

BAB II TEORI DASAR

2.1 Penelitian Sebelumnya

Penelitian ini didasari oleh beberapa referensi berdasarkan penelitian sebelumnya. Penelitian menggunakan metode geolistrik terkait resistivitas batuan dan penelitian mengenai analisis lingkungan pengendapan daerah penelitian. Berikut hasil nilai resistivitas dan analisis lingkungan pengendapan berdasarkan penelitian sebelumnya pada Tabel 2.1 dan Tabel 2.2.

Tabel 2.1 Nilai resistivitas penelitian sebelumnya

No	Judul Penelitian	Interpretasi	Penulis
1	Identifikasi Struktur Tanah Bawah Permukaan dan Kedalaman Akuifer Daerah Tempat Pemrosesan Akhir (TPA) Manggar Menggunakan Metode Resistivitas Konfigurasi Schlumberger	Batubara (800-1200 Ωm)	[11]
2	Estimasi Kedalaman Akuifer Dangkal Daerah TPA Manggar dengan Menggunakan Metode Geolistrik Konfigurasi Wenner	Tanah Penutup (70-300 Ωm)	[12]
		Pasir (20-70 Ωm)	
		Lempung (5-20 Ωm)	

Tabel 2.2 Analisis lingkungan pengendapan penelitian sebelumnya

No	Judul Penelitian	Penulis
1	<i>Geo-electrical Resistivity Characterization of Sedimentary Rocks in Dent Peninsular, Lahad Datu, Sabah</i>	[13]
2	<i>Application of Electrical Resistivity Method in Mapping Underground River Channels: A Case Study of Kabatini Area in the Kenyan Rift Valley</i>	[14]

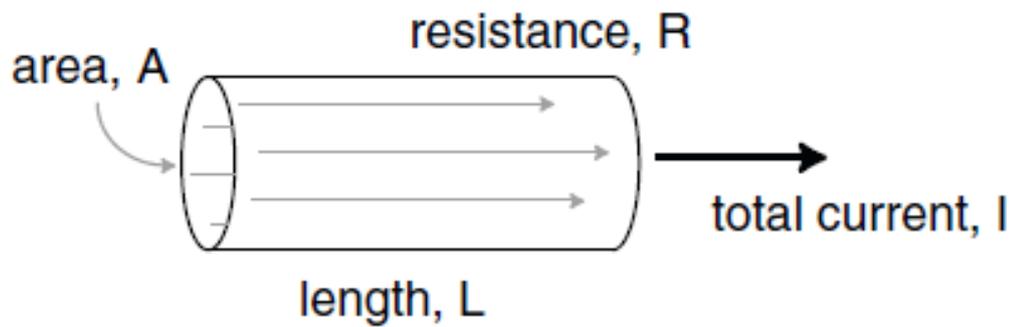
3	Relasi Kualitas Batubara dengan Lingkungan Pengendapan pada <i>Pit South Pinang</i> dan Sekitarnya, PT. Kaltim Prima Coal, Sangatta Utara, Kutai Timur, Kalimantan Timur	[15]
4	Geologi dan Pengaruh Lingkungan Pengendapan Terhadap Ketebalan Lapisan Batubara di Formasi Balikpapan, Desa Tepok, Kecamatan Loa Janan, Kabupaten Kutai Kartanegara, Kalimantan Timur	[5]
5	Geologi dan Pola Sebaran Serta Kemenerusan Lapisan Batubara Daerah Gunung Megang, Kecamatan Gunung Megang, Kabupaten Muara Enim Provinsi Sumatera Selatan	[16]

2.2 Sifat Listrik Batuan

Sifat listrik batuan adalah karakteristik dari batuan apabila dialirkan arus listrik. Aliran arus listrik di dalam mineral atau batuan dapat dibagi menjadi tiga jenis, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik dan konduksi secara dielektrik [17].

2.2.1 Konduksi Elektronik

Konduksi ini terjadi jika mineral atau batuan mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dalam mineral atau batuan dialirkan oleh elektron-elektron bebas tersebut. Selain itu, aliran listrik ini juga dapat dipengaruhi oleh karakteristik atau sifat tiap-tiap batuan yang dilewatinya. Salah satu karakteristik atau sifat batuan tersebut adalah resistivitas. Resistivitas adalah karakteristik bahan yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghambat arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Begitu pula sebaliknya, apabila nilai resistivitas semakin rendah, maka akan semakin mudah bahan tersebut menghantarkan arus listrik. Resistivitas mempunyai pengertian yang berbeda dengan resistansi atau hambatan, di mana resistansi tidak hanya tergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada bentuk atau faktor geometri bahan tersebut. Sedangkan resistivitas tidak bergantung pada faktor geometri.



Gambar 2.1 Silinder konduktor [18]

Jika ditinjau pada silinder konduktor (Gambar 2.1) dengan panjang L (m), luas penampang A (m²) dan resistansi R (Ω). Di mana, secara fisis rumus tersebut dapat diartikan jika panjang silinder konduktor dinaikkan, maka resistansi akan meningkat dan apabila diameter silinder konduktor diturunkan yang artinya luas penampang berkurang maka resistansi akan meningkat. Di mana resistivitas ρ (Ωm) adalah tahanan jenis. Sedangkan menurut hukum Ohm, resistansi R dirumuskan:

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.1)$$

Sehingga didapatkan nilai resistivitas ρ

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.2)$$

Istilah yang lebih sering digunakan adalah sifat konduktivitas (σ) batuan merupakan kebalikan dari resistivitas (ρ).

