



UNIVERSITAS  
GADJAH MADA

# Aliran Air Tanah

PRODI TSDA DTSL FT UGM

ISTIARTO

# Daftar Isi

1	Pendahuluan .....	1
1.1	Air Tanah dan Aliran Air Tanah .....	1
1.2	Air Tanah dan Siklus Hidrologi .....	1
1.3	<i>Aquifer, Aquitard, Aquiclude</i> .....	3
1.4	Tinggi Hidraulik dan Tinggi Potensial .....	4
1.4.1	Potensial .....	4
1.4.2	Piezometer.....	6
2	Aliran Air Tanah .....	7
2.1	Persamaan Darcy .....	7
2.2	Gaya-gaya dalam Aliran Air Tanah .....	8
2.3	Konduktivitas Hidraulik.....	10
2.4	Cara Penentuan Konduktivitas Hidraulik.....	11
2.4.1	Penentuan nilai konduktivitas hidraulik memakai persamaan matematis.....	11
2.4.2	Penentuan konduktivitas hidraulik di laboratorium.....	11
2.4.3	Penentuan konduktivitas hidraulika di lapangan.....	13
2.5	Heterogen dan Anisotropi .....	14
2.6	Transmisivitas .....	17
2.7	Tampungan Akuifer Muka Air Bebas .....	17
2.7.1	Porositas .....	17
2.7.2	Desaturasi, <i>specific retention</i> .....	17
2.7.3	Distribusi kadar air dan tekanan di atas muka air tanah .....	19
2.7.4	<i>Specific yied</i> dan <i>apparent specific yield</i> .....	21
2.8	Tampungan Akuifer Terkekang.....	22
2.8.1	Kompresibilitas air .....	22
2.8.2	Tegangan efektif .....	23
2.8.3	Kompresibilitas tanah.....	24
2.8.4	Koefisien tampungan akuifer terkekang .....	24
3	Persamaan Dasar Aliran Air Tanah .....	25
3.1	Aliran Air Tanah di Akuifer Terkekang.....	25
3.2	Aliran Air Tanah di Akuifer Muka Air Bebas.....	28
3.2.1	Persamaan Dupuit-Forcheimer .....	28
3.2.2	Persamaan Boussinesq .....	29
3.3	Aliran Air Tanah dan Akresi .....	29

4	Pemompaan Air Tanah.....	31
5	Intrusi Air Laut ke Air Tanah.....	31

# 1 Pendahuluan

## 1.1 Air Tanah dan Aliran Air Tanah

Istilah air tanah umumnya dipakai untuk menyebut air di bawah muka tanah, yang ada di bawah muka air di dalam tanah dan formasi geologi jenuh air (Freeze and Cherry, 1979). McWorther and Sunada (1985) mendefinisikan air tanah sebagai air di bawah muka tanah yang mempunyai tekanan sama atau lebih besar daripada tekanan atmosfer. Dengan definisi yang kedua tersebut, maka air yang terdapat dalam zona kapiler dan di atasnya, yang mempunyai tekanan kurang daripada tekanan atmosfer, tidak termasuk dalam kategori air tanah. Dalam kenyataan, batas antara air tanah yang bertekanan di atas dan di bawah tekanan atmosfer tidak tampak jelas. Lapis tanah di bawah muka air tanah, yang disebut zona jenuh air (*saturated zone*), dan lapis tanah di atas muka air tanah, yang disebut zona takjenuh air (*unsaturated zone*), memiliki sifat fisis yang sama dan keduanya saling berkaitan.

Air tanah sudah dimanfaatkan sebagai sumber air sejak awal sejarah manusia. Di luar air laut yang berkadar garam tinggi, sekitar dua pertiga cadangan air dunia yang dapat dimanfaatkan, yang tersedia setiap saat, adalah air tanah. Peran air tanah sebagai sumber air tidak perlu diragukan lagi. Namun, air tanah lebih dari sekadar sumber air. Dalam permasalahan ilmu teknik, air tanah berhubungan dengan stabilitas lereng, penuurnan tanah, dan berbagai masalah geologi seperti gempa, migrasi minyak bumi, dan akumulasi minyak bumi.

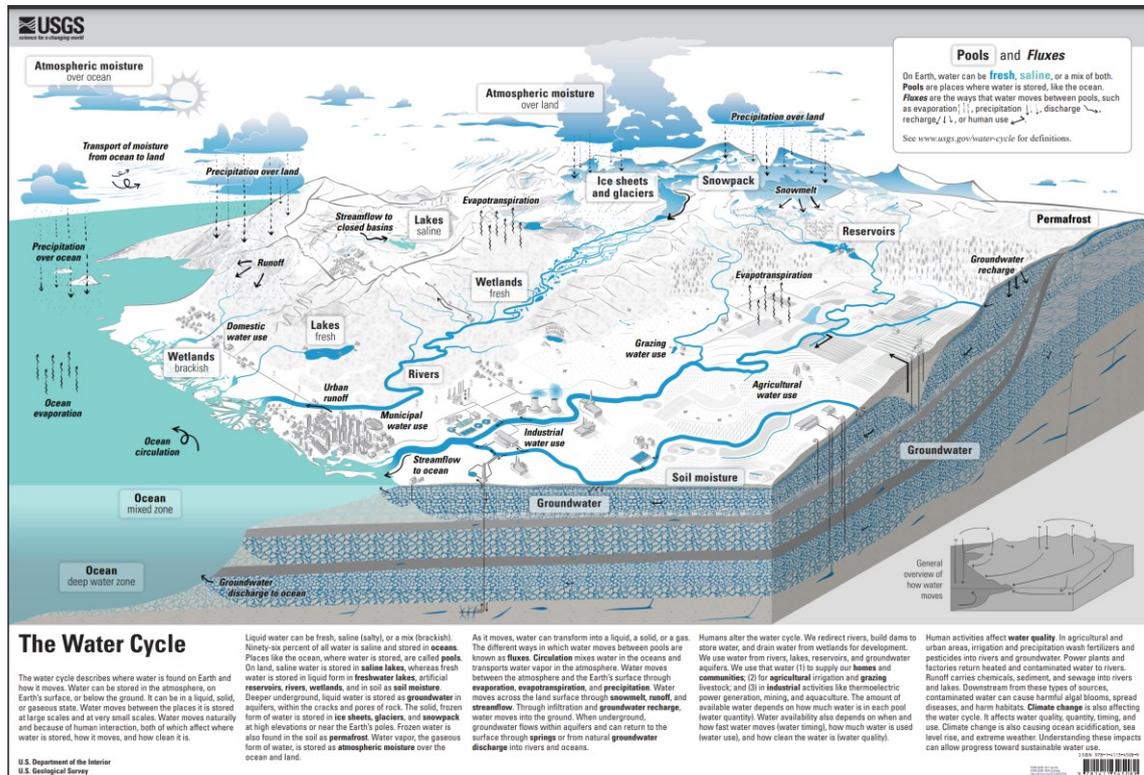
Studi tentang air tanah mencakup berbagai bidang ilmu seperti hidrologi, hidraulika, dan geologi. Suatu studi tentang air tanah dapat menakup kawasan yang sangat luas, mencakup seluruh pulau atau bahkan seluruh negara. Penggunaan model simulasi dan manajemen sudah sangat intensif untuk keperluan studi itu. Studi air tanah dapat pula mencakup kawasan sempit, seperti reklamasi tanah pertanian, rembesan melalui tubuh bendungan, saluran, tanggul, atau waduk, intrusi air asin, dan masalah permbuangan limbah cair.

Catatan/bahan kuliah ini menekankan pada aspek hidraulika aliran air tanah dan transpor polutan dalam aliran air tanah.

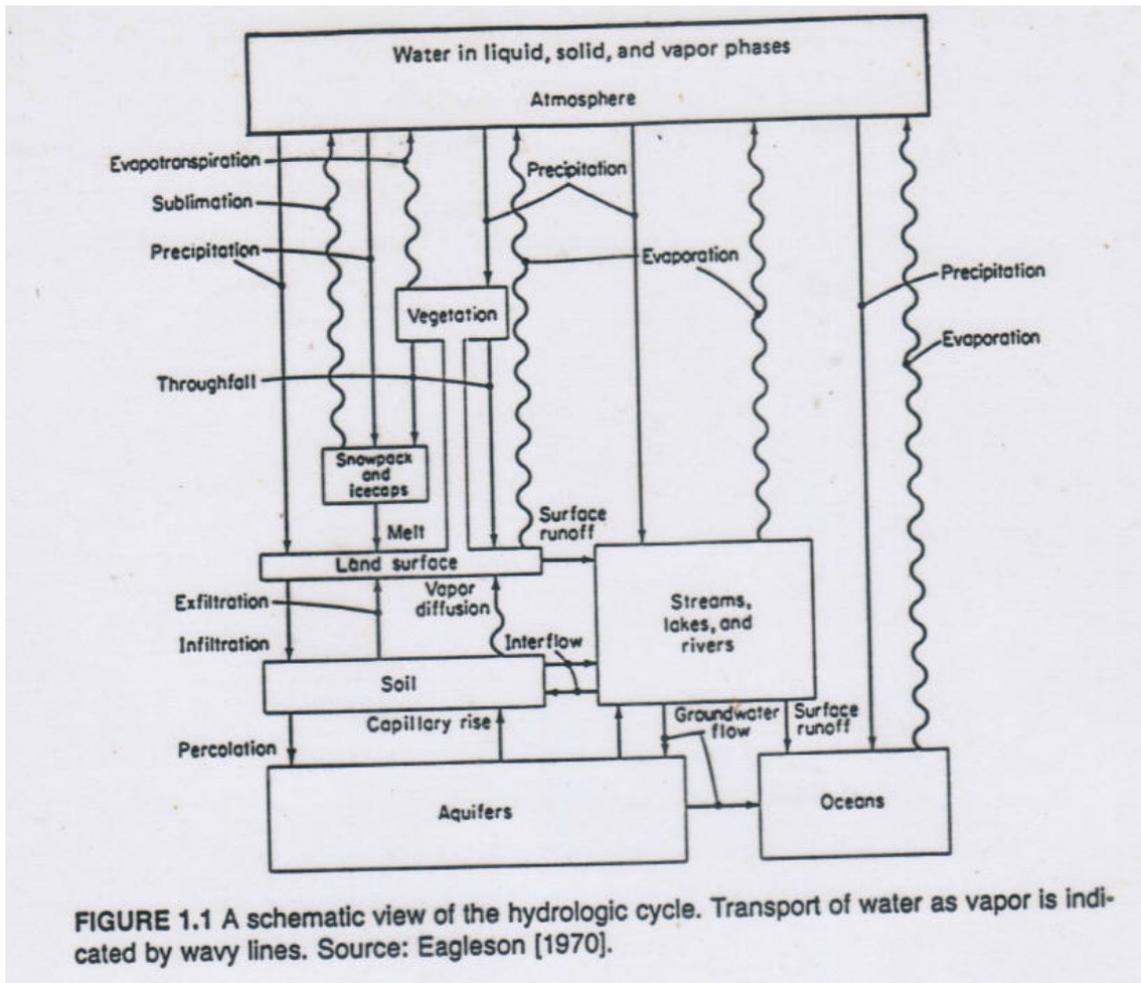
## 1.2 Air Tanah dan Siklus Hidrologi

Sirkulasi air terus-menerus antar air laut, air di atmosfer, dan air di darat disebut siklus hidrologi. Dalam lingkup hidrologi, penekanan diberikan pada siklus air di darat. Gambar 1.1 menampilkan siklus hidrologi dan Gambar 1.2 menampilkan diagram siklus hidrologi. Air di darat berasal dari air hujan (*precipitation*). Ini adalah *inflow* tunggal air di darat. Sebagian hujan tidak mencapai tanah, tetapi tertahan di daun, pohon, vegetasi melalui proses *interception* menjadi tampungan intersepsi (*interception storage*). Bagian hujan yang sampai di tanah akan mengalir sebagai aliran permukaan (*overland flow*), tertahan sebagai tampungan intersepsi (*interception storage*), atau mengalir ke bawah muka tanah melalui proses infiltrasi yang berkontribusi terhadap lengas tanah di lapis tanah tak jenuh (*unsaturated soil moisture storage*). Dari lapis tanah tak jenuh ini, ada sebagian air yang terus mengalir ke bawah sebagai imbuhan air tanah (*saturated groundwater storage*). Air tanah di kedua lapis tanah dapat berkontribusi pada aliran permukaan, sebagai *interflow* dari lapis tanah tak jenuh dan sebagai *baseflow* dari lapis tanah jenuh. Perlu dipahami bahwa proses aliran air di bawah muka tanah tidak kalah penting dengan proses aliran di muka tanah dalam konteks siklus hidrologi. Aliran di

bawah muka tanah berpengaruh terhadap distribusi temporal dan spasial aliran permukaan. Sifat dan struktur tanah menentukan proses infiltrasi. Laju infiltrasi mempengaruhi limpasan limpasan permukaan.



