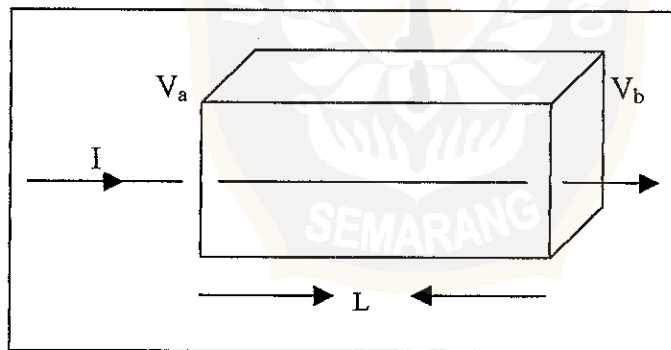


BAB II DASAR TEORI

Geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi dan cara mendeteksinya di permukaan bumi. Metode ini meliputi pengukuran beda potensial listrik dan arus listrik yang terjadi akibat injeksi arus listrik ke dalam bumi melalui sepasang elektroda arus. Perbedaan potensial listrik diukur melalui sepasang elektroda potensial. Hal ini sesuai dengan hukum Ohm yang menyatakan bahwa dalam suatu medium yang homogen isotropik terdapat hubungan antara rapat arus dan intensitas medan listrik (Telford, 1976), yang dituliskan dengan persamaan :

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1)$$

Dengan \mathbf{J} adalah rapat arus (A/m^2), σ adalah konduktivitas medium, dan \mathbf{E} adalah intensitas medan listrik (V/m).



Gambar 2.1 Aliran listrik dalam medium (Telford, 1976)

Dimisalkan medium mempunyai luas penampang A dan panjang L dialiri arus sebesar I , V_a dan V_b adalah potensial listrik diujung-ujungnya (gambar 2.1), potensial akan berkurang sepanjang L , maka akan didapat:

$$\mathbf{E} = -\frac{\delta u}{\delta x} \quad (2)$$

$$\mathbf{E} = -\nabla v \quad (3)$$

karena $\mathbf{J} = \frac{I}{A}$ (4)

$$= -\sigma \left(\frac{\delta u}{\delta x} \right) \quad (5)$$

Dengan I , σ , A adalah konstan, maka akan diperoleh persamaan dengan cara pengintegralan terhadap potensial, yaitu:

$$I = \frac{\sigma(Va - Vb)}{L} A \quad (6)$$

Jika $\sigma = \frac{1}{\rho}$, maka dapat ditunjukkan secara eksplisit besarnya resistivitas medium,

dengan persamaan (Telford, 1976):

$$\rho = \frac{\Delta v}{I} \frac{A}{L} \quad (7)$$

$$= K \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

dengan ρ adalah resistivitas (Ωm), K adalah faktor geometri (m), ΔV adalah beda potensial (mV), dan I adalah arus listrik (Am).

2.1 Distribusi Potensial dalam Medium Homogen

Sesuai dengan hukum Ohm yang menyatakan bahwa terdapat hubungan antara rapat arus dan medan listrik dan dengan menganggap medium yang dilalui arus adalah medium homogen isotropik sesuai persamaan (1).

Medan listrik merupakan gradien potensial skalar

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (9)$$

Dari persamaan (1) dan (9) diperoleh:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \quad (10)$$

Berdasarkan hukum kekekalan muatan, bahwa tidak ada arus yang keluar ataupun arus yang masuk sehingga muatannya tetap.

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\nabla \cdot \nabla (\sigma V) = 0 \quad (11)$$

maka
$$\nabla^2 V = 0 \quad (12)$$

jadi distribusi potensial dalam medium homogen isotropik memenuhi persamaan

Laplace. Dalam koordinat bola operator Laplacian berbentuk :

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left[r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right] + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right] + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (13)$$

karena anggapan bumi homogen isotropik, maka mempunyai simetri bola dan persamaan di atas dapat dituliskan :

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (14)$$

sehingga penyelesaian umum Laplace untuk kasus ini adalah:

$$V(r) = \frac{A}{r} + B \quad (15)$$

dengan A dan B adalah konstanta.

