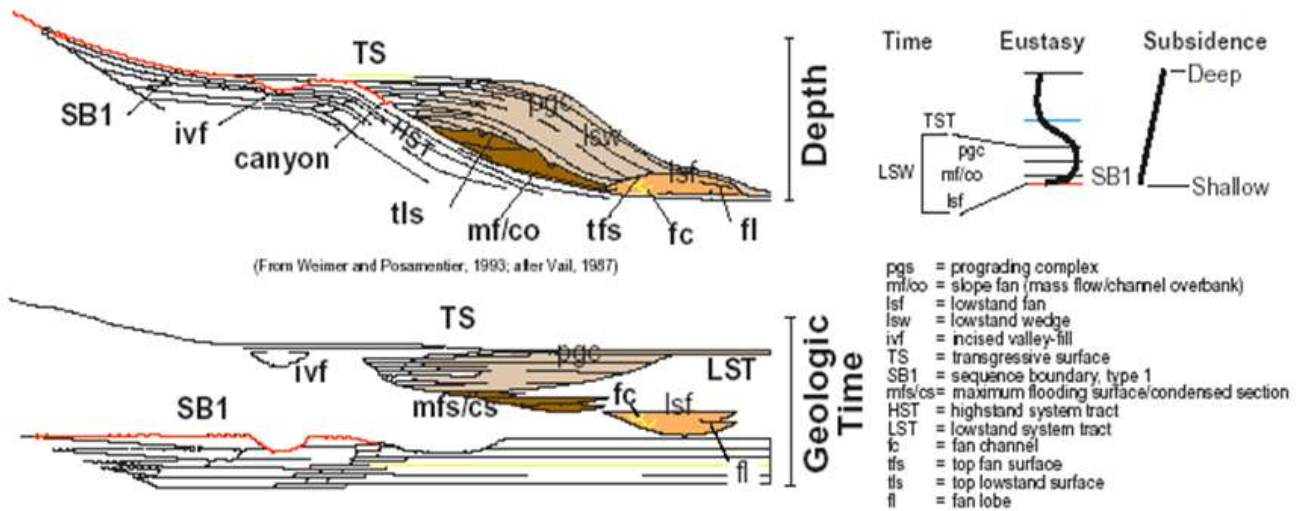
Gambar 13.9. Contoh analisis sikuen berdasarkan data log elektrofases (Anonim, tidak dipublikasikan).



