



SIFAT FISIK TANAH DAN METODE ANALISISNYA

EDISI 2, REVISI

EDITOR :

Irawan

Maswar

Rahmah Dewi Yustika

Ratri Ariani



BALAI PENGUJIAN STANDAR INSTRUMEN TANAH DAN PUPUK

BALAI BESAR PENGUJIAN STANDAR INSTRUMEN SUMBERDAYA LAHAN PERTANIAN
BADAN STANDARDISASI INSTRUMEN PERTANIAN
KEMENTERIAN PERTANIAN

SIFAT FISIK TANAH DAN METODE ANALISISNYA

Penyusun:

Undang Kurnia
Fahmuddin Agus
Abduracman Adimihardja
Achmad Rachman
S. Sutono
Husein Suganda
Yusrial
M. Sodik Djunaedi
Nono Sutrisno
Tagus Vadari
Haryono
Harry Kusnadi
Robert L. Watung
Deddy Erfandi
Ishak Juarsah
Ai Dariah
Umi Haryati
Neneng L. Nurida
Maswar
Irawan
Setiari Marwanto
Rahmah Dewi Yustika
Jubaedah
Arief Budiyanto
Sudirman
T. Budhyastoro
Sidik Haddy Tala'ohu
Ratri Ariani
Jelly Amalia Santri
Laely Nur Fahmi

Editor:

Irawan
Maswar
Rahmah Dewi Yustika
Ratri Ariani

Redaksi Pelaksana:

Heri Wibowo

Setting/layout

Didi Supardi
M. Labib Gusnamo

Penerbit :

Balai Penelitian Tanah
Jl. Tentara Pelajar No. 12, Kampus Penelitian Pertanian, Cimanggu, Bogor 16114
Telp. (0251) 8336757, Fax: (0251) 8321608, 8322933
WEBSITE : <http://balittanah.litbang.pertanian.go.id> E-mail
:balittanah@litbang.pertanian.go.id

Cetakan kedua : Desember 2022

ISBN : 978-602-8039-49-9



BALAI PENGUJIAN STANDAR INSTRUMEN TANAH DAN PUPUK
BALAI BESAR PENGUJIAN STANDAR INSTRUMEN SUMBERDAYA LAHAN PERTANIAN
BADAN STANDARDISASI INSTRUMEN PERTANIAN
KEMENTERIAN PERTANIAN

2023

KATA PENGANTAR

Ketepatan suatu rekomendasi pengelolaan lahan ditentukan oleh beberapa tahapan penelitian, seperti sebaran pengamatan, cara pengambilan contoh, pengangkutan, penyimpanan, analisis di laboratorium sampai kepada interpretasi dan pengolahan data. Oleh karena itu, diperlukan adanya suatu buku pedoman yang membahas tentang berbagai tahapan analisis sifat fisik tanah. Buku ini merupakan penyempurnaan dari Buku Sifat Fisik Tanah dan Metode Analisisnya yang diterbitkan tahun 2006. Laboratorium Fisika Tanah merupakan bagian dari Laboratorium Pengujian Balai Penelitian Tanah tanah telah terakreditasi oleh Komite Akreditasi Nasional (KAN), Badan Standarisasi Nasional (BSN) sebagai laboratorium pengujian mulai tahun 2019 dengan No. LP-846-IDN.

Buku ini menerangkan berbagai cara dan tahapan dalam penetapan berbagai sifat fisik tanah dengan judul "Sifat Fisik Tanah dan Metode Analisisnya". Beberapa topik bahasan yang dikemas dalam 25 bab yang mengulas penetapan sifat fisik tanah di lapang dan di laboratorium secara berimbang sehingga dapat digunakan dalam berbagai survei dan penelitian yang berkaitan dengan sifat fisik tanah termuat di dalam buku ini.

Kami menyadari bahwa buku ini belum sempurna, namun diharapkan dapat membantu laboratorium-laboratorium tanah, peneliti, mahasiswa dan pihak-pihak lain yang berkepentingan didalam memenuhi kebutuhan metode analisis yang handal. Oleh karena itu, saran dan masukan sangat diharapkan.

Ucapan terima kasih disampaikan kepada penyusun dan semua pihak yang telah menyelesaikan buku ini dengan baik, semoga dapat bermanfaat bagi para pembaca dan pengguna lainnya.

Bogor, Agustus 2022
Balai Penelitian Tanah
Kepala,

Dr. Ir. Ladiyani Retno Widowati, MSc.
NIP. 196903031994032001

DAFTAR ISI

KATA PENGANTAR	i
DAFTAR ISI	iii
1. PENDAHULUAN	1
2. PETUNJUK PENGAMBILAN CONTOH TANAH	3
<i>Husein Suganda, Achmad Rachman, Sutono dan Neneng L. Nurida</i>	
3. PENETAPAN BERAT VOLUME TANAH	25
<i>Fahmuddin Agus, Rahmah Dewi Yustika, dan Umi Haryati</i>	
4. PENETAPAN BERAT JENIS PARTIKEL TANAH	39
<i>Fahmuddin Agus dan Setiari Marwanto</i>	
5. LUAS PERMUKAAN SPESIFIK, UKURAN PORI DAN VOLUME PORI	47
<i>Ratri Ariani, Rahmah Dewi Yustika, Jelly Amalia Santri</i>	
6. PENETAPAN TEKSTUR TANAH	59
<i>Fahmuddin Agus, Yusrial, dan Sutono</i>	
7. PENETAPAN KEMANTAPAN AGREGAT TANAH	79
<i>Jubaedah, Jelly Amalia Santri, Achmad Rachman dan Abdurachman A.</i>	
8. PENETAPAN PENETRASI TANAH	91
<i>Undang Kurnia, M. Sodik Djunaedi, Neneng L. Nurida dan Setiari Marwanto</i>	
9. PENETAPAN KEKUATAN GESER TANAH	101
<i>Achmad Rachman, S. Sutono, dan Rahmah Dewi Yustika</i>	
10. PENGUKURAN POTENSI AIR TANAH	117
<i>Umi Haryati, Nono Sutrisno, Haryono, dan Tagus Vadari</i>	
11. PENETAPAN KADAR AIR TANAH DENGAN NEUTRON PROBE	135
<i>Fahmuddin Agus, Robert L. Watung, dan Deddy Erfandi</i>	
12. PENETAPAN KADAR AIR TANAH MENGGUNAKAN TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR)	143
<i>Fahmuddin Agus, Ai Dariah, Setiari Marwanto</i>	
13. PENETAPAN KADAR AIR TANAH DENGAN METODE GRAVIMETRIK	153
<i>Umi Haryati, Jelly Amalia Santri, A. Abdurachman, dan Ishak Juarsah</i>	

14. PENETAPAN KADAR AIR OPTIMUM UNTUK PENGOLAHAN TANAH	165
<i>Setiari Marwanto, Ai Dariah, Jelly Amalia Santri, Deddy Erfandi dan Husein Suganda</i>	
15. PENETAPAN RETENSI AIR TANAH DI LAPANGAN	175
<i>Undang Kurnia, Harry Kusnadi dan Neneng L. Nurida</i>	
16. PENETAPAN RETENSI AIR TANAH DI LABORATORIUM	185
<i>Arif Budiyanto, Ratri Ariani, Sudirman, S. Sutono, dan Ishak Juarsah</i>	
17. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH DALAM KEADAAN JENUH: METODE LABORATORIUM	195
<i>Ai Dariah, Yusrial, dan Maswar</i>	
18. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH DALAM KEADAAN JENUH: METODE LAPANG	203
<i>Fahmuddin Agus dan Husein Suganda</i>	
19. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH TIDAK JENUH: METODE LAPANG	217
<i>Fahmuddin Agus, Ai Dariah, dan Neneng L. Nurida</i>	
20. PENETAPAN PERKOLASI DI LABORATORIUM	227
<i>Maswar, Umi Haryati, Laely Nurfahmi, Yusrial, Harry Kusnadi, dan Undang Kurnia</i>	
21. PENGUKURAN INFILTRASI	257
<i>Setiari Marwanto, Ai Dariah, Ratri Ariani, dan Achmad Rachman</i>	
22. PENETAPAN PLASTISITAS TANAH	271
<i>Maswar, S. Sutono, dan Yusrial</i>	
23. PENGUKURAN EROSI DAN ALIRAN PERMUKAAN	281
<i>Rahmah Dewi Yustika, Ai Dariah, Maswar</i>	
24. PENGUKURAN SUBSIDEN TANAH GAMBUT	293
<i>Maswar, Ratri Ariani, Setiari Marwanto</i>	
25. PENGUKURAN SUHU TANAH	303
<i>T. Budhyastoro, Sidik Haddy Tala'ohu, Robert L. Watung, Jubaedah, dan Irawan</i>	

1. PENDAHULUAN

Ketepatan suatu rekomendasi pengelolaan lahan sangat ditentukan oleh beberapa tahapan penelitian, mulai dari penentuan sebaran titik pengamatan, prosedur dan teknik pengambilan contoh tanah, pengangkutan dan penyimpanan contoh tanah untuk analisis di laboratorium, sampai pada proses analisis dan interpretasinya. Interpretasi dan pengolahan data yang dihasilkan dari suatu analisis tanah mempengaruhi rekomendasi yang dikeluarkan dari suatu penelitian. Buku ini menerangkan prosedur dan berbagai tahap dalam penetapan berbagai sifat fisik tanah di laboratorium dan atau di lapang.

Semenjak diterbitkannya buku Penuntun Analisa Fisika Tanah oleh Lembaga Penelitian Tanah pada tahun 1979, belum ada buku penuntun yang baru yang mengadopsi kemajuan ilmu pengetahuan dan teknologi di bidang analisis fisika tanah. Pada buku penuntun terbitan tahun 1979 tersebut, analisis tanah terutama terkonsentrasi pada metode analisa tanah di laboratorium. Pada tahun 2006 telah diterbitkan buku "Sifat Fisik Tanah dan Metode Analisisnya" oleh Balai Besar Litbang Sumberdaya Lahan Pertanian, yang telah mulai menguraikan beberapa metode baru dalam menganalisis sifat fisika tanah di laboratorium dan beberapa sifat tanah di lapang. Bagaimanapun, pada buku "Sifat Fisik Tanah dan Metode Analisisnya" terbitan tahun 2006 tersebut masih terfokus pada analisis sifat fisik untuk tanah mineral. Mengingat berbagai pertimbangan dan masukan dari penggunaannya, buku terbitan edisi tahun 2006 ini direvisi dan dicetak ulang sebagai Edisi II. Ada beberapa tambahan bab baru pada buku Edisi II ini, seperti telah memasukkan sifat tanah gambut khususnya Pengukuran Subsiden Tanah Gambut (Bab 24). Disamping itu, ada penambahan beberapa Bab untuk tanah mineral yaitu: Luas Permukaan Spesifik (Bab 5), Pengukuran Erosi dan Aliran Permukaan (Bab 23). Sedangkan Bab-bab lainnya tidak mengalami perubahan secara substansi.

Setiap bab di dalam buku ini dimulai dengan prinsip analisis, yang memberikan pengertian tentang definisi suatu sifat fisik tanah serta teori tentang analisis sifat fisik tanah tersebut. Peralatan, bahan dan metode analisis serta metode perhitungan merupakan bagian terpenting dari setiap bab.

Bab 2 menerangkan tentang cara pengambilan contoh tanah untuk analisis di laboratorium. Di dalam bab ini juga dibahas tentang metode statistik untuk interpretasi data.

Bab 3 sampai Bab 6 membahas tentang sifat padatan tanah (*soil solids*), luas permukaan spesifik dan tekstur tanah. Di dalam Bab ini termasuk penetapan berat volume tanah dan berat jenis partikel. Penetapan berat volume merupakan suatu penetapan sifat fisik yang paling umum

dilakukan karena mudah melakukannya, namun datanya memberikan informasi yang mempunyai implikasi luas dalam pengelolaan tanah. Penetapan berat jenis partikel relatif jarang dilakukan dalam penelitian tanah, namun adakalanya sangat penting dalam interpretasi penelitian tentang erosi angin dan proses sedimentasi. Penetapan tekstur tanah merupakan penetapan yang cukup sering dilakukan, karena tekstur mempunyai hubungan yang erat dengan berbagai sifat fisik, kimia, dan biologi tanah.

Bab 7 sampai Bab 9 membahas tentang struktur tanah, termasuk didalamnya, kemantapan agregat tanah, penetrasi tanah, dan kekuatan geser tanah. Sifat-sifat ini sangat berhubungan dengan penetrasi akar, aerasi dan drainase tanah, kandungan air tanah, dan kepekaan tanah terhadap erosi.

Sifat-sifat yang berhubungan dengan kandungan air tanah dibahas dalam Bab 10 sampai Bab 16, sedangkan sifat yang berhubungan dengan fluks air tanah diuraikan pada Bab 17 sampai Bab 21. Kemudian reologi tanah (batas plastis) dibahas di dalam Bab 22.

Bab 23 dan Bab 24 membahas tentang pengukuran erosi & aliran permukaan, dan pengukuran subsidence tanah gambut. Selanjutnya pada bab terakhir (Bab 25) dibahas tentang pengukuran suhu tanah.

Di dalam buku ini penetapan sifat fisik tanah di lapangan dan di laboratorium dibahas secara lebih berimbang, sehingga buku ini dapat digunakan dalam survei maupun berbagai penelitian tanah yang menggunakan metode analisis sifat fisik tanah di lapangan, di laboratorium, atau kombinasi keduanya.

Diharapkan buku ini dapat memenuhi tujuannya sebagai buku penuntun atau acuan untuk para teknisi, mahasiswa, dan peminat ilmu tanah.

2. PETUNJUK PENGAMBILAN CONTOH TANAH

Husein Suganda, Achmad Rachman, Sutono dan Neneng L. Nurida

1. PENDAHULUAN

Tanah mempunyai sifat sangat kompleks, terdiri atas komponen padatan yang berinteraksi dengan cairan, dan udara. Komponen pembentuk tanah yang berupa padatan, cair, dan udara jarang berada dalam kondisi kesetimbangan, selalu berubah mengikuti perubahan yang terjadi di atas permukaan tanah yang dipengaruhi oleh suhu udara, angin, dan sinar matahari.

Untuk bidang pertanian, tanah merupakan media tumbuh tanaman. Media yang baik bagi pertumbuhan tanaman harus mampu menyediakan kebutuhan tanaman seperti air, udara, unsur hara, dan terbebas dari bahan-bahan beracun dengan konsentrasi yang berlebihan. Sifat-sifat fisik tanah sangat penting untuk dipelajari agar dapat memberikan media tumbuh yang ideal bagi tanaman.

Pengambilan contoh tanah di lapangan merupakan tahapan penting untuk penetapan sifat-sifat fisik tanah di laboratorium. Prinsipnya, hasil analisis sifat-sifat fisik tanah di laboratorium harus dapat menggambarkan keadaan sesungguhnya sifat fisik tanah di lapangan.

Keuntungan penetapan sifat-sifat fisik tanah di laboratorium adalah dapat dikerjakan lebih cepat, dan jumlah contoh tanah yang dianalisis relatif lebih banyak. Kelemahannya adalah contoh tanah yang diambil di lapangan bersifat destruktif, karena dapat merusak permukaan tanah, seperti terjadinya lubang bekas pengambilan contoh tanah, cenderung menyederhanakan kompleksitas sistem yang ada di dalam tanah, dan sebagainya.

Sifat-sifat fisik tanah yang dapat ditetapkan di laboratorium mencakup berat volume (BV), berat jenis partikel ($PD = \textit{particle density}$), tekstur tanah, permeabilitas tanah, stabilitas agregat tanah, distribusi ukuran pori tanah termasuk ruang pori total (RPT), pori drainase, pori air tersedia, kadar air tanah, kadar air tanah optimum untuk pengolahan, plastisitas tanah, pengembangan atau pengerutan tanah ($COLE = \textit{coefficient of linear extensibility}$), dan ketahanan geser tanah.

Kelemahan penetapan sifat-sifat fisik tanah di laboratorium, antara lain 1) kemungkinan terjadi penyimpangan data akibat ketidaktepatan pengambilan contoh tanah, pemilihan metode dan waktu pengambilan dan 2) kerusakan contoh tanah akibat jarak tempuh pengiriman contoh tanah ke laboratorium yang terlalu lama/jauh.

Pengambilan contoh tanah untuk penetapan sifat-sifat fisik tanah bertujuan untuk mengetahui sifat-sifat fisik tanah pada satu titik pengamatan (misalnya pada lokasi kebun percobaan) atau suatu hamparan berdasarkan poligon atau jenis tanah tertentu dalam suatu peta tanah.

2. PRINSIP

Beberapa prinsip yang harus diperhatikan dalam pengambilan contoh tanah untuk penetapan sifat fisik tanah dijelaskan di bawah ini.

(i) Penetapan di laboratorium dibandingkan metode lapangan

Penetapan di laboratorium sangat banyak keuntungannya dibandingkan dengan pengukuran di lapangan. Di laboratorium, semua fasilitas pendukung seperti, listrik, gas, dan air tersedia, serta suhu mudah dikontrol. Perlengkapan baku, seperti timbangan dan oven lebih siap daripada di lapangan. Perlengkapan yang mahal dan canggih sering tidak digunakan di lapangan, karena pertimbangan cuaca, pencurian dan vandalisme, serta kerusakan alat akibat goncangan ketika diangkut.

Selain itu, penetapan di laboratorium dapat menghemat waktu bekerja, contoh tanah dikumpulkan dari beberapa lokasi yang berbeda, dan ditetapkan secara berurutan. Namun demikian, tidak semua sifat tanah dapat ditetapkan di laboratorium. Salah satu contoh adalah dalam penelitian neraca air, kadar air dan potensi air tanah lebih baik dilakukan di lapangan karena diperlukan intensitas pengamatan yang tinggi.

(ii) Kesalahan, keragaman, dan ketepatan

Para peneliti dihadapkan dengan data yang diperoleh dari hasil penelitiannya. Ada beberapa masalah atau pertanyaan yang muncul, misalnya apakah terjadi penyimpangan atau seberapa besar ketepatan analisisnya, dan bagaimana keragaman datanya. Untuk mengetahui hal tersebut perlu dikaji bagaimana data diperoleh dan seberapa besar tingkat keyakinan terhadap nilai data yang diperoleh. Tingkat kepercayaan tidak terlepas dari prinsip dan metode statistik. Tujuan dari penyajian bab ini adalah untuk menerangkan prinsip dasar statistik yang ada relevansinya dengan kesalahan dalam pengamatan, dan jumlah pengamatan dari suatu pengukuran. Pengukuran adalah kuantifikasi dari sesuatu yang dinilai, yang langsung dapat menjawab pertanyaan khusus dalam suatu percobaan. Implikasinya adalah kuantifikasi pada urutan-urutan kegiatan akan menghasilkan resultan hasil pengukuran.

(iii) Keragaman tanah di lapangan

Sifat-sifat tanah bervariasi menurut tempat dan waktu, yang dapat disebabkan oleh hasil akhir dari proses yang terjadi secara internal atau alami dan pengaruh dari luar, misalnya intervensi manusia. Proses yang sifatnya internal berkaitan dengan faktor-faktor geologi, hidrologi, dan biologi yang dapat mempengaruhi pembentukan tanah. Variabilitas sifat-sifat fisik tanah akibat dari proses alami dapat diregionalisasi dengan asumsi bahwa tempat yang berdekatan cenderung mirip atau mempunyai nilai yang tidak berbeda jauh, yang kemudian didelineasi menjadi satu poligon. Namun demikian, tingkat kemiripan tersebut sangat tergantung pada skala pengamatan, misalnya negara, kilometer (km), atau hanya beberapa milimeter (mm) saja.

Pengaruh luar terhadap sifat-sifat fisik tanah seperti pengolahan tanah dan jenis penggunaan lahan dapat diuraikan menurut ruang dan waktu. Pengolahan tanah, drainase, penutupan tajuk tanaman, dan bahan pembenah tanah dapat secara nyata mempengaruhi variasi hasil pengukuran baik menurut ruang maupun waktu. Sebagai contoh, pengolahan tanah adalah mencampur tanah, yang berarti cenderung mengurangi variasi berat isi tanah menurut ruang, namun, pengaruhnya berubah menurut waktu akibat proses pemadatan.

Pengaruh ruang dan waktu terhadap sifat-sifat fisik tanah dapat dituliskan sebagai berikut:

$$SP = f(x, y, z, t) \quad (1)$$

dimana: SP adalah sifat fisik tanah apa saja, misalnya kelembapan tanah, suhu, berat isi tanah. Simbol f diartikan sebagai fungsi, x, y, dan z adalah koordinat Cartesian, sedangkan t adalah waktu. Hal ini menunjukkan, bahwa pengukuran suatu sifat fisik tanah di lapangan harus mempertimbangkan waktu dan posisi pengambilan contoh tanahnya, atau pengukuran sifat fisik tanah tertentu. Ada empat hal yang perlu diperhatikan dalam pengambilan contoh tanah atau pengukuran sifat fisik tanah tertentu di lapangan, yaitu: (1) waktu pengambilan contoh tanah (t); apakah contoh tanah atau pengukuran dilakukan pada musim hujan atau kemarau, apakah sebelum atau sesudah pengolahan tanah, dan seterusnya; (2) kedalaman pengambilan contoh atau pengukuran (z); (3) posisi di antara barisan tanaman (x); dan (4) posisi di dalam barisan tanaman (y).

Perbedaan nilai pengukuran yang disebabkan oleh faktor x, y, dan z disebut sebagai variasi menurut ruang (*spatial variability*), sedangkan perbedaan nilai pengukuran akibat pengaruh faktor t disebut sebagai variasi menurut waktu (*temporal variability*).

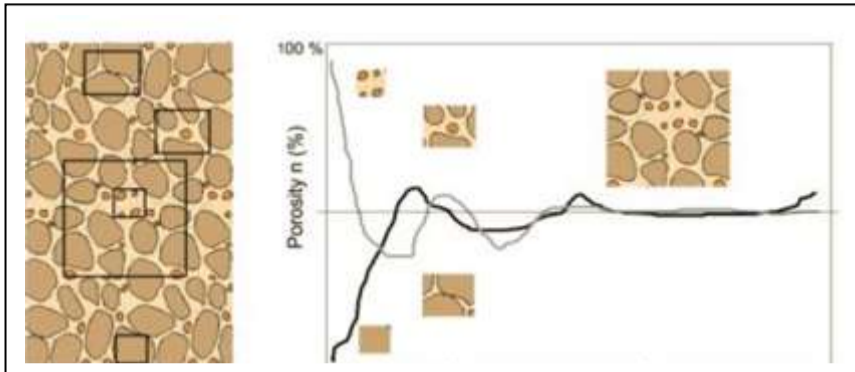
(iv) Contoh tanah perwakilan

Salah satu hal yang penting dan perlu mendapatkan perhatian dalam pengambilan contoh tanah adalah ukuran dan jumlah contoh agar diperoleh tingkat keterwakilan yang memadai berdasarkan heterogenitas tanah. Salah satu sifat fisik tanah yang heterogenitasnya tinggi adalah porositas tanah. Porositas tanah dapat berbeda dalam jarak, hanya beberapa sentimeter bahkan milimeter. Jika nilai porositas tanah ditetapkan berdasarkan volume contoh tanah yang kecil atau tidak memadai, maka sangat besar kemungkinannya nilai porositas yang ditetapkan terlalu kecil atau terlalu besar dari yang sebenarnya. Hal tersebut akan menyebabkan kesalahan dalam menginterpretasi berbagai aspek tanah yang berkaitan dengan pori tanah seperti perkolasi, pencucian, aliran permukaan, dan lain-lain. Volume dan jumlah contoh tanah yang terlalu besarpun tidak diinginkan karena akan menyulitkan dalam menganalisisnya yang akan mempengaruhi kualitas data. Volume dan jumlah contoh tanah yang sedikit adalah yang baik, namun hasil analisisnya mendekati kondisi sifat tanah sebenarnya, yang ditunjukkan oleh perbedaan yang kecil antara hasil pengukuran satu dan lainnya (Peck, 1980). Jumlah contoh tanah yang perlu diambil sebagai perwakilan tergantung pada sifat-sifat fisik tanah yang akan ditetapkan, berikut luasannya secara spasial dan metode penetapan serta tingkat ketelitiannya.

Warrick dan Nielson (1980) melaporkan hasil pengukuran konduktivitas hidrolis tanah tidak jenuh memiliki nilai koefisien keragaman sangat tinggi, dapat mencapai lebih dari 400%. Selanjutnya penulis tersebut juga melaporkan bahwa diperlukan sekitar 1.300 contoh tanah secara acak, yang menyebar secara normal untuk memperkirakan nilai konduktivitas hidrolis hingga mencapai kesalahan (*error*) lebih kecil dari 10% pada taraf nyata 0,05. Teori baru tentang peubah spasial atau geostatistik memberikan petunjuk untuk menentukan jumlah contoh tanah yang dibutuhkan dalam memperoleh keakuratan pada tingkat peluang tertentu (Dirksen, 1999).

Volume dan jumlah contoh tanah perwakilan yang diperlukan adalah tidak kecil dan juga tidak terlalu besar namun dapat menggambarkan kondisi sifat fisik tanah sebenarnya di lapangan. Konsep keterwakilan contoh tanah tersebut disebut *representative elementary volume* (REV; Peck, 1980). Pada kondisi REV seperti ini, setiap penambahan volume dan jumlah contoh tanah tidak akan merubah secara nyata nilai pengamatan atau cenderung konstan. Gambar 1 memperlihatkan konsep REV dalam kaitannya dengan penetapan porositas tanah. Volume contoh tanah yang kecil (V_1 dan V_2) yang diambil secara acak di lapangan, nampak jelas tidak menggambarkan kondisi sebenarnya dari porositas tanah. Pori yang terukur, kemungkinan besar hanya pori yang berukuran kecil atau besar saja. Dengan menambah volume atau jumlah contoh tanah (V_3) yang diukur, maka pori tanah dengan

berbagai ukurannya dapat terwakili, sehingga setiap penambahan volume contoh tanah dari titik V_3 tidak akan merubah secara nyata nilai porositas tanah. Volume contoh tanah pada titik V_3 ini disebut sebagai nilai REV.



Gambar 1. Konsep REV dalam menentukan volume contoh tanah

3. METODE PENGAMBILAN CONTOH TANAH UTUH DAN CONTOH TANAH TERGANGGU

Analisis sifat fisik tanah memerlukan contoh tanah yang berbeda, tergantung tujuannya. Ada beberapa jenis contoh tanah, diantaranya contoh tanah utuh (*undisturbed soil sample*), agregat utuh (*undisturbed soil aggregate*), dan contoh tanah tidak utuh (*disturbed soil sample*) yang peruntukannya berbeda.

(i) Peralatan

Peralatan yang digunakan untuk mengambil contoh tanah berbeda sesuai dengan jenis contoh tanah yang akan diambil. Jenis peralatan yang digunakan disajikan pada Tabel 1 dan Gambar 2.

Tabel 1. Jenis contoh tanah dan alat yang diperlukan untuk pengambilannya

Jenis contoh tanah	Jenis alat
Contoh tanah utuh (<i>undisturbed soil sample</i>)	Tabung logam kuningan atau tembaga (<i>ring sample</i>), balok kayu, sekop/cangkul, pisau tajam tipis
Contoh tanah dengan agregat utuh (<i>undisturbed soil aggregate</i>)	Cangkul, kotak contoh
Contoh tanah terganggu (<i>disturbed soil sample</i>)	Cangkul dan atau bor tanah, kantong plastik tebal



Gambar 2. Alat yang digunakan untuk pengambilan contoh tanah

Contoh tanah utuh dapat diambil menggunakan tabung logam yang terbuat dari tembaga, kuningan, dan besi. Laboratorium Fisika Tanah, Balai Penelitian Tanah, Bogor menggunakan tabung tembaga (Gambar 3) yang mempunyai ukuran tinggi 4 cm, diameter dalam 7,63 cm, dan diameter luar 7,93 cm. Tabung tersebut ditutup dengan plastik di kedua ujungnya.

(ii). Contoh tanah utuh



Gambar 3. Tabung (*ring*) tembaga

Contoh tanah utuh merupakan contoh tanah yang diambil dari lapisan tanah tertentu dalam keadaan tidak terganggu, sehingga kondisinya hampir menyamai kondisi di lapangan. Contoh tanah tersebut digunakan untuk penetapan angka berat volume (berat isi, *bulk density*), distribusi pori pada berbagai tekanan (pF 1, pF 2, pF 2,54, dan pF 4,2 dan permeabilitas.

Untuk memperoleh contoh tanah yang baik dan tanah di dalam tabung tetap seperti keadaan lapangan (tidak terganggu), maka perbandingan antara luas permukaan tabung logam bagian luar (tebal tabung) dan luas permukaan tabung bagian dalam tidak lebih dari 0,1. Perbandingan luas permukaan tabung bagian dalam dan tabung bagian luar dapat menggunakan rumus sebagai berikut:

$$\frac{D_i^2 - D_d^2}{D_d^2} < 0,1 \quad (2)$$

dimana: D_i adalah diameter tabung bagian luar; D_d adalah tabung bagian dalam

(iii) Teknik pengambilan contoh tanah

1. Ratakan dan bersihkan permukaan tanah dari rumput atau serasah.
2. Gali tanah sampai kedalaman tertentu (5-10 cm) di sekitar calon tabung tembaga diletakkan, kemudian ratakan tanah dengan pisau.
3. Letakan tabung di atas permukaan tanah secara tegak lurus dengan permukaan tanah, kemudian dengan menggunakan balok kecil yang diletakkan di atas permukaan tabung, tabung ditekan sampai tiga per empat bagian masuk ke dalam tanah.
4. Letakan tabung lain di atas tabung pertama, dan tekan sampai 1 cm masuk ke dalam tanah.
5. Pisahkan tabung bagian atas dari tabung bagian bawah.
6. Gali tabung menggunakan sekop. Dalam menggali, ujung sekop harus lebih dalam dari ujung tabung agar tanah di bawah tabung ikut terangkat.
7. Iris kelebihan tanah bagian atas terlebih dahulu dengan hati-hati agar permukaan tanah sama dengan permukaan tabung, kemudian tutuplah tabung menggunakan tutup plastik yang telah tersedia. Setelah itu, iris dan potong kelebihan tanah bagian bawah dengan cara yang sama dan tutuplah tabung.
8. Cantumkan label di atas tutup tabung bagian atas contoh tanah yang berisi informasi kedalaman, tanggal, dan lokasi pengambilan contoh tanah (Gambar 4).



Gambar 4. Tabung (*ring*) tembaga dengan tutup

Tahapan-tahapan pengambilan contoh tanah tersebut dapat dilihat pada Gambar 5.



Gambar 5. Tahapan-tahapan pengambilan contoh tanah utuh menggunakan *ring* kuning

(iv) Pengangkutan contoh tanah

1. Contoh tanah dalam tabung tertutup plastik disusun di dalam peti (kotak) yang terbuat dari kayu atau karton dengan tumpukan maksimum empat buah tabung contoh.
2. Di bagian dasar peti dan di atas contoh tanah diberi pelindung dari gabus atau bahan lain untuk mengurangi getaran selama pengangkutan.
3. Contoh dalam peti dikirim ke laboratorium menggunakan angkutan darat, laut, atau udara. Untuk pengiriman melalui pos atau jasa pengiriman lain sebaiknya digunakan peti dari kayu.

(v) Contoh tanah agregat utuh



Contoh tanah agregat utuh adalah contoh tanah berupa bongkahan alami yang kokoh dan tidak mudah pecah (Gambar 6). Contoh tanah ini diperuntukkan bagi analisis indeks kestabilan agregat (IKA). Contoh diambil menggunakan cangkul pada kedalaman 0-20 cm.

Gambar 6. Contoh tanah agregat utuh

Bongkahan tanah dimasukkan ke dalam boks yang terbuat dari kotak seng, kotak kayu atau kantong plastik tebal. Dalam mengangkut contoh tanah yang dimasukkan ke dalam kantong plastik harus hati-hati, agar bongkahan tanah tidak hancur di perjalanan, dengan cara dimasukkan

ke dalam peti kayu atau kardus yang kokoh. Untuk analisis IKA dibutuhkan 2 kg contoh tanah.

(vi) Contoh tanah terganggu

Contoh tanah terganggu dapat juga digunakan untuk analisis sifat-sifat kimia tanah. Kondisi contoh tanah terganggu tidak sama dengan keadaan di lapangan, karena sudah terganggu sejak dalam pengambilan contoh. Contoh tanah ini dapat dikemas menggunakan kantong plastik tebal atau tipis. Kemudian diberi label yang berisikan informasi tentang lokasi, tanggal pengambilan, dan kedalaman tanah. Label ditempatkan di dalam atau di luar kantong plastik. Jika label dimasukkan ke dalam kantong plastik bersamaan dengan dimasukkannya contoh tanah, maka label dalam ini perlu dibungkus dengan kantong plastik kecil, agar informasi yang telah tercatat tidak hilang karena terganggu oleh kelembapan air tanah.

Pengangkutan semua contoh tanah hendaknya berpegang kepada prinsip dasar, bahwa contoh tanah tidak boleh tercampur satu sama lain dan tidak mengalami perubahan apapun selama dalam perjalanan.



Contoh tanah terganggu lebih dikenal sebagai contoh tanah biasa (*disturbed soil sample*), merupakan contoh tanah yang diambil dengan menggunakan cangkul, sekop atau bor tanah dari kedalaman tertentu sebanyak 1-2 kg. Contoh tanah terganggu digunakan untuk keperluan analisis kandungan air, tekstur tanah, perkolasi, batas cair, batas plastis, batas kerut, dan lain-lain.

Gambar 7. Contoh tanah terganggu

4. STATISTIK PENGAMBILAN CONTOH TANAH

(i) Perkiraan ketelitian

Teori statistik digunakan untuk menentukan sifat-sifat fisik tanah dan perkiraan ketelitiannya. Penghitungan secara statistik bermanfaat dalam menilai sifat-sifat tanah secara keseluruhan dari suatu areal pengamatan, yaitu dengan menghitung nilai tengah dan keragaman datanya.

Perhitungan secara matematis ataupun statistik tidak terlepas dari asumsi, yaitu data sifat fisik tanah tertentu yang diperoleh dari hasil analisis di laboratorium atau pengamatan lapangan diasumsikan menyebar secara normal. Dengan demikian, maka hasil perhitungan nilai tengah (*mean*) dan keragaman (*variance*) data sifat fisik tanah dapat dipercaya.

Keragaman data sifat fisik tanah, σ^2 , adalah dari sejumlah contoh n dengan hasil pengukuran x_1, x_2, \dots, x_n diperkirakan dengan penghitungan

$$s^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad (3)$$

dimana: \bar{x} adalah rata-rata nilai pengukuran yang merupakan penduga untuk μ . Nilai s^2 adalah perkiraan tidak bias, sehingga jika dibuat perkiraan dari sejumlah contoh yang bebas (*independent*), maka rata-rata hitung dari nilai s^2 yang diperoleh akan mendekati nilai keragaman sebenarnya.

Penentuan s^2 merupakan perkiraan keragaman untuk pengamatan suatu sifat fisik tanah. Akar dari s^2 biasanya dinotasikan dengan s , dan disebut perkiraan simpangan baku (*standard deviation*), atau kesalahan baku (*standard error*) dari suatu pengamatan. Pengukuran ketelitian dari suatu pengamatan dapat dihitung dengan $s/(n)^{1/2}$, yang merupakan simpangan baku dari nilai tengah pengamatan. Perkiraan simpangan baku menggunakan asumsi, bahwa data menyebar normal dan mungkin cocok untuk menguji ketelitian pengukuran yang secara umum bersifat rutin.

Secara umum pengukuran ketelitian yang digunakan adalah koefisien keragaman (KK) atau *coefficient of variation (CV)*. Untuk suatu populasi pengamatan, KK didefinisikan sebagai σ/μ , dimana σ adalah simpangan baku sebenarnya dan μ nilai tengah statistik sebenarnya. Koefisien keragaman diduga dengan menggunakan s/x , dimana s adalah perkiraan simpangan baku, dan x adalah nilai tengah.

(ii) Keragaman sifat-sifat fisik tanah

Wilding (1985) merumuskan kisaran koefisien keragaman (KK) dari sifat-sifat tanah terpilih dengan membedakan antara sifat-sifat tanah yang statis (seperti bahan organik, tekstur, susunan mineral, kedalaman solum dan warna tanah) dengan dan sifat-sifat tanah yang dinamis (konduktivitas hidrolik, kadar air tanah, kandungan garam, mikro-organisme, kation dapat tukar, dan kondisi reduksi oksidasi (Tabel 2).

Rangkuman data dari berbagai penulis menemukan bahwa berat volume tanah mempunyai keragaman terkecil dengan KK < 10%, porositas tanah mempunyai KK sekitar 10%, tekstur dan kandungan air pada tekanan 15 bar mempunyai nilai KK berkisar 15-50%. Nilai-nilai konduktivitas hidrolik jenuh dan tidak jenuh, serta karakteristik parameter pergerakan air dan gas pada umumnya mempunyai KK di atas 100% (Jury et al., 1989).

Tabel 2. Urutan keragaman relatif sifat-sifat tanah yang terjadi pada suatu *landscape* yang luasnya beberapa hektar

Keragaman	Sifat-sifat tanah
Terendah (koefisien keragaman < 15 %)	Warna tanah (<i>hue dan value</i>) pH tanah Ketebalan horizon A Kandungan debu total Batas plastisitas Kandungan pasir total
Sedang (koefisien keragaman 15-35 %)	Kandungan liat total Kapasitas tukar kation Kejenuhan basa Struktur tanah (<i>grade dan class</i>) Batas cair Kedalaman dengan pH minimum Ekivalen kalsium karbonat Horizon B ₂
Tertinggi (koefisien keragaman > 35 %)	Warna tanah (<i>chroma</i>) Kedalaman karatan Kedalaman pencucian (karbonat) Na, Ca, Mg, dan K dapat tukar Kandungan liat halus Kandungan bahan organik Indeks plastisitas Kandungan garam terlarut Konduktivitas hidrolik Kandungan air tanah

Sumber: Wilding, 1985

5. GEOSTATISTIK DAN TEKNIK PENGAMBILAN CONTOH TANAH

(i) Keragaman spasial dan geostatistik

Tanah berbeda berdasarkan toposekuen dan ruang lingkungannya, khususnya pada skala *seri*. Bagaimanapun, penentuan dilakukan pada sekumpulan pengamatan dari sifat-sifat fisik tanah dengan nilai diskrit, dengan pengertian pada suatu "titik" daerah pengambilan contoh.

Untuk interpretasi yang lebih lengkap dari penetapan diskrit, maka teori "peubah regional" (*regionalized variables*) mentransformasi data titik *diskrit* terhadap tanah yang *kontinu*. Sebagai contoh, untuk mengetahui pencapaian produksi pertanian telah dicoba melalui plot-plot kecil dengan ulangan pada suatu lokasi pengamatan, yang dipercaya merupakan perwakilan dari tanah petani dari suatu hamparan lahan. Contoh lainnya adalah untuk mengetahui tanggap tanaman pada plot kecil terhadap penggunaan pemupukan, pestisida, irigasi, dan seterusnya diinterpretasikan secara seragam pada seluruh lahan.

(ii) Pengambilan contoh tanah

Pengetahuan dasar statistik merupakan salah satu faktor penting dalam membantu menentukan pengambilan contoh tanah di lapangan. Pengambilan contoh tanah harus sudah tercantum dalam tahap perencanaan suatu kegiatan. Anggaran dan kemungkinan kendala logistik menentukan jumlah, dimana, bagaimana dan kapan contoh tanah dan/atau pengukuran di lapangan dilaksanakan.

Kekeliruan dalam pengambilan contoh tanah disebabkan oleh adanya unsur utama yang hilang dalam perencanaan tahapan kegiatan, termasuk prosedur statistik dan pemrosesan data yang akan dilakukan. Perencanaan yang tepat merupakan suatu prasyarat dalam pengambilan contoh tanah yang baik dan tahapan awal untuk kegiatan lainnya.

Peneliti umumnya cukup trampil dan berpengalaman dalam menentukan bagaimana, kapan, dan dimana pengambilan contoh tanah dilakukan. Penentuan metode statistik yang akan digunakan untuk menganalisis data perlu dipikirkan sejak awal agar penarikan kesimpulan menjadi tepat. Bila data yang diperoleh tidak sesuai atau tidak dibahas secara lengkap, maka hasilnya kurang optimal. Sebagai contoh adalah pengambilan contoh tanah secara acak terstratifikasi (*stratified random sample*), tetapi dianalisis dengan metode acak sederhana (*simple random sample*). Hal ini mengakibatkan kesimpulan dari data yang diperoleh kemungkinan akan dipertanyakan karena contoh tidak dianalisis secara semestinya. Oleh karena itu, metode pengambilan contoh tanah harus tercantum dalam tahap perencanaan.

Manfaat perencanaan yang tepat akan meningkatkan efektivitas dan efisiensi dalam seluruh kegiatan. Perencanaan itu sendiri mencakup cara pengambilan contoh dalam arti luas, tidak hanya penentuan tata letak pengambilan contoh tanah di lapangan. Dalam hal perencanaan pengambilan contoh tanah, perlu memperhatikan hal-hal berikut (Domburg *et al.*, 1994): (1) maksud pengambilan contoh: sasaran wilayah, waktu, peubah dan parameter; (2) kendala-kendala: finansial, logistik, dan operasional; (3) cara pengambilan contoh: bentuk contoh dan tujuan pengambilan contoh; (4) cara-cara penetapan: pengukuran lapangan dan/atau analisis laboratorium; (5) rancangan pengambilan contoh: ukuran sampel dan bagaimana lokasi sampel dipilih; (6) titik pengambilan contoh terpilih; (7) membuat susunan pencatatan data dan pekerjaan lapangan; (8) metode analisis statistik; dan (9) dugaan biaya operasional dan ketepatan hasil.

(iii) Sumber kesalahan

Kesalahan dalam pengambilan contoh tanah meliputi tiga katagori umum, yaitu kesalahan pengambilan contoh, kesalahan dalam seleksi, dan kesalahan pengukuran (Das, 1950). Masing-masing kesalahan, nyata berkontribusi pada total kesalahan. Pertimbangkan terhadap masing-masing kesalahan sangat penting untuk menjamin prosedur pengambilan contoh yang memuaskan.

Kesalahan pengambilan contoh adalah kesalahan yang timbul karena contoh tanah diambil terlalu sedikit dibandingkan dengan luas areal atau populasinya. Hal ini disebabkan oleh variasi antara unit-unit populasi dalam suatu populasi. Kesalahan ini dapat dihilangkan hanya dengan memasukkan seluruh populasi sebagai contoh.

Kesalahan seleksi timbul dari sesuatu kecenderungan untuk memilih beberapa unit-unit dari populasi dengan peluang lebih besar atau lebih kecil dari yang seharusnya. Sebagai contoh kecenderungan untuk menghindari tempat berbatuan, atau mengambil contoh berlebihan pada batas antara dua jenis tanah di lapangan.

Kesalahan penetapan adalah kesalahan yang disebabkan oleh kegagalan dalam melakukan penetapan untuk menghasilkan nilai yang benar. Salah satunya adalah kesalahan dalam pengacakan serta adanya bias, yang umumnya disebabkan karena contoh tidak independen (saling mempengaruhi). Selanjutnya, kesalahan dalam menggunakan ring sampel yang bobotnya diasumsikan konstan, padahal bobotnya berbeda-beda. Bias pada hasil pengukuran dapat terjadi, antara lain disebabkan pengabaian terhadap hal-hal seperti bobot wadah contoh yang digunakan, pembacaan alat, dan pembacaan kurva pembanding dalam suatu pengukuran, dan seterusnya. Pada umumnya, kesalahan dalam pengambilan contoh (*sampling*) lebih besar daripada kesalahan penentuan pengacakan (Cline, 1944; Hammond *et al.*, 1958; Rigney dan Reed, 1946).

Penting disadari bahwa ketelitian data yang diperoleh tidak hanya ditentukan oleh kesalahan pengambilan contoh saja, tetapi juga oleh jumlah titik-titik pengamatan. Sumber lain dari kesalahan adalah kesalahan perlakuan terhadap contoh, pengukuran, data tidak lengkap, dan data hilang (*missing data*).

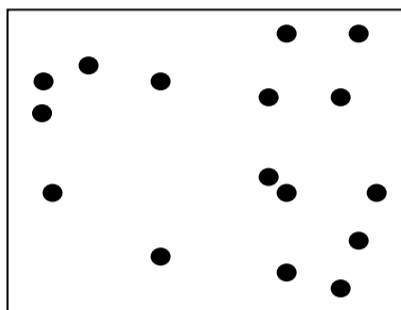
Meskipun pengurangan kesalahan pengambilan contoh akan memperkecil total kesalahan, namun kecil artinya dalam pengurangan kesalahan jika sumber kesalahan lainnya masih besar. Oleh karena itu, dalam merencanakan pengambilan contoh, sumber-sumber kesalahan yang relatif penting perlu diperhatikan.

(iv) Beberapa metode statistik dalam pengambilan contoh tanah

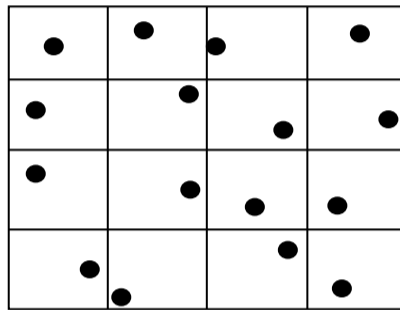
Pengambilan beberapa titik contoh tanah dari sebidang lahan atau poligon untuk dianalisis sifat fisik tanah, diharapkan dapat menghasilkan data/nilai yang dapat menggambarkan kondisi keseluruhan bidang lahan. Beberapa metode statistik dalam pengambilan contoh dalam suatu hamparan atau bidang lahan dengan nilai ketelitian dan efektivitas berbeda yaitu pengambilan contoh acak sederhana (*simple random sampling/SRS*), pengambilan contoh terstrata (*stratified sampling/StS*), pengambilan contoh secara kelompok (*cluster sampling/CS*), pengambilan contoh sistematis (*systematic sampling/SyS*), dan seterusnya. Di bawah ini disajikan secara ringkas empat macam metode statistik dalam pengambilan contoh.

a. Pengambilan contoh acak sederhana/*simple random sampling (SRS)*

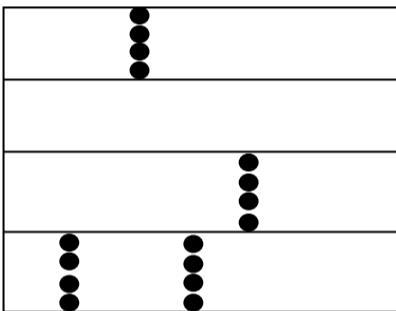
Aturan pengacakan. Tidak ada batasan dalam menentukan jumlah contoh tanah yang dipilih. Semua titik pengambilan contoh memiliki peluang yang sama dan saling bebas satu sama lainnya.



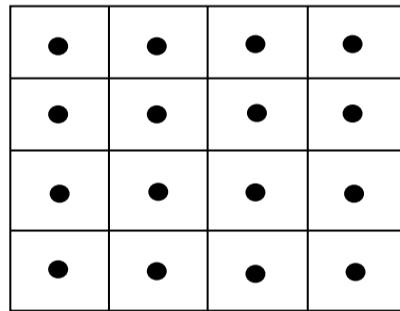
a. *Simple random sampling (SRS)*



b. *Stratified sampling (StS)*



c. *Cluster sampling (CS)*



d. *Systematic sampling (SyS)*

Gambar 8. Tata letak pengambilan contoh tanah di lapangan berdasar metode pengambilan contoh

Teknik pemilihan. Perhitungan untuk SRS dengan jumlah contoh n dapat digunakan sesuai dengan bentuk lahannya, seperti berikut: (1) tentukan koordinat minimum dan maksimum X dan Y dari lahan: X_{min} , X_{max} , Y_{min} , dan Y_{max} dari suatu bentang lahan yang akan diambil contohnya; (2) lanjutkan dengan menentukan koordinat dari masing-masing titik pengamatan secara acak pada interval di dalam area (X_{min}, X_{max}) dan (Y_{min}, Y_{max}) ; (3) pastikan bahwa titik-titik tersebut ada di dalam area pengamatan; dan (4) ulangi tahap 2 dan 3 sampai memperoleh sejumlah n titik.

Contoh. Kenyataan dari SRS menunjukkan ada 25 titik, dalam contoh ini ditentukan $n = 16$ (Gambar 8a), dengan bentuk lahan tidak teratur, tidak ada pengelompokan dan konfigurasi, dimana ini merupakan ciri khas SRS.

Penarikan kesimpulan secara statistik. Nilai tengah dari sekelompok data, y , untuk peubah kuantitatif, y , dihitung dengan menggunakan rumus:

$$y = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (3)$$

dengan $n =$ jumlah contoh, y_i nilai contoh ke- i . Keuntungan menggunakan SRS, yaitu dengan data sederhana dapat langsung dihitung nilai statistiknya.

Pengambilan contoh tanah dengan metode SRS lebih sederhana, mudah dan cepat serta data yang diperoleh akan dapat mencerminkan keadaan tanah yang sebenarnya, jika contoh tanah diambil pada lahan bertopografi datar dengan jenis tanah sama, yang diperkirakan sifat-sifat fisik tanahnya homogen, atau perbedaannya tidak nyata.

b. Pengambilan contoh secara terstrata/*stratified sampling* (StS)

Aturan pengacakan. Dalam pengambilan contoh terstrata, area dibagi ke dalam sub-area, disebut *strata*, masing-masingnya diperlakukan seperti dalam SRS dengan jumlah contoh ditentukan sebelum pengambilan contoh.

Teknik pemilihan. Perhitungan SRS digunakan untuk masing-masing stratum secara terpisah.

Contoh. Gambar 8b. menunjukkan sebuah contoh dengan 16 strata segi empat dan satu titik pengamatan setiap stratum. Contoh yang diambil lebih tersebar dibandingkan dengan SRS.

Penarikan kesimpulan secara statistik. Nilai tengah, *spatial cumulative distribution function* (SCDF) dari suatu area diperkirakan dengan rumus:

$$\bar{y}_{st} = \frac{1}{A} \sum_{h=1}^L A_h \bar{y}_h \quad (5)$$

dengan L = jumlah strata, A_h = luas strata h ; A = total area; y = rata-rata contoh nilai stratum h .

Pengambilan contoh tanah dengan metode StS lebih tepat dilakukan pada areal survei secara sekuen bergerak dari dataran tinggi sampai dataran rendah/pantai yang diperkirakan sifat tanahnya berbeda berdasar perubahan ketinggian. Dengan pengambilan contoh terstrata berdasarkan ketinggian tempat, maka hasil analisis tanah yang diperoleh diharapkan dapat mencerminkan nilai sebenarnya.

c. Pengambilan contoh secara kelompok/*cluster sampling* (CS)

Aturan pengacakan. Dalam *cluster sampling*, tentukan set-set terpilih, yang diacu sebagai kelompok-kelompok.

Teknik pemilihan. Pada prinsipnya, jumlah kelompok dalam suatu area bisa tak terbatas, namun tidak mungkin semua kelompok dipilih. Dengan demikian, hanya kelompok yang terpilih perlu ditentukan, dan pemilihan dari sebuah kelompok dapat diambil melalui pemilihan salah satu dari titik-titiknya. Perhitungannya sebagai berikut: (1) pilih sebuah titik pengacakan pada area seperti dalam SRS; gunakan titik ini sebagai "titik awal"; (2) tentukan titik-titik lainnya dari kelompok berdasarkan titik awal yang sudah diperoleh; dan (3) ulangi tahap 1 dan 2 sampai n kelompok yang telah terpilih.

Contoh. Gambar 8c. menunjukkan empat transek, masing-masing dengan empat titik dengan jarak sama. Untuk membatasi panjang transek, dilakukan dengan memisahkan areal dengan garis batas yang jelas di dalam transek.

Penarikan kesimpulan secara statistik. Untuk rancangan seperti ini, formula yang digunakan sama dengan TsS (*two-stage sampling*). Pengelompokan memegang peranan penting dalam pengambilan contoh. Nilai tengah diperkirakan melalui perhitungan sebagai berikut:

$$\bar{y}_{cs} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \bar{y}_i \quad (6)$$

dengan n = jumlah dari kelompok, \bar{y}_i = rata-rata contoh kelompok dari i terpilih.

Keuntungan. Pengelompokan secara spasial ini mengurangi perjalanan antara satu titik dengan titik lain di lapangan, dan mengurangi waktu yang

diperlukan untuk pengambilan contoh. Pengambilan contoh tanah dengan metode CS lebih tepat dilakukan pada areal datar sampai berombak dengan jenis tanah bervariasi. Pengelompokan didasarkan pada kesamaan jenis tanah, dan lain-lain. Pengambilan contoh pada areal tersebut dengan cara ini diprediksi dapat memperoleh hasil analisis dan perhitungan yang dapat mencerminkan nilai sifat fisik tanah sebenarnya.

d. Pengambilan contoh secara sistematis/systematic sampling (SyS)

Aturan pengacakan. Sebagaimana dengan *cluster sampling*, pada *systematic sampling*, pemilihan pengacakan dilakukan dengan membatasi set dari titik. Perbedaan dengan CS adalah hanya satu kluster yang dipilih. Dalam hal ini SyS merupakan kasus khusus dari CS. Catatan: istilah kluster sebagaimana digunakan disini tidak mengacu kepada kedekatan geografis, tetapi kenyataannya dikarenakan satu titik dari satu kluster, maka semua titik yang lainnya masing-masing merupakan kluster juga.

Teknik pemilihan. Sama dengan cara CS, dengan $n = 1$.

Contoh. Gambar 8d. Garis segi empat yang ditengah adalah titik pengamatan.

Penarikan kesimpulan secara statistik. Nilai tengah dengan sederhana dapat dihitung melalui nilai tengah \bar{y} , sebagaimana dengan SRS, diperkirakan dengan rata-rata sampel dengan domain:

$$\bar{y}_j = \frac{1}{m_j} \sum_{i=1}^{m_j} y_{ij} \quad (7)$$

dimana m_j adalah jumlah titik grid dalam domain j .

Keuntungan. Jumlah kluster harus dibatasi, namun sedapat mungkin mencakup keseluruhan areal. Hal ini dapat dicapai dengan kluster dalam bentuk regular grid, segi empat, triangular atau hexagonal. Secara statistik, ketelitian dapat dimaksimumkan melalui penentuan grid. Pengambilan contoh secara sistematis mempunyai keuntungan yang sama dengan CS. Dengan pengaturan grid akan mengurangi waktu untuk menuju titik di lapangan, tetapi perlu diperhatikan skala yang tepat, kemudahan mencapai medan, teknik dan penunjuk arah yang digunakan.

Pengambilan contoh tanah dengan metode SyS hampir sama dengan metode CS, yaitu pada areal survei yang memiliki topografi datar sampai berombak/bergelombang dengan jenis tanah bervariasi. Pengelompokan

didasarkan, misalnya karena kesamaan jenis tanah. Dengan ketentuan jenis tanah yang sama dianggap satu kluster walaupun jaraknya berjauhan. Pengambilan contoh dengan cara ini diharapkan memperoleh hasil analisis yang dapat mencerminkan nilai sifat fisik tanah sebenarnya.

(v) Pengambilan contoh tanah dengan cara komposit/composite sampling

Pengambilan contoh tanah komposit adalah teknik pengambilan contoh tanah pada beberapa titik pengambilan, kemudian contoh-contoh tersebut disatukan dan dicampur/diaduk sampai merata, kemudian di analisis. Dengan contoh tanah komposit yang dianalisis, maka jumlah contoh tanah sangat berkurang. Teknik ini sering digunakan dalam pengambilan contoh tanah, karena sangat menguntungkan dalam mengurangi biaya analisis. Sejumlah literatur banyak membahas ini, baik secara teori maupun praktek, tetapi cara penetapan yang baik dan metode yang dapat diterapkan dalam pengambilan contoh tanah ini tidak cukup tersedia. Oleh karena itu, beberapa petunjuk disajikan di bawah ini.

Asumsi yang bersifat umum dan mendasar, bahwa hasil analisis dari contoh tanah yang diambil secara komposit memberikan hasil analisis yang sama, jika contoh tanah yang membentuk komposit tersebut diambil secara satu persatu (*individual*). Sebagai contoh disampaikan dua kasus khusus yaitu:

1. Kasus pertama, ketika peneliti tertarik pada ada tidaknya suatu peubah kualitatif, misalnya satu spesies mikroba atau unsur kimia tertentu. Jika cara yang digunakan untuk penetapan ada atau tidak adanya peubah tersebut mempunyai batas pengukuran cukup rendah, seyogianya yang dianalisis contoh tanah komposit daripada contoh tanah dianalisis satu persatu secara terpisah.
2. Kasus kedua, banyak relevansinya terhadap ilmu tanah, yaitu ketika peneliti tertarik pada nilai rata-rata dari suatu peubah kuantitatif, misalnya kandungan fosfat pada lapisan tanah atas. Di sini diasumsikan bahwa hasil analisis pada contoh tanah komposit memberikan hasil sama dengan nilai rata-rata dengan cara pengukuran contoh tanah satu persatu. Dengan kata lain, perhitungan merata-ratakan dapat digantikan oleh "rata-rata secara fisik". Di bawah ini, akan diskusikan asumsi-asumsi tersebut secara singkat.

Merata-ratakan nilai sangat bermanfaat. Kebutuhan untuk merata-ratakan nilai dilakukan untuk *peubah* yang bersifat kuantitatif. Dalam hal ini, jika pengambilan contoh tanah secara komposit tidak dapat dilakukan, yaitu ketika peubah yang diukur pada sebuah skala "tidak nyata atau secara sekuen".

Merata-ratakan nilai dibutuhkan. Ambil skema pengambilan contoh tanah nonkomposit sebagai titik tolak. Asumsi awal, mengimplikasikan bahwa tanpa pengkompositan, perkiraan dari sasaran jumlah akan menjadi sebuah fungsi dari satu atau banyak rata-rata hitung dari suatu nilai contoh tanah *individual*. Contoh sederhana dari perkiraan rata-rata hitung yang tidak diberi bobot, sebagaimana digunakan dalam *simple random sampling* dan *systematic sampling*. Dalam hal ini, semua contoh individual dapat disederhanakan dengan cara dikumpulkan bersama menjadi satu komposit. Contoh lainnya, melibatkan rata-rata hitung berganda, dengan perkiraan nilai menggunakan *stratified sampling* dan *cluster sampling*. Dalam kasus ini, semua contoh individual dari satu strata atau kluster yang sama dapat dirata-ratakan menjadi satu.

Dengan contoh komposit merata-ratakan secara hitungan dapat digantikan dengan merata-ratakan secara fisik. Dalam rangka menyusun asumsi dasar yang sah, tiga asumsi di bawah ini harus dipenuhi.

1. Sasaran peubah harus langsung diukur pada contohnya, atau ditentukan sebagai sebuah bentukan linier dari satu atau banyak pengukuran peubah. Sejalan dengan itu, jika sasaran peubah adalah sebuah bentukan nonlinear dari satu atau beberapa pengukuran peubah, bentuk nilai tengah dari suatu contoh komposit tidak sama terhadap nilai tengah dari nilai yang terbentuk dari contoh *individual*. Bila mengabaikan fakta ini, akan dapat mengarah kepada kesalahan sistematik yang tidak dapat diterima. Sebuah contoh dari sasaran peubah yang didefinisikan sebagai bentuk nonlinear adalah peubah indikator menunjukkan apakah ada atau tidak ada kandungan fosfat pada lapisan tanah atas melebihi ambang batas yang diberikan, kandungan air tanah tersedia dihitung dengan sebuah model nonlinear dari data *input* pada titik contoh, dan pH sebagai sebuah bentuk logaritmik dari aktivitas H^+ .
2. Pengkompositan perlu memperhatikan aspek fisika, kimia, atau hubungan timbal balik lainnya. Misal, pengkompositaan tidak tepat bila peubah yang dinilai adalah pH tanah, padahal beberapa contoh tanah ada yang mengandung kalsium karbonat, sedangkan yang lain tidak.
3. Pengkompositan utamanya dapat mengurangi biaya analisis laboratorium, namun dengan pengkompositan dapat menghasilkan dua sumber kesalahan yang saling berhubungan. Kesalahan pertama adalah pencampuran contoh yang tidak sempurna, dan yang kedua adalah kesalahan karena pengambilan sub-contoh dari contoh komposit itu sendiri. Kesalahan lainnya adalah dalam penetapan pengacakan, yang

dapat mengurangi keunggulan pengambilan contoh secara komposit dibandingkan dengan tidak secara komposit. Kesalahan tambahan adalah, pengkompositan akan membatasi jumlah contoh individual yang masih dapat dijadikan contoh komposit. Seandainya pengadukan dan sub-sampling merupakan sumber kesalahan utama, maka yang dapat diupayakan adalah membuat komposit kecil-kecil, yaitu sub-contoh dari contoh individual dari contoh komposit besar.

Beberapa publikasi tentang teori yang mempengaruhi pengambilan contoh tanah secara komposit antara lain Duncan (1962), dan Brown dan Fisher (1972). Makalah tentang pengambilan contoh tanah komposit diberikan oleh Brus *et al.* (1999) dan Cameron *et al.* (1971).

6. DAFTAR PUSTAKA

- Brown, G. H., and N. I. Fisher. 1972. Subsampling a mixture of sampled materials. *Technometric* 14: 663-668.
- Brus, D. J., L. E. E. M. Spätjens, and J. J. de Gruijter. 1999. A sampling scheme for estimating the mean extractable phosphorous concentration of fields for environmental regulation. *Geoderma* 89: 129-148.
- Cameron, D. R., M. Nyborg, J. A. Toogood, and D. H. Lavery. 1971. Accuracy of field sampling for soil tests. *Can. J. Soil.Sci.* 51: 165-175.
- Cline, M. D. 1944. Principles of soil sampling. *Soil.Sci.* 58: 275-288.
- Das, A. C. 1950. Two-dimensional systematic sampling and associated stratified and random sampling. *Sankhya* 10: 95-108.
- Dirksen, C. 1999. *Soil Physic Measurements*. Geo Ecology Paperback. Catena. Germany.
- Domburg, P., J. J. de Gruijter, and P. van Beek. 1994. A structured approach to designing soil survey schemes with prediction of sampling error from variograms. *Geoderma* 62: 151-164.
- Duncan, A. J. 1962. Bulk sampling. Problems and lines of attack. *Technometrics* 4: 319-343.
- Hammond, L. C., W. L. Prichett, and V. Chew. 1958. Soil sampling in relation to soil heterogeneity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 22: 548-552.
- Jury, W. A., G. Sposito, and R. E. White. 1989. A transfer function model of solute transport through soil. I. Fundamental concepts. *Water Resources Research*. 22: 243-247.

- Peck, A. J. 1980. Field variability of soil physical properties. p.189-221. *In*: Advances in Irrigation No.2. Academic press, New York,
- Rigney, J. A., and J. F. Reed. 1946. Some factors affecting the accuracy of soil sampling Soil Sci. Soc. Am. Proc. 10: 257-259.
- Warrick, A. W., and D. R. Nielson. 1980. Spatial variability for soil physical properties in the field. p. 319-344. *In* D. Hillel (*Ed.*). Application of Soil Physics. Academic Press, Toronto.
- Wilding, L. P. 1985. Spatial variability: Its documentation, accommodation, and implication to soil surveys. p. 166-189. *In* Nielsen, D. R., and J. Bouma (*Eds.*). Soil Spatial Variability. Proceeding of the Workshop ISSS and SSSA, Las Vegas, N. V. 30 November-1 December 1984. PUDOC, Wageningen. The Netherlands.

3. PENETAPAN BERAT VOLUME TANAH

Fahmuddin Agus, Rahmah Dewi Yustika, dan Umi Haryati

1. PENDAHULUAN

Pada Bab ini ditambahkan penetapan Berat Volume tanah gambut, khususnya menggunakan bor gambut type Eijkelkamp. Prosedur yang diacu adalah Agus *et al.* (2011). Untuk tanah mineral uraian pada bab ini disadur dari Blake dan Hartge (1986) dan Grossman dan Reinsch (2002) dan disesuaikan dengan ketersediaan fasilitas laboratorium di Indonesia, khususnya di balai Penelitian Tanah. Metode yang diuraikan pada bab ini adalah metode laboratorium, khususnya menggunakan ring sample (*core method*), dan metode lapang yang terdiri atas metode penggalian (*excavation method*) dan metode bongkahan (*clod method*).

Berat volume tanah merupakan salah satu sifat fisik tanah yang paling sering ditentukan, karena keterkaitannya yang erat dengan kemudahan penetrasi akar di dalam tanah, drainase dan aerasi tanah, serta sifat fisik tanah lainnya. Seperti sifat tanah yang lainnya, berat volume mempunyai variabilitas spasial (ruang) dan temporal (waktu). Nilai berat volume, D_b , bervariasi antara satu titik dengan titik yang lain disebabkan oleh variasi kandungan bahan organik, tekstur tanah, kedalaman perakaran, struktur tanah, jenis fauna, dan lain-lain. Nilai D_b sangat dipengaruhi oleh pengelolaan yang dilakukan terhadap tanah. Nilai D_b terendah biasanya didapatkan di permukaan tanah sesudah pengolahan tanah. Bagian tanah yang berada di bawah lintasan traktor jauh lebih tinggi berat volumenya dibandingkan dengan bagian tanah lainnya.

Pada tanah yang mudah mengembang dan mengerut, D_b berubah-ubah seiring dengan berubahnya kadar air tanah. Oleh sebab itu, untuk tanah yang mengembang mengerut, nilai D_b perlu disertai dengan data kadar air. Tanah dengan bahan organik yang tinggi mempunyai berat volume relatif rendah. Tanah dengan ruang pori total tinggi, seperti tanah liat, cenderung mempunyai berat volume lebih rendah. Sebaliknya, tanah dengan tekstur kasar, walaupun ukuran porinya lebih besar, namun total ruang porinya lebih kecil, mempunyai berat volume yang lebih tinggi. Komposisi mineral tanah, seperti dominannya mineral dengan berat jenis partikel tinggi di dalam tanah, menyebabkan berat volume tanah menjadi lebih tinggi pula (Grossman dan Reinsch, 2002).

Berat volume tanah mineral berkisar antara 0,6 - 1,4 g cm⁻³. Tanah Andisols mempunyai berat volume yang rendah (0,6 - 0,9 g cm⁻³), sedangkan tanah mineral lainnya mempunyai berat volume antara 0,8 - 1,4 g cm⁻³. Tanah gambut mempunyai berat volume yang rendah (0,03 - 0,50 g cm⁻³).

Berat volume didefinisikan sebagai masa fase padat tanah, M_s dibagi dengan volume total tanah, V_t .

$$D_b = \frac{M_s}{V_t} \quad (1)$$

Volume total tanah adalah jumlah volume dari fase padat, cair dan gas di dalam tanah.

Nilai D_b yang umum untuk tanah pasir adalah sekitar 1,4 - 1,7 g cm⁻³ sedangkan untuk tanah liat adalah antara 0,95 - 1,2 g cm⁻³.

2. METODE ANALISIS

Berbagai metode dapat digunakan dalam penentuan D_b antara lain: (1) metode ring contoh (*core*); (2) metode penggalian tanah; (3) metode bongkahan; dan (4) metode radiasi (*gamma ray*). Untuk tanah gambut, metode ring dapat digunakan untuk lapisan permukaan gambut dengan tingkat kematangan saprik (gambut matang). Akan tetapi untuk menetapkan D_b pada lapisan gambut jenuh air. Biasanya digunakan bor gambut. Prinsip penggunaan bor gambut hampir sama dengan penggunaan ring, namun dengan menggunakan bor gambut, contoh tanah yang diambil biasanya lebih besar volumenya (500 mL). Apabila terlihat batas lapisan yang jelas, contoh dapat dipotong sesuai dengan batas lapisan. Untuk keperluan tertentu contoh juga dapat dipotong (dipisahkan) untuk kedalaman 0-10, 10-20, 20-50 cm dan seterusnya.

Metode radiasi adalah metode penentuan berat volume tanah di lapangan atau di dalam pot (*in situ*). Metode ini relatif mahal dan berpotensi mendatangkan bahaya radioaktif. Metode ring dan metode bongkahan sudah lama dan umum digunakan, sedangkan metode galian relatif baru dan banyak digunakan di bidang teknik sipil, terutama untuk tanah berbatu-batu dan tanah yang sangat lengket. Apabila tanahnya sangat gembur, sehingga sulit diambil dengan ring atau sulit diambil bongkahannya, maka metode penggalian merupakan alternatif. Metode penetapan berat volume tanah yang akan diterangkan dalam tulisan ini adalah metode ring, metode bongkahan tanah, dan metode galian (*excavation method*). Metode radiasi tidak dibahas dalam bab ini, karena jarang digunakan di Indonesia. Pembaca yang memerlukan dapat mempelajarinya dalam Blake dan Hartge (1986).

2.1. Metode ring

2.1.1. Prinsip metode

Suatu ring berbentuk silinder dimasukkan ke dalam tanah dengan cara ditekan sampai kedalaman tertentu, kemudian dibongkar dengan hati-hati supaya volume tanah tidak berubah. Contoh tanah dikeringkan selama 24 jam pada suhu 105 °C, kemudian ditimbang.

Metode ring tidak cocok untuk tanah yang berbatu-batu, karena sulit memasukkan ring ke dalam tanah. Ring dirancang sedemikian rupa, sehingga bukan hanya dapat mengambil contoh tanah, tetapi juga dapat meminimumkan kerusakan tanah serta dapat menahan tanah selama dalam pengangkutan dari lokasi pengambilan ke laboratorium. Untuk itu, biasanya ring dibuat tajam ke arah bagian dalam dan diberi tutup pada kedua ujungnya seperti terlihat di Gambar 1.



Gambar 1. Model ring untuk pengambilan contoh tanah utuh

Contoh tanah yang sama masih dapat digunakan untuk penentuan konduktivitas hidrolik tanah dan distribusi ukuran pori tanah. Untuk kedua pengukuran terakhir ini dibutuhkan ring yang diameternya tidak kurang dari 7,5 cm guna mengurangi kerusakan tanah dan mengurangi proporsi bidang kontak antara ring dan tanah. Selain itu, untuk menghindari pemadatan, sebaiknya tinggi ring tidak melebihi diameternya.

Alat pengambil contoh tanah untuk D_b yang umum digunakan dengan hasil memuaskan adalah *Uhland sampler* (Blake and Hartge, 1986; Gambar 2). *Uhland sampler* terdiri atas dua bagian, yaitu lengan yang pas untuk masuknya ring dan palu untuk menekan agar lengan dan ring masuk ke dalam tanah. Berbagai *ring sampler* berukuran lebih kecil yang dapat ditancapkan ke dalam tanah dengan palu kecil dan selempar papan, juga banyak tersedia, dan salah satunya adalah *Lutz sampler* (Lutz, 1947). Ring

yang biasa digunakan di Balai Penelitian Tanah, Bogor berdiameter dalam 7,63 cm dan tinggi 4 cm.

Pengambilan contoh tanah sampai ke lapisan tanah yang dalam, misalnya sampai 1 m memerlukan tabung bor yang ditancapkan ke dalam tanah dengan bantuan tenaga hidrolik dari traktor atau truk. Dengan penggunaan tabung ini, contoh tanah dapat diambil dari kedalaman 0 - 1 m atau lebih secara bersamaan. Tanah dari tabung ini kemudian dapat dipotong-potong menurut kedalaman yang diinginkan. Akan tetapi, dengan sistem ini sering terjadi pemadatan tanah yang ditandai dengan lebih rendahnya permukaan tanah di dalam tabung dibandingkan dengan di luar tabung setelah tabung ditekan ke dalam tanah. Jika terjadi hal yang demikian, maka pengambilan contoh harus diulangi.



Gambar 2. *Uhlund sampler* (Dari Blake dan Hartge, 1986)

2.1.2. Prosedur

Cara pengambilan contoh tanah dengan menggunakan ring dibahas pada Bab 2, sedangkan prosedur penetapan berat volume tanah sebagai berikut:

1. Buka tutup ring dan letakkan contoh tanah dengan ringnya ke dalam suatu cawan aluminium.
2. Keringkan di dalam oven pada suhu 105°C selama 24 jam sampai dicapai berat yang konstan. Untuk pengukuran yang lebih teliti, contoh tanah kering dimasukkan ke dalam desikator selama kurang lebih 10 menit sebelum ditimbang.

3. Timbang berat kering tanah (M_s) + berat ring (M_r) + berat cawan (M_c).
4. Tentukan volume bagian dalam ring (V_t) dan hitung Db :

$$Db = \frac{M_s}{V_t} = \frac{(M_s + M_r + M_c) - (M_r + M_c)}{V_t} \quad (2)$$

$$V_t = V_s + V_w + V_a = \pi r^2 t \quad (3)$$

V_s adalah volume padatan tanah, V_w , volume zat cair dan V_a , volume udara tanah. Karena menggunakan ring, V_t lebih mudah dihitung dengan $\pi r^2 t$, dimana r adalah radius bagian dalam dari ring dan t adalah tinggi ring.

5. Apabila satuan untuk berat adalah gram (g) dan satuan untuk volume adalah cm^3 maka satuan untuk Db adalah g cm^{-3} .
6. Jika diperlukan data kadar air tanah, timbang berat tanah basah $\{(M_s + M_w) + \text{berat ring } (M_r) + \text{berat cawan } (M_c)\}$ sebelum tanah dimasukkan ke dalam oven (sesudah prosedur pertama).
7. Cuci, lalu keringkan ring dan cawan di dalam oven (105°C) selama 2 - 3 jam. Timbang berat ring, M_r , dan berat cawan, M_c . Kadar air tanah (berdasarkan volume), θ , dapat dihitung dengan rumus:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{\{(M_s + M_w + M_r + M_c) - (M_s + M_r + M_c)\}}{V_t} \quad (4)$$

Satuan yang digunakan adalah $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ untuk memberikan indikasi bahwa kadar air dihitung berdasarkan volume.

Catatan:

- (1) Sewaktu memasukkan ring ke dalam tanah, hindari terjadinya pemadatan tanah, yang ditandai dengan lebih rendahnya permukaan tanah di dalam dan di luar lingkaran ring.
- (2) Jika pengambilan contoh dilakukan pada saat tanah terlalu kering atau dengan cara dipukul menggunakan palu dilakukan terlalu keras, diperkirakan tanah akan pecah dan berserakan. Pengambil contoh tanah harus dapat menilai apakah terjadi pemadatan yang mengakibatkan volume tanah yang diambil tidak lagi sama dengan volume sebenarnya.

2.2. Metode penggalian (*excavation method*)

2.2.1. Prinsip

Berat volume tanah ditentukan dengan menggali tanah menggunakan parang/pisau. Kemudian volume galian dan berat kering tanah ditentukan. Volume galian ditentukan: (1) menggunakan pasir halus yang seragam dan berat volumenya diketahui dengan pasti (*sand funnel procedure*); (2) menggunakan suatu balon atau plastik tipis yang sangat kenyal, kemudian mengisinya dengan air. Volume air yang dibutuhkan untuk mengisi penuh galian sama dengan volume tanah yang digali (*rubber-balloon procedure*); dan (3) membuat lubang galian yang mempunyai bentuk reguler (bentuk kubus, balok atau kerucut). Dengan mengukur dimensi sisi-sisi lubang diperoleh volume lubang (*mensuration procedure*).

Sand funnel dan *rubber balloon procedure* memerlukan alat khusus. Untuk pengukuran yang tidak memerlukan ketelitian tinggi, maka kedua alat ini dapat dirancang sendiri. Pada tulisan ini akan diberikan prosedur pengukuran (*mensuration procedure*).

2.2.2. Bahan dan alat

1. Sepasang penggaris siku-siku yang panjang sisi siku terpanjangnya berkisar antara 15 - 25 cm.
2. Penggaris biasa, panjang antara 20 dan 30 cm.
3. Pisau dan parang
4. Timbangan
5. Kantong plastik
6. Ember plastik

2.2.3. Prosedur

1. Bersihkan dan ratakan permukaan tanah dari rumput dan sisa tanaman.
2. Dengan menggunakan pisau dan parang, gali lubang secara bertahap sehingga terjadi bangun balok atau kubus, misalnya berukuran panjang 30 cm, lebar 20 cm, dan tinggi 10 cm. Gunakan penggaris siku-siku untuk memastikan bahwa antara satu sisi dan yang lainnya saling tegak lurus.
3. Kumpulkan semua tanah galian dan pindahkan ke dalam ember. Selama proses penggalian, tutup ember yang berisi tanah dengan selembar plastik atau penutup lain untuk menghindari penguapan air dari tanah.

4. Timbang berat tanah basah (koreksi dengan berat ember).
5. Ambil sebagian contoh tanah (sekitar 0,5 kg). Masukkan ke dalam kantong plastik dan ikat kantong plastiknya untuk menghindari penguapan. Pindahkan contoh tanah tersebut ke dalam cawan aluminium, timbang berat basahnya, $(M_s + M_w)$, keringkan di dalam oven pada suhu 105°C selama 24 jam dan tentukan berat kering, M_s . Hitung kadar air (berdasarkan berat kering), m , sebagai berikut:

$$m = \frac{M_w}{M_s} = \frac{(M_s + M_w) - M_s}{M_s} \quad (5)$$

Nilai m mempunyai satuan g g^{-1} .

Dengan menggunakan nilai m , maka berat kering seluruh tanah yang berasal dari galian dapat dihitung sebagai berikut:

$$M_s = \frac{(M_s + M_w)}{m + 1} \quad (6)$$

Selanjutnya D_b dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan (2).

2.3. Metode bongkahan (*clod method*)

2.3.1. Prinsip

Berat volume tanah dapat ditentukan dengan menentukan berat kering dan volume dari sebongkah tanah. Volume bongkahan ditentukan dengan menutupi bongkahan dengan zat yang tidak menyerap air (*water repellent substance*) seperti *saran*, *paraffin*, atau lilin yang diencerkan. Karena contoh yang diperlukan adalah bongkahan tanah, maka metode ini tidak dapat digunakan untuk tanah yang berstruktur lepas (*loose*) atau tanah yang berstruktur sangat lemah yang bongkahannya mudah pecah.

2.3.2. Bahan dan alat

1. Timbangan yang dimodifikasi sedemikian rupa sehingga dapat menimbang contoh tanah yang digantung dengan seutas tali, dengan tingkat akurasi minimal 0,1 g.
2. Seutas benang atau nilon untuk menggantung contoh tanah.
3. Larutan saran. Larutkan saran resin (Dow Saran F-310; Dow Chemical Co., Suite 500/Tower No. 2, 1701 West Golf Road, Rolling Meadows, IL 60008) di dalam *methylethyl ketone* dengan perbandingan berat 1:7. Gunakan gelas piala atau botol plastik berukuran sekitar 2 l untuk pelarutan ini, dan usahakan agar saran dengan keton hanya mengisi

sampai 0,75 bagian dari wadah. Aduk campuran ini dengan pengaduk dari kaca atau plastik selama satu jam. Campuran ini mudah terbakar dan menyebabkan mata merasa perih, karena itu lakukan pengadukan di dalam suatu *fume hood*. Larutan saran ini tahan lama disimpan asalkan ditutup rapat. Sebagai alternatif pengganti saran dapat digunakan *paraffin* atau lilin yang diencerkan (dipanaskan pada suhu 80°C).

4. Cangkul, parang, atau pisau.
5. Aquades.

2.3.3. Prosedur

1. Ambil bongkahan tanah berdiameter antara 5 - 8 cm. Buang bagian yang mudah lepas dari bongkahan.
2. Ikat bongkahan dengan seutas benang halus dan timbang berat basahanya.
3. Ambil contoh tanah dari kedalaman dan posisi yang sama dengan contoh pada prosedur 1 dan tentukan kadar airnya secara gravimetri (bab 13 atau butir 5 dari bagian 3.2.2.3.).
4. Dengan menggunakan persamaan (6), hitung berat kering bongkahan tanah, M_s , yang diikat tadi.
5. Pegang benang pengikat dan celupkan bongkahan tanah ke dalam larutan saran atau ke dalam parafin atau lilin cair. Keringkan saran dengan menggantung bongkahan selama 10 menit di udara. Jika menggunakan parafin atau lilin cair, pengeringan ini hanya diperlukan 3 - 5 menit. Lakukan pencelupan dan pengeringan beberapa kali, sehingga seluruh tanah tertutup oleh saran atau parafin.
6. Timbang bongkahan tanah yang telah ditutupi saran atau parafin di udara, dan kemudian di dalam air. Semua bagian bongkahan dan saran harus dalam keadaan melayang (menggantung) sewaktu penimbangan di dalam air.
7. Hitung berat volume tanah, D_b , dengan persamaan:

$$D_b = \frac{\rho_w M_s}{M_u - M_a + M_p - (M_p \rho_w / \rho_p)} \quad (7)$$

- dimana: ρ_w = berat jenis air pada suhu sewaktu pengukuran
 M_s = berat bongkahan tanah dalam keadaan kering oven {dari persamaan (6)}
 M_u = berat tanah di udara sebelum ditutup dengan *saran*
 M_a = berat tanah yang telah dibungkus *saran* atau *paraffin* di dalam air

M_p = berat *saran* atau *paraffin* di udara = berat bongkahan tanah yang ditutupi *saran* dikurangi dengan berat bongkahan sebelum diliputi *saran*

ρ_p = berat jenis dari *paraffin* ($\approx 0,8 \text{ g cm}^{-3}$) atau *saran* ($\approx 1,3 \text{ g cm}^{-3}$)

Berat jenis *paraffin* atau lilin dapat ditentukan dengan lebih teliti dengan cara sebagai berikut:

- Tentukan berat sepotong *paraffin* di udara, M_p , dan tentukan berat sepotong besi pemberat di udara M_b . Berat besi harus cukup untuk menenggelamkan *paraffin* dan besi di dalam air.
- Ikat besi dengan seutas benang dan tentukan beratnya di dalam air M_{ba} .
- Ikatkan besi dengan *paraffin* dengan seutas benang. Timbang besi dan *paraffin* di dalam air, ($M_{ba} + M_{pa}$).

Volume potongan besi adalah,

$$V_b = (M_b - M_{ba}) / \rho_w \quad (8)$$

dan volume potongan besi ditambah dengan volume potongan *paraffin*

$$(V_b + V_p) = \frac{\{M_b + M_p - (M_{ba} + M_{pa})\}}{\rho_w} \quad (9)$$

sehingga volume *paraffin*

$$V_p = (V_b + V_p) - V_b \quad (10)$$

dan berat jenis *paraffin*:

$$\rho_p = M_p / V_p \quad (11)$$

Catatan:

Metode bongkahan tanah pada umumnya memberikan nilai berat volume tanah yang lebih tinggi dari pada metode lain. Hal ini terjadi karena *saran* atau resin mengisi seluruh lekukan (pori makro yang terbuka) yang ada di dinding bongkahan tanah sehingga perhitungan volume tanah lebih kecil dari yang semestinya.

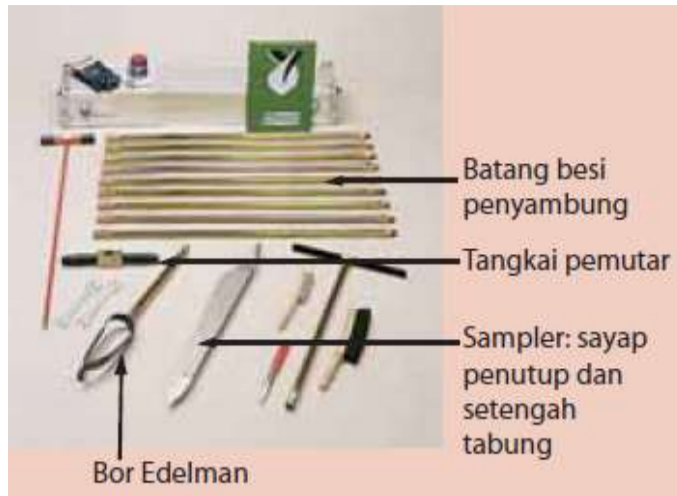
2.4. Penetapan Berat Volume Tanah Gambut

2.4.1. Prinsip

D_b gambut ditentukan di laboratorium dengan metode gravimetris. Contoh yang digunakan dapat berupa contoh gambut yang diambil menggunakan bor gambut model Eijkelkamp atau menggunakan ring atau kubus dengan volume tertentu. Untuk lapisan gambut yang berada di bawah permukaan air tanah (*water table*) maka hamper tidak mungkin pengambilan contoh menggunakan ring dikarenakan tanahnya mudah hancur. Berbeda dengan tanah mineral, pengeringan contoh tanah gambut memerlukan waktu yang lebih lama, sekitar 2 x 24 jam sampai 4 x 24 jam pada suhu 105°C.

2.4.2. Bahan dan Alat

- Bor gambut (Gambar 3), terdiri dari *peat sampler*, 5-9 batang *extension rod*, dan satu pasang tangkai (*handle*)
- Kunci pas nomor 23 atau kunci inggris (2 buah) untuk memasang dan melepas *extension rod*
- Meteran kayu atau metal (2 m) untuk pengukuran ketebalan lapisan gambut, lapisan arang dan lapisan liat serta pengukuran kedalaman muka air tanah.
- Meteran panjang (50 m), diperlukan untuk pengukuran jarak titik pengamatan pada suatu transek
- Pisau/spatula plastik
- Sikat ijuk dan kain untuk pembersih bor
- Ember
- Kantong plastik
- Kertas label
- Spidol
- GPS
- Timbangan
- Oven Desikator
- Cawan aluminum atau cawan yang terbuat dari aluminum foil.



Gambar 3. Bor gambut sebelum disambung dengan *extension rod* (tiang sambungan)



Gambar 4. Skema bagian *sampler* (bagian utama) bor gambut model *Eijkelkamp* yang terbuat dari besi stainless. Bagian utama bor ini terdiri atas (1) setengah silinder yang dilengkapi sayap penutup, (2) kerucut yang masif pada bagian bawah, dan (3) dan sayap penutup. Foto kanan adalah *close-up sampler* dengan sayap penutup menghadap ke arah kamera. Bagian cekung di bagian luar adalah posisi bor siap digunakan.

2.4.3. Prosedur

a. Pengambilan contoh tanah di lapangan

1. Pasang tangkai di bagian atas bor atau pada batang besi penyambung
2. Sambungkan bagian utama bor dengan bagian bawah batang besi.
3. Gunakan dua buah kunci pas no. 23 atau dua buah kunci inggris untuk mengencangkan dan membuka tiang sambungan
4. Putar sayap bor sehingga menutup tabung dengan sempurna. Bagian sayap yang cekung menghadap ke luar tabung.
5. Tekan bor ke dalam gambut secara vertikal tanpa memutarinya sampai kedalaman yang diinginkan. Sayap bor menutup tabung bor sehingga sewaktu menekan tidak ada gambut yang masuk. Kerucut di bagian bawah bor mendorong tanah gambut ke samping, dan bagian pisaunya memotong tanah yang dilewatinya.
Jika ditemukan lapisan keras, jangan dipaksakan menekan bor dengan palu atau sejenisnya karena cara ini akan merusak bor.
6. Sesudah bor berada pada kedalaman yang diinginkan, putar bor searah jarum jam minimal setengah putaran. Tabung akan berputar setengah lingkaran sedangkan sayap tetap diam. Setelah melewati setengah lingkaran, tabung akan penuh terisi dengan gambut dan sayap akan menutup contoh gambut sehingga tidak keluar dari tabung bor dan tidak ada penambahan contoh gambut ke dalam bor.
7. Cabutlah bor keluar dari gambut secara perlahan-lahan, rebahkan bor di permukaan tanah dengan sayapnya berada di bagian atas. Bila sayap diputar setengah lingkaran secara horisontal gambut akan keluar dari tabung dan contoh gambut utuh berada di atas sayap.
8. Transfer secara utuh (kuantitatif) Gambut dan air dari tabung bor ke dalam kantong plastic. Jangan ada air yang tercecer karena akan mudah mengurangi volume tanah di dalam tabung bor. Adakalanya contoh gambut yang panjangnya 50 cm tersebut perlu dipotong menjadi 2-3 bagian, misalnya jika ada perbedaan kematangan atau bila ada lapisan liat atau abu pada kedalaman tertentu. Setiap potongan sepanjang 10 cm mempunyai volume 100 cm^3 .



Gambar 5. Tampilan contoh tanah gambut berkematangan fibrik sebelum ditransfer ke kantong plastik

b. Penetapan berat kering dan berat volume

D_b gambut ditentukan di laboratorium dengan metode gravimetris. Contoh yang digunakan dapat berupa contoh gambut yang diambil menggunakan bor gambut model Eijkelkamp atau menggunakan ring atau kubus dengan volume tertentu.