Pada $r = \infty$, $V(\infty) = 0$ sehingga $B = 0$ dan $V(r) = \frac{A}{r}$

2.1.1 Titik Arus di dalam Bumi

Di dalam bumi, arus mengalir secara radial dari titik arus sehingga jumlah arus yang keluar melalui permukaan bola A luas $4 \pi r^2$ dengan jari-jari r adalah (Telford, 1976):

$$I = 4 \pi r^2 J \quad (16)$$

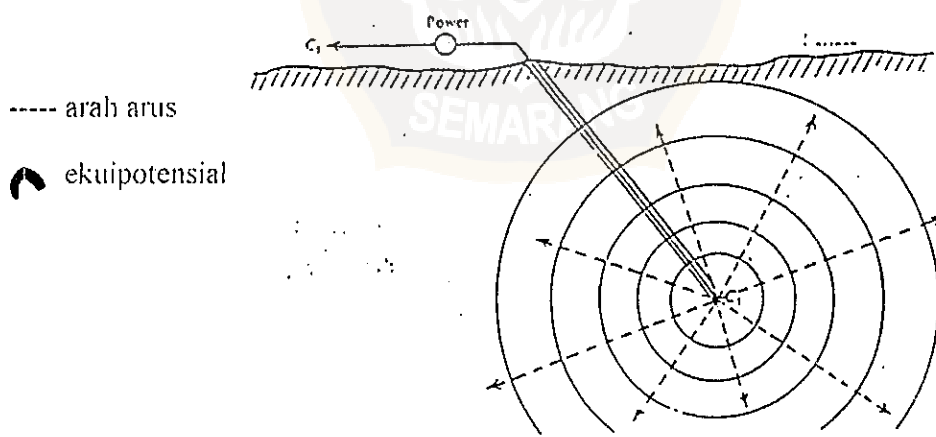
$$= 4 \pi r^2 \left[\sigma \frac{dV}{dr} \right] \quad (17)$$

$$= 4 \pi \sigma C_1 \quad (18)$$

sehingga
$$C_1 = \frac{I \rho}{(4 \pi)} \quad (19)$$

$$V(r) = \frac{I \rho}{4 \pi r} \quad (20)$$

$$\rho = 4 \pi r \frac{V}{I} \quad (21)$$



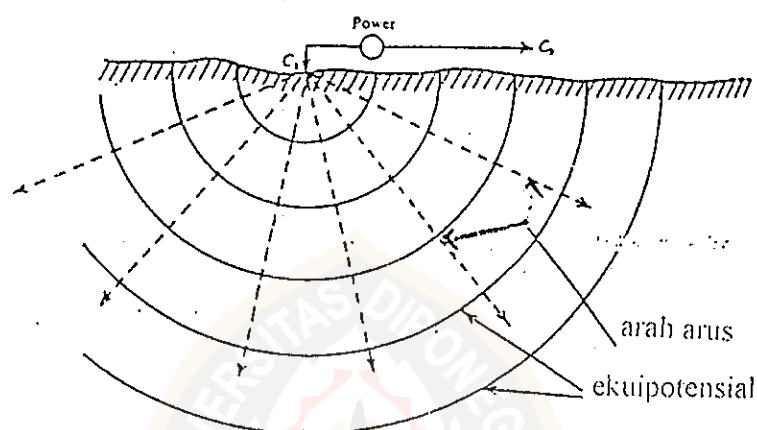
Gambar 2.2 Aliran arus didalam bumi (Telford, 1976)

2.1.2 Titik Arus di Permukaan Bumi

Selain titik arus di dalam bumi, arus juga mengalir pada permukaan bumi (Telford, 1976), permukaan yang dilalui arus I adalah luas $\frac{1}{2}$ bola = $2\pi r$ sehingga:

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (22)$$

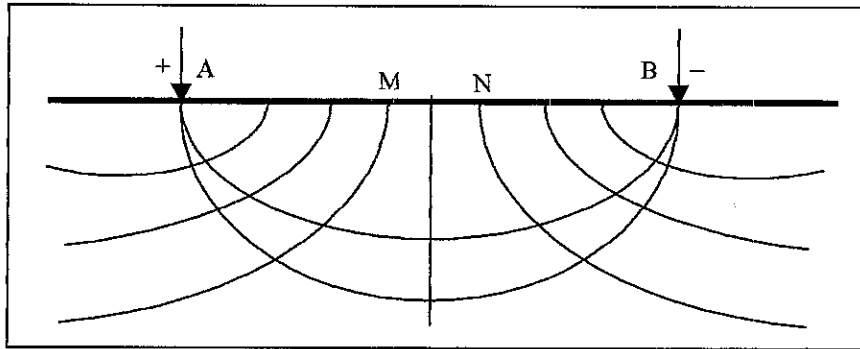
$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (23)$$



