



# Sifat Hidrogeologi Material Bumi dan Prinsip Aliran Air Tanah

William W. Woessner dan Eileen P. Poeter  
Penerjemah: Wahdan Achmad Syaehuddin

*Sifat Hidrogeologi Material Bumi  
dan Prinsip Aliran Air Tanah*

*The Groundwater Project*

*William W. Woessner*

*Emeritus Regents' Professor of Hydrogeology*

*University of Montana*

*Missoula, Montana, USA*

*Eileen P. Poeter*

*Emeritus Professor of Geological Engineering*

*Colorado School of Mines*

*Golden, Colorado, USA*

Penerjemah: Wahdan Achmad Syaehuddin

*Sifat Hidrogeologi Material Bumi  
dan Prinsip Aliran Air Tanah*

*The Groundwater Project  
Guelph, Ontario, Canada*

Semua hak terlindungi. Publikasi ini dilindungi oleh hak cipta. Tidak ada bagian dari buku ini yang boleh direproduksi dalam bentuk apapun atau dengan cara apapun tanpa izin tertulis dari penulis (untuk meminta izin hubungi: [permissions@gw-project.org](mailto:permissions@gw-project.org)). Distribusi dan reproduksi komersial sangat dilarang.

Karya-karya GW Project dapat diunduh secara gratis dari [gw-project.org](http://gw-project.org). Siapapun boleh menggunakan dan membagikan tautan [gw-project.org](http://gw-project.org) untuk mengunduh karya GW Project. Tidak diperbolehkan menyediakan dokumen Proyek GW di situs lain atau mengirimkan salinan dokumen tersebut secara langsung kepada orang lain.

Hak cipta © 2020 William W. Woessner, Eileen P. Poeter (Penulis)

Diterbitkan oleh the Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, 2020.

Woessner, William W.

Hydrogeologic properties of earth materials and principles of groundwater flow / William W. Woessner, Eileen P. Poeter - Guelph, Ontario, Canada, 2020.

221 p. ISBN: 978-1-77470-138-6

Sifat Hidrogeologi Material Bumi dan Prinsip Aliran Air Tanah/ William W. Woessner dan Eileen P. Poeter – Guelph, Ontario, Canada, 2020. Diterjemahkan oleh Wahdan Achmad Syaehuddin, 2024, 201 halaman. ISBN: 978-1-77470-138-6

Dana dapat mendaftar pada milis the Groundwater Project dan . When you sign up to our email list it helps us build a global groundwater community. [Sign-up](#).

**Sitasi:** Woessner, William W. dan Eileen P. Poeter 2020, [Hydrogeologic Properties of Earth Materials dan Principles of Groundwater Flow](#). The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada.



*Editor Domain:* John Cherry dan Eileen Poeter

*Dewan:* John Cherry, Stephen Moran, Everton de Oliveira dan Eileen Poeter

*Komite Pengarah:* John Cherry, Allan Freeze, Paul Hsieh, Ineke Kalwij, Douglas Mackay, Stephen Moran, Everton de Oliveira, Beth Parker, Eileen Poeter, Ying Fan, Warren Wood, dan Yan Zheng.

*Gambar Sampul:* Woessner

*Penerjemah:* Wahdan Achmad Syaehuddin

The Groundwater Project relies on private funding for book production and management of the Project.

Please consider sponsoring the Groundwater Project so that our books will continue to be freely available. <https://gw-project.org/donate/>

Thank you.

## Persembahan

Kami mempersembahkan buku ini untuk semua orang yang ingin mempelajari dan secara bebas menyebarkan pengetahuannya tentang air tanah.

# Daftar Isi

<b>PERSEMBAHAN</b> .....	<b>V</b>
<b>DAFTAR ISI</b> .....	<b>VI</b>
<b>KATA PENGANTAR THE GROUNDWATER PROJECT</b> .....	<b>IX</b>
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	<b>X</b>
<b>PENGANTAR</b> .....	<b>XI</b>
<b>UCAPAN TERIMA KASIH</b> .....	<b>XII</b>
<b>1 PENDAHULUAN</b> .....	<b>1</b>
<b>2 MENDEFINISIKAN AIR TANAH</b> .....	<b>3</b>
<b>3 KEBERADAAN AIR TANAH PADA MATERIAL BUMI</b> .....	<b>7</b>
<i>Media Berpori</i> .....	7
<i>Skala Sampel Representatif</i> .....	7
3.1 POROSITAS TOTAL .....	10
<i>Mengukur Porositas</i> .....	11
<i>Nilai Porositas Total</i> .....	12
3.2 POROSITAS EFEKTIF.....	13
<i>Mengukur Porositas Efektif</i> .....	14
<i>Nilai Porositas Efektif</i> .....	16
3.3 POROSITAS PRIMER DAN SEKUNDER.....	17
<i>Porositas Primer</i> .....	17
<i>Porositas Sekunder</i> .....	19
3.4 RASIO RONGGA.....	22
3.5 KADAR KELEMBABAN VOLUMETRIK.....	22
3.6 SPECIFIC YIELD DAN RETENSI SPESIFIK.....	23
3.7 KETERKAITAN POROSITAS EFEKTIF, <i>SPECIFIC YIELD</i> DAN RETENSI SPESIFIK.....	26
<b>4 HUKUM DARCY, TINGGI, GRADIEN DAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK</b> .....	<b>28</b>
4.1 HUKUM DARCY .....	28
<i>Debit Spesifik</i> .....	30
<i>Kecepatan Linier Rata-rata</i> .....	31
4.2 TINGGI HIDROLIK .....	33
<i>Mewakili Distribusi Tinggi Hidraulik</i> .....	36
4.3 GRADIEN HIDROLIK .....	40
<i>Perubahan Transien pada Gradien</i> .....	43
4.4 KONDUKTIVITAS HIDROLIK.....	44
<i>Permeabilitas Intrinsik</i> .....	44
<i>Sifat-sifat Fluida</i> .....	46
4.5 PENERAPAN HUKUM DARCY.....	48
4.6 INVESTIGASI LEBIH LANJUT HUKUM DARCY, TINGGI, GRADIEN DAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK .....	50
<b>5 NILAI KONDUKTIVITAS HIDROLIK</b> .....	<b>51</b>
5.1 KONDISI YANG MEMPENGARUHI NILAI KONDUKTIVITAS HIDROLIK .....	52
<i>Konduktivitas Hidrolik Primer dan Sekunder</i> .....	53
5.2 METODE UNTUK MEMPERKIRAKAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK.....	54
5.3 NILAI KONDUKTIVITAS HIDROLIK MATERIAL BUMI .....	54
5.4 VARIASI SPASIAL DAN ARAH KONDUKTIVITAS HIDROLIK .....	55
5.5 KONDUKTIVITAS HIDROLIK MATERIAL HOMOGEN DAN HETEROGEN .....	59

	<i>Konduktivitas Hidrolik Ekuivalen</i> .....	59
5.6	KONDUKTIVITAS HIDROLIK PADA BATUAN RETAK.....	63
<b>6</b>	<b>AKUIFER DAN SIFAT AKUIFER</b> .....	<b>67</b>
6.1	AKUIFER TAK TERTEKAN.....	68
6.2	AKUIFER BERTENGGER.....	69
6.3	AKUIFER TERTEKAN.....	70
6.4	SIFAT AKUIFER DAN UNIT PEMBATA.....	72
	<i>Transmisivitas</i> .....	72
	<i>Storativitas</i> .....	74
<b>7</b>	<b>PERSAMAAN ALIRAN AIR TANAH</b> .....	<b>79</b>
7.1	DASAR PENGEMBANGAN PERSAMAAN ALIRAN.....	80
7.2	PERSAMAAN YANG MENGATUR ALIRAN AIR TANAH TRANSIEN TERTEKAN.....	81
	<i>Aliran Satu Dimensi</i> .....	81
	<i>Aliran Tiga Dimensi</i> .....	84
7.3	PERSAMAAN YANG MENGATUR ALIRAN AIR TANAH TAK TERTEKAN.....	86
7.4	PERSAMAAN KEADAAN TUNAK MENJELASKAN ALIRAN TERTEKAN DAN TAK TERTEKAN.....	87
7.5	MENERAPKAN PERSAMAAN PENGATUR.....	88
	<i>Peran Neraca Air dalam Perumusan Model</i> .....	88
	<i>Masalah Nilai Batas</i> .....	91
	<i>Metode untuk Mengatasi Masalah Air Tanah</i> .....	91
	<i>Kondisi Batas</i> .....	92
	<i>Penerapan Persamaan Aliran (Aliran Akuifer Tak Tertekan Antar Badan Air)</i> .....	93
	<i>Contoh Penerapan Numerik Persamaan Aliran pada Masalah Pengurusan</i> .....	96
<b>8</b>	<b>MENGINTERPRETASIKAN ALIRAN AIR TANAH</b> .....	<b>99</b>
8.1	MEMETAKAN DISTRIBUSI TINGGI.....	100
8.2	MENENTUKAN ARAH ALIRAN AIR TANAH.....	103
	<i>Gradien dan Arah Aliran pada Material Isotropik</i> .....	105
	<i>Arah Aliran pada Material Anisotropik</i> .....	106
	<i>Arah Aliran pada Antarmuka Konduktivitas Hidrolik yang Berbeda</i> .....	108
8.3	PENGARUH KONDISI BATAS.....	109
	<i>Batas Fisik</i> .....	109
	<i>Batasan pada Fitur Bawah Permukaan</i> .....	110
	<i>Batas Hidrolik</i> .....	112
	<i>Sistem Aliran dengan Batas Jauh</i> .....	113
8.4	ANALISIS SISTEM ALIRAN AIR TANAH.....	114
	<i>Pengembangan Peta Potensiometri dan Penampang Lintas</i> .....	114
	<i>Menyatukan Konsep</i> .....	122
8.5	CONTOH SISTEM ALIRAN.....	123
	<i>Akuifer Dataran Tinggi di Wyoming, AS</i> .....	123
	<i>Akuifer Pasir Memphis, Memphis Tennessee, AS</i> .....	124
	<i>Akuifer Tak Tertekan di East Helena, Montana, AS</i> .....	126
	<i>Ringkasan Contoh Sistem Aliran</i> .....	127
<b>9</b>	<b>KESIMPULAN</b> .....	<b>128</b>
<b>10</b>	<b>LATIHAN</b>	<b>129</b>
<b>11</b>	<b>REFERENSI</b> .....	<b>137</b>
<b>12</b>	<b>BOKS</b>	<b>142</b>
	<i>Boks 1 Massa Jenis Mineral Umum, Jenis Batuan dan Tanah</i> .....	142
	<i>Boks 2 Menganalisis Distribusi Ukuran Butir</i> .....	143

<i>Boks 3 Landasan Pemahaman Tinggi Hidrolik dan Potensial Gaya</i> .....	147
<i>Boks 4 Metode untuk Memperkirakan Konduktivitas Hidrolik</i> .....	154
<i>Boks 5 Derivasi Persamaan untuk K Ekuivalen dan Aplikasi 4 Lapis</i> .....	166
<i>Boks 6 Menambahkan Imbuhan ke Sistem Akuifer Tak Tertekan</i> .....	170
<i>Boks 7 Transformasi Sumbu untuk Aliran 2-D dalam Medium Anisotropik</i> .....	174
<i>Boks 8 Menurunkan Hukum Tangen Refraksi</i> .....	176
<b>13 SOLUSI LATIHAN</b> .....	<b>179</b>
<i>Solusi untuk Latihan 1</i> .....	179
<i>Solusi untuk Latihan 2</i> .....	183
<i>Solusi untuk Latihan 3</i> .....	184
<i>Solusi untuk Latihan 4</i> .....	185
<i>Solusi untuk Latihan 5</i> .....	187
<i>Solusi untuk Latihan 6</i> .....	189
<i>Solusi untuk Latihan 7</i> .....	195
<i>Solusi untuk Latihan 8</i> .....	196
<i>Solusi untuk Latihan 9</i> .....	197
<i>Solusi untuk Latihan 10</i> .....	198
<i>Solusi untuk Latihan 11</i> .....	199
<i>Solusi untuk Latihan 12</i> .....	200
<i>Solusi untuk Latihan 13</i> .....	201
<i>Solusi untuk Latihan 14</i> .....	202
<i>Solusi untuk Latihan 15</i> .....	204
<i>Solusi untuk Latihan 16</i> .....	207
<b>TENTANG PENULIS</b> .....	<b>208</b>
<b>TENTANG PENERJEMAH</b> .....	<b>210</b>

## Kata Pengantar The Groundwater Project

Anggota dan Mitra Perairan PBB (*The United Nations Water Members dan Partners*) menetapkan tema tahunan mereka beberapa tahun lebih awal. Tema Hari Air Sedunia (*World Water Day*) pada 22 Maret 2022 adalah “Air Tanah: membuat yang tak terlihat menjadi terlihat.” (*Groundwater: making the invisible visible*). Tema ini sangat tepat untuk debut buku pertama Groundwater Project (GW-Project) di tahun 2020, yang bertujuan membuat air tanah lebih ‘terlihat’ oleh publik.

GW-Project, sebuah organisasi nirlaba yang terdaftar di Kanada pada tahun 2019, berkomitmen untuk berkontribusi pada kemajuan pendidikan dan membawa pendekatan baru dalam penciptaan dan penyebaran pengetahuan untuk memahami dan memecahkan masalah. GW-Project mengoperasikan situs <https://gw-project.org/> sebagai platform global untuk demokratisasi pengetahuan air tanah dan didasarkan pada prinsip bahwa:

*“Pengetahuan semestinya bebas dan pengetahuan terbaik adalah pengetahuan yang bebas.”*

*Anonim*

Misi GW-Project adalah untuk menyediakan materi edukatif yang mudah diakses, menarik, berkualitas tinggi, secara gratis dan daring dalam banyak bahasa, kepada semua orang yang ingin belajar tentang air tanah dan memahami bagaimana air tanah berhubungan dengan, dan menopang, sistem ekologi dan kemanusiaan. Ini adalah jenis baru dari upaya pendidikan global yang didasarkan pada kesukarelaan para profesional dari berbagai disiplin ilmu dan termasuk di dalamnya, akademisi, konsultan, dan pensiunan. GW-Project melibatkan ratusan sukarelawan yang terasosiasi dalam lebih dari 200 organisasi dari lebih dari 14 negara dan enam benua, dengan partisipasi yang masih terus meningkat.

GW-Project adalah upaya yang sedang dan akan terus berlanjut dengan ratusan buku yang diterbitkan secara daring dalam beberapa tahun mendatang, pertama dalam bahasa Inggris dan kemudian dalam bahasa lain, untuk diunduh di mana pun Internet tersedia. Publikasi GW-Project juga menyertakan materi pendukung seperti video, kuliah, demonstrasi laboratorium, dan alat pembelajaran selain menyediakan, atau menghubungkan ke, perangkat lunak domain publik untuk berbagai aplikasi air tanah yang mendukung proses pendidikan.

GW-Project adalah entitas hidup, sehingga edisi buku terbaru selalu akan diterbitkan dari waktu ke waktu. Pengguna diajak untuk mengusulkan revisi.

Kami berterima kasih atas kesediaan Dana menjadi bagian dari Komunitas GW-Project. Kami berharap dapat mendengar pengalaman Dana dalam menggunakan buku dan materi terkait. Kami menyambut baik ide-ide dan para sukarelawan!

Panitia Pengarah The GW-Project

Agustus 2020

## Kata Pengantar

Buku ini menjelaskan sifat-sifat material bumi yang relevan untuk aliran air tanah dan menggambarkan prinsip-prinsip yang mengatur aliran air di bawah permukaan bumi. Dengan demikian, buku ini memberikan pondasi untuk buku GW-Project lainnya dengan memperkenalkan konsep dasar dan terminologi mengenai keberadaan dan aliran air tanah. Ini merupakan perluasan dari Bab 2 dari buku Freeze-Cherry tahun 1979 berjudul GROUNDWATER yang menjadi benih untuk GW-Project. Buku ini, seperti kebanyakan buku GW-Project, menyertakan lokasi di mana pembaca dapat terhubung ke kotak yang memberikan informasi lebih mendalam seperti derivasi persamaan, metode analisis, alat pembelajaran, dan item lainnya. Namun, informasi di setiap buku lengkap tanpa tautan tambahan jika pembaca memilih untuk tidak melanjutkannya. Materi yang disampaikan di sini dilengkapi dengan Modul Pembelajaran GW-Project yang bertajuk: *Pemahaman Konseptual dan Visual Tinggi Hidraulik dan Aliran Air Tanah (Conceptual dan Visual Understanding of Hydraulic Head dan Groundwater Flow)*. Modul ini merupakan buku tersendiri yang memperluas hubungan antara hukum Darcy dan tinggi hidrolik.

Untuk pendahuluan yang lebih luas mengenai keberadaan dan aliran air tanah, kami merekomendasikan untuk membaca buku GW-Project berjudul "[Groundwater in Our Water Cycle](#)" karena memberikan latar belakang kualitatif untuk cakupan kuantitatif aliran air tanah dalam buku ini. Buku 'water cycle (siklus air)' menjelaskan air tanah di lingkungan kita dan menyajikan permasalahan air tanah yang dihadapi umat manusia dan ekosistem, sedangkan buku 'physical principles (prinsip fisik)' ini memberikan dasar-dasar yang diperlukan untuk menilai dan memecahkan permasalahan tersebut.

Buku ini ditulis oleh seorang ilmuwan dan insinyur air tanah yang mengajar berbagai kelas pengantar dan lanjutan hidrogeologi di tingkat universitas. Mereka adalah spesialis dalam investigasi lapangan, analisis permasalahan air tanah, pengembangan model air tanah dan simulasi komputer. Sembilan ahli, yang mengajar mata kuliah terkait dengan topik yang disajikan di sini, memberikan ulasan menyeluruh terhadap buku ini untuk memastikan keakuratan dan kualitasnya yang tinggi. Oleh karena itu, materi dalam buku ini memberikan informasi yang sangat dibutuhkan dunia untuk mendukung pengelolaan dan perlindungan air tanah yang lebih baik.

John Cherry, Kepala The Groundwater Project  
Guelph, Ontario, Canada, Juli 2020

## Pengantar

Ilmuwan air tanah membutuhkan pemahaman yang kuat mengenai keberadaan dan perilaku air tanah dalam berbagai kondisi dan keadaan. Hal ini memerlukan pengetahuan tentang bagaimana media berpori menyimpan, menghasilkan, dan mengalirkan air. Hukum Darcy mendefinisikan debit air tanah berbdaning lurus dengan luas tegak lurus arah aliran, gradien hidrolik dan kapasitas transmisi material bumi. Gaya pada air di dalam ruang pori dan retakan mengendalikan laju dan arah aliran air tanah, jadi kami akan menjelaskannya secara rinci. Kemudian kami menjelaskan representasi matematis aliran air tanah dan memberikan contoh penerapannya pada sistem air tanah besar dan kecil.

## Ucapan Terima Kasih

Kami berterima kasih kepada individu-individu berikut atas ulasan dan kontribusi mereka yang menyeluruh dan bermanfaat terhadap buku ini:

- ❖ Jack Sharp, Professor Emeritus, Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, University of Texas;
- ❖ Kamini Singha, Professor, Department of Geology dan Geological Engineering, Colorado School of Mines;
- ❖ Will Robertson, Emeritus Professor, Earth Sciences, University of Waterloo;
- ❖ Jean van Niekerk, PhD Candidate, Institute of Groundwater Studies, Univ Free State;
- ❖ Payton Gardner, Assistant Professor, Department of Geosciences, University of Montana;
- ❖ Guy Patrick, Director, Patrick Consulting Incorporated., British Columbia, Canada;
- ❖ Dave McWhorter, Emeritus Professor of Chemical dan Biological Engineering, Colorado State University;
- ❖ Roger Diamond, Lecturer Hydrogeology dan Geochemistry, University of Pretoria, South Africa; dan,
- ❖ Jana Levison, Professor, Water Resources Engineering, University of Guelph, Canada.

Kami mengapresiasi kontribusi David McWhorter (Colorado State University) dan Paul Hsieh (Independent Groundwater Hydrologist) untuk kotak penjelasan; juga pekerjaan Danrew Cohen (New Jersey Institute of Technology) dan John Cherry (G360 Institute for Groundwater Research) dalam mengembangkan Modul Pembelajaran yang dirancang untuk mendukung konsep tinggi hidrolik dan aliran air tanah. Kami berterima kasih atas pengawasan dan produksi buku ini oleh Amdana Sills dan kepada Elhana Dyck atas penyalinannya, keduanya dilakukan oleh Groundwater Project, Guelph, Ontario, Kanada. Kami menghargai bimbingan dan kontribusi Everton de Oliveira, Diego Nogueira dan Bruna Soldera dari Groundwater Project, São Paulo, São Paulo, Brazil, saat kami mengembangkan buku ini hingga selesai

William Woessner  
Eileen Poeter

# 1 Pendahuluan

Tujuan dari buku *Groundwater Project* ini adalah untuk memperkenalkan konsep-konsep dasar dalam ilmu air tanah termasuk terminologi dan persamaan yang akan memberikan bagi pembaca pengetahuan dasar yang dapat mereka gunakan untuk:

- karakterisasi sifat hidrogeologi material bumi;
- menghitung laju, flux, dan kecepatan air tanah;
- memahami pengembangan persamaan yang merepresentasikan aliran air tanah; dan,
- interpretasi dan visualisasi pola aliran air tana

Buku ini menjelaskan bagaimana ukuran, bentuk, dan keterhubungan rongga-rongga pada material bawah permukaan bumi memberikan kerangka bagi penyimpanan dan transmisi air yang terdapat di zona jenuh di bawah permukaan bumi. Untuk menggambarkan transmisi ini, pada pertengahan tahun 1800-an, Henry Darcy mengembangkan rumus untuk menghitung laju volumetrik air yang mengalir melalui pasir dari pengukuran head, gradien, dan konduktivitas hidrolik yang mudah dilakukan.

Buku ini juga memperkenalkan tinggi hidrolik dan menunjukkan bahwa gradien tinggi hidrolik mendorong aliran air tanah dengan cara yang mirip dengan cara gradien suhu mendorong aliran panas. Kemudahan aliran air tanah melalui bawah permukaan dikendalikan oleh permeabilitas intrinsik material geologi serta kepadatan dan viskositas air tanah. Sifat-sifat material geologi dan air ini menentukan konduktivitas hidrolik material bumi. Ketika gradien tinggi hidrolik digabungkan dengan persamaan aliran air tanah dan konduktivitas hidrolik, laju aliran volumetrik dan kecepatan linier rata-rata air tanah ditentukan.

Hukum Darcy dan hukum kekekalan massa mendasari matematika yang digunakan untuk menggambarkan sistem air tanah secara kuantitatif. Penggunaan kedua prinsip ini untuk mengembangkan persamaan yang mewakili aliran air tanah dalam kondisi tunak dan transien dijelaskan di sini.

Bahan dan formasi geologi yang mengandungi dan menghasilkan air tanah untuk tujuan yang bermanfaat disebut sebagai akuifer. Sistem akuifer bebas, tertekan, dan bertengger dijelaskan dalam buku ini. Sifat-sifat akuifer seperti transmisivitas, penyimpanan spesifik dan storativitas didefinisikan dan kegunaannya diilustrasikan.

Sistem aliran air tanah diperiksa, dan metode yang digunakan untuk menggambarkan arah dan pola aliran air tanah disajikan. Kontrol yang dihasilkan dari batas fisik dan hidrolik dijelaskan serta aliran dalam pengaturan isotropik, anisotropik, homogen, dan heterogen.

Materi pengantar yang disajikan dalam buku ini memberikan awal bagi perjalanan pembaca memasuki dunia hidrogeologi. Buku [Groundwater Project](#) <sup>↗</sup> lainnya membahas

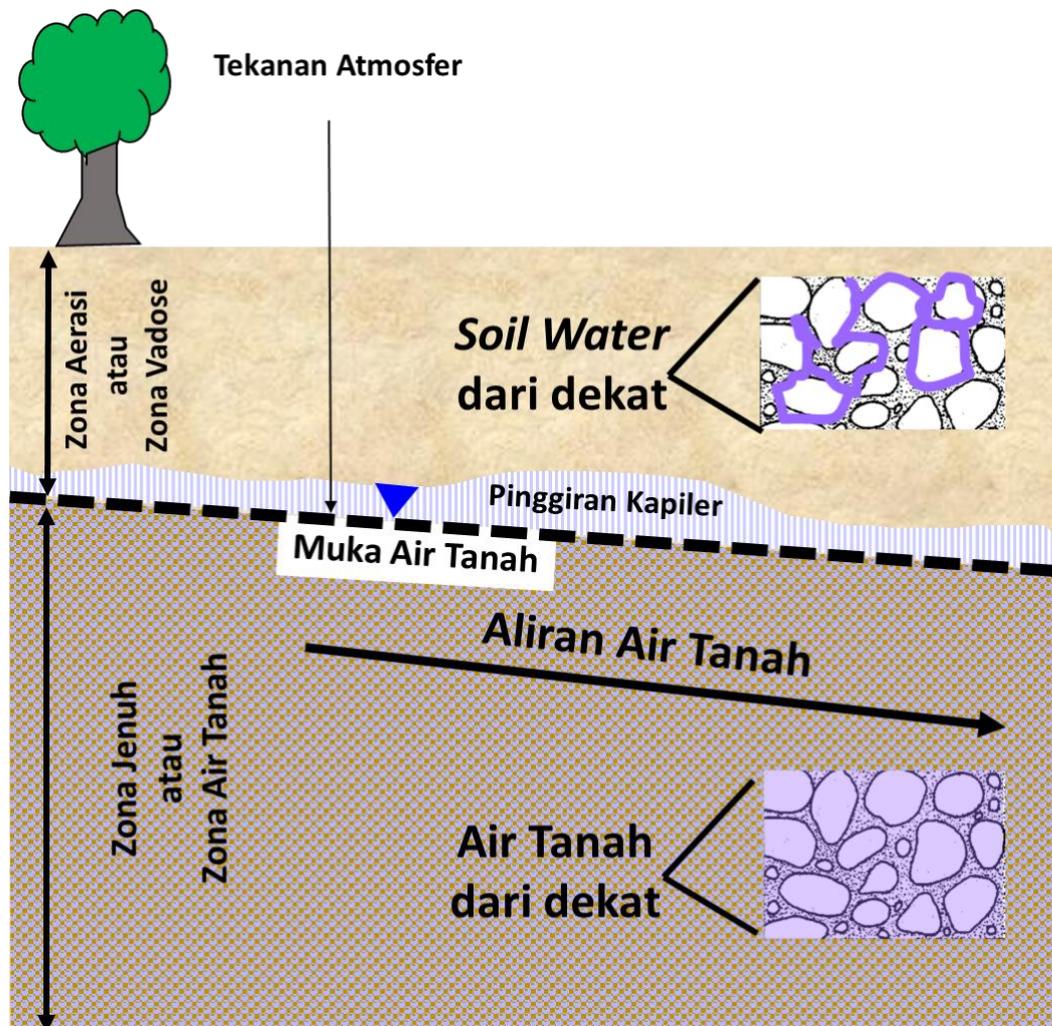
banyak subjek yang disajikan di sini dengan lebih rinci dan memperkenalkan konsep dan materi baru.

## 2 Mendefinisikan Air Tanah

Air Tanah merupakan air yang terdapat di bawah permukaan tanah pada zona material berpori di mana semua retakan dan ruang-ruang berpori terisi oleh air dan air tersebut memiliki tekanan yang lebih tinggi dari tekanan atmosfer (Gambar 1). Daerah atau zona ini disebut sebagai daerah/zona jenuh, zona air freatik, atau zona air tanah.

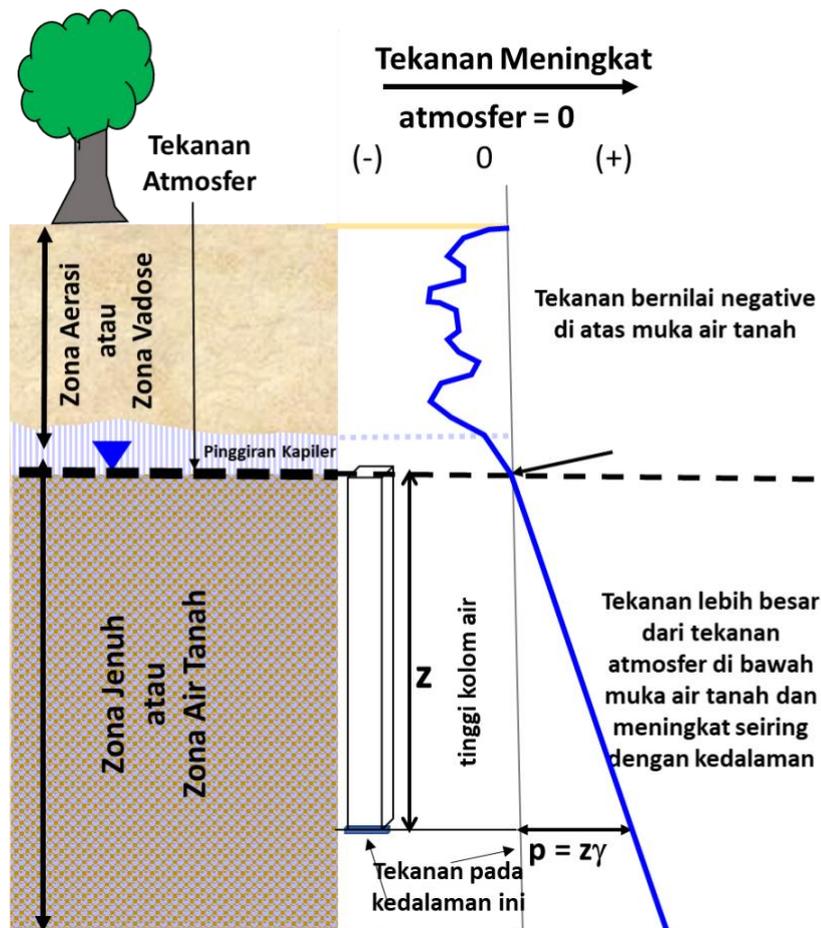
Bagian atas dari zona air tanah diwakili oleh muka air tanah yang didefinisikan sebagai level atau ketinggian ketika tekanan air sebanding dengan tekanan atmosfer. Di atas muka air tanah, tekanan air kurang dari tekanan atmosfer, dan di bawah muka air tanah, tekanan air lebih tinggi dari tekanan atmosfer. Beberapa sumber menyebut semua air yang terdapat di bawah permukaan tanah sebagai air tanah, namun; pada beberapa sumber ilmiah air tanah secara jelas didefinisikan sebagai air yang berada pada zona jenuh dan begitulah penggunaannya di sini.

Di antara permukaan tanah dan permukaan air terdapat retakan dan ruang pori yang mengdandung udara dan air. Wilayah ini disebut zona aerasi, zona tak jenuh, atau zona vadose. Buku ini menggunakan zona vadose dan zona tak jenuh untuk menggambarkan wilayah di atas muka air tanah. Istilah zona tak jenuh umumnya digunakan meskipun ketika air tanah bergerak ke bawah melalui zona vadose menuju muka air tanah, sebagian dari zona tersebut dapat menjadi jenuh untuk sementara dan kemudian kembali ke kondisi tak jenuh. Tepat di atas muka air tanah, retakan dan pori-pori terisi penuh dengan air pada tekanan yang kurang dari tekanan atmosfer sehingga, menurut definisi, ini merupakan bagian dari zona vadose. Bagian zona vadose ini disebut pinggiran kapiler yang menunjukkan sifat uniknya (saturasi penuh pada tekanan kurang dari atmosfer). Gaya kapiler dapat “menarik” air ke atas, melawan gravitasi, seperti spons kering yang menyerap air yang tumpah di meja dapur. Pinggiran kapiler memanjang beberapa milimeter di atas muka air tanah pada pori-pori besar seperti yang terjadi pada endapan kerikil dan retakan besar, sepersepuluh meter hingga setengah meter pada pasir, dan beberapa meter pada lanau dan lempung (Todd dan Mays, 2004).



**Gambar 1** - Skema zona perairan dangkal di bawah permukaan, termasuk Zona Jenuh (area berbintik coklat ungu) di bawah muka air tanah (garis putus-putus tebal dengan segitiga biru terbalik) dan Zona Vadose (cokelat muda) di atasnya, dengan pinggiran kapiler di antaranya. Airtanah diartikan sebagai air yang terdapat pada Zona Saturasi.

Kontras dengan zona jenuh, air di zona vadose berada pada tekanan yang lebih kecil dari tekanan atmosfer yang tercermin dari tekanan negatif pada alat pengukur yang menggunakan tekanan atmosfer sebagai titik acuan. Tekanan negatif disebabkan oleh gaya kapiler yang dihasilkan dari adhesi molekul air dengan padatan di bawah permukaan dan kohesi molekul air satu sama lain. Tekanan negatif bervariasi tergantung pada jumlah kelembaban di dalam tanah (Gambar 2). Ketika jumlah air di zona vadose meningkat, gaya tarik menurun (tekanan menjadi kurang negatif) sehingga gravitasi dapat menarik air ke bawah menuju muka air tanah dan mengisi ulang sistem air tanah.



**Gambar 2** – Cuplikan tekanan air. Di zona vadose, tekanan air bervariasi tergantung pada jumlah kelembaban di dalam tanah, tetapi selalu lebih kecil dari tekanan atmosfer. Muka air tanah berada pada ketinggian dimana tekanan air sama dengan tekanan atmosfer. Di zona jenuh, air berada pada tekanan yang lebih besar dari tekanan atmosfer.

Bagian atas dari zona jenuh adalah muka air tanah. Air di zona jenuh pada kedalaman tertentu di bawah muka air tanah merupakan kombinasi dari atmosfer yang menekan muka air tanah (angka nol pada alat ukur yang menggunakan tekanan atmosfer sebagai tekanan acuan) dan tekanan yang disebabkan oleh berat air pada kolom antara muka air tanah dan kedalaman yang diinginkan (tekanan,  $p$ , pada Persamaan 1 seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2). Berat jenis,  $\gamma$ , adalah massa jenis suatu zat dikali konstanta gravitasi,  $\rho g$ .

$$p = z\gamma \quad (1)$$

di mana:

- $p$  = tekanan di dasar kolom air di bawah muka air tanah ( $F/L^2$ ), yaitu gaya (yakni, berat) per satuan luas
- $z$  = tinggi dari kolom air (kedalaman di bawah muka air tanah) (L)
- $\gamma$  = berat jenis air ( $F/L^3$ )

Pada zona jenuh, pergerakan air tanah umumnya terjadi secara lateral. Gravitasi mendorong aliran melalui pori-pori dan retakan yang saling berhubungan dari daerah

dengan permukaan air tanah yang lebih tinggi (ketinggian) ke daerah dengan permukaan air yang lebih rendah. Air tanah di zona jenuh dapat diambil melalui sumur, mengalir ke badan air permukaan seperti danau dan sungai, mengangkut kontaminan, dan menyediakan air untuk kota, pertanian, dan industri.

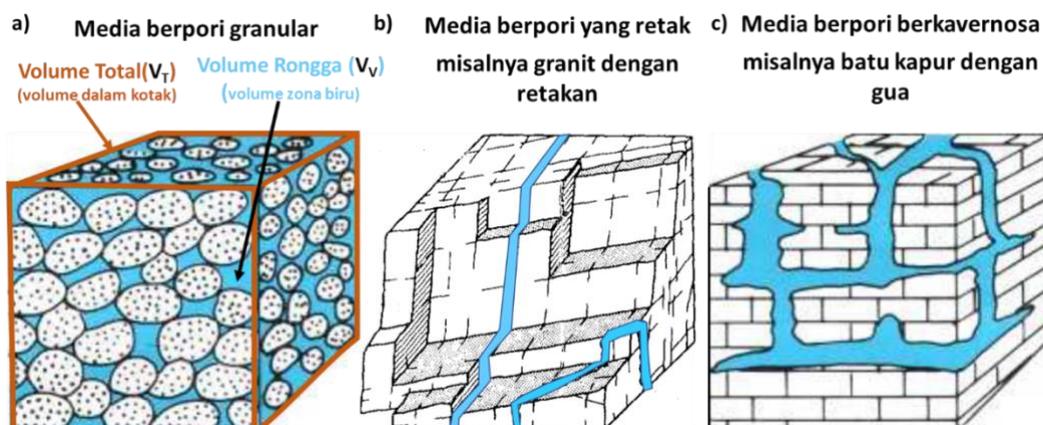
### 3 Keberadaan Air Tanah pada Material Bumi

Bagian 2 menggambarkan zona air bawah permukaan, dengan mendefinisikan air tanah berada di zona jenuh dimana semua bukaan terisi air. Bagian ini mendefinisikan istilah-istilah yang digunakan oleh ahli hidrogeologi dan insinyur untuk mengkarakterisasi bagaimana air tanah disimpan dan dilepaskan dari media berpori.

#### 3.1 Media Berpori

Air terdapat pada celah atau ruang antara partikel padat sedimen dan di dalam retakan batuan (Gambar 3). Ruang-ruang ini disebut sebagai ruang pori, pori-pori, bukaan, dan rongga yang mungkin terdapat pada tanah atau sedimen; retakan pada batuan sedimen, beku dan metamorf; dan gua-gua serta rongga-rongga yang terdapat pada endapan evaporasi dan karbonat (misalnya karst). Bukaan-bukaan ini menyediakan ruang untuk menyimpan air dan, ketika ruang-ruang tersebut saling terhubung, menjadi jalur untuk mengalirkan air melalui zona vadose dan zona jenuh.

Material bumi yang mengandung pori-pori disebut sebagai media berpori. Ahli hidrogeologi dan insinyur mengkarakterisasi media berpori dengan mengukur volume yang ditempati oleh ruang pori dan padatan, derajat dan besarnya interkoneksi ruang pori, dan respon media terhadap perubahan beban dan tekanan.



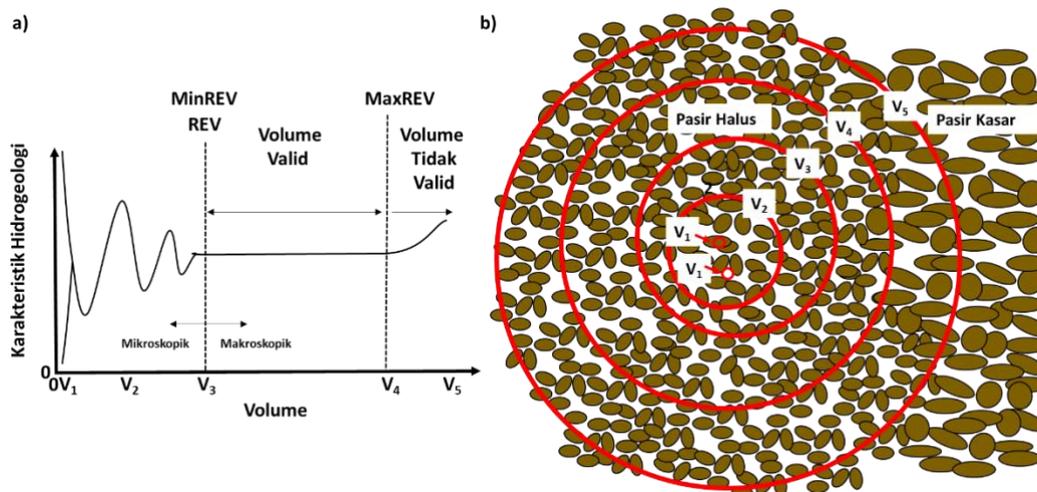
**Gambar 3** - Air mengisi ruang-ruang material bawah permukaan pada: a) pori-pori antar partikel sedimen (dari Heath, 1983); b) retakan batuan (menurut Gale, 1982); dan c) gua dan rongga batuan karbonat yang disebut karst (dari Heath, 1983). Seperti ditunjukkan pada (a), volume sampel ditentukan oleh seluruh ruang di dalam permukaan luarnya, volume rongga adalah ruang non-padat di dalam volume tersebut.

#### 3.2 Skala Sampel Representatif

Investigasi hidrogeologi diselesaikan pada berbagai skala. Misalnya: pertukaran air tanah dengan lahan basah kecil; pengeringan lokasi konstruksi; evaluasi pengangkutan kontaminan dari lokasi industri ke sumur kota; dan, investigasi regional yang mengkaji keberlanjutan sumber daya air tanah dalam sistem air tanah yang luas di cekungan kering memerlukan pendefinisian sifat hidrogeologi material bumi pada berbagai skala.

Sifat hidrogeologi material bumi dapat digambarkan pada skala mikroskopis dimana perilaku air ditentukan berdasarkan pengukuran: ukuran dan jumlah diameter pori individu, kekasaran permukaan pori, bentuk saluran pori dan derajat interkoneksi pori. Namun, pengukuran skala kecil seperti itu tidak praktis dan tidak berguna karena sebagian besar penyelidikan hidrogeologi berfokus pada kondisi yang mencakup volume material bumi yang jauh lebih besar daripada pori-pori. Oleh karena itu, ahli hidrogeologi menggunakan pendekatan makroskopis untuk merepresentasikan sifat-sifat media bawah permukaan.

Pendekatan makroskopis menggunakan volume sampel media berpori yang cukup besar sehingga dapat mewakili pengaruh rata-rata karakter, ukuran, dan keterhubungan pori-pori. "Cukup besar" dapat ditentukan dengan memikirkan cara menentukan volume sampel yang mencerminkan nilai rata-rata karakteristik hidrogeologi untuk skala penyelidikan (misalnya kapasitas penyimpanan atau transmisi). Salah satu pendekatannya adalah memulai dengan volume sampel yang sangat kecil, menentukan nilai karakteristik, dan kemudian secara bertahap meningkatkan volume sampel hingga diperoleh nilai karakteristik yang stabil. Bear (1972) menggambarkan volume makroskopis minimum di mana karakteristik properti stabil sebagai perwakilan volume dasar (*representative elementary volume*), REV (Gambar 4). Volume sampel apa pun yang memberikan nilai karakteristik stabil ini dapat digunakan sebagai REV. Setelah REV diidentifikasi, sifat hidrogeologi rata-rata ditetapkan ke pusat massa REV. Volume minimum yang menghasilkan REV Bear (1972) juga dapat disebut sebagai Min REV. Batas atas REV terjadi ketika volume sampel yang semakin besar menghasilkan nilai karakteristik yang lebih tinggi atau lebih rendah (Max REV).

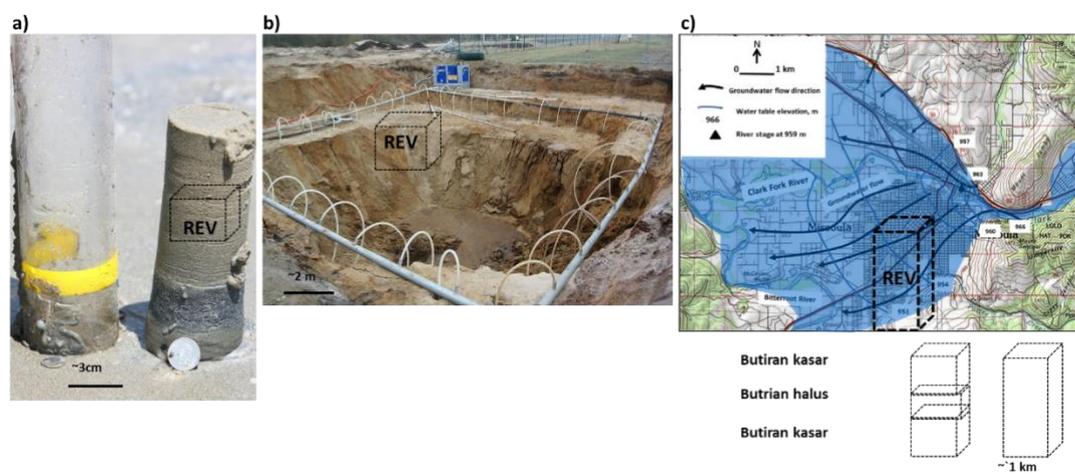


**Gambar 4** - Mengkonseptualisasikan penentuan volume dasar yang representatif, REV, dari media berpori. a) Jika media berpori diambil sampelnya menggunakan volume yang sangat kecil ( $V_1$ ) dan kemudian volume yang semakin besar (volume dari  $V_1$  hingga  $V_5$ ), nilai karakteristik hidrogeologi yang representatif secara makroskopis dapat diidentifikasi. Dalam skema ini, volume sampel  $V_3$  menetapkan REV. Pengukuran volume sampel yang lebih besar akan menghasilkan sifat rata-rata yang sama seperti  $V_3$ . Min REV sesuai dengan definisi REV (Bear, 1972). Max REV menandai volume transisi yang di atasnya terjadi perubahan karakteristik rata-rata (ditunjukkan di sini sebagai semakin tinggi). b) Sampel didominasi oleh zona pasir halus dan kasar. Lingkaran terkecil ( $V_1$ ) mewakili hasil pengambilan sampel satu pori atau satu butir padat. Angka lain dan lingkaran merah mewakili volume sampel yang semakin besar. Pada volume tertinggi ( $V_5$ ) bahan tambahan dengan karakteristik yang berbeda dari bahan sampel asli dimasukkan ke dalam sampel. REV ditentukan pada  $V_3$  dan karakteristiknya tetap konstan hingga  $V_4$  ketika sampel dengan volume lebih besar mulai memasukkan pasir kasar yang, dalam contoh ini, memiliki nilai karakteristik lebih tinggi.

REV bukanlah volume standar (misalnya, tidak selalu  $1 \text{ cm}^3$ ,  $1 \text{ m}^3$ ,  $10 \text{ m}^3$ ,  $100 \text{ m}^3$  atau  $1 \text{ km}^3$ ), melainkan bervariasi tergantung pada karakter hidrogeologi suatu material dan usulan tujuan penyidikan. REV yang mewakili sifat penyimpanan air tanah pasir di lokasi inti yang ditunjukkan pada Gambar 5 kemungkinan besar merupakan volume yang lebih kecil daripada keseluruhan inti, kecuali jika formasi tersebut mencakup beberapa lapisan yang lebih halus atau lapisan silang. Dalam hal ini, seluruh inti atau sampel yang lebih besar mungkin diperlukan.

Saat melakukan penyelidikan hidrogeologi, sifat bahan berpori digunakan dalam persamaan dan model analisis kuantitatif. Dalam beberapa situasi, menggunakan beberapa pengukuran skala laboratorium dan kemudian membuat rata-ratanya dan menerapkannya ke seluruh lokasi untuk mewakili kondisi rata-rata skala lapangan adalah hal yang tepat. Namun, seringkali penentuan skala laboratorium tidak cukup untuk mewakili kondisi geologi yang lebih kompleks yang ditemui pada skala lapangan. Sebagai konsekuensinya, metode pengujian hidrogeologi skala lapangan digunakan untuk menentukan sifat rata-rata untuk volume material bumi yang lebih besar, karena terlalu mahal dan memakan waktu untuk mengumpulkan sampel dalam jumlah kecil di ribuan lokasi, menentukan karakteristik hidrogeologi berbasis laboratorium untuk setiap sampel dan kemudian rata-rata datanya untuk menghasilkan karakteristik volume yang mewakili beberapa kilometer kubik bawah permukaan. Sebaliknya, metode pengujian lapangan yang dirancang untuk menghasilkan nilai properti yang menggabungkan kompleksitas skala lapangan diterapkan. Pada skala lapangan, REV dapat dikonseptualisasikan sebagai volume yang

jauh lebih besar dibandingkan volume yang digunakan untuk mewakili sampel skala laboratorium (Gambar 5).



**Gambar 5** - Contoh konseptual skala REV yang diperoleh dari pengujian skala laboratorium dan lapangan. a) Inti pasir pantai berdiameter 10 cm. REV berdasarkan pengujian laboratorium kemungkinan besar diwakili oleh volume beberapa sentimeter kubik. Jika sampel mengandung lapisan dan struktur lain, seperti lapisan silang, inti yang lengkap mungkin lebih mewakili REV pasir di lokasi lapangan (Demcheck, 2010). b) Lingkungan yang kaya pasir sedang dikeringkan (pipa fleksibel berfungsi sebagai titik sumur pengurasan). Sifat endapan pasir yang lebih kompleks kemungkinan besar memiliki REV sekitar meter kubik. Uji karakteristik skala lapangan di sejumlah lubang bor dan uji pemompaan beberapa sumur akan sesuai untuk penyelidikan ini (foto dari EVO, 2020). c) Sebuah studi regional mengenai material pasir dan kerikil yang mengandung air setebal 30 m (area berarsir biru) dimana kompleksitas kondisi geologi diwakili oleh karakteristik rata-rata material bervolume besar. REV dapat ditentukan dengan menggunakan metode pengujian lapangan skala besar dan menetapkan nilai karakteristik yang diukur di masing-masing tiga lapisan utama ke masing-masing lapisan (kasar-halus-kasar) atau rata-rata karakteristik menjadi satu nilai untuk ketiga lapisan (misalnya, satu kilometer persegi dengan tebal 30 m) (dimodifikasi dari Weight, dengan izin, 2019).

Karakteristik skala lapangan dan laboratorium digunakan untuk menggambarkan secara kualitatif dan kuantitatif kondisi aliran air tanah alami, pengangkutan kontaminan dalam material bumi, konsekuensi dari pengambilan atau penyuntikan air tanah, dan hubungan lingkungan antara air permukaan dan sistem air tanah.

Buku ini menjelaskan karakteristik media berpori yang digunakan ahli hidrogeologi untuk menggambarkan sistem air tanah; menghitung debit air tanah, fluks dan kecepatan; mengembangkan persamaan umum aliran air tanah; dan menentukan arah aliran air tanah. Sejumlah buku [Groundwater Project](#) lainnya memberikan rincian spesifik yang membahas landasan teoritis metode yang diperlukan untuk mengkarakterisasi kondisi hidrogeologi pada skala lapangan dan pendekatan untuk menggunakan informasi tersebut untuk menyelidiki sistem air tanah. Buku ini mendefinisikan istilah-istilah yang terkait dengan karakteristik hidrogeologi dan menjelaskan metodologi laboratorium untuk pengukurannya.

### 3.3 Porositas Total

Air di bawah permukaan tanah terdapat di ruang antara partikel padat sedimen dan di dalam retakan batuan (Gambar 3). Porositas total ( $n$ ) merupakan perbandingan

antara volume ruang hampa ( $V_V$ ) suatu sampel material bumi dengan total volume sampel ( $V_T$ ) termasuk padatan dan ruang hampa. Volume total tercakup dalam seluruh kotak yang ditunjukkan pada Gambar 3a, sedangkan volume kosong hanya mencakup zona biru. Dalam beberapa teks porositas total disebut sebagai porositas dan kedua istilah tersebut digunakan dalam buku ini. Porositas total lebih disukai di sini karena kebutuhan untuk membedakannya dari porositas efektif yang dijelaskan pada bagian ini.

Porositas dapat direpresentasikan sebagai pecahan dari total volume seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 2, atau sebagai persentase (jika dikalikan dengan 100%).

$$n = \frac{V_V}{V_T} \quad (2)$$

di mana:

$n$  = Porositas total (tanpa dimensi)

$V_V$  = volume ruang kosong dalam sampel ( $L^3$ )

$V_T$  = total volume sampel ( $L^3$ )

### 3.3.1 Mengukur Porositas

Sulit untuk mengukur volume rongga secara langsung. Namun, hubungan antara massa jenis sampel dan porositas total menyediakan cara untuk menghitung volume rongga karena massa jenis sampel dikendalikan oleh proporsi padatan dan rongga. Artinya, massa jenis massal sama dengan fraksi volume padatan ( $1 - n$ ) dikali massa jenis partikel ditambah fraksi volume rongga ( $n$ ) dikali massa jenis fluida, seperti ditunjukkan pada Persamaan 3.

$$\rho_b = (1 - n) \rho_p + n \rho_f \quad (3)$$

di mana:

$\rho_b$  = massa jenis massal ( $M/L^3$ )

$n$  = porositas total (tanpa dimensi)

$\rho_p$  = massa jenis partikel ( $M/L^3$ )

$\rho_f$  = massa jenis fluida ( $M/L^3$ )

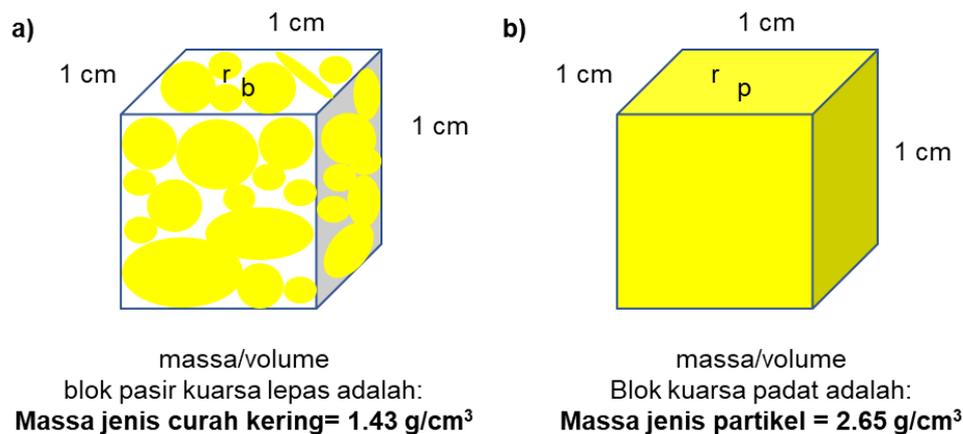
Dengan demikian, porositas total dapat dihitung jika massa jenis massal ( $\rho_b$ ) sampel ditentukan baik untuk sampel yang jenuh penuh atau sampel yang dikeringkan sepenuhnya, dan massa jenis fluida ( $\rho_f$ ) serta massa jenis partikel ( $\rho_p$ ) dari bahan mineral dominan penyusun matriks (partikel padat) sampel diketahui, seperti ditunjukkan pada Persamaan 4. Biasanya fluidanya adalah udara atau air, sehingga diketahui massa jenis fluidanya.

$$n = \frac{\rho_b - \rho_p}{\rho_f - \rho_p} \quad (4)$$

Untuk mengetahui porositas total suatu sampel, volume sampel dapat diukur dengan cara menjenuhkan sampel secara penuh kemudian merendamnya dalam air dan

mencatat volume cairan yang berpindah. Kemudian, massa jenis basah ditentukan dengan menimbang sampel jenuh dan membagi berat tersebut dengan volume. Jika air adalah fluida, maka massa jenisnya diasumsikan sebesar 1 gram per sentimeter kubik ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), karena ini adalah massa jenisnya pada  $4^\circ\text{C}$  dan massa jenisnya tidak berubah secara nyata pada kisaran suhu yang dialami di lapangan dan laboratorium. Jika sampel dikeringkan kemudian ditimbang, maka massa jenis kering dapat digunakan untuk menghitung porositas dengan mengasumsikan udara yang mengisi pori-pori mempunyai massa jenis fluida  $0 \text{ g}/\text{cm}^3$ .

Misalnya, porositas untuk volume sampel satu sentimeter kubik pasir kuarsa lepas dapat dihitung dengan mengetahui bahwa massa jenis kering sampel pasir adalah  $1,43 \text{ g}/\text{cm}^3$  dan massa jenis satu sentimeter kubik kuarsa padat tanpa ruang pori (yaitu komposisi butiran pasir) memiliki kepadatan  $2,65 \text{ g}/\text{cm}^3$  seperti yang ditunjukkan pada Gambar 6.



**Gambar 6** - Skema dari: a) massa jenis kering 1 sentimeter kubik pasir kuarsa lepas; dan, b) massa jenis 1 sentimeter kubik kuarsa padat, yang memberikan kepadatan partikel butiran pasir kuarsa.

Dengan menggunakan Persamaan 4, porositas total dapat dihitung sebesar 0,46 atau 46%, seperti ditunjukkan pada Persamaan 5.

$$n = \frac{1.43 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} - 2.65 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{0 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} - 2.65 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}} = 0.46 \quad (5)$$

Untuk informasi tambahan mengenai massa jenis material bumi, [Klik di sini untuk menuju Boks 1](#).

### 3.3.2 Nilai Porositas Total

Tabel nilai porositas total material bumi disertakan dalam publikasi yang disediakan oleh lembaga pemerintah dan peneliti, serta dalam buku teks hidrogeologi. Contoh nilai porositas total material bumi disajikan pada Tabel 1.

Umumnya, material yang tidak terkonsolidasi memiliki porositas yang lebih tinggi (20 hingga 55%) dibandingkan sedimen terkonsolidasi serta batuan beku dan metamorf. Meskipun demikian, beberapa batuan sedimen terkonsolidasi; dan batuan beku dan metamorf yang sudah lapuk dan/atau retak juga dapat memiliki porositas yang tinggi. Porositas basal vesikular merupakan hasil dari derajat terciptanya rongga selama proses pemadatan.

**Tabel 1** - Kisaran porositas total pada beberapa material tanah pada umumnya (menurut Rivera, 2014; dengan data dari Freeze dan Cherry, 1979 serta Domenico dan Schwartz, 1998).

<b>Kisaran Porositas Total Beberapa Material Bumi Biasa (Persen)</b>	
<b>Material</b>	<b>Kisaran Porositas Total (%)</b>
<b>Sedimen Tidak Terkonsolidasi</b>	
Tanah Liat	45 - 55
Lanau	35 - 50
Pasir halus	26 - 50
Pasir kasar	30 - 45
Kerikil	25 - 35
Pasir dan kerikil	20 - 30
Sedimen Glasial	20 - 30
<b>Sedimen Terkonsolidasi</b>	
Serpit ( <i>Shale</i> )	1 - 10
Batu lanau	20 - 40
Batu pasir	5 - 30
Batu kapur dan dolomit	1 - 25
Batu kapur karst	5 - 35
<b>Batuan Beku dan Metamorf</b>	
Granit dan gneiss baru	0.01 - 3
Granit dan gneiss yang lapuk	5 - 25
Basalt yang retak	5 - 30
Basalt vesikular	10 - 40
Tuf	10 - 55

### 3.4 Porositas Efektif

Dalam asesmen air tanah, yang paling diperhatikan adalah volume pori-pori yang saling terhubung yang ditempati oleh air tanah yang mengalir. Beberapa batuan memiliki pori-pori yang bukan merupakan bagian dari jalur aliran air tanah aktif (misalnya, beberapa rongga di basal vesikular); pori-pori yang buntu (mirip dengan jalan buntu pada peta jalan); dan pori-pori dengan sambungan yang sangat kecil sehingga bahkan molekul air pun tidak dapat lewat dengan mudah, seperti halnya beberapa pori-pori pada tanah liat. Pori-pori ini terisolasi dari sistem air tanah aktif, sehingga tidak berkontribusi terhadap pertukaran penyimpanan air tanah atau transmisi air tanah. Volume pecahan pori-pori yang saling terhubung disebut porositas efektif.

Porositas efektif ( $n_e$ ) didefinisikan sebagai rasio volume ruang pori yang saling terhubung ( $V_l$ ) dengan volume total ( $V_T$ ) sebagaimana didefinisikan pada Persamaan 6 dan diilustrasikan pada Gambar 7. Ruang kosong yang saling terhubung memungkinkan air tanah berpindah masuk dan keluar pada material berpori.

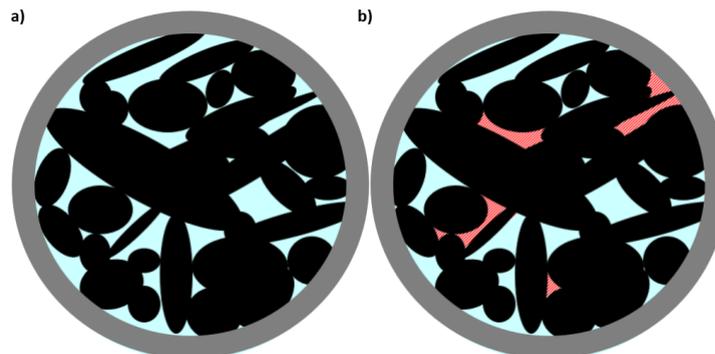
$$n_e = \frac{V_I}{V_T} \quad (6)$$

di mana:

$n_e$  = porositas efektif (tanpa dimensi)

$V_I$  = volume ruang pori yang saling terhubung ( $L^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $L^3$ )

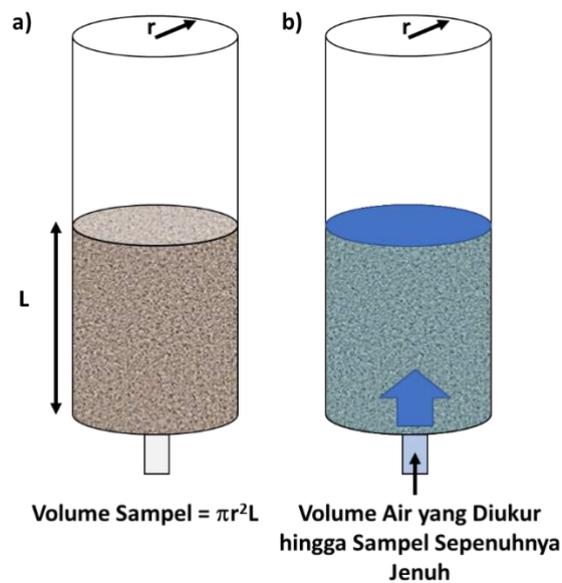


**Gambar 7** - Hubungan antara porositas total dan porositas efektif dimana total volume sampel,  $V_T$ , diwakili oleh luas di dalam lingkaran abu-abu. a) Air menempati seluruh ruang pori (ruang biru muda,  $V_V$ ) dan porositas total  $n = V_V/V_T$ ; b) Beberapa ruang pori terputus dari pori-pori lainnya (ruang bergaris merah) dan air tanah hanya dapat mengakses ruang pori yang terhubung (area biru,  $V_I$ ), sehingga porositas efektif adalah  $n_e = V_I/V_T$ .

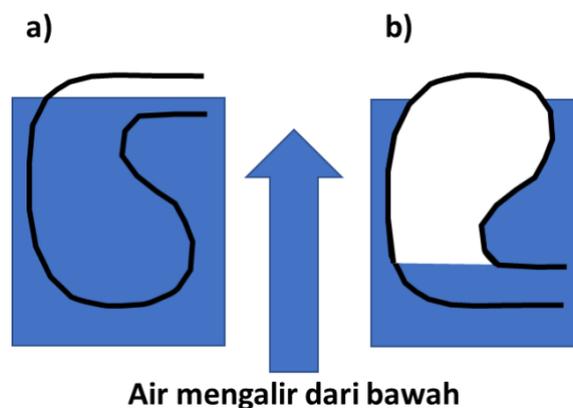
Porositas efektif mungkin sama, atau kurang dari, porositas total ( $n$ ) sampel (Tabel 1). Dalam kebanyakan kasus, nilai porositas total yang dilaporkan untuk material granular yang tidak disemen dan batuan dengan pori-pori yang terhubung dengan baik (misalnya batu pasir) dan retakan dapat digunakan untuk mewakili porositas efektif.

### 3.4.1 Mengukur Porositas Efektif

Porositas efektif dapat ditentukan pada skala laboratorium ketika sampel sedimen dan batuan dengan volume tertentu dikeringkan dan kemudian ruang pori diisi dengan air (Gambar 8). Volume air yang mengisi ruang-ruang kosong tersebut diasumsikan mewakili volume air tanah yang tersedia untuk mengalir,  $V_I$ . Misalnya, untuk menentukan porositas efektif bahan tanah berbutir, volume sampel dikumpulkan, dibiarkan kering sepenuhnya, dan kemudian air dimasukkan secara perlahan ke dasar sampel (sehingga udara dapat keluar dari atas). Proses ini dilanjutkan hingga sampel benar-benar jenuh (air muncul di bagian atas sampel). Volume air yang dibutuhkan untuk menjenuhkan sampel kemudian dibagi dengan volume sampel untuk menentukan porositas efektif (Persamaan 6). Ada kemungkinan juga bahwa, ketika sampel dijenuhkan, beberapa pori-pori terhubung yang merupakan "jalan buntu" akan dimasukkan dalam pengukuran dan beberapa tidak (Gambar 9). Pori-pori buntu hanya akan berdampak pada besarnya porositas efektif jika volumenya memenuhi sebagian besar sampel.



**Gambar 8** - Sebuah pengukuran laboratorium sederhana untuk mengukur porositas efektif sampel material tanah. a) Awalnya volume sampel ( $V_T$ ) ditentukan dengan menggunakan panjang sampel dan jari-jari dalam silinder, kemudian sampel dikeringkan sedemikian rupa sehingga tidak ada sisa air di ruang pori. b) Kemudian, air dimasukkan secara perlahan dari dasar sampel untuk menggantikan udara di pori-pori dan volume air yang diperlukan untuk menjenuhkan sampel, yang ditunjukkan dengan munculnya lapisan tipis air di bagian atas sampel. Volume air yang dibutuhkan untuk mengisi rongga adalah  $V_I$  dan porositas efektif dihitung sebagai  $n_e = V_I/V_T$ .



**Gambar 9** - Geometri pori-pori buntu dapat menyulitkan pengukuran porositas yang efektif, namun umumnya jarang terjadi situasi seperti ini hanya akan menimbulkan kesalahan kecil dalam pengukuran: a) orientasi pori memungkinkan perpindahan udara; dan b) orientasi pori memerangkap udara dan ruang pori berisi udara tidak termasuk dalam porositas efektif.

Porositas efektif juga dapat ditentukan dengan merendam sampel yang sudah dikeringkan sepenuhnya dalam beaker berisi air dalam jumlah tertentu dan menerapkan pengisapan untuk mengeluarkan udara dari sampel. Volume total sampel ditentukan oleh kenaikan volume awal yang dibaca dari tdnan gelas kimia segera setelah sampel

dimasukkan ke dalam air. Setelah sampel jenuh seluruhnya, pengurangan volume air digunakan untuk menyimpulkan volume ruang kosong. Misalnya, sebuah batupasir berukuran  $10 \text{ cm}^3$  (volume total 10 mililiter (ml)) ditempatkan dalam beker berisi 100 ml air sehingga pembacaan volume pada gelas kimia tersebut adalah 110 ml. Setelah waktu yang cukup dibiarkan hingga pori-pori menjadi jenuh (volume air dalam wadah berhenti berubah), volume dalam gelas kimia dicatat sebagai 108 ml. Volume ruang kosong adalah 2 ml ( $2 \text{ cm}^3$ ). Porositas efektif kemudian dapat dihitung menggunakan Persamaan 6 sebagai  $2 \text{ cm}^3/10 \text{ cm}^3 = 0,20$ . Jika tidak ada ruang pori pada sampel berukuran  $10 \text{ cm}^3$ , volume akhir air adalah 110 ml.

Pada skala penyelidikan laboratorium, diperlukan perhatian yang cermat terhadap kondisi sampel berpori. Idealnya, struktur sampel, derajat pemadatan, pengepakan partikel, dan massa jenis akan mewakili kondisi lapangan, yang disebut sebagai sampel tidak terganggu. Namun, dalam beberapa kasus, metode pengambilan sampel fisik dapat meningkatkan atau menurunkan porositas sampel. Jika sampel yang tidak terkonsolidasi perlu dikemas kembali ke dalam wadah untuk pengujian porositas, yang terbaik adalah jika tingkat pemadatan dicatat sesuai dengan kondisi lapangan aslinya (misalnya, dengan menggunakan penetrometer kerucut atau uji penetrasi standar). Informasi ini memungkinkan sampel laboratorium dipadatkan ulang hingga mencapai konsistensi serupa. Meski begitu, pengaturan pengepakan akan berbeda, dan dengan demikian pengukuran laboratorium menggunakan sampel yang dipadatkan ulang hanya memberikan perkiraan nilai porositas efektif lapangan.

Nilai porositas efektif yang mewakili volume besar material bumi juga dapat dihitung dari pengujian pelacak hidrogeologi lapangan dimana air yang mengandung zat terlarut, pewarna, atau isotop disuntikkan ke dalam sistem air tanah dan penyebarannya dipantau. Sepuluh hingga ribuan meter kubik material tanah sering kali diambil sampelnya selama uji skala lapangan.

### 3.4.2 Nilai Porositas Efektif

Porositas efektif mungkin sama, atau lebih kecil dari, porositas total ( $n$ ) sampel (Tabel 1 dan 2). Dalam kebanyakan kasus, nilai porositas total yang dilaporkan untuk material granular yang tidak disemen dan batuan dengan pori-pori dan retakan yang terhubung dengan baik dapat digunakan untuk mewakili porositas efektif. Tabel 2 memberikan contoh kisaran nilai porositas total dan porositas efektif untuk berbagai material.

**Tabel 2** - Rentang nilai porositas total dan porositas efektif (data dari Enviro Wiki Contributors, 2019).

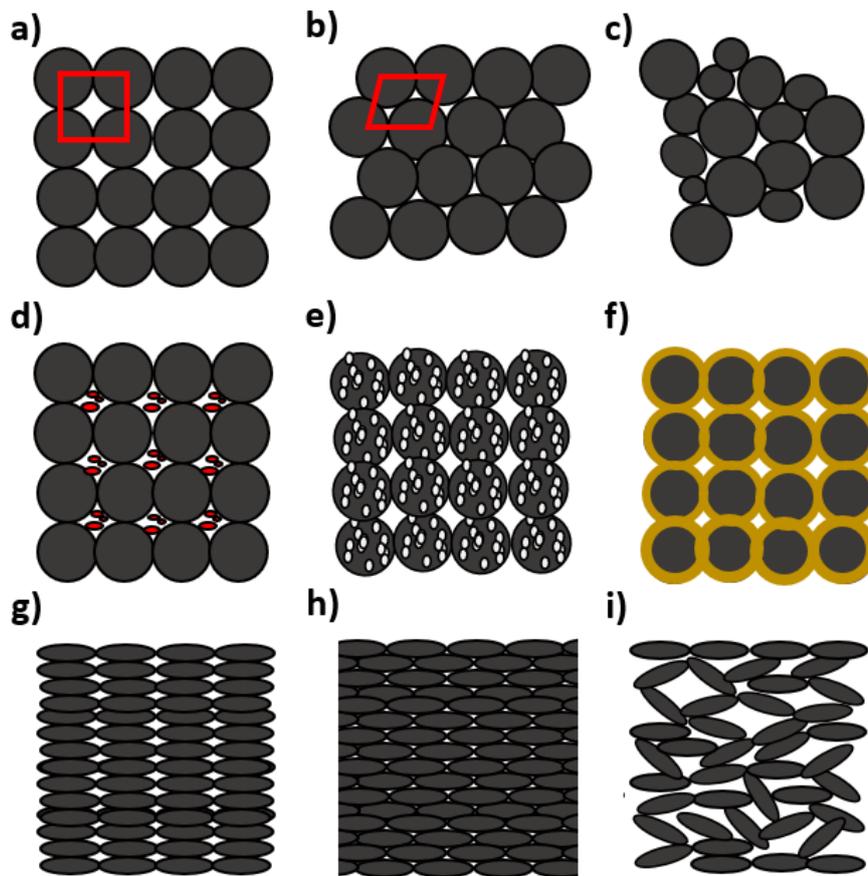
<b>Porositas Total dan Efektif</b>		
	<b>Porositas Total</b>	<b>Porositas Efektif</b>
<b>Material Tidak Terkonsolidasi</b>		
Kerikil	0,25 - 0,44	0,13 - 0,44
Pasir Kasar	0,31 - 0,46	0,18 - 0,43
Pasir Sedang		0,16 - 0,46
Pasir Halus	0,25 - 0,53	0,01 - 0,46
Lanau, loess	0,35 - 0,50	0,01 - 0,39
Tanah liat	0,40 - 0,70	0,01 - 0,18
<b>Batuan Sedimen dan Kristal</b>		
Batu kapur karst dan terumbu	0,05 - 0,50	--
Batu kapur, dolomit	0,00 - 0,20	0,01 - 0,24
Batu pasir	0,05 - 0,30	0,10 - 0,30
Batu lanau	--	0,21 - 0,41
Basal	0,05 - 0,50	--
Batuan kristal yang retak	0,00 - 0,10	--
Granite lapuk	0,34 - 0,57	--
Batuan kristal yang tidak retak	0,00 - 0,05	--

### 3.5 Porositas Primer dan Sekunder

Porositas material bumi berasal dari dua fase: 1) selama pengendapan sedimen, litifikasi atau pendinginan batuan kristal; dan 2) setelah pengendapan karena material bumi terkena kondisi lain seperti pemadatan, pelapukan, retakan dan/atau metamorfisme. Akibatnya, material bumi dapat memiliki porositas yang didominasi oleh kondisi primer pada saat awal pembentukan, peristiwa sekunder setelah pembentukan, atau keduanya.

#### 3.5.1 Porositas Primer

Porositas suatu material bumi pada saat pembentukan aslinya disebut sebagai porositas primer. Sejumlah faktor memengaruhi porositas material bumi. Porositas primer bahan granular dipengaruhi oleh bentuk dan pengepakan butir, distribusi ukuran butir (penyortiran dan keseragaman) dan porositas partikel itu sendiri (Gambar 10). Derajat sementasi pada saat litifikasi batuan sedimen juga akan mempengaruhi porositas primer.



**Gambar 10** - Pengaruh bentuk partikel, susunan, kepadatan pengepakan, distribusi ukuran butir, dan porositas butir itu sendiri terhadap jumlah dan ukuran ruang pori. Ketika volume ruang pori berkurang, porositas akan berkurang:

- a) pengepakan kubik (ditunjukkan dengan kotak merah) dari partikel bola berukuran seragam;
- b) pengepakan jajar genjang (ditunjukkan dengan jajar genjang merah) dari partikel bola berukuran seragam menurunkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- c) pengepakan partikel bola yang berukuran tidak seragam menurunkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- d) pengepakan kubik partikel berbentuk bola dimana ruang pori terisi sebagian oleh partikel padat yang lebih kecil (butiran merah) sehingga partikel padat yang lebih kecil mengisi sebagian ruang kosong di antara partikel yang lebih besar sehingga mengurangi volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- e) pengepakan kubik dari bola yang sama seperti ditunjukkan pada (a) tetapi bola itu sendiri berpori (titik putih pada bola hitam) meningkatkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- f) pengendapan mineral membentuk lapisan pada permukaan partikel sedimen dan partikel semen secara bersama-sama menurunkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- g) pengepakan kubik partikel memanjang menurunkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a);
- h) pengepakan rhombohedral partikel memanjang menurunkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a dan g); Dan,
- i) hilangnya pengepakan partikel memanjang yang dijembatani meningkatkan volume ruang pori dibandingkan dengan (a, g, dan h).

Porositas tertinggi terjadi ketika bahan dikemas secara longgar dan butiran memiliki ukuran dan bentuk yang seragam. Sebagai eksperimen berpikir, pertimbangkan dua ruangan identik (misalnya, volume total sama), satu ruangan berisi bola kaca seukuran bola sepak, dan satu lagi berisi kelereng kaca bulat berdiameter 1 cm. Bola-bola pada setiap ruangan disusun membentuk kubus (cubic packing) seperti terlihat pada Gambar 10a. Berdasarkan informasi ini, berapa porositas tiap ruangan? Jawabannya adalah porositas kedua ruangan akan sama persis karena bola berukuran seragam dalam susunan kubik menghasilkan volume rongga yang sama di kedua ruangan. Porositas kedua ruangan akan menjadi 48%. Hal ini dapat dipastikan dengan menentukan jumlah bola dengan ukuran tertentu di dalam ruangan, menghitung volumenya, lalu membaginya dengan volume ruangan. Jika sebaliknya, dua gerobak penuh kelereng dibuang ke dalam ruangan yang penuh dengan bola seukuran bola sepak, porositas akan berkurang karena sebagian ruang kosong yang besar akan terisi sebagian dengan kelereng padat sehingga mengurangi total volume ruang pori (Gambar 10d). Jika bola dengan ukuran apapun disusun dalam susunan jajar genjang, porositas kedua ruangan akan menjadi 26%. Pengepakan kubik adalah susunan yang paling longgar dan pengepakan jajar genjang adalah susunan yang paling rapat. Oleh karena itu, porositas minimum dan maksimum untuk material yang terbuat dari bola berukuran seragam masing-masing adalah 26% dan 48%.

Jika butiran penyusun material bumi mempunyai porositas internal, maka material tersebut dikatakan mempunyai porositas ganda (Gambar 10e). Dalam beberapa kasus, porositas internal ini mungkin berkontribusi atau tidak terhadap nilai porositas efektif material.

Setelah sedimen diendapkan, sedimen sering kali mengalami litifikasi seiring berjalannya waktu, yaitu mineral mengendap dari air tanah, menyatukan butiran-butiran tersebut. Semen mengisi sebagian volume pori asli, sehingga sedimen yang disemen akan memiliki porositas yang lebih kecil dibandingkan sedimen sebelum terjadinya sementasi (Gambar 10f).

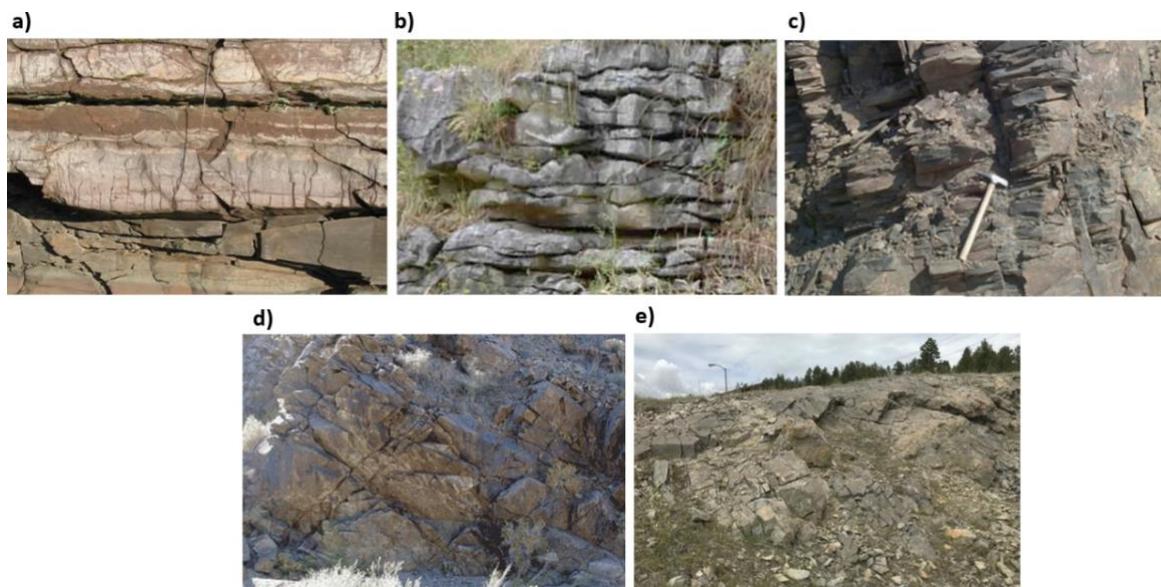
Jika partikel memanjang seperti partikel mikroskopis tipikal atau trombosit yang terdiri dari tanah liat dikemas dalam susunan kubik atau rombohedral, bentuknya akan menyebabkan porositas menjadi lebih rendah dibandingkan dengan bola (Gambar 10g, h). Namun, endapan tanah liat seringkali memiliki porositas yang tinggi karena trombosit mineral mikroskopisnya bermuatan negatif, sehingga mendorong trombosit terpisah dan memungkinkan molekul air menempati ruang di antara butiran. Bentuk partikel yang kecil, berukuran seragam, memanjang, ditambah dengan sifat bermuatannya, menghasilkan ruang terbuka bervolume besar meskipun ruangnya kecil. Akibatnya, porositas tanah liat berkisar antara 40% hingga lebih dari 70% (Gambar 10; Tabel 1 dan Tabel 2).

### 3.5.2 Porositas Sekunder

Banyak material batuan bumi yang memiliki sedikit atau bahkan tidak memiliki porositas primer saat terbentuk. Artinya, hanya terdapat sedikit atau bahkan tidak ada

ruang kosong pada material saat pertama kali dibentuk. Contohnya termasuk batuan yang terbentuk: dari lava yang mendingin (batuan beku); melalui pengendapan mineral selama penguapan air (misalnya garam dan batu kapur); dan batuan yang terbentuk akibat pemanasan, pelipatan, dan kompresi batuan yang sudah ada sebelumnya (batuan metamorf). Namun, porositas batuan tersebut dapat meningkat karena pelapukan, retakan, dan/atau pelarutan (Tabel 1 dan 2).

Porositas sekunder merupakan porositas tambahan yang diperoleh setelah proses pembentukan batuan asli (Gambar 11). Batuan yang retak atau lapuk (termasuk terlarut) setelah pembentukan awalnya mempunyai porositas sekunder. Apakah porositasnya primer atau sekunder, sifat gabungannya termasuk dalam porositas efektif. Dalam kebanyakan kasus, perkembangan porositas sekunder meningkatkan porositas efektif material berpori.



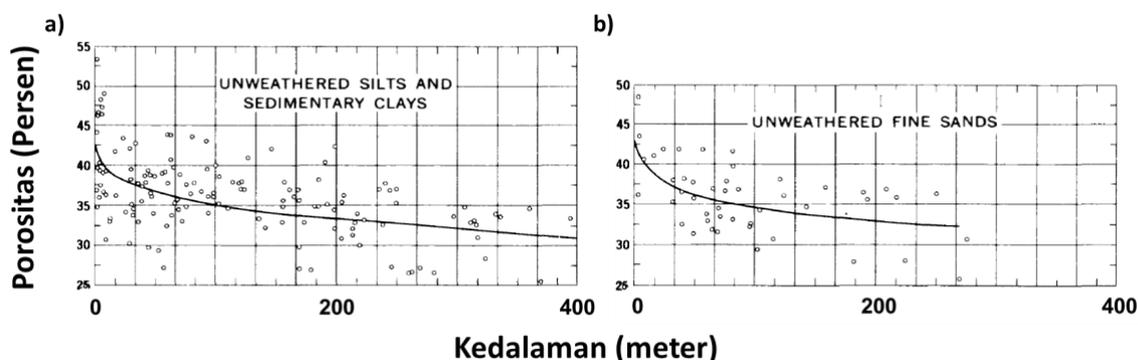
**Gambar 11** - Contoh porositas sekunder yang terbentuk pada material tanah konsolidasi: a) retakan batu pasir (Goode, 2006); b) pelarutan batu kapur (EPA, 2020); c) penyambungan serpih (USGS, 2016); d) retakan granit (USGS, 2004); dan, e) retakan batu kapur.

Sebagai contoh besarnya pengaruh retakan yang dapat meningkatkan porositas suatu batuan, asumsikan bahwa batu pasir yang disemen dengan baik mempunyai porositas efektif sebesar 0,13 (13%). Kemudian, setelah pengendapan dan litifikasi, batu pasir tersebut terangkat oleh gaya tektonik bumi dan terkikis sedemikian rupa hingga bagian atas 100 m bersendi. Jika sebuah kubus batu pasir berukuran  $1 \text{ m}^3$  (volume total) dengan 10 sambungan vertikal yang menembus sepenuhnya (panjang 1 m kali lebar 1 m) dan setiap bukaan sambungan lebarnya 100 mikron ( $1 \text{ mikron} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}$ ), maka tambahan ruang pori yang disediakan oleh retakan tersebut adalah  $0,001 \text{ m}^3$  ( $10 \text{ sambungan} \times (100 \times 10^{-6} \text{ m}) \times 1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ ). Membagi ruang pori retakan dengan total volume sampel menghasilkan penambahan 0,001 pada total porositas efektif sampel, 0,131. Jika retakan merupakan satu-satunya sumber porositas efektif pada  $1 \text{ m}^3$  batuan ini, porositas efektifnya adalah 0,001

(0,1%). Meskipun retakan mungkin tidak menyediakan banyak kapasitas penyimpanan air, namun retakan mungkin merupakan satu-satunya sumber air tanah di beberapa lingkungan geologi. Selain meningkatkan porositas, retakan juga berperan meningkatkan transmisi air dengan menciptakan jaringan retakan dan menyatukan ruang pori yang awalnya tidak terhubung.

Pembentukan porositas sekunder melalui pelapukan fisik dan kimia material bumi juga dapat berdampak signifikan pada batu kapur dan dolostone serta batuan beku dan metamorf. Misalnya, granit adalah batuan beku yang terbentuk hampir tanpa porositas primer, namun ada pula yang memiliki porositas akibat pelapukan sebesar 5% hingga 25%.

Sama seperti porositas sekunder yang menambah ruang kosong keseluruhan material bumi, porositas material yang tidak terkonsolidasi dan terkonsolidasi menurun seiring berjalannya waktu karena sedimen yang lebih muda diendapkan di atas lapisan yang lebih tua, mengubur dan menekannya. Berat material di atasnya menekan lapisan yang lebih tua dengan derajat yang berbeda-beda tergantung pada sifat material dan susunan awal butiran sedimen. Secara umum, porositas lebih kecil pada formasi dengan kedalaman penimbunan yang lebih besar (Gambar 12), namun karakter material yang bervariasi dengan nama yang mirip (misalnya lanau, tanah liat) dan perbedaan berat sedimen di atasnya membuat hampir tidak mungkin untuk memprediksi nilai porositas berdasarkan jenis material dan kedalaman penguburan seperti yang ditunjukkan oleh penyebaran besar pada grafik Gambar 12



**Gambar 12** - Contoh penurunan porositas seiring dengan kedalaman endapan sedimen di Cekungan Pesisir Selatan, CA, AS: a) lanau yang tidak mengalami pelapukan dan lempung sedimen; dan, b) pasir halus yang tidak mengalami pelapukan (menurut Eckis, 1934; Johnson, 1967).

Contoh yang ditunjukkan pada Gambar 12 adalah untuk sedimen tak terkonsolidasi yang diambil sampelnya pada kedalaman 200 hingga 300 m. Tambahan hilangnya porositas terjadi ketika sedimen dan batuan ditindih oleh material tanah yang lebih tebal. Misalnya, Helm (1982) menemukan porositas menurun sebesar 25 hingga 50% dalam kedalaman 1000 hingga 2000 m dan terus menurun pada kedalaman yang lebih dalam (hingga 75% pada kedalaman 3000 m). Data porositas untuk batu pasir, karbonat dan serpih sering dilaporkan dalam literatur minyak dan gas karena jenis formasi ini sering dikaitkan dengan reservoir energi.

### 3.6 Rasio Rongga

Para profesional teknik dan mekanika tanah menggunakan istilah rasio rongga,  $e$ , ketika menggambarkan jumlah ruang hampa dalam tanah atau batuan. Rasio rongga adalah volume rongga dibagi volume padatan seperti ditunjukkan pada Persamaan 7.

$$e = \frac{V_V}{V_S} \quad (7)$$

di mana:

$e$  = rasio rongga (tanpa dimensi)

$V_V$  = volume rongga ( $L^3$ )

$V_S$  = volume padatan ( $L^3$ )

Rasio rongga,  $V_V/V_S$ , selalu lebih besar dari porositas total,  $V_V/V_T$ , karena nilai  $V_S$  (pembagi rasio rongga) selalu lebih kecil dari total volume sampel,  $V_T$ . Mengetahui total volume sampel sama dengan  $V_V + V_S$ , porositas total dapat dihitung dari rasio rongga seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 8.

$$n = \frac{e}{1 + e} \quad (8)$$

Porositas dan rasio rongga digunakan untuk mengkarakterisasi ruang terbuka tanah, sedimen dan batuan. Para profesional air tanah paling sering menggunakan porositas total atau porositas efektif untuk membandingkan ruang terbuka material bumi. Mereka menggunakan porositas efektif untuk menentukan kapasitas suatu material dalam menyimpan air tanah.

### 3.7 Kadar Kelembaban Volumetrik

Istilah lain yang digunakan untuk menggambarkan jumlah air yang ditahan dalam material berpori adalah kadar kelembaban volumetrik,  $\theta$ . Kadar kelembaban volumetrik sama dengan rasio volume air,  $V_W$ , terhadap volume total,  $V_T$ , dan dilaporkan dalam bentuk pecahan desimal atau persen. Kadar kelembaban suatu sampel akan berbeda dengan porositas efektif jika pori-pori sebagian terisi air dan sebagian lagi terisi udara seperti yang terjadi pada zona vadose (Persamaan 9).

$$\theta = \frac{V_W}{V_T} \quad (9)$$

di mana:

$\theta$  = kadar kelembaban (tanpa dimensi)

$V_W$  = volume air dalam ruang pori ( $L^3$ )

Ketika material bumi belum jenuh sempurna maka hanya sebagian pori-pori yang terhubung yang terisi air dan  $\theta < n_e$ . Ketika bahan sudah jenuh penuh, semua pori-pori yang terhubung terisi air dan  $\theta = n_e$ . Derajat kejenuhan digambarkan dengan

perbandingan kadar kelembaban terhadap porositas yang saling berhubungan seperti ditunjukkan pada Persamaan 10.

$$\text{Derajat Kejenuhan} = \frac{\theta}{n_e} \quad (10)$$

Kadar kelembaban volumetrik umumnya digunakan ketika membahas kondisi air di zona vadose karena zona vadose tidak sepenuhnya jenuh dan kemudahan pergerakan air melalui suatu material bervariasi menurut derajat kejenuhannya.