1. Pindahkan contoh tanah yang berasal dari bor gambut atau dari ring secara kuantitatif ke dalam cawan aluminium. Jika menggunakan ring, keluarkan tanah dari ring terlebih dahulu dan langsung diletakkan pada cawan aluminium.
2. Jika diperlukan data kadar air tanah, maka timbanglah berat tanah basah yang berada di dalam cawan.
Berat tanah basah (M_t) adalah $M_s + M_w$, di mana M_s adalah berat tanah dan M_w adalah berat air yang terkandung di dalam matriks tanah (Gambar zz).
3. Keringkan contoh tanah di dalam oven pada suhu 105°C selama 2×24 jam atau lebih sampai dicapai berat yang konstan. Bila contoh sangat basah dan sangat banyak dalam satu cawan, maka diperlukan waktu 4 sampai 5×24 jam untuk mencapai berat konstan. Berat konstan diperoleh bila berat contoh tidak turun lagi sesudah pengeringan tahap berikutnya.
4. Masukkan contoh tanah yang telah kering ke dalam desikator selama kurang lebih 10 menit.
5. Timbang berat kering tanah (M_s) + berat cawan (M_c).
6. Tentukan volume contoh tanah, V_t . Contoh yang berasal dari bor gambut Eijkelkamp dengan ketebalan (panjang) 50 cm, volumenya adalah 500 cm^3 . Bila contoh tanah hanya diambil dari tabung bor sepanjang 20 cm, maka $V_t = 200\text{ cm}^3$.
7. Hitung D_b dengan rumus

$$D_b = M_s/V_t$$

3. DAFTAR PUSTAKA

- Agus, F., Hairiah, K., Mulyani, A. 2011. Measuring carbon stock in peat soil: Practical Guidelines. World Agroforestry Centre-ICRAF SEA Regional Office dan Indonesian Centre for Agricultural Land Resources Research and Development, Bogor, Indonesia. 60 p.
- Blake, G. R., and K. H. Hartge. 1986. Bulk density. p. 363-376. *In* A. Klute (Ed.). Methods of Soil Analysis. Part 1, 2nd ed. Agronomy 9. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin.
- Grossman, R. B., T. G., and Reinsch. 2002. The solid phase. p. 201-228. *In* J. H. Dane and G. C. Topp (Eds.). Methods of Soil Analysis, Part 4-Physical Methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc. Madison, Wisconsin.
- Lutz, J. F. 1947. Apparatus for collecting undisturbed soil samples. Soil Sci. 64: 399-401.

4. PENETAPAN BERAT JENIS PARTIKEL TANAH

Fahmuddin Agus dan Setiari Marwanto

1. PENDAHULUAN

Bab ini disarikan dari referensi utama Blake (1986) dan Flint dan Flint (2002) dengan beberapa penyesuaian berdasarkan pengalaman kerja penulis.

Berat jenis partikel, ρ_s , adalah perbandingan antara massa total fase padat tanah M_s dan volume fase padat V_s . Massa bahan organik dan anorganik diperhitungkan sebagai massa padatan tanah dalam penentuan berat jenis partikel tanah. Berat jenis partikel mempunyai satuan Mg m^{-3} atau g cm^{-3} .

Penentuan berat jenis partikel penting apabila diperlukan ketelitian pendugaan ruang pori total. Berat jenis partikel berhubungan langsung dengan berat volume tanah, volume udara tanah, serta kecepatan sedimentasi partikel di dalam zat cair. Penentuan tekstur tanah dengan metode sedimentasi, perhitungan-perhitungan perpindahan partikel oleh angin dan air memerlukan data berat jenis partikel. Untuk tanah mineral, ρ_s sering diasumsikan sekitar $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ (Hillel, 1982). Akan tetapi, sebenarnya berat jenis partikel tanah sangat bervariasi tergantung kepada komposisi mineral tanah tersebut. Berikut ini diberikan contoh berat jenis partikel beberapa mineral (Blake, 1986):

Mineral/zat	$\rho_s \text{ (g cm}^{-3}\text{)}$
Humus	1,3 – 1,5
Kuarsa	2,5 – 2,8
Kalsit	2,6 – 2,8
Gypsum	2,3 – 2,4
Mika	2,7 – 3,1
Hematit	4,9 – 5,3
Mineral liat	2,2 – 2,6

2. PRINSIP ANALISIS

Berat jenis partikel dihitung berdasarkan pengukuran massa dan volume partikel tanah. Massa padatan tanah ditentukan dengan cara menimbang contoh tanah kering oven (105°C , selama 24 jam). Volume partikel dihitung dari massa dan berat jenis zat cair yang dipisahkan oleh

partikel tanah (metode piknometer) atau dari volume zat cair yang dipisahkan partikel (metode perendaman atau *submersion*). Kedua metode, yaitu metode piknometer dan metode perendaman mempunyai prinsip serupa. Metode ini mudah dilakukan dan memberikan hasil yang akurat bila dilakukan dengan teliti.

3. METODE ANALISIS

3.1. Metode botol Piknometer

Botol piknometer (*pycnometer bottle* atau *density bottle*) adalah sejenis botol yang mempunyai volume tertentu (Gambar 1). Penutup piknometer terbuat dari kaca yang ditengahnya mempunyai pipa kapiler. Biasanya pada botol piknometer dicantumkan volume (volume botol ditambah dengan volume pipa kapiler penutup piknometer). Bila volume piknometer tidak diketahui, volume dapat ditentukan dengan menimbang berat piknometer yang diisi penuh dengan zat cair. Volume piknometer dihitung dengan:

$$V_p = \frac{(M_p + M_f) - M_p}{\rho_f} \quad (1)$$

dimana: V_p = volume piknometer
 $(M_p + M_f)$ = massa piknometer + zat cair
 M_p = massa piknometer
 ρ_f = berat jenis zat cair



Gambar 1. Botol Piknometer

Berat jenis zat cair berubah-ubah karena pengaruh suhu. Karena itu suhu zat cair pada saat pengukuran perlu ditentukan dan ρ_f pada suhu

tertentu dapat dilihat pada buku Handbook of Chemistry and Physics. Zat cair yang biasa digunakan adalah air murni atau *ethyl alcohol* 95%. Daftar berat jenis air murni dan *ethyl alcohol* 95% pada berbagai suhu disajikan pada Tabel 1 dan 2.

Tabel 1. Berat jenis *ethyl alcohol* (ethanol) pada berbagai suhu

Suhu	Berat jenis	Suhu	Berat jenis	Suhu	Berat jenis
°C	g cm ⁻³	°C	g cm ⁻³	°C	g cm ⁻³
22	0,7877	27	0,7835	32	0,7793
23	0,7869	28	0,7827	33	0,7784
24	0,7860	29	0,7818	34	0,7776
25	0,7852	30	0,7810	35	0,7767
26	0,7844	31	0,7801	36	0,7759

Sumber: Weast dan Lide (1990).

Tabel 2. Berat jenis air (*aquadest*) pada berbagai suhu

Suhu	Berat jenis	Suhu	Berat jenis	Suhu	Berat jenis
°C	g cm ⁻³	°C	g cm ⁻³	°C	g cm ⁻³
0	0,9999	10	0,9997	25	0,9971
3,98	1,0000	15	0,9991	30	0,9957
5	0,9999	20	0,9982	35	0,9941

Sumber: Weast dan Lide (1990).

3.1.1. Bahan dan alat

1. Botol piknometer bervolume 25, 50 atau 100 ml
2. Botol pembilas 500 ml
3. Aceton
4. Termometer
5. Kertas penimbang contoh tanah
6. Timbangan dengan keakuratan sampai 0.01 g
7. Oven
8. *Ethyl alcohol* 95% atau air suling yang sudah dididihkan
9. Kertas tisu
10. Gelas piala 250 ml

3.1.2. Prosedur

1. Cuci botol piknometer dengan sabun dan bilas dengan air suling. Keringkan dengan cara membilas botol dengan aseton.
2. Timbang berat piknometer yang telah kering.
3. Isi penuh piknometer dengan *ethyl alcohol*. Keringkan dinding luar dengan tisu dan timbang.
4. Catat suhu *ethyl alcohol*.
5. Dari tabel konversi (Tabel 1 dan 2), tentukan berat jenis *ethyl alcohol*.
6. Tuangkan separuh alkohol dari piknometer ke dalam gelas piala.
7. Dengan hati-hati masukkan 10 g contoh tanah kering oven yang telah lolos ayakan 2 mm.
8. Keluarkan gelembung udara dalam piknometer dengan menjentik piknometer perlahan-lahan. Penuhkan piknometer dengan *ethyl alcohol* sehingga botol dan pipa kapiler terisi penuh. Keringkan dinding piknometer dengan kertas tisu dan timbang.

Catatan

Prosedur yang sama dapat dilakukan dengan menggunakan air suling sebagai pengganti *ethyl alcohol*.

Contoh lembaran data untuk penentuan berat jenis partikel

Pengukuran	Nomor contoh		
	1	2	3
1. Berat piknometer, M_p (g)	29,76		
2. Berat piknometer + zat cair, M_1 (g)	70,19		
3. Berat jenis zat cair, ρ_f (g cm ⁻³)	0,809		
4. Berat contoh tanah, M_2 (g)	10		
5. Berat piknometer + contoh tanah + zat cair, M_3 (g) ¹	77,2		
6. Berat jenis partikel, ρ_s (g cm ⁻³)	2,78		

¹ M_3 adalah berat piknometer + tanah + zat cair yang didapat dari prosedur langkah ke delapan (Bagian 3.1.2.).

3.1.3. Perhitungan :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} = \frac{\rho_f \times M_s}{M_{fd}} \tag{2}$$

$$M_{fd} = M_1 + M_2 - M_3 \tag{3}$$

Dengan menggabungkan persamaan (2) dan (3) didapat

$$\rho_s = \frac{\rho_f M_3}{M_1 + M_2 - M_3} \quad (4)$$

dimana: ρ_s = berat jenis partikel

M_s = massa padatan tanah kering oven

V_s = volume partikel

ρ_f = berat jenis zat cair

M_{fd} = massa zat cair yang dipisahkan oleh contoh tanah

Dari tabel di atas, ρ_s dapat dihitung dengan menggunakan persamaan (4)

$$\rho_s = \frac{0,809 \times 10}{70,19 + 10 - 77,28}$$

$$\rho_s = 2,78 \text{ g cm}^{-3}$$

3.2. Metode perendaman (*submersion*)

Metode ini dapat dilakukan dengan menggunakan gelas ukur bervolume 50 atau 100 ml atau dengan labu ukur bervolume 50 ml. Pengukuran dengan labu ukur lebih akurat dibandingkan dengan pengukuran dengan gelas ukur.

3.2.1. Metode perendaman dengan menggunakan gelas ukur

3.2.1.1. Bahan dan alat

1. Gelas ukur berukuran 50 ml atau 100 ml
2. Air suling yang sebelumnya sudah dididihkan
3. Oven
4. Timbangan
5. Corong
6. Batang pengaduk

3.2.1.2. Prosedur

1. Isi gelas ukur dengan 30 ml (V_1) air suling
2. Tambahkan sebanyak 20 g (M_s) contoh tanah halus yang telah kering oven dan lolos ayakan 2 mm dengan menggunakan corong. Aduk beberapa saat.
3. Sesudah 10 menit, baca volume suspensi air dan tanah V_2 .

3.2.1.3. Perhitungan

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} = \frac{M_s}{V_2 - V_1} \quad (5)$$

3.2.2. Metode perendaman dengan menggunakan labu ukur

3.2.2.1. Bahan dan alat

1. Labu ukur 50 ml
2. Air suling yang sebelumnya sudah dididihkan
3. Pompa hisap
4. Corong
5. Timbangan
6. Botol pembilas

3.2.2.2. Prosedur

1. Bersihkan dan keringkan labu ukur lalu timbang.
2. Isi labu ukur dengan air suling sampai ke garis batas volume, kemudian timbang.
3. Keluarkan sekitar separuh air ke dalam gelas piala.
4. Tambahkan 10 g contoh tanah halus kering oven yang telah lolos ayakan 2 mm.
5. Keluarkan gelembung udara dari labu ukur dengan menggunakan pompa hisap selama 2 - 5 menit sehingga gelembung udara lenyap. Hisap pompa tersebut dengan daya hisapan $\leq 0,7$ atm.
6. Tambahkan air suling ke dalam labu ukur hingga garis batas volume dan timbang.

3.2.2.3. Perhitungan

(Sama dengan metode piknometer)

Catatan:

Data ρ_s biasa digunakan untuk menghitung porositas tanah, f dengan persamaan:

$$f = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (6)$$

dimana: f = porositas tanah = volume total pori/volume total contoh tanah tidak terganggu

ρ_b = berat volume tanah

ρ_s = berat jenis partikel

4. DAFTAR PUSTAKA

- Blake, G. R. 1986. Particle density. p. 377-382. *In* Methods of Soil Analysis, Part 1. Second ed. Agron. 9 Am. Soc. of Agron., Madison, WI.
- Flint, A.L., dan L.E. Flint. 2002. Particle density. P. 229-240. *In* J. H. Dane and G. C. Topp (*Eds.*). Methods of Soil Analysis, Part 4-Physical Methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc. Madison, Wisconsin.
- Hillel, D. 1982. Introduction to Soil Physics. Academic Press, New York.
- Weast, R. C., dan D. R. Lide (*Eds.*). 1990. Handbook of Chemistry and Physics. CRC Press, Inc., Boca raton, Florida.

5. LUAS PERMUKAAN SPESIFIK, UKURAN PORI DAN VOLUME PORI

Ratri Ariani, Rahmah Dewi Yustika, dan Jelly Amalia Santri

1. PENDAHULUAN

Identifikasi karakteristik fisik suatu bahan sangat penting, untuk dapat menentukan perlakuan apa yang harus dilakukan agar kualitasnya tetap terjaga. Luas permukaan spesifik tanah misalnya merupakan parameter yang dapat mempengaruhi plastisitas, kapasitas memegang air, permeabilitas, dan berbagai proses fisika dan kimia lainnya di dalam tanah (Yukselen dan Kaya, 2008; Yukselen dan Kaya, 2010; Peterson *et al.* 2009). Salah satu hal yang paling mendasar dari karakteristik luas permukaan tanah adalah keterkaitannya dengan luas permukaan yang tersedia untuk adsorpsi molekul gas.

Luas permukaan matrik tanah adalah total luas permukaan yang dimiliki dalam satu satuan massa tanah. Luas permukaan merupakan bagian padatan tanah yang dapat berinteraksi dengan lingkungannya, terutama cairan dan gas. Luas permukaan pada bahan padat biasanya ditentukan oleh adsorpsi fisik gas di permukaan padatan dan dengan menghitung jumlah gas adsorbat yang sesuai dengan lapisan mono molekul pada permukaan (Naderi, 2015). Tanah dengan luas permukaan yang luas akan memiliki kapasitas menahan air yang tinggi, lebih banyak bisa mengadsorpsi bahan kontaminan, dan memiliki potensi mengembang yang lebih besar. Berkaitan dengan hal ini, parameter luas permukaan merupakan karakteristik tanah yang penting diketahui.

Ukuran pori mikro dan volume pori berhubungan dengan luas permukaan suatu padatan. Porositas dan distribusi ukuran pori adalah aspek terpenting dari media berpori dan mempengaruhi sebagian besar perilaku media berpori, misalnya, perilaku elastis dan mekanis, pergerakan dan aliran fluida, dan lain-lain (Kuila dan Prasad, 2013). Dalam hal aliran gas atau udara, aliran gas terjadi terutama melalui sistem jaringan rekahan yang saling berhubungan yang mengalir melalui pori-pori mikro (< 2 nm) hingga mesopori (2-50 nm). Sebagian besar teknik pengukuran porositas dan distribusi ukuran pori melibatkan pemindahan bentuk cairan atau gas yang terjadi secara alami dengan kuantitas terukur dari gas atau cairan yang dimasukkan ke dalam sistem pori sampel tanah.

2. PRINSIP

2.1. Luas Permukaan

Dalam penentuan surface area sampel tanah ada dua metode yang dapat diterapkan yaitu: 1) metode Mercury Intrusion Porosimetry (MIP), dan 2) Metode Brunauer, Emmett and Teller (BET), untuk adsorpsi gas inert (Fischer dan Gaupp, 2004). Metode BET menggunakan adsorpsi kimia inert gas, seperti nitrogen, argon atau kripton, untuk mengukur seluruh luas permukaan, termasuk luas permukaan yang terkandung dalam mesopori dan mikropori (Brunauer, *et al.* 1938; Brunauer, *et al.* 1940). Metode ini menyarankan penggunaan plot transformasi untuk menentukan statistik 'kapasitas lapisan tunggal', yang merupakan jumlah (mol) nitrogen yang dibutuhkan untuk menutupi total luas permukaan (yaitu, luas permukaan luar dan luas permukaan yang disebabkan oleh pori-pori meso dan makro) dengan monolayer lengkap molekul nitrogen (Kuila dan Prasad, 2013). Metode BET adalah prosedur yang paling banyak digunakan untuk penentuan luas permukaan bahan padat. Persamaan BET disajikan dibawah ini :

$$\frac{1}{W[(P_0/P)-1]} = \frac{1}{W_m C} + \frac{C-1}{W_m C} \left[\frac{P}{P_0} \right] \dots\dots\dots \text{persamaan 1.}$$

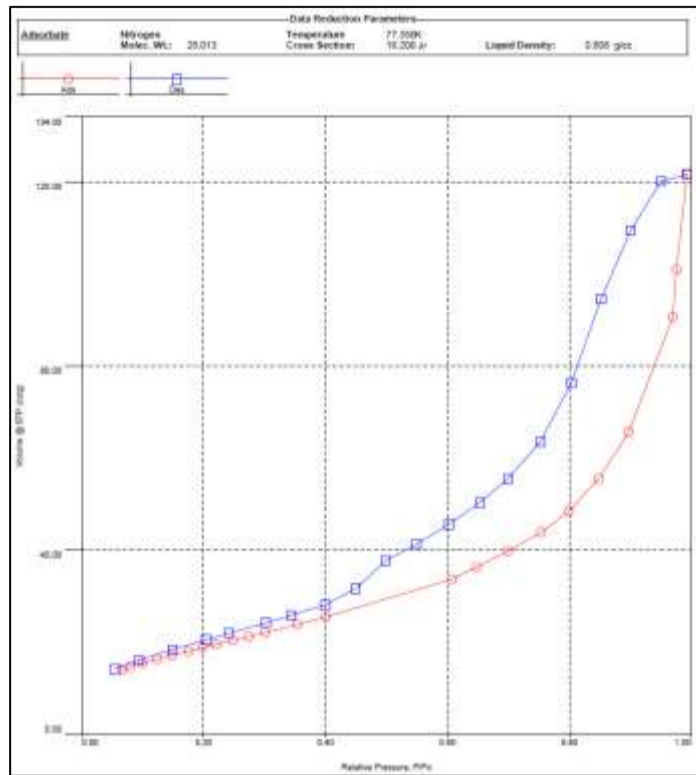
Keterangan:

W = berat gas yang diserap pada tekanan relatif P / P_0 ,

W_m = berat *adsorbate* yang membentuk lapisan tunggal permukaan.

C = merupakan energi adsorpsi di lapisan penyerapan pertama yang merupakan indikasi besarnya interaksi adsorbent / adsorbate.

Contoh hasil analisa luas permukaan menggunakan metode BET dapat dilihat pada gambar 1.



Gambar 1. Contoh Hasil analisa menggunakan metode BET

Langkah kedua dalam penerapan metode BET adalah perhitungan luas permukaan. Hal ini membutuhkan pengetahuan informasi mengenai tentang luas penampang molekul A_{cs} dari molekul adsorbat. Luas permukaan total S_t sampel dapat dinyatakan sebagai:

$$S_t = \frac{Wm N A_{cs}}{M} \dots\dots\dots \text{persamaan 2}$$

Keterangan:

N = bilangan Avogadro (6.023×10^{23} molekul/mol)

M = berat molekul adsorbat.

Nitrogen adalah gas yang paling banyak digunakan untuk penentuan luas permukaan karena menunjukkan nilai yang berada pada nilai tengah antara untuk konstanta C (50-250) pada sebagian besar permukaan padat, menghalangi adsorpsi lokal atau perilaku sifat sebagai

gas dua dimensi. Kisaran nilai konstanta C untuk nitrogen memungkinkan untuk menghitung luas penampang dalam kondisi cair. Sejak ditemukan bahwa konstanta C mempengaruhi nilai luas penampang suatu adsorbat, kisaran konstanta C yang dapat diterima untuk nitrogen memungkinkan untuk menghitung luas penampang dari sifat cair curahnya. Untuk monolayer lapisan tunggal nitrogen padat heksagonal pada 77 K, mempunyai luas penampang A_{cs} untuk nitrogen adalah sebesar $16,2 \text{ \AA}^2$.

Luas permukaan spesifik S dari padatan dapat dihitung dari total luas permukaan S_t dan berat sampel w, menurut persamaan :

$$S = S_t/w \quad \dots\dots\dots \text{persamaan 3}$$

2.2 Porositas oleh Adsorpsi Gas

Porositas dan distribusi ukuran pori (PSD) adalah aspek terpenting dari media berpori dan mempengaruhi sebagian besar perilaku media berpori, misalnya, perilaku elastis dan mekanis, pergerakan dan aliran cairan (Kuila dan Prasad, 2013). Ukuran pori berdasarkan International Union of Pure and Applied Chemistry International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC, 1985) terbagi menjadi tiga kategori :

- a) Pori makro yaitu pori-pori dengan lubang berdiameter lebih dari 500 \AA .
- b) Pori mikro menggambarkan pori-pori dengan diameter tidak melebihi 20 \AA
- c) Meso pori, yaitu pori-pori berukuran sedang atau diameter antara $20 - 500 \text{ \AA}$

Porositas serbuk dan padatan berpori lainnya dapat dengan mudah dicirikan dengan studi adsorpsi gas. Dua teknik umum untuk menggambarkan porositas adalah penentuan volume pori total dan distribusi ukuran pori. Untuk pengujian porositas pada sebagian besar bahan padat, nitrogen pada 77 K adalah adsorbat yang paling cocok.

2.2.1 Total Volume Pori dan Rata-Rata Radius Pori

Volume pori spesifik diperoleh berdasarkan volume molar cair teradsorpsi pada P/P_0 yang telah ditentukan. Volume molar cair teradsorpsi pada tekanan relatif (P/P_0) 0,99 dihitung dengan mengubah volume gas yang teradsorpsi menjadi molar cair volume menggunakan kerapatan N_2 sebesar 0,808 g/mL. Tekanan relatif 0,99 sesuai dengan ukuran pori (diameter) 193,5 nm dan oleh sebab itu total volume pori yang ditunjukkan adalah volume pori yang lebih kecil dari diameter 193,5 nm (Kuila dan Prasad, 2013).

Apabila dalam suatu bahan padatan tidak terdapat pori makro maka isotherm berada pada kondisi hampir horizontal pada rentang P/P_0 mendekati satu dan volume pori dapat dihitung. Sedangkan bila terdapat pori makro maka isotherm meningkat dengan cepat mendekati $P/P_0 = 1$ dan pada pori makro yang berukuran besar akan terdapat kenaikan vertikal. Dalam kondisi ini adsorpsi yang terbatas tidak dapat dideteksi melalui total volume pori. Volume nitrogen yang teradsorpsi (V_{ads}) dapat diubah menjadi volume nitrogen cair (V_{liq}) yang terdapat dalam pori menggunakan persamaan:

$$V_{liq} = \frac{P_a V_{ads} V_m}{R T} \dots\dots\dots \text{persamaan 4}$$

dimana:

P_a adalah tekanan *ambient*

T adalah suhu lingkungan

V_m adalah volume molar dari adsorbat cair ($34,7 \text{ cm}^3/\text{mol}$ untuk nitrogen).

Oleh karena pori-pori yang tidak akan terisi di bawah tekanan relative 1, maka memiliki kontribusi yang dapat diabaikan terhadap total volume pori dan luas permukaan sampel, ukuran pori rata-rata dapat diperkirakan dari volume pori. Misalnya, dengan asumsi geometri pori silinder (histeresis tipe A), rata-rata jari pori r_p dapat dinyatakan sebagai

$$r_p = \frac{2 V_{liq}}{S} \dots\dots\dots \text{persamaan 5}$$

keterangan: V_{liq} diperoleh dari persamaan 4 dan S adalah luas permukaan BET. Untuk geometri pori lainnya diperlukan informasi tentang bentuk histeresis dalam isotherm adsorpsi/desorpsi.

2.2.2 Ukuran Pori

Distribusi ukuran pori di setiap media berpori mengontrol perilaku transportasi cairan melalui pori tersebut. Dalam pergerakan aliran gas, aliran gas terjadi terutama melalui sistem jaringan rekahan yang saling berhubungan. Sebagian besar teknik pengukuran porositas dan distribusi ukuran pori melibatkan pemindahan cairan atau gas formasi yang terjadi secara alami dengan kuantitas terukur dari gas atau cairan yang dimasukkan ke dalam sistem pori sampel (Kuila dan Prasad, 2013).

Dalam proses adsorpsi gas, sampel yang dihilangkan gasnya tergantikan dengan gas nitrogen pada suhu nitrogen cair kriogenik (N_2) konstan (-197.3°C) pada serangkaian tekanan yang dikontrol dengan tepat.

Volume gas teradsorpsi pada permukaan padat diukur pada tekanan diskrit pada rentang tekanan adsorpsi kesetimbangan relatif (P/P_0) 0,075-1,0 pada suhu konstan. Dalam hal ini, pengukuran distribusi ukuran pori sesuai dengan metode BJH (Barret, Joyner dan Halenda) dengan asumsi geometri pori silinder, dimana metode ini dapat dijelaskan dengan persamaan kelvin yang menjelaskan pengaruh kelengkungan permukaan meniskus cair-uap pada tekanan uap, menghubungkan diameter pori dengan tekanan relatif. Metode ini menerapkan dua hal mendasar yaitu: pertama bentuk pori adalah silinder, dan kedua jumlah yang teradsorpsi dihasilkan dari kedua adsorpsi fisik pada dinding pori dan kondensasi kapiler di mesopori (Barret *et al*, 1951). Berkaitan dengan hal ini metode BJH menganggap jari-jari pori sebagai jumlah dari ketebalan multilayer dan jari-jari meniskus diperoleh dari persamaan Kelvin :

$$\ln \frac{P}{P_0} = \frac{2\gamma V_m}{rRT} \dots\dots\dots \text{persamaan 6}$$

Keterangan :

- P/P = Tekanan relatif dalam kesetimbangan dengan meniskus
 γ = Tegangan permukaan adsorbat dalam bentuk cairan
 V_m = Volume molar cairan
 R = Universal konstanta gas
 r = Jari-jari meniskus yang terbentuk di mesopori
 T = Suhu

Metode BJH menghitung perubahan ketebalan lapisan teradsorpsi dari penurunan tekanan relatif di cabang desorpsi. Setiap penurunan dianggap sebagai hasil dari evakuasi terbesar pori-pori dari kondensat kapiler, serta reduksi dalam ketebalan lapisan yang teradsorpsi secara fisik (Bardestani *et al*, 2019).

3. Metode

3.1 Acuan

ASTM Standar Method D4222-98

3.2. Dasar Penetapan :

- Luas permukaan pori, volume, dan total pori skala mikro ditampilkan dalam bentuk kurva dan tabel pori. Dengan demikian, untuk satu contoh dapat dihasilkan data luas permukaan, volume pori, dan total pori sekaligus.

- Contoh tanah kering dengan ukuran 1 mm sebanyak $\pm 0,2$ gram dimasukkan ke dalam kolom *cell* untuk kemudian dipanaskan dalam heater mantel selama 210 menit dengan suhu 300°C . Setelah contoh kering dan ditimbang bobot keringnya kemudian dipindahkan ke ruang pengukuran yang sudah dilengkapi dengan kontainer pendingin gas N_2 cair. Hasil pengukuran berupa tabel dan kurva pori skala mikro (luas permukaan, volume pori, dan total pori).

3.3. Peralatan :

- Satu set alat NOVA 3200e
- Gas nitrogen cair (Ultra High Purity)
- Gas nitrogen cair kontainer *cooler*
- Satu set alat kompresor.
- Satu set alat komputer dan printer
- Satu set alat UPS
- Alat pembersih *cell* kolom



Gambar 2. Quantachrome instrument NOVA 3200e

4. Prosedur Kerja :

4.1. Persiapan:

1. Isi kontainer pendingin dengan gas nitrogen cair sebanyak 1 liter dan kemudian dimasukkan ke dalam instrumen (Gambar 3).



Gambar 3. Peletakan kontainer pendingin dengan gas nitrogen cair ke dalam instrument alat Nova 3200e.

2. Hubungkan instrumen dan seluruh instrumen pendukung dengan stop kontak.
3. Hidupkan Nova 3200e dan lakukan *Setting Instrument*, dengan cara tekan tombol "ESC", pilih menu "*Calibration*", maka alat akan mengkalibrasi kontainer pendingin secara otomatis dan naik sampai terbaca oleh sensor yang terdapat dalam batang sensor.
4. Proses kalibrasi berjalan setelah terjadi penyesuaian suhu antara kolom *cell* yang berisi *quartz rod* dengan suhu gas nitrogen cair dalam kontainernya.
5. Proses kalibrasi dan persiapan pengoperasian Nova 3200e selesai apabila pada data *display* tertera hasil dari volume *quartz rod* yang digunakan yaitu bernilai $12,0154 \text{ cm}^3$.
6. Lakukan *degassing* terhadap contoh tanah yang terdapat di dalam *sample cell* selama 210 menit atau lebih pada suhu sampai $300 \text{ }^\circ\text{C}$.

4.2. Pengukuran

1. Matikan *heater*, dinginkan *sample cell* hingga mencapai suhu ruangan, kemudian lakukan penimbangan contoh sebagai input data pada saat pengukuran nanti.
2. Masukkan *filler rod* ke dalam *sample cell* yang berisi contoh tanah kemudian pasang pada tempatnya di terminal sampel (Gambar 4).



Gambar 4. Memasukkan *filler rod* ke dalam *sample cell*

3. Masukkan tabung nitrogen cair pada tempatnya
4. Jalankan aplikasi Nova 3200e di dalam PC:
 1. Pilih menu pada tab Operation, lalu klik menu start analisis
 2. Masukan data sampel yang akan diukur, mulai dari: nama sampel, ID, deskripsi, berat kering tanah, nomor sampel *cell* yang digunakan
 3. Pilih menu *Point*, klik *Load Points*, pilih *Full ISOTHERMAL*, klik OK
 4. Menu *Equilibrium* dan *Reporting*
 5. Klik *Start*, alat akan melakukan pengukuran dan pembacaan hasil selama jam.

4.3. Mengakhiri Pengukuran instrument

Instrument NOVA 3200e secara otomatis akan menghentikan pengukuran/pembacaan jika semua hasil pengukuran sudah lengkap serta data hasil pengukuran sudah otomatis di"save" /tersimpan di dalam PC.

1. Cek apakah data yang diperoleh telah tercatat atau belum di dalam PC
2. Tutup layar monitor komputer dengan meng "Shut down" komputer
3. Tekan tombol *Off* pada tanda *POWER* di sebelah kanan instrument
4. Putar knob pengatur aliran gas Nitrogen dengan cara memutar knob searah jarum jam
5. Matikan UPS dengan menekan tombol *OFF* selama 2-3 detik

berikut hasil pengukuran yang dihasilkan oleh instrumen Nova 3200e

a. Luas permukaan

BALAI TANAH BOGOR
Quantachrome NovaWin ©1994-2013, Quantachrome Instruments v11.00

Analysis
 Operator: quantachrome
 Sample ID: A1
 Sample Desc: Powder
 Sample weight: 0.2202 g
 Outgas Time: 3.0 hrs
 Analysis gas: Nitrogen
 Press. Tolerance: 0.1000.100 (ads/des)
 Analysis Time: 339.0 min
 Cell ID: B1

Date: 2022/01/12
Filename:
Sample Volume: 0.06457 cc
Outgas Temp: 300.0 C
Bath Temp: 273.0 K
Equil time: 15.15 sec (ads/des)
End of run: 2022/01/12 22:08:27

Report
 Operator: quantachrome
 stn_A_20220111_1 Magang 1A.qps
Date: 2022/01/24
Equil timeout: 60.00 sec (ads/des)
Instrument: Nova Station A.

Multi-Point BET

Data Reduction Parameters Data

adsorbate	Nitrogen	Temperature	77.350K	Liquid Density:	0.808 g/cc
	Molec. Wt.: 28.013	Cross Section:	16.200 Å ²		

Multi-Point BET Data

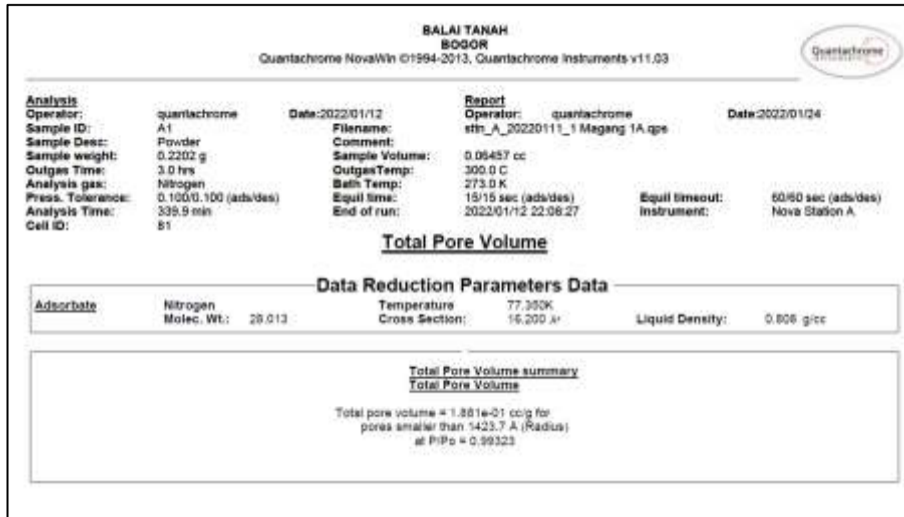
Relative Pressure [P/Po]	Volume @ STP [cc/g]	1 / [W(Po/P) - 1]	Relative Pressure [P/Po]	Volume @ STP [cc/g]	1 / [W(Po/P) - 1]
6.6278e-02	14.0041	4.0554e+00	1.9945e-01	18.7831	1.0550e+01
7.9219e-02	14.6307	4.7049e+00	2.20834e-01	19.5046	1.1626e+01
9.9952e-02	15.4289	5.7589e+00	2.4857e-01	20.3788	1.2988e+01
1.23707e-01	16.2926	6.9327e+00	2.73965e-01	21.2965	1.4237e+01
1.4825e-01	17.1187	8.1222e+00	3.01075e-01	22.1034	1.5593e+01
1.75402e-01	18.0182	9.4455e+00			

BET summary

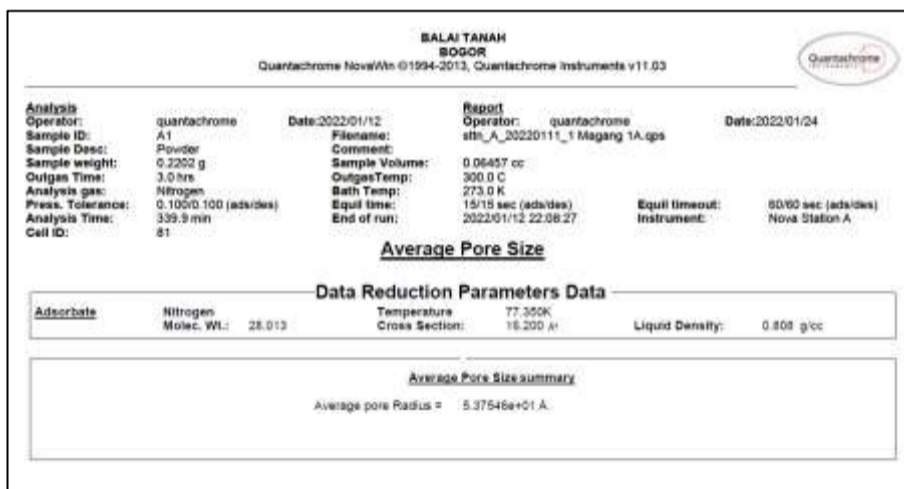
Slope = 48.914
 Intercept = 8.499e-01
 Correlation coefficient, r = 0.999981
 C constant = 58.549

Surface Area = 69.981 m²/g

b. Volume porinya



c. Ukuran Pori



5. PUSTAKA

- Bardestani R, Patience G S, dan Kaliaguine S.2019. Experimental methods in chemical engineering: specific surface area and pore size distributin measurements—BET, BJH, and DFT. *Can J Chem Eng.* **97** :2781–2791. <https://doi.org/10.1002/cjce.23632>
- Brunauer S, Emmett P.H. dan Teller E.1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American Chemical Society* **60** : 309-319. <https://doi.org/10.1021/ja01269a023>
- Brunauer S, Deming L S, Deming D M dan Teller E. 1940. On a theory of the van der Waals adsorption of gases. *Journal of the American Chemical Society* **62** : 1723-1732. <https://doi.org/10.1021/ja01864a025>
- Fischer C dan Gaupp R. 2004. Multi-scale rock surface area quantification - a systematic method to evaluate the reactive surface area of rocks. *Chemie der Erde* **64** : 241-256. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2003.12.002>
- IUPAC. 1985. Reporting Physisorption Data for Gas/Solid Systems. *Pure Appl. Chem.* **57**: 603–619. <https://doi.org/10.1351/pac198557040603>
- Kuila U dan Prasad M. 2013. Spesific surface area and pore-size distribution. *Geophysical Prospecting* **61** : 341-362. doi: 10.1111/1365-2478.12028
- Naderi M. 2015. Chapter Fourteen - Surface Area: Brunauer–Emmett–Teller (BET). *Progress in Filtration and Separation*. Academic Press : Oxford. P : 585-608. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-384746-1.00014-8>
- Petersen L W, Moldrup P, Jacobsen O H, Rolston D E, 1996. Relations between surface area and soil physical and chemical properties. *Soil Sci.* **161** : 9–21.
- Yukselen Y, Kaya A. 2010. Method dependency of relationships between specific surface area and soil physicochemical properties. *Appl. Clay Sci.* **50** : 182–190.
- Yukselen Y, Kaya A. 2008. Suitability of the methylene blue test for surface area, cation exchange capacity and swell potential determination of clayey soils. *Eng. Geol.* **102** : 38–45.

6. PENETAPAN TEKSTUR TANAH

Fahmuddin Agus, Yusrial, dan Sutono

1. PENDAHULUAN

Kandungan dari Bab ini disadur dari Gee and Bauder (1986). Bacaan lain yang relevan diberikan pada Daftar Pustaka.

Tekstur tanah, biasa juga disebut besar butir tanah, termasuk salah satu sifat tanah yang paling sering ditetapkan. Hal ini disebabkan karena tekstur tanah berhubungan erat dengan pergerakan air dan zat terlarut, udara, pergerakan panas, berat volume tanah, luas permukaan spesifik (*specific surface*), kemudahan tanah memadat (*compressibility*), dan lain-lain (Hillel, 1982).

Tekstur adalah perbandingan relatif antara fraksi pasir, debu dan liat, yaitu partikel tanah yang diameter efektifnya ≤ 2 mm. Di dalam analisis tekstur, fraksi bahan organik tidak diperhitungkan. Bahan organik terlebih dahulu didestruksi dengan hidrogen peroksida (H_2O_2). Tekstur tanah dapat dinilai secara kualitatif dan kuantitatif. Cara kualitatif biasa digunakan *surveyor* tanah dalam menetapkan kelas tekstur tanah di lapangan.

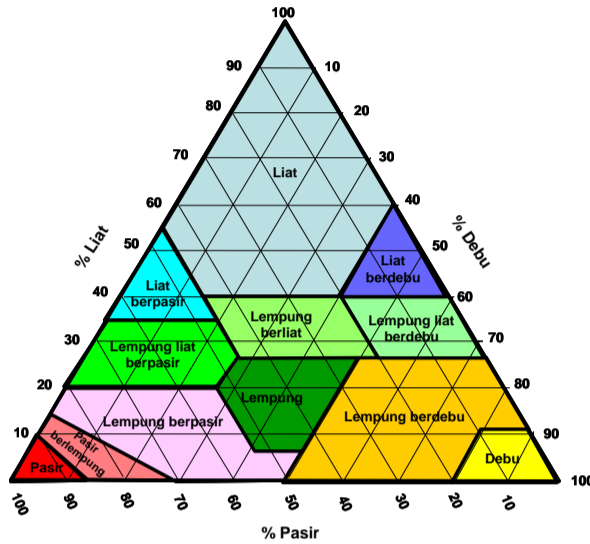
Berbagai lembaga penelitian atau institusi mempunyai kriteria sendiri untuk pembagian fraksi partikel tanah. Sebagai contoh, pada Tabel 1 diperlihatkan sistem klasifikasi fraksi partikel menurut *International Soil Science Society (ISSS)*, *United States Departement of Agriculture (USDA)* dan *United States Public Roads Administration (USPRA)*.

Tabel 1. Klasifikasi tekstur tanah menurut beberapa sistem (diambil dari Hillel, 1982)

ISSS		USDA		USPRA	
Diameter	Fraksi	Diameter	Fraksi	Diameter	Fraksi
mm		mm		mm	
> 2	Kerikil	>0.02	Kerikil	>2	Kerikil
0,02-2	Pasir	0,05-2	Pasir	0,05-2	Pasir
0,2-2	Kasar	1-2	Sangat kasar	0,25-2	Kasar
0,02-0,2	Halus	0,5-1	Kasar	0,05-0,25	Halus
		0,25-0,5	Sedang		
		0,1-0,25	Halus		
		0,05-0,1	Sangat halus		
0,002-0,02	Debu	0,002-0,05	Debu	0,005-0,05	Debu
<0,002	Liat	<0,002	Liat	<0,005	Liat

Mengingat terdapat beberapa sistem pengelompokan fraksi ukuran butir tanah, maka dalam penyajian hasil analisis perlu dicantumkan sistem klasifikasi mana yang digunakan. Di Balai Penelitian Tanah digunakan sistem USDA (LPT, 1979).

Tanah dengan berbagai perbandingan pasir, debu dan liat dikelompokkan atas berbagai kelas tekstur seperti digambarkan pada segitiga tekstur (Gambar 1). Cara penggunaan segitiga tekstur adalah sebagai berikut:



Gambar 1. Segitiga tekstur

Misalkan suatu tanah mengandung 50% pasir, 20% debu, dan 30% liat. Dari segitiga tekstur dapat dilihat bahwa sudut kanan bawah segitiga menggambarkan 0% pasir dan sudut kirinya 100% pasir. Temukan titik 50% pasir pada sisi dasar segitiga dan dari titik ini tarik garis sejajar dengan sisi kanan segitiga (ke kiri atas). Kemudian temukan titik 20% debu pada sisi kanan segitiga. Dari titik ini tarik garis sejajar dengan sisi kiri segitiga, sehingga garis ini berpotongan dengan garis pertama. Kemudian temukan titik 30% liat dan tarik garis ke kanan sejajar dengan sisi dasar segitiga sehingga memotong dua garis sebelumnya. Dari perpotongan ketiga garis ini, ditemukan bahwa tanah ini mempunyai kelas tekstur "lempung liat berpasir".

Salah satu kelas tekstur tanah adalah lempung yang letaknya di sekitar pertengahan segitiga tekstur. Lempung mempunyai komposisi yangimbang antara fraksi kasar dan fraksi halus, dan lempung sering dianggap sebagai tekstur yang optimal untuk pertanian. Hal ini disebabkan oleh

kapasitasnya menyerap hara pada umumnya lebih baik daripada pasir; sementara drainase, aerasi dan kemudahannya diolah lebih baik daripada liat. Akan tetapi, pendapat ini tidak berlaku umum, karena untuk keadaan lingkungan dan jenis tanaman tertentu pasir atau liat mungkin lebih baik daripada lempung.

Penentuan tekstur suatu contoh tanah secara kuantitatif dilakukan melalui proses analisis mekanis. Proses ini terdiri atas pendispersian agregat tanah menjadi butir-butir tunggal dan kemudian diikuti dengan sedimentasi.

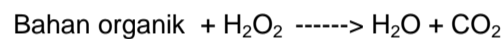
2. PRINSIP ANALISIS (PROSES DISPERSI DAN SEDIMENTASI)

Dispersi dan sedimentasi adalah dua tahap penting sebelum tekstur tanah ditentukan dengan salah satu metode, metode hidrometer atau metode pipet.

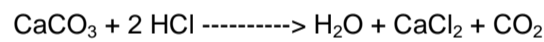
2.1. Dispersi

Butir-butir tanah biasanya lengket satu sama lain dalam suatu agregat. Oleh karena itu, butir-butir (partikel) tanah perlu dipisahkan dengan cara membuang zat perekatnya dan dengan menambahkan zat anti flokulasi (*deflocculating agents*). Zat perekat yang umum di dalam tanah adalah bahan organik, kalsium karbonat dan oksida besi (Hillel, 1982).

Bahan organik biasanya dihancurkan melalui proses dengan pereaksi hidrogen peroksida (H_2O_2). Reaksi antara H_2O_2 dan bahan organik adalah sebagai berikut:



Kalsium karbonat pada tanah alkalin biasanya dihancurkan dengan asam klorida (HCl). Daya rekat karbonat akan hilang apabila ditambahkan HCl setelah mengalami reaksi berikut:



Untuk tanah masam tidak diperlukan penambahan HCl dalam analisis teksturnya.

Sesudah zat perekat dihilangkan, lalu ditambahkan zat anti flokulasi. Zat yang biasa digunakan adalah *sodium hexa meta fosfat* $[(NaPO_3)_6]$. Ion Na^+ yang dikandung $(NaPO_3)_6$ mensubstitusi kation-kation yang bervalensi lebih tinggi seperti Ca^{++} , Mg^{++} , dan lain-lain sehingga menjadikan partikel liat lebih terhidrasi dan saling tolak-menolak. Selanjutnya proses dispersi secara kimia dilanjutkan dengan dispersi secara fisik, seperti pengocokan, pengadukan atau vibrasi secara ultrasonik (Jury *et al.*, 1991).

2.2. Sedimentasi

Proses dispersi dilanjutkan dengan sedimentasi untuk memisahkan partikel yang mempunyai ukuran yang berbeda. Apabila sebutir partikel mengalami sedimentasi (bergerak di dalam suspensi menuju arah gravitasi), maka gaya yang bekerja pada partikel tersebut adalah:

1. Gaya gesekan (*resistance force*) antara zat cair dan dinding partikel, F_r . Gaya gesekan ini berbanding lurus dengan luas dinding partikel, viskositas zat cair (η) dan kecepatan tenggelamnya partikel (μ_t). Arah gaya gesekan ini berlawanan dengan arah pergerakan partikel di dalam zat cair. Jika diasumsi bahwa partikel berbentuk bulat, maka luas dindingnya adalah $6 \pi r$ dan F_r adalah:

$$F_r = 6 \pi r \eta \mu_t \quad (1)$$

dimana r adalah radius efektif¹⁾ dari partikel.

2. Gaya dorong zat cair ke arah permukaan (*boyancy force*), F_b . Gaya ini berbanding lurus dengan volume partikel (volume zat cair yang dipisahkan partikel) dan berat jenis zat cair.

$$F_b = 4/3 \pi r^3 \rho_f g \quad (2)$$

3. Gaya berat partikel (*gravitational force*), F_g .

$$F_g = 4/3 \pi r^3 \rho_s g \quad (3)$$

Apabila partikel tanah bergerak dalam zat cair, maka dalam sesaat (kurang dari satu detik), kecepatannya akan konstan. Dalam keadaan demikian maka gaya arah ke atas (F_b dan F_r) akan seimbang dengan gaya arah ke bawah (F_g), sehingga persamaan (1), (2) dan (3) dapat disusun sebagai berikut:

$$F_g = F_b + F_r$$

atau

$$F_g - F_b - F_r = 0$$

$$4/3 \pi r^3 \rho_s g - 4/3 \pi r^3 \rho_f g - 6 \pi r \eta \mu_t = 0 \quad (4)$$

Persamaan (4) dapat disederhanakan menjadi:

¹ Radius efektif adalah radius yang ditentukan berdasarkan kecepatan tenggelam suatu partikel dengan partikel lain yang berbentuk bulat dan mempunyai berat jenis partikel yang sama. Sebagai contoh, apabila satu partikel kwarsa berbentuk bulat dengan radius r dan partikel kwarsa lain berbentuk pipih, dan kedua partikel ini tenggelam di dalam suatu zat cair dengan kecepatan yang sama, maka partikel kwarsa yang berbentuk pipih dikatakan mempunyai radius efektif r .

$$\mu_t = \frac{2}{9} \frac{gr^2(\rho_s - \rho_f)}{\eta} \quad (5)$$

Persamaan (5) adalah penjabaran dari hukum Stokes. Metode pipet dan metode hidrometer yang digunakan dalam penentuan tekstur tanah, berprinsip pada hukum Stokes ini.

Jika $X = 2r =$ diameter efektif partikel dan $\mu_t = h/t$ dimana h adalah jarak tenggelamnya partikel dalam waktu t , maka:

$$\frac{h}{t} = g \frac{(\rho_s - \rho_f)}{18\eta} \quad (6)$$

$$X^2 = \frac{18\eta h}{tg(\rho_s - \rho_f)}$$

atau

$$X = \left[\frac{18\eta h}{g(\rho_s - \rho_f)} \right]^{1/2} t^{-1/2} \quad (7)$$

Apabila suku pertama dari ruas kanan persamaan (7) didefinisikan = θ maka:

$$X = \theta t^{1/2} \quad (8)$$

Definisi simbol:

- r = jari-jari efektif partikel tanah
- X = diameter efektif partikel tanah
- η = viskositas zat cair
- ρ_s = berat jenis partikel tanah
- ρ_f = berat jenis zat cair
- g = percepatan gravitasi

Hukum Stokes berlaku dengan asumsi sebagai berikut:

1. Partikel bergerak ke bawah dengan kecepatan konstan (percepatan = 0) segera sesudah proses sedimentasi dimulai.
2. Partikel berbentuk bulat, rata dan kaku.
3. Partikel mengendap secara independen; satu partikel tidak menghalangi atau tidak mempercepat pergerakan partikel lain.
4. Ukuran partikel tanah jauh lebih besar daripada ukuran molekul zat cair.

3. METODE

Metode yang umum digunakan dalam penentuan tekstur tanah sesudah proses dispersi dilakukan adalah metode hidrometer dan metode pipet.

3.1. Metode hidrometer

3.1.1. Peralatan dan bahan

1. H₂O₂ 30%
2. *Sodium hexa meta fosfat* (NaPO₃)₆ 10%
3. Aseton
4. Air suling (*aquades*)
5. Ayakan 2 mm
6. Silinder sedimentasi bervolume 1 liter (diameter 7 cm, tinggi 60 cm)
7. Timbangan
8. Hidrometer (Gambar 2, misalnya model ASTM 1524)
9. Pengaduk



Gambar 2. Hidrometer

10. Gelas piala 600 ml
11. Gelas piala 250 ml
12. Gelas ukur 100 ml
13. Sarung tangan plastik
14. Cawan pengering sampel
15. Kaca penutup gelas piala (*watch glass*)
16. Termometer
17. Botol pembilas
18. Batangan kaca pengaduk
19. Air panas atau tungku (pasir) pemanas
20. Penggiling tanah
21. Oven

3.1.2. Prosedur (diringkaskan dari Gee dan Bauder, 1986)

1. Kering udarkan atau kering ovenkan sampel tanah sebelum dianalisis (perhitungan akan lebih sederhana bila menggunakan sampel kering oven)
2. Giling tanah dan ayak dengan ayakan 2 mm.
3. Timbang 40 g contoh tanah (untuk tanah bertekstur sedang sampai halus) atau 60 g (untuk tanah bertekstur kasar). Masukkan ke gelas piala 600 ml dan tambahkan 200 ml *aquades*.
4. Timbang 10 g contoh tanah, masukkan ke dalam gelas piala 250 ml. Contoh tanah ini akan digunakan untuk koreksi bahan organik yang prosedurnya akan diterangkan kemudian.
5. Jika contoh tanah tidak kering oven, maka timbang sekitar 30 g contoh untuk koreksi kadar air.
6. Proses dispersi
 - 6.1. Perombakan bahan organik dengan 30% H₂O₂

Peringatan: Gunakan kaca mata pengaman dan sarung tangan plastik bila menggunakan H₂O₂.

 - a. Tambahkan 2 ml 30% H₂O₂ ke dalam gelas piala bervolume 600 ml yang berisi 40 g atau 60 g contoh tanah. Tutup gelas piala dengan kaca penutup. Jika reaksi berjalan sangat cepat sehingga banyak terbentuk busa, kurangi busa dengan menyemprotkan air dengan menggunakan botol pembilas ke dinding gelas piala.
 - b. Biarkan reaksi berjalan beberapa saat (\pm 10 menit). Letakkan gelas piala di atas tungku pemanas yang suhunya dijaga sekitar 90°C
 - c. Bila busa masih banyak terbentuk, tambahkan 2 ml H₂O₂ dan tunggu \pm 10 menit (lakukan penambahan H₂O₂ ini 2-3 kali dengan selang waktu 10 menit).
 - d. Biarkan contoh tanah di atas pemanas selama 30 menit sesudah penambahan terakhir H₂O₂ atau sampai tidak terjadi lagi pembentukan busa.
 - e. Untuk contoh tanah yang beratnya 10 g (prosedur 4) tambahkan 50 ml air dan 1 ml H₂O₂.
 - f. Letakkan gelas piala di atas tungku pemanas pada suhu 90°C. Lakukan penambahan 1 ml H₂O₂ bila perlu seperti prosedur 6.1. di atas.

- g. Keringkan contoh suspensi di dalam oven selama 24 jam pada suhu 105°C dan timbang berat kering. Persen bahan organik diduga berdasarkan perbedaan berat kering tanah sebelum dan sesudah destruksi dengan H₂O₂.
- 6.2. Dispersi dengan 10% (N_aPO₃)₆.

Larutan 10% (N_aPO₃)₆ dibuat dengan melarutkan 100 g (N_aPO₃)₆ di dalam *aquades*, sehingga volume akhir larutan menjadi 1.000 ml.

 - a. Tambahkan 50 ml (N_aPO₃)₆ ke dalam suspensi contoh tanah yang berada di dalam gelas piala bervolume 600 ml.
 - b. Tambahkan *aquades* ke dalam suspensi sehingga volume akhir larutan adalah 500 ml.
 - c. Biarkan reaksi berlangsung selama 10 menit atau lebih.
 - 6.3. Dispersi secara mekanis.
 - a. Salin suspensi tanah ke dalam cangkir dispersi. Gunakan botol semprot untuk penyempurnaan penyalinan.
 - b. Kocok suspensi dengan mesin pendispersi tanah selama 5 menit.
7. Sesudah contoh tanah terdispersi, tuangkan suspensi tanah ke dalam silinder sedimentasi bervolume 1.000 ml. Gunakan botol pembilas untuk menyempurnakan penuangan. Tambahkan *aquades*, sehingga volume akhir suspensi menjadi 1.000 ml. Biarkan suhu suspensi turun hingga mencapai suhu kamar.
8. Sedimentasi
 - 8.1. Masukkan pengaduk ke dalam silinder, lalu kocok suspensi dengan sempurna (Gambar 3). Catat waktu (detik) sewaktu pengaduk dikeluarkan. Bila masih ada busa di permukaan suspensi, teteskan satu atau dua tetes aseton. Celupkan hidrometer ke dalam suspensi dengan berhati-hati dan catat pembacaan (*R*) pada skala hidrometer tepat 30 dan 60 detik sesudah pengadukkan (hidrometer dicelupkan 20 detik sebelum pembacaan). Catat suhu suspensi sewaktu analisis.

8.2. Buat tabel pengamatan seperti dicontohkan pada Tabel 2.



Gambar 3. Hidrometer di dalam silinder berisi suspensi tanah

Tabel 2. Tabel pengamatan hidrometer

Waktu	R_L	Pembacaan (R) dari contoh No.		
		1	2	3
menit				

- 8.3. Nilai R_L adalah pembacaan kalibrasi hidrometer yang didapatkan dengan prosedur sebagai berikut:
- Tambahkan 50 ml 10% $(\text{Na}_2\text{PO}_3)_6$ ke dalam silinder sedimentasi yang kosong.
 - Tambahkan *aquades* sehingga volume akhir larutan menjadi 1.000 ml.
 - Aduk dengan sempurna.
 - Celupkan hidrometer dan catat pembacaan (R_L). Pembacaan hidrometer dilakukan pada miniskus bagian atas suspensi (larutan).

Fraksionasi pasir

1. Keluarkan suspensi liat dari silinder sedimentasi ke dalam ember.
2. Transfer sedimen dari silinder sedimentasi ke gelas piala bervolume 250 ml. Tambahkan *aquades* sehingga volume menjadi 250 ml.
3. Aduk dan biarkan selama 150 detik.
4. Keluarkan suspensi liat dan debu ke dalam ember.
5. Tambahkan lagi 150 ml *aquades* dan ulangi proses pencucian ini beberapa kali sehingga air di dalam gelas piala hampir jernih.
6. Kering ovenkan (pada suhu 105° C) selama 3,5 jam (sampai mencapai berat tetap).

3.1.3. Perhitungan

- a. Tentukan konsentrasi suspensi (C) dalam $g\ l^{-1}$, dengan persamaan:

$$C = R - R_L \quad (9)$$

R adalah pembacaan hidrometer yang belum dikoreksi dalam $g\ l^{-1}$, dan R_L pembacaan hidrometer untuk larutan blanko. R dan R_L dicatat pada setiap interval waktu yang sudah ditetapkan.

- b. Hitung jumlah persentase partikel, P , dengan persamaan:

$$P = \frac{100C}{C_o} \quad (10)$$

C_o adalah berat kering oven contoh tanah dikurangi dengan berat bahan organik dalam contoh tanah.

- c. Tentukan diameter efektif partikel, X (μm), yang ada di dalam suspensi pada waktu t ,

$$X = \frac{\theta}{\sqrt{t}} \quad (11)$$

t adalah waktu sedimentasi dan θ adalah parameter sedimentasi seperti telah diterangkan pada persamaan (8) dan (11). Nilai θ dapat dilihat pada Tabel 3.

Dalam hal khusus, di mana X diberikan dalam μm dan t dalam menit, dan variabel lainnya menggunakan sistem cgs, parameter sediment diberikan sebagai:

$$\theta = 1.000(Bh')^{1/2} \tag{12}$$

dimana:

$$B = 30\eta/[g(\rho_s - \rho_l)] \tag{13}$$

dan

$$h' = -0.164R + 16.3 \tag{14}$$

dengan definisi dan satuan masing-masing variabel sebagai berikut:

θ = parameter sedimentasi, $\mu\text{m menit}^{1/2}$

h' = kedalaman hidrometer efektif, cm

Tabel 3. Nilai θ pada suhu 30° C. R adalah pembacaan hidrometer dengan satuan g l^{-1} (menurut skala Bouyoucos)

R	θ	R	θ	R	θ	R	θ	R	θ
- 5	50,4	6	47,7	16	45,0	26	42,2	36	39,2
- 4	50,1	7	47,4	17	44,8	27	41,9	37	38,9
- 3	49,9	8	47,2	18	44,5	28	41,6	38	38,6
- 2	49,6	9	47,0	19	44,2	29	41,3	39	38,3
- 2	49,4	10	46,7	20	43,9	30	41,0	40	39,0
0	49,2								
1	48,9	11	46,4	21	43,7	31	40,7		
2	48,7	12	46,2	22	43,4	32	40,4		
3	48,4	13	45,4	23	43,1	33	40,1		
4	48,2	14	45,6	24	42,8	34	39,8		
5	47,9	15	45,3	25	42,5	35	39,5		

η = viskositas (kekentalan) zat cair, poise atau $\text{g cm}^{-1} \text{detik}^{-1}$

g = percepatan gravitasi, cm detik^{-2}

ρ_s = berat jenis partikel tanah, g cm^{-3}

ρ_l = berat jenis larutan, g cm^{-3}

Apabila menggunakan larutan *hexa meta phoshate* (HMP) untuk dispersi, maka persamaan:

$$\rho_l = \rho^o(1 + 0.630C_s) \tag{15}$$

dimana: ρ_l = berat jenis larutan, g ml^{-1}

ρ^o = berat jenis air pada suhu t , g ml^{-1}

C_s = konsentrasi HMP, g ml^{-1}

dan

$$\eta = \eta^o (1 + 4,25C_s) \quad (16)$$

dapat digunakan untuk menduga variase berat jenis dan viskositas larutan HMP.

Buat kurva persen jumlah kumulatif (*summation percentage curve*), yaitu kurva hubungan P dengan $\log X$ berdasarkan pembacaan hidrometer yang diambil dari waktu 0,5 menit sampai 24 jam, yang digabungkan dengan data fraksi kasar yang didapatkan dari hasil pengayakan. Dari kurva ini, tentukan persentase pasir, debu dan liat.

Untuk analisis rutin, kurva persentase jumlah kumulatif yang biasanya lebih detail dari yang diperlukan, dapat disederhanakan dengan prosedur berikut:

a. Penentuan fraksi liat

1. Lakukan pembacaan hidrometer hanya pada waktu $t = 1,5$ jam dan $t = 24$ jam. Catat nilai R dan R_L .
2. Tentukan diameter partikel efektif, X , dan jumlah persentase masing-masing fraksi, P , pada jam 1,5 dan 24 tersebut dengan menggunakan persamaan (8) atau (11).
3. Hitung $P_{2\mu m}$ (jumlah persentase fraksi dengan diameter $<2 \mu m$) dengan persamaan:

$$P_{2\mu m} = m \ln(2 / X_{24}) + P_{24} \quad (17)$$

dimana: X_{24} = diameter partikel suspensi rata-rata pada $t = 24$ jam (dari persamaan 8).

P_{24} = persentase kumulatif pada $t = 24$ jam.

dan m adalah *slope* (kemiringan) kurva persentase kumulatif antara X pada $t = 1,5$ jam dan X pada $t = 24$ jam.

$$m = (P_{1,5} - P_{24}) / \ln(X_{1,5} / X_{24}) \quad (18)$$

dimana: $X_{1,5}$ = diameter partikel suspensi rata-rata pada $t = 1,5$ jam

P_{24} = Persentase kumulatif pada $t = 24$ jam.

b. Perhitungan fraksi pasir

Hitung persentase kumulatif fraksi $50 \mu m$ dengan menggunakan prosedur yang sama dengan penentuan $P_{2\mu m}$, namun dengan menggunakan angka pembacaan hidrometer pada 30 dan 60 detik. Lalu hitung persentase pasir

$$\% \text{ pasir} = (100 - P_{50\mu\text{m}}) \tag{19}$$

Perlu dilakukan pula perbandingan dari nilai perhitungan dengan hidrometer ini dengan hasil yang diperoleh dari pengayakan langsung, dengan menggunakan ayakan 53 atau 47 μm .

c. Perhitungan fraksi debu

Hitung persentase debu dengan

$$\% \text{ debu} = 100 - (\% \text{ pasir} + \% \text{ liat}) \tag{20}$$

Sesudah persentase pasir, debu, dan liat diketahui, gunakan Gambar 1 untuk menentukan kelas tekstur tanah.

3.2. Metode pipet

Metode pipet merupakan metode langsung pengambilan contoh partikel tanah dari dalam suspensi dengan menggunakan pipet pada kedalaman h dan waktu t . Pada kedalaman h dan waktu t tersebut partikel dengan diameter $> X$ sudah berada pada kedalaman $> h$. Dengan menggunakan hukum Stokes (persamaan (6)), waktu yang diperlukan oleh partikel berdiameter $> 0,002 \text{ mm}$ untuk turun setinggi h , dapat dihitung. Tabel 4 memberikan waktu pemipetan fraksi liat untuk kedalaman pipet, $h = 10 \text{ cm}$.

Tabel 4. Viskositas dan waktu pemipetan (jam sesudah pengadukan) untuk fraksi liat berukuran $2 \mu\text{m}$ pada beberapa suhu. Kedalaman pemipetan adalah 10 cm dan konsentrasi HMP berturut-turut 0 (*aquades*), $0,5 \text{ g l}^{-1}$ dan 5 g l^{-1} ; berat jenis partikel diasumsi = $2,60 \text{ g cm}^{-3}$ (Gee and Bauder, 1986)

Suhu	Viskositas (<i>cpoise</i>)			Waktu pemipetan		
	<i>Aquades</i>	$0,5 \text{ g l}^{-1}$ HMP	$5,0 \text{ g l}^{-1}$ HMP	<i>Aquades</i>	$0,5 \text{ g l}^{-1}$ HMP	$5,0 \text{ g l}^{-1}$ HMP
$^{\circ}\text{C}$						
18	1,0530	1,0553	1,0759	8,39	8,41	8,58
20	1,0020	1,0042	1,0238	8,99	8,00	8,16
22	0,9548	0,9569	0,9756	7,61	7,63	7,78
24	0,9111	0,9131	0,9310	7,26	7,28	7,42
26	0,8705	0,8724	0,8895	6,56	6,95	7,09
28	0,8327	0,8345	0,8508	6,38	6,65	6,78
30	0,7975	0,7992	0,8149	6,39	6,37	6,50

Hubungan antara viskositas dan berat jenis larutan adalah,

$$\rho_l = \rho^0 (1 + 0.630 C_s) \tag{21}$$

dimana: ρ_l = berat jenis larutan pada suhu t , g m l^{-1}

$$\rho^0 = \text{berat jenis aquades pada suhu } t, \text{ g m}^{-1}$$

$$C_s = \text{konsentrasi HMP, g l}^{-1}$$

Selanjutnya,

$$\eta = \eta^0 (1 + 4.25 C_s) \quad (22)$$

dimana: η = viskositas larutan pada suhu t , $10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ detik}^{-1}$ (cpoise)

η^0 = viskositas aquades pada suhu t , $10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ detik}^{-1}$ (cpoise)

Menurut Gee and Bauder (1986) persamaan (21) dan (22) berlaku untuk larutan HMP dengan konsentrasi 0 - 50 g l^{-1} . Bila analisis tekstur tanah dilakukan dengan menggunakan HMP dengan konsentrasi 0 sampai 5 g l^{-1} akan terjadi galat (*error*) waktu pemipetan sebesar $< 0,3\%$ apabila berat jenis larutan diasumsikan sama dengan berat jenis aquades. Peneliti lain, misalnya Green (1981) mengasumsikan viskositas larutan HMP sama dengan viskositas aquades. Hal ini akan menimbulkan galat sebesar $\pm 2\%$ bila konsentrasi HMP = 5 g l^{-1} . Untuk menekan galat waktu pemipetan menjadi $< 2\%$, maka berat jenis partikel tanah yang dianalisis perlu diketahui sampai tingkat ketepatan (*precision*) $0,05 \text{ g cm}^{-3}$.

3.2.1. Peralatan dan bahan

a. Peralatan

1. Gelas piala (*beaker glass*) bervolume 2.000 ml, gelas ukur bervolume 1.000 ml
2. Ayakan 50 μm , 200 μm , dan 500 μm . Apabila fraksi pasir tidak akan dipisah-pisahkan lagi maka cukup dengan ayakan 50 μ saja.
3. Bak perendam
4. Termometer
5. Pipet 50 ml dan 10 ml
6. Cawan porselin
7. Oven
8. *Stopwatch*
9. Timbangan analitis.

b. Bahan-bahan

1. 30% H_2O_2
2. 6 N dan 0,2 N HCl
3. Na-hexametafosfat (142,8 g Na-hexametafosfat + 31,7 g Na_2CO_3 dalam 10 l air)

3.2.2. Prosedur

1. Timbang 20 g tanah (butiran < 2 mm) dengan timbangan analitik kemudian masukkan ke dalam gelas piala bervolume 2 l.
2. Berikan 100 ml H₂O₂ 10% (untuk menghacurkan bahan organik). Simpan di atas bak berisi air untuk mencegah terjadinya reaksi yang hebat. Kocok dengan hati-hati, biarkan selama satu malam.
3. Panaskan di atas pemanas sambil ditambahkan 30% H₂O₂, ± 15 ml sedikit demi sedikit sambil diaduk-aduk sampai semua bahan organik habis (tandanya: apabila tidak ada buih lagi). Berikan 0,5 ml HCl 6 N untuk tiap 1% CaCO₃) dan 100 ml HCl 0,2 N (untuk melarutkan CaCO₃). Tambahkan air sampai kira-kira separuh gelas piala, kemudian dididihkan selama kurang lebih 20 menit.
4. Tambahkan lagi air sampai tiga per empat dari gelas piala, lalu aduk. Biarkan selama satu malam.
5. Setelah semua butiran tanah mengendap, keluarkan air dari gelas piala dengan hati-hati sampai air tersisa sekitar 3 cm di atas permukaan endapan tanah.
6. Ulangi prosedur No.4 dan 5 - 4 kali.
7. Pisahkan fraksi pasir dari debu dan liat dengan menggunakan ayakan 50 µ. Fraksi debu dan liat ditampung dalam gelas ukur bervolume 1 l.
8. Pindahkan fraksi pasir dari ayakan tersebut ke dalam cawan porselin, kemudian keringkan di atas pemanas. Setelah kering lalu ditimbang. Apabila fraksi pasir hendak dipisah-pisahkan lagi menurut ukuran-ukuran diameter fraksi 2 mm -500 µ, 500 µ- 200 µ, 200 µ - 100 µ dan 100 µ - 50 µ maka harus dilakukan pengayakan lagi dengan ayakan 500 µ, 200 µ dan 100 µ. Pengayakan dilakukan dengan alat listrik.
9. Ke dalam gelas ukuran 1.000 ml yang berisi fraksi debu dan liat (lihat pekerjaan No.7) masukkan 50 ml Na-hexametafosfat sebagai peptisator. Tambahkan air sampai tanda tera. Tutup gelas ini dengan sumbat karet, lalu kocok dengan jalan menjungkir balikkan gelas tersebut.
10. Dirikan segera gelas tersebut dalam bak air (suhu 25 °C), kemudian buka sumbatnya.
11. Lakukan pemipetan dari gelas ukur tersebut menurut waktu dan kedalaman seperti tercantum dalam Tabel 5.
12. Setiap hasil pemipetan dituangkan ke dalam cawan porselin untuk dikeringkan pada suhu 105 °C sampai beratnya tetap, lalu ditimbang.

Tabel 5. Volume pipet, waktu dan dalamnya pemipetan

Ukuran fraksi	Volume pipet	Dalamnya pemipetan	Waktu *		
			Jam	Menit	Detik
µm	ml	cm			
0 - 50	50	0	0	0	0
0 - 20	10	10	0	4	6
0 - 10	10	10	0	16	18
0 - 2	10	10	6	47	0

*Dihitung sejak gelas ukur selesai dikocok (lihat prosedur No. 9 dan 10)

Catatan:

Sebelum melakukan pemipetan (prosedur No. 11) volume pipet harus diperiksa lebih dahulu, dengan cara sebagai berikut: Pipet air pada suhu 25 °C, kemudian timbang. Berat jenis air pada suhu 25 °C = 0,9971 g⁻¹cc (lihat Lampiran), maka volume air dapat dihitung. Suhu kamar diatur 25 °C dengan menggunakan AC.

$$Volume = \frac{Berat}{BD} \quad (23)$$

Lakukan juga pemipetan berat kering dari 50 ml larutan Na-hexametafosfat.

3.2.3. Contoh perhitungan tekstur tanah

Asal contoh tanah: Jonggol

Volume pipet = 49,6763 cc (A1) dan 9,4123 cc (A2)

Barat kering peptisator = 0,8667 g (B)

Dari persentase fraksi liat, debu, dan pasir seperti di atas, kelas tekstur tanah dapat ditentukan dengan menggunakan Gambar 1.

Fraksi < 50 µm		0-50 µm	0-20 µm	0-10 µm	0-2 µm						
No. cawan		22	25	5	29						
Berat cawan+tanah		39,8338	39,9966	40,0911	39,0952						
Berat cawan		39,1180	39,8735	39,9700	39,0035						
Berat fraksi		0,7158	0,1231	0,1211	0,0917						
Berat fraksi dalam 1.000 ml (C)		14,4093 (C1)	13,0786 (C2)	12,8716 (C3)	9,7426 (C4)						
Berat fraksi- berat peptisator (D)		13,5426 (D1)	12,2119 (D2)	12,0049 (D3)	8,8759 (D4)						
Fraksi > 50 µm											
Total berat	50-100 µm	100-200 µm	200-500 µm	500-1.000 µm	>1.000 µm						
4,5604 (P)	2,4487 (P1)	0,8992 (P2)	0,5725 (P3)	0,3443 (P4)	0,2957 (P5)						
Berat fraksi < 50 µm + >50 µm		18,1030 (E)									
Berat fraksi/100 g x 5		90,5150									
% Bahan organic		1,50									
% Kandungan air		6,10									
% CaCO ₃		-									
Total (T)		98,1150									
Fraksi	0-20 µm	2-10 µm	10-20 µm	20-50 µm	50-100 µm	100- 200 µm	200- 500 µm	500- 1.000 µm	>1.000 µm	Total	
Fraksi	(F1)	(G1)	(H1)	(K1)	(L1)	(M1)	(N1)	(O1)	(Q1)	(R1)	
mineral /100g tanah	49,050	17,254	1,158	7,351	13,467	4,967	3,162	1,902	1,633	100,033	
Fraksi mineral	(F2)	(G2)	(H2)	(K2)	(L2)	(M2)	(N2)	(O2)	(Q2)	Total	
% fraksi mineral	49,0	17,3	1,2	7,3	13,5	5,0	3,2	1,9	1,6	100,0	
Jadi	Fraksi liat (0-2µm)		:	49,0%							
	Fraksi debu (2-50µm)		:	25,9%							
	Fraksi pasir (50-2.000 µm)		:	25,1%							

Contoh hasil penetapan tekstur tanah dan cara perhitungannya disajikan di bawah ini:

- (A1) = volume pipet 50 ml setelah pemeriksaan
- (A2) = volume pipet 10 ml setelah pemeriksaan
- (B) = berat kering dari 50 ml peptisator (Na-hexametafosfat)
- (C1) = berat fraksi dalam 1 l = $1.000/49,6763 \times 0,7158 = 14,4093$ g
- (C2) = berat fraksi dalam 1 l = $1.000/9,4123 \times 0,1231 = 13,0786$ g
- (C3) = berat fraksi dalam 1 l = $1.000/9,4123 \times 0,1211 = 12,8716$ g
- (C4) = berat fraksi dalam 1 l = $1.000/9,4123 \times 0,0917 = 9,7426$ g
- (D) = berat fraksi dikurangi berat kering peptisator = (C) – (B)
- (E) = (D1) + (P)
- (F1) = (D4)/(E)
- (G1) = (D3) – (D4)/E x 100
- (H1) = (D2) – (D3)/E x 100
- (K1) = (D1) – (D2)/E x 100
- (L1) = (P1)/E x 100
- (M1) = (P2)/E x 100
- (N1) = (P3)/E x 100
- (O1) = (P4)/E x 100
- (Q1) = (P5)/E x 100
- (F2) = (F1)/(R) x 100%
- (G2) = (G1)/(R) x 100%
- (H2) = (H1)/(R) x 100%
- (K2) = (K1)/(R) x 100%
- (L2) = (L1)/(R) x 100%
- (M2) = (M1)/(R) x 100%
- (N2) = (N1)/(R) x 100%
- (O2) = (O1)/(R) x 100%
- (Q2) = (Q1)/(R) x 100%

Angka kandungan air, bahan organik dan CaCO_3 diperlukan untuk pemeriksaan apakah penetapan ini berada dalam batas yang masih dapat dibenarkan atau tidak. Angka penetapan dapat diterima apabila (T) berkisar antara 95 g dan 105 g. Apabila (T) lebih kecil dari 95 g atau lebih besar dari 105 g, maka penetapan harus diulangi, karena telah terjadi kesalahan lebih dari 5%.

4. DAFTAR PUSTAKA

- Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle size analysis. p. 383-411. *In* A. Klute (*Ed.*). *Methods of Soil Analysis (Part I)*. Agronomy 9. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, WI, USA.
- Green, A. J. 1981. Particle size analysis. p. 4-29. *In* J. A. Keague (*Ed.*). *Manual on Soil Sampling and Methods of Analysis*. Canadian Society of Soil Science, Ottawa.
- Hillel, D. 1982. *Introduction to Soil Rhysics*. Academic Press., Inc. San Diego, California.
- Jury, W. A., W. R. Gardner, and W. H. Gradner. 1991. *Soil Physics*. 5th Ed. John Wiley and Sans. Inc., New York.
- LPT (Lembaga Penelitian Tanah). 1979. *Penuntun Analisa Fisika Tanah*. Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.

7. PENETAPAN KEMANTAPAN AGREGAT TANAH

Jubaedah, Jelly Amalia Santri, Achmad Rachman dan Abdurachman A.

1. PENDAHULUAN

Secara prinsip, proses agregasi tanah merupakan rangkaian proses yang terdiri dari proses pembentukan agregat, stabilisasi, dan disintegrasi. Proses tersebut dipengaruhi oleh gaya-gaya fisika, ikatan-ikatan kimia, faktor-faktor lingkungan, dan agensia biologi (seperti organisme tanah dan aktifitasnya) (Lehmann *et al.* 2017). Sejak tahun 1900-an, hubungan antara aktifitas organisme tanah, stabilisasi-dekomposisi bahan organik tanah dan dinamika agregat tanah telah dipelajari (Six *et al.* 2004). Agregat tanah terbentuk jika partikel-partikel tanah menyatu membentuk unit-unit yang lebih besar, partikel-partikel primer ($< 20 \mu\text{m}$) akan berikatan satu sama lain dan membentuk mikroagregat ($20\text{-}250 \mu\text{m}$). Selanjutnya, makroagregat akan terbentuk dari mikroagregat yang saling berikatan (Rabot *et al.* 2016). Kemper dan Rosenau (1986), mendefinisikan agregat tanah sebagai kesatuan partikel tanah yang melekat satu dengan lainnya lebih kuat dibandingkan dengan partikel sekitarnya. Dua proses dipertimbangkan sebagai proses awal dari pembentukan agregat tanah, yaitu flokulasi dan fragmentasi. Flokulasi terjadi jika partikel tanah yang pada awalnya dalam keadaan terdispersi, kemudian bergabung membentuk agregat. Sedangkan fragmentasi terjadi jika tanah dalam keadaan masif, kemudian terpecah-pecah membentuk agregat yang lebih kecil (Martin *et al.*, 1955). Flokulasi klei (*clay*) dianggap sebagai kondisi awal (*prerequisite condition*) proses agregasi tanah (Dexter 1988, Amezketa 1996). Selanjutnya, disintegrasi/fragmentasi agregat tanah oleh air sangat dipengaruhi oleh mekanisme fisika-kimia (Le Bissonais 1996, Amezketa 1999). Le Bissonais 1996 menyebutkan bahwa distegrasi/fragmentasi agregat dapat terjadi melalui 4 mekanisme yaitu 1). *Slacking* (akibat dari udara yang terperangkap selama proses pembasahan/*wetting*); 2) distegrasi/fragmentasi karena *swelling* (akibat dari perbedaan karena partikel tanah mengembang atau membengkak); 3) disintegrasi/fragmentasi agregat karena pengaruh dari tetesan air hujan; 4) disintegrasi/fragmentasi karena perbedaan tekanan hampa k.

Stabilitas agregat menunjukkan kualitas tanah, karena kehadiran agregat tanah yang stabil berhubungan dengan fungsi ekosistem tanah (Rivera dan Bonilla, 2020). Tanah yang teragregasi dengan baik biasanya dicirikan oleh tingkat infiltrasi, permeabilitas, dan ketersediaan air yang

tinggi. Tanah tersebut mudah diolah, aerasi baik, menyediakan media respirasi akar dan aktivitas mikrobia tanah yang baik (Russel, 1971). Apabila stabilitas agregat tanah buruk, tanah akan rentan terhadap pengaruh gangguan dari luar (angin, air dan es). Tanah dapat rusak karena pengaruh aliran permukaan, erosi, dan pembentukan kerak. Pembentukan kerak atau *crusting* dapat menurunkan tingkat aerasi tanah dan permeabilitas tanah (Rabot *et al.* 2018).

Terdapat beberapa faktor yang mempengaruhi stabilitas agregat tanah. Faktor-faktor tersebut antara lain pengolahan tanah, aktivitas mikrobia tanah, tutupan tanah, tekstur tanah, mineralogi lempung dan bahan organik tanah. Pengolahan tanah yang berlebihan cenderung memecah agregat mantap menjadi agregat tidak mantap. Tingginya aktivitas mikrobia tanah sangat mempengaruhi stabilitas agregat tanah. Sangat sering terjadi kemantapan agregat tanah menurun pada sistem pertanian tanaman semusim, seperti pada tanaman jagung. Pada tanah yang terbuka atau bertajuk tidak rapat, kerusakan agregat terjadi karena adanya gaya eksternal dan internal. Contoh gaya eksternal yang dapat merusak agregat adalah seperti tumbukan air hujan dan kekuatan geser air yang mengalir. Sementara itu, contoh gaya internal yang merusak agregat adalah slaking yang dihasilkan dari tekanan udara dalam agregat, dispersi fisik – cokimia karena tekanan osmotik, pengembangan differensial dari mineral liat dan interaksi hidrofobik oleh zat hidrofobik seperti lipid dan lilin (Dal ferro *et al.*, 2012; Le Bissonnais, 1996; Levy *et al.*, 2003; Sadeghi *et al.*, 2017).

Untuk dapat mempertahankan kondisi tanah seperti itu, maka perbaikan kemantapan agregat tanah perlu diperhatikan. Kemantapan agregat tanah dapat didefinisikan sebagai kemampuan tanah untuk bertahan terhadap gaya-gaya yang akan merusaknya. Gaya-gaya tersebut dapat berupa kikisan angin, pukulan hujan, daya urai air pengairan, dan beban pengolahan tanah. Agregat tanah yang mantap akan mempertahankan sifat-sifat tanah yang baik untuk pertumbuhan tanaman, seperti porositas dan ketersediaan air lebih lama dibandingkan dengan agregat tanah tidak mantap. Atas dasar itu, maka Kemper dan Rosenau (1986) mengembangkan temuan bahwa makin mantap suatu agregat tanah, makin rendah kepekaannya terhadap erosi (erodibilitas tanah). El-Swaify dan Dangler (1976) mendapatkan bahwa parameter-parameter kemantapan agregat (berat diameter rata-rata dan ketidakmantapan agregat kering dan basah) adalah lebih besar korelasinya terhadap erodibilitas dibandingkan dengan kandungan liat, debu, debu dan pasir sangat halus, bahan organik, struktur dan permeabilitas. Juga ditunjukkan kurang akuratnya nomograf erodibilitas yang dibuat oleh Wischmeier *et al.* (1971) untuk tanah-tanah tropis yang diteliti.

Dalam penuntun ini akan dikemukakan dua metode penetapan kemantapan agregat. Metode pertama adalah metode pengayakan ganda (*multiple-sieve*) yang dikemukakan oleh De Leeheer dan De Boodt (1959), sedangkan yang kedua adalah metode pengayakan tunggal yang dikemukakan oleh Kemper dan Rosenau (1986).

2. PRINSIP ANALISIS

Penentuan kemantapan agregat menggunakan saringan dikembangkan pertama kali oleh Yoder (1936). Satu set ayakan, yang terdiri atas enam ayakan, dipasang pada suatu dudukan, kemudian dimasukkan ke dalam kontainer berisi air. Alat dilengkapi dengan motor penggerak yang dihubungkan kedudukan ayakan. Motor ini berfungsi untuk menaik-turunkan ayakan di dalam air. Tanah yang tertahan pada masing-masing ayakan setelah pengayakan dilakukan, kemudian dikeringkan dan ditimbang. Kemantapan agregat dihitung menggunakan berat diameter rata-rata. De Leeheer dan De Boodt (1959) memodifikasi cara Yoder (1936) dengan melakukan pengayakan kering sebelum dilakukan pengayakan basah untuk mendekati kondisi lapangan yang sebenarnya.

Cara pengayakan ganda, selain membutuhkan waktu lama dan pekerjaan rumit juga memerlukan investasi yang relatif besar dalam pengadaan alatnya. Beberapa peneliti kemudian mengembangkan metode pengayakan tunggal. Kemper dan Koch (1966) menyimpulkan kemantapan agregat tanah dapat ditentukan menggunakan satu ukuran ayakan, hasilnya pun lebih erat korelasinya dengan fenomena-fenomena penting di lapangan. Cara ini selain lebih mudah karena tidak memerlukan perhitungan yang rumit, juga relatif murah dalam hal investasi alatnya.

3. PENGAMBILAN DAN PERSIAPAN CONTOH TANAH

1. Gali tanah sampai kedalaman yang diinginkan. Untuk keperluan penetapan kemantapan agregat, contoh tanah umumnya diambil sesuai dengan dalamnya perakaran tanaman.
2. Ambil contoh tanah sebanyak 2,5 – 3 kg, kemudian masukan ke dalam kotak-kotak yang telah dipersiapkan dan diberi label. Dalam pengambilan contoh tanah, usahakan mengambil gumpalan-gumpalan tanah yang dibatasi oleh belahan-belahan alami (agregat utuh). Jika kotak-kotak tidak tersedia, dapat digunakan tempat lain asalkan dijaga agar agregat tanah tetap utuh selama pengangkutan.

3. Contoh tanah yang telah diambil di lapangan agar segera dikirim ke laboratorium untuk dianalisis. Hal ini dilakukan untuk menghindari proses pengeringan tanah dan aktivitas mikrobial tanah lebih lanjut, yang akan mempengaruhi kemantapan agregat tanah dari contoh yang telah di ambil.

4. METODE

4.1. Metode pengayakan ganda

4.1.1. Bahan dan alat

1. Contoh tanah agregat utuh
2. Air suling/air bersih
3. Satu set ayakan kering
4. Satu set ayakan basah
5. Timbangan
6. Alu kecil
7. Cawan nikel
8. Buret
9. Oven
10. Desikator

4.1.2. Cara kerja

A. Pengayakan kering

1. Timbang contoh tanah kering udara sebanyak 500 g
2. Letakan pada ayakan paling atas (8 mm), di bawah ayakan ini berturut-turut terdapat ayakan 4,76 mm; 2,83 mm; 2 mm; dan penampung
3. Gunakan tangan untuk mengayak tanah yang ada di dalam ayakan 8 mm sampai semua tanah turun melalui ayakan ini. Jika penggunaan tangan belum dapat melewati semua tanah, maka dapat digunakan alu kecil (anak lumpang). Tumbuk tanah perlahan-lahan menggunakan alu kecil sampai semua tanah turun.
4. Guncang ayakan dengan tangan sebanyak lima kali
5. Masing-masing fraksi agregat pada setiap ayakan ditimbang, kemudian nyatakan dalam persen. Persentase = 100% dikurangi % agregat lebih kecil dari 2 mm.
6. Lakukan pekerjaan ini sebanyak empat kali ulangan.

B. Pengayakan basah.

1. Agregat-agregat yang diperoleh dari pengayakan kering (pekerjaan A5) kecuali agregat < 2 mm ditimbang, dan masing-masing

dimasukkan ke cawan nikel (diameter 7,5 cm, tinggi 2,5 cm) banyaknya disesuaikan dengan perbandingan ketiga agregat tersebut dan totalnya harus 100 g.

Misalnya : Pengayakan 500 g tanah di peroleh

- | | |
|------------------------------------|---------|
| a. Agregat antara 8 dan 4,76 mm | = 200 g |
| b. Agregat antara 4,76 dan 2,83 mm | = 100 g |
| c. Agregat antara 2,83 dan 2 mm | = 75 g |

maka perbandingannya adalah 8 : 4 : 3,

Jadi:

- | | |
|------------------------------------|---------|
| a. Agregat antara 8 dan 4,76 mm | = 53 g |
| b. Agregat antara 4,76 dan 2,83 mm | = 27 g |
| c. Agregat antara 2,83 dan 2 mm | = 20 g |
| Total | = 100 g |

Pekerjaan ini dilakukan sebanyak empat ulangan

2. Teteskan air sampai kapasitas lapangan dari buret setinggi 30 cm dari cawan, sampai air menyentuh ujung penetes buret.
3. Simpan dalam inkubator pada suhu 20°C dengan kelembapan relatif 98-100% selama 24 jam.
4. Pindahkan setiap agregat dari cawan ke ayakan sebagai berikut:
 - a. Agregat antara 8 dan 4,76 mm di atas ayakan 4,76 mm
 - b. Agregat antara 4,76 dan 2,83 mm di atas ayakan 2,83 mm
 - c. Agregat antara 2,83 dan 2 mm di atas ayakan 2 mm

Ayakan-ayakan yang digunakan dalam pengayakan basah selain dari yang tersebut di atas masih terdapat dibawahnya berturut-turut ayakan 1 mm, 0,5 mm, dan 0,279 mm.

5. Pasang susunan ayakan-ayakan tersebut pada alat pengayak basah (Gambar 1), dimana bejana yang disediakan telah diisi air suling/air bersih terlebih dahulu setinggi 25 cm dari dasar bejana.



Gambar 1. Alat pengayak basah

6. Pengayakan dilaksanakan selama 3 menit (35 ayunan per menit dengan amplitudo 3,75).
7. Setelah selesai pengayakan, pindahkan agregat dari setiap ayakan ke cawan nikel (diameter 9 cm, tinggi 5 cm) yang beratnya telah diketahui. Pindahan dibantu dengan corong (Gambar 2). Untuk memindahkan agregat-agregat lepas dari dasar ayakan, harus dibantu dengan semprotan air yang dilakukan pada selang berdiameter kecil supaya alirannya deras.



Gambar 2. Corong pemindah

8. Cawan yang telah berisi agregat dari air lalu dimasukkan ke dalam oven dan dipanaskan pada suhu 105°C selama 24 jam.
9. Setelah kering, tanah dimasukkan ke desikator, kemudian ditimbang.

4.1.3. Perhitungan

Berat diameter rata-rata (*mean weight diameter*) dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$X = \frac{\sum_{i=1}^N W_i \bar{X}_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (1)$$

- dimana:
- X = berat diameter rata-rata agregat (g, mm)
 - i = 1,2,.....n = jumlah kelas agregat
 - \bar{X}_i = diameter rata-rata suatu kelas agregat (mm)
 - W_i = berat agregat dengan diameter rata-rata \bar{X}_i (g)

Contoh hasil perhitungan ditunjukkan pada Tabel 1 dan 2.