Gambar 1.1 Siklus hidrologi



Gambar 1.2 Diagram siklus hidrologi

### 1.3 *Aquifer, Aquitard, Aquiclude*

Dalam studi aliran air tanah, *aquifer* (akuifer) merupakan istilah yang sering dijumpai. Akuifer dipakai untuk menyebut suatu lapis tanah atau lapis geologi, atau suatu formasi geologi, atau suatu kelompok formasi geologi. Akuifer didefinisikan sebagai suatu satuan geologi yang memiliki sifat lolos air (permeabel) dan jenuh air, yang dapat melewati sejumlah besar air akibat suatu gradien hidraulik. Satuan geologi yang tidak mampu melewati sejumlah besar air disebut *aquiclude*. Definisi akuifer yang dipakai di bidang pengusahaan air tanah adalah akuifer cukup permeabel untuk menghasilkan sejumlah air yang bernilai ekonomi tinggi. Di sisi lain, *aquiclude* tidak dapat diusahakan secara ekonomis.

*Aquitard* adalah lapis tanah yang kurang permeabel dibandingkan dengan lapis tanah lainnya dalam suatu formasi geologi. *Aquitard* mungkin cukup permeabel untuk melewati air yang cukup besar ditinjau dari segi aliran air tanah, tetapi permeabilitasnya tidak memungkinkan dilakukannya pemompaan air tanah.

Istilah akuifer dan *aquitard* adalah relatif. Misalnya, dalam suatu susunan pasir-lanau, maka lanau adalah *aquitard*, tetapi dalam suatu susunan lanau-tanah liat, lanau adalah akuifer.

Akuifer terkekang atau tertekan (*confined aquifer*) adalah akuifer yang berada di antara *aquitard*. Akuifer tak terkekang (*unconfined aquifer*) atau akuifer muka air bebas (*water table*

*aquifer*) adalah akuifer yang batas atasnya berupa muka air tanah. Akuifer terkekang berada jauh di bawah muka tanah. Akuifer muka air bebas berada dekat dengan muka tanah.

## 1.4 Tinggi Hidraulik dan Tinggi Potensial

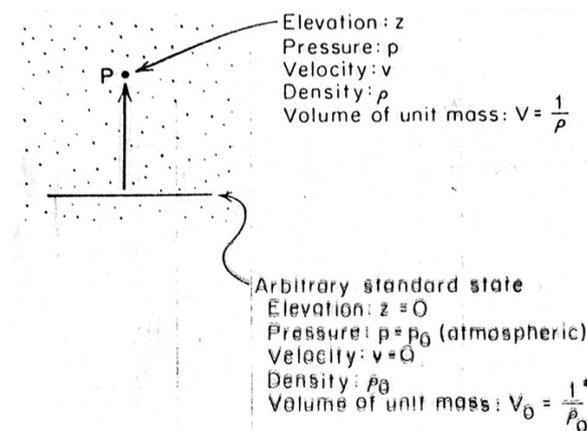
Dalam analisis proses fisis yang berhubungan dengan aliran air, diperlukan pengetahuan tentang gradien potensial, atau gradien energi.

### 1.4.1 Potensial

Potensial adalah suatu besaran fisis yang dapat diukur di tiap titik di suatu aliran air yang sifatnya sedemikian hingga aliran selalu dari tempat bernilai besaran tinggi ke tempat bernilai besaran rendah.

Aliran air tanah adalah suatu proses mekanis. Gaya-gaya yang menyebabkan aliran air haruslah mengatasi gaya friksi antara partikel air yang bergerak dan butir-butir tanah. Dengan demikian, aliran air tanah selalu disertai dengan suatu transformasi energi mekanis ke energi termal melalui mekanisme tahanan friksi. Arah aliran adalah dari tempat yang memiliki energi mekanis per satuan massa air yang tinggi ke tempat yang memiliki energi mekanis per satuan massa air yang rendah. Energi mekanis per satuan massa di titik titik aliran dapat didefinisikan sebagai usaha yang diperlukan untuk menggerakkan satu satuan massa air dari suatu tempat ke titik tinjauan. Dengan demikian, potensial aliran air tanah adalah energi mekanis per satuan mass air.

Untuk mendapatkan hubungan antara potensial, elevasi, dan tekanan, maka dipakai contoh suatu satuan massa air yang bergerak dari suatu titik ke titik P seperti ditampilkan oleh Gambar 1.3. Usaha yang diperlukan untuk menggerakkan massa air adalah sebagai berikut.



Gambar 1.3 Energi mekanis aliran air tanah

Usaha untuk menggerakkan massa air dari elevasi  $z = 0$  ke elevasi  $z$ .

$$w_1 = mgz \tag{1.1}$$

Usaha untuk mempercepat aliran dari kecepatan  $v = 0$  ke  $v$ .

$$w_2 = \frac{1}{2}mv^2 \tag{1.2}$$

Usaha untuk menaikkan tekanan dari  $p = 0$  ke  $p$ .

$$w_3 = m \int_{p_0}^p \frac{V}{m} dp = m \int_{p_0}^p \frac{1}{d\rho} dp \quad (1.3)$$

Potensial air  $\phi$  adalah jumlah ketiga usaha,  $w_1$ ,  $w_2$ , dan  $w_3$ . Usaha per satuan massa air,  $m = 1$ .

$$\phi = gz + \frac{1}{2}v^2 + \int_{p_0}^p \frac{1}{d\rho} dp \quad (1.4)$$

Aliran air tanah memiliki kecepatan yang sangat kecil, sehingga suku kedua dalam persamaan di atas dapat diabaikan. Air adalah fluida tak mampat (*incompressible fluid*). Rapat massa air adalah konstan. Persamaan di atas dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\phi = gz + \frac{p - p_0}{\rho} \quad (1.5)$$

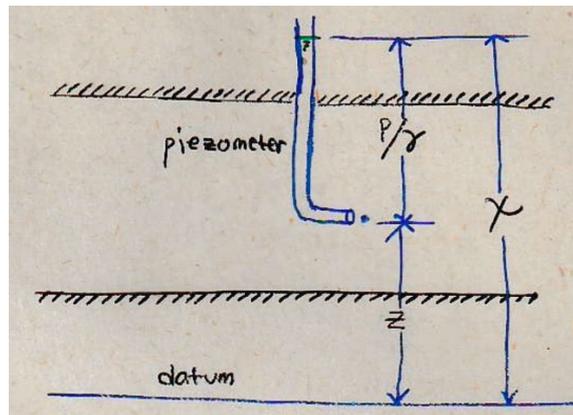
Apa hubungan antara potensial dan tinggi hidraulik?

Perhatikan Gambar 1.4. Tekanan di titik P adalah

$$p = \rho g\psi + p_0 \quad (1.6)$$

Dalam persamaan di atas,  $p_0$  adalah tekanan atmosferis.

$$p = \rho g(h - z) + p_0 \quad (1.7)$$



Gambar 1.4 Tinggi hidraulik, tinggi tekanan, dan elevasi

Substitusi persamaan tekanan ke persamaan potensial, menghasilkan

$$\phi = gz$$

Persamaan itu menunjukkan bahwa potensial air adalah sama dengan perkalian antara tinggi tekanan dan percepatan gravitasi.

Jika  $\phi$  adalah energi per satuan massa air, maka  $h$  adalah energi per bobot air. Dalam hidraulika air tanah, tekanan lazimnya diukur sebagai tekanan relatif terhadap tekanan atmosferis. Dengan demikian, potensial air tanah adalah

$$\phi = gz + \frac{p}{\rho} = gh$$

$$\Rightarrow h = z + \frac{p}{\rho g} \tag{1.8}$$

Jika persamaan tekanan air dituliskan sebagai potensial terhadap tekanan relatif, maka

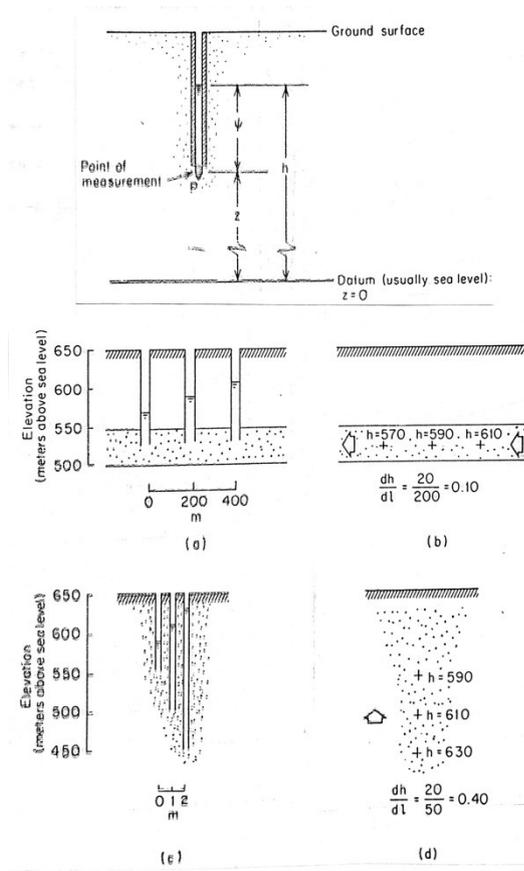
$$p = \rho g \psi$$

Dengan memakai tekanan relatif, maka potensial air tanah dapat dituliskan sebagai berikut.

$$h = z + \psi \tag{1.9}$$

### 1.4.2 Piezometer.

Piezometer adalah alat untuk mengukur tinggi hidraulik. Alat ini berupa pipa atau tabung yang dipakai untuk mengukur posisi atau elevasi muka air. Di laboratorium, alat seperti ini disebut manometer. Di lapangan, alat ini disebut piezometer. Gambar 1.5 menampilkan skematisasi pengukuran tinggi hidraulik air tanah dengan memakai piezometer.



Gambar 1.5 Piezometer untuk mengukur tinggi hidraulik air tanah

## 2 Aliran Air Tanah

### 2.1 Persamaan Darcy

Henry Darcy, seorang insinyur hidraulik Prancis, pada 1856 mempublikasikan hasil eksperimen tentang aliran air melalui medium porus. Hasil eksperimennya berupa persamaan empiris yang dinamakan sesuai dengan namanya, Persamaan Darcy.

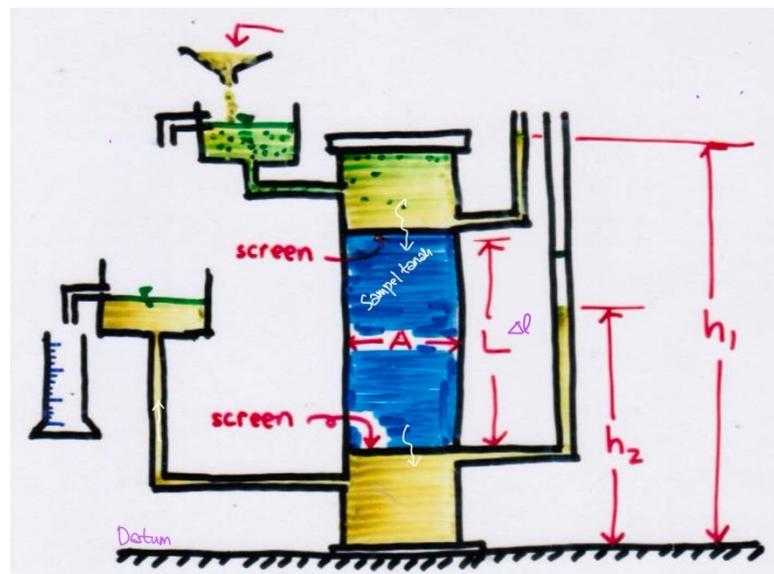
Prinsip eksperimen Darcy dapat diilustrasikan oleh Gambar 2.1. Suatu silinder berisi tanah (pasir) dialiri air beberapa waktu sampai air yang masuk sama dengan air yang keluar dan semua pori berisi air. Darcy menunjukkan bahwa *specific discharge*,  $q$ , yaitu volume air yang mengalir melalui tabung per satuan luas tampang lintang tabung per satuan waktu, berbanding lurus dengan selisih tinggi hidraulik antara dua titik,  $\Delta h$ , jika jarak antara kedua titik,  $\Delta l$ , konstan dan berbanding terbalik dengan jarak antara kedua titik apabila selisih tinggi hidraulik antara kedua titik itu konstan. Persamaan Darcy dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\propto \frac{\Delta h}{\Delta l} \Rightarrow q = -K \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (2.1a)$$

Bentuk persamaan diferensial persamaan di atas adalah

$$q = -K \frac{dh}{dl} \quad (2.1b)$$

Konstanta proporsionalitas,  $K$ , dikenal sebagai konduktivitas hidraulik, yang berdimensi  $[LT^{-1}]$ . Tanda negatif disematkan di kanan tanda kesamaan untuk menunjukkan bahwa arah aliran adalah dari titik berenergi hidraulik tinggi ke titik yang memiliki energi hidraulik rendah. *Specific discharge*,  $q$ , dapat pula disebut sebagai kecepatan Darcy.