### 3.8 Specific Yield dan Retensi Spesifik

Jika air yang mengisi pori-pori sampel yang terhubung dibiarkan mengalir karena gaya gravitasi, tidak semua air yang menempati rongga tersebut dilepaskan. Volume air yang mengalir lebih kecil daripada volume air pada ruang pori yang saling berhubungan karena sebagian air menempel pada padatan akibat gaya kapiler. Istilah *specific yield*,  $S_y$ , digunakan untuk menggambarkan rasio air yang mengalir karena gravitasi,  $V_D$ , terhadap total volume sampel,  $V_T$ , seperti yang ditunjukkan oleh Persamaan 11.

$$S_y = \frac{V_D}{V_T} \quad (11)$$

di mana:

$S_y$  = specific yield (tanpa dimensi)

$V_D$  = volume air yang mengalir karena gravitasi ( $L^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $L^3$ )

Air yang tidak mengalir akan tetap menjadi lapisan pada permukaan material padat yang berbatasan dengan ruang pori atau “menggantung” di ruang pori dan disebut sebagai air pendular atau air sisa. Volume air yang tertahan atau air pendular bergantung pada jumlah dan ukuran ruang pori, yang pada dasarnya mencerminkan jumlah relatif luas permukaan butiran yang tersedia untuk menampung air. Istilah *retensi spesifik*,  $S_r$ , menggambarkan fraksi volume yang tertinggal setelah gravitasi menguras material berpori dan merupakan rasio volume yang tertahan,  $V_R$ , dan total volume sampel,  $V_T$  (Persamaan 12). Volume yang tertahan,  $V_R$ , adalah volume air dalam ruang pori efektif dikurangi volume yang dikeluarkan, ( $V_I - V_D$ ). Retensi spesifik juga dapat dihitung sebagai porositas efektif dikurangi *specific yield* ( $S_r = n_e - S_y$ ).

$$S_r = \frac{V_R}{V_T} \quad (12)$$

di mana:

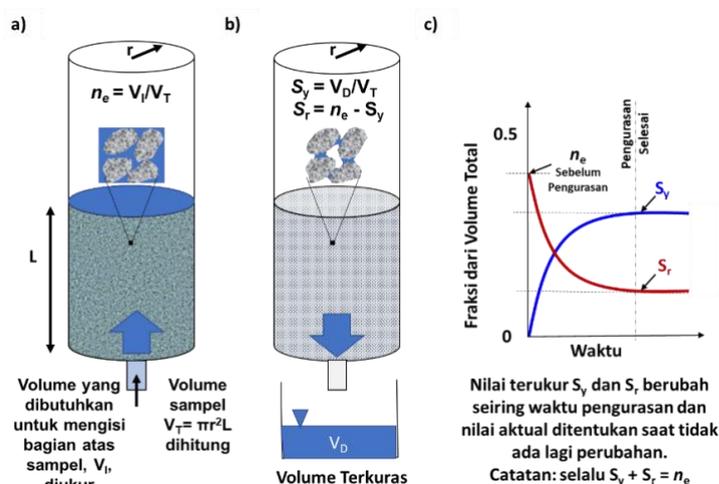
$S_r$  = retensi spesifik (tanpa dimensi)

$V_R$  = volume air tertahan melawan gravitasi setelah drainase berhenti ( $L^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $L^3$ )

Porositas efektif, *specific yield* dan retensi spesifik masing-masing mewakili rasio volume air terhadap volume total material bumi, dan saling terhubung seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 13 dan Gambar 13. Jika dua parameter diketahui, maka parameter ketiga dapat dihitung.

$$n_e = S_y + S_r \quad (13)$$



**Gambar 13** - Prosedur penentuan porositas efektif,  $n_e$ , *specific yield*,  $S_y$ , dan retensi spesifik,  $S_r$ : a) dengan mengukur volume total,  $V_T$ , berdasarkan geometri sampel, mengukur volume pori yang saling berhubungan ( $V_i$ ) dengan mengukur volume air yang dibutuhkan untuk menjenuhkan sampel yang awalnya benar-benar kering dari bawah, kemudian menghitung porositas efektif,  $n_e$ ; b) dengan meniriskan sampel dan mengukur volume air yang terkurus ( $V_D$ ), lalu menghitung *specific yield*,  $S_y$ , dan retensi spesifik,  $S_r$ . c) Nilai terukur  $S_y$  akan meningkat dan  $S_r$  akan menurun seiring dengan mengalirnya drainase di (b). Tidak ada nilai yang akurat sampai drainase berhenti.

*Specific yield* suatu material bumi menjadi perhatian para profesional air tanah karena mewakili volume air yang memasuki sistem air tanah melalui imbuan (peningkatan muka air tanah) atau dikeluarkan dari suatu sistem ketika sebuah sumur dipompa. Misalnya, pertimbangkan area seluas 1000 m x 1000 m, yang pasirnya mempunyai porositas efektif 25% dan *specific yield* 15%. Sekarang anggaplah muka air tanah di area tersebut turun empat meter. Berapa banyak air yang akan dikeluarkan dari pasir? Total volume pasir yang dikeringkan adalah 4 m x 1000 m x 1000 m atau 4.000.000 m<sup>3</sup> dan volume air di dalam pasir adalah 25% dari total volume pasir yang dikeringkan ( $n_e V_T = V_i = 1.000.000 \text{ m}^3$ ). Namun, volume aktual air tanah yang akan diambil dari daerah ini dengan penurunan muka air tanah sebesar 4 m hanya 15% dari total volume ( $S_y V_T = V_D = 600.000 \text{ m}^3$ ).

Selanjutnya perhatikan berapa banyak air yang tersisa menempel pada butiran pasir melawan gaya gravitasi akibat tegangan kapiler setelah drainase. Pasir mengandungi 25% ruang pori yang saling berhubungan,  $n_e$ , dan 15% dari total volume yang terkurus,  $S_y = 15\%$ . Oleh karena itu, 10% dari total volume adalah air yang tertahan ( $S_r = n_e - S_y$ ), sehingga 400.000 m<sup>3</sup> air tetap berada di permukaan butiran dalam pori-pori yang dikeringkan.

Untuk memberi perhatian lebih pada *specific yield* dan retensi spesifik, mari kita kembali ke contoh dua ruangan, satu ruangan berisi bola kaca padat seukuran bola sepak dan satu lagi berisi kelereng berdiameter 1 cm. Kedua set bola dikemas dalam susunan kubik yang sama, sehingga ruangan memiliki porositas yang sama (48%). Sekarang mari kita periksa hasil spesifik setiap ruangan. Ketika ruangan dijenuhkan dengan air dan kemudian dibiarkan mengalir, maka ruangan dengan bola kaca seukuran bola sepak akan menghasilkan volume air yang dialirkan lebih besar dibandingkan ruangan yang penuh dengan kelereng. Hal ini karena meskipun volume pori-pori di kedua ruangan sama, pori-pori di ruangan kelereng lebih kecil dan luas permukaan benda padat yang kecil namun banyak jumlahnya jauh lebih besar dibandingkan ruangan yang penuh dengan bola kaca besar. Sekali lagi, luas permukaan kelereng yang lebih besar menahan lebih banyak air melalui gaya kapiler.

Air yang tertahan sebagai fraksi volume total setelah drainase,  $S_r$ , terkadang disebut sebagai kapasitas lapang. Hal ini identik dengan istilah kapasitas tahan air tanah dan kapasitas retensi air dan digunakan untuk menggambarkan air yang tersedia bagi tanaman setelah kelebihan air terkurus dari tanah. Tumbuhan mempunyai kemampuan untuk menurunkan tekanan air pori (meningkatkan tegangan) di sekitar akarnya sehingga dapat menarik air dari tanah di sekitarnya. Seiring berjalannya waktu, jika udara bersirkulasi di material bumi yang sebagian jenuh (zona vadose), sebagian air mungkin menguap dan selanjutnya menurunkan kadar kelembaban. Bila kadar kelembaban turun di bawah retensi spesifik tanah karena digunakan tanaman atau penguapan, maka tanah berada di bawah kapasitas lapang.

Pengukuran *specific yield* dari beberapa metode laboratorium dan lapangan dikompilasi pada Tabel 3 untuk memberikan wawasan tentang kisaran *specific yield* material bumi yang umum. *Specific yield* juga dapat ditentukan dengan mengukur respon muka air tanah terhadap pemompaan sumur dan menganalisis perubahan ketinggian air dengan persamaan dan model.

**Tabel 3** - Ringkasan nilai *specific yield* beberapa material bumi disusun oleh Morris & Johnson (1967) dengan data tambahan dari Rivera (2014), Freeze & Cherry (1979) dan Domenico & Schwartz (1998). "NA" melambangkan tidak tersedia.

Pengukuran <i>Specific Yield</i> untuk Beberapa Material Bumi (Persen)		
Material	Jumlah Sampel	entang <i>Specific Yield</i> %
<b>Sedimen Tidak Terkonsolidasi</b>		
Tanah liat	27	1 - 18
Lanau	299	1 - 40
Loess	5	14 - 22
Pasir eolian	14	32 - 47
Pasir (halus)	287	1 - 46
Pasir (sedang)	297	16 - 46
Pasir (kasar)	143	18 - 43
Kerikil (halus)	33	13 - 40
Kerikil (sedang)	13	17 - 44
Kerikil (kasar)	9	13 - 25
<b>Sedimen Terkonsolidasi</b>		
Batu serpih	NA	0.5 - 5
Batu lanau	13	1 - 33

Batu pasir (berbutir halus)	47	2 - 40
Batu pasir (berbutir sedang)	10	12 - 41
Batu kapur dan dolomit	32	0 - 36
Batu kapur karst	NA	2 - 15
<b>Batuan Beku dan Metamorf</b>		
Granit dan gneiss baru	NA	<0.1
Granit/gneiss lapuk	NA	0.5 - 5
Basalt retak	NA	2 - 10
Basalt vesikular	NA	5 - 15
Tuf	90	2 - 47

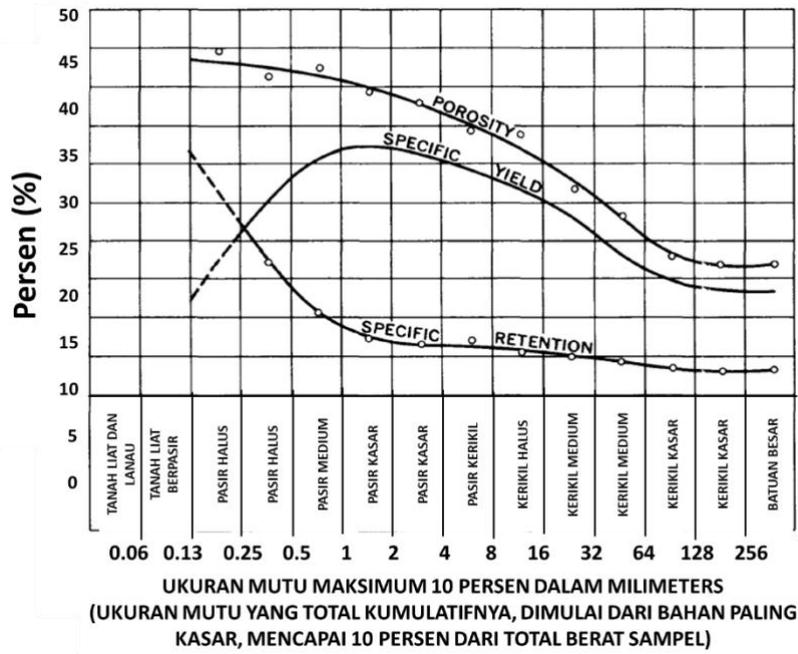
### 3.9 Keterkaitan Porositas Efektif, *Specific Yield* dan Retensi Spesifik

Seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 13, porositas efektif sama dengan jumlah *specific yield* dan retensi spesifik. Karakteristik ini dapat ditentukan pada skala sampel laboratorium dan skala lapangan yang lebih luas. Penentuan dua dari tiga properti di laboratorium memungkinkan penghitungan properti ketiga ( $n_e - S_y = S_r$ ;  $S_y + S_r = n_e$ ;  $n_e - S_r = S_y$ ). Tabel 1, 2 dan 3, memperlihatkan bahwa nilai  $S_y$  biasanya paling tinggi untuk material granular dengan ruang pori berdiameter besar dan terendah pada lanau dan tanah liat meskipun kemungkinan porositasnya tinggi. Akan lebih baik mengembangkan hubungan antara beberapa sifat material tanah yang mudah diukur (seperti ukuran butir) dan porositas efektif, *specific yield*, dan retensi spesifik.

Hubungan porositas efektif, *specific yield* dan retensi spesifik, terhadap ukuran butir bahan tidak terkonsolidasi telah dijelaskan melalui eksperimen dan observasi. Sayangnya, hubungan tersebut bukan merupakan fungsi linear sederhana, karena jarang sekali sedimen alami memiliki ukuran butir yang seragam. Johnson (1967) mengumpulkan data dari laboratorium dan uji lapangan dimana porositas, hasil spesifik dan retensi spesifik diperkirakan. Hasil pengujian dilaporkan berdasarkan distribusi ukuran butir dari sampel tidak terkonsolidasi yang dikumpulkan dalam kondisi lapangan. Distribusi ukuran butir ditentukan dengan melewatkan sedimen melalui serangkaian saringan dengan ukuran mata jaring yang berbeda dan menimbang material yang tersisa di setiap saringan. [Klik di sini menuju Boks 2](#) untuk informasi tambahan tentang analisis distribusi ukuran butir.

Johnson memplot nilai  $n_e$ ,  $S_y$ , dan  $S_r$ , terhadap ukuran butir (disebut sebagai Ukuran Kelas pada gambarnya) dari 10% butir paling kasar (berdasarkan berat) dari setiap sampel (Gambar 14). Sampel lapangan tidak memiliki ukuran butiran yang seragam sehingga 90% sampel (berdasarkan berat) terdiri dari butiran yang lebih kecil. Grafik Johnson menunjukkan bahwa, untuk kumpulan datanya, nilai porositas dan hasil spesifik tertinggi terkait dengan pasir. Hal ini mungkin terjadi karena, meskipun ukuran butir bongkahan batu hingga kerikil memiliki pori-pori yang besar, keberadaan partikel berbutir lebih halus dalam sampel alami akan mengisi sebagian ruang pori yang besar sehingga mengurangi porositas. Sampel pasir kasar menunjukkan porositas dan rendemen spesifik terbesar. Pasir kasar mungkin mempunyai ukuran butir yang lebih seragam. Untuk sampel dengan nilai lebih kecil dari ukuran butir maksimum 10%, lebih banyak air yang tertahan setelah drainase gravitasi. Hal ini konsisten dengan lebih banyak retensi yang dikaitkan

dengan material yang memiliki luas permukaan padat yang besar. Penurunan serupa dalam *specific yield* dan peningkatan retensi spesifik juga diekspetasikan terjadi pada sampel lanau dan tanah liat.



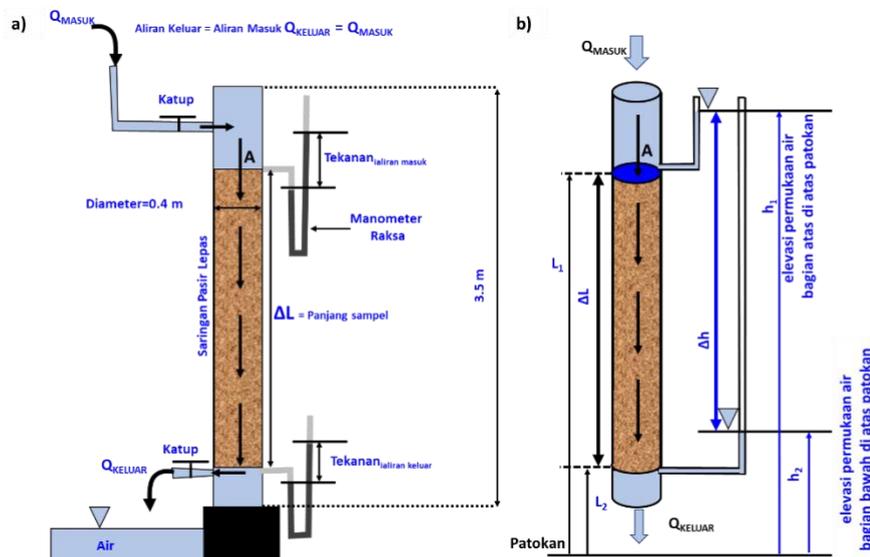
**Gambar 14** - Kompilasi hasil pengujian 150 sampel sedimen South Coastal Basin, California, AS. Penentuan porositas, *specific yield*, dan retensi spesifik diplot terhadap ukuran butir paling kasar maksimum 10% menurut beratnya (menurut Johnson, 1967).

## 4 Hukum Darcy, Tinggi, Gradien dan Konduktivitas Hidrolik

Pengetahuan tentang porositas, rasio rongga, kadar kelembaban, *specific yield* dan retensi spesifik material bumi diperlukan untuk memahami bagaimana *soil water* dan air tanah disimpan dalam material bumi dan telah dibahas di Bagian 3. Sifat-sifat yang menjadi ciri transmisi air melalui material bumi disajikan di bagian ini. Untuk mengembangkan konsep tersebut, disajikan Hukum Darcy yang mengatur aliran air tanah pada media berpori; dan komponen tinggi, gradien, dan konduktivitas hidrolik didefinisikan dan dijelaskan.

### 4.1 Hukum Darcy

Pada tahun 1856, Henry Darcy melaporkan hasil percobaan yang digunakan untuk meningkatkan aliran air melalui lapisan saringan pasir yang digunakan oleh kota Dijon, Perancis untuk pengolahan air (Darcy, 1856). Sebagai seorang insinyur, ia ingin merancang hamparan pasir yang dapat menyaring volume air harian yang dibutuhkan kota secara efisien dan efektif. Untuk mengevaluasi volume air yang dapat disaring dalam jangka waktu tertentu, Darcy bereksperimen dengan mengubah: jenis pasir; luas alas filter (diameter tabung dalam percobaannya); ketebalan pasir (panjang sampel dalam percobaannya); dan, gaya yang menggerakkan air melalui lapisan filter (Gambar 15).



**Gambar 15** - Eksperimen Darcy. a) Pada peralatan awal yang menggunakan manometer air raksa untuk mengukur tekanan air, air dialirkan dengan laju konstan ke bagian atas kolom dan keluar di bagian bawah. b) Umumnya, kolom Darcy dilengkapi dengan tabung berisi air yang disebut piezometer untuk mengukur tekanan air, bukan manometer air raksa. (Darcy, 1856).

Untuk menentukan gaya penggerak, ia menggunakan manometer air raksa untuk mengukur tekanan pada reservoir di setiap ujung saringan pasir karena ia mengetahui

bahwa kombinasi tekanan air dan ketinggian akan menggambarkan energi mekanik di setiap lokasi.

Dengan melakukan sejumlah percobaan dalam berbagai kondisi, Darcy menemukan hubungan matematis yang menunjukkan laju aliran dalam kondisi tunak melalui filter pasir melingkar,  $Q$ , adalah: berbanding lurus dengan luas penampang filter,  $A$ ; berbanding lurus dengan perbedaan tinggi hidrolik (ketinggian air dalam piezometer diukur dari datum) pada setiap sisi filter,  $\Delta h$ ; dan berbanding terbalik dengan panjang bahan filter,  $\Delta L$  (Persamaan 14 dan Gambar 15b). Ketinggian permukaan air pada piezometer disebut dengan tinggi hidrolik.

$$Q \propto -\frac{\Delta h}{\Delta L} A \quad (14)$$

di mana:

$Q$  = laju aliran volumetrik ( $L^3/T$ )

$\Delta h$  = perbedaan tinggi hidrolik antara dua titik pengukuran,  $h_2-h_1$ , di mana  $h_2$  adalah tinggi pada lokasi di luar lokasi  $h_1$  pada arah aliran ( $L$ )

$\Delta L$  = panjang sepanjang jalur aliran antara lokasi di mana tinggi hidrolik diukur ( $L$ )

$A$  = luas penampang tegak lurus arah aliran ( $L^2$ )

Tdana negatif disertakan dalam Persamaan 14 karena laju aliran volumetrik,  $Q$ , bernilai positif terhadap arah aliran ketika terjadi perubahan tinggi yang negatif (yaitu, tinggi berkurang sesuai arah aliran).

Dengan melakukan percobaan pada pasir berbutir kasar hingga halus, Darcy menemukan bahwa laju aliran juga berbanding lurus dengan karakter pasir yang ditempatkannya pada kolom (Gambar 15). Konstanta proporsionalitas disebut sebagai konduktivitas hidrolik atau permeabilitas dan penggunaannya mengubah proporsionalitas menjadi kesetaraan. Hubungan matematis ini disebut sebagai Hukum Darcy (Persamaan 15). Hukum Darcy adalah persamaan dasar yang digunakan untuk menggambarkan aliran fluida melalui media berpori, termasuk air tanah.

$$Q = -K \frac{\Delta h}{\Delta L} A \quad (15)$$

di mana:

$Q$  = laju aliran volumetrik ( $L^3/T$ )

$K$  = konduktivitas hidrolik, adalah konstanta proporsionalitas yang mencerminkan kemudahan air mengalir melalui suatu material ( $L/T$ )

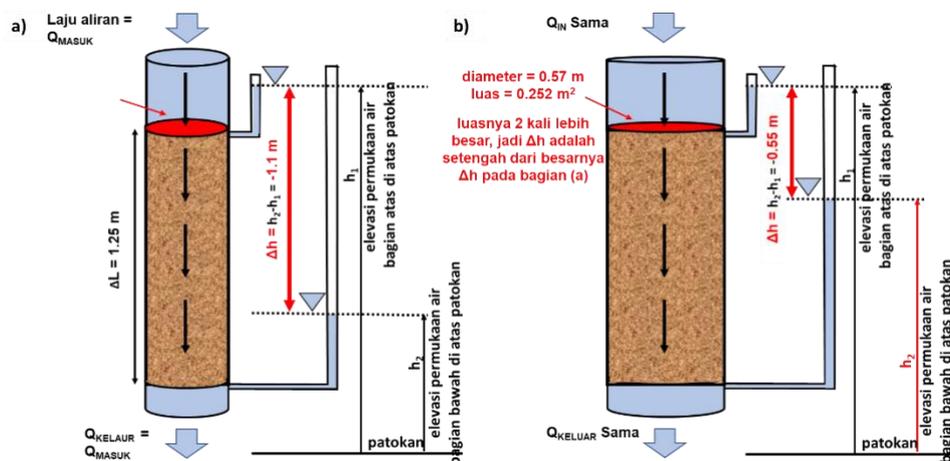
$\Delta h$  = perbedaan tinggi hidrolik antara dua titik pengukuran seperti yang ditentukan untuk Persamaan 14 ( $L$ )

$\Delta L$  = panjang sepanjang jalur aliran antar lokasi di mana tinggi hidrolik diukur ( $L$ )

$\frac{\Delta h}{\Delta L}$  = gradien tinggi hidrolik (tanpa dimensi)

$A$  = luas penampang aliran tegak lurus arah aliran ( $L^2$ )

Akibatnya, jika luas kolom bertambah dua kali lipat sementara laju aliran dan panjang sedimen jenuh dijaga konstan, maka perbedaan ketinggian air ( $\Delta h$ ) pada piezometer akan berkurang dua kali lipat (Gambar 16). Hal ini juga menyatakan bahwa jika luas penampang, laju aliran dan konduktivitas hidrolik konstan dan panjang kolom ( $\Delta L$ ) dikurangi setengahnya, perbedaan tinggi ( $\Delta h$ ) akan berkurang 2 kali lipat.



**Gambar 16** - Berdasarkan Hukum Darcy (Persamaan 15), jika laju aliran ( $Q_{IN} = Q_{OUT}$ ), panjang sampel ( $\Delta L$ ), dan bahan sampel sama pada a) dan b), dan luas aliran bertambah dari yang ditunjukkan pada (a) dengan faktor dua seperti ditunjukkan pada (b), perbedaan tinggi hidrolik,  $\Delta h = h_2 - h_1$ , antara lokasi pengukuran akan berkurang dengan faktor dua karena area aliran yang lebih besar memberikan hambatan aliran yang lebih kecil. Perbedaan antara a) dan b) ditunjukkan dengan warna merah.

Hukum Darcy dalam bentuk paling umum disajikan sebagai diferensial di mana  $dh$  dan  $dL$  didefinisikan dalam interval yang sangat kecil, sehingga Persamaan 15 menjadi Persamaan 16.

$$Q = -K \frac{dh}{dL} A \quad (16)$$

di mana:

$$dh = \Delta h \text{ dalam interval yang sangat kecil (L)}$$

$$dL = \Delta L \text{ dalam interval yang sangat kecil (L)}$$

Hukum Darcy menjelaskan bagaimana tinggi, gradien hidrolik, dan konduktivitas hidrolik dihubungkan untuk mengukur dan mendeskripsikan aliran air tanah. Misalnya untuk menghitung debit air tanah ( $Q$ ) melalui luas penampang pasir di bawah muka air tanah yaitu 100 m kali 30 m ( $A$ ) dengan konduktivitas hidrolik 15 m/d ( $K$ ), dan dengan perubahan tinggi ( $\Delta h$ ) sebesar -2 m pada panjang jalur aliran ( $\Delta L$ ) 1000 m, diterapkan Persamaan 15. Debitnya dihitung sebagai berikut.

$$Q = -K \frac{\Delta h}{\Delta L} A = -\left(15 \frac{\text{m}}{\text{d}}\right) \frac{-2 \text{ m}}{1000 \text{ m}} (100 \text{ m}) (30 \text{ m}) = 90 \frac{\text{m}^3}{\text{d}}$$

#### 4.1.1 Debit Spesifik

Hukum Darcy juga dapat dinyatakan dalam debit spesifik, fluks, yang merupakan debit per satuan luas ( $q$ ) seperti ditunjukkan pada Persamaan 17.

$$q = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dl} \quad (17)$$

di mana:

$$q = \text{debit spesifik dalam arah aliran (L}^3\text{/L}^2\text{T)}$$

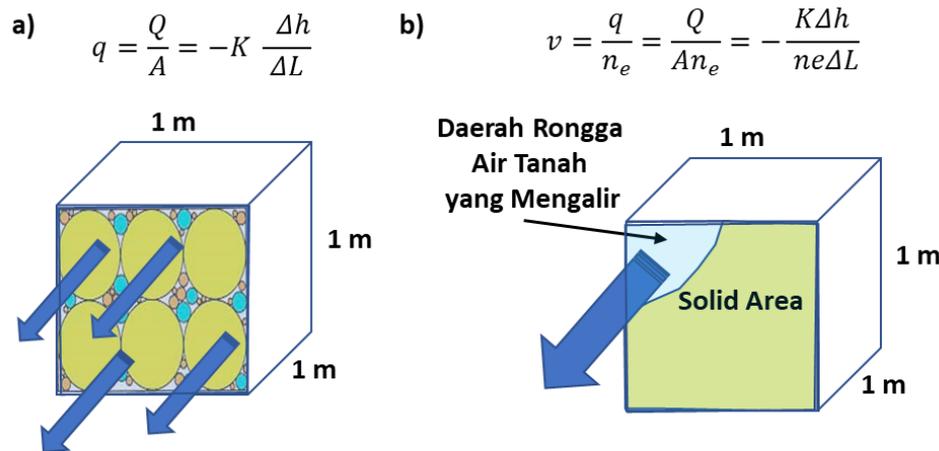
Debit spesifik juga disebut sebagai “fluks air tanah” dan memiliki satuan  $L^3/(L^2T)$  yang merupakan debit per satuan luas, atau disingkat  $L/T$  (Gambar 17a). It is also referred to as Darcy flux, Darcy velocity, dan apparent velocity. Ini mewakili volume air yang mengalir melalui satuan luas penampang media berpori per satuan waktu. Istilah kecepatan semu kadang-kadang digunakan karena dengan menghilangkan  $L^2$  dari satuan fluks, satuannya menjadi  $L/T$ , yang merupakan satuan kecepatan. Namun, ini bukanlah kecepatan air tanah yang sebenarnya, melainkan fluks. Baiknya selalu menggunakan satuan fluks ( $L^3/(L^2T)$ ) ketika melaporkan nilai debit spesifik, atau setidaknya menggunakan istilah fluks atau kecepatan semu sehingga maknanya menjadi jelas.

Untuk menghitung fluks air tanah melalui luas penampang pada kondisi yang disajikan dalam kondisi debit air tanah yang dijelaskan di atas, maka:

$$q = \frac{Q}{A} = \frac{90 \frac{\text{m}^3}{\text{d}}}{(100 \text{ m})(30 \text{ m})} = 0,03 \frac{\text{m}^3}{\text{m}^2 \text{d}}$$

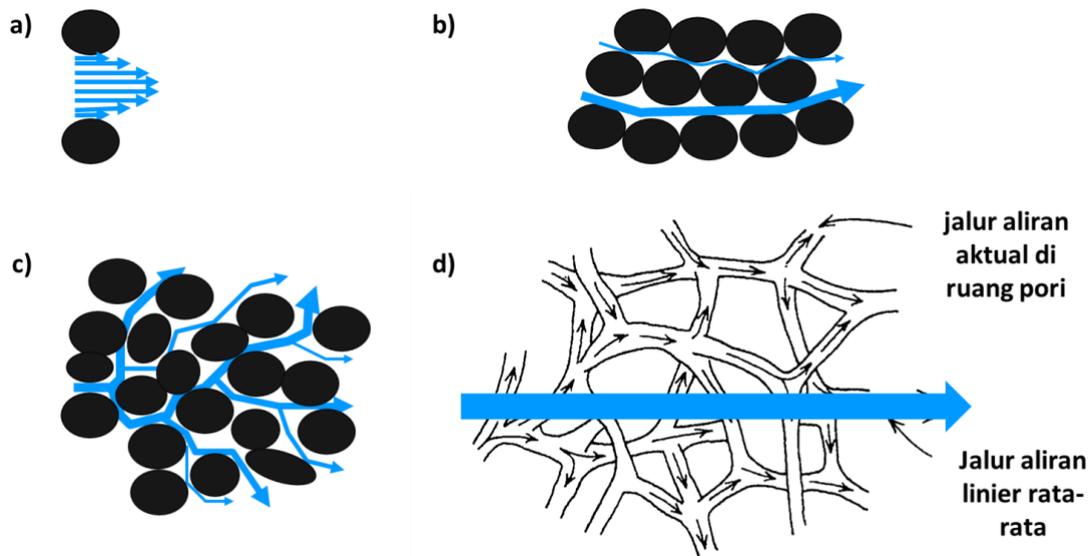
#### 4.1.2 Kecepatan Linier Rata-rata

Berbeda dengan kecepatan semu yang digambarkan oleh debit spesifik (Gambar 17a), Hukum Darcy juga dapat digunakan untuk menurunkan laju aktual air yang mengalir melalui luas penampang media berpori, disebut kecepatan air tanah. Kecepatan air tanah,  $v$ , lebih tinggi dibandingkan debit spesifiknya karena air hanya dapat melewati sebagian luas penampang yang dihubungkan dengan ruang pori,  $n_e$ . Luas penampang tersebut merupakan produk dari luas medium berpori dan porositas efektif,  $n_e$ . Kecepatan ini disebut kecepatan linier rata-rata, kecepatan rembesan, atau kecepatan rata-rata interstisial, dan merupakan fluks,  $q$ , dibagi dengan porositas efektif,  $n_e$ ,  $q/n_e = v$  (Gambar 17b).



**Gambar 17** - Konseptualisasi debit spesifik,  $q$ , dan kecepatan linier rata-rata,  $v$ . a) Debit spesifik adalah volume per waktu per satuan luas air yang keluar dari permukaan kubus (luas termasuk zat cair dan zat padat). b) Sebaliknya, laju aktual air mengalir melalui permukaan nilainya lebih tinggi daripada laju fluks karena air hanya dapat melewati sebagian luas penampang yaitu ruang pori, (luas ruang pori =  $An_e$ ), di mana  $n_e$  adalah porositas efektif. Kecepatan linier rata-rata adalah fluks,  $q$ , dibagi porositas,  $n_e$ ,  $q/n_e = v$ .

Konsep kecepatan air tanah “aktual” mengidentifikasi bahwa kecepatan mikroskopis dalam struktur pori yang kompleks yang saling terhubung bersifat bervariasi dan sulit untuk dikarakterisasi (Gambar 18a, b, dan c). Selain variabilitas lintasan aliran (Gambar 18c), kecepatan mikroskopis juga bervariasi karena pori-pori dan saluran bervariasi (Gambar 18a dan b). Sehingga, pengaruh keseluruhan air tanah yang mengalir dalam kisi-kisi saluran pori yang bervariasi lebih mudah direpresentasikan dengan nilai kecepatan air tanah gabungan, yaitu kecepatan linier rata-rata untuk mewakili volume dasar material berpori (Gambar 18d dan Gambar 17b). Kecepatan linier rata-rata dalam arah aliran dicapai dengan mempertimbangkan laju aliran volumetrik per satuan luas media berpori dibagi dengan porositas efektif,  $n_e$ , menggunakan salah satu bentuk Persamaan 18.



**Gambar 18** - Model konseptual kecepatan mikro skala pori (a, b, c) direpresentasikan sebagai kecepatan linier rata-rata (d): a) distribusi kecepatan saat air melewati satu pori di mana tarikan sepanjang permukaan butiran memperlambat aliran dibandingkan dengan kecepatan yang lebih tinggi dekat bagian tengah pori; b) kecepatan bervariasi karena bukaan pori mempunyai luas penampang yang berbeda; c) distribusi kecepatan akibat percabangan saluran pori; dan, d) model konseptual kecepatan linier rata-rata (panah lurus besar) (menurut Freeze dan Cherry, 1979).

$$v = \frac{q}{n_e} = \frac{Q}{An_e} = -\frac{K \Delta h}{n_e \Delta L} \quad (18)$$

Kecepatan linier rata-rata merupakan vektor yang mewakili arah dan besaran rata-rata kumpulan partikel air yang mengalir melalui media berpori seperti yang ditunjukkan oleh panah besar pada Gambar 18d. Ini tidak mewakili kecepatan dalam saluran pori individu mikroskopis. Kecepatan tersebut sangat bervariasi dan berkontribusi terhadap dispersi unsur terlarut dalam sistem air tanah.

Ketika laju aliran volumetrik diketahui, kecepatan linier rata-rata dapat dihitung dengan menggunakan perkiraan luas aliran dan porositas efektif. Jika porositas efektif 0,13 dan diterapkan kondisi seperti yang dijelaskan pada perhitungan debit spesifik di atas, maka kecepatan linier rata-rata adalah:

$$v = \frac{q}{n_e} = \frac{Q}{An_e} = \frac{90 \frac{\text{m}^3}{\text{d}}}{(100 \text{ m})(30 \text{ m})(0.13)} = 0,23 \frac{\text{m}}{\text{d}}$$

## 4.2 Tinggi Hidrolik

Air bergerak melalui sistem air tanah karena dipengaruhi oleh gaya. Ada dua gaya yang menggerakkan aliran: 1) gradien tekanan dan 2) gaya gravitasi. Jika massa jenis air tanah konstan, jumlah gaya-gaya yang bekerja pada satuan berat air dapat dengan mudah dinyatakan sebagai gradien tinggi hidrolik. Tinggi hidrolik merupakan besaran skalar

yang berpotensi menghasilkan gaya. Oleh karena itu, kadang-kadang disebut potensial gaya. Besaran skalar adalah besaran yang dapat dinyatakan dengan satu bilangan yang menyatakan besarnya. Misalnya suhu adalah skalar. Gradien adalah vektor. Suatu vektor digambarkan dengan dua nilai: besaran dan arah. Misalnya, kecepatan adalah vektor.

Kedua gaya yang terjadi pada air tanah bersifat mekanis, sehingga tinggi hidrolik dianggap sebagai energi mekanik dan didefinisikan sebagai energi mekanik per satuan berat air. Hal ini terdiri dari dua komponen: energi potensial dari ketinggian air dalam medan gravitasi dan energi potensial dari distribusi tekanan fluida seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 19. Hal ini sering disebut sebagai tinggi elevasi dan tinggi tekanan seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 20.

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \quad (19)$$

di mana:

$h$  = tinggi hidrolik (L)

$z$  = elevasi titik pengukuran (L)

$p$  = tekanan air pada titik pengukuran ( $F/L^2$ , gaya (berat) per satuan luas)

$\rho$  = massa jenis air ( $M/L^3$ )

$g$  = konstanta gravitasi (percepatan gravitasi) ( $L/T^2$ )

$$h = h_z + h_p \quad (20)$$

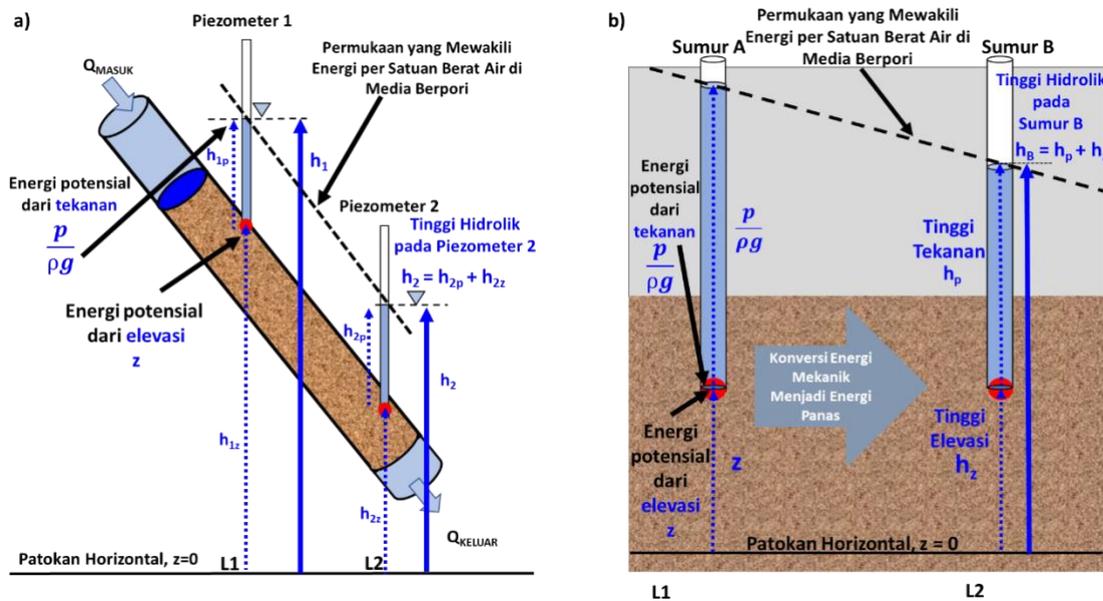
di mana:

$h$  = tinggi hidrolik (L)

$h_z$  = tinggi elevasi (L)

$h_p$  = tinggi tekanan (L)

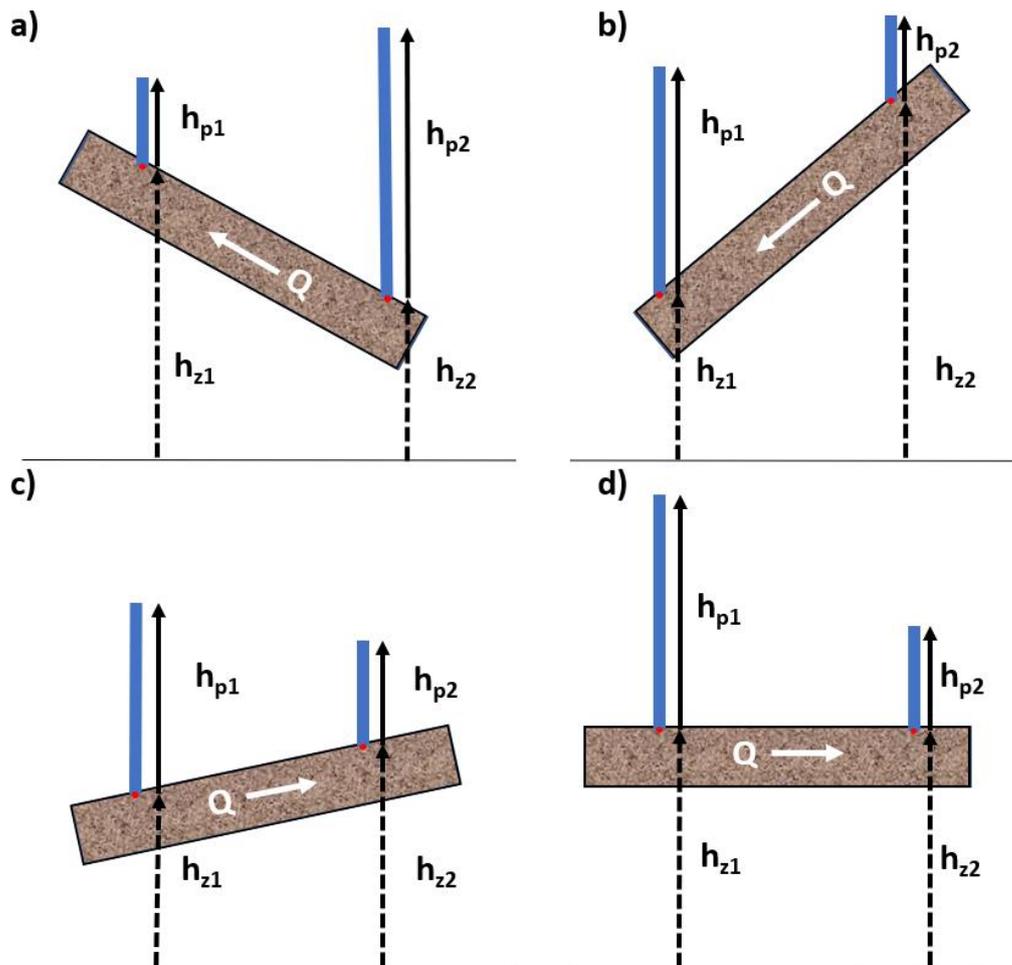
Komponen tinggi elevasi dan tinggi tekanan diilustrasikan untuk kondisi laboratorium dan lapangan pada Gambar 19. Hubbert (1940) menemukan gradien tinggi yang mendorong aliran air tanah dan mendefinisikan potensial fluida ( $\Phi$ ) sebagai hasil kali tinggi dan konstanta gravitasi ( $gh$ ), menghasilkan energi mekanik per satuan massa. Ia menyatakan bahwa air tanah selalu berpindah dari daerah yang potensial fluidanya tinggi ke potensial fluida yang rendah. Tinggi hidrolik (energi mekanik per satuan berat) adalah istilah yang paling umum digunakan untuk mendefinisikan potensial gaya yang menggerakkan aliran air tanah seperti mudah diwakili oleh ketinggian permukaan air yang diukur dalam piezometer atau sumur.



**Gambar 19** - Definisi tinggi hidrolik pada kolom Darcy dan sebagian sistem air tanah. Letak tinggi yang diukur ditunjukkan dengan titik-titik berwarna merah: a) komponen tinggi (tanda panah titik-titik biru dan padat) dan sebaran tinggi (garis hitam putus-putus) pada kolom pasir jenuh dengan air yang bergerak dari kiri atas ke kanan bawah; dan, b) komponen tinggi pada suatu bagian sistem air tanah. Tinggi berkurang searah aliran karena energi mekanik diubah menjadi energi panas akibat gesekan ketika molekul air mengalir melalui permukaan butiran dan molekul air lainnya (panah besar berwarna abu-abu-biru).

Ketika air mengalir melalui media berpori, tinggi hidrolik di sepanjang garis aliran secara bertahap berkurang ketika fluida berinteraksi dengan dinding pori sehingga mengakibatkan konversi sebagian energi mekanik menjadi energi panas (Gambar 17b). Secara fisik, air menghangat sesuai arah aliran, namun perubahan suhu tidak terdeteksi di sebagian besar lokasi.

Arah aliran selalu dari tinggi hidrolik yang tinggi ke rendah tanpa memperhatikan orientasi atau posisi media berpori dalam ruang. Hal ini diilustrasikan pada Gambar 20 di mana aliran air ditunjukkan dalam sejumlah silinder miring, jenuh, dan berisi pasir. Tinggi hidrolik lebih tinggi pada ujung silinder di mana air dimasukkan dan lebih rendah ketika air bergerak sepanjang jalur aliran. Panah putih menunjukkan arah pergerakan air melalui kolom.

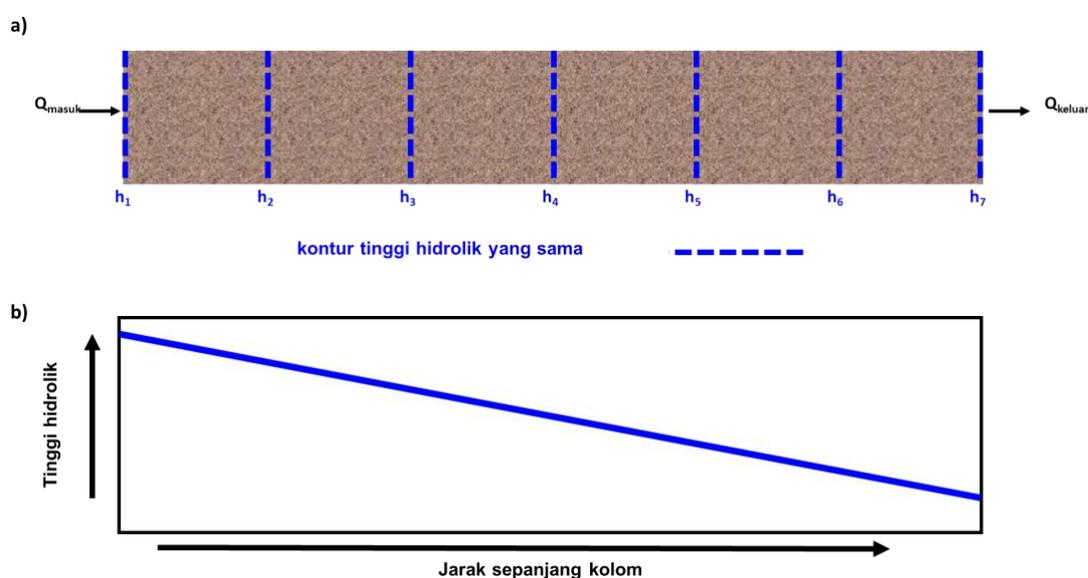


**Gambar 20** - Aliran air ( $Q$  dan panah putih) pada empat kolom pasir jenuh. Garis biru mewakili air dalam piezometer yang dipasang di lokasi yang ditunjukkan oleh titik-titik merah (lokasi di mana tinggi hidrolik diukur). Tanda panah putus-putus melambangkan tinggi elevasi ( $h_z$ ) dan tanda panah solid melambangkan tinggi tekanan ( $h_p$ ): a) aliran ke atas dan ke kiri; b) aliran ke bawah dan ke kiri; c) alirannya ke atas dan ke kanan; dan, d) aliran ke kanan.

Seperti disebutkan sebelumnya, tinggi hidrolik cukup untuk menggambarkan distribusi energi mekanik air tanah di sebagian besar proyek air tanah karena massa jenis fluida yang konstan dalam ruang dan waktu. Umumnya, dalam kondisi biasa, suhu air tanah dan variasi kimia tidak memengaruhi massa jenis fluida secara signifikan sehingga massa jenisnya konstan di seluruh sistem. Ketika sampel sumur air tanah yang massa jenisnya bervariasi, penghitungan tinggi harus mencakup penyesuaian terhadap tinggi tekanan yang memungkinkan adanya perbandingan yang masuk akal. Cara terbaik untuk menilai aliran air tanah dalam kondisi denistas yang bervariasi adalah dengan menggunakan kode komputer yang dirancang untuk memperhitungkan variasi massa jenis. [Klik di sini untuk menuju Boks 3](#) yang menyajikan pembahasan lebih rinci tentang bagaimana tinggi hidrolik dikaitkan dengan potensial gaya yang mendorong aliran fluida, termasuk situasi ketika massa jenis fluida bervariasi karena variasi suhu dan/atau zat terlarut.

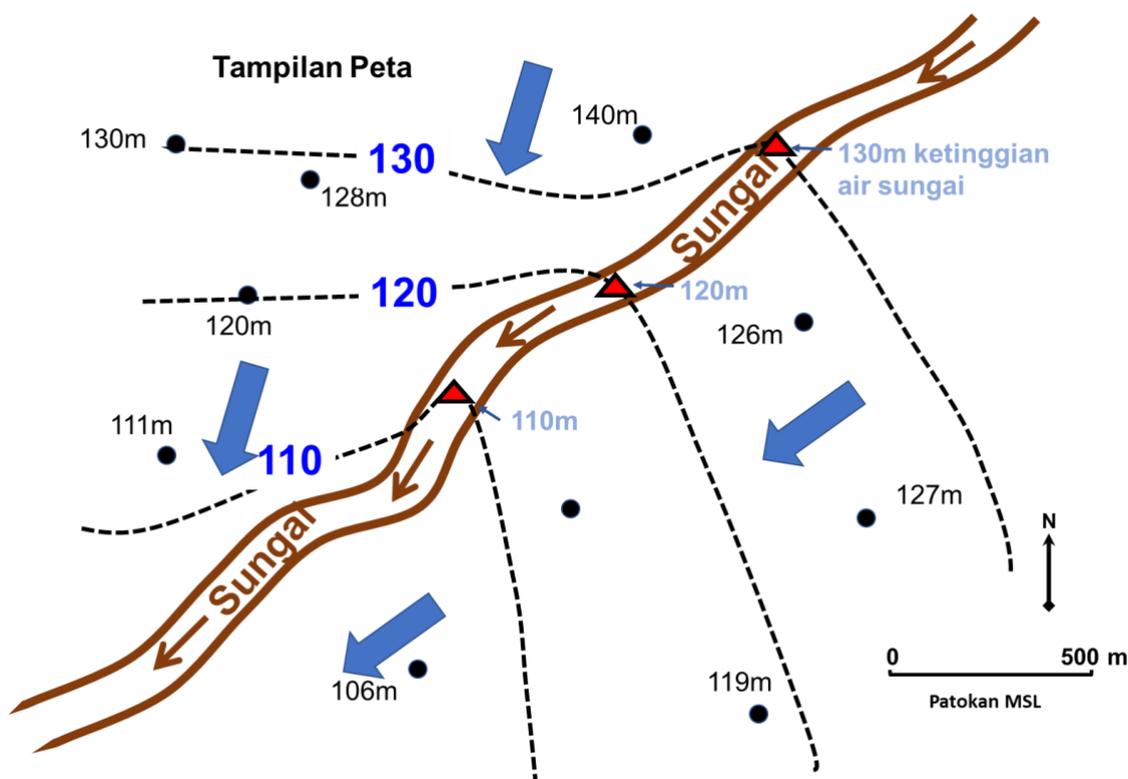
#### 4.2.1 Mewakili Distribusi Tinggi Hidrolik

Berbagai pengukuran tinggi hidrolis yang diperoleh dari piezometer laboratorium atau sumur pantau di lapangan digunakan untuk mewakili distribusi spasial tinggi tekanan. Hal ini dapat digambarkan dengan memeriksa distribusi tinggi pada kolom yang diisi pasir dan ditembus oleh sejumlah piezometer (Gambar 21). Hukum Darcy menunjukkan bahwa distribusi tinggi akan linier sepanjang kolom pasir homogen karena alirannya seragam dan satu dimensi (seragam berarti setiap bungkusan air bergerak sepanjang jalurnya dengan kecepatan konstan dan aliran per satuan luas adalah konstan dan satu dimensi berarti mengalir hanya dalam satu arah). Akibatnya, garis-garis yang mempunyai tinggi hidrolis yang sama (garis ekuipotensial) di dalam media berpori adalah lurus, berjarak sama, sejajar satu sama lain, dan tegak lurus terhadap dinding kolom. Tinggi berkurang dari  $h_1$  ke  $h_7$  dalam arah aliran karena energi mekanik diubah menjadi energi panas akibat gesekan ketika molekul air mengalir melalui permukaan butiran dan molekul air lainnya.



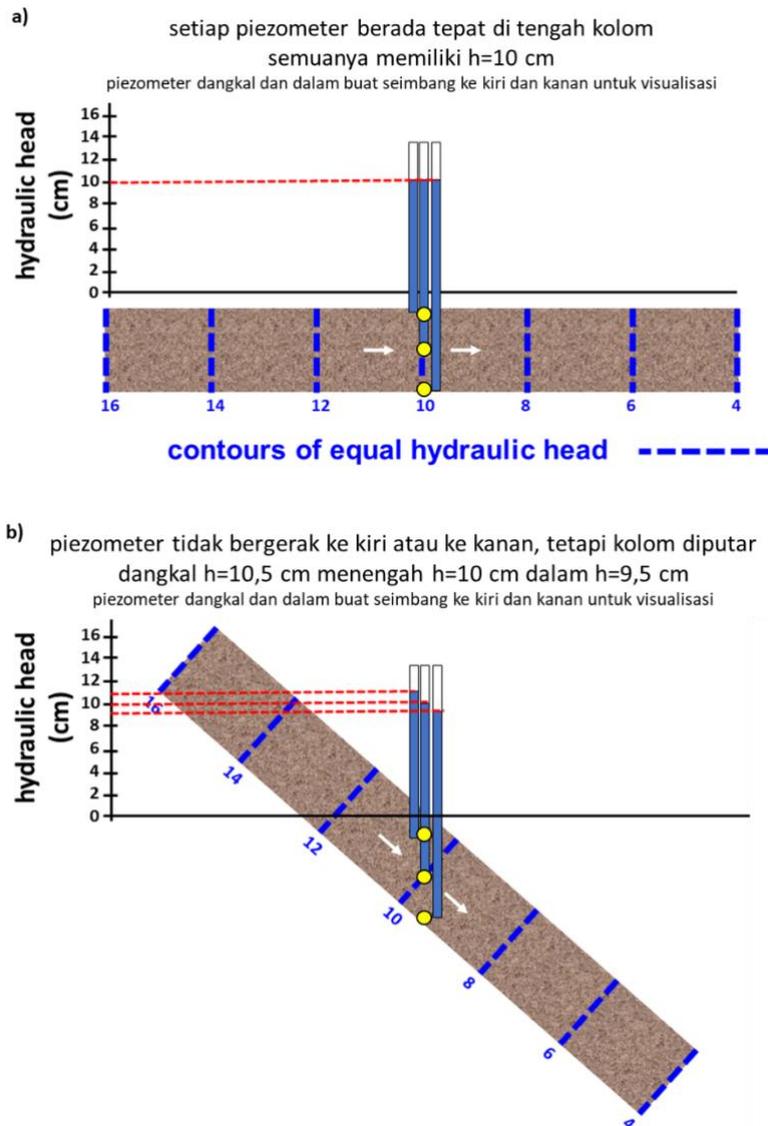
**Gambar 21** - Aliran satu dimensi dalam keadaan tunak melalui kolom pasir homogen dan isotropik dengan bukaan aliran masuk dan aliran keluar yang diameternya sama dengan kolom: a) garis-garis dengan tinggi hidrolis yang sama (garis putus-putus vertikal) di dalam pasir jenuh tegak lurus terhadap dinding kolom, lurus, sejajar, dan berjarak sama,  $h_1$  tinggi terbesar dan  $h_7$  tinggi terendah; dan, b) distribusi tinggi adalah linier.

Ketika pengukuran tinggi diplot dalam ruang satu, dua, atau tiga dimensi, pengukuran tersebut memberikan kerangka kerja untuk memahami pola aliran air tanah. Pada aliran satu dimensi seperti pada Gambar 21, arah alirannya mengikuti penurunan tinggi, dari kiri ke kanan. Distribusi tinggi hidrolis biasanya direpresentasikan sebagai peta dua dimensi dan penampang pengaturan geologi yang memuat sistem air tanah. Ketika pengukuran tinggi digunakan untuk membuat peta, tinggi diplot pada lokasi  $x, y$  sumur di permukaan tanah (Gambar 22).



**Gambar 22** - Contoh data tinggi yang diplot pada lokasi sumur x,y (titik hitam). Nilai tinggi diplot sebagai elevasi di atas permukaan laut rata-rata. Garis putus-putus adalah kontur tinggi yang sama (garis ekuipotensial). Panah biru besar mewakili arah umum aliran air tanah, dari daerah dengan ketinggian tinggi ke daerah dengan ketinggian rendah. Segitiga merah melambangkan ketinggian sungai yang merupakan lokasi keluarnya air tanah.

Ketika pengukuran tinggi diplot dalam penampang melintang, nilai tinggi diplot pada lokasi x,z dari titik pengukuran (titik kuning pada Gambar 23). Untuk mengevaluasi komponen vertikal aliran air tanah, biasanya beberapa piezometer dipasang pada lokasi x,y yang sama di lapangan, dengan masing-masing piezometer dibuka pada kedalaman yang berbeda, z, seperti ditunjukkan pada kolom laboratorium pada Gambar 23. Pengukuran tinggi diambil dari tiga piezometer pada kedalaman berbeda sepanjang garis vertikal di tengah silinder. Semua nilai tinggi pada Gambar 23a adalah 10 cm karena aliran sejajar dengan dinding silinder, dan kolom mendatar. Ketika kolom diputar  $42^\circ$  terhadap sumbunya pada bagian bawah piezometer kedalaman menengah (Gambar 23b), aliran masih sejajar dengan dinding silinder, namun pada posisi ini tinggi pada sampel piezometer dangkal lebih tinggi dari piezometer tengah dan sampel piezometer dalam turun secara gradien.



**Gambar 23** - Contoh penggambaran nilai tinggi hidrolik pada titik pengukuran di mana bagian bawah piezometer terbuka terhadap sistem aliran (seperti yang ditunjukkan oleh titik kuning, perhatikan diagram piezometer dangkal dan dalam yang diimbangi ke kiri dan kanan piezometer tengah untuk memudahkan melihat ketiga ketinggian air). Kolom pasir diisi dengan sedimen homogen dan air mengalir melalui media berpori (panah putih) dalam kondisi tunak. a) Pengukuran tinggi diambil dari tiga piezometer pada kedalaman berbeda sepanjang garis vertikal di tengah silinder. Semua ukuran kepala adalah 10 cm. b) Ketika silinder diputar  $42^\circ$  mengelilingi sumbu di bagian bawah piezometer kedalaman tengah, meskipun aliran masih sejajar dengan dinding silinder, piezometer dangkal sekarang memiliki tinggi yang lebih besar dari piezometer tengah dan sampel piezometer dalam menurun mengikuti gradien. Tingginya berbeda antar piezometer. Mengingat titik pengukuran (titik kuning) berada pada lokasi  $x,y$  yang sama, tinggi yang berbeda ini menunjukkan komponen aliran ke bawah.

Setelah data tinggi hidrolik disajikan dengan benar, pengukuran piezometer diinterpretasikan untuk menyimpulkan arah aliran air tanah. Interpretasi distribusi tinggi dan arah aliran air tanah akan dibahas kemudian pada Bagian 8 buku ini.

### 4.3 Gradien Hidrolik

Seperti ditunjukkan pada Persamaan 16, rasio  $\Delta h$  dan  $\Delta L$  (perbedaan tinggi hidrolik dibagi dengan panjang sampel atau jarak yang memisahkan dua lokasi tinggi) dapat digeneralisasikan ke dalam suatu diferensial yang disebut gradien hidrolik,  $dh/dl$  seperti pada Persamaan 21.

$$Q = -K \frac{dh}{dl} A \quad (21)$$

di mana:

$$dh = \Delta h \text{ pada interval yang sangat kecil (L)}$$

$$dl = \Delta L \text{ pada interval yang sangat kecil (L)}$$

Diketahui gradien hidrolik dihitung dengan mengurangkan tinggi,  $h_1$ , pada titik asal dari tinggi,  $h_2$ , pada jarak  $\Delta L$  dari titik asal searah aliran, dan kemudian dibagi dengan jarak  $\Delta L$ , tanda negatif pada Persamaan 21 memberikan nilai positif laju aliran volumetrik dari tinggi hidrolik tinggi ke rendah. Pada kolom vertikal yang ditunjukkan pada Gambar 19, nilai tinggi  $h_2$  di  $L_2$  dikurangi dengan  $h_1$  di  $L_1$ . Hal ini menghasilkan gradien negatif,  $\Delta h/\Delta L$ . Artinya, aliran mengalir dalam arah gradien ke bawah. Dengan menggunakan konvensi ini, aliran menjauhi  $h_1$  dan menuju  $h_2$ . Dengan perbedaan tinggi menjadi nilai tinggi yang lebih rendah dikurangi nilai tinggi yang lebih tinggi, maka gradiennya negatif (Persamaan 22).

$$\frac{dh}{dl} = \frac{\Delta h}{\Delta L} = -\frac{Q}{KA} \quad (22)$$

Gradien hidrolik juga dapat direpresentasikan dalam tiga dimensi ketika aliran tidak sejajar dengan sumbu koordinat  $x$ ,  $y$ , atau  $z$  (Persamaan 23), sehingga terdapat komponen aliran pada setiap arah sumbu seperti ditunjukkan pada Persamaan 23. Dalam hal ini, untuk menentukan arah aliran, setiap komponen gradien hidrolik dihitung dengan  $h_2$  terletak pada posisi koordinat yang lebih besar dari  $h_1$ .

$$\frac{\partial h}{\partial x}, \quad \frac{\partial h}{\partial y}, \quad \frac{\partial h}{\partial z} \quad (23)$$

Representasi  $(\partial/\partial x)$  diferensial parsial ( $\partial$ ) digunakan karena gradien bergantung sebagian pada kondisi di setiap arah koordinat. Vektor gradien yang dihasilkan (besar keseluruhan dan arah gradien) bergantung pada besaran ketiga komponen gradien pada arah  $x$ ,  $y$ , dan  $z$ .

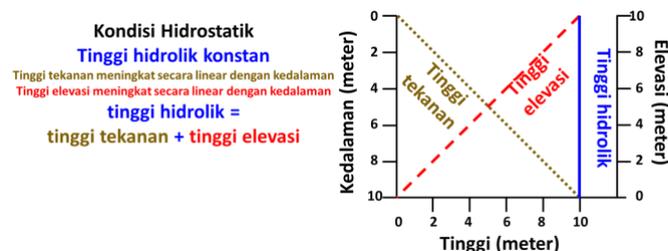
Gradien hidrolik umumnya direpresentasikan dengan menggunakan huruf "i" sehingga hukum Darcy sering ditulis seperti ditunjukkan pada Persamaan 24.

$$Q = -KiA \quad (24)$$

di mana:

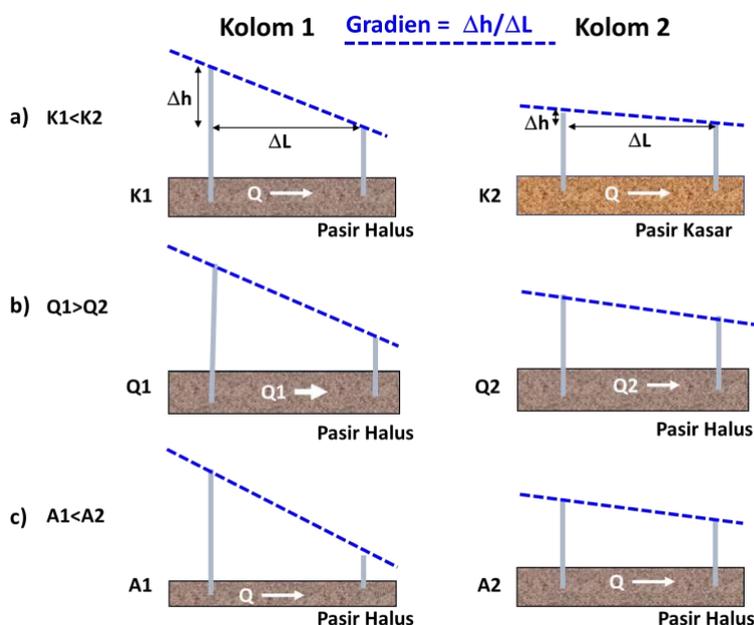
$$i = \text{gradien hidrolik } (\Delta h/\Delta L \text{ atau } \frac{dh}{dl}) \text{ (tanpa dimensi: L/L)}$$

Perbedaan tinggi hidrolik pada jarak sepanjang jalur aliran didefinisikan sebagai gradien hidrolik,  $\Delta h/\Delta L$ . Gradien dari energi mekanik inilah yang menjadi penggerak aliran air tanah. Jika air tidak bergerak, gradiennya nol, dan nilai tingginya sama di setiap tempat. Dalam situasi ini, terdapat kondisi hidrostatik. Dalam kondisi hidrostatik, tinggi elevasi dan tinggi tekanan di setiap lokasi dalam media berpori bergabung membentuk nilai tinggi hidrolik yang sama (Gambar 24).



**Gambar 24** - Dalam kondisi hidrostatik dalam contoh ini, tinggi hidrolik adalah 10 m pada semua kedalaman. Tinggi hidrolik merupakan penjumlahan dari tinggi tekanan dan tinggi elevasi. Tekanan meningkat secara linear terhadap kedalaman dan ketinggian menurun secara linear terhadap kedalaman

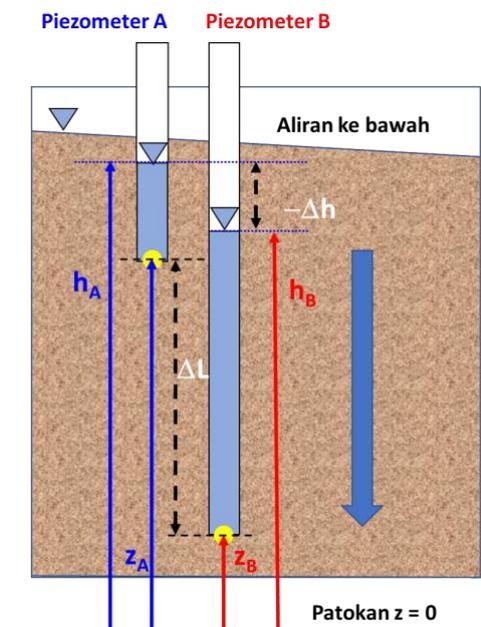
Aliran air tanah mengikuti arah penurunan tinggi, tidak tergantung pada posisi media berpori dalam ruang (Gambar 20). Gradien lokal dipengaruhi oleh besarnya konduktivitas hidrolik, laju aliran, dan luas penampang sebagaimana dinyatakan dalam Hukum Darcy (Persamaan 22) dan diilustrasikan pada Gambar 25.



**Gambar 25** - Efek relatif dari  $K$ ,  $Q$  dan  $A$  yang bervariasi secara individual pada gradien hidrolik. Silinder yang lebih gelap berisi pasir halus dan silinder yang lebih terang berisi pasir kasar.  $\Delta L$  konstan. Gradien untuk kondisi yang ditunjukkan pada Kolom 1 lebih besar dibandingkan kondisi yang digambarkan pada Kolom 2: a) konduktivitas hidrolik yang lebih rendah menghasilkan gradien yang lebih besar; b) laju aliran yang lebih besar menghasilkan

gradien yang lebih besar; dan, c) luas aliran yang lebih kecil menghasilkan gradien yang lebih besar (menurut Cohen dan Cherry, 2020).

Penting untuk dicatat bahwa selain representasi gradien pada bidang  $x,y$  horizontal (misalnya,  $\Delta h/\Delta L$  seperti yang ditampilkan pada Gambar 22 dan Gambar 25), gradien vertikal,  $\Delta h/\Delta z$ , pada bidang  $x,z$ - vertikal dapat dinilai untuk memeriksa apakah air bergerak ke atas atau ke bawah di lokasi tertentu (Gambar 26). Untuk mengevaluasi gradien vertikal, sumur atau piezometer yang memanjang ke kedalaman berbeda diselesaikan berdekatan satu sama lain atau diisolasi secara vertikal satu sama lain dalam satu lubang bor. Besarnya gradien vertikal dihitung dengan membandingkan nilai absolut dari perbedaan tinggi antara piezometer dalam arah aliran,  $\Delta h = |h_B - h_A|$ , terhadap nilai absolut dari jarak vertikal yang memisahkan lokasi pengukurannya,  $\Delta L = |Z_B - Z_A|$ . Jika piezometer atau sumur pantau mempunyai sekat yang terbuka terhadap air tanah selama suatu interval, maka titik pengukuran ditetapkan sebagai bagian tengah dari interval sekat tersebut. Arah gradien ditentukan dengan membandingkan tinggi pada piezometer dangkal, A, dengan tinggi pada piezometer yang lebih dalam, B. Pada Gambar 26, tinggi pada piezometer B lebih kecil dibandingkan tinggi pada A, sehingga aliran mengarah ke bawah. Jika tinggi di B lebih tinggi dari A maka gradiennya akan ke atas.

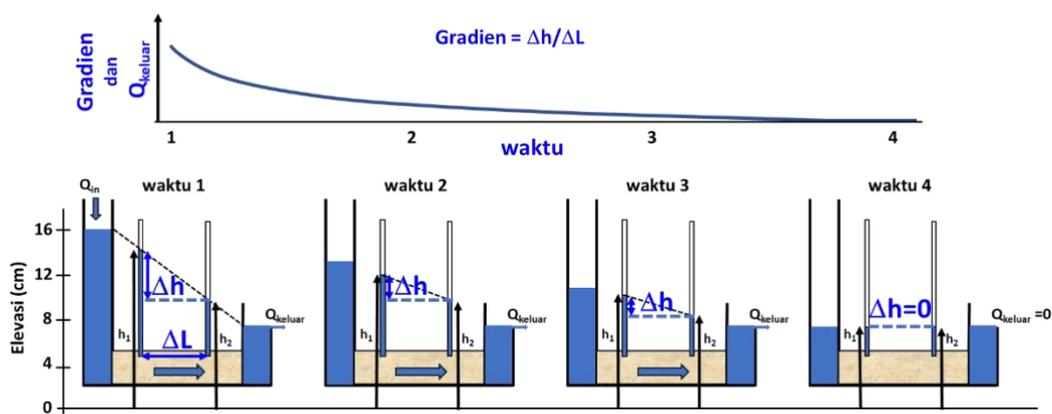


**Gambar 26** - Contoh faktor yang diperlukan untuk menghitung gradien vertikal. Pola berbintik-bintik mewakili media berpori jenuh. Nilai absolut selisih tinggi,  $\Delta h$ , antara piezometer dangkal A dan piezometer dalam B adalah  $\Delta h = |h_B - h_A|$ . Gradien dihitung dengan membagi  $\Delta h$  dengan jarak vertikal antara titik pengukurannya (titik kuning),  $\Delta L = |Z_B - Z_A|$ . Arah gradien ditentukan dengan membandingkan tinggi pada piezometer dangkal A dengan piezometer dalam B. Pada contoh ini potensi aliran air tanah adalah dari tinggi yang lebih besar menuju rendah, dalam hal ini adalah ke bawah dari A ke B.

Evaluasi aliran air tanah dalam suatu sistem lapangan memerlukan peta dua dimensi dan penampang melintang, dan pada beberapa situasi representasi spasial tiga dimensi. Konstruksi dan interpretasi arah aliran air tanah dibahas pada Bagian 5 dan 8 dalam buku ini.

#### 4.3.1 Perubahan Transien pada Gradien

Pembahasan tinggi dan gradien disajikan dalam konteks kondisi aliran tunak, di mana tinggi dan gradien tidak berubah terhadap waktu. Ketika tinggi dan gradien tidak konstan, kondisi ini disebut sebagai kondisi transien. Selama laju aliran masuk dan keluar dari tabung berisi sedimen yang disajikan pada gambar sebelumnya tetap konstan, tinggi piezometer tidak berubah dan gradiennya konstan. Gambar 27 mengilustrasikan bagaimana gradien berubah ketika laju aliran bervariasi terhadap waktu. Ini menggambarkan situasi di mana, setelah aliran dalam keadaan tunak terbentuk, aliran masuk ke reservoir kiri dihentikan, yaitu,  $Q_{in} = 0$  at  $t_1$ . Saat pertama ketika  $Q_{in}$  berhenti, laju aliran masuk dari reservoir sama seperti pada kondisi tunak, namun setelah aliran masuk terputus, air yang masuk ke sedimen berasal dari pengosongan perlahan reservoir berisi air di sebelah kiri. Ketika tinggi muka air reservoir menurun, laju aliran ke dalam tabung berisi pasir menurun dan gradiennya menurun sesuai dengan hukum Darcy. Tinggi pasir di sisi kiri juga menurun sehingga melepaskan sebagian air yang tersimpan dari pasir (lebih lanjut akan dijelaskan tentang pelepasan air dari penyimpanan di Bagian 6 buku ini). Ketika air terus mengalir dari reservoir kiri yang menurun, gradiennya menjadi semakin kecil hingga akhirnya ketinggian air di sisi kiri sama dengan ketinggian air di sisi kanan dan sistem menjadi statis (Gambar 27). Dalam sistem statis tidak ada aliran dan tingginya sama di semua tempat.



**Gambar 27** - Kondisi transien: Awalnya (waktu= $t_1$ ) aliran dalam keadaan tunak,  $Q_{in} = Q_{out}$ , kemudian aliran masuk,  $Q_{in}$ , berhenti. Mengingat tinggi bernilai besar di reservoir kiri, gradien ( $-\Delta h/\Delta L$ ) terus mendorong air melalui tabung, namun ketinggian air di reservoir kiri mulai menurun karena tidak ada aliran masuk untuk mengisinya kembali (waktu= $t_2$ ). Menurunnya ketinggian air pada reservoir kiri mengakibatkan gradien menurun, sehingga laju aliran melalui tabung menurun seiring waktu dan  $Q_{out}$  menurun seiring waktu. Pada kondisi transien, aliran masuk dan keluar berbeda,  $Q_{in} \neq Q_{out}$ , karena perubahan gradien belum mencapai ujung tabung yang lain. Penurunan tinggi berjalan melintasi tabung dan aliran keluar menurun seiring waktu (misalnya, waktu= $t_3$ ) hingga akhirnya tidak ada gradien dan karenanya tidak ada aliran (waktu= $t_4$ ),  $Q_{in} = Q_{out} = 0$  (dari Cohen dan Cherry, 2020).

Karena perubahan laju dan lokasi imbuhan dan pembuangan ke dan dari sistem air tanah bervariasi dari waktu ke waktu, maka tinggi dan gradien juga berubah. Sistem air tanah pada umumnya berada dalam keadaan berubah. Namun, untuk menyederhanakan analisis, sering kali diasumsikan bahwa sistem dapat diperlakukan seolah-olah kondisi berada dalam keadaan tunak selama jangka waktu penyelidikan (misalnya hari, bulan, musim, atau rata-rata jangka panjang). Ketika asumsi penyederhanaan tersebut diterapkan, hasilnya harus ditinjau secara cermat untuk menentukan apakah asumsi kondisi tunak berdampak negatif terhadap interpretasi kondisi air tanah sebenarnya.

#### 4.4 Konduktivitas Hidrolik

Konstanta proporsionalitas konduktivitas hidrolik,  $K$ , dapat dikonseptualisasikan sebagai kemudahan relatif aliran fluida melalui material berpori. Memiliki arah dan besaran dan direpresentasikan sebagai vektor; namun, bagian pertama pembahasan ini menyajikannya sebagai nilai skalar. Menata ulang hukum Darcy untuk menyelesaikan konduktivitas hidrolik menghasilkan Persamaan 25.

$$K = -Q \frac{\Delta L}{\Delta h A} \quad (25)$$

Pada konfigurasi ini terlihat satuan  $K$  adalah L/T karena satuan  $Q$  adalah (L<sup>3</sup>/T), satuan  $A$  (L<sup>2</sup>), satuan  $h$  (L), dan satuan  $L$  (L). Satuannya disajikan sebagai Persamaan 26.

$$\frac{L}{T} : \frac{L^3}{T} \frac{L}{L^2} \quad (26)$$

Jadi, konstanta proporsionalitas,  $K$ , memiliki satuan kecepatan (misalnya meter/detik, meter/hari). Namun,  $K$  bukanlah kecepatan, melainkan mewakili sifat transmisi material berpori. Jika air dengan mudah melewati bahan berpori maka dikatakan memiliki konduktivitas hidrolik yang tinggi; jika air tidak dapat disalurkan dengan baik melalui suatu material, maka material tersebut memiliki konduktivitas hidrolik yang rendah. Kondisi ini juga disebut sebagai permeabel atau permeabilitas rendah.

##### 4.4.1 Permeabilitas Intrinsik

Freeze dan Cherry (1979) menjelaskan hasil percobaan konduktivitas hidrolik yang digunakan untuk mengeksplorasi hubungan antara sifat fisik media berpori dan fluida. Sejumlah kolom berisi manik-manik kaca dengan ukuran berbeda ditetapkan sebagai kolom Darcy dan perubahan debit spesifik diamati. Berdasarkan pengamatan tersebut, hubungan debit spesifik terhadap karakteristik terukur dari media berpori dan dicatat seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 27, 28, dan 29.

$$q \propto d^2 \quad (27)$$

di mana:

$$q = \text{debit spesifik (L/T)}$$

$$d = \text{diameter manik-manik kaca seragam, terdiri dari media berpori (L)}$$

$$q \propto \rho g \quad (28)$$

di mana:

$$\rho = \text{massa jenis fluida (M/L}^3\text{)}$$

$$g = \text{konstanta gravitasi (percepatan gravitasi) (L/T}^2\text{)}$$

$$q \propto \frac{1}{\mu} \quad (29)$$

di mana:

$$\mu = \text{viskositas dinamis (M/(LT))}$$

Jika dipertimbangkan bersama dengan pengamatan awal Darcy bahwa  $q \propto -dh/dl$ , ketiga hubungan ini menghasilkan definisi konduktivitas hidrolis yang mencakup karakteristik fisik media berpori dan pengaruh sifat fluida (Persamaan 30).

$$\frac{Q}{A} = - \frac{\left( \frac{C d^2 g \rho}{\mu} \right) dh}{dl} \quad (30)$$

di mana:

$$C d^2 = \text{permeabilitas intrinsik (k) media berpori (L}^2\text{)}$$

$$C = \text{konstanta proporsionalitas yang mewakili efek bentuk partikel, tortuositas, dan distribusi ukuran pori dari media berpori yang tidak bergantung pada sifat fluida (tanpa dimensi)}$$

Setelah sifat-sifat fluida diketahui, konduktivitas hidrolis dapat dihitung dari permeabilitas intrinsik seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 31.

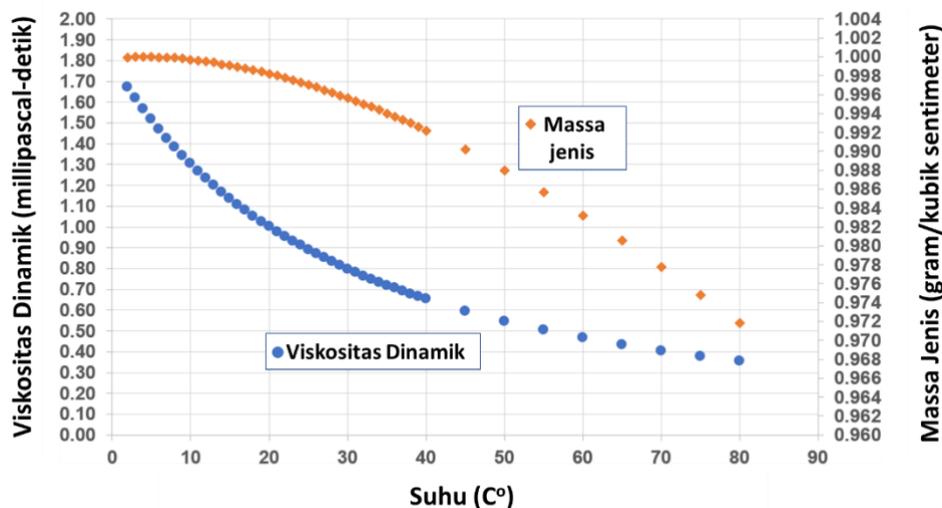
$$K = \frac{C d^2 g \rho}{\mu} = \frac{k g \rho}{\mu} \quad (31)$$

Untuk sedimen dan batuan, permeabilitas intrinsik ( $k$ ) mencakup pengaruh seluruh sifat media yang mempengaruhi aliran, tidak hanya diameter butiran rata-rata seperti yang terjadi pada bola kaca seragam. Ini memiliki satuan  $L^2$ . Permeabilitas intrinsik mewakili besarnya variasi diameter pori-pori yang saling berhubungan serta jumlah percabangan dan penyambungan kembali jalur pori-pori pada jalur perjalanan linier, yang disebut sebagai derajat tortuositas. Tortuositas adalah ukuran jarak tempuh sebenarnya dibagi dengan jarak terpendek antara dua lokasi. Secara umum, semakin besar diameter pori-pori dan semakin efisien pori-pori tersebut saling terhubung (lebih sedikit berliku-liku), semakin besar permeabilitas intrinsiknya. Sebaliknya, material berpori dengan pori-pori berdiameter kecil dan banyak jalur yang saling terhubung (tortuositas tinggi) akan memiliki permeabilitas intrinsik yang lebih rendah. Permeabilitas intrinsik juga dapat dihitung jika konduktivitas hidrolis dan sifat fluida diketahui dengan mengatur ulang Persamaan 31.

#### 4.4.2 Sifat-sifat Fluida

Berat jenis dan viskositas dinamis suatu fluida juga mempengaruhi konduktivitas hidrolis. Semakin besar berat jenis suatu fluida ( $\gamma = g\rho$ ) dan semakin rendah viskositas dinamis ( $\mu$ ), maka semakin tinggi pula konduktivitas hidrolisnya. Berat jenis suatu fluida,  $\gamma$ , adalah massa jenisnya dikalikan konstanta gravitasi,  $\rho g$ , dan viskositas dinamis,  $\mu$ , adalah rasio tegangan geser pada suatu bidang dengan laju perubahan kecepatan fluida melintasi bidang tersebut (resistensi internal terhadap aliran). Pengaruh sifat fluida terhadap nilai konduktivitas hidrolis dapat diilustrasikan dengan memvisualisasikan bagaimana laju aliran akan terpengaruh jika dua kolom Darcy berisi pasir di bawah gradien hidrolis yang sama diatur sedemikian rupa sehingga air mengalir melalui satu kolom dan molase mengalir melalui kolom lainnya. (Freeze dan Cherry, 1979). Diasumsikan pasir pada tiap kolom mempunyai struktur dan jumlah pori terhubung yang sama. Tentu saja laju aliran molase akan lebih lambat dibandingkan dengan air. Hal ini karena viskositas molase biasanya seribu kali lebih tinggi dibandingkan air, sedangkan berat jenis molase hanya sekitar 1,5 kali lebih tinggi daripada air.

Untuk sistem air tanah, perubahan massa jenis dan viskositas yang disebabkan oleh suhu perlu dipertimbangkan ketika menghitung konduktivitas hidrolis. Viskositas dinamis dan massa jenis air sebagai fungsi suhu air ditunjukkan pada Gambar 28. Suhu mempunyai pengaruh yang lebih signifikan terhadap viskositas dibandingkan massa jenis.



**Gambar 28** - Viskositas dinamis dan massa jenis air sebagai fungsi suhu air. Perlu diperhatikan bahwa 1 millipascal-detik setara dengan 0,01 gram/centimeter-detik (data dari IAPWS, 2008).

Contoh: Jika sebuah pasir mempunyai permeabilitas intrinsik,  $k$ ,  $1 \times 10^{-7} \text{ cm}^2$ , dan air yang bergerak melalui pasir tersebut mempunyai suhu  $10^\circ\text{C}$ , maka (dari Gambar 28):

- $\mu = 1,3$  milliPascal-detik, yaitu  $0.013 \text{ gram}/(\text{sentimeter-detik})$
- $\rho = 0,9997 \text{ g/cm}^3$ , dan dengan

- $g = 980,67 \text{ cm/s}^2$  (konstanta tidak bergantung pada suhu), sehingga
- $K = \frac{k g \rho}{\mu} = \frac{0,0000001 \text{ cm}^2 \cdot 980,67 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \cdot 0,9997 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{0,013 \frac{\text{g}}{\text{cm-s}}}$
- $K$  akan menjadi  $7,54 \times 10^{-3} \text{ cm/s} \sim 8 \times 10^{-5} \text{ m/s}$

Ulangi perhitungan dengan asumsi suhu air adalah  $20^\circ\text{C}$ :

- $\mu = 1,0$  milliPascal-detik, yaitu  $0,01 \text{ gram}/(\text{sentimeter-detik})$
- $\rho = 0,998 \text{ gm/cm}^3$ , dan dengan
- $g = 980,67 \text{ cm/s}^2$ , sehingga
- $K = \frac{k g \rho}{\mu} = \frac{0,0000001 \text{ cm}^2 \cdot 980,67 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \cdot 0,998 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{0,01 \frac{\text{g}}{\text{cm-s}}}$
- $K$  akan menjadi  $9,787 \times 10^{-3} \text{ cm/s} \sim 1 \times 10^{-4} \text{ m/s}$

Perhitungan ini menggambarkan bahwa meskipun perubahan  $K$  agak kecil,  $K$  meningkat seiring dengan meningkatnya suhu air, karena besarnya penurunan viskositas dinamis (dalam penyebut) dengan suhu lebih besar daripada penurunan massa jenis (dalam pembilang).

Ketika fluida dengan komposisi berbeda melewati media berpori jenuh, sifat komposisi fluida akan memengaruhi karakterisasi konduktivitas hidrolik (ingat contoh molase). Misalnya, jika benzena murni tumpah saat terjadi kecelakaan kereta api dan masuk ke bagian atas sistem air tanah bersuhu  $10^\circ\text{C}$  sebagai benzena cair, nilai  $K$  jenuh pasir untuk benzena dapat dihitung. Dalam contoh yang disederhanakan ini, pada suhu  $10^\circ\text{C}$ ,  $K$  pasir dengan permeabilitas intrinsik,  $k, 1 \times 10^{-7} \text{ cm}^2$ , untuk benzena akan diatur oleh sifat-sifat benzena, bukan sifat-sifat air:

- $\mu_{benzene} = 1,25$  milliPascal-detik, yaitu  $0,0125 \text{ gram}/(\text{sentimeter-detik})$
- $\rho_{benzene} = 0,727 \text{ gm/cm}^3$ , dan dengan
- $g = 980,67 \text{ cm/s}^2$ , sehingga
- $K_{benzene} = \frac{k g \rho}{\mu} = \frac{0,0000001 \text{ cm}^2 \cdot 980,67 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} \cdot 0,727 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{0,0125 \frac{\text{g}}{\text{cm-s}}}$
- $K_{benzene}$  akan menjadi  $5,7 \times 10^{-3} \text{ cm/s} \sim 6 \times 10^{-5} \text{ m/s}$

Hal ini menunjukkan  $K$  untuk aliran benzena ( $\sim 6 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ ) lebih rendah dibandingkan  $K$  untuk aliran air ( $\sim 8 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ ) pada suhu yang sama. Hal ini karena, meskipun benzena kurang kental dibandingkan air pada suhu  $10^\circ\text{C}$ , massa jenis benzena jauh lebih kecil dibandingkan massa jenis air. Jika benzena dilarutkan dalam air sedemikian rupa sehingga molekul benzena terbawa sebagai zat terlarut di dalam air, laju aliran akan dikontrol oleh sifat-sifat air karena tidak ada benzena cair yang tersisa.

Sebagai pengingat, konduktivitas hidrolik dilambangkan dengan huruf kapital  $K$  dengan satuan panjang terhadap waktu  $L/T$ .  $K$  mencerminkan dampak sifat fluida dan medium terhadap kemudahan fluida melewati suatu medium. Permeabilitas intrinsik biasanya dinyatakan dengan huruf kecil  $k$  dengan satuan panjang kuadrat ( $L^2$ ).  $k$  hanya mencerminkan pengaruh sifat-sifat medium terhadap kemudahan fluida melewatinya. Terkadang  $k_i$  digunakan untuk mewakili permeabilitas intrinsik. Dalam literatur lama, dan beberapa tulisan modern, konduktivitas hidrolik disebut sebagai permeabilitas atau

koefisien permeabilitas. Dalam beberapa literatur (misalnya, Freeze dan Cherry, 1979) istilah “permeabilitas” digunakan untuk mewakili  $k$  tanpa pengubah “intrinsik”. Oleh karena itu, kehati-hatian perlu dilakukan saat membaca laporan atau buku teks agar dapat memahami dan menerapkan informasi dengan jelas. Hal ini berguna untuk memeriksa unit yang terkait dengan setiap istilah untuk menguraikan bagaimana istilah tersebut digunakan. Dalam industri perminyakan, istilah “permeabilitas” biasanya mengacu pada  $k$  ( $L^2$ ). Insinyur perminyakan sering kali bekerja dengan material dengan  $k$  rendah dan jika nilai diberikan dalam satuan  $m^2$  atau  $cm^2$  maka jumlahnya akan sangat kecil (misalnya,  $1 \times 10^{-8}$  hingga  $1 \times 10^{-16} cm^2$ ). Hasilnya, mereka memperkenalkan satuan yang disebut “darcy” yang setara dengan  $9.87 \times 10^{-9} cm^2$  atau, kira-kira  $1 \times 10^{-8} cm^2$  untuk menggambarkan kapasitas batuan reservoir minyak bumi dalam mengalirkan fluida. Batu pasir dengan permeabilitas intrinsik  $1 \times 10^{-9} cm^2$  akan mempunyai permeabilitas 0,1 darcy.

## 4.5 Penerapan Hukum Darcy

Hukum Darcy adalah hukum makroskopis yang diterapkan dengan menggunakan nilai rata-rata parameter sebagai sebagian representasi media berpori, REV seperti yang dibahas di Bagian 3 buku ini. Hukum Darcy diterapkan pada aliran fluida melalui media berpori. Ini menggambarkan hubungan linier antara debit spesifik dan gradien hidrolis. Hubungan ini berlaku untuk hampir semua kondisi air tanah. Namun, ketika laju aliran mendekati nol atau ketika laju aliran tinggi terjadi pada material dengan konduktivitas hidrolis tinggi seperti retakan atau fitur karst, aliran mungkin tidak linier dan oleh karena itu, hukum Darcy tidak mewakili aliran air tanah dengan tepat.

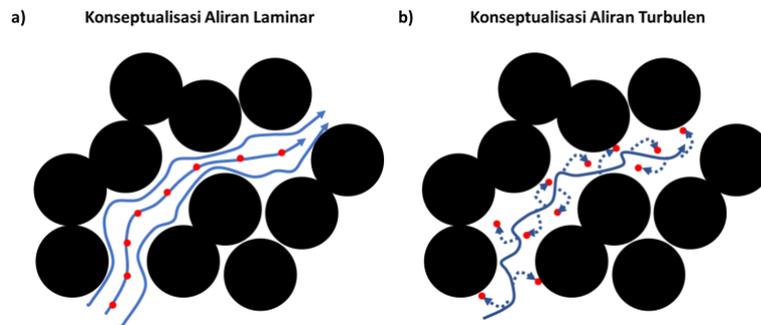
Ada usulan agar rumusan formula yang lebih umum dapat diajukan seperti Persamaan 32.

$$q = -K \left( \frac{dh}{dl} \right)^m \quad (32)$$

di mana:

$m$  = koefisien (tanpa dimensi), jika  $m = 1$ , seperti pada semua situasi umum, hukum aliran adalah linier, jika  $m$  tidak sama dengan 1 maka persamaan tersebut menggambarkan kondisi non-linier dan tidak boleh disebut hukum Darcy. (Freeze dan Cherry, 1979)

Hukum Darcy berlaku secara ketat untuk aliran laminar dari fluida yang tidak dapat dimampatkan dalam media berpori matriks padat (tidak mengalami deformasi) di mana gradien energi mekanik adalah satu-satunya gaya penggerak (Gambar 29). Ini berlaku dalam kondisi tunak atau transien. Aliran laminar terjadi ketika suatu fluida mengalir dalam garis sejajar tanpa ada gangguan antar garis. Aliran laminar menurut definisi “tidak bergolak” (Gambar 29). Dalam kondisi aliran turbulen, paket-paket air menunjukkan perubahan kecepatan yang kacau (misalnya, aliran dalam aliran air putih).