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{IL}{VA} = \left(\frac{I}{A}\right) \left(\frac{L}{V}\right) = \frac{J}{E} \quad (2.3)$$

2.2.2 Konduksi Elektrolitik

Konduksi ini banyak terjadi pada material atau batuan yang bersifat porus, di mana pada pori-pori tersebut terisi oleh larutan elektrolit. 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, di mana arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik di dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan porus bergantung pada volume dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air di dalam batuan bertambah banyak dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air di dalam batuan berkurang. Menurut rumus Archie:

$$\rho_e = a \phi^{-m} S^{-n} \rho_w \quad (2.4)$$

di mana ρ_e adalah resistivitas batuan, ϕ adalah porositas, S adalah fraksi pori-pori yang berisi air dan ρ_w adalah resistivitas air. Sedangkan a , m , dan n adalah konstanta, m disebut juga faktor sementasi. Di mana, $0,5 \leq a \leq 2,5$, $1,3 \leq m \leq 2,5$ [17].

2.2.3 Konduksi Dielektrik

Konduksi ini terjadi pada batuan yang bersifat dielektrik artinya batuan tersebut mempunyai elektron bebas dengan jumlah yang sedikit atau bahkan tidak sama sekali. Tetapi, karena adanya pengaruh medan listrik dari luar, maka elektron-elektron dalam atom batuan dipaksa berpindah dan berkumpul terpisah dari intinya sehingga terjadi polarisasi [19]. Peristiwa ini tergantung pada konduksi dielektrik batuan yang bersangkutan [17].

Berdasarkan harga resistivitas listriknya, mineral atau batuan dikategorikan menjadi tiga jenis yaitu [17] :

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
2. Konduktor sedang : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

2.3 Metode Resistivitas

Metode geolistrik secara umum memiliki beberapa jenis yaitu tahanan jenis (*resistivity*), IP (*induced polarization*) dan SP (*self potential*). Metode geolistrik resistivitas bertujuan untuk mengetahui keadaan geologi bawah permukaan dengan menggunakan tahanan jenis batuan [20].

Pengukuran ini diperoleh dengan cara memasukkan arus searah ke dalam tanah melalui sepasang elektroda arus dan mengukur perbedaan potensial antara sepasang elektroda potensial [21]. Dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda tertentu, dapat ditentukan variasi nilai hambatan jenis masing-masing lapisan di bawah titik pengukuran (*sounding point*) [22]. Hal ini tergantung pada beberapa faktor, diantaranya umur batuan, kandungan elektrolit, kepadatan batuan, jumlah mineral yang dikandungnya, porositas, permeabilitas dan lain sebagainya [23]. Harga tahanan jenis atau resistivitas batuan bergantung pada jenis materialnya, densitas, porositas, ukuran, bentuk pori-pori batuan, kandungan air dan suhu dengan demikian tidak ada kepastian harga tahanan jenis untuk setiap macam batuan yang terdiri atas material lepas mempunyai harga tahanan jenis yang berkurang apabila makin besar kandungan airtanahnya atau makin besar kandungan garamnya [24]. Mineral lempung bersifat menghantarkan arus listrik sehingga harga tahanan jenisnya akan kecil [25]. Mineral lempung, mampu menghantarkan arus baik secara elektronik maupun melalui antarmuka secara elektrolit, karena sifat pertukaran kation yang tinggi. Mineral tanah liat biasanya memiliki resistivitas yang jauh lebih rendah daripada mineral silikat atau mineral karbonat lainnya [26]. Variasi resistivitas material bumi ditunjukkan pada Tabel 2.3 dan Tabel 2.4.

Tabel 2.3 Resistivitas dari bijih mineral dan batuan [27]

No	Jenis Batuan	Resistivitas (Ωm)
1	<i>Topsoil</i>	50-100
2	<i>Loose sand</i>	500-5000
3	<i>Gravel</i>	100-600
4	<i>Clay</i>	1-100
5	<i>Weathered bedrock</i>	100-1000
6	<i>Sandstone</i>	200-8000
7	<i>Limestone</i>	500-10.000
8	<i>Greenstone</i>	500-200.000
9	<i>Gabbro</i>	100-500.000
10	<i>Granite</i>	200-100.000
11	<i>Basalt</i>	200-100.000
12	<i>Graphitic schist</i>	10-500
13	<i>Slates</i>	500-500.000
14	<i>Quartzite</i>	500-800.000
15	<i>Pyrite (ores)</i>	0,01-11
16	<i>Pyrrhotite</i>	0,001-0,01
17	<i>Chalcopyrite</i>	0,005-0,1
18	<i>Galena</i>	0,001-100
19	<i>Sphalerite</i>	1000-1.000.000
20	<i>Magnetite</i>	0,01-1000
21	<i>Cassiterite</i>	0,001-10.000
22	<i>Hematite</i>	0,01-1.000.000

Tabel 2.4 Variasi resistivitas batuan [8]

Material		Resistivitas (Ωm)	Konduktivitas (Siemen/m)
Batuan Beku dan Batuan Metamorf	<i>Granite</i>	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
	<i>Basalt</i>	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
	<i>Slate</i>	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2,5 \times 10^{-8} - 1,7 \times 10^{-3}$
	<i>Andesit</i>	$4,5 \times 10^4$	$10^{-4} - 10^{-2}$
	<i>Marble</i>	$10^2 - 2,5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
	<i>Quarzite</i>	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$