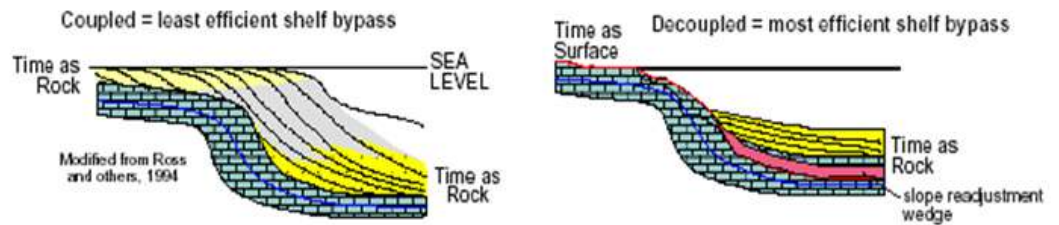
CLASTIC MARINE SETTING



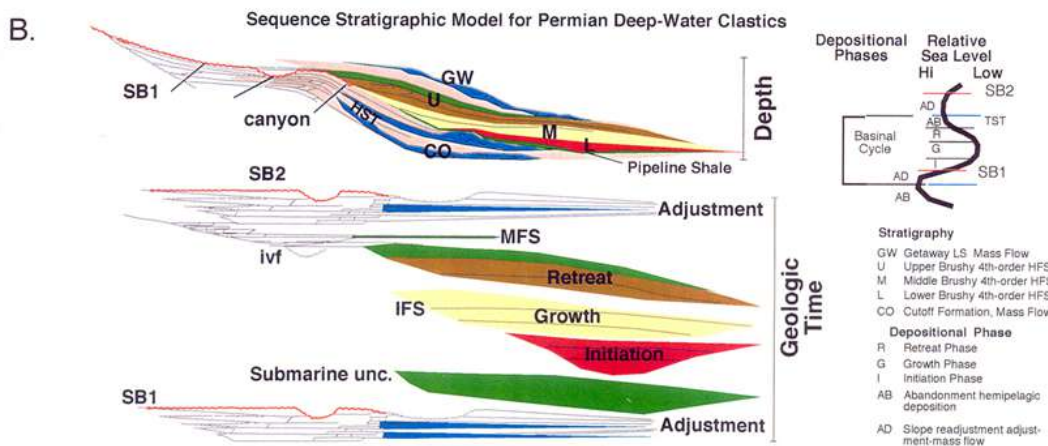
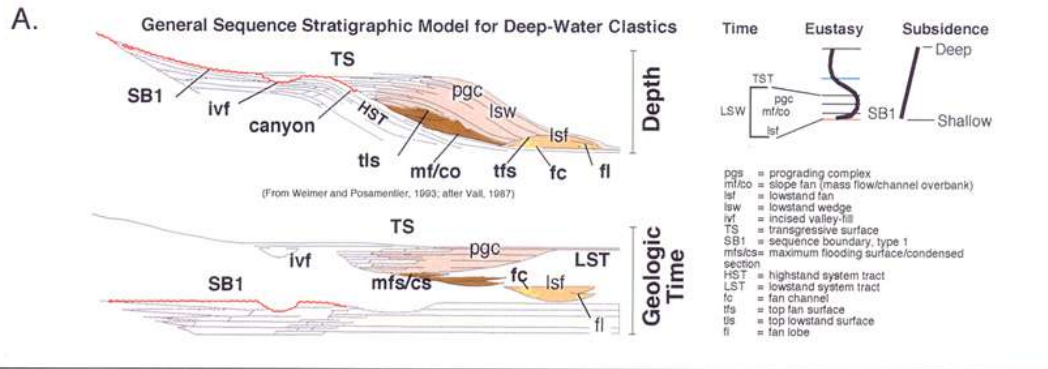
Deep-water settings



Coupled vs. Decoupled Shelf and Basin Depositional System Establish Initial Conditions



Gambar 13.10. Model sikuen stratigrafi yang umum digunakan untuk *deep-water clastics* (Anonim, tidak dipublikasikan).