**Gambar 29** - Aliran laminar dan turbulen yang dikonseptualisasikan pada skala pori. Titik-titik merah kecil mewakili “paket air” yang dapat dilacak sepanjang jalur aliran: a) aliran laminar terjadi ketika paket-paket air mengikuti satu sama lain dengan cara yang dapat diprediksi, tidak maju atau mundur dari posisi semula; dan, b) aliran turbulen terjadi bila gerak fluida menjadi kacau (panah putus-putus) dan tidak dapat dijelaskan lagi dengan persamaan mekanika fluida untuk aliran halus. Partikel tidak saling mengikuti secara ketat.

Kondisi turbulen mulai berkembang seiring dengan meningkatnya kecepatan aliran. Bilangan Reynolds yang mencirikan rasio gaya internal terhadap gaya viskos yang bekerja pada elemen fluida sering digunakan untuk menguji kondisi laminar atau turbulen (Persamaan 33).

$$R_e = \frac{qd\rho}{\mu} \quad (33)$$

di mana:

- $R_e$  = Bilangan Reynolds mencirikan rasio gaya internal terhadap gaya viskos yang bekerja pada elemen fluida (tanpa dimensi)
- $q$  = debit spesifik (L/T)
- $d$  = panjang karakteristik (L)
- $\rho$  = massa jenis (M/L<sup>3</sup>)
- $\mu$  = viskositas dinamis (M/(LT))

Istilah panjang karakteristik mencoba memberikan beberapa informasi mengenai diameter pori yang tersedia untuk aliran. Penulis menyarankan untuk menggunakan ukuran butir efektif (misalnya,  $d_{10}$  lebih halus dari) (Todd dan Mays, 2004), rata-rata dimensi pori, rata-rata diameter butir, atau beberapa fungsi akar kuadrat permeabilitas intrinsik  $k$  (Freeze dan Cherry, 1979). Bear (1972) menyatakan “Hukum Darcy berlaku selama bilangan Reynolds, berdasarkan rata-rata diameter butir, tidak melebihi nilai antara 1 dan 10 (halaman 126)”. Sebagian besar penulis topik setuju bahwa ketika  $R_e$  kurang dari satu, terjadi aliran laminar, dan hukum Darcy berlaku.

Laju aliran yang melebihi batas atas hukum Darcy telah tercatat terjadi di gua-gua dan rongga-rongga batu kapur karst dan dolomit, batuan vulkanik gua (misalnya, tabung lava), dan beberapa endapan yang didominasi bongkahan kerangka terbuka (singkatnya, material dengan pori-pori besar yang saling terhubung dan konduktivitas hidrolik yang sangat tinggi). Pada sebagian besar kondisi alami, aliran air tanah bersifat laminar dan hukum Darcy berlaku (Freeze dan Cherry, 1979). Namun, aliran turbulen dapat terjadi

pada sebagian sistem air tanah ketika laju aliran meningkat di sekitar sumur dan saluran pemompaan hasil tinggi. Aliran turbulen juga dapat terjadi pada retakan dengan lubang besar ketika sistem diberi tekanan oleh pemompaan. Batas bawah hukum Darcy tidak terlalu menjadi perhatian sebagian besar ahli hidrogeologi karena laju alirannya sangat kecil.

Hukum Darcy yang disajikan di sini tidak berlaku untuk fluida kompresibel. Untungnya, air mempunyai kompresibilitas yang relatif rendah. Jadi, meskipun air tidak sepenuhnya inkompresibel, persyaratan ini dapat dilonggarkan untuk mengakomodasi penggunaan hukum Darcy untuk kecilnya kompresibilitas air. Namun hukum Darcy tidak berlaku jika massa jenis fluida bervariasi akibat perbedaan tekanan, suhu, dan/atau tingginya konsentrasi unsur terlarut; hal ini tidak berlaku jika terdapat perbedaan massa jenis yang substansial dari satu lokasi ke lokasi lain dalam suatu sistem aliran; dan ini tidak berlaku jika gradien termal, kimia, atau listrik mendorong aliran fluida. Namun, bentuk persamaan fluks berdasarkan Hukum Darcy telah dikembangkan untuk mengakomodasi variasi massa jenis akibat kompresibilitas, konsentrasi zat terlarut yang tidak seragam, dan suhu yang tidak seragam. Persamaan ini biasanya disebut mewakili Hukum Darcy.

Sekali lagi, untungnya, perubahan massa jenis dan viskositas air biasanya tidak terlalu besar pada tekanan rendah dan kisaran suhu yang sempit yang terjadi di sebagian besar permukaan bumi dangkal sehingga membuat hukum Darcy dapat diterapkan.

Pemaparan panjang lebar tentang Hukum Darcy bukan tanpa tujuan. Hukum Darcy merupakan kunci untuk memahami dan menafsirkan aliran air tanah pada media berpori. Ini memberikan hubungan dasar antara tinggi, gradien dan konduktivitas hidrolik yang digunakan ahli hidrogeologi setiap hari untuk mengembangkan model konseptual tentang cara kerja sistem air tanah alami, membuat neraca air tanah, identifikasi area sumber kontaminasi air tanah, mengelola pasokan air tanah dan mengukur pertukaran antara air permukaan dan sistem air tanah. Berdasarkan pengalaman penulis, setiap kali suatu permasalahan tampak berlebihan atau tidak jelas, periksa Hukum Darcy dan pastikan prinsip-prinsip dasar diterapkan dengan benar. Nasihat ini sangat berharga dalam menyelesaikan masalah yang dihadapi oleh siswa yang menangani masalah yang ditugaskan serta ahli hidrogeologi dan insinyur profesional yang mengelola lokasi air tanah yang besar dan kompleks.

#### 4.6 Investigasi Lebih Lanjut Hukum Darcy, Tinggi, Gradien dan Konduktivitas Hidrolik

Cohen dan Cherry (2020) mengembangkan modul [Groundwater Project](#) yang menawarkan kepada pembaca pemahaman konseptual dan visual yang lebih mendalam tentang tinggi hidrolik dan aliran air tanah.

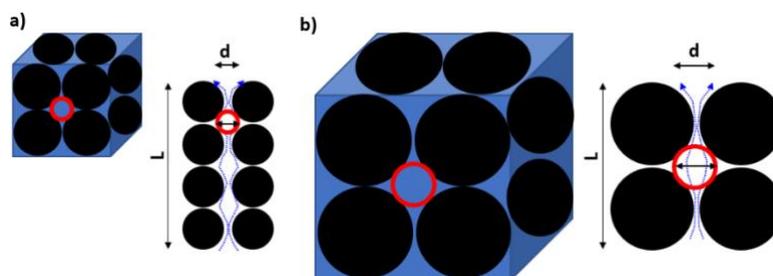
## 5 Nilai Konduktivitas Hidrolik

Nilai konduktivitas hidrolik,  $K$ , ditentukan dengan mengukur laju aliran, panjang, ketinggian air, dan tekanan (Persamaan 15). Nilai konduktivitas hidrolik yang dihasilkan juga digunakan bersama dengan persamaan untuk menghitung debit air tanah (Persamaan 15), fluks (Persamaan 17), dan kecepatan (Persamaan 18) seperti yang diilustrasikan pada Bagian 4. Nilai konduktivitas hidrolik juga diperlukan untuk memprediksi distribusi tinggi tiga dimensi di cekungan air tanah, menyimpulkan arah aliran air tanah dan mengantisipasi dampak air tanah dari sumur kota. Bagian ini:

- menjelaskan beberapa metode dasar yang digunakan untuk memperkirakan konduktivitas hidrolik di laboratorium;
- memberikan ilustrasi yang menunjukkan kisaran konduktivitas hidrolik berbagai material bumi;
- menyajikan konsep-konsep yang digunakan untuk menggambarkan variabilitas spasial konduktivitas hidrolik dua dan tiga dimensi, termasuk konsep spasial distribusi konduktivitas hidrolik isotropik, anisotropik, homogen dan heterogen;
- membahas metode yang digunakan untuk menetapkan konduktivitas hidrolik pada pengaturan lapangan; dan,
- menjelaskan metode untuk menentukan konduktivitas hidrolik ekuivalen untuk sistem retakan dan retakan individual.

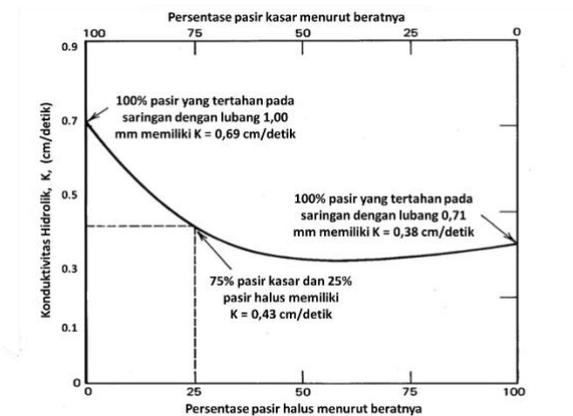
## 5.1 Kondisi yang Mempengaruhi Nilai Konduktivitas Hidrolik

Konduktivitas hidrolik,  $K$ , merepresentasikan kemudahan relatif pergerakan air tanah melalui material tanah sebagaimana dinyatakan dalam Bagian 4. Konduktivitas hidrolik mewakili kombinasi permeabilitas intrinsik,  $k$ , dan sifat fluida (Persamaan 31). Jika sifat fluida konstan, maka konduktivitas hidrolik akan meningkat seiring dengan peningkatan permeabilitas intrinsik, karena  $K$  berbanding lurus dengan  $Cd^2$ .  $K$  akan meningkat jika  $C$  (yang merefleksikan distribusi bentuk dan ukuran pori, serta hubungan pori-pori yang berliku-liku) menjadi lebih besar dan jika panjang karakteristik,  $d$ , increases. meningkat. Pada Bagian 4, penyelidikan hubungan antara  $K$  dan  $k$  dijelaskan oleh Freeze dan Cherry (1979) menggunakan diameter bola kaca untuk  $d$  sebagai pengganti ukuran ruang pori. Secara konseptual, untuk sekelompok bola seragam, jika kuadrat diameter bola meningkat maka kuadrat diameter pori-pori juga meningkat (Gambar 30). Penggandaan diameter saluran pori meningkatkan luas penampang pori sebanyak empat kali lipat; dengan demikian, kapasitas media berpori untuk mengalirkan air meningkat.



**Gambar 30** -  $K$  berbanding lurus dengan  $Cd^2$ . Menggandakan diameter ukuran butiran (lingkaran hitam), diameter pori menjadi dua kali lipat ( $d$ , lingkaran merah), meningkatkan  $K$ . Panah biru putus-putus mewakili jalur aliran. Panah berkepala dua berwarna hitam solid ( $L$ ) melambangkan jarak jalur aliran garis lurus. Peningkatan ukuran pori mengurangi tortuositas (hasil bagi panjang jalur aliran yang ditunjukkan oleh garis putus-putus berwarna biru dan jarak garis lurus  $L$  sehingga meningkatkan nilai  $C$ : a) sampel material berpori dengan butiran kecil dan diameter pori, dan jalur aliran yang lebih berliku; b) contoh bahan berpori dengan diameter butir dan pori dua kali lipat dari bahan pada (a). Bentuk saluran pori yang diilustrasikan pada (b) memiliki tortuositas yang lebih rendah dibandingkan sampel yang ditunjukkan pada (a).

Semakin seragam ukuran butir maka jumlah pori semakin berkurang sehingga mengurangi tortuositas (panjang jalur aliran dibagi jarak garis lurus), dan diameter pori semakin besar sehingga konduktivitas hidrolik meningkat. Sebaliknya, jika ukuran butir kurang seragam, butir yang lebih halus mengisi pori-pori yang besar, sehingga jumlah pori bertambah, sehingga meningkatkan tortuositas; dan diameter pori menjadi lebih kecil, sehingga konduktivitas hidrolik menurun. Pengaruh besarnya ukuran butir dan keseragaman ukuran butir terhadap nilai konduktivitas hidrolik digambarkan pada Gambar 31.



**Gambar 31** - Contoh pengaruh penurunan keseragaman sampel pasir kasar terhadap konduktivitas hidrolik. Campuran 75% pasir kasar dan 25% pasir halus mengubah  $K$  menjadi lebih dekat dengan nilai pasir halus 100% (data tidak dipublikasikan, Atas perkenan Illinois Water Survey).

Gambar 31 memberikan contoh bagaimana konduktivitas hidrolik pasir kasar yang seragam dipengaruhi oleh penambahan partikel yang lebih halus. Campuran 75% pasir kasar dan 25% pasir halus mengubah  $K$  menjadi lebih dekat dengan nilai pasir halus. Faktanya, untuk campuran lebih dari 30% pasir halus, konduktivitas hidroliknya lebih kecil dibandingkan dengan pasir halus 100% karena butiran pasir kasar yang lebih besar menempati sebagian ruang pori yang tersedia untuk aliran air dalam 100% sampel pasir halus.

### 5.1.1 Konduktivitas Hidrolik Primer dan Sekunder

Seperti halnya porositas, material bumi mempunyai konduktivitas hidrolik awal ketika pertama kali terbentuk dan konduktivitas hidrolik sekunder yang berkembang setelah pembentukan aslinya. Konduktivitas hidrolik dapat meningkat akibat pelapukan, retakan, penyambungan, dan patahan; dan dapat berkurang akibat pengendapan mineral, dan kadang-kadang akibat pelapukan. Seperti porositas, konduktivitas hidrolik suatu formasi di dekat permukaan mungkin lebih tinggi daripada formasi yang sama yang terkubur pada kedalaman tertentu di bawah permukaan. Hal ini karena tekanan litostatik (berat bumi di atasnya) berperan mengurangi bukaan pori-pori dan interkoneksinya. Snow (1968, 1970), mengamati bahwa, secara umum, konduktivitas hidrolik batuan retakan menurun seiring dengan bertambahnya kedalaman. Davis dan Turk (1964) menemukan bahwa konduktivitas hidrolik batuan kristal secara signifikan lebih rendah pada kedalaman lebih dari 100 m, sedangkan D'Agnese, et al. (1997) mencatat penurunan konduktivitas hidrolik batuan sedimen dan vulkanik di Death Valley, AS, paling nyata antara 330 dan 1000 m. Perubahan konduktivitas hidrolik batuan retakan terhadap kedalaman dijelaskan dalam Krasny et al. (2003) dan Krasny & Sharp (2007).

## 5.2 Metode untuk Memperkirakan Konduktivitas Hidrolik

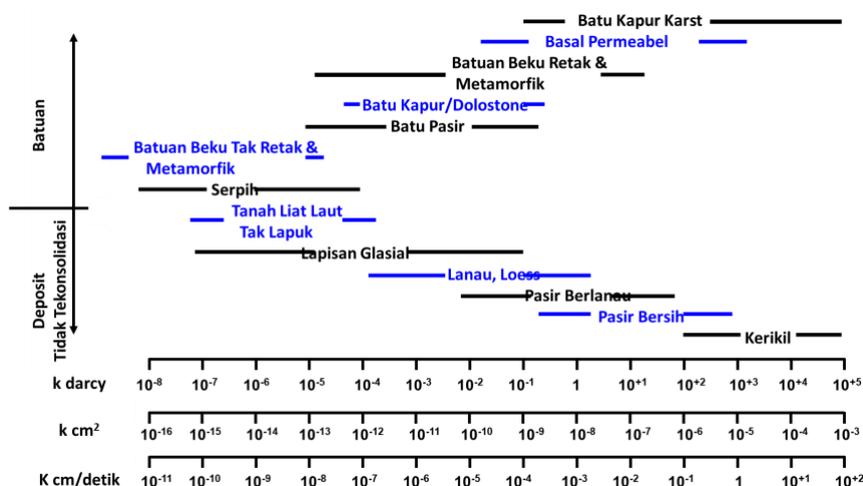
Ada banyak pendekatan untuk memperkirakan konduktivitas hidrolik material bumi. Di laboratorium, pengujian menggunakan pengaturan kolom Darcy dapat dilakukan untuk memperkirakan nilai konduktivitas hidrolik. Jika material tidak terkonsolidasi, konduktivitas hidrolik dapat diperkirakan dengan menganalisis kisaran ukuran butiran sedimen. Namun, pengukuran skala kecil seringkali tidak mewakili konduktivitas hidrolik pada skala lapangan yang jauh lebih besar seperti yang dibahas dalam Bagian 3 buku ini. Nilai konduktivitas hidrolik yang representatif diperlukan untuk mengevaluasi sistem air tanah ketika merancang fasilitas pasokan air atau untuk membersihkan kontaminasi. Akibatnya, sebagian besar hidrologi air tanah melibatkan pengujian lapangan untuk memperkirakan konduktivitas hidrolik. Ringkasan metode laboratorium untuk memperkirakan konduktivitas hidrolik disajikan dalam Boks 4. [Klik di sini untuk menuju Boks 4](#), yang mencakup rincian tentang prosedur dasar laboratorium dan gambaran singkat pengujian lapangan yang disebut pengujian akuifer. Pengujian akuifer dibahas secara rinci dalam berbagai publikasi oleh Survei Geologi Amerika Serikat (misalnya, Lohman 1972); buku teks air tanah; dan manual dan paket perangkat lunak uji akuifer komersial (misalnya, [AOTESOLV](#), dan [Aquifer Test](#)). Terlepas dari metode yang digunakan, nilai konduktivitas hidrolik merupakan perkiraan, meskipun sering disebut sebagai pengukuran atau penentuan.

## 5.3 Nilai Konduktivitas Hidrolik Material Bumi

Sebagian besar buku teks air tanah berisi tabel nilai konduktivitas hidrolik yang dirangkum dari sejumlah besar uji laboratorium dan lapangan. Tabel ini biasanya mencakup kisaran nilai untuk jenis material bumi tertentu karena terbentuk oleh berbagai macam proses yang mempengaruhi ukuran dan distribusi rongga yang saling terhubung serta kompleksitas jalur. Kerikil yang diisi dengan pasir, lanau dan tanah liat akan memiliki konduktivitas hidrolik yang lebih rendah dibandingkan dengan kerikil kerangka terbuka yang ditemukan di sungai. Meskipun keduanya diklasifikasikan sebagai endapan kerikil, konduktivitas hidroliknya mungkin berbeda berdasarkan besarnya. Seperti yang dijelaskan pada Bagian 5.1, semakin besar dan saling terhubung pori-pori suatu material, maka semakin tinggi pula konduktivitas hidroliknya.

Freeze dan Cherry (1979) menyajikan tabel permeabilitas intrinsik,  $k$ , dan konduktivitas hidrolik,  $K$ , untuk material tak terkonsolidasi, batuan sedimen, dan batuan beku dan metamorf serupa dengan yang ditunjukkan pada Gambar 32. Gambar ini menyajikan kisaran nilai konduktivitas hidrolik dan permeabilitas intrinsik dalam tiga sistem satuan. Data menunjukkan bahwa konduktivitas hidrolik bervariasi dalam rentang yang luas. Ada beberapa parameter fisik lain yang nilainya berkisar di atas 13 kali lipat. Dalam istilah praktis, rentang nilai yang luas ini menunjukkan bahwa pengetahuan tentang konduktivitas hidrolik dalam urutan besarnya dapat bermanfaat. Sebaliknya, hal

ini menyiratkan bahwa jika angka desimal ketiga dilaporkan untuk nilai konduktivitas hidrolik, kemungkinan besar hal tersebut tidak terlalu penting.



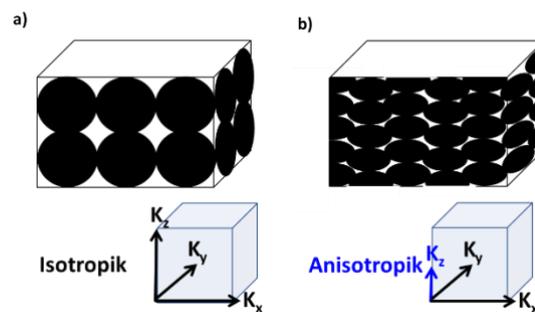
**Gambar 32** - Rentang nilai permeabilitas intrinsik,  $k$ , dan konduktivitas hidrolik,  $K$ . Warna bergantian digunakan untuk membuat bagan lebih mudah dibaca. Untuk konversinya,  $1 \text{ cm/s} = 1.02 \times 10^{-5} \text{ cm}^2$  dan  $1.04 \times 10^3 \text{ darcy}$  (dari Freeze dan Cherry, 1979).

### 5.4 Variasi Spasial dan Arah Konduktivitas Hidrolik

Sebagaimana telah dibahas sebelumnya dalam buku ini, sifat transmisi material bumi dipengaruhi oleh proses-proses yang aktif pada saat material tersebut terbentuk atau diendapkan, serta perubahan material yang terjadi pada proses pasca pembentukannya. Kedua rangkaian proses tersebut mempengaruhi arah dan besarnya konduktivitas hidrolik di setiap lokasi pada seluruh material. Secara umum, konduktivitas hidrolik bervariasi terhadap arah, dan bila disejajarkan dengan sumbu koordinat utama, direpresentasikan sebagai  $K_x$ ,  $K_y$  dan  $K_z$ .

Jika pembentukan material tanah menghasilkan ukuran pori-pori yang seragam dan terhubung dengan baik ke segala arah di suatu lokasi tertentu (misalnya,  $K_x = K_y = K_z$ ) maka konduktivitas hidrolik di lokasi tersebut adalah isotropik. Pada material dengan konduktivitas hidrolik isotropik, air melewati suatu material dengan mudah tanpa memperhatikan arah tekanan air melalui material tersebut. Artinya, jika diberi gradien yang sama ke segala arah, laju aliran yang dihasilkan juga sama. Gambar 33a memberikan skema media berpori isotropik di mana  $K$  adalah sama di segala arah di setiap lokasi. Sebaliknya jika struktur pori dan sambungan menghasilkan pengaturan di mana konduktivitas hidrolik lebih rendah pada satu arah dibandingkan yang lain, maka media berpori bersifat anisotropik, misalnya di mana  $K_x = K_y$ , namun  $K_z$  mempunyai nilai yang lebih kecil seperti terlihat pada Gambar 33b. Media yang ditunjukkan pada Gambar 33b bisa jadi merupakan hasil pemadatan media yang ditunjukkan pada Gambar 33a, atau dari proses pengendapan yang mengorientasikan butiran non-bola ke arah yang diinginkan.

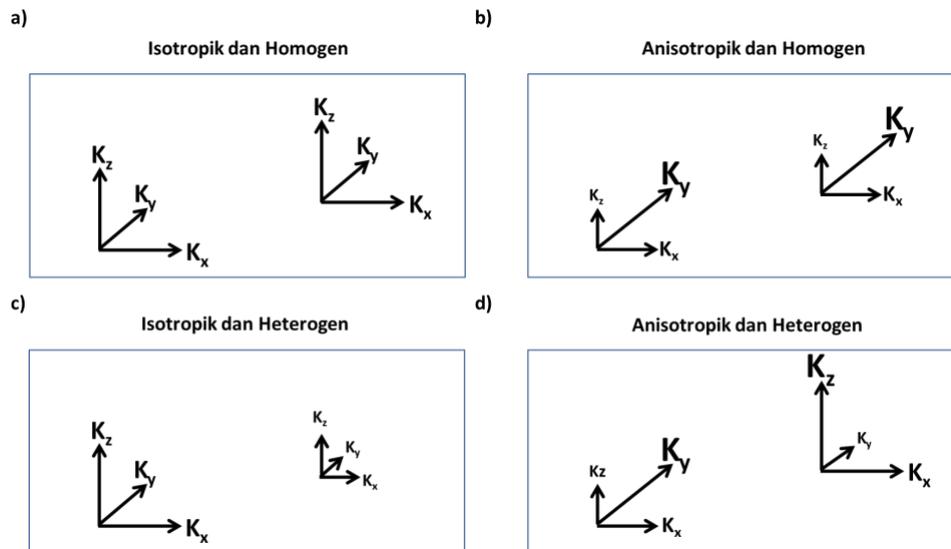
Anisotropi juga dapat melibatkan nilai  $K$  yang berbeda di semua arah utama  $K_x \neq K_y \neq K_z$ . Pada sebagian besar sedimen dan batuan sedimen, proses pengendapan menghasilkan lapisan mikro yang mengakibatkan nilai konduktivitas hidrolik horizontal hampir sama,  $K_x = K_y$ , dan nilai vertikal,  $K_z$ , yang lebih kecil. Hal ini menghasilkan kondisi isotropik pada bidang horizontal (tampilan peta) dengan kondisi anisotropik pada representasi penampang seperti pada Gambar 33b.



**Gambar 33** - Skema representatif volume media berpori dengan konduktivitas hidrolik isotropik dan anisotropik: a) pada media berpori isotropik di mana besar dan arah  $K_x$ ,  $K_y$  dan  $K_z$  adalah sama; b) medium anisotropik di mana arah dan besarnya  $K_x = K_y$ , sedangkan  $K_z$  nilainya lebih kecil. Material yang ditunjukkan pada (b) mungkin merupakan hasil pemadatan material yang ditunjukkan pada (a).

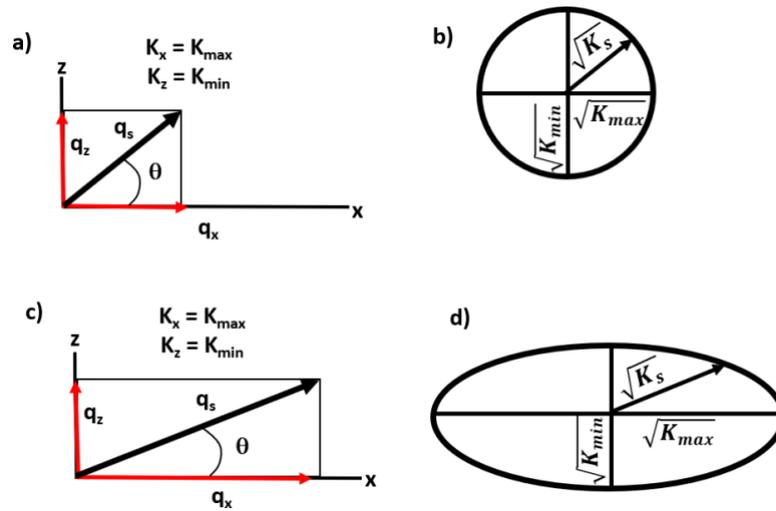
Ketika distribusi konduktivitas hidrolik diamati pada skala yang lebih luas dari suatu formasi geologi (tidak hanya pada satu lokasi), dua kondisi umum dapat ditemukan dalam empat kombinasi seperti yang diilustrasikan pada Gambar 34. Formasi tersebut dapat bersifat homogen atau heterogen, dan dapat berupa baik isotropik atau anisotropik:

- Jika semua lokasi mempunyai nilai  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$ , yang sama, maka distribusi konduktivitas hidrolik bersifat isotropik dan homogen (Gambar 34a).
- Jika kondisi anisotropik yang sama terdapat pada seluruh lokasi dalam suatu formasi, maka distribusi konduktivitas hidroliknya bersifat anisotropik dan homogen (Gambar 34b).
- Jika konduktivitas hidrolik di semua lokasi bersifat isotropik, namun nilai isotropiknya berbeda antara satu lokasi dengan lokasi yang lain, maka distribusi konduktivitas hidroliknya bersifat isotropik dan heterogen (Gambar 34c).
- Jika pada lokasi yang berbeda dalam formasi, terdapat rangkaian kondisi anisotropik yang berbeda, maka distribusi konduktivitas hidrolik adalah anisotropik dan heterogen (Gambar 34d).



**Gambar 34** - Contoh distribusi konduktivitas hidrolis untuk formasi geologi yang diapit kotak biru. Jika nilai titik  $K_x$ ,  $K_y$  dan  $K_z$  diamati pada banyak lokasi dalam suatu formasi, maka distribusi konduktivitas hidrolis dapat digambarkan dalam bentuk homogenitas (sama diseluruh bagian) atau heterogenitas (bervariasi dari lokasi ke lokasi) dan mempunyai isotropi (di suatu lokasi). sama ke segala arah) atau anisotropi (pada lokasi yang tidak sama ke segala arah). a) Kondisi isotropik dan homogen: nilai konduktivitas hidrolis pada setiap arah koordinat adalah sama di semua lokasi. b) Kondisi anisotropik dan homogen: satu atau lebih nilai konduktivitas hidrolis pada setiap arah koordinat tidak sama, tetapi hubungan ini sama di semua lokasi dalam wilayah tersebut. c) Kondisi isotropik dan heterogen: konduktivitas hidrolis di suatu lokasi sama besar ke segala arah, tetapi di lokasi lain nilainya berbeda. d) Kondisi anisotropik dan heterogen: salah satu dari beberapa nilai arah konduktivitas hidrolis dapat berbeda di setiap lokasi dan semuanya dapat berbeda di setiap lokasi.

Komponen tiga dimensi konduktivitas hidrolis dapat digunakan untuk memperoleh konduktivitas hidrolis,  $K_s$ , yang terkait dengan jalur aliran air tanah tertentu ( $q$ ) yang dibangun dalam sistem air tanah. Misalnya, jika kondisi konduktivitas hidrolis spasial ( $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$ ) diketahui, maka konduktivitas hidrolis yang berhubungan dengan garis aliran pada sudut tertentu terhadap sistem koordinat dapat ditentukan dengan menggunakan ellipsoid konduktivitas hidrolis (Freeze dan Cherry, 1979, Bab 2). Dalam dua dimensi, elips dapat dibuat menggunakan akar kuadrat dari nilai  $K_{max}$  dan  $K_{min}$  seperti ditunjukkan pada Gambar 35 dan dinyatakan dalam Persamaan 34 dan 35.



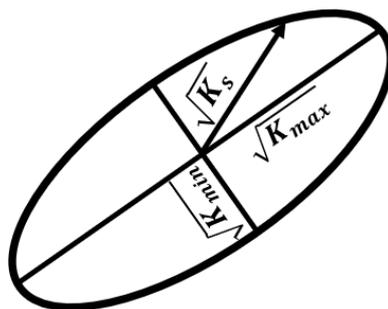
**Gambar 35** - Penentuan konduktivitas hidrolik,  $K_s$ , dikaitkan dengan garis aliran sembarang  $q_s$  pada sudut  $\theta$  terhadap koordinat  $x$  pada suatu material isotropik dan anisotropik. a) Debit spesifik  $q_s$  dalam arah aliran yang berubah-ubah dalam material isotropik. b) Konduktivitas hidrolik elips untuk kondisi isotropik;  $K_s$  sama di semua sudut. c) Debit spesifik  $q_s$  dalam arah aliran yang berubah-ubah dalam bahan anisotropik. d) Konduktivitas hidrolik elips untuk kondisi anisotropik menunjukkan  $K_s$  bervariasi terhadap sudut (dari Freeze dan Cherry, 1979).

$$\frac{1}{K_s} = \frac{\cos^2 \theta}{K_x} + \frac{\sin^2 \theta}{K_z} \tag{34}$$

Persamaan 34 menghubungkan konduktivitas hidrolik,  $K_s$ , pada segala arah sudut,  $\theta$ , dengan komponen  $K_x$  dan  $K_z$ . Persamaan 34 dapat ditulis dalam koordinat persegi panjang dengan menetapkan  $x = r \cos \theta$  dan  $z = r \sin \theta$  menghasilkan Persamaan 35.

$$\frac{r^2}{K_s} = \frac{x^2}{K_x} + \frac{z^2}{K_z} \tag{35}$$

Persamaan 35 adalah persamaan elips. Sumbu mayor merupakan akar kuadrat dari  $K_x$  dan  $K_z$  seperti terlihat pada Gambar 35d (Freeze dan Cherry, 1979). Seperti ditunjukkan pada Gambar 35b dan d, konduktivitas hidrolik di segala arah,  $K_s$ , dalam medium isotropik atau anisotropik dapat ditentukan secara grafis jika  $K_x$  dan  $K_z$  diketahui. Meskipun sumbu  $x$ ,  $y$ , dan  $z$  ditampilkan di sini dalam orientasi klasiknya, sumbu tersebut dapat diorientasikan ke segala arah dalam suatu formasi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 36.



**Gambar 36** - Elips konduktivitas hidrolik dapat memiliki orientasi apa pun pada material bawah permukaan.

## 5.5 Konduktivitas Hidrolik Material Homogen dan Heterogen

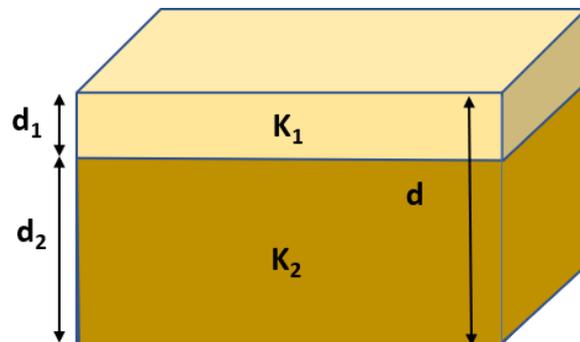
Ketika kondisi hidrogeologi memiliki distribusi konduktivitas hidrolik yang homogen, hal ini sering kali disebabkan oleh proses pengendapan yang menghasilkan serangkaian kondisi yang cukup seragam (misalnya, kondisi yang mendukung ukuran dan sambungan pori-pori yang serupa; struktur sedimen yang serupa; diikuti oleh proses pelapukan dan retakan yang serupa). Dari perspektif geologi, kondisi seperti ini paling umum terjadi di wilayah sedimentasi yang luas dengan proses serupa (misalnya, endapan pantai, bukit pasir, endapan teluk belakang). Formasi yang diendapkan secara kimia (misalnya batu gamping, dolostone, garam) pada awalnya mungkin homogen. Proses pasca pengendapan seperti peleburan, penyambungan, dan patahan dapat mengakibatkan terpeliharanya homogenitas atau berkembangnya kondisi yang heterogen. Batuan beku dan metamorf pada awalnya relatif kedap air dan dapat mengembangkan sifat homogen atau heterogen melalui proses sekunder (misalnya pelapukan, pelarutan, penyambungan, dan retakan). Tentu saja, terdapat beberapa kondisi konduktivitas hidrolik berskala besar, isotropik dan homogen, namun sebagian besar formasi yang tidak terkonsolidasi dan terkonsolidasi bersifat anisotropik dan heterogen. Penyebab utama anisotropi dalam skala kecil adalah orientasi mineral lempung pada batuan sedimen, lapisan sedimen yang tidak terkonsolidasi, dan rangkaian retakan pada material kristal. Sampel inti lempung dan batu serpih jarang menunjukkan anisotropi horizontal hingga vertikal yang lebih besar dari 10:1, dan biasanya kurang dari 3:1. Namun, pada skala lapangan di mana material berbutir kasar dan halus saling berlapis atau kumpulan retakan mendominasi, rasio  $K_x$  terhadap  $K_z$  dapat melebihi 1000:1. Di sebagian besar kondisi hidrogeologi, distribusi konduktivitas hidrolik yang heterogen dan anisotropik adalah hal yang biasa.

### 5.5.1 Konduktivitas Hidrolik Ekuivalen

Formasi geologi sering kali melibatkan material geologi berlapis yang setiap lapisannya bersifat isotropik dan homogen. Hal ini disebut dengan heterogenitas berlapis. Terkadang lapisannya tipis dan berguna untuk mendapatkan representasi konduktivitas hidrolik yang ekuivalen untuk sekelompok lapisan untuk melakukan perhitungan seperti menentukan laju aliran atau kecepatan air tanah melalui material menggunakan hukum

Darcy. Konduktivitas hidrolik vertikal dan horizontal ekuivalen dapat diperoleh untuk unit berlapis.

Sistem dua lapis jenuh ditunjukkan pada Gambar 37. Lapisan tersebut bersifat isotropik dan homogen dengan nilai konduktivitas hidrolik,  $K_1$  dan  $K_2$  yang berbeda.



**Gambar 37** - Dua lapisan isotropik dan homogen mewakili material geologi dengan  $d = d_1 + d_2$ . Ketebalan lapisan 1 adalah  $d_1$  dan konduktivitas hidrolik isotropik homogen adalah  $K_1$ . Ketebalan lapisan 2 adalah  $d_2$  dan konduktivitas hidrolik isotropik homogen adalah  $K_2$ . Dalam contoh ini,  $K_1 > K_2$ .

Konduktivitas hidrolik horizontal ekuivalen,  $K_h$ , dapat dihitung menggunakan rata-rata aritmatika ketebalan tertimbang seperti yang disajikan pada Persamaan 36:

$$K_h = \sum_{i=1}^n \left[ \frac{K_i d_i}{d} \right] \quad (36)$$

dan untuk kondisi seperti pada Gambar 37:

$$K_h = \frac{K_1 d_1 + K_2 d_2}{d_1 + d_2} \quad (37)$$

di mana:

$K_h$  = konduktivitas hidrolik horizontal ekuivalen (L/T)

$K_1$  = konduktivitas hidrolik lapisan 1 (L/T)

$K_2$  = konduktivitas hidrolik lapisan 2 (L/T)

$d$  =  $d_1 + d_2$ , ketebalan total (L)

$d_1$  = ketebalan lapisan 1 (L)

$d_2$  = ketebalan lapisan 2 (L)

Konduktivitas hidrolik vertikal ekuivalen dapat dihitung menggunakan rata-rata harmonik ketebalan tertimbang seperti yang disajikan pada Persamaan 38:

$$K_v = \frac{d}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i}} \quad (38)$$

dan untuk kondisi dua lapisan yang ditunjukkan pada Gambar 37:

$$K_v = \frac{d_1 + d_2}{\frac{d_1}{K_1} + \frac{d_2}{K_2}} \quad (39)$$

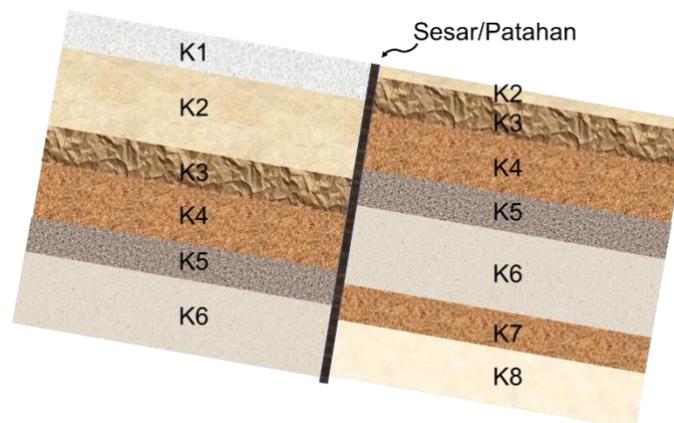
Misalnya, pada Gambar 37, jika  $K_1 = 100$  m/d dan  $K_2 = 6$  m/d, dan  $d_1 = 10$  m dan  $d_2 = 30$  m, maka  $K_h$  adalah 29.5 m/d (Persamaan 37).  $K_v$  adalah 7.8 m/d (Persamaan 39).

Landasan teoritis untuk pernyataan-pernyataan ini dan contoh tambahan untuk memperoleh konduktivitas hidrolik ekuivalen untuk sistem empat lapis disajikan dalam Boks 5. [Klik di sini untuk membaca Boks 5](#).

Tipe konfigurasi heterogen mungkin sama banyaknya dengan jumlah lingkungan geologi, namun akan berguna untuk menarik perhatian pada empat kelas besar yang dijelaskan oleh Freeze dan Cherry (1979): Heterogenitas berlapis, heterogenitas terputus-putus, heterogenitas acak, dan heterogenitas tren.

Heterogenitas berlapis umumnya terjadi pada endapan laut, endapan lakustrin yang tidak terkonsolidasi, dan batuan sedimen. Contohnya dijelaskan dengan menggunakan Gambar 37 dan Persamaan 36 hingga 39. Heterogenitas berlapis dapat terdiri dari material dengan nilai  $K$  yang mencakup hampir kisaran 13 orde besaran yang ditampilkan pada Gambar 32, misalnya, pada endapan tanah liat dan pasir yang saling berlapis.

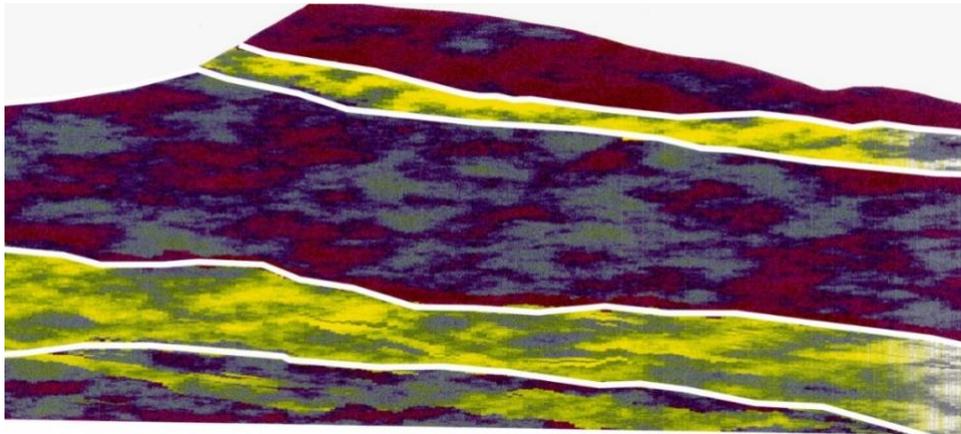
Heterogenitas terputus-putus dapat terjadi dengan adanya fitur stratigrafi berskala besar atau sesar yang mungkin memiliki kontras yang besar pada  $K$  (Gambar 38). Contoh lain dari fitur diskontinu adalah kontak lapisan penutup dengan batuan dasar.



**Gambar 38** - Heterogenitas terputus-putus disebabkan oleh sesar yang menyandingkan formasi dengan konduktivitas hidrolik yang berbeda.

Heterogenitas acak dapat terjadi dengan adanya berbagai macam material geologi di mana campuran endapan yang tidak mempunyai struktur yang mudah diidentifikasi dapat dikelompokkan sebagai satu unit untuk tujuan menghitung nilai  $K$  ekuivalen. Jika ada, struktur non-acak seringkali sulit diidentifikasi seperti distribusi  $K$  yang ditunjukkan dalam satuan yang diberi garis putih pada Gambar 39. Dalam hal ini, ditemukan bahwa

menghitung rata-rata geometrik dari nilai sampel menghasilkan nilai isotropik homogen ekuivalen dan cukup mewakili unit secara keseluruhan (Persamaan 40).



**Gambar 39** - Tampak penampang lima lapisan batuan vulkanik yang terdiri dari campuran material dengan nilai konduktivitas hidrolik yang bervariasi (warna gelap mewakili nilai rendah dan warna terang mewakili nilai konduktivitas hidrolik tinggi). Distribusi konduktivitas hidrolik formasi individu dalam garis putih tidak memiliki struktur yang mudah diidentifikasi. Konduktivitas hidrolik ekuivalen dapat dihitung sebagai rata-rata geometrik dari nilai sampel untuk setiap formasi menggunakan Persamaan 40.

$$K_{ekuivalen} = 10^{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log K_i\right)} \quad (40)$$

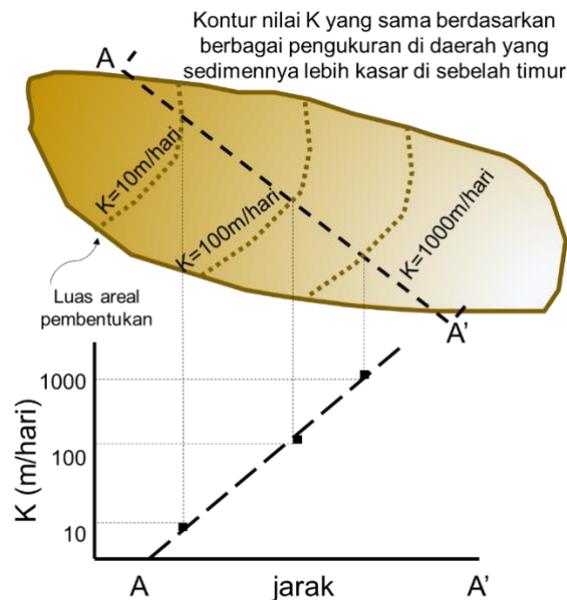
di mana:

$K_{ekuivalen}$  = nilai isotropik homogen ekuivalen yang mewakili unit secara keseluruhan (L/T)

$K_i$  =  $K$  untuk masing-masing  $N$  sampel dari unit (L/T)

$N$  = umlah sampel dengan nilai  $K$  terukur (tanpa dimensi)

Heterogenitas tren diilustrasikan melalui peta pada Gambar 40. Tren dapat terjadi pada berbagai jenis formasi geologi, dan umumnya teramati pada aluvial, delta, dan dataran aliran glasial. Fasies geologi yang mewakili sedimen yang berasal dari lingkungan pengendapan yang berbeda sering dipetakan dan dapat digunakan untuk mengidentifikasi tren heterogenitas. Variasi dalam perlapisan, penyambungan dan patahan juga dapat dihubungkan dengan tren heterogenitas horizontal dan vertikal.



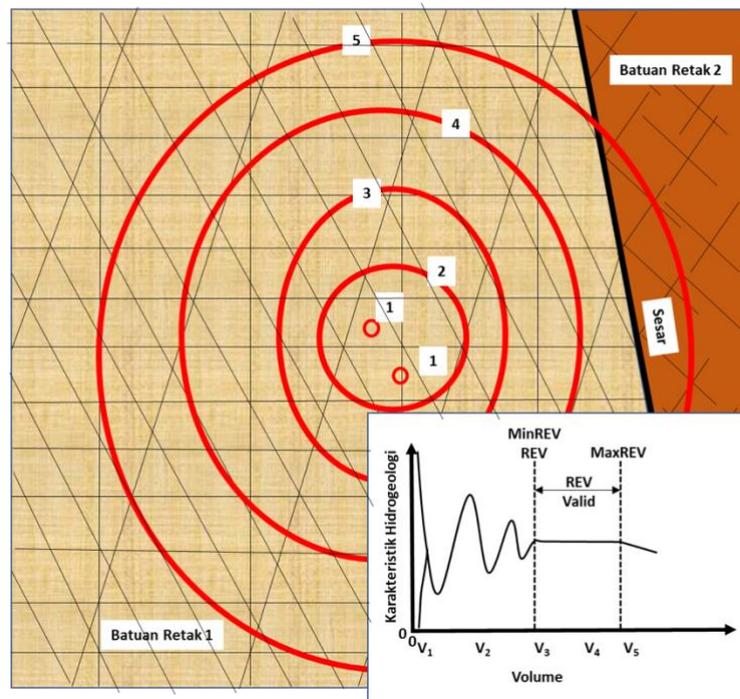
**Gambar 40** - Tren heterogenitas disebabkan oleh proses sedimentasi yang dihasilkan dari lingkungan pengendapan geologi berenergi tinggi di bagian tenggara sehingga material berbutir kasar seragam diendapkan di area tersebut dan penurunan energi ke arah barat laut sehingga diendapkan sedimen berbutir halus di area tersebut.

Kondisi heterogen yang umum ditemukan dalam studi regional membuat penetapan nilai konduktivitas hidrolis ekuivalen menjadi sulit. Peneliti telah mengetahui bahwa distribusi konduktivitas hidrolis di sebagian besar formasi mengikuti distribusi log normal di mana deviasi standar  $\ln(K)$  dapat berkisar antara 0,5 hingga 4,5 (Meerschaert et al., 2013). Akibatnya, konduktivitas hidrolis yang diperoleh dari pengujian skala laboratorium dan lapangan, sering kali dikorelasikan dengan pengetahuan tentang kondisi geologi, tabel nilai yang dipublikasikan, serta informasi tinggi dan gradien untuk menghasilkan nilai konduktivitas hidrolis yang representatif. Perkiraan harus didukung oleh pengukuran lapangan dan laboratorium.

## 5.6 Konduktivitas Hidrolis pada Batuan Retak

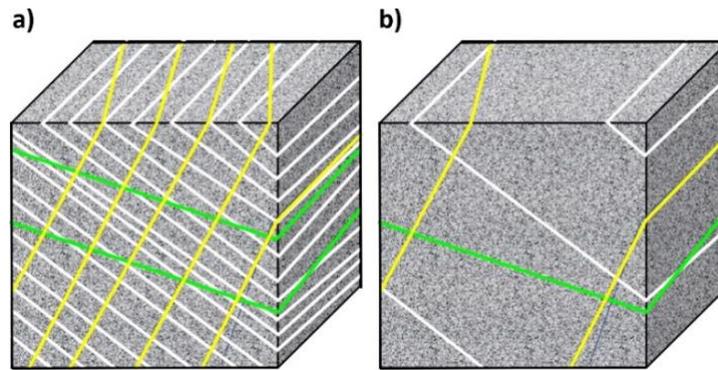
Konduktivitas hidrolis suatu batuan yang retak bergantung pada konduktivitas hidrolisnya yang tidak retak (disebut konduktivitas hidrolis matriks) serta jarak antar retakan, bukaannya (lebar bukaan retakan), kekasaran dinding retakan, dan keterhubungannya.

Ketika retakan relatif luas terhadap volume material yang diberi nilai  $K$  aliran air tanah pada jaringan retakan dapat diperlakukan sebagai sebuah kontinum dan konduktivitas hidrolis sistem dapat digunakan dalam hukum Darcy untuk memperkirakan laju aliran (Gambar 41). Dalam hal ini, sifat transmisi media retakan diasumsikan berperilaku sebagai media berpori ekuivalen yang diwakili oleh nilai konduktivitas hidraulik pada setiap arah primer.



**Gambar 41** - Mengkonseptualisasikan REV untuk sistem batuan retak ketika konduktivitas hidrolis ekuivalen akan digunakan untuk mewakili sistem. Lingkaran merah mewakili pengambilan sampel batuan retak dengan volume yang semakin besar.  $V_1$  mewakili sampel retakan (garis hitam) atau matriks padat. Dalam contoh ini perwakilan volume dasar dikenali di  $V_3$ . Volume yang lebih besar dari  $V_3$  dapat direpresentasikan dengan nilai properti ekuivalen yang sama hingga volumenya sebesar  $V_5$ . Volume sampel  $V_5$  mencakup area dengan kondisi retakan yang berbeda.

Situs ini dapat dikonseptualisasikan sebagai media berpori ekuivalen selama unit terkecil melebihi volume REV. Gambar 42 menyajikan model konseptual volume batuan yang retak. Batuan retak biasanya bersifat anisotropik karena variasi arah pada retakan dan sambungan (Gambar 42). Dalam beberapa kasus, umumnya  $K_z$  lebih besar dari  $K_x$  karena retakan yang berorientasi pada arah vertikal dekat merupakan hal yang umum dan cenderung memiliki lubang yang lebih besar dibandingkan dengan retakan yang tidak terlalu curam. Retakan vertikal cenderung mempunyai lubang yang lebih besar karena retakan tersebut tidak bereaksi terhadap berat material di atasnya dengan derajat yang sama seperti retakan horizontal, atau retakan yang terjadi pada orientasi kurang dari vertikal.



**Gambar 42** - Model konseptual media retak dengan garis putih, kuning dan hijau mewakili retakan. a) Suatu sistem yang retak secara luas relatif terhadap volume material yang diselidiki dapat direpresentasikan menggunakan medium berpori ekuivalen  $K$  dan hukum Darcy karena aliran air tanah akan serupa dengan aliran di media berpori. b) Jaringan retakan yang jarang tidak dapat direpresentasikan dengan baik sebagai media berpori ekuivalen, sehingga lebih tepat untuk mengevaluasi aliran melalui retakan individual atau jaringan retakan.

Ketika konduktivitas hidrolis matriks minimal dan air tanah mengalir melalui jaringan retakan yang jarang atau ketika transportasi air tanah dari zat-zat terlarut melalui retakan menjadi perhatian, akan berguna untuk menentukan konduktivitas hidrolis dari retakan individu atau jaringan retakan (Gambar 42b). Misalnya, Snow (1968) mengembangkan persamaan untuk memperkirakan konduktivitas hidrolis ekuivalen (dan permeabilitas intrinsik) suatu medium dengan susunan retakan planar yang paralel (Persamaan 41 dan 42) seperti ditunjukkan pada Gambar 43. Bukaannya,  $b$  dan jumlah retakan per satuan jarak permukaan batuan,  $N$ , diperlukan untuk memperkirakan  $K$  sistem yang retak.

$$K_{set\ retakan} = \frac{\rho g}{\mu} N b^3 \quad (41)$$

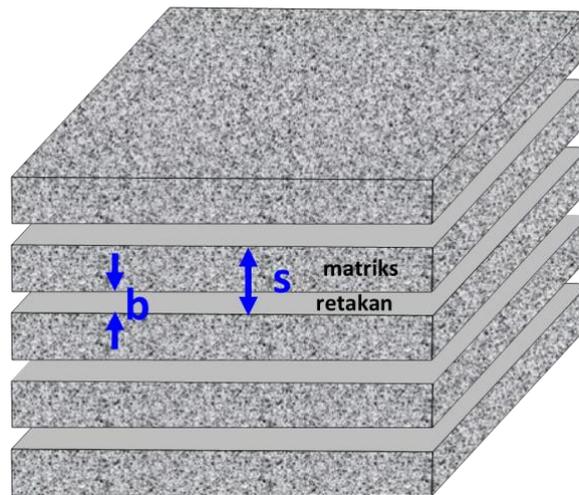
di mana:

- $K_{set\ retakan}$  = konduktivitas hidrolis ekuivalen dari set retakan (L/T)
- $N$  = jumlah retakan per satuan jarak permukaan batuan,  $N = 1/\text{spacing}$  (s)  
di mana spacing adalah jarak rata-rata antar retakan (1/L)
- $b$  = bukaan retak (L)
- $\rho$  = massa jenis fluida ( $M/L^3$ )
- $g$  = konstanta gravitasi ( $L/T^2$ )
- $\mu$  = viskositas dinamis  $M/(LT)$

$$k_{set\ retakan} = \frac{N b^3}{12} \quad (42)$$

di mana:

- $k_{set\ retakan}$  = permeabilitas intrinsik ekuivalen dari set retakan ( $L^2$ )



**Gambar 43** - Bukaian retakan,  $b$ , dan jarak antar retakan,  $s$ .  
Jumlah retakan per satuan panjang,  $N = 1/s$ .

Secara umum, ketika melakukan investigasi sumber daya air tanah, sistem batuan yang retak diperlakukan sebagai media pori ekuivalen. Ketika representasi aliran dalam jaringan retakan diperlukan, alat pemodelan air tanah khusus diterapkan.

## 6 Akuifer dan Sifat Akuifer

Dari semua istilah dalam kamus hidrologi, mungkin tidak ada satupun yang memiliki nuansa makna lebih dari istilah akuifer. Artinya berbeda bagi orang yang berbeda, dan mungkin berbeda bagi orang yang sama pada waktu berbeda. Istilah ini digunakan untuk menyebut lapisan geologi individual, formasi geologi lengkap, dan bahkan kelompok formasi geologi. Istilah tersebut perlu dilihat dalam skala dan konteks penggunaannya.

Akuifer adalah unit geologi jenuh, permeabel, yang dapat menyalurkan dan menyimpan sejumlah besar air di bawah gradien hidrolis biasa, dan mengalirkan air ke sumur dan mata air dalam jumlah yang dapat digunakan secara ekonomi (Freeze dan Cherry, 1979). Konsep lebih luasnya, akuifer merupakan material geologi jenuh yang menyimpan dan mengalirkan air dalam jumlah dan laju yang cukup sehingga dapat menjadi sumber air bagi manusia. Konsep ini ditemukan dalam definisi awal dan konsep bahwa akuifer cukup permeabel untuk menghasilkan air dalam jumlah ekonomis ke sumur telah dianut oleh komunitas ilmu pengetahuan dan industri ekstraksi air (Freeze dan Cherry, 1979). Istilah ini kadang-kadang digunakan secara longgar untuk mewakili semua formasi material bumi yang mengandung air tanah, namun formasi tanah liat jenuh mungkin mengandung air tanah namun gagal memenuhi persyaratan untuk menghasilkan air yang cukup untuk digunakan. Dalam hal ini, tidak akan diklasifikasikan sebagai akuifer. Definisi akuifer tidak mengenal sistem air tanah yang kurang produktif yang mungkin mendukung sistem ekologi vital, meskipun sistem tersebut mungkin penting bagi kesejahteraan manusia. Ketika ekonomi dikaitkan dengan definisi tersebut, sistem air tanah sedalam 1000 m mungkin bermanfaat untuk memasok air pendingin ke pembangkit listrik dan dengan demikian dipandang sebagai akuifer oleh industri ini, namun mungkin tidak dianggap sebagai akuifer oleh seseorang yang mencari air agrikultur untuk mengairi tanaman.

Satuan geologi yang tidak berfungsi sebagai akuifer sering disebut dengan akuitard, akuiklud, atau akuifuge. Akuifuge menunjukkan bahwa material tersebut tidak memiliki kapasitas untuk menyimpan atau mengalirkan air, dan bersifat kedap air. Meskipun susunan seperti itu mungkin terjadi (misalnya, granit yang dalam dan tidak terlapukkan), istilah ini tidak digunakan secara luas. Akuiklud merupakan satuan geologi jenuh yang mempunyai beberapa sifat penyimpanan dan transmisi, namun untuk tujuan praktis, tidak terjadi transmisi. Akuitard adalah unit yang menyimpan air dan kurang permeabel dibandingkan akuifer, sehingga memperlambat transmisi air. Mereka mungkin menyalurkan air dalam sistem aliran berlapis regional di mana kebocoran melewatinya dari satu akuifer ke akuifer di atasnya atau di bawahnya, namun konduktivitas hidrolisnya cukup rendah sehingga tidak dapat menghasilkan air dalam jumlah yang cukup. Penggunaan modern pada umumnya telah menggantikan istilah akuitard dengan istilah unit pembatas, bagian dasar pembatas dan/atau unit pembatas yang bocor. Sebagian besar

material geologi jenuh diklasifikasikan sebagai akuifer atau akuitard/satuan pembatas, jarang sekali unit diberi label akuiklud atau akuifuge.

Akuifer yang paling umum adalah formasi dengan nilai konduktivitas hidrolis di kisaran paruh atas yang ditunjukkan pada Gambar 32. Akuifer ini termasuk pasir dan kerikil yang tidak terkonsolidasi, batu kapur, dan batuan vulkanik dan kristal yang retak berat, dan batuan sedimen permeabel seperti batu pasir. Akuitard yang paling umum adalah lanau, lempung, dan batu serpih.

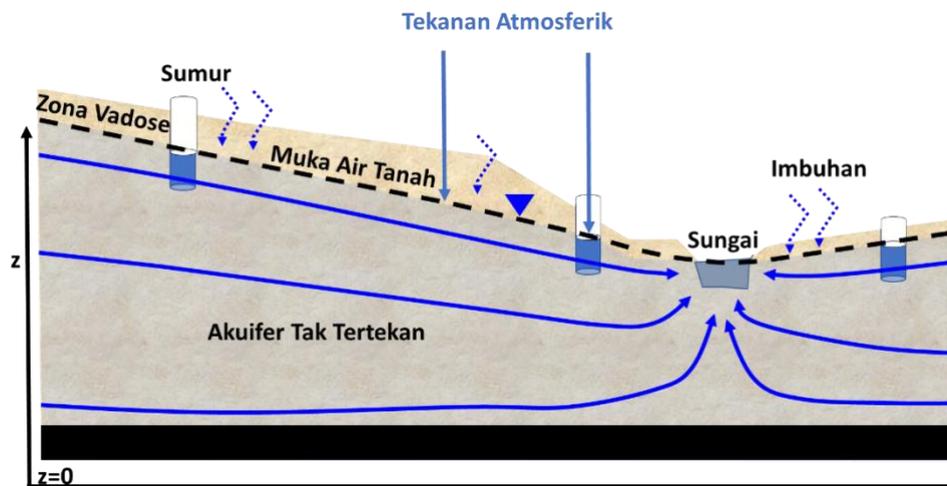
Telah diketahui bahwa definisi akuifer dan akuitard tidak tepat sehubungan dengan nilai konduktivitas hidrolis. Istilah-istilah ini sering digunakan dalam arti relatif. Misalnya, pada lapisan pasir dan lanau, pasir dianggap sebagai akuifer, sedangkan pada lapisan lanau dan lempung, lanau dapat dianggap sebagai akuifer.

Akuifer sering diberi nama berdasarkan wilayah atau formasi terkait. Dataran Tinggi atau Akuifer Ogallala di Amerika Serikat bagian tengah merupakan akuifer terbesar di dunia dan dinamai menurut nama kota Ogallala, Nebraska di dekat lokasi singkapan material akuifer. Sistem akuifer besar lainnya termasuk Sistem Akuifer Batu pasir Nubia di Afrika, sistem Akuifer Arab di Timur Tengah, dan Akuifer Tiongkok Utara. Semua akuifer ini menyediakan air yang penting bagi manusia, pertanian, dan industri.

Sistem akuifer sering dianggap memiliki sifat, ketebalan, dan luas yang seragam. Namun, sifat heterogen dan anisotropik dengan luas dan ketebalan yang bervariasi hampir selalu terjadi. Pada pembahasan berikut, kondisi yang disederhanakan digunakan untuk menggambarkan persamaan dan perbedaan tipe akuifer. Ada tiga jenis akuifer dasar: akuifer tak tertekan, akuifer bertengger, dan akuifer tertekan.

## 6.1 Akuifer Tak Tertekan

Akuifer tak tertekan, atau akuifer muka air tanah, adalah akuifer dengan muka air tanah sebagai batas atasnya. Tekanan fluida air pada muka air tanahnya sama dengan tekanan atmosfer dan tinggi hidrolis pada muka air tanahnya sama dengan elevasi muka air tanahnya. Segitiga pada Gambar 44 menunjukkan elevasi dari muka air tanah.



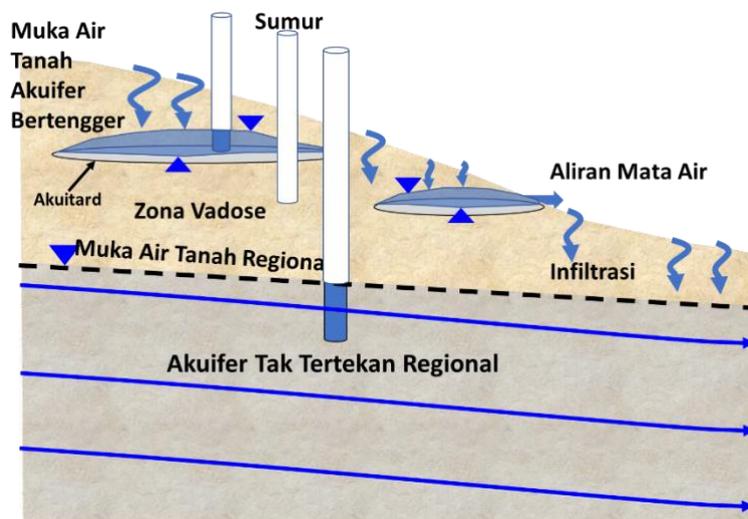
**Gambar 44** - Skema akuifer tak tertekan. Permukaan atas berupa muka air tanah (garis hitam putus-putus) dan batas bawah biasanya berupa unit permeabilitas bagian bawah (batang hitam). Air pada muka air tanah berada pada tekanan atmosfer,  $h_p = 0$ , sehingga tinggi elevasi,  $z$ , mewakili tinggi hidrolik. Ketinggian air di sumur yang menembus hingga kedalaman tepat di bawah muka air tanah ditampilkan. Imbuhan ke muka air tanah berasal dari infiltrasi di permukaan tanah (panah putus-putus berwarna biru). Panah panjang berwarna biru solid menunjukkan arah aliran air tanah secara umum.

Istilah tak tertekan menunjukkan adanya interaksi bebas antara permukaan tanah dan air di akuifer (Gambar 44). Akuifer ini menerima imbuhan dari curah hujan dan salju yang mencair; mereka tidak ditutupi oleh unit permeabilitas yang lebih rendah yang membatasi pergerakan air di dalam akuifer. Air bergerak melalui zona vadose dan melintasi muka air tanah menjadi air tanah. Elevasi muka air tanah berubah sebagai respons terhadap jumlah imbuhan yang lebih kecil atau lebih besar, perubahan laju debit, dan masuknya atau ekstraksi air (misalnya, infiltrasi air irigasi permukaan dan pemompaan). Ketika lubang bor dimasukkan ke dalam bumi, air tanah pertama yang ditemui akan menjadi bagian dari akuifer bebas. Muka air tanah mungkin berada 10 hingga 100 meter di bawah permukaan tanah, terutama di daerah dataran tinggi dan daerah kering. Di daerah yang lebih rendah, muka air tanah akan berada di dekat permukaan dimana terdapat mata air, sungai, lahan basah dan danau.

## 6.2 Akuifer Bertengger

Akuifer tak tertekan juga dapat muncul sebagai akuifer bertengger. Umumnya, akuifer bertengger terbentuk dan dijaga oleh imbuhan yang terakumulasi pada akuitard di zona vadose. Air tanah bertengger terbentuk di atas lapisan material dengan permeabilitas rendah di dalam zona vadose di mana migrasi imbuhan yang meresap diperlambat hingga membuat jenuh material berpori di atas akuitard (Gambar 45). Jika tersedia cukup air untuk pengembangan persediaan air, maka ini disebut sebagai akuifer bertengger. Jika tidak, ini disebut sebagai air tanah yang bertengger. Lapisan permeabilitas yang lebih rendah juga menjadi jenuh sebagian di bawah zona bertengger (Gambar 45), dan kembali ke kondisi tak jenuh di bawah zona jenuh. Air terus mengalir perlahan ke bawah dalam

kondisi tak jenuh melalui sisa akuitard dan kembali ke sedimen di bawahnya. Garis di mana tekanan air sama dengan tekanan atmosfer terbentuk di dalam, atau di dasar lensa, menghasilkan muka air tanah terbalik sehingga seluruh sistem dikelilingi oleh muka air tanah. Di mana sistem air tanah bertengger memotong permukaan tanah, air tanah keluar sebagai aliran mata air.

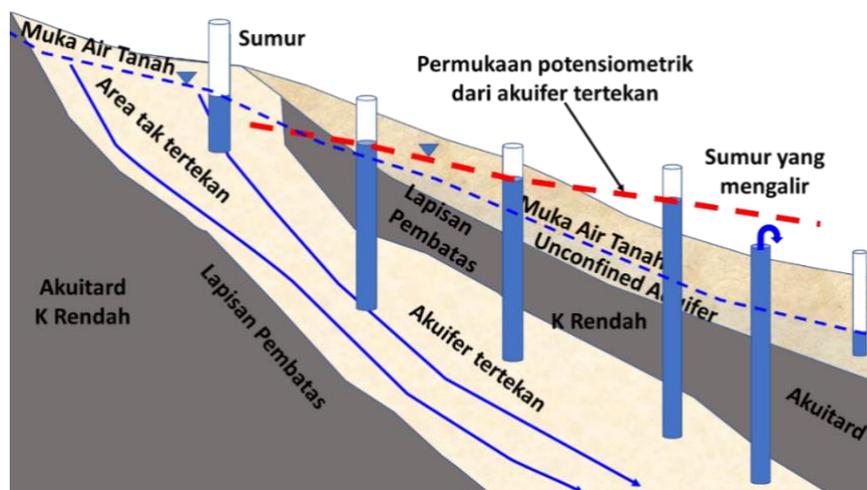


**Gambar 45** - Akuifer bertengger terbentuk pada lensa permeabilitas rendah (abu-abu) yang merupakan akuitard di zona vadose. Curah hujan menginfiltrasi dan merembes ke bawah menuju muka air tanah regional, namun kemajuannya diperlambat oleh adanya lapisan permeabilitas rendah dan, jika terjadi infiltrasi yang cukup (panah biru solid), sedimen zona vadose yang menutupi lensa menjadi jenuh dan muka air tanah pun terbentuk. Ketika air bocor ke lapisan permeabel rendah, sebagian akuitard menjadi jenuh dan kemudian aliran kembali ke kondisi tak jenuh. Muka air tanah membentuk batas bawah sistem bertengger (segitiga terbalik). Sumur sebelah kiri menunjukkan adanya kondisi bertengger jenuh yang tak tertekan (air tanah bertengger mengalir ke dalam sumur). Sumur yang tertutup melalui zona bertengger, namun terbuka terhadap zona vadose di bawahnya adalah kering karena ruang pori di luar dasar sumur terisi udara dan air, dan air vadose berada dalam keadaan tegang (tekanan lebih kecil dari tekanan atmosfer) tidak mengalir ke dalam sumur. Sumur di sebelah kanan ditutup melalui zona vadose, namun terbuka untuk akuifer tak tertekan regional.

### 6.3 Akuifer Tertekan

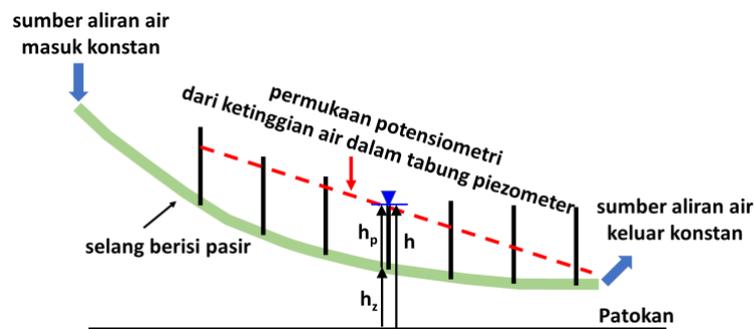
Berbeda dengan akuifer tak tertekan, akuifer tertekan biasanya terdapat pada lokasi yang lebih dalam (Gambar 46). Akuifer tertekan adalah akuifer yang berada di bawah akuitard yang sering disebut dengan lapisan pembatas (*confining bed*). Dalam akuifer tertekan, permukaan air dalam sumur tertutup rapat naik melebihi elevasi akuifer. Imbuhan air tanah yang memasuki akuifer biasanya terjadi pada daerah singkapan di mana tinggi hidrolis lebih tinggi dari elevasi sebagian sistem air tanah tertekan seperti ditunjukkan pada Gambar 46. Ketika air mengalir ke dalam dan melalui akuifer tertekan, tingginya melebihi elevasi puncak zona akuifer tertekan yang sepenuhnya jenuh. Unit pembatas di atasnya dan di bawahnya membatasi air agar tidak bocor keluar dari akuifer dan mengalir langsung sejajar dengan batas akuifer. Permukaan dimana air naik dalam sumur dan piezometer yang menembus akuifer tertekan disebut sebagai permukaan potensiometri (Gambar 46). Pergerakan air terjadi dari daerah yang permukaan potensiometrinya berada pada elevasi yang tinggi ke tempat yang elevasinya lebih rendah. Permukaan potensiometri juga dapat digunakan untuk menggambarkan distribusi tinggi

pada akuifer tak tertekan karena mewakili tinggi hidrolik. Ketika permukaan potensiometri disajikan, permukaan tersebut harus mencakup deskriptor yang menyatakan apakah permukaan tersebut menggambarkan kondisi dalam sistem air tanah yang tak tertekan atau tertekan.



**Gambar 46** - Skema akuifer tertekan. Akuifer terletak di antara unit pembatas (aquitard) dengan konduktivitas hidrolik rendah (abu-abu). Daerah imbuhan ditinggikan, dan aliran air tanah bergerak ke dalam kondisi geologis di mana lapisan pembatas membatasi migrasi air ke atas. Panah biru menunjukkan arah umum aliran air tanah. Ketinggian air di sumur yang tertutup rapat naik melebihi permukaan akuifer tertekan. Permukaan yang mewakili tinggi total dalam akuifer tertekan disebut sebagai permukaan potensiometri (garis merah putus-putus). Sumur akuifer tertekan akan mengalir di permukaan tanah tanpa pemompaan jika permukaan potensiometrinya lebih tinggi dari bagian atas selubung sumur seperti yang ditunjukkan oleh sumur akuifer tertekan paling kanan. Akuifer tertekan dapat ditindih oleh akuifer tertekan lainnya, dan di dekat permukaan oleh akuifer tak tertekan.

Akuifer tertekan dapat disimulasikan dengan selang taman yang panjang yang diisi air dan sedimen, kemudian salah satu ujungnya ditutup. Sedimen jenuh melambangkan akuifer tertekan dan dinding selang melambangkan "lapisan pembatas". Saat ujung selang terbuka (daerah imbuhan akuifer) dinaikkan, energi potensial sistem meningkat. Kondisi pada akuifer tertekan disimulasikan dengan membuka ujung selang yang tertutup dan mengalirkan air ke ujung atas selang. Jika sebuah lubang dibor pada selang (yaitu, sebuah "sumur" dipasang) pada jarak tertentu dari ujung atas, air dari sistem pasir jenuh akan menyembur keluar. Dengan memasang piezometer tinggi (tabung berongga) di dalam selang, elevasi air di dalam piezometer diukur dari datum horizontal mewakili titik data tinggi hidrolik dari permukaan potensiometri. Tinggi total melebihi tinggi pembatas (dinding selang) seperti terlihat pada Gambar 47.



**Gambar 47** - Contoh selang taman berisi sedimen yang mensimulasikan akuifer tertekan. Garis merah putus-putus mewakili distribusi tinggi sepanjang permukaan potensiometri.

Sumur yang menembus akuifer tertekan disebut juga sumur tertekan atau sumur artesis dan akuifer tersebut dikatakan ada dalam kondisi tertekan atau artesis. Dalam beberapa kasus, tinggi akuifer tertekan dapat naik ke atas permukaan tanah dan ketinggian air dalam selubung sumur akan lebih tinggi dari elevasi permukaan tanah seperti yang ditunjukkan pada dua sumur tertekan paling kanan pada Gambar 46. Bila Hal ini terjadi, jika elevasi bagian atas casing sumur lebih rendah dari elevasi permukaan potensiometri, maka air akan mengalir bebas dari selubung sumur tanpa dipompa. Sumur ini disebut sebagai sumur alir (Gambar 46) atau sering juga disebut sebagai sumur artesis. Istilah sumur artesis dikaitkan dengan sumur alir yang dibangun di Kota Artesium Romawi kuno (saat ini menjadi kota Artios di Prancis) pada Abad Pertengahan. Sumur tersebut menembus akuifer tertekan dan mengalir bebas ke permukaan. Berdasarkan definisi ilmiah murni, sumur artesis adalah setiap sumur yang menembus akuifer tertekan, baik mengalir di permukaan tanah atau tidak. Namun, artesis umumnya digunakan untuk sumur alir baik yang menembus akuifer tertekan atau tidak. Sumur alir juga dapat terjadi di daerah pelepasan akuifer tak tertekan ketika terdapat gradien ke atas yang besar. Umumnya, sumur yang menembus akuifer tertekan digambarkan sebagai sumur tertekan.

## 6.4 Sifat Akuifer dan Unit Pembatas

Sifat transmisi dan penyimpanan air tanah pada formasi geologi termasuk akuifer dan unit pembatas dapat digambarkan dengan tiga istilah hidrogeologi: transmisivitas,  $T$ ; penyimpanan spesifik,  $S_s$ ; dan storativitas,  $S$ .

### 6.4.1 Transmisivitas

Ketika menjelaskan kapasitas transmisi dari sejumlah kecil media berpori, konduktivitas hidrolis dapat digunakan. Kapasitas akuifer tak tertekan atau akuifer tertekan untuk mengalirkan air disebut sebagai transmisivitas. Transmisivitas didefinisikan sebagai hasil kali konduktivitas hidrolis,  $K$ , dan ketebalan akuifer jenuh,  $b$ , seperti ditunjukkan pada Persamaan 43.

$$T = K b \quad (43)$$

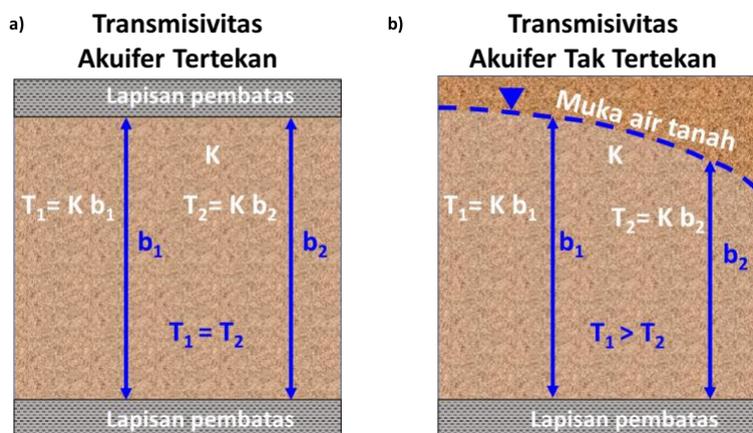
di mana:

$T$  = transmisivitas, kemampuan akuifer mengalirkan air ( $L^2/T$ )

$b$  = ketebalan akuifer jenuh ( $L$ )

Satuan transmisivitas adalah  $L^2/T$ . Istilah transmisibilitas adalah istilah usang yang terkadang digunakan untuk transmisivitas. Transmisivitas menggambarkan keseluruhan kapasitas transmisi suatu sistem akuifer, bukan hanya sifat-sifat volume akuifer yang kecil. Misalnya, jika konduktivitas hidrolik suatu akuifer tertekan adalah 100 m/d dan tebalnya 10 m, maka  $T$  adalah 1,000  $m^2/d$ . Jika akuifer lain mempunyai konduktivitas hidrolik 50 m/d dan tebal 300 m, transmisivitasnya adalah  $T = 15,000 m^2/d$ . yang lebih tinggi pada akuifer kedua menunjukkan bahwa akuifer tersebut dapat mengalirkan lebih banyak air, sehingga jika karakteristik lainnya sama, maka akuifer ini akan menjadi target yang lebih baik untuk sumur pasokan air. Akuifer dengan banyak lapisan horizontal dengan konduktivitas hidrolik berbeda dapat direpresentasikan dengan penjumlahan nilai  $T$  untuk setiap lapisan.

Transmisivitas akuifer tertekan dengan ketebalan seragam memiliki nilai konstan untuk kondisi isotropik dan homogen seperti ditunjukkan pada Gambar 48a. Berdasarkan definisi, tinggi dari akuifer tertekan lebih tinggi daripada bagian atas akuifer, sehingga seluruh ketebalan akuifer tertekan adalah jenuh, sehingga  $b$  adalah konstanta ketika  $T$  ditentukan. Ketebalan jenuh akuifer tak tertekan bervariasi mengikuti ruang seiring kemiringan muka air tanah searah aliran, sehingga nilai,  $T$  berubah seiring jarak dari lokasi tertentu (Gambar 48b). Jika kemiringan muka air tanah kecil, nilai tunggal  $T$  biasanya digunakan untuk mewakili akuifer. Di daerah dengan gradien muka air tanah yang besar, ketebalan rata-rata dapat digunakan untuk menghitung satu nilai representatif  $T$ .



**Gambar 48** - Transmisivitas,  $T$ , adalah hasil kali konduktivitas hidrolik,  $K$ , dan ketebalan jenuh,  $b$ , dari akuifer. a) Pada akuifer tertekan dengan ketebalan geologi seragam, ketebalan jenuh,  $b$ , adalah konstan ( $b_1 = b_2$ ) meskipun tinggi hidroliknya berbeda. b) Pada akuifer tak tertekan, transmisivitas perlu ditentukan pada lokasi tertentu karena ketebalan jenuh bergantung pada tinggi hidrolik (misalnya, berdasarkan elevasi muka air tanah). Tinggi akuifer tak tertekan menurun mengikuti arah aliran menurun, sehingga ketebalan jenuh menurun ( $b_1 > b_2$ ) dan begitu pula transmisivitas ( $T_1 > T_2$ ).

Nilai transmisivitas sering diperkirakan dengan menggabungkan nilai  $K$  dari uji laboratorium atau table dari buku teks dengan pengukuran ketebalan akuifer di lapangan,  $b$ . Umumnya, nilai  $T$  ditentukan dari uji akuifer yang dirancang secara hati-hati di mana sumur dipompa sementara ketinggian air diukur di sumur observasi terdekat. Data ini kemudian dianalisis menggunakan persamaan analitik dan/atau simulasi komputer numerik untuk memperkirakan nilai transmisivitas (misalnya, Lohman, 1972).

#### 6.4.2 Storativitas

Kapasitas penyimpanan suatu akuifer disebut sebagai storativitas,  $S$ . Istilah lama, koefisien penyimpanan, juga digunakan untuk menggambarkan sifat penyimpanan akuifer yang sama. Storativitas menggambarkan kapasitas akuifer untuk menyimpan atau melepaskan air. Hal ini didefinisikan sebagai volume air yang dilepaskan atau disimpan per satuan perubahan tinggi normal terhadap permukaan bumi pada suatu satuan luas. Storativitas tidak berdimensi dan dinyatakan dalam desimal.

##### Storativitas Akuifer Tak Tertekan

Storativitas akuifer tak tertekan didominasi oleh istilah drainase gravitasi, *specific yield* ( $S_y$ ). *Specific yield* mencerminkan volume air yang terkuras secara gravitasi ketika muka air tanah menurun, atau terisi air ketika muka air tanah naik (Gambar 49). Storativitas ( $S$ ) akuifer tak tertekan terdiri dari dua komponen seperti ditunjukkan pada Persamaan 44.

$$S_{tak\ tertekan} = S_y + S_s b_{rata-rata} \quad (44)$$

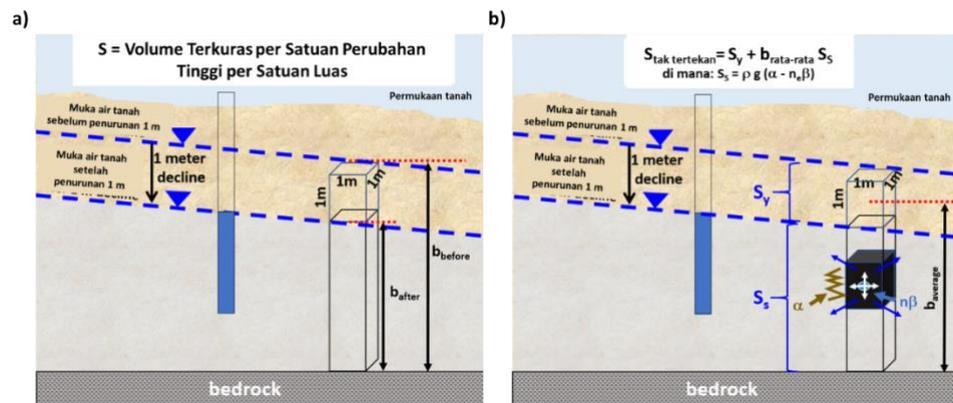
di mana:

$S_{tak\ tertekan}$  = storativitas akuifer tidak tertekan (tanpa dimensi)

$S_y$  = *specific yield* (tanpa dimensi)

$S_s$  = Penyimpanan spesifik (1/L)

$b_{rata-rata}$  = ketebalan rata-rata sebelum dan sesudah perubahan ketinggian air (L)



**Gambar 49** - Skema komponen storativitas ( $S$ ) akuifer tak tertekan. a) Ilustrasi definisi koefisien penyimpanan, yaitu volume air yang dilepaskan atau ditambahkan ke dalam penyimpanan per satuan perubahan tinggi normal ke permukaan bumi per satuan luas. b) Ketika muka air tanah diturunkan 1 meter, volume air yang dilepaskan per meter kubik akuifer tak tertekan hampir seluruhnya disebabkan oleh air yang mengalir dari pori-pori seperti dijelaskan oleh specific yield,  $S_y$ . Bagian akuifer yang mendasari bagian yang dikuras juga menghasilkan sejumlah kecil air (panah biru kecil dalam volume hitam) sebagai respons terhadap berkurangnya berat (karena air mengalir dari pori-pori) air di atasnya. Struktur padatan (volume hitam) terkompresi (mengurangi volume ruang pori) yang ditunjukkan oleh kompresibilitas kerangka akuifer,  $\alpha$ , (garis vertikal bergerigi). Selain itu, terdapat pemuaian kecil pada air yang sedikit dapat dimampatkan,  $n\beta$ , (titik biru dan panah putih). Properti akuifer ini disebut penyimpanan spesifik,  $S_s$ . Volume air yang dilepaskan dari drainase gravitasi, beberapa kali lipat lebih besar daripada volume yang diperas dari bagian jenuh akuifer,  $S_s b_{average}$ . Hasilnya,  $S_y$  digunakan untuk merepresentasikan storativitas akuifer tak tertekan.

*Specific yield* adalah volume air yang dapat mengalir secara gravitasi dari volume jenuh suatu material dibagi dengan volume total material tersebut. Volume fraksi air yang tersisa dalam sampel disebut retensi spesifik ( $S_r$ ). Diasumsikan bahwa ketika air ditambahkan ke penyimpanan dan muka air tanah naik, ruang pori-pori yang sudah terisi hanya berisi volume air yang ditunjukkan dengan nilai retensi spesifik.

Istilah kedua dari Persamaan 44 adalah hasil kali penyimpanan spesifik ( $S_s$ ) dan rata-rata ketebalan jenuh sebelum dan sesudah pengurasan ( $b_{average}$ ). Penyimpanan spesifik didefinisikan sebagai volume air yang dilepaskan dari (atau ditambahkan ke) penyimpanan per satuan volume material jenuh. Jika dikalikan dengan ketebalan jenuh maka akan menghasilkan sejumlah kecil air yang dilepaskan dari satu satuan luas akuifer sebagai respons terhadap hilangnya tekanan pada material di bawah pori-pori yang dikuras. Ketika tinggi menurun air yang dilepas dari penyimpanan jenuh melalui kolom akuifer yang mendasari pori-pori yang dikeringkan terjadi melalui dua mekanisme: (1) pemadatan akuifer (pengurangan volume pori) yang disebabkan oleh peningkatan tegangan efektif,  $\sigma_e$ , dan (2) pemuaian air yang disebabkan oleh penurunan tekanan air pori. Tegangan efektif adalah perbedaan antara tekanan total yang diberikan oleh material di atasnya (gabungan tanah/batuan dan air) dikurangi tekanan air pori. Peningkatan tekanan air pori akan mengangkat butiran kerangka akuifer sehingga menghilangkan tekanan material di atasnya pada butiran. Mekanisme pertama yang melepaskan air dari akuifer untuk penurunan tinggi dikendalikan oleh kompresibilitas akuifer,  $\alpha$ , dan yang kedua oleh kompresibilitas fluida,  $\beta$ . Volume air dalam media berpori bergantung pada porositas efektif,  $n_e$ . Persamaan yang dihasilkan untuk  $S_s$  adalah Persamaan 45.

$$S_s = \rho g (\alpha + n_e \beta) \quad (45)$$

di mana:

$S_s$  = penyimpanan spesifik (1/L)

$\alpha$  = kompresibilitas struktur padat akuifer (T<sup>2</sup>L/M)

$n_e$  = porositas efektif (tanpa dimensi)

$\beta$  = kompresibilitas air (T<sup>2</sup>L/M) (T<sup>2</sup>L/M)

Untuk memperhitungkan ketebalan media jenuh yang dipengaruhi oleh perubahan tekanan air pori dan konsolidasi kerangka akuifer, penyimpanan spesifik dikali dengan rata-rata ketebalan jenuh untuk penurunan muka air tanah tertentu,  $b_{rata-rata}$  (Gambar 49), menghasilkan istilah storativitas tak berdimensi seperti ditunjukkan pada Persamaan 46.

$$S_{tak\ tertekan} = S_y + S_s b_{rata-rata} = S_y + b_{rata-rata} \rho g (\alpha + n_e \beta) \quad (46)$$

di mana:

$S_{tak\ tertekan}$  = Storativitas akuifer tak tertekan (tanpa dimensi)

Kompresibilitas air bernilai kecil,  $4,4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$  (N adalah Newton = 1 (kg m)/s<sup>2</sup>) dan kompresibilitas material tanah berkisar antara  $1 \times 10^{-11}$  to  $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{N}$  (Tabel 4). Skala dari  $S_s b_{rata-rata}$  diilustrasikan dengan contoh ini. Untuk akuifer pasir tak tertekan dengan kompresibilitas berada pada batas atas,  $\alpha = 1 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ , porositas efektif 0,24, massa jenis air  $1 \text{ kg/m}^3$  dan dengan  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ , maka penyimpanan spesifik (Persamaan 45) adalah  $1 \times 10^{-7}/\text{m}$ . Jika tebal akuifer adalah 60 m maka masa simpan terkait dengan sisa akuifer jenuh (Persamaan 46) adalah  $6 \times 10^{-6}$ . Nilai  $S_s b_{rata-rata}$  yang dihitung tiga kali lipat lebih kecil dari  $S_y$ , mengingat *specific yield* material bumi berkisar antara 0.05 hingga 0.40, sehingga istilah storativitas untuk akuifer tak tertekan dapat ditetapkan sama dengan  $S_y$  dan istilah  $S_s b_{rata-rata}$  dapat diabaikan seperti yang disajikan pada Persamaan 47.

$$\text{penyederhanaan} \quad S_{tak\ tertekan} = S_y \quad (47)$$

Faktanya, ketika  $S_y$  diperoleh melalui uji lapangan yang melibatkan pemompaan sumur dan mengamati perubahan ketinggian air di sumur observasi terdekat, volume air dari  $S_s b_{rata-rata}$  "dibangun" ke nilai  $S_y$  yang diinterpretasikan (misalnya, Lohman, 1972). Persamaan 47 biasanya digunakan untuk mewakili *specific yield*.

**Tabel 4** - Rentang nilai kompresibilitas material bumi dan air (dari Domenico dan Mifflin, 1965; Freeze dan Cherry, 1979).