Batuan Sedimen	<i>Sandstone</i>	$8-4 \times 10^3$	$2,5 \times 10^{-4}-0,125$
	<i>Shale</i>	$20-2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4}-0,05$
	<i>Limestone</i>	$50-4 \times 10^2$	$2,5 \times 10^{-3}-0,02$
Tanah dan Air	<i>Clay</i>	1-100	0,01-1
	<i>Alluvium</i>	10-800	$1,25 \times 10^{-3}-0,1$
	<i>Ground water</i>	10-100	0,01-0,4
	<i>Sea water</i>	0,2	5

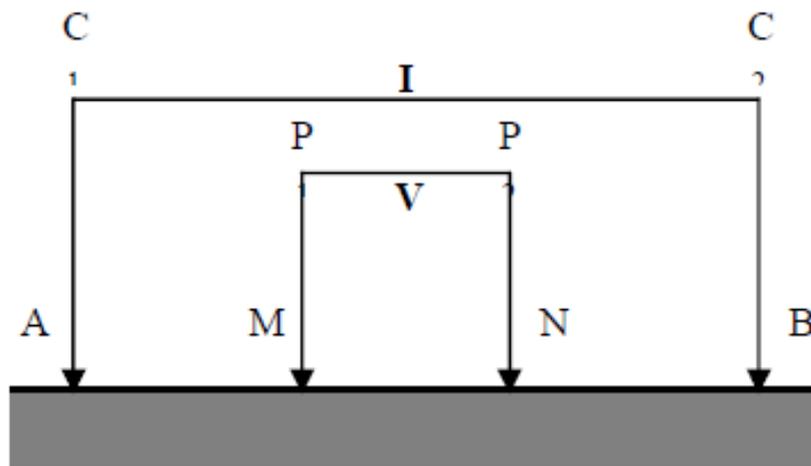
2.4 Teknik Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES)

Berdasarkan teknik pengukuran geolistrik, ada dua teknik pengukuran yang umum diketahui yaitu metode geolistrik resistivitas *mapping* dan *sounding*. Metode geolistrik resistivitas *mapping* adalah metode resistivitas yang mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara horizontal [28]. Sedangkan metode geolistrik resistivitas *sounding* bertujuan mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan bumi secara vertikal. Pada metode ini, pengukuran pada suatu titik *sounding* dilakukan dengan cara mengubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, maka semakin dalam kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Pada pengukuran di lapangan, penambahan jarak elektroda dapat dilakukan menggunakan alat geolistrik yang memadai [29].

Teknik pengukuran yang digunakan dalam penelitian ini adalah teknik *Vertical Electrical Sounding* (VES). Teknik ini memberikan informasi rinci tentang suksesi vertikal zona konduksi yang berbeda atau formasi dan ketebalan lapisan dan resistivitas sebenarnya di bawah titik tertentu di permukaan bumi [8]. Teknik pengukuran resistivitas cukup penting terutama untuk eksplorasi mineral bawah permukaan dan struktur akibat kontras resistivitas sangat tinggi antar unit litologi, dipengaruhi oleh kedalaman dan operasi akuisisi di lapangan yang praktis [30]. Teknik ini sangat berguna jika lapisan bawah permukaan yang akan dipelajari distratifikasi secara horizontal atau hampir horizontal. Titik *sounding* merupakan titik tengah dari jarak elektroda adalah tetap, sementara panjang seluruh lintasan akan meningkat secara bertahap. Akibatnya, arus menembus lapisan yang lebih dalam dan lebih dalam, di mana resistivitas semu diukur setiap kali elektroda arus dipindahkan ke luar [26].

2.5 Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi Schlumberger didasarkan oleh pengukuran yang memiliki keberlanjutan pengukuran dalam satu penampang dan hasilnya disebut sebagai penampang semu (*pseudosection*) [11]. Schlumberger dipilih untuk pencitraan profil lebih dalam dengan lebih memperlihatkan data densitas [34]. Schlumberger VES biasanya digunakan untuk membedakan antara tahanan jenis yang berhubungan dengan litologi (unsur kerak bumi) dan karakteristik hidrologi [35]. Pengukuran dengan konfigurasi Schlumberger seperti tampak pada Gambar 2.3 dan Gambar 2.4, menggunakan 4 elektroda.



Gambar 2.3 Konfigurasi Schlumberger [22]

Tahanan jenis semu yang terukur dihitung berdasarkan persamaan (2.5)

$$\rho_{app} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

dengan ρ_{app} merupakan tahanan jenis semu (*apparent resistivity*), ΔV merupakan beda potensial yang terukur antara elektroda P_1 dan P_2 , I merupakan arus listrik yang terukur antara elektroda C_1 dan C_2 dan K merupakan faktor geometri konfigurasi elektroda. Pada konfigurasi ini arus diinjeksikan melalui elektroda A dan B . Sedangkan beda potensial diukur melalui elektroda M dan N . Beda potensial antara M dan N :

$$\Delta V = V_M - V_N \quad (2.6)$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.7)$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{\pi} \left[\frac{4MN}{(AB)^2 - (MN)^2} \right] \quad (2.8)$$

Maka nilai tahanan jenis yang diperoleh:

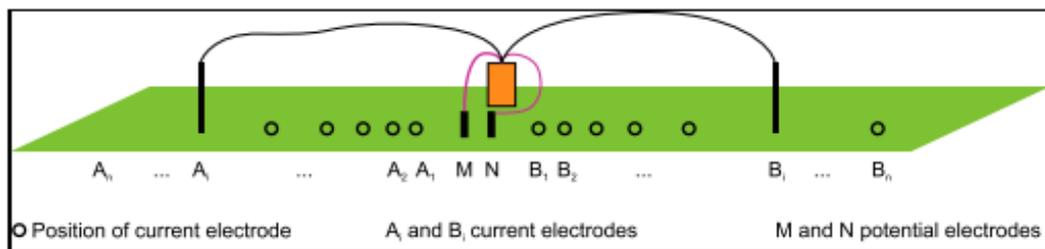
$$\rho = \frac{\pi}{4I} \left[\frac{(AB)^2 - (MN)^2}{MN} \right] \Delta V \quad (2.9)$$

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.10)$$

dengan,

$$K = \frac{\pi}{4} \left[\frac{(AB)^2 - (MN)^2}{MN} \right] \quad (2.11)$$

Hasil yang diharapkan adalah data distribusi resistivitas dari setiap titik pengukuran yang digunakan untuk membuat model penampang lapisan resistivitas tanah bawah permukaan dari setiap titik pengukuran. Dari model penampang lapisan resistivitas yang diperoleh diharapkan dapat menggambarkan struktur lapisan tanah bawah permukaan dari setiap titik pengukuran sehingga dapat diperkirakan kedalaman dari lapisan batuan di setiap titik pengukuran [11].



Gambar 2.4 Sketsa *set-up* lapangan VES konfigurasi Schlumberger [36]

2.6 Inversi Data Geolistrik 1-D

Pada pemodelan geolistrik 1-D model bumi dianggap berlapis horizontal (Gambar 2.5) sehingga resistivitas hanya bervariasi terhadap kedalaman. Pendekatan ini dianggap cukup memadai untuk kondisi geologi tertentu yaitu di lingkungan sedimen sampai kedalaman yang tidak terlalu besar. Data geolistrik diperoleh melalui pengukuran dengan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda yang semakin besar untuk mendapatkan informasi pada kedalaman yang semakin besar pula (*sounding*).

Fungsi pemodelan kedepan pada metode geolistrik dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas semu ρ_a sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ_k, h_k) tiap lapisan, $k = 1, \dots, n$ dan n adalah jumlah lapisan:

$$\rho_a = s^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (2.12)$$

s adalah setengah jarak antar elektroda arus ($AB/2$) untuk konfigurasi Schlumberger), J_1 adalah fungsi Bessel orde-satu, dan $T(\lambda)$ adalah fungsi transformasi resistivitas yang dinyatakan oleh formulasi rekursif Pekeris:

$$T_k(\lambda) = \frac{T_{k+1}(\lambda) + \rho_k \tan h(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tan(\lambda h_k) / \rho_k}; k = n-1, \dots, 1 \quad (2.13)$$

Perhitungan persamaan (2.12) dapat dilakukan dengan metode *filter* linier yang secara umum dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\rho_a = \sum_k T_k(\lambda) f_k \quad (2.14)$$

Dimana f_k adalah harga koefisien *filter* linier yang diturunkan oleh Ghosh (1979). Dari persamaan-persamaan tersebut di atas tampak bahwa hubungan antara data resistivitas semu (ρ_a), dengan parameter model resistivitas dan ketebalan lapisan (ρ_k, h_k) adalah tidak linier.

Dalam pemodelan inversi geolistrik 1-D, data dinyatakan sebagai $d = [\rho^i \mathbf{a}]$ yaitu resistivitas semu dengan $i = 1, 2, \dots, N$ dan N adalah jumlah data sesuai variable bebas $AB/2$. Model resistivitas bawah permukaan 1-D adalah $m = [\rho_k, h_k], k = 1, 2, \dots, n$. Dalam hal ini, jumlah parameter model adalah $M = 2n - 1$ karena pada model 1-D yang terdiri dari n lapisan terdapat n harga resistivitas dan $n - 1$ harga ketebalan lapisan (lapisan terakhir dianggap memiliki ketebalan tak hingga, Gambar 2.5). Dengan demikian parameterisasi model bersifat tidak homogen.

Pemodelan inversi data geolistrik *sounding* 1-D dilakukan sesuai algoritma inversi non-linier dengan pendekatan linier. Dalam hal ini digunakan faktor redaman dan teknik *Singular Value Decomposition* (SVD) untuk menstabilkan proses inversi.