Tabel 1. Contoh hasil perhitungan pengayakan kering (langkah B.1)

Fraksi (i)	Diameter agregat	Diameter rata-rata	Berat
	mm		g
1	8,00-4,76	6,4	53
2	4,76-2,83	3,8	27
3	2,83-2,00	2,4	20

Berat diameter rata-rata pengayakan kering (Xa):

$$Xa = \frac{(53 \times 6,4) + (27 \times 3,8) + (20 \times 2,4)}{100} = 5,0$$

Tabel 2. Contoh hasil perhitungan pengayakan basah (langkah B.9)

Fraksi (i)	Diameter agregat	Diameter rata-rata	Berat
	mm		g
1	8,00-4,76	6,4	5
2	4,76-2,83	3,8	20
3	2,83-2,00	2,4	17
4	1,00-2,00	1,50	19
5	1,00-0,50	0,75	15
6	0,50-0,297	0,40	19
7	>0,297	0,15	5

Berat diameter rata-rata pengayakan basah (Xb):

$$Xb = \frac{(5 \times 6,4) + (20 \times 3,8) + (17 \times 2,4) + (19 \times 1,5) + (15 \times 0,75) + (19 \times 0,40) + (5 \times 0,15)}{100}$$

$$Xb = 2,0$$

$$\begin{aligned} \text{Indeks ketidamantapan agregat} &= Xa - Xb \\ &= 5,0 - 2,0 = 3,0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Indeks kemantapan agregat} &= \frac{1}{\text{Indeks ketidamantapan}} \times 100 \\ &= \frac{1}{3} \\ &= 33 \end{aligned}$$

4.1.4. Interpretasi data

Indeks kemantapan agregat berdasarkan pengayakan berganda diklasifikasikan dari sangat mantap sekali sampai tidak mantap (Tabel 3).

Tabel 3. Klasifikasi indeks kemantapan agregat tanah

Kelas	Indeks kemantapan agregat
Sangat mantap sekali	>200
Sangat mantap	80-200
Mantap	66-80
Agak mantap	50-66
Kurang mantap	40-50
Tidak mantap	< 40

4.2. Metode pengayakan tunggal

4.2.1. Bahan dan alat

1. Contoh tanah
2. Air suling/air bersih
3. Larutan sodium hexametaphosphate atau NaOH (2 g l^{-1} air suling)
4. Timbangan
5. Cawan petridis
6. Oven
7. Tangkai penjepit
8. Desikator
9. Saringan
10. *Stopwatch*
11. Nampan

4.2.2. Spesifikasi alat

Alat pengayak ditunjukkan pada Gambar 3 (*Five Star Cablegation and Scientific Supply, 303 Lake St. Kimberly. ID 83341*). Alat terbuat dari stainless steel, 24 mata lubang/cm, lubang berukuran 0,26 mm, diameter kawat 0,165 mm. Mesin menggerakkan delapan ayakan turun naik secara bersamaan setinggi 1,3 cm dengan frekuensi 35 putaran menit⁻¹. Alat dirancang untuk menganalisis agregat berukuran antara 1-2 mm.



Gambar 3. Alat pengayak *Five Star Cablegation and Scientific Supply, 303 Lake St. Kimberly ID 83341*

4.2.3. Cara kerja/prosedur

(1) Persiapan contoh tanah

1. Contoh tanah dari lapangan disebar setebal ± 1 cm di atas kertas, kemudian dikeringudarkan selama 24 jam. Pada proses ini batuan-batuan yang ada dapat dibuang, sedangkan akar-akar tanaman yang melekat pada agregat digunting, kemudian dibuang.
2. Contoh tanah yang telah kering, kemudian diayak menggunakan ayakan berukuran 2 mm dan 1 mm. Kedua ayakan disusun dengan ayakan 2 mm, ditempatkan di atas dan ayakan 1 mm di bagian bawah.
3. Contoh tanah dimasukkan ke dalam ayakan 2 mm, kemudian diayak. Contoh tanah yang tersaring pada ayakan 1 mm (ukuran agregat 1-2 mm) kemudian dimasukkan ke dalam kantong plastik atau kertas berlabel untuk dianalisis. Ukuran agregat lainnya (>2 mm dan < 1 mm) dibuang.
4. Jika contoh tanah tidak dapat dianalisis, maka contoh tanah agar disimpan di dalam lemari pendingin pada suhu 5°C .

(2) Prosedur analisis

1. Timbang agregat kering udara 1-2 m sebanyak 4 g, kemudian masukkan kemasing-masing ayakan bernomor 1 – 8 seperti ditunjukkan pada Gambar 1.

2. Jika terdapat agregat/material yang lolos dari saringan pada waktu memasukkan contoh tanah ke dalam ayakan, kemudian dimasukkan kembali secara merata ke masing-masing ayakan.
3. Isi wadah (*cans*) bernomor yang telah diketahui masing-masing beratnya dengan air suling secukupnya, sehingga diperkirakan tanah di dalam ayakan terendam seluruhnya pada posisi putaran terendah. Tempatkan wadah tersebut pada alat sesuai posisinya masing-masing.
4. Tempatkan ayakan bernomor dan telah berisi contoh tanah pada pegangannya masing-masing, perhatikan angka pada ayakan dan pada pengangannya (*holder*) harus sama.
5. Hidupkan motor penggerak untuk menaik-turunkan ayakan setinggi 1,3 cm sebanyak 35 kali menit⁻¹ selama 3 menit ± 5 detik.
6. Matikan motor penggerak, kemudian angkat ayakan keluar dari wadah dan pindahkan wadah yang telah berisi partikel/material dari agregat tanah tidak mantap (*terdispersi*) ke nampan.
7. Gantikan wadah tersebut dengan wadah baru yang berisi 100 cm³ larutan pendispersi (*dispersing solution*). Untuk tanah dengan $Ph < 7$ digunakan larutan NaOH.
8. Hidupkan kembali motor penggerak agregat tersisa selama 5 menit, sehingga hanya partikel pasir yang tersisa diayakan. Jika setelah 5 menit pengayakan, masih terdapat agregat tanah belum terdispersi, maka hentikan pengayakan, kemudian gunakan jari tangan untuk menghancurkan agregat tersebut.
9. Lanjutkan kembali pengayakan sampai seluruh partikel lebih kecil dari lubang ayakan telah lolos semuanya dari ayakan.
10. Angkat ayakan, dan pindahkan wadah ke nampan baru. Wadah ini berisi partikel/material dari agregat mantap, kecuali partikel pasir yang karena ukurannya lebih besar, tidak bisa melalui lubang ayakan.
11. Kedua set wadah, kemudian dikeringovenkan pada suhu 65°C selama 24 jam.
12. Berat material pada masing-masing wadah diperoleh dengan menimbang wadah + isi, kemudian dikurangi dengan berat wadah (Wt_1). Pada wadah yang berisi larutan pendispersi, harus dikurangi lagi 0,2 g untuk mengoreksi berat larutan pada material (Wt_2).

4.2.4. Perhitungan

Kemantapan agregat dihitung menggunakan rumus :

$$AS = \frac{Wt2}{Wt1 + Wt2} \times 100 \quad (2)$$

dimana: AS = kemantapan agregat (%); Wt1 = berat material pada pengayakan pertama menggunakan air suling (q); Wt2 = berat material pada pengayakan kedua menggunakan larutan pendispersi (q).

5. DAFTAR PUSTAKA

- Amezketta, E., Singer, M. J. & Le Bissonnais, Y. 1996. Testing a new procedure for measuring wet aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 60, 888–894.
- Dal Ferro, N., Berti, A., Franciso, O., Ferrari, E., Matthews, G.P., Morari, F., 2012.concentration. *Land Degrad. Dev.* 25 (2), 153–162.
- Dexter, A. R. 1988. Advances in characterizatin of soil struture. *Soil and Tillage Res.* 11, 199-238.
- De Leenheer, L., and M. De Boodt. 1959. Determination of aggregate satability by the change in mean weight diameter. *Overdruk Uit Medelingen Van de Staat te Gent. International Symposium on Soil Structure, Ghent, 1958.*
- El-Swaify, S. A., and E. W. Dangler. 1976. Erodibilities of selected tropical soil in relation to structural and hydrological parameters. *Hawai Agric. Exp. Sta. Bull*, No. 2019.
- Kemper, E. W., and R. C. Rosenau. 1986. Aggregate stability and size distrution. p. 425-461. In A. Klute (Ed.) *Method of Soil Analysis Part 1*. 2nd ed. ASA. Madison. Wisconsin.
- Kemper, W. D. and E. J. Koch. 1966. *Aggregate Stability of soils from western United states and Canada*, USDA Tech. Bull. 1355. Washington, DC.
- Le Bissonnais, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.* 47 (4), 425–437.
- Levy, G.J., Mamedov, A.I., Goldstein, D., 2003. Sodicy and water quality effects on slaking of aggregates from semi-arid soils. *Soil Sci.* 168 (8), 552–556.

- Martin, J. P., W. P. Martin, J. B. Page, W. A. Raney, and J. D. De Ment. 1955. Soil Aggregation. *Adv. Agron.* 7: 1-38.
- Russel, E. W. 1971. *Soil Conditions and Plant Growth*. 10th Ed. Longmans, London. p. 479-513.
- Sadeghi, S.H., Kiani Harchegani, M., Asadi, H., 2017. Variability of particle size dis tributions of upward/downward splashed materials in different rainfall intensities and slopes. *Geoderma* 290, 100–106.
- Wischmeier, W. H., C.B. Johnson, and B. V. Cross. 1971. A soil erodility nomograph for farmland and construction site. *J. Soil and Water Cons.* 26: 189-193.
- Yoder, R. E. 1936. Direct method aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *Jour. Amer. Soc.Agron.* 28: 337-351.
- J. Six, Bossuyt H, Degryze S, Deneff K. 2004. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research* 79: 7–31. doi:10.1016/j.still.2004.03.008.
- Lehmann A, Leifheit EF, Rillig MC. Mycorrhizas and Soil Aggregation. Editor(s): Johnson NC, Gehring C, Jansa J. 2017. Mycorrhizal Mediation of Soil. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-804312-7.00014-0>.
- Rabot E, Wiesmeier M, S. Schlüter, Vogel HJ. 2018. Soil structure as an indicator of soil functions: A review. *Geoderma* 314: 122–1. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.009>.
- Rivera JI, Bonilla CA. 2020. Predicting soil aggregate stability using readily available soil properties and machine learning techniques. *Catena* 187 104408. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104408>.

8. PENETAPAN PENETRASI TANAH

Undang Kurnia, M. Sodik Djunaedi, Neneng L. Nurida, dan Setiari Marwanto

1. PENDAHULUAN

Penetrasi tanah adalah daya yang dibutuhkan oleh sebuah benda untuk masuk ke dalam tanah. Spangler dan Handy (1982) melakukan percobaan sederhana, mulai dari penggunaan ibu jari tangan sampai hak sepatu boot untuk mengetahui penetrasi tanah. Mereka berpendapat, penggunaan ibu jari tangan yang didorong ke dalam tanah dengan tenaga penuh merupakan cara tertua untuk mendapatkan ukuran kekuatan tekanan tanah (*unconfined compressive strength*) atau kapasitas menahan (*bearing capacity*) dari tanah.

Dalam bidang pertanian, untuk mengetahui ketahanan tanah terhadap penetrasi akar tanaman digunakan penetrometer atau penetrograph. Penggunaan penetrometer dimaksudkan untuk menilai kondisi tanah dalam hubungannya dengan pertumbuhan dan perkembangan akar di dalam tanah, hasil panen, dan sifat-sifat fisik tanah lainnya yang berhubungan dengan produksi pertanian. Di bidang teknik sipil, penetrometer dirancang untuk mengetahui ketahanan tanah sampai kedalaman lebih dari satu meter.

Penetrasi tanah merupakan refleksi atau gambaran dari kemampuan akar tanaman menembus tanah. Masuknya akar tanaman ke dalam tanah tergantung dari kemampuan akar tanaman itu sendiri, sifat-sifat fisik tanah seperti struktur, tekstur dan kepadatan tanah, retakan-retakan yang ada di dalam tanah, kandungan bahan organik tanah, dan kondisi kelembaban tanah.

2. PRINSIP

Penetrometer digunakan untuk mengetahui sifat-sifat tanah tanpa merusak massa tanah, sehingga walaupun ada kerusakan yang diakibatkan oleh penggunaan penetrometer sangat kecil. Ada dua prinsip dasar penetrometer, yaitu dinamis dan statis. Penetrometer dinamis dirancang untuk dimasukkan ke dalam tanah dengan bantuan beban yang ditimpakan kepada alat, digunakan untuk mengevaluasi lapisan tanah di jalan raya. Penetrometer statis adalah alat yang dirancang untuk didorong atau ditekan ke dalam tanah secara perlahan dengan kecepatan yang tetap untuk menghindari pengaruh dinamis. Penetrometer statis terdiri atas tangkai/tongkat baja yang dilengkapi dengan salah satu dari beberapa jenis bahan/alat yang dipasang pada bagian ujung tangkai/tongkat tersebut.

Hasil pengukuran penetrometer sangat tergantung dari faktor geometri setiap jenis penetrometer, dan kondisi tanah. Menurut Durgunoglu dan Mitchell (1975a, b), kegagalan terjadi pada mekanisme penetrasi statis. Pada tanah yang relatif homogen, ketahanan penetrasi meningkat seiring dengan bertambah dalamnya lapisan tanah dan kekerasan tanah, serta diameter ujung penetrometer. Ketahanan ujung penetrometer diasumsikan sebagai tekanan alat untuk memperluas lubang masuknya ujung penetrometer, dan gesekan yang dipengaruhi oleh sifat-sifat dan bentuk ujung penetrometer serta permukaan tanah.

Penggunaan penetrometer dalam mengukur ketahanan tanah dipengaruhi diantaranya oleh kandungan air tanah, berat isi, struktur, dan tekstur tanah. Berbagai penelitian menunjukkan bahwa kandungan air tanah, berat isi, ukuran pori, tekstur, dan struktur tanah dapat mempengaruhi ketahanan tanah. Nilai ketahanan tanah meningkat dengan menurunnya kelembaban tanah dan tekstur tanah. Pada kelembaban tanah rendah, ketahanan tanah meningkat, demikian juga dengan meningkatnya kandungan pasir. Hasil penelitian Vepraskas (1984) memperlihatkan, ketika kandungan air tanah meningkat, ketahanan penetrasi tanah menurun, sedangkan Lowery dan Schuler (1994) memperoleh ketahanan penetrasi meningkat seiring dengan meningkatnya kepadatan tanah.

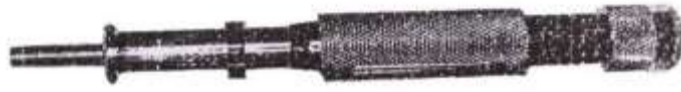
Ketahanan penetrasi tidak hanya dipengaruhi oleh sifat-sifat fisik tanah, tetapi juga oleh jenis penetrometer yang digunakan, khususnya sudut dan diameter ujung alat, serta kekasaran permukaan ujung penetrometer tersebut. Semakin kasar permukaan ujung penetrometer, semakin besar tahanan penetrasinya. Dalam bidang pertanian, rancang bangun diameter ujung penetrometer harus menjadi pertimbangan utama. Pada tanah tanpa struktur dan permukaannya homogen, ketahanan penetrasi tidak tergantung pada diameter ujung alat. Pada tanah dengan struktur kuat, jika diameter ujung penetrometer besar, maka keragaman ketahanan penetrasi tanahnya menjadi rendah. Jika diameter ujung penetrometer kecil, maka keragaman ketahanan penetrasinya menjadi besar karena rendahnya ketahanan retakan (*cracks*) antara unit struktur tanah.

3. METODE

Berbagai jenis penetrometer yang dapat digunakan untuk mengetahui ketahanan tanah dalam kaitannya dengan tujuan pertanian, diantaranya penetrometer saku, penetrometer kerucut, penetrometer gesekan lengan, dan penetrograph. Berikut disajikan berbagai macam penetrometer sekaligus dengan cara kerjanya.

3.1. Penetrometer saku (*pocket penetrometer*)

Penetrometer saku merupakan miniatur penetrometer genggam, dikenal dalam berbagai model dan ukuran, serta tersedia secara komersial, salah satunya seperti terlihat dalam Gambar 1. Alat tersebut dibuat untuk mengetahui daya ikat atau konsistensi tanah-tanah yang bertekstur halus. Penetrometer saku dapat digunakan dalam berbagai macam ukuran, dan digunakan untuk mengukur ketahanan permukaan tanah pertanian, tanah yang ditempatkan dalam tabung contoh, blok tanah utuh, tanah dalam lubang galian, atau contoh tanah dalam kemasan. Penetrometer saku juga digunakan untuk membandingkan kekuatan relatif beberapa jenis tanah yang sama, tanah dengan lapisan padas (*hardpans*), tanah yang memadat atau lapisan tanah pada penampang galian tanah.



Gambar 1. Penetrometer saku

Penetrometer saku mempunyai berat 170-200 g, panjang 160-180 mm, diameter ujung penetrometer 19,1 mm, dan diameter tongkat 6,4 mm. Hasil pengukuran penetrasi dengan alat ini dapat dibaca langsung pada alat, dinyatakan dalam tft^2 atau kg cm^{-2} .

Cara kerja penetrometer saku sebagai berikut: Tanda geser (skala) pada tangkai penetrometer dipindahkan ke pembacaan paling rendah, yaitu nol. Tangkai penetrometer dipegang, kemudian didorong masuk ke dalam tanah dengan kekuatan tetap sampai mencapai tanda garis 6 mm dari bagian ujung alat yang tumpul. Selanjutnya, keluarkan tangkai penetrometer dari dalam tanah, dan baca nilai pengukuran pada skala. Bersihkan batang penetrometer, kembalikan tanda geser ke posisi nol. Ulangi pengukuran beberapa kali pada daerah yang berbeda untuk mendapatkan nilai penetrasi rata-rata.

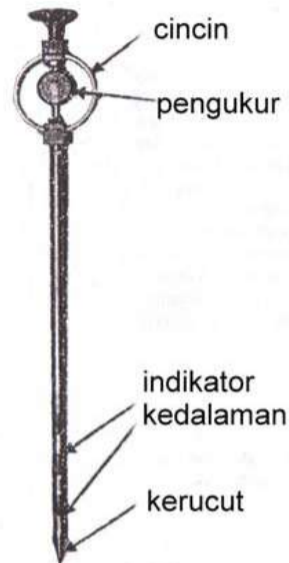
3.2. Penetrometer kerucut (*cone penetrometer*)

Ada dua macam penetrometer kerucut, yaitu:

(a) Penetrometer tangan (*hand-push penetrometer*)

Penetrometer ini terdiri atas sebuah pegangan, sebuah cincin, dan alat pengukur putar (*proving-ring dial gauge*), sebuah kerucut, dan

sebuah tongkat penggerak (Gambar 2). Ada dua ukuran kerucut (*cone*) sesuai dengan masing masing tongkat, yaitu: (1) diameter kerucut 9,5 mm dengan diameter tongkat 12,8 mm, dan luas permukaan kerucut 1,3 cm², digunakan pada tanah-tanah keras dan (2) diameter kerucut 15,9 mm dengan diameter tongkat 20,3 mm, dan luas permukaan kerucut 3,2 cm² untuk tanah-tanah lunak. *Cone* atau kerucut terbuat dari *stainless steel*, halus, memiliki sudut 30⁰.



Gambar 2. Penetrometer tangan

Cara kerja penetrometer tangan sebagai berikut: Pada lahan budi daya, lokasi pengukuran harus ditetapkan terlebih dahulu sehubungan dengan pengelolaan lahannya, karena dipengaruhi oleh topografi, jalur-jalur roda traktor, barisan-barisan tanaman, dan lain-lain. Posisi pengukuran sebagai berikut: (1) dalam barisan tanaman; (2) di atas punggung relief antar baris, sekitar 15 – 20 cm dari barisan tanaman; dan (3) di tengah-tengah antar barisan tanaman.

Operasional penetrometer laju konstan menggunakan konsep umum penetrometer tangan (*hand push penetrometer*) dari US. Corps of Engineers. diperlukan Beberapa pengukuran diperlukan untuk kalibrasi penetrometer yang digerakkan secara mekanik.

Diameter kerucut (*cone*) yang lebih besar dari diameter tangkai penetrometer menghasilkan ketahanan gesekan halus, terbentuk antara

tangkai penetrometer dan tanah. Beberapa penetrometer, khususnya yang mempunyai tambahan perlengkapan di atas kerucut memiliki daya yang diletakkan beberapa milimeter di atas kerucut (Armbruster *et al.*, 1990). Desain ini mengurangi ketahanan gesekan antara tangkai penetrometer dan tanah. Lubang yang terbentuk akibat ketahanan tangkai penetrometer dan tanah tergantung pada perubahan sifat-sifat tanah, dan lubang yang terbentuk selama penetrasi.

(b) Penetrometer laju konstan (*constant-rate penetrometer*).

Cara penggunaan penetrometer laju konstan (*constant-rate penetrometer*) dapat menggunakan prosedur baku penetrometer tangan (*hand push penetrometer*), namun, diperlukan kalibrasi untuk alat tersebut. Sebagai contoh, pembacaan nol dapat diperoleh dengan mengikutsertakan kerucut dan tangkai penetrometer ke penetrometer laju konstan. Dalam berbagai kasus, untuk penyesuaian alat ini ke posisi nol tidak akan tercapai, dan pembacaan nol mungkin negatif akibat reaksi spontan dari berat kerucut dan tangkai penetrometer. Nilai penetrasi tanah harus dikoreksi ke pembacaan nol dengan cara menambahkan tenaga dorong tongkat, dan kerucut penetrometer untuk memperoleh tenaga positif, sehingga diperoleh total daya yang diaplikasikan ke tanah.

3.3. Penetrometer gesekan lengan (*friction-sleeve cone penetrometer*)

Berbagai macam penetrometer gesekan dirancang dan dibuat untuk kepentingan teknik. Para ahli tanah dan para peneliti bidang pertanian lainnya belum sepenuhnya menggunakan penetrometer gesekan. Diameter kerucut yang dibuat biasanya lebih besar dari 35 mm, namun jarang dijumpai melebihi 80 mm. Penetrometer dengan diameter kerucut lebih besar menghasilkan sensitivitas rendah dalam menduga perubahan struktur tanah. Penetrometer gesekan telah digunakan secara luas dalam pemetaan tanah pada kedalaman tanah yang lebih dalam. Para ahli tanah menggunakan penetrometer gesekan dengan diameter kerucut lebih kecil untuk mempelajari perpanjangan akar dan struktur tanah, seperti yang dibuat oleh Barley *et al.* (1965) mempunyai diameter kerucut 3,0 mm. Berikut disajikan dua macam penetrometer kerucut gesekan lengan.

(a) Gesekan lengan kecil (*small friction-sleeve*)

Penetrometer gesekan lengan kecil dirancang oleh Barlet *et al.* (1965) dilengkapi dengan kerucut bersudut 60° dan diameter dasar 3,74 mm. Kerucut terbuat dari bahan *stainless steel*, dan metode selengkapnya dapat dibaca dalam Bradford (1986).

(b) Gesekan lengan besar (*large friction-sleeve*)

Penetrometer gesekan lengan besar digunakan dalam teknik sipil. Sebagai contoh, unit penetrasi *cone* berukuran diameter 150 cm² dan panjang tangkai 133,7 mm. Alat ini dioperasikan menggunakan peralatan dinamis atau statis, dan dapat dioperasikan sampai kedalaman 50-80 m, lebih besar dari penetrometer yang secara khusus digunakan dalam bidang pertanian. Penetrometer gesekan lengan besar dioperasikan dengan cara didorong dengan kecepatan 20 mm detik⁻¹ menggunakan tenaga mekanik, hidrolik atau listrik.

Kedua macam penetrometer kerucut terdiri atas tangkai atau tongkat sebagai pusat dorong, yang digunakan untuk mendorong kerucut ke dalam tanah. Di sekeliling pusat tongkat terdapat lengan yang dapat bergerak dengan diameter luar lengan sama dengan diameter dasar kerucut. Barley *et al.* (1965) menggunakan dua cincin untuk mencatat ketahanan kerucut dan gesekan lengan, sementara Bradford *et al.* (1971) dan Voorhees *et al.* (1975) hanya mencatat ketahanan kerucut. Penetrometer ini mudah diadaptasikan, baik untuk penentuan di laboratorium maupun pengukuran di lapangan.

3.4. Penetrograf

Penetrograf adalah alat yang serupa dengan penetrometer, juga digunakan untuk mengukur ketahanan tanah. Namun, hasil pengukuran berupa grafik yang tergambar pada kertas grafik, yang perlengkapannya dipasang pada tangkai/tongkat penetrograf. Penetrograf terdiri atas tangkai atau batang, perlengkapan untuk memasang pias (kertas pengukur data ketahanan tanah), dan *rod* atau batang alat yang pada bagian ujungnya dipasang kerucut (*cone*). Kerucut (*cone*) terdiri atas berbagai ukuran, khususnya diameter kerucut, untuk digunakan sesuai dengan kondisi tanah atau jenis tanah yang diamati.

4. PENJELASAN (COMMENT)

Ketahanan penetrasi tanah dihitung dalam pascal, yaitu dengan membagi daya yang terbaca dengan luas penampang melintang kerucut (*cone*). Tentukan nilai rata-rata ketahanan tanah (Pa) yang diperoleh pada setiap tambahan kedalaman tanah, dan hitung simpangan baku (*standard deviation*) dan koefisien variasi ketahanan tanah. Plot rata-rata ketahanan penetrasi tanah dan kedalaman tanah untuk setiap lokasi pengukuran (ordinat, kedalaman penetrasi, skala absis, ketahanan penetrasi). Satuan ketahanan tanah biasanya kilopascal atau megapascal.

Data penetrometer sangat berguna, jika tanah memiliki acuan kandungan air tanah seperti kapasitas lapang atau bila data kandungan air dan berat volume tanah juga tersedia untuk lokasi yang sama. Pengukuran penetrasi tanah pada kondisi kapasitas lapang sangat dianjurkan, karena kandungan air tanahnya sangat ideal bagi pertumbuhan tanaman.

Pada tanah keras atau kering yang mengandung kerikil atau batubatuan, sulit untuk memperoleh hasil pengukuran penetrometer yang konsisten. Pada tanah berbatu-batu, pengukuran harus hati-hati, dan harus dijaga agar tidak merusak kerucut (*cone*) penetrometer, atau agar alat sensor daya tidak kelebihan tekanan.

Konsep umum cara penggunaan penetrometer dengan laju konstan (*constant-rate penetrometer*) dapat menggunakan prosedur baku penetrometer tangan (*hand push penetrometer*), namun diperlukan kalibrasi alat tersebut. Sebagai contoh, pembacaan nol dapat diperoleh dengan mengikutsertakan kerucut (*cone*) dan tangkai penetrometer laju konstan. Nilai penetrasi tanah dikoreksi dengan pembacaan nol, dengan menambahkan daya tekan tangkai penetrometer, dan kerucut penetrometer, agar diperoleh total daya yang dibutuhkan penetrometer masuk ke dalam tanah.

5. PENGGUNAAN PENETROMETER TANGAN

Dalam uraian penggunaan penetrometer tangan, sebagai contoh digunakan penetrometer Eijkelkamp (www.eijelkamp.com). Tahapan penggunaan penetrometer tanah eijelkamp sebagai berikut:

1. Sebelum memulai pengukuran, periksa apakah pointer hitam dari manometer (2) berada di angka nol. Gesekan internal dapat menyebabkan pointer tidak kembali ke angka nol. Dengan memutar plunger dan menariknya keluar sedikit, maka pointer harus kembali ke angka nol. Pointer maksimum berwarna merah dapat diubah menjadi nol dengan bantuan sekrup penyetel (1).
2. Jika kedua pointer berada di angka nol, pilih cone (9) sesuai dengan kepadatan dari tanah yang akan diukur (kepadatan tanah berbanding terbalik dengan nomor cone). Pasang cone (kerucut) ke batang (8) dan sambungkan batang, melalui ekstensi batang (7) dan pendorong (6), ke alat ukur (5).
3. Berikutnya berikan tekanan seragam pada pegangan (4), dorong cone ke dalam tanah dengan laju konstan 2 cm/s. Selama pengukuran, resistansi dapat dibaca di bawah pointer hitam pada manometer. Hambatan maksimum pengukuran ditunjukkan oleh pointer maksimum merah.
4. Setelah selesai pengukuran di satu titik, maka sebelum memulai di titik pengukuran lainnya, putar pointer maksimum sekali lagi ke angka nol.
5. Tarik alat penetrometer dengan cara menarik dengan satu tangan pada alat ukur (5) dan satu tangan pada tongkat (8). Saat menerapkan quick-coupler nilon menggunakan pegangan dorong / tarik untuk menarik batang dari tanah.
6. Dengan cone nomor 1 dan 2, kedalaman pengukuran maksimum (tanpa auger), untuk satu kali pengukuran adalah 50 cm.



Resistensi tanah dinyatakan dalam N (Newton) dan untuk setiap kedalaman yang diukur. Dasar luas cone juga harus diperhatikan karena *cone resistance* dinyatakan dalam N/cm²

$$Cone\ resistance = \frac{\text{Pembacaan pada manometer}}{\text{Luas permukaan cone}}$$

Catatan:

Luas permukaan cone no 1= 1 cm²; cone no 2= 2 cm²; come no 3= 3 1/2 cm²; cone no 4= 5 cm²

Contoh: pembacaan pada manometer: 300 N, luas permukaan *cone* 5 cm², maka nilai *cone resistance* adalah : $300/5 = 60 \text{ N/cm}^2$ ($60 \text{ N/cm}^2 = 600 \text{ kN/m}^2 = 0,6 \text{ MPa}$ (mega pascal = 10^6 pascal)).



Gambar 4. Penetrometer tangan Eijkelkamp dan pengukuran

6. DAFTAR PUSTAKA

- Armbruster, K., A. Hertwig, and H. D. Kutchbach. 1990. An improved design for cone penetrometer. *J. Agric. Eng. Res.* 46: 219-222.
- Barley, K. P., D. A. Furrell, and H. D. Kutzbach. 1965. The influence of soil strength on the penetration of loamy by plant roots. *Aust. J. Soil Res.* 3: 69-79.
- Bradford, J. M. 1986. Penetrability. p. 463-478. *In* A. Klute (*Ed.*). *Methods of soil analyses. Parts 1.* 2nd ed. Agron. Mongr. 9. ASA and SSSA. Madison. WI.
- Bradford, J. M., D. A. Farrell, and W. E. Larson. 1971. Effect of soil overburden pressure on penetration of fine metal probes. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 12-15.
- Durgunoglu, H. T., and J. K. Mitchell. 1975a. Static penetration resistance of soil; I. Analyses. p. 151-171. *In* Proc. Conf. on In Situ Measurement of Soil Properties. Vol. I Am. Civil Eng, New York.

- Durgunoglu, H. T., and J. K. Mitchell. 1975b. Static penetration resistance of soil; II. Evaluation of theory and implications for practices. p. 172-189. *In Proc. Conf. on In Situ Measurement of Soil Properties*. Vol. I Am. Civil Eng, New York.
- Lowery, B., and R. T Schuler. 1994. Duration and effects of compaction on soil and plant growth in Wisconsin. *Soil Tillage. Res.* 29: 205-210.
- Spangler. M. G. and R. L. Handy. 1982. *Soil engineering*. 4th *Ed.* Harper and Row Publ. Harper and Row Publication.
- Vepraskas, M. J. 1984. Cone index of loamy sands as influenced by pore size distribution and effective stress. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 1.220-1.225.
- Voorhees, W. B., D. A. Furrel, and W. E. Larson. 1975. Soil strength and aeration effects on root elongation. *Soil Sci. Soc. Am J.* 39: 948-953.

9. PENETAPAN KEKUATAN GESER TANAH

Achmad Rachman, S. Sutono, dan Rahmah Dewi Yustika

1. PENDAHULUAN

Kekuatan geser tanah (*soil shear strength*) dapat didefinisikan sebagai kemampuan maksimum tanah untuk bertahan terhadap usaha perubahan bentuk pada kondisi tekanan (*pressure*) dan kelembapan tertentu (Head, 1982). Kekuatan geser tanah dapat diukur di lapangan maupun di laboratorium. Pengukuran di lapangan antara lain menggunakan *vane-shear*, *plate load*, dan test penetrasi. Pengukuran di laboratorium meliputi penggunaan *miniatur vane shear*, *direct shear*, *triaxial compression*, dan *unconfined compression* (Sallberg, 1965) dan *fall-cone soil shear strength*.

Penentuan metoda pengukuran kekuatan geser tanah ditentukan oleh kebutuhan pelaksanaan pengukuran dan persyaratan dalam pelaksanaan pengukuran yang meliputi biaya, lama pelaksanaan, akurasi, kemudahan dalam pengoperasian (Stefanow & Dudzinski, 2021). Setiap metoda terdapat keunggulannya masing-masing. Sebagai contoh, test penetrasi dapat memberikan hasil yang cepat namun tidak detil. Test penetrasi menghasilkan nilai kekuatan geser tanah yang lebih tinggi dibandingkan menggunakan *vane-shear* (Zimbone *et al.*, 1996). Pengukuran dengan menggunakan *triaxial compression* dianggap metoda yang paling tepat untuk mengukur kekuatan geser tanah akan tetapi memakan waktu dalam pelaksanaan pengukurannya (Stefanow & Dudzinski, 2021).

Data kekuatan geser tanah, pada awalnya hanya digunakan untuk keperluan teknik bangunan dalam mengevaluasi kemampuan tanah menopang konstruksi bangunan, seperti gedung dan bendungan. Penggunaannya dalam bidang pertanian dikaitkan dengan waktu dan teknik yang tepat dalam pengolahan tanah, waktu penyebaran benih, dan memperkirakan kepekaan tanah terhadap erosi (erodibilitas). Nilai kekuatan geser tanah merupakan parameter penting dalam kestabilan lereng (Fredlund *et al.*, 2012). Chorley (1959), Cruse dan Larson (1977), dan Rachman *et al.* (2003) menemukan adanya hubungan yang erat antara kekuatan geser tanah dan erodibilitas.

Dalam perkembangannya, terdapat studi mengenai spasial distribution kekuatan geser tanah dengan menggunakan metoda *ordinary kriging*, *random forest*, dan *regression kriging*. Ip *et al.*, (2020) menggunakan metoda *ordinary kriging* daam memetakan kekuatan geser tanah di Singapura. Taharin & Roslee (2017) memprediksi kekuatan geser tanah di

Malaysia dengan menggunakan metode *ordinary kriging* dan *simple kriging*. Metoda *random forest* menghasilkan nilai error terkecil dibandingkan dengan metoda *ordinary kriging* dan *regression kriging* (Sabrina et al., 2021).

2. KONSEP KEKUATAN GESER TANAH

Coulomb pada tahun 1776 memperkenalkan teori geser maksimum (*the maximum shear theory*), yaitu bahwa keruntuhan (*failure*), nilai tekanan pada saat terjadinya perubahan bentuk tetap, terjadi jika tekanan geser yang diberikan mencapai nilai kritis dari kemampuan tanah. Teori ini kemudian disempurnakan oleh Mohr, sehingga kemudian dikenal dengan hukum Mohr-Coulomb. Hukum Mohr-Coulomb menyatakan bahwa kekuatan geser tanah, τ , mempunyai hubungan fungsional dengan kohesi tanah (c), dan friksi antar partikel yang dikemukakan dalam bentuk persamaan sebagai berikut:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \quad (1)$$

dimana: τ adalah kekuatan geser (kPa) yang dibutuhkan sehingga keruntuhan terjadi; c adalah kohesi tanah (kPa); σ_n adalah tekanan normal (*normal stress*; kPa) tegak lurus bidang keruntuhan; dan ϕ adalah sudut friksi internal partikel (derajat). Dari persamaan tersebut dapat dikemukakan bahwa τ akan sama dengan c jika tidak ada tekanan normal (normal stress, σ_n) yang diaplikasikan terhadap bidang keruntuhan. Pada tanah yang tidak kohesif seperti pasir, maka nilai τ akan sama dengan nilai σ_n . Jika pengukuran τ dilakukan pada berbagai nilai σ_n , maka nilai c dan ϕ dapat diperoleh dengan cara meregresikan τ dengan σ_n , dimana c adalah perpotongan dengan sumbu y (*intercept*), dan ϕ adalah kemiringan (*slope*) dari persamaan regresi. Nilai c bervariasi dari 0 untuk tanah yang tidak kohesif (pasir) sampai 30 kPa pada tanah yang kandungan liatnya tinggi, sedangkan nilai ϕ bervariasi dari 0 pada tanah liat jenuh air sampai 45° pada tanah pasir yang padat.

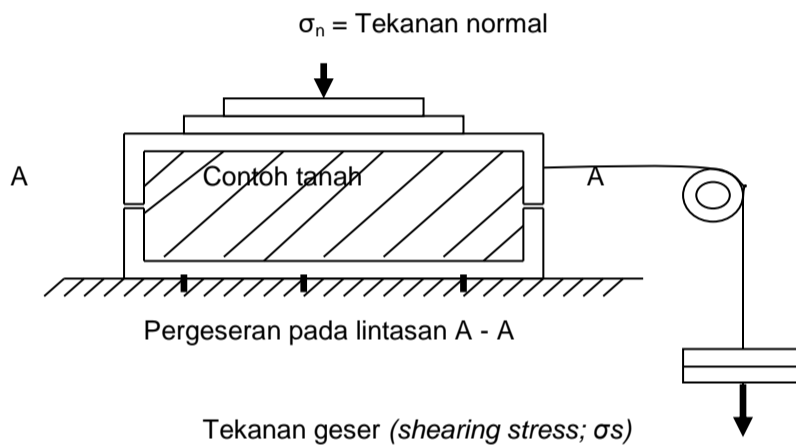
Berdasarkan prinsip tersebut, Cruse dan Larson (1977) melaporkan adanya korelasi yang sangat erat ($r^2 = 0,86$) antara percikan partikel tanah dan kekuatan geser tanah. Al-Durrah dan Bradford (1981), dan Rachman et al. (2003) melaporkan korelasi yang tinggi, berturut-turut $r^2 = 0,98$ dan $r^2 = 0,94$ antara percikan partikel tanah dan kekuatan tanah dengan persamaan sebagai berikut:

$$S = a + b KE/\tau \quad (2)$$

dimana S adalah percikan partikel tanah (mg drop^{-1}); KE adalah energi kinetik (J drop^{-1}); τ adalah kekuatan geser tanah; dan a dan b adalah konstanta. Dari persamaan tersebut terlihat bahwa erosi percikan ditentukan oleh kekuatan geser tanah.

3. PRINSIP ANALISIS

Kekuatan geser tanah dapat diukur dengan berbagai macam cara, namun yang akan diuraikan hanya tiga metode, yaitu *direct shear strength*, *fall-cone soil shear strength*, dan *tensile strength test*. Gambar 1 menunjukkan cara pengukuran kekuatan geser tanah secara langsung (*direct shear strength test*) menggunakan “kotak terpisah” (*split box*). Contoh tanah tidak terganggu (*intact soil sample*) atau terganggu (*disturbed soil sample*) ditempatkan di dalam boks bagian bawah, kemudian boks bagian atas yang berukuran sama ditempatkan terbalik menutup boks bagian bawah. Boks bagian bawah statis atau tidak bergerak, sedangkan boks atas digerakkan ke satu arah secara konstan sambil mengaplikasikan tekanan normal (σ_n) ke permukaan contoh tanah. Ada dua gaya yang bekerja, yaitu (1) tekanan normal yang diakibatkan oleh pemberian beban pada contoh secara tegak lurus (vertikal) dan (2) tekanan geser yang diakibatkan oleh pemberian beban horizontal.



Gambar 1. Skema alat *direct shear strength*

Terhadap contoh tanah yang sudah ditempatkan di dalam kotak, diaplikasikan tekanan normal tertentu, kemudian diaplikasikan tekanan geser yang secara berangsur-angsur bebannya ditambah sampai terjadi keruntuhan (*shearing failure*). Sejumlah test dilaksanakan terhadap contoh

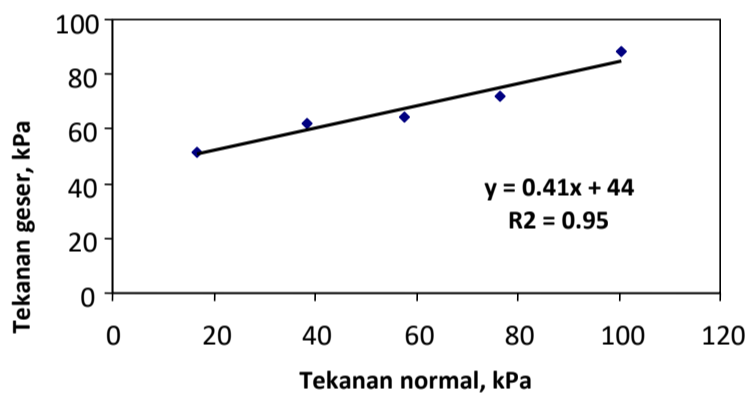
tanah yang sama dengan cara menambah tekanan normalnya, yang berarti juga meningkatkan nilai tekanan gesernya. Data tersebut kemudian di plot untuk mendapatkan persamaan regresi.

Contoh hasil pengujian disajikan pada Tabel 1 dan hubungan antara tekanan normal dan tekanan geser pada Gambar 2. Dari Gambar 2 dapat diketahui bahwa nilai kohesi dari contoh tanah adalah 44 kPa dan sudut friksi internal partikelnya adalah $22,3^\circ$ ($\phi = \text{arc tan } 0,41$).

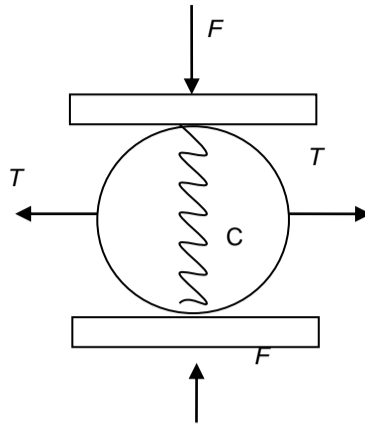
Gambar 3 menunjukkan metode pengukuran dengan *tensile strength test*. Gaya F yang diberikan ke suatu agregat atau pun silinder tanah menimbulkan daya geser T di bagian tengah contoh tanah tersebut, dan tegak lurus dengan daya tekan F . Jika gaya F meningkat, maka gaya T akan sebanding dengan Y , dan daya geser agregatnya berlawanan arah dengan F .

Tabel 1. Contoh data hasil pengukuran ketahanan geser tanah menggunakan *direct shear*

Nomor contoh	Tekanan normal	Tekanan geser
	KPa	
1	16,8	51,7
2	38,3	61,8
3	57,5	64,2
4	76,6	71,9
5	100,6	88,1



Gambar 2. Hubungan antara tekanan normal dan tekanan geser



Gambar 3. Gaya F tensile stress T yang terjadi pada agregat

Untuk agregat berbentuk membulat atau bulat dari material yang tidak dipadatkan mempunyai *Poisson's ratio* sebesar 0,5 sehingga:

$$Y = 0,576 F_c/d^2 \tag{3}$$

dimana: F adalah gaya yang terjadi pada saat timbul retakan dari agregat atau silinder, dan d adalah rata-rata diameter agregat atau silinder.

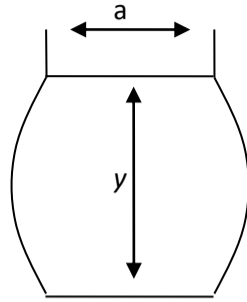
Untuk tanah yang bulat atau silinder, panjang sampel l dan diameter d berada menurut panjang di antara dua bidang rata yang sejajar. Daya geser dari contoh tanah demikian dapat dihitung menggunakan:

$$Y = 2 F_c f(x)/\pi*d*l \tag{4}$$

dimana: F_c adalah tenaga yang dikeluarkan saat terjadi keruntuhan; $f(x)$ adalah faktor koreksi untuk silinder yang tidak membulat; sedangkan x adalah rasio a/y (Gambar 4); a adalah lebar bagian yang rata; dan y bagian vertikal dari dua bidang datar. Teori Frydman (1964) dapat digunakan untuk menganalisis, dengan persamaan:

$$f(x) = (- d/2a)(2x - \sin 2x - 2y/d)(\ln \tan (\pi/4 + x/2)) \tag{5}$$

dimana: $f(x) = 1,00$ untuk contoh tanah yang tidak membentuk dataran rata, sedangkan persamaan (2) untuk agregat berbentuk silinder.



Gambar 4. Keruntuhan agregat setelah menerima gaya F

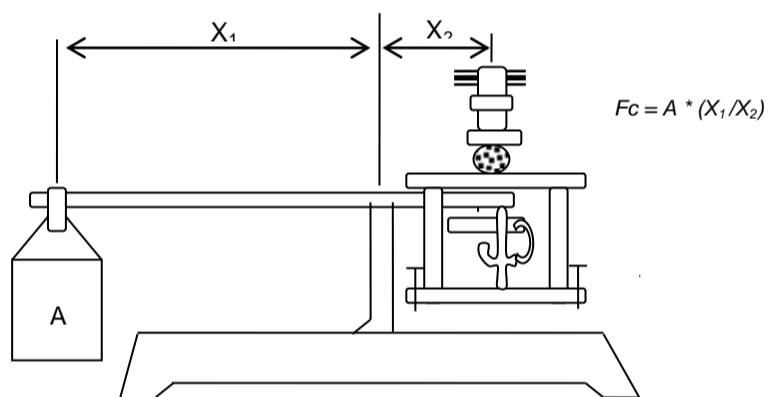
4. METODE

4.1. Metode dengan Richard's Apparatus

4.1.1. Peralatan

Untuk mengukur daya geser diperlukan:

1. Richard's apparatus (Gambar 5)
2. Timbangan digital berkapasitas 2,0 kg atau lebih
3. Plat besi yang rata, bagian bawah 20 cm dan bagian atas lebih kecil
4. Oven
5. Bejana penampung air
6. Tabung contoh (*ring sample*)



Gambar 5. Richard's apparatus

4.1.2. Prosedur pengukuran daya geser di laboratorium

1. Contoh tanah utuh (*undisturbed*) diambil menggunakan tabung tembaga atau *stainless steel* seperti untuk pengambilan contoh sifat-sifat fisik tanah lainnya, selanjutnya dimasukkan ke dalam peti kayu untuk kemudian diangkut ke laboratorium. Hati-hati agar contoh tidak mengalami kerusakan di jalan.
2. Tempatkan contoh tanah di antara dua plat besi atas dan bawah, plat bagian bawah berdiameter 0,2 m dan plat yang di atasnya berdiameter lebih kecil.
3. Secara perlahan, tambahkan air ke dalam bak penampung (dalam Richard's *apparatus*), dan segera hentikan aliran air apabila contoh tanah pecah, retak atau rusak.
4. Setelah contoh tanah pecah atau retak, ukur lebar (a) dan ketebalan (y) contoh tanah.
5. Timbang dan catat bobot air yang terdapat di dalam bak penampung.
6. Keringkan contoh tanah pada butir 4 untuk ditetapkan kadar airnya dengan cara dioven.
7. Tanah yang telah dikeringkan, diayak untuk membedakan kelas diameter dari masing-masing agregat, yaitu dx , dy , dan dz ; dx untuk kelas diameter paling besar, dy untuk kelas sedang, dan dz untuk kelas diameter paling kecil. Tentukan nilai d dengan perhitungan sebagai berikut:

$$d = (dx, dy, dz)^{1/3} \quad (6)$$

4.1.3. Perhitungan

Gaya F_c adalah hasil dari percepatan gravitasi ($9,8 \text{ m detik}^{-2}$) dengan hasil pembacaan (kg) dari timbangan digital atau bobot air di dalam bak air Richard's *apparatus*. F_c diperoleh dengan menghitung bobot air (A) dikalikan X_1/K_2 (Gambar 2). Untuk contoh tanah berbentuk silinder gunakan persamaan (3) dan (4), sedangkan untuk menghitung agregat gunakan persamaan (5) dan (6).

Untuk contoh berbentuk silinder, keakuratan F_c berkisar $\pm 10\%$, sedangkan untuk $f(x)$ lebih kecil lagi. Untuk agregat yang berukuran kecil, akurasi sangat berubah-ubah tergantung kepada F_c dan d , berkisar $\pm 40\%$ dari rata-rata hasil pengukuran.

Hasil pengukuran untuk contoh berbentuk silinder, selain Y perlu ditambahkan data tentang kedalaman dan kadar air contoh tanah, jumlah ulangan dan rata-rata hasil pengukuran. Untuk hasil pengukuran agregat,

selain gaya geser Y juga perlu dicantumkan kelas diameter d dari setiap kelas a . Akan lebih baik lagi, jika mencantumkan tekstur dan kandungan bahan organik tanah.

4.2. Metode dengan *surface shear test apparatus*

4.2.1. Peralatan

1. Alat *surface shear test apparatus* (Gambar 6)



Gambar 6. *Surface shear test apparatus*

2. Kontainer sampel tanah (*soil container*, Gambar 7a)
3. Sampel tanah dalam ring (\varnothing 103 x 100 mm, tinggi 30 mm, Gambar 7b)
4. Box plastik tempat menaruh beban vertikal (*shear container*) dengan kertas pasir dengan tingkat kekasaran (*roughness abrasive*) P40 yang direkatkan di bawahnya (Gambar 7c).
5. Pemberat timbangan dengan berbagai berat yaitu 50 g, 100 g, 200 g, 500 g, 1000 g, 2000 g (Gambar 7d)



Gambar 7. Peralatan untuk mengukur daya geser tanah: (a) Kontainer sampel tanah, (b) Sampel tanah dalam ring, (c) *Shear container*, (d) Pemberat timbangan

4.2.2. Prosedur pengukuran daya geser di laboratorium

Prosedur yang dilakukan mengacu kepada manual penggunaan *surface shear test apparatus* (Eijkelkamp, 2013) yaitu:

1. Masukkan sampel ring tanah ke dalam kontainer sampel tanah (*soil container*, Gambar 8)



Gambar 8. Peletakan sampel ring tanah ke dalam *soil container*

2. Putar pegangan untuk merenggangkan tali dengan berlawanan arah jam sehingga transparan *perspex plate* dapat bergeser (Gambar 9).



Gambar 9. Merenggangkan tali

3. Tempatkan transparan *perspex plate* di sebelah kiri (Gambar 10).



Gambar 10. Penempatan transparan *perspex plate* di sebelah kiri

4. Masukkan *shear container* di atas tanah dan letakkan di dalam lingkaran *perspex plate* (Gambar 11).



Gambar 11. Penempatan *shear container*

5. Letakkan pemberat timbangan di tengah *shear container* (Gambar 12). Berat dari pemberat timbangan per luas area *shear container* merupakan tekanan normal.



Gambar 12. Penempatan pemberat timbangan

6. Pencet tombol *on* pada timbangan digital dan lakukan pentaraan/*tare* (Gambar 13)



Gambar 13. Menghidupkan timbangan digital

7. Putar pegangan tangan searah jarum jam untuk menarik beban secara perlahan (satu putaran per detik, Gambar 14).



Gambar 14. Penarikan beban

8. Ketika terjadi pergeseran akibat beban vertikal, catat berapa berat yang tercantum dalam timbangan digital (Gambar 15). Tekanan geser merupakan berat yang tercatat dari pergeseran tersebut per luas area *shear container*.



Gambar 15. Informasi berat pada saat terjadi pergeseran

9. Ulangi kegiatan di atas agar mendapat data lain untuk membuat grafik dan persamaan regresi.

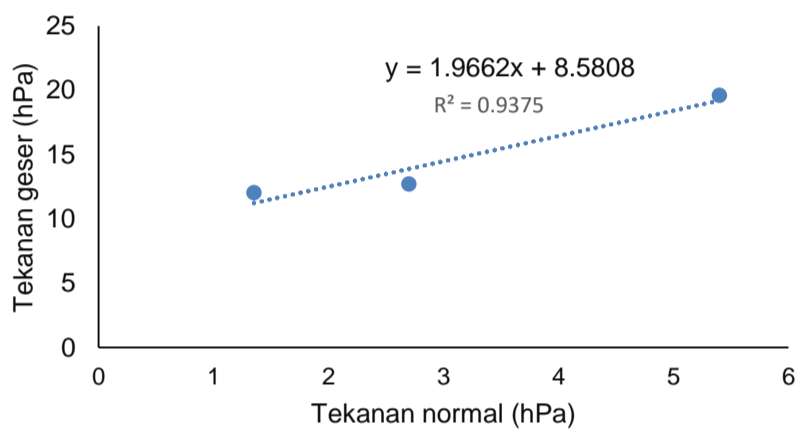
10. Sampel tanah yang sudah dipakai tidak dapat digunakan lagi karena dengan terjadinya pergeseran maka terjadi kerusakan pada permukaan struktur tanah.

4.2.3. Perhitungan

Contoh hasil pengujian berupa tekanan normal dan tekanan geser disajikan pada Tabel 2. Berdasarkan rumus Mohr-Coulomb maka dari Gambar 16 dapat diketahui bahwa nilai kohesi dari contoh tanah adalah 8,58 hPa dan sudut friksi internal partikelnya adalah 63,04°.

Tabel 2. Contoh data hasil pengukuran ketahanan geser tanah menggunakan *surface shear test apparatus*

Nomor contoh	Tekanan normal (hPa)	Tekanan geser (hPa)
1	1,35	12,03
2	2,7	12,70
3	5,4	19,59



Gambar 16. Hubungan antara tekanan normal dan tekanan geser

5. DAFTAR PUSTAKA

Al-Durah, M., and J. M. Bradford. 1981. New methods of studying soil detachment due to water drop impact. *Soil Sci.Soc.Am. J.* 45: 836-840.

Chorley, R. J. 1959. The geomorphic significance of some Oxford Soils. *Am. J. Sci.* 257: 503-515.

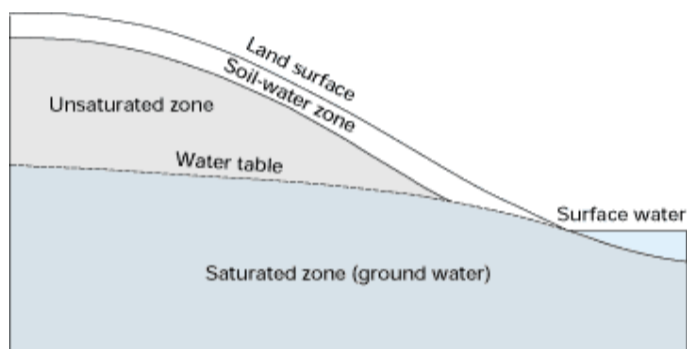
- Cruse, R. M., and W. E. Larson. 1977. Effect of soil shear strength on soil detachment due to raindrop impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 777-781.
- Eijkelkamp. (2013). Surface shear test apparatus: Operating instructions. Giesbeek.
- Fredlund, D. G., Rahardjo, H., & Fredlund, M. D. (2012). *Unsaturated Soil Mechanics in Engineering Practice*. New York: John Wiley & Sons Inc., p. 926.
- Head, K. H. 1982. Manual of soil laboratory testing. Vol. 2: 509-562. John Willey and Sons, New York.
- Ip, C. Y., Rahardjo, H., & Satyanaga, A. (2020). Three-dimensional slope stability analysis incorporating unsaturated soil properties in Singapore. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, DOI: 10.1080/17499518.2020.1737880.
- Rachman, A., S. H. Anderson, C. J. Gantzer, and A. L. Thompson. 2003. Influence of long-term cropping systems on soil physical properties related to soil erodibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 637-644.
- Sabrina, C. Y., Satyanaga, A., & Rahardjo, H. (2021). Spatial variation of shear strength properties incorporating. *Catena* , 105196.
- Sallberg, J. R. 1965. Shear Strength. *In Methods of Soil Analysis*, Eds. C.A. Black, D. D. Evans, J. L. White, L. E. Ensminger, and F. E. Clark. *Agronomy* 9: 431-447.
- Stefanow, D., & Dudzinski, P. A. (2021). Soil shear strength determination methods - State of the art. *Soil and Tillage Research*, 208, 104881.
- Taharin, M. R., & Roslee, R. (2017). Comparison of cohesion (c') and angle of internal friction (Φ') distribution in highland area of Kundasang by using ordinary Kriging and simple kriging. *Geological Behavior*, 1, 16-18.
- Zimbone, S. M., Vickers, A., Morgan, R. P., & Vella, P. (1996). Field investigations of different techniques for measuring surface soil shear strength. *Soil Technology*, 9, 101-111.

10. PENGUKURAN POTENSI AIR TANAH

Umi Haryati, Nono Sutrisno, Haryono, dan Tagus Vadari

1. PENDAHULUAN

Air tanah adalah air yang berada di bawah permukaan tanah pada wilayah jenuh atau semua pori-pori dan ruang antar partikel tanah jenuh berisi air, yang terdapat pada bagian atas disebut *water table* dan bagian bawah disebut *ground water* (Winter *et al.*, 2005; Asdak, 1995). Selain itu, ada terminologi lain, bahwa *ground water* adalah *aquifer* yang menggambarkan *water-bearing formations* yang dapat menghasilkan air yang cukup banyak untuk keperluan manusia (Winter *et al.*, 2005). Konsep lain mengatakan, bahwa air tanah terdiri atas dua zona, yaitu zona tidak jenuh (*unsaturated zone*) dan zona jenuh (*saturated zone*) atau *ground water* (Gambar 1). Pada zona tidak jenuh terdapat air tanah (*soil-water*) dimana tanaman dapat memanfaatkannya, tetapi bisa hilang karena evaporasi. Di atas zona jenuh terdapat *water table*, dan air yang berada pada zona tidak jenuh tidak dapat diambil (dipompa) karena ditahan oleh gaya kapiler (Winter *et al.*, 2005)



Gambar 1. Gambaran air tanah menurut Winter *et al.*, 2005

Dalam suatu daur hidrologi, air tanah merupakan salah satu komponen yang dapat terbarukan (*renewable*) walaupun memerlukan waktu yang lama. Pengisian kembali (*recharge*) air tanah berasal dari air yang ada di permukaan tanah seperti air hujan, air sungai, air danau dan sebagainya, selanjutnya meresap ke dalam tanah secara vertikal dan masuk ke *water table* dan akhirnya masuk ke *ground water*. Berdasarkan *ground-water system*, pergerakan vertikal tergantung kepada sebaran energi potensial

yang berada di bawah *water table*, dan penyebaran energi yang dapat digunakan untuk menentukan komponen-komponen aliran yang dekat dengan permukaan air. Air dalam *ground water* akan bergerak atau mengalir secara vertikal dan lateral (Winter *et al.*, 2005).

Potensi air tanah di dalam suatu cekungan (*aquifer*) sangat tergantung kepada porositas dan kemampuan tanah untuk meloloskan (*permeability*) dan meneruskan (*transmissivity*) air. Di Indonesia, telah teridentifikasi 263 cekungan air tanah dengan total kandungan 522,2 milyar m³ air tahun⁻¹, 72 cekungan air tanah terletak di Pulau Jawa dan Madura dengan kandungan 43,314 milyar m³ air tahun⁻¹. Adanya pengambilan air tanah yang banyak dan melampaui jumlah rata-rata tambahan akibat persaingan berbagai kepentingan dapat menyebabkan penurunan permukaan air tanah secara kontinu dan pengurangan potensi air tanah di dalam akuifer. Hal ini akan memicu terjadinya dampak negatif, seperti intrusi air laut, penurunan kualitas air tanah, dan penurunan permukaan tanah (Rejekiningrum, 2005; Winter *et al.*, 2005). Berdasarkan kondisi yang demikian, maka diperlukan upaya untuk mengetahui ketersediaan air tanah yang akan digunakan untuk berbagai kepentingan, baik untuk pertanian maupun industri. Untuk itu, perlu diketahui potensi sumber daya air yang ada di suatu wilayah, baik air permukaan maupun air tanah berupa sebaran, volume maupun kedalamannya.

Untuk mengetahui potensi sumber daya air suatu wilayah dapat dilakukan dengan identifikasi dan karakterisasi potensi air tanahnya dengan berbagai cara dan alat yang tersedia, seperti (1) tensiometer; (2) piezometer; dan (3) terrameter.

2. TENSIOMETER

Tensiometer adalah suatu alat praktis untuk mengukur kandungan air tanah, tinggi hidrolik, dan gradien hidrolik. Alat ini terdiri atas cawan sarang, secara umum terbuat dari keramik yang dihubungkan melalui tabung ke manometer, dengan seluruh bagian diisi air. Saat cawan diletakkan di dalam tanah pada waktu pengukuran hisapan dilaksanakan, air total di dalam cawan melakukan kontak hidrolik, dan cenderung untuk seimbang dengan air tanah melalui pori-pori pada dinding keramik.

Pada saat tensiometer diletakkan di permukaan tanah, air yang terdapat dalam tensiometer umumnya berada pada tekanan atmosfer, sedangkan air tanah secara umum mempunyai tekanan lebih kecil dari tekanan atmosfer, sehingga terjadi hisapan dari alat tensiometer karena perbedaan tekanan, dan air dari alat tersebut keluar, serta tekanan dalam alat turun yang ditunjukkan oleh manometer.

2.1. Matriks potensial air tanah

Tensiometer adalah alat yang dapat mengukur matriks potensial air tanah, yang merupakan variabel penting dari lingkungan tanah yang dapat berpengaruh terhadap pertumbuhan tanaman, produksi/hasil tanaman, *recharge* akuifer, dan pembuangan serta penimbunan buangan/menghilangkan buangan (*buried waste disposal*). Total potensial air tanah adalah jumlah dari komponen-komponen yang tergantung dari gaya/kekuatan yang menahannya. Komponen-komponen tersebut adalah,

1. Potensial gravitasi (ϕ_g) yang proporsional dengan perbedaan elevasi/ketinggian dari pemilihan pustaka yang berubah-ubah.
2. Potensial matriks (ϕ_m), termasuk pengaruh adsorpsi dan kapiler dari fase padat (*solid*).
3. Pneumatik tekanan (*pressure*) potensial (ϕ_a) hasil dari tekanan gas luar yang digunakan terhadap air.
4. Potensial osmotik (ϕ_o) yang disebabkan oleh *solute* dalam air.
5. *Overburden* potensial (ϕ_f) yang dipengaruhi oleh berat dari batuan di atasnya, di atas air pada kondisi ***nonrigir porous material*** (Papendick and Campbell, 1981).

2.2. Prinsip dasar

Tensiometer ditempatkan dalam tanah untuk jangka waktu yang lama, sehingga perubahan-perubahan hisapan matriks air tanah dapat dipantau. Air tanah akan berkurang karena drainase, pengambilan oleh tanaman, evaporasi, atau sebaliknya bertambah karena air hujan, pemberian air irigasi. Perubahan tekanan air tersebut dapat dipantau setiap waktu secara berkala dengan pembacaan manometer yang ada pada tensiometer. Karena tahanan hidrolis cawan dan tanah sekeliling, yaitu daerah kontak antara cawan dan tanah, respon tensiometer bisa lambat. Oleh karena dinding cawan bersifat sarang dan permeabel terhadap air dan zat terlarut, maka air di dalam alat cenderung sama dengan komposisi dan konsentrasi zat terlarut.

Tensiometer bisa digunakan terbatas pada nilai matriks di bawah hisapan satu atmosfer atau yang terbaik sekitar 0,8 bar pada kisaran maksimum. Oleh karena keramik umumnya dibuat dari bahan yang permeabel dan sarang, maka hisapan yang terlalu besar dapat menyebabkan masuknya udara ke dalam cawan yang membuat tekanan bagian dalam sama dengan tekanan atmosfer. Pada kondisi seperti ini, hisapan tanah akan terus meningkat, meskipun tensiometer tidak mampu merekamnya.

Penggunaan beberapa buah tensiometer pada berbagai kedalaman tanah, dapat menunjukkan jumlah air yang diperlukan untuk irigasi, dan juga dapat dibuat gradien hidrolik pada penampang tanah, jika U_1, U_2, U_3, U_n adalah hisapan matriks dalam suatu cairan cm tinggi kolom air (= milibar), pada kedalaman $d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$ yang diukur dalam satuan cm, di bawah permukaan tanah. Rata-rata gradien hidrolik antara kedalaman d_n dan d_{n+1} adalah:

$$i = \{(U_{n+1} + d_{n+1}) - (U_n + d_n)\} / (d_{n+1} - d_n) \quad (1)$$

Tensiometer adalah alat untuk mengukur status energi dari air tanah berdasarkan potensial matriks air tanah/*soil water matrix potential* menurut Soil Science Society of America (SSSA), 1997 dalam Winter *et al.*, 2005; dan Boonstra, 1989. Potensial matriks juga didasarkan pada tegangan air tanah, tetapi cara ini tidak lama digunakan oleh SSSA. Semua tensiometer merupakan hubungan dari elemen-elemen: *porous cup*, tempat air, dan pengukur ukuran.

Keseimbangan energi antara tensiometer dan tanah di sekelilingnya tercapai melalui Bergeraknya air menyilang atau melewati porous material tensiometer, yang dikenal sebagai cup. Air bergerak dengan arah yang menunjukkan penurunan tekanan. Ketika potensial matriks di dalam tanah lebih rendah dari potensial matriks di dalam tensiometer, air akan bergerak ke dalam tanah di sekelilingnya melalui pori-pori cup. Sebaliknya, bila potensial matriks di luar lebih besar, maka air akan bergerak dari luar ke dalam tensiometer melalui pori-pori cup. Pergerakan air akan terus berlanjut bila potensial matriks berbeda, dan akan berhenti setelah tercapai keseimbangan.

2.3. Kekuatan gravitasi

Energi potensial gravitasi pada massa adalah jumlah kekuatan yang diperlukan untuk menggerakkan satu unit massa air dari suatu ketinggian ke titik atau tempat yang diukur. Daya tarik dari beberapa massa adalah mengarah ke pusat bumi, merupakan fungsi dari massa, percepatan gravitasi konstan, dan beberapa ketinggian di atas dengan unitan yang berubah-ubah: $\phi_g = gz$, dimana g = percepatan gravitasi konstan ($m \cdot s^{-2}$), z = tinggi di atas datum yang berubah-ubah.

2.4. Kelemahan dan kemudahan

Selain beberapa kelemahan yang ada, tensiometer merupakan alat yang praktis, dan tersedia secara komersial, maka jika dirawat dengan baik oleh operator yang terlatih mampu menyediakan data yang cukup akurat.

Penggunaan tensiometer adalah dengan meletakkan alat pada suatu kedalaman tanah atau lebih, untuk menggambarkan kondisi air pada zona perakaran, dan untuk menentukan kapan lahan memerlukan air sesuai dengan kebutuhan tanaman. Alat tersebut biasanya ditempatkan di bawah zona perakaran, karena arah dan pergerakan air tidak mudah ditentukan. Pada waktu menempatkan tensiometer, yang perlu diperhatikan adalah saat memasang alat, yaitu harus ada kontak antara cawan dan tanah, sehingga kalibrasi tidak terganggu oleh gangguan zona kontak terhadap aliran.

3. PIEZOMETER

Piezometer adalah suatu alat yang berguna untuk mengukur beberapa parameter penting di dalam sistem aliran hidrolik tanah. Salah satu parameter tersebut adalah tinggi hidrolik (*hydraulic head*), digunakan sebagai konsep mekanika fluida yang mengandung pengertian status energi air di dalam sistem pergerakan aliran air. Hal ini sangat berguna untuk menggambarkan aliran, tidak saja dalam saluran-saluran atau dalam bentuk struktur hidrolik lainnya, tetapi juga di dalam tanah atau media berpori lainnya.

Tinggi hidrolik dalam sistem aliran air dianalogikan sama dengan potensial atau voltase dalam masalah-masalah aliran listrik, dan suhu bilamana aliran panas termasuk didalamnya. Pengukuran tinggi hidrolik secara spesifik berguna untuk menentukan arah aliran air dari dalam tanah (*ground water*).

Cara pengukuran yang diuraikan dalam tulisan ini, khususnya yang berhubungan dengan tinggi hidrolika di dalam tanah, yaitu cara mengukur tinggi hidrolik, baik di atas maupun di bawah permukaan air tanah. Meskipun interpretasi pembacaan tinggi hidrolik kedua kasus tersebut hampir sama, tetapi peralatan dan prosedur kerjanya sangat berbeda. Umumnya, pengukuran tinggi hidrolik berada di atas permukaan air tanah, dimana tekanan air yang diukur sama (ekuivalen) atau kurang dari tekanan udara (atmosfer). Hal yang tersulit adalah bila pengukuran berada di bawah permukaan air tanah, karena tekanan hidrolik air tanah ikut berperan.

Berhubung piezometer sangat erat hubungannya dengan tensiometer, maka keduanya membahas pula cara pengukuran hisapan matrik tanah (*soil suction*), dan tinggi hidrolik tanah, namun pengukuran tinggi hidrolik di sini akan diuraikan lebih rinci. Pemasangan piezometer sama dengan tensiometer, baik untuk mengukur hisapan matriks tanah atau tinggi hidrolik. Perbedaan yang jelas dari keduanya adalah pada skala pengukuran (standar ukuran).

3.1. Prinsip dasar

Bernoulli pada tahun 1738 membentuk persamaan tinggi hidrolis yang bermula dari percobaan-percobaan yang berazaskan hukum kekekalan energi yang diaplikasikan pada sistem larutan atau cairan. Topik ini banyak dibahas secara mendalam dalam buku-buku literatur mekanika fluida seperti karangan Dodge dan Thompson, 1937 dalam Reeve, 1986.

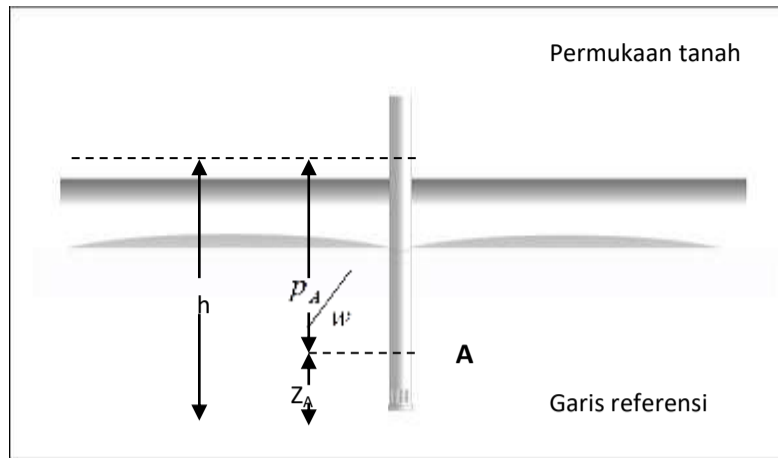
Persamaan Bernoulli menjelaskan energi yang ada pada cairan yang bergerak, dengan istilah-istilah seperti energi kinetik, energi potensial, dan energi tekanan. Bila energi ini diekspresikan sebagai energi per unit berat air, maka secara fisik berupa dimensi panjang (L). Panjang ini adalah jarak vertikal, misalnya paralel dengan gaya medan gravitasi, diistilahkan dengan tinggi (*head*). Pada satu titik per unit berat air, akan mendapat tekanan sebesar p , dengan kecepatan v , dan tinggi tempat di atas garis referensi adalah z , maka tinggi hidraulik (h) pada titik tersebut berlaku persamaan dalam sistem aliran *steady* dengan uraian sebagai berikut:

$$h = \left(\frac{v^2}{2g} \right) + \left(\frac{p}{w} \right) + z \quad (2)$$

dimana: g = gaya gravitasi bumi, w = berat spesifik air, ($w = \rho g$), dan ρ = berat jenis air. Secara individu beberapa komponen dari persamaan itu adalah tinggi kecepatan ($\frac{v^2}{g}$), tinggi tekanan ($\frac{p}{w}$), dan tinggi tempat (z) yang menggambarkan energi kinetik, energi tekanan, dan energi potensial tempat. Untuk aliran air dalam tanah atau media berpori lainnya, kecepatan aliran biasanya sangat lambat, dan untuk keperluan praktisnya, tinggi kecepatan dapat dihilangkan, sehingga persamaan tinggi hidraulik menjadi:

$$h = \left(\frac{p}{w} \right) + z \quad (3)$$

Persamaan (3) diilustrasikan pada Gambar 2 dalam kondisi jenuh. Seperti diketahui, piezometer digunakan untuk mengukur tinggi hidrolis dalam kondisi tanah jenuh. Pipa piezometer berhubungan langsung dengan air tanah melalui ujung pipa yang terbuka seperti pada titik A (Gambar 2). Tinggi tekanan adalah panjang kolom air di dalam pipa di atas titik A, dalam kasus ini positif. Menurut persamaan (3), maka tinggi hidrolis pada titik A adalah sama dengan jumlah dari tinggi tekanan ($\frac{p_A}{w}$) ditambah tinggi tempat (z_A) atau $h_A = \left(\frac{p_A}{w} \right) + z_A$ atau dengan kata lain tinggi permukaan air dari ujung pipa piezometer yang terbuka di atas garis referensi (tinggi elevasi).



Gambar 2. Skema tinggi hidrolik (*hydraulic head*) pada piezometer

Tinggi elevasi diperlukan sebagai dasar pengukuran tinggi hidrolik pada setiap sistem pergerakan aliran. Untuk mudahnya, dipilih beberapa kedalaman di bawah nilai tinggi hidrolik terendah yang berlaku pada suatu sistem pergerakan aliran. Tinggi referensi yang selalu berubah-ubah sangat menyulitkan. Oleh karena itu, tinggi rata-rata di atas permukaan laut sangat baik digunakan. Tinggi hidrolik dihitung positif bila arah pengukuran ke atas dari tinggi elevasi (garis referensi).

Piezometer mempunyai respon yang signifikan dengan waktu, karena pembacaan piezometer tidak selalu nol, karena volume air yang masuk dan keluar dari pipa piezometer memberikan suatu perubahan tekanan air tanah. Besarnya perubahan ini sangat tergantung pada diameter pipa, bentuk dan ukuran lubang/rongga piezometer (*cavity*) pada bagian ujung bawah pipa piezometer, dan nilai hidrolik konduktivitas tanah.

Secara umum piezometer dapat dipasang dengan dua cara, yaitu (a) tanpa tekanan (*driving*), dan (b) dengan tekanan (*jetting*). Metode *driving* biasanya digunakan pada kedalaman dangkal, berkisar antara 8 dan 10 m, sedangkan metode *jetting* dapat mencapai 30-50 meter atau lebih dalam lagi. Kadang-kadang sering ditemukan lapisan padat di dalam tanah (*subsoil*), sehingga tidak memungkinkan memakai cara *driving* meskipun kedalaman tanahnya dangkal. Oleh karena itu, pemilihan metode ini sangat tergantung pada masalah-masalah yang dihadapi di alam di lokasi yang diteliti, dan kedetailan informasi yang diperlukan. Peralatan yang digunakan dan cara pemasangan alat kedua metode tersebut juga berbeda, sehingga uraiannya perlu dipisahkan, sedangkan pemilihan metode pemasangannya tergantung pada operator di lapangan.

3.2. Metode pembilasan (*flushing*) dan pengujian piezometer

(a) Peralatan:

- Tabung pipa karet
- Pompa air dan sumber air

(b) Prosedur:

Setelah piezometer terpasang, baik dengan cara *driving* maupun *jetting*; sisa-sisa tanah yang menutupi lubang-lubang atau rongga piezometer (*cavity*) sepanjang 7-10 cm harus dibersihkan. Untuk melakukan hal ini, sumbat besi (paku keling) di bagian atas pipa dibuka dahulu menggunakan magnet. Masukkan tabung pipa karet ke dalam pipa piezometer dan tekan sampai ke bawah. Pompa keluar air yang ada di dalam piezometer melalui pipa karet ini. Sewaktu pembilasan dilakukan, gerakan pipa karet ini ke atas dan ke bawah untuk membersihkan sisa-sisa tanah yang masih menempel di dalam piezometer. Sisa-sisa tanah dan air dikeluarkan melalui ujung atas pipa melalui ruang sempit di sela-sela antara pipa karet dan pipa piezometer.

Jika lubang-lubang di bagian bawah pipa (*cavity*) sudah bersih, selanjutnya dilakukan pengujian piezometer, agar diketahui responnya, yaitu dengan cara diisi air dan diperhatikan laju penurunan permukaan air di dalam pipa piezometer. Pada tanah pasir dan berkerikil, laju pemasukan air akan besar dan cepat serta tidak ditemukan air yang tumpah selama pembilasan berlangsung. Sebaliknya, bila tanahnya liat (*clay*), laju penurunan air sangat lambat, sehingga sangat sulit diamati.

Bila permukaan air di dalam pipa piezometer tidak turun, maka pekerjaan pembilasan diulangi lagi sampai laju penurunan permukaan air di dalam pipa dapat layak dilihat, tentunya setelah dilakukan pengisian air kembali (atur pipa karet ini tidak turun menutupi lubang-lubang di ujung bawah pipa). Biarkan tinggi muka air di dalam pipa piezometer mencapai keseimbangan dengan air tanah di sekelilingnya.

Ujung atas piezometer harus ditutup untuk menghindari serangga masuk ke dalam piezometer, dan menghindari kerusakan dari anak-anak yang iseng atau tindakan tidak baik lainnya dari orang dewasa. Di bagian atas pipa dapat juga dipasang pipa sambungan sebagai tempat duduk sumbat besi (seperti paku keling), dan sumbat ini diambil menggunakan magnet bila akan dilakukan pembacaan tinggi muka air (*water level*). Perlu diingat, bahwa penyumbatan piezometer sering terjadi setiap saat, maka seyogianya pembilasan dan pengujian piezometer dilakukan secara periodik.

3.3. Metode pengukuran tinggi muka air (*water level*) piezometer

(a) Peralatan:

- Bel (lonceng)
- Meteran besi (ukuran dalam metrik/SI)
- Magnet

(b) Prosedur:

Buka tutup atas piezometer, kemudian ambil sumbat besi (paku keling) dengan magnet, dan masukkan meteran perlahan-lahan ke dalam pipa. Pada ujung meteran terdapat sensor yang berhubungan dengan bel. Bila sensor mengenai permukaan air, maka bel akan berbunyi. Pastikan dahulu atau beri tanda ujung atas pipa piezometer saat bel berbunyi ketika sensor menyentuh permukaan air. Bacalah dengan seksama angka pada meteran dengan mencobanya beberapa kali, yaitu turunkan meteran perlahan-lahan, dan baca saat bel berbunyi, ulangi sampai tiga kali. Tinggi muka air dalam piezometer adalah nilai pembacaan dikurangi tinggi piezometer di atas permukaan tanah (30 cm).

4. TERRAMETER

Pada dasarnya, penetapan atau pengukuran air tanah dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu (1) pengukuran secara langsung dari permukaan tanah menggunakan terrameter SAS 1000 dan (2) penetapan secara tidak langsung, yaitu membuat lubang terlebih dahulu sampai mencapai air tanah menggunakan *electric contact gauge*. Pengukuran air tanah dengan terrameter menghasilkan potensi air tanah secara keseluruhan berdasarkan interpretasi dari kondisi batuan, khususnya akuifer di dalam tanah, baik volume maupun posisi atau kedalamnya. Pengukuran air tanah dengan *electric contact gauge* dapat menentukan volume atau debit air yang tersedia secara langsung, demikian juga pengisian kembali (*recharge*). Secara prinsip, ke dua alat tersebut mempunyai kelebihan dan kekurangan. Akan lebih baik bila pengukuran air tanah dilakukan langsung menggunakan terrameter dan *electric contact gauge* setelah dibuat sumur (lubangnya), karena kedua alat ini saling melengkapi.

4.1. Pengukuran potensi air tanah dengan terrameter SAS 1000

Terrameter SAS 1000 (Gambar 3) adalah alat yang dapat dimanfaatkan untuk berbagai kegunaan yang berhubungan dengan estimasi atau pendugaan potensi suatu sumber daya air, antara lain kandungan air tanah permukaan (*surface water*) dan air tanah dalam (*ground water*). SAS adalah singkatan dari *signal averaging system*, yang berarti alat ini

menggunakan metode dengan pembacaan terus-menerus secara otomatis, dan hasilnya dirata-ratakan (Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000, 1999). Estimasi atau pendugaan potensi air tanah dengan terrameter SAS 1000 lebih dikenal dengan survei geolistrik. Survei geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang dapat memprediksi kondisi geologi di bawah permukaan tanah.



Gambar 3. Prototipe terrameter tipe ABEM terrameter SAS 1000

Dalam pelaksanaannya, penetapan air tanah dengan terrameter SAS 1000 dapat dilakukan dengan tiga cara (Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000, 1999):

a. Mode survei resistivitas:

Dalam mode ini, alat SAS 1000 mengukur respons voltase yang dibuat oleh transmiter arus sementara menghapus arus DC dan *noise*. Rasio voltase/kuat arus (V/I) yang otomatis dihitung dan ditampilkan dalam kilohms [$k\Omega$], ohms [Ω] atau milliohms [$m\Omega$]. Dalam manual ini, hanya dipakai mode resistivitas saja.

b. Mode survei *induced polarization*:

Mengukur perubahan menurun dari voltase dalam interval waktu tertentu.

c. Mode survei pengukuran DC voltase:

Alat ini dapat mengukur rata-rata, nilai tengah, dan standar deviasi voltase DC sampai 3 – 4 digit di belakang koma.

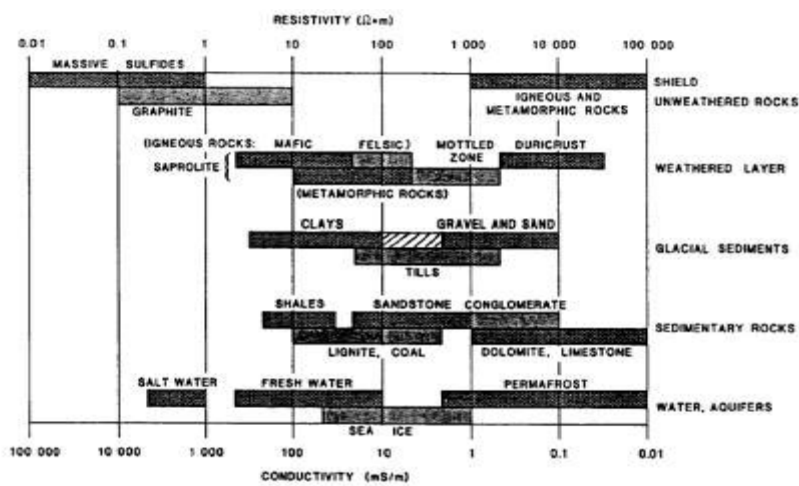
4.2. Teori resistivitas dalam batuan

Resistivitas elektrik berbeda-beda antara material bumi dalam tanah, tergantung variasi didalamnya, apakah berisi air dan ion yang terlarut dalam air. Survei resistivitas dapat seterusnya digunakan untuk mengidentifikasi zona dengan properti elektrik yang berbeda, yang mana

dapat menentukan tingkat geologi yang berbeda. Resistivitas juga dinamakan daya hambat tertentu, yang merupakan kebalikan dari konduktivitas.

Secara umum, mineral yang membentuk tanah dan batuan mempunyai resistivitas tinggi dalam kondisi kering, dan resistivitas tanah dan batuan secara normal merupakan fungsi dari jumlah dan kualitas air dalam ruang pori-pori dan retakan tanah. Selain itu, hubungan antar lubang juga penting. Oleh karena itu, resistivitas tipe tanah atau batuan sangat bervariasi (Gambar 4). Akan tetapi, variasi dapat disempitkan dalam batas area geologi dan variasi resistivitas dalam tanah dan batuan akan merefleksikan variasi dalam properti fisik, seperti contoh resistivitas paling rendah ada di *sandstone* dan *limestones* yang berarti ruang pori-pori dalam batuan tersebut jenuh dengan air (Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000, 1999).

Jumlah air dalam material tergantung dari dua macam porositas, yaitu porositas primer dan porositas sekunder. Porositas primer terdiri atas ruang pori-pori antara partikel mineral dan ada di dalam tanah dan batuan sedimen (*sedimentary*). Porositas sekunder terdiri atas retakan dan zona yang rusak, dan porositas ini yang paling penting dalam batuan kristalin (*crystalline*), seperti granit dan *gneiss*. Resistivitas air dalam pori-pori ditentukan oleh konsentrasi ion dalam larutan, tipe ion dan tingkat suhu, interval dari beberapa tipe air (Tabel 1).



Gambar 4. Interval resistivitas untuk berbagai macam material geologi

Tabel 1. Resistivitas untuk beberapa tipe air

Jenis air	Resistivitas (Ω m)
Air hujan	30-1.000
Air permukaan, di dalam area dari batuan beku gunung berapi	30-500
Air permukaan/permukaan air, di dalam area dari batuan sedimen (<i>sedimentary</i>)	10-100
Air tanah, di dalam area dari batuan beku gunung berapi	30-150
Air tanah, di dalam area dari batuan sedimen (<i>sedimentary</i>)	> 1
Air laut	0,2
Air minum (maksimum tingkat keasinan 0,25%)	> 1,8
Air untuk irigasi dan pengairan (maksimum tingkat keasinan 0,25%)	> 0,65

Sumber: ABEM terrameter

4.3. Tahapan penetapan

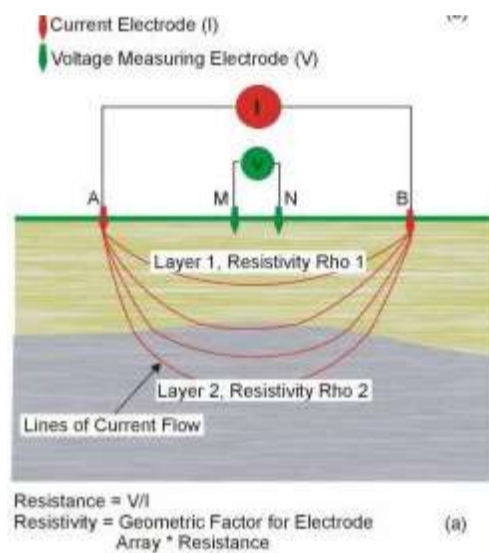
Secara umum, pelaksanaan penetapan potensi air tanah dimulai dari penentuan titik-titik pengamatan berdasarkan jenis atau macam tanah, keadaan geologi, dan kondisi hidrogeologinya. Dalam menentukan titik-titik pengamatan agar posisinya tepat, tidak berubah-ubah dan mudah melusurinya, maka posisi titik-titik pengamatan ditetapkan menggunakan GPS (*geo positioning system*). Tahap berikutnya adalah melakukan pengamatan untuk menentukan ketahanan jenis semu (*apparent resistivity*), dan kedalaman *overburden* serta akuifer di lapangan. Titik yang diamati harus memenuhi kriteria-kriteria yang telah ditentukan, yaitu: (1) titik pengamatan harus terletak pada hamparan 600 m dengan topografi datar; (2) harus jauh dari kawat berduri dan besi dalam tanah; dan (3) harus jauh dari listrik tegangan tinggi. Bila kondisi lapangan tempat titik pengamatan ditentukan tidak terletak pada topografi datar, misalnya berombak atau bergelombang, harus dilakukan pendekatan-pendekatan tertentu dengan menggunakan persamaan-persamaan yang telah dimodifikasi.

Survei geolistrik pada dasarnya ditujukan untuk menduga kondisi geologi bawah permukaan, terutama kondisi macam dan sifat batuan berdasarkan sifat-sifat kelistrikan batuan. Selanjutnya, masing-masing dikelompokkan dan ditafsirkan dengan mempertimbangkan data kondisi geologi setempat. Perbedaan sifat kelistrikan batuan, antara lain disebabkan oleh perbedaan macam mineral penyusun, porositas dan permeabilitas batuan, kandungan air, suhu, dan sebagainya. Dengan mempertimbangkan beberapa faktor di atas, dapat diinterpretasikan kondisi air bawah tanah di suatu daerah, yaitu dengan melokalisasi lapisan batuan berpotensi air bawah tanah.

Pengukuran besarnya tahanan jenis batuan di bawah permukaan tanah dengan menggunakan metode *vertical electrical sounding* (VES) dilakukan untuk mengetahui susunan lapisan batuan bawah tanah secara vertikal, yaitu dengan cara memberikan arus listrik ke dalam tanah dan mencatat perbedaan potensial terukur. Nilai tahanan jenis batuan yang diukur langsung di lapangan adalah nilai tahanan jenis semu (*apparent resistivity*). Dengan demikian nilai tahanan jenis di lapangan harus dihitung dan dianalisis untuk mendapatkan nilai tahanan jenis sebenarnya (*true resistivity*) dengan metode Schlumberger.

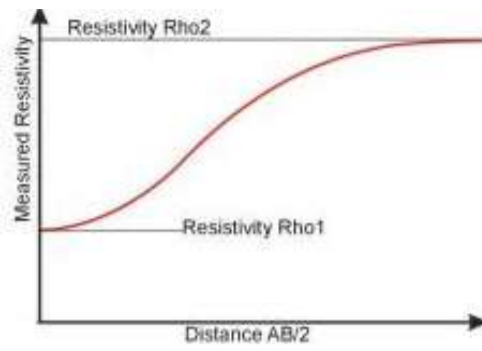
4.4. Pengukuran resistivitas dengan metode Schlumberger

Penetapan potensi air tanah secara langsung dilakukan dengan cara mengukur resistivitas, yang pada pelaksanaannya dilakukan dengan menembakkan arus listrik yang mempunyai kuat arus di kabel AB dan kabel MN (Gambar 5) yang nantinya akan mengukur voltase. Hasil dari proses tersebut akan didapat tahanan yang sama dengan tegangan (V) dibagi I (kuat arus), dan resistivitas = konstanta geometri dikalikan dengan tahanan tersebut.