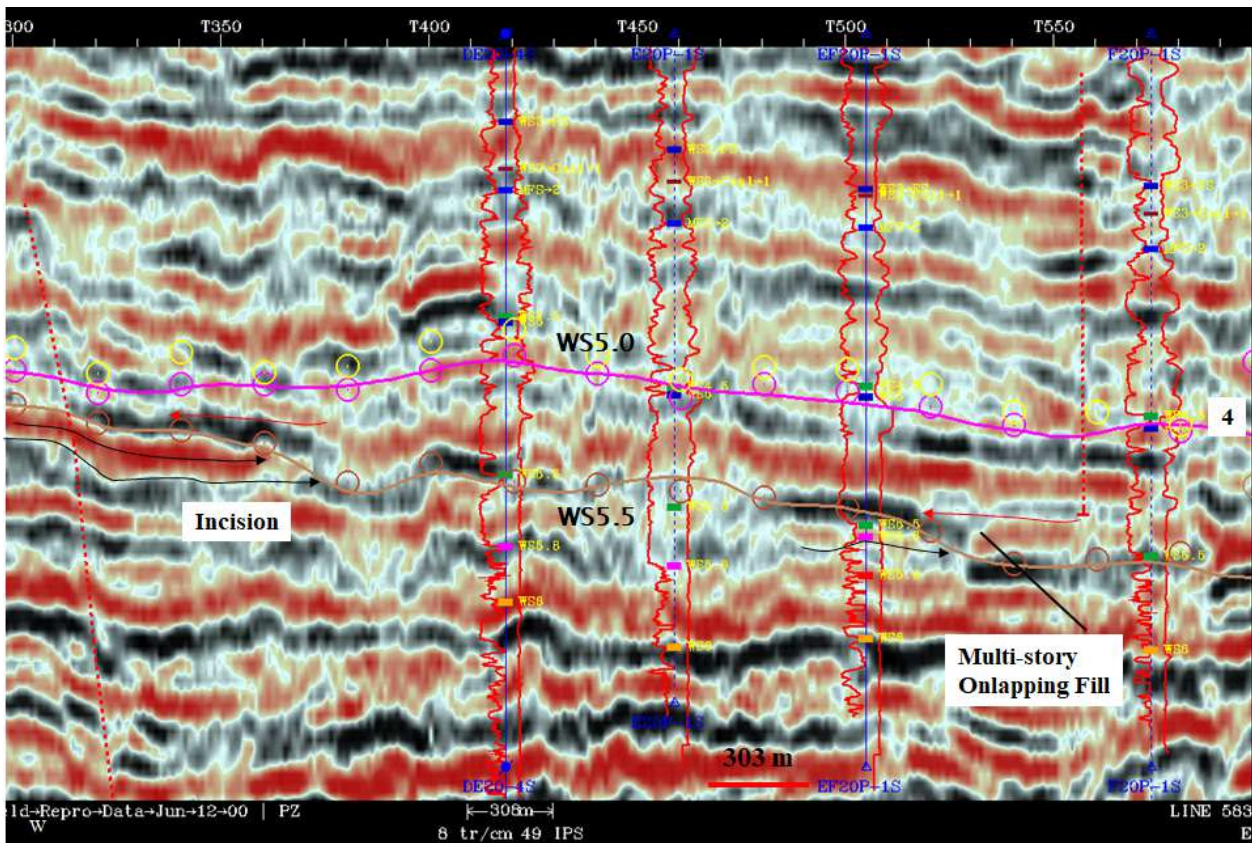
Gambar 13.11. (a) Perbandingan model sikuen Exxon; (b) Model stratigrafi yang diajukan (Anonim, tidak dipublikasikan).