Gambar 2.1 Ilustrasi eksperimen Darcy

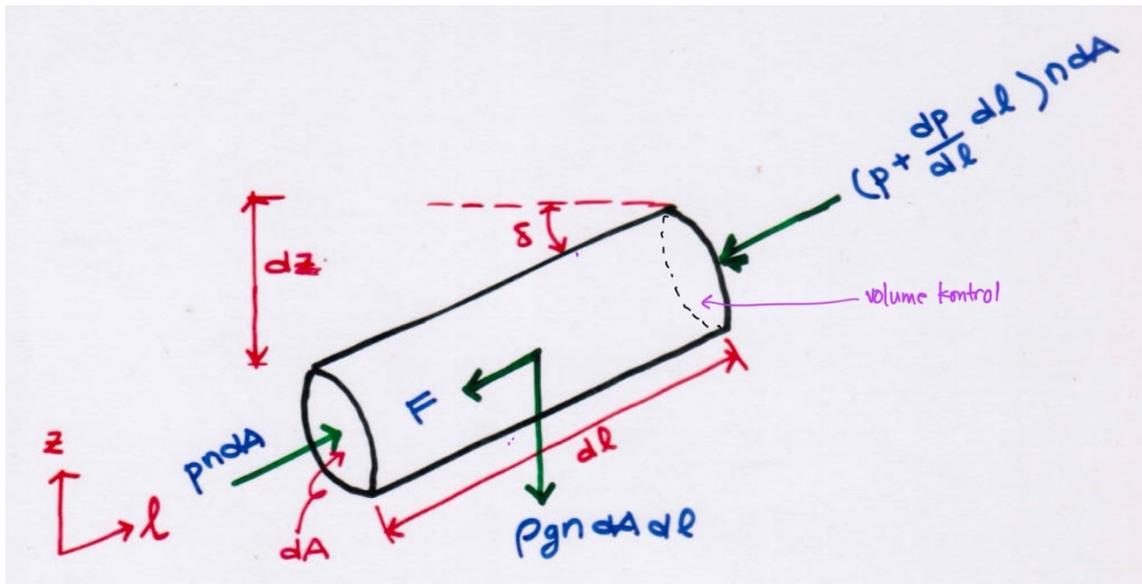
Selain kecepatan Darcy, dikenal pula kecepatan rembes (*seepage velocity*),  $v$ , yang didefinisikan sebagai volume air yang melalui tabung per satuan luas neto tampang lintang tabung (luas pori) per satuan waktu.

$$v = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} \quad (2.2)$$

Dalam persamaan di atas,  $Q$  adalah debit aliran melalui tabung per satuan waktu,  $n$  adalah porositas tanah dalam tabung, dan  $A$  adalah luas tampang lintang tabung.

## 2.2 Gaya-gaya dalam Aliran Air Tanah

Air tanah yang mengalir mengalami gaya permukaan dan gaya berat akibat gravitasi. Kedua gaya itu merupakan gaya gerak yang menyebabkan aliran air. Air tanah mengalami pula gaya reaksi yang berlawanan arah dengan gaya gerak. Perhatikan ilustrasi suatu volume kontrol aliran air tanah yang ditampilkan oleh Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Gaya-gaya yang bekerja dalam aliran air tanah

Imbangan gaya-gaya ke arah  $l$  adalah

$$\rho n dA - \left( \rho + \frac{d\rho}{dl} dl \right) n dA = (\rho g n dA dl) \sin \delta + F$$

Persamaan di atas dapat disederhanakan menjadi

$$\frac{F}{n dA dl} = - \left( \frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl} \right) \quad (2.3)$$

Suku di kiri tanda kesamaan merupakan gaya penahan aliran air per satuan volume. Suku pertama di kanan tanda kesamaan adalah gaya gerak per satuan volume akibat perbedaan tekanan dan suku kedua di kanan tanda kesamaan adalah gaya gerak per satuan volume akibat gravitasi. Dalam kasus yang paling sederhana, bagian terbesar  $F$  adalah gaya permukaan akibat gaya geser yang diakibatkan oleh drag partikel-partikel tanah terhadap aliran air.

Gaya  $F$  sebanding dengan kecepatan aliran (kecepatan Darcy) apabila gaya penahannya adalah gaya geser akibat kekentalan (*viscosity*) air. Ketiga debit aliran,  $q$ , bertambah besar, maka gaya penahan aliran (gaya reaksi) akan bertambah. Pertambahan gaya reaksi ini adalah akibat percepatan konvektif aliran air. Percepatan konvektif diakibatkan oleh perubahan magnitud dan

arah kecepatan aliran air saat melewati pori-pori tanah. Gaya inerti menjadi penting ketika nilai  $q$  sedikit di bawah nilai  $q$  yang menyebabkan aliran menjadi aliran turbulen.

Lebih jauh, ditinjau hubungan antara gaya gerak dan kecepatan rerata yang diperoleh dari penyelesaian persamaan gerak aliran, persamaan Navier-Stokes, untuk beberapa kasus berikut.

- a. Aliran melalui silinder kecil berdiameter  $R$ .

$$\frac{8\mu}{R^2} = -\left(\frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl}\right) \quad (2.4)$$

- b. Aliran melalui pelat tipis berukuran  $d$ .

$$\frac{3\mu}{d^2} = -\left(\frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl}\right) \quad (2.5)$$

- c. Aliran di antara dua pelat berjarak  $b$ .

$$\frac{12\mu}{b^2} = -\left(\frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl}\right) \quad (2.6)$$

Pembandingan tiga persamaan di atas dengan persamaanimbangan gaya-gaya gerak dan gaya penahan aliran, maka diperoleh

$$\frac{F}{n dA dl} = \frac{C\mu}{\bar{d}^2} q \quad (2.7)$$

$C$  adalah koefisien tak berdimensi yang bergantung pada bentuk saluran dan  $\bar{d}$  adalah dimensi karakteristik aliran. Perlu dicatat bahwa  $l$  dalam persamaan 2.3 adalah arah makroskopik aliran, sedang  $l$  dalam persamaan 2.4, 2.5, dan 2.6 adalah arah aliran sesungguhnya.

Dari persamaan 2.3 dan 2.7, diperoleh persamaan kecepatan Darcy berikut

$$q = -\frac{\bar{d}^2}{C\mu} \left(\frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl}\right)$$

Parameter  $\bar{d}^2/C$  dikenal sebagai *intrinsic permeability*,  $k$ , yang berdimensi [ $L^2$ ].

$$q = -\frac{k}{C} \left(\frac{d\rho}{dl} + \rho g \frac{dz}{dl}\right) \quad (2.8)$$

Persamaan 2.8 merupakan persamaan general Darcy untuk fluida, baik fluida yang memiliki rapat massa konstan dan variabel. *Intrinsic permeability*,  $k$ , dapat bergantung pada arah dan lokasi.

Untuk rapat massa konstan,

$$q = -\frac{k\rho g}{\mu} \frac{d}{dl} \left(\frac{\rho}{\rho g} + z\right) \Rightarrow q = -\frac{k\rho g}{\mu} \frac{dh}{dl}$$

Dalam persamaan di atas,  $h$  adalah tinggi hidraulik atau tinggi piezometrik.

Untuk tinjauan aliran tiga dimensi, 3D

$$\vec{q} = -\frac{k\rho g}{\mu} \nabla h = -\frac{k\rho g}{\mu} \left( \frac{\partial h}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial h}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial h}{\partial z} \vec{k} \right) \quad (2.9)$$

Atau

$$\vec{q} = -K \nabla h \quad (2.10)$$

Dalam hal ini,  $K$  adalah konduktivitas hidraulik yang berdimensi  $[LT^{-1}]$ .

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

Jika  $K$  konstan, maka

$$\Phi = Kh$$

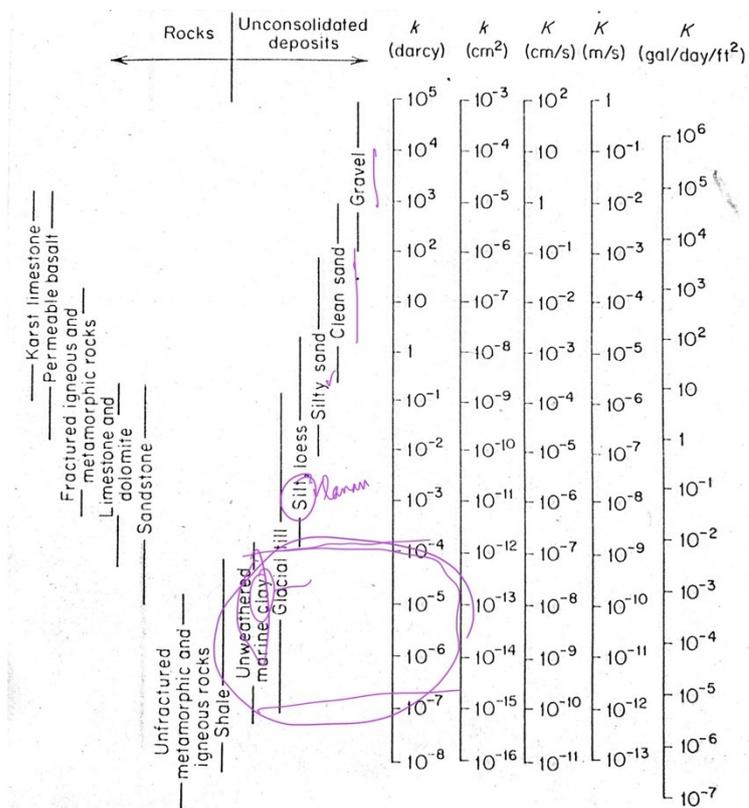
$$\vec{q} = \nabla \Phi$$

$\Phi$  adalah potensial kecepatan.  $\Phi$  ada jika  $K$  konstan.

### 2.3 Konduktivitas Hidraulik

Konduktivitas hidraulik tanah atau batu bergantung pada berbagai faktor fisik seperti porositas, ukuran, distribusi, dan bentuk partikel tanah atau batu, serta jenis fluida. *Intrinsic permeability*,  $k$ , atau sering disebut *specific permeability* atau permeabilitas, hanya bergantung pada medium tempat fluida mengalir. Tabel 2.1 menyajikan nilai konduktivitas hidraulik berbagai jenis tanah.

Tabel 2.1 Nilai konduktivitas hidraulik berbagai jenis tanah



## 2.4 Cara Penentuan Konduktivitas Hidraulik

Konduktivitas hidraulik di zona lapis tanah jenuh dapat ditentukan dengan berbagai cara. Misalnya, hitungan memakai persamaan matematis, eksperimen di laboratorium *tracer test*, atau *pumping test*.

### 2.4.1 Penentuan nilai konduktivitas hidraulik memakai persamaan matematis

Sejumlah peneliti telah mempelajari hubungan antara permeabilitas atau konduktivitas hidraulik dan sifat medium porus. Sejumlah persamaan konduktivitas hidraulik, baik persamaan analitis atau pun persamaan empiris, telah dipublikasikan. Sebagian besar persamaan berbentuk

$$k = c d^2 \quad (2.11)$$

Dalam persamaan itu,  $c$  adalah koefisien tak berdimensi, atau

$$k = f_s f_\alpha d^2 \quad (2.11)$$

Dalam persamaan di atas,  $f_s$  adalah faktor bentuk butir (atau pori) tanah,  $f_\alpha$  adalah faktor porositas, dan  $d$  adalah diameter karakteristik butir tanah. Hanya sedikit persamaan atau formula yang dapat memberikan hasil yang dapat diandalkan. Ini disebabkan oleh kesulitan dalam memasukkan semua variabel yang berpengaruh terhadap konduktivitas hidraulik. Untuk suatu medium porus ideal, seperti campuran butir tanah berbentuk bola yang seragam, konduktivitas hidraulik dapat ditentukan dari porositas dan kepadatan tanah. Karena kesulitan ini, maka cara selain pemakaian persamaan matematik untuk menentukan nilai konduktivitas hidraulik lebih disukai.