Kompresibilitas Beberapa Material Bumi yang Umum	
Material	Kompresibilitas (meter <sup>2</sup> /Newton)
<b>Tipe Geologi</b>	
Tanah liat	$1 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-8}$
Pasir	$1 \times 10^{-7} - 1 \times 10^{-9}$
Kerikil	$1 \times 10^{-8} - 1 \times 10^{-10}$
Batuan Bersendi	$1 \times 10^{-8} - 1 \times 10^{-10}$
Sound Rock	$1 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-11}$
<b>Fluida</b>	<b>Kompresibilitas <math>\beta</math></b>

Air

 $4.4 \times 10^{-10}$ 

Volume air yang dikeluarkan dari atau ditambahkan ke penyimpanan akuifer pada suatu area,  $A$ , untuk perubahan tinggi,  $\Delta h$ , ditentukan seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 48. Untuk hasil spesifik sebesar 0,18, jika muka air tanah menurun 1 meter pada area 1 meter persegi, maka 0,18 meter kubik akan mengalir dari akuifer. Jika luasnya 1 km<sup>2</sup>, maka 180.000 meter kubik akan mengalir dari akuifer.

$$\text{Volume Air Tak Tertekan untuk setiap perubahan tinggi} = S_y A \Delta h \quad (48)$$

di mana:

$\text{Volume}$  = volume yang dialirkan dari akuifer tak tertekan pada suatu area,  $A$ , untuk perubahan muka air tanah sebesar  $\Delta h$  (L<sup>3</sup>)

$S_y$  = *specific yield* (tanpa dimensi)

$A$  = area dimana muka air tanah berubah (L<sup>2</sup>)

$\Delta h$  = perubahan elevasi muka air tanah (L)

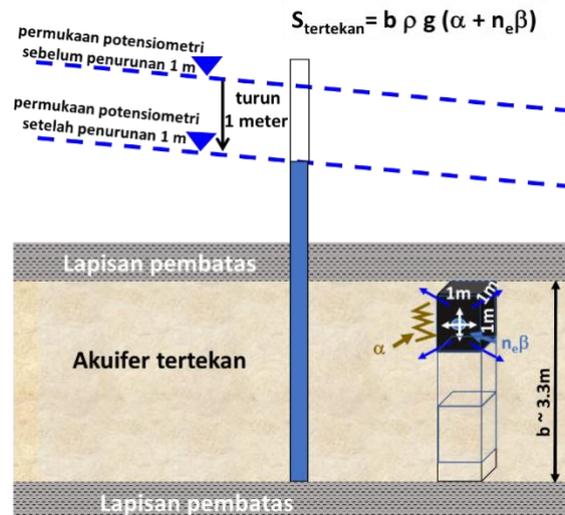
### Storativitas Akuifer Tertekan

Storativitas akuifer tertekan didefinisikan sebagai volume air yang dilepaskan atau ditambahkan ke dalam penyimpanan per satuan perubahan tinggi normal permukaan, per satuan luas. Definisi ini sama untuk akuifer tak tertekan. Perbedaan kapasitas penyimpanan pada akuifer tak tertekan dan akuifer tertekan adalah pada akuifer tertekan seluruh akuifer tetap jenuh ketika terjadi perubahan satuan tinggi (Gambar 50). Akibatnya, tidak terjadi drainase gravitasi dan semua air yang keluar atau masuk ke penyimpanan berasal dari penyimpanan spesifik,  $S_s$ , dikali ketebalan jenuh,  $b$  (Persamaan 49).

$$S_{\text{tertakan}} = S_s b = b \rho g (\alpha + n_e \beta) \quad (49)$$

di mana:

$S_{\text{tertakan}}$  = storativitas akuifer tertekan (tanpa dimensi)



**Gambar 50** - Skema parameter yang mengendalikan storativitas,  $S$ , of a confined aquifer. pada akuifer tertekan. Akuifer tetap jenuh penuh seiring dengan terjadinya perubahan satuan permukaan potensiometri. Air dilepaskan dari seluruh ketebalan jenuh,  $b$ , akuifer melalui kompresi kerangka,  $\alpha$  (garis bergerigi), dan perluasan air pori (panah biru),  $n_e\beta$ .

Penyimpanan spesifik akuifer tertekan dapat dihitung menggunakan Persamaan 45, dengan  $S_y = 0$ . Nilai ini kemudian dikalikan dengan ketebalan akuifer untuk memperoleh storativitas (Persamaan 49). Storativitas akuifer tertekan biasanya berkisar antara 0,00001 hingga 0,001 ( $1 \times 10^{-5}$  hingga  $1 \times 10^{-3}$ ). Lohman (1972) menyatakan bahwa storativitas akuifer tertekan dapat diperkirakan sebesar 0,0000033/m (0,000001/ft) dikalikan ketebalan akuifer dalam meter. Umumnya, nilai storativitas akuifer terbatas pada skala lapangan dan regional diperoleh dari pengujian akuifer yang dirancang dengan cermat di mana akuifer dipompa selama jangka waktu tertentu dan respons terhadap distribusi tekanan total dipantau (misalnya, Lohman, 1972).

Volume air yang dikeluarkan dari atau disimpan dalam akuifer tertekan pada suatu area,  $A$ , untuk perubahan tinggi,  $\Delta h$ , ditentukan menggunakan Persamaan 50. Untuk storativitas 0,00001, jika permukaan potensiometri menurun 1 meter dalam 1 luas meter persegi, maka 0,00001 meter kubik akan keluar dari akuifer. Jika luasnya 1 km<sup>2</sup>, maka 10 meter kubik akan keluar dari akuifer. Volume air yang dilepaskan dari akuifer tertekan pada penurunan tinggi tertentu jauh lebih kecil daripada volume yang dilepaskan dari akuifer tak tertekan pada penurunan tinggi yang sama. Hal ini karena air hanya berasal dari kompresi kerangka akuifer dan perluasan air sebagai respons terhadap perubahan tekanan, bukan dari drainase ruang pori-pori.

$$\text{Volume Air Tertekan untuk setiap perubahan tinggi} = SA\Delta h \quad (50)$$

di mana:

$\text{Volume}$  = volume yang dialirkan dari akuifer tertekan untuk tiap perubahan tinggi hidrolik,  $\Delta h$ , pada suatu area,  $A$  (L<sup>3</sup>)

$S$  = storativitas (tanpa berdimensi)

$A$  = area di mana perubahan tinggi terjadi (L<sup>2</sup>)

$\Delta h$  = perubahan tinggi (L)

## 7 Persamaan Aliran Air Tanah

Hampir di setiap bidang sains dan teknik, teknik analisis didasarkan pada pemahaman proses fisik, dan dalam banyak kasus, proses ini dapat dijelaskan secara matematis. Hidrogeologi tidak terkecuali. Hubungan matematis yang menggambarkan aliran air tanah adalah dasar yang digunakan untuk mengembangkan persamaan dan model kuantitatif untuk sistem dan lokasi air tanah spesifik. Pada 6 Bagian sebelumnya buku ini telah disajikan prinsip dan definisi yang akan digunakan untuk mengembangkan persamaan aliran air tanah. Ini termasuk konsep volume dasar representatif (REV), Hukum Darcy, tinggi, gradien, konduktivitas hidrolik, transmisivitas dan storativitas. Konsep-konsep ini digunakan bersama dengan persamaan yang menggambarkan kekekalan massa (air) (misalnya, aliran massa masuk = aliran massa keluar + perubahan penyimpanan massa) untuk mengembangkan persamaan matematika universal yang menggambarkan aliran air tanah dalam berbagai kondisi.

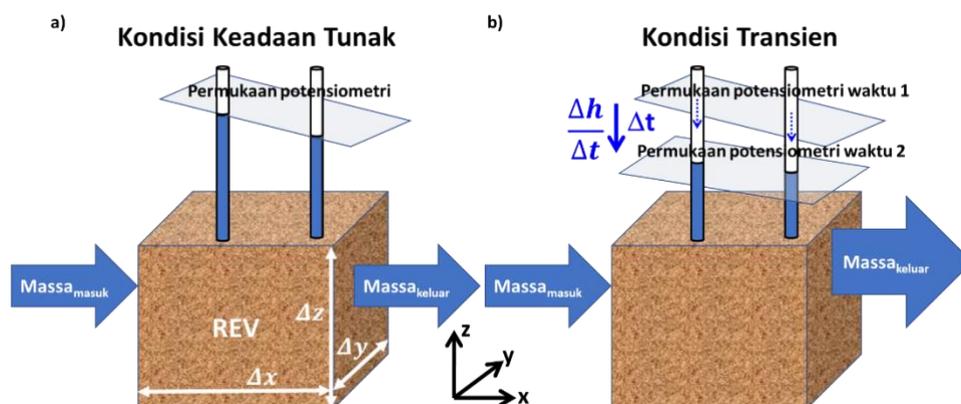
Hukum dasar yang mengatur aliran air tanah pada medium berpori adalah Hukum Darcy yang menjelaskan hubungan antara debit,  $Q$ , atau fluks,  $q$ , dan konduktivitas hidrolik, gradien (tinggi tiap jarak) dan luas penampang. Jika Hukum Darcy digabungkan dengan persamaan kontinuitas yang menggambarkan kekekalan massa fluida (air), maka persamaan universal yang mengatur aliran air tanah dapat dirumuskan. Meskipun matematika, yang menggunakan persamaan diferensial parsial, mungkin tampak menakutkan, namun hal ini sangatlah mudah. Pengembangan persamaan yang disajikan di sini dimulai dengan aliran air tanah dalam satu dimensi dan kemudian digunakan persamaan yang sama untuk tiga dimensi.

Untuk menerapkan persamaan umum ini pada permasalahan air tanah tertentu, suatu domain permasalahan, persamaan tersebut dibatasi pada kondisi tertentu dengan menetapkan kondisi batas lokasi dan, dalam beberapa kasus, kondisi awal, yang mewakili kondisi air tanah tertentu. Solusi analitik dan simulasi komputer adalah alat industri air tanah yang menggabungkan persamaan-persamaan yang disajikan di sini sehingga persamaan-persamaan tersebut dapat diakses oleh para profesional air tanah. Alat-alat ini digunakan untuk mengukur perilaku air tanah dalam berbagai kondisi hidrogeologi dalam berbagai kondisi. Beberapa contoh penerapan alat-alat tersebut untuk mengatasi permasalahan air tanah disajikan pada Bagian 7.5. Penting untuk memahami asumsi-asumsi yang mendasari dan penyederhanaan yang digunakan untuk merumuskan metode yang digunakan untuk memecahkan masalah air tanah. Tujuan dari bagian ini adalah untuk menyajikan persamaan yang mengatur dan menjelaskan asumsi dan penyederhanaan tersebut.

## 7.1 Dasar Pengembangan Persamaan Aliran

Persamaan umum aliran air tanah sering disebut sebagai persamaan pengatur karena menggambarkan faktor-faktor yang mengontrol (yaitu, mengatur) aliran air tanah. Persamaan tersebut hanya didasarkan pada Hukum Darcy dan persamaan kontinuitas kekekalan massa (air).

Pengembangan persamaan pengatur biasanya dicapai dengan mengonseptualisasikan aliran air tanah melalui sejumlah kecil bahan berpori jenuh seluruhnya (REV) yang mencerminkan sifat hidrogeologi keseluruhan dari endapan yang lebih besar. Hal ini dapat divisualisasikan sebagai sebuah kubus material berpori dengan ukuran yang cukup ( $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ ) untuk mencakup sifat makroskopis yang mengatur aliran air tanah (Gambar 4 dan Gambar 51). Massa air dalam REV ( $M$ ) bergantung pada massa jenis air, porositas elemen (dengan asumsi semua ruang pori-pori terhubung), dan volume balok seperti ditunjukkan pada Persamaan 51. Pada kondisi aliran tunak, massa air dalam REV adalah konstan, aliran masuk sama dengan aliran keluar, dan ketinggian, gradien, dan laju aliran tidak berubah terhadap waktu (Gambar 51a). Ketika aliran bersifat transien, massa air di REV bervariasi terhadap waktu, aliran masuk tidak sama dengan aliran keluar, dan ketinggian, gradien, dan laju aliran bervariasi terhadap waktu (Gambar 51b).



**Gambar 51** - Volume kecil namun representatif yang disebut Volume Dasar Representatif (REV) dari media berpori memiliki dimensi  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ . Kubus bahan berpori jenuh sepenuhnya yang tertekan mencerminkan sifat umum bahan tanah berpori. Alirannya dari kiri ke kanan. Volumennya sudah jenuh sepenuhnya. a) REV untuk kondisi tunak tertekan, gradien (permukaan potensiometri, diilustrasikan sebagai bidang biru muda) tidak berubah terhadap waktu, aliran massa konstan dan aliran massa masuk sama dengan aliran massa keluar. b) REV untuk kondisi transien tertekan, gradien yang diwakili oleh permukaan potensiometri (bidang biru) berubah terhadap waktu,  $\Delta t$ , laju aliran bervariasi terhadap waktu, aliran massa yang masuk tidak sama dengan aliran massa yang keluar, dan massa air ( $M$ ) di dalam REV berubah seiring waktu.

$$M = \rho n \Delta x \Delta y \Delta z \quad (51)$$

di mana:

$M$  = massa air dalam REV (M)

$\rho$  = massa jenis air dalam REV (M/L<sup>3</sup>)

$n$  = porositas yang terhubung seluruhnya ( $n_e$ ) pada REV (tanpa dimensi)

$\Delta x, \Delta y, \Delta z$  = panjang masing-masing sisi REV (L)

## 7.2 Persamaan yang Mengatur Aliran Air Tanah Transien Tertekan

Hukum kekekalan massa untuk aliran melalui media berpori jenuh mensyaratkan bahwa fluks massa fluida ke dalam volume sama dengan fluks massa fluida yang keluar dari volume ditambah perubahan massa yang tersimpan di dalam volume. Hukum Darcy diwakili oleh debit spesifik,  $q$ . Fluks massanya adalah  $\rho q$  (Persamaan 52).

$$\text{Fluks Massa} = \rho q \quad (52)$$

di mana:

*Fluks Massa* = massa air yang melewati satuan luas per satuan waktu (M/(L<sup>2</sup>T))

$\rho$  = massa jenis air (M/L<sup>3</sup>)

$q$  = debit spesifik (L/T)

### 7.2.1 Aliran Satu Dimensi

Persamaan yang mengatur aliran air tanah paling sering disajikan sebagai representasi keadaan tunak atau transien, dan aliran dalam ruang dua atau tiga dimensi. Namun, khususnya bagi pembaca yang belum familiar dengan persamaan diferensial, ada baiknya untuk mempertimbangkan aliran satu dimensi (sepanjang sumbu  $x$ ) melalui REV terlebih dahulu (Gambar 52). Fluks massa ke REV adalah hasil kali debit spesifik dan massa jenis fluida (butir 1 pada Gambar 52). Jika tinggi menurun, maka air keluar dari media berpori dan fluks massa akan meningkat pada REV seperti yang ditunjukkan pada item 2 Gambar 52. Mengalikan kemiringan grafik fluks massa vs jarak dengan grafik jarak pada REV ( $\Delta x$ ) menentukan kenaikan fluks massa dari kiri ke kanan (butir 3 Gambar 52). Menambahkan peningkatan fluks pada elemen untuk aliran masuk menghasilkan aliran keluar (item 4 dari Gambar 52). Perlu diingat bahwa fluks mempunyai satuan kecepatan (L/T) karena fluks merupakan laju aliran L<sup>3</sup>/T dibagi luas aliran (L<sup>3</sup>/T)/(L<sup>2</sup>).

Fluks masuk dan keluar unsur pada Gambar 52 masing-masing ditunjukkan pada Persamaan 53 dan 54.

$$\text{Fluks Massa Masuk} = \rho q_x \quad (53)$$

$$\text{Fluks Massa Keluar} = \rho q_x + \frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} \Delta x \quad (54)$$

di mana:

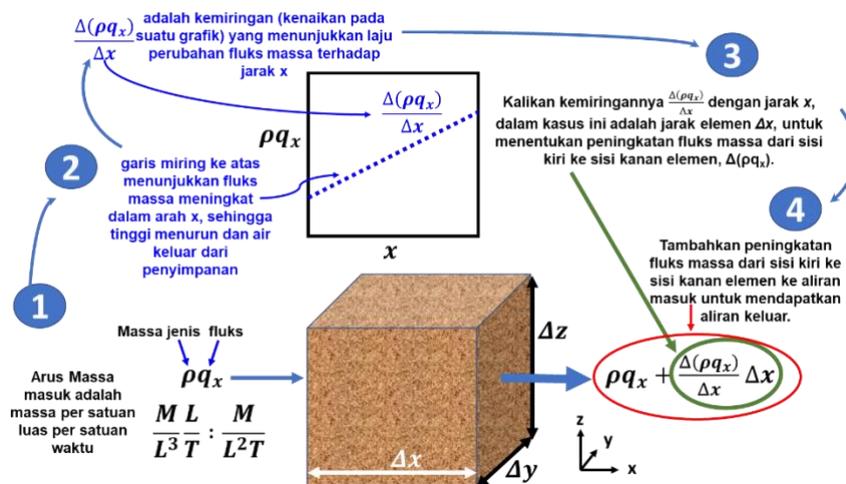
*Fluks Massa* = massa air yang melewati satuan luas per satuan waktu (M/(L<sup>2</sup>T))

$\rho$  = massa jenis air (M/L<sup>3</sup>)

$q_x$  = debit spesifik (L/T)

$\Delta x$  = panjang volume dasar dalam arah  $x$  (L)

### Perubahan Fluks Massa melintasi REV dengan Aliran 1D



Gambar 52 - Perubahan fluks massa melalui REV material berpori dengan aliran satu dimensi.

Laju aliran massa diperoleh dengan mengalikan fluks dengan luas penampang volume dasar yang dilaluinya (untuk aliran satu dimensi dalam arah x luasnya adalah  $\Delta y \Delta z$ ), seperti pada Persamaan 55 dan 56.

$$\text{Aliran Massa Masuk} = (\rho q_x) \Delta y \Delta z \tag{55}$$

$$\text{Aliran Massa Keluar} = \left( \rho q_x + \frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \tag{56}$$

di mana:

Aliran Massa = massa air masuk atau keluar dari REV per satuan waktu (M/T)

$\Delta y, \Delta z$  = panjang volume dasar dalam arah y dan z (L)

Selanjutnya perubahan pada aliran masuk dikaji dengan menggunakan analisis aliran massa ke dalam. Aliran massa ke dalam didefinisikan sebagai aliran massa yang masuk dikurangi aliran massa yang keluar, nilai positif dari aliran massa yang masuk menunjukkan bahwa aliran masuk melebihi aliran keluar dan air masuk ke tempat penyimpanan, sedangkan nilai negatif menunjukkan aliran massa keluar melebihi aliran masuk dan air keluar dari tempat penyimpanan. Aliran massa ke dalam ditentukan dengan mengurangi aliran keluar (Persamaan 56) dari aliran masuk (Persamaan 55) seperti ditunjukkan pada Persamaan 57.

$$\text{Aliran Massa ke Dalam} = (\rho q_x) \Delta y \Delta z - \left( \rho q_x + \frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \tag{57}$$

di mana:

Aliran Massa ke Dalam = massa air yang mengalir ke volume dasar per satuan waktu (M/T)

Memperluas suku kedua Persamaan 57 dan mengurangi menghasilkan Persamaan 58. Tanda negatif menunjukkan bahwa air keluar dari penyimpanan air tanah, sehingga aliran massa ke dalam bernilai negatif.

$$\text{Aliran Massa ke Dalam} = - \frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (58)$$

Mengingat aliran massa ke dalam adalah peningkatan massa unsur per satuan waktu dan massa harus kekal, maka aliran massa ke dalam per satuan waktu harus sama dengan perubahan simpanan massa per satuan waktu. Ingatlah bahwa penyimpanan spesifik adalah perubahan volume air yang disimpan dalam satuan volume akuifer untuk setiap perubahan tinggi, sehingga perubahan volume terhadap waktu ditunjukkan pada Persamaan 59.

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = \rho g(\alpha + n\beta) \Delta x \Delta y \Delta z \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (59)$$

di mana:

- $\Delta V$  = perubahan volume air pada REV ( $L^3$ )
- $\rho$  = massa jenis air pada REV ( $M/L^3$ )
- $g$  = konstanta gravitasi (percepatan gravitasi) ( $L/T^2$ )
- $\alpha$  = kompresibilitas struktur padat akuifer ( $L^3/L^3)/(F/L^2)$ , tekanan terbalik
- $\beta$  = kompresibilitas air ( $L^3/L^3)/(F/L^2)$ , tekanan terbalik
- $n$  = Porositas total terhubung penuh ( $n_e$ ) dari REV (tanpa dimensi)

Perubahan massa yang tersimpan selama satuan waktu diperoleh dari hasil perkalian Persamaan 59 dan massa jenis air (Persamaan 60).

$$\frac{\Delta M}{\Delta t} = \rho \left( \rho g(\alpha + n\beta) \Delta x \Delta y \Delta z \frac{\Delta h}{\Delta t} \right) \quad (60)$$

di mana:

$$\Delta M = \text{perubahan massa air di REV (M)}$$

Menyamakan perubahan penyimpanan massa (Persamaan 60) dengan aliran massa ke dalam (Persamaan 58) menghasilkan Persamaan 61.

$$\rho \left( \rho g(\alpha + n\beta) \Delta x \Delta y \Delta z \frac{\Delta h}{\Delta t} \right) = - \frac{\Delta(\rho q_x)}{\Delta x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (61)$$

Meskipun diketahui bahwa massa jenis air sedikit berubah sebagai respons terhadap perubahan tinggi (misalnya, perubahan tekanan), jumlah kompresi atau ekspansi cukup kecil untuk mengasumsikan massa jenis konstan untuk sebagian besar aplikasi sehingga,  $\rho$ , dapat dikeluarkan dari suku delta karena perubahannya yang minimal terhadap waktu (Persamaan 62).

$$\rho \left( \rho g(\alpha + n\beta) \Delta x \Delta y \Delta z \frac{\Delta h}{\Delta t} \right) = - \rho \frac{\Delta q_x}{\Delta x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (62)$$

Membagi kedua ruas dengan  $\rho$  dan dengan  $\Delta x \Delta y \Delta z$ , lalu mengganti penyimpanan spesifik,  $S_s$ , untuk  $\rho g(\alpha + n\beta)$  menghasilkan Persamaan 63.

$$S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} = - \frac{\Delta q_x}{\Delta x} \quad (63)$$

Debit spesifik dapat direpresentasikan dengan Hukum Darcy, di mana  $q_x = -K_x \Delta h / \Delta x$ , dengan asumsi arah utama komponen konduktivitas hidrolis sejajar dengan sumbu x, seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 64.

$$S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} = - \frac{\Delta}{\Delta x} \left( -K_x \frac{\Delta h}{\Delta x} \right) \tag{64}$$

Nilai  $\Delta$  dalam persamaan menggambarkan perubahan diskrit pada volume dasar yang kecil. Hal ini memungkinkan penerjemahan hubungan ini ke dalam bentuk diferensial ketika perubahan diskrit sangat kecil dengan mengganti  $\Delta$  dengan  $d$ , menghasilkan turunan fungsi yang mulus (Persamaan 65).

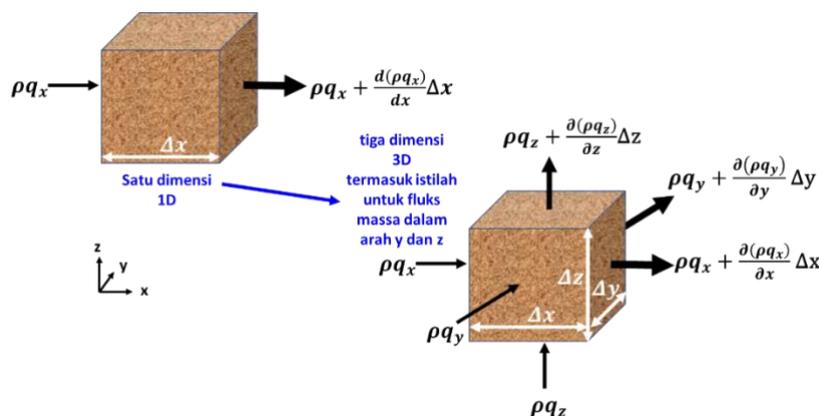
$$S_s \frac{dh}{dt} = - \frac{d}{dx} \left( -K_x \frac{dh}{dx} \right) \tag{65}$$

Persamaan 65 adalah persamaan yang mengatur kondisi aliran air tanah **tertekan, satu dimensi, transien, dan heterogen**. Persamaan 65 dapat ditulis sebagai Persamaan 66.

$$S_s \frac{dh}{dt} = \frac{d}{dx} K_x \frac{dh}{dx} \tag{66}$$

### 7.2.2 Aliran Tiga Dimensi

Dalam kebanyakan kasus, fluks tidak akan berbentuk satu dimensi sepanjang sumbu x. Ini akan terjadi dalam arah yang berubah-ubah dengan komponen di masing-masing arah x, y, dan z (lihat misalnya Bagian 5.4), sehingga perubahan fluks massa pada elemen perlu diperhitungkan dalam masing-masing tiga dimensi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 53. Simbol diferensial parsial ( $\frac{\partial}{\partial x}$ ) digunakan untuk menyatakan bahwa hanya sebagian perubahan fluks pada elemen yang terjadi pada arah x, begitu juga dengan perubahan pada arah y- dan arah-z ( $\frac{\partial}{\partial y}$ ,  $\frac{\partial}{\partial z}$ ); dan ketika sistem bersifat transien, terhadap waktu,  $\frac{\partial}{\partial t}$ . Persamaan aliran air tanah untuk aliran tiga dimensi sama dengan persamaan aliran satu dimensi dengan tambahan suku fluks untuk arah y dan z.



**Gambar 53** - REV yang menunjukkan aliran masuk dan keluar massa tiga dimensi (misalnya,  $\rho q_x$ ) dan penambahan atau hilangnya fluks massa pada aliran keluar (misalnya,  $+ \frac{\partial \rho q_x}{\partial x} \Delta x$ ). Skema ini mewakili kondisi tertentu.

Kondisi aliran air tanah **tertekan, tiga dimensi, transien, anisotropik, heterogen** diwakili oleh Persamaan 67.

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad (67)$$

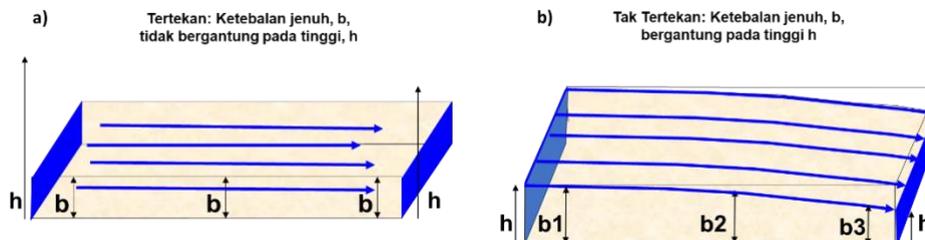
Jika nilai  $K_x$ ,  $K_y$  dan  $K_z$  konstan (tetapi nilainya tidak sama) maka nilai tersebut dapat dikeluarkan dari turunannya sehingga menghasilkan Persamaan 68. Persamaan ini menjelaskan kondisi aliran air tanah yang **tertekan, tiga dimensi, transien, anisotropik, dan homogen**.

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (68)$$

Untuk kondisi aliran air tanah **tertekan, tiga dimensi, transien, isotropik dan homogen**,  $K_x = K_y = K_z = K$ , maka satu nilai  $K$  cukup untuk mewakili konduktivitas hidrolik dan Persamaan 69 dirumuskan.

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = K \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right) \quad (69)$$

Untuk kondisi **tertekan, dua dimensi (tampilan bidang), transien, isotropik, homogen** dalam akuifer dengan ketebalan konstan, suku-z untuk aliran vertikal dapat dihilangkan dari Persamaan 69. Selain itu, ketebalan jenuh,  $b$ , tidak bergantung pada ketinggian,  $h$ , (Gambar 54) dan dengan asumsi ketebalan akuifer konstan, kedua sisi Persamaan 69 dapat dikalikan dengan ketebalan akuifer sehingga menghasilkan Persamaan 70 yang mewakili aliran horizontal dalam tampilan peta.



**Gambar 54** - Saturated thickness of confined dan unconfined aquifers. a) For confined flow, the saturated thickness remains constant dan is independent of hydraulic head, so the flow equations can use  $b$  for thickness. b) For unconfined flow conditions, saturated thickness depends on head as the water table surface slopes, so thickness is equal to head if the bottom of the aquifer is used as the datum for head measurements.

$$S_s b \frac{\partial h}{\partial t} = Kb \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) \quad (70)$$

Kemudian dengan menggunakan definisi transmisivitas,  $T$ , sebagai  $Kb$  dan storativitas,  $S$ , sebagai  $S_s b$ , Persamaan 70 dapat dituliskan menjadi Persamaan 71.

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = T \left( \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) \quad (71)$$

Persamaan 70 dan Persamaan 71 merepresentasikan aliran air tanah pada kondisi **tertekan, dua dimensi (tampak datar), transien, homogen dan isotropik** dengan **menggunakan  $S$  dan  $T$** .

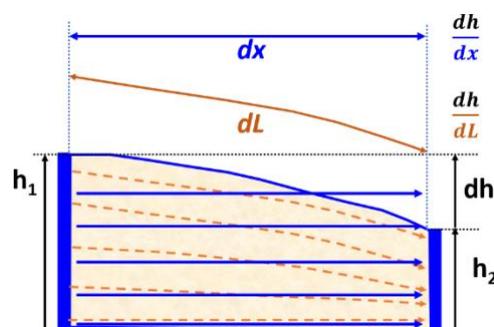
### 7.3 Persamaan yang Mengatur Aliran Air Tanah Tak Tertekan

Persamaan aliran tak tertekan adalah non-linier dimana transmisivitas akuifer bergantung pada ketebalan jenuh dan ketebalan jenuh bervariasi dalam arah aliran karena kemiringan muka air tanah. Secara definisi, akuifer tertekan jenuh sepenuhnya, sehingga nilai transmisivitasnya konstan untuk akuifer tertekan dengan ketebalan konstan. Pada kondisi di bawah muka air tanah, muka air tanah mempunyai kemiringan, aliran sejajar dengan muka air tanah dan ketebalan jenuhnya berkurang searah dengan aliran (Gambar 55). Jika kemiringan muka air tanah kecil, Hukum Darcy dapat diterapkan untuk mengembangkan persamaan pengatur dengan menggunakan penyederhanaan Dupuit atau asumsi Dupuit. Penyederhanaan Dupuit menggunakan perkiraan gradien ( $dh$  pada jarak  $x$ ,  $\frac{dh}{dx}$ ) daripada gradien sebenarnya ( $dh$  pada panjang jalur aliran,  $\frac{dh}{dL}$ ) dengan mengasumsikan alirannya horizontal (tidak ada komponen aliran vertikal) seperti yang ditunjukkan oleh panah padat pada Gambar 55 dan dengan Persamaan 72.

$$Q = -K \frac{dh}{dx} A \quad \text{daripada} \quad Q = -K \frac{dh}{dL} A \quad (72)$$

Menyatakan luas aliran sebagai hasil kali tinggi muka air tanah dan satuan lebar sistem dalam arah  $y$ , aliran ditunjukkan pada Persamaan 73.

$$Q = -K \frac{dh}{dx} h \Delta y \quad (73)$$



**Gambar 55** - Penyederhanaan Dupuit secara matematis memperkirakan aliran tak tertekan sebagai aliran horizontal dengan menggunakan gradien  $\frac{dh}{dx}$  (panah padat berwarna biru) alih-alih gradien sepanjang jalur aliran  $\frac{dh}{dL}$  (garis putus-putus oranye). Tinggi dan laju aliran yang dihitung cukup akurat jika kemiringan muka air tanah kecil.

Jika dasar akuifer tak tertekan digunakan sebagai patokan, maka tinggi akuifer menentukan ketebalan jenuhnya. Untuk memasukkan ketergantungan ini ke dalam persamaan aliran, Persamaan 70 disesuaikan sehingga ketebalan akuifer,  $b$ , diganti dengan  $h$ , dan nilai  $h$  yang bervariasi harus berada di dalam turunannya. Selain itu, untuk mewakili aliran tak tertekan, *specific yield*,  $S_y$ , digunakan sebagai storativitas akuifer. Sehingga, kondisi aliran air tanah yang **tak tertekan, dua dimensi (tampilan bidang), transien, anisotropik, dan heterogen** diwakili oleh Persamaan 74.

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} K_y \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (74)$$

Untuk kondisi aliran air tanah **tak tertekan, dua dimensi (tampilan bidang), transien, anisotropik, dan homogen**, konduktivitas hidrolik tidak perlu berada dalam turunannya, sehingga menghasilkan Persamaan 75.

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = K_x \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + K_y \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (75)$$

**Aliran tak tertekan, dua dimensi, tampak bidang, transien, isotropik, homogen** direpresentasikan oleh satu nilai  $K$  seperti ditunjukkan pada Persamaan 76.

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{2} \left( \frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right) \quad (76)$$

## 7.4 Persamaan Keadaan Tunak Menjelaskan Aliran Tertekan dan Tak Tertekan

Hingga tahap ini, pengembangan persamaan aliran telah mewakili kondisi transien. Untuk **aliran tunak**, perubahan penyimpanan terhadap waktu sama dengan nol karena nilai tinggi dan gradien adalah konstan. Akibatnya, ruas kiri pada Persamaan 67 hingga 76 disetel ke nol. Misalnya, persamaan keadaan tunak yang mewakili kondisi **tertekan, tiga dimensi, keadaan tunak, anisotropik, dan heterogen** diwakili oleh Persamaan 77.

$$0 = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad (77)$$

Sedangkan persamaan kondisi **isotropik dan homogen tiga dimensi tertekan** yang disebut persamaan Laplace diwakili oleh Persamaan 78.

$$0 = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \quad (78)$$

Persamaan aliran dua dimensi yang menggambarkan kondisi ***tunak tak tertekan anisotropik, heterogen*** disajikan pada Persamaan 79 dan aliran **dua dimensi tak tertekan pada kondisi isotropik dan homogen** disajikan pada Persamaan 80. Persamaan 80 merupakan persamaan Laplace.

$$0 = \frac{\partial}{\partial x} K_x \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} K_y \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (79)$$

$$0 = \frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \quad (80)$$

Penyelesaian Persamaan 67 sampai 80 akan menghasilkan nilai tinggi di setiap lokasi dalam sistem aliran air tanah: untuk persamaan tiga dimensi  $h(x,y,z)$ ; dua dimensi,  $h(x,y)$  atau  $h(x,z)$ ; dan  $h(x)$ ,  $h(y)$  atau  $h(z)$  untuk representasi satu dimensi. Terlepas dari bentuk persamaan, atau dimensi, dengan informasi tentang kondisi batas domain masalah, distribusi tinggi yang dihasilkan dapat digunakan untuk menentukan gradien hidrolik, arah aliran dan fluks, dan dengan nilai porositas efektif, kecepatan air tanah.

Persamaan pengatur ini dapat dimodifikasi untuk memperhitungkan banyak kondisi hidrologi lainnya yang akan berdampak pada fluks massa air dan tinggi yang dihasilkan. Misalnya, pengaruh penambahan sumber air yang konstan atau variabel (misalnya, imbuan permukaan atau sumur injeksi) atau pengambilan air (sumur pompa) dapat dinyatakan dengan menambahkan suku-suku tambahan pada ruas kanan persamaan pengatur karena keduanya adalah perubahan massa tambahan di REV. Persamaan pengatur digunakan untuk mewakili kondisi umum sistem air tanah yang diselidiki. Nilai-nilai tersebut digabungkan dengan nilai konduktivitas hidrolis, geometri akuifer, kondisi batas, dan suku sumber/keluaran untuk menghasilkan distribusi tinggi dan neraca air untuk sistem spesifik yang sedang diselidiki. Bagian 7.5 memberikan penjelasan singkat tentang kondisi batas dan menyajikan contoh penerapan persamaan aliran air tanah pada kondisi lapangan.

## 7.5 Menerapkan Persamaan Pengatur

Persamaan matematika umum yang menggambarkan kondisi aliran air tanah dalam suatu sistem air tanah merupakan dasar dari model yang dikembangkan untuk mengkarakterisasi aliran air tanah dan pengangkutan zat terlarutnya. Persamaan pengatur menggambarkan bagaimana tinggi hidrolis,  $h$ , dalam domain masalah didistribusikan di bawah serangkaian kondisi tertentu. Langkah-langkah yang dilakukan dalam merumuskan model air tanah meliputi:

1. mendefinisikan tujuan model;
2. membangun model konseptual sistem air tanah termasuk neraca air berdasarkan data lapangan dan laboratorium, dan teori hidrogeologi;
3. penerjemahan model konseptual ke dalam format yang sesuai dengan teknik persamaan dan penyelesaian yang sesuai;
4. penerapan teknik untuk memperoleh solusi;
5. kalibrasi (menyesuaikan parameter hidrolis dan kondisi batas hingga larutan sesuai dengan tinggi dan fluks yang diukur di lokasi lapangan);
6. menggunakan model yang telah dikalibrasi untuk memprediksi bagaimana sistem air tanah akan merespons tekanan baru seperti pemompaan atau kekeringan; dan,
7. pelaporan hasil model dan ketidakpastiannya.

### 7.5.1 Peran Neraca Air dalam Perumusan Model

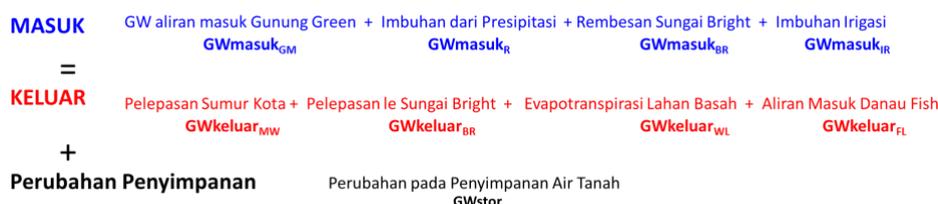
Di beberapa bagian dalam buku ini, konsep neraca air telah disebutkan sebagai komponen kunci yang digunakan untuk memahami sistem air tanah. Ketika para ilmuwan mengembangkan model konseptual sistem air tanah, mereka memeriksa karakteristik kerangka fisik geologi, menilai parameter hidrogeologi, menentukan batasan masalah, dan menghasilkan neraca air tanah berbasis lapangan yang memperhitungkan volume air tanah yang masuk dan keluar dari domain masalah. Neraca air tanah merupakan penghitungan sederhana atas aliran air tanah yang masuk, keluar, dan perubahan penyimpanan air tanah selama interval waktu tertentu untuk suatu domain permasalahan

(volume) yang telah ditentukan. Dalam bentuk yang paling sederhana dinyatakan sebagai Persamaan 81.

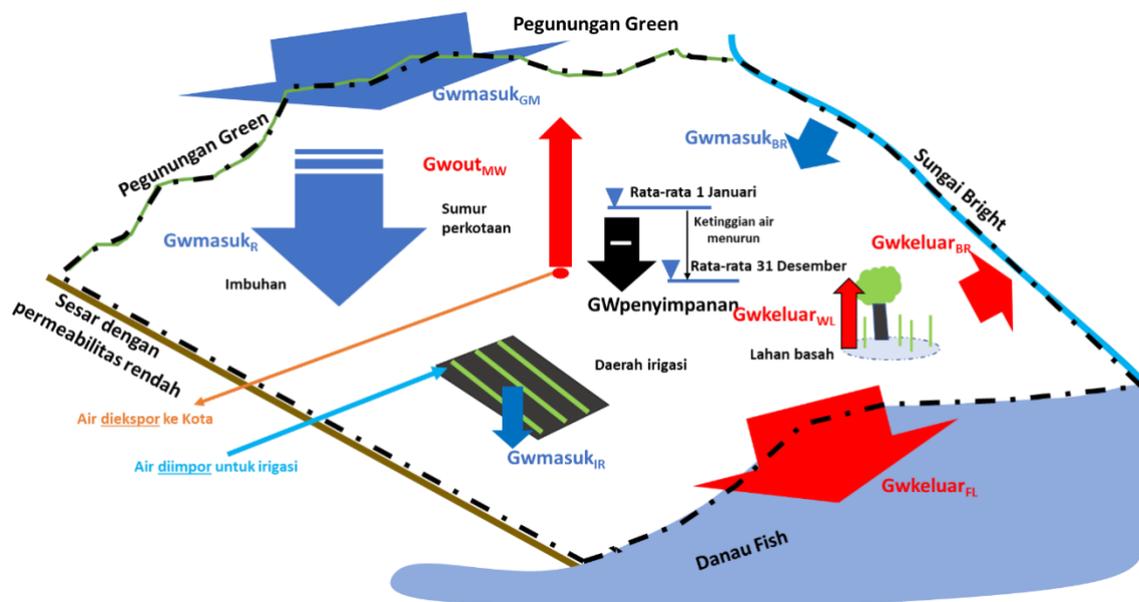
$$\text{Aliran Air Tanah Masuk} = \text{Aliran Air Tanah Keluar} + \text{Perubahan Penyimpanan Air Tanah} \quad (81)$$

Dengan adanya penambahan perubahan penyimpanan air tanah pada sisi kanan Persamaan 81, maka diperlukan konvensi tanda untuk perubahan penyimpanan air tanah. Seperti yang disajikan di sini, "Perubahan Penyimpanan Air Tanah" bernilai negatif untuk air yang keluar dari penyimpanan air tanah (yaitu turunnya permukaan air) dan positif untuk air yang masuk ke dalam penyimpanan air tanah (yaitu naiknya permukaan air). Konvensi tanda mungkin berbeda dalam presentasi lainnya. Konvensi untuk setiap presentasi dapat disimpulkan dengan melihat bentuk ekspresi dan memikirkan tanda mana yang diperlukan agar sistem dapat seimbang.

Aliran masuk air tanah dapat mencakup aliran air ke dalam domain pada batas wilayah termasuk kebocoran dari sistem akuifer yang lebih dalam; imbuhan alami dari curah hujan; irigasi pertanian dan imbuhan cekungan buatan; dan rembesan dari fitur air permukaan seperti sungai, danau dan lahan basah. Aliran keluar dapat mencakup aliran air keluar dari domain pada batas wilayah termasuk kebocoran ke sistem akuifer yang lebih dalam; air tanah mengalir ke lokasi pembuangan alami seperti sungai, danau, lahan basah dan mata air; hilangnya air tanah akibat evapotranspirasi, dan pengambilan air tanah melalui sumur dan saluran air. Perubahan penyimpanan terjadi sebagai respons terhadap perubahan alami atau akibat pengaruh pada permukaan potensiometri. Konsep neraca air tanah diilustrasikan dengan beberapa istilah pada Gambar 56 dan gambar pada Gambar 57.



**Gambar 56** - Representasi kata dari neraca air konseptual untuk sistem yang ditunjukkan pada Gambar 57.



**Gambar 57** - Representasi bergambar dari konsep neraca air tanah selama satu tahun. Istilah-istilah didefinisikan pada Gambar 56. Ranah permasalahan digambarkan dengan garis putus-putus berwarna hitam. Panah biru menunjukkan aliran masuk air tanah dan panah merah menunjukkan aliran air tanah keluar. Masukan air tanah meliputi aliran masuk tahunan dari batas Green Mountain, imbuhan wilayah, infiltrasi dari lahan irigasi dan kebocoran dari hulu Sungai Bright. Aliran keluar air tanah tahunan meliputi ekstraksi dan pengeluaran air dari sumur kota, pemanfaatan air tanah oleh tanaman di lahan basah (evapotranspirasi), pembuangan ke bagian tenggara Sungai Bright dan pembuangan ke Danau Ikan. Perubahan penyimpanan tahunan disebabkan oleh penurunan ketinggian air antara tanggal 1 Januari dan 31 Desember.

Neraca konseptual didefinisikan untuk domain masalah yang dibatasi oleh patahan dengan permeabilitas rendah (tidak ada aliran air tanah masuk atau keluar dari model); batas permeabel di sepanjang *Green Mountains* di mana terjadi aliran masuk air tanah; batas sungai (Sungai Bright) yang melaluinya air tanah diisi kembali oleh sungai-sungai yang hilang di bagian hulu dan air tanah yang dibuang ke sungai penambah di bagian hilir; dan sebuah danau di mana air tanah dibuang ke danau seperti yang ditunjukkan pada Gambar 57. Dalam domain masalah terjadi imbuhan areal, serta infiltrasi dari lahan irigasi. Air tanah keluar dari sistem di sumur kota dan melalui evapotranspirasi air tanah di lahan basah. Neraca air dihitung selama periode satu tahun sehingga penyimpanannya merupakan produk dari hasil spesifik dan perubahan ketinggian air sepanjang tahun (rata-rata untuk seluruh domain atau jumlah nilai jika hasil spesifik bervariasi di seluruh domain).

Tingkat rerata arus masuk dan keluar pada tahun tersebut dihitung dan dijumlahkan. Nilai-nilai tersebut diperoleh dengan berbagai cara. Imbuhan diperkirakan sebagai curah hujan rata-rata spasial dikurangi evapotranspirasi. Aliran air tanah yang masuk dari *Green Mountains* dan keluar ke *Fish Lake* diperkirakan berdasarkan Hukum Darcy, menggunakan pengukuran lapangan berupa gradien, konduktivitas hidrolis, dan luas aliran. Rembesan sungai diperkirakan dengan mencatat besarnya penambahan dan hilangnya aliran sungai antar pengukur sungai. Debit sumur kota diperoleh dari catatan kota. Imbuhan irigasi diperkirakan dengan mengetahui jumlah air yang diimpor untuk irigasi dan mengurangkan jumlah yang digunakan oleh jenis tanaman pada iklim daerah

tersebut. Evapotranspirasi dari air tanah lahan basah diperkirakan berdasarkan iklim setempat dan karakter vegetasi lahan basah. Perubahan penyimpanan air tanah diperkirakan dengan menentukan rata-rata perubahan tinggi muka air sumur pada domain tersebut dan mengalikannya dengan luas domain dan hasil spesifik material bawah permukaan.

Banyak komponen neraca yang tidak mudah ditentukan sehingga jika diestimasi maka neraca tidak akan seimbang. Jika ketidakseimbangannya besar, kemungkinan besar estimasi beberapa komponen neraca salah, atau ada komponen penting yang terabaikan dan tidak dicantumkan. Jika ketidakseimbangannya kecil, maka ketidakseimbangan tersebut dapat didistribusikan ke seluruh komponen input atau output, atau dianggap sebagai bagian dari komponen yang paling tidak pasti. Ketika distribusi seperti ini dilakukan, neraca air akan seimbang sempurna, yang menunjukkan bahwa kesalahan telah dimasukkan ke dalam komponen estimasi. Jika komponen yang paling tidak pasti ditentukan dengan menyelesaikan persamaan neraca, maka kesalahan pengukuran untuk semua komponen dimasukkan ke dalam nilai yang dihitung. Disarankan agar setiap komponen diukur atau diestimasi secara independen dan kesalahan untuk setiap komponen diestimasi. Neraca air kuantitatif memberikan dasar untuk menilai apakah persamaan analitis dan model numerik air tanah masuk akal. Referensi yang baik untuk mengembangkan neraca air tersedia dari Survei Geologi Amerika Serikat (Healy et al., 2007).

### 7.5.2 Masalah Nilai Batas

Untuk menerapkan persamaan pengatur, masalah nilai batas dirumuskan. Hal ini memerlukan pemilihan persamaan pengatur yang menggambarkan kondisi hidrogeologi yang sesuai, menetapkan tinggi atau laju aliran pada kondisi batas dan menetapkan parameter hidrogeologi (misalnya, konduktivitas hidrolis, laju imbunan). Selain itu, ketika kondisi bersifat transien, nilai tinggi awal dan storativitas ditetapkan. Masalah nilai batas merupakan model sistem hidrogeologi.

### 7.5.3 Metode untuk Mengatasi Masalah Air Tanah

Metode yang digunakan untuk memperoleh solusi permasalahan air tanah meliputi lima pendekatan sebagai berikut:

#### 1. Pemeriksaan data lapangan

Inspeksi data untuk mengetahui tren spasial dan temporal serta menghubungkan data dengan kerangka geologi spesifik lokasi dan prinsip dasar hidrogeologi memungkinkan dilakukannya analisis awal. Hal ini sering kali mencakup pembuatan model konseptual tentang cara kerja sistem air tanah dan pengembangan neraca air untuk menilai keterhubungannya. Neraca air mencatat masukan dan keluaran (termasuk air yang masuk atau keluar dari penyimpanan) dan memperkirakan besarnya setiap item neraca. Neraca air harus seimbang karena massa kekal.

Inspeksi juga digunakan untuk menentukan apakah data lapangan yang dikumpulkan dalam pengaturan sederhana mengandung tren yang memungkinkan untuk memprediksi kondisi masa depan.

## 2. Teknik grafis

Metode grafis mencakup konstruksi jaring aliran, metode ini dibahas di Bagian 8.

## 3. Model analog

Model analog mencakup penggunaan sistem skala laboratorium sederhana yang terbuat dari material yang meniru aliran air tanah di bawah batas yang ditentukan. Ini bisa berupa tangki pasir atau papan sirkuit listrik.

## 4. Teknik matematika analitik

Solusi analitik adalah persamaan aljabar yang merupakan solusi kontinu terhadap kondisi yang dijelaskan oleh persamaan pengatur dan batasan yang ditetapkan. Solusi kontinu adalah solusi yang memberikan nilai tinggi pada setiap lokasi dalam domain sistem. Solusi analitis dapat diselesaikan dengan tangan (misalnya pensil-dan-kertas atau kalkulator tangan) atau spreadsheet. Solusi analitik biasanya memerlukan penyederhanaan asumsi yang substansial dan biasanya hanya berlaku pada sistem lapangan dengan kondisi batas dan pola aliran sederhana (misalnya, sistem isotropik dan homogen yang dapat diwakili oleh aliran satu atau dua dimensi).

## 5. Teknik matematika numerik

Sebagian besar upaya pemodelan air tanah skala lapangan memerlukan metode numerik untuk memperkirakan solusi persamaan tertentu dan menghasilkan nilai tinggi pada titik-titik tertentu dalam sistem air tanah. Keuntungan menggunakan pendekatan tersebut adalah dapat mengatasi kondisi batas dan distribusi parameter yang kompleks. Pemodelan numerik mencakup metode seperti model beda hingga (*finite difference*) dan elemen hingga (*finite element*), yang digunakan di banyak bidang teknik. Survei Geologi Amerika Serikat telah mengembangkan perangkat lunak pemodelan numerik domain publik (misalnya, <https://water.usgs.gov/software/lists/groundwater>) untuk mensimulasikan berbagai aspek sistem air tanah.

Terlepas dari teknik penyelesaiannya, persamaan pengatur digunakan untuk menentukan distribusi tinggi hidrolik dan fluks dalam suatu sistem di mana ahli air tanah mendefinisikan distribusi spasial sifat-sifat akuifer (misalnya,  $K$ , dan  $S$ ) serta kondisi batas untuk volume material bumi. Volume tersebut disebut domain masalah atau domain model.

### 7.5.4 Kondisi Batas

Kondisi batas dibagi menjadi tiga jenis yang didefinisikan sepanjang batas domain model dan dapat berubah seiring waktu. Tiga tipe umum kondisi batas adalah:

**Tipe 1: Batas tinggi spesifik** (juga dikenal sebagai kondisi Dirichlet). Nilai tinggi yang stabil atau berubah terhadap waktu ditentukan di sepanjang batas (untuk model kondisi tunak, nilainya konstan). Jika nilai tinggi yang tidak berubah ditentukan pada suatu batas, maka batas Tipe 1 disebut sebagai batas tinggi konstan. Batas tersebut dapat mewakili tepi danau yang luas di mana ketinggian permukaan danau ditetapkan sebagai batas pelepasan air tanah. Ketika model selesai, model menghitung laju aliran pada lokasi di mana tinggi ditentukan.

**Tipe 2: Batas fluks spesifik** (juga dikenal sebagai kondisi Neumann). Fluks stabil atau berubah terhadap waktu ditentukan sepanjang batas (untuk model kondisi tunak, nilainya konstan). Kasus khusus adalah batas tanpa aliran atau fluks nol. Gradien melintasi batas tanpa aliran adalah 0, jadi tidak ada aliran yang melintasi batas,  $Q=0$ . Zona sesar permeabilitas rendah yang berbatasan dengan domain model dapat ditetapkan sebagai batas tanpa aliran. Ketika model selesai, model menghitung tinggi pada lokasi di mana fluks ditentukan.

**Tipe 3: Batas fluks yang bergantung pada tinggi** (juga dikenal sebagai kondisi Cauchy; juga disebut sebagai batas campuran). Nilai tinggi yang stabil atau bervariasi terhadap waktu di luar domain model ditentukan di sepanjang batas dan lapisan resisten ditentukan antara domain model dan tinggi eksternal (untuk model kondisi tunak, nilai tinggi adalah konstan). Aliran melintasi batas dikendalikan oleh perbedaan antara nilai tinggi yang ditentukan yang terletak di luar domain dan tinggi yang dihitung pada batas domain model. Tinggi yang dihitung bergantung pada kondisi di domain model lainnya. Karena tinggi yang dihitung pada batas bervariasi, fluks yang masuk atau keluar dari batas juga bervariasi. Batas Tipe 3 dapat digunakan untuk mewakili aliran ke sistem air tanah dari sedimen aluvial yang mendasari sungai besar. Ketika model selesai, model menghitung laju aliran yang bervariasi terhadap waktu di setiap lokasi di mana kondisi fluks yang bergantung pada tinggi ditentukan.

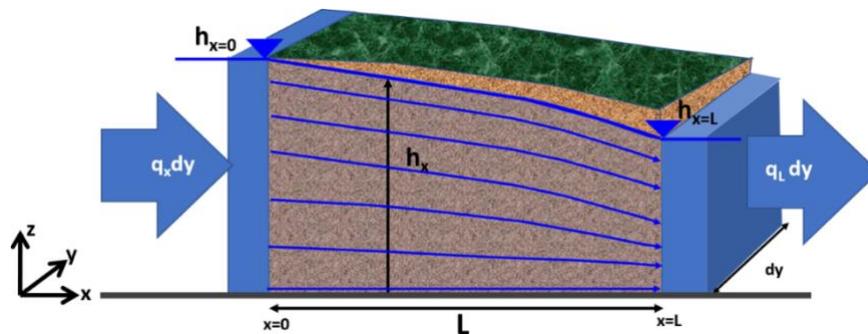
Franke dkk. (1987) memberikan diskusi tertulis tentang bagaimana batas-batas air tanah dirumuskan. Beberapa contoh konseptual penerapan model pada permasalahan air tanah disajikan di sini.

### 7.5.5 Penerapan Persamaan Aliran (Aliran Akuifer Tak Tertekan Antar Badan Air)

Pada bagian ini menunjukkan bagaimana solusi analitik aljabar dikembangkan. Para profesional di bidang air tanah biasanya tidak perlu mengembangkan solusi analitis mereka sendiri karena banyak solusi telah dibuat dan dipublikasikan. Untuk menggunakan solusi tersebut, para profesional hanya perlu memahami kondisi hidrogeologi yang diwakili dan bagaimana penyederhanaan matematis mempengaruhi penerapannya pada lokasi tertentu yang sedang diselidiki.

Perhatikan bagian akuifer tak tertekan dalam keadaan tunak, isotropik dan homogen, satu dimensi yang ditunjukkan pada Gambar 58. Tinggi reservoir konstan di kiri

dan kanan dapat mewakili badan air apapun, misalnya reservoir, danau atau sungai dan akan direpresentasikan sebagai batas tinggi spesifik Tipe 1. Agar benar-benar akurat, badan air harus benar-benar menembus akuifer, namun jika penetrasi sebagian menghasilkan sambungan yang baik, persyaratan ini biasanya diabaikan dan diperoleh hasil yang masuk akal.



**Gambar 58** - Aliran air tanah yang stabil dan tak tertekan di antara badan air permukaan yang berpenetrasi penuh dengan tinggi konstan.

Persamaan 80 berlaku untuk situasi ini. Jika aliran tak tertekan dirumuskan dalam satu dimensi, suku  $y$  dihilangkan, tinggi diukur dari dasar akuifer (karena juga mewakili ketebalan akuifer), dan diferensial parsial diubah menjadi diferensial biasa menjadi Persamaan 82. Persamaan ini mewakili kondisi air tanah untuk domain permasalahan, yaitu daerah yang dibatasi oleh dua badan air, muka air tanah dan dasar akuifer.

$$0 = \frac{d^2 h^2}{dx^2} \quad (82)$$

Mereka yang akrab dengan persamaan diferensial akan melihat bahwa solusi umum Persamaan 82 melalui integrasi ditampilkan sebagai Persamaan 83. Mereka yang tidak terbiasa dengan persamaan diferensial, untuk saat ini, dapat menerima saja solusi ini, karena langkah ini tidak penting untuk memahami dan menggunakan dari solusi akhir.

$$h_x^2 = C_1 x + C_2 \quad (83)$$

di mana:

$h_x$  = tinggi di lokasi  $x$  (L)

$C_1, C_2$  = konstanta integrasi (L, L<sup>2</sup>, secara berurutan)

$x$  = posisi pada sumbu  $x$  (L)

Dengan menerapkan kondisi batas  $h = h_1$  pada  $x = 0$  di sisi kiri (batas Tipe 1) dan kondisi  $h = h_2$  pada  $x = L$  pada sisi kanan (juga merupakan batas Tipe 1), nilai konstanta dari integrasi dapat ditentukan. Dengan mensubstitusikan pada  $x = 0$ , suku pertama,  $C_1$ , dari Persamaan 83 adalah nol dan jadi,  $C_2 = h_1^2$ . Seperti ditunjukkan pada Persamaan 84.

$$h_1^2 = C_2 \quad (84)$$

Mengetahui nilai  $C_2$  dan mensubstitusikan  $h = h_2$  pada  $x = L$  ke dalam Persamaan 83 menghasilkan Persamaan 85.

$$h_2^2 = C_1 L + h_1^2 \quad (85)$$

$$\frac{h_2^2 - h_1^2}{L} = C_1$$

Kembali ke Persamaan 83 dan mensubstitusi Persamaan 84 dan Persamaan 85 masing-masing untuk  $C_1$  dan  $C_2$ , menghasilkan Persamaan 86, yang kemudian disusun ulang berdasarkan orde  $h_1$  dan  $h_2$ , dan diselesaikan untuk  $h_x$  (tinggi pada semua jarak  $x$  dari  $x = 0$ ) dalam salah satu dari tiga bentuk yang ditunjukkan pada Persamaan 86.

$$h_x^2 = \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{L}\right)x + h_1^2 \quad (86)$$

$$h_x^2 = h_1^2 - \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{L}\right)x$$

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{L}\right)x}$$

Tinggi pada setiap lokasi  $x$  dalam sistem dapat diturunkan dengan menggunakan Persamaan 86. Misalnya mengacu pada Gambar 58, jika  $h_1$  adalah 15 m,  $h_2$  adalah 10 m, dan  $L$  adalah 1000 m, berapakah nilai tinggi ( $h_x$ ) pada  $x = 343$  m? Dengan menggunakan representasi ketiga dari Persamaan 86, tinggi pada  $x=343$  m dihitung sebagai berikut.

$$h_x = \sqrt{(15 \text{ m})^2 - \left(\frac{(15 \text{ m})^2 - (10 \text{ m})^2}{1000 \text{ m}}\right) 343 \text{ m}} = 13,5 \text{ m}$$

Untuk situasi serupa, ahli air tanah tidak perlu mengembangkan solusi analitis dari awal, karena solusi yang sudah ada sudah tersedia. Setelah solusi analitis yang tepat diidentifikasi, parameter spesifik masalah dimasukkan, dan tinggi dihitung.

Tugas selanjutnya adalah mengevaluasi laju aliran per satuan lebar,  $q'$ . Menyatakan luas aliran sebagai hasil kali tinggi permukaan air dan satuan lebar sistem dalam arah  $y$ , aliran ditunjukkan pada Persamaan 87.

$$Q = -K \frac{dh}{dx} h \Delta y \quad (87)$$

Dengan  $\Delta y=1$  dapat dikeluarkan dari persamaan, sehingga  $q'$  adalah aliran per satuan lebar ( $\Delta y=1$ ) dengan satuan  $L^2/T$  (Persamaan 88). Simbol  $q'$  digunakan di sini untuk membedakannya dari debit spesifik,  $q$  ( $L/T$ ).

$$q' = -K \frac{dh}{dx} h \quad (88)$$

di mana:

$$q' = \text{aliran per satuan lebar } (\Delta y=1) \text{ (L}^2\text{/T)}$$

Penyusunan ulang dan integrasi dari  $x = 0$  ke  $x = L$  dan dari  $h$  pada  $0 = h_1$  ke  $h$  pada  $L = h_2$ , seperti pada Persamaan 89, menghasilkan Persamaan 90.

$$q' dx = -K h dh \quad \text{dan integrasi:} \quad \int_0^L q' dx = -K \int_{h_1}^{h_2} h dh \quad (89)$$

$$q' = -\frac{K}{2L} (h_2^2 - h_1^2) \quad \text{atau} \quad q' = -\frac{1}{2} K \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{L}\right) \quad (90)$$

Menggunakan Gambar 58, jika  $h_1$  adalah 15 m,  $h_2$  adalah 10 m,  $L$  adalah 1000 m, dan  $K = 25$  m/d maka aliran per satuan lebar,  $q'$ , dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan 90 sebagai berikut.

$$q' = -\frac{1}{2} 25 \left( \frac{10^2 - 15^2}{1000} \right) = 1,56 \frac{m^2}{day}$$

Jika luas penampang tegak lurus batas adalah lebar 100 m, maka debit air tanah melalui akuifer selebar 100 m adalah  $q' (100 \text{ m}) = 156 \text{ m}^3/\text{d}$ .

Boks 6 memperluas masalah nilai batas dengan menambahkan imbuan konstan ke model satu dimensi. Boks 6 juga menyertakan spreadsheet sederhana yang memungkinkan pembaca memasukkan nilai untuk masalah ini, termasuk laju imbuan dan secara singkat melihat distribusi tinggi dan laju aliran untuk sistem air tanah. [Klik di sini untuk membaca Boks 6](#) dan bereksperimen dengan spreadsheet interaktif.

Penting untuk diingat bahwa dalam sistem tak tertekan ini, tinggi akuifer tidak hanya menentukan gradien, namun juga ketebalan jenuh sehingga dasar akuifer harus digunakan sebagai patokan jika ingin memperoleh laju aliran yang masuk akal. Terkadang, ahli hidrologi melupakan masalah ini dan menghitung nilai laju aliran yang berlebihan karena permukaan laut digunakan sebagai patokan untuk sistem yang berada di dataran tinggi dengan dasar akuifer hanya 10 meter di bawah permukaan (misalnya, mungkin pada ketinggian 2000 m pada batas benua, bukan 10 m). Selain itu, karena tinggi, yang diukur dari dasar akuifer, menentukan ketebalan jenuh dan gradien, kesalahan akan terjadi jika asumsi Dupuit diterapkan pada akuifer dengan dasar miring.

Perlu dicatat bahwa ketika kemiringan muka air tanah kecil, perkiraan  $q$  dan  $v$  sering kali diperoleh dengan menggunakan hukum Darcy secara langsung dan mengasumsikan kondisi terbatas sebagai perkiraan yang masuk akal. Dalam hal ini kondisi tertekan menyatakan perubahan muka air tanah bersifat linier dan diasumsikan ketebalannya tidak berubah secara signifikan ( $T$  konstan).

### 7.5.6 Contoh Penerapan Numerik Persamaan Aliran pada Masalah Pengurasan

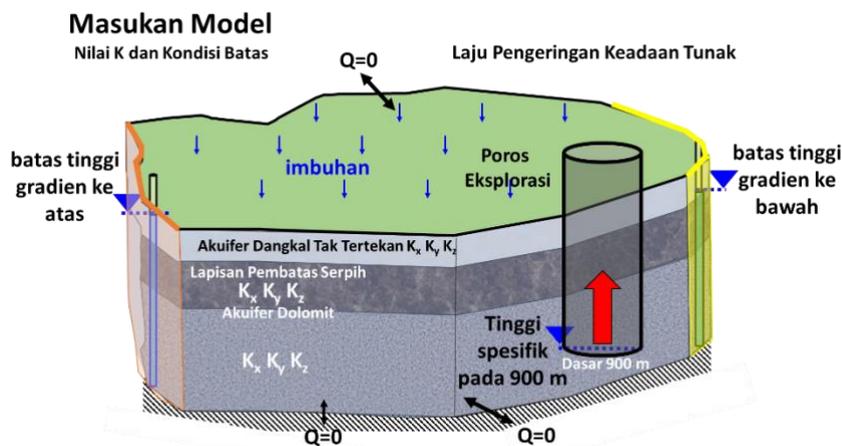
Subbagian ini menunjukkan bagaimana model air tanah numerik, yang menggunakan persamaan pengatur untuk menggambarkan kondisi air tanah, dapat diterapkan pada permasalahan lapangan. Para profesional air tanah sering menggunakan perangkat lunak yang dikembangkan oleh ahli matematika dan pemrogram komputer untuk memecahkan masalah. Ada sejumlah paket perangkat lunak pemodelan air tanah bersumber terbuka dan standar yang tersedia bagi para profesional air tanah (misalnya, <https://water.usgs.gov/software/lists/groundwater/>). Profesional tidak perlu memiliki semua keterampilan yang dibutuhkan untuk mengembangkan perangkat lunak baru, namun perlu memahami bagaimana menerapkan model untuk memecahkan masalah.

Model yang disajikan di sini dimaksudkan untuk memberikan gambaran umum kepada pembaca tentang penerapan model numerik guna mengilustrasikan bagaimana sistem air tanah disederhanakan untuk pemodelan dan mengapresiasi apa yang dapat dicapai setelah menguasai ilmu air tanah.

Seringkali, proyek konstruksi besar atau usaha pertambangan perlu menguras sistem air tanah untuk menyelesaikan pekerjaannya. Contoh ini mengilustrasikan situasi di mana sebuah perusahaan pertambangan ingin membangun poros eksplorasi dan perlu

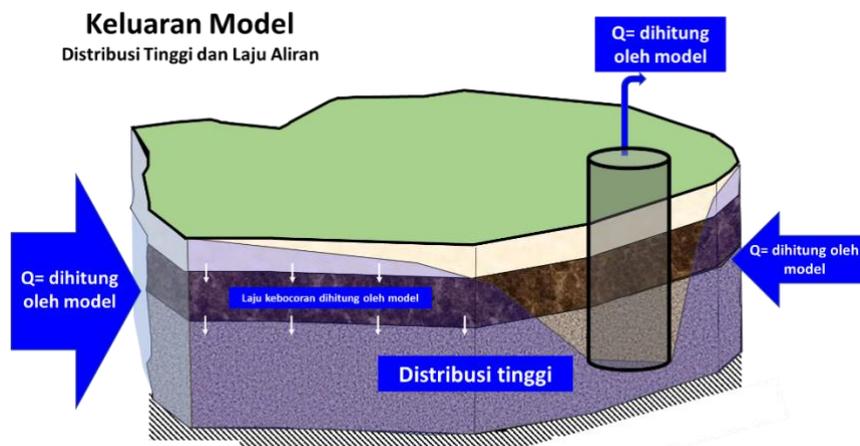
menjaga poros tersebut tetap terdehidrasi dengan menjaga ketinggian air di poros pada ketinggian 900 m. Poros tersebut akan ditutup melalui formasi di atasnya termasuk lapisan serpih tebal yang menutupi akuifer tertekan di mana poros berakhir.

Formulasi model diilustrasikan pada Gambar 59. Untuk memberikan fleksibilitas dalam menetapkan nilai parameter ke domain masalah, persamaan pengatur untuk distribusi konduktivitas hidrolis heterogen tiga dimensi, anisotropik, dan heterogen ( $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$ ) dipilih (Persamaan 67). Dicari laju pemompaan jangka panjang, sehingga rumusan masalah dalam keadaan tunak dipilih (sisi kiri dan kanan diatur ke 0). Selain persamaan aliran, penetapan parameter hidrogeologi internal di beberapa lokasi (misalnya,  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$ ), dan batas domain ditentukan berdasarkan informasi dari penyelidikan hidrogeologi berbasis lapangan. Dalam contoh hipotetis ini, ketinggian air dari lubang bor di lapangan digunakan untuk memperkirakan nilai tinggi yang ditentukan pada batas kiri dan kanan (Tipe 1). Imbuan diperkirakan berdasarkan curah hujan lokal dan kondisi tanah dan diterapkan sebagai fluks konstan di bagian atas model. Akuifer tak tertekan juga direpresentasikan menggunakan Persamaan 67 namun kode komputer terus mengubah sifat hidrolis tak tertekan ( $T = Kb$ ) seiring dengan perubahan ketebalan jenuh lapisan tak tertekan. Batas pada muka depan dan belakang serta dasar ditetapkan sebagai Tipe 2, fluks nol, tanpa aliran, batas, di mana air tidak dapat masuk atau keluar dari domain model. Dengan mendefinisikan tinggi pada bagian bawah poros sebagai konstan 900 m, model akan menghitung aliran keluar yang diperlukan untuk mempertahankan ketinggian air tersebut (panah merah besar pada Gambar 59).



**Gambar 59** - Skema model akuifer tiga dimensi tiga lapisan. Persamaan yang menggambarkan kondisi tersebut mewakili kondisi air tanah anisotropik tiga dimensi dan heterogen yang tertekan. Penetapan konduktivitas hidrolis ( $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$ ) dapat berbeda di setiap lokasi pada semua lapisan. Kondisi batas eksternal mencakup tinggi yang ditentukan Tipe 1 di seluruh sisi kiri (orange) dan kanan (kuning) model dengan nilai yang lebih rendah di sisi kanan. Batas fluks yang sama dengan perkiraan laju imbuan diterapkan di bagian atas model. Batas muka depan dan belakang serta dasar ditetapkan tidak ada aliran,  $Q=0$ , air tidak dapat melewati batas tersebut. Lokasi poros eksplorasi juga ditampilkan dan ketinggian konstan 900 m ditentukan di dasar poros. Panah merah melambangkan aliran keluar dari poros.

Terakhir, untuk menyelesaikan persamaan pengatur, diterapkan kode komputer domain publik yang menggunakan teknik matematika numerik untuk menghasilkan tinggi dan neraca air. Gambar 60 secara skematis mengilustrasikan hasil model yang meliputi: distribusi tinggi dalam masing-masing tiga lapisan geologi; laju aliran ke batas kiri dan kanan; tingkat kebocoran antar lapisan model; dan jawaban atas pertanyaan yang mendorong perumusan model (yaitu, laju pemompaan pada kondisi tunak yang diperlukan untuk mempertahankan ketinggian air di poros pada 900 m). Perangkat lunak ini juga menyediakan neraca air yang memperhitungkan volume air yang mengalir masuk dan keluar dari setiap batas model dan dari sumber yang diterapkan (imbuan) dan keluaran (air yang diambil pada poros). Neraca air harus seimbang (untuk kondisi tunak, aliran masuk harus sama dengan aliran keluar). Neraca air yang tidak seimbang menunjukkan adanya masalah pada formulasi model dan pemodel tidak boleh menggunakan hasilnya, melainkan mencari penyebab masalahnya dan memodifikasi kondisi untuk mendapatkan neraca air yang wajar.



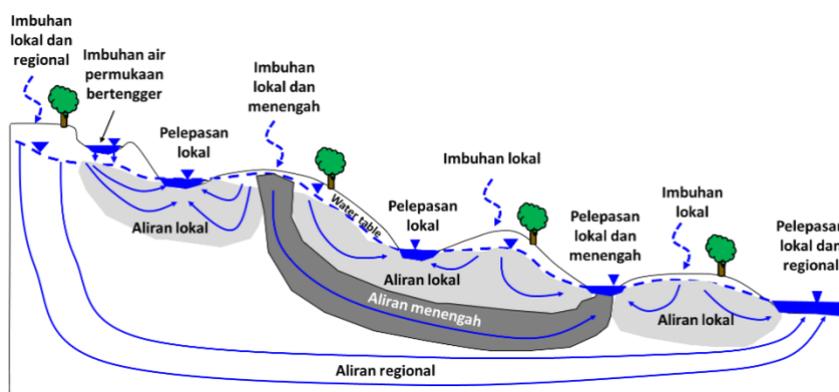
**Gambar 60** - Skema keluaran dihitung dengan model numerik yang ditunjukkan pada Gambar 59. Keluaran meliputi: distribusi tinggi dalam masing-masing tiga lapisan geologi; laju aliran ke batas kiri dan kanan dan di dalam dan di antara setiap lapisan model; dan jawaban atas pertanyaan yang mendorong perumusan model (yaitu, laju pemompaan pada kondisi tunak yang diperlukan untuk mempertahankan ketinggian air di poros pada 900 m). Perangkat lunak ini juga menyediakan neraca air yang memperhitungkan volume air yang mengalir masuk dan keluar dari seluruh domain model.

Jika perusahaan pertambangan ingin mengetahui berapa lama waktu yang dibutuhkan untuk memompa untuk menurunkan ketinggian air ke dasar poros, mereka dapat membuat model menggunakan formulasi transien seperti yang disajikan pada Persamaan 67 dan mulai memompa poros pada kecepatan tetap untuk mengeksplorasi bagaimana pemompaan pada berbagai tingkat akan berdampak pada ketinggian air di sekitar poros.

## 8 Menginterpretasikan Aliran Air Tanah

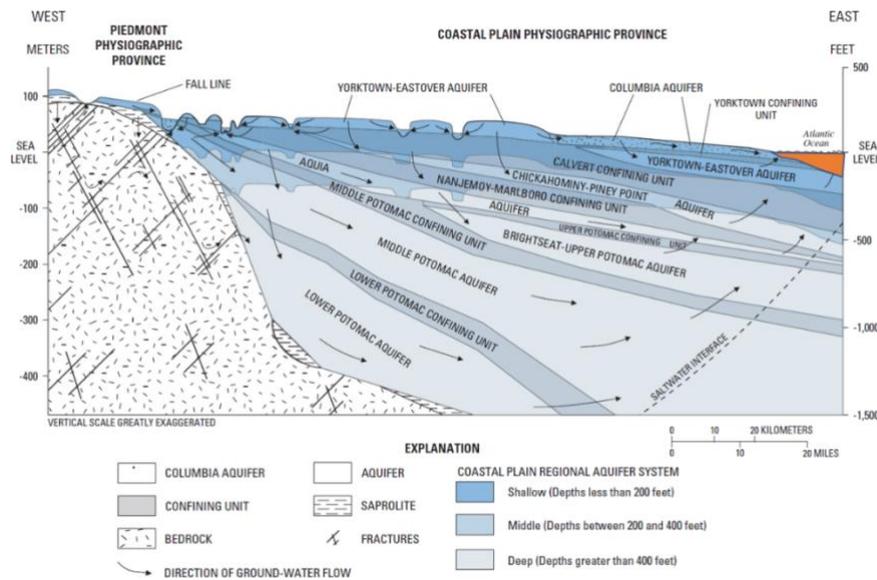
Air dalam sistem air tanah selalu bergerak. Air tanah mengalir dari daerah imbuhan (daerah dengan tinggi hidrolis tinggi) ke daerah pelepasan (daerah dengan tinggi hidrolis rendah). Air memasuki sistem air tanah di daerah imbuhan dan keluar dari sistem di daerah pelepasan. Ketika mencoba memahami aliran air tanah di suatu lokasi, ada gunanya mengajukan pertanyaan: Dari mana air itu berasal dan ke mana alirannya?

Toth (1963) memberikan beberapa landasan untuk mengkonseptualisasikan sistem aliran air tanah. Karyanya menunjukkan bahwa beberapa sistem aliran tak tertekan dapat terjadi di lanskap dengan imbuhan yang cukup. Dia memasangkan area imbuhan dan pelepasan untuk menentukan sistem aliran. Ia menggambarkan tiga tingkat sistem aliran: lokal, menengah dan regional, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 61. Sistem aliran lokal terbentuk antara daerah imbuhan dan pelepasan yang berdekatan, dan jalur aliran sistem lokal relatif pendek. Sistem aliran menengah berasal dari daerah imbuhan dan penurunan debit, namun tidak sampai ke lokasi pelepasan terdekat. Sistem aliran menengah mencakup setidaknya satu sistem aliran lokal. Sistem aliran regional bermula dari daerah imbuhan regional dan mengalir ke lokasi pelepasan yang jauh, dengan jalur aliran yang relatif panjang. Sistem regional seringkali mengelilingi satu atau lebih sistem aliran lokal dan/atau menengah.



**Gambar 61** - Skema aliran air tanah pada akuifer tak tertekan dengan beberapa daerah imbuhan dan pelepasan yang menunjukkan sistem aliran lokal, menengah dan regional

Model konseptual Toth memberikan kerangka kerja untuk penyelidikan sistem air tanah yang tak tertekan. Sistem aliran air tanah tidak hanya terjadi pada akuifer, air tanah bergerak melalui seluruh material jenuh antara daerah imbuhan dan pelepasan. Hal ini dapat mencakup beberapa akuifer (tak tertekan, dan tertekan) serta akuitard seperti yang diilustrasikan pada Gambar 62. Akuifer tertekan diisi ulang di lokasi singkapan atau melalui kebocoran air ke bawah dari akuifer di atasnya. Di daerah dengan kemiringan yang lebih rendah, aliran tersebut dapat mengalir dalam bentuk kebocoran air ke atas ke akuifer di atasnya.

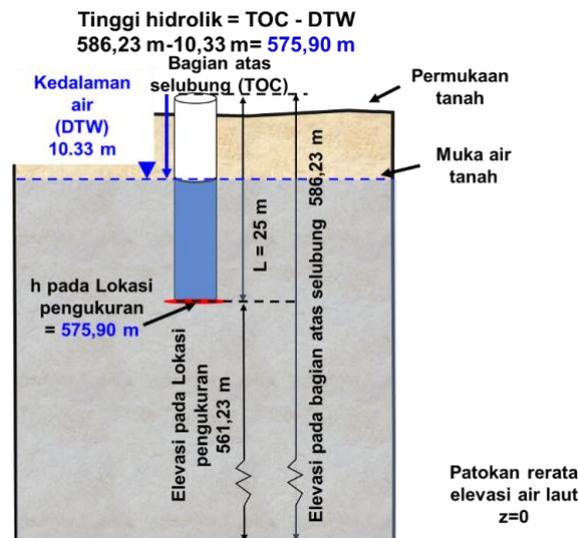


**Gambar 62** - Aliran air tanah (panah hitam) dalam beberapa sistem akuifer bertumpuk di Dataran Pesisir Virginia, AS. Akuifer tersusun atas sedimen darat dan laut dan dipisahkan oleh sedimen laut berbutir halus (unit pembatas). Air tanah berasal dari daerah imbunan baik di daerah resapan regional maupun lokal yang berasosiasi dengan akuifer dangkal dan di daerah singkapan bagian barat dari akuifer tertekan yang lebih dalam. Aliran air tanah pada umumnya mengarah ke bawah di bagian barat wilayah tersebut, horizontal pada akuifer tertekan dan kemudian ke atas di daerah pelepasan wilayah timur yang terletak di lautan (arsir oranye) (dimodifikasi dari Nelms et al., 2003).

Bagian ini membahas cara menilai gradien hidrolis dan arah aliran menggunakan data lapangan. Ini mencakup diskusi tentang memplot dan interpretasi tinggi hidrolis; memerhitungkan pengaruh kontras dan anisotropi konduktivitas hidrolis terhadap arah aliran; serta pengaruh batas fisik dan hidrolis terhadap arah dan laju aliran air tanah.

## 8.1 Memetakan Distribusi Tinggi

Plot sebaran spasial tinggi hidrolis pada waktu tertentu digunakan untuk menginterpretasikan gradien airtanah, arah aliran, fluks dan kecepatan. Elevasi (relatif terhadap patokan horizontal, yaitu permukaan laut rata-rata) permukaan air dalam lubang sumur bor mewakili tinggi hidrolis. Data tinggi dikumpulkan di lapangan dengan cara survey lokasi dan elevasi bagian atas dari selubung (*top of the casing*, TOC) sumur atau piezometer, kemudian diukur dari atas selubung hingga kedalaman muka air seperti terlihat pada Gambar 63. Kedalaman air kemudian dikurangi dari elevasi TOC untuk menghasilkan nilai tinggi (elevasi permukaan air). Biasanya, pita baja atau probe listrik kedalaman air (dipmeter) digunakan untuk menentukan kedalaman air. Sumur juga dapat diinstrumentasi dengan transduser listrik yang mencatat perubahan kedalaman air di atas transduser selama interval waktu tertentu.

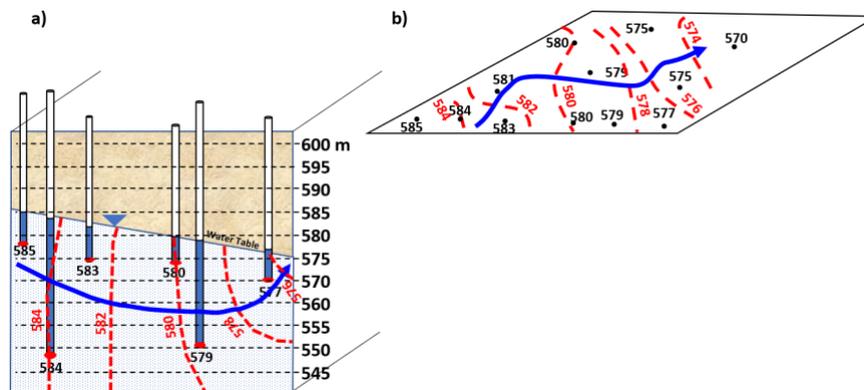


**Gambar 63** - Penentuan tinggi total menggunakan sumur yang terbuka pada bagian bawahnya.  $L$  adalah panjang total selubung sumur. TOC adalah bagian atas selubung, lokasi titik pengukuran yang disurvei. Kedalaman permukaan air di bawah titik pengukuran TOC ditentukan. Ketinggian total diperoleh dengan mengurangi kedalaman air dari ketinggian TOC. Tinggi tersebut kemudian ditempatkan pada lokasi yang sesuai dengan dasar sumur ketika diplot pada penampang melintang dan pada lokasi  $x,y$  sumur ketika diplot pada peta..

Diketahui bahwa alat ukur mempunyai error yang melekat. Neilson (1991) menyiapkan tabel yang membandingkan metode pengukuran dan akurasi terkait yang menunjukkan kesalahan instrumen bervariasi dari 2 hingga 10 mm. Error juga terjadi pada saat survei elevasi TOC (survey error) dan akibat pendekatan yang digunakan operator instrumen dalam mengukur ketinggian air (operator error). Dengan demikian, tinggi yang diukur mungkin mempunyai error gabungan  $\pm$  yang lebih besar daripada error instrumen. Di sebagian besar wilayah, nilai dapat dibulatkan menjadi sepersepuluh meter untuk memperhitungkan error. Namun, ketika area kecil sedang dievaluasi atau gradiennya kecil, perbedaan tinggi beberapa sentimeter biasanya diperlukan untuk membedakan gradien dan kehati-hatian diperlukan untuk meminimalkan error selama survei dan pengukuran kedalaman permukaan air. Studi error yang mengkuantifikasi error pengukuran yang terkait dengan nilai ketinggian harus dilakukan dan hasilnya dilaporkan dengan data mentah dan ketika mendiskusikan ketinggian yang diplot pada peta dan potongan melintang.

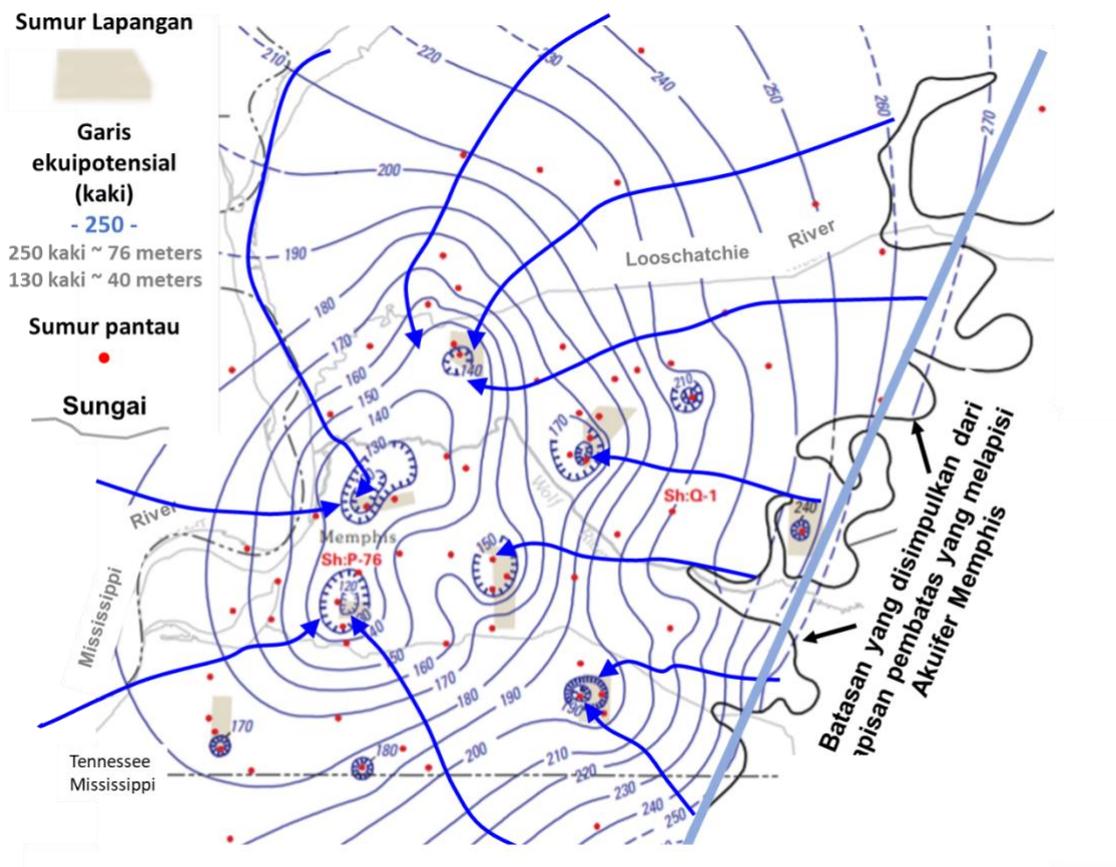
Langkah selanjutnya adalah menetapkan nilai tinggi ke posisi yang benar dalam tampilan penampang atau peta lokasi lapangan (Gambar 64). Bagian sumur yang terbuka merupakan lokasi pengukuran tinggi. Pada Gambar 63 letaknya di dasar sumur. Beberapa sumur dilubangi atau disaring pada sebagian panjangnya, hal ini disebut interval terbuka atau saring. Interval tersebut dapat berkisar antara kurang dari satu meter hingga seluruh kedalaman sumur. Dalam hal ini, nilai tinggi biasanya diplot pada titik tengah interval terbuka. Setelah sejumlah nilai tinggi diplot pada suatu penampang, distribusi tinggi ( $x,z$ )

dapat dibuat konturnya sehingga menghasilkan garis ekuipotensial. Garis ekuipotensial menghubungkan lokasi-lokasi yang mempunyai ketinggian yang sama (garis merah putus-putus pada Gambar 64a). Pada tampilan peta, tinggi diplot pada lokasi selubung sumur (x,y) seperti ditunjukkan pada Gambar 64b. Nilai tinggi tidak bergantung pada elevasi permukaan. Setelah sejumlah nilai tinggi diplot pada peta, tinggi kemudian dibuat konturnya sehingga menciptakan garis ekuipotensial dan arah aliran lateral disimpulkan.



**Gambar 64** - Tinggi yang diukur di lapangan (angka hitam) diplot dan kemudian dikontur untuk memperkirakan garis ekuipotensial dengan interval kontur 2 m (garis putus-putus merah). Arah aliran air tanah secara umum disimpulkan dari daerah dengan ketinggian tinggi ke daerah dengan ketinggian rendah (panah biru). a) Tampilan penampang berdasarkan sumur yang terbuka hanya di bagian bawah. Aliran umumnya dari kiri ke kanan, namun dengan komponen ke bawah di sebelah kiri dan komponen ke atas menuju daerah pelepasan di sebelah kanan. b) Tampilan peta area yang sama dengan sumur yang ditandai dengan titik hitam. Penampang melintang berada di sepanjang batas selatan tampilan peta, sedangkan data tinggi lainnya dikumpulkan pada sumur tambahan yang tidak ditampilkan pada penampang.

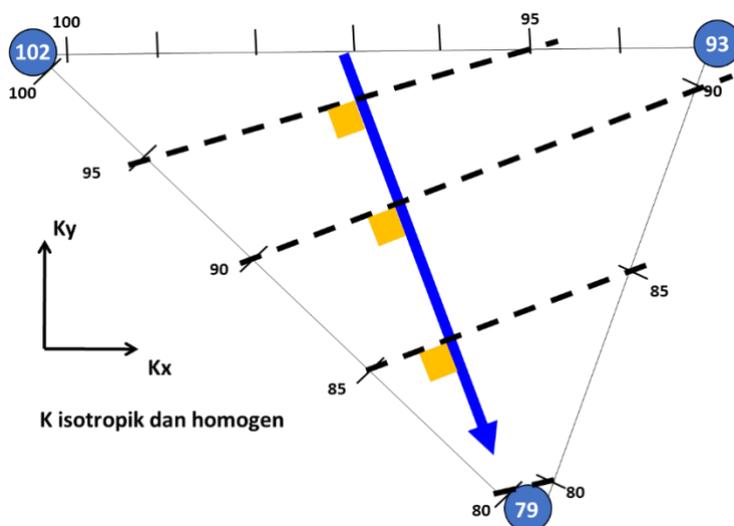
Konstruksi tampilan penampang dan peta data tinggi adalah praktik standar. Tampilan peta untuk akuifer tertekan atau tak tertekan disebut sebagai representasi permukaan potensiometri. Contohnya ditunjukkan pada akuifer Pasir Memphis yang tertekan, Memphis, AS pada Gambar 65. Peta tinggi total akuifer tak tertekan juga dapat disebut sebagai peta muka air tanah. Namun, karena muka air tanah merupakan representasi tinggi (energi per satuan berat), maka mewakili permukaan potensiometri. Jadi, ketika menggunakan istilah permukaan potensiometri, istilah tersebut harus ditempatkan dalam konteks yang mewakili sistem air tanah yang tertekan atau tak tertekan.



**Gambar 65** - Peta potensiometri (dari tahun 1995) akuifer Pasir Memphis yang tertekan di sekitar Memphis, TN, AS. Garis biru muda adalah garis ekuipotensial (dalam kaki), dibagi 3,28 untuk dikonversi ke meter) yang diinterpolasi dari data tinggi yang dikumpulkan di sumur (titik merah). Garis putus-putus disimpulkan. Distribusi tinggi menunjukkan depresi (area kepala bagian bawah) yang ditandai dengan garis ekuipotensial yang ditetaskan. Daerah-daerah ini berhubungan dengan pemompaan sumur kota dan industri dalam jangka panjang (dimodifikasi dari Taylor dan Alley, 2001).