Gambar 2.3 Aliran arus di permukaan bumi (Telford, 1976)

2.1.3 Dua Titik yang Berlawanan Polaritasnya di Permukaan Bumi

Jika pada permukaan bumi terdapat dua sumber arus yang berlawanan polaritasnya, maka bentuk ekuipotensial dan arah aliran listrik yang terjadi ditunjukkan pada gambar 2.4. Arah aliran arus listrik tegak lurus terhadap permukaan ekuipotensial. Di dalam ruang tiga dimensi, permukaan ekuipotensial yang terletak ditengah-tengah kedua sumber arus berupa bidang setengah lingkaran.



Gambar 2. 4 Arah penjalaran arus dengan dua titik injeksi di permukaan bumi (Telford, 1976)

Jika ada 2 titik yaitu M dan N yang terletak di permukaan bumi, maka besarnya beda potensial listrik antara titik M dan N, akibat injeksi arus listrik di titik A dan B adalah :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (24)$$

$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (25)$$

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (26)$$

$$\text{dengan } K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \quad (27)$$

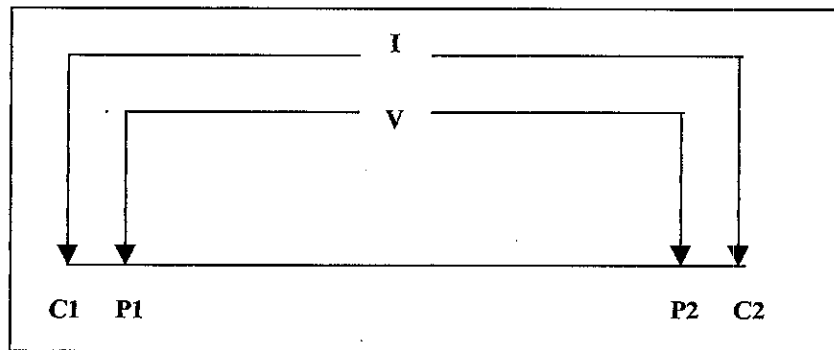
dengan K adalah faktor geometri.

2.2 Faktor Geometri (Telford, 1976)

Letak kedua elektroda potensial terhadap letak kedua elektroda arus mempengaruhi besarnya beda potensial diantara kedua elektroda tersebut.

Besarnya koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap elektroda arus dinamakan Faktor geometri.

Pada metode geolistrik pengukuran potensial dilakukan di permukaan bumi dengan dua buah elektroda potensial seperti pada gambar 2.5.



Gambar 2.5. Konfigurasi elektroda metode geolistrik tahanan jenis (Telford, 1976)

Dari gambar tersebut, besarnya beda potensial listrik antara titik P1 dan P2 adalah (Telford, 1976):

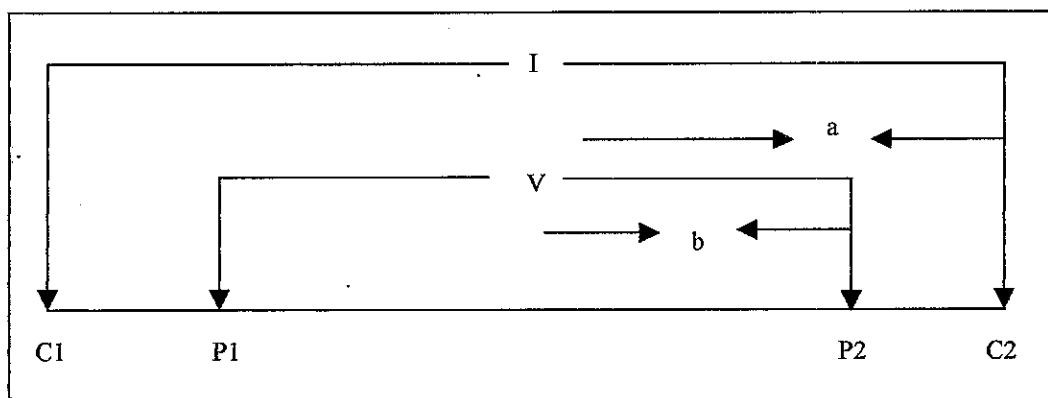
$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} + \frac{1}{C_2 P_2} \right) \quad (28)$$

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{C_1 P_1} - \frac{1}{C_2 P_1} - \frac{1}{C_1 P_2} + \frac{1}{C_2 P_2} \right)} \frac{\Delta V}{I} \quad (29)$$

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (30)$$

dengan K adalah faktor geometri.