### 2.4.2 Penentuan konduktivitas hidraulik di laboratorium

Di laboratorium, konduktivitas hidraulik ditentukan menggunakan permeameter. Alat ini mengukur debit aliran dan tinggi hilang suatu aliran melalui sampel tanah. Ada dua jenis permeameter yang lazim dipakai, yaitu *constant head permeameter* atau *falling-head permeameter*.

*Constant-head permeameter* (Gambar 2.3a) mengukur konduktivitas hidraulik suatu sampel tanah terkonsolidasi atau tak terkonsolidasi untuk tinggi hidraulik rendah. Air mengalir melalui sampel tanah berbentuk silinder dari sisi dasar. *Inflow* di pipa dipasang secara kontinu. Aliran dibiarkan meluap di *outflow* dan volume selama waktu tertentu diukur. Konduktivitas hidraulik dihitung dari persamaan Darcy.

$$K = \frac{V L}{A t \Delta h}$$

Dalam persamaan itu,  $V$  adalah volume air yang melewati sampel tanah dalam waktu  $t$ ,  $A$  adalah luas tampang sampel tanah dalam tabung,  $L$  adalah panjang sampel tanah, dan  $\Delta h$  adalah selisih tinggi hidraulik antara pipa dan tabung sampel seperti ditampilkan dalam Gambar 2.3a.

*Falling-head permeameter* (Gambar 2.3b) mengukur konduktivitas hidraulik suatu sampel tanah berbentuk silinder yang dialiri air, mirip dengan cara pengukuran konduktivitas hidraulik

memakai *constant-head permeameter*. Di sini, *inflow* tidak kontinu. Muka air di pipa *inflow* berubah terhadap waktu. Selisih tinggi hidraulik antara pipa dan tabung sampel berubah terhadap waktu. Dalam waktu  $\Delta t$ , volume air yang mengalir dan selisih tinggi hidraulik antara pipa dan tabung sampel diukur. Debit aliran dalam pipa ketika adalah

$$Q = \pi r_p^2 \frac{dh}{dt}$$

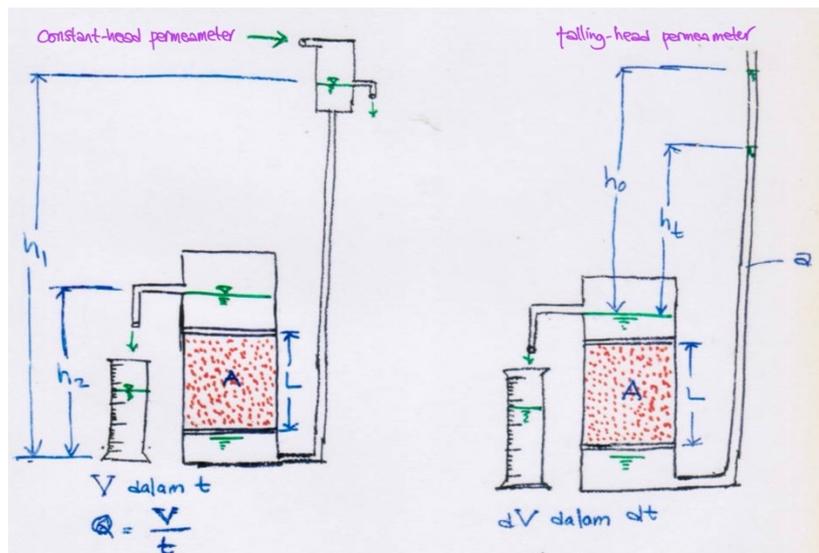
yang sama dengan debit aliran melalui sampel tanah, yang dapat dihitung dengan persamaan Darcy

$$Q = \pi r_s^2 K \frac{h}{L}$$

Kedua persamaan debit aliran adalah sama sehingga

$$\begin{aligned} \pi r_p^2 \frac{dh}{dt} &= r_s^2 K \frac{h}{L} \\ \Rightarrow K dt &= \frac{r_p^2}{r_s^2} L dh \\ \Rightarrow K \int_{t_0}^{t_1} dt &= \frac{r_p^2}{r_s^2} L \int_{h_0}^{h_1} \frac{1}{h} dh \\ \Rightarrow K(t_0 - t_1) &= \frac{r_p^2}{r_s^2} L (\ln h_0 - \ln h_1) \\ \Rightarrow K &= \frac{r_p^2 L}{r_s^2 \Delta t} \ln \frac{h_0}{h_1} \end{aligned} \tag{2.13}$$

Dalam persamaan di atas,  $r_p$  adalah radius pipa,  $r_s$  adalah radius sampel tanah,  $L$  adalah panjang sampel tanah,  $\Delta t$  adalah waktu penurunan muka air dalam pipa dari  $h_0$  ke  $h_1$ .



Gambar 2.3 *Constant-head* dan *falling-head* permeameter untuk mengukur konduktivitas hidraulik tanah di laboratorium

Nilai konduktivitas hidraulik yang diperoleh di laboratorium mungkin saja tidak menggambarkan nilai konduktivitas hidraulik sesungguhnya di lapangan. Beberapa faktor penyebab permasala-

han ini antara lain sampel tanah tak terganggu (*undisturbed samples*) tak terkonsolidasi sangat sulit diperoleh, di sisi lain sampel tanah terganggu (*disturbed samples*) akan mengalami perubahan porositas, kepadatan, dan susunan butir. Hal-hal ini akan mengubah nilai konduktivitas hidraulik sampel tanah. Dari sisi statistik, jumlah sampel seringkali tidak banyak, sehingga tidak atau kurang mewakili konduktivitas hidraulik akuifer. Perlu diketahui, nilai konduktivitas hidraulik di lapangan bervariasi terhadap posisi atau lokasi. Sampel tanah pun tidak dapat mendeteksi arah konduktivitas hidraulik.

### 2.4.3 Penentuan konduktivitas hidraulika di lapangan

Penentuan nilai konduktivitas hidraulik di lapangan dapat dilakukan dengan mengukur durasi yang diperlukan oleh suatu *tracer* untuk mengalir di antara dua sumur pengamatan atau lubang uji. Bahan *tracer* dapat berupa larutan (*dye*) seperti sodium fluorecein atau garam seperti kalsium khlorida. *Tracer* harus aman dan mudah dideteksi. Gambar 2.4 menunjukkan pengukuran konduktivitas hidraulik menggunakan *tracer* di suatu akuifer muka air bebas. Aliran air tanah adalah dari A ke B. *Tracer* diinjeksikan di lubang A, kemudian sampel air diambil dari lubang B untuk mengukur waktu yang ditempuh *tracer* untuk mengalir dari A ke B. Kecepatan aliran rerata *tracer*,  $v_a$ , adalah

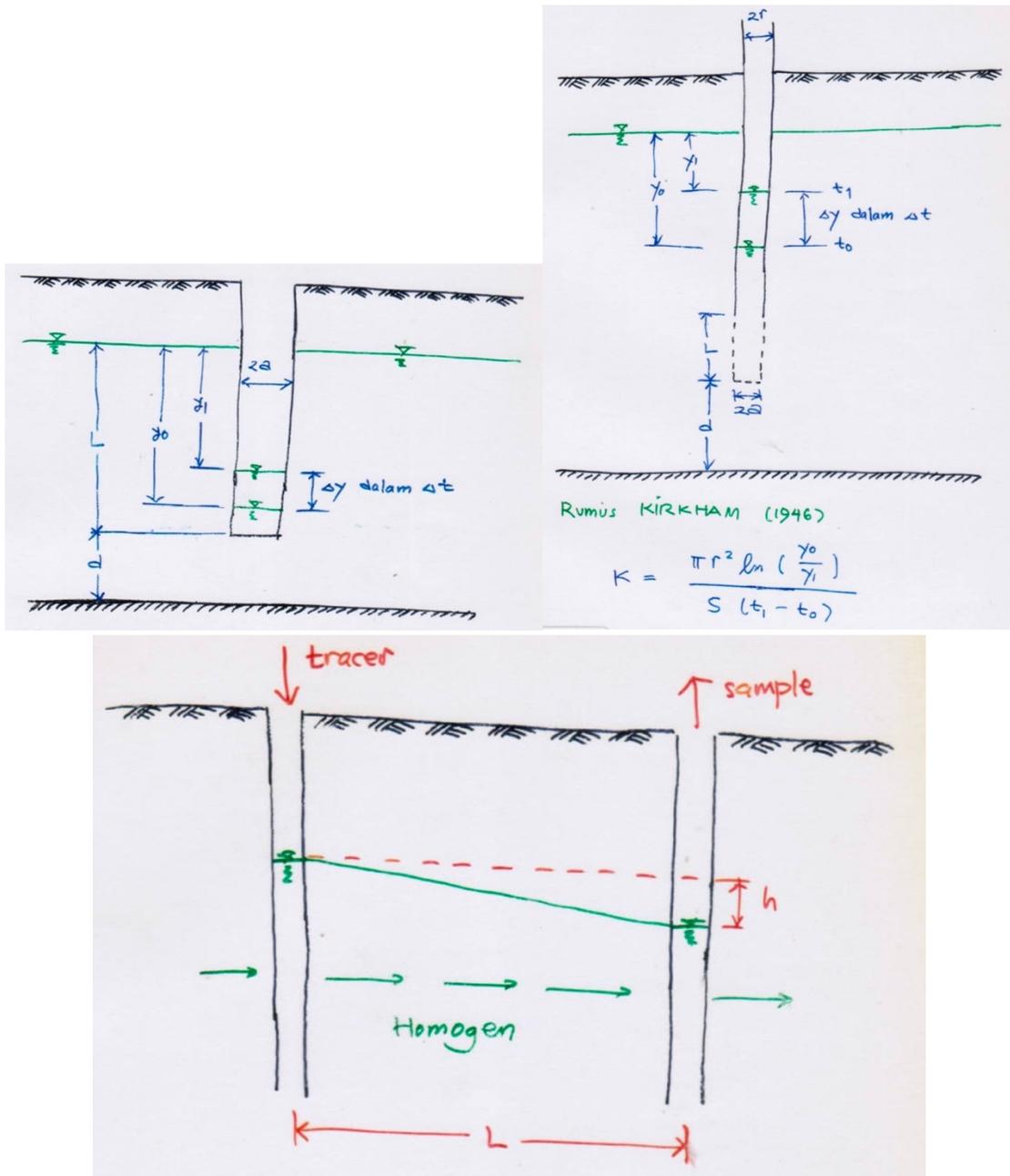
$$v_a = \frac{K h}{n L}$$

Dalam persamaan itu,  $n$  adalah porositas. Kecepatan  $v_a$  dapat pula dinyatakan sebagai rasio jarak tempuh,  $L$ , dan waktu tempuh,  $t$ , *tracer* antara lubang A dan B.

$$v_a = \frac{L}{t}$$

Dari kedua persamaan di atas, konduktivitas hidraulik,  $K$ , dapat dihitung sebagai berikut.

$$K = \frac{n L^2}{h t} \tag{2.14}$$



Gambar 2.4 Pengukuran konduktivitas hidraulika di lapangan menggunakan *auger hole*, piezometer, dan *tracer*

## 2.5 Heterogen dan Anisotropi

Konduktivitas hidraulik umumnya memiliki nilai yang berbeda di tempat yang berlainan di suatu formasi geologi. Arah konduktivitas hidraulika pun mungkin berbeda di satu titik. Sifat yang pertama disebut heterogen. Sifat yang kedua dinamakan anisotropi.

**Homogen dan heterogen.** Apabila konduktivitas hidraulik tak bergantung pada lokasi di suatu formasi geologi, maka formasi tersebut **homogen**. Apabila konduktivitas hidraulik bervariasi terhadap lokasi di suatu formasi geologi, maka formasi itu **heterogen**. Dalam sistem koordinat  $(x, y, z)$ , maka  $K(x, y, z) = C$  ( $C$  adalah konstanta) di formasi homogen dan  $K(x, y, z) \neq C$  di formasi heterogen.

**Isotropi dan anisotropi.** Apabila konduktivitas hidraulik tidak bergantung pada arah pengukuran di suatu titik di suatu formasi geologi, maka formasi tersebut **isotropi** di titik itu. Apabila konduktivitas hidraulik bervariasi terhadap arah pengukuran di suatu titik di suatu formasi geologi, maka formasi itu **anisotropi** di titik itu.