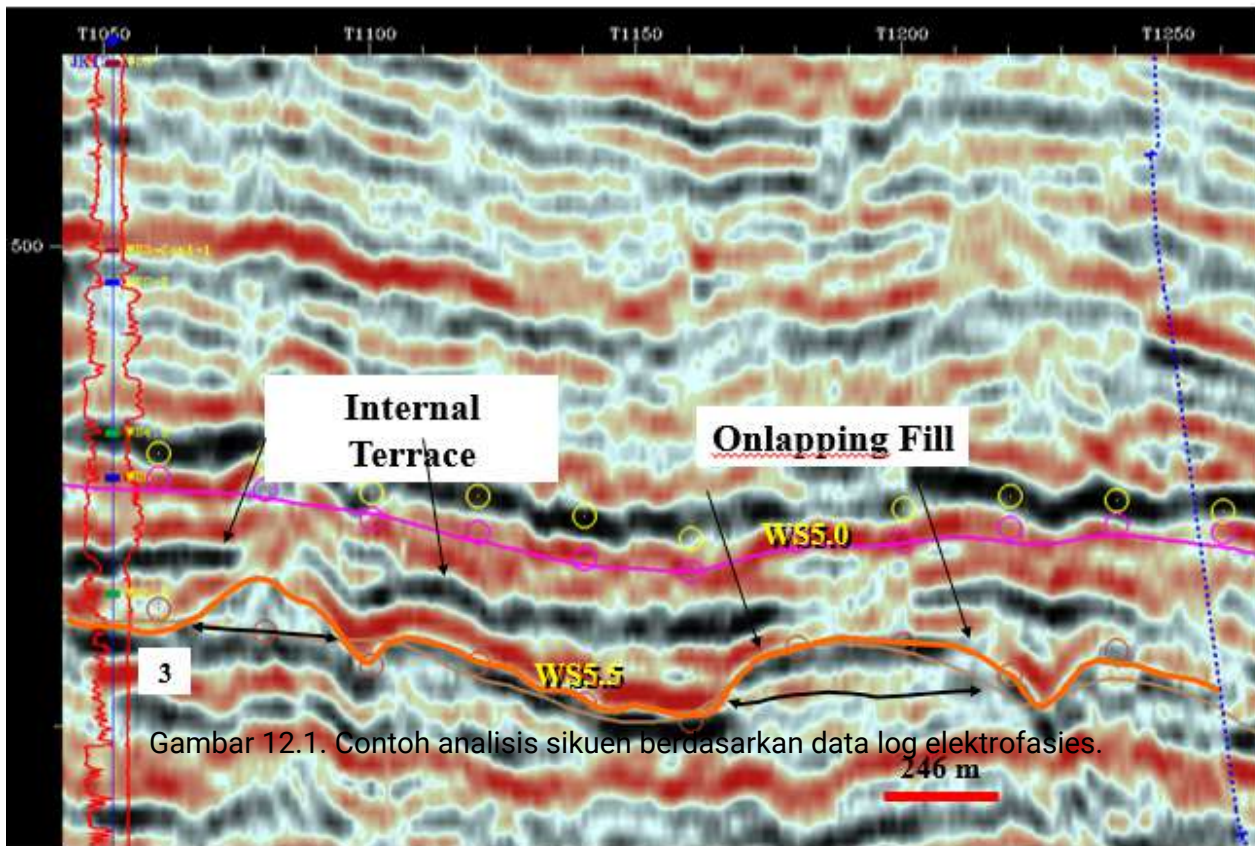
CLASTIC MARINE SETTING



Seismik stratigrafi - Well seismic tie



Petrozuata Seismic Example



Gambar 12.1. Contoh analisis sikuen berdasarkan data log elektrofasi.

