

BAB II

TEORI DASAR

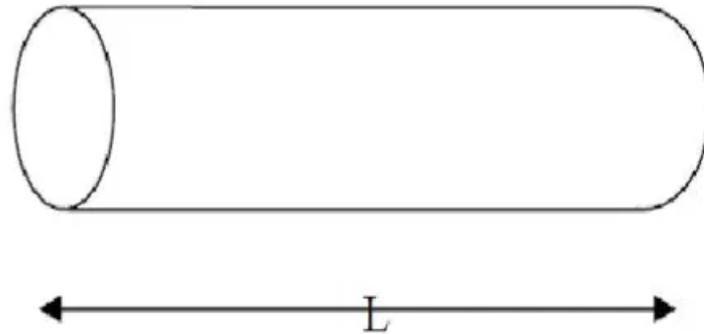
2.1 Mekanisme Aliran Arus

Dalam ilmu geofisika pengetahuan dasar tentang ilmu kelistrikan suatu batuan menjadi penting. Hal ini menjadi penting karena berkaitan dengan metode pengukuran bawah permukaan untuk mengetahui sifat kelistrikan suatu formasi atau anomali bawah permukaan. Metode ini dikenal dengan nama geolistrik atau kelistrikan bumi. Sehingga dapat diketahui bahwa aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik dan konduksi secara dielektrik (Mardiana, 2006).

2.1.1 Konduksi secara elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga di pengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya. Resistivitas memiliki pengertian yang berbeda dengan resistansi (hambatan), dimana resistansi tidak hanya bergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada faktor geometri atau bentuk bahan tersebut, sedangkan resistivitas tidak bergantung pada faktor geometri (Gambar 2.1). Jika ditinjau suatu silinder dengan panjang L , luas penampang A , dan resistansi R , maka dapat dirumuskan:

$$R = \rho \frac{L}{A}$$



Gambar 2.1 Ilustrasi bahan resistansi

Dimana secara fisis rumus tersebut dapat diartikan jika panjang silinder konduktor (L) dinaikkan, maka resistansi (R) akan meningkat, dan apabila diameter silinder konduktor diturunkan yang berarti luas penampang (A) berkurang maka resistansi juga meningkat. Dimana ρ adalah resistivitas (tahanan jenis) dalam Ωm . Sedangkan menurut hukum Ohm, resistivitas R dirumuskan:

$$R = \frac{V}{I} \quad (1)$$

Sehingga didapatkan nilai resistivitas (ρ)

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2)$$

Namun banyak orang lebih sering menggunakan sifar konduktivitas (σ) batuan yang merupakan kebalikan dari resistivitas (ρ) dengan satuan Ωm .

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{IL}{VA} = \frac{I}{A} \frac{1}{V} = \frac{J}{E} \quad (3)$$

Dimana

J = rapat arus (amphere/ m^2)

E = medan listrik (volt/m).

2.1.2 Konduksi secara elektrolitik

Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Namun pada kenyataannya batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan porus bergantung pada volume dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang. Menurut rumus Archie:

$$\rho_e = a\phi^{-m}S^{-n}\rho_w^{-m} \quad (4)$$

Dimana:

ρ_e = resistivitas batuan ($\Omega.m$)

ϕ = porositas (%)

S = fraksi pori-pori yang berisi air

ρ_w = resistivitas air

a , m , dan n = konstanta

m = sementasi

Untuk nilai n yang sama, Schlumberger menyarankan $n = 2$.

2.1.3 Konduksi secara dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar, sehingga terjadi poliarisasi. Peristiwa ini tergantung pada konduksi dielektrik batuan yang bersangkutan, contoh: mika.

2.2 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi. Pengukuran geolistrik ini meliputi pengukuran

potensial, arus dan medan elektromagnetik yang terjadi baik secara alamiah ataupun akibat injeksi arus kedalam bumi. Menurut [22] metode tahanan jenis didasari oleh hukum *ohm* yang bertujuan untuk mengetahui jenis perlapisan batuan didasarkan pada distribusi nilai resistivitas pada tiap lapisan. Arus listrik yang diinjeksi baik searah ataupun bolak-balik berfrekuensi rendah dialirkan ke dalam bumi melalui dua elektroda arus (C_1C_2), kemudian diukur besarnya potensial melalui dua elektroda potensial (P_1P_2). Dengan mengetahui besar arus dan potensial, maka dapat diketahui besar tahanan jenis dari media (batuan) yang dilaluinya. Semakin besar spasi elektroda, maka penembusan arus ke bawah permukaan akan semakin dalam, sehingga lapisan yang lebih dalam akan dapat diketahui sifat-sifat fisiknya. Geolistrik digunakan untuk memberikan gambaran susunan dan kedalaman lapisan batuan dari sifat kelistrikan batuan, sehingga diketahui lapisan litologi bawah permukaan yang memiliki sifat-sifat yang khas.