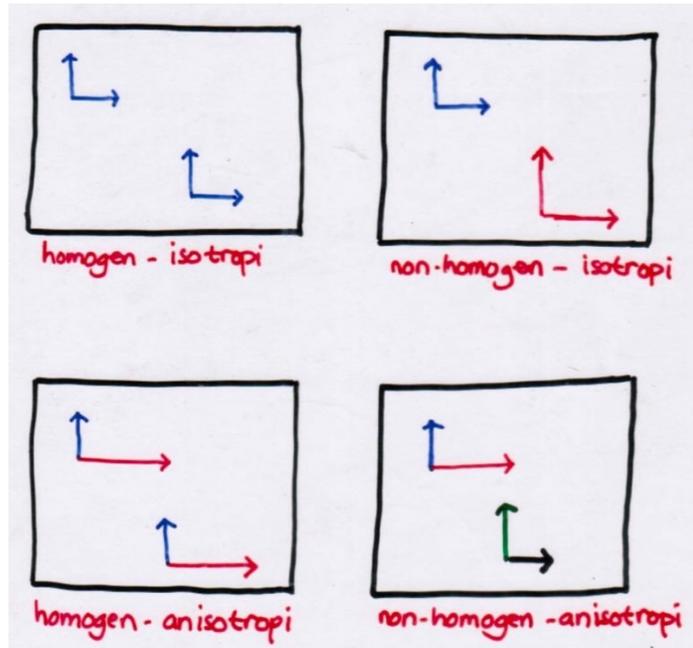
Untuk memberikan pemahaman lebih lanjut terhadap konsep anisotropi, maka ditinjau suatu tampang vertikal formasi anisotropi. Apabila  $\theta$  adalah sudut antara arah horizontal dan arah pengukuran suatu  $K$  di suatu titik, maka  $K = K(\theta)$ . Kedua sumbu yang bertautan dengan sudut  $\theta$ , yang menunjukkan nilai  $K$  maksimum dan nilai  $K$  minimum disebut **sumbu utama anisotropi**. Kedua sumbu selalu saling tegak lurus. Dalam kasus tiga dimensi, jika suatu bidang tegak lurus terhadap salah satu sumbu utama anisotropi, maka kedua sumbu yang lain adalah sumbu  $K$  maksimum dan sumbu  $K$  minimum di bidang itu.

Apabila sistem koordinat  $(x, y, z)$  adalah sedemikian rupa hingga sumbu koordinat berimpit dengan sumbu utama anisotropi, maka nilai konduktivitas hidraulik di sumbu utama dapat disebut sebagai  $K_x, K_y$ , dan  $K_z$ . Di sembarang titik  $(x, y, z)$ , suatu formasi isotropi memiliki  $K_x = K_y = K_z$ . Suatu formasi anisotropi memiliki  $K_x \neq K_y \neq K_z$ . Apabila  $K_x = K_y \neq K_z$ , maka formasi geologi itu bersifat isotropis terbalik (*transversly isotropic*).

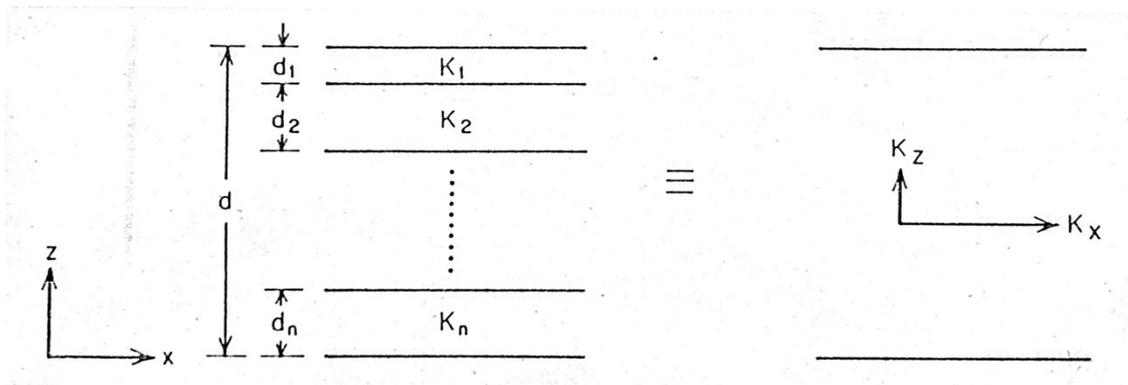
Gambar 2.5 menampilkan empat kombinasi sifat konduktivitas hidraulik yang mungkin dijumpai. Panjang anak panah sebanding dengan magnitud  $K_x$  dan  $K_z$  di titik  $(x_1, z_1)$  dan  $(x_2, z_2)$ . Di formasi homogen-isotropis,  $K_x(x, z) = K_z(x, z) = C$ . Di formasi homogen-anisotropis,  $K_x(x, z) = C_1$  dan  $K_z(x, z) = C_2$  di semua  $(x, z)$ , tetapi  $C_1 \neq C_2$ .

Ada hubungan antara isotropi/anisotropi dan homogen/heterogen di formasi tanah berlapis seperti ditampilkan dalam Gambar 2.6. Tiap lapis tanah bersifat homogen-isotropis dan memiliki konduktivitas hidraulik  $K_1, K_2, \dots, K_n$ . Di sini akan ditunjukkan bahwa sistem berlapis itu secara keseluruhan bersifat seperti satu lapis homogen-anisotropis. Pertama, ditinjau aliran tegak lurus per lapis tanah. *Specific discharge*,  $q$ , yang masuk dan keluar sistem harus sama besar (harus konstan di seluruh sistem). Jika  $\Delta h_1$  adalah tinggi hilang di lapis pertama,  $\Delta h_2$  adalah tinggi hilang di lapis kedua, dan seterusnya, maka tinggi hilang total adalah  $\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n$ . Dari persamaan Darcy, diperoleh

$$q = \frac{K_1 \Delta h_1}{d_1} = \frac{K_2 \Delta h_2}{d_2} = \dots = \frac{K_n \Delta h_n}{d_n} = \frac{K_z \Delta h}{d} \quad (2.15)$$



Gambar 2.5 Empat kemungkinan kombinasi homogen, heterogen, isotropi, anisotropi



Gambar 2.6 Hubungan antara heterogen dan anisotropi

Dalam persamaan di atas,  $K_z$  adalah konduktivitas hidraulik ekuivalen. Persamaan 2.15 dapat dituliskan dalam bentuk

$$K_z = \frac{q d}{\Delta h} = \frac{q d}{\Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n} = \frac{q d}{q d_1 / K_1 + q d_2 / K_2 + \dots + q d_n / K_n}$$

$$\Rightarrow K_z = \frac{d}{\sum_{i=1}^n d_i / K_i} \tag{2.16}$$

Selanjutnya, ditinjau aliran sejajar per lapis tanah. Di sini,  $\Delta h$  didefinisikan sebagai tinggi hilang dalam jarak  $l$ . Debit aliran,  $Q$ , yang melewati satu satuan tebal formasi adalah jumlah debit aliran melalui seluruh lapis. *Specific discharge*,  $q$ , dalam aliran ini adalah

$$q = \sum_{i=1}^n \frac{K_i d_i}{d} \frac{\Delta h}{l} = K_x \frac{\Delta h}{l}$$

Dalam persamaan itu,  $K_x$  adalah konduktivitas hidraulik horizontal ekuivalen.

$$K_x = \sum_{i=1}^n \frac{K_i d_i}{d} \quad (2.17)$$

Persamaan 2.16 dan 2.17 menyajikan nilai  $K_z$  dan  $K_x$  di suatu formasi tunggal homogen-anisotropis, yang secara hidraulis ekuivalen dengan suatu formasi geologi berlapis homogen-isotropis seperti ditampilkan dalam Gambar 2.6. Dengan sedikit manipulasi matematik terhadap kedua persamaan itu, dapat ditunjukkan bahwa  $K_x > K_z$  untuk semua kemungkinan nilai  $K_1, K_2, \dots, K_n$ . Untuk suatu rangkaian lapis *cyclic*  $K_1, K_2, K_1, K_2, \dots$  dengan nilai  $K_1 = 10^4$  dan  $K_2 = 10^2$ , maka  $K_x/K_z = 25$ . Jika  $K_1 = 10^4$  dan  $K_2 = 1$ , maka  $K_x/K_z = 2500$ . Di lapangan, bukan suatu hal yang tidak biasa untuk menjumpai nilai anisotropi sampai nilai 100:1 atau bahkan lebih besar daripada itu.

## 2.6 Transmisivitas

Di suatu akuifer terkekang yang memiliki tebal  $b$ , transmisivitas,  $T$ , didefinisikan sebagai

$$T = K b \quad (2.18)$$

Transmisivitas,  $T$ , berdimensi  $[L^2 T^{-1}]$ . Jika  $K$  dalam satuan m/s, maka  $T$  bersatuan  $m^2/s$ . Koefisien tumpangan (*storage coefficient*) akuifer terkekang berkisar antara 0.005 sampai dengan 0.00005.

Transmisivitas akuifer muka air bebas tidak dapat didefinisikan secara tepat. Namun, sebagai pendekatan, nilai  $b$  dalam persamaan 2.18 disamakan dengan tebal lapis jenuh.

## 2.7 Tampungannya Akuifer Muka Air Bebas

Tampungannya akuifer muka air bebas dapat ditinjau dari tiga variabel, yaitu porositas, *specific retention*, dan kadar air. Seksi-seksi berikut ini membahas ketiga variabel ini.

### 2.7.1 Porositas

Porositas, atau dikenal pula sebagai angka pori, didefinisikan sebagai volume rongga (*void*) per satuan volume tanah (*bulk volume*). Porositas dipengaruhi oleh bentuk partikel, tingkat kepadatan dan kerekatan, dan distribusi ukuran butir tanah.

### 2.7.2 Desaturasi, *specific retention*

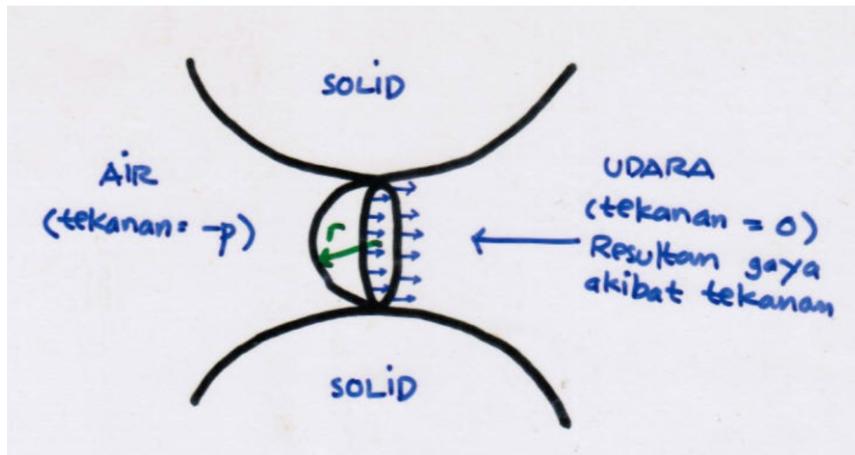
Desaturasi adalah keluarnya air dari pori dan tergantikannya dengan udara. Desaturasi terjadi disebabkan oleh tekanan air dalam pori berkurang hingga lebih kecil daripada tekanan udara. Air dan udara ada dalam *void*. Tekanan udara melebihi tekanan air sedemikian hingga udara mampu mendesak sebagian air. Namun, air melekat erat ke *solid* yang menyebabkan bidang kontak udara-air berbentuk cembung, menghasilkan gaya antar bidang kontak yang berlawanan dengan gaya akibat beda tekanan. Tegangan permukaan,  $\sigma$ , adalah gaya antar bidang kontak per satuan panjang yang bekerja di sepanjang keliling bidang kontak dalam arah tangen terhadap bidang cembung. Dalam keadaan keseimbangan gaya, gaya akibat tegangan permukaan sama besar dengan gaya akibat beda tekanan.

Ditinjau suatu bidang kontak setengah bola antara dua pori seperti ditampilkan dalam Gambar 2.7. Perbedaan antara tekanan udara dan tekanan air di bidang kontak adalah tekanan kapiler,

$p_c$ . Dalam keadaan ideal, seperti ditampilkan dalam Gambar 2.7,  $p_c = p$ . Dari imbalan gaya di bidang kontak, diperoleh hubungan

$$r = \frac{2\sigma}{p_c} \tag{2.19}$$

yang diperoleh dengan menyamakan gaya akibat tegangan permukaan di bidang kontak,  $2\pi r\sigma$ , dan gaya akibat beda tekanan,  $\pi r^2 p_c$ .