Sedangkan untuk konfigurasi Schlumberger faktor geometrinya sesuai gambar 2.6



Gambar .2.6. Konfigurasi elektroda Schlumberger (Telford , 1976)

$$K_s = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a-b} - \frac{1}{a+b} - \frac{1}{a+b} + \frac{1}{a-b}\right)} \quad (31)$$

$$= \pi \left(\frac{a^2 - b^2}{2b}\right) \quad (32)$$

dengan a adalah jarak elektroda arus ke pusat susunan elektroda, b adalah jarak elektroda potensial ke pusat susunan elektroda.

Konfigurasi Schlumberger paling sering digunakan dalam eksplorasi vertikal karena sensitifitasnya ke arah lateral sangat kecil dan sebaliknya sangat sensitif untuk pengukuran kedalaman.

2.3. Sifat Kelistrikan Batuan (Kearey and Brooks, 1991)

Dalam suatu materi terjadi interaksi antara satu atom dengan atom yang lain dan menyebabkan elektron dapat lepas dan menjadi elektron bebas. Banyak tidaknya elektron elektron bebas ini dalam suatu materi menentukan sifat materi

tersebut. Makin banyak elektron bebas yang terdapat didalamnya maka makin mudah materi tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Materi yang banyak mengandung elektron bebas disebut konduktor, sedangkan yang sedikit mengandung elektron bebas disebut isolator. Batas antara konduktor dan isolator tidak begitu jelas, ada semacam materi yang dalam keadaan biasa mempunyai sifat isolator tetapi jika terkena suatu pengaruh tertentu misalnya tekanan atau temperatur yang tinggi, materi tersebut berubah menjadi konduktor. Materi semacam ini disebut semi konduktor.

Batuan merupakan suatu jenis materi sehingga batuanpun mempunyai sifat-sifat kelistrikan, yang dicirikan oleh nilai konduktivitas batuan

2.3.1 Konduktivitas Listrik Batuan Alam (Kearey and Brooks, 1991)

Pada bagian batuan, atom-atom terikat secara ionik atau kovalen, karena adanya ikatan ini maka batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik di dalam batuan dapat digolongkan menjadi tiga kategori:

a. Konduksi elektronik

Konduksi ini adalah sifat normal dari aliran arus listrik dalam batuan mineral. Hal ini terjadi jika batuan mineral tersebut mempunyai banyak elektron bebas, akibatnya arus listrik mudah mengalir pada batuan ini. Sebagai contoh adalah batuan yang banyak mengandung logam, antara lain emas.

b. Konduksi elektrolitik

Konduksi jenis ini banyak terjadi pada batuan atau mineral yang bersifat porus dan pada pori-pori tersebut terisi oleh larutan elektrolit. Dalam hal ini arus

listrik mengalir akibat dibawa oleh ion-ion larutan elektrolit, konduksi dengan cara ini lebih lambat daripada konduksi elektrolit. Contoh batuan adalah pyrite, argen.

c. Konduksi dielektrik

Konduksi ini terjadi pada batuan yang bersifat dielektrik artinya batuan tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak ada sama sekali tetapi karena adanya pengaruh medan listrik dari luar maka elektron dalam atom batuan berpindah dan berkumpul terpisah dengan inti sehingga terjadi polarisasi. Peristiwa ini sangat tergantung pada konstanta dielektrik batuan yang bersangkutan. Contoh batuan adalah mica.