Dalam metode geolistrik resistivitas terdapat 2 metode dalam pengambilan data yaitu, metode geolistrik *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) dan metode geolistrik *Vertical Electrical Sounding* (VES). Namun, yang digunakan dalam pengolahan data ini adalah metode geolistrik *Vertical Electrical Sounding* (VES). Metode resistivitas *mapping* adalah metode resistivitas yang bertujuan untuk memberikan gambaran penampang variasi resistivitas lapisan tanah bawah permukaan secara vertikal. Sedangkan metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) bertujuan untuk memberikan gambaran lapisan variasi resistivitas batuan di dalam permukaan bumi secara horizontal [28]. Variasi harga resistivitas akan didapatkan jika jarak masing-masing elektroda diubah sesuai dengan konfigurasi alat yang digunakan.

Pada metode tahanan jenis diasumsikan bahwa bumi bersifat *homogen isotropic* dimana nilai resistivitas yang terukur bukan merupakan harga sebenarnya akan tetapi merupakan nilai resistivitas semu (*apparent resistivity*). Data hasil pengukuran di lapangan berupa beda potensial dan arus dapat digunakan dalam menghitung nilai resistivitas semu. Variasi resistivitas batuan terhadap kedalaman jika dikorelasikan dengan pengetahuan geologi akan dapat ditarik kesimpulan lebih detail mengenai kondisi geologi bawah permukaan.

Konsep dasar pengukuran resistivitas dapat didefinisikan sebagai berikut [24]:

$$R = \rho \frac{L}{A} \text{ sehingga, } \rho = R \frac{L}{A} \quad (5)$$

Dimana:

$R = Resistance (\Omega)$

$\rho = Resistivitas \text{ batuan } (\Omega.m)$

$L = Panjang \text{ batuan } (m)$

$A = Luas \text{ penampang batuan } (m)$

Batuan memiliki nilai resistivitas yang berbeda-beda sehingga akan menghasilkan interpretasi yang berbeda juga. Adapun nilai resistivitas batuan dapat dilihat pada Tabel 2.1 dan Tabel 2.2:

Tabel 2.1. Nilai resistivitas batuan sedimen [24]

Batuan	Tahanan Jenis ($\Omega.m$)
<i>Consolidated shales</i>	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Argillities</i>	$10 - 8 \times 10^2$
<i>Conglomerat</i>	$2 \times 10^3 - 10^4$
<i>Sandstones</i>	$1 - 6.4 \times 10^3$
<i>Limestones</i>	$50 - 10^7$
<i>Dolomite</i>	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
<i>Unsolidated wet clay</i>	20
<i>Marls</i>	3 - 70
<i>Clays</i>	1 - 100
<i>Alluvium and sands</i>	10 - 800
<i>Oil Sands</i>	4 - 800

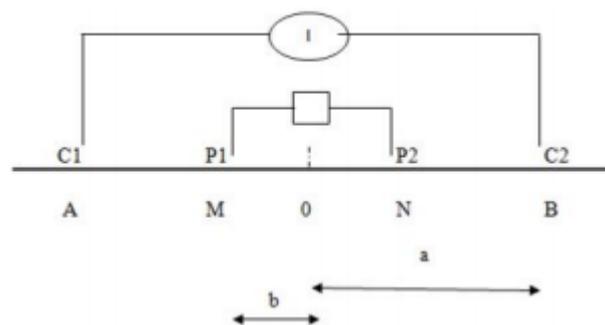
Tabel 2.2. Nilai resistivitas batuan beku dan metamorf [24]

Batuan	Tahanan Jenis ($\Omega.m$)
<i>Granite</i>	$3 \times 10^2 - 10^6$
<i>Grabite Porphyry</i>	4.5×10^3 (basah)- 1.3×10^4 (kering)
<i>Feldspar porphyry</i>	4×10^3 (basah)
<i>Albite</i>	3×10^2 (basah) - 3.3×10^3 (kering)
<i>Syenite</i>	$10^2 - 10^6$