## 8.2 Menentukan Arah Aliran Air Tanah

Saat mengevaluasi arah aliran air tanah, langkah pertama yang dilakukan adalah memplot data tinggi pada peta atau penampang, lalu membuat kontur dengan tinggi yang sama, yaitu garis ekuipotensial, seperti ditunjukkan pada Gambar 64 dan Gambar 65. Representasi dalam tampilan penampang dibuat dengan menggunakan sumbu dengan skala yang sama, x dan z. Dalam penyelidikan geologi, representasi penampang sering ditunjukkan dengan skala vertikal yang lebih-lebihkan (misalnya rasio horizontal ke vertikal 1 hingga 10, 1 hingga 100, dll.); ini memungkinkan perubahan kecil pada fitur terlihat. Namun, diperlukan penampang melintang yang tidak berlebihan secara vertikal ketika mencoba menafsirkan arah aliran air tanah. Peta sudah berskala sama dalam arah x dan y dan paling sering digunakan untuk mewakili pola aliran air tanah dua dimensi. Contoh proses yang digunakan untuk membuat garis ekuipotensial diilustrasikan pada Gambar 66.



**Gambar 66** - Contoh pembuatan garis ekuipotensial dengan menggunakan pengukuran dari tiga sumur (lingkaran biru). Ketiga nilai tinggi ditampilkan sebagai 102, 93, dan 79. Ruang antar sumur dibagi menjadi beberapa segmen untuk menginterpolasi nilai tinggi antar sumur secara linier. Kemudian garis ekuipotensial hitam putus-putus digambar yang menghubungkan nilai-nilai yang sama dari tinggi yang diinterpolasi. Jika material mempunyai konduktivitas hidrolis isotropik dan homogen, maka aliran air tanah (panah biru besar) akan terjadi pada arah gradien maksimum (dari nilai tinggi ke nilai rendah), yaitu tegak lurus (Bokses kuning) terhadap garis ekuipotensial.

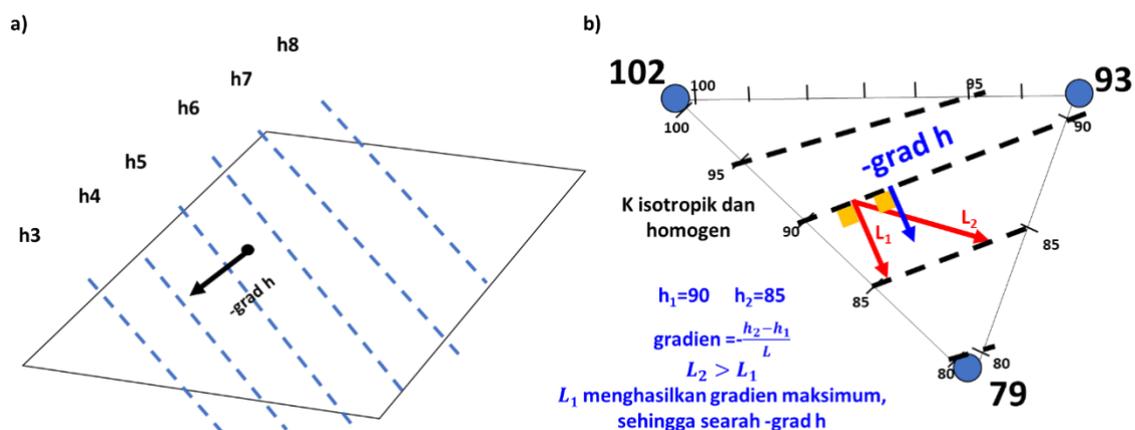
Sebagai alternatif, garis ekuipotensial dapat digambar menggunakan perangkat lunak komputer untuk menginterpolasi titik data yang jarang ke grid reguler (misalnya, domain publik, sumber terbuka, sistem informasi geografis [OGIS](#); program gridding dan contouring komersial yang umum digunakan [SURFER](#); atau kode dengan [Python](#) atau [Matlab](#)). Nilai-nilai yang diinterpolasi ini kemudian dibuat konturnya. Ada banyak metode interpolasi yang tidak dibahas di sini, namun seringkali namanya memudahkan untuk membayangkan prosedurnya (misalnya, *closest point*; *nearest neighbor*; triangulasi, *inverse-distance weighting* dari data di sekitarnya; kriging yang mencakup fungsi yang menggambarkan kesinambungan tren dalam arah koordinat; *trend surface polynomials*).

Salah satu tantangan dalam interpolasi otomatis adalah bahwa kondisi pada batas data biasanya kurang terwakili karena program menyimpulkan tren data di luar bidang data yang diukur (ekstrapolasi). Banyak praktisi lebih memilih menggunakan versi digital dari peta kontur yang mereka buat sendiri dibandingkan versi yang dihasilkan komputer karena hal ini memungkinkan wawasan geologi dimasukkan ke dalam interpretasi dan sering kali memungkinkan kondisi batas direpresentasikan dengan cara yang lebih realistis. Hal ini terutama terjadi ketika jumlah titik data (sumur pemantauan) relatif sedikit dan distribusinya tidak merata di wilayah studi. Dengan metode interpolasi dan contouring apa pun, hasilnya harus diperiksa dengan cermat untuk melihat apakah hasilnya masuk akal secara hidrogeologis. Proses ini disebut sebagai analisis sensitivitas. Ajukan pertanyaan, “Seperti apa jadinya jika dibuat dengan tangan?” Beberapa metode

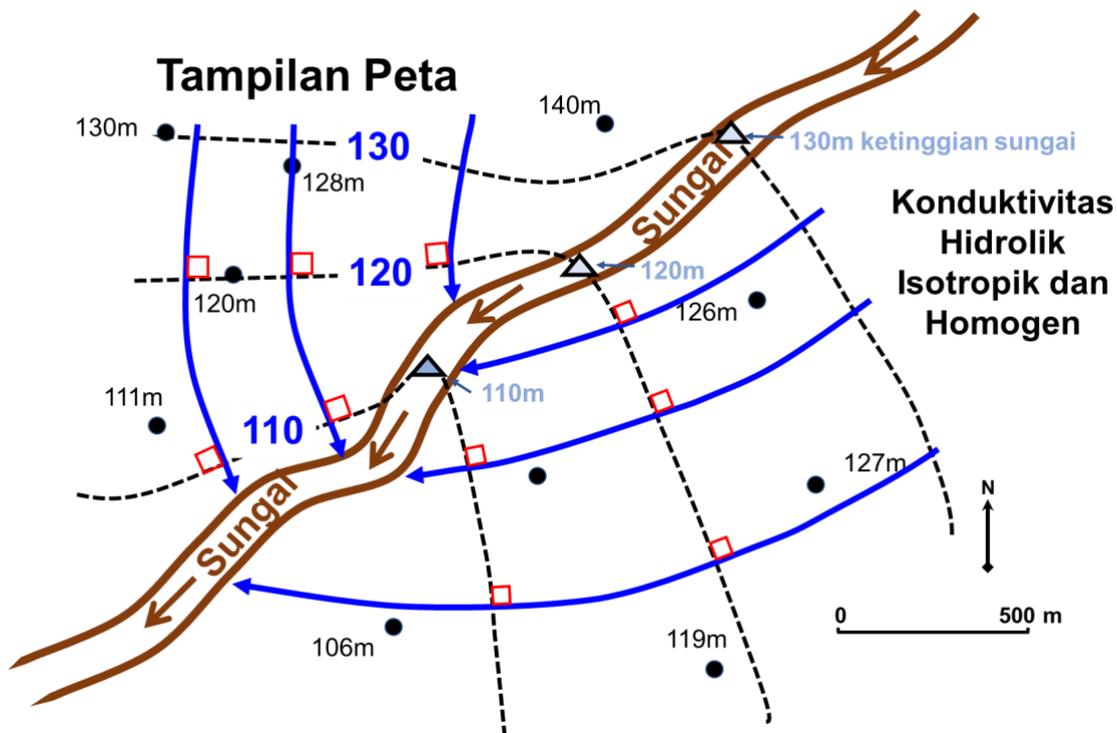
interpolasi menghasilkan representasi sistem yang buruk. Jika hasilnya tidak masuk akal, kualitas data dan metode interpolasi perlu ditinjau, dan dalam beberapa kasus pengumpulan data lapangan tambahan diusulkan.

### 8.2.1 Gradien dan Arah Aliran pada Material Isotropik

Distribusi tinggi dan garis ekuipotensial yang diinterpolasi dapat digunakan untuk menghitung gradien hidrolik di setiap lokasi pada bidang aliran. Gradien merupakan suatu vektor yang mempunyai besar dan arah. Gradien maksimum digunakan untuk menentukan arah aliran air tanah dan disebut  $-grad h$ , dengan tanda negatif menunjukkan bahwa aliran air tanah dari tinggi besar ke rendah (Gambar 67a). Pada Gambar 67b gradien  $(h_2 - h_1)/L_1$  lebih besar dari gradien  $(h_2 - h_1)/L_2$ , dan tidak ada arah yang gradiennya lebih besar dari  $(h_2 - h_1)/L_1$ . Dalam hal ini,  $-grad h$  didefinisikan pada jarak  $L_1$ . Untuk material isotropik dan homogen, jalur aliran air tanah sejajar dengan  $-grad h$  dan garis aliran dibangun tegak lurus terhadap garis ekuipotensial seperti terlihat pada Gambar 68.



**Gambar 67** - Hubungan vektor gradien hidrolik  $-grad h$  dengan tinggi yang dipetakan (kontur ekuipotensial putus-putus berwarna biru): a)  $-grad h$  untuk tampilan peta medan tinggi di mana  $h_8 > h_3$ ; dan, b)  $-grad h$  untuk medan aliran yang diinterpretasikan dari pengukuran tinggi pada tiga sumur (titik biru). Nilai tinggi adalah nilai besar yang berdekatan dengan lokasi sumur.  $-grad h$  ditentukan oleh gradien hidrolik maksimum.



**Gambar 68** - Peta muka air tanah akuifer tak tertekan isotropik dan homogen. Pengukuran tinggi diplot pada lokasi sumur (titik hitam). Ketinggian sungai yang disurvei (segitiga biru) juga mewakili nilai tinggi air tanah yang mengalir ke sungai dan muka air tanah terhubung ke ketinggian sungai. Tinggi dikontur menggunakan interval 10 m sehingga menciptakan garis ekuipotensial yang ditunjukkan sebagai garis hitam putus-putus. Panah biru menunjukkan garis aliran yang tegak lurus (ditunjukkan dengan kotak merah) terhadap garis ekuipotensial.

### 8.2.2 Arah Aliran pada Material Anisotropik

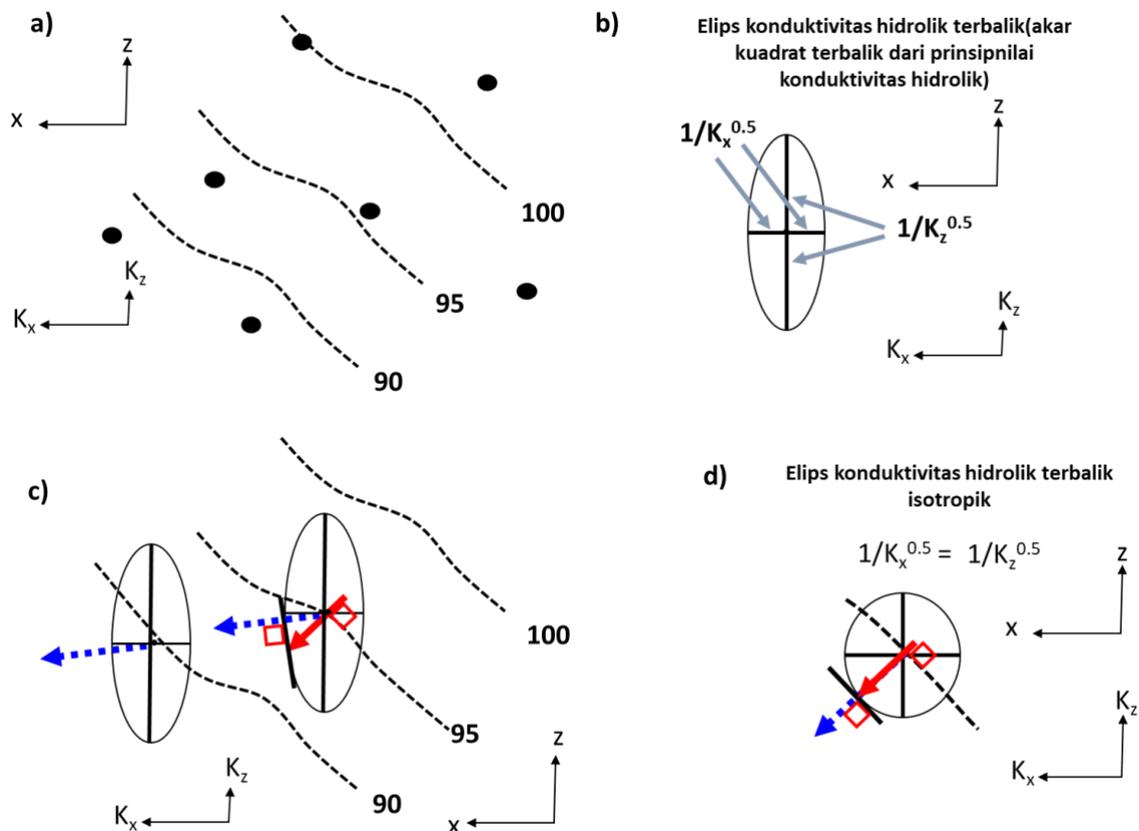
Sebagaimana telah dikemukakan pada Bagian 4 dan 5, sebagian besar sedimen dan batuan sedimen diendapkan sedemikian rupa sehingga konduktivitas hidroliknya sama pada semua arah bidang horizontal ( $K_x$  dan  $K_y$ ). Namun, proses pengendapan yang sama menciptakan anisotropi dalam arah vertikal karena lapisan sedimen, sehingga konduktivitas hidrolik vertikal,  $K_z$ , biasanya lebih kecil dibandingkan konduktivitas hidrolik horizontal ( $K_x$  dan  $K_y$ ).

Bila distribusi konduktivitas hidrolik dua dimensi bersifat anisotropik dan homogen ( $K_x \neq K_y$ , atau  $K_x \neq K_z$ ) aliran air tanah dipengaruhi oleh komponen maksimum konduktivitas hidrolik. Jika komponen konduktivitas hidrolik maksimum tidak sejajar  $-grad h$ , maka garis aliran melintasi garis ekuipotensial dengan sudut selain sudut siku-siku.

Arah aliran dalam pengaturan anisotropik bergantung pada besarnya konduktivitas hidrolik komponen yang diilustrasikan dengan menggunakan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik (Gambar 69). Setelah  $-grad h$  diidentifikasi untuk sekumpulan garis ekuipotensial dan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik dibuat dengan sumbu of  $1/K_{max}^{0.5}$  dan  $1/K_{min}^{0.5}$ , arah aliran anisotropik pada lokasi tertentu dapat ditentukan ditentukan oleh konstruksi grafis (Liakopoulos, 1965). Elips tensor konduktivitas hidrolik yang diuraikan pada Bagian 5.4 (Gambar 34 dan 35) digunakan

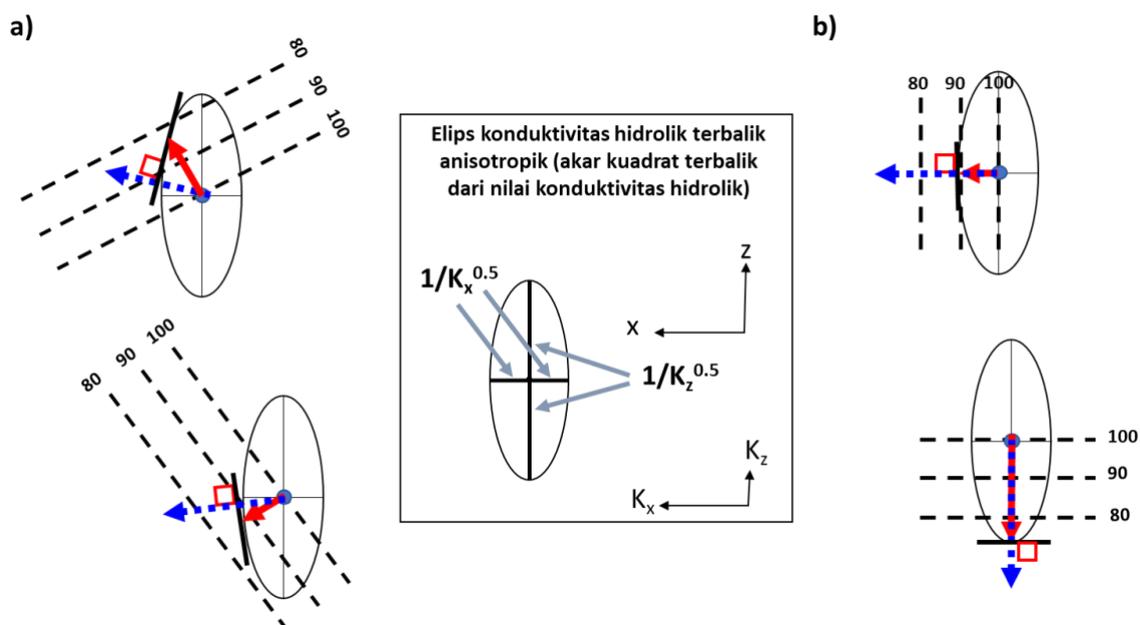
untuk mengilustrasikan sifat terarah  $K$  sedangkan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik digunakan untuk menentukan arah aliran air tanah.

Gambar 69 menyajikan langkah-langkah yang digunakan untuk membuat garis aliran dalam pengaturan anisotropik di mana  $K_x$  lebih besar dari  $K_z$ .



**Gambar 69** - Penentuan arah aliran pada suatu penampang material homogen anisotropik diilustrasikan pada kasus di mana  $K_x > K_z$ : a) nilai tinggi diperoleh (titik hitam adalah tinggi dari sumur) dan dibuat garis ekuipotensial (garis putus-putus); b) kemudian elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik dihasilkan untuk kondisi lokasi; dan, c) elips ditempatkan dengan pusatnya pada garis ekuipotensial pada lokasi di mana arah aliran akan ditentukan. Sumbu elips tersebut sejajar dengan arah  $K$  maksimum dan minimum pada peta dan penampang. Garis yang melambangkan  $-grad h$  (panah merah solid) ditarik dari pusat elips (tegak lurus [kotak merah] terhadap garis ekuipotensial) ke keliling elips. Garis singgung elips di titik di mana  $-grad h$  memotong kelilingnya dibuat (garis hitam pekat). Kemudian garis aliran anisotropik (panah putus-putus biru) dibuat dari pusat elips hingga garis singgung yang melintasinya pada sudut siku-siku (kotak merah). Jalur aliran ditelusuri melalui sistem dengan memplot elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik tambahan di mana garis aliran biru putus-putus melintasi garis ekuipotensial berikutnya. d) Tensor elips konduktivitas hidrolik terbalik berbentuk lingkaran pada kondisi isotropik dan homogen. Hal ini mengakibatkan garis aliran sejajar dengan  $-grad h$  di semua lokasi.

Gambar 70 mengilustrasikan bagaimana arah aliran memengaruhi orientasi garis ekuipotensial pada sebuah media anisotropik.

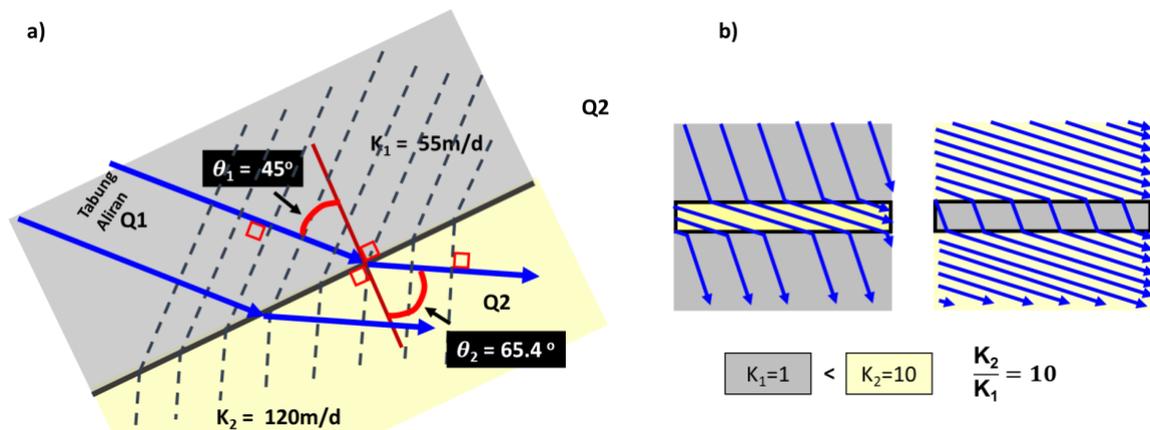


**Gambar 70** - Contoh penggunaan metode grafis elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik untuk menentukan arah aliran pada empat contoh orientasi garis ekuipotensial pada bidang x-z. Nilai  $K_x$  lebih besar dari  $K_z$ . Metode dan simbol yang ditunjukkan di sini didefinisikan pada Gambar 69. a) Dua garis ekuipotensial dengan orientasi non-paralel atau non-vertikal dengan jalur aliran anisotropik yang ditunjukkan oleh panah putus-putus berwarna biru. b) Garis ekuipotensial berorientasi sejajar sumbu  $K_x$  (diagram atas) dan sumbu  $K_z$  (diagram bawah). Untuk kasus yang ditunjukkan pada (b), garis aliran  $-grad h$  (panah merah) dan anisotropik (panah biru putus-putus) adalah identik.

Pendekatan grafis kedua untuk mewakili aliran pada sistem anisotropik disajikan pada Boks 7. [Klik di sini untuk membaca Boks 7](#) tentang metode grafis pada transformasi axis untuk menggambar aliran dua dimensi pada medium anisotropik, homogen.

### 8.2.3 Arah Aliran pada Antarmuka Konduktivitas Hidrolik yang Berbeda

Aliran air tanah juga dipengaruhi oleh perbedaan konduktivitas hidrolik ketika aliran mengalir dari satu wilayah homogen isotropik ke wilayah homogen isotropik lainnya (Gambar 71). Jika garis aliran memotong batas konduktivitas hidrolik dengan sudut selain  $90^\circ$ , garis aliran tersebut dibiaskan ke dalam formasi yang berdekatan. Besarnya pembiasan berhubungan dengan perbandingan nilai konduktivitas hidrolik seperti ditunjukkan pada Persamaan 91. Pembiasan tersebut terjadi karena debit yang melalui daerah antara dua garis aliran yaitu tabung aliran atau tabung arus harus sama pada kedua sisi antarmuka ( $Q_1 = Q_2$ ) dalam kondisi tunak dan Hukum Darcy harus diterapkan pada kedua sisi antarmuka. Oleh karena itu, garis ekuipotensial harus lebih rapat (gradien hidroliknya lebih besar) dan tabung alirannya harus lebih lebar (mengalir melalui luas penampang yang lebih besar) pada sisi antarmuka dengan konduktivitas hidrolik yang lebih rendah dibandingkan pada sisi konduktivitas hidrolik yang lebih tinggi. Selain pembiasan garis aliran, garis ekuipotensial juga dibiaskan ketika melewati batas konduktivitas hidrolik.



**Gambar 71** - Contoh garis aliran dan garis ekuipotensial yang membias pada antarmuka antar lapisan yang mempunyai konduktivitas hidrolik berbeda. Area abu-abu dan kuning merupakan material jenuh, isotropik, homogen dengan konduktivitas hidrolik berbeda. a) Garis putus-putus adalah garis ekuipotensial yang menurun dari kiri atas ke kanan bawah. Di wilayah abu-abu  $K_1=55$  m/d dan di wilayah kuning  $K_2=120$  m/d. Garis aliran (panah biru) memotong batas pada sudut  $45^\circ$ . Mereka dibiaskan ke area kuning dengan sudut  $65,4^\circ$ . Bidang ekuipotensial juga dibiaskan. b) Pembiasan garis aliran pada rangkaian akuifer homogen isotropik dengan  $K_2$  (kuning) 10 kali  $K_1$  (abu-abu).

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \quad (91)$$

di mana:

$K_1$  = konduktivitas hidrolik lapisan 1 (L/T)

$K_2$  = konduktivitas hidrolik lapisan 2 (L/T)

$\theta_1$  = sudut yang dibuat garis aliran dengan tegak lurus terhadap batas pada lapisan 1 (derajat)

$\theta_2$  = sudut yang dibuat garis aliran dengan tegak lurus terhadap batas pada lapisan 2 (derajat)

Derivasi hukum tangen disajikan pada Boks 8. [Klik di sini untuk membaca Boks 8](#) yang menyajikan derivasi hukum tangen.

## 8.3 Pengaruh Kondisi Batas

Secara umum batas sistem air tanah dapat disebut sebagai batas fisik atau batas hidrolik. Batas fisik tidak berubah seiring dengan perubahan arah dan laju aliran dalam sistem air tanah. Hal ini mewakili perubahan terukur dalam sifat hidrogeologi seperti yang terjadi pada kontak formasi, patahan, dan badan air besar. Batas hidrolik dapat berpindah ketika medan aliran berubah karena terbentuk oleh kondisi hidrolik seperti lokasi dan laju imbuan serta divergensi atau konvergensi beberapa sistem aliran.

### 8.3.1 Batas Fisik

#### Batas Non-aliran atau Zero Flux

Batas fisik seperti kontras konduktivitas hidrolik, mengontrol jalur aliran dalam sistem air tanah. Misalnya, jika akuifer permeabel pasir dan kerikil berbatasan dengan granit dengan konduktivitas hidrolik rendah, aliran air tanah di dalam akuifer sejajar

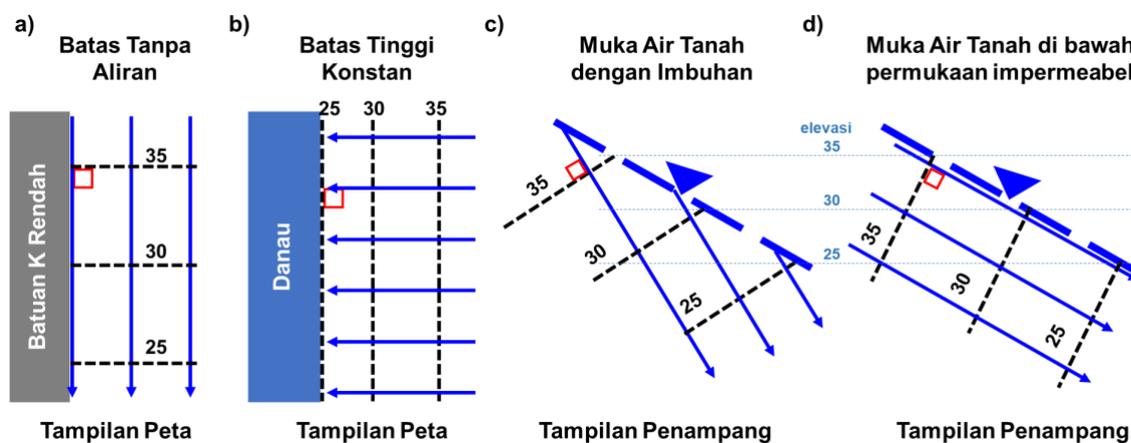
dengan batas (Gambar 72a) dan garis ekuipotensial bertemu dengan batas tegak lurus (Gambar 72a). Ini adalah batas fluks spesifik Tipe 2 yang disebut sebagai batas tanpa aliran atau batas fluks nol.

### Batas Tinggi Konstan

Sebaliknya jika suatu danau besar membentuk batas akuifer, maka garis aliran air tanah tegak lurus tepi danau karena tinggi muka air danau merupakan garis ekuipotensial, sehingga garis ekuipotensial pada akuifer dekat danau sejajar dengan batas tersebut (Gambar 72b). Batas ini adalah batas tinggi spesifik Tipe 1, yang disebut sebagai batas tinggi konstan.

### Batas muka air tanah

Muka air tanah adalah batas atas akuifer tak tertekan. Muka air tanah adalah batas unik di mana tinggi tekanan, menurut definisi, nol sehingga tinggi sama dengan elevasi. Jika imbuhan memasuki akuifer tak tertekan, air mengalir melintasi batas dengan sudut tertentu dan garis ekuipotensial bertemu dengan muka air tanah dengan sudut tertentu (Gambar 72c). Jika tidak terjadi imbuhan, muka air tanah merupakan garis aliran yang garis ekuipotensialnya bertemu dengan muka air tanah tegak lurus (Gambar 72d). Terlepas dari apakah aliran terjadi melintasi muka air tanah atau tidak, nilai garis ekuipotensial di mana aliran tersebut memotong muka air tanah sama dengan elevasi muka air tanah.



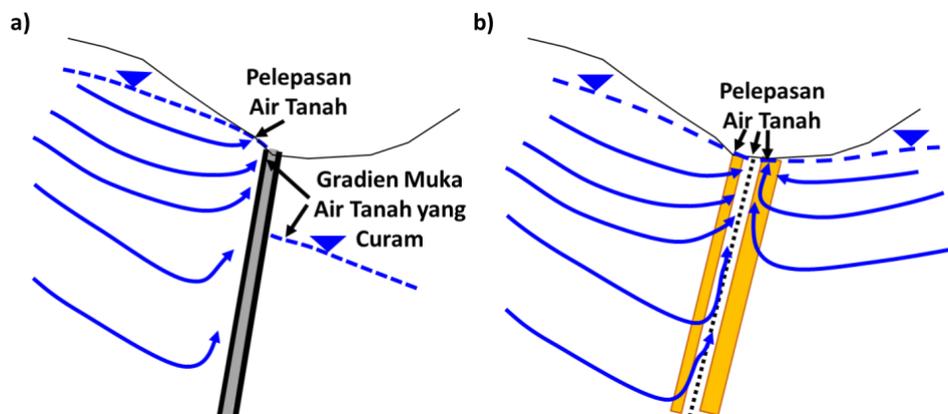
**Gambar 72** - Posisi relatif garis aliran (panah biru) dan garis ekuipotensial (garis hitam putus-putus) pada batas domain. a) Pada batas impermeabel atau low  $K$  rendah, garis aliran yang sejajar dengan garis batas dan garis ekuipotensial berpotongan tegak lurus. b) Aliran air tanah ke dalam danau yang tinggi muka airnya konstan sama dengan elevasi muka air tanah. Garis aliran memotong batas tegak lurus dan garis ekuipotensial sejajar dengannya. c) Ketika imbuhan melintasi permukaan air, garis aliran bertemu dengan permukaan air dengan sudut tertentu dan garis ekuipotensial memotong permukaan air pada ketinggian yang sama dengan nilainya, tetapi dengan sudut selain  $90^\circ$ . d) Apabila tidak ada imbuhan pada muka air tanah, garis aliran sejajar muka air tanah dan garis ekuipotensial memotong muka air tanah pada ketinggian yang sama dengan nilainya dan tegak lurus terhadap muka air tanah.

## 8.3.2 Batasan pada Fitur Bawah Permukaan

### Sesar

Sesar atau zona geser juga dapat membentuk batas aliran fisik (Gambar 73). Perilaku air tanah di sekitar fitur-fitur ini bergantung pada apakah sesar menciptakan

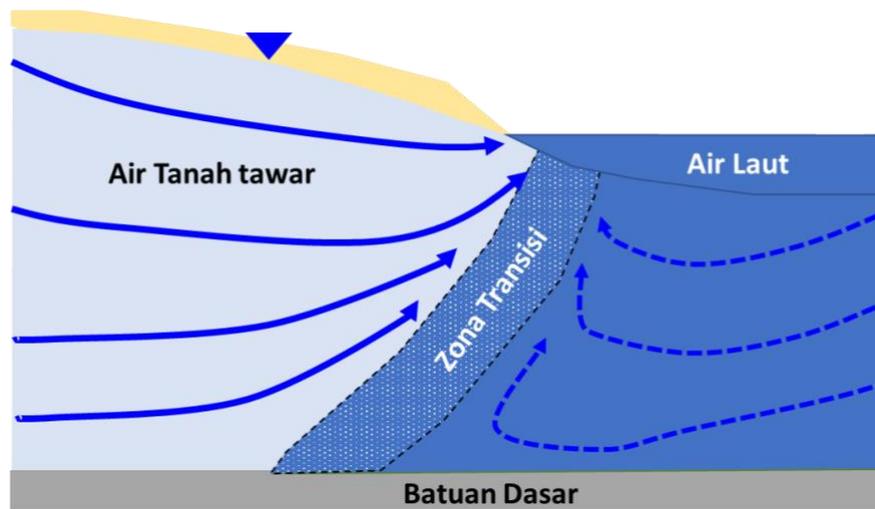
kondisi yang secara signifikan mengurangi konduktivitas hidrolis (misalnya dengan membuat pemahatan, atau menyandingkan formasi dengan konduktivitas hidrolis yang sangat berbeda) atau meningkatkan konduktivitas hidrolis (misalnya dengan menciptakan banyak retakan bukaan besar yang terhubung dengan baik, terbuka, dan berdekatan dengan fitur tersebut). Jika zona sesar atau zona geser membatasi aliran air tanah, maka zona tersebut dapat dianggap sebagai batas tanpa aliran Tipe 2. Jika zona sesar konduktif terletak di dekat perimeter domain model dan terhubung ke sumber air, maka zona tersebut dapat diperlakukan sebagai fluks konstan Tipe 2 atau batas fluks variabel Tipe 3. Di beberapa lokasi, kondisi dalam satu zona bervariasi secara spasial sehingga beberapa bagian dapat meningkatkan aliran sementara bagian lainnya membatasi aliran. Dianjurkan untuk memeriksa singkapan dan menempatkan sumur di dekat dan di dalam zona sesar dan geser untuk menentukan apakah hal tersebut membatasi atau meningkatkan aliran.



**Gambar 73** - Peranan sesar, zona rekahan dan zona geser sebagai batas pada penampang: a) Sistem sesar yang diisi dengan sesar dengan konduktivitas hidrolis rendah (abu-abu). Aliran air tanah secara umum (biru) menunjukkan bahwa sesar bertindak sebagai penghalang aliran, memaksa bagian atas sistem aliran mengalir ke permukaan pada sisi atas sesar. Pembatasan aliran menyebabkan muka air tanah di sisi gradien bawah zona menjadi lebih rendah. b) Sesar konduktif atau zona geser dimana rekahan meningkatkan konduktivitas hidrolis daerah sekitar sesar (zona oranye) dan sepanjang sesar itu sendiri (garis putus-putus). Garis aliran umum (panah biru) menunjukkan sistem memusatkan pembuangan air tanah di sengkedan. Dalam pengaturan lain, zona konduktif dapat membawa imbuhan jauh ke dalam sistem.

### Batas Antarmuka Air Laut-Air Tawar

Di dekat garis pantai, antarmuka air laut-air tanah di bawah permukaan membentuk batas aliran air tanah tawar (Gambar 62 dan Gambar 74). Batas tersebut bertindak sebagai batas fisik yang membatasi aliran, memaksa air tanah tawar yang tak tertekan mengalir ke sepanjang garis pantai. Antarmuka berperilaku sebagai batas tanpa aliran Tipe 2. Batasnya bukan merupakan antarmuka yang tajam karena posisinya berubah seiring siklus pasang surut dan laju debit air tawar yang bervariasi. Terjadi zona pencampuran antara air tawar dan air laut dan disebut sebagai zona transisi. Proyek aliran air tanah di dekat garis pantai seringkali memerlukan alat pemodelan yang memperhitungkan massa jenis aliran yang bervariasi. Dalam bentuknya yang paling sederhana, dapat diasumsikan bahwa batas tersebut bertindak sebagai batas fisik yang impermeabel.

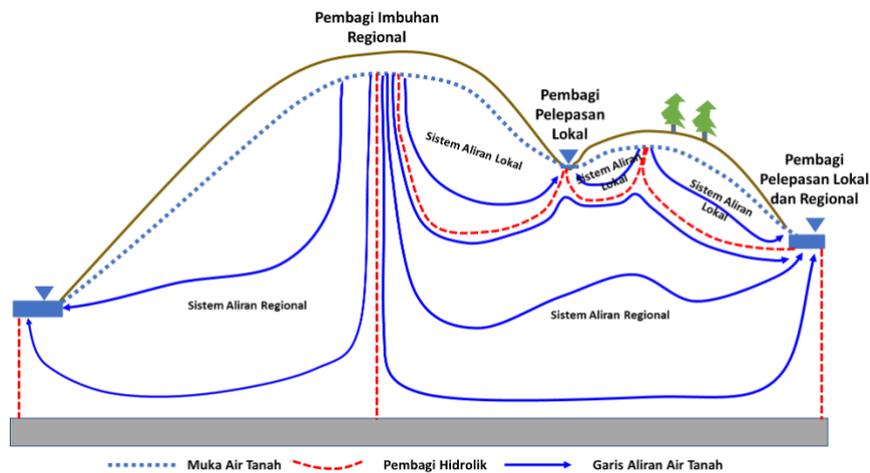


**Gambar 74** - Skema penampang aliran air tanah di garis pantai. Antarmuka air laut-air tanah tawar merupakan batas sistem air tanah tawar. Antarmukanya tidak tajam karena siklus pasang surut dan laju debit air tawar yang bervariasi menggeser posisi antarmuka. Pada antarmuka antara air tawar dan air asin bercampur sehingga terbentuk zona transisi. Batas tersebut memaksa air tanah tawar mengalir di sepanjang garis pantai.

### 8.3.3 Batas Hidrolik

Batas hidrolik terbentuk ketika dua atau lebih sistem aliran bertemu. Batas hidrolik didefinisikan di mana garis aliran air tanah paralel memisahkan aliran air tanah yang berasal dari sumber imbuhan umum atau berbeda. Biasanya garis-garis tersebut digambar pada potongan melintang, namun terkadang pembagian hidrolik pada daerah imbuhan dan pelepasan ditunjukkan pada peta. Batas hidrolik terjadi pada sistem tak tertekan dan sistem tertekan.

Pada sistem tak tertekan, jalur aliran air tanah bermula dari daerah imbuhan berlanjut ke daerah pelepasan. Pemisah hidrolik vertikal terbentuk di bawah daerah imbuhan dan daerah pelepasan (Gambar 75, garis putus-putus merah). Karena jalur aliran air tanah tidak dapat bersilangan, maka batas pemisah bertindak sebagai batas tanpa aliran (Tipe 2). Ketika setetes air mengisi ulang sistem pada pemisah tersebut, setengah dari tetesan tersebut bergerak sepanjang satu sisi pemisah dan separuh lainnya sepanjang sisi lainnya. Pembagiannya bisa vertikal, horizontal atau beberapa kombinasi kondisi tergantung pada sifat sistem aliran (Gambar 75). Batas hidrolik ditentukan oleh kondisi sistem aliran. Dapat berubah seiring waktu, termasuk, dalam beberapa kasus, menghilang seiring dengan perubahan distribusi tinggi sebagai respons terhadap variasi dalam besaran dan waktu imbuhan dan pelepasan.



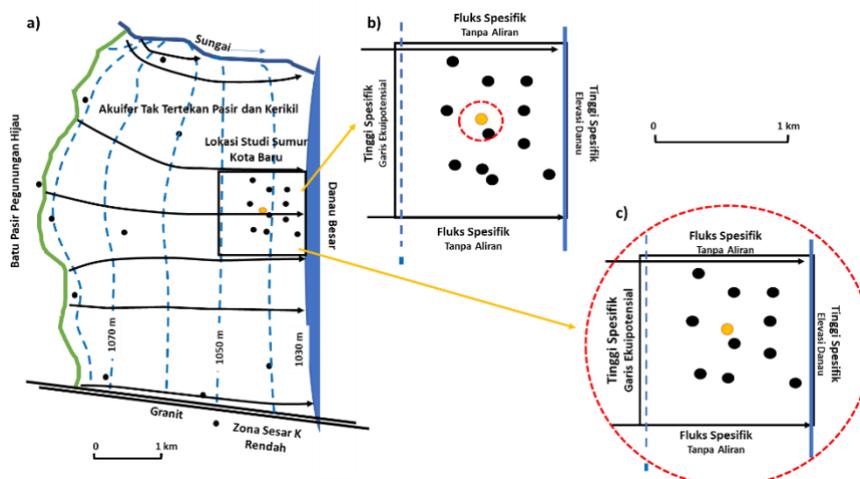
**Gambar 75** - Penampang aliran air tanah menunjukkan muka air tanah (garis putus-putus berwarna biru), pemisah hidrolik (garis putus-putus merah) dan garis aliran air tanah (panah biru). Imbuhan dari daerah imbuhan regional mengalir ke daerah pelepasan lokal dan regional. Imbuhan lokal juga mengalir ke lokasi lokal dan regional.

### 8.3.4 Sistem Aliran dengan Batas Jauh

Bukan hal yang lazim untuk menilai kondisi aliran air tanah di suatu bagian sistem yang jaraknya jauh dari batas fisik. Domain permasalahan ini akan dianggap mempunyai batas-batas yang jauh. Dalam beberapa kasus ketika solusi analitis dikembangkan, diasumsikan bahwa batas-batas yang mempengaruhi aliran air tanah cukup jauh sehingga akuifer dapat dianggap luasnya tidak terbatas, sebuah faktor yang menyederhanakan penghitungan.

Jika teknik pemodelan air tanah digunakan dan batas fisik wilayah domain jauh dari lokasi penyelidikan, penetapan batas lokal untuk penyelidikan mungkin merupakan pilihan yang tepat. Sebagai contoh, periksa keadaan yang ditunjukkan pada Gambar 76a. Asumsikan area yang diinginkan ditunjukkan oleh konsentrasi sumur di dekat danau. Akuifer pasir dan kerikil bersifat tak tertekan, diasumsikan berperilaku sistem isotropik dan homogen, serta dikelilingi oleh sejumlah batas fisik. Batasan fisik tersebut antara lain berupa sesar dan granit berpermeabel rendah di sebelah selatan, aliran air dari Pegunungan Hijau di sebelah barat, sungai besar di sebelah utara, dan tepi danau di sebelah timur. Tujuan penyelidikan adalah untuk mengetahui pengaruh pemompaan sumur baru (lokasi yang ditunjukkan oleh titik oranye) terhadap ketinggian air di sumur-sumur yang ada di daerah tersebut. Dalam situasi ini, mungkin tepat untuk menetapkan batas-batas lokal di sekitar lokasi yang diteliti (Gambar 76b). Elevasi danau (batas fisik tinggi konstan (Tipe 1)) diatur ke timur. Batas barat ditetapkan sebagai tinggi konstan (Tipe 1) menggunakan nilai garis ekuipotensial yang ditetapkan dari pengukuran tinggi tinggi kontur. Batas utara dan selatan ditetapkan sebagai tanpa aliran (Tipe 2) karena sejajar dengan garis aliran air tanah yang telah ditentukan. Area model yang lebih kecil ini sesuai untuk kondisi aliran transien ketika area pengaruh sumur (garis titik-titik merah pada Gambar 76b) kecil dan tidak terpengaruh oleh kondisi batas lokal di utara, barat, dan selatan (yang berdampak pada batas timur akan tidak menjadi masalah karena merupakan

batas fisik). Namun jika area pengaruhnya besar seperti yang ditunjukkan pada Gambar 76c maka pemilihan area yang lebih kecil tidak tepat karena batas buatan akan mempengaruhi hasil. Perlu dicatat bahwa, jika pemompaan dalam kondisi tunak sedang diselidiki, batas-batas lokal akan mempengaruhi prediksi tersebut. Analisis keadaan tunak harus dilakukan dengan menggunakan seluruh domain masalah.



**Gambar 76** - Menetapkan kondisi batas untuk model situs yang lebih kecil yang terletak di domain masalah yang lebih besar. a) Upaya pemodelan dirancang untuk menguji pengaruh pemompaan sumur baru (titik oranye) terhadap ketinggian air di sumur yang ada (titik hitam). Batas fisik, garis ekuipotensial (garis putus-putus berwarna biru) dan garis aliran air tanah (panah hitam, dengan asumsi kondisi isotropik dan homogen) ditunjukkan. Area investigasi lokasi dikelilingi oleh Boks hitam. b) Menetapkan batas-batas lokal untuk penyelidikan lokasi. Pendekatan ini mungkin tepat jika perubahan ketinggian air yang disebabkan oleh pemompaan (garis merah putus-putus) tidak meluas hingga batas wilayah setempat. c) Menetapkan di mana wilayah pengaruh melampaui batas-batas model lokal yang diusulkan. Dalam hal ini seluruh domain harus digunakan, bukan situs model lokal.

## 8.4 Analisis Sistem Aliran Air Tanah

Investigasi hidrogeologi memiliki tujuan khusus yang ditetapkan untuk menjawab pertanyaan terkait proyek air tanah terapan atau untuk memenuhi tujuan penelitian. Untuk mencapai tujuan ini diperlukan pemahaman tentang kerangka geologi yang membentuk sistem akuifer, kondisi batas fisik dan hidrolis, serta lokasi, laju dan waktu terjadinya sumber air tanah (misalnya imbuan, kebocoran aliran) dan pelepasan (misalnya pemompaan, evapotranspirasi). Dalam kebanyakan kasus, kita perlu menentukan perilaku sistem aliran air tanah pada kondisi tunak dan transien, dan menyiapkan neraca air.

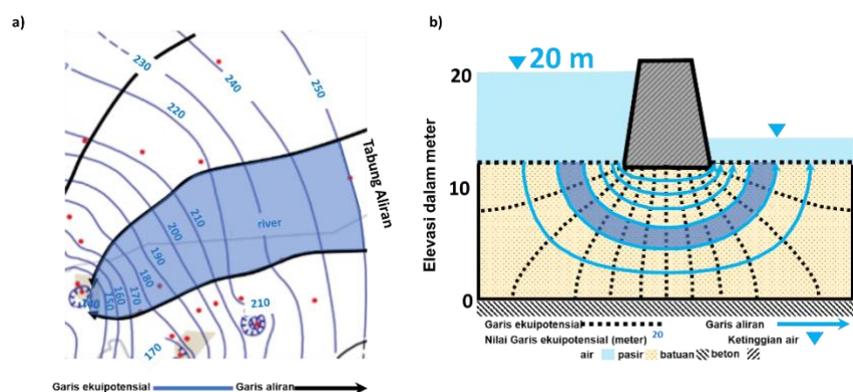
### 8.4.1 Pengembangan Peta Potensiometri dan Penampang Lintas

Komponen penting dalam mengevaluasi kondisi aliran air tanah adalah pembuatan peta potensiometri akuifer tak tertekan dan akuifer tertekan, dan dalam sistem air tanah yang kompleks, representasi beberapa akuifer dan akuitard. Pengukuran tinggi yang diperoleh dari penyelidikan lapangan digunakan untuk menafsirkan arah dan laju aliran air tanah secara horizontal dan vertikal, serta potensi pertukaran antara akuifer dan akuitard. Interpretasi peta gradien dan perilaku aliran air tanah dapat menjelaskan kondisi

akuifer termasuk perubahan konduktivitas hidrolis, ketebalan akuifer, dan dapat digunakan untuk mengidentifikasi lokasi daerah imbuhan dan pelepasan. Tantangan dalam menyajikan, mengembangkan dan menafsirkan informasi potensiometri disertakan dalam bagian ini.

### Peta Potensiometri, Penampang dan Jaringan Aliran

Sebenarnya peta potensiometri atau penampang merupakan representasi distribusi tinggi (nilai tinggi dan garis ekuipotensial). Ketika garis aliran ditambahkan ke himpunan garis ekuipotensial, peta potensiometri menjadi jaringan aliran (Gambar 77). Namun, peta ini dapat disebut sebagai peta potensiometri, peta muka air tanah, atau jaringan aliran. Seperti yang disajikan pada sub bagian sebelumnya, sekumpulan garis aliran paralel meliputi tabung aliran. Secara konseptual, debit melalui tabung aliran adalah konstan pada kondisi tunak. Peta potensiometri dapat memiliki jumlah tabung aliran yang tak terbatas karena jumlah tabung sama banyaknya dengan pasangan garis aliran. Sebagian besar peta atau penampang menunjukkan sejumlah tabung aliran untuk mewakili kondisi aliran air tanah secara umum (Gambar 77a).



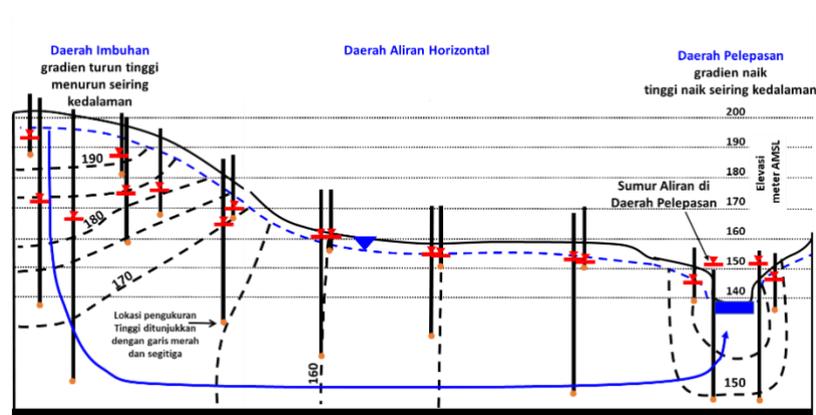
**Gambar 77** - Skema jaringan aliran. Tabung aliran dibatasi oleh garis aliran. a) Jaringan aliran kualitatif dengan data tinggi pada titik-titik merah dibuat konturnya dengan tangan dan garis aliran digambar tegak lurus terhadap garis ekuipotensial dengan asumsi kondisi isotropik dan homogen. Salah satu tabung aliran diberi warna biru (menurut Brahana dan Borshears, 2001). b) Jaringan aliran air tanah di bawah bendungan berskala yang digambar tangan dapat digunakan untuk mengukur aliran per satuan lebar akuifer (Poeter dan Hsieh, 2020). Sebuah tabung aliran diberi warna biru.

Meskipun istilah jaringan aliran dapat mengacu pada peta atau penampang mana pun yang memiliki garis ekuipotensial dan garis aliran, jaringan aliran yang dibangun berdasarkan serangkaian aturan yang ketat (jaringan aliran berskala) dapat digunakan untuk menguji fluks air tanah secara kuantitatif (Gambar 77b). Jaringan aliran berskala dapat digambar tangan atau dibuat menggunakan model air tanah. Mereka digunakan dalam tampilan peta dan tampilan penampang untuk menghitung volume air yang akan dibuang ke penggalian atau di bawah tanggul atau bendungan, dan untuk merancang sistem drainase.

### Pertimbangan Saat Mengembangkan Peta Potensiometri dan Penampang Lintas

Peta potensiometri mewakili aliran pada dataran horizontal dan sering digunakan untuk mewakili kondisi dalam satu unit hidrogeologi atau akuifer. Aliran dalam suatu akuifer atau antar akuifer dapat direpresentasikan dengan konstruksi penampang vertikal dan/atau beberapa peta potensiometri.

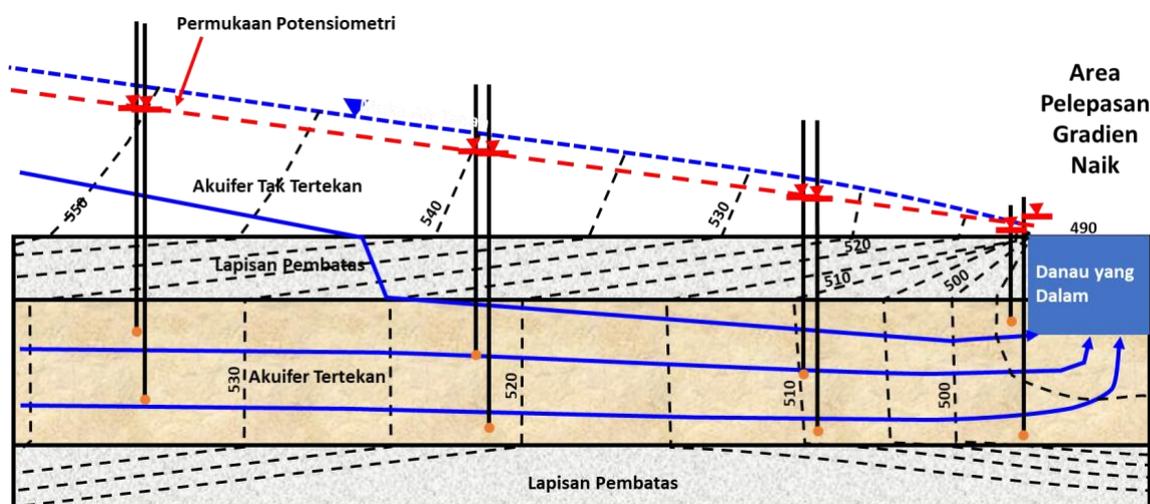
Untuk menghasilkan peta potensiometri sistem air tanah, harus dilakukan kehati-hatian untuk memastikan bahwa piezometer dan sumur yang digunakan untuk mengumpulkan data mewakili kondisi aliran horizontal (atau kondisi mendekati horizontal). Di sebagian besar sistem air tanah, air mengalir secara horizontal di sebagian besar akuifer. Gambar 78 menunjukkan garis ekuipotensial dan garis aliran pada akuifer tak tertekan. Aliran horizontal diwakili oleh sumur dangkal yang disaring di dekat muka air tanah dan oleh sumur mana pun yang garis ekuipotensialnya mendekati vertikal (garis ekuipotensial vertikal menunjukkan aliran horizontal). Sumur yang disaring pada kedalaman yang bervariasi di daerah imbuhan dan daerah pelepasan mencerminkan aliran vertikal dengan tinggi rendah di sumur yang lebih dalam di daerah imbuhan dan tinggi yang lebih besar di sumur yang lebih dalam di daerah pelepasan. Peta potensiometri perlu mengecualikan data dari sumur yang lebih dalam untuk menggambarkan representasi aliran mendekati horizontal dalam sistem. Representasi penampang akan menggunakan seluruh data untuk menunjukkan komponen aliran vertikal (Gambar 78).



**Gambar 78** - Skema distribusi tinggi pada akuifer tak tertekan isotropik dan homogen. Sumur hanya terbuka di bagian bawah seperti yang ditunjukkan oleh lingkaran oranye. Tinggi yang terkait dengan lokasi tersebut ditampilkan sebagai garis merah dan segitiga. Garis ekuipotensial adalah garis putus-putus berwarna hitam. Di daerah imbuhan, tinggi lebih rendah pada sumur yang lebih dalam (tinggi berkurang seiring dengan kedalaman dan aliran mengarah ke bawah). Zona aliran horizontal terjadi di mana garis ekuipotensial vertikal dan tinggi pada sumur dalam dan sumur dangkal pada lokasi yang kira-kira sama hampir sama. Di daerah pelepasan, sumur yang lebih dalam memiliki tinggi muka yang lebih tinggi (tingginya bertambah seiring dengan kedalaman dan alirannya ke atas). Jika tinggi dalam sumur berada di atas bagian atas selubung sumur, air mengalir dari sumur tanpa pompa.

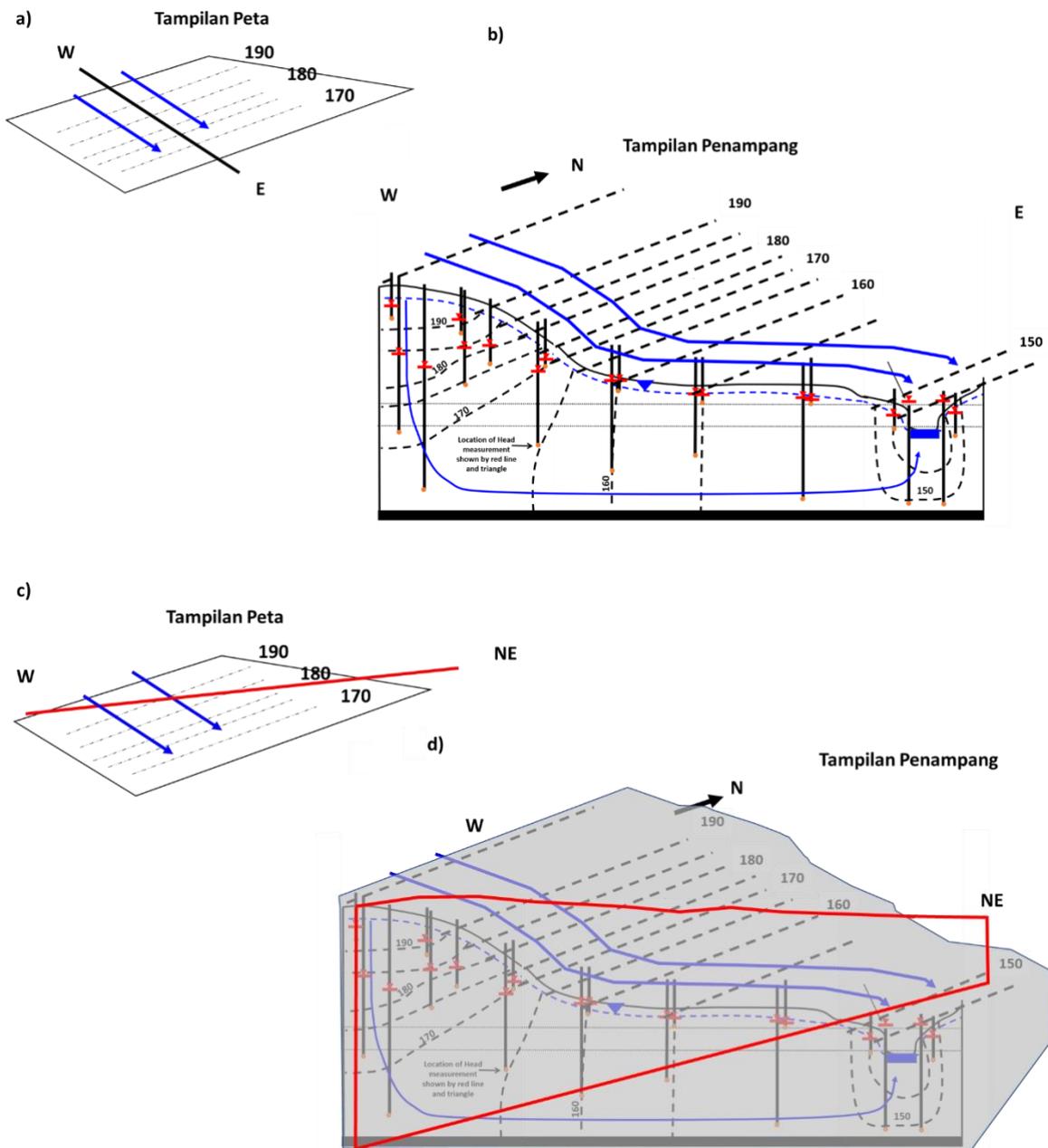
Peta permukaan potensiometri juga digunakan untuk mewakili aliran dalam akuifer tertekan. Dalam sistem tertekan, akuifer dibatasi oleh lapisan pembatas dan memiliki konduktivitas hidrolik yang jauh lebih tinggi dibandingkan lapisan pembatas, sehingga aliran mendekati horizontal terjadi di sebagian besar sistem (garis ekuipotensial

vertikal) ketika akuifer tertekan berbentuk lapisan horizontal. Ketika akuifer tertekan menekuk, alirannya hampir sejajar dengan batas akuifer. Pengecualian untuk aliran yang sejajar dengan batas akuifer pada akuifer tertekan terjadi pada daerah imbuhan dan pelepasan dimana terdapat gradien vertikal seperti yang terjadi pada sistem tak tertekan (Gambar 79). Ketika membuat peta potensiometri untuk akuifer tertekan, umumnya tepat untuk mengecualikan data tinggi dari sumur yang lebih dalam yang terletak di daerah imbuhan dan pelepasan sehingga garis aliran akan mewakili aliran yang sejajar dengan batas akuifer. Kadang-kadang berguna untuk merepresentasikan area yang mengandung gradien vertikal dengan mengarsir area pada peta potensiometri dan memberi label pada area tersebut sebagai area di mana gradiennya mengarah ke atas atau ke bawah.



**Gambar 79** - Skema penampang aliran dalam akuifer tertekan yang mengalir ke danau yang dalam. Kondisi formasi diasumsikan isotropik dan homogen. Garis aliran berupa panah berwarna biru dan garis ekuipotensial berupa garis putus-putus berwarna hitam. Ketinggian air pada pasangan sumur yang menembus ke kedalaman berbeda pada akuifer tertekan adalah sama di mana aliran pada dasarnya horizontal. Gradien ke atas terjadi di area pelepasan.

Konstruksi jaring aliran yang mewakili pandangan penampang melintang bergantung pada data sumur pantau dari sumur yang disaring pada berbagai kedalaman (Gambar 78 dan Gambar 79). Jaring aliran berpenampang melintang dibangun sebagai bagian berskala tanpa berlebihan secara vertikal pada arah aliran (Gambar 80). Saluran tersebut harus dibuat searah dengan aliran air tanah pada tampilan peta (bagian barat daya pada Gambar 80a dan b) sehingga alirannya sejajar dengan bidang gambar. Hal ini memastikan garis aliran bermakna karena tidak ada aliran masuk atau keluar dari bidang gambar. Jika penampang dibuat pada sudut tertentu selain sejajar dengan aliran air tanah, maka penampang tersebut tidak akan mewakili kondisi aliran vertikal sepanjang jalur aliran meskipun distribusi tinggi vertikal dapat diplot pada bagian tersebut (misalnya, bagian Barat Laut pada Gambar 80c dan d).



**Gambar 80** - Representasi skema penggambaran penampang hidrogeologi yang sejajar dengan aliran air tanah di suatu wilayah. Garis ekuipotensial ditampilkan sebagai garis hitam putus-putus, sumur pantau berbentuk garis hitam pekat vertikal dengan garis merah horizontal mewakili ketinggian air yang tercatat di dalam sumur. Garis hitam dan abu-abu mewakili material tanah dengan konduktivitas hidrolik lebih rendah. a) Sisipan peta arah aliran air tanah secara umum (panah biru) dan letak penampang B-T. b) Penampang melintang sejajar dengan aliran air tanah seperti yang ditunjukkan pada tampilan peta. Garis ekuipotensial dan garis aliran merepresentasikan kondisi pada dimensi vertikal. c) Sisipan peta arah aliran air tanah secara umum (panah biru) dan letak penampang B-TL diplot agar tidak sejajar dengan aliran air tanah. d) Bingkai berwarna merah menunjukkan lokasi penampang relatif terhadap arah aliran air tanah. Jika tinggi vertikal diplot pada penampang melintang ini dan arah aliran diinterpretasikan, aliran tidak akan mempunyai hubungan dengan aliran vertikal dalam arah aliran air tanah.

Data tinggi yang digunakan untuk pembuatan peta potensiometri dan penampang perlu disertai dengan informasi berikut untuk memastikan data tersebut mewakili akuifer atau penampang materail bumi yang sesuai:

- penyelesaian sumur, termasuk kedalaman dan luasan selubung yang terbuka terhadap akuifer;
- jenis dan konfigurasi akuifer dan akuitard yang ditembus; dan,
- lokasi daerah imbuhan/pelepasan serta daerah pemompaan air tanah yang dapat menimbulkan kemiringan vertikal.

### **Merepresentasikan Keadaan Tunak dan Kondisi Transien**

Keadaan tunak diwakili oleh data yang dikumpulkan selama periode waktu ketika tinggi dan gradien tidak berubah. Di lokasi yang lebih kecil, seorang ahli hidrogeologi (atau sekelompok orang) melakukan semua pengukuran tinggi pada hari yang sama. Jika wilayah studi lebih luas, data dapat dikumpulkan dalam minggu yang sama, atau periode waktu singkat lainnya. Kumpulan data tersebut kemudian direpresentasikan sebagai cuplikan waktu ketika kondisinya konstan (misalnya, 15 Maret 2020; atau Maret 2019 hingga Mei 2019, ketinggian air rata-rata). Jika data dikumpulkan selama periode ketika muka air tanah atau permukaan potensiometri berubah secara konsisten (misalnya, penurunan 2 cm per hari) maka kumpulan data tersebut perlu dikoreksi untuk perubahan ini (dengan menghasilkan nilai pembanding dalam waktu singkat periode yang disesuaikan dengan satu hari atau minggu), atau analisis error harus dihasilkan. Seringkali, hidrograf sumur yang mencerminkan perubahan ketinggian air tanah dari waktu ke waktu dicatat selama periode pengumpulan data dan dapat dijadikan acuan untuk penyesuaian data atau analisis error. Dalam studi regional yang besar, di mana perubahan tinggi dalam arah gradien ke bawah sangat besar, error tinggi transien mungkin tidak berdampak pada interpretasi arah aliran dan fluks karena perubahannya kecil (beberapa sentimeter) dibandingkan dengan variasi spasial dalam tinggi (meter).

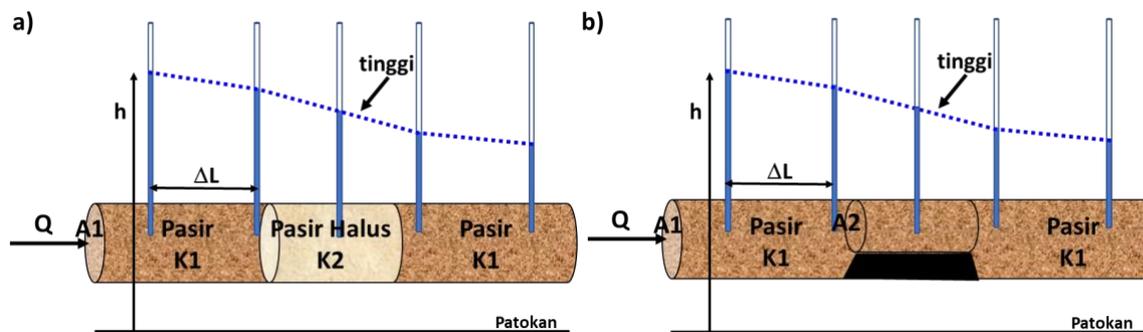
Jika sistem berubah secara tidak teratur (misalnya, gundukan atau cekungan air tanah lokal bertambah atau menyusut) hanya kesimpulan paling umum yang dapat dibuat dengan menggunakan asumsi keadaan tunak. Dalam kasus seperti ini, analisis transien harus dilakukan.

Representasi transien dari perubahan distribusi tinggi dan jalur aliran paling sering direpresentasikan sebagai rangkaian waktu atau "snapshot" distribusi tinggi pada peta dan penampang (misalnya, peta potensiometri untuk setiap bulan; atau periode ketinggian air terendah dan tertinggi). Kumpulan dan representasi data ini menggambarkan dinamika sistem dengan mendokumentasikan waktu dan besarnya perubahan. Ketika perubahan tinggi dari waktu ke waktu kecil, mungkin tepat untuk menggeneralisasi sistem sebagai keadaan tunak. Namun, ketika nilai berubah secara signifikan seiring berjalannya waktu, kondisi transien harus disajikan.

### **Pengaruh Variasi Konduktivitas Hidrolik dan Luas Penampang terhadap Distribusi Tinggi dan Pola Aliran**

Seperti dibahas pada Bagian 4, konstruksi peta potensiometri dan penampang memungkinkan interpretasi arah aliran air tanah. Gradien yang diamati pada peta dan penampang melintang dapat dianalisis untuk menjelaskan: variasi ketebalan akuifer dan

distribusi konduktivitas hidrolik; lokasi daerah imbuhan dan pelepasan; dan penambahan atau kehilangan air sepanjang jalur aliran. Dampak dari kondisi ini terhadap gradien hidrolik sepanjang jalur aliran satu dimensi diilustrasikan pada Gambar 81.

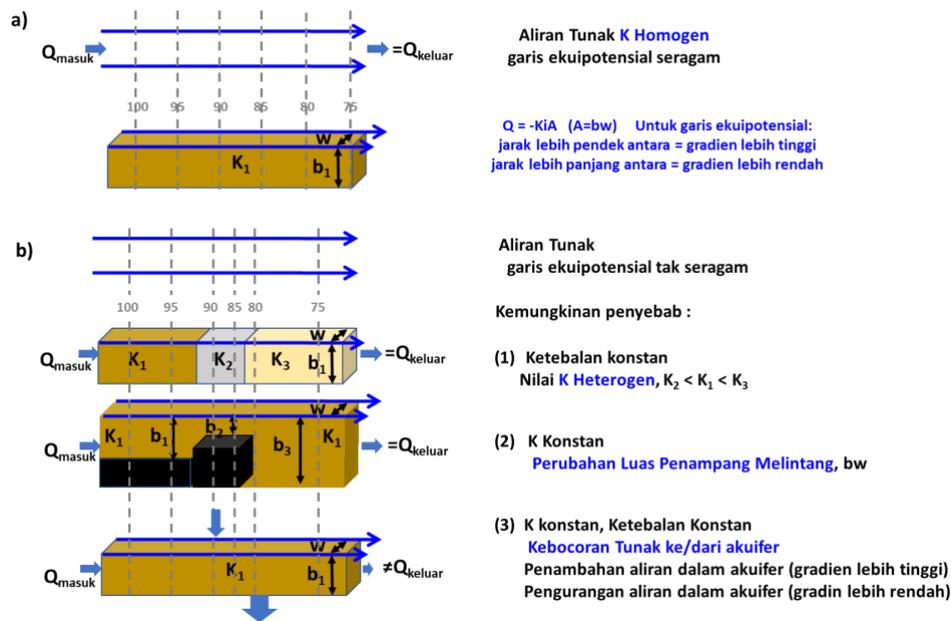


**Gambar 81** - Pengaruh perubahan  $K$  dan  $A$  terhadap distribusi tinggi/gradien sepanjang jalur aliran.  $Q$  bernilai konstan dalam ruang dan waktu karena alirannya dalam keadaan tunak. Gradien dihitung antara piezometer sebagai  $\Delta h/\Delta L$ . a) Pengaruh masuk dan keluarnya air tanah pada zona konduktivitas hidrolik yang lebih rendah. Untuk mempertahankan debit  $Q$  yang sama, gradien harus lebih tinggi melalui zona  $K$  yang lebih rendah (menurut Cohen dan Cherry, 2020). b) Pengaruh air tanah yang bertemu dengan luas penampang lebih kecil,  $A_2$ . Zona hitam impermeabel ( $K = 0$ ). Gradien meningkat untuk mempertahankan debit konstan.

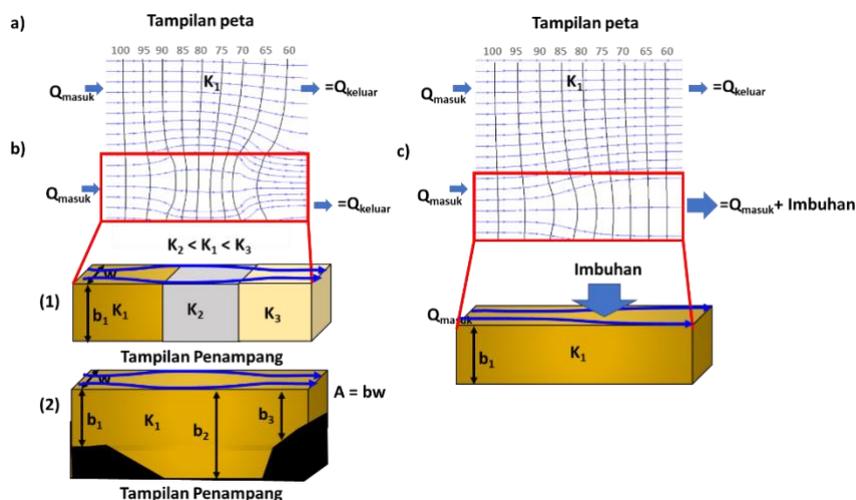
Konsep serupa dapat diilustrasikan dalam dua dimensi. Untuk memulai proses berpikir, bayangkan distribusi tinggi keadaan tunak dalam akuifer isotropik dan homogen dengan ketebalan konstan. Gradien dalam ruang akan konstan dan garis-garis ekuipotensial akan berjarak sama (Gambar 82a). Jika jarak garis ekuipotensial tidak sama, (misalnya, gradien berubah dalam ruang) ada alasan yang mendasarinya (seperti yang ditunjukkan oleh hukum Darcy). Perubahan gradien ini dapat disebabkan oleh perubahan konduktivitas hidrolik (Gambar 82b(1)) dan/atau luas penampang (Gambar 82b(2)), atau karena air yang memasuki akuifer sebagai imbuhan atau kebocoran dari zona bawah/di atasnya (Gambar 82b(3)).

Ketika garis aliran paralel bertemu dan menyimpang, sekali lagi hubungan yang ditentukan oleh hukum Darcy dapat digunakan untuk membuat hipotesis kemungkinan kondisi bawah permukaan. Perubahan lebar antar garis aliran dapat mencerminkan perubahan konduktivitas hidrolik, luas penampang, dan/atau peningkatan atau penurunan debit dalam tabung aliran akibat imbuhan atau kebocoran ke/dari formasi yang berdekatan (Gambar 83).

Perubahan gradien juga dapat disebabkan oleh peningkatan aliran air ke dalam sistem air tanah di beberapa daerah (misalnya imbuhan), dan penurunan aliran melalui debit, pemompaan sumur, atau evapotranspirasi air tanah langsung (Gambar 82b(3) dan Gambar 83c).



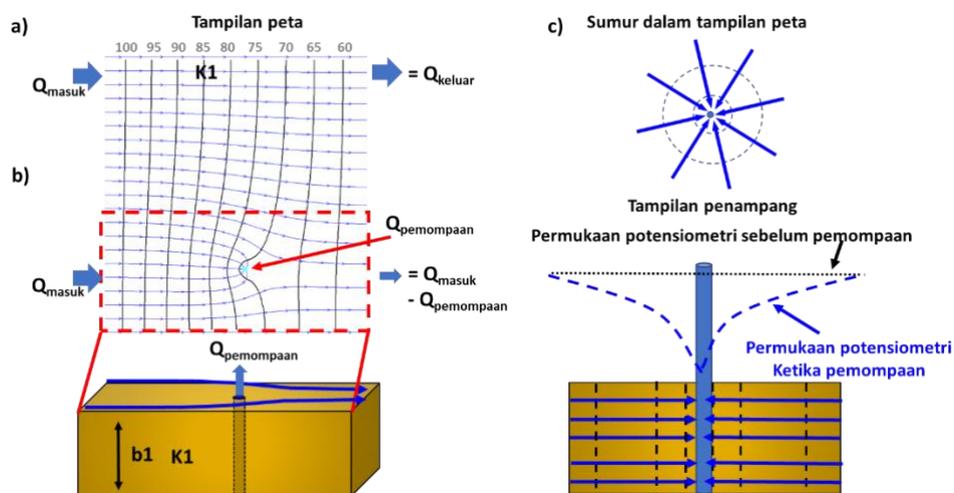
**Gambar 82** - Faktor-faktor yang memengaruhi jarak garis ekuipotensial ketika pengukuran tinggi dibuat konturnya untuk sistem keadaan tunak. Garis ekuipotensial berupa garis putus-putus berwarna abu-abu dan garis aliran berupa panah biru. a) Garis-garis ekuipotensial mempunyai jarak yang sama dan jarak garis aliran konstan. Jika laju aliran volumetrik dan luas aliran konstan maka konduktivitas hidrolik,  $K_1$ , konstan. b) Jarak garis ekuipotensial tidak merata yang menunjukkan adanya perubahan gradien sepanjang tabung aliran. Perubahan yang diamati dapat disebabkan oleh (1) variasi konduktivitas hidrolik, (2) perubahan luas penampang, (3) aliran air masuk atau keluar, atau kombinasi dari 1, 2, dan 3.



**Gambar 83** - Faktor-faktor yang memengaruhi jarak garis aliran dan garis ekuipotensial ketika pengukuran tinggi dibuat konturnya. Garis ekuipotensial berupa garis putus-putus berwarna abu-abu dan garis aliran berupa panah biru. a) Jarak garis ekuipotensial seragam dan jarak antar garis aliran konstan dalam kondisi homogen. b) Jarak antar garis aliran yang tidak teratur dapat disebabkan oleh (1) perubahan konduktivitas hidrolik [jarak yang lebih besar untuk  $K_2$ , yang lebih rendah, jarak yang lebih kecil untuk  $K_3$ ] yang lebih tinggi] dan/atau (2) perubahan luas aliran,  $A = bw$ , [jarak yang lebih besar untuk  $b_2$ , yang lebih besar, jarak yang lebih kecil untuk  $b_3$  yang lebih kecil]; dan/atau, c) penambahan atau pengurangan air yang mengalir pada akuifer dalam keadaan tunak.

Penambahan imbuhan tetap sepanjang jalur aliran mengakibatkan kemiringan gradien dan/atau pelebaran tabung aliran. Kebocoran air dalam keadaan tunak dari akuifer ke, misalnya, akuifer di bawahnya mengakibatkan penurunan gradien dan/atau

penyempitan tabung aliran. Ketika air diambil dari sumur dengan laju pemompaan yang stabil dalam jangka waktu yang lama, tinggi akuifer turun dalam bentuk kerucut yang melengkung dan imbuhan ditangkap di area sekitar sumur pemompaan (Gambar 84). Hal ini menyebabkan air mengalir menuju sumur untuk menopang laju keluarnya air dari pompa. Perubahan tinggi pada potensiometri atau permukaan muka air tanah disebut sebagai kerucut depresi medan tinggi (atau kerucut penarikan). Kerucut depresi tumbuh seiring berjalannya waktu ketika air dilepaskan dari penyimpanan di akuifer dan pada akhirnya laju penarikan diimbangi oleh aliran masuk dalam bentuk kebocoran dari akuifer di atas/bawah, penangkapan air imbuhan permukaan, dan/atau aliran masuk dari (atau penurunan aliran keluar ke) badan air permukaan seperti danau atau sungai.



**Gambar 84** - Pemompaan sumur memengaruhi jarak garis ekuipotensial dan jarak yang sesuai antara garis aliran ketika pengukuran tinggi dibuat konturnya. a) Kondisi awal dalam kondisi isotropik dan homogen. b) Perubahan garis ekuipotensial dan garis aliran akibat pemompaan dalam keadaan tunak dalam jangka waktu lama. Garis aliran semakin rapat karena air yang mengalir ke sumur tertampung sehingga semakin sedikit air yang mengalir melalui akuifer yang menurunkan kemiringan sumur. Representasi ini mengasumsikan penangkapan aliran air tanah yang meningkat cukup untuk menyamai laju pemompaan pada keadaan tunak. c) Model konseptual tentang bagaimana pemompaan mengurangi tinggi di sekitar sumur ketika air mengalir menuju sumur. Tinggi berkurang mendekati lokasi menuju sumur.

#### 8.4.2 Menyatukan Konsep

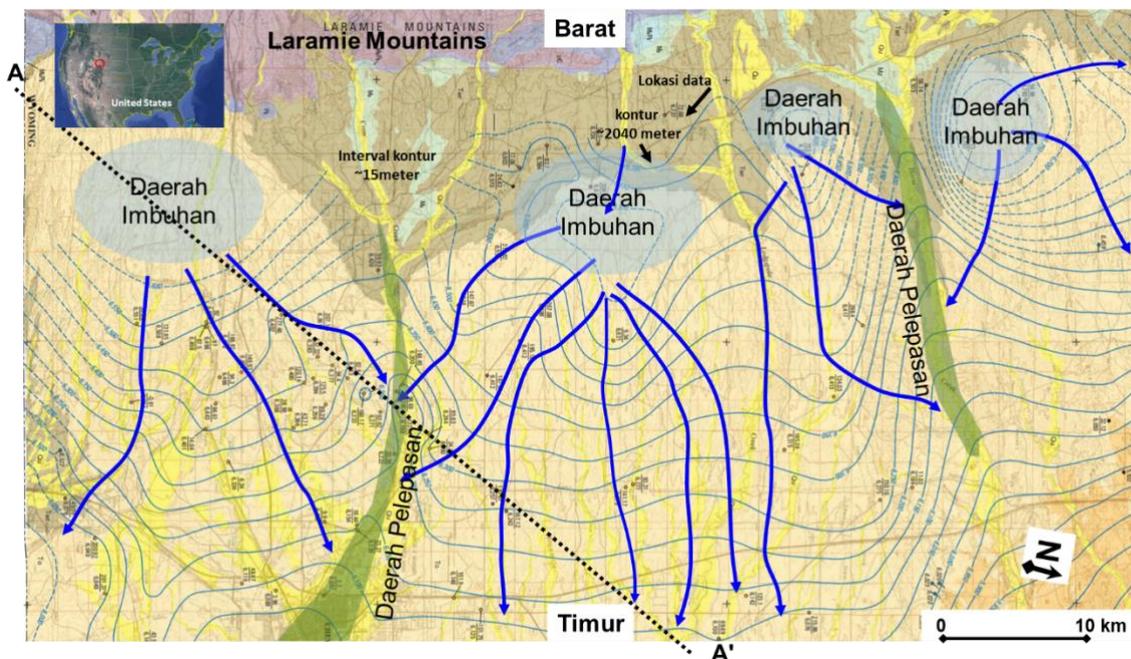
Jaring aliran dibuat dari data tinggi yang dikumpulkan di lapangan. Data tinggi harus mewakili aliran yang hampir horizontal dalam tampilan peta, atau jalur aliran dalam penampang melintang. Selain data ketinggian, jenis, ketebalan dan komposisi akuifer termasuk perkiraan konduktivitas hidrolis juga dikumpulkan sebagai bagian dari penyelidikan hidrogeologi. Data ini dipadukan dengan jaring aliran untuk menafsirkan penyebab perubahan gradien dan jalur aliran yang diamati sehingga menghasilkan wawasan berharga tentang sifat sistem aliran air tanah.

## 8.5 Contoh Sistem Aliran

Tiga peta potensiometri air tanah disajikan pada bagian ini untuk mengilustrasikan prinsip dasar pembuatan garis aliran air tanah berdasarkan kontur tinggi dan interpretasi faktor-faktor yang mempengaruhi konfigurasi tinggi air tanah.

### 8.5.1 Akuifer Dataran Tinggi di Wyoming, AS

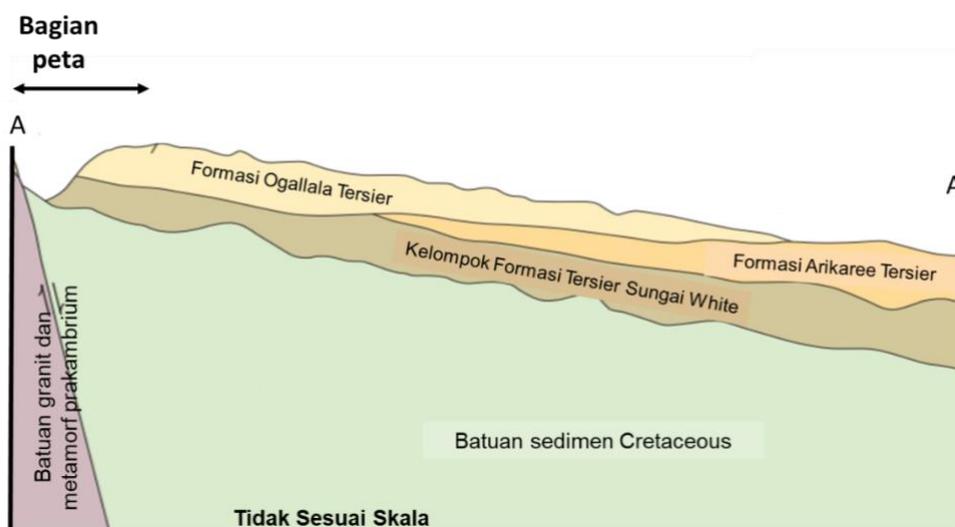
Peta potensiometri sebagian Akuifer Dataran Tinggi di Wyoming, AS ditunjukkan pada Gambar 85. Air tanah diperoleh dari sedimen tak terkonsolidasi dan terkonsolidasi Formasi Ogallala, Formasi Arikaree, dan Gugus Sungai Putih yang didasari oleh batuan sedimen Cretaceous dengan permeabilitas rendah (Bartos dan Hallberg, 2011). Formasi ini muncul di sebelah timur Pegunungan Laramie di bagian barat wilayah yang ditunjukkan. Formasi miring ke arah timur membentuk Akuifer Dataran Tinggi regional utama yang ditemukan di sebagian Colorado, Kansas, Nebraska, New Mexico, Oklahoma, South Dakota, Texas, dan Wyoming.



**Gambar 85** - Peta potensiometri sebagian Akuifer Dataran Tinggi yang terletak di Laramie County, Wyoming, AS. Garis ekuipotensial (garis tipis biru-hijau) mewakili kondisi dari bulan Maret hingga Juni 2009. Area imbuhan diberi warna biru muda. Area pelepasan lokal yang berhubungan dengan sungai diberi warna hijau muda. Garis aliran (panah biru tebal) dibuat dengan asumsi kondisi isotropik dan homogen. Perkiraan letak penampang A – A' yang ditunjukkan pada Gambar 86 ditunjukkan dengan garis putus-putus. Peta ini hanya mencakup sebagian kecil dari penampang yang ditunjukkan pada Gambar 86 yang memanjang jauh ke arah timur laut (dimodifikasi dari Bartos dan Hallberg, 2011).

Formasi tersebut dianggap terhubung secara hidrolis dan ketinggian air dari sumur yang menembus formasi ini antara bulan Maret dan Juni 2009 digunakan untuk membuat peta ekuipotensial umum. Garis aliran dibuat dengan asumsi bahwa aliran berperilaku seolah-olah konduktivitas hidrolis bersifat isotropik dan homogen. Daerah imbuhan disimpulkan dari permukaan ekuipotensial dan diberi label dan diarsir dengan warna biru

muda. Ini adalah area dengan hulu tertinggi dan garis aliran yang menyimpang dengan air yang mengalir ke berbagai arah menjauhi area singkapan tinggi ini. Sistem aliran lokal mengalir ke aliran lokal (berlabel dan diberi warna hijau muda) di mana garis aliran bertemu. Aliran air tanah regional secara umum berada di sebelah timur (bagian bawah peta). Penting untuk membaca dengan teliti jarak garis ekuipotensial dan bentuk garis aliran dan mempertimbangkannya berdasarkan informasi yang disajikan pada Gambar 82, Gambar 83, dan Gambar 84. Skema bagian geologi sepanjang garis putus-putus A – A' pada Gambar 85 ditampilkan seperti Gambar 86.

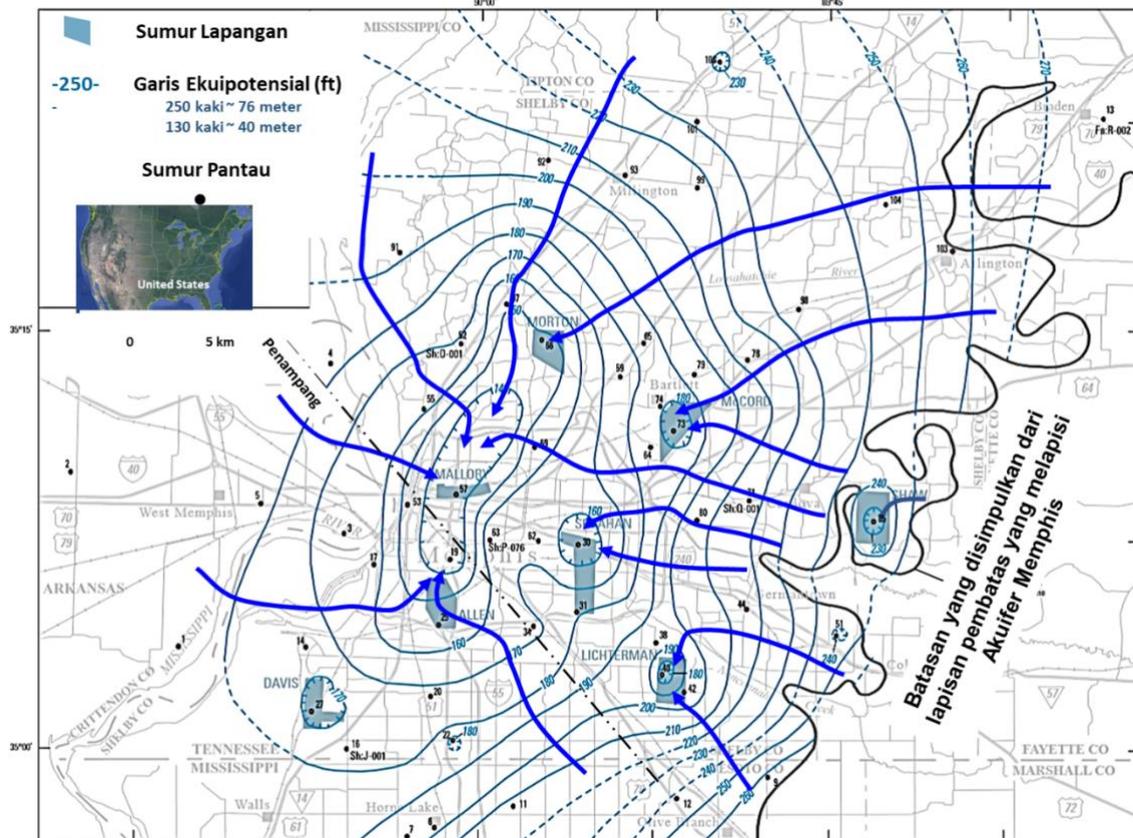


**Gambar 86** - Skema penampang barat daya ke timur laut Akuifer Dataran Tinggi sepanjang A – A' dari Gambar 85 yang membentang sepanjang 200 km. Porsi dari bagian yang diwakili oleh peta pada Gambar 85 ditunjukkan (dimodifikasi oleh Bartos dan Hallberg, 2011; dari Denson dan Bergebdahl, 1961).