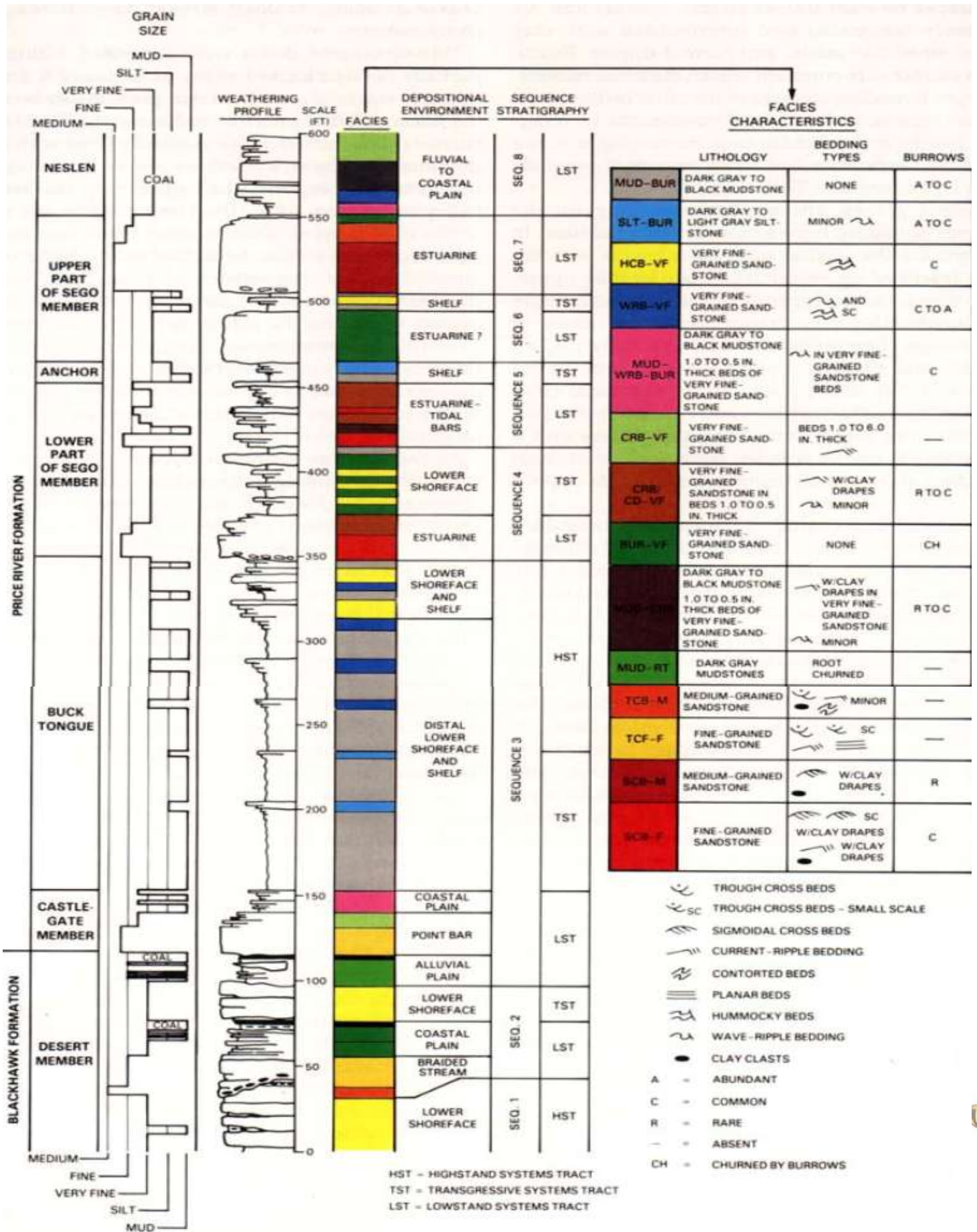
Gambar 13.12. Contoh proses well-seismic tie (Anonim, tidak dipublikasikan).