<i>Diorite</i>	$10^4 - 10^5$
<i>Diorite Porphyry</i>	1.9×10^3 (basah) – 2.8×10^4 (kering)
<i>Porphyrite</i>	$10 - 5 \times 10^4$ (basah) – 3.3×10^3 (kering)
<i>Carbonatized porphyry</i>	2.5×10^3 (basah) – 6×10^6 (kering)
<i>Quartz porphyry</i>	$3 \times 10^2 - 3 \times 10^5$
<i>Quartz diorite</i>	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ (basah) – 1.8×10^5 (kering)
<i>Porphyry (various)</i>	60×10^4
<i>Decaite</i>	2×10^4 (basah)
<i>Andesite</i>	4.5×10^4 (basah) – 1.7×10^2 (kering)
<i>Diabase porphyry</i>	10^3 (basah) – 1.7×10^5 (kering)
<i>Diabase (various)</i>	$20 - 5 \times 10^7$
<i>Lavas</i>	$10 - 5 \times 10^4$
<i>Gabro</i>	$10^3 - 10^6$
<i>Basalt</i>	$10 - 1.3 \times 10^7$ (kering)
<i>Olivine norite</i>	$103 - 6 \times 10^4$ (basah)

2.3 Metode Resistivitas dengan Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi Schlumberger (Gambar 2.2) bertujuan untuk mengidentifikasi diskontinuitas vertikal (anomali konduktif lokal). Arus diinjeksikan melalui elektroda AB dan pengukuran beda potensial dilakukan pada elektroda MN, dengan jarak elektroda arus AB jauh lebih besar dari jarak elektroda tegangan MN. Pada konfigurasi ini, nilai MN < dari nilai AB sehingga jarak MN secara teoritis tidak berubah [19]



Gambar 2.2 Konfigurasi Schlumberger

Besar nilai faktor geometri dari konfigurasi Schlumberger adalah:

$$R_1 = (a-b)$$

$$R_3 = (a+b)$$

$$R_2 = (a+b)$$

$$R_4 = (a-b)$$

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} - \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4} \right)^{-1}$$

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{a-b} - \frac{1}{a+b} - \frac{1}{a+b} + \frac{1}{a-b} \right)^{-1}$$

$$K = 2\pi \left(\frac{2}{a-b} - \frac{2}{a+b} \right)^{-1}$$

$$K = 2\pi \left(2 \left(\frac{1}{a-b} - \frac{1}{a+b} \right) \right)^{-1}$$

$$K = 2\pi \left(2 \left(\frac{(a+b)-(a-b)}{(a-b)(a+b)} \right) \right)^{-1}$$

$$K = 2\pi \left(2 \left(\frac{(a+b)-(a-b)}{a^2+ab-ba-b^2} \right) \right)^{-1}$$

$$K = \frac{\pi(a^2-b^2)}{a+b-a+b}$$

$$K = \frac{\pi(a^2-b^2)}{2b} \quad (6)$$

Dimana:

A = elektroda arus (Ω)

B = elektroda arus (Ω)

M = elektroda potensial (Volt)

N = elektroda potensial (Volt)