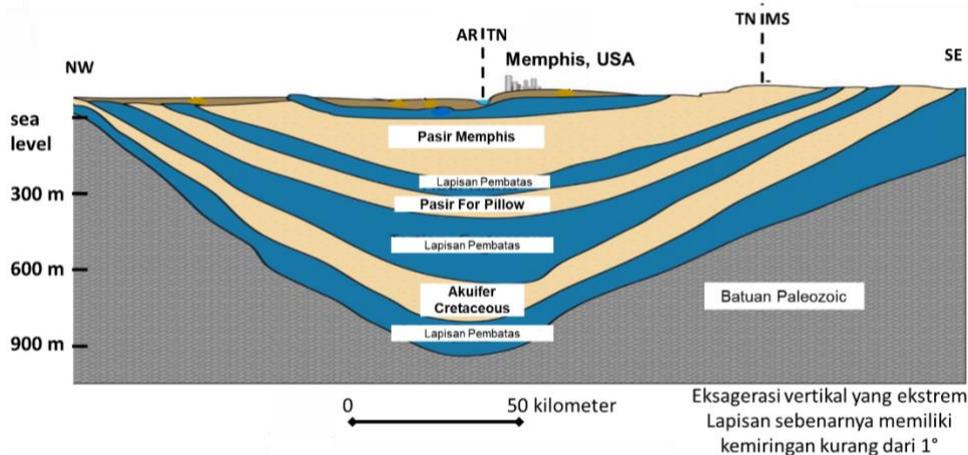
### 8.5.2 Akuifer Pasir Memphis, Memphis Tennessee, AS

Peta kontur data tinggi akuifer Pasir Memphis yang mewakili kondisi umum pada bulan September-November 2010 disajikan dalam Gambar 87 (Kingsbury, 2018). Akuifer ini dibatasi dan dipisahkan dari permukaan air tanah oleh sistem aluvial berupa lempung dan sedimen berbutir halus. Akuifer memasok 100% air ke kota Memphis, TN, AS. Di wilayah yang ditunjukkan, ketebalan akuifer bervariasi dari sekitar 200 m di timur hingga lebih dari 250 m di barat. Sebelum dipompa, aliran air tanah mengalir dari timur menuju Sungai Mississippi di batas barat peta. Permukaan potensiometri dan garis aliran menunjukkan pengaruh pemompaan jangka panjang terhadap sistem aliran akuifer tertekan. Pemompaan telah menurunkan head tinggi keseluruhan dan membentuk titik terendah yang tertutup di area sekitar sumur (area yang ternaungi dan kontur yang diarsir). Pemompaan tersebut menangkap aliran air tanah yang datang dari timur dan mengambil air dari Sungai Mississippi dan akuifer bagian barat. Garis aliran air tanah ditarik dengan asumsi kondisi isotropik dan homogen. Garis aliran menyatu dan gradiennya meningkat ketika mendekati pusat pemompaan. Sejak tahun 2010, permukaan air meningkat di beberapa daerah sebagai respons terhadap sedikit penurunan permintaan air (Kingsbury,

2018). Hal ini dapat dilihat dengan membandingkan peta potensimetri tahun 1995 yang disajikan pada Gambar 65 dengan Gambar 87. Penampang cekungan sepanjang garis yang ditunjukkan pada kuadran barat daya Gambar 87 ditunjukkan pada Gambar 88.



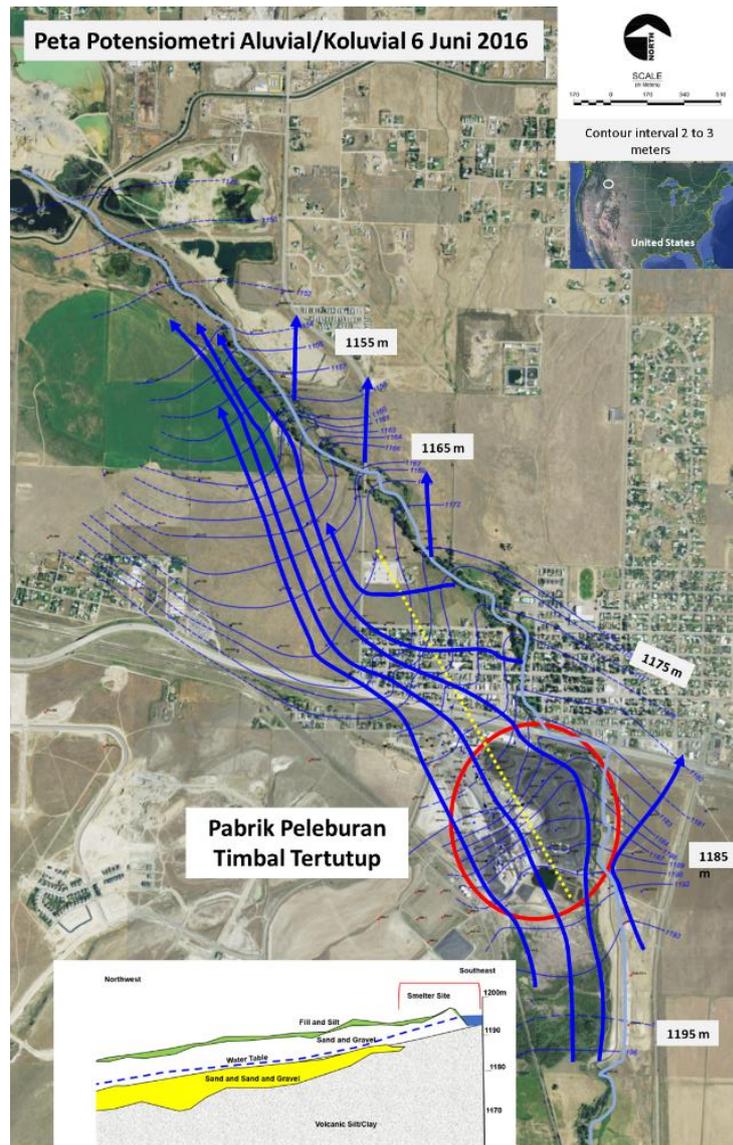
**Gambar 87** - Permukaan potensimetri berdasarkan data ketinggian air September hingga November 2010 untuk Akuifer Pasir Memphis yang terletak di bawah Memphis, Tennessee, AS. Garis ekuipotensial berwarna hijau solid dan putus-putus jika disimpulkan. Kontur yang ditetaskan menunjukkan area tertekan pada permukaan potensimetri yang terkait dengan pusat pemompaan yang telah beroperasi dalam jangka waktu lama. Garis lengkung hitam pekat di bagian timur kawasan melambangkan lokasi peralihan dari kondisi tak tertekan di timur ke kondisi tertekan di barat. Garis aliran adalah panah biru. Pemompaan telah menangkap air tanah yang mengalir melalui area tersebut ketika garis aliran bertemu di lokasi sumur (dimodifikasi dari Kingsbury, 2018).



**Gambar 88** - Skema penampang akuifer dan lapisan pembatas di wilayah Memphis. Garis putus-putus vertikal pada permukaan penampang mewakili di mana ia melintasi perbatasan negara bagian (AR Arkansas, TN Tennessee, dan MS Mississippi). Perkiraan posisi lokasi penampang barat laut-tenggara ditunjukkan pada Gambar 87 sebagai garis putus-putus (dimodifikasi dari Taylor dan Alley, 2001; Kingsbury, 1996 dan 2018).

### 8.5.3 Akuifer Tak Tertekan di East Helena, Montana, AS

Kondisi air tanah pada sistem akuifer tak tertekan di East Helena, Montana, Amerika Serikat ditunjukkan pada Gambar 89. Bagian selatan wilayah ini ditutupi oleh pabrik peleburan timbal yang beroperasi antara tahun 1888 dan 2001. Akuifer tersebut terdiri dari pasir dan campuran pasir dan kerikil yang melandai dari dataran tinggi di selatan menuju Lembah Helena di utara. Letak penampang melintang ditunjukkan dengan garis putus-putus berwarna kuning pada Gambar 89. Akuifer dekat permukaan terkontaminasi arsen dan selenium yang berasal dari lokasi smelter. Sistem aliran air tanah telah memindahkan gumpalan kontaminan ke arah barat laut lokasi smelter. Plume selenium terlarut berasal dari lokasi smelter dan memanjang sekitar 5 km ke arah barat laut searah dengan aliran air tanah. Sebuah aliran sungai (garis biru muda) yang mengalir ke utara melewati situs tersebut. Sungai ini kehilangan aliran air ke sistem air tanah dangkal. Aliran air infiltrasi ini mempengaruhi jalur aliran air tanah yang memaksanya ke arah barat laut. Tabung aliran yang berasal dari lokasi smelter menyempit ke utara seiring dengan menebalnya akuifer dan aliran air mengisi ulang sistem.



**Gambar 89** - Kondisi air tanah tak tertekan di sekitar pabrik peleburan timbal tertutup (lingkaran merah) East Helena, Montana, AS. Wilayah tersebut dilatarbelakangi oleh akuifer pasir dangkal dan pasir dan kerikil seperti terlihat pada penampang melintang pada peta dengan garis putus-putus berwarna kuning. Aliran air tanah dari tenggara ke barat laut melalui lokasi industri. Garis ekuipotensial (garis biru tipis) yang awalnya diberi label kaki, diubah menjadi meter dan mewakili ketinggian air pada bulan Juni 2016. Garis aliran (panah biru) dibuat dengan asumsi kondisi isotropik dan homogen. Aliran sungai (garis biru muda) yang mengalir ke utara kehilangan air ke akuifer dan imbuhan ini memaksa aliran air tanah dari lokasi smelter ke barat laut (dengan izin, dimodifikasi dari Hydrometrics, Inc., 2017).

#### 8.5.4 Ringkasan Contoh Sistem Aliran

Pada masing-masing contoh ini, data tinggi dikumpulkan dan dikontur untuk membuat peta potensimetri atau muka air tanah yang mewakili kondisi aliran horizontal. Garis aliran dibangun dengan asumsi kondisi isotropik lokal dan homogen. Evaluasi garis aliran memberikan peluang untuk mengembangkan pemahaman tentang kondisi lokasi. Apabila data lapangan yang menunjukkan ketebalan akuifer dan distribusi konduktivitas hidrolik tersedia, maka pengamatan gabungan terhadap perubahan gradien hidrolik dan jarak garis aliran dengan prinsip-prinsip yang tercantum dalam hukum Darcy dapat mengungkap informasi tambahan tentang sistem aliran air tanah. Membangun dan

menganalisis jaring aliran memungkinkan para ilmuwan air tanah untuk menyelidiki bagaimana kondisi batas mempengaruhi aliran air tanah, memberikan landasan untuk mengembangkan model konseptual sistem air tanah. Analisis aliran air tanah mencakup seluruh aspek kondisi fisik dan hidrolik seperti yang dijelaskan dalam buku ini. Bagian ini dimaksudkan sebagai gambaran umum untuk memperkenalkan konsep dasar yang diterapkan selama interpretasi aliran air tanah.

## 9 Kesimpulan

Buku ini menyajikan prinsip-prinsip dan konsep-konsep yang menjadi landasan fisik ilmu air tanah dan mendasari informasi dalam buku-buku [Groundwater Project lainnya](#)<sup>↗</sup>. Istilah-istilah dasar dan alat-alat yang digunakan untuk menggambarkan sifat hidrogeologi material bumi, menghitung arah aliran air tanah, laju, fluks dan kecepatan disajikan. Deskripsi matematis umum yang mengatur aliran air tanah dalam kondisi aliran standar dan penggunaannya dalam menggambarkan sistem air tanah telah diuraikan. Informasi ini menjadi landasan untuk studi lebih lanjut tentang air tanah.

Salah satu konsep penting yang dapat diambil dari buku ini adalah hubungan yang dijelaskan oleh hukum Darcy: bahwa debit air tanah berbanding lurus dengan konduktivitas hidrolik, gradien hidrolik dan luas penampang tegak lurus terhadap arah aliran. Peningkatan salah satu nilai parameter tersebut akan meningkatkan debit air tanah. Ketika dihadapkan pada kendala ketika mencoba menyelesaikan analisis hidrogeologi, ada baiknya kita kembali ke dasar hukum Darcy,  $Q = -KiA$ . Biasanya hal ini mengingatkan peneliti tentang bagaimana konsep dasar hidrogeologi dapat diterapkan dan mengarah pada solusi.

Konsep penting lainnya adalah bahwa sistem aliran dikendalikan oleh sifat-sifat akuifer dan kondisi batas, serta lokasi dan besaran sumber dan pelepasan. Ketika menghadapi tantangan dalam mengkonsep sistem, akan berguna jika membuat sketsa kartun yang menggambarkan di mana air masuk ke sistem dan di mana keluarnya; dan menyusun neraca air untuk mengevaluasi apakah komponen sistem sudah cukup diketahui. Jawab pertanyaan : Dari mana air itu berasal dan kapan keluarnya? Bayangkan bagaimana Anda dapat merepresentasikan sistem lapangan di meja Anda sebagai versi miniatur dalam kotak pasir dengan isi ulang yang ditaburkan di permukaan dan tangki yang mewakili badan air di mana air masuk dan keluar. Penyederhanaan seperti itu dapat membantu Anda fokus pada aspek terpenting dari sistem sehingga dapat mengembangkan model konseptual yang lebih baik tentang cara kerja sistem.

Prinsip dan konsep fisika mencakup berbagai subjek. Buku-buku [Groundwater Project](#)<sup>↗</sup> berikutnya mengikuti prinsip-prinsip dan konsep-konsep yang disajikan di sini, dan menyajikan prinsip-prinsip dan konsep-konsep yang lebih jauh dan lebih lanjut.

## 10 Latihan

### Latihan 1

- 1) Sampel tanah berukuran 100 sentimeter kubik ( $\text{cm}^3$ ) mempunyai berat awal 227,1 gram. Dikeringkan dalam oven pada suhu  $105^\circ\text{C}$  hingga berat konstan 222,0 gram. Sampel kemudian dijenuhkan dengan air dan mempunyai berat 236,6 gram. Selanjutnya sampel dibiarkan mengalir secara gravitasi pada lingkungan dengan kelembaban 100% dan ditimbang kembali sebesar 224,4 gram. Dengan asumsi  $1 \text{ cm}^3 \text{ air} = 1 \text{ gram}$  pada  $15,5^\circ\text{C}$ :
- Hitung porositas;
  - Hitung *specific yield*;
  - Hitung retensi spesifik;
  - Evaluasi apakah massa jenis partikel yang dihasilkan masuk akal;
  - Hitung rasio rongga;
  - Hitung kadar kelembaban awal;
  - Hitung derajat kejenuhan awal.

[Klik untuk solusi latihan 1.](#) ↴

### Latihan 2

- 2) Tunjukkan bahwa  $n = \frac{e}{1+e}$  di mana  $n$  adalah porositas dan  $e$  adalah rasio rongga.

[Klik untuk solusi latihan 2.](#) ↴

### Latihan 3

- 3) Urutkan material sedimen dengan nilai terbesar (1) hingga material dengan nilai terkecil (3) untuk konduktivitas hidrolis,  $K$ , *specific yield*,  $S_y$ , dan porositas  $n$ .

	$K$	$S_y$	$n$
Pasir Berlumpur	_____	_____	_____
Tanah liat	_____	_____	_____
Campurkan merata pasir dan kerikil	_____	_____	_____

[Klik untuk solusi latihan 3.](#) ↴

### Latihan 4

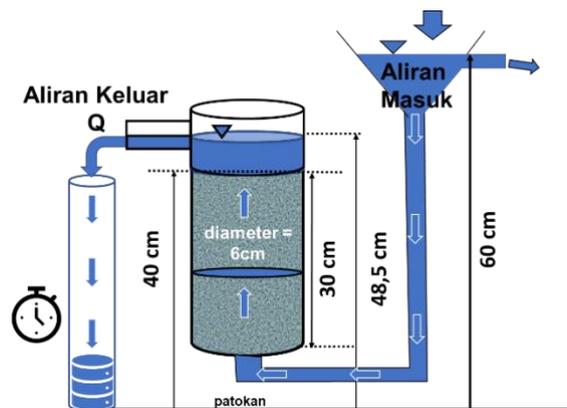
- 4) Akuifer pasir tak tertekan regional dibangun pada tahun 1990. Sebagai akibat dari ekstraksi air, muka air tanah turun sekitar 40 m di area seluas 1 km persegi. Jika

porositasnya 34% dan retensi spesifiknya 12%, berapa banyak air ( $m^3$ ) yang ditarik dari area yang terkena dampak? Bagaimana perbedaan volume ini jika akuifernya berupa pasir tertekan setebal 100 m yang berisi air pada suhu  $8^\circ C$ ?

[Klik untuk solusi latihan 4.](#) ↴

## Latihan 5

- 5) Sebuah pabrik membuang air limbah panas dengan menyuntikkannya ke dalam sumur sedalam 1000 m yang menembus akuifer tertekan. Akuifer batu pasir mengandung air pada suhu  $35^\circ C$ , suhu yang sama dengan air limbah. Regulator ingin perusahaan membuat model seberapa jauh air yang terkontaminasi akan mengalir di akuifer selama periode 10 tahun. Nilai konduktivitas hidrolis sedikit diketahui. Mereka mengharuskan perusahaan untuk membuat inti bagian dari akuifer tertekan setebal 50 m dan menentukan nilai konduktivitas hidrolis yang representatif. Sebagian inti ditempatkan dalam permeameter tinggi konstan seperti diilustrasikan dalam Gambar terlampir.



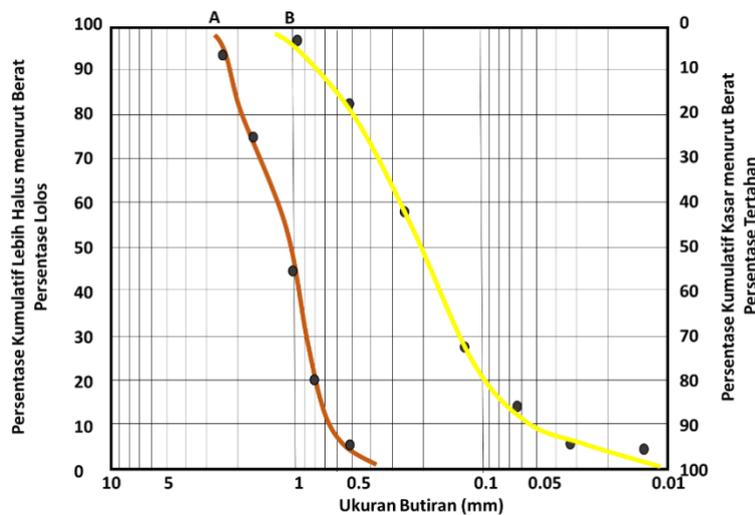
- Jika rata-rata 34,0 ml/menit terkumpul di saluran keluar, berapa  $K$  dalam cm/s?
- Jika percobaan di laboratorium diselesaikan dengan menggunakan air bersuhu  $15^\circ C$ , berapakah permeabilitas intrinsik batu pasir tersebut dalam cm<sup>2</sup>?
- Berapa konduktivitas hidrolis batu pasir jika suhu air  $35^\circ C$  (dalam cm/s)?

[Klik untuk solusi latihan 5.](#) ↴

## Latihan 6

- 6)  $K$  dapat diperkirakan untuk sampel yang tidak dikonsolidasi menggunakan persamaan empiris. Data distribusi ukuran butir untuk Sampel A, pasir kasar dengan porositas 0,26 (garis merah), dan Sampel B, pasir halus dengan porositas 0,3 (garis kuning), disajikan pada grafik terlampir.

- Berdasarkan pemeriksaan grafik, sampel manakah yang kemungkinan mempunyai konduktivitas hidrolis tertinggi? Mengapa?
- Hitung koefisien keseragaman setiap sampel. Bandingkan dan kontraskan hasilnya. Apakah koefisiennya tampak mendukung pengamatan pada bagian a?
- Dengan menggunakan pendekatan Hazen dan metode Slichter, hitung  $K$  dalam cm/s.
- Apakah nilai  $K$  dihitung pada bagian c karakteristik pasir? Apakah kedua metode menghasilkan nilai yang serupa? Kenapa atau kenapa tidak?



[Klik untuk solusi latihan 6.](#) ↴

## Latihan 7

- Penyimpanan dalam akuifer tertekan bergantung pada pemerasan air masuk dan keluar dari kerangka jenuh. Jelaskan pengaruh terhadap tegangan efektif dan tekanan air pori ketika air dipompa ke dalam akuifer tertekan dan tinggi muka air dalam sumur tertutup rapat yang menembus akuifer naik 1 m.

[Klik untuk solusi latihan 7.](#) ↴

## Latihan 8

- Tunjukkan bahwa satuan dari  $S_s$  adalah  $1/L$ .

[Klik untuk solusi latihan 8.](#) ↴

## Latihan 9

- Akuifer tertekan berada di bawah area seluas  $10 \text{ km}^2$ . Ketinggian air rata-rata di sejumlah sumur yang menembus sistem tertekan naik 2,5 m dari bulan April hingga

Juni. Akuifer tak tertekan di atasnya menunjukkan kenaikan muka air tanah rata-rata sebesar 2,5 m dalam periode waktu yang sama.

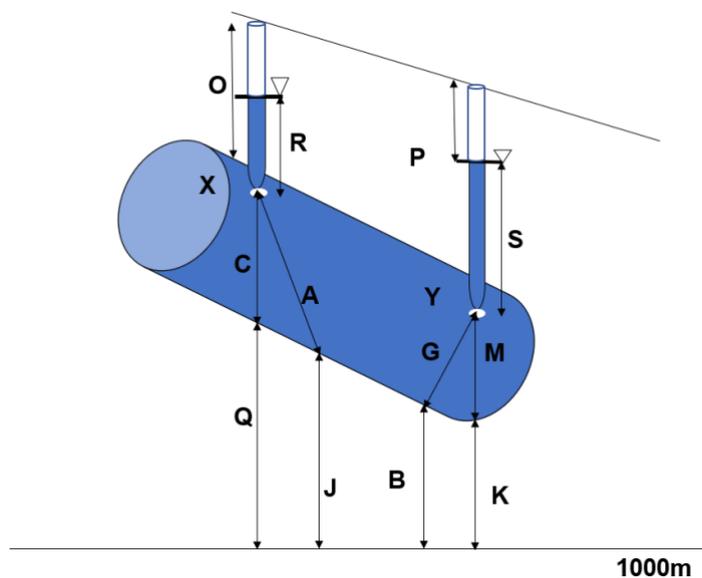
Asumsikan storativitas sistem tertekan adalah  $3,6 \times 10^{-5}$ , dan specific yield 0,12 untuk sistem tak tertekan. Berapa banyak air (dalam m<sup>3</sup>) yang mengimbuhi setiap akuifer berdasarkan respon setiap permukaan potensiometri?

[Klik untuk solusi latihan 9.](#) ↴

## Latihan 10

10) Tinggi hidrolik mengontrol aliran air tanah. Sebuah kolom berisi pasir dibuat seperti terlihat pada Gambar terlampir dengan menggunakan patokan 1000 m. Jika  $O=9$  cm,  $K=5$  cm,  $P=5$  cm,  $S=12$  cm,  $A=12$  cm,  $G=5$  cm,  $R=4$  cm,  $M=4$  cm,  $B=7$  cm,  $J=9$  cm,  $Q=15$  cm,  $C=6$  cm, jawablah soal berhuruf di bawah ini. Untuk menjawab b sampai d tuliskan jawabannya terlebih dahulu sebagai huruf ruas garis yang bersangkutan, lalu sebagai nilai totalnya, misal untuk  $G+M$  tulislah  $5$  cm +  $4$  cm =  $9$  cm.

- Ke arah mana air mengalir?
- Berapa tinggi total pada tanda putih berlabel X relatif terhadap patokan 1000 m?
- Berapakah tinggi elevasi pada tanda putih berlabel Y relatif terhadap patokan 1000 m?
- Berapakah tinggi tekanan pada tanda putih berlabel X?



[Klik untuk solusi latihan 10.](#) ↴

## Latihan 11

11) Tuliskan persamaan yang menggambarkan aliran dua dimensi ( $x$  dan  $y$ ), keadaan tunak pada akuifer anisotropik dan homogen tertekan.

[Klik untuk solusi latihan 11.](#) ↴

## Latihan 12

- 12) Kondisi apa yang diwakili oleh persamaan pengatur berikut? Jelaskan ciri-ciri suku persamaan yang menunjukkan setiap kondisi.

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

[Klik untuk solusi latihan 12.](#) ↴

## Latihan 13

- 13) Gambar dan beri label dengan jelas pada penampang akuifer permukaan air yang berada di atas akuifer tertekan. Beri label pada unit pembatas sebagai akuitard. Tempatkan dua buah sumur pengamatan pada masing-masing akuifer dan tunjukkan tinggi muka air pada masing-masing sumur sehingga aliran air tanah dari kiri ke kanan untuk muka air tanah akuifer dan dari kanan ke kiri untuk akuifer tertekan. Ilustrasi tersebut menunjukkan bahwa kebocoran dari akuifer tertekan mengarah ke atas menuju akuifer tak tertekan. Tunjukkan muka air tanah dan posisi permukaan potensiometri yang sesuai.

[Klik untuk solusi latihan 13.](#) ↴

## Latihan 14

- 14) Sepuluh sumur terletak di lingkungan lembah. Material glasial mendasari permukaan tanah dan akuifer batu pasir terbatas mendasari wilayah tersebut. Semua sumur yang ditunjukkan pada diagram terlampir memanfaatkan akuifer tertekan. DATA: Semua ketinggian air (WL) diukur pada kedalaman di bawah elevasi puncak selubung (TOC). TD adalah total kedalaman sumur di bawah permukaan tanah. Pengukuran tinggi ada di bagian bawah setiap sumur.

**Sumur A** TD 150 m, TOC 1105 m, WL 57 m **Sumur B** TD 160 m, TOC 1100 m, WL 39 m

**Sumur C** TD 170 m, TOC 1108 m, WL 76 m **Sumur D** TD 150 m, TOC 1100 m, WL 59 m

**Sumur E** TD 180 m, TOC 1098 m, WL 67 m **Sumur F** TD 160 m, TOC 1090 m, WL 57 m

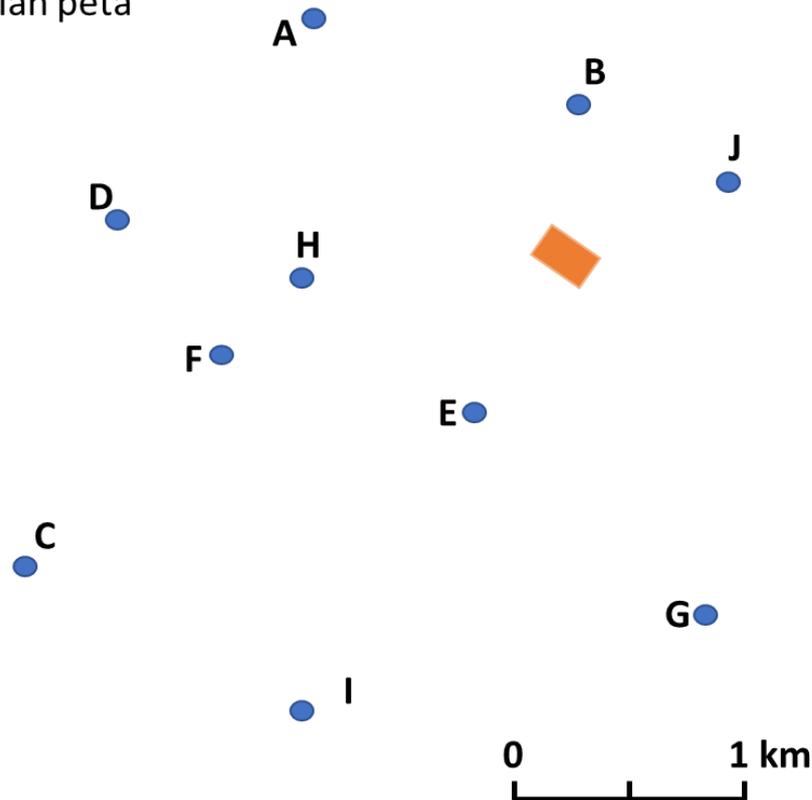
**Sumur G** TD 180 m, TOC 1080 m, WL 53 m **Sumur H** TD 170 m, TOC 1079 m, WL 41 m

**Sumur I** TD 180 m, TOC 1070 m, WL 50 m **Sumur J** TD 170 m, TOC 1100 m, WL 41 m

a) Buat tampilan peta permukaan potensiometri.

b) Jika air akuifer tertekan pada kotak oranye terkontaminasi dengan nitrat terlarut akibat kebocoran air ke bawah dari akuifer tak tertekan di atasnya, apakah sumur pantau lainnya akan terkontaminasi pada kondisi aliran tunak? Buatlah garis ekuipotensial dan garis alir untuk mendukung jawabanmu.

## Tampilan peta

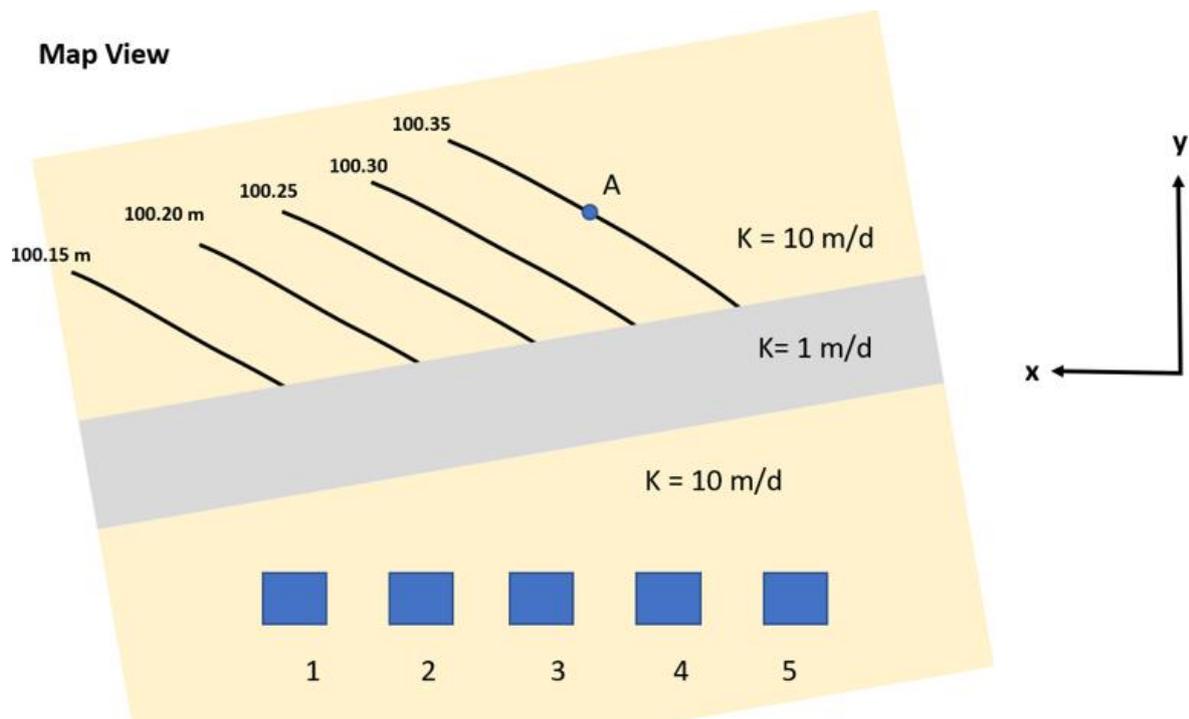


[Klik untuk solusi latihan 14.](#) ↴

## Latihan 15

15) Gambaran peta lokasi lapangan heterogen dan isotropik yang mempunyai sistem akuifer tertekan yang kompleks disajikan pada Gambar terlampir. Jika kontaminan dilepaskan pada A dan setiap zona konduktivitas hidrolis bersifat isotropik dan homogen:

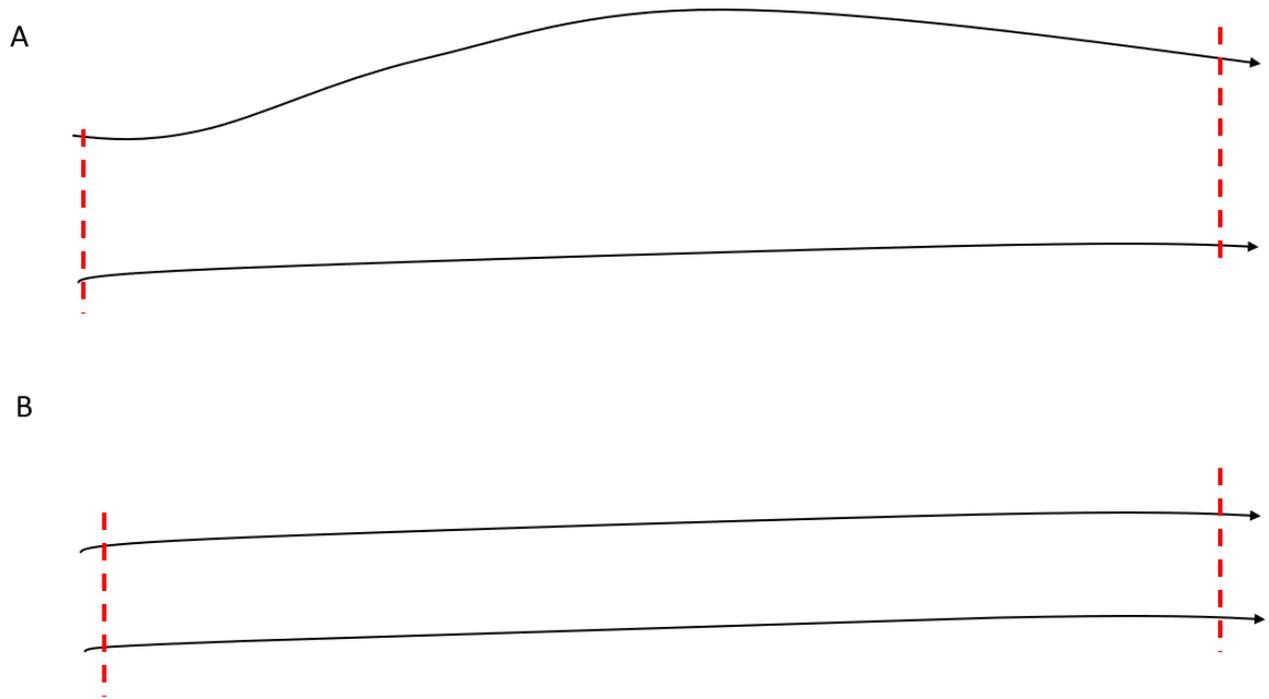
- Petakan garis alur dari A sampai deretan rumah. Apakah sumur di salah satu rumah akan terkena dampaknya?
- Sekarang asumsikan hanya bagian utara akuifer yang bersifat anisotropik  $K_x = 10$  m/d dan  $K_y = 1$  m/d. Mulai dari A, buatlah jalur aliran anisotropik dan tunjukkan rumah mana, jika ada, (persegi panjang biru) yang akan terpengaruh oleh jalur aliran baru ini. Presentasikan konstruksi Anda dan tunjukkan bagaimana Anda menentukan jalur aliran di bagian utara akuifer.



[Klik untuk solusi latihan 15.](#) ↴

## Latihan 16

- 16) Pada Gambar terlampir garis aliran (garis hitam) membentuk dua tabung aliran A dan B. Jika kondisi isotropik dan homogen dan aliran dalam keadaan tunak, buatlah garis ekuipotensial pada kondisi berikut.
- Untuk A, asumsikan ketebalan akuifer dan konduktivitas hidrolik adalah konstan.
  - Untuk B, asumsikan ketebalan akuifer bertambah dari kiri ke kanan sementara kondisi lainnya tetap.



[Klik untuk solusi latihan 16.](#) ↴

## 11 Referensi

- ASTM (American Society for Testing dan Materials), 1991, Annual Book of ASTM Standards. Designation D2434-68: Standard Test Methods for Permeability of Granular Solids (Constant Head), American Society of Testing dan Materials, West Conshohocken, Pennsylvania, USA.
- ASTM (American Society for Testing dan Materials), 2019, Standard Test Methods for Sieve Analysis for Fine dan Coarse Aggregates. American Society of Testing dan Materials, ASTM International.
- Bartos, T.T., dan L.L. Hallberg, 2011, Generalized Potentiometric Surface, Estimated Depth to Water, dan Estimated Saturated Thickness of the High Plains Aquifer System, March-June 2009, Laramie County, Wyoming. United States Geological Survey Wyoming Water Science Center, Cheyenne, Wyoming, USA.
- Bear, J., 1972, Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier, New York, 764 pages.
- Brahana, J.V., dan R.E. Broshears, 2001, Hydrogeology dan Ground-water Flow in the Memphis dan Fort Pillow Aquifers in the Memphis Area, Tennessee. United States Geological Survey Water Resources Investigation Report 89-4131, 56 pages.
- Cedergren, H.R., 1989, Seepage, Drainage dan Flow Nets. John Wiley dan Sons, New York, USA, 465 pages.
- Cohen, A.J.B., dan J.A. Cherry, 2020, Conceptual dan Visual Understanding of Hydraulic Head dan Groundwater Flow. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Canada, <https://gw-project.org/books/conceptual-dan-visual-understanding-of-hydraulic-head-dan-groundwater-flow/>.
- Cormican, A., J.F. Devlin, dan C. Divine, 2020, Grain size analysis dan permeametry for estimating hydraulic conductivity in engineered porous media. Groundwater Monitoring dan Remediation, volume 40, Number 2, pages 65-72, doi: 10.1111/gwmmr.12379.
- D'Agnese, F.A., C.C. Faunt, K.A. Turner, dan M.C. Hill, 1997, Hydrogeologic evaluation dan numerical simulation of the Death Valley regional ground-water flow system, Nevada dan California. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96- 4300, 124 pages.
- Darcy, H., 1856, Les fontaines publiques de la Ville de Dijon, *in* Exposition et Application des Principes a Suivre et des Formulesa Employer dans les Questions de Distribution d'Eau, Paris, editor, Victor Dalmont, English translation by P. Bobeck, 2004. Kendall/Hunt Publishing Company, Dubuque, Iowa, 584 pages.
- Davis, S.N., dan L.J. Turk, 1964, Optimum depth of wells in crystalline rocks. Ground Water, volume 2, number 2, pages 6-11, doi: 10.1111/j.1745-6584.1964.tb01750.x

- Demcheck, Dennis, 2010, United States Geological Survey Louisiana Water Science Center, [www.usgs.gov/media/images/usgs-collects-sediment-samples-grdan-isle-beach](http://www.usgs.gov/media/images/usgs-collects-sediment-samples-grdan-isle-beach), accessed June 12, 2020.
- Devlin, J.F., 2015, HydrogeoSieve XL: An Excel-based tool to estimate hydraulic conductivity for grain size analysis. *Hydrogeology Journal*, volume 23, number 4, pages 837-844, doi:org/10.1007/s10040-115-1255-0.
- Domenico, P.A., dan M.D. Mifflin, 1965, Water from low permeability sediments dan land subsidence. *Water Resources Research*, volume 4, pages 563-576.
- Domenico, P.A., dan F.W. Schwartz, 1998, *Physical dan Chemical Hydrogeology*, second edition, John Wiley dan Sons, New York, USA, 506 pages.
- Denson, N.M., dan M.H. Bergendaho, 1961, Middle dan upper Tertiary rocks of southeastern Wyoming dan adjoining area, *in* Short papers in the Geologic dan Hydrologic Sciences. United States Geological Survey Professional Paper 424-C, pages C168-C172.
- Eckis, R., 1934, South Coast Basin investigations, geology dan groundwater storage capacity of valley fill. *California Division of Water Resources Bulletin 45*, Sacramento, California, USA, 279 pages.
- Enviro Wiki contributors, 2019, Advection dan Groundwater Flow, Enviro Wiki, Page Version ID: 12554, [www.enviro.wiki/index.php?title=Advection\\_dan\\_Groundwater\\_Flow&oldid=12554](http://www.enviro.wiki/index.php?title=Advection_dan_Groundwater_Flow&oldid=12554), accessed May 31, 2020.
- EPA, 2020, Field photo, accessed July 10, 2020, [clu-in.org/contaminantfocus/default.focus/sec/Fractured\\_Rock/cat/Overview/](http://clu-in.org/contaminantfocus/default.focus/sec/Fractured_Rock/cat/Overview/), from Short, N.M., 2010, Remote Sensing Tutorial, NASA (USA National Aeronautics dan Space Administration) website, Federation of American Scientists.
- EVO, 2020, EVO pumps, accessed August 1, 2020, <http://www.evopumps.com/img/inline/gruntsudens%20pazeminasana/gruntsudens-pazeminasana-9.jpg>.
- Fair, G.W., dan L.P. Hatch, 1933, Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand. *Journal of the American Water Works Association*, volume 25, pages 1551-1556.
- Folk, R.L., dan W.C. Ward, 1957, A study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 27, pages 3-26.
- Franke, O. Lehn, Thomas E. Reilly, dan Gordon D. Bennett, 1987, Definition of boundary dan initial conditions in the analysis of saturated ground-water flow systems - An introduction. United States Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigation, Book 3, Chapter B5. <https://doi.org/10.3133/twri03B5>

- Fraser, H.J., 1935, Experimental study of the porosity dan permeability of clastic sediments. *Journal of Geology*, volume 43, number 7, pages 910-1010.
- Freeze, R.A., dan J.A. Cherry, 1979, *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 604 pages.
- Gale, J.E., 1982, Assessing the Permeability Characteristics of Fractured Rock, *in* *Recent Trends in Hydrogeology*, editor, T. N. Narasimhan. Geological Society of America, doi.org/10.1130/SPE189-181p163.
- Goode, Daniel, 2006, Field photo, United States Geological Survey Research Hydrologist, Pennsylvania Water Science Center, [www.usgs.gov/media/images/bed-oriented-fracturing-lockatong-formation-newark-basin](http://www.usgs.gov/media/images/bed-oriented-fracturing-lockatong-formation-newark-basin), accessed July 10, 2020.
- Hazen, A., 1911, Discussion: Dams on sand foundations. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, volume 73, 199 pages.
- Healy, Richard W., T.C. Winter, J.W. LaBaugh, dan O.L. Franke, 2007, *Water Budgets: Foundations for Effective Water-Resources dan Environmental Management*. United States Geological Survey Circular 1308, 90 pages.
- Heath, R.C., 1983, *Basic Ground-Water Hydrology*. United States Geological Survey Water Supply Paper 2220.
- Hubbert, M. K., 1940, The theory of groundwater motion. *Journal of Geology*, volume 48, pages 785-944.
- Hydrometrics, Inc., 2017, Potentiometric map 2016, 2015/2016 Water Resources Monitoring Report, East Helena Facility. Prepared for Montana Environmental Trust Group, Limited Liability Company, December 2017.
- IAPWS (International Association of the Properties of Water dan Steam), 2008, Release the IAPWS Foundation 2008 for the Viscosity atau Ordinary Water Substance: R12-08. International Association of the Properties of Water dan Steam, <http://www.iapws.org/index.html>, accessed July 10, 2020.
- Johnson, A.I, 1967, Specific Yield - Comparison of Specific Yields for Various Materials. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1662-D, 42 pages.
- Kingsbury, J.A., 1996, Altitude of the Potentiometric Surfaces, September 1995, dan Historical Water-level Changes in the Memphis dan Fort Pillow Aquifers in the Memphis area, Tennessee. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4278, 1 sheet.
- Kingsbury, J.A., 2018, Altitude of the potentiometric surface, 2000–15, dan historical water-level changes in the Memphis aquifer in the Memphis area, Tennessee. United States Geological Survey Scientific Investigations Map 3415, 1 sheet, <https://doi.org/10.3133/sim3415>.

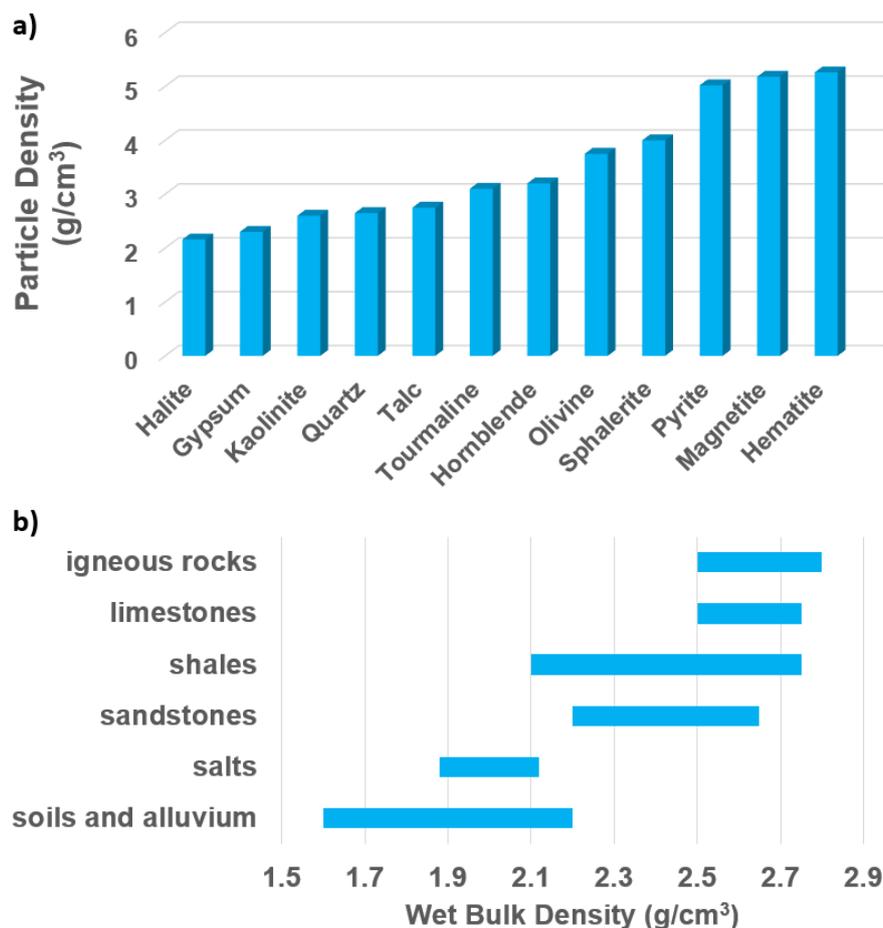
- Klute, A., 1965, Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil, *in* Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical dan Mineralogical Properties, including Statistics of Measurement dan Sampling. Agronomy Monographs, Section 9.1.
- Krasny, J., Z. Hrkal, dan J. Bruthans, editors, 2003, Groundwater in Fractured Rocks. International Association of Hydrogeologists, IHP-VI, Series on Groundwater, number 7, 426 pages.
- Krasny, J., dan J.M. Sharp, editors, 2007, Groundwater in Fractured Rocks, *in* International Association of Hydrogeologists Selected Papers in Hydrogeology, volume 9. Taylor dan Francis of Balkema, Leiden, the Netherlands, 646 pages.
- Liakopoulos, A.C., 1965, Variation of the permeability tensor ellipsoid in homogeneous anisotropic soils. Water Resources Research, volume 1, pages 135-141.
- Lohman, S.W., 1972, Ground-Water Hydraulics. United States Geological Survey Professional Paper 708, 70 pages.
- Masch, F.D., dan K.J. Denny, 1966, Grain size distribution dan its effect on the permeability of unconsolidated sands. Water Resources Research, volume 2, pages 665-677.
- Meerschaert, M.M., M. Dogan, R.L. Van Dam, D.W. Hyndman, dan D. Benson, 2013, Hydraulic Conductivity Fields: Gaussian atau Not?. Water Resources Research, volume 49, doi: 10.1002/wrcr.20376.
- Morris, D.A., dan A.I. Johnson, 1967, Summary of Hydrologic dan Physical Properties of Rock dan Soil Materials as Analyzed by the Hydrologic Laboratory of the United States Geological Survey, 1948-60. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1839-D, 42 pages.
- Nelms, D.L., G.E. Harlow, L.N. Plummer, dan E. Busenberg, 2003, Aquifer Susceptibility in Virginia, 1998-2000. United States Geological Survey Water-Resources Investigations Report 03-4278, 58 pages.
- Neilson, D.M., 1991, Ground-Water Monitoring. Lewis Publishers, Chemical Rubber Company Press (CRC Press), 91 pages.
- Poeter, Eileen, dan Paul Hsieh, 2020, Graphical Construction of Groundwater Flow Nets. The Groundwater Project Guelph, Ontario, Canada, <https://gw-project.org/books/graphical-construction-of-groundwater-flow-nets/>.
- Rivera, A., 2014, Chapter 2 of Groundwater Basics in Canada's Groundwater Resources, editor, A. Rivera. Fitzhenny dan Whiteside, Markham, Ontario, Canada, pages 24 -61.
- Shepherd, Russell G., 1989, Correlations of Permeability dan Grain Size. Groundwater, volume 27, issue 5, pages 633-638. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb00476.x>
- Shepherd, R.B., 1989, Correlations of permeability dan grain size. Ground Water, volume 27, number 6, pages 633-638.

- Slichter, C.S., 1899, Theoretical Investigation of the Motion of Groundwater. United States Geological Survey 19<sup>th</sup> Annual report, 1897-98, Part 2, pages 295-384.
- Snow, D. T. 1968, Rock fracture spacings, openings, dan porosities. Journal of Soil Mechanics dan Foundations Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, volume 94, pages 73-91.
- Snow, A.T., 1970, The frequency dan apertures of fractures in rock. International Journal of Rock Mechanics dan Mining Sciences dan Geomechanics Abstracts, volume 7, number 1, pages 23-30.
- Taylor, C.J., dan W.M. Alley, 2001, Ground-Water-Level Monitoring dan the Importance of Long-Term Water-Level Data. United States Geological Survey Circular 1217, 68 pages.
- Terzaghi, C., 1925, Principles of Soil Mechanics. Engineering News Record, volume 95, 832 pages.
- ThoughtCo, 2020, Densities of Common Rocks dan Minerals, <https://www.thoughtco.com/densities-of-common-rocks-dan-minerals-1439119>, accessed July 11, 2020.
- Todd, David Keith, dan Larry W. Mays, 2004, Groundwater Hydrology, third edition. John Wiley dan Sons, Incorporated, 656 pages.
- Toth, J. 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research, volume 68, pages 475-481.
- United States Bureau of Reclamation, 1993, Drainage Manual: A Water Resources Technical Publication, Third Printing. United States Bureau of Reclamation, 319 pages, [www.usbr.gov/tsc/techreferences/mdans/mdans-pdfs/DrainMan.pdf](http://www.usbr.gov/tsc/techreferences/mdans/mdans-pdfs/DrainMan.pdf).
- United States Bureau of Reclamation, 1995, Ground Water Manual: A Water Resources Technical Publication. United States Bureau of Reclamation, 661 pages.
- USGS (United States Geological Survey), 2016, Field photo, Geochemical dan Microbiological Processes that Affect Migration dan Natural Attenuation of Chlorinated Solvents in Fractured Sedimentary Rock, Naval Air Warfare Center (NAWC), West Trenton, New Jersey, USA, [https://toxics.usgs.gov/photo\\_gallery/nawc\\_page2.html](https://toxics.usgs.gov/photo_gallery/nawc_page2.html), accessed July 10, 2020.
- USGS (United States Geological Survey), 2004, Field photo, Western Region Geology dan Geophysics Science Center, <https://pubs.usgs.gov/of/2004/1007/granite.html>, accessed July 10, 2020.
- Vukovic, M., dan A. Soro, 1992, Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, USA, 83 pages.
- Weight, W.D., 2019, Practical Hydrogeology: Principles dan Field Applications, third edition. McGraw Hill Education, New York, USA, 777 pages.

## 12Boks

### Boks 1 - Massa Jenis Mineral Umum, Jenis Batuan dan Tanah

Mineral yang paling umum di Bumi adalah feldspar dan kuarsa, dengan massa jenis partikel masing-masing sebesar 2,56 dan 2,65 g/cm<sup>3</sup> (Gambar Boks 1-1a). Namun, massa jenis partikel dari banyak mineral pembentuk batuan umum berkisar antara 2,16 g/cm<sup>3</sup> untuk garam hingga 2,8 g/cm<sup>3</sup> untuk talc, kecuali mineral yang mengandung besi seperti turmalin, hornblende, olivin, sfalerit, pirit, magnetit, dan hematit. dengan massa jenis berkisar antara 3 hingga 5,25 g/cm<sup>3</sup>. Tanah liat, seperti kaolinit, biasanya memiliki massa jenis yang sedikit lebih kecil dibandingkan kuarsa, dengan massa jenis sekitar 2,6 g/cm<sup>3</sup>. Logam memiliki rentang massa jenis yang luas dengan litium sebesar 0,53 g/cm<sup>3</sup>, aluminium sebesar 2,7 g/cm<sup>3</sup>, dan iridium, yang digunakan dalam telepon, sebesar 22,6 g/cm<sup>3</sup>. Berat jenis batuan basah tergantung pada porositas total sampel tertentu, sehingga batuan dengan jenis serupa mempunyai kisaran berat jenis yang luas karena perbedaan porositas (Gambar Boks 1-1b).

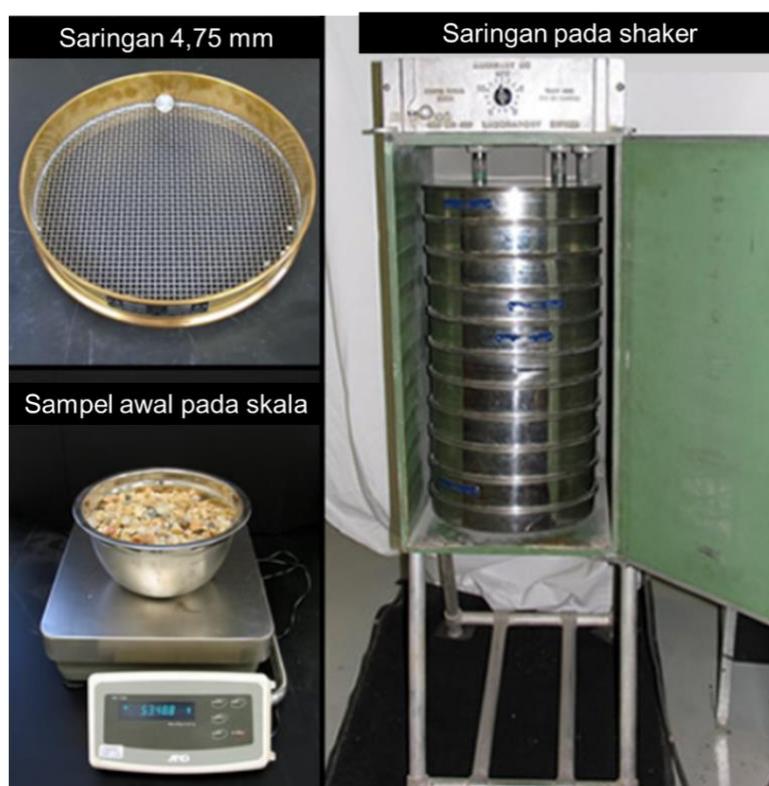


**Gambar Boks 1-1** Particle densities of some common minerals (g/cm<sup>3</sup>) dan range of wet bulk density of soils dan common rock types (g/cm<sup>3</sup>) (data from ThoughtCo (2020).

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 1](#) ↑

## Boks 2 - Menganalisis Distribusi Ukuran Butir

Pendekatan standar untuk mendeskripsikan distribusi ukuran butir sampel granular dan tidak terkonsolidasi adalah dimulai dengan volume kering bahan granular, menimbanginya, dan menempatkannya di atas sarang saringan yang memiliki bukaan mata jaring yang semakin kecil (Gambar Boks 2-1). Saringan-saringan tersebut dikocok selama jangka waktu tertentu sehingga setiap saringan hanya mampu menampung butiran-butiran yang diameternya lebih besar dari ukuran mata jaringnya dan lebih kecil dari ukuran mata jaring saringan yang berada tepat di atasnya. Kemudian material pada masing-masing ayakan dikumpulkan dan ditimbang. Metode analisis saringan dituangkan dalam *American Society of Testing dan Materials ASTM C136/C136M-19 Standard Test Method for Sieve Analysis of Fine dan Coarse Aggregates* (ASTM, 2019).



**Gambar Boks 2-1** - Untuk menentukan distribusi ukuran butir, sampel dikeringkan, ditimbang dan ditempatkan pada sarang ayakan yang bukaan terbesar di atas dan terkecil di bawah. Panci dengan dasar padat ditempatkan untuk menampung bagian sampel yang tidak tertahan di saringan. Sampel dikocok dan dicatat berat sampel pada setiap ayakan (gambar dari <https://pavementinteractive.org/reference-desk/testing/aggregate-tests/gradation-test/>, diakses 10 Juli 2020).

Sebuah Tabel dibuat (Gambar Boks 2-2) yang menunjukkan persen kumulatif yang tertahan (berat sampel pada saringan paling kasar ditambah berat pada saringan berturut-turut yang ukurannya semakin kecil). Istilah sinonimnya adalah persen kumulatif yang lebih kasar. Nilai juga dapat dilaporkan sebagai persen kumulatif yang lebih halus (100% dikurangi persen kumulatif yang lebih kasar) atau persen kumulatif yang lolos (100%

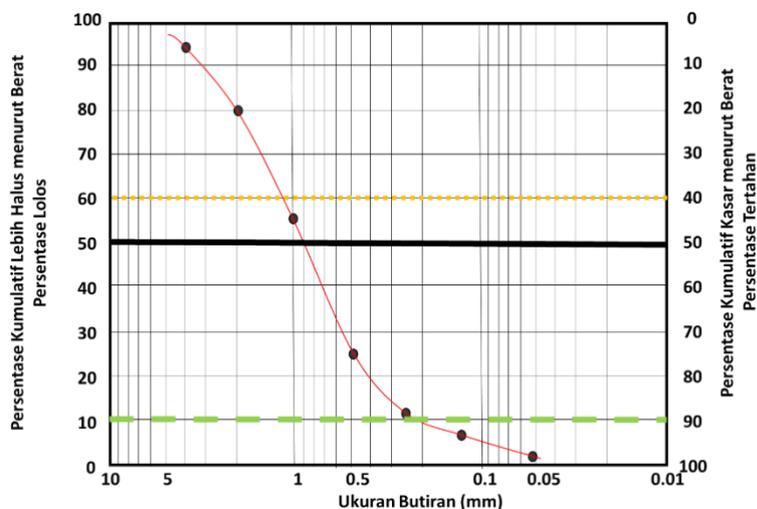
dikurangi persen kumulatif yang dipertahankan). Data ini memberikan distribusi ukuran butir seperti yang ditunjukkan pada (Gambar Boks 2-3).

**Total berat sampel 100 gram**

Bukaan Saringan (mm)	Berat dalam saringan (gram)	Kumulatif % Tertahan	Kumulatif % Lebih halus-dari
4.0 kerikil halus	5	5	95
2.0 pasir kasar	15	20	80
1.0	24	44	56
0.5	30	74	26
0.25 pasir sedang	13	87	13
0.13	6	93	7
0.06	5	98	2
0.004 lanau			
Panci padat	0		

**Gambar Boks 2-2** - Contoh data distribusi ukuran butir dari analisis saringan. Persen kumulatif yang tertahan dan/atau lebih halus dihitung dari bobot pada masing-masing saringan relatif terhadap berat sampel total. Perhatikan bahwa dalam contoh ini 98 gram sampel diambil dari saringan, hal ini berarti 2 gram dimasukkan ke dalam panci atau sebagian sampel menempel pada saringan..

Setelah tabel distribusi ukuran butir dibuat, data persen kumulatif diplot pada kurva distribusi ukuran butir standar (Gambar Boks 2-3).



**Gambar Boks 2-3** Kurva distribusi ukuran butir persen kumulatif untuk data yang disajikan pada Gambar Boks 2-2. Ukuran butir (mm) dalam skala log. Garis hijau menunjukkan ukuran butir efektif:  $d_{90}$  tertahan ( $d$  = diameter) atau  $d_{10}$  lebih halus dari. Nilai distribusi ini diambil dari mana garis putus-putus berwarna hijau melintasi garis merah. Garis hitam pada 50% memberikan ukuran butiran median di mana garis tersebut melintasi garis merah,  $d_{50}$ . Keseragaman sampel dihitung menggunakan nilai di mana distribusi melintasi garis putus-putus kuning,  $d_{40}$  tertahan dan/atau  $d_{60}$  lebih halus dari, dan ukuran butir efektif (misalnya persen kumulatif tertahan, koefisien keseragaman =  $d_{40}/d_{90}$ ).

Distribusi ukuran butir (Gambar Boks 2-3) paling sering digambarkan dengan ukuran butir efektifnya (ukuran partikel yang 90% sampelnya lebih kasar dari nilai tersebut, yaitu  $d_{90}$  persen kumulatif yang tertahan atau  $d_{10}$  persen kumulatif lebih halus

dari) seperti yang didefinisikan dalam Persamaan Boks 2-1 dan Boks 2-2, dan ukuran butir median ( $d_{50}$  untuk persen kumulatif tertahan dan persen kumulatif lebih halus dari) sebagaimana didefinisikan dalam Persamaan Boks 2-3. Parameter ketiga, koefisien keseragaman, memberikan informasi tentang seberapa seragam (dengan arti seragam ukuran yang sama) ukuran butir dalam sampel: koefisien keseragaman =  $d_{40}/d_{90}$  untuk persen kumulatif data yang tertahan dan  $d_{60}/d_{10}$  untuk persen kumulatif lebih halus dari data (Persamaan Boks 2-4 dan Boks 2-5). Jika perbandingannya kurang dari dua, maka sampel dianggap cukup seragam. Kurva distribusi ukuran sampel yang seragam sempurna adalah garis vertikal pada grafik distribusi ukuran butir (semua butir berukuran sama) dan mempunyai koefisien keseragaman sebesar satu.

$$\text{Ukuran butir efektif} = d_{90} \text{ persen kumulatif } \textbf{tertahan} \quad (\text{Boks 2-1})$$

$$\text{Ukuran butir efektif} = d_{10} \text{ persen kumulatif } \textbf{lebih halus} \quad (\text{Boks 2-2})$$

$$\text{Ukuran butir median} = d_{50} \quad (\text{Boks 2-3})$$

$$\text{Koefisien Keseragaman} = \frac{d_{40}}{d_{90}} \text{ persen kumulatif } \textbf{tertahan} \quad (\text{Boks 2-4})$$

$$\text{Koefisien Keseragaman} = \frac{d_{60}}{d_{10}} \text{ persen kumulatif } \textbf{lebih halus} \quad (\text{Boks 2-5})$$

Dalam beberapa persamaan empiris, ukuran butir rata-rata partikel dan/atau standar deviasi inklusif digunakan untuk memperkirakan sifat hidrogeologi sampel. Nilai-nilai ini tidak dapat diturunkan secara langsung dari kurva distribusi ukuran butir standar. Folk dan Ward (1957) mengembangkan metode untuk menghitung nilai-nilai ini. Metode mereka memerlukan konversi data distribusi ukuran butir persen kumulatif menjadi apa yang mereka sebut unit phi,  $\phi$ . Satuan phi dapat dihitung dari ukuran butir seperti ditunjukkan pada Persamaan Boks 2-6. Oleh karena itu, nilai phi bisa positif dan negatif.

$$\phi = -\log_2 \left( \frac{\text{ukuran mm}}{1 \text{ mm}} \right) \quad (\text{Boks 2-6})$$

di mana:

$$\log_2(x) = \frac{\ln(x)}{\ln(2)}$$

$x$  = diameter dalam milimeter dibagi 1 milimeter untuk menjadikan nilainya tanpa dimensi

Ukuran phi rata-rata dihitung seperti yang ditunjukkan pada Persamaan Boks 2-7.

$$\text{Ukuran phi rata-rata} = \left( \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \right) \quad (\text{Boks 2-7})$$

Persamaan rata-rata dapat menggunakan persen kumulatif yang ditahan atau lebih halus dari data. Standar deviasi inklusif dari suatu distribusi ukuran,  $\sigma_I$ , didefinisikan untuk persen kumulatif yang dipertahankan seperti ditunjukkan dalam Persamaan Boks 2-8.

$$\text{Standar deviasi inklusif} = \sigma_I = \left( \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} \right) + \left( \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \right) \quad (\text{Boks 2-8})$$

Dengan distribusi ukuran butir, sejumlah persamaan empiris dapat diterapkan untuk memperkirakan nilai sifat hidrogeologi.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 2 ↑](#)

## Boks 3 - Landasan Pemahaman Tinggi Hidrolik dan Potensial Gaya

David B. McWhorter, Eileen P. Poeter, William W. Woessner

Seperti yang diilustrasikan di bagian utama buku ini, Hukum Darcy menunjukkan laju aliran air tanah sebanding dengan gradien besaran skalar yang disebut tinggi hidrolik seperti yang ditunjukkan lagi di sini pada Persamaan Boks 3-1. Besaran skalar adalah besaran yang dapat direpresentasikan oleh satu bilangan yang menggambarkan besaran (berlawanan dengan vektor yang memerlukan dua bilangan, besaran dan arah (sudut)). Besaran skalar mencakup entitas seperti tekanan, konsentrasi dan suhu; sedangkan kecepatan merupakan salah satu contoh besaran vektor.

$$q = \frac{Q}{A} = -K \frac{dh}{dL} \quad (\text{Boks 3-1})$$

di mana:

$q$  = debit spesifik (L/T)

$Q$  = laju aliran volumetrik (L<sup>3</sup>/T)

$A$  = luas penampang aliran tegak lurus arah aliran (L<sup>2</sup>)

$K$  = konduktivitas hidrolik (L/T)

$\frac{dh}{dL}$  = turunan dari tinggi hidrolik pada arah  $L$  (tanpa dimensi)

Ilmu pengetahuan penuh dengan contoh-contoh di mana laju aliran sejumlah besaran yang menjadi perhatian dinyatakan dalam bentuk ini. Konduktansi panas sebagai respons terhadap gradien suhu, aliran listrik sebagai respons terhadap perbedaan tegangan, dan difusi zat terlarut karena gradien konsentrasi adalah contoh-contoh umum. Proporsionalitas sederhana dari hukum fluks tersebut sering kali menutupi hubungan yang lebih dalam antara besaran skalar dan faktor-faktor yang menyebabkan fluks tersebut. Hubbert (1940), dalam risalah klasiknya tentang aliran air tanah, menyatakan hal ini sehubungan dengan tinggi hidrolik dengan menyatakan bahwa "*menggunakannya tanpa menyelidiki lebih lanjut akan seperti membaca panjang kolom air raksa pada termometer tanpa mengetahui bahwa suhu adalah kuantitas fisik yang ditunjukkan*". Hubbert selanjutnya menunjukkan bahwa tinggi hidrolik merupakan kontribusi terhadap energi mekanik total air, suatu besaran yang ia sebut sebagai "*potensi fluida*". Aliran air dari tinggi hidrolik tinggi ke rendah sama saja dengan mengalir dari energi mekanik tinggi ke rendah. Hubbert menunjukkan bahwa energi mekanik diubah menjadi energi panas melalui gesekan yang dihasilkan ketika fluida kental mengalir melalui ruang pori interstisial. Namun apakah tinggi hidrolik merupakan konsep yang bermakna secara fisik dalam segala keadaan? Jika tidak, adakah cara alternatif untuk menghitung aliran air tanah ketika tinggi hidrolik bukanlah besaran yang berarti? Pertanyaan-pertanyaan ini dapat dijawab dengan analisis yang dimulai dengan pertimbangan gaya mekanik yang bekerja pada air tanah.

Pertimbangkan aliran sepanjang jalur melengkung seperti yang terjadi ketika air tanah melewati suatu penghalang seperti yang digambarkan pada Gambar 77 di bagian

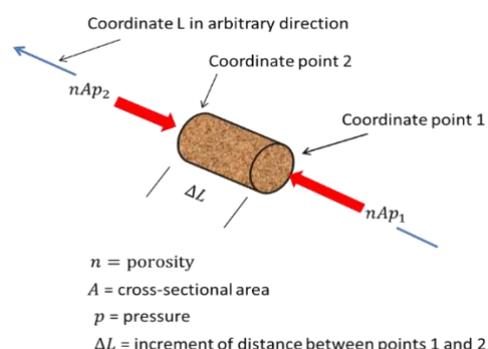
utama buku ini. Gaya-gaya yang bekerja pada aliran air tanah terbagi dalam dua kategori: 1) gaya-gaya yang menghambat gerak fluida dan 2) gaya-gaya yang mendorong gerak fluida. Gaya resistif yang dominan adalah gaya hambat pada fluida yang diakibatkan oleh geseran viskos ketika fluida melewati lubang kecil di antara butiran padat. Gaya resistif kedua, yang hampir selalu dapat diabaikan, merupakan gaya inersia yang terjadi karena air mengikuti jalur melengkung (percepatan konvektif dalam mekanika fluida). Gaya inersia bekerja pada air tanah ketika alirannya tidak seragam (seperti pada Gambar 77) atau tidak tunak, atau keduanya. Gaya viskos dan inersia hanya terjadi pada saat air tanah bergerak. Pergerakan air tanah disebabkan oleh adanya gaya penggerak. Kekuatan penggerak berhubungan dengan tinggi hidrolik.

### Gaya pada Air Tanah Akibat Perbedaan Tekanan

Tekanan air variabel dan gravitasi adalah gaya fundamental yang mendorong aliran melalui media berpori dalam semua keadaan umum terjadinya air tanah. Gaya-gaya tersebut sama dengan gaya-gaya yang menggerakkan aliran pada pipa bertekanan dan pada saluran aliran. Meskipun gerak fluida dihasilkan dari efek gabungan dari gaya-gaya ini, ada baiknya kita mempertimbangkan efek individual dari masing-masing gaya sebelum menggabungkannya. Kami mempertimbangkan gaya akibat tekanan variabel terlebih dahulu.

Air yang terkandung dalam unsur volume medium berpori pada Gambar Boks 3-1 mengalami gaya akibat adanya perbedaan tekanan yang bekerja pada kedua ujung pada titik 1 dan 2. Tekanan pada titik 2 memberikan gaya pada air dalam unsur sebesar hasil kali tekanan,  $p_2$ , dan luas permukaan air,  $nA$ , di mana  $n$  adalah porositas dan  $A$  adalah luas alas silinder elemen volume di titik 2. Demikian pula, tekanan di titik 1 memberikan gaya  $nAp_1$ . Gaya-gaya tersebut ditunjukkan dengan tanda panah merah tebal pada Gambar Boks 3-1.

Selisih kedua gaya tersebut merupakan gaya penggerak pada air pada arah koordinat  $L$  akibat tekanan air yang berubah-ubah (Persamaan Boks 3-2). Berdasarkan konvensi, gaya-gaya yang bekerja pada arah koordinat positif dianggap positif, sehingga tanda negatif pada Persamaan Boks 3-2 menjamin kepatuhan terhadap konvensi tersebut.



**Gambar Boks 3-1** - Penggambaran gaya tekanan yang bekerja pada air dalam elemen volume medium berpori.

$$\text{Gaya pendorong karena perbedaan tekanan} = -(p_2 - p_1)nA = -\left(\frac{\Delta\rho}{\Delta L}\right)nA\Delta L \quad (\text{Boks 3-2})$$

di mana:

$p_i$  = tekanan air di lokasi  $i$  (F/L<sup>2</sup>)

$n$  = porositas (tanpa dimensi)

$A$  = luas penampang elemen volume (L<sup>2</sup>)

$\Delta p$  = perbedaan tekanan air antara titik 1 dan 2 (F/L<sup>2</sup>)

$\Delta L$  = jarak antar titik 1 dan 2 (L)

Bagilah gaya pada Persamaan Boks 3-2 dengan volume air ( $A \Delta L n$ ) sehingga diperoleh gaya per satuan volume fluida,  $f_p$ , akibat perbedaan tekanan. Persamaan Boks 3-3 dinyatakan dalam bentuk turunan.

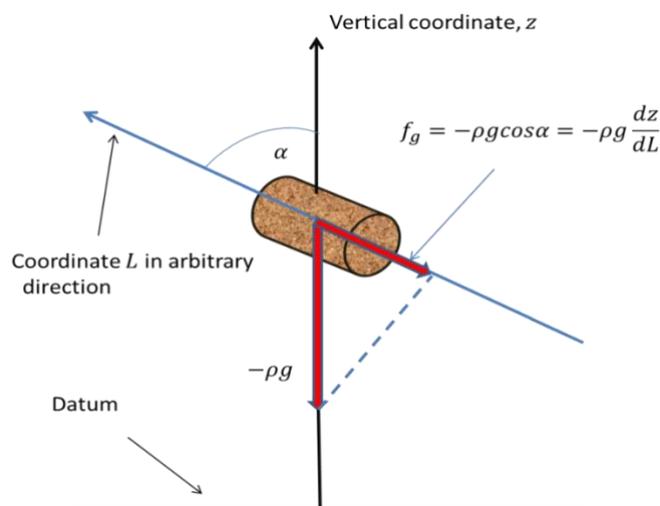
$$f_p = -\frac{dp}{dL} \quad (\text{Boks 3-3})$$

Turunan pada Persamaan Boks 3-3 memperkirakan laju perubahan tekanan searah  $L$  (dari titik 1 ke titik 2) dan disebut turunan berarah.

### Gaya pada Air Tanah Akibat Gravitasi

Hal yang wajar dan mudah untuk mengadopsi satuan volume air sebagai acuan ketika mempertimbangkan gaya yang dihasilkan dari variasi tekanan spasial. Gaya ini merupakan gaya permukaan dan dapat dihitung tanpa perlu mengetahui massa unsur acuannya. Sebaliknya, gaya gravitasi pada air tanah merupakan gaya benda yang sebanding dengan massa, dan dalam hal ini wajar jika kita mengadopsi satuan massa sebagai entitas acuan kita. Namun, kekuatan-kekuatan yang direferensikan pada entitas yang berbeda tidak dapat ditambahkan atau dibandingkan, sehingga harus dipilih entitas referensi yang sama. Kami memilih untuk menyatakan gaya pada air tanah akibat gravitasi sebagai gaya per satuan volume air sehingga gaya tersebut dapat ditambahkan langsung ke gaya yang dinyatakan dalam Persamaan Boks 3-3. Seperti yang ditunjukkan pada paragraf selanjutnya, mengubah gaya adalah hal yang mudah per satuan volume terhadap gaya per satuan berat atau massa fluida.

Di seluruh buku ini,  $z$  adalah koordinat vertikal yang diukur sebagai nilai positif ke atas dari beberapa patokan yang sesuai seperti pada Gambar Boks 3-2. Gaya gravitasi bekerja secara vertikal ke bawah, sehingga dianggap negatif sesuai dengan konvensi. Jadi, gaya gravitasi per satuan volume fluida adalah  $-\rho g$ , di mana  $\rho$  adalah massa jenis fluida (massa per satuan volume) dan  $g$  adalah konstanta gravitasi. Perhatikan bahwa ini hanyalah berat per satuan volume (disebut juga satuan atau berat spesifik) dengan dimensi gaya per satuan volume. Komponen gaya vertikal yang bekerja pada arah koordinat  $L$  ditunjukkan pada Gambar Boks 3-2 dan dihitung dengan Persamaan Boks 3-4.



**Gambar Boks 3-2** - Sepanjang buku ini,  $z$  adalah koordinat vertikal yang diukur positif ke atas dari beberapa patokan yang sesuai. Gaya gravitasi bekerja secara vertikal ke bawah, sehingga dianggap negatif sesuai dengan konvensi.

$$f_g = -\rho g \frac{dz}{dL} \tag{Boks 3-4}$$

di mana:

- $f_g$  = komponen gaya per satuan volume fluida akibat gaya gravitasi yang bekerja sepanjang koordinat  $L$  ( $F/L^3$ )
- $\rho$  = Massa jenis fluida ( $M/L^3$ )
- $g$  = konstanta gravitasi (percepatan gravitasi) ( $L/T^2$ )
- $z$  = elevasi di atas patokan horizontal ( $L$ )

**Gaya Pendorong Total**

Gaya-gaya pada Persamaan Boks 3-3 dan Boks 3-4 ditambahkan hingga diperoleh gaya penggerak total,  $F_v$ , yang bekerja dalam arah sembarang,  $L$ , pada satuan volume air tanah seperti ditunjukkan pada Persamaan Boks 3-5.

$$F_v = - \left( \frac{dp}{dL} + \rho g \frac{dz}{dL} \right) \tag{Boks 3-5}$$

di mana:

- $F_v$  = gaya pendorong per satuan volume fluida ( $F/L^3$ )

Subskrip,  $v$ , menunjukkan volume sebagai entitas referensi. Gaya-gaya individual yang muncul pada Persamaan Boks 3-5 dapat menunjuk ke arah yang sama atau berlawanan di sepanjang  $L$ . Gaya pendorong total adalah nol jika masing-masing gaya mempunyai besar yang sama tetapi berlawanan arah. Dalam hal ini tidak ada aliran dan Persamaan Boks 3-5 menjadi Persamaan Boks 3-6.

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \tag{Boks 3-6}$$

Ini adalah persamaan hidrostatis yang familiar dan merupakan persamaan yang sama yang digunakan untuk menghitung tekanan di kolom air tergenang (misalnya, reservoir atau pipa tegak).

Hal yang mudah untuk menyatakan gaya pendorong total dengan mengacu pada satuan massa atau satuan berat. Untuk mendapatkan gaya pendorong total per satuan massa fluida, bagilah Persamaan Boks 3-5 dengan massa jenis sehingga diperoleh Persamaan Boks 3-7:

$$F_m = - \left( \frac{dp}{\rho dL} + g \frac{dz}{dL} \right) \quad (\text{Boks 3-7})$$

di mana:

$$F_m = \text{gaya pendorong per satuan massa fluida (F/M)}$$

Persamaan Boks 3-8 menghitung gaya per satuan berat fluida dan diperoleh dengan membagi Persamaan Boks 3-5 dengan satuan berat,  $\rho g$ .

$$F_w = - \left( \frac{dp}{\rho g dL} + \frac{dz}{dL} \right) \quad (\text{Boks 3-8})$$

di mana:

$$F_w = \text{gaya pendorong per satuan berat fluida (tanpa dimensi)}$$

Beberapa pembatasan diterapkan untuk memungkinkan pengembangan ekspresi kekuatan-kekuatan yang mendorong pergerakan air tanah. Secara khusus, ungkapan-ungkapan ini dapat bervariasi dan tetap dapat diterapkan. Persamaan gaya tetap berlaku untuk air tanah dengan kepadatan bervariasi karena kompresibilitas fluida, konsentrasi zat terlarut yang tidak seragam, atau suhu yang tidak seragam. Selain itu, hasil ini berlaku untuk berbagai macam cairan lain (misalnya produk minyak bumi, pelarut) dan bahkan gas.

### Potensi Gaya dan Tinggi Hidraulik

Potensi gaya yang terkait dengan medan gaya tertentu adalah fungsi skalar, yang gradien negatifnya adalah gaya yang dimaksud. Kata potensial dalam konteks sekarang berkaitan dengan konsep energi potensial yang sudah familiar. Contoh umum adalah energi potensial partikel fluida (misalnya satuan massa) yang bergantung pada posisi partikel dalam medan gaya gravitasi. Namun partikel fluida juga dapat memiliki energi potensial karena posisinya dalam medan gaya selain medan gravitasi. Ada energi potensial yang berhubungan dengan medan gaya konvektif yang ada pada aliran tidak seragam dan medan gaya akibat tekanan yang berubah-ubah, misalnya.

Energi potensial yang dimiliki suatu partikel fluida pada suatu titik tertentu merupakan usaha yang dilakukan pada partikel tersebut oleh medan gaya ketika partikel tersebut dipindahkan posisinya dari suatu titik acuan ke titik yang bersangkutan. Definisi ini hanya bermakna jika usaha yang dilakukan pada partikel oleh medan gaya adalah sama untuk setiap lintasan yang dapat ditempuh dalam rute dari titik referensi ke titik yang dimaksud. Jika tidak, nilai energi potensial tidak akan unik.

Usaha yang dilakukan pada partikel fluida ketika dipindahkan pada jarak diferensial,  $dL$ , searah dengan gaya  $F$ , adalah kerja diferensial,  $FdL$ . Integrasi usaha diferensial antara titik acuan dan setiap titik tujuan merupakan energi potensial pada titik tujuan, asalkan integrasi tersebut tidak bergantung pada jalur yang ditempuh antara titik-titik tersebut. Kondisi ini terpenuhi jika hasil kali diferensial merupakan diferensial eksak (lihat buku kalkulus dasar atau web di [Wolfram MathWorld](http://WolframMathWorld) untuk informasi lebih lanjut mengenai diferensial eksak). Jika massa jenis fluida konstan, maka kerja diferensial merupakan diferensial eksak untuk masing-masing tiga gaya penggerak total pada Persamaan Boks 3-5, Boks 3-7, dan Boks 3-8.

Sebagai contoh, perhatikan gaya pendorong total per satuan berat fluida seperti dinyatakan dalam Persamaan Boks 3-8. Karena  $\rho$  dan  $g$  keduanya konstan, hasil kali keduanya dapat ditempatkan di dalam operator diferensial,  $d$ , untuk mendapatkan Persamaan Boks 3-9.

$$F_w dL = - \left( d \left( \frac{p}{\rho g} \right) + dz \right) = -d \left( \frac{p}{\rho g} + z \right) \quad (\text{Boks 3-9})$$

di mana:

$$F_w dL = \text{Differential work on a unit weight (FL)}$$

Equation Boks 3-9 can be integrated up to an arbitrary constant of integration that is set to zero for convenience to provide an expression for the potential energy per unit weight of fluid, also known as hydraulic head shown in Equation Boks 3-10.

$$- \int F_w dL = \frac{p}{\rho g} + z = h \quad (\text{Boks 3-10})$$

di mana:

$$h = \text{tinggi hidrolik, (L)}$$

Jadi, kita melihat bahwa tinggi hidrolik pada suatu titik dapat dipandang sebagai energi potensial per satuan berat fluida. Ini juga merupakan potensi gaya dalam arti bahwa gradien negatif tinggi hidrolik adalah gaya pendorong pada fluida per satuan berat. Potensi gaya, khususnya tinggi hidrolik, lebih dari sekedar kepentingan akademis. Tinggi hidrolik ditentukan oleh pengukuran tunggal ketinggian air relatif terhadap patokan yang berubah-ubah, suatu atribut yang berharga dalam pekerjaan lapangan air tanah (Gambar 19 di bagian utama buku). Selanjutnya, turunan negatif tinggi hidrolik pada segala arah mengevaluasi gaya pendorong total pada arah tersebut sehingga ketika  $h$  konstan di seluruh sistem, aliran adalah nol (yaitu, tidak ada aliran). Semua hal ini tidak memerlukan pertimbangan eksplisit terhadap gaya individu. Selain itu, validitas penggunaan tinggi hidrolik untuk menentukan aliran air tanah tidak memerlukan gaya inersia yang dapat diabaikan. Karena alasan ini, tinggi hidrolik mempunyai status tinggi di antara potensi yang relevan dengan aliran air tanah. Namun, penggunaan tinggi hidrolik untuk mengevaluasi sistem aliran mengharuskan fluida memiliki massa jenis yang konstan,

meskipun persamaan gaya dasar yang mengarah pada perhitungan tinggi hidrolik tetap berlaku untuk fluida dengan massa jenis yang bervariasi.

### Bagaimana Jika Massa Jenis Bervariasi?

Tinggi hidrolik bukanlah konsep yang berarti ketika massa jenis fluida bervariasi karena variabel konsentrasi zat terlarut atau suhu. Namun, Persamaan Boks 3-5, Boks 3-7, dan Boks 3-8 tetap valid dan menyediakan cara menghitung debit spesifik dalam kasus tersebut. Khususnya Persamaan Boks 3-1, yang berlaku untuk air dengan massa jenis konstan, dapat diganti dengan Persamaan Boks 3-11 untuk kasus dengan massa jenis yang bervariasi.

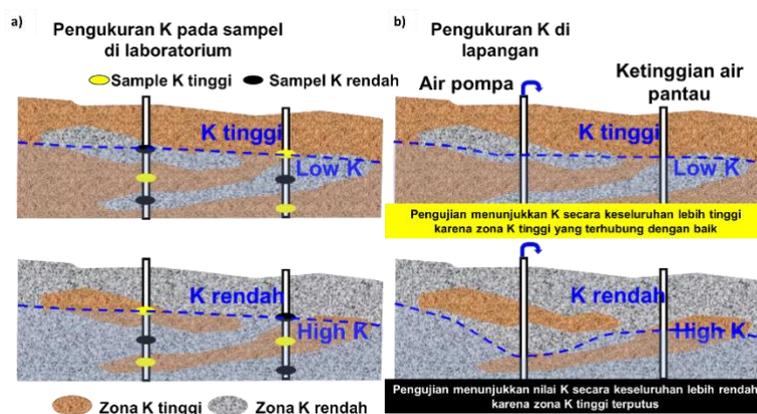
$$q = -K \left( \frac{dp}{\rho g dL} + \frac{dz}{dL} \right) \quad (\text{Boks 3-11})$$

Persamaan Boks 3-11 diperoleh dengan menggunakan Persamaan Boks 3-8 untuk gaya pendorong dan memberikan titik awal yang valid untuk analisis permasalahan kompleks massa jenis bervariasi.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 3 ↑](#)

## Boks 4 - Metode untuk Memperkirakan Konduktivitas Hidrolik

Konduktivitas hidrolik,  $K$ , digunakan untuk menggambarkan kapasitas material berpori untuk mengalirkan air. Memperkirakan nilai-nilai konduktivitas hidrolik yang representatif untuk berbagai media berpori diperlukan untuk menggambarkan secara kuantitatif laju aliran air tanah ( $Q$ ), fluks ( $q$ ) dan kecepatan ( $v$ ), dan menentukan distribusi tinggi hidrolik spasial dan temporal. Tanpa data konduktivitas hidrolik, solusi analitis sederhana maupun simulasi komputer kompleks mengenai aliran air tanah tidak mungkin dilakukan. Hasilnya, sejumlah metode telah dikembangkan untuk mengkarakterisasi konduktivitas hidrolik material bumi. Metode laboratorium dan empiris diterapkan pada volume sampel yang kecil dan, meskipun nilai-nilai tersebut memberikan wawasan mengenai besaran umum konduktivitas hidrolik di suatu lokasi lapangan, namun nilai-nilai tersebut mungkin tidak memberikan nilai-nilai yang sesuai untuk sepenuhnya memprediksi bagaimana perilaku sistem air tanah pada skala lapangan. Umumnya, uji lapangan melibatkan pemompaan satu sumur sambil mengamati tinggi muka air tanah di sumur-sumur terdekat (pengujian akuifer), namun beberapa uji lapangan menggunakan sumur-sumur berdiameter kecil, dan/atau lubang bor, untuk mengamati respons air tanah terhadap perubahan tinggi muka air secara tiba-tiba (uji slug). Uji lapangan memberikan nilai  $K$  yang menggabungkan kompleksitas sistem alam seperti keterhubungan zona bawah permukaan dengan konduktivitas hidrolik tinggi dan rendah (Gambar Boks 4-1). Metode lapangan untuk mengukur konduktivitas hidrolik tidak disajikan di sini. Materi ini berfokus pada metode pengujian laboratorium dan menghubungkan metode tersebut dengan hubungan yang dihasilkan secara empiris antara karakteristik sedimen dan konduktivitas hidrolik.



**Gambar Boks 4-1** - Pengukuran  $K$  dari: a) sampel laboratorium kecil memberikan wawasan tentang kisaran dan distribusi zona  $K$  tinggi dan rendah di lokasi lapangan, namun tidak mengungkapkan keterhubungan satuan konduktivitas hidrolik tinggi yang penting untuk pengembangan sumber daya air tanah dan merancang tindakan perbaikan untuk pembersihan pencemaran air tanah; dan, b) uji lapangan, yang biasa disebut uji akuifer, mengambil sampel material dengan volume lebih besar dan mengungkap besaran  $K$  secara keseluruhan. Uji lapangan sangat penting untuk mengembangkan sumber daya air tanah karena keseluruhan respons sistem terhadap pemompaan perlu dipahami. Kombinasi pengujian laboratorium dan lapangan penting untuk mengevaluasi lokasi yang terkontaminasi karena distribusi konduktivitas hidrolik secara rinci penting dalam desain perbaikan..

### Permeameters

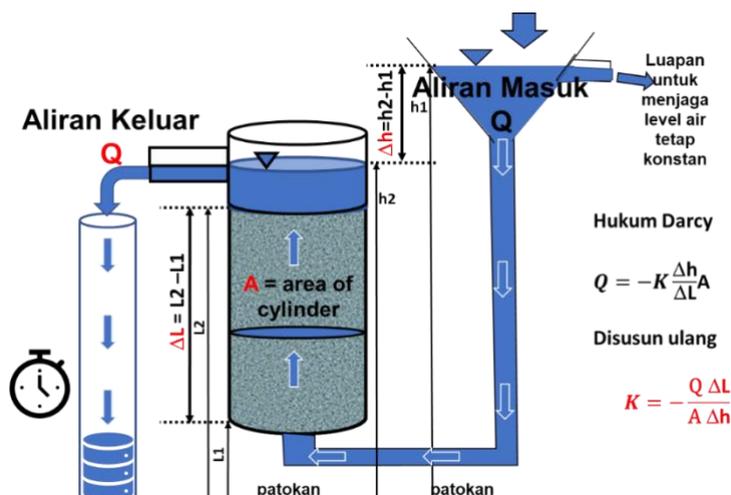
Salah satu pendekatan untuk menentukan  $K$  for a sample of earth material in the laboratory is to saturate the sample dan drive water through it while observing the flow rate dan hydraulic heads. The sample is placed in a cylindrical chamber dan water flow is set either at a constant rate (steady state flow) atau allowed to decline over time.

Sampel yang paling berguna dikumpulkan dengan menggunakan alat coring atau *split-spoon* sampler saat mengebor lubang bor karena sampel tersebut menghasilkan sampel bawah permukaan yang relatif tidak terganggu. Teknik pengumpulan sampel yang mendorong tabung sampel ke dalam sedimen dapat memadatkan sampel dan mengubah konduktivitas hidroliknya. Terkadang material granular yang terganggu dikumpulkan dan dikemas ulang hingga perkiraan konsolidasi yang diukur di lapangan. Kondisi konsolidasi lapangan ditentukan dengan menggunakan uji ketahanan terhadap penetrasi yang dapat dicapai dengan berbagai alat dan prosedur, namun, secara singkat, mencerminkan tekanan yang diperlukan untuk mendorong alat ke dalam bumi, atau catatan jumlah pukulan yang diperlukan untuk menggerakkan alat coring *split-spoon* pada jarak tertentu ke dalam sedimen yang terlihat di dasar lubang bor. Sampel yang dikemas ulang secara longgar telah kehilangan lapisan dan struktur mikro kompleks yang mungkin ada di lokasi lapangan dan mempengaruhi  $K$ . Akibatnya, pengukuran konduktivitas hidrolik yang dilakukan pada sampel tersebut hanya memberikan perkiraan kasar nilai lapangan. Dalam beberapa kasus, sampel yang dikemas ulang diuji beberapa kali menggunakan berbagai tingkat konsolidasi dan nilai yang diukur dirata-ratakan.

Prosedur pengoperasian permeameter standar telah dituangkan dalam pedoman yang diberikan oleh *American Society of Testing dan Materials* (ASTM, 1991). Prosedur seperti ini harus dikonsultasikan ketika merancang dan mengoperasikan permeameter.