CLASTIC MARINE SETTING



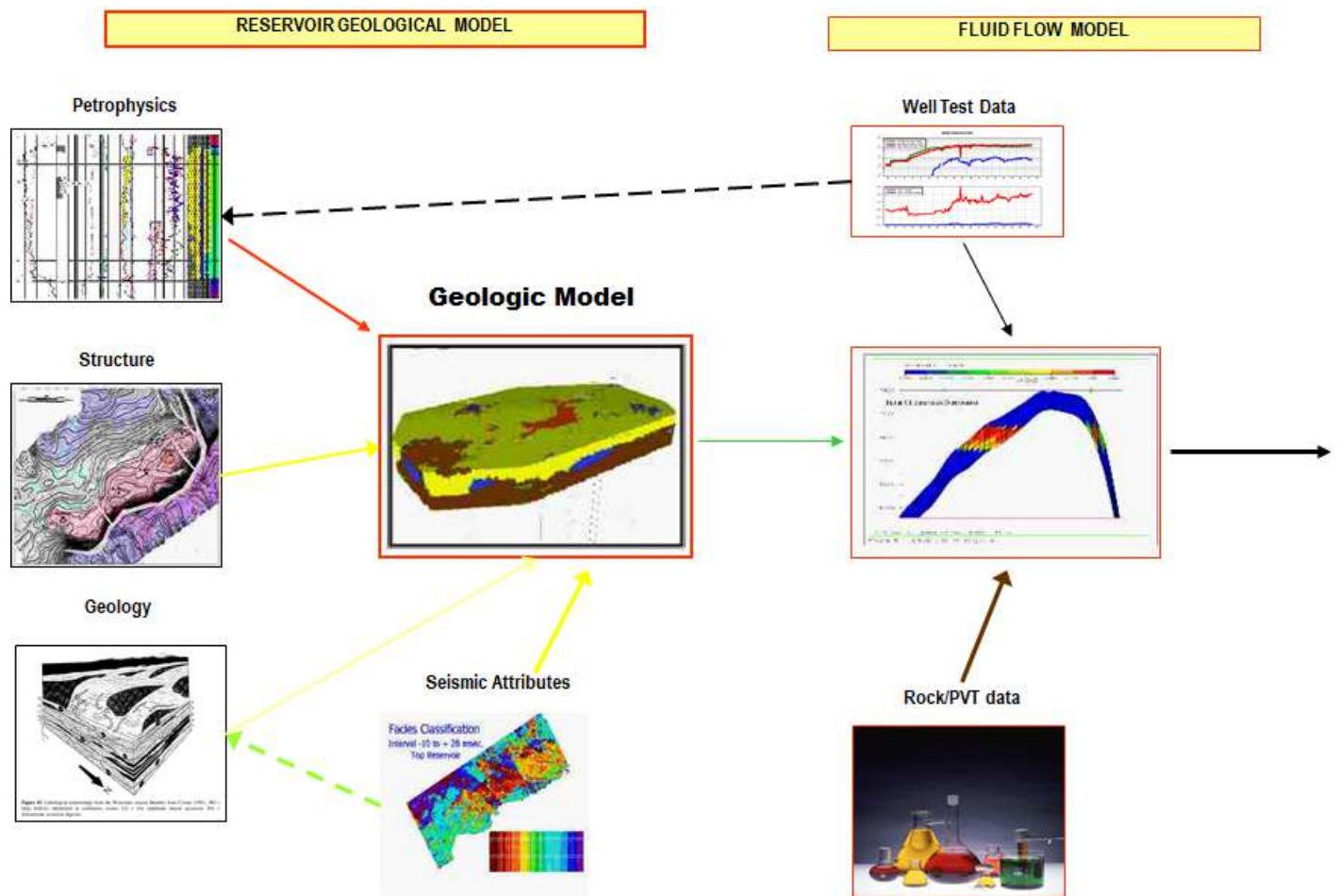
Seismik stratigrafi - Well seismic tie



Gambar 13.13. Contoh analisis sikuen berdasarkan data log elektrofasi (Anonim, tidak dipublikasikan).



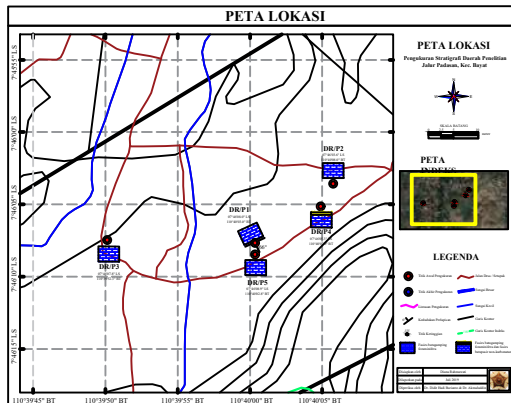
Integrasi Disiplin Ilmu



Gambar 13.14. Integrasi Disiplin Ilmu dalam Analisis Stratigrafi (Anonim, tidak dipublikasikan).