Persamaan pemodelan ke depan (*forward modelling*) geolistrik 1-D secara umum dinyatakan oleh:

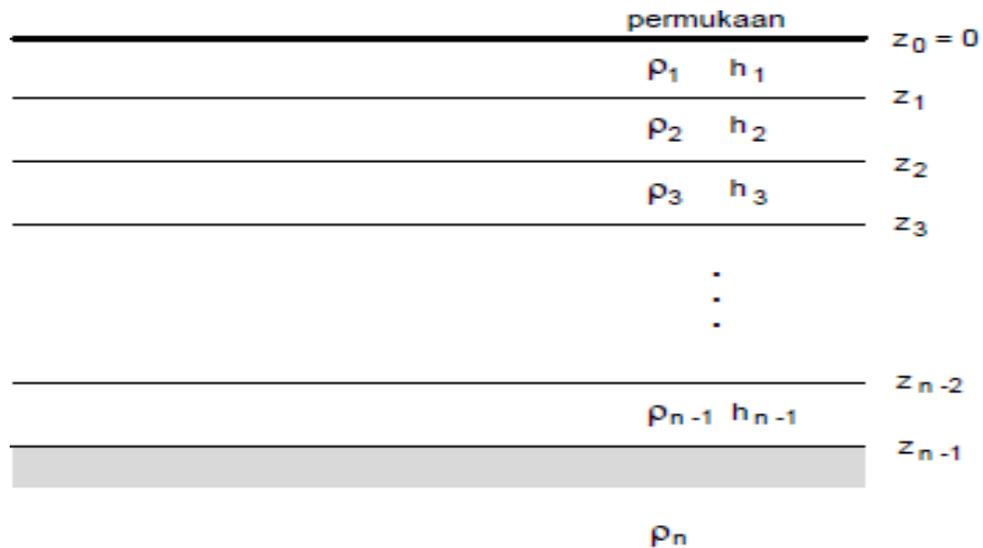
$$d = g(m) \quad (2.15)$$

Persamaan yang menghubungkan data dengan parameter model cukup kompleks maka turunan parsial orde pertama terhadap setiap parameter model sulit didapatkan secara analitik dan eksplisit. Oleh karena itu, untuk mendapatkan elemen matriks Jacobi dilakukan melalui pendekatan beda-hingga (*finite-difference*) sebagai berikut:

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \right] \approx \frac{g_i(m|m_k + \Delta m_k) - g_i(m|m_k)}{\Delta m_k} \quad (2.16)$$

Setiap elemen matriks Jacobi membutuhkan dua kali pemodelan kedepan, pertama untuk model m dan kemudian untuk model yang sama namun dengan elemen ke- k dari m diperturbasi dengan Δm_k . Besarnya perturbasi umumnya berkisar antara 5% hingga 10% dari harga parameter model.

Berdasarkan persamaan (2.16) tampak bahwa kolom matriks Jacobi ke- k berasosiasi dengan perubahan respons model (pada semua elemen data perhitungan dengan indeks- i) sebagai akibat dari perturbasi suatu elemen parameter model m_k . Baris matriks Jacobi ke- i menyatakan perubahan respon model (pada satu elemen data perhitungan ke- i) akibat perturbasi semua elemen parameter model dengan indeks- k . Matriks Jacobi secara lengkap menggambarkan variasi respon model atau data perhitungan akibat perubahan parameter model.

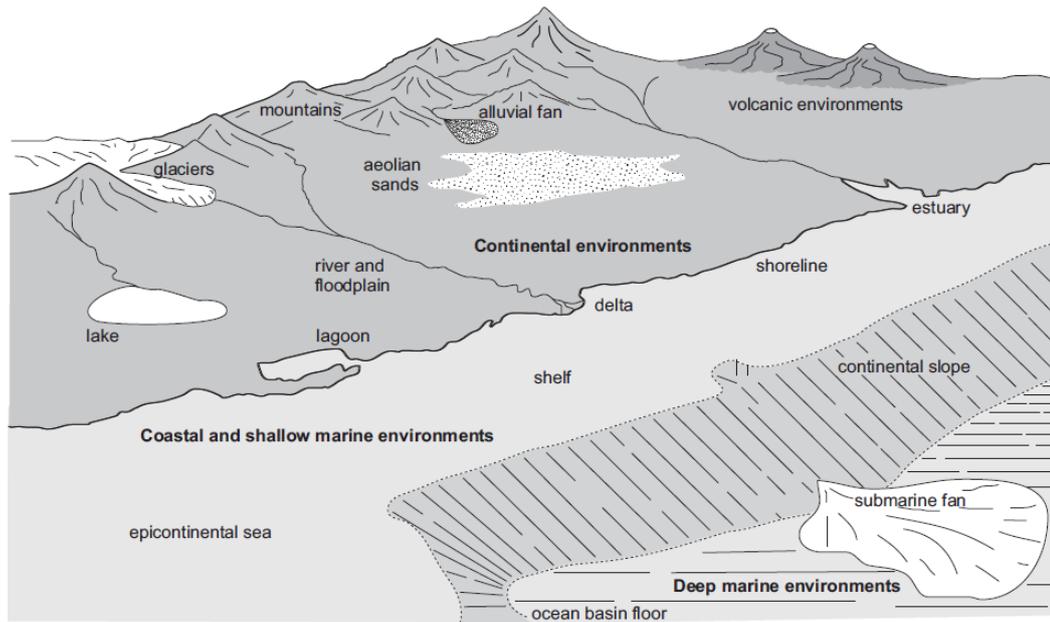


Gambar 2.5 Model resistivitas 1-D yang terdiri dari n lapisan horizontal, masing-masing dengan resistivitas homogen ρ_k dan ketebalan h_k . Lapisan terakhir adalah *half-space* dengan ketebalan tak-hingga