### Permeameter Tinggi Konstan

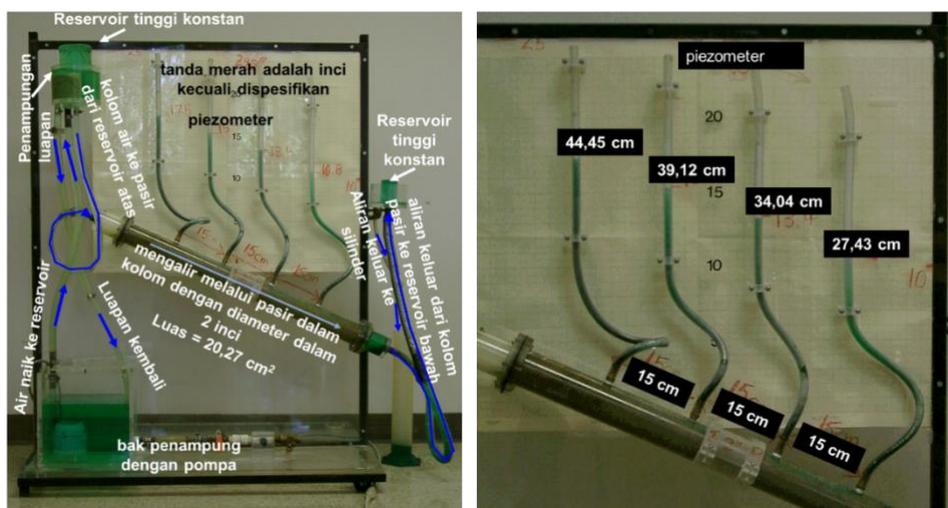
Untuk pengujian permeameter tinggi konstan, inti yang tidak terganggu, atau sampel yang dikemas ulang, ditempatkan di dalam bilik (Gambar Boks 4-2). Menentukan  $K$  dari uji permeameter tinggi konstan memerlukan penerapan Hukum Darcy. Peralatan ini mempertahankan aliran air yang konstan dan gradien hidrolik ( $\Delta h/\Delta L$ ) ketika air mengalir melalui sampel dengan panjang tetap dan luas penampang tertentu. Pengukuran dilakukan dalam kondisi tunak.  $K$  dihitung dengan menyelesaikan hukum Darcy untuk konduktivitas hidrolik seperti yang ditunjukkan dalam teks utama buku ini dan diulangi di sini untuk memudahkan (Gambar Boks 4-2 dan Persamaan Boks 4-1).



**Gambar Boks 4-2** - Permeameter tinggi konstan. Sampel dijenuhkan dari bawah ke atas dengan menambahkan air ke dalam corong hingga meluap dan ketinggian air stabil. Setelah stabil, laju aliran volumetrik,  $Q$ , adalah konstan. Aliran keluar ditampung dalam gelas ukur atau timbangan, untuk mengukur volume yang mengalir keluar sebagai fungsi waktu,  $Q$ . Selisih antara konstanta tinggi muka air dalam corong dan tinggi aliran keluar adalah  $\Delta h$ .  $K$  dihitung menggunakan nilai terukur dari parameter yang ditunjukkan dengan warna merah.

$$K = -\frac{Q\Delta L}{A\Delta h} \quad (\text{Boks 4-1})$$

Peralatan Darcy skala kecil ditunjukkan pada Gambar Boks 4-3. Air dipompa dari bak di kiri bawah ke reservoir dengan tinggi konstan di kiri atas. Ketinggian tersebut dipertahankan dengan membiarkan air meluap ke atas reservoir di mana air tersebut dikumpulkan dan dikembalikan ke bak. Air mengalir dari reservoir ke dalam kolom berisi pasir yang memiliki diameter dalam 2 inci (5,08 cm), dan luas 20,27 cm<sup>2</sup>. Pada dasarnya tidak ada hambatan aliran dalam tabung yang membawa air ke pasir sehingga tinggi di reservoir adalah tinggi di permukaan pasir. Piezometer memantau tinggi di beberapa lokasi di sepanjang kolom di dalam pasir. Aliran keluar dari kolom dikendalikan oleh tinggi konstan di reservoir bawah. Setelah aliran stabil terbentuk, aliran keluar dikumpulkan dalam silinder ukur. Misalnya, volume 148 mililiter (148 cm<sup>3</sup>) terkumpul dalam waktu 90 detik sehingga laju alirannya,  $Q$ , adalah 1.64 cm<sup>3</sup>/s. Gradien antar piezometer bervariasi, masing-masing -0,36, -0,34, dan -0,44 dari kiri ke kanan. Menyusun ulang Persamaan Boks 4-1 untuk menyelesaikan  $K = -Q/(Ai)$  menghasilkan nilai  $K$  yang sesuai dengan gradien terukur masing-masing sebesar 0,23, 0,24, 0,18 cm/s. Ini adalah nilai yang masuk akal untuk pasir. Kolom dapat diputar pada titik tengahnya karena piezometer merupakan tabung fleksibel. Sudut kolom tidak mempengaruhi tinggi atau laju aliran karena hanya dikontrol oleh head reservoir, geometri tabung (luas dan panjang), dan  $K$  pasir.



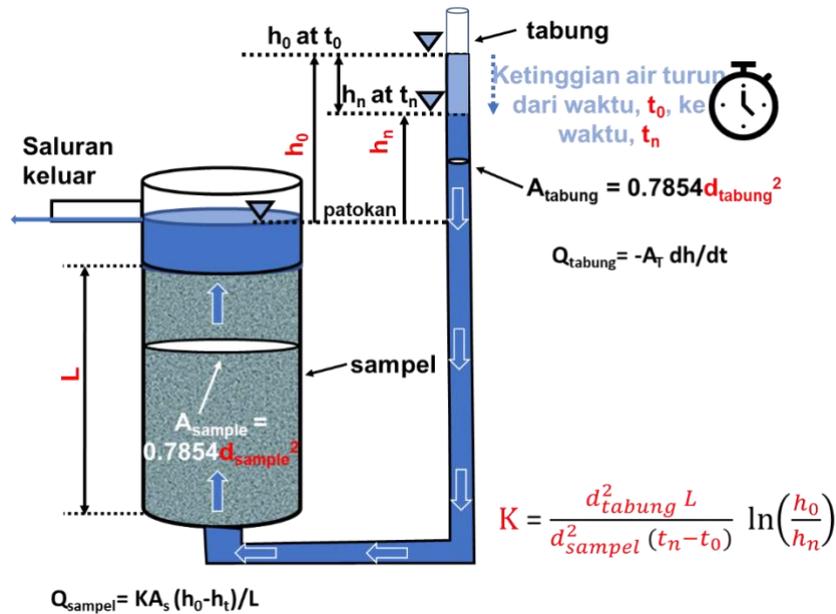
**Gambar Boks 4-3** - Permeameter tinggi konstan skala kecil. Tinggi diukur dalam sentimeter dari garis horizontal pada kertas grafik di belakang kaca plexiglass. Gradien individual antar piezometer berkisar antara 0,34 hingga 0,44 sehingga ketika Hukum Darcy digunakan untuk memperkirakan nilai  $K$  rentangnya berkisar antara 0,18 hingga 0,24 cm/s (dalam bilangan bulat, semua nilainya adalah 0,2 cm/s, yang khas untuk pasir). Untuk pekerjaan praktis air tanah, pasir ini akan diberi  $K$  sebesar 0,2 cm/s.

Variasi gradien yang teramati di sepanjang kolom aliran dapat disebabkan oleh perbedaan pengepakan pasir, atau error dalam pembacaan piezometer yang mungkin disebabkan oleh sesuatu seperti gelembung udara di salah satu tabung. Untuk pekerjaan praktis air tanah, pasir ini akan diberi  $K$  sebesar 0.2 cm/s. Seringkali mengetahui  $K$  dalam urutan besarnya bermanfaat dalam analisis air tanah. Ada banyak ketidakpastian dalam mengukur aliran air tanah, dan kisaran nilai  $K$  dari percobaan ini kecil dibandingkan dengan banyak sumber kesalahan lain dalam analisis air tanah.

Ketika air mengalir melalui permeameter tinggi konstan, alirannya harus cukup rendah sehingga butiran sedimen yang tidak terkonsolidasi tidak terpisah dan kerugian akibat gesekan pada peralatan terlalu besar. Cormican dkk. (2020) menyatakan bahwa gradien yang masuk akal dapat ditentukan dengan melakukan pengukuran  $K$  dengan gradien yang semakin rendah hingga dua proses berturut-turut menghasilkan nilai yang sama. Klute (1965) mencatat bahwa untuk sebagian besar permeameter tinggi konstan, batas bawah pengukurannya adalah sekitar 0,00016 cm/s (0,14 m/d).

### Falling Head Permeameter

Permeameter tinggi konstan berguna untuk mengukur sampel  $K$  dengan nilai konduktivitas hidrolik yang lebih tinggi. Ketika  $K$  rendah, sulit untuk menetapkan laju aliran yang konstan dalam interval waktu yang relatif singkat (menit-jam), sehingga digunakan permeameter tinggi menurun. Dalam metode ini ketinggian air dan laju aliran berubah seiring waktu. Persyaratan data meliputi dimensi sampel dan tabung yang terhubung, serta perubahan ketinggian air dari waktu ke waktu (Gambar Boks 4-4).



**Gambar Boks 4-4** - Skema permeameter tinggi turun. Sampel yang panjangnya  $L$  dimasukkan ke dalam ruang sampel yang luasnya  $A_{sampel}$ , dan dijenuhkan dengan menambahkan air ke dalam tabung yang terpasang dengan luas tabung  $A_{tabung}$ . Setelah sampel jenuh dan air merembes dari saluran keluar, permeameter siap digunakan. Pada waktu  $t_0$  pengukuran ketinggian air di atas saluran keluar sampel,  $h_0$  dicatat. Setelah selang waktu tertentu,  $t_n - t_0$ , dilakukan pengukuran ketinggian air di dalam tabung untuk kedua kalinya,  $h_n$ . Parameter ini kemudian digunakan untuk menghitung konduktivitas hidrolik sampel seperti yang ditunjukkan, di mana, di mana  $d_{tabung}$  dan  $d_{sampel}$  masing-masing adalah diameter tabung dan sampel.

Selama periode waktu tertentu,  $t_n - t_0$ , laju aliran dari tabung,  $Q_{tabung}$ , dan aliran air melalui sampel,  $Q_{sampel}$ , adalah sama.

$$Q_{tabung} = \frac{\text{Perubahan Volume}}{\text{Waktu}} = \frac{A_{tabung}(h_n - h_0)}{(t_n - t_0)} = A_{tabung} \frac{dh}{dt} \quad (\text{Boks 4-2})$$

di mana:

$$Q_{tabung} = \text{debit volumetrik rata-rata dari tabung selama pengujian (L}^3\text{/T)}$$

$$A_{tabung} = \text{luas tabung adalah } 0,7854d_{tabung}^2 \text{ (L}^2\text{)}$$

$$h_0 = \text{ketinggian air dalam tabung relatif terhadap saluran keluar pada waktu mulai (L)}$$

$$h_n = \text{ketinggian air di dalam tabung relatif terhadap saluran keluar pada waktu akhir (L)}$$

$$t_n = \text{waktu akhir (T)}$$

$$t_0 = \text{waktu mulai (T)}$$

$$\frac{dh}{dt} = \text{perubahan tinggi selama durasi tes (L/T)}$$

$$Q_{sampel} = -KiA = -K \frac{(h_n - h_0)}{L} A_{sampel} \quad (\text{Boks 4-3})$$

di mana:

$$Q_{sampel} = \text{debit volumetrik rata-rata melalui sampel selama pengujian (L}^3/\text{T, volume seiring waktu)}$$

$$A_{sampel} = \text{luas sampel adalah } 0,7854d_{sampel}^2 \text{ (L}^2)$$

$$L = \text{panjang sampel (L)}$$

$$\frac{(h_n - h_0)}{L} = \text{gradien rata-rata melintasi sampel selama pengujian karena elevasi outlet adalah patokan (L/L, tanpa unit)}$$

Menyamakan Boks Persamaan 4-3 dengan Boks Persamaan 4-2 menghasilkan Boks Persamaan 4-4.

$$-K \frac{(h_n - h_0)}{L} A_{sampel} = A_{tabung} \frac{dh}{dt} \quad (\text{Boks 4-4})$$

di mana:

$$K = \text{Konduktivitas hidrolik sampel (L/T)}$$

Penyusunan ulang Boks Persamaan 4-4 menjadi Boks Persamaan 4-5.

$$\frac{K \left(\frac{h}{L}\right) A_{sampel}}{A_{tabung}} dt = -dh \quad (\text{Boks 4-5})$$

di mana:

$$h = \text{tinggi hidrolik diukur dari patokan outlet (L)}$$

Integrasi dengan kondisi  $h = h_0$  at  $t_0$  dan  $h = h_n$  pada  $t_n$ , memberikan penyelesaian  $K$  seperti persamaan Boks 4-6.

$$K = \frac{A_{tabung} L}{A_{sampel} t} \ln \left( \frac{h_0}{h_n} \right) \quad (\text{Boks 4-6})$$

Substitusi luas sampel dan tabung dengan  $A_{sample} = 0,7584 d_{sampel}^2$  dan  $A_{tabung} = 0,7584 d_{tabung}^2$  karena luasnya adalah  $\pi r^2$ , atau  $\pi \left(\frac{d}{2}\right)^2$ , yaitu  $\frac{\pi}{4} d^2$  seperti yang ditunjukkan pada (Gambar Boks 4-4), konduktivitas hidrolik dihitung seperti yang ditunjukkan pada Persamaan Boks 4-7.

$$K = \frac{d_{tabung}^2 L}{d_{sampel}^2 t} \ln \left( \frac{h_0}{h_n} \right) \quad (\text{Boks 4-7})$$

### Hubungan Empiris Digunakan untuk Memperkirakan Konduktivitas Hidrolik

Seiring waktu, para peneliti telah berusaha untuk menghasilkan hubungan antara parameter fisik sampel yang tidak terkonsolidasi (terutama ukuran butir) dan konduktivitas hidrolik. Peneliti sering melakukan analisis distribusi ukuran butir sampel granular untuk menentukan sifat teknik dan hidrogeologi. Tata cara penentuan distribusi ukuran butir dijelaskan pada Boks 2 buku ini.

Hubungan empiris yang paling umum dikembangkan menghubungkan  $K$  dengan data distribusi ukuran butir (ukuran butir median, ukuran butir efektif, keseragaman ukuran butir, dan ukuran butir rata-rata). Korelasi yang didukung dengan mengamati hubungan fungsional antara pengukuran berbagai parameter terkait pada banyak sampel individu disebut sebagai hubungan empiris atau persamaan empiris. Hubungan tersebut dikembangkan dengan melakukan analisis ukuran butir dan uji permeameter pada sampel yang sama untuk 10 hingga 100 sampel. Hampir seluruh persamaan dikembangkan untuk sampel kaya akan pasir. Empat hubungan tersebut tercakup di sini: Slichter (1899), Hazen (1911), Terzaghi (1925), dan metode USBR (United States Bureau of Reclamation) sebagaimana dijelaskan dalam Vukovic dan Soro (1992). Devlin (2015) mengembangkan alat berbasis Excel untuk memperkirakan konduktivitas hidrolis dari kumpulan data analisis ukuran butir yang menerapkan hingga 15 persamaan empiris. Alat untuk memperkirakan konduktivitas hidrolis dari ukuran butir dapat diakses dengan mengklik di sini<sup>7</sup>. Untuk menerapkan perangkat lunak domain publik ini dengan benar, dokumentasi harus ditinjau secara cermat untuk memahami persamaan dan asumsi serta batasan terkait.

Penting untuk diketahui bahwa ekspresi empiris biasanya tidak bergantung pada penggunaan satuan yang konsisten. Oleh karena itu, pengguna ekspresi harus memperhatikan unit masukan untuk setiap variabel dan unit keluaran terkait untuk  $K$ .

### K diperkirakan dari data ukuran butir menggunakan metode Slichter

Slichter (1899) mengembangkan persamaan empiris untuk  $K$  yang menghubungkan kuadrat diameter butiran rata-rata,  $d$ , dengan konstanta yang berhubungan dengan porositas. Fraser (1935) memberikan rincian tambahan mengenai perkembangan persamaan tersebut seperti terlihat pada Persamaan Boks 4-8.

$$K = 10.22 \frac{\text{gram}}{\text{cm}^2 \text{s}^2} \frac{d^2}{\mu C_S} \quad (\text{Boks 4-8})$$

di mana:

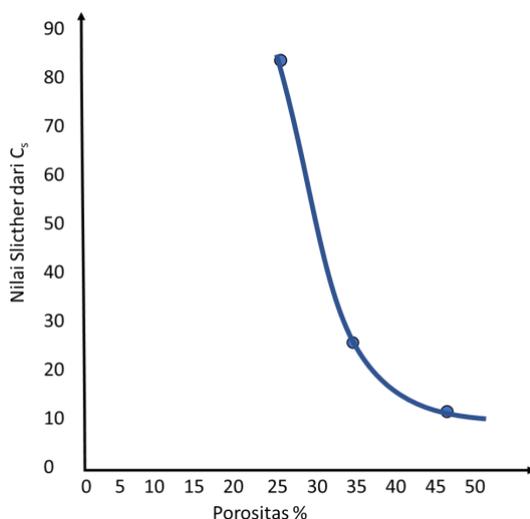
$K$  = perkiraan konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik

$d$  = diameter butir rata-rata dalam sentimeter

$\mu$  = viskositas dinamis pada suhu tertentu dalam  $\frac{\text{gram}}{\text{cm s}}$

$C_S$  = konstanta untuk porositas tertentu ( $n$ ) berdasarkan hubungan non-linier berikut: ( $n=26\%$   $C_S=84.3$ ;  $n=36\%$   $C_S=28.8$ ;  $n=47\%$   $C_S=11.8$ )

Hubungan  $C_S$  terhadap porositas ditunjukkan pada Gambar Boks 4-5.



**Gambar Boks 4-5** - Hubungan Slichter untuk  $C_s$  dan porositas.

Hubungan Slichter dirumuskan dengan asumsi butiran merupakan bola seragam yang terdistribusi secara teratur sehingga nilai  $d$  mewakili diameter rata-rata butiran. Ia menyatakan bahwa nilai  $d$  untuk sampel butiran dengan berbagai ukuran harus sama dengan diameter sampel dengan butiran berukuran tunggal yang akan menghasilkan koefisien permeabilitas (konduktivitas hidrolis) yang sesuai. Rata-rata diameter butir dihitung dari kurva distribusi ukuran butir dan disajikan pada Boks 2 buku ini.

Vukovic dan Soro (1992) merumuskan  $C_s$  sebagai  $1/n^{3.287}$  (error +/- 5%) dan menafsirkan  $d$  sebagai ukuran butir efektif ( $d_{10}$  persen lebih halus dari distribusi ukuran butir, lihat Boks 2 buku ini) ketika mereka menyajikan perumusan persamaan Slichter. Penggunaan ukuran butir efektif yang diperoleh langsung dari kurva distribusi ukuran butir lebih kecil dibandingkan dengan diameter butir rata-rata dan penggunaannya mengurangi nilai konduktivitas hidrolis yang dihitung. Mereka berpendapat bahwa penggunaan metode Slichter cocok bila koefisien keseragaman sampel kurang dari 5.

### K diperkirakan dari data ukuran butir menggunakan metode Hazen

Hazen (1911) mengembangkan persamaan yang relatif sederhana untuk  $K$  berdasarkan ukuran butir efektif ( $d_{90}$  persen kumulatif tertahan atau  $d_{10}$  lebih halus-dari) dan konstanta yang bervariasi menurut jenis material yang mendominasi dan penyortiran seperti yang ditunjukkan pada Persamaan Boks 4-9.

$$K = \frac{C d_{10}^2}{\text{cm s}} \quad (\text{Boks 4-9})$$

di mana:

$K$  = perkiraan konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik

$d_{10}$  = ukuran butir efektif dalam sentimeter ( $d_{10}$  lebih halus-dari,  $d_{90}$  tertahan)

$C$  = koefisien tanpa dimensi didefinisikan sebagai berikut:

Material	C
Pasir sangat halus, tersortir buruk	40-80
Pasir halus dengan butiran halus yang cukup besar	40-80
Pasir sedang, tersortir baik	80-120
Pasir kasar, tersortir buruk	80-120
Pasir kasar, tersortir baik, bersih	120-150

Seringkali, sebagai perkiraan pertama, konstanta perkiraan Hazen,  $C$ , ditetapkan ke 100. Penilaian profesional digunakan dalam menerapkan pendekatan ini. Penyortiran yang digunakan di sini diasumsikan mengacu pada keseragaman ukuran butir secara umum. Analisis koefisien keseragaman terhadap distribusi ukuran data berguna ketika memilih nilai  $C$ . Koefisien keseragaman dibahas pada Boks 2 buku ini. Vukovic dan Soro (1992) menyarankan metode Hazen dapat diterapkan untuk sampel dengan koefisien keseragaman kurang dari 5.

### K diperkirakan dari data ukuran butir menggunakan metode Terzaghi

Terzaghi (1925) bekerja di bidang mekanika tanah dan mengembangkan persamaan  $K$  sampel pasir yang memperhitungkan porositas sampel dan diameter butir efektif, sambil menyesuaikan perbedaan viskositas fluida antara suhu pengujian dan suhu lapangan tipikal, seperti yang ditunjukkan dalam Persamaan Boks 4-10.

$$K = \left( \frac{C}{\text{cm s}} \right) \left( \frac{V_0}{V_T} \right) \left( \left( \frac{n - 0.13}{(1 - n)^{0.33}} \right) \right)^2 d_{10}^2 \quad (\text{Boks 4-10})$$

di mana:

- $K$  = perkiraan konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik (L/T)
- $C$  = Koefisien terzaghi berkisar antara 600 hingga 800 untuk mencerminkan variasi dari partikel tak beraturan hingga partikel halus (tanpa dimensi)
- $V_0$  = viskositas pada 10°C dalam satuan serupa yang digunakan untuk  $V_T$
- $V_T$  = viskositas pada suhu pengujian dalam satuan serupa yang digunakan untuk  $V_0$
- $n$  = porositas (tanpa dimensi)
- $d_{10}$  = diameter butir efektif ( $d_{10}$  lebih halus-dari,  $d_{90}$  tertahan) dalam sentimeter (L)

Konstanta (koefisien Terzaghi) mewakili kisaran kondisi partikel, umumnya 800 digunakan untuk sampel yang butirannya bulat dan halus dan 600 untuk sampel yang butirannya kasar dan bentuknya tidak beraturan. Vukovic dan Soro (1992) merangkum literatur dan menemukan nilai koefisien Terzaghi sebagai berikut: pasir laut, 750-663; bukit pasir 800; pasir sungai murni, 696-460; pasir sungai berlumpur 203.

### K diperkirakan dari data ukuran butir menggunakan metode USBR

Biro Reklamasi Amerika Serikat (1978, sebagaimana dilaporkan dalam Vukovic dan Soro, 1992) mengembangkan hubungan yang ditunjukkan pada Persamaan Boks 4-11 untuk pasir medium dengan koefisien keseragaman kurang dari 5.

$$K = 0,36 (d_{20})^{2,3} \quad (\text{Boks 4-11})$$

di mana:

$K$  = perkiraan konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik (L/T)

$d_{20}$  = ukuran butir dalam sentimeter ( $d_{20}$  lebih halus-dari) (L)

### Persamaan empiris lainnya untuk memperkirakan $K$

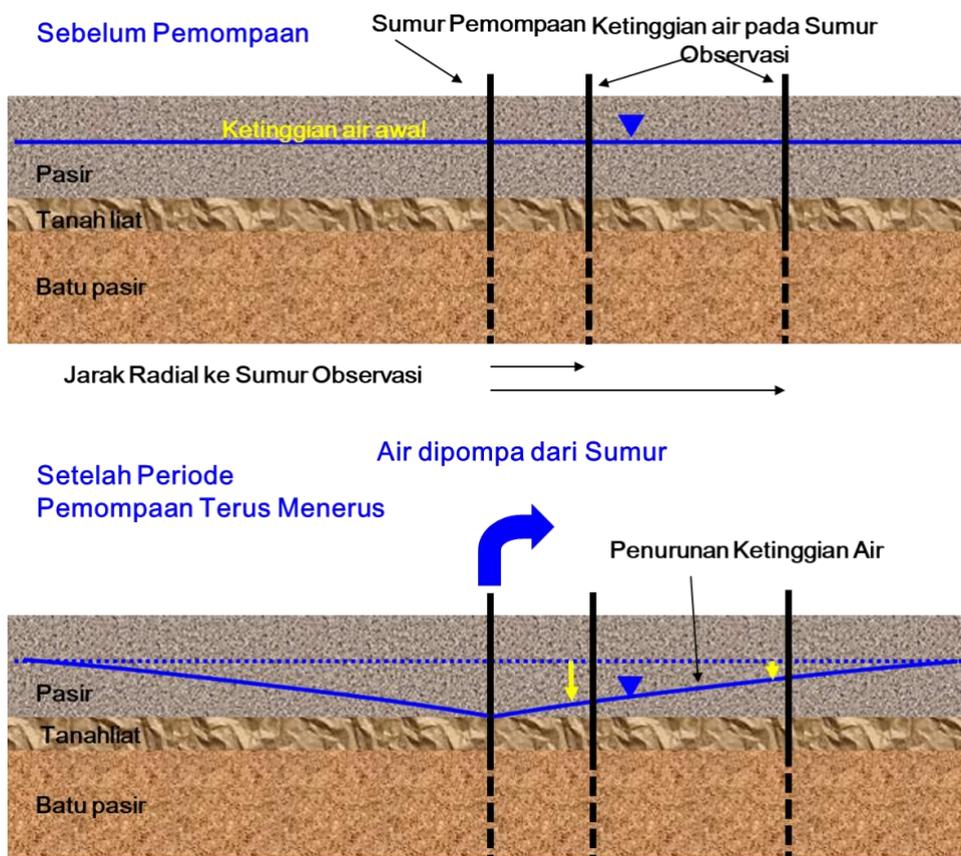
Penulis lain telah merumuskan persamaan empiris, meskipun sebagian besar bersifat kompleks atau memerlukan pertimbangan profesional dalam penggunaannya. Shepherd (1989) menggunakan ukuran penguatan median yang dipangkatkan ke eksponen antara 1,5 dan 2, dan faktor bentuk untuk memperkirakan  $K$ . Masch dan Denny (1966, hal. 665-677) mengembangkan hubungan grafis empiris berdasarkan median diameter butir,  $d_{50}$  dalam satuan phi, dan standar deviasi inklusif,  $\sigma_I$ . Dengan menggunakan grafiknya, diameter butir median diproyeksikan dari sumbu x ke garis standar deviasi intrinsik terukur yang sesuai, kemudian  $K$  yang sesuai dibaca dari sumbu y. Slichter (1899), Terzaghi (1925), persamaan Kozeny-Carmen (Bear, 1972), Fair dan Hatch (1933) dan lainnya telah mencoba menggunakan porositas sebagai faktor dalam hubungan ukuran butir untuk menghitung konduktivitas hidrolis. Namun, porositas berkorelasi buruk dengan  $K$  dan hubungan yang diusulkan bersifat non-linier. Selain itu, sebagian besar persamaan empiris berdasarkan ukuran butir memerlukan koefisien untuk menyelaraskan data ukuran butir dengan hasil permeameter. Sebagian besar hubungan empiris telah dikembangkan untuk material kaya akan pasir yang tidak terkonsolidasi. Cedergren (1989, halaman 42) menjelaskan penggunaan uji konsolidasi laboratorium untuk memperkirakan konduktivitas hidrolis tanah liat dan lanau. Konduktivitas hidrolis berbanding lurus dengan faktor waktu untuk persentase konsolidasi tertentu.

Jelasnya, perkiraan  $K$  dapat dibuat berdasarkan analisis ukuran butir, namun jika beberapa metode digunakan, keduanya mungkin tidak sepakat. Cormican dkk. (2020) mengevaluasi penggunaan analisis permeameter dan ukuran butir untuk menentukan konduktivitas hidrolis media berpori rekayasa yang digunakan dalam remediasi air tanah. Mereka membandingkan hasil 16 metode empiris dengan hasil permeameter. Untuk materi yang diujikan, metode Slichter (1898) dan Shepard (1989) paling representatif. Jika persamaan empiris digunakan untuk mengkarakterisasi  $K$  untuk proyek air tanah, disarankan agar beberapa sampel lokasi dianalisis dengan uji permeameter berbasis laboratorium dan analisis distribusi ukuran butir sehingga persamaan empiris yang paling mewakili dapat digunakan. koefisien dapat disesuaikan agar lebih mewakili kondisi spesifik lokasi.

Seperti yang dinyatakan sebelumnya, tantangan dalam menggunakan analisis permeameter dan ukuran butir untuk memperkirakan  $K$  muncul dari kenyataan bahwa analisis tersebut hanya mewakili sebagian kecil dari pengaturan lapangan, yang pada dasarnya merupakan sampel titik. Selain itu, sampel yang terganggu tidak mencakup struktur mikro dan pengepakan sedimen lapangan. Oleh karena itu, nilai-nilai tersebut mungkin tidak mewakili kondisi di lokasi lapangan dengan tepat. Namun, indikator ini umumnya digunakan untuk menentukan rentang nilai  $K$  di lokasi lapangan dan memperkirakan laju aliran air tanah.

### **Uji Lapangan untuk Menetapkan Konduktivitas Hidrolik**

Karakterisasi konduktivitas hidrolik material bumi yang tidak terkonsolidasi dan terkonsolidasi di lapangan sering kali dilakukan dengan menggunakan lubang bor dan sumur untuk mengamati respon sistem air tanah terhadap penarikan air. Prinsip umum untuk mendapatkan nilai konduktivitas hidrolik skala lapangan yang representatif adalah dengan menggunakan lubang bor atau sumur yang dipasang sedemikian rupa sehingga sifat material bumi tidak berubah. Kemudian sistem air tanah dimanipulasi, biasanya dengan memompa salah satu sumur, dan memantau penurunan ketinggian air di sumur-sumur terdekat. Penurunan muka air disebut *drawdown* dan distribusi tinggi yang berbentuk kerucut di sekitar sumur pemompaan disebut *drawdown cone*. Ketika pemompaan dihentikan, permukaan air naik (pulih). Jika nilai  $K$  pada akuifer tinggi, perubahan permukaan air sebagai respons terhadap pemompaan dan pemulihan tidak akan terjadi sebanyak ketika proses yang sama dilakukan pada material dengan  $K$  rendah. Oleh karena itu, mengamati respons air tanah terhadap perubahan sistem air tanah akan menghasilkan informasi konduktivitas hidrolik. Persamaan analitik, metode numerik, dan simulasi komputer aliran air tanah, digunakan bersama dengan pengukuran penurunan air terhadap waktu untuk mengkarakterisasi konduktivitas hidrolik pada skala lokal dan regional. Skema uji lapangan secara sederhana dapat dilihat pada Gambar Boks 4-6.



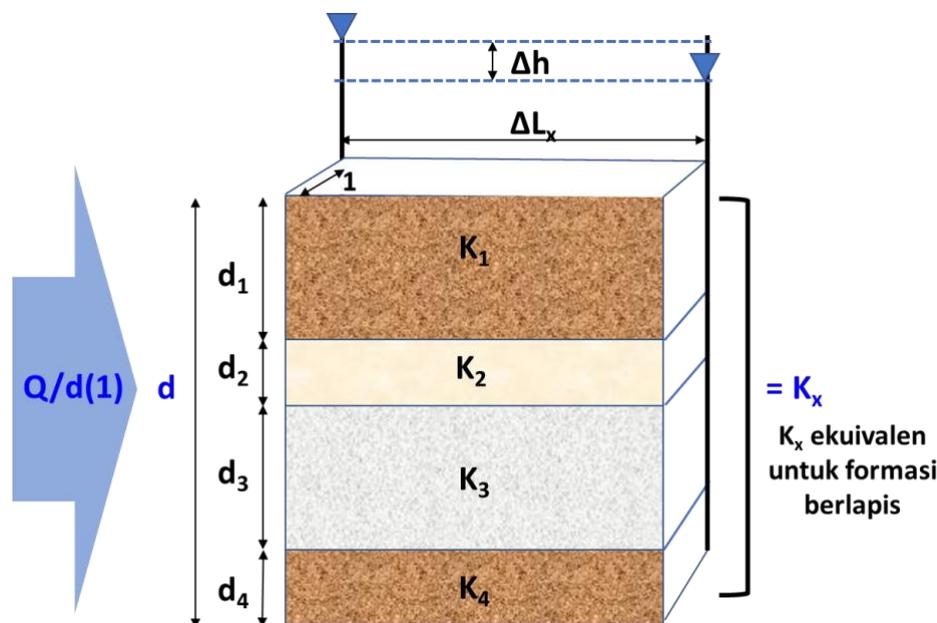
**Gambar Boks 4-6** - Ketika satu sumur dipompa dari bagian batu pasir yang disaring (ditunjukkan sebagai bagian sumur pemompaan dengan garis putus-putus), penurunan permukaan air dipantau di bagian penyaringan dari sumur observasi terdekat pada jarak radial yang bervariasi dari sumur pemompaan. Perubahan ketinggian air terhadap waktu di sumur pengamatan selama dan setelah pemompaan digunakan bersama dengan pengetahuan tentang ketebalan akuifer untuk memperkirakan sifat hidrolik seperti konduktivitas hidrolik dan penyimpanan spesifik..

Metode lapangan yang digunakan untuk menentukan konduktivitas hidrolik dijelaskan dalam sejumlah referensi modern dan lama. Materi dasar tentang hidrolika air tanah termasuk presentasi berbagai metode pengujian akuifer dapat ditemukan di *United States Geological Survey Professional Paper 708* oleh Lohman (1972). Penjelasan yang baik tentang bagaimana nilai  $K$  skala lapangan diperoleh juga ditemukan dalam *Ground Water Manual: A Water Resources Technical Publication* (Biro Reklamasi Amerika Serikat, 1995) yang tersedia untuk umum.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 4](#) ↑

## Boks 5 - Derivasi Persamaan untuk $K_x$ Ekuivalen dan Aplikasi 4 Lapis

Untuk menghitung konduktivitas hidrolis ekuivalen yang sejajar dengan lapisan,  $K_x$ , perhatikan aliran melalui sistem yang ditunjukkan pada Gambar Boks 5-1. Definisikan  $\Delta h$  sebagai perbedaan tinggi hidrolis pada jarak horizontal  $\Delta L_x$  (sehingga  $\Delta h/\Delta L_x$  adalah gradien hidrolis). Debit volumetrik  $Q$  ( $L^3/T$ ) melalui satuan lebar (ke dalam gambar) sistem adalah jumlah dari debit volumetrik yang melalui setiap lapisan. Debit spesifiknya adalah  $q = Q/A$ . Di sini luasnya sama dengan hasil kali ketebalan  $d$  dan satu satuan jarak pada gambar, jadi  $A = d(1)$ , sehingga  $q = Q/d(1)$ , atau  $q = Q/d$ . Mengetahui bahwa  $q = -Ki$ , logika ini dapat diterapkan pada tumpukan lapisan sebagai berikut pada Persamaan Boks 5-1 sampai dengan Persamaan Boks 5-3. Persamaan Boks 5-1 menunjukkan aliran horizontal yang melalui setiap lapisan.



**Gambar Boks 5-1** - Menghitung  $K_x$  ekuivalen suatu sistem heterogen berlapis yang terdiri dari lapisan isotropik dan homogen. Sistem asli terdiri dari empat lapisan yang memiliki ketebalan berbeda ( $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$ , dan  $d_4$ ) dan konduktivitas hidrolis ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ , dan  $K_4$ ). Total fluks horizontal per satuan ketebalan pada gambar dinyatakan dengan  $Q/d(1)$  di mana  $Q$  adalah aliran yang melalui luas penampang  $d$  panjang dan satuan ketebalan adalah 1 satuan lebar. Secara konseptual, aliran dalam arah  $x$  melewati semua lapisan dengan gradien yang sama,  $\Delta h/\Delta L_x$ .  $K_x$  ekuivalen untuk seluruh ketebalan,  $d$ , dihitung menggunakan Persamaan Boks 5-3.

$$Q_i = -K_i d_i \frac{\Delta h}{\Delta L_x} \quad (\text{Boks 5-1})$$

di mana:

$Q_i$  = debit volumetrik melalui lapisan individu dengan satuan lebar yang dilambangkan dengan  $i$  ( $L^3/T$ )

$d_i$  = ketebalan lapisan individu  $i$  (L)

$\Delta L_x$  = panjang lapisan pada arah  $x$  (L)

$\Delta h$  = perbedaan tinggi hidrolis pada jarak horizontal  $\Delta L_x$  (L)

Persamaan Boks 5-2 menyajikan debit spesifik untuk seluruh bagian dengan menjumlahkan aliran yang melalui setiap lapisan dan membaginya dengan total luas aliran pada bagian tersebut, dan menunjukkan bahwa debit spesifik untuk seluruh tumpukan lapisan sama dengan hasil kali  $K_x$  ekuivalen dan gradien.

$$q = - \sum_{i=1}^n \left[ \frac{K_i d_i}{d} \right] \frac{\Delta h}{\Delta L_x} = -K_x \frac{\Delta h}{\Delta L_x} \quad (\text{Boks 5-2})$$

di mana:

$q$  = debit spesifik melalui seluruh bagian per satuan lebar dalam arah horizontal (L)

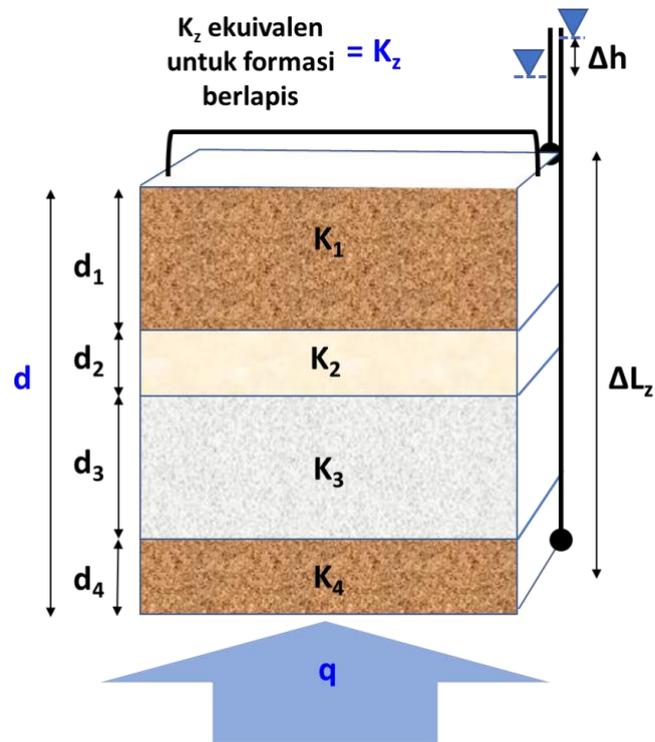
$K_x = K_x$  ekuivalen untuk seluruh bagian (L/T)

Kemudian, sederhanakan Persamaan Boks 5 2 dengan menghilangkan gradiennya, maka  $K$  ekuivalen pada arah x adalah seperti pada Persamaan Boks 5-3.

$$K_x = \sum_{i=1}^n \left[ \frac{K_i d_i}{d} \right] \quad (\text{Boks 5-3})$$

Perhitungan  $K_x$  ekuivalen untuk formasi berlapis ini merupakan rata-rata aritmatika tertimbang ketebalan. Ini sama dengan  $K_h$ , konduktivitas hidrolis horizontal ekuivalen, yang dirujuk dalam teks utama. Beberapa pembaca mungkin perlu memperhatikan bahwa persamaan untuk menghitung  $K$  ekuivalen yang sejajar dengan lapisan identik dengan persamaan yang digunakan untuk menghitung konduktansi ekuivalen melalui resistor listrik yang dirangkai secara paralel.

Untuk menghitung konduktivitas hidrolis ekuivalen yang tegak lurus terhadap lapisan,  $K_z$ , perhatikan aliran vertikal melalui sistem yang ditunjukkan pada Gambar Boks 5-2. Misalkan  $\Delta h$  adalah perbedaan tinggi hidrolis pada jarak vertikal  $\Delta L_z$  (sehingga,  $\Delta h/\Delta L_z$  adalah gradien hidrolis keseluruhan). Massa harus kekal, sehingga aliran volumetrik  $Q$  ( $L^3/T$ ) melalui satuan lebar (ke dalam gambar) sistem di bagian bawah harus sama dengan aliran keluar di bagian atas. Faktanya, air tidak dapat diciptakan atau dimusnahkan di sepanjang jalur aliran, sehingga debit spesifiknya harus sama melalui setiap lapisan sistem. Mengingat konduktivitas hidrolis antar lapisan berbeda-beda, maka berdasarkan hukum Darcy, dengan laju aliran yang konstan melalui setiap lapisan, gradiennya akan berbeda pada setiap lapisan, seperti yang ditunjukkan oleh Boks 5-4.



**Gambar Boks 5-2** - Menghitung  $K_z$  ekuivalen suatu sistem heterogen berlapis yang tersusun atas lapisan isotropik dan homogen. Laju fluks vertikal,  $q$ , adalah konstan. Sistem asli terdiri dari empat lapisan yang memiliki ketebalan berbeda ( $d_1$ ,  $d_2$ ,  $d_3$ , dan  $d_4$ ) dan konduktivitas hidrolik ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ , dan  $K_4$ ). Secara konseptual aliran dalam arah  $z$  melewati semua lapisan di bawah gradien keseluruhan,  $\Delta h/\Delta L_z$ . Karena massa harus kekal, laju aliran yang melalui setiap lapisan akan sama, dan mengingat nilai  $K$  yang berbeda, gradiennya akan berbeda.  $K_z$  ekuivalen untuk seluruh ketebalan,  $d$ , dihitung menggunakan Persamaan Boks 5-6.

$$q = -\frac{K_1 \Delta h_1}{d_1} = -\frac{K_2 \Delta h_2}{d_2} = -\frac{K_3 \Delta h_3}{d_3} = -\frac{K_4 \Delta h_4}{d_4} = -\frac{K_z \Delta h}{d} \quad (\text{Boks 5-4})$$

di mana:

$q$  = debit spesifik dalam arah vertikal (L/T)

$\Delta h_i$  = perbedaan tinggi hidrolik di setiap lapisan dalam arah vertikal, nilai  $\Delta h_i$  dijumlahkan ke  $\Delta h$  (L)

$K_z$  =  $K_z$  ekuivalen dari seluruh bagian (L/T)

Penyusunan ulang Persamaan Boks 5-4 menghasilkan Persamaan Boks 5-5, di mana  $\Delta h$  diperluas menjadi jumlah nilai lapisan  $\Delta h_i$  dan, berdasarkan hukum Darcy, setiap  $\Delta h_i$  dapat dinyatakan sebagai  $\frac{qd_i}{K_i}$ .

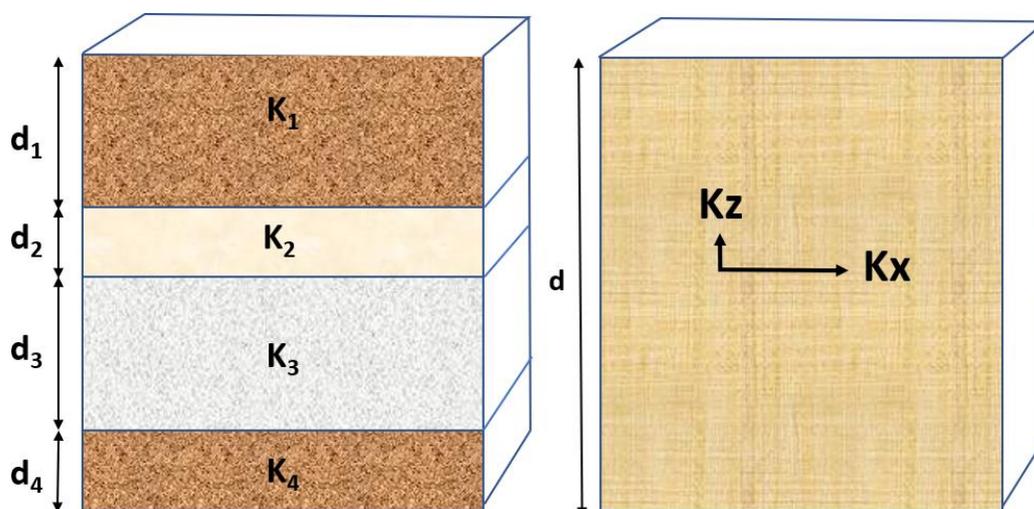
$$K_z = \frac{qd}{\Delta h} = \frac{qd}{\Delta h_1 + \Delta h_2 + \Delta h_3 + \Delta h_4} = \frac{qd}{\frac{qd_1}{K_1} + \frac{qd_2}{K_2} + \frac{qd_3}{K_3} + \frac{qd_4}{K_4}} \quad (\text{Boks 5-5})$$

Dengan menghilangkan  $q$ 's dan menjumlahkan  $\frac{d_i}{K_i}$ , Persamaan Boks 5-6 memberikan prosedur untuk menghitung  $K_z$  ekuivalen.

$$K_z = \frac{d}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i}} \quad (\text{Boks 5-6})$$

Perhitungan  $K_z$  ekuivalen untuk formasi berlapis ini merupakan rata-rata harmonik tertimbang ketebalan. Nilainya sama dengan  $K_v$ , konduktivitas hidrolis vertikal ekuivalen dalam teks utama. Beberapa pembaca mungkin merasa berguna untuk memperhatikan bahwa persamaan untuk menghitung  $K$  ekuivalen tegak lurus lapisan identik dengan persamaan yang digunakan untuk menghitung konduktansi melalui resistor listrik yang dirangkai secara seri.

Persamaan Boks 5-3 dan Boks 5-6 memberikan nilai  $K_x$  dan  $K_z$  untuk formasi homogen namun anisotropik yang secara hidrolis ekuivalen dengan sistem heterogen berlapis dari formasi geologi isotropik yang homogen (Gambar Boks 5-3). Mengingat bahwa  $K_x$  adalah rata-rata aritmatika ketebalan tertimbang, nilai konduktivitas hidrolis tinggi mendominasi nilainya, sedangkan lapisan konduktivitas hidrolis rendah mendominasi nilai rata-rata harmonik tertimbang ketebalan  $K_z$ . Misalnya material dari atas ke bawah adalah pasir kasar, kerikil sedang, pasir lanau dan kerikil halus. Lapisan dari atas ke bawah mempunyai nilai  $K$  sebesar  $K_1 = 100$  m/d,  $K_2 = 1000$  m/d,  $K_3 = 0.1$  m/d dan  $K_4 = 400$  m/d dan ketebalannya  $d_1 = 125$  m,  $d_2 = 58$  m,  $d_3 = 125$  m dan  $d_4 = 67$  m. Konduktivitas hidrolis horizontal dan vertikal yang dihitung adalah  $K_x = 260$  m/d dan  $K_z = 0.3$  m/d (menggunakan Persamaan Boks 5-3 dan Boks 5-6). Rasio anisotropi,  $K_x/K_z$ , berada pada besaran 900. Di lapangan, heterogenitas berlapis biasanya menghasilkan nilai anisotropi regional pada rasio 10:1 dan di banyak tempat nilainya jauh lebih besar.

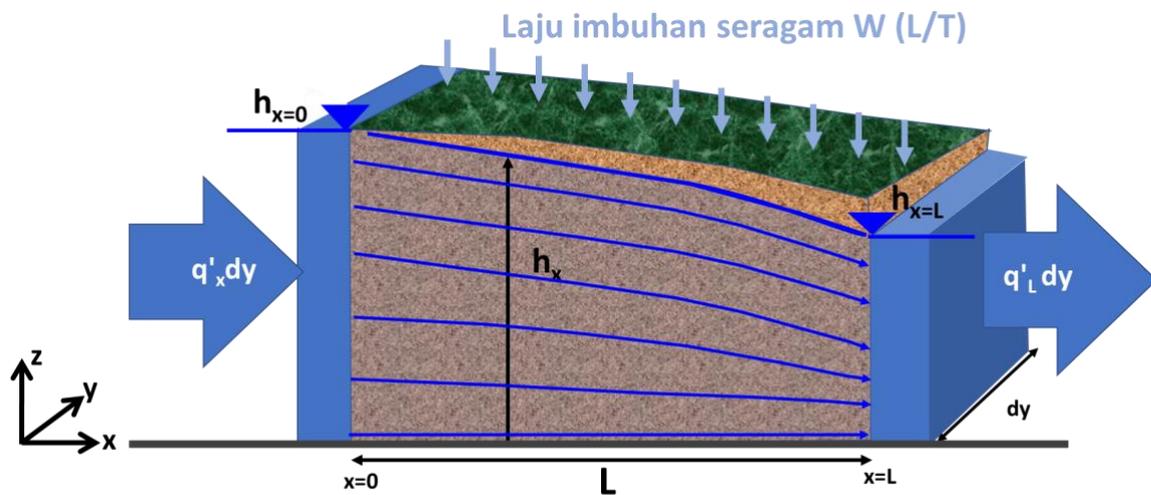


**Gambar Boks 5-3** - Konduktivitas hidrolis ekuivalen dapat dihitung untuk material berlapis menggunakan Persamaan Boks 5-3 dan Boks 5-6.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 5](#) ↑

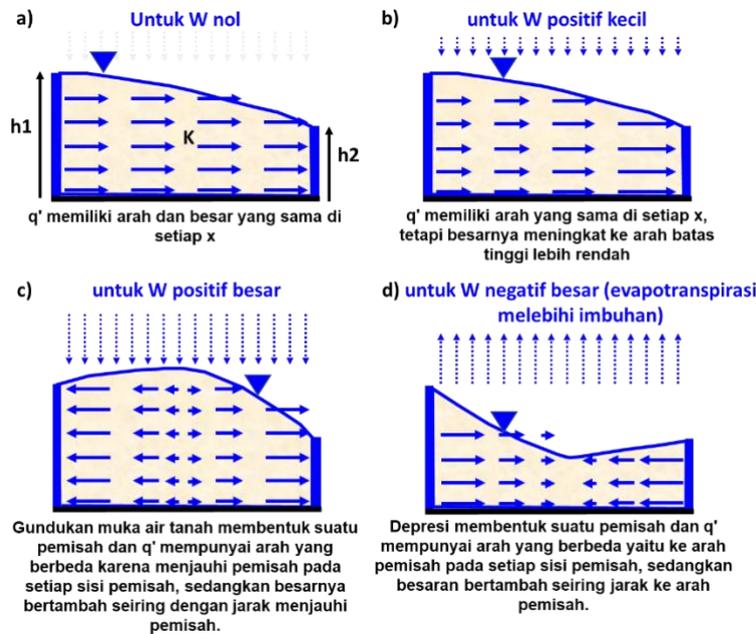
## Boks 6 - Menambahkan Imbuhan ke Sistem Akuifer Tak Tertekan

Perhatikan penambahan kondisi batas fluks pada bagian atas model. Hal ini dapat mewakili imbuhan seragam pada bagian atas permukaan antara batas tinggi konstan (Gambar Boks 6-1). Sekarang laju aliran akan bervariasi dari satu lokasi  $x$  ke lokasi lainnya. Tergantung pada nilai relatif  $h_1$ ,  $h_2$ , imbuhan,  $W$ , konduktivitas hidrolis,  $K$ , dan tinggi batas, aliran mungkin seluruhnya ke kanan, ke kiri, atau pemisah air tanah dapat terbentuk di dalam daratan tempat aliran tersebut terjadi,  $q'$ , adalah nol dengan peningkatan volume aliran dalam arah yang berlawanan dari pemisah ke pembatas.



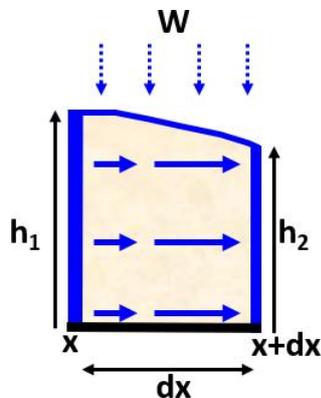
**Gambar Boks 6-1** - Termasuk imbuhan yang seragam pada sistem aliran air tanah keadaan tunak dan tak tertekan antara badan air permukaan yang menembus penuh dengan tinggi konstan.

Beberapa skema konfigurasi yang mungkin ditunjukkan pada Gambar Boks 6-2 untuk mengilustrasikan variasi substansial yang dapat terjadi dalam sistem satu dimensi sederhana ini. Arah dan kecepatan aliran, serta bentuk permukaan air bisa sangat berbeda.



**Gambar Boks 6-2** - Tergantung pada nilai relatif tinggi batas,  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $W$ , dan  $K$ , aliran,  $q'$  (panah biru solid) mungkin seluruhnya ke kanan, ke kiri, atau pemisah air tanah dapat terbentuk di dalam sistem air tanah. Respon muka air tanah: a) untuk imbuhan,  $W$ , nol; b) untuk tingkat imbuhan yang kecil dibandingkan dengan aliran yang mengalir di akuifer; c) untuk tingkat imbuhan yang besar dibandingkan dengan aliran yang mengalir di akuifer; d) untuk tingkat imbuhan negatif yang besar (kehilangan air dari muka air tanah, misalnya evapotranspirasi) relatif terhadap aliran melalui akuifer.

Untuk memasukkan imbuhan permukaan ke dalam solusi analitik, pertama pertimbangkan prisma kecil akuifer, seperti yang ditunjukkan pada Gambar Boks 6-3.



**Gambar Boks 6-3** - Sebuah prisma kecil dari akuifer.

Aliran yang melalui muka kiri Gambar Boks 6-3 ditunjukkan pada Persamaan Boks 6-1.

$$q'_x dy = -K \left( h \frac{dh}{dx} \right)_x dy \tag{Boks6-1}$$

di mana:

$$q'_x = \text{aliran per satuan lebar (L}^2\text{/T)}$$

$$dy = \text{lebar muka ke dalam halaman (L)}$$

Aliran yang melalui muka kanan Gambar Boks 6-3 ditunjukkan pada Persamaan Boks 6-2.

$$q'_{x+dx}dy = -K \left( h \frac{dh}{dx} \right)_{x+dx} dy \quad (\text{Boks 6-2})$$

Nilai  $h \left( \frac{dh}{dx} \right)$  berbeda pada setiap sisi elemen, sehingga nilai  $Q(q'dy)$  berbeda pada setiap sisi. Perbedaan antara aliran pada masing-masing sisi elemen harus sama dengan jumlah aliran yang masuk sebagai imbuhan dari bagian atas sistem. Perbedaan aliran dapat dinyatakan dalam persamaan aliran air tanah satu dimensi, tak tertekan, keadaan tunak, dan disamakan dengan jumlah aliran yang masuk ke elemen dari atas di antara kedua sisi ( $W dx dy$ ) seperti pada Persamaan Boks 6-3.

$$(q'_{x+dx} - q'_x)dy = -K \frac{d}{dx} \left( h \frac{dh}{dx} \right) dx dy = W dx dy \quad (\text{Boks 6-3})$$

di mana:

$$W = \text{Laju imbuhan dari permukaan (L/T)}$$

Mengumpulkan suku-suku turunan dan membagi kedua ruas dengan  $-K$  menghasilkan Persamaan Boks 6-4.

$$\frac{1}{2} \frac{d^2 h^2}{dx^2} = -\frac{W}{K} \quad (\text{Boks 6-4})$$

Mengintegrasikan Persamaan Boks 6-4 menghasilkan Persamaan Boks 6-5.

$$h^2 = -\frac{Wx^2}{K} + C_1x + C_2 \quad (\text{Boks 6-5})$$

di mana:

$$C_1, C_2 = \text{Konstanta integrasi (L dan L}^2, \text{ secara berurutan)}$$

Dengan menerapkan kondisi batas seperti yang dilakukan pada kasus tanpa imbuhan ( $h = h_1$  at  $x = 0$  dan  $h = h_2$  at  $x = L$ ), konstanta dapat ditentukan. Penyelesaian konstanta menghasilkan Persamaan Boks 6-6. Penyelesaian Persamaan Boks 6-6 untuk  $h$  pada  $x$  menghasilkan Persamaan Boks 6-7. Lihat Gambar Boks 6-1 dan Boks 6-3 untuk suku-sukunya.

$$h_x^2 = h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L} + \frac{W}{K}(L-x)x \quad (\text{Boks 6-6})$$

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L} + \frac{W}{K}(L-x)x} \quad (\text{Boks 6-7})$$

di mana:

$$h_x = \text{tinggi pada } x \text{ sekian jarak dari titik asal, } x = 0 \text{ (L)}$$

$$x = \text{jarak dari titik asal (L)}$$

$$h_1 = \text{tinggi di titik asal (L)}$$

$$h_2 = \text{tinggi di L (L)}$$

$$L = \text{jarak dari titik asal ke } h_2$$

$$K = \text{konduktivitas hidrolik (L/T)}$$

$W =$  laju imbuan (L/T)

Untuk menentukan  $q'$  sebagai fungsi dari  $x$ , Persamaan Boks 6-6 dapat diturunkan terhadap  $x$  sehingga menghasilkan Persamaan Boks 6-8.

$$h \frac{dh}{dx} = -\frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L} + \frac{W}{K} \left( \frac{L}{2} - x \right) \quad (\text{Boks 6-8})$$

Mengalikan Persamaan Boks 6-8 dengan  $-K$  menghasilkan Persamaan Boks 6-9.

$$-Kh \frac{dh}{dx} = \frac{K(h_1^2 - h_2^2)}{2L} - W \left( \frac{L}{2} - x \right) \quad (\text{Boks 6-9})$$

Mengganti  $q'_x$  untuk ruas kiri Persamaan Boks 6-9 menghasilkan Persamaan Boks 6-10.

$$q'_x = \frac{K(h_1^2 - h_2^2)}{2L} - W \left( \frac{L}{2} - x \right) \quad (\text{Boks 6-10})$$

Tugas selanjutnya adalah menentukan lokasi pembagian air tanah. Ekspresi lokasi pembagian,  $d$ , dapat ditentukan dengan menetapkan  $q'_x$  sama dengan nol pada Persamaan Boks 6-10 dan menyelesaikan posisi  $x$  dari pembagian ( $d$ ) seperti ditunjukkan pada Persamaan Boks 6-11.

$$d = \frac{L}{2} - \frac{K}{W} \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L} \quad (\text{Boks 6-11})$$

di mana:

$d =$   $x$  lokasi pembagian air tanah (L)

Tinggi maksimum (atau minimum dalam kasus nilai  $W$  negatif) dapat ditentukan dengan mensubstitusikan  $d$  untuk  $x$  pada Persamaan Boks 6-7 sehingga menghasilkan Persamaan Boks 6-12.

$$h_{max/min} = \sqrt{h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)d}{L} + \frac{W}{K}(L-d)d} \quad (\text{Boks 6-12})$$

di mana:

$h_{max/min} =$  tinggi maksimum untuk  $W$  positif dan minimum untuk  $W$  negatif (L)

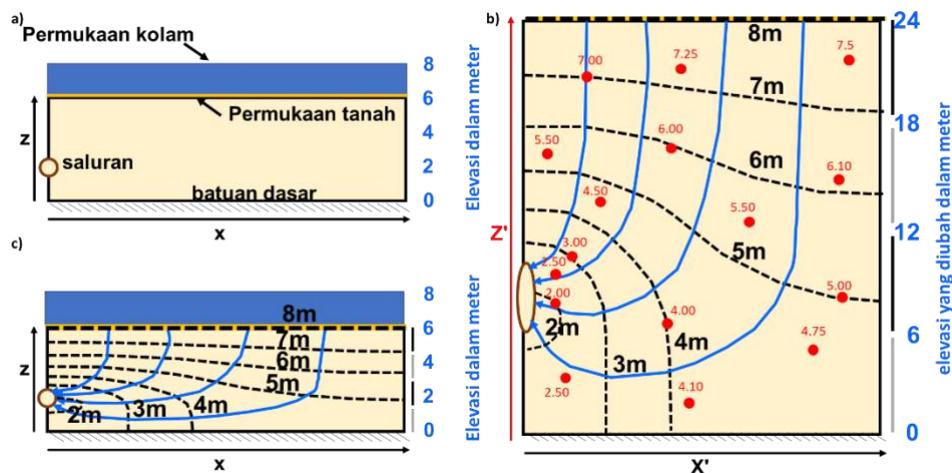
[Spreadsheet yang disediakan pada tautan ini](#) memungkinkan Anda menjelajahi sifat sistem aliran ini untuk berbagai nilai parameter masukan.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 6](#)

## Boks 7 - Transformasi Sumbu untuk Aliran 2-D dalam Medium Anisotropik

Metode grafis kedua untuk menentukan arah aliran pada material anisotropik melibatkan transformasi satu sumbu peta atau penampang untuk memperhitungkan anisotropi, memplot nilai tinggi kemudian menggambar garis ekuipotensial dan garis aliran seolah-olah sistem tersebut isotropik. Selanjutnya, seluruh gambar diubah kembali ke skala aslinya. Transformasi tersebut melibatkan peregangan gambar ke arah konduktivitas hidrolis minimum atau mengompresi gambar ke arah konduktivitas hidrolis maksimum. Cara paling mudah untuk menjelaskan proses ini adalah dengan mengarahkan sumbu  $x$  dan  $z$  sejajar masing-masing dengan  $K_{max}$  dan  $K_{min}$  sistem lapangan.

Perhatikan sistem yang ditunjukkan pada Gambar Boks 7-1, di mana suatu badan air dengan elevasi 8 meter berada di atas permukaan tanah pada elevasi 6 meter. Saluran pembuangan berdiameter 1 meter dengan tinggi 0 (pada tekanan atmosfer) dipusatkan 2 meter di atas batuan dasar sehingga dasar saluran berada 1,5 meter di atas batuan dasar. Semua pembatas selain genangan air dan saluran pembuangan tanpa aliran. Konduktivitas hidrolis horizontal,  $K_x$ , adalah 0,16 m/hari dan konduktivitas hidrolis vertikal,  $K_z$ , adalah 0,01m/hari.



**Gambar Boks 7-1** Contoh penggunaan transformasi sumbu untuk menentukan garis aliran pada sistem homogen anisotropik. a) Domain masalahnya adalah pasir yang direpresentasikan dalam penampang melintang tanpa berlebihan secara vertikal di mana aliran jenuh terjadi melalui bahan anisotropik dari dasar kolam (permukaan kolam berada 8 m di atas dasar permeabilitas rendah dan dasar kolam adalah 6 m di atas alas). Terdapat pipa pembuangan berdiameter 1 m pada tekanan atmosfer di batas kiri. Semua batas selain kolam dan saluran air merupakan batas tanpa aliran. Elips konduktivitas hidrolis mempunyai perbandingan akar kuadrat  $K_x$  dengan akar kuadrat  $K_z$ , yaitu 4. b) Transformasi sumbu  $z$  dan penggambaran garis aliran tegak lurus terhadap garis ekuipotensial. c) Garis aliran akhir pada skala semula (sumbu  $z$  dikembalikan ke skala semula). (semua dari Freeze dan Cherry, 1979).

Untuk menghasilkan medan aliran anisotropik skala plot diubah menjadi  $X'$  dan  $Z'$  berdasarkan elips konduktivitas hidrolis. Skala sumbu  $x$  tetap sama,  $X' = x$ , dan sumbu  $z$  diubah menjadi  $Z' = z \left( \frac{K_x}{K_z} \right)^{0.5}$ . Mengganti nilai  $K_x$  dan  $K_z$  akan menghasilkan:

$$Z' = z \left( \frac{0.16^{0.5}}{0.01^{0.5}} \right) = z \left( \frac{0.4}{0.1} \right) = 4z$$

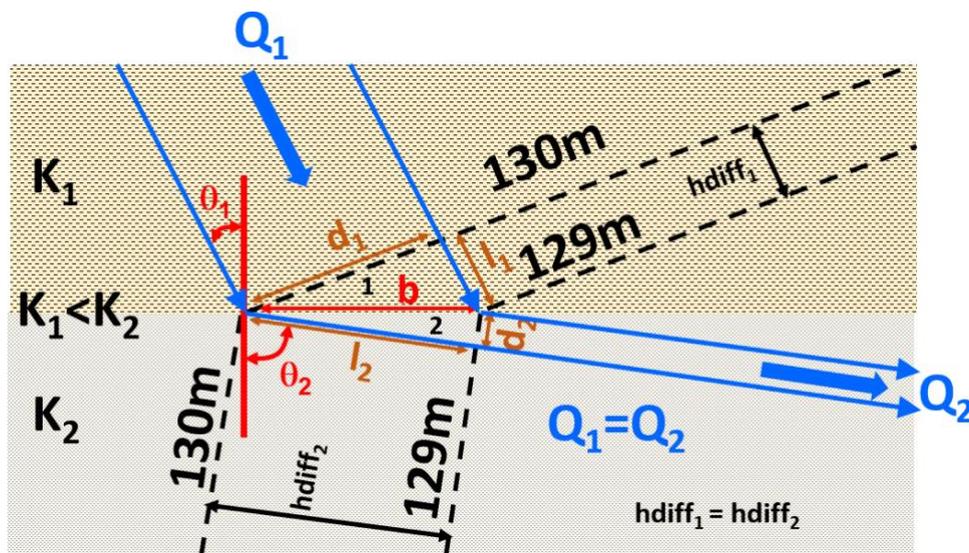
Jadi, sumbu z diperbesar dengan faktor sebesar 4 seperti terlihat pada Gambar Boks 7-1b. Jika nilai tinggi tidak diplot pada bagian skala yang telah ditransformasikan, maka data tinggi diplot pada lokasi  $x, Z'$  dengan  $Z'$  empat kali nilai  $z$  (titik dan nilai merah pada Gambar Boks 7-1b). Selanjutnya data tinggi dikontur (garis hitam putus-putus) dan garis aliran digambar tegak lurus terhadap garis ekuipotensial (panah biru solid). Terakhir, lokasi  $Z'$  setiap titik pada gambar diubah kembali ke skala aslinya seperti ditunjukkan pada Gambar Boks 7-1c untuk mendapatkan garis aliran untuk sistem anisotropik. Setelah transformasi terbalik, garis aliran tidak lagi tegak lurus terhadap garis ekuipotensial. Transformasi ini hanya valid jika representasi penampang asli diplot tanpa berlebihan secara vertikal.

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 7](#) ↑

## Boks 8 - Menurunkan Hukum Tangen Refraksi

Eileen Poeter, William Woessner, dan Paul Hsieh

Gambar Boks 8-1 menunjukkan garis aliran dan garis ekuipotensial pada antarmuka antar bahan yang mempunyai konduktivitas hidrolik berbeda. Satu sisi antarmuka, Wilayah 1 memiliki konduktivitas hidrolik  $K_1$ ; sisi lain antarmuka, Wilayah 2 memiliki konduktivitas hidrolik  $K_2$ . Dalam keadaan tunak, debit dalam tabung aliran yang dibentuk oleh dua garis aliran paralel harus sama pada kedua sisi antarmuka ( $Q_1 = Q_2$ ), dan mengingat Hukum Darcy harus diikuti, maka gradien dan luas aliran ( $A$ ) harus berbeda di setiap sisi antarmuka untuk mengakomodasi konduktivitas hidrolik yang berbeda. Hal ini menyebabkan garis aliran membias pada antarmuka seperti ditunjukkan pada Gambar Boks 8-1 karena gradien ( $hdiff_1/l_1$  di Wilayah 1 dan  $hdiff_2/l_2$  di Wilayah 2) dan luas aliran (ditunjukkan dengan lebar tabung aliran,  $d_1$  dan  $d_2$ , dikali satuan lebar pada gambar) harus menyesuaikan untuk membawa aliran volumetrik yang sama pada material dengan konduktivitas hidrolik berbeda.



**Gambar Boks 8-1** - Geometri garis aliran pada antarmuka antar material yang mempunyai konduktivitas hidrolik berbeda menunjukkan sudut bias, lebar tabung aliran  $d_1$  dan  $d_2$ , dan jarak antara garis ekuipotensial  $l_1$  dan  $l_2$  pada sisi antarmuka yang berbeda.

Hukum Darcy dapat ditulis untuk Wilayah 1, atau 2, dengan subskrip  $n = 1$  untuk mewakili wilayah 1 atau  $n = 2$  untuk mewakili wilayah 2, menggunakan Persamaan Boks 8-1.

$$Q_n = -K_n i_n A_n \quad (\text{Boks 8-1})$$

di mana:

$Q_n$  = aliran volumetrik melalui satuan lebar ke dalam gambar untuk wilayah n ( $L^3/T$ )

$K_n$  = konduktivitas hidrolik wilayah n ( $L/T$ )

$i_n$  = gradien hidrolik pada wilayah n (tanpa dimensi) =  $-\frac{\text{perbedaan tinggi}}{\text{jarak}} = -\frac{hdiff_n}{l_n}$

$A_n$  = luas tegak lurus aliran dalam tabung dengan luas n ( $L^2$ ),  $A_n = d_n w$  di mana w adalah satuan lebar pada gambar

Setting  $Q_1 = Q_2$  menghasilkan Persamaan Boks 8-2.

$$-K_1 \frac{hdiff_1}{l_1} d_1 w = -K_2 \frac{hdiff_2}{l_2} d_2 w \quad (\text{Boks 8-2})$$

di mana:

$hdiff_1$  = beda tinggi garis ekuipotensial wilayah 1 (L)

$hdiff_2$  = beda tinggi garis ekuipotensial wilayah 2 (L)

$d_1, d_2, l_1, l_2,$  = jarak yang ditentukan pada Gambar Boks 8-1 (L)

$w$  = satuan lebar ke dalam gambar (L)

catatan: dalam hal ini  $hdiff_1$  sama dengan  $hdiff_2$ ,  $hdiff = hdiff_1 = hdiff_2 = (129m - 130m = -1m)$ .

Membatalkan persamaan beda tinggi,  $hdiff$ , dan menghilangkan persamaan jarak tegak lurus arah aliran,  $w$ , Persamaan Boks 8-2 disederhanakan menjadi Persamaan Boks 8-3.

$$K_1 \frac{d_1}{l_1} = K_2 \frac{d_2}{l_2} \quad (\text{Boks 8-3})$$

Mengingat jarak b dan sudut  $\theta$ 's seperti yang didefinisikan pada Gambar Boks 8-1, maka hubungan trigonometri menghasilkan Persamaan Boks 8-4 dan Boks 8-5.

$$d_1 = b \cos \theta_1 \quad (\text{Boks 8-4})$$

$$d_2 = b \cos \theta_2 \quad (\text{Boks 8-5})$$

di mana:

$\theta_n$  = sudut ditunjukkan pada Gambar Boks 8-1 (derajat)

Substitusi Persamaan Boks 8-4 dan Boks 8-5 untuk  $d_1$  dan  $d_2$  pada Persamaan Boks 8-3 menghasilkan Persamaan Boks 8-6.

$$K_1 \frac{b \cos \theta_1}{l_1} = K_2 \frac{b \cos \theta_2}{l_2} \quad (\text{Boks 8-6})$$

Dengan menggunakan aturan trigonometri, Persamaan Boks 8-7 dan Persamaan Boks 8-8 adalah benar.

$$\frac{b}{l_1} = \frac{1}{\sin \theta_1} \quad (\text{Boks 8-7})$$

$$\frac{b}{l_2} = \frac{1}{\sin \theta_2} \quad (\text{Boks 8-8})$$

Substitusi Persamaan Boks 8-7 dan Persamaan Boks 8-8 ke Persamaan Boks 8-6 dan hapus  $b$ , maka diperoleh Persamaan Boks 8-9.

$$K_1 \frac{\cos \theta_1}{\sin \theta_1} = K_2 \frac{\cos \theta_2}{\sin \theta_2} \quad (\text{Boks 8-9})$$

Menyusun ulang dengan mengalikan kedua ruas terlebih dahulu dengan  $\sin \theta_1$  dan lalu dengan  $\sin \theta_2$ , dan membagi kedua ruas terlebih dahulu dengan  $\cos \theta_1$  dan lalu dengan  $\cos \theta_2$  menghasilkan Persamaan Boks 8-10.

$$K_1 \frac{\sin \theta_2}{\cos \theta_2} = K_2 \frac{\sin \theta_1}{\cos \theta_1} \quad (\text{Boks 8-10})$$

Menggunakan Identitas Trigonometri dari Persamaan Boks 8-11.

$$\tan \theta = \frac{\sin \theta}{\cos \theta} \quad (\text{Boks 8-11})$$

Persamaan Boks 8-10 dapat dinyatakan sebagai Persamaan Boks 8-12.

$$K_1 \tan \theta_2 = K_2 \tan \theta_1 \quad (\text{Boks 8-12})$$

Kemudian membagi kedua ruas Persamaan Boks 8-12 terlebih dahulu dengan  $K_2$  dan lalu dengan  $\tan \theta_2$ , diperoleh hukum tangen pada Persamaan Boks 8-13.

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \quad (\text{Boks 8-13})$$

di mana:

$K_1$  = konduktivitas hidrolik lapisan 1 (L/T)

$K_2$  = konduktivitas hidrolik lapisan 2 (L/T)

$\theta_1$  = sudut garis aliran yang tegak lurus terhadap batas pada strata 1 seperti terlihat pada Gambar Boks 8-1 (derajat)

$\theta_2$  = sudut garis aliran yang tegak lurus terhadap batas pada strata 2 seperti terlihat pada Gambar Boks 8-1 (derajat)

[Kembali ke tempat teks tertaut Boks 8](#) ↑

## 13 Solusi Latihan

### Solusi untuk Latihan 1

1) Sampel tanah berukuran 100 sentimeter kubik ( $\text{cm}^3$ ) mempunyai berat awal 227,1 gram. Dikeringkan dalam oven pada suhu  $105^\circ\text{C}$  hingga berat konstan 222,0 gram. Sampel kemudian dijenuhkan dengan air dan mempunyai berat 236,6 gram. Selanjutnya sampel dibiarkan mengalir secara gravitasi pada lingkungan dengan kelembaban 100% dan ditimbang kembali sebesar 224,4 gram. Dengan asumsi  $1 \text{ cm}^3 \text{ air} = 1 \text{ gram}$  pada  $15,5^\circ\text{C}$ :

1a) Hitung porositas menggunakan Persamaan 6 buku ini.

$$n_e = \frac{V_I}{V_T}$$

di mana:

$n_e$  = porositas efektif (tanpa dimensi)

$V_I$  = volume ruang pori yang saling terhubung ( $\text{L}^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $\text{L}^3$ )

Diketahui berat air dalam gram setara dengan volume dalam  $\text{cm}^3$  karena 1 g air sama dengan  $1 \text{ cm}^3$  maka gunakan berat air di mana volume air yang dibutuhkan, maka volume air dalam sampel adalah berat jenuh dalam gram dikurangi berat kering oven dalam gram:

$$n_e = \frac{(\text{berat jenuh} - \text{berat kering}) \text{ dalam volume}}{100 \text{ cm}^3} = \frac{236,6 \text{ cm}^3 - 222,0 \text{ cm}^3}{100 \text{ cm}^3}$$

$$n_e = \frac{14,6 \text{ cm}^3}{100 \text{ cm}^3} = 0,146 \text{ or } 14,6\%$$

1b) Hitung specific yield menggunakan Persamaan 11 buku ini.

$$S_y = \frac{V_D}{V_T}$$

di mana:

$S_y$  = specific yield (tanpa dimensi)

$V_D$  = volume air yang mengalir secara gravitasi ( $\text{L}^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $\text{L}^3$ )

Diketahui berat air dalam gram setara dengan volume dalam  $\text{cm}^3$  karena 1 g air sama dengan  $1 \text{ cm}^3$  maka gunakan berat air di mana volume air yang dibutuhkan, maka volume air yang dikeluarkan dari sampel adalah berat air yang dikeringkan dalam gram:

$$S_y = \frac{12,2g}{100 \text{ cm}^3} = 0,122 \text{ or } 12,2\%$$

1c) Hitung retensi spesifik menggunakan Persamaan 12 buku ini.

$$S_r = \frac{V_r}{V_T}$$

di mana:

$S_r$  = retensi spesifik (tanpa dimensi)

$V_R$  = volume air yang tertahan melawan gravitasi setelah pelepasan berhenti ( $L^3$ )

$V_T$  = volume sampel ( $L^3$ )

Diketahui berat air dalam gram setara dengan volume dalam  $cm^3$  karena 1 g air sama dengan 1  $cm^3$  maka gunakan berat air di mana volume air yang dibutuhkan, jadi volume air yang tertahan dalam sampel adalah total air dalam sampel (yaitu, berat jenuh dalam gram dikurangi berat kering dalam gram) dikurangi berat air yang terkuras:

$$S_r = \frac{(\text{berat jenuh} - \text{berat kering} - \text{air terkuras}) \text{ dalam volume}}{V_T}$$

$$S_r = \frac{236,6 \text{ g} - 222,0 \text{ g} - 12,2 \text{ g}}{100 \text{ cm}^3} = \frac{2,4 \text{ g}}{100 \text{ cm}^3} = 0,024 \text{ atau } 2,4\%$$

$$S_r = 0,024 \text{ or } 2,4\%$$

Periksa, seperti pada Persamaan 13 buku ini:

$$n_e = S_y + S_r$$

$$0,146 = 0,122 + 0,024 = \text{benar } 0.146$$

1d) Evaluasi apakah massa jenis partikel yang dihasilkan masuk akal menggunakan Persamaan 3 buku ini.

$$\rho_b = (1 - n) \rho_p + n \rho_f$$

di mana:

$\rho_b$  = massa jenis massal ( $M/L^3$ )

$n$  = porositas total (tanpa dimensi)

$\rho_p$  = massa jenis partikel ( $M/L^3$ )

$\rho_f$  = massa jenis fluida ( $M/L^3$ )

Susun ulang untuk solusi massa jenis partikel:

$$\rho_p = \frac{\rho_b - n \rho_f}{(1 - n)}$$

Dari data laboratorium:

$$\rho_b = \text{berat jenuh terhadap volume total (236,6 g / 100 cm}^3) = 2,37 \text{ g/cm}^3$$

$$n = \text{asumsikan porositas efektif adalah porositas total} = 0,146$$

$$\rho_f = 1 \text{ g/cm}^3$$

Substitusi dan selesaikan massa jenis partikel:

$$\rho_p = \frac{\frac{2,37 \text{ g}}{\text{cm}^3} - 0,146 \frac{1 \text{ g}}{\text{cm}^3}}{(1 - 0,146)} = 2,6 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$$

Ya, ini adalah massa jenis partikel yang masuk akal untuk tanah. Tanah umumnya merupakan campuran kuarsa, feldspar, dan tanah liat dan massa jenis partikel ini berada dalam kisaran material tersebut, lebih kecil dari kuarsa ( $2,67 \text{ g/cm}^3$ ), lebih besar dari feldspar ( $2,56 \text{ g/cm}^3$ ), dan tipikal massa jenis tanah liat ( $2,6 \text{ g/cm}^3$ ).

1e) Hitung rasio rongga menggunakan Persamaan 8 buku ini, di mana e adalah rasio rongga.

$$n = \frac{e}{1 + e}$$

Susun ulang untuk menyelesaikan e:

$$n(1 + e) = e$$

$$n + ne = e$$

$$n = e - ne = (1 - n)e$$

$$e = \frac{n}{1 - n}$$

$$e = \frac{n}{1 - n} = \frac{0,146}{1 - 0,146} = 0,17$$

1f) Hitung kadar kelembaban awal sampel sebelum dikeringkan menggunakan Persamaan 9 buku ini.

$$\theta = \frac{V_W}{V_T}$$

di mana:

$$\theta = \text{kadar kelembaban (tanpa dimensi)}$$

$$V_W = \text{volume air dalam ruang pori (L}^3)$$

Diketahui berat air dalam gram setara dengan volume dalam  $\text{cm}^3$  karena 1 g air sama dengan  $1 \text{ cm}^3$  maka gunakan berat air di mana volume air yang dibutuhkan, jadi volume awal air dalam sampel adalah berat sampel jenuh dikurangi berat kering:

$$\theta = \frac{V_W}{V_T} = \frac{(\text{berat awal sampel} - \text{berat kering sampel}) \text{ dalam volume}}{10 \text{ cm}^3}$$

$$\theta = \frac{V_W}{V_T} = \frac{(227,1 \text{ cm}^3 - 222,0 \text{ cm}^3)}{100 \text{ cm}^3} = \frac{0,51 \text{ cm}^3}{100 \text{ cm}^3}$$

$$\theta = 0,051 \text{ or } 5,1\%$$

g) Hitung derajat kejenuhan awal menggunakan Persamaan 10 buku ini.

$$\text{Derajat Kejenuhan} = \frac{\theta}{n_e}$$

$$\text{Derajat Kejenuhan} = \frac{0,051}{0,146} = 0,35 \text{ or } 35\%$$

[Kembali ke Latihan 1](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 2

2) Tunjukkan bahwa  $n = e/(1 + e)$ , di mana  $n$  adalah porositas dan  $e$  adalah rasio rongga.

Porositas didefinisikan oleh Persamaan 6 buku ini. Dan, bila porositas efektif sama dengan porositas yang saling terhubung maka  $V_I = V_V$ .

$$n_e = \frac{V_I}{V_T} = \frac{V_V}{V_T} = n$$

Rasio Rongga ditentukan oleh Persamaan 7 buku ini.

$$e = \frac{V_V}{V_S}$$

Volume total merupakan penjumlahan volume benda padat dan volume rongga.

$$V_T = V_V + V_S$$

Dengan menggunakan tiga hubungan ditunjukkan:

$$n = \frac{V_V}{V_V + V_S}$$

$$\frac{1}{n} = \frac{V_V + V_S}{V_V} = 1 + \frac{V_S}{V_V} = 1 + \frac{1}{e}$$

$$\frac{1}{n} = \frac{e + 1}{e}$$

$$n = \frac{e}{e + 1}$$

Ini sesuai dengan Persamaan 8 buku ini.

$$n = \frac{e}{1 + e}$$

[Kembali ke Latihan 2](#) ↑

### Solusi untuk Latihan 3

3) Urutkan material sedimen dengan nilai terbesar (1) hingga material dengan nilai terkecil (3) untuk konduktivitas hidrolik,  $K$ , *specific yield*,  $S_y$ , dan porositas  $n$ .

	$K$	$S_y$	$n$
Pasir Berlumpur	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>2</u>
Tanah liat	<u>3</u>	<u>3</u>	<u>1</u>
Campuran merata pasir dan kerikil	<u>1</u>	<u>1</u>	<u>3</u>

Estimasi urutan ini memerlukan sejumlah asumsi dan tergantung pada pemikiran tiap yang mengerjakan, sedikit perbedaan dalam urutan dapat diterima.

Untuk konduktivitas hidrolik lihat Gambar 32 buku ini, urutannya cukup jelas.

Untuk *specific yield* see Tabel 3 lihat Tabel 3 buku ini. Pasir yang mengisi pori-pori kerikil akan menurunkan konduktivitas hidroliknya dibandingkan dengan pasir atau kerikil, menurunkan porositasnya dan menurunkan *specific yield*. Selain itu, material juga mempunyai nilai yang beragam. Akibatnya, urutan yang tepat tidak sepenuhnya jelas.

Untuk porositas lihat Tabel 1 dan 2 pada buku ini.

[Kembali ke Latihan 3 ↑](#)

## Solusi untuk Latihan 4

- 4) Akuifer pasir tak tertekan regional dibangun pada tahun 1990. Sebagai akibat dari ekstraksi air, muka air tanah turun sekitar 40 m di area seluas 1 km persegi. Jika porositasnya,  $n$ , adalah 34% dan retensi spesifiknya,  $S_y$ , adalah 12%, berapa banyak air ( $m^3$ ) yang ditarik dari area yang terkena dampak? Bagaimana perbedaan volume ini jika akuifernya berupa pasir tertekan setebal 100 m yang berisi air pada suhu  $8^\circ C$ ?

Hitung volume menggunakan Persamaan 48 buku ini.

$$\text{Volume Air Tak Tertekan yang dikuras} = S_y A \Delta h$$

di mana:

$Volume$  = volume yang dikuras dari akuifer tak tertekan pada suatu luas,  $A$ , untuk tiap perubahan elevasi muka air tanah  $\Delta h$  ( $L^3$ )

$S_y$  = specific yield (tanpa dimensi)

$A$  = luas di mana perubahan muka air tanah ( $L^2$ )

$\Delta h$  = perubahan pada elevasi muka air tanah ( $L$ )

$S_y$  dapat ditentukan sebagai  $n_e - S_r$  seperti ditunjukkan Persamaan 13 buku ini.

$$n_e = S_y + S_r$$

$\text{Volume Air Tak Tertekan yang dikuras} = (0.34 - 0.12) 1000m 1000m 40m$

$$\text{Volume dari Akuifer Tak Tertekan} = 8,800,000 \text{ m}^3 = 8.8 \text{ juta m}^3$$

Penyimpanan spesifik dapat dihitung menggunakan Persamaan 45 buku ini. Jika akuifer terdiri dari pasir tertekan setebal 100 meter:

$$S_s = \rho g (\alpha + n_e \beta)$$

di mana:

$S_s$  = penyimpanan spesifik ( $1/L$ )

$\alpha$  = kompresibilitas struktur padat akuifer ( $T^2L/M$ )

$n_e$  = porositas efektif (tanpa dimensi)

$\beta$  = kompresibilitas air ( $T^2L/M$ )

Gunakan nilai kompresibilitas untuk pasir pada Tabel 4 dan massa jenis untuk air bersuhu  $8^\circ C$  dari Gambar 28 buku ini.

$$S_s = \left(1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}\right) \left(9.8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}\right) \left(1 \times 10^{-8} \frac{\text{m}^2}{\frac{\text{kg m}}{\text{s}^2}} + (0.34) \left(4.4 \times 10^{-10} \frac{\text{m}^2}{\frac{\text{kg m}}{\text{s}^2}}\right)\right)$$

$$S_s = \frac{1 \times 10^{-4}}{m}$$

Persamaan 49 buku ini digunakan untuk menentukan storativitas:

$$S_{tertekan} = S_s b = \left( \frac{1 \times 10^{-4}}{m} \right) 40m = 4 \times 10^{-3}$$

Persamaan 50 buku ini untuk menentukan volume.

$$\text{Volume Air Tertekan yang dikuras} = SA\Delta h$$

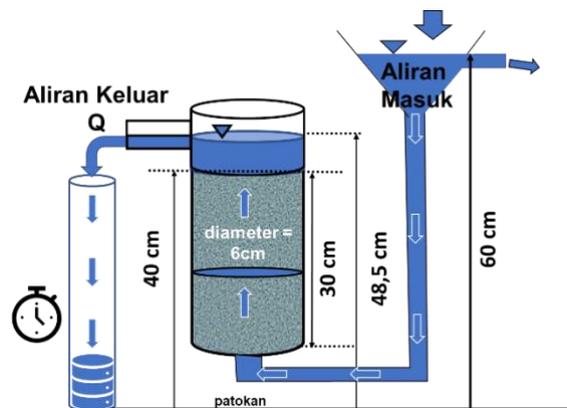
$$\text{Volume Air Tertekan yang dikuras} = 4 \times 10^{-3} \cdot 1000m \cdot 1000m \cdot 40m$$

$$\text{Volume dari Akuifer Tertekan} = 160.000m^3$$

[Kembali ke Latihan 4](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 5

5) Sebuah pabrik membuang air limbah panas dengan menyuntikkannya ke dalam sumur sedalam 1000 m yang menembus akuifer tertekan. Akuifer batu pasir mengandung air pada suhu 35°C, suhu yang sama dengan air limbah. Regulator ingin perusahaan membuat model seberapa jauh air yang terkontaminasi akan mengalir di akuifer selama periode 10 tahun. Nilai konduktivitas hidrolik sedikit diketahui. Mereka mengharuskan perusahaan untuk membuat inti bagian dari akuifer tertekan setebal 50 m dan menentukan nilai konduktivitas hidrolik yang representatif. Sebagian inti ditempatkan dalam permeameter tinggi konstan seperti diilustrasikan dalam Gambar terlampir.



5a) Jika rata-rata 34,0 ml/menit terkumpul di saluran keluar, berapa K dalam cm/s?

Konduktivitas hidrolik dapat ditentukan dengan menyusun ulang Persamaan 15 buku ini:

$$Q = -K \frac{\Delta h}{\Delta L} A$$

di mana:

$Q$  = laju aliran volumetrik (L<sup>3</sup>/T)

$K$  = konduktivitas hidrolik, konstanta proporsional yang merefleksikan kemudahan aliran air melalui sebuah material (L/T)

$\Delta h$  = perbedaan tinggi hidrolik antara dua titik pengukuran (L)

$\Delta L$  = panjang antar lokasi di mana tinggi hidrolik diukur (L)

$\frac{\Delta h}{\Delta L}$  = gradien tinggi hidrolik (tanpa dimensi)

$A$  = luas penampang dari aliran yang tegak lurus dengan arah aliran (L<sup>2</sup>)

Menyusun ulang:

$$K = - \frac{Q \Delta L}{A \Delta h}$$

$$K = -\frac{\frac{34\text{cm}^3}{\text{min}} 30\text{cm} \frac{1 \text{ min}}{60 \text{ s}}}{3,14 (3\text{cm})^2 (48,5\text{cm} - 60\text{cm})} = \frac{17\text{cm}^4}{325\text{cm}^3} = 0,052 \frac{\text{cm}}{\text{s}}$$

5b) Jika percobaan di laboratorium diselesaikan dengan menggunakan air bersuhu 15°C, berapakah permeabilitas intrinsik batu pasir tersebut dalam cm<sup>2</sup>?

Jika pengujian dilakukan pada suhu 15°C, maka permeabilitas intrinsik,  $k$ , of the dari batu pasir dalam cm<sup>2</sup> dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan 31 buku ini, dengan menggunakan hubungan sifat fisik air dan suhu yang ditunjukkan pada Gambar 28 buku ini.

$$K = \frac{C d^2 g \rho}{\mu} = \frac{k g \rho}{\mu}$$

di mana:

$k$  = permeabilitas intrinsik (L<sup>2</sup>)

$\rho$  = massa jenis fluida (M/L<sup>3</sup>)

$g$  = konstanta gravitasi (percepatan gravitasi) (L/T<sup>2</sup>)

$\mu$  = viskositas dinamis (M/(LT))

Penyusunan ulang:

$$k = \frac{K\mu}{g\rho} = \frac{0,052 \frac{\text{cm}}{\text{s}} 0,011 \frac{\text{g} - \text{cm}}{\text{s}}}{980 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} 0,998 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}} = 5,8 \times 10^{-7} \text{ cm}^2$$

5c) Berapa konduktivitas hidrolik batu pasir jika suhu air 35°C (dalam cm/s)?