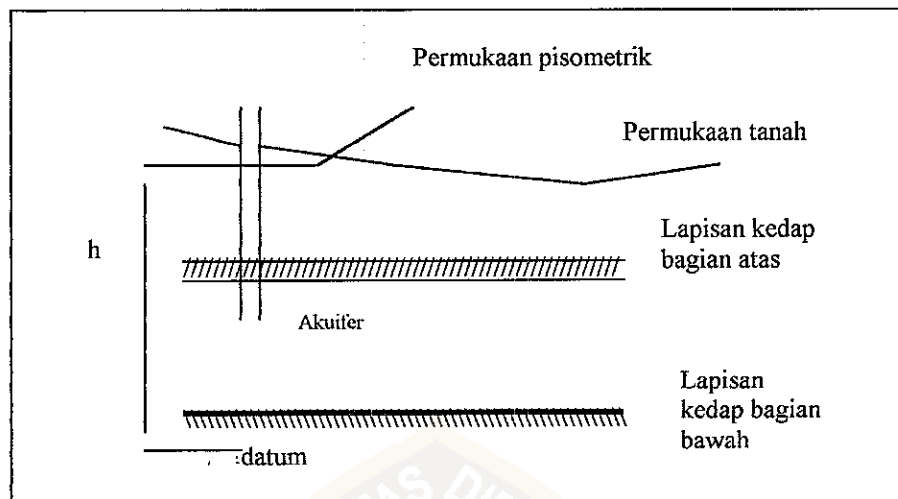
2.4 Akuifer Air Tanah

Akuifer adalah lapisan geologi yang terdiri dari material permeabel sehingga dapat menyimpan dan melewatkan sejumlah air dalam rongga dan ruang antar butir (Marsudi, 1994). Menurut Todd istilah akuifer berasal dari bahasa latin, kata *aqua* yang berarti air, dan *fer* berasal dari *ferre* yang artinya menghasilkan. Sedangkan kebalikannya adalah akuiklud yaitu formasi yang dapat menyimpan air tetapi tidak dapat melewatkan sejumlah air pada kondisi lapangan (lapisan lempung). Berdasarkan nilai kelulusan dan sistem tekanan maka akuifer dapat dibedakan menjadi beberapa jenis akuifer antara lain (Todd, 1966):

a. Akuifer tertekan (*confined aquifer*)

Akuifer tertekan adalah akuifer yang dibatasi pada bagian atas dan bawahnya oleh lapisan yang nilai kelulusan sangat kecil bahkan kedap air. Akibat

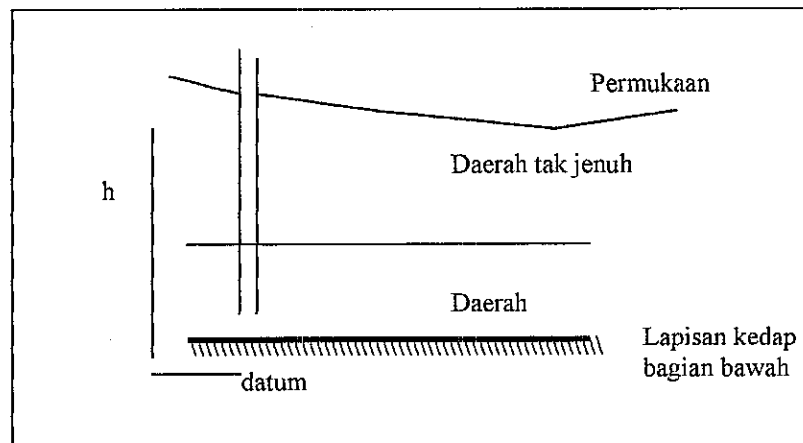
tertutupnya bagian atas akuifer oleh lapisan kedap air maka tekanan air tanahnya tidak sama dengan tekanan atmosfer pada permukaan tanah. Tinggi tekanan air pada akuifer disebut juga sebagai permukaan pisometrik (*pizometrik surface*).



Gambar 2.7 Akuifer tertekan (Todd, 1966)

b. Akuifer tidak tertekan (*unconfined aquifer*)

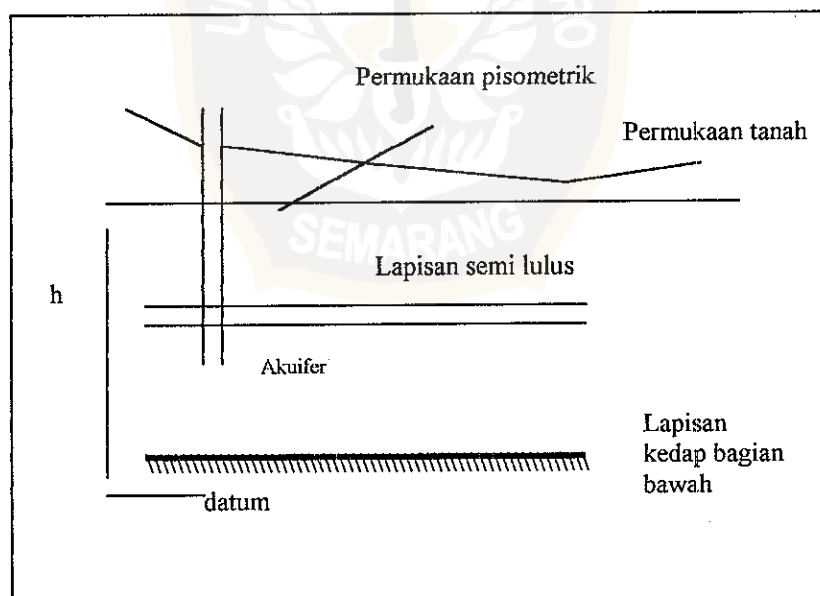
Akuifer ini sering disebut juga sebagai akuifer freatik, yaitu akuifer yang pada bagian atasnya tidak ditutupi oleh lapisan kedap air. Tekanan air tanahnya sama dengan tekanan udara dipermukaan (tekanan atmosfer), sering juga disebut sebagai air tanah bebas yang alirannya dapat dibandingkan dengan aliran saluran terbuka.