2.7 Lingkungan Pengendapan

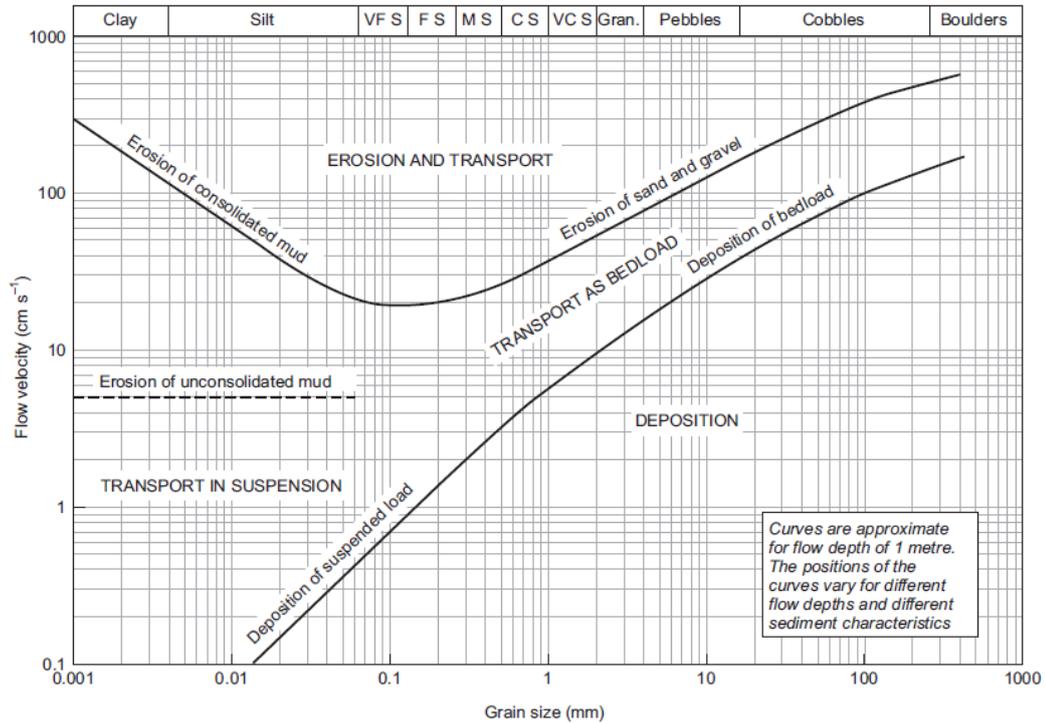
Istilah fasies banyak digunakan dalam geologi, khususnya dalam studi sedimentologi di mana fasies sedimen mengacu pada karakteristik unit sedimen [37]. Karakteristik ini termasuk dimensi, struktur sedimen dan hal lainnya. Tidak semua aspek batuan harus ditunjukkan dalam nama fasies. Mungkin penting untuk menekankan karakteristik yang berbeda. Berbagai karakteristik batuan akan diberikan dalam deskripsi fasies yang akan menjadi bagian dari studi batuan sedimen.

Lingkungan pengendapan adalah lingkungan yang kompleks yang disebabkan akibat interaksi antara faktor-faktor fisika, kimia dan biologi di mana sedimen diendapkan [38]. Berikut ringkasan ilustrasi lingkungan pengendapan dapat ditunjukkan pada Gambar 2.6.



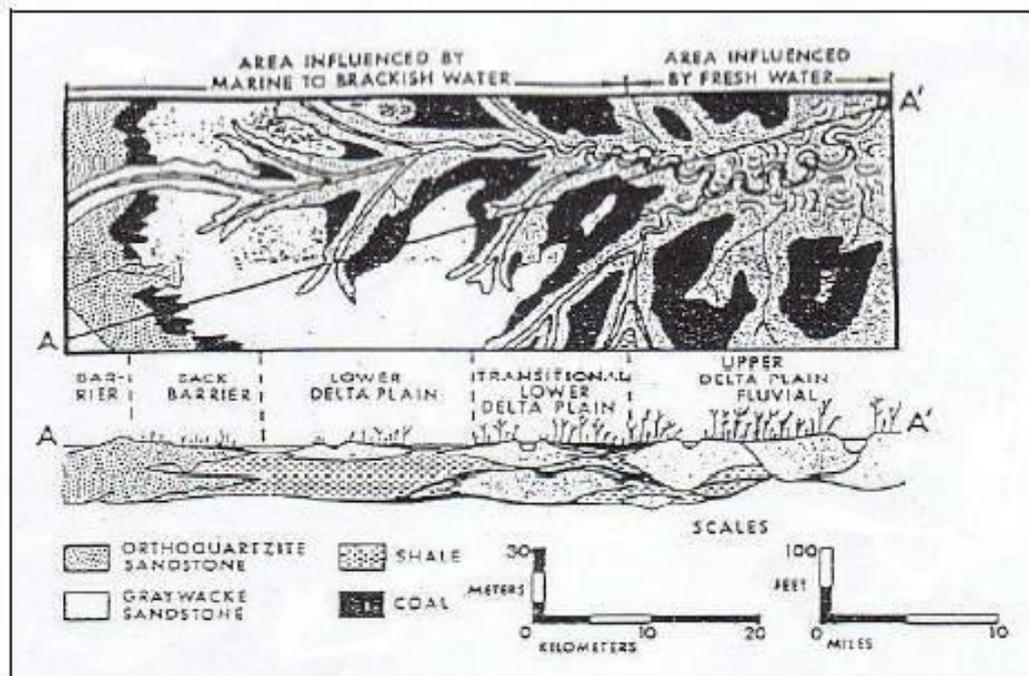
Gambar 2.6 Ilustrasi lingkungan pengendapan [37]