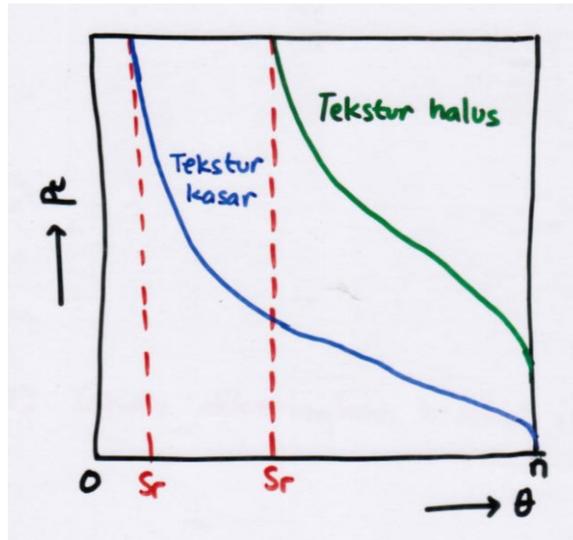


Gambar 2.7 Bidang kontak udara-air dalam tanah

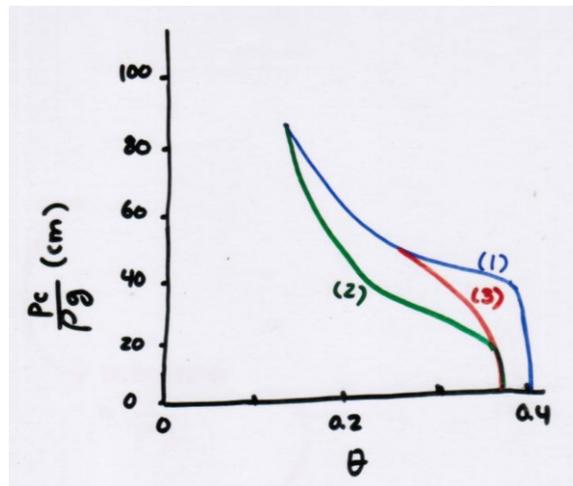
Radius kelengkungan,  $r$  (dalam keadaan keseimbangan), berkurang seiring dengan  $p_c$  yang membesar. Artinya, bidang kontak udara-air menjadi semakin cembung. Pada gilirannya, air menempati pori dan void yang semakin kecil seiring dengan pertambahan  $p_c$ . Kenyataan bahwa udara dan air dapat berada dalam pori bersama-sama menunjukkan bahwa ada suatu parameter selain porositas untuk menyatakan volume air relatif yang ada dalam akuifer. Parameter itu adalah kadar air volumetrik,  $\theta$ , yaitu volume air dalam *representative volume element*. Parameter  $\theta$  memiliki nilai antara nol sampai dengan porositas,  $n$ .

Seperti ditampilkan dalam Gambar 2.8, di suatu nilai  $p_c$ , kurva kelengkungan bidang kontak udara-air akan sama untuk kedua jenis batuan, tetapi kadar air volumetrik sangat berbeda karena batuan yang bertekstur halus mengandung lebih banyak pori dan *subspace* yang kecil untuk menghalangi desaturasi. Kadar air volumetrik menuju ke suatu nilai konstan untuk nilai  $p_c$  yang besar. Nilai  $\theta$  ketika  $d\theta/dp_c \rightarrow 0$  disebut *specific retention*,  $S_r$ , yang dikenal pula sebagai *field capacity* atau kemampuan tanah untuk mengikat air.

*Specific retention* adalah suatu parameter yang tepat untuk menunjukkan karakteristik medium porus, khususnya untuk pasir dan *gravel*. Keduanya menunjukkan  $d\theta/dp_c$  yang cenderung menuju ke nol secara tiba-tiba di nilai  $p_c$  rendah. Perubahan  $\theta$  yang sangat kecil dengan pertambahan  $p_c$  dapat dilihat untuk batuan berbutir sangat halus, yang mengakibatkan sulitnya penentuan nilai  $\theta$  karena  $d\theta/dp_c$  mendekati nol. Hubungan antara  $p_c$  dan  $\theta$  sangat berbeda dengan yang ditunjukkan dalam Gambar 2.8 pada saat batuan menyerap air (Gambar 2.9).



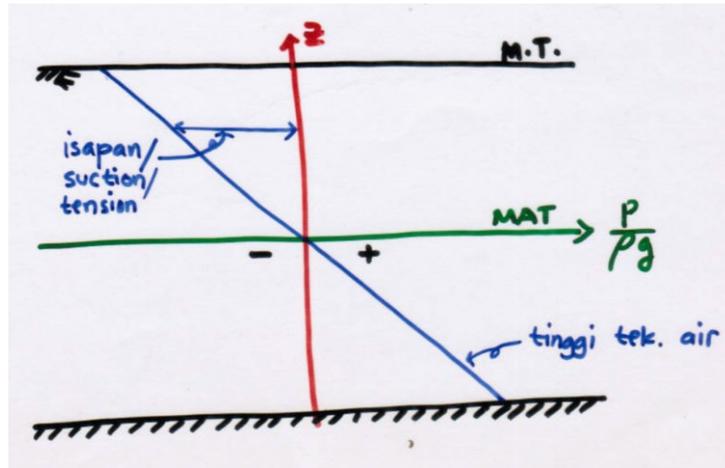
Gambar 2.8 Kurva tipikal retensi



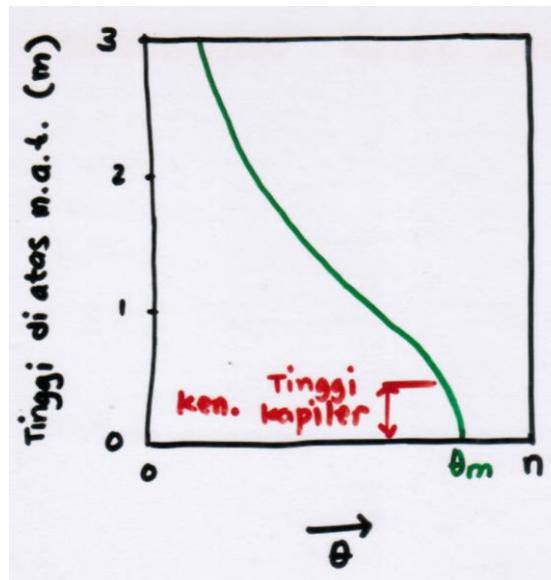
Gambar 2.9 Kurva hubungan antara tekanan kapiler dan kadar air untuk berbagai tekanan

### 2.7.3 Distribusi kadar air dan tekanan di atas muka air tanah

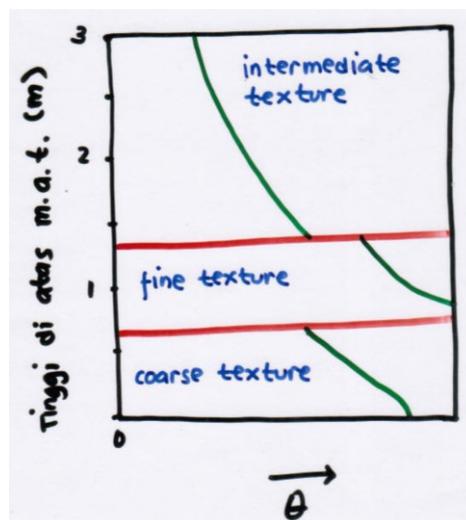
Tekanan air pori terdistribusi dalam sistem air tanah statis (diam) seperti di sistem hidrolik statis. Tekanan air tanah statis meningkat seiring dengan pertambahan kedalaman (jarak muka air tanah dari muka tanah) seperti ditampilkan dalam Gambar 2.10. Gambar 2.11 dan Gambar 2.12 menunjukkan kurva tipikal distribusi air di atas muka air tanah saat keadaan ekuilibrium. Gambar 2.11 kurva distribusi air di akuifer homogen dan Gambar 2.12 kurva distribusi air di akuifer berlapis.



Gambar 2.10 Distribusi tekanan di air tanah statis



Gambar 2.11 Distribusi air tipikal saat keadaan ekuilibrium di atas muka air tanah akuifer homogen



Gambar 2.12 Distribusi air saat keadaan ekuilibrium di atas muka air tanah akuifer berlapis

### 2.7.4 Specific yield dan apparent specific yield

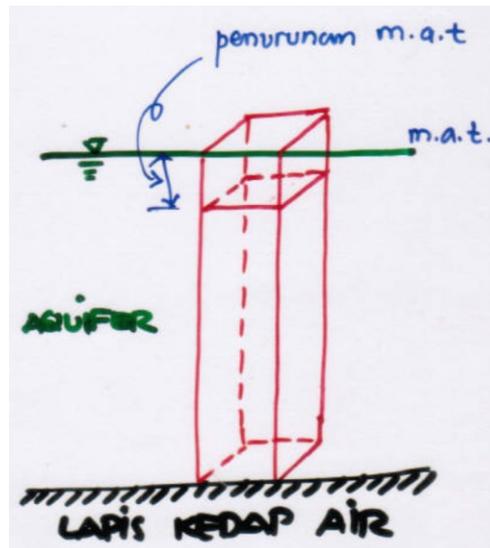
*Specific yield* merupakan parameter praktis untuk menunjukkan karakteristik kapasitas tampungan akuifer muka air bebas.

$$S_y = n - S_r \tag{2.20}$$

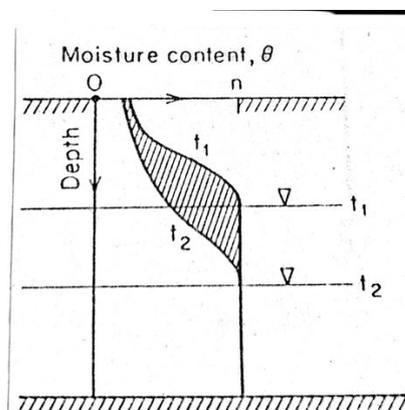
Dalam persamaan di atas,  $S_y$  adalah *specific yield* yang diartikan sebagai rasio antara volume yang dapat diambil dan volume *bulk* suatu medium. Ini dikenal pula sebagai porositas efektif.

*Apparent specific yield*,  $S_{ya}$ , didefinisikan sebagai rasio antara volume air yang ditambahkan atau diambil langsung dari akuifer jenuh yang mengakibatkan perubahan volume akuifer di bawah muka air tanah. Karena  $S_{ya}$  bergantung pada faktor-faktor selain sifat fisis medium porus, maka nilai  $S_{ya}$  tidak berkaitan dengan  $S_y$ . Namun, nilai maksimum  $S_{ya}$  adalah  $S_y$ . Untuk keperluan praktis, nilai  $S_{ya}$  didekati dengan nilai  $S_y$ .

*Specific yield*,  $S_y$ , didefinisikan pula sebagai volume air yang dikeluarkan dari tampungan akuifer muka air bebas per satuan luas akuifer per satuan penurunan muka air (Gambar 2.13).



Gambar 2.13 Skema tampungan akuifer muka air bebas



Gambar 2.14 Konsep specific yield ditinjau sebagai profil kadar air di atas muka air tanah

Gambar 2.14 menampilkan letak muka air tanah dan profil vertikal kadar air tanah sebagai fungsi kedalaman di zona tak jenuh pada waktu  $t_1$  dan  $t_2$ . Bagian yang diarsir menunjukkan volume air yang keluar dari tampungan di suatu kolom per satuan luas. Jika muka air turun satu satuan kedalaman, maka bagian yang diarsir menunjukkan *specific yield*. *Specific yield* akuifer muka air bebas jauh lebih besar daripada koefisien tampungan akuifer terkekang. Nilai  $S_y$  lazimnya berkisar 0.01–0.03. Nilai  $S_y$  yang lebih tinggi di akuifer muka air bebas daripada di akuifer terkekang menunjukkan kenyataan bahwa air yang keluar dari tampungan akuifer muka air bebas merupakan air yang keluar sesungguhnya dari pori. Air yang keluar dari tampungan akuifer terkekang hanya merupakan efek sekunder berkembangnya air dan pemadatan akuifer yang disebabkan oleh perubahan tekanan air.

## 2.8 Tampungan Akuifer Terkekang

Air yang keluar dari tampungan akuifer terkekang tidak berasal dari pori seperti dalam kasus akuifer muka air bebas. Air keluar dari atau masuk ke tampungan akuifer terkekang sebagai akibat perubahan volume pori (kompresibilitas akuifer) dan perubahan rapat massa air (berkaitan dengan perubahan tekanan air dalam pori).

Hitungan aliran air tanah, utamanya aliran air tanah permanen (*steady flow*), memerlukan pengenalan terhadap konsep kompresibilitas. Kompresibilitas adalah suatu sifat batuan yang menunjukkan perubahan volume atau regangan dalam batuan akibat tegangan.