Gambar 2.8 Akuifer tidak tertekan (Todd, 1966)

c. Akuifer semi tertekan (*semi confined aquifer*)

Akuifer ini sering disebut sebagai akuifer yang bocor (*leaky aquifer*) yaitu akuifer yang dibatasi oleh lapisan yang nilai kelolosannya kecil dibanding dengan kelolosan akuifernya. Bocoran dapat mengalir dari lapisan penutup atau sebaliknya.



Gambar 2.9 Akuifer semi tertekan (Todd, 1966)

2.5 Kondisi Geologi

2.5.1 Fisiografi dan Morfologi

Secara fisiografi daerah Kebumen termasuk rangkaian pegunungan Serayu Selatan dan daerah depresi bagian tengah Jawa. daerah depresi tersebut memisahkan rangkaian Pegunungan Selatan Jawa Barat dengan Pegunungan Selatan Jawa Timur (Bemmelen, 1949).

Secara regional morfologi daerah kebumen terbagi 3 satuan (gambar 2.10) yaitu satuan lereng Kerucut Gunung api, satuan Perbukitan bergelombang dan satuan Dataran Rendah (Asikin dkk, 1992).

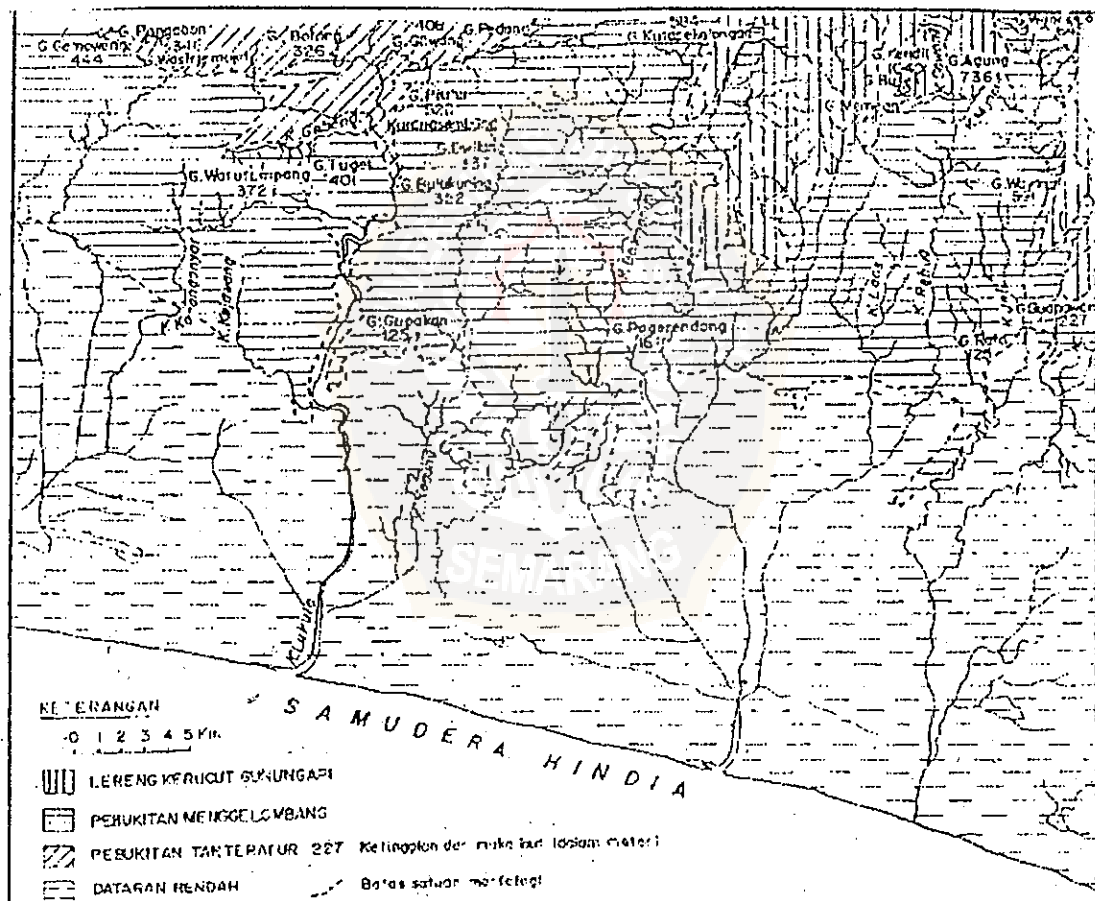
Satuan lereng kerucut gunung api merupakan lereng selatan kerucut gunung api Sumbing. Satuan ini menempati bagian timur laut, dengan ketinggian 600 m hingga 1.040 m diatas permukaan laut dengan puncak antara lain Gunung Wanasela (645 m), Gunung Agung (738 m), Gunung Bertak (832 m), Gunung Memean (1031) dan Gunung Kendil (1040 m) serta kemiringan lereng 30 derajat sampai 75 derajat. Daerah lereng terjal, sempit, dalam dan lembah berbentuk V dengan pola aliran berkembang dendritik.