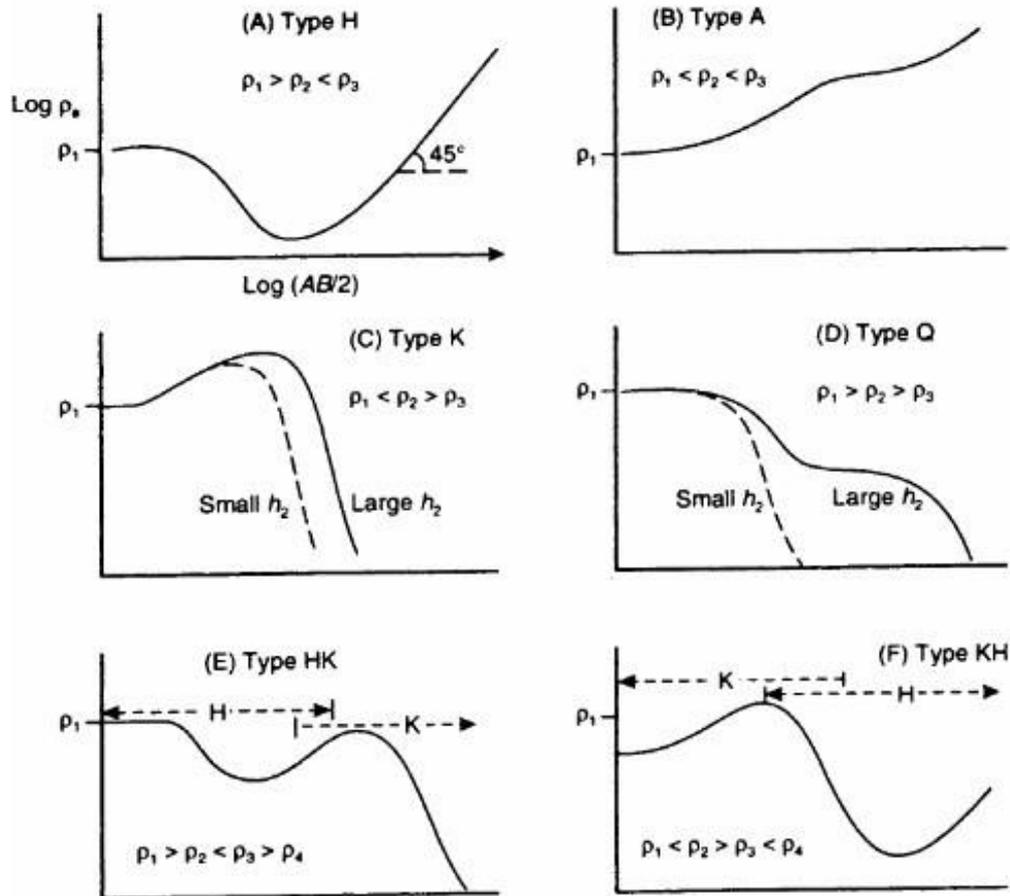
K = satuan faktor geometri

2.4 *Vertical Electrical Sounding (VES)*

Metode *Vertical Electrical Sounding (VES)* adalah metode pengukuran resistivitas yang bertujuan untuk mendapatkan informasi konduktivitas medium pada arah vertikal. Metode ini menganggap bahwa medium memiliki sifat homogen secara lateral. Metode VES menekankan hubungan antara jarak elektroda dengan kedalaman dugaan resistivitas. Pengukuran resistivitas suatu titik *sounding* dilakukan dengan mengubah jarak elektroda dimulai dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak antar elektroda ini akan sebanding dengan lapisan batuan yang akan terdeteksi.

Semakin besar jarak elektroda maka akan semakin dalam lapisan batuan yang dapat terdeteksi. Kurva yang dihasilkan dari hasil pengolahan data VES atau sering disebut sebagai kurva VES merupakan kurva yang menunjukkan hubungan antara jarak antar elektroda arus ($AB/2$), nilai resistivitas semu (ρ_a), nilai resistivitas sebenarnya (ρ), serta distribusi kedalaman dan ketebalan lapisan-lapisan nilai resistivitas sebenarnya (ρ). Titik dan kurva merah menunjukkan hubungan antara $AB/2$ dan ρ . Kurva biru menunjukkan distribusi ketebalan dan kedalaman dari lapisan-lapisan nilai resistivitas sebenarnya (Harjito, 2013). Metode *Vertical Electrical Sounding (VES)* memiliki tipe kurva yang berbeda seperti kurva K, H, A, Q dan tipe kurva lainnya (Gambar 2.3). Metode *Vertical Electrical Sounding* dapat digunakan untuk menentukan karakteristik geolistrik dari sedimen dan menghubungkannya dengan berbagai formasi batuan (Waswa, 2019).

Pada penelitian ini metode *Vertical Electrical Sounding* digunakan untuk mengetahui litologi bawah permukaan untuk menentukan lingkungan pengendapan. Dimana, interpretasi litologi dan geomorfologi dari unit sedimen didasarkan pada hasil *Vertical Electrical Sounding* sehingga dapat memberikan tinjauan singkat tentang lingkungan pengendapan (Asfahani, 2018).



Gambar 2.3 Tipe Kurva Sounding [15]

2.5 Pemodelan Geolistrik 1-D

Pada pemodelan geolistrik 1-D model bumi dianggap berlapis horizontal sehingga resistivitas hanya bervariasi terhadap kedalaman. Data geolistrik diperoleh melalui pengukuran dengan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda yang makin besar untuk memperoleh informasi kedalaman yang semakin besar pula.