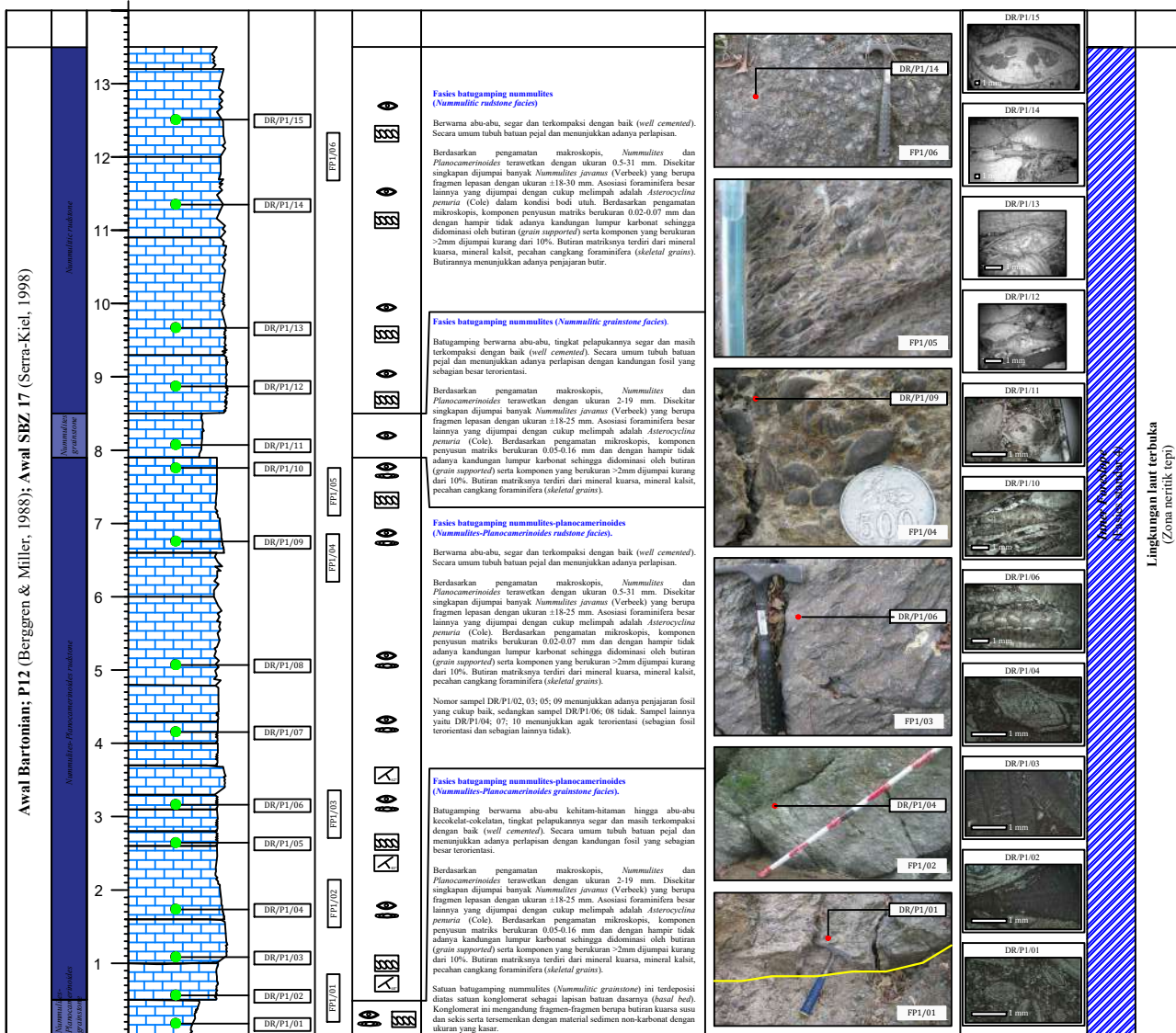
KOLOM LITOLOGI
SKALA 1 : 50



INFORMASI PENGUKURAN	
Tanggal pengukuran	11 Desember 2011
Koordinat GPS	S 07°46'08.0" E 109°40'03.0"
Formasi	Wungkal-Gamping
Jalur / Area	P1 / Padasan 1
Ketebalan terukur	13.5 meter
Cuaca	Berawan
Dukur oleh	DR
Diperiksa oleh	Dr. Eng. DHB & Dr. Eng. AKM

LEGENDA FASIES			
LITOLOGI	STRUKTUR SEDIMEN	KANDUNGAN FOSIL	
Batugamping	Laminasi paralel	Discocyclus	
Batulempung	Trough Cross Bedding	Nummulites	
Batuanpasir	Planar Cross Bedding	Planocamerinoides	
Batupasir	Fosil Jejak / Bioturbasi	Aheolina	
Conglomerate	Kedudukan bidang perlapisan	Echinoids	
		Load cast	
		Scouring	
		Imbrikasi	
		Blank zone	
		Fragmen Oncoid	