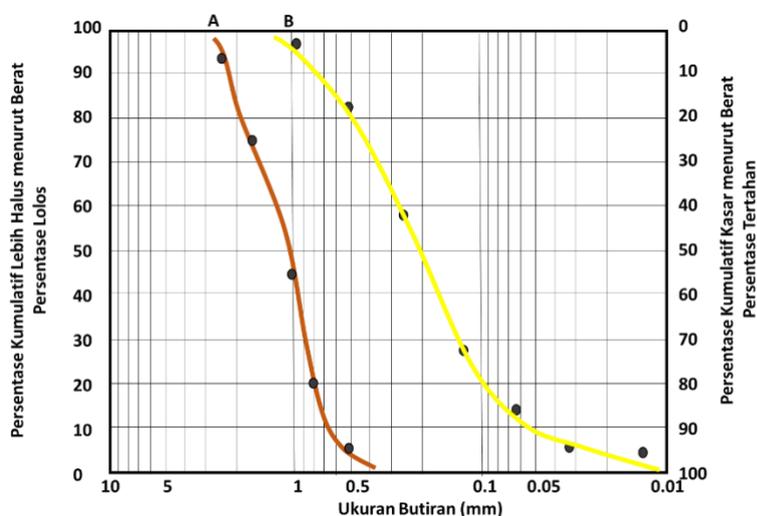
Jika suhu air di dalam batu pasir adalah 35°C, Persamaan 31 buku ini dapat digunakan untuk menghitung  $K$  batu pasir pada suhu tersebut dalam cm/s, dengan menggunakan hubungan sifat fisik air dan suhu yang ditunjukkan pada Gambar 28 buku ini.

$$K = \frac{5,8 \times 10^{-7} \text{ cm}^2 980 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2} 0,994 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{0,007 \frac{\text{g} - \text{cm}}{\text{s}}} = \frac{0,08 \text{ cm}}{\text{s}}$$

[Kembali ke Latihan 5 ↑](#)

## Solusi untuk Latihan 6

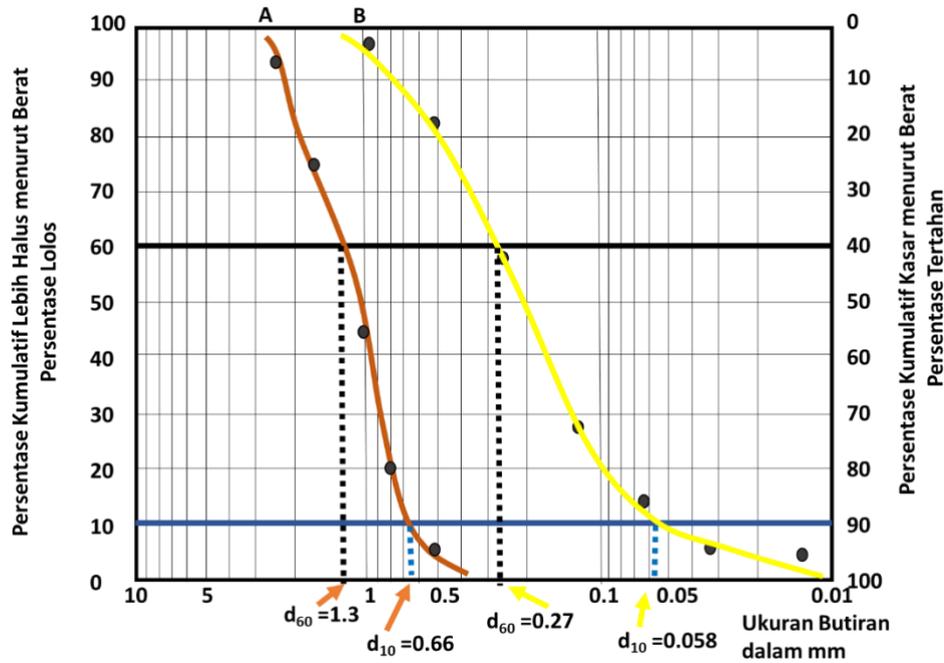
- 6)  $K$  dapat diperkirakan untuk sampel yang tidak dikonsolidasi menggunakan persamaan empiris. Data distribusi ukuran butir untuk Sampel A, pasir kasar dengan porositas 0,26 (garis merah), dan Sampel B, pasir halus dengan porositas 0,3 (garis kuning), disajikan pada grafik terlampir.



- 6a) Berdasarkan pemeriksaan grafik, sampel manakah yang kemungkinan mempunyai konduktivitas hidrolis tertinggi? Mengapa?

Teks pada bagian 4 buku ini dan materi yang disajikan dalam Boks 4 yang menjelaskan persamaan empiris yang digunakan untuk memperkirakan  $K$ , mengungkapkan bahwa  $K$  berbanding lurus dengan rata-rata, median, ukuran butir efektif atau rata-rata (Persamaan Boks 2-1) sebagaimana didefinisikan dalam pembahasan analisis distribusi ukuran butir. Untuk data yang disajikan dalam Gambar di atas, masing-masing nilai ini adalah yang terbesar dalam Sampel A, pasir kasar, seperti yang diwakili oleh garis merah pada Gambar. Pasir kasar akan memiliki nilai  $K$  tertinggi.

- 6b) Hitung koefisien keseragaman setiap sampel. Bandingkan dan kontraskan hasilnya. Apakah koefisiennya tampak mendukung pengamatan pada bagian a? Koefisien keseragaman didefinisikan dalam Boks 2 buku ini. Koefisien keseragaman sama dengan diameter untuk kumulatif 60% berat lebih halus-dari ( $d_{60}$ ) dibagi dengan diameter untuk kumulatif 10% berat lebih halus-dari ( $d_{10}$ ). Diameter dibaca dari grafik seperti yang ditunjukkan di bawah ini.



$$\text{Koefisien Keseragaman} = d_{60}/d_{10}$$

Koefisien Keseragaman untuk pasir kasar:  $1,3\text{mm}/0,66\text{mm} = 1,96$

Koefisien Keseragaman untuk pasir halus:  $0,27\text{mm}/0,058\text{mm} = 4,6$

Ya, koefisien ini mendukung pengamatan bahwa  $K$  akan menjadi yang tertinggi untuk Sampel A dengan ukuran butiran yang lebih besar dan koefisien keseragaman yang lebih rendah ( $1 =$  sampel yang benar-benar seragam). Kemiringan Sampel A lebih dekat ke garis vertikal yang berarti lebih seragam daripada Sampel B yang memiliki kemiringan yang lebih landai.

6c) Dengan menggunakan pendekatan Hazen dan metode Slichter, hitung  $K$  dalam  $\text{cm/s}$ .

Perhitungan pertama menggunakan Hazen dan kemudian Slichter:

**Pertama menggunakan Hazen:**

Persamaan aproksimasi Hazen disajikan dalam Persamaan Boks 4-9 di Boks 4 buku ini.

$$K = \frac{C d_{10}^2}{\text{cm s}}$$

di mana:

$K$  = estimasi konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik

$d_{10}$  = ukuran butiran efektif dalam sentimeter ( $d_{10}$  lebih halus-dari,  $d_{90}$  tertahan)

$C$  = koefisien tanpa dimensi didefinisikan sebagai berikut:

Material	C
Pasir sangat halus, tersortir buruk	40-80
Pasir halus dengan butiran halus yang cukup besar	40-80
Pasir sedang, tersortir baik	80-120
Pasir kasar, tersortir buruk	80-120
Pasir kasar, tersortir baik, bersih	120-150

**Untuk Sampel A**, pasir kasar,  $d_{10}$  dalam cm adalah  $0,66 \text{ mm} \times 1 \text{ cm}/10 \text{ mm} = 0,066 \text{ cm}$ .

Nilai  $C$  didasarkan pada deskripsi kualitatif dan karena sampel dianggap cukup seragam, koefisien keseragaman 1,96, diwakili oleh rentang nilai Hazen 120 hingga 150, pasir kasar tersortir dengan baik.

$$K = 120 (0,066 \text{ cm})^2 / (\text{cm s}) = 0,52 \text{ cm/s} \text{ dan } K = 150 ((0,066 \text{ cm})^2 / (\text{cm s}) = 0,65 \text{ cm/s}$$

Dengan menggunakan metode Hazen, kisaran nilai  $K$  untuk Sampel A adalah 0,52 cm/s hingga 0,65 cm/s

**Untuk Sampel B**, pasir halus,  $d_{10}$  adalah  $0,058 \text{ mm} \times 1 \text{ cm}/10 \text{ mm} = 0,0058 \text{ cm}$

Koefisien keseragaman untuk pasir halus menunjukkan bahwa pasir tersebut tidak terlalu seragam sehingga koefisien Hazen untuk pasir halus adalah 40 hingga 80, pasir halus dengan butiran halus yang cukup banyak.

$$K = 40 (0,0058)^2 / (\text{cm s}) = 0,001 \text{ cm/s}, \text{ dan } K = 80(0,0058)^2 / (\text{cm s}) = 0,003 \text{ cm/s}$$

Dengan menggunakan metode Hazen, kisaran nilai  $K$  untuk Sampel B adalah 0,001 cm/s hingga 0,003 cm/s.

Selanjutnya, estimasi  $K$  menggunakan Metode Slichter menggunakan Persamaan Boks 4-8 di Boks 4 buku ini.

$$K = 10,22 \frac{\text{gram}}{\text{cm}^2 \text{s}^2} \frac{d^2}{\mu C_S}$$

di mana:

$K$  = perkiraan konduktivitas hidrolis dalam sentimeter per detik

$d$  = diameter butir rata-rata dalam sentimeter

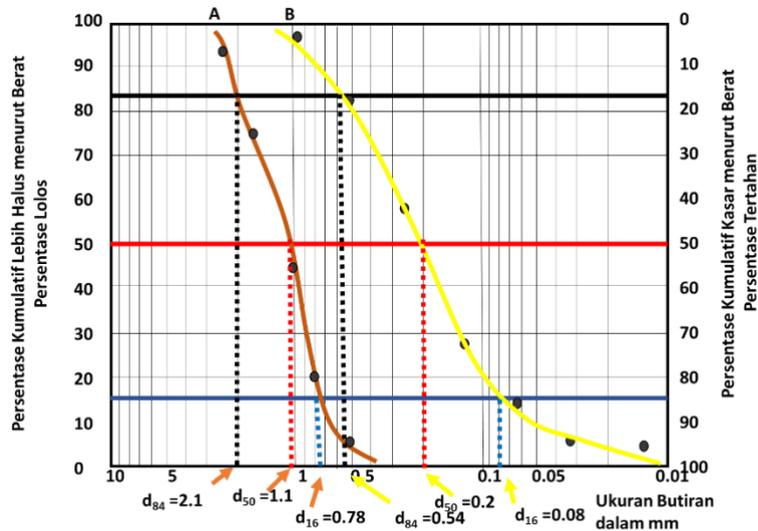
$\mu$  = viskositas dinamis pada suhu tertentu dalam gram/(cm s)

$C_S$  = konstanta untuk porositas tertentu ( $n$ ) berdasarkan hubungan non-linier berikut: ( $n=26\%$   $C_S=84.3$ ;  $n=36\%$   $C_S=28.8$ ;  $n=47\%$   $C_S=11.8$ )

Untuk menghitung diameter butiran rata-rata Persamaan Boks 2-7 yang terdapat pada Boks 2 buku ini harus diterapkan.

$$\text{Ukuran phi rata - rata} = \left( \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \right)$$

Nilai  $d_{16}$ ,  $d_{50}$  dan  $d_{84}$  diambil dari kurva distribusi ukuran butiran (dalam mm) untuk kedua sampel. Kemudian dikonversi ke satuan Phi (tanpa dimensi) =  $\ln(x)/\ln(2)$  di mana  $x$  adalah nilai  $d_{16}$ ,  $d_{50}$  dan  $d_{84}$ .



**Sampel A**  $d_{84} = 2,1$  mm,  $d_{50} = 1,1$  mm,  $d_{16} = 0,78$  mm

$$\text{Satuan Phi } \phi_{84} \ln(2,1)/\ln(2) = 1,07, \phi_{50} \ln(1,1)/\ln(2) = 0,14, \phi_{16} \ln(0,78)/\ln(2) = -0,36$$

$\text{Diameter butiran rata - rata} = \frac{1,07+0,14+(-0,36)}{3} = 0,28$  satuan phi,      butuh  
dikonversi kembali menjadi mm:

Menggunakan  $\phi \ln(2) = \ln(x)$  dan  $\ln(x) = \text{nilai}, x = e^{\text{nilai}}$

$$0,28 (\ln 2) = 0,19 = \ln(x) \text{ dan } x = e^{0,19} = 1,21 \text{ mm}$$

Ubah diameter butiran rata-rata A menjadi cm,  $1,2 \text{ mm} \times 1 \text{ cm}/10 \text{ mm} = 0,121 \text{ cm}$

**Sampel B**  $d_{84} = 0,54$  mm,  $d_{50} = 0,2$  mm,  $d_{16} = 0,08$  mm

$$\text{Satuan Phi } \phi_{84} \frac{\ln(0,54)}{\ln(2)} = -0,89, \phi_{50} \frac{\ln(0,2)}{\ln(2)} = -2,32, \phi_{16} \ln(0,08)/\ln(2) = -3,64$$

$\text{Diameter butiran rata - rata} = (-0,89 - 2,32 - 3,64)/3 = -2,28$ ,      konversi  
kembali menjadi mm

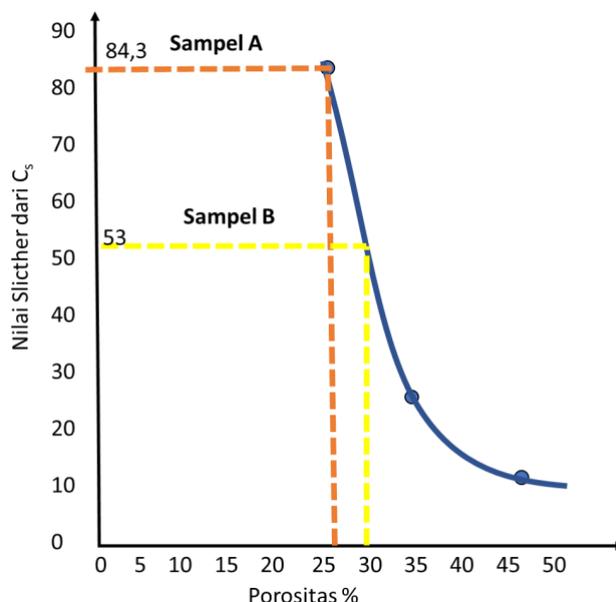
Menggunakan  $\phi \ln(2) = \ln(x)$  dan  $\ln(x) = \text{nilai}, x = e^{\text{nilai}}$

$$-2,28 (\ln 2) = -1,58 = \ln(x) \text{ and } x = e^{-1,58} = 0,2 \text{ mm}$$

Ubah diameter butiran rata-rata B menjadi cm,  $0,2 \text{ mm} (1 \text{ cm} / 10 \text{ mm}) = 0,02 \text{ cm}$

### K menggunakan Metode Slichter:

Pertama, tentukan koefisien berdasarkan hubungan porositas yang didefinisikan oleh Slichter dengan memplot nilai porositas pada grafik Gambar Boks 4-5 di Boks 4 buku ini.



**Sampel A:**  $n = 0,26$   $C_s = 84,3$ , porositas ini kebetulan sesuai dengan data asli yang diberikan Slichter.

**Sampel B:**  $n = 0,30$   $C_s = 53$ , dari grafik.

Suhu air adalah  $15^\circ\text{C}$  sehingga viskositas dinamis yang dibutuhkan untuk perhitungan dapat ditentukan dari Gambar 28 buku ini. Nilainya adalah  $1,20$  milipascal-detik =  $0,012$  gram/(cm s).

Nilai  $K$  adalah:

**Sampel A**

$$K = (10,22 \text{ gram}/(\text{cm}^2\text{s}^2)) (0,12\text{cm})^2 / ((0,012\text{gram}/(\text{cm s})) (84,3)) = 0,14 \text{ cm/s}$$

**Sampel B**

$$K = (10,22 \text{ gram}/(\text{cm}^2\text{s}^2)) (0,02\text{cm})^2 / ((0,012\text{gram}/(\text{cm s})) (53)) = 0,006 \text{ cm/s}$$

Vukovic dan Soro (1992) mencatat grafik yang menghubungkan  $C_s$  dan porositas dapat direpresentasikan oleh  $1/n^{3,287}$  (dengan error +/- 5%). Mereka juga mengusulkan agar ukuran butir rata-rata diganti dengan ukuran butir efektif ( $d_{10}$  lebih halus-dari). Dengan porositas 26% untuk sampel A,  $C_s$  akan sama dengan 83,7, dan  $C_s$  untuk sampel B dengan porositas 30% akan menjadi 52,3. Ukuran butir efektif adalah 0,07 cm untuk Sampel A dan 0,006 cm untuk sampel B. Dengan nilai-nilai  $C_s$  ini, maka nilai  $K$  adalah sebagai berikut:

**Sampel A**

$$K = (10,22 \text{ gram}/(\text{cm}^2\text{s}^2)) (0,07\text{cm})^2 / ((0,012 \text{ gram}/(\text{cm s})) (83,7)) = 0,05 \text{ cm/s}$$

**Sampel B**

$$K = (10,22 \text{ gram}/(\text{cm}^2\text{s}^2)) (0,006\text{cm})^2 / ((0,012 \text{ gram}/(\text{cm s})) (52,3)) = 0,0006 \text{ cm/s}$$

Modifikasi Slichter yang dilakukan oleh Vukovic dan Soro (1992) menghasilkan nilai  $K$  yang lebih rendah untuk Sampel A dan Sampel B karena nilai rata-rata ukuran butir secara signifikan lebih besar dibandingkan dengan ukuran butir efektif.

6d) Apakah nilai  $K$  dihitung pada bagian 6c karakteristik pasir? Apakah kedua metode menghasilkan nilai yang serupa? Kenapa atau kenapa tidak?

Nilai  $K$  yang dihitung untuk kedua metode tersebut merupakan karakteristik pasir kasar dan halus seperti yang ditunjukkan pada Gambar 32 buku ini. Dari Gambar tersebut, pasir berkisar antara  $1 \times 10^{-6}$  cm/s hingga 1 cm/s. Nilai untuk sampel A berada di kisaran atas dan nilai untuk Sampel B berada di tengah kisaran nilai  $K$ .

Nilai yang diperoleh dari kedua metode tersebut memiliki orde besaran yang sama, Sampel A pada orde  $10^{-1}$  cm/s dan sampel B pada orde  $10^{-3}$  cm/s. Kedua metode tersebut menghasilkan nilai yang serupa dengan metode Hazen yang menghasilkan nilai pasir kasar yang lebih tinggi dan nilai pasir halus yang lebih rendah daripada persamaan empiris yang diusulkan oleh Slichter. Ketika  $d_{10}$  digunakan sebagai ganti ukuran perolehan rata-rata dalam metode Slichter, nilai  $K$  lebih rendah daripada Hazen sebesar 100%. Tidak jelas mengapa metode Hazen dan Slichter tidak menghasilkan nilai yang lebih mirip. Mereka berdua mendekati pengembangan persamaan empiris dengan berfokus pada distribusi ukuran butiran dan kemudian mengembangkan koefisien yang membawa nilai  $K$  laboratorium sejalan dengan pilihan parameter distribusi dan faktor-faktor lain seperti sortasi dan porositas. Dalam melakukannya, persamaan tidak menghasilkan nilai konduktivitas hidrolis yang identik. Namun, ini diharapkan karena mereka menggunakan pendekatan yang berbeda. Nilai-nilai tersebut berada dalam orde besaran yang sama yang cukup. Disarankan modifikasi penggunaan  $d_{10}$  sebagai ganti ukuran butiran rata-rata dalam metode Slichter tidak boleh digunakan. Saat menggunakan metode untuk mengkarakterisasi  $K$ , rata-rata nilai Hazen dapat digunakan untuk setiap sampel (0,6 cm/s untuk A dan 0,002 cm/s untuk B), rentang nilai yang dihitung dapat dilaporkan sebagai nilai  $K$  terendah dan tertinggi untuk setiap sampel yang dihitung oleh kedua metode (0,14 hingga 0,65 cm/s untuk Sampel A dan 0,001 hingga 0,006 cm/s untuk Sampel B).

[Kembali ke Latihan 6 ↑](#)

## Solusi untuk Latihan 7

7) Penyimpanan dalam akuifer tertekan bergantung pada pemerasan air masuk dan keluar dari kerangka jenuh. Jelaskan pengaruh terhadap tegangan efektif dan tekanan air pori ketika air dipompa ke dalam akuifer tertekan dan tinggi muka air dalam sumur tertutup rapat yang menembus akuifer naik 1 m.

Peningkatan tinggi pada saat penyuntikan air ke dalam akuifer tertekan menyebabkan peningkatan tekanan air pori yang mengakibatkan sedikit terangkatnya/terpisahnya butiran-butiran penyusun rangka akuifer sehingga mengurangi tegangan antar butiran dan sedikit meningkatkan porositas.

[Kembali ke Latihan 7](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 8

8) Tunjukkan bahwa satuan dari  $S_s$  adalah 1/L.

Menggunakan Persamaan 45 dalam buku ini

$$S_s = \rho g (\alpha + n_e \beta)$$

di mana:

$S_s$  = penyimpanan spesifik (1/L)

$\alpha$  = kompresibilitas struktur padat akuifer ( $T^2L/M$ )

$n_e$  = porositas efektif (tanpa dimensi)

$\beta$  = kompresibilitas air ( $T^2L/M$ )

memeriksa unit:

$$S_s : \frac{M}{L^3} \frac{L}{T^2} \left( \frac{T^2 L}{M} + \frac{L^3 T^2 L}{L^3 M} \right)$$

$$S_s : \frac{M}{L^2 T^2} \left( \frac{T^2 L}{M} + \frac{L^3 T^2 L}{L^3 M} \right)$$

$$S_s : \frac{M}{L^2 T^2} \left( \frac{T^2 L}{M} \right)$$

$$S_s : \frac{M}{L^2 T^2} \left( \frac{T^2 L}{M} \right)$$

$$S_s : \frac{1}{L}$$

[Kembali ke Latihan 8](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 9

- 9) Akuifer tertekan berada di bawah area seluas 10 km<sup>2</sup>. Ketinggian air rata-rata di sejumlah sumur yang menembus sistem tertekan naik 2,5 m dari bulan April hingga Juni. Akuifer tak tertekan di atasnya menunjukkan kenaikan muka air tanah rata-rata sebesar 2,5 m dalam periode waktu yang sama.

Asumsikan storativitas,  $S$ , sistem tertekan adalah  $3.6 \times 10^{-5}$ , dan *specific yield*,  $S_y$ , is 0.12 untuk sistem tak tertekan. Berapa banyak air (dalam m<sup>3</sup>) yang mengimbuhi setiap akuifer berdasarkan respon setiap permukaan potensimetri?

Akuifer tak tertekan

Menerapkan Persamaan 48 dalam buku ini untuk menghitung volume air yang terimbuhi:

$$\text{Volume Air Tak Tertekan untuk setiap perubahan tinggi} = S_y A \Delta h$$

$$\text{Volume Tak Tertekan} = 0,12 \times 10 \text{ km}^2 \frac{1.000.000 \text{ m}^2}{1 \text{ km}^2} 2,5 \text{ m} = 3 \times 10^6 \text{ m}^3$$

Akuifer tertekan

Menerapkan Persamaan 50 dalam buku ini untuk menghitung volume air yang terimbuhi:

$$\text{Volume Air Tertekan untuk setiap perubahan tinggi} = S A \Delta h$$

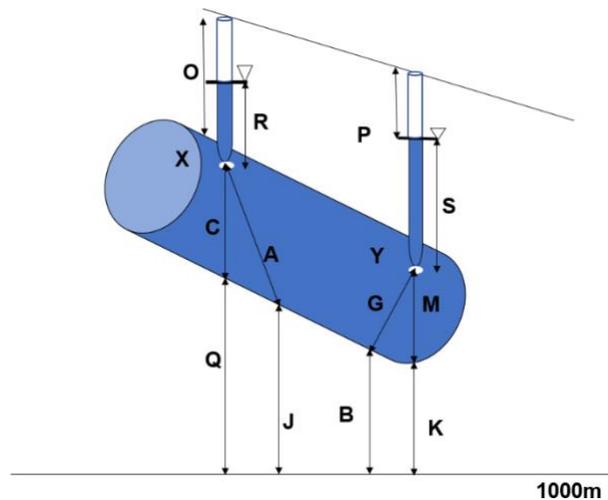
$$\text{Volume Tertekan} = 3,6 \times 10^{-5} 10 \text{ km}^2 \frac{1.000.000 \text{ m}^2}{1 \text{ km}^2} 2,5 \text{ m} = 900 \text{ m}^3$$

Akuifer tak tertekan menerima 3.333 kali lebih banyak air dibandingkan akuifer tertekan.

[Kembali ke Latihan 9](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 10

- 10) Tinggi hidrolis mengontrol aliran air tanah. Sebuah kolom berisi pasir dibuat seperti terlihat pada Gambar terlampir dengan menggunakan patokan 1000 m. Jika  $O=9$  cm,  $K=5$  cm,  $P=5$  cm,  $S=12$  cm,  $A=12$  cm,  $G=5$  cm,  $R=4$  cm,  $M=4$  cm,  $B=7$  cm,  $J=9$  cm,  $Q=15$  cm,  $C=6$  cm, jawablah soal berhuruf di bawah ini. Untuk menjawab b sampai d tuliskan jawabannya terlebih dahulu sebagai huruf ruas garis yang bersangkutan, lalu sebagai nilai totalnya, misal untuk  $G+M$  tulislah  $5$  cm +  $4$  cm =  $9$  cm.



Ada lebih banyak anak panah dan huruf daripada yang dibutuhkan untuk menjawab pertanyaan ini.

10a) Ke arah mana air mengalir?

Dengan menggunakan patokan horizontal dan total elevasi kedua permukaan air di piezometer, air mengalir dari kiri ke kanan karena tinggi muka air (yang diukur dari patokan) lebih tinggi di piezometer kiri dibandingkan piezometer kanan.

10b) Berapa tinggi total pada tanda putih berlabel X relatif terhadap patokan 1000 m?

Tinggi total di X adalah tinggi elevasi ( $Q+C$ ) ditambah tinggi tekanan,  $R$ ,  $Q+C+R = 9$  cm +  $6$  cm +  $4$  cm =  $19$  cm di atas titik acuan 1000 m..

10c) Berapakah tinggi elevasi pada tanda putih berlabel Y relatif terhadap patokan 1000 m?

Tinggi elevasi di Y adalah  $(K+M) = 5$  cm +  $4$  cm =  $9$  cm di atas patokan 1000 m.

10d) Berapakah tinggi tekanan pada tanda putih berlabel X?

Tinggi tekanan pada X adalah  $R$ ,  $R = 4$  cm

[Kembali ke Latihan 10](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 11

11) Tuliskan persamaan yang menggambarkan aliran dua dimensi (x dan y), keadaan tunak pada akuifer anisotropik dan homogen tertekan.

Hal ini dapat dihasilkan dengan menggunakan Persamaan 68 dalam buku ini.

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

Persamaan ini menggambarkan aliran tiga dimensi dalam akuifer tertekan dalam kondisi transien, anisotropik dan homogen. Untuk menghasilkan persamaan untuk keadaan tunak dalam dua dimensi, tetapkan ruas kiri ke nol dan hilangkan suku z.

$$0 = K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}$$

[Kembali ke Latihan 11](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 12

12) Kondisi apa yang diwakili oleh persamaan pengatur berikut? Jelaskan ciri-ciri suku persamaan yang menunjukkan setiap kondisi.

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

Ini adalah Persamaan 67 dari buku ini. Persamaan ini menggambarkan aliran air tanah yang tertekan dan transien di mana kondisinya anisotropik dan heterogen. Nilai  $K$  berada dalam diferensial di sisi kanan persamaan yang menandakan bahwa nilai tersebut adalah variabel dan dapat memiliki nilai yang berbeda di mana pun dalam domain  $(x, y, z)$ , sehingga persamaan tersebut berlaku untuk sistem heterogen dan anisotropik. Sisi kiri memiliki turunan waktu dan dengan demikian, persamaan ini menggambarkan kondisi transien, yaitu, tinggi berubah seiring waktu dan air dapat masuk atau keluar dari penyimpanan. Jika sisi kiri ditetapkan ke 0, persamaan tersebut akan menggambarkan keadaan tunak. Jika persamaan tersebut menggambarkan kondisi tak tertekan, akan ada  $h$  di dalam turunan, dan  $S_y$  akan digunakan sebagai ganti  $S_s$  seperti berikut (seperti yang ditunjukkan dalam Persamaan 74 buku ini):

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} K_y \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right)$$

[Kembali ke Latihan 12](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 13

- 13) Gambar dan beri label dengan jelas pada penampang akuifer permukaan air yang berada di atas akuifer tertekan. Beri label pada unit pembatas sebagai akuitard. Tempatkan dua buah sumur pengamatan pada masing-masing akuifer dan tunjukkan tinggi muka air pada masing-masing sumur sehingga aliran air tanah dari kiri ke kanan untuk muka air tanah akuifer dan dari kanan ke kiri untuk akuifer tertekan. Ilustrasi tersebut menunjukkan bahwa kebocoran dari akuifer tertekan mengarah ke atas menuju akuifer tak tertekan. Tunjukkan muka air tanah dan posisi permukaan potensiometri yang sesuai.

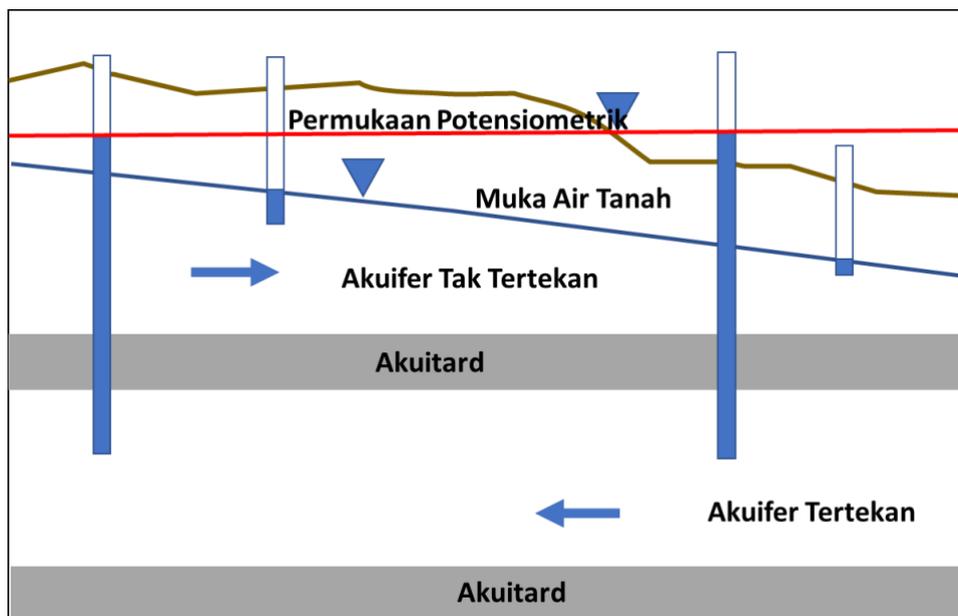


Diagram ini memenuhi kriteria yang ditetapkan dalam soal. Aliran dalam akuifer tak tertekan adalah dari kiri ke kanan dan dari kanan ke kiri dalam sistem tertekan. Muka air tanah dan permukaan potensiometri diberi label. Permukaan potensiometri digambar lebih tinggi dari muka air tanah yang menunjukkan potensi aliran air ke atas dari akuifer tertekan ke sistem tak tertekan.

[Kembali ke Latihan 13](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 14

14) Sepuluh sumur terletak di lingkungan lembah. Material glasial mendasari permukaan tanah dan akuifer batu pasir terbatas mendasari wilayah tersebut. Semua sumur yang ditunjukkan pada diagram terlampir memanfaatkan akuifer tertekan. DATA: Semua ketinggian air (WL) diukur pada kedalaman di bawah elevasi puncak selubung (TOC). TD adalah total kedalaman sumur di bawah permukaan tanah. Pengukuran tinggi ada di bagian bawah setiap sumur.

**Sumur A** TD 150 m, TOC 1105 m, WL 57 m **Sumur B** TD 160 m, TOC 1100 m, WL 39 m

**Sumur C** TD 170 m, TOC 1108 m, WL 76 m **Sumur D** TD 150 m, TOC 1100 m, WL 59 m

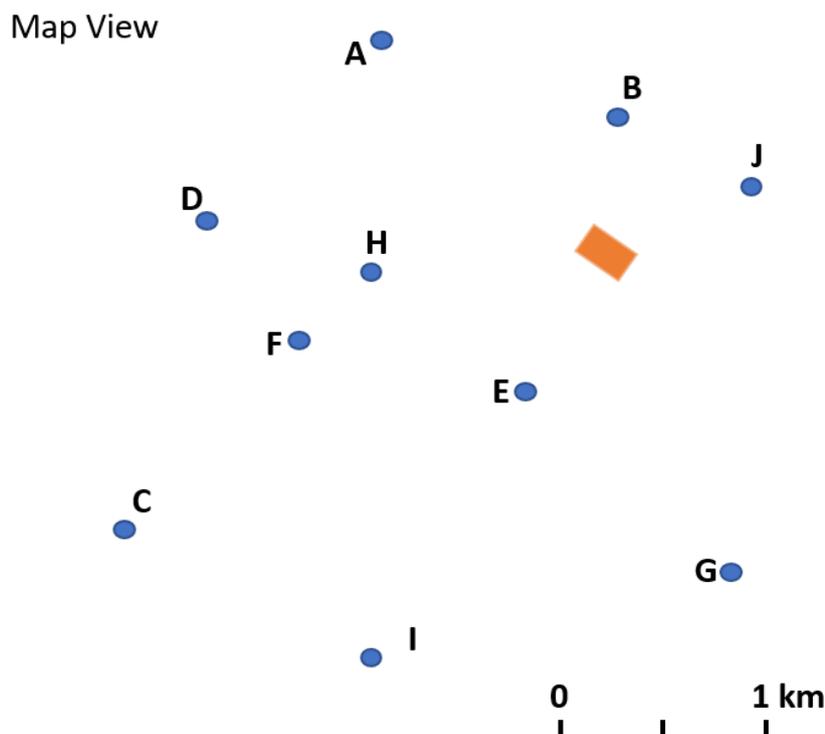
**Sumur E** TD 180 m, TOC 1098 m, WL 67 m **Sumur F** TD 160 m, TOC 1090 m, WL 57 m

**Sumur G** TD 180 m, TOC 1080 m, WL 53 m **Sumur H** TD 170 m, TOC 1079 m, WL 41 m

**Sumur I** TD 180 m, TOC 1070 m, WL 50 m **Sumur J** TD 170 m, TOC 1100 m, WL 41 m

14a) Buat tampilan peta permukaan potensiometri.

Cara terbaik adalah menyalin Gambar tampilan peta lokasi sumur akuifer tertekan ini, memplot nilai tinggi, membuat kontur nilai tinggi untuk membuat garis ekuipotensial, dan menggambar garis aliran tegak lurus terhadap garis ekuipotensial. Tinggi pada setiap sumur dihitung dengan mengambil elevasi titik pengukuran, TOC dan mengurangi kedalaman air (WL). Nilai tinggi ini kemudian diplot pada lokasi sumur yang dipetakan (x,y). Informasi kedalaman sumur total tidak digunakan dalam perhitungan tinggi. Karena tinggi adalah elevasi permukaan air di dalam sumur. Nilai dari memiliki TD adalah untuk memastikan bahwa sumur tersebut memantau akuifer batu pasir tertekan.



Hitung nilai tinggi dan plot pada peta:

Sumur A TOC 1105 m - WL 57 m = 1048 m Sumur B TOC 1100 m - WL 39 m = 1061 m

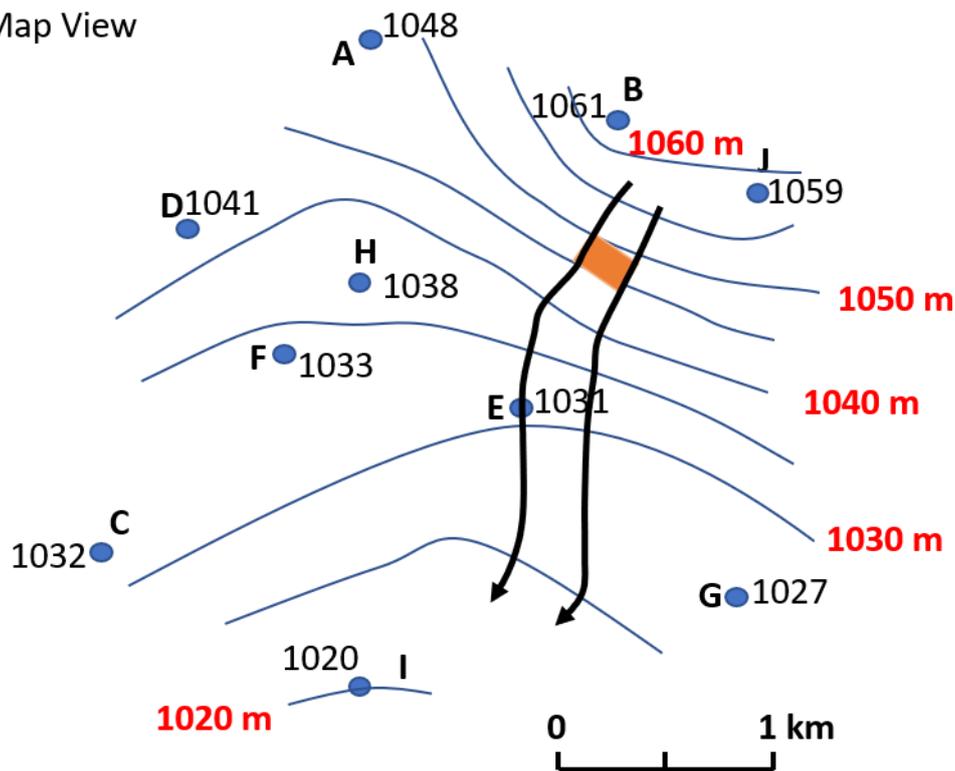
Sumur C TOC 1108 m - WL 76 m = 1032 m Sumur D TOC 1100 m - WL 59 m = 1041 m

Sumur E TOC 1098 m - WL 67 m = 1031 m Sumur F TOC 1090 m - WL 57 m = 1033 m

Sumur G TOC 1080 m - WL 53 m = 1027 m Sumur H TOC 1079 m - WL 41 m = 1038 m

Sumur I TOC 1070 m - WL 50 m = 1020 m Sumur J TOC 1100 m - WL 41 m = 1059 m

Map View



14b) Jika air akuifer tertekan pada kotak oranye terkontaminasi dengan nitrat terlarut akibat kebocoran air ke bawah dari akuifer tak tertekan di atasnya, apakah sumur pantau lainnya akan terkontaminasi pada kondisi aliran tunak? Buatlah garis ekuipotensial dan garis alir untuk mendukung jawabanmu.

Posisi garis ekuipotensial akan sedikit berbeda tergantung pada apakah garis tersebut digambar dengan tangan (dan garis ini akan berbeda antara individu) atau kode komputer diterapkan. Garis yang ditunjukkan di sini digambar dengan tangan dengan memperkirakan posisi garis tersebut di antara titik data dengan perkiraan interpolasi linier. Garis aliran yang mencakup area air tanah yang terkontaminasi berwarna oranye menunjukkan aliran akan mengarah ke barat daya-selatan. Dalam diagram ini sumur E akan terdampak. Bergantung pada hasil Anda, E mungkin berada atau tidak berada di jalur aliran langsung.

[Kembali ke Latihan 14](#) ↑

## Solusi untuk Latihan 15

- 15) Gambaran peta lokasi lapangan heterogen dan isotropik yang mempunyai sistem akuifer tertekan yang kompleks disajikan pada Gambar terlampir. Jika kontaminan dilepaskan pada A dan setiap zona konduktivitas hidrolik bersifat isotropik dan homogen:

15a) Petakan garis alur dari A sampai deretan rumah. Apakah sumur di salah satu rumah akan terkena dampaknya?

Salinan peta dasar dibuat dan digambar di bawah. Untuk menentukan apakah ada rumah (1-5) yang akan terdampak oleh aliran dari A, garis aliran yang melintasi garis ekuipotensial pada sudut siku-siku (isotropik dan homogen) dibuat dari A ke batas utara zona dengan  $K$  yang lebih rendah. Pada titik perpotongan, garis bagi hitam dibuat pada sudut siku-siku terhadap batas dan sudut yang dibuat garis aliran dengan batas diukur (dengan busur derajat). Karena aliran akan dibiaskan ke zona  $K$  yang lebih rendah, hukum tangen perlu diterapkan, Persamaan 91 dari buku ini. Gambar 71 mengilustrasikan penerapan prinsip ini.

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2}$$

Untuk masalah ini, garis aliran dari A membentuk sudut  $40^\circ$  terhadap batas. Dengan nilai konduktivitas hidrolik yang diberikan, sudut refraksi garis aliran dihitung.

$$\tan 40^\circ / \tan \theta_2 = 10 \text{ m/d} / 1 \text{ m/d}$$

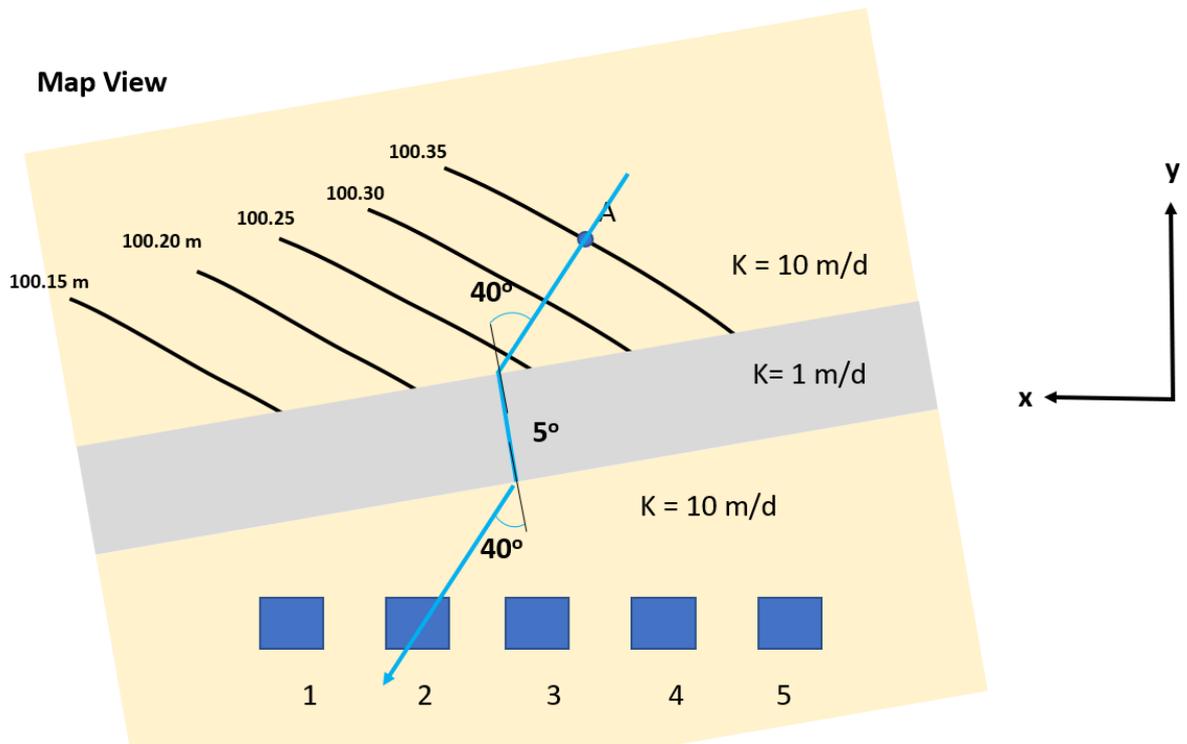
$$\text{Penyusunan ulang } \tan \theta_2 = \tan 40^\circ / (10 \text{ m/d} / 1 \text{ m/d}) = 0.084$$

$$\arctan 0.084 = 4.8^\circ \text{ atau sekitar } 5^\circ$$

Sudut  $5^\circ$  dibangun yang menggambarkan jalur aliran melalui zona  $K$  rendah.

Di mana garis aliran memotong batas selatan, garis bagi tegak lurus dibangun dan karena  $K$  di zona ketiga sama dengan zona pertama,  $10 \text{ m/d}$ , aliran dibiaskan pada sudut  $40^\circ$ .

Hasil menunjukkan bahwa sumur di rumah 2 akan terdampak oleh kontaminasi yang memasuki akuifer di A.

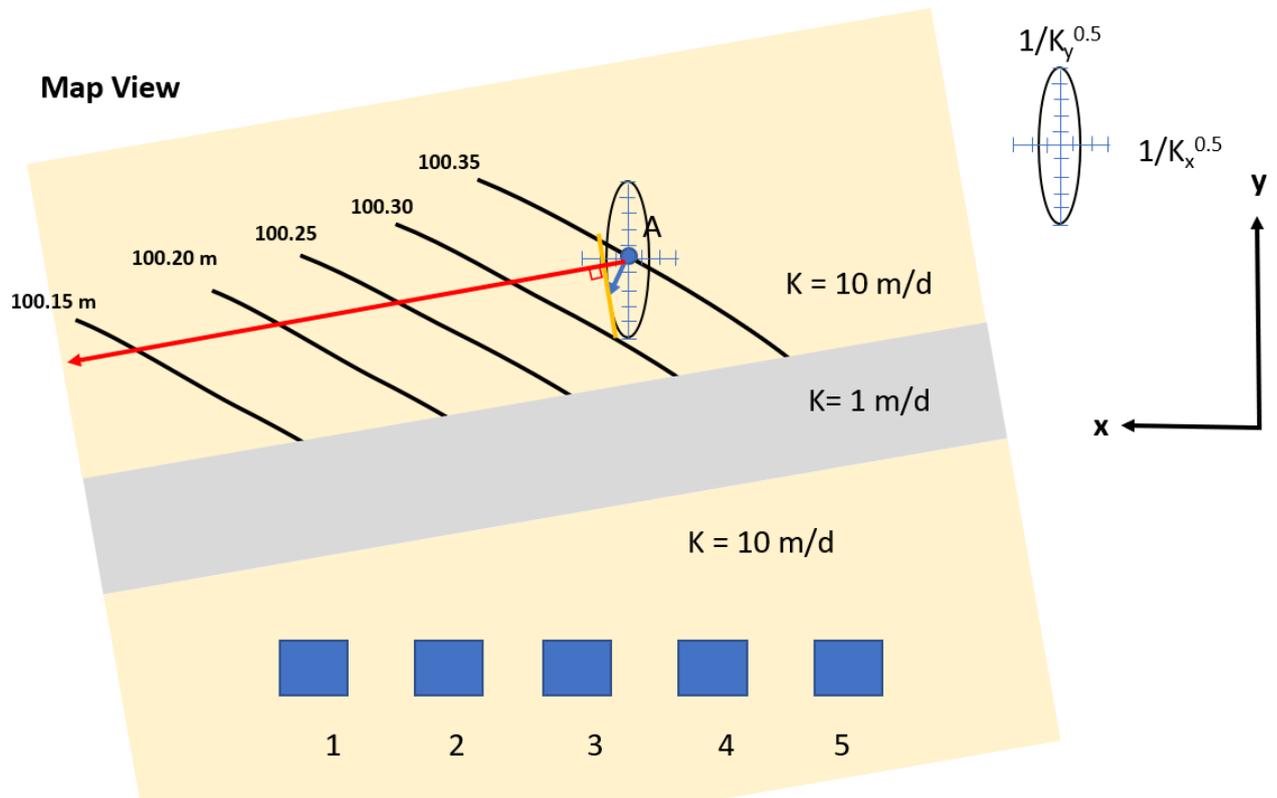


15b) Sekarang asumsikan hanya bagian utara akuifer yang bersifat anisotropik  $K_x = 10 \text{ m/d}$  dan  $K_y = 1 \text{ m/d}$ . Mulai dari A, buatlah jalur aliran anisotropik dan tunjukkan rumah mana, jika ada, (persegi panjang biru) yang akan terpengaruh oleh jalur aliran baru ini. Presentasikan konstruksi Anda dan tunjukkan bagaimana Anda menentukan jalur aliran di bagian utara akuifer.

Bagian soal ini menanyakan apakah jika A terletak di sistem air tanah anisotropik, rumah mana yang mungkin terdampak oleh aliran dari A. Anisotropi wilayah tempat A ditemukan adalah  $K_x = 10 \text{ m/d}$  dan  $K_y = 1 \text{ m/d}$ . Garis aliran dari A dapat dibuat menggunakan metode elips konduktivitas hidrolik terbalik yang diilustrasikan dalam Gambar 69 buku ini.

Elips konduktivitas hidrolik terbalik dibuat dengan menggunakan selembar kertas grafik dan memplot elips dengan sumbu  $x$   $1/K_x^{0.5}$  dan sumbu  $y$  sama dengan  $1/K_y^{0.5}$ . Ukuran elips dapat berupa ukuran apa pun; namun, ukurannya tetap dapat diatur untuk peta dasar yang disajikan dengan soal ini. Contoh disajikan pada solusi di bawah ini. Dengan mengikuti petunjuk pada Gambar 69 dan menjaga sumbu sejajar dengan  $x$  dan  $y$  dari peta dasar, elips ditempatkan pada lokasi A dan garis aliran untuk kondisi anisotropik diplot (panah merah).

Anisotropi menyebabkan aliran dibelokkan ke arah  $K_x$ . Dalam masalah ini aliran dari A tidak mencapai rumah-rumah di selatan zona  $K$  rendah.



[Kembali ke Latihan 15 ↗](#)

## Solusi untuk Latihan 16

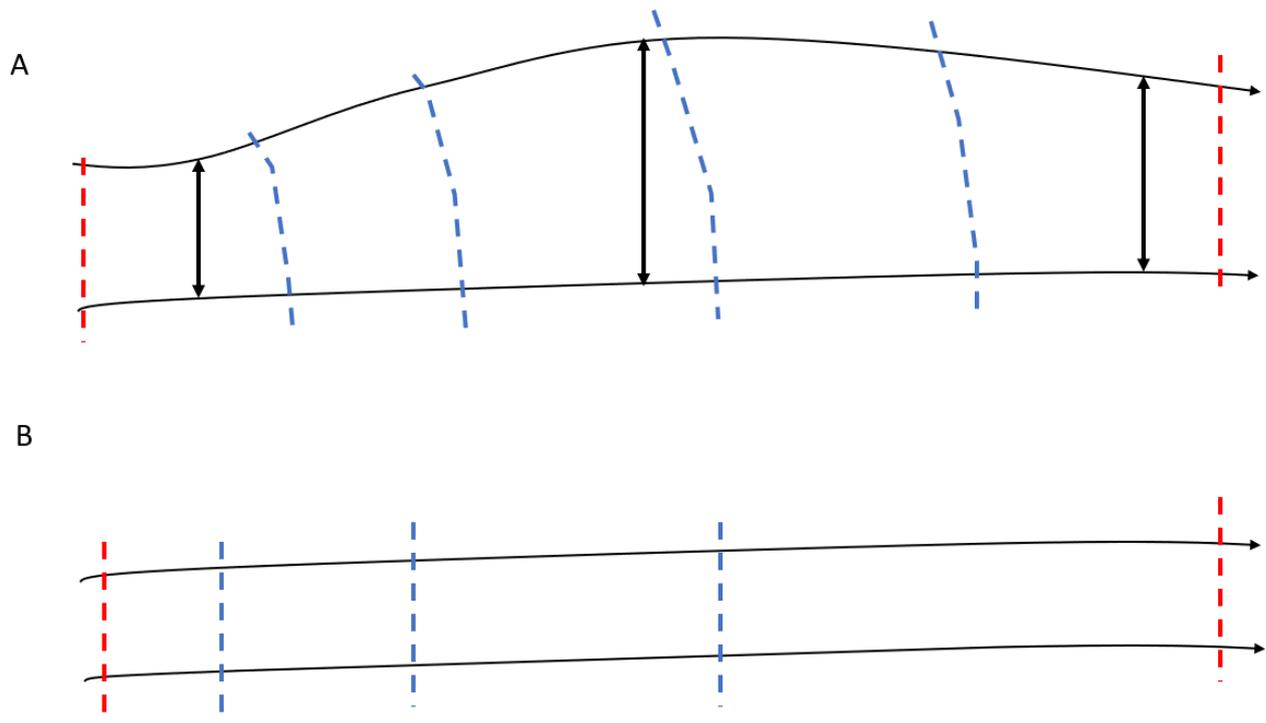
16) Pada Gambar terlampir garis aliran (garis hitam) membentuk dua tabung aliran A dan B. Jika kondisi isotropik dan homogen dan aliran dalam keadaan tunak, buatlah garis ekuipotensial pada kondisi berikut.

16a) Untuk A, asumsikan ketebalan akuifer dan konduktivitas hidrolik adalah konstan.

Laju aliran volumetrik di tabung aliran A harus konstan, sehingga jarak yang semakin jauh antara garis aliran (ditunjukkan oleh tanda panah hitam) dalam suatu sistem di mana ketebalan akuifer dan konduktivitas hidroliknya konstan menunjukkan gradien perlu dikurangi (garis ekuipotensial berjarak semakin jauh).

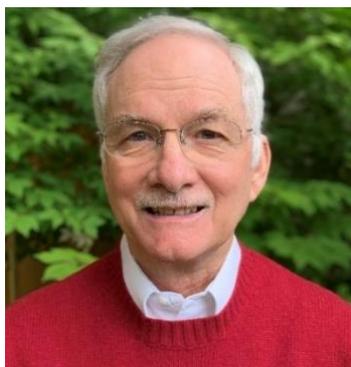
b) Untuk B, asumsikan ketebalan akuifer bertambah dari kiri ke kanan sementara kondisi lainnya tetap.

Laju aliran volumetrik di tabung aliran B harus konstan, jika ketebalan akuifer meningkat dari kiri ke kanan, maka luas aliran meningkat ke kanan. Akibatnya, gradien harus menurun ke kanan, sehingga memerlukan jarak yang lebih besar antara garis ekuipotensial.



[Kembali ke Latihan 16](#) ↑

## 14 Tentang Penulis



**Dr. William W. Woessner** adalah *University of Montana System Emeritus Regents' Professor of Hydrogeology* di Universitas Montana. Dia mengajar mata kuliah pengantar dan pascasarjana dalam ilmu hidrogeologi; adalah Mantan Direktur Pelaksana *Center for Riverine Science and Stream Renaturalization*, dan Presiden *Woessner Hydrologic*. Dengan lebih dari 40 tahun pengalaman, dia telah membimbing lebih dari 60 mahasiswa pascasarjana, banyak di antaranya telah mendirikan atau bekerja untuk perusahaan konsultan

lingkungan; berkonsultasi untuk lembaga lokal, negara bagian dan federal, perusahaan, dan nirlaba yang menerapkan pendekatan lapangan dan pemodelan untuk memecahkan masalah pengembangan dan pengelolaan air tanah termasuk desain dan pemasangan sumur produksi, dan penggunaan air; mengusulkan resolusi untuk peristiwa kontaminasi air tanah, dan mengidentifikasi bagaimana interaksi air permukaan-air tanah mempengaruhi sistem ekologi. Dr. Woessner adalah rekan penulis dari dua edisi "*Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow dan Advective Transport*"; Fulbright Scholar-NAWI Austria 2011; adalah Fellow dari *Geological Society of America*, *Birdsall Dreiss Lecturer* pada tahun 2005, dan Penerima Penghargaan O. E. Meinzer tahun 2020; Rekan dan Anggota Seumur Hidup *National Groundwater Association (NGWA)* dan dianugerahi *John Hem Excellence in Science and Engineering Award* pada tahun 2008.



**Dr. Eileen Poeter** adalah Profesor Emeritus Teknik Geologi di Sekolah Tambang Colorado, di mana ia mengajar mata kuliah air tanah dan advisor kepada lebih dari 40 mahasiswa pascasarjana yang bekerja dengannya dalam proyek penelitian investigasi dan pemodelan sistem air tanah. Ia juga mantan Direktur *Integrated Groundwater Modeling Center*; dan pensiunan Presiden *Poeter Engineering*. Dengan 40 tahun pengalaman dalam pemodelan sistem air tanah, ia telah berkonsultasi dengan pengacara, industri, perusahaan teknik,

lembaga pemerintah, laboratorium penelitian, dan kelompok warga negara pada proyek pemodelan air tanah untuk: penyimpanan dan pemulihan akuifer; kinerja dinding lumpur; drainase di fasilitas pembangkit listrik tenaga nuklir; pengelolaan air tanah regional, pemompaan regional skala besar, rembesan bendungan, migrasi kontaminan, dampak pengeringan, dan interaksi sungai-akuifer. Dr. Poeter adalah penulis perangkat lunak pemodelan air tanah termasuk evaluasi sensitivitas model, penilaian kebutuhan data, kalibrasi model, pemilihan dan pemeringkatan model, dan evaluasi ketidakpastian prediktif. Dia adalah *National Groundwater Association (NGWA) Darcy Lecturer* pada tahun

2006 dan menerima penghargaan M. King Hubbert pada tahun 2017 serta menjadi Rekan dan Anggota Seumur Hidup NGWA.

## 15 Tentang Penerjemah



Wahdan Achmad Syaehuddin adalah seorang peneliti pemula independen di bidang pengelolaan lingkungan dan sumber daya air. Setelah lulus dari Teknik Nuklir Universitas Gadjah Mada, penerjemah berkarir sebagai peneliti dan konsultan independen mengerjakan proyek terkait hidro-isotop dan sumber daya air. Penerjemah baru saja menyelesaikan studi masternya di *Wageningen University & Research* di Belanda. Tema riset yang dikerjakan penerjemah dalam studi master ini adalah perkiraan kekeringan hidrologi di daerah eropa untuk thesis dan pemodelan tiga dimensi intrusi air laut pada akuifer pesisir di Pula Jawa untuk topik riset magang. Saat penerjemahan buku ini, penerjemah sedang dalam masa persiapan untuk melanjutkan studi doctoral di *Umeå University*, Swedia di jurusan *Physical Geography* dengan tema riset *Groundwater Dynamics in Sub-Arctic Palsa Mires*. Selain meneliti, penerjemah juga sedang mengembangkan platform edukasi air tanah bersama beberapa rekan penerjemah yang dapat dikunjungi pada akun Instagram @airtanah.id.

Harap pertimbangkan untuk mendaftar ke milis Groundwater Project dan dapatkan informasi terkini tentang rilis buku baru, acara, dan cara berpartisipasi dalam Groundwater Project. Saat Anda mendaftar ke milis kami, hal itu membantu kami membangun komunitas air tanah global. [Daftar](#)<sup>7</sup>.



## Modifikasi dari rilis awal

### **Perubahan umum:**

Sejumlah kesalahan tipografi kecil telah dikoreksi seperti penghapusan spasi kosong.

Kemunculan kata “elemental” diubah menjadi “elementary.”

Beberapa keterangan gambar dengan sub bagian a) b), dan seterusnya, disesuaikan dengan tanda baca dan kata-kata agar konsisten dengan format GW-Project saat ini. Ini termasuk Gambar berikut: 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 15, 17, 18, 19, 20, 29, 30, 33, 34, 54, 67, 69, 77, 80, 83, Kotak 4-1, Kotak 6-2.

Beberapa keterangan gambar memiliki sedikit perbedaan atau perubahan kata-kata yang lebih signifikan pada keterangannya, termasuk Gambar berikut: 4, 13, 21, 35, 48, 49, 51, 53, 69, 70, 89, Kotak 4-1, Kotak 5-1, Kotak 7-1.

Jika satuannya adalah “/sec” atau “/day”, satuannya diubah menjadi “/s” dan “/d”.

Satuan yang dicetak miring diubah menjadi tidak miring.

Variabel persamaan yang tidak dicetak miring diubah menjadi miring.

Referensi ke (Woessner dan Poeter, 2020, gw project.org) dihapus agar konsisten dengan format Proyek GW terbaru. Kutipan ini dihapus dari daftar referensi, sehingga buku tersebut lebih pendek satu halaman dari rilis aslinya.

Jika “media” digunakan dalam arti tunggal, kata itu diubah menjadi “medium”.

Jika “e.g.” tidak diikuti koma, koma ditambahkan “e.g.,”.

Kemunculan “principle” diubah menjadi “principal” jika penggunaan principal berarti “utama”.

Kemunculan “plain” diubah menjadi “plane” jika penggunaan “plain” berarti permukaan geometris yang datar.

Perubahan kecil pada format daftar referensi agar konsisten dengan format GW-Project.

Penyesuaian dilakukan pada ukuran beberapa gambar agar teks tidak melewati pemisah halaman.

Daftar Isi diperbarui untuk memastikan nomor halaman sudah benar berdasarkan revisi ini.

**Perubahan spesifik:**

halaman i, ii, Menghapus huruf kapital kecil.

halaman iii, Menghapus kata kunci.

halaman iii, Menambahkan tautan ke pendaftaran email Proyek Air Tanah.

halaman iii, Menambahkan informasi kutipan.

halaman iii, Mengubah ejaan Steven Moran menjadi Stephen Moran.

halaman v-vii, Daftar Isi diperbarui.

halaman 7, Keterangan Gambar 4, untuk V#, angka diubah menjadi subskrip.

halaman 14, Paragraf 2, baris 2, "are" diubah menjadi "is."

halaman 15, Tabel 2. Judul diubah menjadi "Porositas Total dan Efektif".

halaman 17, Tengah paragraf pertama. Mengubah "wheel barrow" menjadi "wheelbarrow".

halaman 18, Keterangan Gambar 11. Menambahkan titik akhir.

halaman 22, Keterangan Gambar 13. Menambahkan titik akhir.

halaman 24, Judul Bagian 3.7. "Porositas" ditulis dengan huruf kapital.

halaman 26, Baris sebelum Persamaan 14. Mengubah "a" menjadi "as".

halaman 26, Definisi  $\Delta h$  di bawah Persamaan 14. Menambahkan "di mana  $h_2$  adalah tekanan pada lokasi di luar lokasi  $h_1$  searah aliran".

halaman 26, Menambahkan paragraf setelah Persamaan 14. "Tanda negatif disertakan dalam Persamaan 14 karena laju aliran volumetrik,  $Q$ , positif searah aliran di bawah perubahan tekanan negatif (yaitu, tekanan menurun searah aliran)."

halaman 27, Kalimat lengkap kedua dari paragraf pertama. Menghapus kata-kata seperti yang ditunjukkan oleh coretan: "Hubungan matematis ini yang sekarang disebut sebagai Hukum Darcy (Persamaan 15)."

halaman 27, Definisi  $\Delta h$  di bawah Persamaan 15. Menambahkan "sebagaimana didefinisikan untuk Persamaan 14".

halaman 27, Definisi  $\Delta L$  di bawah Persamaan 15. Ditambahkan "sepanjang jalur aliran".

halaman 28, Ekspresi tepat di atas judul bagian Debit Spesifik. Satuan akhir diubah dari  $m^3$  menjadi  $m^3/d$ .

halaman 28, Definisi  $q$  di bawah Persamaan 17. Ditambahkan "searah aliran".

halaman 29, Kalimat terakhir. Ditambahkan "searah aliran".

halaman 30, Persamaan 18. Dihapus variabel "i".

halaman 34, Keterangan Gambar 21, baris pertama, ditambahkan "dan isotropik".

halaman 34, Keterangan Gambar 21, dihapus bagian yang dicoret dari teks berikut "the column. Multiple piezometers penetrate the column wall and water levels are represented in blue vertical lines above the top of the sand column."

halaman 37, Kalimat pertama bagian 4.3. Ditambahkan "Seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 16, ".

halaman 37, Kalimat pertama bagian 4.3. Mengubah "ke" menjadi "dan".

halaman 37, Kalimat pertama bagian 4.3. Mengubah "atas" menjadi "dibagi dengan".

halaman 37, Kalimat pertama bagian 4.3. Mengubah  $-dh/dL$  menjadi  $dh/dl$ .

halaman 37, Definisi  $dl$  di bawah Persamaan 21. Mengubah  $dl$  menjadi  $dL$ .

halaman 37, Paragraf setelah Persamaan 21. Diubah rumusnya sebagai berikut: "Mengingat gradien hidraulik dihitung dengan mengurangi tinggi muka air,  $h_1$ , di titik asal dari tinggi muka air,  $h_2$ , pada jarak  $\Delta L$  dari titik asal ke arah aliran, lalu dibagi dengan jarak  $\Delta L$ , tanda negatif pada Persamaan 21 memberikan nilai positif laju aliran volumetrik dari tinggi muka air hidraulik yang tinggi ke rendah. Pada kolom vertikal yang ditunjukkan pada Gambar 19, nilai tinggi muka air  $h_2$  di  $L_2$  dikurangi dari  $h_1$  di  $L_1$ . Hal ini menghasilkan gradien negatif,  $\Delta h/\Delta L$ . Artinya, aliran mengalir ke arah gradien menurun. Dengan menggunakan konvensi ini, aliran menjauh dari  $h_1$  dan menuju  $h_2$ . Dengan perbedaan tinggi muka air menjadi nilai tinggi muka air yang lebih rendah dikurangi nilai tinggi muka air yang lebih tinggi, gradiennya negatif (Persamaan 22)."

halaman 37, Persamaan 22. Menghapus tanda negatif dari dua suku pertama.

halaman 37, Paragraf setelah Persamaan 22. Diubah menjadi: "Gradien hidrolik juga dapat direpresentasikan dalam tiga dimensi ketika aliran tidak sejajar dengan sumbu koordinat,  $x$ ,  $y$ , atau  $z$  (Persamaan 23), jadi ada komponen aliran di setiap arah sumbu seperti yang ditunjukkan pada Persamaan 23. Dalam kasus ini, untuk menentukan arah aliran, setiap komponen gradien hidrolik dihitung dengan  $h_2$  ditempatkan pada posisi koordinat yang lebih besar daripada  $h_1$ ."

halaman 37, Persamaan 23. Tanda negatif dihilangkan dan  $\delta$  diubah menjadi  $\partial$ .

halaman 37, Baris pertama setelah Persamaan 23. Mengubah  $\delta$  menjadi  $\partial$  dan menghapus tanda negatif.

halaman 37, Dalam definisi  $i$  setelah Persamaan 24. Menghapus tanda negatif.

halaman 38, Kalimat pertama, mengubah "over" menjadi "dibagi dengan".

halaman 38, Kalimat pertama paragraf kedua, mengubah "gradien hidrolik" menjadi "tinggi hidrolik".

halaman 39, pada bagian tengah paragraf terakhir. Diubah menjadi: "Besarnya gradien vertikal dihitung dengan membandingkan nilai absolut perbedaan tinggi hidrolik antara piezometer dalam arah aliran,  $\Delta h = |h_B - h_A|$ , dengan nilai absolut jarak vertikal yang memisahkan lokasi pengukurannya,  $\Delta L = |Z_B - Z_A|$ ."

halaman 40, Keterangan Gambar 26. Menentukan nilai absolut perbedaan tinggi hidrolik dan jarak. Urutan perhitungan panjang dibalik dari  $Z_A - Z_B$  menjadi  $Z_B - Z_A$  agar konsisten dengan perhitungan perbedaan tekanan. Kalimat terakhir diubah menjadi: "Dalam contoh ini, potensi aliran air tanah adalah dari tekanan yang lebih tinggi ke tekanan yang lebih rendah, dalam kasus ini tekanannya turun dari A ke B".

halaman 42, Tanda kurung ditambahkan di sekitar  $LT$  dalam dimensi untuk viskositas dinamis setelah Persamaan 29,  $(M/(LT))$ .

halaman 51, Sebelum kalimat terakhir dari Bagian 5.2, ditambahkan informasi tentang "An Analysis and Evaluation of Pumping Test Data" oleh Kruseman dan de Ridder (1994) dan tautan untuk mengunduh buku dalam format pdf.

halaman 52, Kalimat terakhir dari paragraf pertama bagian 5.4 diubah dari "Konduktivitas hidrolik adalah vektor dan ketika disejajarkan dengan sumbu koordinat utama, konduktivitas hidrolik direpresentasikan sebagai  $K_x$ ,  $K_y$  dan  $K_z$ ." untuk "Dalam kasus umum, konduktivitas hidrolik bervariasi terhadap arah, dan ketika disejajarkan dengan sumbu koordinat utama, konduktivitas tersebut direpresentasikan sebagai  $K_x$ ,  $K_y$ , dan  $K_z$ ."

halaman 54, Paragraf terakhir, referensi ke (Freeze dan Cherry, 1979) diperluas ke (Freeze dan Cherry, 1979, Bab 2).

halaman 55, Keterangan Gambar 35, mengubah " $\theta$  ke koordinat  $x, z$ " menjadi " $\theta$  ke koordinat  $x$ ."

halaman 56, Mengubah: “proses pengendapan yang menghasilkan serangkaian kondisi yang cukup seragam” menjadi “seperangkat kondisi pengendapan dan pasca pengendapan yang cukup seragam”

halaman 59, Persamaan 40, mengubah batas atas dari “ $I = N$ ” menjadi “ $i = N$ ”.

halaman 60, Baris pertama paragraf kedua bagian 5.6. Menghapus "s" untuk menjadikan "values" tunggal.

halaman 67, Untuk klarifikasi, mengganti kalimat ketiga dan keempat paragraf pertama bagian 6.3. Menghapus “~~Pressure head of a confined aquifer is in excess of hydrostatic pressure because the recharge source is elevated, and that source of energy is transferred to the flowing groundwater in the aquifer. The confining bed constrains the excess pressure because the water leaks slowly through aquitards.~~” dan diganti dengan “Groundwater recharge entering the aquifer typically occurs at an outcrop area where hydraulic heads are higher than the elevation of the confined portion of the groundwater system as shown in Figure 46. When water flows into and through the confined aquifer, heads exceed the top elevation of the fully saturated confined aquifer zone. The overlying and underlying confining units constrain water from leaking out of the aquifer and direct flow parallel to the aquifer boundaries.”

halaman 72, Persamaan 46. Mengubah suku pertama di sebelah kanan tanda sama dengan dengan mengubah subskrip Y dari SY menjadi huruf kecil y, Sy.

halaman 72, Persamaan 46. Mengubah suku terakhir di sebelah kanan tanda sama dengan dari b menjadi  $b_{\text{average}}$ .

halaman 77, Tanda kurung ditambahkan di sekitar  $L^2T$  dalam dimensi untuk Fluks Massa setelah Persamaan 52 dan Persamaan 54,  $(M/(L^2T))$ .

halaman 78, Definisi Aliran Massa setelah Persamaan 56 diubah dari "volume air yang mengalir melalui satuan luas per satuan waktu ( $M/L^2T$ )" menjadi (massa air yang mengalir ke dalam, atau keluar, dari REV per satuan waktu ( $M/T$ )).

halaman 78, Gambar 52, beberapa kemunculan  $\Delta x$  tidak dicetak miring dan diubah menjadi miring.

Halaman 79, mengubah definisi Aliran Massa Masuk setelah Persamaan 57 dari “volume air yang mengalir ke volume dasar per satuan waktu ( $M/L^2T$ )” menjadi “massa air yang mengalir ke volume dasar per satuan waktu ( $M/T$ )”.

Halaman 82, Kalimat terakhir paragraf pertama bagian 7.3. Tanda negatif di depan  $dh/dx$  dan  $dh/dL$  dihilangkan.

Halaman 83, Gambar 55. Tanda negatif di depan  $dh/dx$  dan  $dh/dL$  dihilangkan.

halaman 83, persamaan 76, mengubah  $S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{2} \left( \frac{\partial h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial h^2}{\partial y^2} \right)$  ke  $S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{2} \left( \frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} \right)$

halaman 84, Kata pertama paragraf kedua diubah dari "Where" menjadi "Whereas".

halaman 91, Definisi satuan untuk  $C_1$  dan  $C_2$  setelah Persamaan 83. Mengubah satuan untuk  $C_1$  dan  $C_2$  menjadi L dan  $L^2$ .

halaman 93, Kalimat ketiga hingga terakhir. Dihapus koma setelah Persamaan 67.

Halaman 95, Kalimat terakhir Bagian 7.5, mengubah "terdampak" menjadi "dampak".

halaman 102, Paragraf terakhir, diganti dengan: "Arah aliran dalam pengaturan anisotropik bergantung pada besarnya konduktivitas hidrolik komponen yang diilustrasikan dengan menggunakan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik (Gambar 69). Setelah  $-grad h$  diidentifikasi untuk serangkaian garis ekuipotensial dan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik dibangun dengan sumbu  $1/K_{max}^{0.5}$  dan  $1/K_{min}^{0.5}$ , arah aliran anisotropik pada lokasi tertentu dapat ditentukan dengan konstruksi grafis (Liakopoulos, 1965). Elips tensor konduktivitas hidrolik yang dijelaskan dalam Bagian 5.4 (Gambar 34 dan 35) digunakan untuk mengilustrasikan sifat arah  $K$  sedangkan elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik digunakan untuk menentukan arah aliran air tanah. Elips tensor konduktivitas hidrolik yang dijelaskan dalam Bagian 5.4 (Gambar 34 dan 35) digunakan untuk mengilustrasikan sifat arah  $K$  di mana elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik digunakan untuk menentukan arah aliran air tanah."

Halaman 103, Kata-kata dalam Gambar 69 disesuaikan untuk mengklarifikasi bahwa ini adalah elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik.

Halaman 103, Kata-kata pada judul Gambar 69 diubah untuk mengklarifikasi bahwa ini adalah elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik yang sejajar dengan arah  $K$  maksimum dan minimum pada peta dan penampang.

Halaman 104, Kata-kata dalam Gambar 70 disesuaikan untuk mengklarifikasi bahwa ini adalah elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik.

Halaman 104, Kata-kata pada judul Gambar 70 diubah untuk mengklarifikasi bahwa ini adalah elips tensor konduktivitas hidrolik terbalik.

Halaman 114, Gambar 80, mengubah posisi "d)" untuk menunjukkan bagian gambar yang tepat dengan lebih jelas.

Halaman 114, Judul Gambar 80, bagian d. Dihapus "dengan dasar abu-abu muda".

halaman 133, Referensi untuk Cohen dan Cherry, 2020. Diubah menjadi “Pemahaman Konseptual dan Visual tentang Kepala Hidrolik dan Aliran Air Tanah, The Groundwater Project. The Groundwater Project, Guelph, Ontario, Kanada, <https://gw-project.org/books/conceptual-and-visual-understanding-of-hydraulic-head-and-groundwater-flow/>.”

halaman, 136, Menambahkan referensi ke Kruseman dan de Ridder.

halaman 136, Referensi untuk Poeter dan Hsieh 2020. Diubah menjadi “Konstruksi Grafis Jaring Aliran Air Tanah. The Groundwater Project Guelph, Ontario, Kanada, <https://gw-project.org/books/graphical-construction-of-groundwater-flow-nets/>.”

halaman 139, Kotak Gambar 1-1, memformat angka 3 setelah cm menjadi superskrip.

halaman 142, Baris ketiga di atas Kotak Persamaan 2-6. Mengubah phi menjadi huruf kecil.

halaman 146, Kotak Persamaan 3-2 menghapus “/” dari istilah terakhir di sebelah kanan.

halaman 146, Paragraf setelah Kotak Persamaan 3-2, mengubah “dibagi gaya dalam Kotak Persamaan 3-3” menjadi “dibagi gaya dalam Kotak Persamaan 3-2”.

halaman 149, Definisi istilah setelah Kotak Persamaan 3-9,  $F_{wds}$  diubah menjadi  $F_{wDL}$ .

halaman 151, Kotak 4, Dua kalimat terakhir dari paragraf pertama dipindahkan untuk mengikuti Kotak Gambar 4-1. Dua kalimat ditambahkan di antara dua kalimat terakhir untuk menyertakan informasi tentang “An Analysis and Evaluation of Pumping Test Data” oleh Kruseman dan de Ridder (1994) dan tautan untuk mengunduh pdf buku tersebut. Kalimat terakhir dimodifikasi untuk memulai dengan “Material dalam Kotak ini” dan bukan “Material ini”.

halaman 153, Baris kelima dari bawah halaman. Menambahkan tanda negatif ke gradien terhitung “0,36, 0,34, dan 0,44”.

halaman 153, Baris keempat dari bawah halaman. Menambahkan tanda negatif ke  $K = Q/(A_i)$  menjadi  $K = -Q/(A_i)$ .

halaman 156, dalam definisi parameter yang mengikuti Kotak Persamaan 4-3, menghapus tanda “(“ tambahan dalam definisi satuan untuk Contoh.

halaman 158, menambahkan (n) ke definisi  $C_s$ .

halaman 158, “ $1/n^{3.287}$ ” diubah menjadi “ $1/n^{3.287}$ ”.

halaman 162, Dua kalimat ditambahkan sebelum kalimat terakhir dari paragraf terakhir Kotak 4 untuk menyertakan informasi tentang “An Analysis and Evaluation of Pumping

Test Data" oleh Kruseman dan de Ridder (1994) dan tautan untuk mengunduh pdf buku tersebut. Kalimat terakhir dimodifikasi untuk dimulai dengan "Another" daripada "A".

halaman 163, Kalimat kedua pada Kotak 5, mengubah "pada jarak horizontal  $L_x$ " menjadi " $\Delta L_x$ ".

halaman 163, Baris ketiga dari paragraf pertama Kotak 5. Tanda negatif dihapus dari  $\Delta h/\Delta L_x$ .

halaman 163, Keterangan Gambar Kotak 5-1. Tanda negatif dihapus dari  $\Delta h/\Delta L_x$ .

halaman 163, Keterangan Gambar Kotak 5-1. Mengubah "were  $d$  is the flow" menjadi "were  $Q$  is the flow".

halaman 164, Baris pertama, mengubah " $L_x$ " ke " $\Delta L_x$ ".

halaman 164, Paragraf terakhir, mengubah " $L_z$ " ke " $\Delta L_z$ ".

halaman 164, Baris ketiga dari paragraf terakhir. Tanda negatif dihapus dari  $\Delta h/\Delta L_x$ .

halaman 169, Definisi istilah untuk Persamaan Kotak 6-1, mengubah " $d_y$ " menjadi " $dy$ ".

halaman 170, Kotak Persamaan 6-4) diubah dari turunan pertama " $\frac{1}{2} \frac{dh^2}{dx^2} = -\frac{W}{K}$ " menjadi turunan kedua, " $\frac{1}{2} \frac{d^2h^2}{dx^2} = -\frac{W}{K}$ ".

halaman 170, Definisi istilah untuk Kotak Persamaan 6-5, diubah dari:

$C_1, C_{2_x} =$  konstanta integrasi (tanpa dimensi)

menjadi:

$C_1, C_2 =$  konstanta integrasi (masing-masing, L and  $L^2$ )

halaman 170, Definisi istilah untuk Kotak Persamaan 6-5, diubah dari:

$x =$  luas tabung adalah  $0.7854 d_{tube}^2 (L^2)$

menjadi:

$x =$  jarak dari titik asal (L)

halaman 174, Baris kelima paragraf pertama Kotak 8 mengubah " $Q_2 = Q_2$ " menjadi " $Q_1 = Q_2$ ".

Halaman 174, Paragraf pertama Kotak 8, menghapus "the" dari "di Wilayah 2"

Halaman 175, Menghapus definisi berulang " $Q_n$ " dari daftar parameter di bagian atas halaman.

Halaman 175, Baris di atas Kotak Persamaan 8-2, mengubah " $Q_2 = Q_2$ " menjadi " $Q_1 = Q_2$ ".

halaman 179, Solusi untuk latihan 1f, persamaan ketiga dari bawah halaman, penyebut diubah dari 10 menjadi 100.

halaman 179, Bawah halaman, pembilang diubah dari 0,51 menjadi 5,1.

halaman 183, Di tengah halaman, frasa "Jika akuifer berupa pasir terkandung setebal 100 meter" ditambahkan kalimat di depannya sebagai berikut: "Penyimpanan spesifik dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan 45 buku ini."

halaman 186, Tanda kurung ditambahkan di sekitar LT dalam dimensi untuk viskositas dinamis dalam larutan untuk latihan 5b, (M/(LT)).

halaman 186, Baris kedua solusi untuk latihan 5c, koma di kedua sisi  $K$  dihilangkan.

halaman 188, Solusi untuk gambar latihan 6b: angka setelah " $d$ " disesuaikan menjadi subskrip.

halaman 189, Di tengah halaman, satuan cm ditambahkan untuk  $d$  dalam perhitungan  $K$ .

halaman 190, Solusi untuk gambar latihan 6c: angka setelah " $d$ " disesuaikan menjadi subskrip.

halaman 191, Di tengah halaman, "(" ditambahkan sebelum 10.22 dalam perhitungan  $K$  untuk sampel B.

halaman 192, Kata "that" diubah menjadi "than" seperti yang ditunjukkan di sini "were lower ~~than~~ than Hazen".

halaman 195, Baris pertama paragraf kedua dari solusi untuk latihan 9, subskrip ditambahkan ke simbol hasil spesifik, mengubah "hasil spesifik,  $S$ " menjadi "hasil spesifik,  $S_y$ ".

halaman 198, Kalimat kedua hingga terakhir yang tidak perlu dari solusi untuk latihan 12 dihapus karena transmisivitas bukan bagian yang jelas dari ekspresi yang disajikan. "~~It is confined because the transmissivity of the aquifer does not vary with head.~~"

halaman 202, Solusi untuk latihan 12, beberapa simbol tangen memiliki huruf pertama sebagai huruf kapital dan ini diubah menjadi huruf kecil.

halaman 206, Baris terakhir biografi Woessner. Baris kedua hingga terakhir mengubah "award" menjadi "awarded"

halaman 207, Menambahkan tautan ke pendaftaran email Proyek Air Tanah.

## Perubahan dari Versi 2 ke Versi 3

Versi 2: 29 Desember 2020, Versi 3: 17 Oktober 2024

Nomor halaman merujuk ke PDF Versi 2.

### Perubahan umum:

Sekarang setiap bagian buku dimulai pada halaman baru

Tautan ke Latihan ditambahkan di seluruh isi buku

Daftar Isi yang Diperbarui

Tautan dibuat dari akhir bagian dalam teks ke latihan yang sesuai. Agar tautan bertambah secara berurutan dari Latihan 1 ke Latihan 16 seperti yang disebutkan di seluruh buku, urutan Latihan disesuaikan, yang menghasilkan perubahan berikut:

Nomor Latihan Sebelumnya	Nomor Baru
3	4
4	11
10	3
11	12
12	13
13	10

Pemisah halaman ditambahkan untuk memulai latihan pada halaman baru jika seluruh latihan tidak termuat pada halaman tempat latihan berada.

Pemisah halaman ditambahkan untuk memulai solusi latihan pada halaman baru jika seluruh latihan tidak muat pada halaman tempat latihan berada.

### Perubahan spesifik:

halaman ii, nomor versi dan tanggal diubah

halaman ii, penambahan pesan terkait dukungan terhadap The Groundwater Project

halaman iii, informasi halaman hak cipta diperbarui, doi ditambahkan, jumlah halaman diperbarui

halaman 2, akhir Bagian 1, kutipan glosarium hidrogeologi ditambahkan

halaman 25, Bagian 3.8 ditambahkan dengan tautan ke latihan 1 dan 2

halaman 30, akhir Bagian 4.1, menambahkan kutipan untuk buku *groundwater velocity*

halaman 36, akhir Bagian 4.2, menambahkan kutipan untuk buku tentang *variable density groundwater flow*

halaman 45, paragraf terakhir, menambahkan kutipan untuk buku *introduces fluid mechanics to groundwater scientists*

halaman 47, akhir bagian 4.6, menambahkan tautan ke latihan 3

halaman 50, Bagian 5.2, paragraf pertama, menambahkan kutipan untuk buku *field-based methods for determining aquifer properties*

halaman 57, keterangan Gambar 38, dihapus d dari yang disandingkan

halaman 62, akhir Bagian 5.6, menambahkan kutipan untuk buku *fractures, structural geology, and karst aquifers*

halaman 62, menambahkan Bagian 5.7 dengan tautan ke Latihan 4, 5, dan 6

halaman 63, paragraf kedua hingga terakhir, menambahkan kutipan untuk buku *large aquifer systems*

halaman 67, akhir Bagian 6.3, menambahkan kutipan untuk buku *history and hydraulics of flowing wells*

halaman 73, akhir paragraf pertama, menambahkan kutipan untuk buku *storage in confined aquifers*

halaman 74, menambahkan Bagian 6.5 dengan tautan ke Latihan 7, 8, 9, 10, dan 11

halaman 74, akhir paragraf pertama Bagian 7, menambahkan kutipan untuk buku *introduces fluid mechanics to groundwater scientists*

halaman 92, pada akhir paragraf pertama, menambahkan kutipan buku tentang penggunaan kode pemodelan aliran air tanah numerik, MODFLOW, dan tentang pengembangan kerangka geologi untuk model air tanah

halaman 94, menambahkan Bagian 7.6 dengan tautan ke Latihan 12 dan 13

halaman 123, menambahkan Bagian 8.6 dengan tautan ke Latihan 14, 15, dan 16

halaman 125, Bagian Latihan, karena tautan ke latihan ditambahkan ke isi teks, beberapa latihan diberi nomor ulang agar sesuai dengan urutan kemunculannya dalam teks. Ini termasuk:

Nomor Latihan Sebelumnya	Nomor Baru
3	4
4	11
10	3
11	12
12	13
13	10

Jika teks dalam latihan merujuk pada nomor latihan, maka teks tersebut dihapus

Halaman 125,

Latihan 10 versi 2 menggantikan Latihan 3 di versi 3;

Latihan 3 versi 2 menjadi Latihan 4 di versi 3;

Latihan 4 versi 2 menjadi Latihan 11 di versi 3

Halaman 127,

Latihan 10 versi 2 menggantikan Latihan 3 versi 2 di versi 3;

Latihan 10 versi 2 digantikan oleh Latihan 13 versi 2 di versi 3

Halaman 128, Latihan 11 versi 2 digantikan oleh Latihan 4 versi 2 di versi 3

Halaman 128, tugas ditambahkan ke Latihan 11 (sebelumnya Latihan 4) sebagaimana dijelaskan dalam 2 kalimat terakhir Latihan 11

Halaman 128,

Latihan 12 versi 2 digantikan oleh Latihan 13 versi 2 di versi 3;

Latihan 13 versi 2 digantikan oleh Latihan 10 versi 2 di versi 3

halaman 132, menambahkan referensi ke Aydin dan lainnya (2023)

halaman 132, menambahkan referensi ke Brandenburg (2020)

halaman 132, menambahkan tautan untuk referensi Cormican

halaman 132, menambahkan tautan untuk referensi Davis

halaman 133, menambahkan referensi ke Devlin (2020)

halaman 133, menambahkan referensi ke Fernandes (2023)

halaman 134, menambahkan referensi ke Jiang (2024)

halaman 135, menambahkan referensi ke Klammler (2023)

halaman 135, menambahkan referensi ke Kuniansky dan lainnya (2022)

halaman 135, menambahkan referensi ke Marinelli (2024)

halaman 135, menambahkan tautan untuk Meerschaert dan lainnya (2013)

halaman 135, menambahkan referensi ke Sharp (2023)

halaman 136, menambahkan referensi ke Van der Gun (2022)

Halaman 136, menambahkan referensi ke Wang (2020)

Halaman 136, menambahkan referensi ke Winston (2023)

Halaman 136, menambahkan referensi ke Woessner dan lainnya (2023)

Halaman 149 dan seterusnya, di bagian bawah, menambahkan huruf g terakhir yang hilang di gw-project.org

halaman 169, akhir Kotak 6, merevisi tautan untuk mengunduh lembar kerja guna menjelajahi sistem aliran menjadi tautan untuk alat daring interaktif yang lebih tangguh guna menjelajahi sistem aliran

halaman 175, Bagian Solusi Latihan, karena tautan ke latihan ditambahkan ke isi teks, beberapa latihan diberi nomor ulang agar sesuai dengan urutan kemunculannya dalam teks. Penomoran solusi latihan terkait diubah sesuai dengan itu, termasuk:

Nomor Solusi Latihan Sebelumnya	Nomor Baru
3	4
4	11
10	3
11	12
12	13
13	10

Jika teks dalam solusi latihan merujuk ke nomor latihan, telah dihapus

Halaman 180,

Solusi Latihan 10 versi 2 menggantikan Solusi Latihan 3 versi 2 di versi 3;

Solusi Latihan 3 versi 2 menjadi Solusi Latihan 4 versi 3

Halaman 181,

Solusi Latihan 4 versi 2 digantikan oleh Solusi Latihan 11 versi 2 di versi 3

Halaman 194,

Solusi Latihan 10 versi 2 menjadi Solusi Latihan 3 di versi 3;

Solusi Latihan 10 digantikan oleh Solusi Latihan 13 versi 2 di versi 3

Halaman 195, Solusi Latihan 11 versi 2 digantikan oleh Solusi Latihan 4 versi 2 di versi 3

Halaman 195, Solusi Latihan 11 (sebelumnya Solusi Latihan 4), paragraf pertama,

$S_y$  dikoreksi menjadi  $S_r$ ;

Pengeditan dilakukan antara perhitungan  $S_r$  dan  $S_s$  Tao memberikan solusi untuk tugas baru yang ditambahkan ke Latihan Solusi 11, yang sebelumnya merupakan Latihan Solusi 4

halaman 196, Latihan Solusi 12 versi 2 digantikan oleh Latihan Solusi 13 versi 2 di versi 3

halaman 197, Latihan Solusi 13 versi 2 digantikan oleh Latihan Solusi 10 versi 2 di versi 3

halaman 204, judul dihapus dari nama penulis sesuai dengan konvensi format Proyek Air Tanah saat ini

### **Perubahan dari Versi 3 ke Versi 4**

Versi 3: 17 Oktober 2024, Versi 4: 21 Desember 2024

Nomor halaman merujuk ke PDF Versi 3.

#### **Perubahan spesifik:**

halaman ii, nomor versi dan tanggal diubah

halaman 105, dikoreksi 102 hingga 100 pada keterangan Gambar 66