Fungsi pemodelan kedepan (forward modeling) pada metode geolistrik dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas semu, sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ dan h) setiap lapisan (Grandis, 2009). Berdasarkan metode *forward* ada beberapa hal yang perlu dicari terlebih dahulu yaitu, (1) transformasi fungsi dan (2) ρ_{app}

atau koefisien *filter* [1]. Dimana fungsi transformasi tersebut dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$T_i(\lambda) = \frac{T_i(\lambda) + \rho_i \tan h(\lambda h_i)}{[1 + T_{i+1}(\lambda) \tan h(\lambda h_i)] \rho_i \lambda}$$

$$\lambda = 10(\text{ar- log } 10^{AB/2})$$

Dimana:

ar = konstanta

AB/2 = jarak dari elektroda arus

Setelah dilakukan perhitungan fungsi transformasi maka selanjutnya adalah menentukan nilai dari ρ_{app} yang dirumuskan sebagai berikut [9]:

$$\rho_{acal} = \sum_{i=0}^k T_i \cdot C_k$$

Dimana:

Ti = fungsi transformasi

Ck = konstanta

Setelah perhitungan nilai ρ_{acal} dilakukan, maka tahap berikutnya adalah menentukan nilai dari E_{rms} . Perhitungan nilai E_{rms} dapat dilakukan seperti berikut:

$$E_{rms} = \sum_{i=0}^K \frac{(\rho_{acal} - \rho_{aobs})^2}{n}$$

Pemodelan inversi data geolistrik sounding 1-D dilakukan sesuai algoritma inversi non-linear dengan pendekatan linear. Dalam pemodelan inversi 1-D beberapa hal yang perlu dilakukan terlebih dahulu (1) membentuk matrix model dan (2) mencari nilai dari matrix jacobian. Sehingga inversi non-linear adalah sebagai berikut (Grandis, 2009):

$$m_{n+1} = m_n + [J^T + \epsilon^2 I] J^T (d - g(m))$$

Dimana:

m = vektor model (Resistivitas true dan ketebalan)

J = Matriks jacobian

d = Resistivitas semu observasi

$g(m)$ = Resistivitas semu kalkulasi

ε = Faktor damping

I = Matriks identitas

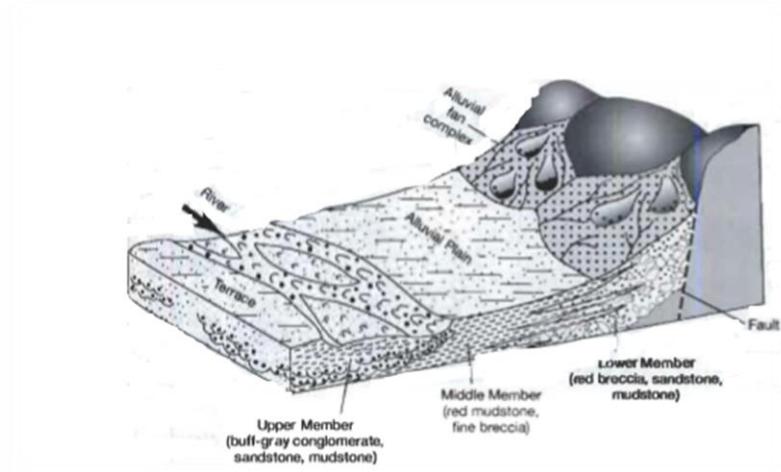
2.6 Lingkungan Pengendapan

Lingkungan pengendapan adalah karakteristik dari suatu tatanan geomorfik dimana proses fisik, kimia dan biologis berlangsung yang menghasilkan suatu endapan sedimen tertentu [26]. Dimana proses yang dimaksud adalah proses yang berlangsung selama proses pembentukan, transportasi, dan pengendapan sedimen. Perbedaan fisik dapat berupa elemen statis ataupun dinamis. Elemen statis antara lain geometri cekungan, material endapan, kedalaman air dan suhu. Sedangkan elemen dinamis adalah energi kecepatan dan arah pengendapan serta variasi angin, ombak dan air. Perbedaan kimia adalah komposisi dari cairan pembawa sedimen, geokimia dari batuan asal di daerah tangkapan air, salinitas, kandungan karbon dioksida dan dari air. Sedangkan perbedaan geologi berkaitan dengan perbedaan flora dan fauna di tempat sedimen diendapkan maupun daerah sepanjang perjalanannya sebelum diendapkan. Permukaan bumi mempunyai morfologi yang sangat beragam mulai dari pegunungan, lembah sungai, pedataran, padang pasir, delta sampai ke laut. Dengan analogi pembagian ini, lingkungan pengendapan secara garis besar dapat dibagi menjadi beberapa kelompok [26] yaitu sebagai berikut:

2.6.1 Lingkungan pengendapan darat

Ahli geologi membagi empat sistem lingkungan pengendapan darat yaitu fluvial (kipas fluvial dan sungai), gurun, lakustrin (danau) dan glasial (Gambar 2.4). Ahli geologi mengatakan bahwa meskipun sistem pengendapan terpisah, jenis sedimen yang serupa dapat dihasilkan pada lebih dari satu lingkungan ini. Sebagai contoh, sedimen eolin (tertiup angin) dapat menumpuk baik di lingkungan gurun maupun di beberapa lingkungan glasial. Sedimen lakustrin

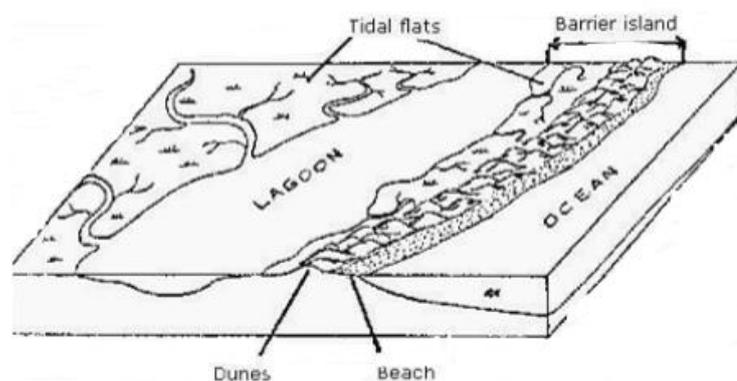
terbentuk di danau dan di lingkungan apapun termasuk di gurun dan lingkungan gletser. Sedimen fluvial diendapkan terutama di sistem sungai daerah lembab, tetapi juga dihasilkan di sungai di daerah gurun dan lingkungan gletser [26].



Gambar 2.4 Lingkungan pengendapan darat [26]

2.6.2 Lingkungan pengendapan peralihan

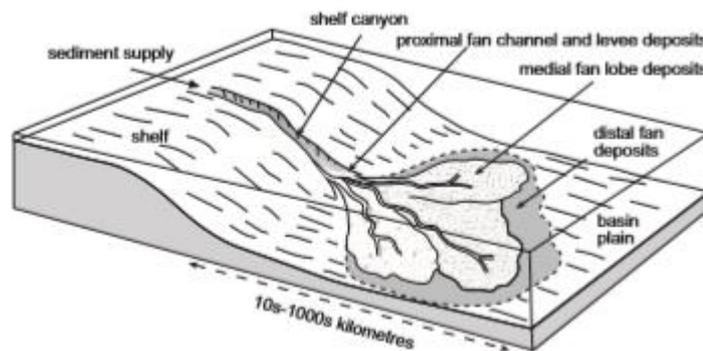
Lingkungan pengendapan daerah peralihan dapat terjadi di daerah delta, lagun dan daerah pasang surut (Gambar 2.5). Lingkungan pengendapan pada daerah peralihan berkaitan dengan proses geomorfologi yang berasal dari darat dan laut akan menghasilkan ciri lingkungan pengendapan yang berbeda. Perubahan lingkungan yang diakibatkan oleh daratan, lautan atau udara dapat terekam dalam lapisan sedimen. Pengaruh daratan yang terekam berupa material asal darat (*terrigenous*) yang diangkut ke laut oleh sungai maupun limpasan hujan. Lapisan sedimen ini dapat memberikan informasi kondisi lingkungan masa lampau.



Gambar 2.5 Lingkungan pengendapan peralihan [26]

2.6.3 Lingkungan pengendapan laut

Lingkungan laut terletak di sepanjang batas antara darat dan pengendapan laut. Zona ini didominasi oleh sungai, gelombang dan pasang surut (Gambar 2.6). Banyak lingkungan laut yang ditandai oleh gelombang dan arus berenergi tinggi, meskipun beberapa lingkungan lagoon dan muara didominasi oleh kondisi air tenang. Karena sedimen silisiklastik yang dikirim oleh sungai ke zona pantai sepanjang waktu geologis sangat banyak, sehingga volume endapan laut dalam yang tersimpan dalam catatan geologi lebih signifikan. Pengendapan utama sedimen laut dalam adalah delta, pantai, muara, lagun dan pasang surut.



Gambar 2.6 Lingkungan pengendapan laut dalam [26]