Material sedimen terakumulasi dalam berbagai kondisi, dikelompokkan dalam hal geomorfologi, seperti sungai, danau, pantai, laut dangkal dan sebagainya. Dasar dari sedimentologi adalah interpretasi dari material sedimen dalam hal transportasi dan proses pengendapan lalu menentukan lingkungan tempat material diendapkan. Setelah butiran berhenti, butiran tersebut membutuhkan lebih banyak energi untuk mulai bergerak dibandingkan dengan butiran lain yang sudah bergerak. Sifat-sifat kohesif partikel lempung berarti bahwa sedimen berbutir halus membutuhkan kecepatan yang relatif tinggi untuk mengikisnya kembali setelah diendapkan, terutama jika material tersebut sudah terpadatkan [37]. Berikut Diagram Hjulstrom yang menunjukkan hubungan antara kecepatan aliran air dan pengangkutan butiran lepas pada Gambar 2.7.



Gambar 2.7 Diagram Hjulstrom (hubungan antara kecepatan aliran air dan pengangkutan butiran lepas) [37]

Batubara tidak dapat terbentuk di semua lingkungan, hanya lingkungan tertentu seperti *swamp* atau *marsh* yang dipengaruhi proses-proses reduksi yang dapat menghasilkannya. Batubara terbentuk bersamaan dengan bahan anorganik yang umumnya berupa sedimen klastik halus seperti batulempung, batulanau dan batupasir. Asosiasi batuan tersebut merupakan lapisan sedimen pembawa batubara (*coal bearing*). Proses pembentukan batubara merupakan proses yang kompleks dengan lingkungan pengendapan yang khas. Ada beberapa macam lingkungan pengendapan berdasarkan karakteristik masing-masing lingkungan seperti pada Gambar 2.8 berikut.



Gambar 2.8 Model lingkungan pengendapan daerah stabil [16]

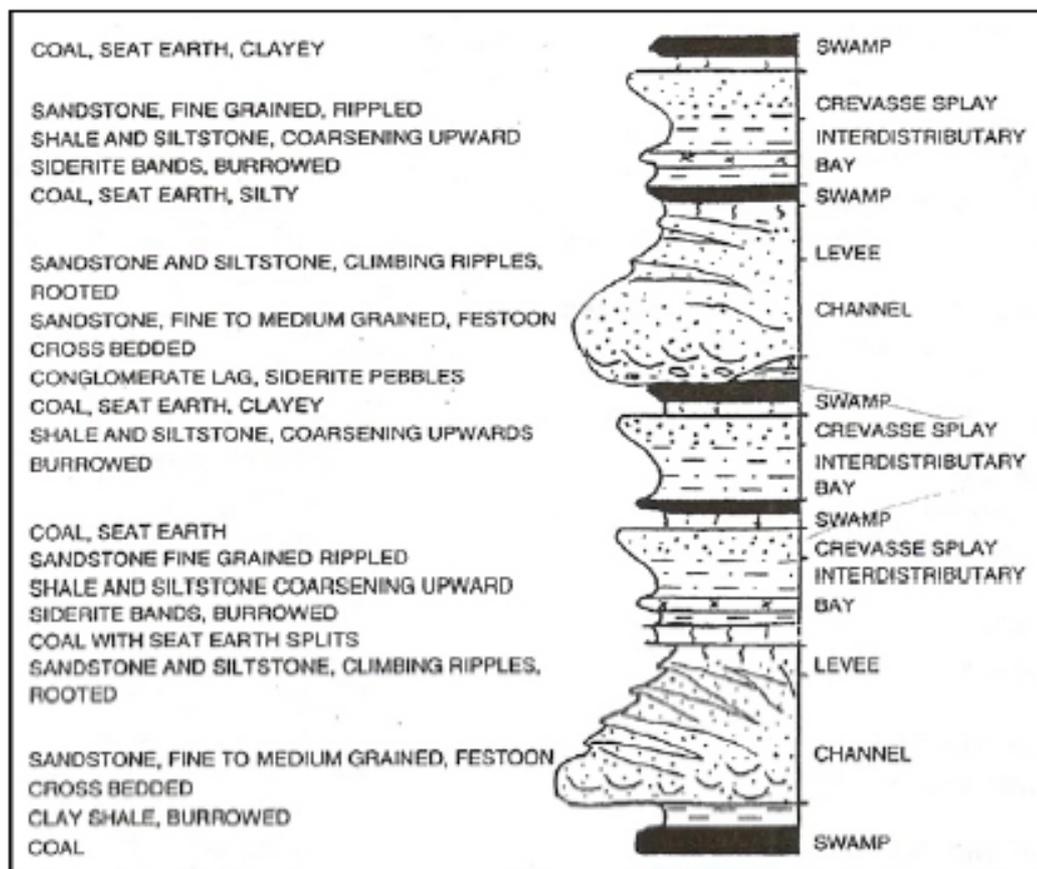
1. Endapan Transisional (*Transitional lower delta plain*)

Endapan ini adalah transisi antara lingkungan *upper delta plain* dan *lower delta plain*, ditandai oleh perkembangan rawa yang intensif pada pengisian dari teluk yang *interdistribusi*. Lapisan batubara umumnya tersebar cenderung memanjang sejajar dengan jurus pengendapan (Gambar 2.9). Seperti pada batubara di lingkungan *upper delta plain*, batubara ini berkembang *split* di daerah dekat *channel* kontemporer dan oleh *washout* yang disebabkan oleh aktivitas *channel* subsekuen.