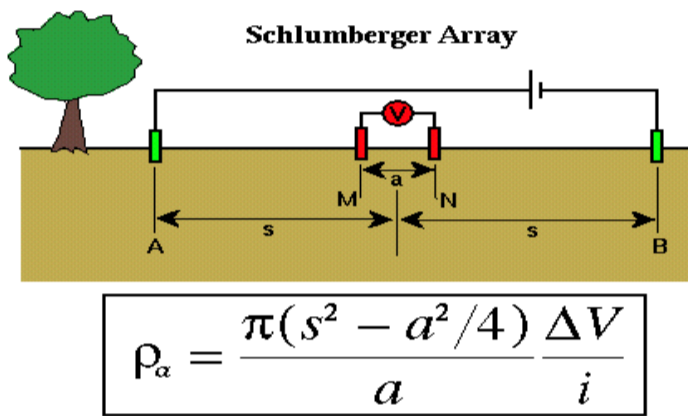
Gambar 5. Ilustrasi pengukuran resistivitas secara umum
 Sumber: Manual Terrameter (1999)

Tahap selanjutnya, digambarkan dalam kurva log – log, panjang AB/2 dengan hasil pengukuran resistivitas di atas (Gambar 6).



Gambar 6. Kurva hasil pengukuran

Untuk metode Schlumberger menggunakan konstanta geometri dengan catatan panjang a harus lebih kecil dari $2s/5$ sebagai berikut (Gambar 7).



Gambar 7. Ilustrasi dan rumus konstanta geometri metode Schlumberger

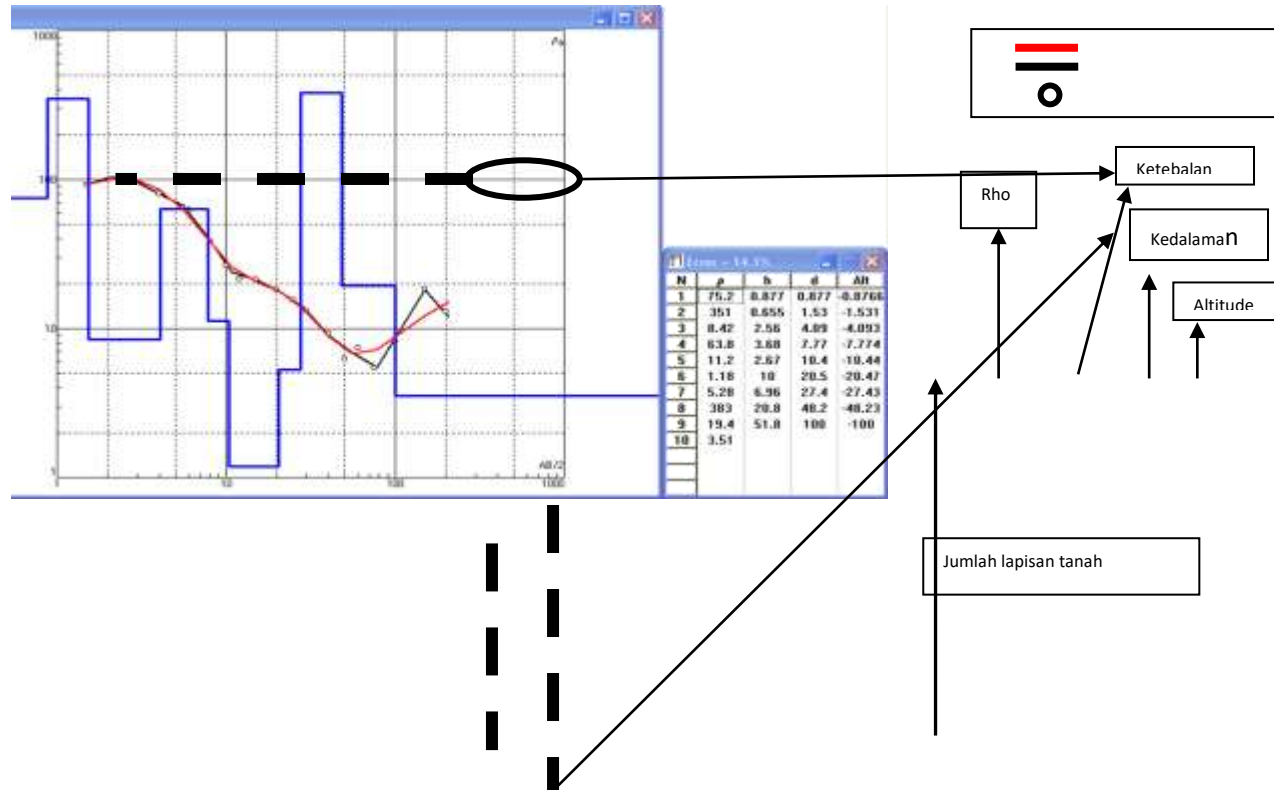
Hasil pengukuran resistivitas biasanya merupakan komposit/gabungan dari macam-macam lapisan, maka dinamakan resistivitas semu atau *apparent resistivitas*. Kurva resistivitas semu ini akan dianalisis menggunakan metode INVERSE untuk mendapatkan ketebalan lapisan dan nilai resistivitasnya. Untuk pengolahan dan perhitungan data lapangan

dalam perhitungan nilai tahanan jenis yang sebenarnya, serta interpretasi kedalaman dan ketebalan akuifer digunakan perangkat lunak komputer. Berdasarkan nilai tahanan jenis sebenarnya, dapat dilakukan interpretasi macam batuan, kedalaman, ketebalan, dan kemungkinan kandungan air bawah tanah, sehingga diperoleh gambaran daerah-daerah yang berpotensi mengandung air bawah tanah serta dapat ditentukan rencana titik-titik pemboran air bawah tanah.

4.5. Penentuan ketebalan akuifer dan *overburden*

Analisis penentuan air bawah tanah dilakukan dengan langkah-langkah sebagai berikut (Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000, 1999):

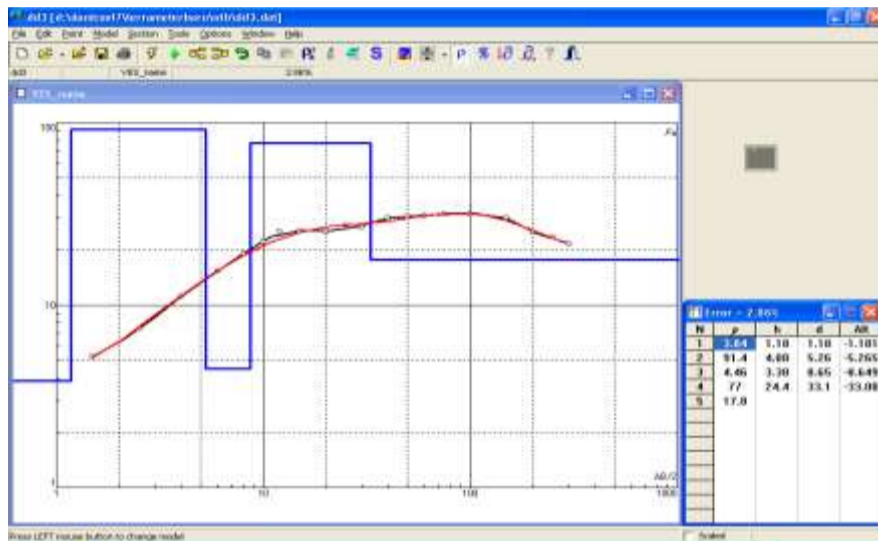
- A. Mengubah data pengamatan menjadi data digital.
Data Rho pengamatan dimasukkan di aplikasi IPI2WIN untuk mencari resistivitas lapisan bawah tanah yang nyata dengan metode INVERSE. Sebagai contoh, hasil analisis resistivitas nyata menggunakan *software* IPI2WIN pada areal di Desa Suka Makmur, Kecamatan Suka Makmur, Kabupaten Bogor (Sutrisno *et al.*, 2005) disajikan pada Gambar 8. Contoh lainnya, pada pengembangan tanaman kapas di Jeneponto, Sulawesi Selatan (Rejekiningrum, 2005), disajikan pada Gambar 9.
- B. Pemilihan lapisan *overburden* dilakukan dengan stratigrafi, lapisan akuifer dan lapisan *bedrock*, ditentukan sebagai berikut:
 - Lapisan *overburden* (lapisan di atas akuifer dan bersifat kurang dan tidak lolos air), karena lapisan ini didominasi jenis batuan liat (*clay*) dengan resistivitas sekitar <45 ohm-meter
 - Lapisan akuifer yang bersifat lolos air, dimana lapisan ini didominasi jenis batuan pasir yang keras dan rapuh (*hard and fractured*) mempunyai resistivitas 45 – 350 ohm-meter.
 - Lapisan *bedrock*, yaitu lapisan di bawah akuifer, didominasi oleh jenis batuan pasir yang keras dan kompak yang mempunyai resistivitas >350 ohm-meter.
- C. Lapisan akuifer sama dengan lapisan yang dapat meloloskan air atau dapat disebut sumber air bawah tanah.



Gambar 8. Hasil analisis resistivitas nyata menggunakan software IPI2WIN areal Desa Suka Makmur, Kecamatan Suka Makmur, Kabupaten Bogor

Keterangan:

- A. Kisaran nilai ρ/Rho (nilai = litologi= stratigrafi):
- Clay, sandstone weathared, hard* = *OVERBURDEN*, yaitu lapisan di atas akuifer dan bersifat kurang dan tidak lolos air yang resistivitasnya berkisar <45 ohm-meter
 - Sandstone, hard dan fractured* = *AKUIFER*, yaitu bersifat lolos air dan mempunyai resistivitas <45 – 350 ohm-meter
 - >350 ohm-meter adalah *sandstone hard dan compact* atau *BEDROCK*
- B. Kedalaman 5 m dianggap masih lapisan tanah = *SOIL*



Gambar 9. Hasil analisis resistivitas nyata menggunakan *software* IPI2WIN areal pengembangan kapas di Jeneponto, Sulawesi Selatan (Rejekiningrum, 2005)

5. DAFTAR PUSTAKA

- Asdak, C. 1995. Hidrologi dan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai. Gadjah Mada University Press. Cetakan pertama. PO Box 14, Bulaksumur, Yogyakarta.
- Boonstra, J. 1989. "SATEM: Selected Aquifer Test Evaluating Methods – A Micro Computer Program" International Institute for Reclamation and Improvement. Publication 48. PO Box 45, Wageningen, The Netherlands.

- Manual Terrameter SAS 4000/SAS 1000, 1999. Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian.
- Papendick, R. I., and Campbell, G. S. 1981. Theory and measurement of water potential. pp. 1-22. *In* Water Potential Relations in Soil Microbiology. SSSA Special Publication No. 9. J.F. Parr, W.R. Gardner and L. F. Elliott (Eds.). Soil Science Society of America: Madison, Wis. USA.
- Reeve, R. C. 1986. " Water Potential: Piezometry". p. 545-561. *In* Method of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Method – Agronomy Monograph No. 9. (Ed: Klute, A.). Second Edition.
- Rejekiningrum. P., Y. Apriyana, dan F. Ramadani. 2005. Pendayagunaan Sumberdaya Air untuk Pengembangan Kapas di Sulawesi Selatan. Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian.
- Sutrisno, N., Haryono, dan Sawijo. 2005. Penataan Lahan dan Penerapan Konservasi Tanah dan Air. Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian.
- Winter, T. C., J. W. Harvey, O. L. Franke, and W. M. Alley. 2005. Concepts of Ground Water, Water Table, and Flow Systems. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclegwdischarge>.

11. PENETAPAN KADAR AIR TANAH DENGAN NEUTRON PROBE

Fahmuddin Agus, Robert L. Watung, dan Deddy Erfandi

1. PENDAHULUAN

Isi bab ini menggunakan Gardner (1986) dan Hignett dan Evett (2002) sebagai referensi utama.

Penetapan kadar air tanah dengan *neutron probe* adalah salah satu cara pengukuran kadar air tanah tidak langsung (Gambar 1). Cara ini bersifat tidak destruktif, sehingga pengukuran dapat dilakukan sangat intensif. Dengan menggunakan *neutron probe*, kadar air tanah dapat ditetapkan pada titik-titik yang sama pada berbagai kedalaman tanah secara berulang-ulang. Oleh karena itu, metode ini sering digunakan dalam penelitian neraca air tanah, penelitian penyerapan air, penelitian pergerakan air tanah, dan lain-lain. Keunggulan lain metode ini adalah secara praktis tidak tergantung pada suhu dan tekanan udara. Walaupun demikian, metode ini mempunyai beberapa keterbatasan antara lain: (1) mahalnya peralatan; (2) rendahnya tingkat resolusi spasial, karena bagian tanah yang diukur cukup besar; (3) tidak akuratnya pengukuran kadar air pada lapisan permukaan tanah (0-15 cm); dan (4) dapat membahayakan kesehatan karena radiasi neutron (Hillel, 1982; Tan, 2005).

Neutron probe sering juga disebut *hidrogen probe* atau *soil moisture depth probe*. Akan tetapi, nama terakhir ini kurang tepat karena alat jenis lain juga dapat menentukan kadar air tanah pada berbagai kedalaman.



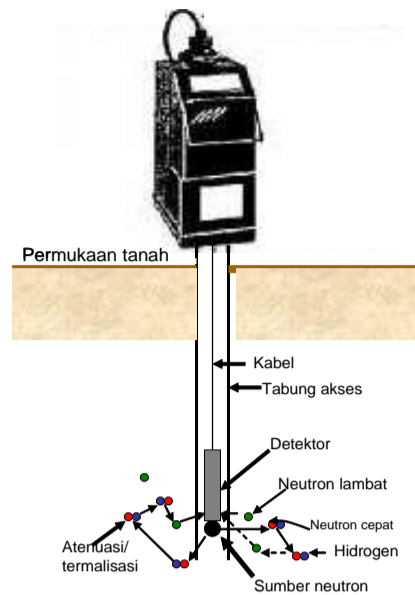
Gambar 1. *Neutron probe* dengan kabel akses

2. PRINSIP ANALISIS

Inti atom hidrogen (H) mempunyai daya menyebar dan melemahkan (memperlambat kecepatan pergerakan) neutron. Sifat inilah yang dimanfaatkan dalam metode penentuan kadar air dengan menggunakan *neutron probe*. Neutron yang mempunyai energi tinggi (5,05 MeV) yang dikeluarkan oleh zat yang bersifat radioaktif seperti *radium-beryllium* atau *americium-beryllium* akan melemah dan pergerakannya berbelok arah apabila bertabrakan dengan inti atom H atau atom lain yang bermassa rendah. Proses ini disebut dengan *thermalization* atau *attenuation*, maksudnya neutron dilemahkan tenaganya setara dengan tenaga termal atom yang ada di dalam zat yang ditabrak.

Efektivitas suatu atom dalam melemahkan tenaga neutron tergantung kepada massa atomnya. Semakin tinggi massa atom, semakin tidak efektif atom tersebut melemahkan tenaga neutron, sehingga dibutuhkan lebih banyak tabrakan antara neutron dengan atom tersebut supaya neutron melemah (berubah menjadi neutron lambat = *slow neutron*). Untuk melemahkan tenaga neutron cepat (*fast neutron*) menjadi neutron lambat, dibutuhkan tabrakan sebanyak 18 kali dengan atom H, atau 67 kali dengan atom lithium, 86 kali dengan atom beryllium, 114 kali dengan atom karbon atau 150 kali dengan atom oksigen. Secara umum, untuk atom yang massanya tinggi, jumlah tabrakan yang dibutuhkan untuk merubah atom cepat menjadi atom lambat adalah sembilan kali massa atom + 6. Ini berarti bahwa hidrogen yang mempunyai massa dan ukuran inti hampir sama dengan neutron, paling efektif dalam melemahkan tenaga neutron. Di dalam tanah, atom H kebanyakan bersenyawa dengan atom O membentuk air (Hignett and Evett, 2002).

Apabila sumber neutron cepat berada di dalam tanah lembap, neutron cepat itu akan menyebar ke segala arah dan dalam penyebarannya akan terjadi tabrakan dengan berbagai atom lainnya termasuk dengan atom H. Hal ini menyebabkan di sekitar sumber neutron cepat itu akan segera tersebar neutron lambat. Jumlah neutron lambat tersebut sangat ditentukan oleh konsentrasi atom yang efektif dalam melemahkan neutron cepat (dalam hal ini terutama atom H). Jumlah atau densitas dari neutron yang sudah melemah diukur dengan suatu detektor neutron lambat yang terletak berdekatan dengan sumber neutron dan dicatat pada suatu layar. Jumlah neutron lambat ini berbanding lurus dengan konsentrasi atom H yang berada di dalam tanah. Skema sebaran neutron cepat dan neutron lambat diberikan pada Gambar 2.



Gambar 2. Skema *neutron probe*, tabung akses, sumber neutron, penyebaran neutron cepat dan neutron lambat

Volume tanah yang diukur kadar airnya sangat tergantung kepada kadar air tanah itu sendiri. Apabila tanah berada dalam keadaan jenuh air, awan neutron akan beredar pada bulatan dengan jari-jari sekitar 15 cm, sedangkan apabila tanah sangat kering, neutron menyebar pada bulatan dengan jari-jari 70 cm (lihat skema pada Gambar 3). Secara umum, jari-jari bulatan penyebaran 95% dari neutron adalah:

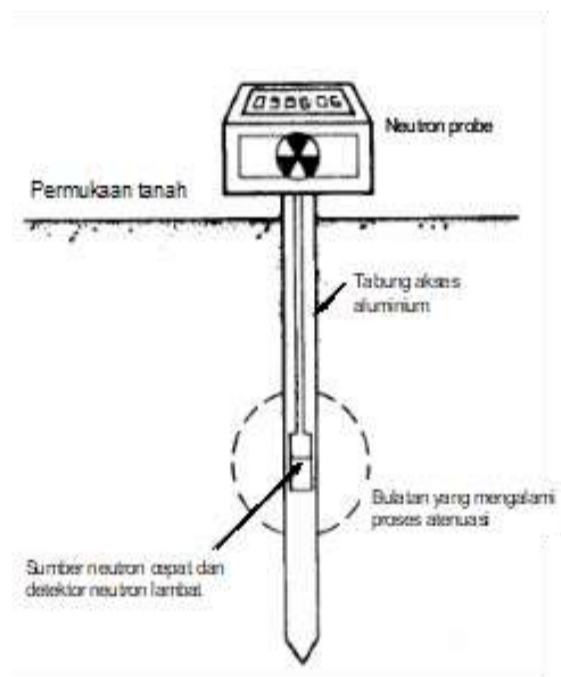
$$R = 100 \text{ cm} / (1,4 + 10 m)$$

dimana m adalah kadar air dalam satuan g cm^{-3} . Oleh karena besarnya perbedaan ruang penyebaran neutron, maka pengukuran kadar air tanah untuk kedalaman <15 cm tidak akurat disebabkan hilangnya sebagian neutron ke udara, sehingga tidak dapat dideteksi.

3. BAHAN DAN ALAT

1. *Neutron probe*. *Neutron probe* terdiri atas sumber neutron cepat, biasanya *americium-241/beryllium*), detektor neutron lambat, dan display yang memperlihatkan kerapatan neutron lambat.
2. Bor tanah untuk memasang tabung akses berdiameter sedikit lebih kecil dari diameter tabung agar kontak antara tabung dengan tanah cukup rapat.

3. Tabung akses terbuat dari aluminium (Gambar 4) atau dari plastik (PVC). Diameter tabung hendaklah sedemikian rupa, sehingga hanya sedikit lebih besar dari diameter tabung sumber neutron. Jika pengamatan kadar air yang terdalam adalah 1 m, panjang tabung akses yang digunakan adalah sekitar 1,3 m; 0,1 m muncul di permukaan tanah dan 0,2 m adalah rongga yang harus disisakan pada dasar tabung akses. Bagian bawah tabung harus tertutup rapat, sehingga tidak dapat dimasuki air dan bagian atas terbuka untuk melewatkan sumber neutron. Dalam keadaan tidak digunakan, bagian atas tabung ditutup dengan karet penutup (*rubber stopper*) atau dengan kaleng susu kosong atau penutup lainnya untuk mencegah agar air hujan tidak memasuki tabung.
4. Kurva kalibrasi. Kurva kalibrasi diperlukan untuk setiap jenis tanah, terutama apabila kandungan bahan organik tanahnya tinggi.
5. *Film badges* dan alat pengukur kebocoran (*leak test kit*).
6. Surat izin penggunaan (jika diperlukan oleh pemerintah).



Gambar 3. Skema radius tanah yang atom H-nya terdeteksi dengan menggunakan *neutron probe*



Gambar 4. Tabung akses dari aluminium dengan penutup dari karet

4. PROSEDUR

1. Buat lubang dalam tanah untuk pemasangan tabung akses dengan menggunakan bor tanah. Pasang tabung akses. Sekitar 10 cm dari panjang tabung akses harus muncul di atas permukaan tanah.
2. Jika hendak melakukan pengukuran, letakkan *neutron probe* di atas tabung akses. Tentukan lama waktu pengukuran, biasanya 30 atau 60 detik untuk setiap titik pengamatan. Lakukan satu atau dua kali pengukuran standar, I_0 , sewaktu sumber neutron belum diturunkan dari unit *neutron probe*. Pengukuran I_0 sebaiknya dilakukan pada awal dan akhir dari serangkaian pengukuran. Hitung nilai rata-rata dari I_0 . Pengukuran I_0 berguna untuk mengoreksi jika ada perubahan elektronis di dalam pengukuran, karena hal ini dapat membaurkan pengukuran.
3. Lakukan pengukuran, I , pada kedalaman yang diinginkan. Kedalaman terdangkal hendaklah $> 0,15$ m, sedangkan jarak suatu kedalaman dengan kedalaman berikutnya hendaklah $\leq 0,15$ m. Hal ini disebabkan karena neutron beredar pada bundaran dengan jari-jari 0,15 m pada tanah basah, dan jari-jari 0,7 m pada tanah kering.
4. Hitung rasio I/I_0 , dan gunakan persamaan (2) untuk menghitung kadar air tanah.

5. PROSEDUR KALIBRASI

Kurva kalibrasi dapat ditentukan dari:

- (a) Beberapa tabung akses yang ada di lapangan. Apabila sifat tanah sangat berbeda untuk setiap kedalaman dan posisi di lapangan, misalnya karena perbedaan kandungan bahan organik, maka diperlukan kurva kalibrasi yang terpisah untuk setiap kedalaman.
- (b) Di dalam suatu drum yang diisi tanah (Gambar 5) dengan jenis tanah yang sama dengan tanah di lapangan, ditengahnya dipasang tabung akses. Penggunaan tanah dalam drum ini, walaupun lebih mudah, tetapi berbeda dengan keadaan lapangan, terutama karena struktur tanahnya sudah berubah.



Gambar 5. Kalibrasi dengan menggunakan tanah di dalam drum

- (c) Lakukan pengukuran I_0 dan I pada beberapa kedalaman dan beberapa kali pengukuran. Waktu pengukuran hendaklah sedemikian rupa, sehingga sebaran air tanah bervariasi menurut variabel waktu mulai dari sangat kering sampai mendekati jenuh. Jika kalibrasi dilakukan pada musim kemarau, jenuhkan tanah dan tentukan I_0 dan I satu kali sehari sampai tanah sangat kering. Jika struktur tanah sangat berbeda, antara satu titik dengan titik lain, atau antara satu kedalaman dengan kedalaman lain, lakukan kalibrasi terpisah antara titik-titik dan kedalaman tersebut.

- (d) Ambil contoh tanah dengan menggunakan bor tanah atau ring contoh pada kedalaman dan waktu yang sama dengan penentuan I . Timbang dan keringkan contoh tanah di dalam oven pada suhu $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ selama 24 jam. Hitung kadar air tanah berdasarkan volume, θ (lihat Bab 13 buku ini). Jika menggunakan contoh tanah terganggu, yang diambil dengan bor, hitung kadar air tanah berdasarkan berat kering, m . Konversi nilai m , menjadi θ , dengan rumus:

$$\theta = m (D_b/\rho_w) \quad (1)$$

dimana ρ_w adalah berat jenis air, dan D_b adalah berat jenis tanah. Ketepatan dalam pengukuran m dan D_b sangat menentukan kualitas data.

- (e) Buat kurva hubungan antara rasio $I/I_o = f$ dengan θ . Kurva ini biasanya membentuk hubungan linear. Tentukan nilai parameter a dan b pada persamaan linear,

$$\theta = a + bf \quad (2)$$

Nilai f biasanya berkisar antara 0 pada tanah yang sangat kering sampai sekitar 1,7 pada tanah dalam keadaan jenuh (Gardner, 1986). Parameter a dan b sangat ditentukan oleh sifat tanah dan nilai I_o .

Catatan

Pengguna *neutron probe* dihadapkan kepada bahaya radiasi. Namun bila pengguna mematuhi aturan pemakaian yang dikeluarkan pabrik, kemungkinan bahaya radiasi sangat kecil. Beberapa langkah pengamanan yang perlu diperhatikan adalah (Gardner, 1986):

- (1) Jangan dikeluarkan sumber neutron dari kotaknya, kecuali apabila unit *neutron probe* sedang digunakan.
- (2) Sewaktu pengukuran, pengguna hanya boleh mendekati alat sewaktu mengganti kedalaman atau posisi pengukuran. Sewaktu alat menghitung nilai I dan I_o , pengguna seharusnya berdiri sekitar 1 m dari tabung akses.
- (3) Apabila alat dibawa selama beberapa menit ke tempat pengukuran, gunakan sebuah gerobak sorong atau sebuah tongkat yang panjangnya 1,5 - 2 m dan bawa alat menggantung pada bagian tengah tongkat yang masing-masing ujungnya dipegang oleh satu orang.
- (4) Selama transportasi di dalam kendaraan, letakkan alat sekitar 1 m dari penumpang.

- (5) Pengguna *neutron probe* perlu menggunakan suatu *film badge*, yaitu suatu film untuk mendeteksi seberapa banyak tubuh dihadapkan kepada radiasi.
- (6) Apabila alat tidak digunakan, simpan alat pada ruang khusus dan dikunci.
- (7) Lakukan pengujian kebocoran (*leak test*) dua kali setahun atau menurut anjuran pabrik.

Untuk berbagai keperluan praktis, kurva kalibrasi yang diberikan oleh pabrik mungkin dapat digunakan. Akan tetapi, kalibrasi sangat diperlukan apabila tanah yang akan diukur kadar airnya, mempunyai sifat mengembang dan mengerut (Jury *et al.*, 1991), mengandung Cl, Fe, Mo, dan B tinggi (Hanks dan Ashcroft, 1986; Gardner, 1986), atau apabila tabung akses yang akan digunakan untuk penentuan kadar air berbeda dari tabung akses yang digunakan pabrik untuk kalibrasi.

Variabilitas tanah yang sangat tinggi, misalnya karena perubahan komposisi mineral tanah yang drastis, atau perbedaan kadar air tanah yang tajam antar lapisan tanah, dapat menyebabkan menyimpangnya pengukuran dari kurva kalibrasi.

6. DAFTAR PUSTAKA

- Gardner, W. H. 1986. Water content. p. 493-544. *In* Methods of Soil Analysis, Part 1. Second Ed. Agron. 9. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.
- Hanks, R. J., and G. L. Ashcroft. 1986. Applied Soil Physics. Springer-Verlag, Berlin.
- Hignett, C., and S. R. Evett. 2002. Neutron thermalization. p. 501-521. *In* H. Dane and G. C. Topp (Eds.) Methods of Soil Analysis Part 4, Physical Methods, SSSA Book Series:5. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin.
- Hillel, D. 1982. Introduction to Soil Physics. Academic Press, Inc. San Diego, California.
- Jury, W. A., W. R. Gardner, and W. H. Gardner. 1991. Soil Physics. 5th Ed. John Wiley and Sons. Inc., New York.
- Tan, K. H. 2005. Methods of Soil Analysis. CEC Press, Boca Raton, Florida.

12. PENETAPAN KADAR AIR TANAH MENGUNAKAN TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR)

Fahmuddin Agus, Ai Dariah, Setiari Marwanto

1. PENDAHULUAN

Referensi utama terkait metodologi penetapan kadar air tanah menggunakan *time domain reflectometry* (TDR) adalah Ferre dan Topp (2002) serta Gardner (1986).

Penetapan kadar air tanah secara akurat dan tepat, sangat diperlukan dalam menginterpretasi hasil penelitian yang berhubungan dengan kadar air tanah, seperti penelitian-penelitian irigasi, drainase, pengawetan air tanah, pengaruh mulsa, dan lain-lain. Penelitian-penelitian tersebut memerlukan pengamatan kadar air tanah secara intensif.

Metode yang paling umum dan akurat serta merupakan metode langsung (*direct technique*) untuk menentukan kadar air tanah adalah metode gravimetri. Metode gravimetri diperlukan pula untuk kalibrasi metode lain (Gardner, 1986) yang merupakan metode tidak langsung seperti *neutron attenuation*, tensiometer, *gamma radiation attenuation*, *gypsum block*, dan lain-lain (Klute, 1986).

Penggunaan utama *time domain reflectometry*, TDR (*cable tester*) adalah untuk menentukan posisi kerusakan transmisi kabel telepon. Penggunaan TDR untuk menentukan kadar air tanah diperkenalkan oleh Chudobiak pada tahun 1975, dan seterusnya diterapkan oleh Topp *et al.* (1980); Topp dan Davis (1981); Topp *et al.* (1984). *Time domain reflectometry* (TDR) dapat menentukan kadar air tanah secara cepat dan akurat pada berbagai kedalaman, termasuk kedalaman 0-15 cm. Kadar air tanah pada kedalaman ini tidak dapat ditentukan dengan *neutron attenuation* karena terjadi kehilangan *slow neutron* ke atmosfer. Beberapa penelitian menunjukkan bahwa TDR masih akurat untuk pengukuran kadar air tanah pada kedalaman 0 - 150 cm. TDR juga dapat diaplikasikan, baik di laboratorium maupun di lapangan.

2. PRINSIP

TDR bekerja berdasarkan sifat daya hantar listrik dari air tanah. Konstanta dielektrik (*dielectric constant*) air, udara, dan tanah mineral berturut-turut adalah sekitar 80, 1 dan 3 - 7. Semakin tinggi kadar air tanah, semakin tinggi konstanta dielektriknya.

TDR mengukur kecepatan pergerakan signal listrik berfrekuensi tinggi. Kecepatan signal itu lebih tinggi dalam zat dengan konstanta dielektrik rendah dan sebaliknya. Dengan demikian pada tanah basah, signal bergerak lebih pelan.

Signal listrik dikeluarkan oleh generator signal TDR. Signal ini seterusnya bergerak di sekitar kabel transmisi dari instrumen ini. Sebagian signal diukur pada interval waktu tertentu. Sebuah komputer di dalam alat menentukan hubungan voltase signal dengan waktu Bergeraknya signal. Layar display memberikan pola hubungan voltase dan waktu (Gambar 1).



Gambar 1. TDR dengan signal pada layar

Pulsa voltase yang dikeluarkan oleh suatu generator bergerak sepanjang kabel transmisi, kemudian sepanjang elektrode (*probe*) yang ditancapkan ke dalam tanah. Elektrode bersifat sebagai konduktor dan tanah di antara dua konduktor bersifat sebagai medium dielektrik. Dua atau lebih batangan besi yang ditancapkan ke dalam tanah berfungsi sebagai pengantar gelombang (*wave guide*) voltase dan signal voltase menyebar ke dalam tanah dalam bentuk dataran gelombang. Apabila dataran gelombang mencapai ujung penyalur gelombang, gelombang itu dipantulkan kembali karena elektrode mempunyai daya hantar listrik yang lebih besar daripada tanah. Waktu yang diperlukan bagi gelombang mulai dari masuk ke dalam tanah sampai gelombang itu dipantulkan kembali dapat diukur dengan alat TDR. Kadar air tanah yang berkaitan langsung dengan konstanta dielektrik dapat ditentukan berdasarkan kecepatan pergerakan gelombang listrik.

Arus TDR bergerak pada jarak L ke ujung elektrode dan kembali ke alat. Kecepatan pergerakan arus dapat ditentukan dengan (Ferre dan Topp, 2002):

$$V_p = \frac{2L}{t} \quad (1)$$

dimana: L = panjang elektrode (besi transmisi); t = waktu (detik)

Kecepatan pergerakan gelombang listrik juga dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut:

$$V_p = \frac{C}{\sqrt{K}} \text{ atau } K = \left\{ \frac{C}{V_p} \right\}^2 \quad (2)$$

dimana: C = kecepatan cahaya (3×10^8 m/det); K = konstanta dielektrik medium (*relative permittivity*)

Persamaan (1) dan (2) dapat digabung menjadi:

$$K = \left\{ \frac{C_t}{2L} \right\}^2 \quad (3)$$

TDR (misalnya tektronik model 1502 B atau 1502 C) mengukur kecepatan pergerakan gelombang listrik. Namun, karena alat ini dirancang untuk mengukur jarak kerusakan kabel dari suatu tempat pengukuran, maka kecepatan pada *display* TDR dikonversi ke dalam posisi (jarak). Konversi ini didapat dengan membandingkan kecepatan gelombang pada suatu medium dengan kecepatan pada ruang hampa udara. Dalam ruang hampa udara, $K=1$, dan $V_p = C = 3 \times 10^8$ m/detik, maka:

$$V_{pm} = \frac{C/\sqrt{K_m}}{C/\sqrt{1}} = \frac{1}{\sqrt{K_m}} \quad (4)$$

dimana: K_m = konstanta dielektrik dalam medium; V_{pm} = kecepatan relatif suatu gelombang yang bergerak dalam suatu medium dibandingkan dengan kecepatan dalam ruang hampa udara

Untuk air,
$$V_{pm} = \frac{1}{\sqrt{K_w}} = \frac{1}{\sqrt{80}} = 0,11$$

K untuk tanah (K_s) tidak diketahui. V_p di dalam tanah (V_{ps}) adalah gabungan persamaan (3) dan (4) yakni:

$$V_{ps} = \frac{1}{\sqrt{K_s}} = \frac{2L}{C_t} \quad (5)$$

maka: $l = 0,5 C_t Vp_s$

V alat dapat diatur dan dilambangkan sebagai V_a . Selanjutnya L_a adalah panjang semu (*apparent length*) dari pengantar gelombang di dalam tanah.

$$\text{maka: } \frac{L_a}{L} = \frac{V_a}{V_{ps}} \quad (6)$$

dimana: L_a = panjang semu jalur transmisi (dapat dibaca dari alat); L = jalur transmisi yang sebenarnya; V_a = kecepatan gelombang (ditetapkan dari alat = 0,99); V_{ps} = kecepatan gelombang dalam tanah.

Dari persamaan di atas, dapat ditentukan hubungan sebagai berikut:

$$K_s = 1,01 \left\{ \frac{L_a}{L} \right\}^2 \quad (7)$$

Kadar air tanah θ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) didapatkan dari hubungan K dengan θ . Persamaan yang ditemukan Topp *et al.* (1980) berdasarkan kalibrasi pada tanah mineral di Ontario, Canada adalah:

$$\theta = -0,053 + 0,0292 K_s - 0,00055 K_s^2 + 0,0000043 K_s^3 \quad (8)$$

Keakuratan persamaan (8) tidak dipengaruhi oleh berat volume tanah, suhu tanah, dan kadar garam tanah. Jika diperlukan ketelitian yang lebih tinggi, maka disarankan untuk membuat kurva kalibrasi tersendiri (Dalton, 1992).

3. METODE

3.1. Bahan dan alat

a. TDR mempunyai berbagai macam mode/tipe dengan spesifikasi dan kemampuan yang bervariasi. Ada yang manual (belum ada fasilitas konversi dari signal ke kadar air), ada pula yang sudah bersifat otomatis (*automated analyses*) serta dilengkapi berbagai komponen tambahan seperti *data logger* (Tabel 1). TDR yang paling awal diperkenalkan dan masih banyak digunakan adalah tipe *portable cable tester* (model 1502 B atau C, Tektronix, Beaverton, OR). Komponen utama TDR adalah:

- (1) generator (sumber) voltase
- (2) penakar (*detector*) voltase yang kembali ke alat dan komputer sederhana.

- (3) kabel koaksial (*coaxial cable*) yaitu suatu kabel dengan tahanan 50Ω biasanya merupakan suku cadang yang ada pada tektronik model 1502 B atau 1502 C. Kabel ini sama dengan kabel antena TV.
- b. Pemandu gelombang (*wave guide*), yaitu suatu elektrode dari batang besi atau kawat melalui kawat penghubung. Elektrode yang paling umum dipakai adalah elektrode dari dua potong (*two wire*) atau tiga potong (*three wire*) kawat anti karat (Gambar 2). Jika digunakan dua potong kawat, maka diperlukan suatu *matching impedance balance (balance transformer)*, yaitu suatu transformer yang dapat menyetarakan tahanan listrik di dalam dan di luar alat. Penggunaan dua kawat ini lebih praktis di lapangan karena pembenaman dua kawat lebih gampang dari tiga atau lebih kawat.



A. Dua kawat



B. Tiga kawat

Gambar 2. *Wave guide* (elektrode) yang dihubungkan dengan *coaxial cable*. A. Model dua kawat, dan B. Model tiga kawat

Prinsip dari penggunaan tiga potong kawat atau lebih merupakan perpanjangan dari *coaxial cable*. Satu kawat di bagian tengah merupakan perpanjangan dari kabel voltase, sedangkan dua atau lebih kawat lainnya merupakan perpanjangan dari pembungkus (*shield*) dari *coaxial cable*. Penggunaan tiga kawat memberikan signal yang lebih jelas.

Panjang elektrode ditentukan oleh kedalaman pengukuran. Jika kita akan menentukan kadar air rata-rata pada kedalaman 0-100 cm, maka panjang elektrode adalah 100 cm.

Tabel 1. Beberapa tipe TDR dengan masing-masing kelengkapan dan kemampuannya

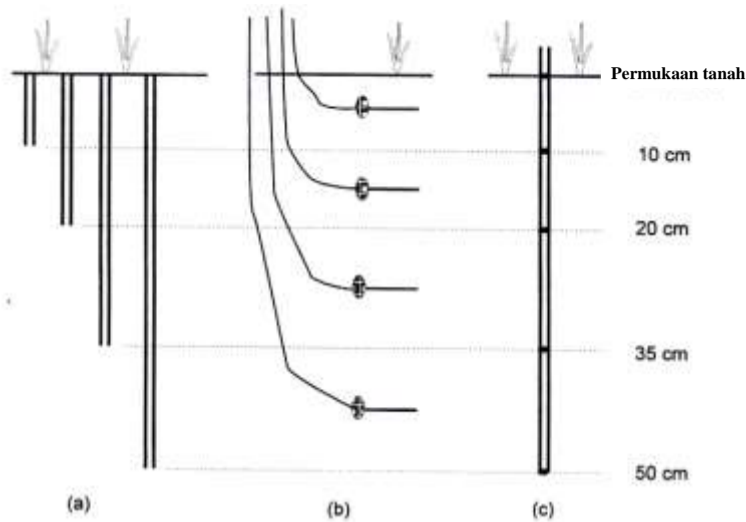
Supplier (pemasok)	Tipe	Data logging	Multiflexing	Elektrode	Waveform	Konduktivitas elektrik
Environmental Sensors, Inc. (Victoria, B.C.,) Canada	MP917	Internal	Segera tersedia	MP917 compatible with shorting diodes	Ya	Tidak
Tektronix (Beaverton, OR)	1502B/C	Tidak	Tidak	Dirancang sendiri	Ya	Ya
Campbell Scientific, Inc. (Logan, UT)	TDR 100	CR 10X or CR 23X	SDMX50	Dirancang sendiri	Ya	Ya
Soil Moisture Equipment Corp. (Santa Barbara, CA)	TRASE 6050	Internal	TRASE 6003	TRASE compatible	Ya	Ya
Dynamax, Inc. (Houston, TX)	Uses Tek 1502 B/C	PC-based	TR-200	Dirancang sendiri	Ya	Tidak
MESA System Co. (Framingham)	TRIME RDR	PC-based	TRIME-MUX6	TRIME compatible	Tidak	Tidak

Sumber: Ferre dan Topp, 2002

3.2. Prosedur

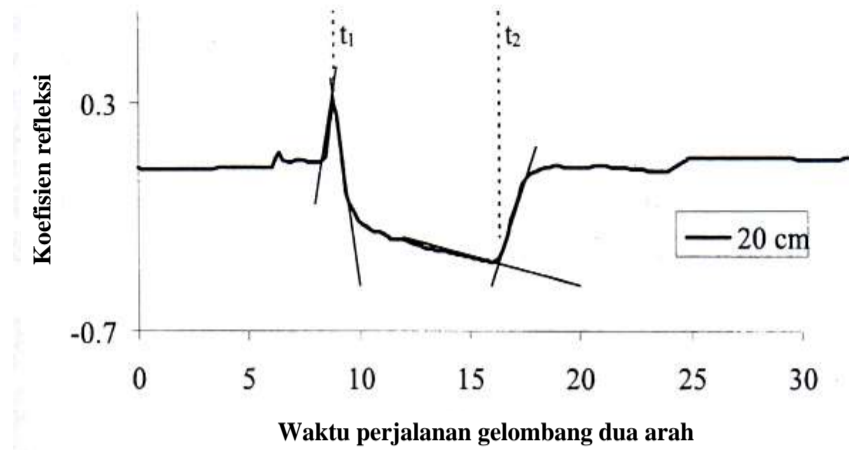
Prosedur penggunaan TDR bervariasi menurut tipe (model) TDR yang digunakan, lokasi pengukuran; di lapangan atau di laboratorium, pada permukaan tanah atau pada kedalaman tanah tertentu, pada poin (titik) tertentu atau berhubungan dengan referensi, dan lain sebagainya. Namun demikian, prosedur dasarnya adalah sebagai berikut:

- a. Tancapkan *probe* (batang elektrode; *waveguide*) atau batang transmisi ke dalam tanah. Penancapan dapat dilakukan secara vertikal dari permukaan tanah atau secara horizontal dari suatu profil tanah (Gambar 3). Cara penancapan tergantung kepada tujuan pengukuran. Penancapan secara horizontal dilakukan apabila ingin diketahui secara teliti kadar air pada suatu lapisan tanah. Penting untuk diperhatikan, bahwa harus terjadi kontak langsung antara tanah dan elektrode. Batang elektrode harus dipasang secara paralel. Pemasangan yang kurang baik (tidak paralel) dapat menyebabkan terbentuknya celah udara (*air gap*) sepanjang batang elektrode. Usahakan untuk meminimalkan terjadinya gangguan terhadap tanah.



Gambar 3. Diagram berbagai alternatif pemasangan elektrode (*waveguide*) yang dipasang secara (a) vertikal, (b) horizontal, dan (c) elektrode vertikal bersegmen (dengan menggunakan jembatan dioda atau *diode shorting*) yang memungkinkan pengukuran untuk berbagai segmen kedalaman dan pengukuran dari permukaan sampai kedalaman 50 cm.

- b. Hubungkan elektrode (batang transmisi) dengan instrumen pada TDR dengan menggunakan kabel koaksial. Panjang terbaik dari kabel penghubung tersebut (untuk mendapatkan penerimaan *signal/noise ratio*) dibatasi sampai 25 m. Beberapa model TDR telah mempunyai *multiplexer*, suatu tambahan alat untuk menanggulangi hilangnya signal yang diakibatkan oleh penggunaan kabel penghubung yang terlalu panjang. *Multiplexers* dapat menguatkan signal.
- c. Analisis bentuk gelombang untuk menentukan waktu perjalanan signal. Data ini akan digunakan untuk menentukan *relative permittivity*, K_s . Untuk penentuan kadar air, ada dua waktu perjalanan signal TDR (dalam tanah dan sekitar elektrode) yang diukur, yaitu waktu kedatangan signal yang dipantulkan dari permukaan elektrode ke permukaan tanah (t_1 pada Gambar 4), dan waktu kedatangan dari signal yang dipantulkan dari ujung *probe* (t_2). Perbedaan waktu (t_2-t_1) merupakan lamanya (waktu) perjalanan signal (*two-way travel time*) sepanjang batang transmisi (*probe*).
- d. Waktu perjalanan ini dikonversi ke *relative permittivity* dengan menggunakan persamaan (3), sehingga didapatkan K_s .



Gambar 4. Skema penentuan t_1 dan t_2

- e. Konversi *relative permittivity*, K_s , ke kandungan air (θ) dengan menggunakan persamaan kalibrasi terpilih. Selain persamaan (9) (Topp *et al.*, 1980), Topp dan Reynolds (1998); Ferre dan Topp (2000) memberikan hubungan regresi linier antara K_s dan θ :

$$\theta = 0.115\sqrt{K_s} - 0.176 \quad (9)$$

Meskipun persamaan tersebut dapat diaplikasikan secara luas, disarankan untuk mengevaluasi (mengkalibrasi) tingkat keakuratan dari persamaan tersebut untuk tanah tertentu.

4. DAFTAR PUSTAKA

- Dalton, F. N. 1992. Development of time domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. p. 143-167. *In* Topp *et al.* (Eds.) *Advances in measurement of Soil Physical properties: Bringing theory in to practice*. SSSA Spec. Publ. 30. SSSA, Madison, WI.
- Ferre, P. A. (TY), and G. C. Topp. 2002. Time domain reflectometry. p. 434-446. *In* Dane, J. H., and G. C. Topp (Eds.). *Methods of soil analysis, Part 4-Physical Methods*. Soil Sci. Soc. Amer, Inc. Madison, Wisconsin.
- Gardner, W. H. 1986. Water content. *In* Klute, A. (Ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 1*, 2nd ed. Agronomy 9: 493-544. ASA, Madison, WI.

- Klute, A.(Ed.). 1986. *Methods of Soil Analysis. Part 1, 2nd Ed.* Agronomy 9. ASA, Madison, WI.
- Topp, G. C., J. L. Davis, and A. P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content. Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research* 16: 574-582.
- Topp, G. C., and J. L. Davis. 1981. Detecting infiltration of water through soil cracks by time domain reflectometry. *Geoderma* 26: 13-23.
- Topp, G. C., J. L. Davis, W. G. Bailey, and W. D. Zebchuk. 1984. The measurement of soil water content using a portable TDR hand probe. *Canadian Journal Soil Science* 64: 313-321.
- Topp, G. C., and W. D. Reynolds. 1998. Time domain reflectometry: A seminal technique for measuring mass and energy in soil. *Soil Tillage Research* 47:125-132.

13. PENETAPAN KADAR AIR TANAH DENGAN METODE GRAVIMETRIK

Umi Haryati, Jelly Amalia Santri, A. Abdurachman, dan Ishak Juarsah

1. PENDAHULUAN

Air mengendalikan hampir seluruh proses fisik, kimia, dan biologi yang terjadi di dalam tanah. Air dalam tanah berperan sebagai pelarut dan agen pengikat antar partikel-partikel tanah, yang selanjutnya berpengaruh terhadap stabilitas struktur dan kekuatan tanah serta bahan geologik. Secara kimia, air berperan sebagai agen pengangkut zat terlarut dan suspensi yang terlibat dalam perkembangan tanah dan degradasi. Dengan melalui pengaruhnya pada hampir semua proses kimia dan fisika alami, seluruh proses kehidupan tergantung air tanah. Produksi biologi dalam tanah, juga produksi hutan dan tanaman pertanian sangat dipengaruhi oleh ketersediaan air, yang pada gilirannya tergantung sifat-sifat tanah dan kandungan air di dalam tanah.

Teknik pengukuran kadar air tanah diklasifikasikan ke dalam dua cara, yaitu langsung dan tidak langsung. Pengukuran secara langsung adalah berupa pemisahan air dari matrik tanah dan pengukuran langsung dari jumlah air yang dipisahkan tersebut. Pemisahan air dari matriks tanah dapat dicapai melalui: (1) pemanasan; (2) ekstraksi dan penggantian oleh larutan; atau (3) reaksi kimia. Jumlah air yang dipisahkan ditentukan dengan: (1) mengukur perubahan massa/berat setelah pemanasan dan (2) pengukuran kuantitatif dari hasil reaksi. Pemisahan air dengan pemanasan biasa disebut dengan metode gravimetrik, dan merupakan metode pengukuran secara langsung (Topp and Ferre, 2002) yang akan dibahas dalam bab ini. Metode tidak langsung adalah dengan mengukur beberapa sifat fisik atau kimia tanah yang berhubungan dengan kadar air tanah. Sifat ini meliputi konstanta dielektrik (*permittivity relatif*), konduktivitas elektrik, kapasitas panas, kandungan ion H, dan kepekaan magnetik. Berlawanan dengan metode langsung, metode tidak langsung bersifat lebih tidak merusak atau nondestruktif, sehingga kandungan air dalam contoh tidak berubah selama pengukuran. Akurasi dan ketepatan dari metode ini tergantung kepada kedekatan hubungan antara sifat yang diukur dan kadar air volumetrik (θ_v).

2. PRINSIP DASAR

Kadar air tanah dinyatakan sebagai perbandingan antara massa/berat air yang ada dalam contoh sebelum pengeringan dan massa/berat contoh setelah dikeringkan sampai mencapai massa/berat yang tetap pada 105 °C. Sebagai alternatif, volume air yang ada pada satu unit volume dapat dijadikan ukuran kandungan air tanah. Oleh karenanya, ukuran kandungan air tanah yang biasa digunakan dalam studi-studi tanah adalah perbandingan tanpa dimensi atau persentase, sehingga membuat definisi gravimetrik dan volumetrik menjadi tidak sama. Dengan demikian, penting untuk menyatakan kandungan air tanah secara spesifik, apakah berdasarkan perbandingan dua massa (gravimetrik) atau dua volume (volumetrik). Kandungan air tanah berdasarkan gravimetrik berhubungan dengan kandungan air tanah berdasarkan volumetrik melalui BD (*bulk density*, ρ_b (Mgm^{-3}) dan berat jenis air, ρ_w (Mg m^{-3}), menurut rumus:

$$\theta_v = \left(\frac{\rho_b}{\rho_w} \right) \theta_m \quad (1)$$

dimana: θ_v = kadar air volumetrik (m^3m^{-3}), dan θ_m = kadar air gravimetrik (kgkg^{-1}).

Kadar air volumetrik dapat dikonversikan dengan mudah menjadi cara yang biasa digunakan untuk kadar air media, kejenuhan, yang dinyatakan sebagai rasio kejenuhan, derajat kejenuhan atau kejenuhan relatif. Sifat ini menggambarkan perbandingan kadar air volumetrik terukur terhadap kadar air dalam keadaan jenuh (θ_s). Pada keadaan jenuh, kadar air sama dengan porositas. Oleh karena itu, derajat kejenuhan menggambarkan fraksi ruang pori yang terisi air dengan kisaran 0-1. Kejenuhan efektif (S_e), diperhitungkan untuk kadar air residual (θ_r). Nilai ini berkisar dari 0 pada kejenuhan residu sampai 1 pada saat jenuh:

$$S_e = \frac{(\theta_v - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (2)$$

Definisi kejenuhan secara nyata adalah apabila seluruh pori terisi air, namun tidak sama dengan definisi kejenuhan residu yang merupakan kondisi "kering" terhadap referensi semua pengukuran. Referensi untuk kondisi kering yang secara umum diterima untuk kadar air tanah adalah kondisi "kering" contoh tanah pada 105 °C dan tekanan 1 (satu) atm sampai berat contoh tetap. Ini merupakan dasar dari metode gravimetrik. Untuk alasan praktis, suhu yang telah dipilih dan atau disepakati harus dapat dicapai oleh alat

standar pada semua laboratorium. Pilihan suhu pada atau di atas titik didih air menyebabkan kehilangan air relatif cepat dari contoh pada waktu analisis, sehingga lebih menghemat waktu. Sementara, suhu di atas 105°C menyebabkan volatilisasi komponen organik tanah, menyebabkan kehilangan massa yang berhubungan dengan keadaan air awal yang ada pada contoh. Pada tanah-tanah mineral yang mempunyai kadar bahan organik rendah (< 5%), jumlah bahan organik yang hilang pada suhu 105 °C relatif sedikit dibandingkan dengan massa total, sehingga kesalahan pengukuran kadar air menjadi kecil. Jika tanah mengandung bahan organik yang lebih tinggi, jumlah kerikil yang banyak, atau mengandung garam, maka komponen khusus tersebut harus diperhatikan dalam menentukan kondisi kekeringan dan interpretasi hasil.

Metode gravimetrik adalah metode yang paling sederhana secara konseptual dalam menentukan kadar air tanah. Pada prinsipnya mencakup pengukuran kehilangan air dengan menimbang contoh tanah sebelum dan sesudah dikeringkan pada suhu 105 – 110 °C dalam oven. Hasilnya dinyatakan dalam presentase air dalam tanah, yang dapat diekspresikan dalam presentase terhadap berat kering, berat basah atau terhadap volume. Masing-masing dari presentase berat ini dapat dihitung dengan menggunakan persamaan sebagai berikut:

1. % H₂O berat kering = (berat H₂O/ berat tanah kering oven) x 100%
2. % H₂O berat basah = (berat H₂O/ berat basah tanah) x 100%
3. % H₂O volume = % H₂O berat kering x BD (*bulk density*)

Air ditahan oleh komponen tanah pada kisaran energi yang lebar dan tidak ada waktu yang pasti pada level energi yang mana, tanah mencapai kondisi kering ketika suhu mencapai 105 °C. Contoh tanah terus menurun massanya secara perlahan-lahan pada 105 °C untuk beberapa hari. Selain itu, beberapa contoh tanah mengandung bahan organik yang sebagian tervolatilisasi pada suhu 105 °C. Jadi penurunan massa, mungkin disebabkan oleh volatilisasi dari komponen bukan air. Dengan demikian, ada masalah pengendalian suhu, meskipun oven pengering yang digunakan pada hampir semua laboratorium dapat mempertahankan suhu pada kisaran 100-110 °C. Suhu dalam oven bervariasi tergantung pada lokasi dalam ruang oven. Hal ini menyebabkan suhu aktual tanah tidak terukur, dan variasi ini menyebabkan pemanasan yang berbeda antara contoh tanah yang ditempatkan pada oven yang sama pada waktu yang sama.

Selain ketidak sempurnaan ini, metode oven pengering merupakan metode yang tepat atau yang paling baik untuk menghasilkan data kadar air tanah. Metode ini bisa digunakan baik di laboratorium maupun di lapangan.

3. PENETAPAN KADAR AIR DI LABORATORIUM MENGGUNAKAN OVEN (dimodifikasi dari Tan, 2005)

3.1. Bahan dan alat

1. Cawan timbang atau botol
2. Labu kimia (*erlenmeyer*) dan tutupnya
3. Timbangan (ketelitian 0,1 mg)
4. Oven
5. Desikator

3.2. Prosedur

1. Letakkan 30-50 g tanah pada cawan timbang atau botol, dan segera tempatkan pada botol atau labu kimia/*erlenmeyer*.
2. Tutup *erlenmeyer*, dan timbang secara hati-hati sampai ketelitiannya 1 atau 0,1 mg, tergantung akurasi yang diinginkan.
3. Pindahkan/buka tutup dari botolnya, dan keringkan botol/labu kimia tersebut dengan isinya pada suhu 105 – 110 °C selama 24 jam dalam oven.
4. Setelah 24 jam, biarkan/dinginkan contoh tanah dalam desikator.
5. Tutup kembali botol/labu tersebut dan timbang dengan hati-hati beserta isinya sampai ketelitian 1 atau 0,1 mg. Jumlah air yang hilang, yaitu kadar air contoh dapat dihitung melalui contoh perhitungan sebagai berikut:

Air yang hilang = berat tanah basah – berat tanah kering oven

Berat tanah basah = 50 g, berat labu dan tutupnya 25,1234 g, maka:

berat botol/labu + tutup + tanah sebelum dikeringkan = 75,1234 g

Berat botol/labu + tutup + tanah sesudah dikeringkan = 65,1234 g,

maka: jumlah air yang hilang (75,1234 g – 65,1234 g) = 10,0000 g

Berat tanah setelah dikeringkan = (65,1234 – 25,1234) g = 40,0000 g

Kadar air (berdasarkan berat kering) = $10,0000/40,0000 \times 100\% = 25\%$

Kadar air (berdasarkan berat basah) = $10,0000/50,0000 \times 100\% = 20\%$

Jika BD = $1,5 \text{ g cm}^{-3}$, maka kadar air (% volume) = $25\% \times 1,5 = 37,5\%$.

4. PENETAPAN KADAR AIR MENGGUNAKAN BRABENDER (LPT, 1979)

4.1. Bahan dan Alat

1. *Brabender*
2. Timbangan
3. Cawan tanah

4.2. Prosedur

1. Siapkan *Brabender* (Gambar 1), yaitu alat untuk penetapan kandungan air tanah secara cepat. Dengan alat ini hanya diperlukan waktu 1 - 2 jam untuk 10 contoh tanah, karena dilengkapi dengan pengatur udara panas, yang mengalir di atas contoh tanah. Alat ini dilengkapi dengan skala yang menunjukkan angka persen kandungan air atas dasar berat basah contoh tanah tersebut.
2. Timbang contoh tanah tepat 10 g, sebelum dimasukkan ke dalam alat tersebut.
3. Setelah 1 - 2 jam, baca angka persen pada skala yang ada pada alat tersebut.
4. Untuk merubah persen kandungan air dari dasar berat basah ke dasar berat kering contoh, perhitungannya adalah sebagai berikut:

Berat contoh tanah = 10 g

Kandungan air (pembacaan "Brabender") = x %

$$\text{Berat air} = \frac{x}{100} \times 10g = 0,1xg$$

$$\text{Berat kering tanah} = (10 - 0,1x)g$$

$$\text{Jadi kandungan air atas dasar berat kering: } y = \frac{0,1x}{10 - 0,1x} \times 100\%$$

Untuk mempercepat pengubahan ini, dapat dibuat sebuah tabel seperti terlihat pada Tabel 1.



Gambar 1. Alat untuk penetapan kadar air (*Brabender*)

Tabel 1. Perubahan persentase kadar air pada pembacaan Brabender terhadap kadar air berdasarkan berat kering tanah

No	Kadar air (% dari Brabender) = x	Kadar air tanah (% berat kering) = y
1	10	11,11
2	11	12,36
3	12	13,64
4	13	14,94
5	14	16,28
6	15	17,65
7	16	19,05
8	17	20,48
9	18	21,95
10	19	23,46
11	20	25,00
12	21	26,58
13	22	28,21
14	23	29,87
15	24	31,58
16	25	33,33
17	26	35,14
18	27	36,99
19	28	38,89
20	29	40,85
21	30	42,86
22	31	44,93
23	32	47,06
24	33	49,25
25	34	51,52

5. PENETAPAN KADAR AIR TANAH DI LAPANGAN (LPT, 1979)

5.1. Bahan dan alat

1. Cangkul (untuk mengambil sampel tanah)
2. Bor tanah
3. Kantung plastik
4. Metil atau etil alkohol 70 %
5. Cawan tanah
6. Timbangan

5.2. Prosedur

Di lapangan, kadar air tanah dapat ditetapkan dengan cara membakar tanah menggunakan metil atau etil alkohol sampai beratnya tetap dengan prosedur sebagai berikut:

1. Ambil 100-200 g contoh tanah terganggu (*disturb sample*) dari lapisan tanah yang dikehendaki, dan tempatkan segera dalam kantung plastik untuk menghindari penguapan.
2. Timbang ± 10 g tanah sebanyak 5 - 10 ulangan, dan tempatkan segera dalam cawan tanah yang sudah diketahui beratnya.
3. Siram masing-masing sampel tanah tersebut dengan metil atau etil alkohol 70% secukupnya (sekitar 10 – 20 cm³).
4. Bakar masing-masing sampel tanah tersebut sampai beratnya tetap selama ± 10 menit
5. Biarkan tanah sampai dingin, kemudian contoh tanah berikut cawan ditimbang kembali.
6. Kandungan air tanah dihitung dengan cara sebagai berikut:

$$\text{Kandungan air tanah (\% berat)} = \frac{\text{Berat basah} - \text{berat kering}}{\text{Berat kering}} \times 100\%$$

$$\text{Kandungan air tanah (\% volume)} = \text{kadar air (\% berat)} \times \text{BD}$$

$$\text{Berat basah} = (\text{berat tanah} + \text{berat cawan}) \text{ sebelum dioven} - \text{berat cawan}$$

$$\text{Berat kering} = (\text{berat tanah} + \text{berat cawan}) \text{ sesudah dioven} - \text{berat cawan}$$

6. PEMANFAATAN DATA KADAR AIR TANAH

6.1. Sebagai dasar penambahan air irigasi

Kadar air di dalam tanah, terutama di sekitar daerah perakaran harus cukup untuk memenuhi kebutuhan air tanaman atau berada dalam kondisi kapasitas lapangan, agar tanaman dapat tumbuh dengan optimal, sehingga menghasilkan produksi yang maksimal. Oleh karena itu, data kadar air tanah sangat diperlukan untuk menilai apakah kondisi kadar air dalam tanah tersebut sudah cukup untuk memenuhi kebutuhan air tanaman atau belum. Apabila kadar air dalam tanah tersebut belum cukup, maka harus ditambahkan sejumlah air, sehingga dapat memenuhi kebutuhan air tanaman, berupa air irigasi. Data kadar air yang diperlukan untuk menghitung kebutuhan air irigasi adalah data kadar air tanah pada kondisi kapasitas lapangan dan titik layu permanen, serta kadar air pada saat tertentu ketika air irigasi dianggap perlu untuk ditambahkan. Selisih kadar air antara kapasitas lapangan dan titik layu permanen disebut air tersedia. Pada kondisi kapasitas lapangan, air tersedia adalah 100%. Pada umumnya, tanaman akan mulai terganggu pertumbuhannya pada saat kadar air dalam tanah <50% dari air tersedia, sehingga dapat menurunkan produksi. Tidak setiap tanaman memberikan respon yang sama terhadap kelangkaan air dalam tanah. Namun demikian untuk efisiensi penggunaan air, irigasi tidak harus ditambahkan untuk memenuhi kondisi kapasitas lapangan sebesar 100% air tersedia, cukup diberikan sekitar 60-80% tergantung jenis tanaman dari air tersedia.

Contoh perhitungan penambahan air irigasi untuk mencapai 60% air tersedia adalah sebagai berikut:

Kadar air kapasitas lapangan (KA KL), pF 2,54 (% volume) = 25%,

Kadar air titik layu permanen (KA TLP), pF 4,2 (% volume) = 10%

Kadar air pada saat pengukuran (KA SP) (% berat) = 12%

BD tanah = $1,3 \text{ g cm}^{-3}$

Jadi jumlah air tersedia (KAT) (% volume) = KA KL – KA TLP = (25 – 10)% = 15%

Apabila air irigasi yang akan ditambahkan untuk memenuhi 60% air tersedia, maka air yang harus ada dalam tanah = KA TLP + 60% (KAT) = (10 + 0,6 (15))% = 19 (% volume). Air yang ada dalam tanah (% volume) = KA SP (% berat) x BD = 12% x 1,3 = 15,6%. Jadi air yang harus ditambahkan adalah = 19% - 15,6% = 3,4% (% volume).

Apabila air tersebut dipakai untuk mengairi lahan seluas 1,0 ha dengan kedalaman 20 cm, maka air yang harus ditambahkan adalah = (10.000 m² x 0,2 m) x 3,4% = 6.800 m³. Jika pada hari yang bersangkutan tidak ada

hujan, maka air yang harus ditambahkan adalah 6.800 m^3 untuk 1 ha. Tetapi jika terjadi hujan, maka air yang ditambahkan adalah 6.800 m^3 dikurangi curah hujan. Penambahan air irigasi diulangi kembali pada saat kadar air dalam tanah mencapai 50% dari air tersedia atau 17,5% volume $\{(KA \text{ TLP} + 50\% (KAT) = 10 + 0,5 (15\%) = 17,5\% \}$.

6.2. Penggunaan *soil conditioner*

Tidak semua tanah mempunyai kemampuan memegang air yang sama. Kemampuan memegang air setiap jenis tanah ditentukan oleh agregasi tanah, yang sangat tergantung kepada tekstur dan kandungan bahan organik dalam tanah. Untuk tanah-tanah bertekstur kasar (pasir) mempunyai kemampuan memegang air yang lebih rendah dibandingkan dengan tanah yang bertekstur halus (liat). Demikian juga, untuk tanah-tanah dengan kandungan bahan organik yang rendah, kemampuan memegang airnya lebih rendah dibandingkan dengan tanah yang mempunyai kandungan bahan organik tinggi. Agar tanah tetap mempunyai kemampuan memegang air yang tinggi diperlukan suatu bahan yang dapat meningkatkan agregasi tanah, yang berfungsi sebagai *cementing agent*, yang disebut bahan pembenah tanah atau *soil conditioner*. *Soil conditioner* dapat berupa bahan kimia (buatan) seperti PVA (*poly vinyl acid*) atau yang bersifat alami yang berupa bahan organik seperti pupuk kandang atau kompos.

Dengan ditambahkan *soil conditioner* ke dalam tanah, maka kemampuan memegang air tanah dapat ditingkatkan, sehingga tanah tidak cepat meloloskan air baik sebagai air drainase maupun air perkolasi, menyebabkan air teralokasikan ke luar zona perakaran, sehingga tidak dapat diekstrak oleh akar tanaman. Selain itu, air juga tidak mudah *terevaporasi* karena terlindungi dan atau terikat oleh bahan *soil conditioner*. Dengan demikian kadar air dalam tanah dapat dipertahankan pada kondisi yang optimal dalam jangka waktu yang lebih lama.

Untuk mengetahui apakah *soil conditioner* tersebut dapat mempertahankan kadar air dalam tanah dalam jangka waktu yang lama atau tidak, maka diperlukan data fluktuasi kadar air tanah yang berasal dari pengamatan kadar air secara kontinu, setelah perlakuan *soil conditioner* selama jangka waktu yang diharapkan. Dengan demikian dapat diketahui berapa lama *soil conditioner* tersebut dapat mempertahankan kadar air yang optimum dalam tanah.

6.3. Penetapan kurva pF dan angka *atterberg*

Kurva pF adalah kurva yang menggambarkan kemampuan tanah memegang air. Dari kurva ini dapat diketahui apakah tanah tersebut lebih

cepat meloloskan air atau dapat menahan air dalam waktu yang lebih lama. Semakin curam kurva pF, semakin cepat tanah tersebut meloloskan air, dan semakin landai kurva pF semakin bagus tanah tersebut menahan air. Kurva pF ini dapat dibuat dengan cara memplot data kadar air tanah pada saat kapasitas lapangan dan titik layu permanen (sumbu X) terhadap masing-masing tegangan matriknya yang dicerminkan oleh nilai minus logaritma dari hisapan matrik (pF) pada kondisi kapasitas lapangan (pF 2, 54) dan titik layu permanen (pF 4,2) (sumbu Y). Dengan demikian data kadar air tersebut sangat diperlukan untuk menilai kemampuan tanah memegang air.

Selain hal tersebut, data kadar air tanah juga dapat dijadikan dasar pada saat kapan atau kadar air berapa suatu tanah dapat diolah dengan mudah dan tidak menimbulkan kerusakan struktur tanah. Hal tersebut dapat ditentukan dengan menetapkan angka *atterberg*. Angka-angka *atterberg*, yaitu angka-angka kadar air tanah pada beberapa macam keadaan. Angka-angka ini penting dalam menentukan tindakan pengolahan tanah, karena pengolahan tanah akan sulit dilakukan kalau tanah terlalu kering ataupun terlalu basah. Sifat-sifat tanah yang berhubungan dengan angka-angka *atterberg* tersebut menurut Hardjowigeno (1995) adalah sebagai berikut:

Batas mengalir (*liquid limit*) adalah jumlah air terbanyak yang dapat ditahan oleh tanah dan merupakan batas kadar air tertinggi yang bermanfaat bagi tanaman. Kalau air lebih banyak, tanah bersama air akan mengalir. Dengan kandungan air yang tinggi, tanah akan melekat pada alat pengolah tanah seperti bajak atau cangkul.

Batas melekat adalah kadar air dimana tanah mulai tidak dapat melekat pada benda lain. Bila kadar air tanah lebih rendah dari batas melekat, maka tanah tidak dapat melekat, namun bila kadar air tanah lebih tinggi dari batas melekat, tanah akan mudah melekat pada benda lain. Oleh karena itu, pada kadar air lebih tinggi dari batas melekat, tanah sukar diolah.

Bila tanah yang telah mencapai batas mengalir atau batas melekat tersebut dapat membentuk gulungan atau pita yang tidak mudah patah bila digolek-golekkan, maka dikatakan bahwa tanah itu *plastis*. Bila tanah tidak dapat dibentuk pita atau gulungan (selalu patah-patah), maka disebut tidak plastis.

Batas menggolek adalah kadar air dimana gulungan tanah mulai tidak dapat digolek-golekkan lagi. Kalau digolek-golekkan, tanah akan pecah-pecah ke segala jurusan. Pada kadar air lebih rendah dari batas menggolek, tanah sukar diolah.

Indeks plastisitas (*plasticity index*) menunjukkan perbedaan kadar air antara batas mengalir dan batas menggolek. Tanah-tanah liat umumnya mempunyai indeks plastisitas yang tinggi, sedangkan tanah-tanah pasir mempunyai indeks plastisitas rendah.

Jangka olah menunjukkan besarnya perbedaan kandungan air pada batas melekat dan batas menggolek. Tanah dengan jangka olah yang rendah merupakan tanah yang lebih sukar diolah daripada tanah dengan jangka olah yang tinggi. Bila jangka olahnya sama, tanah lebih sukar diolah bila indeks plastisitasnya rendah. Tabel 2 menyajikan harkat angka-angka *Atterberg* (Wirjodihardjo dan Tan, 1964 dalam Hardjowigeno, 1995).

Tabel 2. Harkat angka-angka *atterberg*

Harkat	Batas mengalir	Indeks plastisitas % kadar air	Jangka olah
Sangat rendah	<2	0-5	1-3
Rendah	20-30	6-10	4-8
Sedang	31-45	11-17	9-15
Tinggi	46-70	18-30	16-25
Sangat tinggi	71-100	31-43	26-40
Ekstrim tinggi	>100	> 43	

Batas ganti warna (titik ubah) merupakan batas kadar air terendah yang dapat diserap tanaman. Tanah yang telah melewati batas menggolek, masih dapat terus kehilangan air, sehingga tanah lambat laun menjadi kering dan pada suatu ketika tanah menjadi berwarna lebih terang. Titik ini dinamakan titik batas ganti warna atau titik ubah. Perbedaan kadar air pada *batas mengalir* dan *batas ganti warna* merupakan jumlah air yang tersedia bagi tanaman. Penentuan air tersedia dengan cara ini sekarang jarang digunakan lagi. Hal ini karena semua penetapan dilakukan pada tanah dalam keadaan yang tidak alami lagi (tanah diaduk lebih dulu dengan air sampai menjadi pasta), sehingga mekanisme penyerapan air dalam tanah berbeda dengan keadaan alami dimana banyaknya dan ukuran pori-pori tanah memegang peranan penting. Penentuan jumlah air tersedia yang dianggap lebih baik adalah dengan menghitung perbedaan kadar air pada tegangan sepertiga bar atau pF 2,54 (kapasitas lapangan) dengan kadar air pada 15 bar atau pF 4,2 (titik layu permanen).

7. DAFTAR PUSTAKA

- LPT (Lembaga Penelitian Tanah). 1979. Penuntun Analisa Fisika Tanah. Lembaga Penelitian Tanah. Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian.
- Tan, K. H. 2005. Soil Sampling, Preparation, and Analysis. Second Edition. CRC Press Taylor and Francis Group. Boca Raton, FL 33487 – 2742. 623 p.

Topp, G. C., and P. A. (T.Y) Ferre. 2002. The Soil Phase. Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methodes. SSSA Book Series. No 5. Soil Science Society of America, Madison, WI 53711, USA. 1.692 p.

Hardjowigeno, S. 1995. Ilmu Tanah. Akademika Pressindo. Jakarta. 233 hlm.

14. PENETAPAN KADAR AIR OPTIMUM UNTUK PENGOLAHAN TANAH

Setiari Marwanto, Ai Dariah, Jelly Amalia Santri, Deddy Erfandi dan Husein Suganda

1. PENDAHULUAN

Pengolahan tanah secara umum merupakan proses memodifikasi tanah sedemikian rupa agar sesuai dengan kebutuhan yang dikehendaki manusia dan sesuai untuk pertumbuhan tanaman. Tujuan pengolahan tanah meliputi pengendalian gulma dan hama, pengelolaan sisa tanaman, perbaikan aerasi tanah, pendistribusian hara tanah, serta penyiapan media tumbuh untuk tanaman. Kondisi ini dapat tercapai tergantung pada iklim, jenis tanah, dan teknik pelaksanaan pengolahan tanah, terutama kondisi air tanah yang mempengaruhi kekerasan tanah dan jenis-jenis bongkahan tanah.

Pada kondisi tertentu, tanah pertanian ditumbuhi oleh gulma yang berpotensi menyebabkan persaingan dengan tanaman utama dalam hal penyerapan unsur-unsur hara, air dan sinar matahari. Pengolahan tanah dilakukan untuk memindahkan atau menghentikan pertumbuhan gulma dan mengusahakan agar gulma tidak tumbuh lagi sehingga tanaman utama dapat memanfaatkan hara, air dan sinar matahari secara optimal. Pengolahan tanah juga dapat merusak sarang hama, sehingga terbuka kesempatan bagi predator untuk memangsa sehingga dapat memutus siklus hidup hama tersebut. Sisa tanaman yang masih tertinggal di lahan perlu dikelola dengan baik untuk memudahkan proses budidaya tanaman utama. Pada sistem pengolahan tanah minimum, sisa tanaman dibiarkan menjadi penghambat aliran permukaan dan erosi dan menjadi sumber bahan organik. Untuk mengoptimalkan area tanam, sisa tanaman biasanya dicabut atau ditanam untuk kemudian menjadi sumber bahan organik tanah. Cara ini dinilai lebih baik dalam memelihara siklus hara dibandingkan dengan cara pembakaran sisa tanaman atau sekedar dibuang keluar dari lahan.

Pengolahan tanah dapat meningkatkan aerasi tanah sehingga membantu proses ketersediaan hara bagi tanaman dan respirasi akar. Proses pemecahan bongkahan, pembalikan, dan pelumpuran tanah membantu distribusi hara lebih baik di areal tanam. Kadar air tanah merupakan parameter penting dalam sistem pengolahan tanah. Apabila pengolahan tanah dilakukan pada kadar air tanah rendah, maka hasilnya dapat merusak struktur tanah, selain tidak efisien dari sisi biaya dan energi yang digunakan. Sedangkan apabila tanah diolah dalam keadaan kadar air tinggi dapat

menghasilkan lumpur ataupun bongkah saat tanah mengering yang mungkin tidak dikendaki. Pengolahan tanah pada kadar air yang tidak tepat menyebabkan masalah pada kinerja peralatan yang digunakan, baik peralatan sederhana seperti cangkul hingga peralatan modern yang menggunakan mesin traktor. Kisaran kadar air tanah yang tepat atau kadar air optimum untuk pengolahan tanah perlu diperhatikan agar pengolahan tanah dapat dilaksanakan dengan baik.

Kadar air optimum sangat diperlukan dalam pengolahan tanah, agar terbentuk struktur tanah yang paling baik. Selain itu, pengolahan tanah dapat menyebabkan terjadinya perubahan distribusi jumlah pori untuk penetrasi akar tanaman, meningkatkan kapasitas penyimpan air saat hujan, sehingga dapat menurunkan aliran permukaan dan mengendalikan erosi, memperbaiki aerasi tanah sehingga menunjang proses dekomposisi bahan organik dan nitrifikasi, mempermudah pencampuran pupuk, pupuk hijau atau bahan amelioran dalam tanah, serta mengendalikan gulma.

2. PRINSIP

Pengolahan tanah umumnya sulit dilakukan dalam keadaan basah, karena tanah memiliki sifat plastis, atau sebaliknya tanah menjadi keras dan membutuhkan energi yang tinggi bila pengolahan tanah dilakukan dalam keadaan kering. Oleh karena itu, hal yang terpenting diperhatikan dalam pengolahan tanah adalah kondisi kadar air yang optimum dan kisarannya yang tepat agar dicapai kualitas pengolahan tanah terbaik. Pada beberapa jenis tanah, kadar air optimum untuk pengolahan tanah mempunyai kisaran yang berbeda. Untuk tanah berliat misalnya, memiliki kadar air dengan kisaran sempit, sedangkan untuk tanah berpasir memiliki kadar air dengan kisaran lebar. Namun secara umum harus ditekankan pada hasil yang optimum dengan biaya dan energi minimum.

Menurut Dexter dan Bird (2001), penetapan kadar air optimum untuk pengolahan tanah ditentukan menggunakan kurva retensi air. Parameter-parameter yang digunakan adalah seperti pada persamaan van Genuchten, terdiri atas dua cara. Cara pertama adalah menggunakan fungsi pedo-transfer, dengan parameter-parameter yang mempengaruhi fungsi tersebut, yaitu kadar liat, bahan organik, dan bobot isi. Bobot isi merupakan faktor yang berpengaruh langsung terhadap pendugaan kadar air optimum untuk pengolahan tanah; sedangkan kadar liat dan bahan organik berpengaruh secara tidak langsung terhadap perubahan bobot isi. Cara kedua adalah dengan menggunakan kisaran kadar air tertinggi dalam keadaan tanah basah dan kadar air terendah dalam keadaan tanah kering, dengan asumsi bahwa $\theta_{LTL} < \theta < \theta_{UTL}$. Simbol θ_{LTL} adalah batas bawah kadar air tanah

dalam keadaan kering, dan θ_{UTL} adalah batas atas kadar air tanah dalam keadaan basah, sedangkan θ adalah kadar air tanah.

Berdasarkan persamaan van Genuchten (1980), metode Dexter dan Bird (2001) dapat diringkas sebagai berikut:

$$\theta = (\theta_{SAT} - \theta_{RES}) [1 + (\alpha h)^n]^{-m} + \theta_{RES} \quad (1)$$

dimana: $\theta_{SAT} - \theta_{RES}$ masing-masing adalah kejenuhan air tanah dan sisa kadar air tanah, α adalah faktor skala untuk air potensial, m dan n adalah parameter yang menentukan bentuk kurva. Kadar air tanah ditetapkan secara gravimetrik.

Kadar air tanah optimum diidentifikasi sebagai perubahan titik posisi kadar air tanah pada kurva retensi air. Kadar air tanah pada batas tertinggi (basah) dapat diperkirakan sebagai nilai tetap (0,4) terhadap kadar air optimum dan dalam keadaan jenuh. Batas terendah (kering), oleh Dexter dan Bird (2001) ditetapkan berubah-ubah, seperti kadar air untuk kekerasan tanah mempunyai nilai dua kali kadar air optimum. Hal ini didasarkan pada teori efektivitas stres air yang digambarkan oleh Greacen (1960), dan Mullins dan Panayiotopoulos (1984).

Seperti telah dikemukakan oleh Dexter dan Bird (2001), bahwa batas pengolahan tanah terendah dalam keadaan kering dicirikan oleh kadar air dengan tingkat kekerasan tanah dua kali kadar air optimum untuk pengolahan tanah, maka kadar air untuk pengolahan tanah dapat diprediksi melalui persamaan:

$$\tau_{OPT} = k\chi_{OPT}h_{OPT} \quad (2)$$

dan

$$\tau_{LTL} = k\chi_{LTL}h_{LTL} = 2 \tau_{OPT} \quad (3)$$

dimana, χ adalah derajat kejenuhan = θ/θ_{SAT} , k adalah koefisien yang nilainya konstan, tergantung dari tipe kekerasan tanah. Sedangkan h_{LTL} merupakan nilai hubungan kadar air pada batas pengolahan tanah terendah (θ_{LTL}). Perlu diingat bahwa nilai batas pengolahan tanah terendah adalah tidak nyata, dan hal tersebut merupakan keputusan pengerjaan pengelolaan tanah dengan pertimbangan waktu dan tenaga, sehingga tanah yang kering dapat diolah tanpa merusak struktur tanah, dan petani lebih mudah dalam pengelolaan lahannya.

Metode prediksi batas pengolahan tanah terendah seperti yang telah didefinisikan tidak membutuhkan perhitungan tambahan. Hal ini didasarkan pada pengamatan ketika tanah lebih kering daripada potensial airnya ($1/\alpha$), dan ketajaman kurva retensi air tanah tergantung parameter

utama n . Parameter ini menggunakan nilai van Genuchten yang disajikan pada Tabel 18. Nilai $\log h_{OPT}$ diperoleh dari perhitungan dengan menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$h_{OPT} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{1/n} \quad (4)$$

dimana: h_{OPT} = kondisi air optimum, sedangkan nilai $\log h_{LTL}$ dihitung berdasarkan gambaran sebelumnya. Perbedaan atau selisih nilai tersebut adalah sebagai berikut:

$$\Delta(\log h) = \log h_{LTL} - \log h_{OPT} \quad (5)$$

Logaritma yang digunakan adalah *base 10*. Hasil $\Delta(\log h)$ adalah regresi hubungan nilai n dengan menggunakan program Minitab™. Hasil regresi, diperlihatkan pada persamaan di bawah ini:

Untuk kekerasan dua kali lebih besar dari kadar air optimum:

$$\Delta(\log h) = \log 2 + 1,10 \log n, \quad p < 0,001 \quad (6)$$

(±0,05)

Prosedur yang sama untuk rasio kekerasan lainnya, contoh untuk kekerasan tiga kali lebih besar, ditulis dengan persamaan sebagai berikut:

$$\Delta(\log h) = \log 3 + 1,32 \log n, \quad p < 0,001 \quad (7)$$

(±0,09)

Persamaan (7) dikembangkan menggunakan nilai n dalam kisaran $1,09 < n < 2,5$ dan akurasi kegunaannya lebih praktis. Kisaran nilai n seluruhnya tersedia pada kelas tekstur tanah FAO/USDA (Tabel 1).

Adapun prosedur untuk memprediksi batas pengolahan tanah terendah (h_{LTL}) adalah sebagai berikut:

- (i) Hitung potensial air optimum untuk pengolahan tanah dengan persamaan:

$$\theta_{INFL} = (\theta_{SAT} - \theta_{RES}) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-n} + \theta_{RES} \quad (8)$$

- (ii) Gunakan logaritma *base 10*.
- (iii) Hitung $\Delta(\log h)$ dengan menggunakan persamaan (6).
- (iv) Hasil perhitungan (iii) pada (ii) untuk mendapatkan $\log (h_{LTL})$.
- (v) Masukkan antilogaritma (iv) untuk mendapatkan h_{LTL} .

Langkah perhitungan tersebut dapat dikerjakan dengan mudah melalui program *spreadsheet* tanpa membutuhkan prosedur tambahan.

Alternatif langsung yang digunakan setelah langkah (iv) adalah sebagai berikut:

$$\log(h_{LTL}) \approx \log \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{1/n} + \log 2 + 1,1 \log n \tag{9}$$

atau pada langkah (v) dapat langsung:

$$h_{LTL} \approx \frac{2}{\alpha} \left[\frac{1}{m} \right]^{1/n} n^{1.1} \tag{10}$$

Kadar air pada batas pengolahan tanah terendah (θ_{LTL}) dapat diprediksikan melalui memasukkan nilai h_{LTL} dari persamaan (10) ke dalam persamaan (1).

Tabel 1. Nilai rata-rata distribusi ukuran partikel tanah (diekspresikan dengan kandungan liat dan debu) untuk 12 kelas tekstur tanah menurut USDA/FAO

Kelas tekstur	Liat	Debu	Bahan organik	D	θ_{sat}	A	n
Liat	60	20	4,47	1,249	0,395	0,0217	1,103
Liat berpasir	42	7	3,61	1,334	0,335	0,0616	1,139
Liat berdebu	47	47	3,85	1,309	0,362	0,0220	1,104
Lempung berliat	34	34	3,22	1,376	0,324	0,0400	1,127
Lempung liat	34	56	3,22	1,376	0,325	0,0226	1,129
berdebu	27	13	2,89	1,414	0,299	0,0727	1,169
Lempung liat	17	41	2,41	1,474	0,278	0,0314	1,208
berpasir	14	66	2,26	1,492	0,269	0,0134	1,245
Lempung	5	87	1,83	1,552	0,243	0,0045	1,392
Lempung berdebu	10	28	2,07	1,518	0,258	0,0400	1,278
Debu	4	13	1,78	1,559	0,239	0,0534	1,406
Lempung berpasir	3	3	1,73	1,556	0,226	0,0671	1,581
Pasir berlempung							
Pasir							

Keterangan: Bahan organik diperoleh dari persamaan (11) dan D (*bulk density*) dari perkiraan persamaan (12). Parameter θ_{sat} , α dan n dengan persamaan (1). Perhitungan liat, debu, bahan organik, dan D menggunakan pedo-transfer fungsi dari Wösten *et al.*, 1999.

$$\text{Bahan organik, OM} = 1,59(\pm 0,07) + 0,048 (\pm 0,007)C, r^2 = 0,19, p < 0,001 \quad (11)$$

$$1/D = 0,590 + 0,00163C + 0,0253 \text{ OM} \quad (12)$$

Persamaan-persamaan (9) atau (10) dapat dihitung dengan komputer *spreadsheet*, karena dapat dengan mudah dalam pengerjaannya.

Penetapan kadar air tanah optimum juga dapat dilakukan dengan menggunakan kurva pemadatan (*compaction curve*), seperti yang dilakukan De Boodt dan Vandavelde (1970). Metode ini menggunakan miniskus air tanah, karena miniskus (permukaan lengkung) air memegang peranan yang sangat penting dalam pembentukan struktur tanah, sehingga dengan struktur tanah yang paling baik diharapkan dapat memperoleh hasil olahan tanah terbaik.

3. METODE

Penetapan kadar air optimum untuk pengolahan tanah dibahas dua cara, yaitu (1) metode prediksi batas pengolahan tanah terendah dalam keadaan kering menggunakan data sifat-sifat tanah (kadar liat, bahan organik, dan bobot isi tanah) dari Dexter dan Bird (2001) dan (2) metode 1.000 ketukan (*1,000 knocks method*) dari de Boodt dan Vandavelde (1970).

3.1. Metode prediksi batas pengolahan tanah terendah (Dexter dan Bird, 2001)

(a) Bahan dan alat

1. Contoh tanah terganggu (*disturbed soil sample*) dari hasil pengolahan tanah sebanyak 20-25 kg dalam keadaan kering udara, untuk penetapan tekstur, bahan organik tanah, dan bongkahan tanah.
2. Contoh tanah utuh (*undisturbed soil sample*), diambil menggunakan tabung kuningan (*ring sample*) untuk penetapan berat isi tanah
3. Ayakan tanah untuk menyaring tanah pada butir 1.
4. Peralatan standar untuk penetapan tekstur, bahan organik, dan berat isi tanah
5. Program *spreadsheet* dan Minitab
6. Logaritma *base 10* dan antilogaritma.

(b) Prosedur

1. Penetapan tekstur tanah menggunakan metode standar (pengayakan dan sedimentasi).
2. Ambil ± 20 kg tanah kering udara, kemudian diayak untuk memperoleh ukuran bongkahan tanah > 50 mm.

3. Penetapan berat isi tanah menggunakan contoh tanah utuh, menggunakan metode standar.
4. Pengukuran distribusi besaran partikel dengan metode pengayakan.
5. Penetapan kadar bahan organik tanah dengan metode oksidasi basah
6. Buat korelasi antara bahan organik tanah dan kadar liat.

(c) Perhitungan

Adapun prosedur prediksi batas pengolahan tanah terendah (h_{LTL}) adalah sebagai berikut:

- (i) Hitung potensial air optimum untuk pengolahan tanah dengan persamaan:

$$\theta_{INFL} = (\theta_{SAT} - \theta_{RES}) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-n} + \theta_{RES} \quad (8)$$

- (ii) Gunakan logaritma base 10.
- (iii) Hitung $\Delta(\log h)$ dengan menggunakan persamaan (6).
- (iv) Hasil perhitungan (iii) pada (ii) untuk mendapatkan $\log(h_{LTL})$.
- (v) Masukkan antilogaritma (iv) untuk mendapatkan h_{LTL} .

Langkah-langkah perhitungan tersebut dapat dikerjakan dengan mudah melalui program *spreadsheet* tanpa membutuhkan prosedur tambahan.

Alternatif langsung yang digunakan setelah langkah (iv) adalah:

$$\log(h_{LTL}) \approx \log \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{1/n} + \log 2 + 1,1 \log n \quad (9)$$

atau pada step (v) dapat langsung:

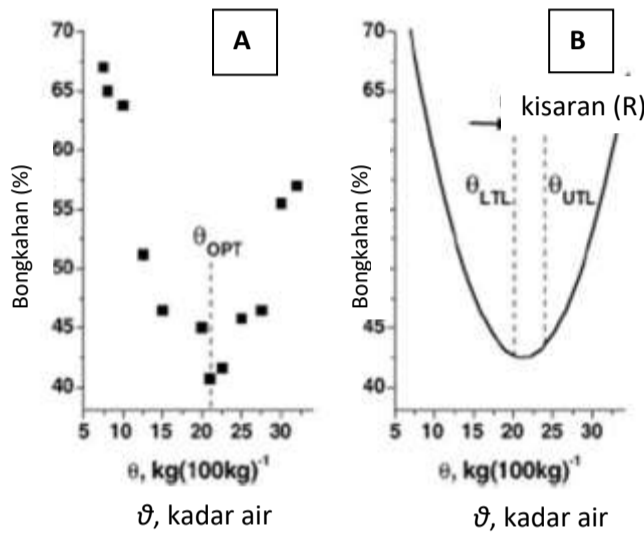
$$h_{LTL} \approx \frac{2}{\alpha} \left[\frac{1}{m} \right]^{1/n} n^{1.1} \quad (10)$$

Kadar air pada batas pengolahan tanah terendah (θ_{LTL}) dapat diprediksi melalui memasukkan nilai h_{LTL} dari persamaan (10) ke dalam persamaan (1).

Persamaan-persamaan (9) atau (10) dapat digunakan dengan menggunakan komputer *spreadsheet*, karena mudah dalam pengerjaannya.