Satuan Perbukitan Bergelombang dibagian utara Kebumen membentang mulai bagian barat sampai timur. Ketinggian satuan ini berkisar antara 50 sampai 554 m di atas permukaan air laut dengan puncak-puncaknya antara lain Gunung gupakan (125 m), Gunung Pegerandang (181 m), Gunung Kata (125 m), Gunung watu tumpang (372 m), Gunung tugel (401 m), Gunung Bulu Kuning (352 m), dan Gunung Wayang (591 m). Daerah ini memiliki lereng terjal, lembah dalam sempit berbentuk huruf V dan kadang-kadang terdapat jeram. Satuan ini

terkontrol oleh struktur geologi lipatan sesar dan kekar. Pola satuan aliran di daerah ini adalah Trellis.

Satuan dataran rendah menempati daerah selatan kebumen membentang dari barat sampai ke timur. Satuan ini mempunyai ketinggian di bawah 50 m tinggi tepi laut. Daerah tersebut berlereng landai, sungai dangkal dan lebar dengan banyak kelokan sungai, sedangkan bagian selatan berbentuk gumuk pasir.

Sungai di daerah ini pada umumnya mengalir ke daerah selatan bermuara di samudra Indonesia. Pola aliran dendritik dengan sungai-sungai besar antara lain Kali Luk Ulo dengan arah sungainya Kali Kedung, Kali Rebug dan Kali Jali.



Gambar 2.10 Peta Morfologi Daerah Kebumen (Asikin, 1992)

2.5.2 Stratigrafi

Menurut Sujanto dan Roskamil (1975), stratigrafi tersier daerah kebumen yang paling tua adalah berumur eosen tengah-akhir (P14-P16) sedangkan stratigrafi tersier yang paling muda adalah berumur pliosen. Berikutnya akan dibahas stratigrafi yang berumur tua ke yang berumur muda.

a. Formasi Karang sambung

Terdiri dari konglomerat alas, batu lempung, batu lanau dan lensa batu gamping. Lapisan paling atas sebagian besar tersusun oleh lempung terdeformasi dan diendapkan pada lingkungan laut dalam, ketebalan mencapai lebih dari 600 meter. Formasi karang sambung berumur eosen tengah-akhir (P14 – P16).

b. Formasi Totogan

Disebut juga Formasi Breksi lempung (*Clay Breccia*). Tersusun oleh lempung dan napal sangat terdeformasi. Di beberapa tempat lempung mengandung bongkah dari napal, kwarsit dan batu gamping (*olistostrom*). Formasi ini berumur oligosen akhir–miosen awal (N₃ di Karang Sambung, N₃–N₅ di daerah Lamuk).