Tersusun dari urutan dan asosiasi fasies yang terdiri dari:

- a) *Swamp* : Batubara; *seat rock* lempungan.
- b) *Crevasse splay* : Batupasir, pasir halus, *ripple*; *coarsening upward*.
- c) *Interdistributary bay* : Serpih dan batulanau dengan *nodule siderite*, struktur *burrow*, mengandung fauna air payau-*marine*.
- d) *Levee* : Batupasir dan batulanau, *lamination-cross bedding*, per lapisannya tidak teratur, *climbing ripple*, struktur akar, sortasi buruk.

- e) *Channel* : Batupasir, pasir halus-sedang, struktur *climbing ripple* bagian atas, *festoon cross bedding* pada bagian bawah, *scouring* (penggerusan) pada bagian dasar lapisan; endapan konglomerat dan siderite kerakal mengisi pada bagian bawah di atas bidang gerus; *finning upward*; *single-storied* (migrasi lateral satu arah).



Gambar 2.9 Sekuen vertikal endapan pada lingkungan pengendapan *transitional lower delta plain* [16]

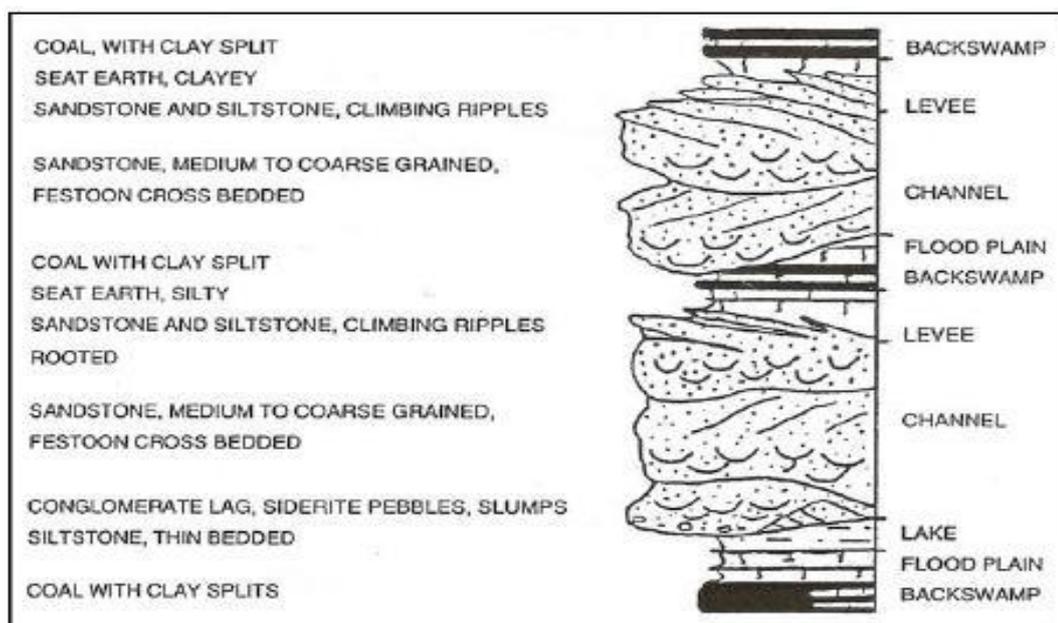
2. Endapan *Upper Delta Plain* – Endapan Fluvial

Di dalam lingkungan *upper delta plain* atau fluvial (Gambar 2.10), endapan batubara terbentuk sebagai tubuh-tubuh *podshaped* pada lapisan bagian bawah dari *flood plain* yang terbatas dengan *channel* sungai *bermeander*. Lapisan batubara yang dihasilkan cenderung sejajar dengan kemiringan pengendapan, tetapi sedikit yang menerus daripada fasies *lower delta plain*. Berhubung bagian yang teratur sedikit jumlahnya yang mengikuti

channel sungai, maka lapisan-lapisan tebal hingga sangat tebal dengan jarak yang relatif pendek dengan sejumlah *split* (membelah) mungkin berkembang dalam hubungannya dengan endapan tanggung yang kontemporer.

Bentuk lapisan juga dimodifikasi secara besar-besaran oleh perkembangan *washout* pada tingkat akhir dari proses pengendapan (Gambar 2.7). Tersusun dari urutan dan asosiasi fasies yang terdiri dari:

- a) *Flood plain* : Batulanau dan batulempung.
- b) *Backswamp* : Batubara; *seat rock* lempungan dengan fosil tanaman melimpah.
- c) *Levee* : Batupasir dan batulanau, *lamination-cross bedding* per lapisannya tidak teratur, *climbing ripple*, struktur akar, sortasi buruk.
- d) *Channel* : Batupasir, pasir sedang-kasar, struktur *climbing ripple* pada bagian bawah, *scouring* (penggerusan) pada bagian dasar lapisan; endapan konglomerat, siderite kerakal dan hancuran batubara migrasi pada bagian bawah di atas bidang gerus; *fining upward*; *multi storied* (migrasi lateral ke berbagai arah).



Gambar 2.10 Sekuen vertikal endapan pada lingkungan pengendapan *upper delta plain-fluvial* [16]