(d) Contoh hasil pengolahan tanah

Jumlah bongkahan tanah >50 mm pada Gambar 1 memperlihatkan persentase dari total tanah yang diolah, merupakan fungsi kadar air tanah secara gravimetrik (A) pada saat tanah diolah, yaitu jumlah minimum bongkahan tanah pada kadar air tanah 21,5%. Dengan demikian, kadar air tanah minimum tersebut dinyatakan sebagai kadar air optimum (θ_{OPT}). Gambar 1 B memperlihatkan persamaan kuadratik hubungan antara kadar air tanah dan jumlah bongkahan tanah yang terbentuk. Tanah tersebut mengandung 40% liat, dan 28% debu.



Gambar 1. Produksi bongkahan tanah selama pengolahan, merupakan fungsi kandungan air pada saat pengolahan tanah. A: titik-titik pengukuran dan kandungan air tanah optimum (θ_{OPT}) untuk pengolahan tanah. B: persamaan kuadratik dengan batas kandungan air tanah tertinggi (θ_{UTL}) dan terendah (θ_{LTL}), dan kisaran kadar air tanah optimum untuk pengolahan tanah (R)

3.2. Metode 1.000 ketukan (1,000 knocks method, de Boedt dan Vandeveld, 1970)

(a) Bahan dan alat

1. Contoh tanah kering udara < 0,5 mm

2. Cawan gelas, gelas ukur, buret, kotak plastik.
3. Inkubator
4. Timbangan tanah.
5. Alat 1,000 ketukan/1,000 *knocks apparatus* (Gambar 2)
6. Oven untuk penetapan kadar air.

(b) Prosedur

1. Ambil dan timbang 100 g contoh tanah kering udara, tempatkan pada cawan gelas
2. Tambahkan 2 ml air menggunakan buret, aduk-aduk tanah sampai homogen
3. Selanjutnya tempatkan pada kotak plastik, dan masukkan ke dalam inkubator dengan suhu konstan dan kelembapan udara relatif tinggi (sekitar 100%) selama 24 jam
4. Pindahkan tanah basah tersebut (butir 3) ke dalam silinder atau gelas ukur pada perangkat alat 1.000 ketukan (Gambar 2)
5. Catat volume tanah setelah 100, 200, 300, 400 1.000 ketukan. Bila volume tanah belum tetap, teruskan sampai 1.500 ketukan
6. Ambil contoh tanah di bagian atas, tengah, dan bawah silinder atau gelas ukur, untuk ditetapkan kadar airnya, dan selanjutnya tetapkan nilai rata-ratanya
7. Prosedur yang sama diulang pada kandungan air tanah yang berbeda, mulai dari tanah kering udara sampai kandungan air pada 200 cm hisapan air (pF 2,3)



Gambar 2. Alat 1.000 *knocks apparatus*

8. Buat kurva hubungan antara volume tanah dan jumlah ketukan
9. Buat kurva hubungan antara berat isi tanah (g cm^{-3}) dan kandungan air tanah (% berat) Dari grafik tersebut, kandungan air optimum untuk pengolahan tanah dapat diketahui.

(c) Perhitungan

Contoh perhitungan: Misal volume tanah setelah 1.000 atau 1.500 ketukan atau berapapun ketukan sampai volume tanah tetap, adalah 90 ml, dan kandungan air tanah rata-rata 10% (berdasarkan berat kering mutlak), maka volume tanah pada kadar air tanah 10% = 90ml -10 ml = 80 ml.

5. DAFTAR PUSTAKA

- De Boodt, M., dan R. Vandavelde. 1970. The 1.000 knocks method to determine the optimal moisture content for aggregate formation. *In press*.
- Dexter, A. R., and N. R. A. Bird. 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil Tillage Res.* 57: 203-212.
- Greacen, E. L. 1960. Water content and soil strength. *J. Soil Sci.* 11: 313-333.
- Mullins, C. E., and K. P. Panayiotopoulos. 1984. The strength of unsaturated mixtures of sand and kaolin and the concept of effective stress. *J. Soil Sci.* 35: 459-468.
- Van Genuchten, M.Th. 1980. A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 44: 892-898.
- Wbsten, J. H. M., A. Lily, A. Nemes, and C.Le Bas. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soil. *Geoderma* 90: 169-185.

15. PENETAPAN RETENSI AIR TANAH DI LAPANGAN

Undang Kurnia, Harry Kusnadi dan Neneng L. Nurida

1. PENDAHULUAN

Pergerakan air di dalam penampang tanah merupakan proses yang dinamis, dengan sekuen berselang seling antara basah dan kering. Selama hujan atau pemberian air irigasi, air masuk ke dalam tanah melalui proses infiltrasi. Selanjutnya, air bergerak ke lapisan tanah yang lebih dalam, meningkatkan kandungan air di dalam penampang (profil) tanah. Apabila penampang tanah telah jenuh, kelebihan air di dalam penampang tanah akan bergerak secara gravitasi ke lapisan tanah yang lebih dalam lagi, yang akan mengisi cadangan air bawah tanah (*groundwater storage*). Dalam waktu yang bersamaan akan terjadi kehilangan air dari dalam tanah melalui evaporasi, dan diambil oleh tanaman untuk proses fisiologis dan transpirasi. Evaporasi dari permukaan tanah dipengaruhi oleh kondisi iklim dan permukaan tanah itu sendiri, sedangkan transpirasi lebih banyak ditentukan oleh kondisi tanaman dan stadium pertumbuhannya, serta ketersediaan air di dalam tanah.

Air tersedia bagi tanaman merupakan konsep untuk mengetahui hubungan antara tanah, air, dan tanaman. Air tersedia bagi tanaman adalah kisaran nilai kandungan air di dalam tanah, dan sesuai untuk kebutuhan pertumbuhan tanaman. Kondisi ini berkaitan erat dengan kemampuan tanah dalam menahan air atau disebut retensi tanah. Retensi air tanah adalah kemampuan tanah dalam menyerap dan/atau menahan air di dalam pori-pori tanah, atau melepaskannya dari dalam pori-pori tanah. Kondisi ini sangat tergantung pada tekstur dan struktur tanah, pori-pori tanah meso dan mikro, drainase, dan iklim khususnya suhu dan curah hujan. Oleh sebab itu, untuk mengkuantifikasi kebutuhan air dan mengoptimalkan penggunaan air irigasi, maka dengan mengetahui retensi air di dalam tanah merupakan upaya yang baik dalam perencanaan pertanian.

2. PRINSIP

Konsep penyediaan air dalam jumlah yang cukup dan seimbang untuk pertumbuhan tanaman adalah kandungan air antara kapasitas lapang dan titik layu permanen, disebut air tersedia. Kebutuhan atau pengelolaan air didasarkan pada keseimbangan massa dan energi dengan mempertimbangkan kondisi iklim, stadium pertumbuhan tanaman dan sistem perakaran, kondisi air di dalam penampang tanah, serta sifat-sifat hidrolis tanah.

Batas atas nilai kandungan air yang dapat ditahan oleh tanah, yaitu pada saat proses pelepasan air dari dalam pori-pori tanah berhenti atau mencapai kecepatan yang dapat diabaikan, disebut kapasitas lapang. Sedangkan batas bawah nilai kandungan air di dalam tanah, yaitu pada saat tanah tidak mampu lagi melepaskan air bagi tanaman, atau akar tanaman tidak mampu lagi mengisap air dari dalam pori-pori tanah untuk mempertahankan turgornya, disebut titik layu permanen. Dalam kondisi kandungan air tanah seperti itu, tanaman menjadi layu dan pada akhirnya mati. Oleh sebab itu, mengetahui kapasitas air lapang dan titik layu permanen sangat bermanfaat bagi para petani dalam menentukan waktu pemberian air irigasi guna memenuhi kebutuhan air tanamannya.

2.1. Kapasitas lapang

Kapasitas lapang adalah kandungan air (θ) di dalam tanah, biasanya dicapai 2 atau 3 hari sejak terjadi pembasahan atau hujan, dan setelah proses drainase berhenti. Definisi tersebut berlaku untuk penampang tanah homogen dan tidak terjadi penguapan dari permukaan tanah.

Pada kondisi tanah dalam keadaan kering, pemberian air ditujukan untuk membasahi tanah sampai mencapai kapasitas lapang, khususnya di sekitar daerah perakaran tanaman. Kandungan air tanah pada kapasitas lapang sangat tergantung pada berbagai macam faktor, diantaranya tekstur tanah, kandungan air tanah awal, dan kedalaman permukaan air tanah.

Kandungan air tanah berkurang secara eksponensial menurut waktu (t), namun 2-3 hari setelah drainase selesai, perubahan kandungan air tanah ($\partial\theta/\partial t$) masih relatif besar, dan pergerakan air melalui drainase masih berlangsung. Gambar 1 menunjukkan perubahan kandungan air tanah pada empat macam kedalaman tanah. Adanya nilai perubahan kandungan air tanah yang sedikit berbeda dengan bertambahnya kedalaman, mengindikasikan penampang tanahnya relatif seragam. Hasil penelitian pada tanah bertekstur agak kasar menunjukkan berkurangnya kandungan air tanah terjadi secara teratur, dan perubahan kandungan air tanah secara nyata tercapai pada 8-10 hari sejak drainase.

Di dalam penampang tanah yang homogen, nilai kapasitas lapang sedikit berbeda menurut kedalaman, dan nilai rata-rata tersebut disebut sebagai kandungan air pada kapasitas lapang (θ_{FWC}):

$$\theta_{FWC} = \left[\sum_{i=1}^N \theta(z_i, t_{FWC}) \Delta z_i \right] / \sum_{i=1}^N \Delta z_i = \left[\sum_{i=1}^N \theta(z_i, t_{FWC}) \Delta z_i \right] / L \quad (1)$$

dimana: z_i = kedalaman (diukur); $\Delta z_i = (z_{i+1} - z_{i-1})/2$ untuk $2 \leq i \leq (N-1)$ dengan $\Delta z_1 = (z_1 + z_2)/2$, dan $\Delta z_N = [L - (\Delta z_N + \Delta z_{N-1})/2]$, dan L = kedalaman tanah yang diteliti.

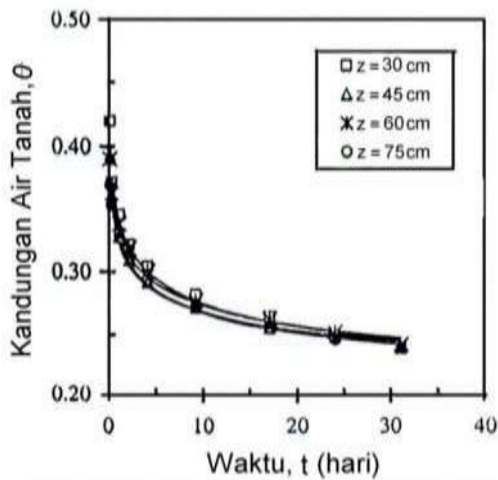
Apabila tanah mempunyai drainase baik, dapat diperkirakan penampang tanahnya homogen, maka penentuan kapasitas lapang (FWC) dapat dilakukan dengan cara analitik, seperti yang diusulkan oleh Gardner (1970), mengikuti prinsip aliran air tidak jenuh di dalam penampang tanah berdasarkan persamaan Richards sebagai berikut:

$$\partial\theta/\partial t = (\partial/\partial z)[K(\theta)\{\partial h/\partial z - 1\}] \tag{2}$$

dimana: t = waktu; z = kedalaman tanah (dianggap positif ke lapisan bawah); h = tinggi kolom air tanah ($h_m = h$ bila tekanan udara di dalam tanah sama dengan tekanan udara atmosfer), dan $K(\theta)$ = konduktivitas hidrolik (permeabilitas) tanah. Penerapan satu unit tinggi kolom air, seperti $\partial H/\partial z = \partial(h-z)/\partial z = -1$ dalam penampang tanah, sesuai digunakan untuk simulasi proses-proses drainase yang sesungguhnya terjadi di lapangan. Bila $\partial\theta/\partial t$ mengalami perubahan dengan kedalaman tanah, dan pergerakan air di permukaan tanah dianggap nol (tidak ada aliran air masuk dan keluar), dengan mempertimbangkan z , maka persamaan (2) menjadi

$$L \partial\theta/\partial t = - K(\theta) \tag{3}$$

dimana: L = kedalaman penampang tanah, dan bagian kiri persamaan (3) menggambarkan



Gambar 1. Hubungan kandungan air tanah dan waktu drainase, pada empat kedalaman tanah berbeda kecepatan drainase pada dasar penampang tanah.

Hubungan eksponensial persamaan berikut menerangkan permeabilitas tanah merupakan fungsi kandungan air tanah:

$$K(\theta) = K_s \exp[\beta(\theta - \theta_s)] \quad (4)$$

dimana: θ_s = kandungan air tanah jenuh (misal kandungan air pada $hm = 0$); K_s = nilai konduktivitas hidrolik (permeabilitas) tanah yang diekstrapolasi untuk $hm = 0$, dan β = parameter empiris, yang besarnya tergantung pada distribusi ukuran besar butir tanah.

Bila q_{FWC} menggambarkan kecepatan drainase cukup rendah, maka dengan menggunakan persamaan (4) dalam menghitung $K(\theta)$, selanjutnya diperoleh:

$$q_{FWC} = K_s \exp[\beta(\theta_{FWC} - \theta_s)] \quad (5)$$

dan pada akhirnya, kandungan air pada kondisi kapasitas lapangan dapat dihitung dengan persamaan:

$$q_{FWC} = \theta_s + (1/\beta) \ln(q_{FWC} / K_s) \quad (6)$$

Seandainya parameter-parameter θ_s , K_s , dan β telah ditentukan atau diduga, maka kapasitas lapang tergantung pada kecepatan drainase, q_{FWC} . Nilai parameter tersebut cukup rendah untuk menaksir kapasitas air lapang di dalam penampang tanah.

2.2. Titik layu permanen

Titik layu permanen adalah kandungan air tanah dimana tanaman sepenuhnya layu, dan pada akhirnya mati, karena tidak mampu lagi mengembalikan fungsi turgor dan aktivitas biologisnya. Ketika tanaman layu, kandungan air di dalam daun mencapai nilai tertentu, tergantung jenis tanaman dan stadium pertumbuhannya, serta kondisi lingkungan. Pada titik layu permanen, tekanan air bervariasi dari -0,80 (~ -8 bar) sampai -2 (~ -20 bar) atau -3 Mpa (~ -30 bar).

Titik layu permanen pada awalnya diketahui dari percobaan penanaman tanaman bunga matahari (*Helianthus annuus* L), dan gandum (*Triticum aestivum* L). Tanaman bunga matahari tumbuh kerdil, mengindikasikan kandungan air tanahnya mendekati titik layu permanen. Cara ini menuai berbagai kritik, karena kondisi iklim yang berbeda dapat menyebabkan nilai kandungan air pada titik layu permanen juga berbeda. Selain itu, kehilangan air melalui transpirasi berlangsung cepat, meskipun sedikit tergantung pada kandungan air tanah. Oleh sebab itu kandungan air tanah yang diukur tidak menggambarkan kondisi aktual stadium layu. Dalam menentukan titik layu permanen harus mempertimbangkan kondisi iklim aktual, potensial osmosis, perilaku fisiologis tanaman, dan sifat-sifat hidrolik tanah tidak jenuh.

Richards dan Weaver (1943) menetapkan nilai matriks potensial tanah-air pada titik layu permanen tanaman bunga matahari sebesar - 1,5 MPa (~ - 15 bar). Hasil-hasil penelitian lain pada berbagai kondisi lingkungan menunjukkan hal serupa (Veihmeyer dan Hendrickson, 1948; Richards dan Wadleigh, 1952; McIntyre, 1974). Namun, nilai matriks potensial - 1,5 MPa dipilih sebagai titik referensi untuk mengetahui tingkat energi tanah-air saat tanaman layu secara permanen. Sifat-sifat retensi air oleh tanah pada matriks potensial air tanah rendah, seperti di daerah kering, variasi nilai kandungan air tanahnya juga rendah. Oleh karena itu, kandungan air tanah pada - 1,5 MPa dapat digunakan sebagai definisi yang sesuai untuk titik layu permanen.

2.3. Air tersedia

Jumlah air maksimum yang tersedia untuk tanaman adalah selisih kandungan air pada kapasitas lapangan dan titik layu permanen, digambarkan sebagai berikut:

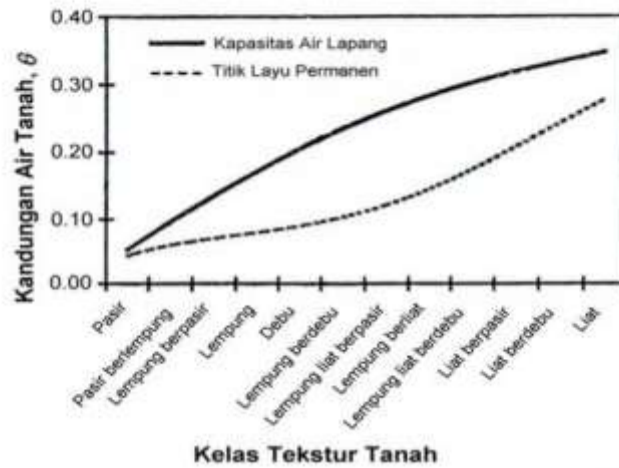
$$AW_{maks} = \theta_{FWC} - \theta_{PW} \quad (7)$$

dimana AW_{maks} adalah air tersedia, nilainya tergantung tekstur tanah. Gambar 2 menggambarkan nilai kandungan air tersedia pada berbagai tekstur tanah.

Indikator yang sesuai untuk air tersedia yang berkaitan dengan kebutuhan transpirasi adalah aliran air kumulatif maksimum (τ_S) sebagai berikut:

$$\tau_S = \int_0^{Z_r} S_{w,tr} dz \quad (8)$$

dimana z_s = kedalaman perakaran dari fungsi ekstraksi $S_{w,tr}$ saat potensial air di dalam daun mencapai nilai ambang batas. Atau dengan kata lain, τ_S menggambarkan kecepatan maksimum akar dapat menyerap air dari dalam tanah pada saat tidak terjadi cekaman air. Variabel τ_S^* menunjukkan nilai τ_S pada permulaan simulasi, saat ketinggian air dalam penampang tanah $h_m^* = - 30$ cm. Laju transpirasi tanaman sama dengan nilai τ_S/τ_S^* maksimum. Akan tetapi, bila τ_S/τ_S^* menurun, maka laju transpirasi berkurang dan mengikuti suatu pola yang tergantung pada jenis tanaman, dan nilai laju transpirasi maksimum harian (TR_{maks}).

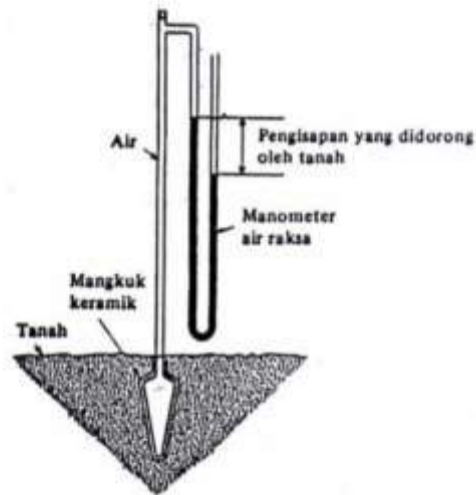


Gambar 2. Kapasitas lapang (garis penuh) dan titik layu permanen (garis putus-putus) sebagai fungsi kelas tekstur tanah. Nilai kandungan air antara dua garis tersebut adalah jumlah maksimum air tersedia.

2.4. Prosedur

Prosedur penetapan kandungan air tanah di lapangan menggunakan tensiometer diuraikan sebagai berikut:

- Silinder keramik berpori yang dihubungkan dengan manometer berisi air raksa (Hg) oleh pipa gelas berisi air, dimasukkan ke dalam penampang tanah pada kedalaman yang diinginkan, misal 15, 30, atau 45 cm. Bila kandungan air tanah pada ketiga kedalaman tanah tersebut ingin diketahui, maka harus dipasang tiga buah silinder keramik berpori pada setiap kedalamannya.
- Tensiometer tersebut tetap dalam keadaan keseimbangan dengan tanah.
- Bila kandungan air tanah turun, maka air keluar dari silinder berpori, dan suatu tekanan negatif ditunjukkan oleh manometer. Tensiometer dapat menunjukkan tegangan kandungan air tanah mulai dari keadaan jenuh sampai tekanan di bawah 1 atm.
- Perubahan kandungan air tanah pada berbagai tekanan dapat dibaca pada manometer. Namun, berdasarkan hasil-hasil penelitian, tensiometer air raksa hanya mampu membaca atau mendeteksi kandungan air tanah lapangan pada tekanan rendah (<1 atm).



Gambar 3. Skema tensiometer sederhana

3. CONTOH PERHITUNGAN/INTERPRETASI DATA

Tanah Andosol dengan penampang homogen mempunyai kedalaman 90 cm, dengan nilai-nilai parameter model persamaan: $\theta_s = 0,422$; $\theta_r = 0,000$; $\alpha = 0,0144 \text{ cm}^{-1}$; $n = 1,361$; $m = 1 - 1/n$; $K_s = 0,254 \text{ cm}^{-1}$; dan $\beta = 26,6$; rata-rata evapotranspirasi potensial harian, $E_{Tp} = 5,0 \text{ mm hari}^{-1}$. Dengan asumsi, kecepatan drainase yang dapat diabaikan pada nilai 10% dari E_{Tp} , maka kandungan air pada kapasitas lapangan, $q_{FWC} = 0,50 \text{ mm hari}^{-1}$ atau $0,00208 \text{ cm jam}^{-1}$. Dengan menggunakan persamaan (6), diperoleh nilai $\theta_{FWC} = 0,241$.

Hasil penelitian Pusat Penelitian Tanah antara tahun 1978-1981, memperlihatkan bahwa kandungan air yang mendekati titik layu permanen tidak pernah tercapai oleh tensiometer. Artinya, akar tanaman tidak mampu menyerap air, karena tanahnya juga sudah tidak mampu melepaskan air dari pori-pori tanah, sehingga silinder keramik berpori tidak dapat menyerap atau mengikat air, dan tensiometer tidak mampu membaca kadar air pada kondisi tersebut. Dengan demikian, dapat dikatakan bahwa tensiometer hanya dapat digunakan untuk hisapan matrik potensial tanah rendah ($< 1 \text{ atm}$).

4. DAFTAR PUSTAKA

Addiscott, T. M., and A. P. Whitmore. 1991. Simulation of solute leaching in soils of differing abilities. *Soil Use Manage* 7: 94-102.

- Bruce, R. R., J. H. Dane, V. L. Quisenberry, N. L. Powel, and A. W. Thomas. 1983. Physical characteristics of soils of the southern region: Cecil, Southern Cooperative Series Bull. 267. Georgia Agricultural Experiment Station. University of Georgia, GA.
- Dane, D. H., J. K. Cassel, J. M. Davidson, W. L. Pollans, and V. L. Quisenberry. 1983. Physical characteristics of soils of the southern region: Troup and Lakeland series. Southern Cooperative Series Bull. 262. Alabama Agricultural Experiment Station. Auburn University, AL.
- Gardner, W. R. 1970. Field measurements of soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34: 832-833.
- McIntyre, D. S. 1974. Water retention and the moisture characteristics. p. 43-62. *In* J. Loveday (Ed.). *methods for analyses of irrigated soils*. Tech. Communication No 54 of the Commonwealth Bureau of Soils. Commonwealth Agricultural Bureau. Farnham Royal, England.
- Luxmoore, R. J. 1983. Physical characteristics of soils of the southern region: Fullerton and Sequoia series. Southern Cooperative Series Bull. 268. North Carolina Agricultural Experiment Station. North Carolina State University, NC.
- Nofziger, D. L., J. R. Williams, A. G. Hornsby, and A. L. Wood. 1983. Physical characteristics of soils of the southern region: Betany, Konawa, and Tipton series. Southern Cooperative Series Bull. 265. Oklahoma Agricultural Experiment Sta. Oklahoma State University, OK.
- Quisenberry, V. L., D. K. Cassel, J. H. Dane, and J. C. Parker. 1987. Physical characteristics of soils of the southern region: Norfolk, Dothan, Wagram, and Goldsboro series. Southern Cooperative Series Bull. 263. South Carolina Agricultural Experiment Station. Clemson University, SC.
- Richards, L. A., and L. R. Weaver. 1943. Fifteen-atmosphere percentages as related to the permanent wilting percentage. *Soil Sci.* 56: 331-339.
- Richards, L. A., and C. H. Wadleigh. 1952. Soil water and plant growth. p. 86-99. *In* B. T. Shaw (Ed.). *Soil physical conditions and plant growth*. Agron. Monogr. 2, Academic Press, New York.
- Romkens, M. J. M., R. E. Philips, A. M. Selim, and F. D. Whisler. 1985. Physical characteristics of soils of the southern region: Vicksburg, Memphis, Maury series. Southern Cooperative Series Bull. 266. Mississippi Agricultural and Forestry Experiment Station. Mississippi State University, MC.

- Romkens, M. J. M., H. D. Scot, A. M. Selim, R. E. Philips, and F. D. Whisler. 1986. Physical characteristics of soils of the southern region: Captina, Gigger, Grenada, Loring, Oliver, and Sharkey series. Southern Cooperative Series Bull. 264. Mississippi Agricultural and Forestry Experiment Station. Mississippi State University, MC.
- Veihmeyer, F. J., A. H., and Hendrickson. 1948. The permanent wilting percentage as a reference for the measure of soil moisture. Trans. Am. Geophys. Union 29: 887-896.

16. PENETAPAN RETENSI AIR TANAH DI LABORATORIUM

Arif Budiyanto, Ratri Ariani, Sudirman, S. Sutono, dan Ishak Juarsah

1. PENDAHULUAN

Penilaian kondisi fisik tanah di lapangan sebaiknya sesuai dengan analisis di laboratorium. Retensi air, secara umum tergantung pada susunan atau distribusi ukuran partikel tanah, dan pengaturan atau struktur partikel butiran tanah. Bahan organik mempunyai pengaruh: (1) langsung pada fungsi retensi, karena secara alami bersifat hidropilik dan (2) tidak langsung, karena berfungsi dalam memperbaiki struktur tanah.

Untuk menetapkan retensi air tanah dapat dilakukan dengan memberikan tekanan pada contoh tanah jenuh air, dengan berbagai tekanan pada selang waktu tertentu (biasanya 48 jam), sehingga mencapai titik keseimbangan, selanjutnya ditetapkan kadar air tanahnya. Berbagai tekanan yang diberikan, pada dasarnya berhubungan dengan distribusi ukuran pori dan kapiler yang terdapat di dalam tanah. Semakin kecil ukuran pori dan kapiler, semakin besar tenaga yang dibutuhkan untuk mengeluarkan atau mengisap air yang terkandung didalamnya. Karakteristik sistem pori tanah penting artinya dalam hubungannya dengan penyimpanan serta pergerakan air dan udara di dalam tanah, perakaran tanaman, masalah perambatan dan retensi panas, serta daya tahan panas.

Tekanan yang diberikan biasanya disetarakan dengan kemampuan tanah dalam meloloskan air secara alami, penyediaan air bagi tanaman, dan kadar air tanah dimana tanaman sudah tidak mampu menyerap air. Dengan demikian, secara umum hasil analisis retensi air ini sangat berguna dalam pengaturan dan efisiensi air irigasi, khususnya yang berhubungan dengan kebutuhan air untuk tanaman dan pengolahan tanah, dengan berpedoman pada kondisi kapasitas lapang, air tersedia, dan titik layu permanen.

2. PRINSIP

Contoh tanah yang diambil untuk menentukan hubungan antara kadar air pada berbagai hisapan matriks potensial (tegangan air) tanah atau kurva pF, sebaiknya menggunakan contoh tanah dengan struktur alami. Struktur alami dari contoh tanah mempengaruhi retensi air, terutama pada tekanan yang rendah. Contoh tanah yang diambil dengan menggunakan ring akan memperoleh contoh tanah dengan struktur tak terganggu (*undisturbed*).

Pada dasarnya, tekanan yang diberikan berhubungan dengan distribusi ukuran pori dan kapiler yang terdapat di dalam tanah. Persentase

volume tanah yang tidak ditempati oleh bagian padat tanah disebut porositas tanah. Jumlah seluruh ruang pori yang ada di dalam massa tanah disebut dengan ruang pori total. Pada tanah kering mutlak, seluruh ruang pori terisi oleh udara, sebaliknya pada tanah jenuh air seluruh ruang pori terisi oleh air, sedangkan pada tanah lembap, sebagian pori terisi udara dan sebagian lagi terisi oleh air dalam perbandingan tertentu.

Retensi air ditampilkan dalam bentuk kurva, dikenal dengan kurva pF. Dengan demikian, untuk satu contoh tanah perlu dilakukan penetapan kandungan air tanah pada berbagai tekanan. Sehubungan dengan perbedaan tekanan yang diberikan, maka diperlukan juga spesifikasi dan kapasitas peralatan yang digunakan. Menurut Klute (1986) terdapat tiga sistem, masing-masing sesuai untuk cakupan pengukuran yang diinginkan, yaitu (1) sistem bertekanan rendah (*low-range system*), dimana sistem ini utamanya disesuaikan untuk pengukuran pada tinggi tekanan matriks potensial tanah antara 0 dan 200 cm kolom air; (2) sistem bertekanan sedang (*med-range system*) dengan cakupan pengukuran dengan besaran tekanan matriks potensial tanah antara 200 dan 1.000 cm tinggi kolom air; dan (3) sistem bertekanan tinggi (*high-range system*) yang mencakup untuk pengukuran 1.000-15.000 cm tinggi kolom air atau 1 - 15 atm.

Besarnya tekanan biasanya dinyatakan dalam satuan atmosfer (atm) dan dapat juga dipadankan dengan tinggi kolom air (cm) serta nilai pF yang bersangkutan. Nilai pF adalah logaritma (log 10) dari tegangan air tanah yang dinyatakan dalam cm kolom air. Pada Tabel 1 ditampilkan hubungan antara ukuran pori-pori tanah dan tekanan yang diperlukan untuk mengeluarkan air dari dalam pori tersebut, yang disetarakan dengan cm tinggi kolom air, serta nilai pF untuk masing-masing hisapan matriks potensial.

Tabel 1. Hubungan antara ukuran pori tanah dan tekanan yang disetarakan dengan tinggi kolom air serta nilai pF dari masing-masing tinggi kolom air

No	Penampang pori	Tekanan	Tinggi kolom air	pF
	μ	atm	cm	log tinggi kolom air
1	296,0	0,01	10	1,00
2	28,8	0,10	100	2,00
3	8,6	0,33	344	2,54
4	5,8	0,50	516	2,73
5	2,8	1,00	1.033	3,01
6	1,4	2,00	2.066	3,33
7	0,2	15,00	15.495	4,20

Ukuran pori tanah dikelompokkan sesuai dengan pori-pori tanah dalam kemampuan tanah memegang air yang dapat tersedia bagi tanaman. Berdasarkan pada keragaman dari penampang pori dan kapiler tanah, maka besarnya tekanan yang diperlukan untuk mengeluarkan air dari pori tersebut juga berbeda-beda.

Menurut de Boodt (1972) pori-pori yang berdiameter kurang dari 0,2 mikron disebut pori tidak berguna, karena akar tanaman tidak dapat mengambil air dari dalam tanah dengan ukuran pori kurang dari 0,2 mikron tersebut. Air dari dalam pori-pori tanah berukuran kurang dari 0,2 mikron hanya dapat dikeluarkan dengan kekuatan atau tekanan hisap lebih dari 15 atm (pF 4,2).

Daya hisap maksimum akar tanaman untuk mengambil air dari dalam tanah adalah 15 atm. Jika pada suatu saat dalam tanah terdapat air dalam pori-pori berdiameter kurang dari 0,2 mikron, maka tanaman akan layu dan akhirnya mati. Kandungan air pada tekanan 15 atm atau pF 4,2 disebut titik layu permanen atau *permanent wilting point*.

Pori-pori tanah yang berdiameter lebih dari 0,2 mikron disebut pori berguna, dan secara umum pori-pori tersebut terbagi atas tiga kelompok, terdiri atas:

- a. Pori pemegang air, yaitu pori yang berdiameter antara 0,2 dan 8,6 mikron (pF 4,2 - 2,54).
- b. Pori drainase lambat, yaitu pori yang berdiameter antara 8,6 dan 28,8 mikron (pF 2,54 - 2,0)
- c. Pori drainase cepat, yaitu pori yang berdiameter lebih dari 28,8 mikron (pF 2,0).

Air yang berada dalam pori pemegang air disebut air tersedia bagi tanaman, berada antara titik layu (pF 4,2) dan kapasitas lapang (pF 2,54). Pada umumnya kapasitas lapang ditetapkan pada tekanan 0,33 atm atau pF 2,54, jika air tanah lebih dalam dari 1 m. Jika air tanah kurang dari 1 m, maka kapasitas lapang ditetapkan pada tekanan 100 cm kolom air atau pF 2,0.

Adapun jumlah air yang melebihi kapasitas lapang, yaitu pada pF 2,54 atau pF 2,0 (jika air tanah kurang dari 1 m), maka air akan turun ke lapisan tanah lebih dalam karena gaya gravitasi. Untuk pertumbuhan yang baik, tanaman memerlukan oksigen dan aerasi yang cukup, sehingga pori drainase cepat dan pori drainase lambat jangan terlalu lama diisi oleh air.

3. METODE

Penetapan retensi air tanah di laboratorium dilakukan mengikuti cara-cara yang telah dirintis oleh Richards dan Fireman (1943), dan Richards (1947). Tekanan yang diberikan biasanya terdiri atas 0,01 atm (pF

1,0); 0,1 atm (pF 2,0); 0,33 atm (pF 2,54); dan 15 atm (pF 4,2). Peralatan yang digunakan terdiri atas satu buah kompresor otomatis, tiga buah panci yang disebut *pressure plate apparatus*, dan satu buah panci yang disebut *pressure membrane apparatus*. Keempat panci tersebut dilengkapi dengan piringan keramik sebagai tempat menjenuhkan dan memberikan tekanan pada contoh tanah. Kompresor dihubungkan dengan keempat panci melalui pipa dan selang, dimana tekanan yang diberikan kepada keempat panci tersebut dapat diatur. Pada Gambar 1 dapat dilihat seperangkat peralatan untuk analisis pF, yang terdiri atas kompresor, dan piringan keramik. Tekanan yang diberikan pada masing-masing panci disesuaikan dengan nilai pF yang diinginkan, seperti berikut:

- Untuk pF 1,0 digunakan panci *pressure plate apparatus*, dan diberikan tekanan 0,01 atm atau 10 cm tinggi kolom air.
- Untuk pF 2,0 digunakan panci *pressure plate apparatus* dan diberikan tekanan 0,1 atm atau 100 cm tinggi kolom air.
- Untuk pF 2,54 digunakan panci *pressure plate apparatus* dan diberikan tekanan 1/3 atm atau 344 cm tinggi kolom air.
- Untuk pF 4,2 digunakan panci *pressure plate apparatus* dan diberikan tekanan 15 atm atau 15.495 cm tinggi kolom air, dan dapat pula digunakan *pressure membrane apparatus* dengan tekanan yang sama.

Alat dan Bahan

- Satu set alat pF (Retensi Air)
- Neraca analitik 2 desimal
- Pressure plate extraction 1 bar
- Pressure membrane extraction 15 bar
- Manometer pengukur tekanan udara
- Mesin kompresor udara dengan kapasitas 20 bar/atmosfir
- Oven



Gambar 1. Alat untuk penetapan kadar air tanah pada berbagai tegangan (pF)

4. PROSEDUR

Adapun prosedur penetapan pF adalah sebagai berikut (IK Laboratorium Fisika Tanah Balai Penelitian Tanah, 2018):

4. A. Prosedur Kerja pF 1, pF 2, dan pF 2,54

4.A.1. Contoh tanah adalah contoh tanah utuh (tidak terganggu) yang diambil dari lapangan menggunakan ring (tabung) kuningan atau tabung stainless steel atau tabung PVC/Acrilic. Ukuran ring yang digunakan terdapat pada Tabel 1.

Tabel 1. Ukuran ring

Jenis ring	Diameter (cm)	Tinggi (cm)
Kuningan (standar)	7,63	4
Stainless besar	7,35	4
Stainless kecil	4,9	5

4.A.2. Tanah di dalam ring ditekan dengan kayu pada permukaan salah satu ring, kemudian tanah yang muncul keluar dari permukaan ring dipotong setebal 1 cm. Selanjutnya pada permukaan ring yang lainnya, tanah di dalam ring ditekan lagi dengan kayu sehingga tanah keluar dari permukaan ring yang kemudian dipotong setebal 1 cm. Sisa tanah yang ada setebal 1,5 cm dipotong atau diambil, dan dibagi menjadi empat bagian.

4.A.3. Masing-masing bagian ditempatkan di atas piringan pF 1,0; pF 2,0; dan pF 2,54.

4.A.4. Tanah untuk penetapan pF 1,0; pF 2,0; dan pF 2,54 diletakkan di atas piringan ceramic pressure plate apparatus dan dikelompokkan berdasarkan pF yang diinginkan.

4.A.5. Contoh tanah dalam piringan dijenuhi dengan air, dan direndam selama 24 jam.

4.A.6. Masukkan piringan berisi contoh tanah ke dalam panci dan hubungkan slang yang ada di plate ke dalam pipa pembuangan, kemudian panci ditutup. Pemasangan baut pengunci dilakukan dengan diputar dan dipasang secara silang serta bertahap sampai rapat.

4.A.7. Berikan tekanan sesuai dengan pF yang dikehendaki. Keseimbangan akan tercapai setelah sekitar 48 jam tekanan-tekanan tersebut bekerja, setelah 48 jam tekanan diturunkan menjadi nol.

- 4.A.8. Keluarkan contoh tanah dari dalam panci, dan tetapkan kandungan airnya dengan mengambil 10 gram sampel yang kemudian ditetapkan berat basah (BTB).
- 4.A.9. Masukkan sampel ke dalam oven dengan suhu 105°C selama 3 jam, setelah itu tetapkan berat kering contoh tanah (BTK).

4. B. Prosedur Kerja pF 4,2

- 4.B.1. Contoh tanah adalah contoh tanah utuh (tidak terganggu) yang diambil dari lapangan menggunakan ring (tabung) kuningan atau tabung stainless steel atau tabung PVC/Acrilic. Ukuran ring yang digunakan terdapat pada Tabel 1.

Jenis ring	Diameter (cm)	Tinggi (cm)
Kuningan (standar)	7,63	4
Stainless besar	7,35	4
Stainless kecil	4,9	5

- 4.B.2. Tanah untuk penetapan pF 4,2 dikeringkan, ditumbuk, dan disaring dengan ayakan 2 mm.
- 4.B.3. Kemudian diletakkan di atas piringan membrane plate apparatus.
- 4.B.4. Contoh tanah dalam piringan dijenuhi dengan air, dan direndam selama 24 jam.
- 4.B.5. Masukkan piringan berisi contoh tanah ke dalam panci dan hubungkan slang yang ada di plate ke dalam pipa pembuangan, kemudian panci ditutup. Pemasangan baut pengunci dilakukan dengan diputar dan dipasang secara silang serta bertahap sampai rapat.
- 4.B.6. Berikan tekanan sesuai dengan pF yang dikehendaki. Keseimbangan akan tercapai setelah sekitar 48 jam tekanan-tekanan tersebut bekerja, setelah 48 jam tekanan diturunkan menjadi nol.
- 4.B.7. Keluarkan contoh tanah dari dalam panci, dan tetapkan kandungan airnya dengan mengambil 10 gram sampel yang kemudian ditetapkan berat basah (BTB).
- 4.B.8. Masukkan sampel ke dalam oven dengan suhu 110°C selama 3 jam, setelah itu tetapkan berat kering contoh tanah (BTK).



Gambar 2. Persiapan contoh tanah untuk penetapan pF

5. PERHITUNGAN

5.1. Ruang pori total

Ruang pori total adalah volume seluruh pori-pori di dalam suatu volume tanah yang dinyatakan dalam persentase. Ruang pori total dihitung menggunakan rumus sebagai berikut:

$$\text{Ruang pori total} = \frac{(1 - \text{berat isi})}{\text{Berat jenis butiran}} \times 100 \quad (1)$$

Berat isi atau berat volume dapat dihitung, yaitu berat kering tanah dibagi dengan volume tanah. Berat jenis butiran atau berat jenis partikel adalah perbandingan antara komponen mineral dan bahan organik tanah. Tanpa memperhatikan banyaknya besi dan mineral-mineral tanah.

5.2. Perhitungan retensi air tanah.

Setelah keempat bagian contoh tanah (pF 1,0; pF 2,0 pF 2,54; dan pF 4,2) dikeluarkan dari dalam panci, selanjutnya ditetapkan kandungan airnya. Rumus yang digunakan adalah sebagai berikut:

$$\text{Retensi air } \% = \frac{(BTB - BTK)}{BTK} \times 100\%$$

keterangan:

BTB = berat tanah basah

BTK = berat tanah kering

Perhitungan retensi air berdasarkan % volume dikalikan dengan Bulk Density (BD).

$$\text{Retensi air \%} = \frac{(BTB - BTK)}{BTK} \times 100\% \times \text{bobot isi}$$

5.3. Perhitungan pori drainase cepat atau pori aerasi, pori drainase lambat, dan pori air tersedia sebagai berikut:

5.3.1. Pori drainase cepat adalah selisih kandungan air pada ruang pori total dan pF 2,0.

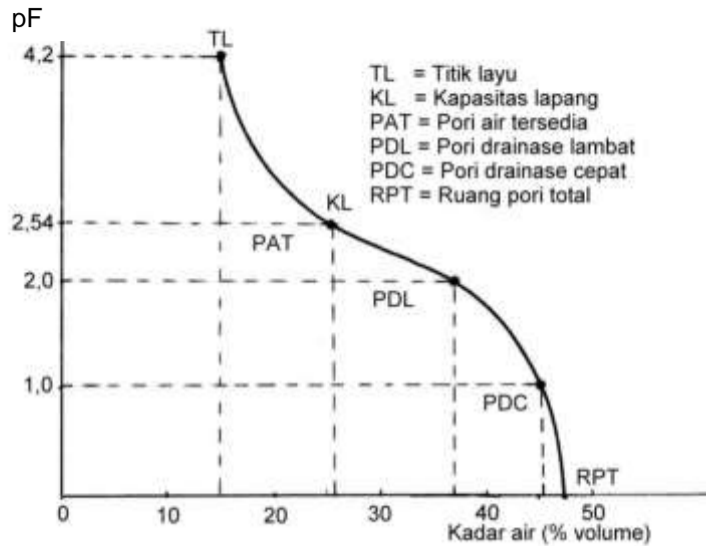
5.3.2. Pori drainase lambat adalah selisih kandungan air pada pF 2,0 dan pF 2,54.

5.3.3. Pori air tersedia adalah selisih kandungan air antara pF 2,54 (kapasitas lapang) dan pF 4,2 (titik layu permanen).

5.3.4. Untuk tanah-tanah yang bersifat mudah mengembang dan mengkerut seperti Vertisols, persentase ruang pori total akan lebih rendah daripada pori pada pF 1,0. Oleh karena itu, pori drainase cepat adalah selisih kandungan air pada pF 1,0 dan pF 2,0.

Tabel 2. Kriteria kemampuan pori-pori tanah memegang air (Arsyad, 2010)

Pori drainase (% volume)	Kriteria
< 5	Sangat rendah
5 – 10	Rendah
10 – 15	Sedang
> 15	Tinggi
Pori air tersedia (% volume)	
< 5	Sangat rendah
5 – 10	Rendah
10 – 15	Sedang
15 – 20	Tinggi
> 20	Sangat tinggi



Gambar 3. Kurva tegangan air (pF)

6. DAFTAR PUSTAKA

- Arsyad, S. 2010. Konservasi Tanah dan Air. IPB Press. Bogor
- De Boodt, M. 1972. Soil Physics. International Training Center for Post Graduate in Soil Sciences. State University of Ghent, Belgia.
- Klute, A. 1986. Water Retention: Laboratory Methods. Methods of Soil Analysis. Part 1. Madison, Wisconsin, USA.
- Lembaga Penelitian Tanah. 1979. Penuntun Analisa Fisika Tanah. LPT, Bogor.
- Lembaga Penelitian Tanah. 1980. Term of Reference (TOR) Tipe A Pemetaan Tanah, Proyek Penelitian Pertanian Menunjang Transmigrasi (P3MT), Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian, Bogor.
- Richards, L. A., and L. A. Fireman. 1943. Pressure plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. Soil Sci. 56: 395-404.
- Richards, L. A. 1947. Pressure membrane apparatus, construction and use, Agric. Eng. 28: 451-454.

17. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH DALAM KEADAAN JENUH: METODE LABORATORIUM

Ai Dariah, Yusrial, dan Maswar

1. PENDAHULUAN

Tanah adalah benda alami yang bersifat kompleks karena terdiri dari 3 dimensi material penyusunnya yaitu padatan, udara dan air. Kondisi ini menjadikan tanah bersifat porous karena memiliki rongga atau pori-pori (porositas) sehingga dapat dilalui zat cair dan gas. Pengetahuan terkait pergerakan air di dalam tanah merupakan aspek penting dalam hubungannya dengan bidang pertanian. Beberapa proses penting, seperti masuknya air ke dalam tanah, pergerakan air ke zona perakaran termasuk pergerakan hara, keluarnya air lebih (*excess water*) atau drainase, aliran permukaan, dan evaporasi, sangat dipengaruhi oleh kemampuan profil tanah untuk melewatkan air. Parameter atau ukuran yang dapat menggambarkan kemampuan profil tanah dalam melewatkan air disebut sebagai konduktivitas hidrolik (*hydraulic conductivity*) (Klute dan Dirksen, 1986).

Tingkat kemampuan tanah untuk melewatkan air sangat dipengaruhi oleh kadar air tanah. Oleh karena itu, konduktivitas hidrolik tanah dibedakan menjadi 2, yakni konduktivitas hidrolik dalam keadaan tidak jenuh, dan dalam keadaan jenuh. Dalam bab ini dibahas konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan jenuh, atau dikenal pula dengan sebutan permeabilitas tanah (*soil permeability*).

Permeabilitas merupakan salah satu sifat lapisan tanah yang sangat berpengaruh terhadap kepekaan tanah terhadap erosi. Tanah yang bersifat *permeable* (berpermeabilitas tinggi) relatif kurang peka terhadap erosi dibandingkan dengan tanah yang permeabilitasnya rendah. Beberapa model prediksi erosi, seperti USLE (Wischmeier dan Smith, 1978), WEPP (Flanagan dan Frankenberger, 2002), GUEST (Rose *et al.*, 1997), dan beberapa model erosi lainnya, menggunakan permeabilitas tanah sebagai salah satu parameter untuk menduga besarnya erosi. Data permeabilitas tanah juga merupakan salah satu data sifat fisik yang sangat diperlukan dalam penilaian kesesuaian lahan (Sys, 1985; Keersebilck dan Soeprapto *dalam* Prasetyo *et al.*, 2004).

Penetapan konduktivitas hidrolik dalam keadaan jenuh (permeabilitas tanah) dapat dilakukan di lapangan maupun di laboratorium. Metode laboratorium akan diuraikan dalam bab ini, sedangkan metode lapangan dibahas pada Bab 19.

Ada beberapa metode laboratorium yang dapat digunakan untuk menetapkan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan jenuh, diantaranya: (1) metode tinggi air konstan/*constan head method* (Klute dan Dirksen, 1986); (2) metode tinggi air konstan di dalam tangki/*constant head soil core/tank method* (Reynold and Elrick, 2002); (3) metode tinggi air terjun di dalam tangki/*falling head soil core/tank method* (Reynold and Elrick, 2002); dan (4) metode aliran air dalam kondisi kesetimbangan/*steady flow soil column method* (Booltink dan Bouma, 2002). Pemilihan suatu metode sangat ditentukan oleh berbagai faktor seperti: (1) ketersediaan alat; (2) sifat alami tanah; (3) ketersediaan contoh tanah; dan (4) kemampuan dan pengetahuan dari pelaku percobaan. Metode yang akan diuraikan dalam bab ini adalah *constant head soil method*. Metode ini tergolong sederhana dan mudah diaplikasikan. Prinsip yang digunakan identik dengan cara yang dikemukakan De Boodt (*dalam LPT, 1979*), dan didasarkan pada hukum Darcy.

2. PRINSIP

Secara kuantitatif permeabilitas tanah diartikan sebagai kecepatan Bergeraknya suatu cairan pada suatu media berpori dalam keadaan jenuh. Dalam hal ini sebagai cairan adalah air, dan sebagai media berpori adalah tanah.

Konduktivitas hidrolik (permeabilitas) tanah didefinisikan oleh hukum Darcy untuk satu dimensi yaitu aliran secara vertikal. Sifat ini sangat dipengaruhi oleh geometri (ruang) pori dan sifat dari cairan yang mengalir didalamnya. Ukuran pori dan adanya hubungan antar pori-pori tersebut sangat menentukan apakah tanah mempunyai permeabilitas rendah atau tinggi. Air dapat mengalir dengan mudah di dalam tanah yang mempunyai pori-pori besar dan mempunyai hubungan antar pori yang baik. Pori-pori yang kecil dengan hubungan antar pori yang seragam akan mempunyai permeabilitas lebih rendah, sebab air akan mengalir melalui tanah lebih lambat. Kemungkinan tanah-tanah yang pori-porinya besar, permeabilitasnya mendekati nol (hampir tidak ada aliran), yaitu jika pori-pori tersebut terisolasi (tidak ada hubungan) sesamanya. Permeabilitas juga mungkin mendekati nol apabila pori-pori tanah sangat kecil, seperti pada tanah liat.

Pengukuran permeabilitas tanah di laboratorium merupakan aplikasi langsung dari persamaan Darcy pada suatu kolom tanah dalam keadaan jenuh dari suatu penampang melintang (*cross-sectional area*) yang bersifat seragam (*uniform*) dan dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan berikut:

$$K_s = \frac{VL}{At(H_2 - H_1)} \quad (1)$$

dimana: K_s adalah konduktivitas hidrolik dalam keadaan jenuh; V adalah volume air yang mengalir melalui masa (contoh) tanah dengan luas penampang A dalam jangka waktu t ; dan $(H_2 - H_1)$ adalah perbedaan tinggi permukaan air (*hydraulic head difference*) yang mengalir melewati contoh (kolom) tanah sepanjang L . H_1 adalah tinggi hidrolik pada titik masuknya air, sedangkan H_2 adalah tinggi hidrolik pada tempat keluarnya air.

3. METODE

3.1. Bahan dan alat

Contoh tanah yang digunakan adalah contoh tanah tidak terganggu (utuh), diambil dengan menggunakan ring atau selinder dari metal (umumnya terbuat dari kuningan atau plastik, metode pengambilan contoh tanah disajikan pada Bab 2). Contoh tanah tetap dipertahankan berada di dalam ring/selinder selama pengukuran/penetapan berlangsung. Dimensi dari contoh tanah dapat bervariasi. Idealnya harus mewakili unit struktur terbesar dalam tanah, namun demikian tidaklah praktis bila menggunakan ukuran yang terlalu besar. Ukuran ring yang dianggap layak untuk digunakan dalam penetapan permeabilitas tanah adalah berdiameter antara 5 dan 10 cm dengan panjang atau tinggi ring antara 5 dan 25 cm. Laboratorium Fisika Tanah, Balai Penelitian Tanah Bogor menggunakan ring berukuran tinggi 4 cm dan diameter dalam 7,63 cm.

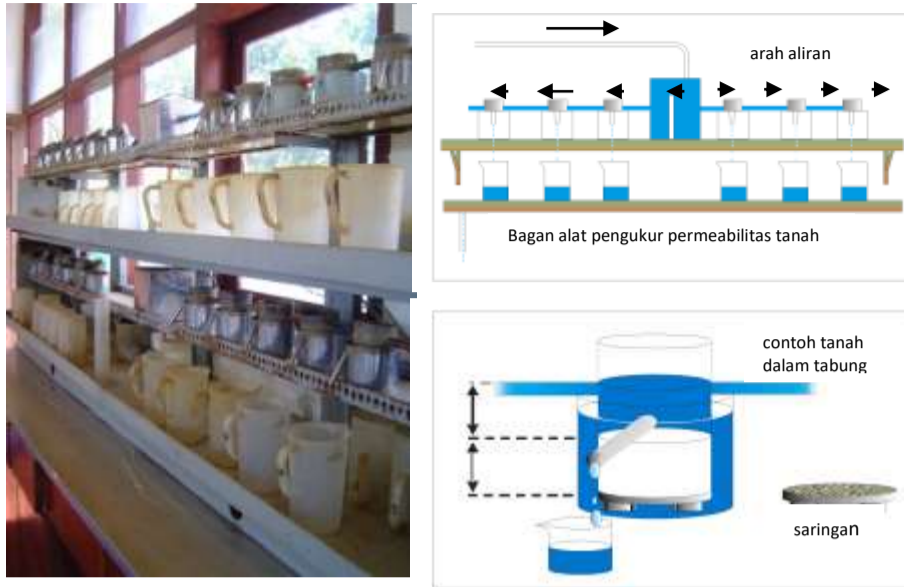
Alat yang relatif sederhana untuk penetapan konduktivitas hidrolik/permeabilitas tanah disajikan pada Gambar 1. Sebuah rak dari kayu atau metal dibuat untuk menyangga 6 - 12 ring sampel, ditempatkan dalam satu baris. Air dialirkan melewati siphon yang menghubungkan ring dengan ring berikutnya. Sistem aliran air dapat dibuat satu arah atau secara berputar (*circulating water-supply system*). Pada sistem satu arah, kelebihan air (*overflow*) langsung mengalir menuju saluran pembuangan (Gambar 1), sedangkan pada sistem berputar, kelebihan air ditampung dalam suatu penampung, selanjutnya dialirkan kembali melewati siphon dengan menggunakan pompa (Gambar 2).

Air yang berhasil melalui masa tanah dari masing-masing contoh tanah ditampung dalam wadah, misalnya gelas piala atau labu untuk selanjutnya diukur dengan menggunakan gelas ukur.

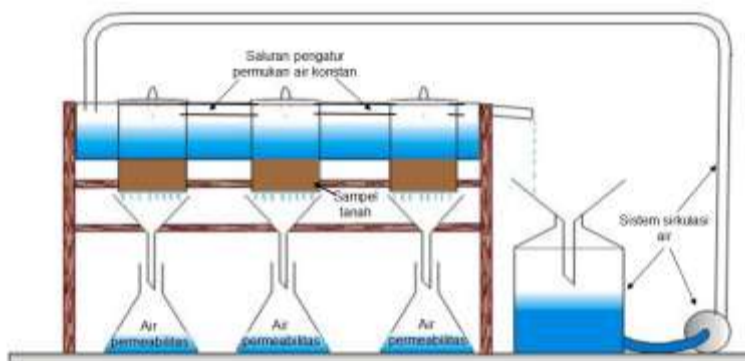
3.2. Prosedur

1. Tutup atau lapisi ujung contoh tanah bagian bawah ring menggunakan kasa halus atau kain tipis, bertujuan untuk menahan tanah sehingga

- tidak lolos dari ring. Jika contoh tanah bertekstur halus, perlu dipilih penutup dari saringan yang lebih rapat.
2. Contoh tanah di dalam ring (yang telah dilapisi bagian bawahnya dengan saringan) direndam/dijenuhkan dalam air pada bak perendaman dengan kedalaman sedikit di bawah bagian atas ring (misalnya jika ring yang digunakan mempunyai ketinggian 4 cm, maka ketinggian air perendaman kira-kira sampai setinggi 3 cm dari dasar bak). Maksud perendaman adalah untuk mengeluarkan semua udara dari dalam pori-pori tanah, sehingga tanah dapat dikondisikan dalam keadaan jenuh. Untuk membuat tanah dalam keadaan jenuh, maka dibutuhkan waktu perendaman selama lebih dari 12 jam atau sampai contoh tanah nampak basah (Klute dan Dirksen, 1986). LPT (1979) menggunakan waktu perendaman lebih dari 24 jam untuk membuat kondisi tanah dalam keadaan jenuh sempurna.
 3. Setelah proses penjenuhan selesai, bagian atas dari ring yang berisi contoh tanah dihubungkan dengan ring kosong, menggunakan pita atau gelang karet dengan lebar sekitar 3 cm atau selotip (pita perekat) tahan air. Selama proses penyambungan, contoh tanah tetap berada di dalam air rendaman. Selanjutnya contoh tanah tersebut dipindahkan ke alat pengukuran, kemudian air dialirkan ke alat tersebut. Atur agar tinggi air di atas permukaan contoh tanah selalu tetap (konstan).
 4. Lakukan pengukuran volume air yang keluar melalui masa tanah. Untuk mempermudah perhitungan, disarankan untuk setiap pengukuran dilakukan dalam jangka waktu satu jam. Pengukuran pertama dilakukan 6 jam setelah contoh tanah dialiri air. Misalnya, bila contoh tanah diletakkan dan dialiri air pada jam 9, maka pengukuran pertama dilakukan pada jam 15.00 - 16.00. Pengukuran kedua pada jam 16.00 - 17.00. Pengukuran selanjutnya dilakukan keesokan harinya pada jam dimulainya proses pengaliran air (dalam hal ini dari jam 9.00 – 10.00). Pengukuran dilakukan minimal sampai hari keempat pada jam yang sama selama satu jam. Ambil nilai rata-rata dari kelima pengukuran.



Gambar 1. Alat pengukur konduktivitas hidrolik (permeabilitas) tanah (kiri), dan skema penempatan sampel tanah dengan sistem pembuangan air satu arah (kanan). (Foto (kiri) sumber: Sutono; dan Gambar (kanan) sumber : Marwanto)



Gambar 2. Skema pemasangan alat pengukur permeabilitas tanah dengan sistem aliran air berputar (*circulating water-supply system*) (Gambar: Marwanto)

3.3. Perhitungan

Perhitungan nilai permeabilitas dilakukan dengan menggunakan persamaan Darcy (persamaan 1). Nilai simbol pada persamaan (1) yang dipakai di Laboratorium Fisika, Balai Penelitian Tanah Bogor adalah: $A = 45,72 \text{ cm}^2$, dan $L=4 \text{ cm}$ (ukuran ring yang digunakan adalah tinggi 4 cm dengan garis tengah lingkaran dalam 7,63 cm), $h = 5 \text{ cm}$ (tinggi air dari

permukaan tanah selama pengukuran, sesuai dengan rancangan alat), dan jangka waktu yang digunakan untuk setiap kali pengukuran adalah 1 jam. Dengan demikian, perhitungan dapat disederhanakan dengan menggunakan persamaan berikut:

$$K = \frac{V \text{ cm}^3}{(45,72 \text{ cm}^2)(1 \text{ jam})(5 \text{ cm})} = 0,017(V) \text{ cm / jam}$$

Klasifikasi permeabilitas tanah menurut Uhland dan O'Neil (*dalam* LPT, 1979) disajikan pada pada Tabel 1. Reynolds dan Elrick (2002) menyatakan bahwa kisaran K (permeabilitas) yang dapat diukur dengan *constans head method* adalah sekitar 10^0 - 10^{-5} cm detik⁻¹. Sedangkan *falling head soil core method* dapat mengukur K pada kisaran sekitar 10^{-4} - 10^{-7} cm detik⁻¹.

Tabel 1. Klasifikasi permeabilitas tanah menurut Uhland dan O'Neil *dalam* LPT (1979)

Kelas	Permeabilitas
	cm jam ⁻¹
Sangat lambat	<0,125
Lambat	0,125-0,50
Agak lambat	0,50-2,00
Sedang	2,00-6,25
Agak cepat	6,25-12,5
Cepat	12,5-25,00
Sangat cepat	>25,00

3.4. Catatan

Proses perendaman dilakukan untuk mengkondisikan tanah dalam keadaan jenuh, namun penjenjuran tidak atau kurang sempurna bisa terjadi misalnya karena adanya udara yang terperangkap dalam pori-pori tanah. Adanya udara yang masih terperangkap dalam pori tanah dapat menyebabkan hasil pengukuran permeabilitas tanah menjadi relatif lebih kecil. Tingkat penjenjuran yang diperoleh pada masing-masing contoh tanah bisa diperkirakan dengan membandingkan kadar air berdasarkan volume dengan porositas total yang diperhitungkan dari berat jenis dan berat volume. Apabila tingkat kejenuhan kurang dari 85%, sebagian besar udara akan memasuki pori-pori tanah yang kosong, dalam hal ini hukum Darcy tidak berlaku lagi. Ketika tingkat kejenuhan lebih besar dari 85%, kebanyakan udara yang ada di tanah adalah dalam bentuk gelembung-gelembung kecil, maka pada kondisi ini, Hukum Darcy diperkirakan akan valid. Untuk kepentingan pengecekan ini, setelah proses penetapan

permeabilitas, lakukan penetapan kadar air contoh tanah berdasarkan volume dan berat jenis tanah.

Ada beberapa kesalahan lain yang mungkin terjadi dalam penetapan permeabilitas tanah di laboratorium, yaitu:

- Penggunaan contoh yang tidak mewakili kondisi lapangan yang sebenarnya. Hal ini dapat dihindari dengan pengamatan yang seksama di lapangan, perhatikan sampai detail (ambil contoh tanah tak terganggu yang mewakili dan gunakan contoh/ulangan yang banyak).
- Kesalahan penggunaan tekanan hidrolik di laboratorium. Tekanan hidrolik yang digunakan di laboratorium harus mewakili tekanan hidrolik di tempat asal sampel. Tekanan hidrolik harus dipilih sedemikian rupa sehingga aliran adalah laminar (sampai diperoleh hubungan garis lurus antara pengeluaran air dan tekanan hidrolik), dan Hukum Darcy bisa berlaku. Umumnya tidak mudah untuk mendapatkan aliran laminar pada tanah dengan tekstur lebih kasar. Dalam hal ini, test laboratorium harus dilakukan sesuai dengan tekanan hidrolik yang sebelumnya telah diantisipasi di lapangan.
- Udara terlarut di dalam air. Ketika air masuk ke dalam contoh tanah, sejumlah kecil udara yang terlarut di dalam air, cenderung mengumpul membentuk seperti gelembung di rongga antara air dan tanah. Hal ini akan mengurangi permeabilitas sejalan dengan bertambahnya waktu. Pengujian permeabilitas terhadap contoh tanah jenuh, biasanya tidak menunjukkan penurunan yang signifikan jika menggunakan air suling.
- Kebocoran sepanjang sisi dari permeameter dapat mengakibatkan nilai permeabilitas meningkat.

4. DAFTAR PUSTAKA

- Boolthink and Bouma, 2002. Steady flow soil column method: Laboratory method. p. 812-815. *In Campbell et al. (Eds.). Method of Soil Analysis Part 4-Physical Method.*
- Flanagan, D. C., and D. C. Frankenberger. 2002. Water Erosion Prediction Model (WEPP) Window Interface Tutorial. Workshop on Soil Erosion Assesment with the Process-Based WEPP Model. Indianapolis, Indiana.
- Klute, A., and Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory method. p. 687-732. *In Klute, A. (Ed.). Methods of Soil Analysis Part I. Physical and Mineralogical Methods. Second Edition.*

- Prasetyo, B. H., J. S. Adiningsih, K. Subagyo, dan R.D.M. Simanungkalit. 2004. Mineralogi, fisika dan mineralogi lahan sawah. hlm. 29-83 *dalam* Tanah Sawah dan Teknologi Pengelolaannya. Puslibang Tanah dan Agroklimat. Badan Litbang Pertanian.
- LPT (Lembaga Penelitian Tanah). 1979. Penuntun Analisa Fisika Tanah. Lembaga Penelitian Tanah. Badan Litbang Pertanian.
- Reynold, W. D., and D. E. Elrick. 2002. Constant head (tank) method: Laboratory method. p. 804-808. *In* Campbell *et al.* (Eds.). Method of Soil Analysis Part 4-Physical Method.
- Reynold, W. D., and D. E. Elrick. 2002. Falling head soil core (tank) method: Laboratory method. p. 809-812. *In* D. E. Elrick and Campbell (Eds.). Method of Soil Analysis Part 4-Physical Method.
- Rose, C. W., K. J. Coughland, C. A. A. Ciesolka, and B. Fentie. 1997. Program GUEST (*Griffith University Erosion System Template*). p. 34-58. *In* Coughland, K. J., and C. W. Rose (Eds.). A New Soil Conservation Methodology and Application to Cropping System in Tropical Steepland. ACIAR Technical Report, No. 40. Canberra.
- Sys., C. 1985. Evaluation of the Physical Environment for Rice Cultivation. *In* Soil Physics and Rice. International Rice Research Institute. Los Banos, Laguna. Philipines.
- Wischmeier, W. H., and D. D. Smith. 1978. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. USDA Agric. Handb. No. 573.

18. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH DALAM KEADAAN JENUH: METODE LAPANG

Fahmuddin Agus dan Husein Suganda

1. PENDAHULUAN

Referensi utama metode ini adalah Amoozegar dan Warrick (1986) dan Reynolds *et al.* 2002a dan 2002b).

Jumlah air yang dapat melewati suatu lapisan tanah (*flux*) sangat ditentukan oleh konduktivitas hidrolik tanah. Tanah dengan konduktivitas hidrolik tinggi akan mudah disusupi air, sehingga cepat mengering. Dengan demikian, bahan terlarut yang dikandung air tanah akan mudah bergerak di dalam tanah bersama pergerakan air di dalam tanah. Sebaliknya, tanah dengan konduktivitas hidrolik rendah akan relatif mudah tergenang.

Konduktivitas hidrolik tanah ditentukan oleh tekstur dan struktur tanah. Tanah yang didominasi oleh pasir mempunyai konduktivitas hidrolik tinggi. Sebaliknya, tanah dengan tekstur liat mempunyai konduktivitas hidrolik yang rendah. Akan tetapi, ada kalanya tanah bertekstur liat, namun mempunyai agregasi granular (butir) yang mantap, mempunyai konduktivitas hidrolik tinggi.

2. PRINSIP ANALISIS

Hukum dasar tentang pergerakan air di dalam tanah adalah hukum Darcy. Hukum ini memberikan hubungan antara *flux*, *q*, dan konduktivitas hidrolik, *K*, dan beda tinggi hidrolik (*hydraulic head gradient*), ∇H :

$$q = -K \cdot \nabla H \quad (1)$$

Untuk gerakan air satu dimensi berlaku persamaan:

$$\Delta H = \frac{(h_i + z_i) - (h_o + z_o)}{L} \quad (2)$$

dimana: $h_i + z_i = H_i$ = tinggi hidrolik pada titik dimana air memasuki kolom atau lapisan tanah

$h_o + z_o = H_o$ = adalah tinggi hidrolik pada titik dimana air keluar dari kolom tanah

L = panjang kolom tanah

h_i = tinggi tekanan air tanah (*pressure head*) pada titik dimana air memasuki kolom tanah

- z_i = tinggi gravitasi (*gravitational head*) yaitu elevasi relatif suatu titik dari titik referensi pada titik dimana air memasuki kolom tanah.
- h_o = tinggi tekanan air tanah pada titik dimana air keluar dari suatu kolom tanah
- z_o = tinggi gravitasi (*gravitational head*) pada titik dimana air keluar pada suatu kolom tanah. Titik z_o sering digunakan sebagai referensi, dan dengan demikian nilainya bisa ditetapkan menjadi nol.

Nilai z semakin tinggi (positif) dengan makin tingginya titik masuknya air ke kolom (lapisan) tanah.

3. METODE

Berbagai metode telah dikembangkan untuk penentuan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan jenuh, *K-sat*, di lapangan. Di antara metode tersebut adalah: (1) metode untuk tanah dengan permukaan air tanah dangkal, dan (2) metode untuk tanah dengan permukaan air tanah dalam.

3.1. Penentuan *K-sat* untuk tanah dengan permukaan air tanah dangkal

Metode yang umum digunakan untuk tanah dengan permukaan air tanah dangkal adalah metode *auger hole* dan metode *piezometer*. Pada tulisan ini diterangkan metode *auger hole*. Metode *piezometer* dapat dipelajari pada Amoozegar dan Warrick (1986).

3.1.1. Metode *auger hole*

Metode *auger hole* adalah metode yang paling banyak digunakan dalam penentuan konduktivitas hidrolik tanah jenuh. Suatu lubang di dalam penampang tanah dibuat dengan bor tanah sampai melampaui kedalaman permukaan air tanah. Air yang ada di dalam lubang pemboran dikuras menggunakan suatu pompa, kemudian lubang akan terisi kembali oleh air tanah. Pada keadaan seimbang (*equilibrium*), permukaan air tanah di dalam lubang akan sama dengan permukaan air tanah (*water table*). Kecepatan naiknya permukaan air di dalam lubang digunakan sebagai dasar untuk menghitung konduktivitas hidrolik tanah.

Karena geometri dari lubang dan proses pergerakan air mengisi lubang sangat kompleks (pergerakan tiga dimensi), maka pada tulisan ini tidak diberikan cara penurunan rumus dalam perhitungan *K-sat*. Berbagai teori tentang penurunan rumus dalam penggunaan metode *auger hole*

diberikan oleh Boast dan Kirkham (1971), Boast dan Langebartel (1984), Kirkham (1958), Kirkham dan van Bavel (1948), dan lain-lain.

Untuk pengukuran K -sat pada tanah yang dasar lubang pemborannya berada di atas lapisan kedap air (*impermeable layer*) atau dengan kata lain bila $S > 0$, gunakan rumus

$$K = \{4,63r^2 / [y(H + 20r)(2 - y/H)]\}(\Delta y / \Delta t) \quad (3)$$

dimana: r = radius lubang
 H = jarak dari dasar lubang ke permukaan air tanah
 y = perbedaan kedalaman air di dalam lubang dengan permukaan air tanah
 $\Delta y/\Delta t$ = perubahan tinggi muka air tanah dalam selang waktu tertentu (Gambar 1).

Apabila *auger-hole* sampai mencapai lapisan kedap air ($S = 0$), maka gunakan rumus

$$K = \{4,17r^2 / [y(H + 10r)(2 - y/H)]\}(\Delta y / \Delta t) \quad (4)$$

Untuk persamaan (3) dan (4), K mempunyai satuan yang sama dengan $\Delta y/\Delta t$ (misalnya cm hari^{-1}). Boast dan Kirkham (1971) memberikan persamaan yang lebih sederhana yaitu:

$$K = (\Delta y / \Delta t)C / 864 \quad (5)$$

dimana C (tidak mempunyai unit) adalah faktor bentuk lubang (*shape factor*). Nilai faktor C disajikan pada Tabel 1.

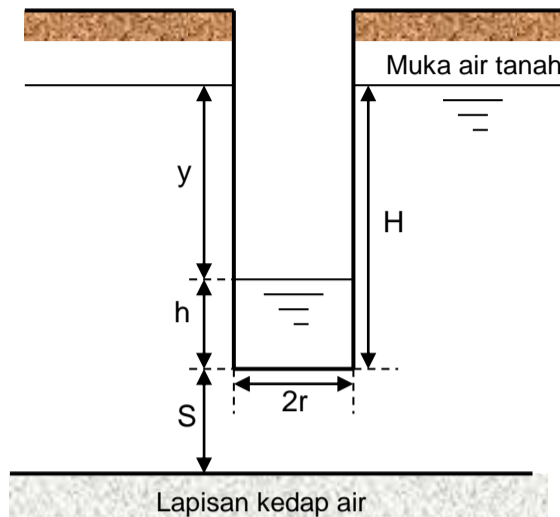
3.1.2. Peralatan

1. Bor tanah dengan dasar lebar (*bucket auger*; Gambar 2). Pilih bor yang diameternya sedemikian rupa, sehingga perbandingan antara H (beda tinggi permukaan air tanah dengan dasar lubang) dengan r (jari-jari lubang), dapat disesuaikan dengan nilai H/r pada Tabel 1.
2. Pompa air (Gambar 3), atau menggunakan ember kecil (yang bisa masuk lubang pemboran) untuk menguras air.
3. Alat pengukur ketinggian air. Alat ini dapat dibuat dari pelampung dan sebatang meteran yang panjangnya kurang lebih sedalam lubang pemboran.

Tabel 1. Nilai faktor C untuk persamaan (5)

H/r	y/H	S/H untuk tanah yang mempunyai lapisan kedap air								s/H ∞	s/H untuk tanah berkerikil			
		0	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	5		5	2	1	0,5
1	1	447	423	404	375	323	286	264	255	254	252	241	213	166
	0,75	469	450	434	408	360	324	303	292	291	289	278	248	198
	0,5	555	537	522	497	449	411	386	380	379	377	359	324	264
2	1	186	176	167	154	134	123	118	116	115	115	113	106	91
	0,75	196	187	180	168	149	138	133	131	131	130	128	121	106
	0,5	234	225	218	207	138	175	169	167	167	166	164	156	139
5	1	51,9	48,6	46,2	42,8	38,7	36,9	36,1		35,8		35,5	34,6	32,4
	0,75	54,8	52,0	49,9	46,8	42,8	41,0	40,2		40,0		39,6	38,6	36,3
	0,5	66,1	63,4	61,3	58,1	53,9	51,9	51,0		50,7		50,3	49,2	46,6
10	1	18,1	16,9	16,1	15,1	14,1	13,6	13,4		13,4		13,3	13,1	12,6
	0,75	19,1	18,1	17,4	16,5	15,5	15,0	14,8		14,8		14,7	14,5	14,0
	0,5	23,3	22,3	21,5	20,6	19,5	19,0	18,8		18,7		18,6	18,4	17,8
20	1	5,91	5,53	5,30	5,06	4,81	4,70	4,66		4,64		4,62	4,58	4,46
	0,75	6,27	5,94	5,73	5,50	5,25	5,15	5,10		5,08		5,07	5,02	4,89
	0,5	7,67	7,34	7,12	6,88	6,60	6,48	6,43		6,41		6,39	6,34	6,19
50	1	1,25	1,18	1,14	1,11	1,07	1,05			1,04				1,02
	0,75	1,33	1,27	1,23	1,20	1,16	1,14			1,13				1,11
	0,5	1,64	1,57	1,54	1,50	1,46	1,44			1,43				1,39
100	1	0,37	0,35	0,34	0,34	0,33	0,32			0,32				0,31
	0,75	0,40	0,38	0,37	0,36	0,35	0,35			0,35				0,34
	0,5	0,49	0,47	0,46	0,45	0,44	0,44			0,44				0,43

- Jam atau *stopwatch*.
- Lembaran pencatat data (*data sheet*) seperti dicontohkan pada Tabel 2.



Gambar 1. Skema *auger hole*



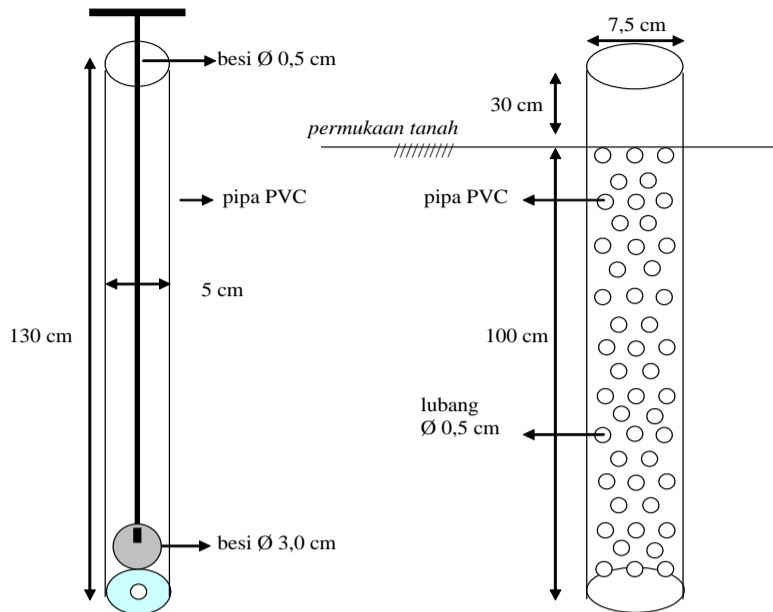
Gambar 2. *Bucket auger*

3.1.3. Prosedur

- Bersihkan permukaan tanah dari serasah dan sampah.
- Buatlah sebuah lubang dengan menggunakan bor (*bucket auger*). Usahakan agar kerusakan pada dinding lubang seminimal mungkin. Kedalaman lubang sekurang-kurangnya 30 cm di bawah muka air tanah. Perhatikan dan catat perubahan tekstur dari penampang tanah sewaktu pemboran. Jangan sampai terjadi pemboran pada tanah yang mempunyai mata air.

Tabel 2. Lembaran pengamatan K -sat dengan metode *auger hole*

LEMBARAN PENGAMATAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH JENUH DENGAN METODE AUGER HOLE										
LOKASI: _____					TANGGAL: _____					
CATATAN: _____										
r =										
E =										
D =										
S =										
H = D - E =										
S = S - D =										
H/r =										
s/H =										
Penga matan	Kedala m-an permu- kaan air d_i	$d_i - E$ y_i	Wakt u t	Beda		Rasio		Faktor C, dari Tabel 1	K	Catatan
				y Δy	t Δt	$\Delta y/\Delta t$	y/H			
1										
2										
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
Pengamat: _____										



Gambar 3. Pompa pengisap air tanah Gambar 4. Pipa penahan tanah

3. Untuk menghindari pelumpuran, keluarkan air dari lubang dan biarkan lubang terisi air kembali. Buang air agak jauh dari lubang atau kumpul-kan air di dalam sebuah ember, sehingga tidak kembali ke dalam lubang. Pada waktu mengeluarkan air, pengukuran pendahuluan dapat dilakukan untuk memperkirakan kecepatan naiknya permukaan air.
4. Biarkan air di dalam lubang mencapai keseimbangan (*equilibrium*) dengan air tanah. Ukur diameter lubang, $2r$, kedalaman air di dalam lubang, H , dan jarak antara dasar lubang dengan lapisan kedap air, S . Nilai S dapat diestimasi dari pemboran.
5. Keluarkan air dari lubang dan ukur kecepatan perubahan tinggi permukaan air dalam waktu tertentu. Lakukan pengukuran Δy dan Δt beberapa kali. Hentikan pengukuran apabila tinggi air di dalam lubang, h , mencapai setengah H .
6. Biarkan air di dalam lubang mencapai keseimbangan dengan permukaan air tanah dan ulangi prosedur 5. Apabila hasil pengukuran tidak konsisten dengan hasil pengukuran sebelumnya, ulangi prosedur 5 dan 6.

3.1.4. Perhitungan

Gunakan persamaan (3) atau (4) untuk menduga nilai K -sat. Apabila diperlukan perhitungan yang lebih akurat, gunakan faktor C pada Tabel 1 dan hitung nilai K dengan menggunakan persamaan (5). Apabila nilai s/H , y/H dan H/r berada di antara nilai yang ada pada Tabel 1, lakukan transformasi logaritma nilai s/H , y/H dan H/r , kemudian tentukan nilai C dengan cara intrapolasi.

Apabila tanah di bawah permukaan air tanah terdiri atas dua atau tiga lapisan yang berbeda struktur dan/atau teksturnya, konduktivitas hidrolik masing-masing lapisan tanah dapat ditentukan secara bertahap. Apabila tanah terdiri atas dua lapisan yang berbeda, buat lubang sampai kedalaman >10 cm di atas lapisan pertama. Lakukan penentuan nilai K dengan prosedur yang telah diberikan di atas. Sesudah selesai dengan lapisan pertama, perdalam lubang tersebut dan tentukan kembali nilai K . Nilai K yang diperoleh pada tahap kedua ini merupakan nilai gabungan dari kedua lapisan dan nilai K untuk lapisan kedua dapat dihitung dengan persamaan Luthin (1957):

$$K_2 = (KH_2 - KH_1)/(H_2 - H_1) \quad (6)$$

Untuk tanah berlapis tiga, prosedur tersebut dilanjutkan dengan asumsi dua lapisan sebelah atas sebagai satu lapisan. Apabila diperlukan nilai K yang akurat untuk lapisan kedua, pengukuran dapat ditunda beberapa lama, sehingga permukaan air tanah berada di bawah lapisan pertama.

Catatan:

Konduktivitas hidrolik tanah yang ditentukan dengan cara *auger hole* didominasi oleh konduktivitas hidrolik horizontal. Volume tanah yang diukur nilai K -nya adalah sekitar $10 Hr^2$ sampai $40 Hr^2$ bila diameter pemboran berkisar antara 10 dan 20 cm (Bouwer dan Jackson, 1974).

Boast dan Kirkham (1971) menyarankan agar pengukuran dihentikan sebelum tinggi permukaan air di dalam lubang, h , mencapai 50% dari tinggi muka air di dalam lubang dalam keadaan seimbang, H , ($h/H = 0,5$).

Metode *auger hole* pada tanah liat memberikan nilai K yang jauh lebih kecil dibandingkan dengan nilai yang didapatkan dengan metode lain. Kemungkinan penyebab rendahnya nilai K dengan metode ini adalah karena pengaruh penutupan pori tanah (*smearing effect*) sewaktu pemboran. Untuk mengurangi pengaruh ini, maka langkah ketiga dalam prosedur perlu diulangi beberapa kali. Apabila pengaruh ini tidak dapat dihilangkan, maka

disarankan menggunakan metode lain, misalnya metode kolom tanah (Bouma, 1983).

Untuk tanah berlapis, persamaan (6) dapat memberikan nilai K yang layak apabila konduktivitas tanah lapisan bawah lebih tinggi dari konduktivitas tanah lapisan atas. Apabila konduktivitas tanah lapisan bawah lebih rendah, kadang-kadang didapatkan nilai K yang negatif. Oleh sebab itu jika ada indikasi bahwa lapisan tanah di bagian bawah mempunyai nilai K yang lebih rendah, misalnya apabila tanahnya berkadar liat lebih tinggi, maka metode *auger hole* tidak tepat untuk digunakan.

Kadang-kadang lubang pemboran menyempit akibat longsor tanah. Untuk menghindari lubang bor mengalami penyempitan, dinding lubang perlu ditahan dengan pipa pvc yang dilubangi (Gambar 4) sedemikian rupa sehingga tidak menghambat pergerakan air di dalam lubang, baik secara horizontal maupun vertikal.

3.2. Penentuan K -sat untuk tanah dengan permukaan air tanah dalam

Metode penentuan K -sat di lapangan untuk tanah dengan permukaan air tanah dalam, lebih rumit dibandingkan dengan penentuan K -sat untuk tanah yang permukaan air tanahnya dangkal. Metode ini membutuhkan banyak air untuk menjenuhkan tanah dan untuk pengukuran konduktivitas hidrolik. Metode yang akan diperkenalkan adalah metode *auger hole* tanah kering (*dry auger hole method* atau *constant head well permeameter method* atau *shallow well pump-in method*).

3.2.1. Prinsip

Untuk menentukan K -sat dengan metode *auger hole* tanah kering, terlebih dahulu dibuat suatu lubang dengan menggunakan bor sampai kedalaman yang diinginkan. Kemudian air diisikan ke dalam lubang dan tinggi permukaan air di dalam lubang dijaga agar konstan. Pengukuran dilakukan sampai kecepatan aliran air di dalam lubang menjadi konstan. Selama pengukuran, tinggi permukaan air di dalam lubang harus dijaga supaya konstan, dengan menggunakan alat pengatur tekanan (*mariot siphon*, Gambar 5).

Untuk tanah yang lapisan kedap airnya dalam ($s > 2H$), maka K -sat dapat dihitung dengan rumus:

$$K = \frac{Q[\sin^{-1}(H/r) - (r^2/H^2 + 1)^{1/2} + r/H]}{2\pi H^2} \quad (7)$$

Apabila ketinggian air di dalam lubang, H , jauh lebih besar dari radius lubang, r , maka persamaan (6) dapat disederhanakan menjadi:

$$K = \frac{Q[\sin^{-1}(H/r) - 1]}{2\pi H^2} \quad (8)$$

dan persamaan (8) ini ekuivalen dengan

$$K = \frac{Q[\ln(H/r) + (H^2/r^2 + 1)^{1/2}] - 1}{2\pi H^2} \quad (9)$$

dimana Q adalah kecepatan pergerakan air (dalam satuan volume/waktu), H adalah kedalaman air di dalam lubang, r adalah radius lubang, dan s adalah jarak antara dasar lubang dengan lapisan kedap air (dalam satuan panjang). Apabila $0 < s < 2H$ maka persamaan yang digunakan adalah:

$$K = \frac{3Q \ln(H/r)}{\pi H(3H + 2s)} \quad (10)$$

Perlu diperhatikan bahwa pemboran tidak boleh menembus lapisan kedap air.

Untuk menghalangi rusaknya lubang, dapat digunakan pipa yang diberi perforasi atau lubang-lubang kecil (Gambar 4) atau semacam saringan yang dapat menghalangi rusaknya dinding lubang karena pengaruh air. Di dasar lubang perlu diberi kerikil atau pasir kasar untuk mencegah pengikisan tanah sewaktu pemberian air.

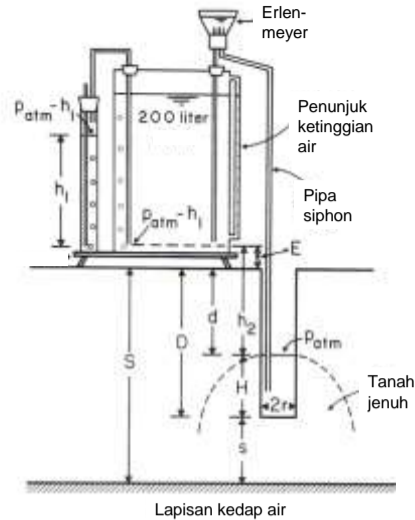
3.2.2. Peralatan

1. Bor dengan dasar lebar (*bucket auger*, Gambar 2) yang diameternya antara 5 - 15 cm.
2. Sistem pengatur tinggi air tanah (lihat Gambar 5) yang terdiri atas:
 - a. Drum berkapasitas 200 l
 - b. Erlenmeyer 250 ml
 - c. Silinder berukuran panjang 1 m dan diameter sekitar 10 cm
 - d. Pipa kaca atau pipa besi
 - e. Pipa plastik
 - f. Empat buah penyumpat dari karet (*rubber stopper*), satu untuk silinder, satu untuk erlenmeyer, dan dua untuk lubang penyalur air dan udara ke drum.
3. Beberapa drum untuk cadangan air
4. Pelindung lubang yang terbuat dari pipa berperforasi atau suatu *net* halus
5. Pasir atau kerikil apabila pelindung lubang tidak ada
6. Pasir atau kerikil untuk ditabur di dasar lubang apabila digunakan pipa berperforasi
7. Gundar pembersih dinding lubang

8. Meteran
9. Jam atau *stopwatch*
10. Lembaran pencatat data (*data sheet*) seperti dicontohkan pada Tabel 3.

3.2.3. Prosedur

1. Bersihkan permukaan tanah dari sisa tanaman, sampah, dan rumput-rumputan.
2. Buat lubang dengan menggunakan bor (*bucket auger*). Usahakan agar kerusakan pada dinding lubang sesedikit mungkin. Perhatikan dan catat perubahan tekstur dari profil tanah sewaktu pemboran. Jangan sampai lapisan kedap air terlubangi.
3. Sesudah pemboran sampai kedalaman yang diinginkan, bersihkan dinding lubang dengan menggunakan gundar. Hindari penutupan pori (*sealing*) dan pemadatan dinding lubang.
4. Ukur kedalaman, D , radius lubang, r , dan ukur atau perkirakan kedalaman lapisan kedap air dari dasar lubang, s . Tentukan juga kedalaman air yang akan dipertahankan di dalam lubang, H . Kedalaman lapisan kedap air dapat diperkirakan dengan melakukan pemboran dekat lubang pengamatan.
5. Lindungi lubang dengan pipa berporasi atau dengan suatu filter. Perforasi dimulai dari dasar lubang sampai pada ketinggian permukaan air di dalam lubang. Bila menggunakan pasir atau kerikil untuk pelindung lubang, pasir atau kerikil diisi sampai <15 cm di bawah permukaan air di dalam lubang.
6. Pasang sistem pengatur ketinggian air tanah seperti pada Gambar 5. Sistem pengatur ketinggian permukaan air berfungsi untuk mengatur agar $h_1 = h_2$. Apabila permukaan air di dalam lubang mulai menurun, perbedaan tekanan akan terbentuk dan air akan mengalir ke dalam lubang melalui *siphon*. Sementara itu, udara memasuki tangki air dari silinder. Karena perbedaan tekanan udara, udara akan bergerak memasuki sistem melalui pipa regulator. Perbedaan tekanan udara di dalam silinder dan tekanan udara luar adalah h_1 . Dengan demikian, tinggi tekanan air pada ujung pipa penghubung di dalam tangki air adalah $(P_{atm}/\rho g) - h_1$, dan tekanan ini akan sama dengan $(P_{atm}/\rho g) - h_2$, di mana P adalah tekanan udara, ρ adalah berat jenis air dan g adalah percepatan gravitasi. Sistem ini akan dapat mempertahankan permukaan air di dalam lubang pada ketinggian $h_1 = h_2$ di bawah ujung pipa di dalam tangki air. Erlenmeyer yang bervolume 250 ml berfungsi untuk menangkap gelembung udara yang terbentuk pada sistem *siphon* ini.



Gambar 5. Diagram pengukuran konduktivitas hidrolik tanah menggunakan sistem permukaan air konstan dengan *mariot siphon*, dan skema *auger hole* untuk tanah dengan permukaan air tanah dalam

7. Atur tabung pengatur ketinggian air supaya air berada pada ketinggian yang tetap.
8. Masukkan air ke dalam lubang dan mulai pengukuran dengan sistem permukaan tetap ini.
9. Catat jika terjadi perubahan suhu air.
10. Catat waktu dan jumlah air yang mengalir dari tank pada interval waktu tertentu. Interval waktu hendaklah pendek, sehingga tank tidak kekeringan selama pengukuran.
11. Hitung kecepatan aliran air. Pengaruh suhu dapat dikoreksi dengan mengalikan kecepatan aliran dengan rasio viskositas sewaktu pengukuran dengan viskositas air pada suhu tertentu (suhu referensi). Untuk suhu referensi dapat digunakan suhu rata-rata tahunan tanah pada kedalaman pengukuran.
12. Bila data untuk beberapa pengukuran berturut-turut tidak konsisten, ulangi langkah 8-11. Apabila kecepatan aliran sudah konstan, selama beberapa jam, lakukan perhitungan dengan menggunakan salah satu dari persamaan (6) sampai (9) sesuai dengan spesifikasi penggunaan rumus.