### 2.8.1 Kompresibilitas air

Tegangan bekerja di air melalui tekanan air. Suatu peningkatan tekanan sebesar  $d\rho$  mengakibatkan penurunan volume  $dV_w$  suatu massa air. Kompresibilitas air,  $\beta$ , didefinisikan sebagai berikut.

$$\beta = \frac{-dV_w/V_w}{dp} \quad (2.21)$$

Tanda negatif diperlukan agar  $\beta$  berupa bilangan positif. Persamaan 2.21 menunjukkan suatu hubungan elastis linear antara regangan volumetrik,  $dV_w/V_w$ , dan tegangan yang bekerja di air akibat perubahan tekanan,  $d\rho$ . Kompresibilitas,  $\beta$ , dengan demikian adalah kemiringan garis yang menghubungkan regangan dan tegangan air. Kemiringan ini tidak berubah (konstan) di seluruh rentang tekanan. Temperatur memiliki pengaruh kecil terhadap  $\beta$ , sehingga untuk keperluan praktis,  $\beta$  dianggap konstan. Jika data tidak tersedia, maka  $\beta = 4.8 \times 10^{-10} \text{ cm}^2/\text{dyne}$ .

Untuk suatu massa air tertentu, persamaan 2.21 dapat dituliskan dalam bentuk

$$\beta = \frac{-d\rho/\rho}{dp} \quad (2.22)$$

Dalam persamaan itu,  $\rho$  adalah rapat massa air.

Dengan mengintegrasikan persamaan 2.22, diperoleh persamaan berikut.

$$\rho = \rho_0 \exp[\beta(p - p_0)] \quad (2.23)$$

Dalam persamaan di atas,  $\rho_0$  adalah rapat massa air di tekanan  $p_0$ . Untuk tekanan  $p_0$  atmosferis, maka persamaan 2.23 dapat dituliskan dalam tekanan barometrik.

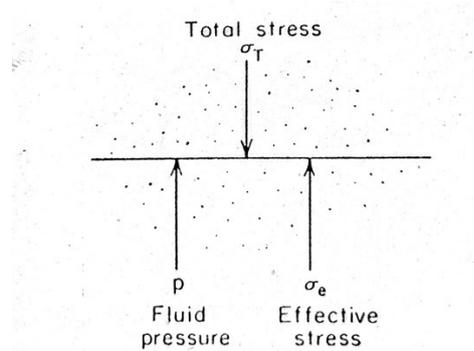
$$\rho = \rho_0 \exp(\beta p) = \rho_0 e^{\beta p} \quad (2.24)$$

Untuk fluida tak mampat,  $\beta = 0$  dan  $\rho = \rho_0 = \text{konstan}$ .

## 2.8.2 Tegangan efektif

Perubahan volume tanah terjadi melalui tiga mekanisme, yaitu (1) pemadatan air dalam pori, (2) pemadatan butir-butir tanah, dan (3) penyusunan butir-butir tanah menjadi konfigurasi yang kompak. Mekanisme pertama telah dipaparkan di seksi sebelum seksi ini. Mekanisme kedua dapat diabaikan. Untuk membahas mekanisme ketiga, diperlukan bahasan tentang tegangan efektif.

Ditinjau suatu bidang sembarang di suatu lapis tanah jenuh di suatu kedalaman di bawah muka tanah, yang di tempat itu terdapat keseimbangan tegangan (Gambar 2.15).



Gambar 2.15 Tegangan total, tegangan efektif, dan tekanan air di suatu bidang di lapis tanah jenuh

Tegangan total,  $\sigma_T$ , diakibatkan oleh berat tanah dan air. Tegangan ini sebagian didukung oleh butir-butir tanah dan sebagian yang lain oleh tekanan air,  $p$ , dalam pori. Bagian tegangan yang tidak didukung oleh air dinamai tegangan efektif,  $\sigma_e$ . Tegangan inilah yang sebenarnya bekerja di butir-butir tanah. Penyusunan kembali butir-butir dan pemadatan yang ditimbulkannya merupakan akibat perubahan tegangan efektif, bukan karena perubahan tegangan total.

$$\sigma_T = \sigma_e + p \quad (2.25)$$

Persamaan di atas dapat dinyatakan dalam bentuk perubahan tegangan.

$$d\sigma_T = d\sigma_e + dp \quad (2.26)$$

Banyak permasalahan aliran air tanah tak permanen (*unsteady flow*) tidak menyangkut perubahan tegangan total. Berat beban tanah dan air di tiap titik di domain tinjauan sering kali konstan sepanjang waktu. Dalam hal seperti itu,  $d\sigma_T = 0$  dan  $d\sigma_e = -dp$ . Karena  $p = \rho g h_p$ ,  $h_p = h - z$ , dan  $z = \text{konstan}$  di titik yang ditinjau, maka

$$d\sigma_e = -\rho g dh_p = -\rho g dh \quad (2.27)$$

### 2.8.3 Kompresibilitas tanah

Kompresibilitas tanah dinyatakan dalam persamaan berikut

$$\alpha = \frac{-dV_T/V_T}{d\sigma_e} \quad (2.28)$$

Dalam persamaan itu,  $V_T$  adalah volume total massa tanah,  $dV_e$  adalah perubahan tegangan efektif.

### 2.8.4 Koefisien tumpangan akuifer terkekang

Koefisien tumpangan akuifer terkekang dinyatakan dalam persamaan berikut

$$S = S_s b \quad (2.29)$$

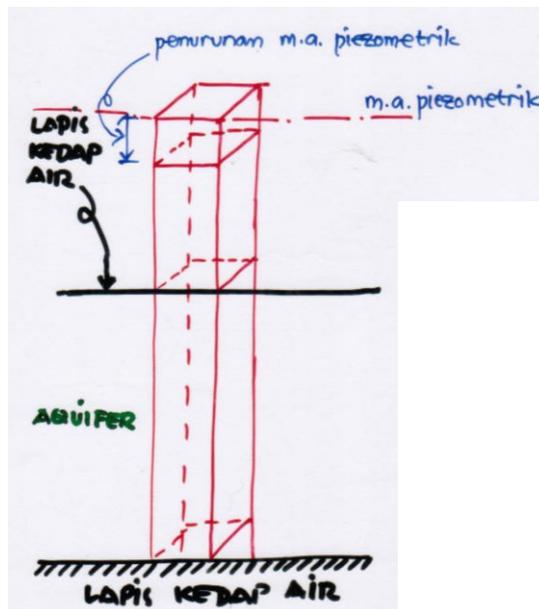
Dalam persamaan itu,  $S_s$  adalah *specific storage* dan  $b$  adalah tebal akuifer terkekang.

*Specific storage*,  $S_s$ , akuifer terkekang didefinisikan sebagai volume air yang dikeluarkan oleh akuifer dari tumpangan untuk tiap satu satuan penurunan tinggi hidraulik.

$$S_s = \rho g(\alpha + n\beta) \quad (2.30a)$$

$$S = \rho g b(\alpha + n\beta) \quad (2.30b)$$

Koefisien tumpangan akuifer terkekang dapat didefinisikan sebagai volume air yang dikeluarkan oleh akuifer dari tumpangan tiap satu satuan luas permukaan tiap penurunan satu satuan komponen tinggi hidraulik tegak lurus permukaan. Gambar 2.16 menampilkan skema akuifer terkekang yang menunjukkan koefisien tumpangan akuifer terkekang.



Gambar 2.16 Skema tumpangan akuifer terkekang

**Contoh kasus.** Volume rerata akuifer terkekang per kilometer persegi adalah  $3 \times 10^{-7}$  meter kubik. Koefisien tumpangan yang diperoleh dari uji pemompaan di suatu lokasi yang memiliki tebal akuifer 50 meter adalah  $3.4 \times 10^{-3}$ . Perkirakanlah volume air yang dapat diperoleh tiap

kilometer persegi dengan cara mengurangi tinggi tekanan di akuifer sebesar 25 meter. Dianggap tidak ada imbuan.

**Penyelesaian.** Dalam kasus, diketahui  $S = 3.4 \times 10^{-3}$  dan  $S_s = 3.4 \times 10^{-3}/50 = 6.8 \times 10^{-5}/m$ .  $S_s$  adalah volume air yang keluar dari akuifer per satuan volume akuifer untuk tiap satu satuan perubahan tinggi hidraulik. Dengan demikian, volume air yang diperoleh per kilometer persegi dari pengurangan tinggi hidraulika 25 meter adalah  $6.8 \times 10^{-5} \times 3 \times 10^{-7} \times 25 = 5.1 \times 10^4$  meter kubik.

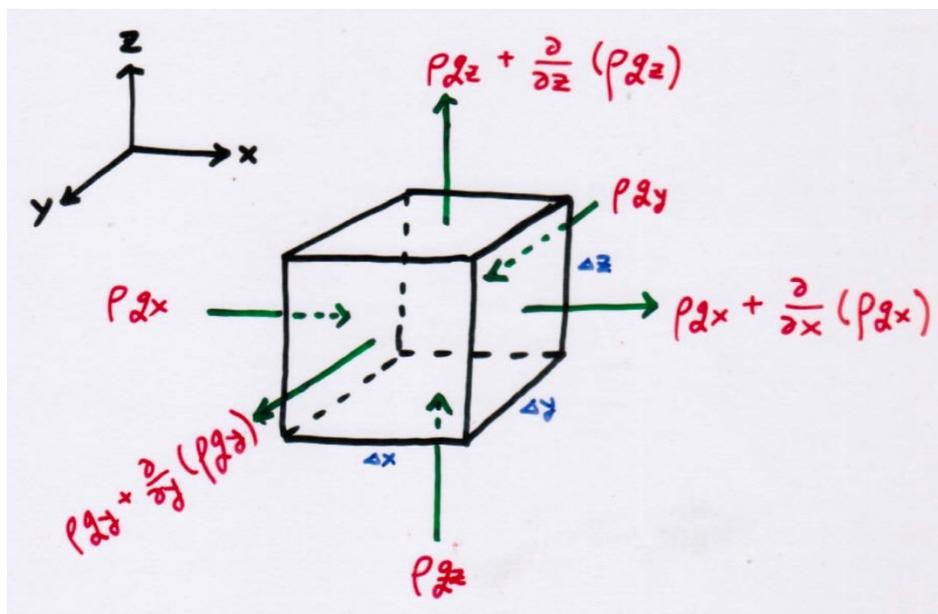
**Catatan.** Apabila kita menganggap bahwa  $S = 3.4 \times 10^{-3}$  berlaku di seluruh akuifer, maka jumlah air yang diperoleh adalah  $3.4 \times 10^{-3} \times 1 \text{ km}^2 \times 25 = 8.5 \times 10^4$  meter kubik. Ini merupakan perkiraan yang salah karena pengaruh tebal akuifer terhadap koefisien tampungan tidak diperhatikan, yaitu dengan menganggap tebal rerata akuifer 30 meter. Apabila dianggap bahwa porositas adalah 30%, maka volume air dalam akuifer per kilometer persegi adalah  $9 \times 10^6$  meter kubik dan jumlah air yang diperoleh hanya  $(5.1 \times 10^4)/(9 \times 10^6)$  atau 0.57 persen volume air yang dikandung dalam void.

### 3 Persamaan Dasar Aliran Air Tanah

#### 3.1 Aliran Air Tanah di Akuifer Terkekang

Persamaan aliran air tanah dalam bentuk persamaan diferensial dapat diperoleh dengan menggabungkan persamaan Darcy dan prinsip keseimbangan massa air. Keseimbangan massa air mencakup *inflow*, *outflow*, dan perubahan tampungan.