UMUR GEOLOGI	LITOFASIES BATUGAMPING	KETEBALAN	UKURAN BUTIR	NOMOR SAMPEL	NOMOR FOTO	STRUKTUR SEDIMEN/ FOSIL	DESKRIPSI LITOFASIES	FOTO		BIOFASIES (Beavington-Pemey, 2004)	PALEO-ENVIRONMENT
								SINGKAPAN	SAYATAN TIPIS		



KETERANGAN PENGAMBILAN SAMPEL
 ● [DR:SWG1.01] Sampel paleontologi disayat ● [DR:SWG1.02] Sampel paleontologi disayat ● [DR:SWG1.02] Sampel tidak disayat

DAFTAR PUSTAKA

Bevis, K. A. 2014. Bahan Ajar Course : *Sequence Stratigraphy*. Tidak dipublikasikan.

Boggs, S. Jr. 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Columbus: Merril Publishing Co.

Holbourn, A., Henderson, Andrew S., Macleod., N. 2013. *Atlas of Benthic Foraminifera*. Natural History Museum: UK

Jain, S. 2014. *Fundamentals of Physical Geology*. Springer Geology. <http://www.springer.com/series/10172>

Komisi Sandi Stratigrafi Indonesia. 1996. *Sandi Stratigrafi Indonesia*. Ikatan Ahli Geologi Indonesia. Bandung.

Koly, J. C., & Arista, L. L. 2020. *Identifikasi ichnofosil dan lingkungan pengendapan formasi kebo-Butak, lintasan tegalrejo, Gedangsari, Gunung Kidul, D.I. Yogyakarta*. Seminar Teknologi Kebumian Dan Kelautan, 451–455.u

McGowran, B. 2005. *Biostratigraphy: Microfossils and Geological Time*. Cambridge University Press. United Kingdom.

Miall, A.D. 2001. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. In *Sedimentary Geology* (Vol. 143, Issues 1–2). [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(01\)00061-6](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(01)00061-6)

Miall, Andrew D. 2006. *Geology of Fluvial deposits; Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. 4th corrected printing.

Montgomery, C. W. 2010. *Environmental Geology*. McGraw-Hill Education. Eleventh Ed.

Nichols., G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*-Second Edition. Chichester: John Wiley & Sons.

Pettijohn, F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd Ed. New York: Harper.

Plummer, C., Carlson. D., Hammersley. L. 2010. *Physical Geology*, Fifteenth Edition. In *Journal of Physics A: Mathematical and Theoretical* (Vol. 44, Issue 8).

DAFTAR PUSTAKA

Posamentier, H.W., Jervey, M.T., & Vail, P.R., 1988. *Eustatic Controls On Clastic Deposition I- Conceptual Framework, In Sea Level Changes-An integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, & J.C. Van Wagoner, Eds) pp. 110-124. SEPM Special Publication 42.

Postuma J. A. 1971. *Manual of Planktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Company: Amsterdam, London, New York.

Rahardjo, W. Bahan kuliah Metode Geologi Lapangan-UGM. Tidak dipublikasikan.

Selley, R. C. 1985. *Ancient Sedimentary Environment*. New York: Cornell University Press.

Surjono, S. S. dan Amijaya, D. H. 2017. *Sedimentologi*. Yogyakarta. UGM University Press.

Toha, B. Bahan kuliah Stratigrafi Terapan. Tidak dipublikasikan.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J., 1988. *An Overview of Sequence Stratigraphy And Key Definition, In Sea level Changes-An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, & J.C. Van Wagoner, Eds) pp. 110-124. SEPM Special Publication 42.

Walker, R. G. dan James, N. P. 1992. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Newfoundland: Geological Association of Canada.

Wiyono, S. Bahan Kuliah Stratigrafi-UGM. Tidak dipublikasikan.

www.stratigraphy.org

www.pinterest.com