Catatan:

Secara teoritis, konduktivitas hidrolik tanah yang ditentukan dengan metode ini merupakan *K-sat* rata-rata pada lubang yang diisi air. Namun pada

kenyataannya, K_{sat} yang diukur sangat ditentukan oleh lapisan tanah yang sangat *permeable* di dalam lubang pengukuran. Apabila lapisan tanahnya tidak seragam, maka K_{sat} yang diukur didominasi oleh K_{sat} horizontal.

Volume tanah yang terwakili dengan metode ini kurang lebih setara dengan $10 Hr^2 - 40 Hr^2$. Kelemahan metode ini adalah tingginya kebutuhan air, banyaknya peralatan yang diperlukan, dan lamanya waktu pengukuran. Pembuatan lubang dan pemasangan alat-alat dapat memakan waktu beberapa jam, sementara pengukurannya sendiri mungkin butuh waktu beberapa hari. Air yang digunakan hendaklah air yang komposisi kimianya kurang lebih sama dengan air tanah atau air irigasi.

4. DAFTAR PUSTAKA

- Amoozegar, A., and A. W. Warrick. 1986. Hydraulic conductivity of saturated soils: Field methods. p. 735-770. *In* Methods of Soil Analysis, Part 1. Second ed. Agron. 9. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.
- Boast, C. W., and D. Kirkham. 1971. Auger hole seepage theory. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 365-373.
- Boast, C. W., and Langerbartel. 1984. Shape factor for seepage into pits. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 10-15.
- Bouma, J. 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for soil hydraulic conductivity. *Agric. Water Manage.* 6: 177-190.
- Bouwer, H., and R. D. Jackson. 1974. Determining soil properties. *In* van Schilfgaarde (*Ed.*). Drainage for Agriculture. *Agronomy* 17: 611-672. Amer. Soc. Agron. Madison, WI.
- Kirkham, D. 1958. Theory of seepage into an auger hole above an impermeable layer. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 18: 204-208.
- Kirkham, D., and C. H. M. van Bavel. 1948. Theory of seepage into auger holes. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 13: 75-82.
- Reynolds, W.D., D.E. Elrick, E.G. Youngs, A. Amoozegar, H.W.G. Booltink, dan J. Bouma. 2002a. Saturated and Field Saturated Water Flow Parameters. p. 797-816. *In* J. H. Dane and G. C. Topp (*Eds.*). Methods of Soil Analysis, Part 4-Physical Methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc. Madison, Wisconsin.
- Reynolds, W.D., D.E. Elrick, E.G. Youngs, dan A. Amoozegar. 2002b. Field Methods (Vadoze and Saturated Zone Techniques). p. 817-878. *In* J. H. Dane and G. C. Topp (*Eds.*). Methods of Soil Analysis, Part 4-Physical Methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc. Madison, Wisconsin.

19. PENETAPAN KONDUKTIVITAS HIDROLIK TANAH TIDAK JENUH: METODE LAPANG

Fahmuddin Agus, Ai Dariah, dan Neneng L. Nurida

1. PENDAHULUAN

Referensi utama bab ini adalah Green *et al.* (1986) dan Reynolds *et al.* (2002). Pada sistem pertanian lahan kering, pergerakan air tanah lebih sering terjadi dalam keadaan tidak jenuh dibandingkan keadaan jenuh. Pergerakan air dalam keadaan jenuh hanya terjadi sesudah seluruh pori-pori tanah terisi air, dan hal ini hanya terjadi apabila intensitas hujan melebihi kapasitas infiltrasi dan hujan sudah berlangsung dalam waktu relatif lama. Walaupun demikian, penentuan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan jenuh (K_s) lebih sering dilakukan daripada penentuan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan tidak jenuh, $K(\theta)$ atau $K(h)$. Hal ini disebabkan karena penetapan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan tidak jenuh, $K(\theta)$ lebih sulit, baik dari segi teori maupun pelaksanaannya.

Penentuan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan tidak jenuh $K(\theta)$ berguna untuk menentukan drainase di bawah zona perakaran dan keseimbangan air tanah, terutama kaitannya dengan isu pertanian dan lingkungan. Dalam profil tanah, $K(\theta)$ berpengaruh terhadap laju pergerakan air dan bahan kimia yang tidak larut (*dissolved chemicals*). Oleh karena itu, $K(\theta)$ juga digunakan sebagai *input* ke dalam model deterministik yang digunakan untuk memprediksi pergerakan air dan bahan terlarut (*solute*) di dalam tanah, seperti pada model LEACHM (Wagenet dan Hudson, 1989)

Konduktivitas hidrolik tanah dapat ditentukan menggunakan metode laboratorium, prediksi (dengan menggunakan data kurva karakteristik air tanah atau lebih dikenal sebagai kurva pF dan K_s), dan pengukuran *in situ* di lapangan. Metode pengukuran di lapangan biasa dilakukan apabila bahan dan peralatan cukup tersedia, dan lahan yang akan ditentukan $K(\theta)$ nya mudah dijangkau, dan tanahnya tidak berbatu-batu, bertopografi datar, dan pergerakan airnya lebih banyak dalam bentuk vertikal (Green *et al.*, 1986). Pergerakan air seperti ini bisa terjadi pada kondisi lapisan tanah yang relatif homogen. Keuntungan dari metode lapangan adalah bahwa pengukuran dilakukan untuk contoh tanah yang jauh lebih besar daripada contoh tanah di dalam ring dan struktur tanah lebih tidak terganggu.

Ada beberapa cara penentuan $K(\theta)$ di lapangan, antara lain:

- a. Metode *flux* berubah (*unsteady drainage flux* atau *instantaneous profile method*), yaitu dengan pengukuran kadar air tanah pada kedalaman dan waktu tertentu secara periodik $[\theta(z,t)]$ dan tinggi tekanan air (*soil water pressure head*) pada kedalaman dan waktu tertentu secara periodik $[h(z,t)]$. Termasuk dalam metode ini adalah metode drainase internal yang disederhanakan (*simplified internal drainage method*), yaitu hanya dengan pengukuran $\theta(z,t)$ selama proses drainase.
- b. *Plane of zero flux*
- c. Metode fluks tetap (*steady flux method*)

Metode yang diterangkan pada bab ini adalah metode fluks berubah (*unsteady drainage flux* atau *instantaneous profile method*), karena relatif mudah dilakukan dengan menggunakan kombinasi *neutron probe* dan tensiometer.

2. PRINSIP

Metode ini diperkenalkan oleh Richards *et al.* (1956) dan seterusnya dikembangkan oleh Nielsen *et al.* (1964), Rose *et al.* (1965), Watson (1966) dan van Bavel *et al.* (1968). Metode ini dimulai dengan menjenuhkan tanah sedalam pengukuran yang dikehendaki. Apabila diperlukan data $K(\theta)$ pada kedalaman 0 - 120 cm, maka perlu dilakukan pembasahan tanah sampai kedalaman >120 cm. Perlu diperhatikan bahwa permukaan air tanah hendaklah jauh lebih dalam dari kedalaman pengukuran ini. Jika permukaan air tanahnya dangkal, misalnya 220 cm dari permukaan tanah, maka konduktivitas hidrolik yang dapat ditentukan adalah $K(h)$ pada tinggi tekanan air > -100 cm.

Sesudah pembasahan, permukaan tanah ditutup dengan lembaran plastik atau bahan lain untuk mencegah evaporasi. Selama pengukuran, biasanya 1 - 3 minggu, diasumsikan bahwa suhu tanah tetap. Karena itu dianjurkan lembaran plastik ditutupi dengan mulsa, tanah kering, atau semacam gabus untuk meminimumkan fluktuasi suhu tanah. Penggunaan metode ini di lapangan mempunyai dua asumsi penting, yaitu (1) tidak ada aliran melalui permukaan tanah dan (2) aliran air terjadi pada satu dimensi yaitu hanya ada aliran vertikal.

Metode ini dilakukan berdasarkan persamaan (1) yaitu persamaan satu dimensi yang berlaku dengan menggunakan asumsi, bahwa (1) suhu tanah tetap dan (2) proses pergerakan air bersifat *nonhysteretic* selama proses drainase. Persamaan yang dimaksud adalah:

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \{K(\theta) [\partial H(z,t) / \partial z]\} \quad (1)$$

dimana: $\theta(z,t)$ adalah kadar air volumetrik sebagai fungsi dari kedalaman dan waktu, $H(z,t)$ adalah tinggi hidrolik (*hydraulic head*), $K(\theta)$ adalah konduktivitas hidrolik sebagai fungsi dari kadar air tanah, z adalah kedalaman pengukuran dari titik referensi (misalnya permukaan tanah); z dianggap negatif bila kedalaman pengukuran lebih dalam dari titik referensi.

$H(z,t)$ pada setiap titik pada profil tanah dapat dihitung dengan persamaan:

$$H(z,t) = h(z,t) + z \quad (2)$$

dimana: $h(z,t)$ adalah tinggi tekanan air tanah sebagai fungsi dari kedalaman dan waktu. Untuk mendapatkan solusi persamaan (1), maka perlu ditetapkan kondisi awal (*initial condition*) dan kondisi batas atas (*upper boundary condition*). Keadaan awal adalah $\theta(z,0)$, yaitu kadar air tanah pada berbagai kedalaman pada saat $t=0$, dan nilai $t=0$ apabila $h=0$ (di permukaan tanah). Keadaan ini dicapai pada saat infiltrasi berakhir atau saat drainase dimulai. Karena permukaan tanah ditutup untuk mencegah evaporasi, maka keadaan batas atas adalah fluks air=0 pada $z=0$. Dengan kedua kondisi ini, persamaan (1) diintegrasikan berdasarkan z , antara $z=0$ dan $z=z_i$ dimana z_i adalah kedalaman tertentu yang dipilih sebagai kedalaman pengukuran. Pada suatu waktu, t , tertentu didapat:

$$\int_0^{z_i} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz = K(\theta) \left(\frac{\partial H(z,t)}{\partial z} \right) \Big|_{z_i} \quad (3a)$$

atau

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{z_i} \theta(z,t) dz = K(\theta) \frac{\partial H(z,t)}{\partial z} \Big|_{z_i} \quad (3b)$$

Berdasarkan analisis data θ dan H pada profil tanah pada berbagai waktu, persamaan (3b) dapat digunakan untuk menghitung $K(\theta)$ pada kedalaman z_i .

Profil tinggi tekanan air (h) ditentukan dengan tensiometer yang dipasang pada berbagai kedalaman. Karena terbatasnya kemampuan tensiometer, maka pengukuran terbatas pada tinggi tekanan tanah antara 0 - -850 cm atau antara 0 - -85 kPa (Cassel dan Klute, 1986). Namun pada tinggi tekanan air yang lebih rendah dari -330 cm (kapasitas lapangan), pergerakan air di dalam tanah sudah sangat kecil. Kadar air tanah biasanya ditentukan dengan metode *neutron attenuation* atau menggunakan *time domain reflectometry* (TDR). Pemasangan elektrode TDR secara horizontal pada berbagai

kedalaman tanah akan memberikan kadar air rata-rata sepanjang elektrode pada kedalaman tersebut (Agus dan Ai Dariah, Bab XII buku ini). Alternatif lain adalah dengan tidak mengukur langsung kadar air melainkan dengan menggunakan kurva karakteristik air tanah atau kurva pF , $\theta(h)$, (*soil water characteristic curve*) yang dibuat berdasarkan pengukuran di laboratorium sehingga data yang dikumpulkan di lapangan hanya data tinggi tekanan air.

Berdasarkan pengukuran $K(\theta)$ dapat dihitung difusivitas air tanah, $D(\theta)$ (*soil water diffusivity*) dengan menggunakan persamaan (4).

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{dh}{d\theta} \quad (4)$$

Jika akan menghitung $D(\theta)$ perlu ditentukan lebih dahulu $\theta(h)$. Kurva hubungan $\theta(h)$ dapat ditentukan di laboratorium atau di lapangan.

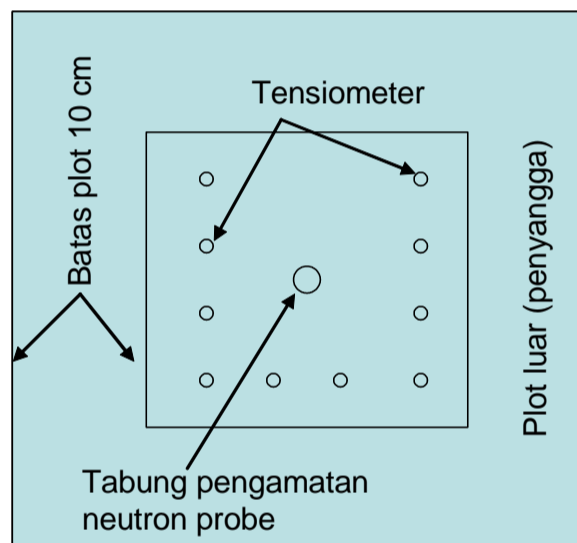
3. BAHAN DAN ALAT

1. Tensiometer, untuk memonitor perubahan tinggi tekanan air tanah (h) berdasarkan kedalaman (z) dan waktu (t). Alat ini dilengkapi dengan manometer air raksa atau dengan *pressure transducer*. Tensiometer dapat dirakit sendiri atau dengan menggunakan tensiometer multi kedalaman misalnya Model 2510-A, Soil Moisture Equipment Corp., Santa Barbara, CA 93105.
2. *Neutron probe* (neutron meter) (Agus *et al*, Bab XI buku ini) yang sudah dikalibrasi untuk memonitor perubahan kadar air (θ) berdasarkan kedalaman (z) dan waktu (t). Kalibrasi khusus diperlukan untuk kedalaman 0 - 15 cm atau kadar air volumetris ditentukan dengan metode gravimetri pada kedalaman 0 - 15 cm ini.
3. Tabung akses neutron meter (*neutron-prob access-tube*) yang diameternya cocok untuk keluar masuknya sumber neutron. Panjang tabung ini sekurang-kurangnya 35 cm lebih panjang dari kedalaman pengukuran terdalam.
4. Papan yang lebarnya sekitar 25 cm dan lembaran plastik untuk menghalangi pergerakan air secara lateral.
5. Drum sumber air berkapasitas 200 l atau lebih. Sebaiknya drum ini dilengkapi dengan alat pengukur aliran air dan *mariot siphon* untuk menjaga agar tinggi permukaan air tetap selama proses penggenangan dan selama pengukuran infiltrasi.
6. Atap yang berukuran lebih besar dari plot untuk meminimumkan pengaruh hujan.

4. PROSEDUR

1. Buat petak berukuran 3,6 m x 3,6 m sampai 4 m x 4 m atau lebih (*isolated soil monolith*). Gali parit sedalam 15 cm di sekeliling petak dan pasang

- papan pada pinggir parit, 10 cm dari papan muncul di permukaan tanah. Timbun kembali parit tersebut.
2. Buat petak kecil berukuran sekitar 1,2 m x 1,2 m (plot bagian dalam) di tengah-tengah petak plot. Gali parit sekeliling plot kecil. Pasang papan di sekeliling parit seperti pada langkah (1). Alternatif lain sebagai pengganti petak adalah dengan menggunakan *double ring infiltrometer* dengan diameter ring dalam 80 cm dan diameter ring luar 160 cm (idealnya luas area ring luar paling tidak empat kali ring dalam).
 3. Pasang tabung akses neutron meter di bagian tengah plot bagian dalam atau ring bagian dalam beberapa hari sebelum implementasi. Pasang tensiometer di sekitar tabung akses pada kedalaman yang diinginkan, misalnya 10, 20, ... , 100 cm. Jarak antara tabung akses dengan tensiometer diatur antara 30 - 50 cm.
 4. Hubungkan kedua plot (plot bagian luar dan dalam) dengan drum sumber air dengan suatu *mariot syphon* sehingga selama fase infiltrasi tinggi muka air pada plot bagian dalam dan bagian luar dapat diatur setinggi 5 cm. Plot bagian luar berfungsi untuk meminimumkan pergerakan air secara lateral. Skema *mariotte syphon* antara lain diberikan oleh Bouwer (1986). Sketsa pengamatan disajikan dalam Gambar 1.
 5. Dirikan atap untuk melindungi plot.
 6. Buat suatu jembatan untuk berdiri di atas plot sewaktu melakukan pembacaan tensiometer dan neutron meter.



Gambar 1. Sketsa plot pengukuran konduktivitas hidrolik tanah tidak jenuh dengan metode *unsteady drainage flux*

7. Alirkan air ke dalam plot (bagian luar dan dalam). Biarkan plot tergenang sampai tensiometer menunjukkan pembacaan yang tetap.
8. Tentukan kecepatan infiltrasi pada plot bagian dalam dengan membaca skala tinggi air pada drum sumber pada selang waktu tertentu.
9. Hentikan pemberian air pada kedua plot. Catat waktu pada saat genangan air dipermukaan plot menghilang. Pada saat ini waktu dicatat sebagai t_0 yaitu waktu awal terjadinya proses drainase. Tutupi plot dengan lembaran plastik dan di atas plastik disebar mulsa atau selapis tanah kering atau *styrofoam*.
10. Lakukan pembacaan neutron meter dan tensiometer berulang kali. Interval pengamatan tergantung jenis tanah. Pada tanah liat intervalnya lebih jarang (misalnya sekali dalam 15 menit) dan pada tanah pasir lebih sering (misalnya sekali dalam 5 menit). Interval ini dikurangi sejalan dengan berlangsungnya proses drainase. Lanjutkan pengukuran selama masih terlihat perubahan kadar air dan tinggi tekanan air. Pengukuran pada 6 jam pertama harus sangat intensif.
11. Pengamatan bisa berlangsung sampai 15 atau 20 hari.

5. PENGOLAHAN DATA

1. Dari data tensiometer (h) dan kedalaman pengukuran (z), hitung tinggi hidrolik (H) dengan persamaan (2) untuk setiap waktu pengukuran. Buat plot hubungan antara H dengan t untuk tiap-tiap kedalaman dan lakukan perataan (*smoothing*) dari data hubungan kedua variabel ini. Baca H untuk interval waktu tertentu (t_1, t_2, \dots, t_n) dan cantumkan pada Tabel 1. Untuk setiap nilai t , buat plot hubungan antara H dengan z . Plot hubungan H dengan z ini umumnya merupakan kurva *spline* pangkat tiga (*cubic spline curve*) (Ahuja et al., 1980). Berdasarkan kurva hubungan H dengan z , tentukan gradien $\partial H/\partial z$ pada setiap kedalaman (z_1, z_2, \dots, z_n) dimana $K(\theta)$ akan ditentukan. Tabulasi data disusun seperti pada Tabel 1. Untuk memudahkan, pilih interval kedalaman yang sama, misalnya setiap 10 cm. Alternatif lain untuk penentuan $\partial H/\partial z$ adalah dengan menggunakan prosedur *finite difference* (Fluhler et al., 1976). Dari kurva hubungan H dengan t yang sudah mengalami *smoothing* ini tentukan h pada kedalaman z_1, z_2, \dots, z_n , dengan menggunakan persamaan (2) dan cantumkan nilai h pada Tabel 1.
2. Hitung kadar air, $\theta(z)$ dari data neutron meter. Buat hubungan θ dengan t pada setiap kedalaman dan buat kurva *smooth* dari data ini. Baca data θ dari kurva tersebut pada t yang telah ditentukan. Hitung $\int \theta(z,t) dz$ dari persamaan (3b) dengan menggunakan pendugaan dengan sistem trapesium pada kedalaman z_1, z_2, \dots, z_n . Kadar air untuk kedalaman 0-10 cm diasumsikan sama dengan kadar air pada kedalaman 10 cm.

3. Buat kurva hubungan $\int \theta(z,t) dz$ dengan t dan tentukan turunan $\partial[\int \theta(z,t) dz] / \partial t$ pada waktu t_1, t_2, \dots, t_n . Hubungan kedua variabel ini juga dapat dibentuk dengan persamaan *spline* pangkat dua dan pangkat tiga. Nilai turunan ini adalah ruas kiri dari persamaan (3b) dan nilai ini merupakan besarnya *flux* (kecepatan aliran air) pada kedalaman (z) dan waktu tertentu (t).
4. Hitung konduktivitas hidrolik dengan membagi nilai pada kolom 5 dengan kolom 3 pada Tabel 1. Hubungkan nilai K dengan θ dan h sehingga didapat $K(\theta)$ dan $K(h)$.
5. Tentukan konduktivitas hidrolik jenuh [$K(\theta_s)$] pada setiap kedalaman dan waktu pada saat tanah jenuh (t_0) dengan membagi nilai infiltrasi dalam keadaan jenuh dengan dH/dz atau dengan rumus:

$$K(\theta_s)_i = \frac{q}{(dH / dz)} \quad (6)$$

Tabel 1. Lembaran pengisian data pengamatan dan perhitungan konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan tidak jenuh

Kedalaman	Waktu	$\partial H/\partial z$	$\int_0^{z_i} \theta dz$	$\frac{d}{dt} \int_0^{z_i} \theta dz$	K	θ	h	dh/d θ	D
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Z ₁	t ₁ t ₂ t ₃ .. t _n								
Z ₂	t ₁ t ₂ t ₃ .. t _n								
.	t ₁ t ₂ t ₃ . t _n								
Z _n	t ₁ t ₂ t ₃ . t _n								

Kolom 6 = kolom 5/kolom 3
Kolom 10 = kolom 6/kolom 9

6. Untuk setiap kedalaman z_1, z_2, \dots, z_n buat kurva hubungan h dengan θ dan tentukan $dh/d\theta$ pada titik-titik yang diinginkan. Tentukan difusivitas air tanah (D) pada berbagai kadar air tanah dan berbagai kedalaman dengan menggunakan persamaan (4).

Penggunaan *spreadsheet* (Tabel 1) atau suatu program komputer tertentu dianjurkan untuk memudahkan perhitungan.

6. DAFTAR PUSTAKA

- Ahuja, L. R., R. E. Green, S. K. Chong, and D. R. Nielsen. 1980. A simplified function approach for determining soil hydraulic conductivity and water characteristics *in situ*. *Water Resour. Res.* 16: 947-953.
- Bouwer, H. 1986. Intake rate: Cylinder infiltrometer. *In Methods of Soil Analysis, Part 1. Second Ed. Agron. 9: 825-844. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.*
- Cassel, D. K., and A. Klute. 1986. Water potential: tensiometry. *In Methods of Soil Analysis, Part 1. Second Ed. Agron. 9: 563-596. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.*
- Fluhler, H., M. S. Ardakani, and L. H. Stolzy. 1976. Error propagation in determining hydraulic conductivities from successive water content and pressure head profiles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 830-836.
- Green, R. E., L. R. Ahuja, and S. K. Chong. 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: Field method. *In Methods of Soil Analysis, Part 1. Second Ed. Agron. 9: 771-798. Am. Soc. of Agron., Madison, WI.*
- Nielsen, D. R., J. M. Davidson, J. W. Biggar, and R. J. Miller. 1964. Water movement through panoche clay loam soil. *Hilgardia* 35: 491-506.
- Reynolds, W.D., D.E. Elrick, E.G. Youngs, dan A. Amoozegar. Field Methods (Vadoze and Saturated Zone Techniques). 2002. p. 817-878. *In J. H. Dane and G. C. Topp (Eds.). Methods of Soil Analysis, Part 4-Physical Methods. Soil Sci. Soc. Amer., Inc. Madison, Wisconsin.*
- Richards, L. A., W. R. Gardner, and G. Ogata. 1956. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20: 310-314.

- Rose, C. W., W. R. Stern, and J. E. Drummond. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content from soil in situ. *Aust. J. Soil Res.* 3: 1-9.
- van Bavel, C. H. M., G. B. Stirk, and K. J. Brust. 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: 1. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 310-317.
- Wagenet, R. J., and J. L. Hudson. 1989. Leaching estimation and chemistry model (LEACHM). Version 2. Dep. Of Agronomy, Cornell Univ., Ithaca, NY.
- Watson, K. K. 1967. A recording field tensiometer with rapid response characteristics. *J. Hydrol.* 5: 33-39.

20. PENETAPAN PERKOLASI DI LABORATORIUM

Maswar, Umi Haryati, Laely Nurfaumi, Yusrial, Harry Kusnadi, dan Undang Kurnia

1. PENDAHULUAN

Perkolasi adalah proses pergerakan air di dalam penampang/profil tanah mulai dari lapisan atas atau zona perakaran tanaman menuju ke lapisan tanah yang lebih dalam yaitu muka air tanah permanen. (Hill, 1979). Proses tersebut berlangsung secara gravitasi, seperti dalam peristiwa masuknya air hujan atau pemberian air irigasi melalui permukaan tanah (infiltrasi) ke dalam tanah, dan Bergeraknya air di dalam penampang tanah (permeabilitas). Kadang-kadang istilah perkolasi, juga digunakan untuk menunjukkan perkolasi di bawah zona perakaran tanaman yang normal. Perkolasi disebut juga drainase internal (Hillel, 2004). Peresapan air ke dalam tanah pada umumnya terjadi melalui dua tahapan, yaitu infiltrasi dan perkolasi. Infiltrasi adalah gerakan air menembus permukaan tanah memasuki profil tanah dalam suatu periode waktu dan dalam luasan permukaan tertentu. Infiltrasi menyediakan air untuk menjenuhi tanah, dan bila tanah telah jenuh, maka kelebihan air akan bergerak secara vertikal karena gaya beratnya (gravitasi) ke lapisan tanah yang lebih dalam sebagai air perkolasi, dan mengisi cadangan air bawah tanah (*subsurface water storage*) (Sarief, 1989).

Dalam istilah perkolasi, dikenal juga laju perkolasi dan kapasitas perkolasi. Infiltrasi dan perkolasi berhubungan sangat erat, dan keduanya sangat tergantung pada sifat-sifat tanahnya, seperti kondisi permukaan tanah, tekstur, struktur dan bahan organik tanah, dan lapisan tanah padat yang ada di bagian bawah (*impermeable layers*).

Secara umum pergerakan air di dalam profil tanah melalui ruang pori-pori tanah dipengaruhi oleh gaya gravitasi dan gaya kapiler. Gaya gravitasi menyebabkan pergerakan air selalu menuju ke arah bawah, sedangkan gaya kapiler menyebabkan air bergerak ke segala arah. Pergerakan air akibat gaya kapiler selalu bergerak dari area yang lebih basah (kadar air tinggi) menuju area yang lebih kering. Pada kondisi tanah kering, gaya kapiler lebih besar daripada tanah basah. Gaya kapiler ini akan berkurang sejalan dengan bertambahnya kadar air tanah. Pada sisi lain, gaya kapiler pada tanah dengan tekstur yang lebih halus seperti lempung lebih besar daripada tanah bertekstur kasar seperti pasir. Pada kondisi tanah kering, proses infiltrasi terjadi melalui permukaan tanah karena

pengaruh gaya gravitasi dan gaya kapiler pada seluruh permukaan. Setelah tanah menjadi jenuh, gerakan air secara kapiler berkurang karena berkurangnya gaya kapiler. Hal inilah yang menyebabkan penurunan laju infiltrasi. Pada saat aliran air secara kapiler pada lapis permukaan berkurang, aliran karena pengaruh gravitasi terus berlanjut mengisi pori-pori tanah, laju infiltrasi berkurang secara perlahan sampai dicapai kondisi konstan, dimana laju infiltrasi sama dengan laju perkolasi tanah.

Keterkaitannya dengan budi daya pertanian, data perkolasi dibutuhkan dalam perhitungan kebutuhan air irigasi, baik untuk lahan kering maupun lahan sawah. Selain kebutuhan air untuk mencukupi kandungan air tanah optimum bagi pertumbuhan tanaman atau penjemuran tanah dan evapotranspirasi, juga jumlah air untuk memenuhi perkolasi harus menjadi pertimbangan. Unsur-unsur hara, logam berat, pencemaran pestisida yang terlarut dalam air pada sebidang lahan pertanian, dan bergerak ke lapisan tanah yang lebih dalam (cadangan air tanah) dapat diketahui melalui pengamatan air perkolasi tersebut.

2. PRINSIP

Air perkolasi yang sampai di bawah jangkauan akar tanaman akan memasuki zona peralihan. Pada zona ini, air perkolasi bergerak ke bawah akibat gaya gravitasi (disebut juga air gravitasi), sebagian bergerak sampai ke permukaan air tanah, dan sebagian lainnya ditahan melawan gaya gravitasi secara kapiler. Perkolasi hanya akan terjadi apabila zona tidak jenuh telah mencapai kapasitas lapangnya (Arsyad *et al.*, 1975). Kapasitas lapang suatu tanah adalah jumlah maksimum air yang dapat disimpan dalam tanah pada zona tidak jenuh melawan gaya gravitasi.

Banyaknya air di dalam penampang tanah ditentukan oleh permeabilitas horizon tanah yang paling padat. Jika horizon tersebut terdapat pada lapisan tanah yang lebih dalam, maka permeabilitas penampang tanah tergantung pada kecepatan air yang bergerak dalam penampang tanah tersebut. Mekanisme tersebut tidak terlepas dari kemampuan tanah dalam memegang atau menahan air, yang tergantung juga pada ikatan partikel-partikel tanahnya, sehingga kelebihan air yang tidak dapat ditahan oleh tanah akan bergerak ke lapisan tanah yang lebih dalam. Oleh sebab itu, pergerakan air di dalam tanah dipengaruhi oleh sifat-sifat fisik tanahnya, seperti tekstur, bahan organik tanah, dan lapisan padat atau kedap.

Apabila air di dalam penampang tanah tidak bergerak secara vertikal, melainkan ke arah horizontal dinamai rembesan lateral. Rembesan lateral disebabkan oleh permeabilitas berbagai lapisan tanah yang tidak homogen. Air yang masuk lapisan tanah atas agak cepat, mungkin tertahan

oleh lapisan tanah yang permeabilitasnya lambat atau kedap air, sehingga air terkonsentrasi di bagian atasnya. Air tersebut akan mengalir di atas lapisan kedap tersebut sampai keluar di permukaan tanah di bagian bawah lereng sebagai mata air (*spring*).

Seperti telah disebutkan bahwa pergerakan air di dalam penampang tanah ditentukan oleh sifat-sifat tanah, seperti tekstur, struktur, dan bahan organik, maka pada pengukuran perkolasi di laboratorium dikenal indeks instabilitas yang erat kaitannya dengan stabilitas agregat tanah. Indeks instabilitas (I_x), merupakan selisih antara rata-rata berat diameter agregat tanah pada pengayakan kering dan pengayakan basah, dimana indeks stabilitas agregat (ISA) sama dengan satu dibagi indeks instabilitas dikalikan 100. Pada pengukuran perkolasi di laboratorium, setelah 6 jam, air dialirkan pada kondisi tersebut dan laju aliran diukur (F_6). Selanjutnya setelah 24 jam, aliran air dianggap seragam (*uniform*), dan rata-rata perkolasi dapat ditetapkan (F_u).

Pengukuran perkolasi di laboratorium ditetapkan berdasarkan persamaan aliran sebagai berikut:

$$V = bt^m + a \quad (1)$$

dimana: V = volume perkolasi, t = waktu, a dan b = konstanta tambahan (ekstra), dan m adalah nilai konstan yang dapat dicari dalam Lampiran Tabel 1. Nilai m ditentukan dari fungsi $fl(m)$, dan hubungan fungsi tersebut dengan total volume perkolasi sebagai berikut:

$$fl(m) = \frac{3^m(4^m - 1)}{3^m - 1} = \frac{V_3 - V_2}{V_2 - V_1}$$

dimana: V_1 = total volume perkolasi setelah 2 jam, V_2 = total volume perkolasi setelah 6 jam, dan V_3 = total volume perkolasi setelah 24 jam

3. METODE

Penetapan perkolasi di laboratorium dilakukan dengan menggunakan contoh tanah terganggu (*disturbed soil sample*), merujuk pada *Three Project Land Classification: Technical Programme*. Appendix L, berjudul *Laboratory Percolation Tests, Disturbed Sample*. Cara ini dipersiapkan oleh Konsultan Teknik (*Engineering Consultant*) INC Thailand dengan beberapa modifikasi ukuran alat.

Contoh tanah terganggu kering udara, berukuran lolos ayakan 2 mm, ditempatkan dalam suatu tabung gelas dialiri air. Setelah tanah jenuh, air yang menetes atau keluar dari tabung gelas ditampung dan diukur sebagai air perkolasi. Pengukuran air yang lolos tabung gelas dilakukan pada 2, 6, dan 24 jam sejak tabung gelas dialiri air.

4. BAHAN DAN ALAT

- (1) Bahan: air, tanah kering udara lolos ayakan 2 mm, *woll glass*, pasir, dan selang plastik.
- (2) Alat : *percolation rate apparatus*, gelas ukur, dan penampung air.



Gambar 1. Instalasi alat pengukur perkolasi di laboratorium

5. PROSEDUR/CARA KERJA

- a. Masukkan sedikit *woll glass* ke dalam tabung gelas *percolation rate apparatus* berdiameter 27 mm sampai ke dasar tabung gelas tersebut
- b. Masukkan pasir kasar berdiameter 12 mm ke dalam tabung gelas.
- c. Selanjutnya masukkan contoh tanah kering udara yang telah lolos ayakan 2 mm, menggunakan corong sampai setinggi 99 mm dari permukaan pasir. Sebelum contoh tanah dimasukkan ke dalam tabung, tanah yang lolos ayakan 2 mm harus diaduk dahulu.
- d. Ketuk-ketuk tabung gelas 10 kali sampai permukaan tanah turun 9 mm, sehingga panjang kolom tanah dalam tabung menjadi 90 mm atau 9 cm.
- e. Masukkan pasir kasar berdiameter 6 mm, sehingga pasir tersebut menumpang di atas tanah.
- f. Tempatkan tabung gelas berisi tanah ke alat perkolasi (*percolation rate apparatus*).
- g. Tempatkan penampung air di bawah tabung gelas.
- h. Hubungkan alat penampung air dengan menggunakan selang plastik ke setiap tabung gelas.

Catatan: Sebelum pengukuran, air harus sudah dialirkan ke alat, namun selang plastik harus berdiri agar air tidak meluap. Menghubungkan selang ke tabung harus diusahakan sampai tidak ada udara dalam selang dan airnya tidak sampai meluap ke luar.

- i. Lakukan pengukuran 2 jam, 6 jam, dan 24 jam sejak air dialirkan. Untuk air yang keluar dari tabung atau menetes, maka yang diukur adalah volume air yang tertampung dalam penampung air, sedangkan apabila tidak ada air yang menetes, maka panjang rembesan air di dalam kolom tanah dalam tabung gelas yang diukur.



Gambar 2. Susunan lapisan di dalam tabung perkolasi mulai dari lapisan atas sampai lapisan bawah secara berurutan yaitu: wool glass, pasir kasar, sampel tanah, pasir kasar.



Gambar 3. Selang air yang telah tersambung dengan tabung perkolasi



Gambar 4 Proses pengamatan laju perkolasi

6. PERHITUNGAN

6.1. Cara perhitungan I_x , $F(6)$, dan F_u

Berdasarkan hasil pengukuran volume air yang tertampung dalam penampung air, atau hasil pengukuran panjang rembesan air dalam kolom tanah dalam tabung gelas, cara perhitungan indeks instabilitas (I_x), laju aliran setelah 6 jam ($F(6)$), dan rata-rata laju aliran (F_u), dapat dilakukan melalui lima cara kemungkinan perhitungan sebagai berikut:

Kemungkinan-1

Apabila setiap kali pengukuran, yaitu setelah 2 jam, 6 jam, dan 24 jam terdapat air yang menetes atau keluar dari tabung gelas dan tertampung dalam tempat penampung air, dan air dialirkan ke dalam tabung berisi tanah pada jam 8 pagi, maka:

- pengukuran pertama dilakukan pada jam 10; misal diperoleh volume air $3,3 \text{ cm}^3$
- pengukuran kedua dilakukan 4 jam setelah pengukuran pertama, yaitu pada jam 14, misal volume air 14 cm^3
- pengukuran ketiga dilakukan 18 jam setelah pengukuran kedua, yaitu pada jam 8 keesokan harinya, dengan volume air 31 cm^3

Oleh karena volume air pada pengukuran kedua dan ketiga tidak berarti setelah 6 jam dan 24 jam dari awal pengaliran air, maka angka-angka pengukuran harus disusun sebagai berikut:

- V_1 : volume air setelah 2 jam (pengukuran pertama), yaitu $3,3 \text{ cm}^3$.
- V_2 : volume air setelah 6 jam (pengukuran pertama ditambah pengukuran kedua), yaitu $3,3 \text{ cm}^3 + 14 \text{ cm}^3 = 17,3 \text{ cm}^3$.
- V_3 : volume air setelah 24 jam (pengukuran pertama ditambah pengukuran kedua ditambah pengukuran ketiga), yaitu $3,3 \text{ cm}^3 + 14 \text{ cm}^3 + 31 \text{ cm}^3 = 48,3 \text{ cm}^3$.

Dengan menggunakan data hasil pengukuran tersebut, perhitungan perkolasi sebagai berikut:

1. Cari harga $f_l(m)$ dengan rumus: $f_l(m) = (V_3 - V_2)/(V_2 - V_1)$, maka
$$\begin{aligned} f_l(m) &= (48,3 - 17,3)/(17,3 - 3,3) \\ &= 31,0/14,0 \\ &= 2,21 \text{ cm jam}^{-1} \end{aligned}$$

Catatan: bila $f_l(m)$ yang diperoleh $<1,6$ maka harus diambil angka 3 desimal, tetapi bila $f_l(m)$ yang diperoleh $>1,6$ maka cukup diambil angka 2 desimal

2. Cari harga m dan l_x
 Harga m dan l_x dicari pada Lampiran Tabel 1 (*full flow percolation rate*, Engineering Consultant Inc, Bangkok, Thailand, 1976), dengan menggunakan angka $fl(m)$ yang telah dihitung pada butir 1. Pembacaan $fl(m) = 2,21$ maka harga $m = 0,446$ dan $l_x = 20,47$
3. Cari harga fVI (m) dan flX (m).
 Cara perhitungan dicari pada tabel (Lampiran Tabel 2, *full flow percolation rate*, Engineering Consultant Inc Bangkok, Thailand, 1976), yang telah disediakan dengan menggunakan harga m yang telah diperoleh pada butir 2. Jadi untuk $m = 0,446$, maka fVI (m) = 5.980 dan flX (m) = 3.208. Akan tetapi karena angka dalam Lampiran Tabel 2 harus dikalikan 10^{-5} , maka harga sebenarnya fVI (m) = 0,05980, dan flX (m) yang sebenarnya 0,03208
4. Hitung harga $F(6)$
 $F(6)$ dihitung dengan rumus: $F(6) = 0,0451 \times fVI$ (m) $\times (V_3 - V_1)$ cm/jam
 Catatan: 0,0451 adalah L/hA , dimana L = panjang kolom tanah 9 cm; h = *water head* 35 cm, dan A = luas penampang tabung $5,7 \text{ cm}^2$
 $fVI(m)$ adalah angka yang telah dicari pada butir 3.
 Jadi: $F(6) = 0,0451 \times 0,05980 \times (48,3 - 3,3)$
 $= 0,0451 \times 0,05980 \times 45,0$
 $= 0,121 \text{ cm jam}^{-1}$
5. Hitung harga F_u .
 F_u dihitung dengan rumus: $F_u = 0,0451 \times flX$ (m) $\times (V_3 - V_1)$ cm/jam.
 Catatan: 0,0451 adalah L/hA seperti butir 4.
 $flX(m)$ adalah angka yang telah dicari pada butir 3.
 Jadi: $F_u = 0,0451 \times 0,03208 \times 45,0 = 0,065 \text{ cm jam}^{-1}$.

Kemungkinan-2

Apabila setiap kali pengukuran, yaitu setelah 2 jam, 6 jam, dan 24 jam, tidak terdapat air yang menetes atau keluar ke tempat penampung air, maka cara pengukuran dan contoh hasil pengukuran sebagai berikut:

Dalam kasus ini, yang diukur adalah tinggi merembesnya air di dalam penampang tanah, mulai dari permukaan bagian atas contoh tanah. Misal, merembesnya air setiap pembacaan sebagai berikut:

- pembacaan 1 (setelah 2 jam dari mulai air dialirkan): 2,5 cm
- pembacaan 2 (setelah 6 jam dari mulai air dialirkan): 3,0 cm
- pembacaan 3 (setelah 24 jam dari mulai air dialirkan): 3,5 cm

Selanjutnya, angka-angka hasil pembacaan tersebut harus dirubah menjadi volume dengan mengalikannya dengan 20/9. Volume ini diberi simbol V' .

$$\begin{aligned} \text{Jadi pembacaan } 1 &= V_1' \\ 2 &= V_2' \\ 3 &= V_3' \end{aligned}$$

Catatan: 20/9 menunjukkan bahwa volume air yang ada dalam tanah sekitar 20 cm^3 , sedangkan angka 9 menunjukkan panjang kolom tanah.

Setelah angka pengukuran diubah, maka diperoleh:

$$\begin{aligned} V_1' &= 2,5 \times 20/9 \\ V_2' &= 3,0 \times 20/9 \quad \text{Perkalian ini tidak perlu diselesaikan.} \\ V_3' &= 3,5 \times 20/9 \end{aligned}$$

Dengan menggunakan angka-angka volume pembacaan tersebut, maka cara perhitungan sebagai berikut:

1. Cari harga $fl(m)$ dengan rumus:

$$\begin{aligned} fl(m) &= \frac{V_3' - V_2'}{V_2' - V_1'} \\ fl(m) &= \frac{\{(3,5 \times 20/9) - (3,0 \times 20/9)\}}{\{(3,0 \times 20/9) - (2,5 \times 20/9)\}} \\ fl(m) &= \frac{\{20/9 (3,5 - 3,0)\}}{\{20/9 (3,0 - 2,5)\}} \\ &= (0,5)/(0,5) \\ &= 1,00 \end{aligned}$$

Catatan: Apabila $fl(m)$ diperoleh $< 1,6$ maka harus diambil angka 3 desimal, sedangkan bila $fl(m) > 1,6$ maka cukup diambil 2 desimal saja.

2. Cara mencari m , l_x , $fVI(m)$, $fIX(m)$, $F(6)$ dan F_u sama seperti pada kemungkinan 1.

- 2.1. m dan l_x , cari dalam Lampiran Tabel 1.

Pembacaan $fl(m) = 1,000$ maka harga $m = - 0,188$ dan $l_x = 44,63$.

- 2.2. $fVI(m)$ dan $fIX(m)$, cari dalam Lampiran Tabel 2.

Dalam Lampiran Tabel 2 untuk $m = - 0,188$ $fVI(m)$ adalah 6.829 dan $fIX(m)$ adalah 0,726, tetapi ingat, sebenarnya harus ditulis sebagai berikut:

$$fVI(m) = 0,06829, \text{ dan } fIX(m) = 0,00726$$

- 2.3. $F(6)$

$$\begin{aligned} F(6) &= 0,0451 \times fVI(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm jam}^{-1} \\ &= 0,0451 \times 0,06829 \times ((3,5 \times 20/9) - (2,5 \times 20/9)) \\ &= 0,0451 \times 0,06829 \times (7,7 - 5,5) \\ &= 0,006 \text{ cm jam}^{-1} \end{aligned}$$

2.4. F_u :

$$\begin{aligned} F_u &= 0,0451 \times fIX(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm jam}^{-1} \\ &= 0,0451 \times 0,00726 \times ((3,5 \times 20/9) - (2,5 \times 20/9)) \\ &= 0,0451 \times 0,00726 \times (7,7 - 5,5) \\ &= 0,021 \text{ cm jam}^{-1} \end{aligned}$$

Kemungkinan-3

Apabila pada pengukuran pertama, air belum menetes atau keluar ke tempat penampung air, maka cara perhitungan sebagai berikut:

- pengukuran 1 (setelah 2 jam dari mulai air dialirkan): 7 cm
- pengukuran 2 (setelah 6 jam dari mulai air dialirkan): 20 cm³
- pengukuran 3 (setelah 24 jam dari mulai air dialirkan) 110 cm³

Catatan: Dalam contoh ini, hasil pengukuran 3 sudah termasuk 20 cm³ dari pengukuran 2.

Angka-angka tersebut harus diubah menjadi:

$$V_1': 7 \times 20/9 = 15,4 \text{ cm}^3$$

$$V_2': 20 + 20 = 40 \text{ cm}^3.$$

$$V_3': 110 + 20 = 130 \text{ cm}^3$$

V_2' dan V_3' : adalah menurut rumus $V' = V + 20$, dimana angka 20 merupakan perkiraan volume air yang terdapat dalam contoh tanah.

Cara perhitungan dengan menggunakan angka-angka tersebut:

1. Cari harga $fI(m)$ dengan rumus:

$$fI(m) = (V_3' - V_2') / (V_2' - V_1')$$

$$fI(m) = (130 - 40) / (40 - 15,4)$$

$$fI(m) = 3,66$$

Catatan: Jika $fI(m) < 1,6$ diambil 3 desimal

Jika $fI(m) > 1,6$ diambil 2 desimal

2. Cara mencari m , l_x , $fVI(m)$, $F(6)$ dan F_u

Sama seperti pada cara yang telah disajikan dalam kemungkinan 1.

2.1. m dan l_x , cari dalam Lampiran Tabel 1.

Pembacaan $fI(m) = 3,66$ maka $m = 0,840$ dan $l_x = 5,63$.

2.2. $fVI(m)$ dan $fIX(m)$, cari dalam Lampiran Tabel 2.

Dalam Lampiran Tabel 1.2 untuk $m = 0,840$

$fVI(m) = 4.988$, dan $fIX(m) = 5.083$

Perlu diingat bahwa sebenarnya harus ditulis sebagai berikut:

$fVI(m) = 0,04988$, dan $fIX(m) = 0,05083$

$$\begin{aligned}
 2.3. \quad F(6) &= 0,0451 \times fVI(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm jam}^{-1} \\
 &= 0,0451 \times 0,04988 \times (130 - 15,4) \\
 &= 0,0451 \times 0,04988 \times 114,6 \\
 &= 0,258 \text{ cm jam}^{-1}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 2.4. \quad Fu &= 0,0451 \times fIX(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm/jam} \\
 &= 0,0451 \times 0,05083 \times (130 - 15,4) \\
 &= 0,263 \text{ cm jam}^{-1}
 \end{aligned}$$

Kemungkinan-4.

Jika pada pengukuran pertama dan kedua, air belum menetes ke tempat penampung air, maka cara pengukuran dan contoh hasil pengukuran sebagai berikut:

- pengukuran 1 (setelah 2 jam dari mulai air dialirkan): 6 cm
- pengukuran 2 (setelah 6 jam dari mulai air dialirkan): 9 cm
- pengukuran 3 (setelah 24 jam dari mulai air dialirkan): 9 cm³

Angka-angka tersebut harus diubah menjadi:

$$V_1': 6 \times 20/9 = 13,2 \text{ cm}^3$$

$$V_2': 9 \times 20/9 = 19,8 \text{ cm}^3$$

$$V_3': 9 \text{ cm}^3 + 20 \text{ cm}^3 = 29 \text{ cm}^3 \text{ (berdasarkan rumus } V' = V + 20)$$

Dengan menggunakan angka-angka tersebut, maka cara perhitungannya sebagai berikut:

1. Cari harga fl (m) dengan rumus:

$$fl(m) = (V_3' - V_2') / (V_2' - V_1')$$

$$fl(m) = (29 - 19,8) / (19,8 - 13,2)$$

$$= 1,394$$

Catatan: Jika fl(m) < 1,6 diambil 3 desimal

Jika fl(m) > 1,6 diambil 2 desimal

2. Cara mencari m, lx, fVI(m), F(6) dan Fu

Sama seperti yang telah dikemukakan dalam kemungkinan 1.

- 2.1. m dan lx, cari dalam Lampiran Tabel 1.

Pembacaan fl(m) = 1,394 maka m = 0,080 dan lx = 34,66.

- 2.2. fVI(m) dan fIX(m), cari dalam Lampiran Tabel 2

Dalam Lampiran Tabel 2, untuk m = 0,080

fVI(m) = 6620, dan fIX(m) = 1.476

Tetapi ingat bahwa harus ditulis sebagai berikut:

fVI(m) = 0,06620 dan fIX(m) = 0,01476

- 2.3. F(6)

$$F(6) = 0,0451 \times fVI(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm jam}^{-1}$$

$$= 0,0451 \times 0,06620 \times (29 - 13,2)$$

$$= 0,0451 \times 0,06620 \times 15,8$$

$$= 0,047 \text{ cm jam}^{-1}$$

$$\begin{aligned}
 2.4. \quad F_u & \\
 F_u &= 0,0451 \times fIX(m) \times (V_3' - V_1') \text{ cm jam}^{-1} \\
 &= 0,0451 \times 0,01476 \times 15,8 \\
 &= 0,011 \text{ cm jam}^{-1}
 \end{aligned}$$

Kemungkinan-5

Jika setiap pengukuran tidak ada air menetes atau keluar dari tabung, dan panjang rembesan air di dalam kolom tanah tetap seperti semula, seperti misalnya:

- pengukuran 1 (setelah 2 jam dari mulai air dialirkan) : 4 cm
- pengukuran 2 (setelah 6 jam dari mulai air dialirkan) : 4 cm
- pengukuran 3 (setelah 24 jam dari mulai air dialirkan): 4 cm

Dalam kasus seperti ini tidak perlu dilakukan perhitungan-perhitungan, tetapi datanya harus dilaporkan (lihat penyajian angka analisis).

Catatan: Dari suatu penetapan, mungkin diperoleh harga m negatif > -2,09 yang berarti $lx > 85$, maka F (6) dihitung dengan menggunakan $fVI(m)$ dalam Lampiran Tabel 2 menurut harga $m = -2,09$ saja. Kemudian hasil perhitungan F(6) ini dibubuhkan tanda < didepannya. Tetapi perlu diperhatikan pula bahwa jika hasilnya adalah di atas 0,01 misalnya 0,12 maka ditulis $F(6) < 0,12$, dan jika hasilnya di bawah 0,01 maka ditulis $F(6) < 0,01$ saja. Untuk F_u , jika $lx > 85$ selalu ditulis $F_u < 0,01 \text{ cm jam}^{-1}$.

6.2. Cara penyajian data analisis

No contoh	2 jam	6 jam	24 jam	lx	F(6),	Fu
					— cm jam ⁻¹ —	
			Contoh pada kemungkinan-1			
	3,3 cm ³	17,3 cm ³	48,3 cm ³	20,61	0,121	0,065
			Contoh pada kemungkinan-2			
	2,5 cm	3,0 cm	3,5 cm	(44,63)	(0,006)	(0,002)
			Contoh pada kemungkinan-3			
	7,0 cm	20 cm ³	110 cm ³	(5,63*)	(0,258)	(0,263)
			Contoh pada kemungkinan-4			
	6,0 cm	9,0 cm	9 cm ³	(34,66)	(0,047)	(0,011)
			Contoh pada kemungkinan-5			
	4,0 cm	4,0 cm	4,0 cm	(*)	(< 0,01)	(< 0,01)

Catatan: - untuk $lx < 15$ harus memakai tanda *; untuk angka-angka yang di dalam kurung perhatikan tanda-tanda yang perlu ditulis

6.3. Kriteria penilaian Ix dan F

Ix (*Instability index*)

Kelas	Ix
Stabil (<i>stable</i>)	< 5
Agak stabil (<i>slightly unstable</i>)	5 - 15
Sedang (<i>moderately unstable</i>)	15 - 30
Tidak stabil (<i>unstable</i>)	30 - 60
Sangat tidak stabil (<i>highly unstable</i>)	> 60

F (satuan kondisi laju aliran/unit condition flow rate)

Kelas	F (cm jam ⁻¹)
Sangat lambat sekali (<i>extremely slow</i>)	< 0,01
Sangat lambat (<i>very slow</i>)	0,01 - 0,10
Lambat (<i>slow</i>)	0,10 - 0,50
Agak lambat (<i>moderately slow</i>)	0,50 - 2,00
Sedang (<i>moderate</i>)	2 - 5
Agak cepat (<i>moderately rapid</i>)	5 - 10
Cepat (<i>rapid</i>)	10 - 25
Sangat cepat (<i>very rapid</i>)	> 25

Keterangan: Ix = Indeks instabilitas → pada penetapan agregat merupakan selisih antara rata-rata berat diameter agregat tanah pada pengayakan kering dan pengayakan basah.

I_{sa} = Indeks stabilitas agregat = 1/indeks instabilitas x 100

F (6) = laju aliran pada kondisi setelah 6 jam (cm jam⁻¹)

F_u = rata-rata laju aliran (*uniform*), cm jam⁻¹

6.3. Catatan

Nilai m yang ada dalam daftar Tabel 26 adalah konstan pada persamaan aliran perkolasi.

$$V = bt^m + a$$

dimana: V adalah volume perkolasi, t adalah waktu, serta a dan b adalah konstanta.

Nilai m ditentukan dari fungsi f_l(m), dan hubungan fungsi tersebut dengan total volume perkolasi:

$$f_l(m) = \frac{3^m (4^m - 1)}{3^m - 1} \\ = \frac{(V_3 - V_2)}{(V_2 - V_1)}$$

dimana: V_1 = total volume perkolasi setelah 2 jam
 V_2 = total volume perkolasi setelah 6 jam
 V_3 = total volume perkolasi setelah 24 jam

Nilai $fl(m)$ dihitung berdasarkan perbandingan perbedaan volume perkolasi, dan nilai m dilihat dari persilangan pada baris dan kolom $fl(m)$

Indeks instabilitas I_x dihitung dari persamaan berikut:

$$I_x = 100 \frac{13 - 11 m (12^m + 1) / (12^m - 1)}{11 (m + 1)}$$

$$\text{atau } I_x = 100 \frac{(13 - 11 m) (12^m + 1) - 26}{11 (m + 1) (12^m - 1)}$$

I_x juga merupakan fungsi dari m , oleh karena itu berhubungan langsung dengan $fl(m)$. Nilai I_x dicari pada tabel dari nilai $fl(m)$ yang sudah dihitung. Nilai I_x dijadikan satu tabel dengan nilai m . Nilai limit dari kedua fungsi ini adalah:

Bila $fl(m) = 4,5$ dan $m = 1$, menunjukkan laju aliran *uniform*.

Biasanya bila $fl(m) < 4,5$ dan $m < 1$, maka

$$\lim_{m \rightarrow 0} fl(m) = \frac{\ln 4}{\ln 3} = 1,2618$$

$$\lim_{m \rightarrow \infty} fl(m) = 0, \quad (V_3 - V_2 = 0).$$

Bila $I_x = 0$, $m = 1$ dan $fl(m) = 4,5$ (laju aliran *uniform*)

$$\lim_{m \rightarrow 0} I_x = \frac{100 (13 \ln 12 - 22)}{11 \ln 12} = 37,69\dots$$

$$\lim_{m \rightarrow -1} I_x = \frac{100 (11 \times 13 - 24 \ln 12)}{11^2} = 68,89$$

$$\lim_{m \rightarrow \infty} I_x = 100, \quad \{V_3 - V_2 = 0 \text{ dan } fl(m) = 0\}.$$

Lampiran Tabel 1 dikompilasi oleh Khun Supot Promnaret di bawah pengawasan Dr. Boonyok Vandhanaphuti, *Hydro-Energy Division, Royal Irrigation Department (RID), Government of Thailand* atas permintaan Dr.

Robert A. Gardner, *Engineering Consultants Incorporated (ECI), Three Project Land Classification* RID.

7. DAFTAR PUSTAKA

Arsyad, 1971. *Pengawetan Tanah dan Air*. IPB. Bogor.

Engineering Consultant, INC. Bangkok, Thailand. 1976. *Three Project Land Classification: Laboratory Percolation Test used Disturbed Sample*. Technical Programme. Apendix L.

Hill, D.E., 1979. Percolation. In *The Encyclopedia of Soil Science, Part 1: Physics, Chemistry, Biology, Fertility and Technology*, Fairbridge, R.W., Finkl Jr., C.W., eds., Dowden: Hutchinson and Ross, Inc., 358–359.

Hillel, D., 2004. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Amsterdam: Elsevier, 494 pp.

Sarief, E.S. 1989. *Fisika Tanah Dasar*. Serial Publikasi Ilmu-Ilmu Tanah. Fakultas Pertanian Universitas Padjajaran: Bandung. 120 Halaman.

Lampiran Tabel 1. Total laju perkolasi (*full-flow rate*), nilai m dan indeks stabilitas (lx) diperoleh dari nilai fl(m)

fl(m)	0		1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx	m	lx
0.10	-2.139	85.89	-2.130	85.82	-2.122	85.74	-2.113	85.67	-2.105	85.59	-2.096	85.52	-2.088	85.44	-2.080	85.37	-2.071	85.29	-2.063	85.22
0.11	-2.055	85.14	-2.047	85.07	-2.040	85.00	-2.032	84.92	-2.024	84.85	-2.016	84.78	-2.009	84.70	-2.001	84.63	-1.994	84.56	-1.987	84.48
0.12	-1.979	84.41	-1.972	84.34	-1.965	84.27	-1.958	84.19	-1.951	84.12	-1.944	84.05	-1.937	83.98	-1.930	83.91	-1.923	83.83	-1.916	83.76
0.13	-1.909	83.69	-1.903	83.62	-1.896	83.55	-1.889	83.48	-1.883	83.41	-1.876	83.34	-1.870	83.27	-1.864	83.20	-1.857	83.12	-1.851	83.05
0.14	-1.845	82.98	-1.839	82.91	-1.832	82.84	-1.826	82.77	-1.820	82.70	-1.814	82.64	-1.808	82.57	-1.802	82.50	-1.796	82.43	-1.791	82.36
0.15	-1.785	82.29	-1.779	82.22	-1.773	82.15	-1.768	82.08	-1.762	82.01	-1.756	81.95	-1.751	81.88	-1.745	81.81	-1.740	81.74	-1.734	81.67
0.16	-1.729	81.61	-1.723	81.54	-1.718	81.47	-1.713	81.40	-1.707	81.33	-1.702	81.27	-1.697	81.20	-1.692	81.13	-1.687	81.07	-1.681	81.00
0.17	-1.676	80.93	-1.671	80.87	-1.666	80.80	-1.661	80.73	-1.656	80.67	-1.651	80.60	-1.646	80.53	-1.641	80.47	-1.636	80.40	-1.632	80.33
0.18	-1.627	80.27	-1.622	80.20	-1.617	80.14	-1.613	80.07	-1.608	80.01	-1.603	79.94	-1.599	79.87	-1.594	79.81	-1.589	79.74	-1.585	79.68
0.19	-1.580	79.61	-1.576	79.55	-1.571	79.48	-1.567	79.42	-1.562	79.35	-1.558	79.29	-1.553	79.23	-1.549	79.16	-1.545	79.10	-1.540	79.03
0.20	-1.536	78.97	-1.532	78.90	-1.527	78.84	-1.523	78.78	-1.519	78.71	-1.515	78.65	-1.510	78.59	-1.506	78.52	-1.502	78.46	-1.498	78.40
0.21	-1.494	78.33	-1.490	78.27	-1.486	78.21	-1.482	78.14	-1.478	78.08	-1.474	78.02	-1.470	77.95	-1.466	77.89	-1.462	77.83	-1.458	77.77
0.22	-1.454	77.70	-1.450	77.64	-1.446	77.58	-1.442	77.52	-1.438	77.46	-1.435	77.39	-1.431	77.33	-1.427	77.27	-1.423	77.21	-1.420	77.15
0.23	-1.416	77.08	-1.412	77.02	-1.408	76.96	-1.405	76.90	-1.401	76.84	-1.397	76.78	-1.394	76.72	-1.390	76.66	-1.386	76.59	-1.383	76.53
0.24	-1.379	76.47	-1.376	76.41	-1.372	76.35	-1.369	76.29	-1.365	76.23	-1.362	76.17	-1.358	76.11	-1.355	76.05	-1.351	75.99	-1.348	75.93
0.25	-1.344	75.87	-1.341	75.81	-1.338	75.75	-1.334	75.69	-1.331	75.63	-1.327	75.57	-1.324	75.51	-1.321	75.45	-1.317	75.39	-1.314	75.33
0.26	-1.311	75.27	-1.308	75.21	-1.304	75.15	-1.301	75.09	-1.298	75.04	-1.295	74.98	-1.291	74.92	-1.288	74.86	-1.285	74.80	-1.282	74.74
0.27	-1.279	74.68	-1.276	74.62	-1.272	74.57	-1.269	74.51	-1.266	74.45	-1.263	74.39	-1.260	74.33	-1.257	74.27	-1.254	74.22	-1.251	74.16
0.28	-1.248	74.10	-1.245	74.04	-1.242	73.98	-1.239	73.93	-1.236	73.87	-1.233	73.81	-1.230	73.75	-1.227	73.70	-1.224	73.64	-1.221	73.58
0.29	-1.218	73.52	-1.215	73.47	-1.212	73.41	-1.209	73.35	-1.206	73.30	-1.203	73.24	-1.200	73.18	-1.197	73.13	-1.195	73.07	-1.192	73.01
0.30	-1.189	72.96	-1.186	72.90	-1.183	72.84	-1.180	72.79	-1.178	72.73	-1.175	72.67	-1.172	72.62	-1.169	72.56	-1.167	72.51	-1.164	72.45
0.31	-1.161	72.39	-1.158	72.34	-1.156	72.28	-1.153	72.23	-1.150	72.17	-1.147	72.12	-1.145	72.06	-1.142	72.00	-1.139	71.95	-1.137	72.89
0.32	-1.134	71.84	-1.131	71.78	-1.129	71.73	-1.126	71.67	-1.124	71.62	-1.121	71.56	-1.118	71.51	-1.116	71.45	-1.113	71.40	-1.111	71.34
0.33	-1.108	71.29	-1.105	71.24	-1.103	71.18	-1.100	71.13	-1.098	71.07	-1.095	71.02	-1.093	70.96	-1.090	70.91	-1.088	70.86	-1.083	70.80
0.34	-1.083	70.75	-1.080	70.69	-1.078	70.64	-1.075	70.59	-1.073	70.53	-1.070	70.48	-1.068	70.42	-1.066	70.37	-1.063	70.32	-1.061	70.26
0.35	-1.058	70.21	-1.056	70.16	-1.053	70.10	-1.051	70.05	-1.049	70.00	-1.046	69.94	-1.044	69.89	-1.042	69.84	-1.039	69.79	-1.037	69.73

0.36	-1.034	69.68	-1.032	69.63	-1.030	69.57	-1.027	69.52	-1.025	69.47	-1.023	69.42	-1.020	69.36	-1.018	69.31	-1.016	69.26	-1.014	69.21
0.37	-1.011	69.15	-1.009	69.10	-1.007	69.05	-1.005	69.00	-1.002	68.95	-1.000	68.89	-0.998	68.84	-0.996	68.79	-0.993	68.74	-0.991	68.69
0.38	-0.989	68.64	-0.987	68.58	-0.984	68.53	-0.982	68.48	-0.980	68.43	-0.978	68.38	-0.976	68.33	-0.973	68.28	-0.971	68.22	-0.969	68.17
0.39	-0.967	68.12	-0.965	68.07	-0.963	68.02	-0.961	67.97	-0.958	67.92	-0.956	67.87	-0.954	67.82	-0.952	67.77	-0.950	67.72	-0.948	67.66
0.40	-0.946	67.61	-0.944	67.56	-0.941	67.51	-0.939	67.46	-0.937	67.41	-0.935	67.36	-0.933	67.31	-0.931	67.26	-0.929	67.21	-0.927	67.16
0.41	-0.925	67.11	-0.923	67.06	-0.921	67.01	-0.919	66.96	-0.917	66.91	-0.915	66.86	-0.913	66.81	-0.911	66.76	-0.909	66.71	-0.907	66.66
0.42	-0.905	66.61	-0.903	66.57	-0.901	66.52	-0.899	66.47	-0.897	66.42	-0.895	66.37	-0.893	66.32	-0.891	66.27	-0.889	66.22	-0.887	66.17
0.43	-0.885	66.12	-0.883	66.07	-0.881	66.03	-0.879	65.98	-0.877	65.93	-0.875	65.88	-0.873	65.83	-0.871	65.78	-0.869	65.73	-0.868	65.68
0.44	-0.866	65.64	-0.864	65.59	-0.862	65.54	-0.860	65.49	-0.858	65.44	-0.856	65.39	-0.854	65.35	-0.852	65.30	-0.850	65.25	-0.849	65.20
0.45	-0.947	65.15	-0.945	65.11	-0.943	65.06	-0.941	65.01	-0.939	64.96	-0.938	64.92	-0.936	64.87	-0.934	64.82	-0.932	64.77	-0.930	64.73
0.46	-0.828	64.68	-0.827	64.63	-0.825	64.58	-0.823	64.54	-0.821	64.49	-0.819	64.44	-0.818	64.39	-0.816	64.35	-0.814	64.30	-0.812	64.25
0.47	-0.810	64.21	-0.809	64.16	-0.807	64.11	-0.805	64.07	-0.803	64.02	-0.802	63.97	-0.800	63.93	-0.798	63.88	-0.796	63.83	-0.795	63.79
0.48	-0.793	63.74	-0.791	63.69	-0.789	63.65	-0.788	63.60	-0.786	63.55	-0.784	63.51	-0.782	63.46	-0.781	63.42	-0.779	63.37	-0.777	63.32
0.49	-0.776	63.28	-0.774	63.23	-0.772	63.19	-0.770	63.14	-0.769	63.09	-0.767	63.05	-0.765	63.00	-0.764	62.96	-0.762	62.91	-0.760	62.87
0.50	-0.759	62.82	-0.757	62.78	-0.755	62.73	-0.754	62.68	-0.752	62.64	-0.750	62.59	-0.749	62.55	-0.747	62.50	-0.745	62.46	-0.744	62.41
0.51	-0.742	62.37	-0.741	62.32	-0.739	62.28	-0.737	62.23	-0.736	62.19	-0.734	62.14	-0.732	62.10	-0.731	62.05	-0.729	62.01	-0.728	61.96
0.52	-0.726	61.92	-0.724	61.88	-0.723	61.83	-0.721	61.79	-0.720	61.74	-0.718	61.70	-0.716	61.65	-0.715	61.61	-0.713	61.56	-0.712	61.52
0.53	-0.710	61.48	-0.709	61.43	-0.707	61.39	-0.705	61.34	-0.704	61.30	-0.702	61.26	-0.701	61.21	-0.699	61.17	-0.698	61.12	-0.696	61.08
0.54	-0.695	61.04	-0.693	60.99	-0.691	60.95	-0.690	60.91	-0.688	60.86	-0.687	60.82	-0.685	60.78	-0.684	60.73	-0.682	60.69	-0.681	60.65
0.55	-0.679	60.60	-0.678	60.56	-0.676	60.52	-0.675	60.47	-0.673	60.43	-0.672	60.39	-0.670	60.34	-0.669	60.30	-0.667	60.26	-0.666	60.21
0.56	-0.664	60.17	-0.663	60.13	-0.661	60.09	-0.660	60.04	-0.658	60.00	-0.657	60.96	-0.655	60.92	-0.654	60.87	-0.653	60.83	-0.651	59.79
0.57	-0.650	59.74	-0.648	59.70	-0.647	59.66	-0.645	59.62	-0.644	59.58	-0.642	59.53	-0.641	59.49	-0.640	59.45	-0.638	59.41	-0.637	59.36
0.58	-0.635	59.32	-0.634	59.28	-0.632	59.24	-0.631	59.20	-0.630	59.15	-0.628	59.11	-0.627	59.07	-0.625	59.03	-0.624	58.99	-0.622	58.95
0.59	-0.621	58.90	-0.620	58.86	-0.618	58.82	-0.617	58.78	-0.615	58.74	-0.614	58.70	-0.613	58.66	-0.611	58.61	-0.610	58.57	-0.608	58.53
0.60	-0.607	58.49	-0.606	58.45	-0.604	58.41	-0.603	58.37	-0.602	58.33	-0.600	58.28	-0.599	58.24	-0.597	58.20	-0.596	58.16	-0.595	58.12
0.61	-0.593	58.08	-0.592	58.04	-0.591	58.00	-0.589	57.96	-0.588	57.92	-0.587	57.88	-0.585	57.84	-0.584	57.79	-0.583	57.75	-0.581	57.71
0.62	-0.580	57.67	-0.579	57.63	-0.577	57.59	-0.576	57.55	-0.575	57.51	-0.573	57.47	-0.572	57.43	-0.571	57.39	-0.569	57.35	-0.568	57.31
0.63	-0.567	57.27	-0.565	57.23	-0.564	57.19	-0.563	57.15	-0.561	57.11	-0.560	57.07	-0.559	57.03	-0.558	56.99	-0.556	56.95	-0.555	56.91
0.64	-0.554	56.87	-0.552	56.83	-0.551	56.79	-0.550	56.75	-0.549	56.71	-0.547	56.67	-0.546	56.63	-0.545	56.59	-0.543	56.56	-0.542	56.52
0.65	-0.541	56.48	-0.540	56.44	-0.538	56.40	-0.537	56.36	-0.536	56.32	-0.535	56.28	-0.533	56.24	-0.532	56.20	-0.531	56.16	-0.530	56.12
0.66	-0.528	56.09	-0.527	56.04	-0.526	56.01	-0.525	55.97	-0.523	55.93	-0.522	55.89	-0.521	55.85	-0.520	55.81	-0.518	55.77	-0.517	55.74
0.67	-0.516	55.70	-0.515	55.66	-0.513	55.62	-0.512	55.58	-0.511	55.54	-0.510	55.50	-0.509	55.47	-0.507	55.43	-0.506	55.39	-0.505	55.35
0.68	-0.504	55.31	-0.502	55.27	-0.501	55.24	-0.500	55.20	-0.499	55.16	-0.498	55.12	-0.496	55.08	-0.495	55.05	-0.494	55.01	-0.493	54.97

0.69	-0.492	54.93	-0.490	54.89	-0.489	54.86	-0.488	54.82	-0.487	54.78	-0.486	54.74	-0.484	54.71	-0.483	54.67	-0.482	54.63	-0.481	54.59
0.70	-0.480	54.56	-0.479	54.52	-0.477	54.48	-0.476	54.44	-0.475	54.41	-0.474	54.37	-0.473	54.33	-0.472	54.29	-0.470	54.26	-0.469	54.22
0.71	-0.468	54.18	-0.467	54.14	-0.466	54.11	-0.465	54.07	-0.463	54.03	-0.462	54.00	-0.461	53.96	-0.460	53.92	-0.459	53.88	-0.458	53.85
0.72	-0.457	53.81	-0.455	53.77	-0.454	53.74	-0.453	53.70	-0.452	53.66	-0.451	53.63	-0.450	53.59	-0.449	53.55	-0.447	53.52	-0.446	53.48
0.73	-0.445	53.44	-0.444	53.41	-0.443	53.37	-0.442	53.33	-0.441	53.30	-0.440	53.26	-0.439	53.22	-0.437	53.19	-0.436	53.15	-0.435	53.12
0.74	-0.434	53.08	-0.433	53.04	-0.432	53.01	-0.431	52.97	-0.430	52.93	-0.429	52.90	-0.427	52.86	-0.426	52.83	-0.425	52.79	-0.424	52.75
0.75	-0.423	52.72	-0.422	52.68	-0.421	52.65	-0.420	52.61	-0.419	52.58	-0.418	52.54	-0.416	52.50	-0.415	52.47	-0.414	52.43	-0.413	52.40
0.76	-0.412	52.36	-0.411	52.33	-0.410	52.29	-0.409	52.25	-0.408	52.22	-0.407	52.18	-0.406	52.15	-0.405	52.11	-0.404	52.08	-0.402	52.04
0.77	-0.401	52.01	-0.400	51.97	-0.399	51.94	-0.398	51.90	-0.397	51.87	-0.396	51.83	-0.395	51.80	-0.394	51.76	-0.393	51.73	-0.392	51.69
0.78	-0.391	51.66	-0.390	51.62	-0.389	51.59	-0.388	51.55	-0.387	51.52	-0.386	51.48	-0.385	51.45	-0.384	51.41	-0.382	51.38	-0.381	51.34
0.79	-0.380	51.31	-0.379	51.27	-0.378	51.24	-0.377	51.20	-0.376	51.17	-0.375	51.13	-0.374	51.10	-0.373	51.07	-0.372	51.03	-0.371	51.00
0.80	-0.370	50.96	-0.369	50.93	-0.368	50.89	-0.367	50.86	-0.366	50.82	-0.365	50.79	-0.364	50.76	-0.363	50.72	-0.362	50.69	-0.361	50.65
0.81	-0.230	50.62	-0.359	50.59	-0.358	50.55	-0.357	50.52	-0.356	50.48	-0.355	50.45	-0.354	50.42	-0.353	50.38	-0.352	50.35	-0.351	50.31
0.82	-0.350	50.28	-0.349	50.25	-0.348	50.21	-0.347	50.18	-0.346	50.15	-0.345	50.11	-0.344	50.08	-0.343	50.04	-0.342	50.01	-0.341	49.98
0.83	-0.340	49.94	-0.339	49.91	-0.338	49.88	-0.337	49.84	-0.336	49.81	-0.335	49.78	-0.334	49.74	-0.333	49.71	-0.332	49.68	-0.331	49.64
0.84	-0.330	49.61	-0.329	49.58	-0.328	49.54	-0.327	49.51	-0.326	49.48	-0.325	49.44	-0.324	49.41	-0.323	49.38	-0.322	49.35	-0.321	49.31
0.85	-0.320	49.28	-0.320	49.25	-0.319	49.21	-0.318	49.18	-0.317	49.15	-0.316	49.11	-0.315	49.08	-0.314	49.05	-0.313	49.02	-0.312	48.98
0.86	-0.311	48.95	-0.310	48.92	-0.309	48.89	-0.308	48.85	-0.307	48.82	-0.306	48.79	-0.305	48.76	-0.304	48.72	-0.303	48.69	-0.302	48.66
0.87	-0.301	48.63	-0.301	48.59	-0.300	48.56	-0.299	48.53	-0.298	48.50	-0.297	48.46	-0.296	48.43	-0.295	48.40	-0.294	48.37	-0.293	48.34
0.88	-0.292	48.30	-0.291	48.27	-0.290	48.24	-0.289	48.21	-0.289	48.17	-0.288	48.14	-0.287	48.11	-0.286	48.08	-0.285	48.05	-0.284	48.01
0.89	-0.283	47.98	-0.282	47.95	-0.281	47.92	-0.280	47.89	-0.279	47.86	-0.278	47.82	-0.277	47.79	-0.277	47.76	-0.276	47.73	-0.275	47.70
0.90	-0.274	47.67	-0.273	47.63	-0.272	47.60	-0.271	47.57	-0.270	47.54	-0.269	47.51	-0.268	47.48	-0.267	47.45	-0.267	47.41	-0.266	47.38
0.91	-0.265	47.35	-0.264	47.32	-0.263	47.29	-0.262	47.26	-0.261	47.23	-0.260	47.19	-0.259	47.16	-0.259	47.13	-0.258	47.10	-0.257	47.07
0.92	-0.256	47.04	-0.255	47.01	-0.254	46.98	-0.253	46.95	-0.252	46.91	-0.251	46.88	-0.251	46.85	-0.250	46.82	-0.249	46.79	-0.248	46.76
0.93	-0.247	46.73	-0.246	46.7	-0.245	46.67	-0.244	46.64	-0.244	46.61	-0.243	46.57	-0.242	46.54	-0.241	46.51	-0.240	46.48	-0.239	46.45
0.94	-0.238	46.42	-0.237	46.39	-0.237	46.36	-0.236	46.33	-0.235	46.30	-0.234	46.27	-0.233	46.24	-0.232	46.21	-0.231	46.18	-0.231	46.15
0.95	-0.230	46.12	-0.229	46.09	-0.228	46.06	-0.227	46.03	-0.226	46.00	-0.225	45.97	-0.225	45.94	-0.224	45.90	-0.223	45.87	-0.222	45.84
0.96	-0.221	45.81	-0.220	45.78	-0.220	45.75	-0.219	45.72	-0.218	45.69	-0.217	45.66	-0.216	45.63	-0.215	45.60	-0.214	45.57	-0.214	45.54
0.97	-0.213	45.51	-0.212	45.48	-0.211	45.45	-0.210	45.43	-0.209	45.40	-0.209	45.37	-0.208	45.34	-0.207	45.31	-0.206	45.28	-0.205	45.25
0.98	-0.204	45.22	-0.204	45.19	-0.203	45.16	-0.202	45.13	-0.201	45.10	-0.200	45.07	-0.200	45.04	-0.199	45.01	-0.198	44.98	-0.197	44.95
0.99	-0.196	44.92	-0.195	44.89	-0.195	44.86	-0.194	44.83	-0.193	44.80	-0.192	44.78	-0.191	44.75	-0.190	44.72	-0.190	44.69	-0.189	44.66
1.00	-0.188	44.63	-0.187	44.60	-0.186	44.57	-0.186	44.54	-0.185	44.51	-0.184	44.48	-0.183	44.45	-0.182	44.43	-0.182	44.40	-0.181	44.37
1.01	-0.180	44.34	-0.179	44.31	-0.178	44.28	-0.178	44.25	-0.177	44.22	-0.176	44.19	-0.175	44.17	-0.174	44.14	-0.174	44.11	-0.173	44.08

1.02	-0.172	44.05	-0.171	44.02	-0.170	43.99	-0.170	43.96	-0.169	43.94	-0.168	43.91	-0.167	43.88	-0.166	43.85	-0.166	43.82	-0.165	43.79
1.03	-0.164	43.76	-0.163	43.74	-0.162	43.71	-0.162	43.68	-0.161	43.65	-0.160	43.62	-0.159	43.59	-0.159	43.57	-0.158	43.54	-0.157	43.51
1.04	-0.156	43.48	-0.155	43.45	-0.155	43.42	-0.154	43.40	-0.153	43.37	-0.152	43.34	-0.152	43.31	-0.151	43.28	-0.150	43.25	-0.149	43.23
1.05	-0.148	43.20	-0.148	43.17	-0.147	43.14	-0.146	43.11	-0.145	43.09	-0.145	43.06	-0.144	43.03	-0.143	43.00	-0.142	42.97	-0.142	42.95
1.06	-0.141	42.92	-0.140	42.89	-0.139	42.86	-0.138	42.84	-0.138	42.81	-0.137	42.78	-0.136	42.75	-0.135	42.72	-0.135	42.70	-0.134	42.67
1.07	-0.133	42.64	-0.132	42.61	-0.132	42.59	-0.131	42.56	-0.130	42.53	-0.129	42.50	-0.129	42.48	-0.128	42.45	-0.127	42.42	-0.126	42.39
1.08	-0.126	42.37	-0.125	42.34	-0.124	42.31	-0.123	42.28	-0.123	42.26	-0.122	42.23	-0.121	42.20	-0.120	42.17	-0.120	42.15	-0.119	42.12
1.09	-0.118	42.09	-0.117	42.07	-0.117	42.04	-0.116	42.01	-0.115	41.98	-0.114	41.96	-0.114	41.93	-0.113	41.90	-0.112	41.88	-0.112	41.85
1.10	-0.111	41.82	-0.110	41.79	-0.109	41.77	-0.109	41.74	-0.108	41.71	-0.107	41.69	-0.106	41.66	-0.106	41.63	-0.105	41.61	-0.104	41.85
1.11	-0.103	41.55	-0.103	41.53	-0.102	41.50	-0.101	41.47	-0.101	41.44	-0.100	41.42	-0.099	41.39	-0.098	41.36	-0.098	41.34	-0.097	41.31
1.12	-0.096	41.28	-0.095	41.26	-0.095	41.23	-0.094	41.20	-0.093	41.18	-0.093	41.15	-0.092	41.13	-0.091	41.10	-0.090	41.07	-0.090	41.05
1.13	-0.089	41.02	-0.088	40.99	-0.088	40.97	-0.087	40.94	-0.086	40.91	-0.085	40.89	-0.085	40.86	-0.084	40.84	-0.083	40.81	-0.083	40.78
1.14	-0.082	40.76	-0.081	40.73	-0.080	40.70	-0.080	40.68	-0.079	40.65	-0.078	40.63	-0.078	40.60	-0.077	40.57	-0.076	40.55	-0.076	40.52
1.15	-0.075	40.49	-0.074	40.47	-0.073	40.44	-0.073	40.42	-0.072	40.39	-0.071	40.36	-0.071	40.34	-0.070	40.31	-0.069	40.29	-0.069	40.26
1.16	-0.068	40.24	-0.067	40.21	-0.066	40.18	-0.066	40.16	-0.065	40.13	-0.064	40.11	-0.064	40.08	-0.063	40.05	-0.062	40.03	-0.062	40.00
1.17	-0.061	39.98	-0.060	39.95	-0.060	39.93	-0.059	39.90	-0.058	39.88	-0.057	39.85	-0.057	39.82	-0.056	39.80	-0.055	39.77	-0.055	39.75
1.18	-0.054	39.72	-0.053	39.70	-0.053	39.67	-0.052	39.65	-0.051	39.62	-0.051	39.59	-0.050	39.57	-0.049	39.54	-0.049	39.52	-0.048	39.49
1.19	-0.047	39.47	-0.047	39.44	-0.046	39.42	-0.045	39.39	-0.045	39.37	-0.044	39.34	-0.043	39.32	-0.043	39.29	-0.042	39.27	-0.041	39.24
1.20	-0.040	39.22	-0.040	39.19	-0.039	39.17	-0.038	39.14	-0.038	39.12	-0.037	39.09	-0.036	39.07	-0.036	39.04	-0.035	39.02	-0.034	38.99
1.21	-0.034	38.97	-0.033	38.94	-0.032	38.92	-0.032	38.89	-0.031	38.87	-0.030	38.84	-0.030	38.82	-0.029	38.79	-0.028	38.77	-0.028	38.74
1.22	-0.027	38.72	-0.027	38.69	-0.026	38.67	-0.025	38.64	-0.025	38.62	-0.024	38.59	-0.023	38.57	-0.023	38.54	-0.022	38.52	-0.021	38.50
1.23	-0.021	38.47	-0.020	38.45	-0.019	38.42	-0.019	38.40	-0.018	38.37	-0.017	38.35	-0.017	38.32	-0.016	38.30	-0.015	38.27	-0.015	38.25
1.24	-0.014	38.23	-0.013	38.20	-0.013	38.18	-0.012	38.15	-0.011	38.13	-0.011	38.10	-0.010	38.08	-0.010	38.06	-0.009	38.03	-0.008	38.01
1.25	-0.008	37.98	-0.007	37.96	-0.006	37.93	-0.006	37.91	-0.005	37.89	-0.004	37.86	-0.004	37.84	-0.003	37.81	-0.002	37.79	-0.002	37.76
1.26	-0.001	37.74	-0.001	37.72	0.000	37.69	0.001	37.67	0.001	37.64	0.002	37.62	0.003	37.60	0.003	37.57	0.004	37.55	0.005	37.52
1.27	0.005	37.50	0.006	37.48	0.006	37.45	0.007	37.43	0.008	37.41	0.008	37.38	0.009	37.36	0.010	37.33	0.010	37.31	0.011	37.29
1.28	0.011	37.26	0.012	37.24	0.013	37.22	0.013	37.19	0.014	37.17	0.015	37.14	0.015	37.12	0.016	37.10	0.017	37.07	0.017	37.05
1.29	0.018	37.03	0.018	37.00	0.019	36.98	0.020	36.96	0.020	36.93	0.021	36.91	0.021	36.88	0.022	36.86	0.023	36.84	0.023	36.81
1.30	0.024	36.79	0.025	36.77	0.025	36.74	0.026	36.72	0.026	36.70	0.027	36.67	0.028	36.65	0.028	36.63	0.029	36.60	0.030	36.58
1.31	0.030	36.56	0.031	36.53	0.031	36.51	0.032	36.49	0.033	36.46	0.033	36.44	0.034	36.42	0.034	36.39	0.035	36.37	0.036	36.35
1.32	0.036	36.33	0.037	36.30	0.037	36.28	0.038	36.26	0.039	36.23	0.039	36.21	0.040	36.19	0.040	36.16	0.041	36.14	0.042	36.12
1.33	0.042	36.10	0.043	36.07	0.043	36.05	0.044	36.03	0.045	36.00	0.045	35.98	0.046	35.96	0.047	35.94	0.047	35.91	0.048	35.89
1.34	0.048	35.87	0.049	35.84	0.050	35.82	0.050	35.80	0.051	35.78	0.051	35.75	0.052	35.73	0.052	35.71	0.053	35.69	0.054	35.66

1.35	0.054	35.64	0.055	35.62	0.055	35.59	0.056	35.57	0.057	35.55	0.057	35.53	0.058	35.50	0.058	35.48	0.059	35.46	0.060	35.44
1.36	0.060	35.41	0.061	35.39	0.061	35.37	0.062	35.35	0.063	35.32	0.063	35.30	0.064	35.28	0.064	35.26	0.065	35.23	0.065	35.21
1.37	0.066	35.19	0.067	35.17	0.067	35.15	0.068	35.12	0.068	35.10	0.069	35.08	0.070	35.06	0.070	35.03	0.071	35.01	0.071	34.99
1.38	0.072	34.97	0.072	34.95	0.073	34.92	0.074	34.90	0.074	34.88	0.075	34.86	0.075	34.83	0.076	34.81	0.077	34.79	0.077	34.77
1.39	0.078	34.75	0.078	34.72	0.790	34.70	0.079	34.68	0.080	34.66	0.081	34.64	0.081	34.61	0.082	34.59	0.082	34.57	0.083	34.55
1.40	0.083	34.53	0.084	34.50	0.085	34.48	0.085	34.46	0.086	34.44	0.086	34.42	0.087	34.40	0.087	34.37	0.088	34.35	0.089	34.33
1.41	0.089	34.31	0.090	34.29	0.090	34.26	0.091	34.24	0.091	34.22	0.092	34.20	0.093	34.18	0.093	34.16	0.094	34.13	0.094	34.11
1.42	0.095	34.09	0.095	34.07	0.096	34.05	0.097	34.03	0.097	34.01	0.098	33.98	0.098	33.96	0.099	33.94	0.099	33.92	0.100	33.90
1.43	0.100	33.88	0.101	33.85	0.102	33.83	0.102	33.81	0.103	33.79	0.103	33.77	0.104	33.75	0.104	33.73	0.105	33.71	0.105	33.68
1.44	0.106	33.66	0.107	33.64	0.107	33.62	0.108	33.60	0.108	33.58	0.109	33.56	0.109	33.53	0.110	33.51	0.110	33.49	0.111	33.47
1.45	0.112	33.45	0.112	33.43	0.113	33.41	0.113	33.39	0.114	33.37	0.114	33.34	0.115	33.32	0.115	33.30	0.116	33.28	0.117	33.26
1.46	0.117	33.24	0.118	33.22	0.118	33.20	0.119	33.18	0.119	33.15	0.120	33.13	0.120	33.11	0.121	33.09	0.012	33.07	0.122	33.05
1.47	0.123	33.03	0.123	33.01	0.124	32.99	0.124	32.97	0.125	32.94	0.125	32.92	0.126	32.90	0.126	32.88	0.127	32.86	0.127	32.84
1.48	0.128	32.82	0.128	32.80	0.129	32.78	0.130	32.76	0.130	32.74	0.131	32.72	0.131	32.70	0.132	32.67	0.132	32.65	0.133	32.63
1.49	0.133	32.61	0.134	32.59	0.134	32.57	0.135	32.55	0.135	32.53	0.136	32.51	0.137	32.49	0.137	32.47	0.138	32.45	0.138	32.43
1.50	0.139	32.41	0.139	32.39	0.140	32.37	0.140	32.35	0.141	32.32	0.141	32.30	0.142	32.28	0.142	32.26	0.143	32.24	0.143	32.22
1.51	0.144	32.20	0.145	32.18	0.145	32.16	0.146	32.14	0.146	32.12	0.147	32.10	0.147	32.08	0.148	32.06	0.148	32.04	0.149	32.02
1.52	0.149	32.00	0.150	31.98	0.150	31.96	0.151	31.94	0.151	31.92	0.152	31.90	0.152	31.88	0.153	31.86	0.153	31.84	0.154	31.82
1.53	0.155	31.80	0.155	31.78	0.156	31.76	0.156	31.74	0.157	31.72	0.157	31.70	0.158	31.68	0.158	31.66	0.159	31.64	0.159	31.62
1.54	0.160	31.60	0.160	31.58	0.161	31.56	0.161	31.54	0.162	31.52	0.162	31.50	0.163	31.48	0.163	31.46	0.164	31.44	0.164	31.42
1.55	0.165	31.40	0.165	31.38	0.166	31.36	0.166	31.34	0.167	31.32	0.167	31.30	0.168	31.28	0.168	31.26	0.169	31.24	0.170	31.22
1.56	0.170	31.20	0.171	31.18	0.171	31.16	0.172	31.14	0.172	31.12	0.173	31.10	0.173	31.08	0.174	31.06	0.174	31.04	0.175	31.02
1.57	0.175	31.00	0.176	30.98	0.176	30.96	0.177	30.94	0.177	30.92	0.178	30.90	0.178	30.88	0.179	30.86	0.179	30.84	0.180	30.82
1.58	0.180	30.80	0.181	30.79	0.181	30.77	0.182	30.75	0.182	30.73	0.183	30.71	0.183	30.69	0.184	30.67	0.184	30.65	0.185	30.63
1.59	0.185	30.61	0.186	30.59	0.186	30.57	0.187	30.55	0.187	30.53	0.188	30.51	0.188	30.49	0.189	30.48	0.189	30.46	0.190	30.44
1.6	0.190	30.42	0.195	30.22	0.200	30.03	0.205	29.84	0.210	29.65	0.215	29.47	0.220	29.28	0.224	29.09	0.229	28.91	0.234	28.73
1.7	0.239	28.54	0.243	28.36	0.248	28.18	0.252	28.00	0.257	27.83	0.262	27.65	0.266	27.47	0.271	27.30	0.275	27.12	0.280	26.95
1.8	0.248	26.78	0.288	26.61	0.293	26.44	0.297	26.27	0.301	26.10	0.306	25.93	0.310	25.77	0.314	25.60	0.318	25.44	0.323	25.27
1.9	0.327	25.11	0.331	24.95	0.335	24.79	0.339	24.63	0.343	24.47	0.347	24.31	0.351	24.15	0.355	24.00	0.360	23.84	0.363	23.69
2.0	0.367	23.53	0.371	23.38	0.375	23.23	0.379	23.08	0.383	22.92	0.387	22.77	0.391	22.62	0.395	22.48	0.398	22.33	0.402	22.18
2.1	0.406	22.03	0.410	21.89	0.413	21.74	0.417	21.60	0.421	21.46	0.425	21.31	0.428	21.17	0.432	21.03	0.436	20.89	0.439	20.75
2.2	0.443	20.61	0.446	20.74	0.450	20.34	0.453	20.20	0.457	20.06	0.460	19.93	0.464	19.79	0.467	19.66	0.471	19.52	0.474	19.39
2.3	0.478	19.26	0.481	19.13	0.485	19.00	0.488	18.86	0.491	18.73	0.495	18.61	0.498	18.48	0.501	18.35	0.505	18.22	0.508	18.09

2.4	0.511	17.97	0.514	17.84	0.518	17.72	0.521	17.59	0.524	17.47	0.527	17.35	0.531	17.22	0.534	17.10	0.537	16.98	0.540	16.86
2.5	0.543	16.74	0.546	16.62	0.550	16.50	0.553	16.38	0.556	16.26	0.559	16.14	0.562	16.02	0.565	15.91	0.568	15.79	0.571	15.67
2.6	0.574	15.56	0.577	15.44	0.580	15.33	0.583	15.22	0.586	15.10	0.589	14.99	0.592	14.88	0.595	14.77	0.598	14.65	0.601	14.54
2.7	0.604	14.43	0.606	14.32	0.609	14.21	0.612	14.11	0.615	14.00	0.618	13.89	0.621	13.78	0.624	13.67	0.626	13.57	0.629	13.46
2.8	0.632	13.35	0.635	13.25	0.638	13.14	0.640	13.04	0.643	12.94	0.646	12.83	0.649	12.73	0.651	12.63	0.654	12.52	0.657	12.42
2.9	0.659	12.32	0.662	12.22	0.665	12.12	0.667	12.02	0.670	11.92	0.673	11.82	0.675	11.72	0.678	11.62	0.681	11.52	0.583	11.42
3.0	0.686	11.33	0.688	11.23	0.691	11.13	0.694	11.04	0.696	10.94	0.699	10.84	0.701	10.75	0.704	10.65	0.706	10.56	0.709	10.47
3.1	0.711	10.37	0.714	10.28	0.716	10.18	0.719	10.09	0.721	10.0	0.724	9.91	0.726	9.82	0.729	9.72	0.731	9.63	0.734	9.54
3.2	0.736	9.45	0.739	9.36	0.741	9.27	0.743	9.18	0.746	9.09	0.748	9.01	0.751	8.92	0.753	8.83	0.755	8.74	0.758	8.66
3.3	0.760	8.57	0.762	8.48	0.765	8.39	0.767	8.31	0.769	8.22	0.772	8.14	0.774	8.05	0.776	7.97	0.779	7.88	0.781	7.80
3.4	0.783	7.72	0.786	7.63	0.788	7.55	0.790	7.47	0.792	7.38	0.795	7.30	0.797	7.22	0.799	7.14	0.801	7.05	0.804	6.97
3.5	0.806	6.89	0.808	6.81	0.810	6.73	0.812	6.65	0.815	6.57	0.817	6.49	0.819	6.41	0.821	6.33	0.823	6.25	0.825	6.18
3.6	0.828	6.10	0.830	6.02	0.832	5.94	0.834	5.86	0.836	5.79	0.838	5.71	0.840	5.63	0.843	5.56	0.845	5.48	0.847	5.41
3.7	0.849	5.33	0.851	5.25	0.853	5.18	0.855	5.11	0.857	5.03	0.859	4.96	0.861	4.88	0.863	4.81	0.865	4.73	0.867	4.66
3.8	0.870	4.59	0.872	4.52	0.874	4.44	0.876	4.37	0.878	4.30	0.880	4.23	0.882	4.15	0.884	4.08	0.886	4.01	0.888	3.94
3.9	0.890	3.87	0.892	3.80	0.894	3.73	0.896	3.66	0.897	3.59	0.899	3.52	0.901	3.45	0.903	3.38	0.905	3.31	0.907	3.24
4.0	0.909	3.17	0.911	3.11	0.913	3.04	0.915	2.97	0.917	2.90	0.919	2.83	0.921	2.77	0.923	2.70	0.924	2.63	0.926	2.57
4.1	0.928	2.50	0.930	2.43	0.932	2.37	0.934	2.30	0.936	2.24	0.938	2.17	0.939	2.11	0.941	2.04	0.943	1.98	0.945	1.91
4.2	0.947	1.85	0.949	1.78	0.950	1.72	0.952	1.65	0.954	1.59	0.956	1.53	0.958	1.46	0.960	1.40	0.961	1.34	0.963	1.28
4.3	0.965	1.21	0.967	1.15	0.969	1.09	0.970	1.03	0.972	0.96	0.974	0.90	0.976	0.84	0.977	0.78	0.979	0.72	0.981	0.66
4.4	0.983	0.60	0.984	0.54	0.986	0.48	0.988	0.42	0.990	0.36	0.991	0.30	0.993	0.24	0.995	0.18	0.997	0.12	0.998	0.06
4.5	1.000	0.00	1.002	-0.06	1.003	-0.12	1.005	-0.18	1.007	-0.23	1.008	-0.29	1.010	-0.35	1.012	-0.41	1.014	-0.47	1.015	-0.52
4.6	1.017	-0.58	1.019	-0.64	1.020	-0.70	1.022	-0.75	1.024	-0.81	1.025	-0.87	1.027	-0.92	1.029	-0.98	1.030	-1.03	1.032	-1.09
4.7	1.033	-1.15	1.035	-1.20	1.037	-1.26	1.038	-1.31	1.040	-1.37	1.042	-1.42	1.043	-1.48	1.045	-1.53	1.045	-1.59	1.048	-1.64
4.8	1.050	-1.70	1.051	-1.75	1.053	-1.80	1.054	-1.86	1.056	-1.91	1.058	-1.96	1.059	-2.02	1.061	-2.07	1.062	-2.12	1.007	-2.18
4.9	1.065	-2.23	1.067	-2.28	1.069	-2.34	1.070	-2.39	1.072	-2.44	1.073	-2.49	1.075	-2.54	1.076	-2.60	1.078	-2.65	1.079	-2.70
5.0	1.081	-2.75	1.083	-2.80	1.084	-2.85	1.086	-2.91	1.087	-2.96	1.089	-3.01	1.090	-3.06	1.092	-3.11	1.093	-3.16	1.095	-3.21
5.1	1.096	-3.26	1.098	-3.31	1.099	-3.36	1.101	-3.41	1.102	-3.46	1.104	-3.51	1.105	-3.56	1.107	-3.61	1.108	-3.66	1.110	-3.70
5.2	1.111	-3.75	1.113	-3.80	1.114	-3.85	1.115	-3.90	1.117	-3.95	1.118	-4.00	1.120	-4.04	1.121	-4.09	1.123	-4.14	1.124	-4.19
5.3	1.126	-4.24	1.127	-4.28	1.129	-4.33	1.130	-4.38	1.131	-4.43	1.133	-4.47	1.134	-4.52	1.136	-4.57	1.137	-4.61	1.139	-4.66
5.4	1.140	-4.71	1.141	-4.75	1.143	-4.80	1.144	-4.85	1.146	-4.89	1.147	-4.94	1.148	-4.98	1.150	-5.03	1.151	-5.07	1.153	-5.12
5.5	1.154	-5.17	1.155	-5.21	1.157	-5.26	1.158	-5.30	1.160	-5.35	1.161	-5.39	1.162	-5.44	1.164	-5.48	1.165	-5.53	1.166	-5.57
5.6	1.168	-5.61	1.169	-5.66	1.171	-5.70	1.172	-5.75	1.173	-5.79	1.175	-5.83	1.176	-5.88	1.177	-5.92	1.179	-5.97	1.180	-6.01

5.7	1.181	-6.05	1.183	-6.10	1.184	-6.14	1.185	-6.18	1.187	-6.22	1.188	-6.27	1.189	-6.31	1.191	-6.35	1.192	-6.40	1.193	-6.44
5.8	1.195	-6.48	1.196	-6.52	1.197	-6.56	1.199	-6.61	1.200	-6.65	1.201	-6.69	1.202	-6.73	1.204	-6.77	1.205	-6.82	1.206	-6.86
5.9	1.208	-6.90	1.209	-6.94	1.210	-6.98	1.212	-7.02	1.213	-7.06	1.214	-7.10	1.215	-7.14	1.217	-7.19	1.218	-7.23	1.219	-7.27
6.0	1.221	-7.31	1.222	-7.35	1.223	-7.39	1.224	-7.43	1.226	-7.47	1.227	-7.51	1.228	-7.55	1.229	-7.59	1.231	-7.63	1.232	-7.67
6.1	1.233	-7.71	1.234	-7.75	1.236	-7.79	1.237	-7.82	1.238	-7.86	1.239	-7.90	1.241	-7.94	1.242	-7.98	1.243	-8.02	1.244	-8.06
6.2	1.246	-8.10	1.247	-8.14	1.248	-8.10	1.249	-8.21	1.250	-8.25	1.252	-8.29	1.253	-8.33	1.254	-8.37	1.255	-8.40	1.257	-8.44
6.3	1.258	-8.48	1.259	-8.52	1.260	-8.56	1.261	-8.59	1.263	-8.63	1.264	-8.67	1.265	-8.71	1.266	-8.74	1.267	-8.78	1.269	-8.82
6.4	1.270	-8.86	1.271	-8.89	1.272	-8.93	1.273	-8.97	1.274	-9.00	1.276	-9.04	1.277	-9.08	1.278	-9.11	1.279	-9.15	1.280	-9.19
6.5	1.282	-9.22	1.283	-9.26	1.284	-9.30	1.285	-9.33	1.286	-9.37	1.287	-9.40	1.289	-9.44	1.290	-9.48	1.291	-9.51	1.292	-9.55

Lampiran 2.