c. Formasi Waturanda

Terletak di atas Formasi Totogan, tersusun oleh endapan turbidit vulkanik dan mencapai ketebalan 900 m. Formasi ini tersusun oleh litologi dibagian bawah batupasir kasar berangsur ke atas menjadi breksi dengan fragmen andesit, basalt, masa dasar batu pasir dan tuf. Sedangkan anggota Formasi ini

litologinya berupa perselang-selingan tuf kaca, tuf kristal, batu pasir gampingan dan napal tufan. Formasi ini berumur miosen awal

d. Formasi Panosogan

Terletak diatas Formasi waturanda sebagian komponen utama adalah bongkah batu beku dan terumbu struktur *slumping* dan turbidit dapat dikenal di lapangan dengan baik, ketebalan mencapai lebih 1000 m. Formasi ini berumur miosen bawah-tengah ($N_7 - N_{13}$).

e. Formasi Halang

Formasi ini merupakan endapat turbit berumur miosen tengah hingga pliosen awal. Formasi ini tersusun oleh litologi perselang selingan batu pasir, batu gamping, napal dan tuf dengan sisipan breksi. Formasi ini mempunyai anggota berupa endapan breksi dengan fragmen andesit, basalt, batu gamping dan mas dasar batupasir tufan kasar. Disamping itu anggota ini terdapat sisipan batupasir dan lava basalt.

f. Formasi Peniron

Formasi ini merupakan endapan turbit muda berumur pliosen, Formasi ini tersusun oleh litologi breksi polimik dengan sisipan tuf, fragmen andesit, batu lempung, batugamping, mas dasar batu pasit tufan.

g. Formasi Gunung Api Muda

Endapan gunung api muda berumur kuarter tidak selaras di atas formasi di bawahnya. Endapan ini tersusun oleh litologi batu pasir tufan, tuf pasiran dan breksi andesit, sedangkan endapan pantai berupa pasir lepas terpilah baik.

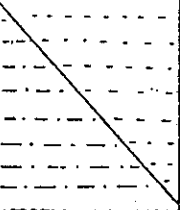
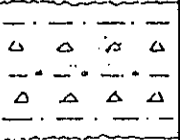
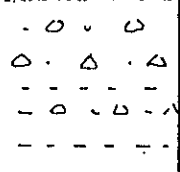

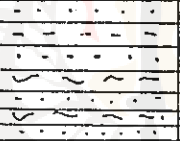
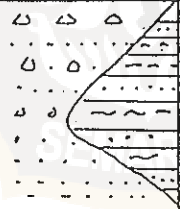
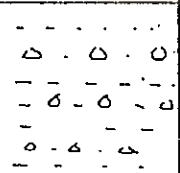
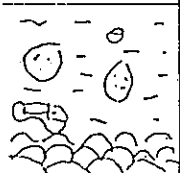
h. Endapan Aluvial

Endapan aluvial merupakan endapan termuda berumur kuartar. Endapan ini tersusun oleh lempung, lanau, pasir dan kerikil. Endapan ini tidak selaras di atas formasi batuan yang lebih muda.

i. Endapan Pantai

Endapan pantai merupakan endapan kuartar. Endapan ini tersusun oleh pasir lepas terpilah baik.



Umur		Formasi	Litologi	Pemerian	
Holosen		Endapan pantai Aluvial		Pasir lepas, terpilah baik Lempung, lanau, pasir, kerakal	
Pleistosen		Endapan Gunung Api Muda		Batupasir tufan, tuf pasiran dan breksi andesit	
Pliosen		PENIRON		Breksi polimik sisipan tuf, fragmen andesit, batulempung, batugamping, massa dasar batupasir tufan	
Akhir	M	HALANG		Persilang selingan batupasir, batugamping, napal, tuf. Sisipan breksi	Breksi andesit, basalt massa dasar batupasir tufan kasar
Tengah	O	PENOSOGAN		Persilang selingan batupasir gampingan, batulempung, tuf, napal dan kalkarent.	
Awal	E	WATURONDO		Batupasir kasar keatas breksi andesit, basalt massa dasar batupasir dan tuf.	Persilang selingan tuf kaca, tuf kristal, batupasir gampingan, napal tufan.
OLIGOSEN		TOTOGAN		Breksi polimik, fragmen batulempung, batupasir gampingan, basal, masa dasar lempung bersisik..	
EOSEN		KARANG-SAMBUNG		Batulempung bersisik, konglomerat, bongkah batugamping, batupasir gampingan dan lava basalt.	

Gambar 2.11 Kolom Stratigrafi Daerah Kebumen Dan Sekitarnya (Asikin., 1992)