Ditinjau suatu volume kontrol berbentuk kubus seperti ditampilkan dalam Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Volume kontrol untuk mengilustrasikan imbalan massa air

Selisih antara *outflow* dan *inflow* ke arah  $x$  adalah

$$O - I = (\rho Q)_{\Delta x} - (\rho Q)_{0x} \tag{3.1}$$

Demikian pula untuk arah  $y$  dan  $z$ . Apabila  $\Delta x$  sangat kecil, maka fluks di bidang  $x = \Delta x$  dapat dinyatakan sebagai fluks di bidang  $x = 0x$  dalam bentuk deret Taylor.

$$(\rho Q)_{\Delta h} = (\rho Q)_{0x} + \frac{\partial}{\partial x}(\rho Q)_{\Delta x} + O(\Delta x^2 \dots) \quad (3.2)$$

Suku terakhir di kanan tanda kesamaan dapat diabaikan. Mengingat persamaan 3.2, maka persamaan 3.1 dapat dituliskan sebagai berikut

$$0 - I = \frac{\partial}{\partial x}(\rho Q)_{\Delta x} \quad (3.3)$$

Dari persamaan Darcy, diketahui bahwa  $Q$  adalah kecepatan Darcy dikalikan luas bidang aliran.

$$Q_x = q_x \Delta y \Delta z, \quad Q_y = q_y \Delta x \Delta z, \quad Q_z = q_z \Delta x \Delta y \quad (3.4)$$

*Outflow* total dikurangi *inflow* total adalah

$$0 - I = \left[ \frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho q_z) \right] \Delta x \Delta y \Delta z \quad (3.5)$$

*Outflow* neto seperti dinyatakan dalam persamaan 3.5 haruslah sama dengan laju perubahan massa,  $M$ , dalam volume kontrol.

$$\left[ \frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho q_z) \right] \Delta x \Delta y \Delta z = - \frac{\partial M}{\partial t} \quad (3.6)$$

Laju perubahan massa dalam volume kontrol per satuan waktu adalah

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}(\rho n \Delta x \Delta y \Delta z) \quad (3.7)$$

Persamaan 3.6 dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho q_z) = \frac{\partial}{\partial t}(\rho n) = n \frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial n}{\partial t} \quad (3.8)$$

$n \partial \rho / \partial t$  adalah perubahan massa air akibat air berkembang karena perubahan rapat massa air (bergantung pada kompresibilitas air,  $\beta$ ).  $\rho \partial n / \partial t$  adalah perubahan massa air akibat tanah yang ditunjukkan oleh perubahan porositas (bergantung pada kompresibilitas akuifer,  $\alpha$ ). Perubahan  $\rho$  dan  $n$  adalah akibat perubahan tinggi hidraulik,  $h$ . Perubahan volume air yang dihasilkan oleh perubahan  $\rho$  dan  $n$  untuk tiap penurunan satu satuan  $h$  adalah *specific storage*,  $S_s$ , yang memiliki persamaan  $S_s = \rho g(\alpha + n\beta)$ . Jadi, laju perubahan massa air adalah  $\rho S_s \partial h / \partial t$ . Dengan demikian, persamaan 3.8 dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho q_z) = \frac{\partial}{\partial t}(\rho n) = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.9)$$

Perlu diingat bahwa

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho q_x) = \rho \frac{\partial q_x}{\partial x} + q_x \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

$$\mapsto \rho \frac{\partial q_x}{\partial x} \gg q_x \frac{\partial \rho}{\partial x} \Rightarrow q_x \frac{\partial \rho}{\partial x} \text{ diabaikan}$$

Dari persamaan Darcy

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

Persamaan 3.9, dengan demikian, dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.10)$$

Persamaan 3.10 adalah persamaan diferensial parsial linear aliran air tanah tak permanen di tanah jenuh, heterogen, dan anisotropis. Pemilihan sumbu koordinat dalam penerapan persamaan 3.10 haruslah sedemikian hingga sumbu-sumbu kolinear terhadap arah utama konduktivitas hidraulik,  $K$ . Untuk akuifer homogen-anisotropis, persamaan aliran air adalah

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.11)$$

Untuk akuifer isotropis,  $K_x = K_y = K_z = K$ . Persamaan aliran air di akuifer isotropis adalah

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.12)$$

Pemilihan sumbu koordinat dalam penerapan persamaan 3.12 tidak bergantung pada arah utama konduktivitas hidraulik. Apabila akuifer isotropis memiliki tebal seragam dan konstan, maka persamaan aliran di akuifer isotropis adalah

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.13)$$

Dalam persamaan di atas,  $S$  adalah koefisien tampungan (*storage coefficient*),  $S = S_s b$ . Mengingat  $T = bK$ , maka

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.14)$$

Seringkali, *drawdown*,  $s = h_0 - h$ ,  $h_0$  adalah tinggi piezometris referensi, dipakai sebagai pengganti  $h$ , sehingga persamaan 3.14 menjadi

$$\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial s}{\partial t} \quad (3.15)$$

Aliran air tanah sering terjadi dalam kasus *recharge* sama dengan, atau setidaknya mendekati, *outflow*. Dalam hal ini, tidak ada perubahan tampungan dan tinggi piezometrik tidak berubah terhadap waktu. Dari sini, diperoleh

$$\frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = 0 \quad (3.16)$$

Persamaan 3.16 dikenal sebagai persamaan Laplace yang merupakan persamaan aliran air tanah permanen di akuifer terkekang.

### 3.2 Aliran Air Tanah di Akuifer Muka Air Bebas

Air yang keluar dari tampungan akuifer muka air bebas adalah akibat air yang keluar dari pori, kompresibilitas air, dan kompresibilitas medium (tanah). Dua proses terakhir dapat diabaikan mengingat kontribusinya yang kecil dibandingkan dengan proses yang pertama. Di akuifer muka air bebas, tinggi hidraulik,  $h$ , tidak lain adalah tempat kedudukan muka air. Pada dasarnya, tempat kedudukan muka air terhadap ruang dan waktu dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \tag{3.17}$$

Tidak seperti persamaan aliran air tanah di akuifer terkekang, suku di kanan tanda kesamaan .

Penyelesaian persamaan 3.17 sangat sulit karena tempat kedudukan muka air adalah hasil penyelesaian persamaan itu, namun di sisi lain, tempat kedudukan muka air harus diketahui sebelumnya untuk menentukan domain aliran.

#### 3.2.1 Persamaan Dupuit-Forcheimer

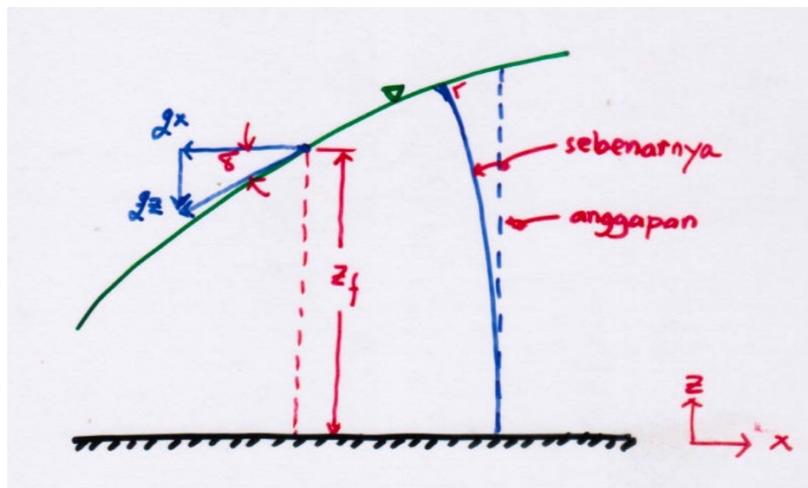
Persamaan Dupuit-Forcheimer tentang aliran air tanah di akuifer muka air bebas adalah

$$Q = -Kh \frac{dh}{dx} \tag{3.18}$$

Asumsi yang dipakai dalam persamaan di atas adalah

- a. garis aliran horizontal dan garis ekuipotensial vertikal;
- b. gradien hidraulik sama dengan kemiringan muka air dan konstan di seluruh kedalaman.

Gambar 3.2 menampilkan skematisasi aliran air tanah di akuifer muka air bebas menurut persamaan Dupuit-Forcheimer.



Gambar 3.2 Aliran air tanah di akuifer muka air bebas menurut persamaan Dupuit-Forcheimer

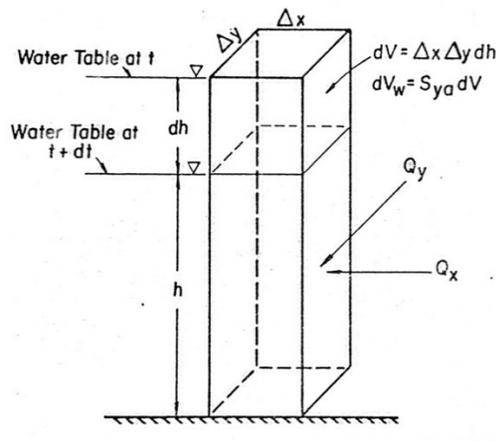
### 3.2.2 Persamaan Boussinesq

Karena perubahan rapat massa kurang penting dalam kasus akuifer muka air bebas, maka imbangannya dapat didekati dengan imbangannya volume.

$$\begin{aligned} \text{Fluks netto arah } x &= -\frac{\partial}{\partial x}(hq_x)\Delta x\Delta y\Delta z \\ \text{Fluks netto arah } y &= -\frac{\partial}{\partial y}(hq_y)\Delta x\Delta y\Delta z \\ \text{Laju outflow netto} = \text{laju perubahan tampungan} &= \frac{dV_w}{dt} \end{aligned}$$

Dengan demikian,

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial x}(hq_x)\Delta x\Delta y - \frac{\partial}{\partial y}(hq_y)\Delta x\Delta y &= S_y \frac{\partial h}{\partial t} \Delta x\Delta y \\ \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y}\right) &= S_y \frac{\partial h}{\partial t} \end{aligned} \tag{3.19}$$



Gambar 3.3 Volume kontrol aliran air tanah di akuifer muka air bebas

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(h \frac{\partial h}{\partial y}\right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \tag{3.20}$$

Persamaan 3.20 adalah persamaan aliran air tanah di akuifer muka air bebas menurut Boussinesq. Persamaan itu adalah persamaan nonlinear.

### 3.3 Aliran Air Tanah dan Akresi

Aliran atau rembesan melalui *aquitard* di atas atau di bawah akuifer sering memiliki pengaruh dalam kasus akuifer terkekang. Untuk akuifer muka air bebas, akresi ke atau deplesi dari akuifer terjadi akibat imbunan (*recharge*) atau evapotranspirasi. Untuk melihat pengaruh akresi, maka ditinjau suatu aliran di akuifer terkekang homogen-isotropis dan ada rembesan melalui *aquitard* atas (Gambar 3.4). Suatu cara pendekatan praktis adalah dengan menganggap seluruh aliran berarah horizontal dan dengan memperhitungkan rembesan melalui *aquitard* dalam analisis imbangannya di volume kontrol yang merentang dari dasar akuifer ke *aquitard*. Dengan caya yang

sama dengan cara sebelumnya, imbangan massa di volume kontrol memberikan hubungan berikut.

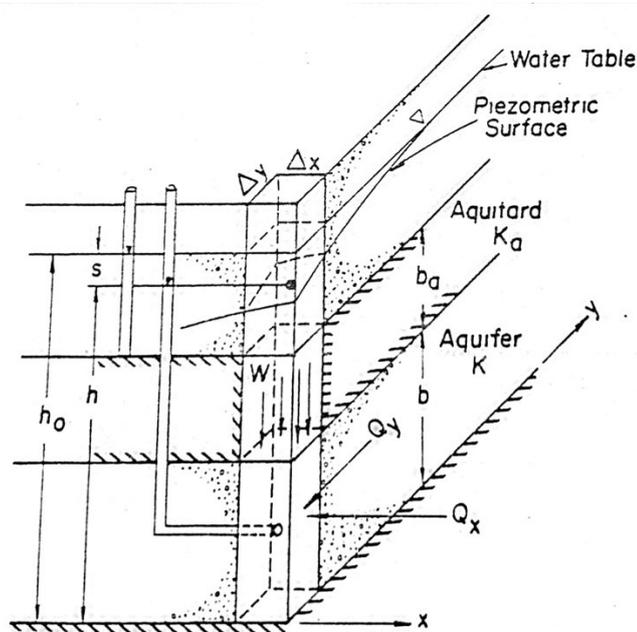
$$-\frac{\partial Q_x}{\partial x} \Delta x - \frac{\partial Q_y}{\partial y} \Delta y + W \Delta x \Delta y = S \frac{\partial h}{\partial t} \Delta x \Delta y \quad (3.21)$$

Dengan mengingat persamaan Darcy, maka persamaan 3.21 dapat dituliskan sebagai berikut.

$$-\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{W}{bK} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.22)$$

Perkolasi vertikal,  $W$ , adalah debit (skalar) per satuan luas, yang bernilai positif untuk akresi dan bernilai negatif untuk deplesi. Nilai  $W$  dapat dihitung dengan persamaan Darcy dengan mengabaikan perubahan tampang dalam *aquitard*.

$$W = K_a \frac{(h_0 - h)}{b_a} \quad (3.23)$$



Gambar 3.4 Volume kontrol aliran air tanah di akuifer terkekang dan rembesan melalui aquitard

Substitusi persamaan 3.23 ke persamaan 3.22 menghasilkan

$$-\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{K_a (h_0 - h)}{K b b_a} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.24)$$

Dengan mengenalkan faktor rembesan (*leakage factor*),  $l_f$  yang didefinisikan sebagai

$$l_f = \left( \frac{K b b_a}{K_a} \right)^{1/2} \quad (3.25)$$

maka persamaan 3.24 menjadi

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{(h_0 - h)}{l_f^2} = \frac{S}{bK} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.26)$$

Dengan cara serupa, maka persamaan aliran yang mengalami akresi dalam akuifer muka air bebas adalah

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{W}{K} = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.27)$$

## 4 Pemompaan Air Tanah

## 5 Intrusi Air Laut ke Air Tanah