Tabel 1.2. Total (full-flow) laju perkolasi: nilai dan indeks instabilitas Ix, merupakan nilai yang diperoleh berdasarkan hasil perhitungan dari fl(m)

	0		1		2		3		4		5		6		7		8		9	
m	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI	fVI
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
-2.0	3730	0001	3707	0001	3684	0001	3661	0001	3638	0001	3616	0001	3593	0001	3570	0001	3548	0001	3526	0001
-1.9	3962	0001	3939	0001	3915	0001	3892	0001	3869	0001	3845	0001	3822	0001	3799	0001	3776	0001	3753	0001
-1.8	4200	0002	4176	0002	4152	0002	4129	0002	4105	0002	4081	0002	4057	0001	4033	0001	4010	0001	3986	0001
-1.7	4442	0003	4418	0003	4394	0003	4369	0003	4345	0003	4321	0002	4297	0002	4273	0002	4248	0002	4224	0002
-1.6	4686	0005	4662	0004	4637	0004	4613	0004	4588	0004	4564	0004	4540	0004	4515	0003	4491	0003	4466	0003
-1.5	4930	0007	4906	0007	4881	0006	4857	0006	4832	0006	4808	0006	4784	0005	4759	0005	4735	0005	4710	0005
-1.4	5171	0010	5147	0010	5123	0010	5099	0009	5075	0009	5051	0008	5027	0008	5003	0008	4978	0007	4954	0007
-1.3	5408	0015	5385	0015	5361	0014	5338	0014	5314	0013	6392	0096	6390	0096	6389	0096	6387	0095	6385	0095
-1.2	5637	0023	5615	0022	5592	0021	5570	0020	5547	0020	5291	0013	5267	0012	5243	0012	5219	0011	5195	0011
-1.1	5856	0034	5835	0032	5613	0031	5792	0030	5770	0029	5524	0019	5501	0018	5478	0017	5455	0017	5432	0016
-1.0	6061	0049	6041	0047	6021	0046	6001	0044	5981	0042	5748	0028	5726	0027	5704	0026	5682	0025	5660	0024
-0.99	6080	0051	6078	0051	6076	0051	6074	0050	6072	0050	5960	0041	5940	0039	5919	0038	5898	0036	5877	0035
-0.98	6100	0052	6098	0053	6096	0052	6094	0052	6092	0052	6070	0050	6068	0050	6066	0050	6065	0049	6063	0049
-0.97	6119	0055	6117	0055	6115	0054	6113	0054	6111	0054	6090	0052	6088	0052	6086	0052	6084	0051	6082	0051
-0.96	6138	0057	6136	0057	6134	0057	6132	0056	6130	0056	6109	0054	6107	0054	6105	0053	6103	0053	6102	0011
-0.95	6157	0059	6155	0059	6153	0059	6151	0058	6149	0058	6128	0056	6126	0056	6125	0055	6123	0055	6121	0016
-0.94	6175	0061	6174	0061	6172	0061	6170	0061	6168	0060	6147	0058	6145	0058	6144	0058	6142	0057	6140	0024
-0.93	6194	0064	6192	0063	6190	0063	6188	0063	6187	0063	6166	0060	6164	0060	6162	0060	6160	0060	6159	0035
-0.92	6212	0066	6210	0066	6109	0066	6207	0065	6205	0065	6185	0062	6183	0062	6181	0062	6179	0062	6177	0049
-0.91	6230	0068	6228	0068	6227	0068	6225	0068	6223	0067	6203	0065	6201	0065	6199	0064	6198	0064	6196	0051
-0.90	6248	0071	6246	0071	6245	0070	6243	0070	6241	0070	6221	0067	6219	0067	6218	0067	6216	0066	6214	0066
-0.89	6266	0074	6264	0073	6262	0073	6261	0073	6259	0073	6239	0070	6237	0069	6236	0069	6234	0069	6232	0069
-0.88	6283	0076	6282	0076	6280	0076	6278	0076	6276	0075	6257	0072	6255	0072	6254	0072	6252	0071	6250	0071

-0.87	6301	0079	6299	0079	6297	0079	6295	0078	6294	0078	6275	0075	6273	0075	6271	0074	6269	0074	6268	0074
-0.86	6318	0082	6316	0082	6314	0081	6313	0081	6311	0081	6292	0078	6290	0077	6289	0077	6287	0077	6285	0077
-0.85	6335	0085	6333	0085	6331	0084	6329	0084	6328	0084	6309	0081	6307	0080	6306	0080	6304	0080	6302	0079
-0.84	6351	0088	6349	0088	6348	0088	6346	0087	6345	0087	6326	0084	6324	0083	6323	0083	6321	0083	6319	0082
-0.83	6367	0091	6366	0091	6364	0091	6363	0090	6361	0090	6343	0087	6341	0086	6340	0086	6338	0086	6336	0085
-0.82	6384	0095	6382	0094	6380	0094	6379	0094	6377	0093	6359	0090	6358	0089	6356	0089	6354	0089	6353	0088
-0.81	6400	0098	6398	0098	6396	0097	6395	0097	6393	0097	6376	0093	6374	0093	6372	0092	6371	0092	6369	0092
-0.80	6415	0102	6414	0101	6412	0101	6411	0101	6409	0100	6408	0100	6406	0100	6404	0099	6403	0099	6401	0098
-0.79	6431	0105	6429	0105	6428	0105	6426	0104	6425	0104	6423	0103	6422	0103	6420	0103	6418	0102	6417	0102
-0.78	6446	0109	6445	0109	6443	0108	6442	0108	6440	0108	6438	0107	6437	0107	6435	0106	6434	0106	6432	0106
-0.77	6461	0113	6460	0113	6458	0112	6457	0112	6455	0111	6454	0111	6452	0111	6451	0110	6449	0110	6448	0110
-0.76	6476	0117	6474	0117	6473	0116	6471	0116	6470	0115	6468	0115	6467	0115	6465	0114	6464	0114	6463	0113
-0.75	6490	0121	6489	0121	6487	0120	6486	0120	6485	0120	6483	0119	6482	0119	6480	0118	6479	0118	6477	0117
-0.74	6505	0126	6503	0125	6502	0125	6500	0124	6499	0124	6497	0123	6496	0123	6495	0123	6493	0122	6492	0122
-0.73	6519	0130	6517	0130	6516	0129	6514	0129	6513	0128	6512	0128	6510	0127	6509	0127	6507	0126	6506	0126
-0.72	6532	0135	6531	0134	6530	0134	6528	0133	6527	0133	6525	0132	6524	0132	6523	0131	6521	0131	6520	0130
-0.71	6546	0139	6544	0139	6543	0138	6542	0138	6540	0137	6539	0137	6538	0136	6536	0136	6535	0136	6534	0135
-0.70	6559	0144	6558	0144	6556	0143	6555	0143	6554	0142	6552	0142	6551	0141	6550	0141	6548	0140	6547	0140
-0.69	6572	0149	6571	0149	6569	0148	6568	0148	6567	0147	6565	0147	6564	0146	6563	0146	6562	0145	6560	0145
-0.68	6585	0154	6583	0154	6582	0153	6581	0153	6580	0152	6578	0152	6577	0151	6576	0151	6574	0150	6573	0150
-0.67	6597	0160	6596	0159	6595	0159	6593	0158	6592	0158	6591	0157	6590	0157	6588	0156	6587	0156	6586	0155
-0.66	6609	0165	6608	0165	6607	0164	6605	0164	6604	0163	6603	0163	6602	0162	6601	0161	6599	0161	6598	0160
-0.65	6621	0171	6620	0171	6619	0170	6617	0169	6616	0169	6615	0168	6614	0168	6613	0167	6612	0167	6610	0166
-0.64	6633	0177	6631	0176	6630	0176	6629	0175	6628	0175	6627	0174	6626	0173	6624	0173	6623	0172	6622	0172
-0.63	6644	0183	6643	0182	6642	0182	6640	0181	6639	0181	6638	0180	6637	0179	6636	0179	6635	0178	6634	0178
-0.62	6655	0189	6654	0189	6653	0188	6652	0187	6650	0187	6649	0186	6648	0186	6647	0185	6646	0184	6645	0184
-0.61	6666	0196	6664	0195	6663	0195	6662	0194	6661	0193	6660	0193	6659	0192	6658	0191	6657	0191	6656	0190
-0.60	6676	0202	6675	0202	6674	0201	6673	0200	6672	0200	6671	0199	6670	0198	6669	0198	6668	0197	6667	0196
-0.59	6686	0209	6685	0209	6684	0208	6683	0207	6682	0207	6681	0206	6680	0205	6679	0205	6678	0204	6677	0203
-0.58	6696	0216	6695	0216	6694	0215	6693	0214	6692	0214	6691	0213	6690	0212	6689	0211	6688	0211	6687	0210
-0.57	6706	0224	6705	0223	6704	0222	6703	0221	6702	0221	6701	0220	6700	0219	6699	0219	6698	0218	6697	0217
-0.56	6715	0231	6714	0230	6713	0230	6712	0229	6711	0228	6710	0227	6709	0227	6708	0226	6707	0225	6706	0224
-0.55	6724	0239	6723	0238	6722	0237	6721	0237	6720	0236	6719	0235	6718	0234	6717	0233	6717	0233	6716	0232

-0.54	6732	0247	6731	0246	6731	0245	6730	0244	6729	0244	6728	0243	6727	0242	6726	0241	6725	0241	6725	0240
-0.53	6741	0255	6740	0254	6739	0253	6738	0253	6737	0252	6737	0251	6736	0250	6735	0249	6734	0249	6733	0248
-0.52	6749	0264	6748	0263	6747	0262	6746	0261	6746	0260	6745	0259	6744	0258	6743	0258	6742	0257	6741	0256
-0.51	6756	0272	6756	0271	6755	0270	6754	0270	6753	0269	6753	0268	6752	0267	6751	0266	6750	0265	6749	0264
-0.50	6764	0281	6763	0280	6762	0279	6762	0278	6761	0278	6760	0277	6759	0276	6759	0275	6758	0274	6757	0273
-0.49	6771	0290	6770	0289	6769	0289	6769	0288	6768	0287	6767	0286	6767	0285	6766	0284	6765	0283	6765	0282
-0.48	6778	0300	6777	0299	6776	0298	6776	0297	6775	0296	6774	0295	6774	0294	6773	0293	6772	0292	6772	0291
-0.47	6784	0310	6783	0309	6783	0308	6782	0307	6782	0306	6781	0305	6780	0304	6780	0303	6779	0302	6778	0301
-0.46	6790	0320	6790	0319	6789	0318	6788	0317	6788	0316	6787	0315	6787	0314	6786	0313	6785	0312	6785	0311
-0.45	6796	0330	6795	0329	6795	0328	6794	0327	6794	0326	6793	0325	6793	0324	6792	0323	6791	0322	6791	0321
-0.44	6801	0341	6801	0339	6800	0338	6800	0337	6799	0336	6799	0335	6798	0334	6798	0333	6797	0332	6797	0331
-0.43	6807	0351	6806	0350	6806	0349	6805	0348	6805	0347	6804	0346	6804	0345	6803	0344	6803	0343	6802	0342
-0.42	6811	0363	6811	0362	6811	0360	6810	0359	6810	0358	6809	0357	6809	0356	6808	0355	6808	0354	6807	0353
-0.41	6816	0374	6816	0373	6815	0372	6815	0371	6814	0370	6814	0368	6813	0367	6813	0366	6812	0365	6812	0364
-0.40	6820	0386	6820	0385	6819	0384	6819	0382	6819	0381	6818	0380	6818	0379	6817	0378	6817	0377	6816	0377
-0.39	6824	0398	6824	0397	6823	0396	6823	0394	6822	0393	6822	0392	6822	0391	6821	0390	6821	0388	6821	0388
-0.38	6827	0411	6827	0409	6827	0408	6826	0407	6826	0406	6826	0404	6825	0403	6825	0402	6825	0401	6824	0331
-0.37	6831	0424	6830	0422	6830	0421	6830	0420	6829	0418	6829	0417	6829	0416	6828	0414	6828	0413	6828	0342
-0.36	6833	0437	6833	0435	6833	0434	6833	0433	6832	0431	6832	0430	6832	0429	6832	0427	6831	0426	6831	0353
-0.35	6836	0450	6836	0449	6836	0448	6835	0446	6835	0445	6835	0443	6835	0442	6834	0441	6834	0439	6834	0364
-0.34	6838	0464	6838	0463	6838	0461	6838	0460	6837	0459	6837	0457	6837	0456	6837	0454	6836	0453	6836	0375
-0.33	6840	0478	6840	0477	6840	0476	6839	0474	6839	0473	6839	0471	6839	0470	6839	0468	6839	0467	6838	0387
-0.32	6841	0493	6841	0492	6841	0490	6841	0489	6841	0487	6841	0486	6841	0484	6840	0483	6840	0481	6840	0399
-0.31	6843	0508	6842	0507	6842	0505	6842	0504	6842	0502	6842	0501	6842	0499	6842	0498	6842	0496	6842	0412
-0.30	6843	0524	6843	0522	6843	0520	6843	0519	6843	0517	6843	0516	6843	0514	6843	0513	6843	0511	6843	0425
-0.29	6844	0539	6844	0538	6844	0536	6844	0535	6844	0533	6844	0531	6844	0530	6844	0528	6843	0527	6843	0438
-0.28	6844	0556	6844	0554	6844	0552	6844	0551	6844	0549	6844	0549	6844	0546	6844	0544	6844	0543	6844	0541
-0.27	6844	0572	6844	0571	6844	0569	6844	0567	6844	0566	6844	0564	6844	0562	6844	0561	6844	0559	6844	0557
-0.26	6843	0589	6843	0588	6843	0586	6843	0584	6843	0583	6843	0581	6843	0579	6843	0577	6843	0576	6843	0574
-0.25	6842	0607	6842	0605	6842	0603	6842	0602	6843	0600	6843	0598	6843	0596	6842	0595	6842	0593	6842	0591
-0.24	6841	0625	6841	0623	6841	0621	6841	0619	6841	0618	6842	0616	6842	0614	6841	0612	6841	0610	6841	0609
-0.23	6839	0643	6839	0641	6840	0640	6840	0638	6840	0636	6840	0634	6840	0632	6839	0630	6839	0629	6839	0627
-0.22	6837	0662	6838	0660	6838	0658	6838	0656	6838	0655	6838	0653	6839	0651	6837	0649	6837	0647	6837	0645

-0.21	6835	0681	6835	0680	6836	0678	6836	0676	6836	0674	6836	0672	6836	0670	6835	0668	6835	0666	6835	0664
-0.20	6832	0701	6833	0699	6833	0697	6833	0695	6833	0693	6834	0691	6834	0689	6832	0687	6832	0685	6832	0683
-0.19	6829	0722	6830	0719	6830	0717	6830	0715	6831	0713	6831	0711	6831	0709	6829	0707	6829	0705	6829	0703
-0.18	6826	0742	6826	0740	6827	0738	6827	0736	6827	0734	6828	0732	6828	0730	6826	0728	6826	0726	6826	0724
-0.17	6822	0764	6823	0761	6823	0759	6823	0757	6824	0755	6824	0753	6825	0751	6822	0749	6822	0746	6822	0744
-0.16	6818	0785	6819	0783	6819	0781	6820	0779	6820	0777	6820	0774	6821	0772	6818	0770	6818	0768	6818	0766
-0.15	6814	0808	6814	0805	6815	0803	6815	0801	6816	0799	6816	0796	6817	0794	6814	0792	6814	0790	6814	0787
-0.14	6809	0830	6810	0828	6810	0826	6811	0823	6811	0821	6812	0819	6812	0817	6809	0814	6809	0812	6809	0810
-0.13	6804	0854	6805	0851	6805	0849	6806	0847	6806	0844	6807	0842	6807	0840	6804	0837	6804	0835	6804	0833
-0.12	6799	0877	6799	0875	6800	0873	6800	0870	6801	0868	6801	0865	6802	0863	6899	0861	6899	0858	6899	0856
-0.11	6793	0902	6794	0899	6794	0897	6795	0894	6795	0892	6796	0890	6796	0887	6793	0885	6793	0882	6793	0880
-0.10	6787	0927	6787	0924	6788	0922	6789	0919	6789	0917	6790	0914	6791	0912	6791	0909	6792	0907	6792	0904
-0.09	6780	0952	6781	0950	6782	0947	6782	0944	6783	0942	6784	0939	6784	0937	6785	0934	6786	0932	6786	0929
-0.08	6774	0978	6774	0976	6775	0973	6776	0970	6776	0968	6777	0965	6778	0962	6778	0960	6779	0957	6730	0955
-0.07	6767	1005	6767	1002	6768	0999	6769	0997	6769	0994	6770	0991	6771	0989	6772	0986	6772	0983	6773	0981
-0.06	6759	1032	6760	1029	6761	1026	6761	1024	6762	1021	6763	1018	6764	1016	6764	1013	6765	1010	6766	1007
-0.05	6751	1060	6752	1057	6753	1054	6754	1051	6754	1049	6755	1046	6756	1043	6757	1040	6758	1037	6758	1035
-0.04	6743	1088	6744	1085	6745	1082	6746	1079	6746	1077	6747	1074	6748	1071	6749	1068	6750	1065	6750	1062
-0.03	6735	1117	6735	1114	6736	1111	6737	1108	6738	1105	6739	1102	6740	1099	6741	1097	6741	1094	6742	1091
-0.02	6726	1146	6727	1143	6728	1140	6728	1138	6729	1135	6730	1132	6731	1129	6732	1126	6733	1123	6734	1120
-0.01	6717	1177	6718	1174	6718	1170	6719	1167	6720	1164	6721	1161	6722	1158	6723	1155	6724	1152	6725	1149
-0.009	6716	1180	6716	1179	6716	1179	6716	1179	6716	1178	6716	1178	6716	1178	6716	1177	6716	1177	6717	1177
-0.008	6715	1183	6715	1182	6715	1182	6715	1182	6715	1181	6715	1181	6715	1181	6715	1181	6716	1180	6716	1180
-0.007	6714	1186	6714	1185	6714	1185	6714	1185	6714	1184	6714	1184	6714	1184	6714	1184	6715	1183	6715	1183
-0.006	6713	1189	6713	1188	6713	1188	6713	1188	6713	1188	6713	1187	6713	1187	6714	1187	6714	1186	6714	1186
-0.005	6712	1192	6712	1192	6712	1191	6712	1191	6712	1191	6712	1190	6713	1190	6713	1190	6713	1189	6713	1189
-0.004	6711	1195	6711	1195	6711	1194	6711	1194	6711	1194	6711	1193	6712	1193	6712	1193	6712	1192	6712	1192
-0.003	6710	1198	6710	1198	6710	1197	6710	1197	6710	1197	6711	1196	6711	1196	6711	1196	6711	1196	6711	1195
-0.002	6709	1201	6709	1201	6709	1200	6709	1200	6709	1200	6710	1200	6710	1199	6710	1199	6710	1199	6710	1198
-0.001	6708	1204	6708	1204	6708	1204	6708	1203	6709	1203	6709	1203	6709	1202	6709	1202	6709	1202	6709	1201
-0.000	6707	1207	6707	1207	6707	1207	6707	1206	6708	1206	6708	1206	6708	1205	6708	1205	6708	1205	6708	1204
0.000	6707	1207	6707	1208	6707	1208	6707	1208	6707	1209	6707	1209	6707	1209	6706	1209	6706	1210	6706	1210
0.001	6706	1210	6706	1211	6706	1211	6706	1211	6706	1212	6706	1212	6706	1212	6706	1213	6705	1213	6705	1213

0.002	6705	1214	6705	1214	6705	1214	6705	1214	6705	1215	6705	1215	6705	1215	6705	1216	6704	1216	6704	1216
0.003	6704	1217	6704	1217	6704	1217	6704	1218	6704	1218	6704	1218	6704	1219	6704	1219	6703	1219	6703	1219
0.004	6703	1220	6703	1220	6703	1220	6703	1221	6703	1221	6703	1221	6703	1222	6703	1222	6702	1222	6702	1223
0.005	6702	1223	6702	1223	6702	1224	6702	1224	6702	1224	6702	1224	6702	1225	6702	1225	6702	1225	6701	1226
0.006	6701	1226	6701	1226	6701	1227	6701	1227	6701	1227	6701	1228	6701	1228	6701	1228	6701	1229	6700	1229
0.007	6700	1229	6700	1229	6700	1230	6700	1230	6700	1230	6700	1231	6700	1231	6700	1231	6700	1232	6699	1232
0.008	6699	1232	6699	1233	6699	1233	6699	1233	6699	1234	6699	1234	6699	1234	6699	1235	6699	1235	6698	1235
0.009	6698	1235	6698	1236	6698	1236	6698	1236	6698	1237	6698	1237	6698	1237	6698	1238	6698	1238	6697	1238
0.01	6697	1239	6696	1242	6695	1245	6694	1248	6693	1251	6692	1255	6691	1258	6690	1261	6689	1264	6688	1267
0.02	6687	1271	6686	1274	6685	1277	6684	1280	6683	1284	6682	1287	6681	1290	6680	1293	6679	1297	6678	1300
0.03	6677	1303	6676	1306	6675	1310	6674	1313	6672	1316	6671	1320	6670	1323	6669	1326	6668	1330	6667	1333
0.04	6666	1336	6665	1340	6664	1343	6663	1347	6662	1350	6660	1353	6659	1357	6658	1360	6657	1363	6656	1367
0.05	6653	1370	6654	1374	6653	1377	6651	1381	6650	1384	6649	1387	6648	1391	6647	1394	6646	1398	6645	1401
0.06	6643	1405	6642	1408	6641	1412	6640	1415	6639	1419	6638	1422	6636	1426	6635	1429	6634	1433	6633	1436
0.07	6632	1440	6630	1443	6629	1447	6628	1451	6627	1454	6626	1458	6624	1461	6623	1465	6622	1468	6621	1472
0.08	6620	1476	6618	1479	6617	1483	6616	1487	6615	1490	6613	1494	6612	1497	6611	1501	6610	1505	6608	1508
0.09	6607	1512	6606	1516	6605	1519	6603	1523	6602	1527	6601	1531	6600	1534	6598	1538	6597	1542	6596	1545
0.10	6594	1549	6593	1553	6592	1557	6591	1560	6589	1564	6588	1568	6587	1572	6585	1576	6584	1579	6583	1583
0.11	6581	1587	6580	1591	6579	1595	6577	1598	6576	1602	6575	1606	6573	1610	6572	1614	6571	1618	6569	1621
0.12	6568	1625	6567	1629	6565	1633	6564	1637	6563	1641	6561	1645	6560	1649	6558	1653	6557	1656	6556	1660
0.13	6554	1664	6553	1668	6552	1672	6550	1676	6549	1680	6547	1684	6546	1688	6545	1692	6543	1696	6542	1700
0.14	6540	1704	6539	1708	6538	1712	6536	1716	6535	1720	6533	1724	6532	1728	6530	1732	6529	1736	6528	1740
0.15	6526	1744	6525	1748	6523	1752	6522	1757	6520	1761	6519	1765	6517	1769	6516	1773	6515	1777	6513	1781
0.16	6512	1785	6510	1789	6509	1794	6507	1798	6506	1802	6504	1806	6503	1810	6501	1814	6500	1819	6498	1823
0.17	6497	1827	6495	1831	6494	1835	6492	1840	6491	1844	6489	1848	6488	1852	6486	1857	6485	1861	6483	1865
0.18	6482	1869	6480	1874	6478	1878	6477	1882	6475	1886	6474	1891	6472	1895	6471	1899	6469	1904	6468	1908
0.19	6466	1912	6465	1917	6463	1921	6461	1925	6460	1930	6458	1934	6457	1938	6455	1943	6454	1947	6452	1951
0.20	6450	1956	6449	1960	6447	1965	6446	1969	6444	1973	6442	1978	6441	1982	6439	1987	6438	1991	6436	1996
0.21	6434	2000	6433	2005	6431	2009	6429	2013	6428	2018	6426	2022	6425	2027	6423	2031	6421	2036	6420	2040
0.22	6418	2045	6416	2049	6415	2054	6413	2059	6411	2063	6410	2068	6408	2072	6406	2077	6405	2081	6403	2026
0.23	6401	2090	6400	2095	6398	2100	6396	2104	6395	2109	6393	2113	6391	2118	6390	2123	6388	2127	6386	2132
0.24	6385	2137	6383	2141	6381	2146	6379	2151	6378	2155	6376	2160	6374	2165	6373	2169	6371	2174	6369	2179
0.25	6367	2183	6366	2188	6364	2193	6362	2197	6360	2202	6359	2207	6337	2212	6335	2218	6353	2221	6352	2226

0.26	6350	2231	6348	2235	6346	2240	6345	2245	6343	2250	6341	2255	6339	2259	6338	2264	6336	2259	6334	2274
0.27	6332	2279	6330	2283	6329	2288	6327	2293	6325	2298	6323	2303	6321	2308	6320	2313	6318	2317	6316	2322
0.28	6314	2327	6312	2332	6311	2337	6309	2342	6307	2347	6305	2352	6303	2357	6302	2362	6300	2367	6298	2371
0.29	6296	2376	6294	2381	6292	2386	6290	2391	6289	2396	6287	2401	6285	2406	6283	2411	6281	2416	6279	2421
0.30	6278	2426	6276	2431	6274	2436	6272	2441	6270	2446	6268	2451	6266	2456	6264	2461	6263	2466	6261	2471
0.31	6259	2476	6257	2481	6255	2487	6253	2492	6251	2497	6249	2502	6247	2507	6245	2512	6244	2517	6242	2522
0.32	6240	2527	6238	2532	6236	2537	6234	2543	6232	2548	6230	2553	6228	2558	6226	2563	6224	2568	6222	2573
0.33	6220	2579	6219	2584	6217	2589	6215	2594	6213	2599	6211	2604	6209	2610	6207	2615	6205	2620	6203	2625
0.34	6201	2631	6199	2636	6197	2641	6195	2646	6193	2651	6191	2657	6189	2662	6187	2667	6185	2672	6183	2678
0.35	6181	2683	6179	2688	6177	2693	6175	2699	6173	2704	6171	2709	6169	2715	6167	2720	6165	2725	6163	2730
0.36	6161	2736	6159	2741	6157	2746	6155	2752	6153	2757	6151	2762	6149	2768	6147	2773	6145	2778	6143	2784
0.37	6141	2789	6139	2795	6137	2800	6135	2805	6133	2811	6131	2816	6129	2821	6127	2827	6125	2832	6123	2838
0.38	6120	2843	6118	2848	6116	2854	6114	2859	6112	2865	6110	2870	6108	2875	6106	2831	6104	2826	6102	2892
0.39	6100	2897	6098	2903	6096	2908	6093	2914	6091	2919	6089	2924	6087	2930	6085	2935	6083	2941	6081	2946
0.40	6079	2952	6077	2957	6075	2963	6072	2968	6070	2974	6068	2979	6066	2985	6064	2990	6062	2996	6060	3001
0.41	6058	3007	6056	3012	6053	3018	6051	3023	6049	3029	6047	3034	6045	3040	6043	3046	6041	3051	6038	3057
0.42	6036	3062	6034	3068	6032	3073	6030	3079	6028	3084	6025	3090	6023	3096	6021	3101	6019	3107	6017	3112
0.43	6015	3118	6012	3124	6010	3129	6008	3135	6006	3140	6004	3146	6002	3152	6009	3157	5997	3163	5995	3168
0.44	5993	3174	5991	3180	5988	3185	5986	3191	5984	3196	5982	3202	5980	3208	5977	3213	5975	3219	5973	3225
0.45	5971	3230	5969	3236	5966	3242	5964	3247	5962	3253	5960	3258	5957	3264	5955	3270	5963	3275	5951	3281
0.46	5949	3287	5946	3292	5944	3298	5942	3304	5940	3309	5937	3315	5935	3321	5933	3326	5931	3332	5928	3338
0.47	5926	3343	5924	3349	5922	3355	5919	3361	5917	3366	5915	3372	5913	3378	5910	3383	5908	3389	5906	3395
0.48	5903	3400	5901	3406	5899	3412	5897	3417	5894	3423	5892	3429	5890	3435	5888	3440	5885	3446	5883	3452
0.49	5881	3457	5878	3463	5876	3469	5874	3475	5871	3480	5869	3486	5867	3492	5865	3497	5862	3503	5860	3509
0.50	5858	3515	5855	3520	5853	3526	5851	3532	5848	3537	5846	3543	5844	3549	5841	3555	5839	3560	5837	3566
0.51	5834	3572	5832	3577	5830	3583	5827	3589	5825	3595	5823	3600	5820	3606	5818	3612	5816	3618	5813	3623
0.52	5811	3629	5809	3635	5806	3640	5804	3646	5802	3652	5799	3658	5797	3663	5795	3669	5792	3675	5790	3680
0.53	5787	3686	5785	3692	5783	3698	5780	3703	5778	3709	5776	3715	5773	3720	5771	3726	5768	3732	5766	3738
0.54	5764	3743	5761	3749	5759	3755	5756	3760	5754	3766	5752	3772	5749	3778	5747	3783	5745	3789	5742	3795
0.55	5740	3800	5737	3806	5735	3812	5733	3817	5730	3823	5728	3829	5725	3834	5723	3840	5720	3846	5718	3851
0.56	5716	3857	5713	3863	5711	3868	5708	3874	5706	3880	5704	3885	5701	3891	5799	3897	5796	3902	5694	3908
0.57	5691	3914	5689	3919	5686	3925	5684	3931	5682	3936	5679	3942	5677	3948	5674	3953	5672	3959	5669	3964
0.58	5667	3970	5664	3976	5662	3981	5660	3987	5657	3993	5655	3998	5652	4004	5650	4009	5647	4015	5645	4020

0.59	5642	4026	5640	4032	5637	4037	5635	4043	5632	4048	5630	4054	5628	4059	5625	4065	5623	4071	5620	4076
0.60	5618	4082	5615	4087	5613	4093	5610	4098	5608	4104	5605	4109	5603	4115	5600	4120	5598	4126	5595	4131
0.61	5593	4137	5590	4142	5588	4148	5585	4153	5583	4159	5580	4164	5578	4170	5575	4175	5573	4181	5570	4106
0.62	5568	4191	5565	4197	5563	4202	5560	4208	5558	4213	5555	4219	5553	4224	5550	4229	5543	4235	5545	4240
0.63	5543	4243	5540	4251	5537	4256	5535	4262	5532	4267	5530	4272	5527	4278	5525	4283	5522	4288	5520	4294
0.64	5317	4299	5315	4304	5312	4309	5310	4315	5307	4320	5304	4325	5502	4330	5599	4336	5497	4341	5494	4346
0.65	5492	4351	5489	4357	5487	4362	5484	4367	5482	4372	5479	4377	5476	4383	5474	4388	5471	4393	5469	4398
0.66	5466	4403	5464	4408	5461	4414	5458	4419	5456	4424	5453	4429	5451	4434	5448	4439	5446	4444	5443	4449
0.67	5440	4454	5438	4459	5435	4464	5433	4469	5430	4474	5428	4479	5425	4484	5422	4489	5420	4494	5417	4499
0.68	5419	4504	5412	4509	5409	4514	5407	4519	5404	4524	5402	4529	5399	4534	5396	4538	5394	4543	5391	4548
0.69	5389	4553	5386	4558	5383	4563	5381	4567	5378	4572	5376	4577	5373	4582	5370	4587	5368	4591	5365	4596
0.70	5363	4601	5360	4605	5357	4610	5355	4615	5352	4619	5350	4624	5347	4629	5344	4633	5342	4638	5339	4643
0.71	5336	4647	5334	4652	5331	4656	5329	4661	5326	4665	5323	4670	5321	4674	5318	4679	5315	4683	5313	4688
0.72	5310	4692	5308	4697	5305	4701	5302	4705	5300	4710	5297	4714	5294	4719	5292	4723	5289	4727	5286	4732
0.73	5284	4736	5281	4740	5278	4744	5276	4749	5273	4753	5271	4757	5268	4761	5265	4765	5263	4770	5260	4774
0.74	5257	4778	5255	4782	5252	4786	5249	4790	5247	4794	5244	4798	5241	4802	5239	4806	5236	4810	5233	4814
0.75	5231	4818	5228	4822	5225	4826	5223	4830	5220	4834	5217	4838	5215	4842	5212	4845	5209	4849	5207	4853
0.76	5204	4857	5201	4861	5199	4864	5196	4868	5193	4872	5191	4875	5188	4879	5185	4883	5183	4886	5180	4890
0.77	5177	4893	5175	4897	5172	4901	5169	4904	5167	4908	5164	4911	5161	4914	5158	4918	5156	4921	5153	4925
0.78	5150	4928	5148	4931	5145	4935	5142	4938	5140	4941	5137	4944	5134	4948	5132	4951	5129	4954	5126	4957
0.79	5123	4960	5121	4963	5118	4966	5115	4970	5113	4973	5110	4976	5107	4979	5105	4981	5102	4984	5099	4987
0.80	5096	4990	5094	4993	5091	4996	5088	4999	5086	5001	5083	5004	5080	5007	5078	5010	5075	5012	5072	5015
0.81	5069	5018	5067	5020	5064	5023	5061	5025	5059	5028	5056	5030	5053	5033	5050	5035	5048	5038	5045	5040
0.82	5042	5042	5040	5045	5037	5047	5034	5049	5031	5051	5029	5053	5026	5056	5023	5058	5020	5060	5018	5062
0.83	5015	5064	5012	5066	5010	5068	5007	5070	5004	5072	5001	5074	4999	5076	4996	5077	4993	5079	4990	5081
0.84	4988	5083	4985	5084	4982	5086	4980	5088	4977	5089	4974	5091	4971	5092	4969	5094	4966	5095	4963	5097
0.85	4960	5098	4958	5099	4955	5101	4952	5102	4949	5103	4947	5104	4944	5105	4941	5107	4938	5108	4936	5109
0.86	4933	5110	4930	5111	4928	5112	4925	5112	4922	5113	4919	5114	4917	5115	4914	5116	4911	5116	4908	5117
0.87	4906	5118	4903	5118	4900	5119	4897	5119	4895	5120	4892	5120	4889	5120	4886	5121	4884	5121	4881	5121
0.88	4878	5121	4875	5121	4873	5121	4870	5122	4867	5122	4864	5121	4862	5121	4859	5121	4856	5121	4853	5121
0.89	4850	5120	4848	5120	4845	5120	4842	5119	4839	5119	4837	5118	4834	5118	4831	5117	4828	5116	4826	5116
0.90	4823	5115	4820	5114	4817	5113	4815	5112	4812	5111	4809	5110	4806	5109	4804	5108	4801	5107	4798	5105
0.91	4795	5104	4793	5103	4790	5101	4787	5100	4784	5098	4781	5096	4779	5095	4776	5093	4773	5091	4770	5089

0.92	4768	5087	4765	5085	4762	5083	4759	5081	4757	5079	4754	5076	4751	5074	4748	5072	4745	5069	4743	5067
0.93	4740	5064	4737	5061	4734	5058	4732	5056	4729	5053	4726	5050	4723	5046	4721	5043	4718	5040	4715	5037
0.94	4712	5033	4709	5030	4707	5026	4704	5023	4701	5019	4698	5015	4696	5011	4693	5007	4690	5003	4687	4999
0.95	4684	4994	4682	4990	4679	4985	4676	4981	4673	4976	4671	4971	4668	4966	4665	4961	4662	4956	4659	4951
0.96	4657	4945	4654	4940	4651	4934	4648	4929	4646	4923	4643	4917	4640	4911	4637	4904	4634	4898	4632	4891
0.97	4629	4885	4626	4878	4623	4871	4621	4863	4618	4856	4615	4848	4612	4841	4609	4833	4607	4825	4604	4816
0.98	4601	4808	4598	4799	4596	4790	4593	4781	4590	4771	4587	4761	4584	4751	4582	4741	4579	4730	4576	4719
0.99	4573	4707	4570	4695	4568	4683	4565	4670	4562	4656	4559	4642	4557	4626	4554	4610	4551	4592	4548	4572
1.0	4545	4545	4518		4490		4462		4434		4406		4378		4351		4323		4395	
1.1	4267		4240		4212		4148		4157		4129		4101		4074		4046		4019	
1.2	3992		3964		3937		3910		3883		3855		3828		3801		3774		3748	

Semua nilai FVI (m) dan fIX (m) yang di dalam Tabel dikalikan 10-5

21. PENGUKURAN INFILTRASI

Setiari Marwanto, Ai Dariah, Ratri Ariani, dan Achmad Rachman

1. PENDAHULUAN

Infiltrasi merupakan peristiwa atau proses masuknya air ke dalam tubuh tanah secara vertikal melalui permukaan tanah. Pada beberapa kasus, air dapat masuk ke dalam tanah melalui jalur atau rekahan tanah, atau gerakan lateral, dan lain sebagainya. Infiltrasi merupakan indikator kemampuan tanah dalam memfasilitasi pergerakan air masuk ke dalam profil tanah sehingga tanah memiliki kesempatan untuk menyimpan sebagian air yang akan diserap oleh akar untuk pertumbuhan tanaman dan untuk keberlangsungan habitat organisme tanah. Di dalam kajian infiltrasi, dikenal istilah infiltrasi kumulatif, laju infiltrasi, dan kapasitas infiltrasi. Infiltrasi kumulatif adalah jumlah air yang masuk ke dalam tanah pada suatu periode infiltrasi. Laju infiltrasi adalah jumlah air yang masuk ke dalam tanah dalam periode waktu tertentu, sedangkan kapasitas infiltrasi merupakan laju maksimum air yang dapat masuk ke dalam tanah.

Dalam bidang konservasi tanah, infiltrasi merupakan komponen yang sangat penting karena terkait dengan azas pengaturan hubungan antara intensitas hujan, kapasitas infiltrasi, serta pengaturan aliran permukaan. Intensitas hujan adalah rasio jumlah hujan yang jatuh selama periode waktu tertentu. Intensitas hujan berpengaruh terhadap kesempatan air untuk masuk ke dalam tanah. Bila intensitas hujan lebih kecil dibandingkan dengan kapasitas infiltrasi, maka air hujan yang turun mempunyai kesempatan untuk masuk ke dalam tanah seluruhnya. Sebaliknya, bila intensitas hujan lebih tinggi dibandingkan dengan kapasitas infiltrasi, maka sebagian dari air yang jatuh di permukaan tanah tidak mempunyai kesempatan untuk masuk ke dalam tanah, dan bagian ini akan mengalir sebagai aliran permukaan. Pada prinsipnya, air hujan yang jatuh ke permukaan tanah bisa masuk ke dalam tanah semaksimal mungkin, dan mengurangi pembentukan aliran permukaan seminimal mungkin. Aliran permukaan hanya dapat dikurangi dengan memperbesar kemampuan tanah menyimpan air yang dapat ditempuh melalui perbaikan atau peningkatan kapasitas infiltrasi.

Faktor inheren yang mempengaruhi infiltrasi tanah adalah karakteristik tanah, dan kondisi permukaannya. Karakteristik tanah yang utama adalah tekstur tanah, yaitu persentase fraksi pasir, debu, dan liat di dalam tanah (Ben-Hur *et al*, 1985). Laju air masuk ke dalam tanah berpasir

yang memiliki pori besar akan lebih cepat dibandingkan pada tanah liat yang memiliki pori lebih halus. Infiltrasi akan semakin lambat bahkan terganggu saat melalui tanah bertekstur liat yang mengalami pemadatan maupun yang tidak memiliki struktur atau agregat. Jadi ukuran dan kemantapan pori tanah berperan penting dalam menentukan infiltrasi (Jačka et al., 2021).

Infiltrasi tanah juga ditentukan oleh kondisi permukaan baik kondisi tutupan tanah/vegetasi (Apfelbaum et al, 2021; Jačka et al., 2021; Zhu et al, 2020) maupun kondisi tanah permukaan (Liao et al., 2021). Tanah dengan tipe mineral liat tertentu bisa mengalami pengerutan saat kering sehingga memunculkan retakan (*cracks*). Retakan ini bisa menjadi jalan bagi masuknya air ke dalam tanah dalam jumlah besar dan singkat (Chen et al, 2022). Pada saat musim kering, laju infiltrasi tanah meningkat akibat penambahan retakan, sementara pada musim hujan laju infiltrasi berkurang akibat menutupnya kembali retakan tersebut. Tekstur tanah yang halus dapat berasosiasi dengan bahan organik dan garam menghasilkan lapisan tipis terpadatkan seperti kerak (*crust*) yang akan menghalangi masuknya air ke dalam tanah (Cui et al, 2021; Ben-Hur et al, 1985).

Faktor inherent yang mempengaruhi infiltrasi tanah lainnya adalah kondisi kelengasan tanah (Tang et al, 2022), bahan organik (Cui et al, 2022), sistem perakaran (Chen et al, 2022; Cui et al, 2022; Jačka et al., 2021), aktivitas fauna tanah (Chen et al, 2022) dan kadar kadar materi tersuspensi di dalam air (Sepaskhah and Shahabizad, 2010).

Laju infiltrasi dapat diukur di lapangan dengan memperhatikan atau mengukur variabel curah hujan, aliran permukaan, dan menduga faktor-faktor lain dari siklus air, atau menghitung laju infiltrasi dengan analisis hidrograf. Mengingat cara tersebut memerlukan biaya yang relatif mahal, maka penetapan infiltrasi sering dilakukan pada luasan yang sangat kecil dengan menggunakan alat infiltrometer.

Ada beberapa macam infiltrometer yang dapat digunakan untuk menetapkan laju infiltrasi, yaitu: (1) *ring infiltrometer (single atau double/concentric-ring infiltrometer)*; (2) *wells, auger hole permeameter*; (3) *pressure infiltrometer*; (4) *closed-top permeameter*; (5) *crust test*; (6) *tension and disc infiltrometer*; (7) *driper*; dan (8) *rainfall* (Clothier, 2001; Reynolds et al., 2002). Metode yang akan diuraikan dalam bab ini adalah pengukuran infiltrasi dengan menggunakan ring infiltrometer.

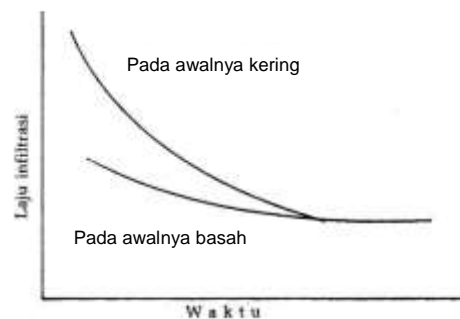
2. PRINSIP

Keunggulan dari penggunaan ring infiltrometer dibandingkan dengan beberapa alat lainnya adalah relatif murah, mudah untuk menggunakan dan menganalisis datanya, serta tidak memerlukan

keterampilan yang tinggi atau khusus bagi penggunaannya. Kelemahan dari alat ini adalah peluang untuk terjadinya gangguan terhadap tanah relatif tinggi (Clothier, 2001) sehingga diperlukan ulangan pengukuran untuk mendapatkan nilai infiltrasi yang mewakili.

Ring infiltrometer utamanya digunakan untuk menetapkan infiltrasi kumulatif, laju infiltrasi, sorptivitas, dan kapasitas infiltrasi. Ada dua bentuk *ring infiltrometer*, yaitu *single ring infiltrometer* dan *double* atau *concentric-ring infiltrometer*. Penggunaan *double-ring infiltrometer* ditujukan untuk mengurangi pengaruh rembesan lateral yang sering menyebabkan hasil pengukuran dari alat ini menjadi tidak mudah untuk diekstrapolasikan ke dalam skala lapangan.

Infiltrasi (vertikal) ke dalam tanah yang pada mulanya tidak jenuh, terjadi di bawah pengaruh hisapan matriks tanah dan gravitasi. Laju infiltrasi pada awalnya tinggi, dengan masuknya air lebih dalam dan lebih dalamnya profil tanah yang basah, maka hisapan matriks tanah akan berkurang dan akhirnya hanya tinggal tarikan gravitasi yang berpengaruh terhadap pergerakan air, menyebabkan laju infiltrasi semakin menurun dengan berjalannya waktu mendekati kondisi kesetimbangan (*steady-state*). Kandungan air tanah pada saat mulai terjadinya infiltrasi juga berpengaruh terhadap laju infiltrasi (Gambar 1). Oleh karena itu Sharma *et al.* (1980) menyatakan bahwa secara tidak langsung infiltrasi dipengaruhi oleh evapotranspirasi melalui pengaruhnya terhadap kadar air tanah awal.



Gambar 1. Laju infiltrasi sebagai fungsi dari waktu untuk dua tanah dengan perbedaan kandungan air pada awal infiltrasi (Sumber: Arsyad, 2000)

Pada pengukuran laju infiltrasi dengan menggunakan ring infiltrometer, istilah *steady state* seringkali diganti dengan *quasi-steady state*/kesetimbangan semu. Istilah ini digunakan karena dalam beberapa kasus "*true*"*steady-state* (kesetimbangan yang sesungguhnya) dapat

menjadi sangat lambat untuk menuju ke *asymptote*. Young (1987) menyatakan bahwa waktu yang dibutuhkan untuk mencapai laju infiltrasi dalam kondisi kesetimbangan (*quasi-steady-state infiltration rate*) semakin berkurang dengan semakin kecilnya ukuran/diameter ring yang digunakan. Namun demikian, penggunaan ring yang terlalu kecil juga menyebabkan semakin tingginya tingkat kesalahan (*error*) pengukuran (Tricker, 1978).

Keragaman alami yang tinggi dari tanah di lapangan juga dapat menyebabkan terjadinya perubahan laju infiltrasi secara tidak menentu dengan berjalannya waktu, sehingga identifikasi dari *true steady state* menjadi sulit dilakukan. Beberapa praktisi telah mencoba untuk melakukan estimasi *true steady state* dengan memplot laju infiltrasi, q , (y-axis) terhadap inverse waktu, t^{-1} , (x-axis). Selanjutnya mengekstrapolasi intersep dari y-axis untuk mendapatkan laju infiltrasi pada waktu yang tak terbatas/ "infinite" time (Reynolds et al., 2002).

Infiltrasi pada *quasy-steady state* melalui ring infiltrometer dapat digambarkan dengan menggunakan persamaan Reynolds dan Elrick (1990), yakni:

$$q_s / K_{fs} = Q / (\pi a^2 K_{fs}) = [H / (C_1 d + C_2 a)] + \{1 / [\alpha^* (C_1 d + C_2 a)]\} + 1 \quad (1)$$

dimana: q_s (Lt^{-1}) = laju infiltrasi pada kondisi kesetimbangan (*quasi-steady infiltration rate*); Q (L^3t^{-1}) = volume air yang terinfiltrasi per satuan waktu (*the corresponding quasi-steady flow rate*); a (L) = radius ring, H (L) = kedalaman genangan dalam ring pada kondisi kesetimbangan (*the steady depth of ponded water*), d (L) = kedalaman/bagian ring yang masuk ke dalam tanah, $C_1 = 0,361\pi$ dan $C_2 = 0,184\pi$ (merupakan konstanta untuk $d \geq 3$ cm dan $H \geq 5$ cm), α^* = sifat pori tanah/*soil macroscopic capilarity* (Tabel 1).

Persamaan (1) mengindikasikan bahwa infiltrasi (*quasy-steady state infiltration*) ditentukan oleh konduktivitas hidrolik tanah dalam keadaan jenuh (K_{fs}), kedalaman penggenangan (H), kedalaman ring/tinggi ring yang masuk ke dalam tanah/*cylinder insertion depth* (d), jari-jari ring infiltrometer (a), dan panjang pori makro/*soil macroscopic capilarity length* (α^*). Persamaan tersebut juga mengindikasikan adanya tiga komponen aliran (*quasy-steady flow*) pada ring infiltrometer, yaitu aliran yang disebabkan oleh tekanan hidrostatik dari genangan air dalam ring (term satu dari persamaan satu bagian kanan), aliran yang dipengaruhi oleh kapilaritas tanah dalam keadaan tidak jenuh/*capilarity suction* (term kedua dari persamaan satu bagian kanan), dan aliran yang dipengaruhi oleh gravitasi (term ketiga dari persamaan satu bagian kanan). Aliran lateral (penyimpangan aliran) yang disebabkan oleh tekanan hidrostatik dan kapilaritas dinyatakan secara implisit dalam term $(C_1 d + C_2 a)$.

Pada kondisi tertentu dimana $H=d=0$, misalnya pada kondisi genangan dangkal, maka persamaan (1) dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan yang dikemukakan oleh Wooding dalam Reynolds et al. (2002), yakni:

$$q_s / K_{fs} = Q / (\pi a_2 K_{fs}) = [1 / (\alpha^* C_3 a)] + 1 \quad (2)$$

dimana: $C_3=0,23 \pi$. Untuk kasus seperti ini, hanya komponen kapilaritas dan gravitasi yang berpengaruh.

Pengaruh penyimpangan aliran (aliran lateral) yang disebabkan oleh kapilaritas tanah dinyatakan secara implisit dalam term $C_3 a$. Nilai α^* yang tinggi mengindikasikan lebih dominan pengaruh faktor gravitasi dalam menentukan laju infiltrasi dibandingkan dengan kapilaritas, seperti pada tanah bertekstur kasar atau tanah berporositas tinggi. Sebaliknya nilai α^* (Tabel 1) yang kecil mengindikasikan lebih dominannya gaya kapilaritas, misalnya terjadi pada tanah bertekstur halus.

Tabel 1. Estimasi nilai α^* berdasarkan kategori tekstur dan struktur tanah (adaptasi dari Elrick et al., 1989 dalam Reynolds et al., 2002)

Kategori tekstur dan struktur tanah	α^* cm ⁻¹
Kompak, tidak berstruktur, berbahan liat atau lempung; contoh tanah timbunan (<i>land fill and liners</i>), lacustrine atau tanah marin	0,01
Tanah bertekstur halus (berliat atau berdebu) dan tidak berstruktur; termasuk juga beberapa tanah berpasir halus	0,04
Sebagian besar tanah berstruktur (<i>most structured soil</i>) dari liat sampai lempung; juga termasuk pasir halus-sedang tak berstruktur. Sebagian besar lahan pertanian termasuk dalam kategori ini.	0,12
Pasir kasar dan berbatu; tanah dengan tingkat agregasi tinggi, tanah dengan banyak rekahan (<i>cracks</i>) dan pori makro.	0,36

Keterangan: nilai α^* telah diidentifikasi secara numerik.

3. METODE

3.1. Alat

- a. *Ring infiltrometer*: *single-ring infiltrometer* umumnya berukuran tabung diameter 10-50 cm dan tinggi 10-20 cm. Ukuran *double-ring infiltrometer* adalah ring pengukur/ring bagian dalam umumnya berdiameter 10-20 cm, sedangkan ring bagian luar (ring penyangga/*buffer ring*) berdiameter 50 cm. Tinggi ring pengukur maupun ring penyangga sama dengan tinggi *single-ring infiltrometer* yaitu 10-20 cm. Untuk tujuan tertentu

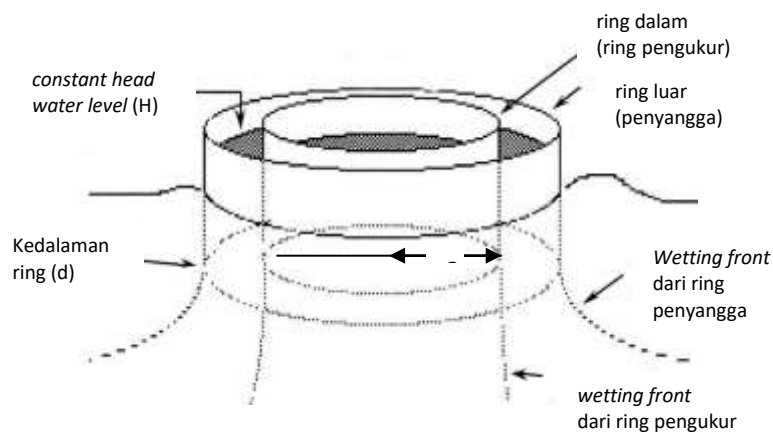
sering digunakan ukuran ring yang lebih besar atau lebih kecil. Namun demikian, penggunaan ring yang terlalu kecil menghasilkan kesalahan pengukuran yang lebih besar (Tricker, 1978), sedangkan penggunaan ukuran ring yang terlalu besar juga menjadi tidak efisien karena membutuhkan air dalam jumlah banyak, sulit untuk dipasang, relatif lebih mahal, serta membutuhkan waktu lama untuk mencapai kesetimbangan. Ring umumnya terbuat dari logam dengan ketebalan 1-5 mm, bagian bawah dibuat tajam, untuk meminimumkan gangguan terhadap tanah.

- b. Balok kayu dan palu untuk membenamkan ring ke dalam tanah atau dapat digunakan penumbur hidrolis (*hydraulik rum*), *stop watch* (alat pengukur waktu lainnya), spon kasar. Bila penambahan air dilakukan secara otomatis, maka gunakan *mariotte reservoir*, namun bila penambahan air dilakukan secara manual, maka diperlukan ember atau drum, gayung, gelas ukur, penggaris atau meteran.

3.2 Prosedur

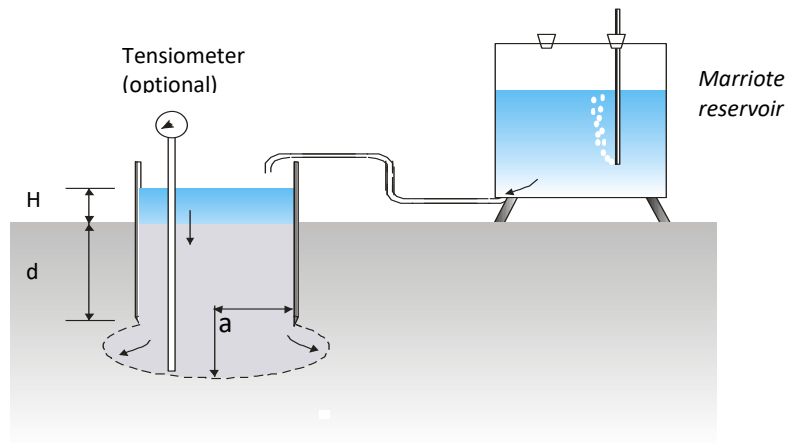
- a. Benamkan ring secara vertikal ke dalam tanah sedalam 3-10 cm menggunakan balok kayu dan palu atau penekan hidrolis. Pastikan bahwa kedalaman ring cukup untuk membuat ring kuat berdiri. Namun demikian perhitungkan pula tebal ring yang akan digenangi, misalnya bila kedalaman pembenaman ring 5 cm dan kedalaman penggenangan juga 5 cm, maka tinggi ring yang digunakan minimal 11 cm. Gangguan terhadap tanah akibat proses pembenaman ring harus seminimal mungkin. Hindari pengikisan atau perataan tanah. Bila *double ring infiltrometer* yang digunakan, maka ring pengukur (yang terletak di dalam) agar dibenamkan terlebih dahulu.
- b. Hindari kebocoran di sekitar dinding ring dengan cara memadatkan bagian tanah yang bersentuhan dengan dinding ring. Bila terbentuk celah yang besar, maka perlu dilakukan perekatan dengan menggunakan serbuk bentonit atau liat halus.
- c. Genangi ring pengukur dengan tingkat kedalaman yang konstan, dan ukur kecepatan masuknya air ke dalam tanah. Bila *double ring infiltrometer* yang digunakan, maka samakan ketinggian genangan pada ring penyangga dengan ring pengukur (Gambar 2). Tinggi genangan biasanya berkisar antara 5-20 cm. Cara yang mudah untuk mengatur tinggi genangan secara konstan adalah dengan menggunakan *mariotte reservoir* (Gambar 3). Ketinggian pelampung pada *mariotte reservoir* dibuat sama dengan ketinggian air pada ring pengukur, sedangkan

kecepatan penurunan air pada *marriote reservoir* dapat digunakan untuk menghitung laju infiltrasi. Alternatif lainnya adalah dengan menggunakan katup apung (*float valve*) yang dihubungkan (via tabung atau selang yang bersifat *flexible*) dengan penampung air yang mengalir dengan menggunakan gaya gravitasi (*gravity-feed reservoir*). Cara ini sering digunakan pada tanah-tanah yang mempunyai laju infiltrasi tinggi. Cara yang paling sederhana adalah dengan menambahkan air secara manual, biasanya digunakan untuk tanah dengan laju infiltrasi rendah. Untuk mengetahui kapan air harus ditambahkan, diperlukan penunjuk/*pointer* (yang paling sederhana adalah penggaris atau batang kayu/logam yang ditera) atau bisa digunakan semacam kait pengukur (*hook gauge*). Ketika permukaan air dalam ring pengukur turun dan sampai pada titik penunjuk (*pointer*) atau *hook gauge level*, maka lakukan penambahan air sampai permukaan air dalam ring kembali ke titik awal/*preset mark*. Rata-rata laju infiltrasi ditetapkan/dihitung dari volume penambahan air dan interval waktu penambahan. Kedalaman penggenangan (H) merupakan ketinggian air yang terletak pada pertengahan antara *preset mark* dan *pointer* (*hook gauge*).



Gambar 2. *Double ring infiltrometer*

- d. *Quasy-steady state flow* (aliran air yang konstan) diasumsikan terjadi ketika kecepatan penurunan air di dalam ring menjadi konstan. Waktu yang dibutuhkan untuk mencapai *quasy-steady state flow* (waktu kesetimbangan) umumnya meningkat dengan semakin halusya tekstur tanah, menurunnya struktur tanah, meningkatnya kedalaman penggenangan (H) dan kedalaman pembenaman ring (d), dan semakin besarnya radius ring.



Gambar 3. Penggunaan *mariotte reservoir* dalam pengukuran infiltrasi

3.3. Analisis

Cara yang paling mudah untuk menganalisis konduktivitas hidrolis tanah dalam keadaan jenuh di lapangan (laju infiltrasi) adalah dengan mengabaikan dua term pertama dari persamaan (1) sebelah kanan dengan asumsi:

$$K_{fs} = q_s \tag{3}$$

dimana: q_s (Lt^{-1}) adalah laju infiltrasi dalam keadaan *quasy-steady state*, K_{fs} (Lt^{-1}) konduktivitas hidrolis dalam keadaan jenuh.

Hasil dari persamaan (3) dapat saja menjadi *overestimate*, tergantung pada besarnya H , d , a dan α^* . Untuk menghindari hal tersebut disarankan agar men-*setting* atau mengatur H dan $d = 5$ cm (nilai yang umum digunakan), dan $\alpha^* = 0,12$ cm^{-1} (nilai untuk kebanyakan tanah-tanah pertanian).

Persamaan (1) dapat juga diaplikasikan secara langsung untuk menetapkan K_{fs} , yakni:

$$K_{fs} = \frac{q_s}{\left[\frac{H}{C_1 d + C_2 a} \right] + \left\{ \frac{1}{\alpha^* (C_1 d + C_2 a)} \right\} + 1} \tag{4}$$

dan contoh data hasil pengukuran disajikan dalam Tabel 2.

Tabel 2. Contoh lembar data hasil pengukuran infiltrasi dan perhitungan K_{fs} (Reynolds et al., 2002)

Parameter/persamaan yang digunakan	Nilai
Radius ring pengukur, (a)	30 cm
Kedalaman pembenaman ring (<i>cylinder insertion depth</i>), (d)	5 cm
Kedalaman penggenangan (<i>depth of water ponding</i>), (H)	10 cm
<i>Macroscopic capillarity length parameter</i> (α^*)	0,12 cm ⁻¹
Laju infiltrasi pada <i>quasi-steady state</i> (pengukuran), $q_s = Q_s / \pi r^2$	1,82 x 10 ⁻³ cm det ⁻¹
<i>Quasy-empirical constant</i> , $C_1 = 0,316\pi$	0,9927
<i>Quasy-empirical constant</i> , $C_2 = 0,18\pi$	0,5781
<i>Quasy-empirical constant</i> , $C_3 = 0,25\pi$	0,7854
Persamaan yang digunakan	Nilai
Persamaan (2): $K_{fs} = \frac{q_s}{\left[1/(\alpha^* C_3 a)\right] + 1}$	1,3 x 10 ⁻³ cm det ⁻¹
Persamaan (3): $K_{fs} = q_s$	1,8 x 10 ⁻³ cm det ⁻¹
Persamaan (4): $K_{fs} = \frac{q_s}{\left[\frac{H}{C_1 d + C_2 a}\right] + \left\{1/\left[\alpha^* (C_1 d + C_2 a)\right]\right\} + 1}$	1,2 x 10 ⁻³ cm det ⁻¹

3.4. Sumber error dan estimasi *true steady state*

- Penggunaan *double-ring infiltrometer* ditujukan untuk mengurangi penyimpangan aliran atau aliran lateral. Namun demikian, hasil pengujian di laboratorium, lapangan, dan simulasi numerik menunjukkan bahwa fungsi ring penyangga (*buffer cylinder*) sering tidak efektif, yang mana laju infiltrasi pada ring pengukur dalam kondisi *quasy-steady state* masih dipengaruhi oleh aliran yang menyimpang (*flow divergence*). Akibatnya, penggunaan *double ring infiltrometer* tidak dapat meningkatkan keakuratan persamaan (3).
- Keakuratan persamaan (3) dalam penetapan K_{fs} meningkat dengan bertambahnya radius ring (a), berkurangnya kedalaman penggenangan (H), dan bertambahnya kedalaman pembenaman ring. Namun demikian, penggunaan ring yang terlalu besar menyebabkan lebih lamanya waktu yang dibutuhkan untuk mencapai kesetimbangan (konstan) dan peluang untuk terjadinya gangguan terhadap tanah (saat ring dipasang) akan semakin besar. Pembenaman ring yang terlalu dalam juga dapat

menyebabkan timbulnya celah antara tanah dan dinding ring, terutama untuk tanah-tanah yang mudah pecah. Tabel 3 menunjukkan hasil percobaan untuk menetapkan nilai optimum untuk H , d , dan a .

- c. Beberapa faktor fisik dapat menyebabkan terjadinya kesalahan (*error*) pengukuran, Tabel 4 menyajikan jenis gangguan fisik yang dapat terjadi dan cara mengurangi peluang terjadinya gangguan tersebut:

Tabel 3. Pengaruh kedalaman penggenangan (H), kedalaman pembedaan ring (d), radius ring (a), dan *soil macroscopic capillarity length* (α^*) terhadap *quasy-steady hydrostatic pressure flow* (aliran akibat tekanan hidrostatik), *capillarity flow* (aliran akibat gaya kapilaritas), *gravity flow* (aliran akibat gaya gravitasi), dan laju infiltrasi relatif (q_s/K_{fs}) (Reynolds, 2002)

H	d	A	A^*	Pressure flow	Capillary flow	Gravity flow	$q_s/K_{fs}^{(b)}$
cm	cm	cm	(cm ⁻¹) _(a)				
5	5	5	0,12	0,637	0,061	1	2,698
5	5	10	0,12	0,465	0,776	1	2,241
5	5	20	0,12	0,303	0,504	1	1,807
5	5	40	0,12	0,178	0,207	1	1,475
5	5	60	0,12	0,126	0,210	1	1,336
5	3	30	0,12	0,246	0,410	1	1,656
5	5	30	0,12	0,224	0,374	1	1,598
5	10	30	0,12	0,183	0,306	1	1,489
5	20	30	0,12	0,134	0,225	1	1,358
10	5	30	0,12	0,448	0,374	1	1,822
20	5	30	0,12	0,897	0,374	1	2,270
40	5	30	0,12	1,793	0,374	1	3,167
5	5	30	0,36	0,224	0,125	1	1,349
5	5	30	0,04	0,224	0,121	1	2,345
5	5	30	0,01	0,224	4,483	1	5,707

^(a) α^* = diseleksi berdasarkan kriteria pada Tabel 1, ^(b) dihitung dengan menggunakan persamaan (1).

Tabel 4. Faktor fisik yang dapat meningkatkan kesalahan pengukuran infiltrasi dan beberapa tindakan untuk penanggulangannya

Faktor fisik	Penanggulangan
- Pemadatan tanah saat pemasangan ring	- Mengurangi kedalaman pembenaman ring, menipiskan dinding ring dengan bagian bawah yang ditajamkan.
- Aliran seputar dinding ring (<i>short circuit flow along the cylinder walls</i>)	- Memadatkan tanah di sekeliling dinding ring dengan merekatkan celah yang timbul dengan bubuk bentonit atau liat halus
- Siltasi pada permukaan tanah (<i>siltation of the infiltration surface</i>)	- Menempatkan spon kasar di permukaan tanah (terutama yang terkena aliran air).

- d. Seperti telah dijelaskan sebelumnya bahwa dalam beberapa kasus "*true*" *steady-state* (kesetimbangan yang sesungguhnya) dapat menjadi sangat lambat untuk menuju ke *asimptotic*. Beberapa praktisi telah mencoba untuk melakukan estimasi *true steady state*. Beberapa contoh model estimasi laju infiltrasi dalam kondisi kesetimbangan (*steady state*) dikemukakan oleh Philips (persamaan 5) dalam Bower (1986) dan Clothier & Scotter (2002), serta oleh Horton (persamaan 6) dalam Arsyad (2000), yaitu sebagai berikut:

$$i = \frac{1}{2} S t^{-1/2} + K_s \quad (5)$$

dimana: i = kumulatif infiltrasi; $S=S(\theta_0, \theta_i)$ adalah *sorptivity*, merupakan fungsi dari kadar air *boundary* dan kadar air awal. Cara sederhana untuk mengukur *sorptivity* adalah dengan menetapkan kemiringan dari I (laju infiltrasi) versus $t^{1/2}$ pada saat awal (*initial values* dari t); K_s = konduktivitas hidrolik dalam keadaan jenuh atau *steady infiltrability*.

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt} \quad (6)$$

dimana: f = kapasitas infiltrasi atau laju maksimum infiltrasi pada suatu saat (cm jam^{-1}); f_c = kapasitas infiltrasi pada saat infiltrasi telah konstan (*steady state*); f_o = laju infiltrasi awal; k = konstanta yang menggambarkan fungsi; dan t adalah waktu.

5. DAFTAR PUSTAKA

- Apfelbaum, S.I., Thompson, R., Wang, F., Mosier, S., Teague, R., Byck, P. 2022. Vegetation, water infiltration, and soil carbon response to Adaptive Multi-Paddock and Conventional grazing in Southeastern USA ranches. *Journal of Environmental Management* 308:114576
- Arsyad, S. 2000. Pengawetan Tanah dan Air. Departemen Ilmu-Ilmu Tanah. Fakultas Pertanian. Institut Pertanian Bogor.
- Ben-Hur, M., Shainberg, I., Bakker, D., Keren, R. 1985. Effect of soil texture and CaCO₃ content on water infiltration in crusted soil as related to water salinity. *Irrigation Science* 6:281-294.
- Bower, H. 1986. Intake rate: Cylinder Infiltrometer. P. 825-844 *In Methods of Soil Analysis Part I. Physical and Mineralogical Methods. Second Edition (Ed. A. Klute).*
- Chen, C., Zou, X., Singh, A.K., Zhu, X., Zhang, W., Yang, B., Jiang, X., Liu, W. 2022. Effects of hillslope position on soil water infiltration and preferential flow in tropical forest in southwest China. *Journal of Environmental Management* 299:113672.
- Clothier, B. 2001. Infiltration. p. 237-277. *In Soil and Environmental Analyses: Physical methods. In Smith et al. (Eds.). Marcel Dekker, Inc. United States of America.*
- Clothier, B., and D. Scotter. 2002. Unsaturated water transmission parameters obtained from infiltration. p. 879-898. *In Method of Soil Analysis Part 4-Physical Method. In Dane and Topp (Eds.). Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA.*
- Cui, Z., Huang, Z., Luo, J., Qiu, K., López-Vicente, M., Wu, G.L. 2021. Litter cover breaks soil water repellency of biocrusts, enhancing initial soil water infiltration and content in a semi-arid sandy land. *Agricultural Water Management* 255:107009.
- Cui, Z., Huang, Z., Liu, Y., López-Vicente, M., Wu, G.L. 2022. Natural compensation mechanism of soil water infiltration through decayed roots in semi-arid vegetation species. *Science of The Total Environment* 819:151985.
- Jačka, L., Walmsley, A., Kovář, M., Frouz, J. 2021. Effects of different tree species on infiltration and preferential flow in soils developing at a clayey spoil heap. *Geoderma* 403:115372

- Liao, Y., Cao, H.X., Liu, X., Li, H.T., Hu, Q.Y., Xue, W.K. 2021. By increasing infiltration and reducing evaporation, mulching can improve the soil water environment and apple yield of orchards in semiarid areas. *Agricultural Water Management* 253:106936
- Reynolds, W. D., D. E. Elrick. 1990. Poned infiltration from single ring. I. Analysis of steadyflone. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 54: 1.233-1.241.
- Reynolds, W. D., D. E. Elrick, dan E. G. Young. 2002. Ring or cylinder infiltrometer (Vadose Zone). p. 804-808. *In Method of Soil Analysis Part 4-Physical Method.* (Eds. Dane and Topp). Soil Sccience Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA.
- Sepaskhah, A.R., Shahabizad, V. 2010. Effects of water quality and PAM application rate on the control of soil erosion, water infiltration and runoff for different soil textures measured in a rainfall simulator. *Biosystems Engineering* 106:513-520
- Sharma, M. L., G. A. Gander, dan C. G. Hunt. 1980. Spatial variabilty of infiltration in watershed. *Journal of Hydrology.* 45: 101-122. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.
- Tang, C.S., Gong, X.P., Shen, Z., Cheng, Q., Inyang, H., Lv, C., Shi, B. 2022. Soil micro-penetration resistance as an index of its infiltration processes during rainfall. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* xx(xx)xx
- Tricker, A. S. 1978. The infiltration cylinder: Some comments on its use. *Journal of Hydrology.* 36: 383-391. Esevier Scicentific Publishing Company, Amsterdam.
- Young, E. G. 1987. Estimating hydraulic conductivity values from ring infiltrometer easurement. *J. Sci.* 38: 623-632.
- Zhu, P., Zhang, G., Wang, H., Xing, S. 2021. Soil infiltration properties affected by typical plant communities on steep gully slopes on the Loess Plateau of China. *Journal of Hydrology* 590:125535

22. PENETAPAN PLASTISITAS TANAH

Maswar, S. Sutono, dan Yusrial

1. PENDAHULUAN

Plastisitas tanah adalah kemampuan tanah mengalami perubahan bentuk (deformasi) tanpa terjadi perubahan volume, retak, patah, dan/atau pecah. Plastisitas dapat terjadi karena adanya mineral disekitar padatan/matrik tanah dan air yang teradsorpsi pada padatan tanah tersebut yang dapat menimbulkan adanya sifat kohesif (mempunyai ikatan antar butir yang kuat) pada tanah tersebut (Baver, 1959). Adanya sifat kohesif pada tanah dapat dibuktikan secara sederhana, yaitu apabila kita injak tanah liat, sebagian tanah yang kita injak akan menempel dialas kaki kita. Atau apabila tanah yang berbutir halus mengandung mineral liat tersebut diremas-remas (*remolded*) tidak menimbulkan retakan pada tanah tersebut. Tidak semua jenis tanah mempunyai sifat plastis. Tanah yang didominasi oleh mineral pasir kuarsa dan pasir lainnya tidak mempunyai sifat plastis walaupun ukuran partikelnya halus dan berapapun banyaknya air ditambahkan. Semua mineral liat, mempunyai sifat plastis dan dapat digulung mejadi benang/ulir tipis pada kadar air tertentu tanpa menjadi hancur. Pada kenyataannya, semua tanah berbutir halus mengandung sejumlah liat, maka kebanyakan tanah tersebut adalah plastis. Dalam hal ini, tingkat plastisitas dapat juga dikatakan sebagai suatu indeks umum untuk menggambarkan kandungan liat dari suatu tanah.

Tanah mengandung sedikit liat dikatakan agak plastis, sedangkan tanah banyak mengandung liat disebut sangat plastis. Dalam praktek, perbedaan plastisitas ditentukan oleh keadaan fisik tanah melalui perubahan kadar air. Batas antara perbedaan kondisi plastis berdasarkan kadar air tersebut disebut batas konsistensi atau batas *atterberg*. Jadi, konsistensi tanah diartikan sebagai kondisi fisik dari butiran halus tanah pada kondisi kadar air tertentu.

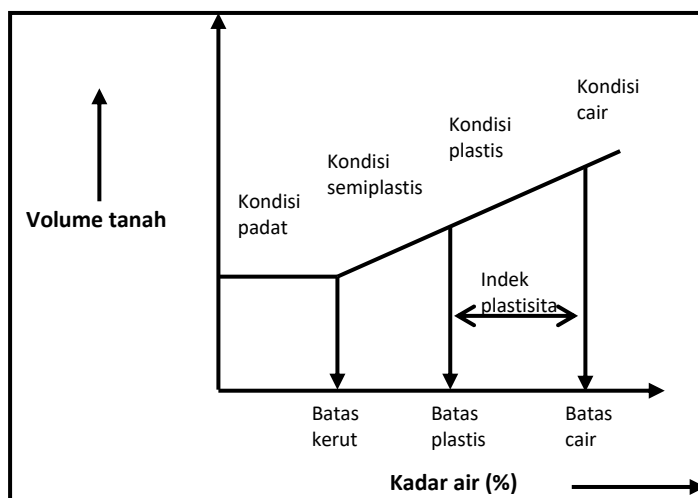
Penetapan plastisitas tanah khususnya dibidang pertanian diarahkan untuk mengetahui berat atau ringannya pengolahan tanah, terutama jika dilakukan menggunakan mesin pengolah tanah, seperti traktor. Tanah dengan nilai indeks plastisitas yang besar misalnya akan menyebabkan tanah semakin plastis akibatnya kesulitan dalam pengolahan tanah.

2. PRINSIP ANALISIS

Apabila kumpulan butiran tanah halus dalam kondisi kering diperlakukan dengan penambahan kadar air, maka air akan menyelimuti butiran tersebut, dan secara berurutan kondisinya akan berubah dari padat

menjadi semiplastis, kemudian menjadi plastis, dan selanjutnya menjadi cair. Dengan mengamati secara visual terhadap contoh tanah yang mengandung butiran halus tersebut diperlakukan, akan dapat diketahui bahwa tanah tersebut plastis atau tidak. Jadi, sebenarnya tujuan dari penentuan plastisitas tanah adalah untuk menentukan dua kondisi sifat tanah utama, yaitu batas cair dan batas plastis.

Pada awal abad 19, seorang ahli tanah asal Swedia, yaitu *Atterberg* melakukan satu pengujian untuk menentukan konsistensi butir-butir tanah halus, yang membagi butir tanah halus ke dalam empat kondisi, yaitu padat, semiplastis, plastis, dan cair. *Atterberg* juga mengelompokkan sifat kondisi tanah yang dipengaruhi oleh kadar air ke dalam tiga kategori yaitu batas cair, batas plastis, dan batas mengkerut. Indeks yang berubah-ubah ini telah disepakati untuk mendefinisikan plastisitas tanah, yaitu batas cair (B_c), batas plastis (B_p), dan indeks plastisitas (IP). Batas ini menyatakan secara kuantitatif pengaruh perbedaan kadar air terhadap konsistensi dari butiran tanah halus, seperti yang diperlihatkan pada Gambar 1. Pengelompokan tanah berdasarkan pada grafik plastisitas ini dikembangkan oleh *Casagrande*.



Gambar 1. Hubungan antara kondisi tanah dan batas *atterberg*

Batas cair (B_c) adalah kadar air saat tanah berubah dari kondisi cair menjadi bahan yang plastis, atau kadar air yang sesuai dengan batas yang disepakati antara kondisi cair dan plastis dari kekentalan atau konsistensi suatu tanah. Di atas nilai tersebut, tanah dianggap menjadi cairan dan bersifat seperti mengalir dengan bebas di bawah pengaruh beratnya sendiri.

Di bawah nilai ini, tanah berubah bentuk karena pengaruh tekanan tanpa menjadi hancur, dan tanah memperlihatkan suatu keadaan plastis.

Batas plastis (B_p) adalah kadar air saat perubahan kondisi tanah dari plastis menjadi semiplastis. Batas ini dicapai ketika tanah tidak lagi lentur dan menjadi hancur di bawah tekanan. Antara batas cair dan batas plastis disebut *range of plasticity*. Perbedaan kuantitatif kadar air antara dua batas ini disebut indeks plastisitas (IP). Ini menggambarkan cakupan kadar air ketika tanah dalam kondisi plastis.

Batas mengkerut (B_m) adalah kadar air ketika terjadi penurunan atau peningkatan kadar air tanah antara kondisi padat dan semiplastis tidak menjadi penyebab perubahan volume tanah. Kondisi padat dicapai ketika contoh tanah sedang mengering, pada akhirnya mencapai suatu batas atau volume minimum. Di luar titik ini, pengeringan lebih lanjut tidak lagi mengurangi volume, tetapi bisa menyebabkan pecah.

Sejak awal dikembangkannya pada tahun 1950-an dan 1960-an oleh Drucker dan Prager, teori plastisitas telah menjadi suatu kerangka kerja untuk modeling sifat ketidak elastisan tanah. Saat ini, telah mendapat perhatian dan dukungan yang lebih luas (Drucker *et al.*, 1957; Roscoe dan Burland, 1968; Lade, 1977; Desai, 1980). Sebagai contoh, model hubungan liat (*cam-clay*) oleh Roscoe dan Schofield (1963) telah berkembang luas menjadi suatu model konstitutif tentang hubungan yang relatif sederhana dan memiliki parameter yang sedikit untuk mendeskripsikan sifat-sifat mekanik utama dari liat.

Angka *atterberg* oleh *American Society for Testing Material* (ASTM) juga telah dijadikan dasar dalam pembuatan gaya kohesif tanah untuk pengembangan mesin-mesin pengolah tanah. Di sisi lain, angka *atterberg* telah digunakan sebagai dasar pembuatan klasifikasi gaya kohesif tanah untuk mekanisasi pertanian, dan juga banyak dimanfaatkan untuk interpretasi ketahanan geser tanah, *bearing capacity*, pemampatan, dan potensi mengembang.

3. PENETAPAN BATAS CAIR (B_c)

Jika kadar air tanah melampaui batas plastis, maka tanah akan mencapai batas cair. Batas cair dapat ditetapkan menggunakan metode *casagrande* atau *drop cone penetrometer*.

3.1. Metode Casagrande

3.1.1. Peralatan



Peralatan yang digunakan adalah:

1. Perangkat ketuk untuk menetapkan batas cair dan pembuat alur
2. Spatula
3. Timbangan dengan sensitivitas 0,01 g
4. Botol semprot
5. Oven
6. Lempeng kaca
7. Cawan aluminium



Gambar 2. Satu set alat untuk menentukan plastisitas tanah di laboratorium

3.1.2. Prosedur

1. Butiran tanah kering udara berukuran ≤ 2 mm ditimbang kira-kira sebanyak 100 g, kemudian dicampur dengan air destilasi 15-20 ml, diaduk merata sehingga berbentuk pasta.
2. Masukkan pasta tanah ke dalam mangkuk pada perangkat ketuk, permukaan tanah diratakan agar ketebalan pasta sekitar 13 mm, kemudian buatlah alur tegak lurus dengan permukaan mangkuk menggunakan alat pembuat alur agar pasta tanah terbagi dua sama besar.
3. Putar engkol perangkat ketuk dengan kecepatan 2 ketuk per detik sampai alur tertutup menjadi selebar 13 mm. Catat jumlah putaran (N) untuk mencapai penutupan alur menjadi 13 mm.

4. Ambil pasta tanah yang telah diketuk, kemudian ditimbang 10 g, masukan ke dalam cawan aluminium, selanjutnya masukkan ke dalam oven dengan suhu 105 °C sampai beratnya konstan, untuk mengetahui kadar airnya
5. Bersihkan mangkuk pada perangkat ketuk dan keringkan, setelah kering pekerjaan selanjutnya dapat diteruskan untuk contoh tanah berikutnya.
6. Ulangi pekerjaan 1 - 5, sehingga diperoleh jumlah N yang sama. Perbedaan jumlah N disebabkan tidak sempurnanya dalam pembuatan adonan (pencampuran air dengan tanah). Jumlah ketukan (N) sekitar 25, sebaiknya jumlah ketukan tidak lebih dari 35 dan tidak kurang dari 15.

3.1.3. Perhitungan

1. Hitung persentase kadar air secara gravimetri (θ_m) yang dinyatakan dalam kadar air tanah berdasarkan bobot kering tanah (% kg kg^{-1}). Gunakan perhitungan kadar air pada Bab 3.
2. Buat kurva aliran dengan kadar air tanah sebagai absis secara linear dan jumlah ketukan (N) sebagai ordinat secara semilogaritma.
3. Tentukan kadar air dengan N = 25 dari kurva aliran tersebut dan dicatat sebagai batas cair (Bc).

3.2. Metode Casagrande satu nilai

Peralatan yang digunakan sama dengan metode *casagrande* (3.1), dengan prosedur sama 1 - 5. Dalam metode ini, jumlah ketukan berkisar antara 20 dan 30. Laboratorium Fisika Tanah, Balai Penelitian Tanah Bogor menetapkan jumlah ketukan 25 untuk metode ini.

3.2.1. Perhitungan

1. Hitung persentase kadar air menggunakan perhitungan seperti pada 3.1.3.
2. Hitung batas cair menggunakan rumus:

$$Bc = \theta_m \left(\frac{N}{25} \right)^{0,12}$$

Bc = Batas cair, θ_m = kadar air tanah (gravimetrik), N = jumlah ketukan

3. Hasil perhitungan dicatat sebagai batas cair.

4. PENETAPAN BATAS PLASTIS (B_p)

Batas plastis dari gaya kohesif tanah adalah kandungan air tanah minimum yang ditetapkan secara gravimetrik, dinyatakan dalam persen, merupakan kadar air tanah pada batas perubahan dari agak padat menjadi

plastis pada tanah dalam bentuk benang remah setebal 3,2 mm. Ketika benang tanah dilengkungkan menjadi patah, menunjukkan tanda-tanda tanah dalam keadaan remah. Tanah tanpa drainase mempunyai gaya kohesif tanah dengan konsistensi setara 170 kPa. Batas plastis ditetapkan dengan metode *casagrande*.

4.1. Peralatan

1. Cawan aluminium
2. Spatula
3. Lempeng kaca
4. Botol semprot dan air bebas ion
5. Timbangan dengan sensitivitas 0,01 g
6. Oven untuk mengeringkan contoh tanah

4.2. Prosedur

1. Contoh tanah kering udara berukuran <2 mm, sebanyak 15 g diletakkan di atas lempeng kaca, kemudian dicampur dengan air dan diaduk secara merata.
2. Setelah air dan tanah tercampur rata, gosok tanah menggunakan telapak tangan untuk membentuk benang tanah setebal 3,2 mm sampai menunjukkan tanda-tanda remah.
3. Benang tanah sebanyak 8 g dipotong-potong menjadi beberapa bagian, dimasukkan ke dalam cawan aluminium untuk ditetapkan kadar airnya.
4. Ulangi pekerjaan 1 - 3 sebanyak tiga kali, agar diperoleh nilai rata-rata kadar air tanah, sehingga diperoleh nilai batas plastis (Bp).



Gambar 3. Gulungan atau benang tanah setebal 3,2 mm pada prosedur menentukan batas plastis tanah.

4.3. Perhitungan

1. Hitung persentase kadar air dengan prosedur 3.1.3. untuk memperoleh B_p .
2. Indeks plastisitas dihitung menggunakan persamaan.

$$IP = B_c - B_p$$

dimana: IP = indeks plastisitas, B_c = batas cair, B_p = batas plastis

3. Hasil perhitungan tersebut menunjukkan indeks plastisitas, kecuali jika (1) B_c dan B_p tidak dapat ditetapkan perbedaannya; (2) tekstur tanah sangat berpasir, sehingga B_p tidak dapat ditetapkan; dan (3) $B_p \geq B_c$ dikatakan tanah tersebut tidak plastis (NP).

4.4. Catatan

1. Dari penetapan angka-angka *atterberg*, dapat dihitung indeks likuiditas (IL), yang menunjukkan nilai konsistensi plastis sebagai berikut:

$$IL = \frac{\theta_m - B_p}{IP}$$

dimana: IL = indeks cair (likuiditas), θ_m = kadar air tanah (gravimetrik), B_p = batas plastis, IP = indeks plastisitas

2. Juga dapat dihitung derajat plastisitas dari fraksi liat dengan persamaan sebagai berikut:

$$A = \frac{IP}{\% \text{ liat}}$$

dimana: A = derajat plastisitas fraksi liat, IP = indeks plastisitas, $\% \text{ liat}$ = total fraksi liat

3. Plastisitas tanah dapat digolongkan ke dalam kelas indeks plastisitas, sebagai berikut:

Indeks plastisitas	Kelas
20 – 30	Tinggi
10 – 20	Sedang
< 10	Rendah

5. PENETAPAN BATAS KERUT (*B_k*)

Untuk mengetahui kemampuan mengembang dan mengkerutnya suatu tanah perlu ditetapkan batas kerut (*B_k*).

5.1. Peralatan

Peralatan yang digunakan dalam penetapan batas kerut tanah adalah:

1. Cawan petri
2. Lempeng kaca
3. Bejana tempat air raksa
4. Cawan aluminium
5. Pipet (seperti untuk meneteskan obat tetes mata)
6. Timbangan
7. Desikator (*dessicator*).

5.2. Prosedur

1. Tanah kering yang berada di dalam desikator dikeluarkan dan segera ditimbang.
2. Masukkan air raksa ke dalam bejana sampai penuh dan meluap, bagian dinding luarnya dibersihkan dari sisa-sisa air raksa, kemudian tempatkan di atas bejana lainnya yang ukurannya lebih besar.
3. Siapkan gumpalan tanah di atas lempeng kaca yang terikat erat dengan garpu agar tidak jatuh ketika diletakkan ke dalam bejana berisi air raksa.
4. Tutup bejana air raksa dengan lempeng kaca bertanah, permukaan bejana rapat dengan permukaan kaca bertanah sampai tidak ada udara dapat masuk ke dalam bejana air raksa. Tempatkan bagian yang ada tanahnya di sebelah bawah. Air raksa yang meluap akan ditampung dalam bejana yang lebih besar.
5. Air raksa yang meluap dan masuk ke dalam bejana yang lebih besar ditimbang untuk diketahui bobotnya.

5.3. Perhitungan

1. Hitung volume gumpalan tanah kering menggunakan persamaan:

$$V = \frac{gHg}{13,55}$$

dimana: V = volume tanah, gHg = bobot air raksa yang meluap

2. Batas kerut dihitung menggunakan persamaan:

$$Bk = \frac{a \cdot v}{T} \frac{Ga}{Gt}$$

dimana: Bk = batas kerut; a = bobot air; t = bobot tanah kering; v = volume tanah; Ga = berat jenis air pada suhu saat penetapan; dan Gt berat jenis butiran tanah (PD)

6. DAFTAR PUSTAKA

- Baver, L. D. 1959. Soil Physics, 3rd ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, 1959, p. 99.
- Drucker, D. C, R. E. Gibson, and D. J. Henkel. 1957. Soil mechanics and work hardening theories of plasticity. Trans. ASCE. 122: 338–346.
- Desai, C. S. 1980. A general basis for yield, failure and potential functions in plasticity. Int. J. Num. Anal. Meth. Geom. 4: 361–375.
- Lade, P. V. 1977. Elasto-plastic stress-strain theory for cohesionless soil with curved yield surfaces. Int.J. Sol. Struct. 13: 1.019–1.035.
- Roscoe, K. H., and J. B. Burland. 1968. On the generalized behaviour of 'wet' clay. Engineering Plasticity 48: 535–609.
- Roscoe, K. H., and A. N. Schofield. 1963. Mechanical behaviour of an idealised 'wet' clay. Vol. 1: 47–54. In Proc. European Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Wiesbaden.

23. PENGUKURAN EROSI DAN ALIRAN PERMUKAAN

Rahmah Dewi Yustika, Ai Dariah, Maswar

1. PENDAHULUAN

Erosi tanah merupakan proses pengangkutan partikel tanah dari suatu tempat ke tempat lainnya oleh media air maupun angin (Arsyad, 2010). Sebagai wilayah beriklim tropis, erosi tanah di Indonesia umumnya disebabkan oleh media air yang berasal dari curah hujan. Tahapan terjadinya erosi dimulai dari adanya hantaman butir curah hujan yang jatuh langsung ke permukaan tanah dapat melepaskan partikel tanah dari agregat tanah (*detaching process*). Energi dari percikan hujan (*splash raindrops*) dengan intensitas tinggi dapat melepaskan partikel tanah. Proses pelepasan partikel tanah ini juga dapat dipengaruhi oleh aktivitas pengolahan tanah dalam rangka menggemburkan tanah. Aliran permukaan yang terjadi saat turun hujan berperan dalam mengangkut partikel tanah tersebut. Ketika energi pengangkutan partikel tanah mulai melemah atau terhenti maka terjadi proses pengendapan atau deposisi pada daerah yang lebih rendah atau pada daerah cekungan.

Erosi tanah dapat terjadi sebagai bagian proses geologi dan akibat pengaruh intervensi manusia. Erosi tanah yang terjadi secara alami tanpa pengaruh aktivitas manusia disebut dengan erosi geologi. Erosi tanah terjadi di bukit dan gunung yang kemudian akan turun ke lembah maupun danau. Landform alami seperti jurang, lembah, dataran merupakan hasil dari erosi geologi dan deposisi. Erosi yang dipercepat terjadi ketika manusia mengubah atau mengkonversi vegetasi alami, hutan misalnya untuk lahan pertanian, peternakan, bangunan, dan jalan.

1.1. Efek dari Erosi Tanah

Efek erosi tanah dapat terjadi pada *on site* (daerah sekitar terjadinya erosi) dan *off site* (daerah hilir). Tekanan dalam memenuhi kebutuhan pangan dan komoditas pertanian lainnya, dapat mempengaruhi intensitas penggunaan lahan pertanian eksisting dan pemanfaatan lahan marginal sehingga dapat meningkatkan erosi. *On site effect* dapat mengakibatkan degradasi tanah (sifat fisika, kimia dan biologi tanah rusak atau menurun kualitasnya), seperti bulk density dapat meningkat karena pori-pori tanah terisi oleh partikel tanah yang lebih halus akibat pecah/hancurnya agregat tanah akibat hantaman butir hujan yang jatuh ke permukaan tanah, dan

berkurangnya tingkat kesuburan tanah akibat terangkutnya lapisan atas tanah yang subur dan mengandung banyak kadar hara dan bahan organik (Ebeid *et al.*, 1995; Zheng *et al.*, 2005).

Berkurangnya kesuburan tanah dapat mengakibatkan turunnya produktivitas tanah dan tanaman apabila tidak adanya upaya untuk mencegah dan meminimalisir laju erosi (Lal, 1998; Su, Zhang, & Nie, 2010). Sebagai contoh misalnya Gambar 1 menunjukkan bahwa pada lereng atas dari satu hamparan lahan lapisan tanahnya berwarna terang (horizon C muncul kepermukaan tanah) yang disebabkan oleh peristiwa erosi yang telah mengikis lapisan permukaan ke daerah yang lebih rendah. Pada area agak ke arah bawah dari lereng, masih terdapat bagian yang terlihat berwarna gelap (horizon A atau B). Akibat tingginya intensitas erosi tanah pada satu daerah, dapat mengakibatkan naiknya kebutuhan pupuk untuk meningkatkan kesuburan tanah yang dapat menjamin produktivitas tanaman tetap optimal. Kondisi ini menyebabkan biaya produksi akan meningkat. Padahal kebutuhan tanaman untuk dapat berproduksi optimal bukan hanya hara, namun juga kebutuhan sirkulasi udara dan pemenuhan kebutuhan air juga harus terpenuhi, yang mana hal ini diantaranya hanya dapat dicapai jika sifat fisik tanah dalam keadaan baik.



Gambar 1. Erosi tanah yang besar pada lereng atas hamparan lahan pertanian, menyebabkan tanah berwarna lebih terang karena horizon C telah muncul kepermukaan lahan (Sumber foto: Rahmah)

Dampak dari *off site* erosi dapat berupa terjadinya sedimentasi pada daerah hilir (Gambar 2), yang dapat mengurangi kapasitas reservoir (Li *et al.*, 2003), berkurangnya umur guna waduk, meningkatkan resiko banjir, serta pencemaran oleh bahan organik yang terbawa atau terkandung dalam sedimen yang terbawa aliran permukaan. Sebagai contoh *off site* erosi di Northern Ireland mengakibatkan terjadinya sedimentasi dan pengkayaan hara (*nutrient enrichment*) pada badan air (Mullan, 2013). Erosi tanah juga dapat menimbulkan berkurangnya cadangan karbon, karena sebagian karbon yang terbawa erosi bisa menjadi teremis ke atmosfer (Gao *et al.*, 2018).

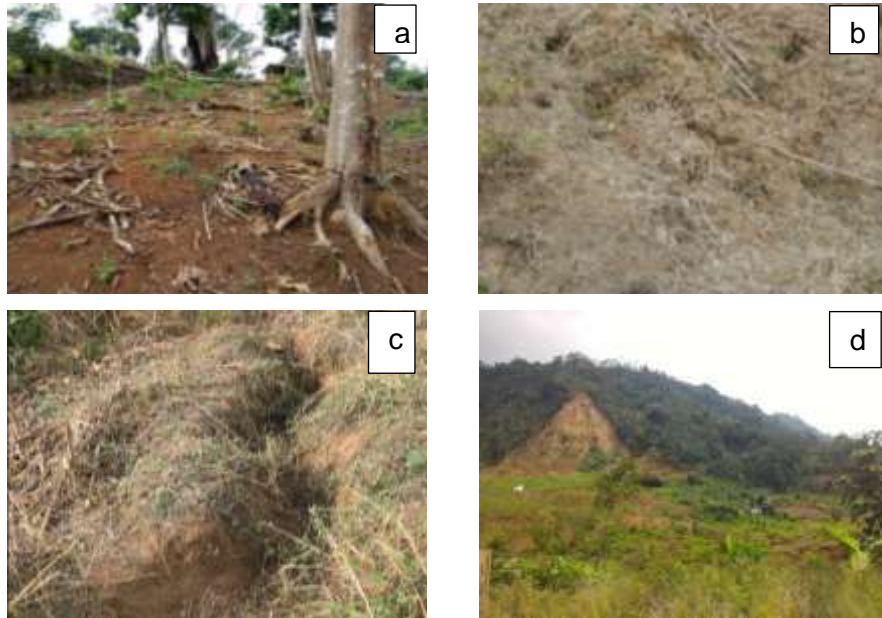


Gambar 2. Warna air yang kecoklatan menunjukkan erosi yang terjadi di daerah hulu dan terjadi peluang sedimentasi di sungai (Sumber foto: Rahmah)

1.2. Jenis Erosi Tanah

Terdapat berbagai macam erosi tanah yaitu erosi lembar, alur, parit, dan longsor (Gambar 3). Erosi lembar terjadi karena adanya pengikisan tipis lapisan permukaan tanah. Ciri terjadinya erosi lembar adalah munculnya perakaran tanaman ke permukaan tanah. Erosi alur terjadi karena aliran air mengangkut tanah pada suatu alur tertentu. Erosi parit merupakan erosi alur yang sudah intens akibat volume air yang terkonsentrasi sehingga air masuk ke dalam tanah dan kemudian mengangkut tanah serta membentuk alur yang lebih dalam dan lebar. Longsor menurut Arsyad (2010) adalah suatu bentuk erosi yang pengangkutan atau perpindahan tanah terjadi dalam

volume cukup besar akibat meluncurnya suatu volume tanah diatas suatu lapisan agak kedap air yang telah jenuh air. Menurut Varnes (1984), tanah longsor merupakan gerakan massa tanah (termasuk batuan), lapisan hasil sedimentasi yang belum terkonsolidasi, atau lapisan tanah pada daerah dengan kemiringan landai sampai sangat curam ke arah kaki lereng akibat terlampauinya keseimbangan daya tahan lerengnya.



Gambar 3. (a) Erosi lembar, (b) Erosi alur, (c) Erosi Parit, dan (d) Longsor (Sumber foto: Rahmah dan Tim Gelamai)

2. Pengamatan Erosi

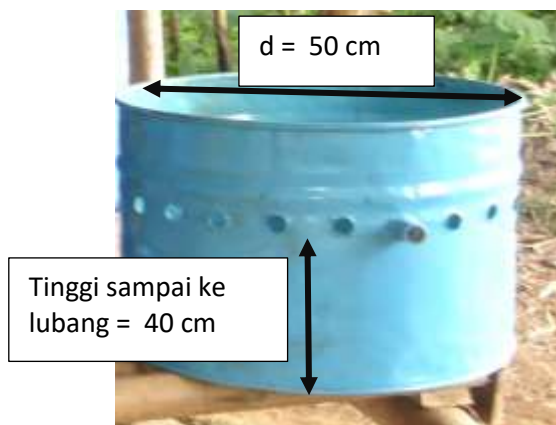
2.1. Pembuatan petak erosi

Erosi diantaranya bisa dikur dengan menggunakann metoda petak kecil, yaitu dengan menggunakan petak dengan ukuran standard panjang 22 m dan lebar 1,8 m, meskipun ukuran lain juga dapat diterapkan (Gambar 4). Di sekeliling petak percobaan dibatasi dengan bahan yang dapat terbuat dari seng, kayu, ataupun bahan lain yang dapat berdiri dengan kokoh sebagai penahan aliran permukaan dan sedimen. Tinggi batas petak erosi tersebut sekitar 15 – 20 cm dari permukaan tanah. Agar berdiri dengan kokoh, batas petak perlu dibenamkan kedalam tanah agar tidak bergeser karena hujan.

Di bagian ujung atau lereng bagian bawah dari setiap petak erosi dilengkapi drum penampung sedimen dan atau aliran permukaan (drum A), yang biasanya memiliki 7 sampai 9 lubang (Gambar 5), tergantung pada luas lahan atau plot pengamatan, sehingga dapat menampung seluruh aliran permukaan dan sedimen yang berasal dari plot pengamatan pada setiap kejadian hujan. Drum tersebut perlu diberikan penutup di atasnya untuk menghindari pengaruh air hujan yang bisa masuk. Pada salah satu dari lubang di drum dihubungkan dengan jerigen atau drum B sebagai penampung ke-2 limbah dari Drum A .



Gambar 4. (a) Petak erosi dari depan, (b) Petak erosi dari samping (Sumber foto: Rahmah)



Gambar 5. Drum penampung sedimen dan aliran permukaan (Sumber foto: Rahmah)

Pengukuran kemiringan lahan dapat dilakukan dengan menggunakan abney level. Persamaan yang digunakan untuk menghitung kemiringan lereng yaitu:

$$Tg\alpha (\%) = \frac{a}{b} \times 100$$

Keterangan:

a = garis datar yang mengapit sudut miring (HI)

b = garis tegak dihadapan sudut miring (VI)

2.2. Pengukuran Laju Erosi dan Aliran Permukaan dan curah hujan di lapang

Pengukuran erosi tanah skala petak dilakukan pada musim hujan. Pengukuran sedimen dan aliran permukaan yang tertampung dalam drum dilakukan setiap hari hujan. Curah hujan yang turun diukur dengan alat otomatis atau manual (ombrometer, Gambar 6) yang letaknya dekat dengan petak erosi.



Gambar 6. Ombrometer (Sumber foto: Maswar)

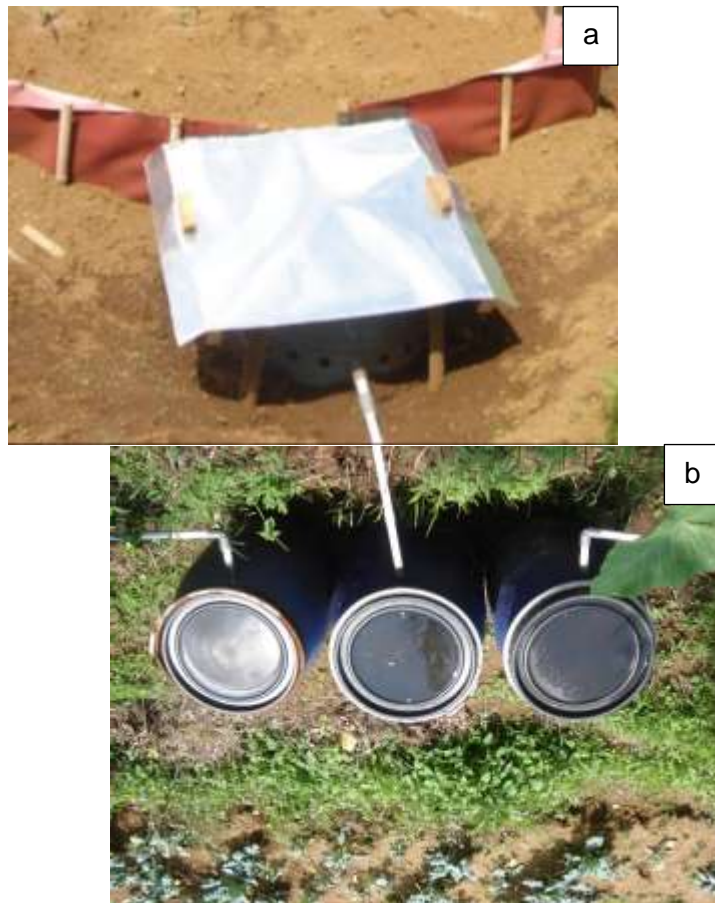
2.3. Cara Mengukur Aliran Permukaan :

Air hujan yang mengalir pada permukaan lahan dalam bentuk run off beserta tanah yang hanyut (erosi) dari plot pengamatan seluruhnya diarahkan/dialirkan pada bak penampung atau *run off* dan *sediment collector* (Drum) (Gambar 5). Contoh dari Gambar 5: drum penampung (A), sedimen

dan aliran permukaan memiliki lubang untuk limpasan aliran permukaan dan erosi sebanyak 9 buah. Diameter drum 50 cm, tinggi drum sampai ke lubang limpasan 40 cm. Salah satu lubang limpasan drum dari 9 lubang yang ada dihubungkan dengan drum penampung aliran permukaan dan erosi penampung ke-2 yaitu (drum/tangki B). Aliran permukaan dan erosi yang tertampung di Drum A dan Drum B diukur volume air dan sedimen yang tertampung (Gambar 7).

Contoh pengukuran aliran permukaan dan erosi:

Setelah dilakukan pengamatan pada salah satu kejadian hujan air yang tertampung dalam drum penampung A adalah 78,5 liter, dan dalam drum B sebanyak 580 ml.



Gambar 7. Sistem penampungan aliran permukaan dan sedimen pada (a) Drum A dan (b) Drum B. (Sumber foto: Rahmah)

Perhitungan volume air dalam drum A	=	$3,14 \times 25^2 \times 40$
	=	78500 cm^3
	=	$78,5 \text{ dm}^3 = 78,5 \text{ liter}$
Volume air dalam drum B	=	580 ml
Total volume air limpahan dari drum A	=	$9 \times 580 \text{ ml} = 5220 \text{ ml}$
	=	5,22 liter
Volume aliran permukaan per kejadian hujan dari plot tersebut	=	$78,5 \text{ liter} + 5,22 \text{ liter}$
	=	$83,72 \text{ liter plot}^{-1}$
		kejadian hujan ⁻¹

2.4. Cara Mengukur Erosi Tanah

Erosi yang terbawa aliran permukaan dapat ditentukan dengan cara mengukur kandungan sedimen yang terbawa aliran permukaan tersebut untuk setiap kejadian hujannya.

Contoh kasus:

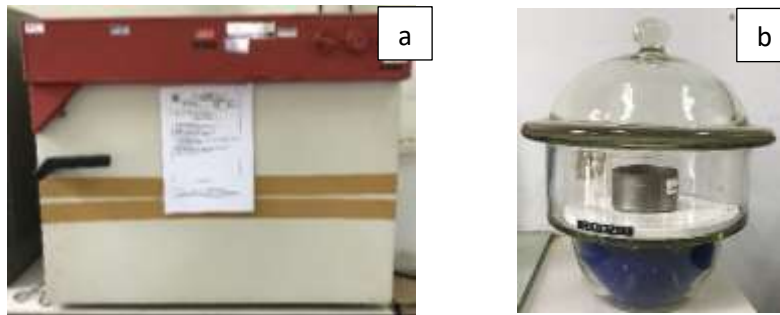
Dari petak erosi seperti yang dipaparkan sebelumnya, plot seluas 40 m^2 yaitu ukuran panjang 20 m dan lebar 2 m, yang telah dipasang alat pengukur dan penampung aliran permukaan dan erosi seperti yang dijelaskan pada Gambar 7. Pada satu kali kejadian hujan air yang tertampung pada drum pertama (drum A) adalah 78,5 liter, dan drum B memiliki volume air 0,58 liter.

Untuk mengetahui kadar sedimen dari masing-masing drum penampung (drum A dan B) adalah dengan cara terlebih dahulu mengaduk-aduk air yang tertampung dalam drum sudah homogen tersebut sampai homogen dengan alat pengaduk. Pada saat kandungan sedimen dalam drum sudah homogen, sesegera mungkin diambil sampel air dan sedimen tersebut sebanyak 100 ml dengan menggunakan gelas ukur (Gambar 8a).



Gambar 8. (a) Sampel air dan sedimen sebanyak 100 ml dalam gelas ukur, (b) Sampel air dan sedimen dimasukkan ke dalam cawan (Sumber foto: Rahmah)

Sampel air dan sedimen yang 100 ml, selanjutnya dimasukkan atau ditampung ke dalam cawan (Gambar 8b), untuk selanjutnya dikeringkan ke dalam oven pada suhu 105°C (Gambar 9a) sampai kering atau berat cawan menjadi konstan. Cawan di keluarkan dari oven dan dimasukkan pada dessicator sebagai media pendingin (Gambar 9b) dan selanjutnya ditimbang.



Gambar 9. (a) Sampel dikeringkan dalam oven, (b) Sampel dimasukkan ke dalam dessicator (Sumber foto: Rahmah)

Perhitungan:

a. sampel dari drum A :

berat cawan awal = 25 gr

berat cawan + sedimen kering = 29 gr

Berat sedimen/erosi dari 100 ml sampel air = $29 \text{ gr} - 25 \text{ gr} = 4 \text{ gram}$

Oleh karena air yang tertampung dalam drum A ada sebanyak 78,5 liter, maka total sedimen yang tertampung dalam drum A adalah = 4 gr x (78,5 liter/100 ml) = 4 gr x (78.500 ml/100 ml) = 4 gr x 785 = 3.140 gr atau sama dengan 3,14 kg

b. sampel dari drum B

berat cawan awal = 25 gr

berat cawan + sampel sedimen kering = 28 gr

Berat sampel sedimen dari drum B = 28 gr – 25 gr = 3 gr, atau total sedimen yang tertampung dalam drum B adalah = 3 gr x (0,58 l/100 ml) = 3 gr x (580 ml/100 ml) = 17,4 gr

Limpasan pada drum A ada sebanyak 9 buah lubang dengan ukuran yang sama, dimana 1 lubang diantaranya terhubung dengan drum B melalui pipa paralon. Air yang tertampung dalam drum B adalah mewakili air limpasan dari drum A. Berkaitan dengan hal ini, maka total sedimen yang keluar melalui limpahan dari drum A adalah 9 x 17,4 gr = 156,6 gr

Total sedimen yang terjadi pada satu kejadian hujan tersebut adalah:

Total sedimen yang tertampung di dalam drum A + total sedimen yang melimpah (sampelnya dari drum B) yaitu:

3,14 kg + 156,6 gr = 3140 gr + 156,6 gr = 3.296,6 gr = 3,3 kg

Total erosi tanah yaitu 3,3 kg dalam luasan 40 m² per kejadian hujan.

Untuk konversi total erosi tanah dalam satuan luasan hektar adalah:

$$= 3,3 \text{ kg} \times (10.000 \text{ m}^2 / 40 \text{ m}^2)$$

$$= 825 \text{ kg ha}^{-1} \text{ kejadian hujan}^{-1}$$

$$= 0,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ kejadian hujan}^{-1}$$

4. DAFTAR PUSTAKA

Arsyad, S. (2010). *Konservasi Tanah dan Air*. Bogor: IPB Press.

Ebeid, M. M., Lal, R., Hall, G. F., & Miller, E. (1995). Erosion effects on soil properties and soybean yield of a Miamian soil in Western Ohio in a season with below normal rainfall . *Soil Technology*, 8, 97-108, doi:10.1016/0933-3630(95)00010-9.

Gao, X., Hu, Y., Du, L., Duan, P., Yao, L., & Guo, S. (2018). Erosion-induced carbon losses and CO₂ emissions from Loess and Black soil in China. *Catena* 171, 533-540.

- Lal, R. (1998). Soil erosion impact on agronomic productivity and environment quality. *Critical Reviews in Plant Sciences*, 17, 319–464, doi:10.1080/07352689891304249.
- Li, Y., Poesen, J., Yang, C. J., Fu, B., & Zhang, J. H. (2003). Evaluating gully erosion using ^{137}Cs and ^{210}Pb / ^{137}Cs ratio in a reservoir catchment. *Soil Tillage Res.* 69, 107–115, doi:10.1016/S01671987(02)00132-0.
- Mullan, D. (2013). Managing soil erosion in Northern Ireland: A review of past and present approaches. *Agriculture*, 3, 684-699, doi:10.3390/agriculture3040684.
- Su, Z. A., Zhang, J. H., & Nie, X. J. (2010). Effect of soil erosion on soil properties and crop yields on slopes in the Sichuan Basin, China. *Pedosphere*, 20, 736–746, doi:10.1016/S10020160(10)60064-1.
- Varnes, D. J. (1984). *Landslide Hazard Zonation. A Review of principles and practice commonion on landslides and others mass movements on slopes*. Washington DC: UNESCO-Natural Academy of Sciences.
- Zheng, F., He, X., Gao, X., Zhang, C.-e., & Tang, K. (2005). Effects of erosion patterns on nutrient loss following deforestation on the Loess Plateau of China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 108, 85–97, doi:10.1016/j.agee.2004.12.009.

24. PENGUKURAN SUBSIDEN TANAH GAMBUT

Maswar, Ratri Ariani, Setiari Marwanto

1. PENDAHULUAN

Karakteristik umum dari tanah gambut adalah sangat sensitif terhadap perubahan lingkungan, hal ini penting diketahui dan diperhatikan dalam kaitannya dengan pengelolaan atau pemanfaatannya. Salah satu karakteristik alami gambut yang kurang menguntungkan apabila lahan gambut dikonversi dan atau dimanfaatkan khususnya untuk budidaya atau penggunaan lainnya yang umumnya diikuti dengan pembuatan drainase untuk pembuangan air adalah penurunan permukaan lahan yang disebut subsiden (*subsidence*). Subsiden adalah proses penurunan permukaan gambut yang terjadi pada daerah yang telah direklamasi atau didrainase, hal ini terjadi karena perubahan suasana gambut dari kondisi jenuh air (anaerob) menjadi kering (aerob). Couwenberg (2009) melaporkan bahwa drainase lahan gambut bertujuan untuk menurunkan muka air tanah dan/atau mengeringkan lapisan permukaan tanah gambut. Pada kondisi ini, terdapat 3 faktor utama yang mengakibatkan terjadinya subsiden, yaitu: 1) konsolidasi (*shrinkage*), 2) kompaksi atau pemadatan (*compaction*), dan 3) perombakan atau dekomposisi material gambut.

Turunnya muka air tanah pada lahan gambut akibat pembuatan drainase, menyebabkan: 1) gambut mengalami kehilangan air pada lapisan gambut yang sebelumnya jenuh air yaitu pada lapisan di bawah permukaan tanah sehingga menyebabkan material gambut secara vertikal mengalami pengkerutan (*shrinking*). Susanne and Price (1999) menjelaskan bahwa kondisi aerob akibat drainase menyebabkan tegangan matrik tanah meningkat sehingga gambut mengalami penyusutan (*shrinkage*); 2) proses pemadatan (*compaction*) terjadi pada lapisan gambut di atas muka air tanah sebagai akibat dari adanya beban dari atas lahan gambut tersebut; 3) adanya udara masuk ke dalam profil gambut akibatnya gambut teroksidasi, sehingga mengakibatkan material gambut terdekomposisi dan banyak karbon hilang dalam bentuk gas CO₂ ke atmosfer. Kombinasi dari ketiga proses inilah yang menyebabkan terjadinya penurunan permukaan tanah gambut (*subsidence*). Pada sisi lain, apabila material gambut mengalami pengeringan yang berlebihan, menyebabkan koloid gambut menjadi rusak karena terjadi gejala kering tidak balik (*irreversible drying*) dan gambut

berubah sifat menjadi seperti arang sehingga tidak mampu lagi menyerap hara dan menahan air. Tanah gambut yang telah mengalami kering tidak balik, akan mengambang dan mudah terbawa air (tererosi) pada saat kejadian hujan berlebih atau banjir. Hal ini juga salah satu faktor yang juga berkontribusi pada proses subsiden atau penurunan permukaan tanah gambut.



Gambar 1. Tanda telah terjadinya penurunan permukaan (*subsidence*) tanah gambut yang telah didrainase, yaitu muncul/terlihatnya material cor-coran penumpu tiang (gambar kiri), atau munculnya akar tanaman ke permukaan tanah (gambar kanan)

Fenomena penurunan permukaan tanah gambut (*subsidence*) merupakan salah satu faktor yang cukup signifikan penyebab terjadinya banjir di suatu daerah atau kawasan. Ketika area-area yang mewakili suatu kawasan mengalami penurunan permukaan tanah (*subsidence*) menyebabkan daerah tersebut menjadi lebih rendah dari tempat-tempat lainnya (membuat cekungan), atau malah lebih rendah dari bentang hidrologi yang ada di sekitarnya, sehingga daerah tersebut akan menjadi daerah yang tergenang dan tidak bisa dijadikan kawasan budidaya karena tidak dapat mendukung pertumbuhan tanaman yang optimal (tanaman tidak bisa tumbuh normal) dan berpotensi banjir terutama ketika musim hujan tiba. Jadi jelas bahwa subsiden merupakan masalah yang besar pada lahan gambut.

Pengaruh subsiden terhadap tanaman sangat banyak, misalnya jika subsiden diibaratkan sebagai kehilangan tanah gambut, maka telah terjadi kehilangan sifat spesifik gambut yang dapat menyimpan air, sehingga

menjadikan tanaman yang dibudidayakan pada areal tersebut tidak dapat memperoleh air yang cukup. Pada tanah-tanah gambut, pertumbuhan tanaman sangat didukung oleh ketersediaan air yang cukup. Pada tanah gambut yang telah memadat, bahan organiknya umumnya telah berubah menjadi *irreversible drying*, sehingga tidak dapat mengikat kation dan anion yang diperlukan sebagai unsur hara untuk tanaman (daya jerap hara berkurang). Pada tanah gambut yang memadat, pertumbuhan tanaman dengan sistem perakaran yang sederhana pun akan sulit tumbuh. Pada kondisi ini hanya jenis lumut yang menjadi pionir.

2. Prinsip

Kenapa diperlukan informasi penurunan permukaan lahan gambut? Pemantauan penurunan permukaan tanah gambut penting, untuk mendapatkan gambaran terkait besarnya penurunan permukaan lahan gambut yang telah dikonversi dan didrainase pada satu hamparan lahan. Pemantauan subsiden juga dapat membantu dalam memprediksi potensi hilang dan atau tingkat terdegradasinya gambut. Karena tanah gambut sebagian besar terdiri dari bahan organik, yang apabila drainase akan mengakibatkan penurunan permukaan tanah yang berlanjut dan disamping itu juga terjadi kehilangan karbon yang dikandung bahan organik tersebut akibat proses dekomposisi.

Pola umum transek permukaan tanah dari arah saluran drainase sejalan atau sama dengan pola transek muka air tanah, seperti yang dikemukakan oleh Neil *et al.* (2005) dimana pada lahan gambut yang didrainase semakin dekat area dari saluran drainase permukaan tanah semakin rendah dan semakin jauh dari saluran drainase permukaan tanah semakin tinggi, polanya mengikuti persamaan logaritmik. Lebih besarnya kejadian *subsidence* pada lokasi dekat saluran drainase dibandingkan dengan lokasi yang jauh dari saluran disebabkan oleh karena semakin dekat lokasi dengan saluran drainase muka air tanah lebih dalam (jauh dari permukaan tanah) dibandingkan dengan lokasi yang jauh dari saluran drainase, atau dapat dikatakan bahwa bagian gambut yang aerob lebih banyak pada lokasi yang dekat saluran dibandingkan yang jauh dari saluran (Maswar, 2011). Pada kondisi aerob seperti ini, aktivitas mikro organisme perombak dan proses dekomposisi yang terjadi juga lebih tinggi pada lokasi yang dekat saluran drainase dibandingkan yang jauh dari saluran, akibatnya lebih banyak material gambut yang hilang pada lokasi dekat saluran dibandingkan yang jauh dari saluran.

Faktor lain yang menyebabkan *subsidence* pada lokasi yang dekat saluran drainase lebih besar dibandingkan yang jauh dari saluran drainase

adalah penyusutan (*shrinkage*) material gambut pada lokasi dekat saluran lebih besar dibandingkan lokasi yang jauh dari saluran. Berkaitan dengan hal ini Susanne and Price (1999) menjelaskan bahwa kondisi aerob menyebabkan tegangan matrik tanah meningkat sehingga gambut mengalami penyusutan (*shrinkage*). Berdasarkan dengan karakteristik ini, untuk memonitor subsiden yang representatif (mewakili hamparan lahan gambut), maka pengamatan subsiden seharusnya mewakili area mulai dari lokasi yang dekat saluran drainase sampai yang terjauh dari saluran drainase. Artinya titik-titik pemantauan subsiden harus ada yang mewakili yang dekat sampai yang terjauh dari saluran drainase.

Besaran penurunan permukaan tanah gambut dapat ditentukan berdasarkan hasil pengamatan langsung di lapang. Posisi turunnya permukaan tanah tersebut ditunjukkan melalui perubahan posisi vertikal permukaan tanah dihitung dari titik referensi yang telah ditetapkan sebelumnya. Untuk itu, dibutuhkan suatu teknik pemantauan yang mampu mengamati penurunan permukaan tanah secara kontinyu, hal ini dapat dimonitor secara akurat melalui penetapan titik referensi yang tepat dan permanen (tidak mudah berubah).

3. Metode

Metode pemantauan subsiden berdasarkan pada dinamika perubahan secara vertikal (*leveling*) suatu titik atau lokasi. Dalam hal ini, perubahan ketinggian suatu titik pada permukaan lahan gambut diukur dengan membandingkannya terhadap titik referensi atau titik awal.

Titik referensi bisa ditentukan atau dibuat dengan cara:

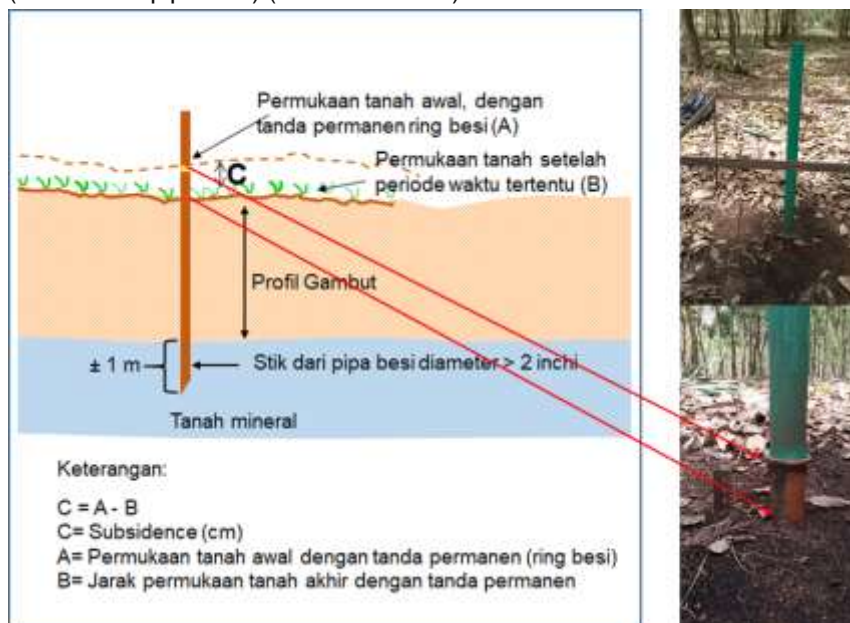
- a. Menggunakan alat Global Positioning System- real-time kinematic (GPS-RTK)

Menentukan ketinggian awal suatu lokasi (*permanent point*) yaitu kondisi sebelum pengamatan subsiden dilakukan untuk jangka waktu tertentu dapat menggunakan alat GPS-RTK. Penentuan posisi suatu titik dengan real-time kinematic (RTK) artinya adalah koordinat titik dapat kita peroleh secara *real time* dalam bentuk koordinat UTM ataupun lintang dan bujur tanpa melalui pemrosesan baseline. Metode RTK ini berbeda dengan metode statik, Karena pada metode statik koordinat baru diperoleh setelah dilakukan pemrosesan baseline (*Post Processing*). Titik-titik atau lokasi yang akan dimonitor penurunan permukaan tanahnya dapat dibuat/ditentukan referensi awalnya dengan GPS-RTK dimana sebagai pembandingnya adalah permukaan laut. Misalnya titik A ketinggian tempat awalnya (sebelum dimonitor) adalah 250 cm dpl. GPS RTK memiliki ketelitian yang tinggi yaitu dalam fraksi centimeter (1-5 cm).

Untuk satu hamparan lahan gambut, bisa ditentukan beberapa titik yang akan diamati. Penetapan titik-titik yang akan diamati seharusnya mewakili kondisi real gambut di lapangan, misalnya berdasarkan jarak lokasi dari saluran drainase, manajemen pengelolaan lahan dll, sehingga diperoleh data yang representative untuk areal tersebut.

b. Metode leveling *in situ* menggunakan batang/pipa besi

Titik referensi dari satu lokasi pengamatan subsiden dapat ditentukan/dibuat dengan menancapkan pipa besi ke dalam profil tanah gambut sampai menancap pada lapisan tanah mineral dibawah lapisan gambut (substratum), tujuannya agar pipa besi tersebut berdiri kokoh (permanen). Titik referensi (*permanen point*) sebaiknya dibuat atau ditetapkan sejajar dengan permukaan tanah pada saat pipa di install/ditancapkan ke dalam profil gambut. Titik referensi bisa berupa ring besi yang dipasang permanen (dilaskan ke pipa besi) (Lihat Gambar 2).



Gambar 2. Sketsa pemantauan subsidence pada lahan gambut menggunakan stik/pipa besi

4. Bahan dan Alat

Bahan dan atau alat yang diperlukan untuk pemantauan subsidensi lahan gambut antara lain: GPS-RTK, pipa besi, meteran, bor gambut, palu, tali, dan buku catatan.

5. Prosedur.

a. Penggunaan GPS RTK

Oleh karena banyak jenis dan tipe GPS RTK yang tersedia, dimana langkah-langkah cara menggunakan GPS RTK tersebut juga berbeda, maka untuk menentukan titik referensi awal ketinggian titik pengamatan subsiden terpilih dapat ditentukan sesuai dengan prosedur penggunaan alat dari masing-masing jenis dan tipe GPS RTK yang digunakan. Namun, yang perlu diperhatikan atau dicatat adalah kapan waktu penentuan ketinggian tempat tersebut dilakukan dan koordinat geografisnya.

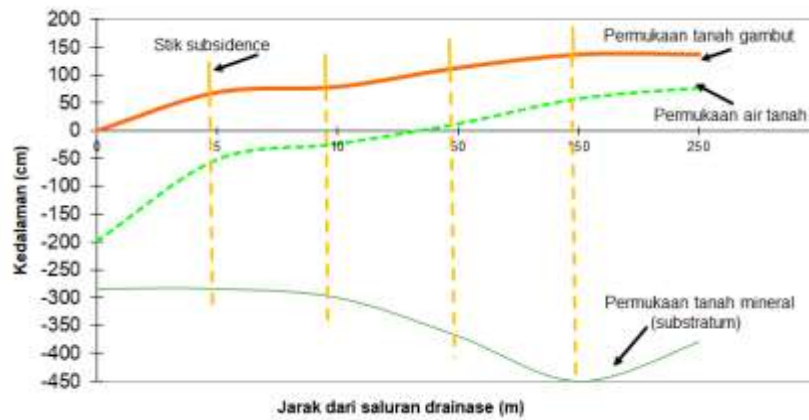


Gambar 3. Beberapa contoh jenis dan tipe GPS RTK

b. Penggunaan stik atau pipa besi

Sebelum stik/tongkat besi dibenamkan ke dalam lapisan profil tanah gambut, terlebih dahulu ditentukan/diamati kedalaman lapisan gambutnya, dengan menggunakan bor gambut. Setelah kedalaman/ketebalan gambut diketahui, disiapkan pipa besi yang ukurannya sekitar 2 meter lebih panjang dari ketebalan lapisan gambut (misal: ketebalan gambut 6 m, maka pipa besi yang diperlukan/disiapkan adalah 8 m). Tongkat besi dipasang/dibenamkan ke dalam lapisan tanah gambut mulai dari permukaan lahan sampai ke dasar gambut (lapisan tanah mineral). Bagian tiang besi yang muncul di permukaan gambut pada saat pemasangan diatur sedemikian rupa sehingga jarak dari ujung pipa besi yang muncul di permukaan gambut sampai pada permukaan gambut adalah 100 cm, dan bagian stik yang terbenam pada lapisan tanah mineral juga sekitar 100 cm. Ring besi sebagai penanda tinggi permukaan tanah awal (titik referensi awal pengamatan) dipasang sebelum pipa dibenamkan ke dalam profil gambut, dengan cara menggunakan alat las listrik untuk menempelkannya pada pipa besi pada jarak 100 cm dari ujung pipa bagian atas.

Sebagaimana diketahui bahwa lahan gambut sangat beragam ketinggian permukaannya (tergantung dari jarak lokasi dari saluran drainase), oleh sebab itu untuk mendapatkan data subsiden yang representatif mewakili hamparan lahan gambut tersebut, maka stik/pipa subsiden seharusnya dipasang/diinstal pada beberapa titik yang dapat mewakili kondisi gambut di lapangan. Sebagai contoh dengan membuat transek lokasi yang tegak lurus dengan arah saluran drainase yang ada pada lokasi tersebut, dan titik-titik penempatan stik bisa mewakili jarak terdekat sampai terjauh dari saluran drainase (Gambar 4).



Gambar 4. Sketsa profil tanah gambut dan transek pemasangan stik pengamatan subsiden pada satu hamparan lahan gambut.

Penurunan permukaan gambut diamati setiap satu bulan dan rata-rata penurunan permukaan gambut (*subsidence rate*) ditetapkan dalam periode 1 tahun (cm/th) yaitu dengan mengkomulatifkan hasil pengamatan bulanan.

6. Pemantauan laju penurunan permukaan (*subsidence*) lahan gambut.

Untuk memonitor dan atau mengamati besarnya subsiden yang terjadi dalam periode waktu tertentu, dilakukan dengan cara mengukur/mengamati perubahan tinggi permukaan lahan dari titik awal atau titik referensi sampai ke permukaan lahan gambut eksisting saat pengamatan dilakukan. Dalam hal ini, titik referensi dianggap sebagai titik 0 (nol) atau permukaan tanah awal.



Gambar 5. Teknik pengukuran subsiden dari stik (pipa besi) yang telah diinstal pada lahan gambut

Contoh kasus:

a. Pengamatan menggunakan alat GPS RTK

Pada saat awal pemantauan subsiden pada satu hamparan lahan gambut, ketinggian titik-titik pemantau terpilih dari permukaan laut adalah : titik-titik A = 241 cm dpl, B = 245 cm dpl, C = 225 cm dpl, D = 215 cm dpl, dan E 230 cm dpl. Setelah periode 1 (satu) tahun dilakukan pengamatan ulang terhadap koordinat ketinggian titik-titik tersebut, hasilnya adalah: titik A = 238 cm dpl, B = 241 cm dpl, C = 221 cm dpl, D = 213 cm dpl, dan E = 227 cm dpl.

Subsiden adalah:

Titik A, 241 cm – 238 cm, permukaan tanah turun = 3 cm

Titik B, 245 cm – 241 cm, permukaan tanah turun = 4 cm

Titik C, 225 cm – 221 cm, permukaan tanah turun = 4 cm

Titik D, 215 cm – 213 cm, permukaan tanah turun = 2 cm

Titik E, 230 cm – 227 cm, permukaan tanah turun = 3 cm

Rata-rata subsiden lokasi tersebut selama 1 tahun adalah = $(3 + 4 + 4 + 2 + 3) \text{ cm} / 5 = 16 \text{ cm} / 5 = 3,2 \text{ cm/tahun}$.

b. Pengamatan menggunakan stik/pipa besi

Dari 5 stik subsiden yang dipasang pada satu transek lahan gambut, setelah periode waktu 2 tahun terjadi penurunan permukaan tanah gambut (hasil pengukuran langsung di lapang) adalah sebesar: stik 1 = 9

cm, stik 2 = 8 cm, stik 3 = 7 cm, stik 4 = 7 cm, dan stik 5 = 6 cm.

Rata-rata subsiden yang terjadi pada lahan tersebut selama kurun waktu 2 tahun adalah: $(9 \text{ cm} + 8 \text{ cm} + 7 \text{ cm} + 7 \text{ cm} + 6 \text{ cm})/5 = 40 \text{ cm}/5 = 8 \text{ cm}/2 \text{ tahun}$

Atau, $8 \text{ cm}/2 \text{ tahun} = 4 \text{ cm per tahun}$

DAFTAR PUSTAKA

- Couwenberg J, Dommain R, Joosten H. 2009. Greenhouse gas fluxes from tropical peatswamps in Southeast Asia. *Global Change Biology* (accepted).
- Maswar. 2011. Kajian cadangan karbon pada lahan gambut tropika yang didrainase untuk tanaman tahunan. Disertasi Program Doktor (S.3). Program Studi Ilmu Tanah, Sekolah Pascasarjana, Institut Pertanian Bogor.
- Neil F, Sarah B, Malcolm McL. 2005. Peat subsidence near drains in the Waikato region. *Environment Waikato Technical Report 2005/40*. 33p.
- Susanne MS, Price JS. 1999. Soil water flow dynamics in managed cutover peat field, Quebec: Field and laboratory investigations. *Water Resources Research*. Vol. 35. No. 12: 3675-3683.

25. PENGUKURAN SUHU TANAH

*T. Budhyastoro, Sidik Haddy Tala'ohu, Robert L. Watung,
Jubaedah, dan Irawan*

1. PENDAHULUAN

Suhu tanah merupakan suatu konsep yang bersifat luas, karena dapat digunakan untuk menggolongkan sifat-sifat panas dari suatu sistem. Selain itu, suhu tanah merupakan faktor penting dalam menentukan proses-proses fisika yang terjadi di dalam tanah, serta pertukaran energi dan massa dengan atmosfer, termasuk proses evaporasi dan aerasi. Suhu tanah juga mempengaruhi proses biologi seperti perkecambahan biji, pertumbuhan benih dan perkembangannya, perkembangan akar, maupun aktivitas mikrobia di dalam tanah. Suhu tanah sangat bervariasi, sejalan dengan perubahan proses pertukaran energi matahari, terutama melalui permukaan tanah. Fenomena ini berlaku di dalam penampang tanah melalui serangkaian proses yang kompleks. Parameter tanah yang mempengaruhi suhu antara lain kapasitas panas spesifik, penghantar panas, difusivitas panas, serta sumber dan keluaran panas internal pada waktu tertentu.

Teori yang ada saat ini cukup memberikan interpretasi semi-kuantitatif pengaruh permukaan tanah, termasuk adanya bahan mulsa dan berbagai perlakuan pengolahan tanah terhadap sistem panas tanah. Selain itu, suhu tanah dapat menjelaskan mengapa keragaman suhu tahunan yang masuk ke dalam tanah lebih besar dibandingkan dengan suhu harian. Teori ini juga memperhitungkan perbedaan yang nyata, distribusi suhu di antara tanah-tanah dengan struktur dan tekstur yang berbeda seperti pasir, liat (*clay*), atau gambut. Selain itu, suhu tanah dapat menjelaskan, mengapa permukaan tanah dalam kondisi kering memiliki suhu maksimum lebih besar dan suhu minimum lebih rendah, serta bagaimana perbedaan ekstrim ini dapat dikurangi bila kelembapan tanahnya dirubah.

Suhu tanah beragam menurut pola harian atau musiman. Di kedalaman 3 m, suhu agak konstan. Fluktuasi suhu terbesar berada di antara udara dan tanah, daripada di atas atau di bawah tanah. Sekitar 15 cm di bawah permukaan tanah, variasi suhu tanah harian sangat kecil, namun bila terdapat bahan organik di atas permukaan tanah, dapat mengurangi fluktuasi suhu tanah. Penggunaan mulsa dan berbagai macam naungan dapat mengurangi jumlah radiasi matahari yang diserap tanah, hilangnya energi dari tanah akibat radiasi, dan hilangnya air melalui evaporasi. Mulsa bahan organik yang berwarna terang dapat (1) memantulkan sebagian radiasi matahari; (2)

memperlambat hilangnya panas oleh radiasi; (3) menaikkan infiltrasi air; dan (4) mengurangi evaporasi dari permukaan tanah. Hal ini membuktikan, bahwa mulsa yang berwarna terang dapat mengurangi suhu tanah, sedangkan mulsa plastik berwarna gelap dapat (1) mengabsorpsi sebagian besar radiasi matahari; (2) mengurangi hilangnya panas dari tanah; dan (3) mengurangi evaporasi dari permukaan tanah.

2. PRINSIP

2.1. Keseimbangan panas tanah

Keseimbangan panas tanah merupakan neraca panas yang diterima oleh permukaan tanah, dan hilangnya energi panas dari permukaan tanah. Radiasi matahari yang diterima oleh permukaan tanah, sebagian direfleksikan kembali ke atmosfer, dan sebagian lagi diabsorpsi permukaan tanah. Tanah yang berwarna gelap, dan pasir kuarsa yang berwarna terang dapat mengabsorpsi $\pm 30 \sim 80\%$ radiasi panas yang diterima. Jumlah yang direfleksikan kembali merupakan *albedo*, nilainya kurang dari 10% untuk air, dan 20% untuk tanah. Dari total radiasi matahari yang sampai ke permukaan bumi, $\pm 34\%$ direfleksikan kembali ke ruang angkasa (*albedo*), 19% diabsorpsi oleh atmosfer, dan 47% diabsorpsi oleh bumi.

Panas yang diabsorpsi dapat hilang dari tanah melalui: (1) evaporasi; (2) kembali ke atmosfer sebagai radiasi gelombang panjang; (3) pemanasan udara oleh tanah; dan (4) pemanasan tanah. Dalam jangka panjang, perolehan dan hilangnya panas silih berganti, sedangkan dalam jangka pendek, terutama di siang hari atau ketika musim panas, perolehan panas melebihi hilangnya panas mengakibatkan suhu tanah meningkat.

2.2. Bentuk perpindahan energi

Perpindahan energi terjadi dalam tiga bentuk, yaitu radiasi, konveksi, dan konduksi. Radiasi adalah perpindahan energi yang terjadi dalam bentuk gelombang elektro magnetik dari semua benda pada suhu >0 $^{\circ}\text{K}$. Konveksi meliputi pergerakan massa yang membawa panas, seperti gelombang laut atau angin di atmosfer. Sebagai contoh, pada proses infiltrasi air limbah panas (misal dari pabrik pembangkit energi) menuju tanah yang lebih dingin, sedangkan konduksi adalah perambatan panas dalam suatu benda oleh gerakan molekul di dalam benda itu sendiri. Oleh karena suhu mencerminkan energi kinetik molekul benda, maka adanya perbedaan suhu di dalam suatu benda akan menyebabkan perpindahan energi kinetik oleh banyaknya tumbukan molekul-molekul yang bergerak dengan cepat dari daerah yang lebih panas ke daerah sekitarnya yang lebih dingin.

Selain tiga bentuk perpindahan energi, terdapat fenomena campuran yang dikenal sebagai cara keempat, yaitu perpindahan panas laten. Contohnya adalah, proses destilasi yang meliputi tahap absorpsi panas pada proses evaporasi, diikuti oleh gerakan uap secara konveksi atau difusi, dan diakhiri dengan tahapan pelepasan panas (kondensasi), sama seperti yang terjadi pada peristiwa bolak-balik dari es menjadi air.

2.3. Konduksi panas dalam tanah

Konduksi panas dalam benda padat telah lama diamati oleh *Fourier* sejak tahun 1822, namanya berkaitan dengan persamaan transport linier. Persamaan ini secara matematis analog dengan persamaan difusi (*hukum Fick*) serta *hukum Darcy* untuk konduksi fluida pada media sarang (Hillel, 1982). Suatu analog bisa ditarik antara *hukum Fourier* dan *hukum Ohm* untuk konduksi listrik. Hukum pertama konduksi panas, dikenal sebagai *hukum Fourier*, yaitu bahwa aliran panas pada benda homogen searah dan proporsional dengan perubahan suhu, sebagaimana rumus matematik berikut::

$$q_h = -\kappa \nabla T \quad (1)$$

dimana q_h adalah aliran panas (jumlah konduksi panas melewati satuan luas penampang melintang per satuan waktu), κ adalah penghantar panas, dan ∇T gradien ruang suhu T . Dalam bentuk satu dimensi, persamaan ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$q_h = -\kappa_x dT/dx \text{ atau } q_h = -\kappa_z dT/dz \quad (2)$$

dimana: dT/dx adalah gradien suhu pada sembarang arah yang dipilih, dan dT/dz secara khusus menyatakan arah vertikal yang menggambarkan kedalaman tanah ($z=0$ adalah permukaan tanah). Jika q_h dinyatakan dengan satuan kalori $\text{cm}^{-2} \text{detik}^{-1}$ dan gradien suhu dengan satuan $^{\circ}\text{K cm}^{-1}$, maka κ mempunyai satuan kalori ($\text{cm-derajat-detik}^{-1}$). Sebaliknya, jika aliran panas dinyatakan dalam watt m^{-1} dan gradien suhu dalam derajat/m, penghantaran panas mempunyai satuan watt $\text{m}^{-1} \text{derajat}$. Persamaan (1) dapat menjelaskan konduksi panas pada kondisi tetap, yaitu kondisi dimana suhu pada setiap titik di media konduksi dan aliran akan tetap sepanjang waktu.

Untuk kondisi tidak tetap atau *transien*, diperlukan hukum kedua konduksi panas, yaitu prinsip konservasi energi dalam bentuk persamaan kontinuitas, yaitu bila tidak ada sumber atau buangan panas, laju perubahan panas suatu volume tanah sama dengan perubahan aliran panas menurut jarak:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = -\nabla q_h \quad (3)$$

dimana: ρ adalah kerapatan massa, c_m adalah kapasitas panas spesifik per satuan massa (disebut juga panas spesifik, yaitu perubahan kandungan panas suatu satuan massa benda per satuan perubahan suhu). Hasil kali ρc_m (sering disingkat C) adalah kapasitas panas spesifik per satuan volume, dan $\partial T/\partial t$ adalah laju atau kecepatan perubahan suhu. Perlu diingat bahwa simbol ρ adalah massa total per satuan volume, termasuk massa air tanah basah. Simbol ∇ adalah singkatan gradien tiga dimensi.

Suatu bentuk yang setara dengan persamaan (3) adalah:

$$\rho c_m \partial T/\partial t = -(\partial q_x/\partial x + \partial q_y/\partial y + \partial q_z/\partial z)$$

dimana: x , y , dan z adalah koordinat arah ortogonal. Dengan menggabungkan persamaan (1) dan (3), diperoleh hukum kedua konduksi panas, yaitu:

$$\rho c_m \partial T/\partial t = \nabla(\kappa \nabla T) \quad (4)$$

pada bentuk satu dimensi, hal ini menjadi:

$$\rho c_m \partial T/\partial t = \partial/\partial x(\kappa \cdot \partial T/\partial t) \quad (5)$$

Adakalanya perlu mempertimbangkan kemungkinan terjadinya sumber panas atau buangan di daerah terjadinya aliran panas. Sumber panas meliputi fenomena dekomposisi bahan organik, pembasahan awan tanah yang kering, dan kondensasi uap air. Panas buangan biasanya berhubungan dengan evaporasi. Dengan menggabungkan semua sumber panas dalam simbol S , persamaan (5) dapat ditulis dalam bentuk sebagai berikut:

$$\rho c_m \partial T/\partial t = \partial/\partial x(\kappa \partial T/\partial t) \pm S(x,t) \quad (6)$$

dimana sumber panas dan buangan panas ditunjukkan sebagai fungsi ruang dan waktu.

Rasio penghantaran panas κ terhadap kapasitas panas volumetrik C ($=\rho c_m$) disebut difusivitas panas, disimbolkan D_T sebagai berikut:

$$D_T = \kappa/C \quad (7)$$

dengan substitusi D_T terhadap κ , persamaan (2) dan (5) dapat ditulis menjadi:

$$q_h = -D_T C dT/d_x \quad (8)$$

dan

$$\partial T/\partial t = \partial/\partial x(D_T \partial T/\partial t) \quad (9)$$

Pada kasus khusus, dimana D_T dianggap tetap, yaitu bukan fungsi jarak x , dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\partial T/\partial t = D_T(\partial^2 T/\partial x^2) \quad (10)$$

Untuk penyelesaian persamaan-persamaan sebelumnya, agar diperoleh deskripsi suhu yang bervariasi menurut ruang dan waktu, maka perlu mengetahui cara perhitungan atau pengukuran kapasitas panas volumetrik C , penghantaran panas κ , dan difusivitas panas D_T . Ketiganya disebut sebagai sifat panas tanah.

a. Kapasitas panas volumetrik tanah

Kapasitas panas volumetrik, C , suatu tanah diartikan sebagai perubahan kandungan panas suatu satuan volume tanah per satuan perubahan suhu. Kapasitas panas ini mempunyai satuan kalori $\text{m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$ atau joule m^{-3} derajat⁻¹. Nilai C tergantung pada komposisi fase padatan tanah (kandungan mineral dan bahan organik), berat jenis partikel total, dan kadar air tanah (Tabel 1).

Tabel 1. Berat jenis partikel dan kapasitas panas volumetrik penyusun tanah pada suhu 10 ⁰C

Bahan penyusun	Berat jenis partikel, ρ		Kapasitas panas, C	
	g cm^{-3}	kg m^{-3}	$\text{cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$	$\text{w m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$
Kuarsa	2,66	$2,66 \times 10^3$	0,48	$2,0 \times 10^6$
Mineral lain	2,65	$2,65 \times 10^3$	0,48	$2,0 \times 10^6$
Bahan organik	1,30	$1,3 \times 10^3$	0,60	$2,5 \times 10^6$
Air	1,00	$1,0 \times 10^3$	1,00	$4,2 \times 10^6$
Es	0,92	$0,92 \times 10^3$	0,45	$1,9 \times 10^6$
Udara	0,00125	1,25	0,003	$1,25 \times 10^3$

Nilai C dapat dihitung dengan penjumlahan kapasitas panas dari berbagai penyusun tanah, dengan mempertimbangkan fraksi volume masing-masing, seperti dinyatakan de Vries (1975) sebagai berikut:

$$C = \sum f_{si} C_{si} + f_w C_w + f_a C_a \quad (11)$$

dimana: f = fraksi volume dari tiap fase padatan (s), air (w), dan udara (a). Fase padatan terdiri atas sejumlah komponen, dengan indeks i seperti berbagai mineral dan bahan organik; dan simbol \sum merupakan penjumlahan hasil dari fraksi volume masing-masing dan kapasitas panas. Nilai C untuk air, udara, dan tiap-tiap komponen dari fase padatan adalah hasil kali berat jenis partikel tertentu dan panas spesifik per satuan massa, yaitu $C_w = \rho_w C_{mw}$, $C_a = \rho_a C_{ma}$, $C_{si} = \rho_{si} C_{mi}$.

Kebanyakan mineral penyusun tanah hampir memiliki nilai berat jenis partikel yang sama, sekitar $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ atau $2,65 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, dan kapasitas panas sebesar $0,48 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $2,0 \times 10^6 \text{ joule m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$. Oleh karena sulit memisahkan berbagai jenis bahan organik dalam tanah, maka diusahakan menjumlahkan semua jenis bahan organik menjadi satu, dengan berat jenis partikel rata-rata sekitar $1,3 \text{ g cm}^{-3}$ atau $1,3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, dan rata-rata kapasitas panas tanahnya $0,6 \text{ cal m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $2,5 \times 10^6 \text{ j m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$. Berat jenis partikel air $< 0,5$ dari bahan mineral (1 g cm^{-3} atau $1,0 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$), tetapi panas spesifik air dua kali lebih besar ($1 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $4,2 \times 10^6 \text{ joule m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$). Selain itu, mengingat berat jenis partikel udara hanya 1/1.000 dibandingkan dengan air, maka perannya pada panas spesifik gabungan tanah dapat diabaikan. Jadi, persamaan (11) dapat disederhanakan menjadi:

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w \quad (12)$$

dimana: m , o , dan w adalah bahan mineral, bahan organik, dan air; $f_m + f_o + f_w = 1 - f_a$, dan porositas total $f = f_a + f_w$. Sebelumnya diketahui simbol fraksi volume air $f_w = \theta$. Bila diketahui nilai rata-rata C_m , C_o , dan C_w masing-masing 0,46; 0,60; dan $1,0 \text{ cal g}^{-1}$, maka persamaan (12) dapat disederhanakan lagi menjadi:

$$C = 0,48 f_m + 0,60 f_o + f_w \quad (13)$$

Pada tanah mineral, umumnya fraksi volume padatan berkisar antara 0,45 dan 0,65 dengan nilai C berkisar antara $< 0,25 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ pada kondisi kering dan $0,75 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $3 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ pada kondisi jenuh air. Terlepas dari metode untuk menghitung kapasitas panas volumetrik tanah, maka hal ini masih mungkin diukur dengan cara kalorimetrik (Taylor dan Jackson, 1965).

b. Penghantaran panas tanah

Penghantaran panas tanah (κ) diartikan sebagai jumlah panas yang dipindahkan melalui satuan luas per satuan waktu dalam satuan gradien suhu (Tabel 2), namun peng-hantaran panas dari susunan yang berbeda akan berbeda pula (Tabel 3). Jadi, penghantaran panas rata-rata tanah tergantung pada komposisi mineral dan kandungan bahan organik, serta fraksi volume air dan udara. Penghantaran panas sangat sensitif terhadap komposisi tanah, ukuran bentuk, dan susunan ruang partikel tanah. Penghantaran panas suatu tanah sebagai fungsi penghantaran spesifik dan fraksi bahan penyusun tanah merupakan hal yang rumit, karena dipengaruhi oleh geometri struktur tanah dan perpindahan panas dari satu partikel ke partikel lainnya serta dari satu fase ke fase lainnya.

Untuk tanah tidak jenuh, van Bavel dan Hillel (1975, 1976) menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$k_c = (f_w k_w + k_s f_s k_s + k_a f_a k_a) / (f_w + k_s f_s + k_a f_a) \quad (14)$$

dimana: k_w , k_a dan k_s adalah penghantaran panas spesifik bagi setiap penyusun tanah (air, udara, dan nilai rata-rata padatan); k_s = rasio antara rata-rata gradien suhu pada padatan relatif dan fase air; k_s tergantung pada susunan bentuk butiran serta komposisi mineral dan kandungan bahan organik; k_a = rasio gradien panas pada fase udara dan air.

Tabel 2. Penghantaran panas dari unsur penyusun tanah, pada suhu 10 °C

Unsur penyusun tanah	mcal/cm sec °K	W/m °K
Kuarsa	21	8,8
Mineral lain (rerata)	7	2,9
Bahan organik	0,6	0,25
Air	1,37	0,57
Udara	0,06	0,025

Sumber: Hillel (1982)

Tabel 3. Rata-rata sifat panas dari beberapa tipe tanah

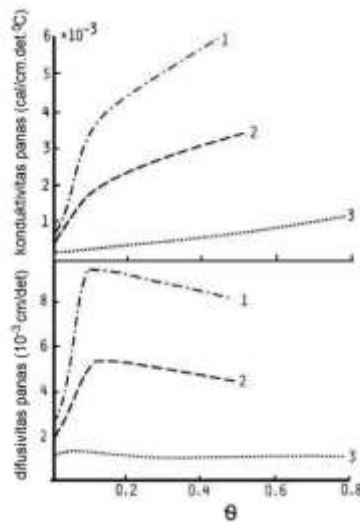
Tipe tanah	Porositas, f	Volumetrik kekerasan, e	Penghantar panas	Volumetrik kapasitas panas, C_v	Kedalaman damping siang hari, d
	% vol		10^{-3} cal/cm sec °C	cal/cm ³ °C	cm
Pasir	0,4	0,0	0,3	0,3	8,0
	0,4	0,2	4,2	0,5	15,2
	0,4	0,4	5,2	0,7	14,3
Liat	0,4	0,0	0,6	0,3	7,4
	0,4	0,2	2,8	0,5	12,4
	0,4	0,4	3,8	0,7	12,2
Gambut	0,8	0,0	0,14	0,35	3,3
	0,8	0,4	0,7	0,75	5,1
	0,8	0,8	1,2	1,15	5,4

Sumber: van Wijk dan de Vries (1963)

Ketertarikan penghantaran panas dan difusivitas air ditunjukkan pada Gambar 1. Pengaruh perpindahan panas laten oleh uap air pada pori-pori yang terisi udara sebanding dengan gradien suhu pada pori-pori tersebut. Menurut van Bavel dan Hillel (1976), dan Hillel (1977), hal itu dapat diperhitungkan dengan menambahkan hantaran panas yang nyata oleh evaporasi, transportasi, dan kondensasi. Nilai ini sangat tergantung pada suhu.

Oleh karena rumitnya memperkirakan penghantaran panas tanah menggunakan perhitungan, ada cara lain melakukan pengukuran langsung suhu tanah. Suhu tanah dapat mempengaruhi tekanan air tanah, dan akibat adanya perubahan suhu dapat menyebabkan pergerakan air serta panas. Oleh sebab itu, cara mengukur perpindahan panas melalui contoh tanah yang didasarkan aliran panas yang dibatasi oleh dua bidang tanah, akan menimbulkan risiko merubah penyebaran kelembapan tanah, dan sifat-sifat panas. Selama proses pengukuran, tanah di dekat bidang yang lebih panas akan menjadi lebih kering, sedangkan tanah di dekat bidang yang lebih dingin akan lebih basah.

Salah satu metode praktis untuk mengukur penghantaran panas adalah sumber panas batang silinder, yang dimasukkan ke dalam tanah pada kedalaman tertentu, yang juga bisa digunakan di laboratorium (de Vries dan Peck, 1958; Woodside, 1958). Penggunaannya didasarkan pada penyelesaian persamaan konduksi panas pada arah radial sumber panas (Carslaw dan Jaeger, 1959) sebagai berikut:



Gambar 1. Penghantaran panas dan difusivitas panas sebagai fungsi volume kadar air (fraksi volume air) untuk: (1) tanah pasir (berat jenis partikel 1,46 g cm⁻³; fraksi padatan 0,55); (2) lempung (berat jenis partikel 1,33 g cm⁻³; fraksi padatan 0,5); dan (3) gambut (fraksi padatan 0,2) (de Vries, 1975)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} \right) + \frac{1}{r} \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) \tag{15}$$

dimana: T = suhu; t = waktu; r = jarak radial dari sumber panas; dan κ = penghantaran panas.

Pada prakteknya, batang silinder yang berisi kawat pemanas dipasang pada tanah, dialiri arus listrik, dan laju kenaikan suhu diukur dengan *thermocouple* atau termistor yang diletakkan dekat kawat. Untuk jarak pendek dari sumber panas, kenaikan suhu $T - T_0$:

$$T - T_0 = (q_h/4\pi\kappa)(c + \ln t) \quad (16)$$

dimana: T = suhu terukur; T_0 = suhu awal; q_h = panas yang dihasilkan per satuan waktu dan satuan panjang kawat pemanas; κ = penghantaran panas; c = konstanta; dan t = waktu. Hubungan antara suhu dan logaritma waktu memungkinkan menghitung κ , namun faktor koreksi diperlukan untuk mempertimbangkan pengaruh ukuran batang silinder (Jackson dan Taylor, 1965).

c. Difusivitas panas

Difusivitas panas (D_T), diartikan sebagai perubahan suhu yang dihasilkan oleh sejumlah panas yang mengalir melalui suatu volume per satuan waktu pada satuan gradien suhu. Definisi lainnya menyatakan bahwa difusivitas panas adalah rasio dari penghantaran terhadap hasil kali panas spesifik dan berat jenis partikel sebagai berikut:

$$D_h = \kappa/C_s \rho = \kappa/C_v \quad (17)$$

dimana: C = kapasitas panas volumetrik. Panas spesifik dan berat jenis partikel padatan dan air harus dipertimbangkan saat menghitung kapasitas panas volumetrik, sehingga:

$$C_v = \rho_s (C_s + C_w w) \quad (18)$$

dimana: ρ_s = berat jenis partikel tanah kering; C_s = panas spesifik tanah kering; C_w = panas spesifik air; dan w = rasio massa air terhadap massa tanah kering. Difusivitas panas dapat dihitung dari pengukuran awal penghantaran panas dan kapasitas panas volumetrik, atau diukur langsung seperti dijelaskan oleh Jackson dan Taylor (1965).

2.4. Daerah panas profil tanah

Di alam, suhu tanah beragam sesuai dengan perubahan cuaca yang terus-menerus terjadi, sehingga mempengaruhi bidang pertemuan tanah ~ atmosfer. Daerah ini dicirikan oleh periode yang bergantian antara siang dan malam secara teratur, musim panas dan dingin. Tetapi, siklus harian dan tahunan ini dapat mengalami gangguan oleh fenomena temporal yang tidak teratur seperti awan, gelombang dingin/panas, hujan, dan periode kemarau atau kekeringan. Selain pengaruh luar, perubahan sifat tanah, lokasi geografis dan vegetasi, maka daerah panas profil tanah bersifat cukup kompleks.

Penyajian model matematik paling sederhana adalah dengan menganggap semua kedalaman tanah, suhu naik dan turun merupakan fungsi harmonis murni (bentuk fungsi sinus) dari waktu di sekitar nilai rata-rata. Akibat keragaman alam yang tidak teratur, maka cara tersebut kurang teliti, namun bersifat instruktif. Meskipun suhu tanah mempunyai keragaman dengan kedalaman yang berbeda, suhu rata-rata tanah sama di setiap kedalaman. Apabila waktu awal, $t = 0$, maka suhu permukaan tanah bisa dinyatakan sebagai fungsi waktu (Gambar 2):

$$T(0,t) = \check{T} + A_0 \sin \omega t \quad (19)$$

dimana; $T(0,t)$ = suhu pada $z = 0$ (permukaan tanah sebagai fungsi waktu t); \check{T} = suhu rata-rata permukaan tanah (suhu rata-rata profil); dan A_0 = amplitudo dari fluktuasi suhu tanah (kisaran maksimum atau minimum ke suhu rata-rata); ω = frekuensi radial, yang besarnya dua kali frekuensi sesungguhnya.

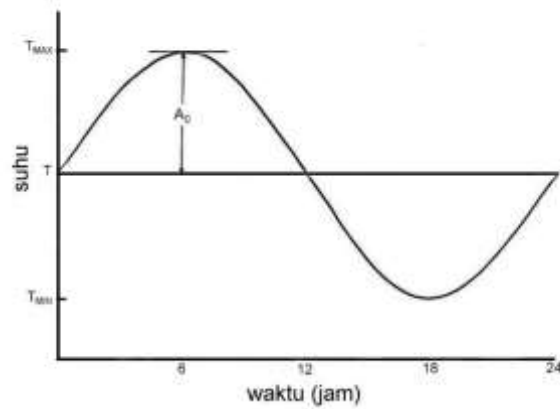
Pada keragaman suhu harian, besarnya periode adalah 86.400 detik (24 jam), sehingga $\omega = 2/86.400 = 2.27 \times 10^{-5}/\text{detik}$. Perlu diperhatikan bahwa uraian dari fungsi sinus dinyatakan dalam radian, bukan derajat.

Persamaan terakhir adalah kondisi batasan untuk $z = \infty$. Untuk penyederhanaan, anggap suhu pada kedalaman z tidak terhingga ($z = \infty$) tetap dan sama dengan \check{T} . Pada kondisi seperti ini, suhu pada kedalaman z dan waktu t merupakan fungsi sinus waktu, seperti ditunjukkan pada persamaan (20) dan Gambar 3 (Lettau, 1962; van Wijk dan de Vries, 1963).

$$T(z,t) = \check{T} + A_z \sin [\omega t + \varphi(z)] \quad (20)$$

dimana A_z adalah amplitudo pada kedalaman z , baik A_z maupun $\varphi(z)$ adalah fungsi dari z , bukan fungsi t . Nilai A_z dan $\varphi(z)$ yang terdapat pada persamaan diferensial $\partial T/\partial t = D_h (\partial^2 T/\partial z^2)$ akan menghasilkan penyelesaian sebagai berikut:

$$T(z,t) = \check{T} + A_0 [\sin (\omega t - z/d)]/e^{z/d} \quad (21)$$



Gambar 2. Fluktuasi harian suhu permukaan tanah, menurut persamaan $T = \bar{T} + A_0 \sin(\omega t/p)$

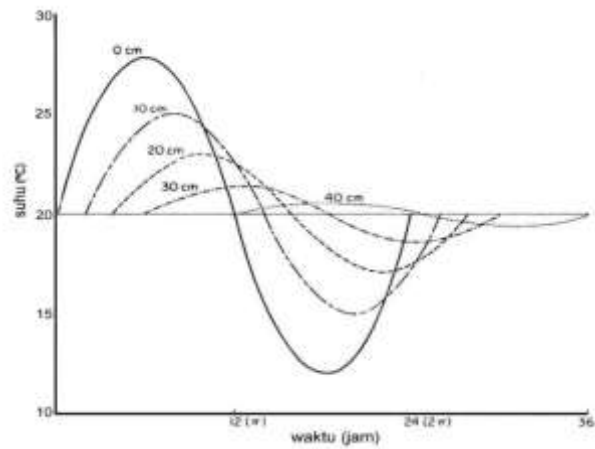
konstanta d adalah sifat dari kedalaman, disebut kedalaman damping, yaitu suatu kondisi amplitudo suhu yang berkurang sebesar $1/e$ ($1/2,718 = 0,37$) dari besar amplitudo pada permukaan tanah A_0 .

Keragaman tahunan suhu tanah sampai kedalaman tertentu menyebabkan penyimpangan asumsi yang sederhana, yaitu bahwa nilai rata-rata suhu harian sama untuk semua kedalaman profil tanah. Pengaruh kombinasi keragaman suhu tanah harian dan tahunan dapat dinyatakan sebagai berikut:

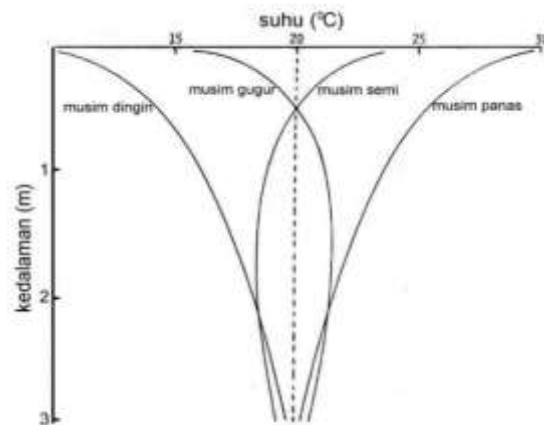
$$T(z,t) = \bar{T}_y + A_y [\sin(\omega_y t + \phi_y - z/d_y)]/e^{z/d_y} + A_d [\sin(\omega_d t + \phi_d - z/d_d)]/e^{z/d_d} \quad (22)$$

dimana y dan d adalah gelombang suhu tahunan dan harian, sehingga \bar{T}_y adalah suhu rata-rata tahunan. Adanya awan atau hujan dapat menyebabkan penyimpangan suhu yang cukup besar dari fluktuasi harmonis sederhana, terutama untuk siklus harian.

Adanya perkembangan komputer digital dengan kemampuan yang semakin besar, memungkinkan untuk menyusun dan menyelesaikan model simulasi matematis dengan memasukkan sifat-sifat panas tanah yang beragam menurut ruang dan waktu. Amplitudo suhu permukaan tanah tidak lagi dianggap sebagai variabel bebas, tetapi tergantung pada keseimbangan energi di permukaan tanah, yang dipengaruhi oleh sifat-sifat tanah dan kondisi di atasnya.



Gambar 3. Keragaman ideal suhu tanah terhadap waktu untuk berbagai kedalaman. Suhu tertinggi pada kedalaman 40 cm akan tertinggal 12 jam dibanding suhu permukaan tanah dan hanya sekitar 1/16 dari nilai pada besaran dipermukaan tanah. Pada contoh ini tanah dianggap seragam, dengan penghantaran panas 4×10^{-3} cal/cm-det-derajat, dan kapasitas panas volumetrik sebesar $0,5 \text{ cal cm}^{-3}$ derajat.

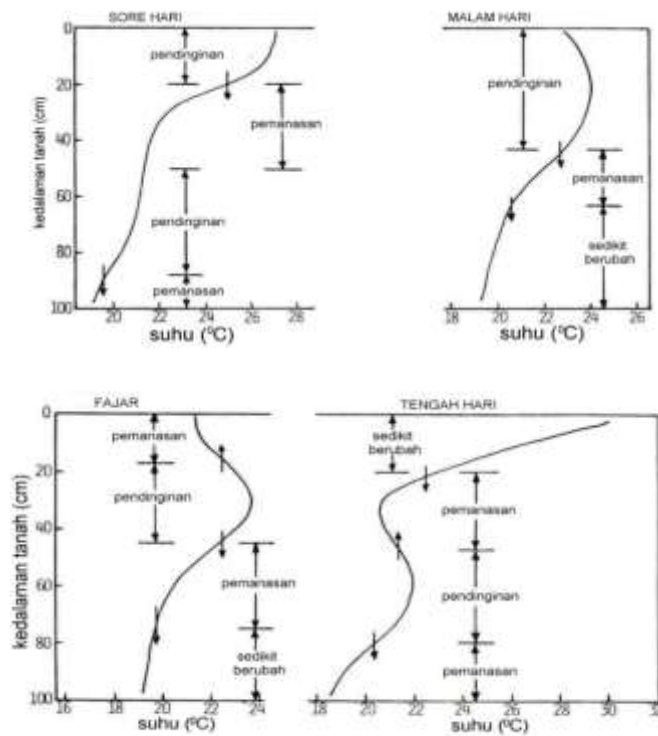


Gambar 4. Profil variabilitas suhu tanah dari musim ke musim pada regim tanah bebas beku

Salah satu temuan lain yang lebih teliti dan tepat dibandingkan dengan sebelumnya adalah termometer radiasi inframerah, yaitu penginderaan jauh untuk mengamati suhu permukaan tanah, baik tanah kosong maupun yang ditanami tanpa mengganggu permukaan tanah.

Pemahaman tentang suhu permukaan tanah dan keragamannya menurut waktu, penting dalam memperkirakan pertukaran energi antara tanah dan atmosfer, serta dalam menentukan kondisi pembatas bagi perpindahan panas di dalam tanah.

Profil suhu tanah yang beragam dari musim ke musim pada daerah bebas salju ditunjukkan pada Gambar 4, sedangkan variasi suhu harian dan arah aliran panas di dalam profil tanah ditunjukkan pada Gambar 5.



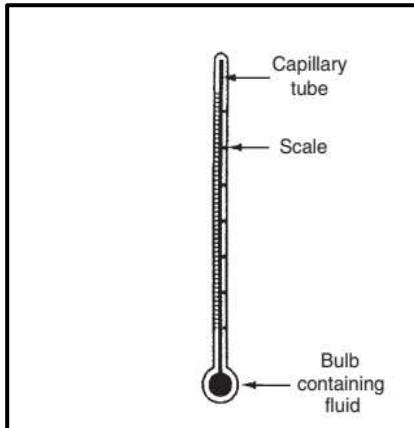
Gambar 5. Variabilitas hubungan antara suhu tanah di beberapa kedalaman selama satu hari di musim panas (Sellers, 1965 berdasarkan data Carson, 1961)

2.5. Rejim suhu tanah

Suhu tanah merupakan salah satu sifat tanah yang digunakan dalam klasifikasi tanah. Kelas-kelas suhu tanah atau rejim tanah dibatasi berdasarkan suhu tanah rata-rata tahunan (*mean annual soil temperature*) di daerah perakaran pada kedalaman 5 ~ 100 cm. Oleh karena itu, penggunaan tanah untuk usaha pertanian maupun kehutanan, biasanya dihubungkan dengan rejim suhu tanah. Suhu tanah diukur pada kedalaman sekitar 50 cm di bawah permukaan tanah dan dinyatakan dalam derajat Celcius.

3. BAHAN DAN ALAT

Beberapa jenis alat yang digunakan untuk mengukur suhu tanah diantaranya termometer air raksa (*liquid in glass thermometer*), termometer metal atau logam ganda (*bimetallic soil thermometer*), *thermocouple*, termometer *bourdon* dan termometer tahanan listrik (*resistance thermometer*) (Gambar 6 – 9).



Termometer air raksa termasuk jenis *liquid in glass thermometer*. Cairan di dalam termometer biasanya air raksa/mercury dan alkohol yang diberi warna (Morris dan Langari, 2021).

Gambar 6. Termometer air raksa



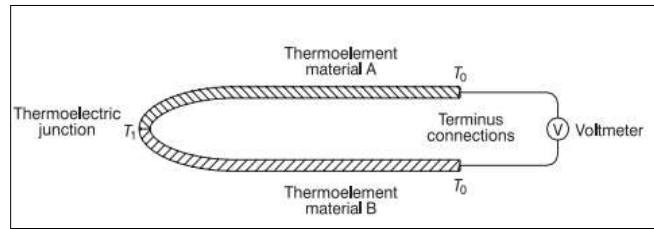
Bimetallic soil thermometer (Ochsner 2008).

Termometer logam ganda (*bimetallic soil thermometer*) menggunakan dua logam yang disatukan (disambung), dan memiliki koefisien yang berbeda (Ochsner 2008, Childs 2001).

Gambar 7. Termometer logam ganda



Thermocouple (Oschsner 2008)

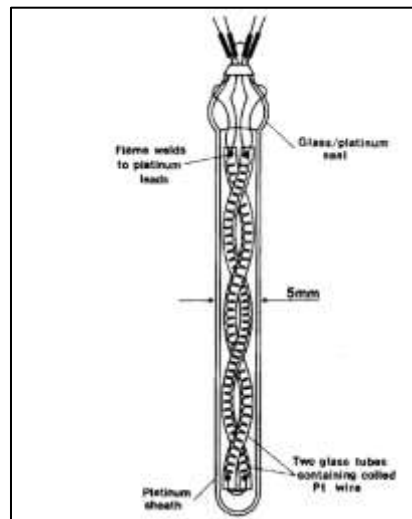


Bagan sirkuit *thermocouple* (Childs 2001)

Gambar 8. *Thermocouple*



Pt 100 resistance thermometer (Parali et al. 2018).



Penampang melintang *resistance thermometer* (Nicholas dan White 2003)

Gambar 9. Termometer tahanan listrik

4. PROSEDUR

Termometer tanah dibagi ke dalam dua kelas, yaitu termometer nonkontak dan termometer kontak. Termometer nonkontak digunakan untuk mengetahui suhu permukaan tanah dengan cara mengukur banyaknya radiasi inframerah yang dipantulkan tanah (Fuchs and Tanner, 1968).

Termometer kontak digunakan untuk mengukur suhu di dalam tanah, namun penggunaannya harus hati-hati (Ham and Senock, 1992). Beberapa termometer bersifat nonelektrik, karena digunakan untuk mengukur penyebaran panas, meskipun diindikasikan dengan batas titik cair atau ditunjukkan oleh indikator *thermochromic*nya, sampai saat ini sensor nonelektrik digunakan untuk mengukur suhu tanah.

Termometer elektrik biasa digunakan untuk mengukur modulasi panas yang ditimbulkan dari bahan yang diukur, seperti suhu pengukur perubahan ketahanan panas. Untuk ketepatan pengukuran, sensor elektrik harus dipertahankan dalam keadaan kering dan bebas pengaruh elektrisasi. Oleh sebab itu untuk jangka pendek, sensor biasanya dilindungi oleh tabung yang tahan panas, sedangkan untuk pemakaian jangka panjang (alat ditanamkan ke dalam tanah), sebaiknya sensor berada di dalam tabung gelas tahan panas yang ujungnya dilapisi plat *stainless steel*.

5. INTERPRETASI DATA DAN PERHITUNGAN

5.1. Interpretasi data

Suhu tanah dibagi ke dalam beberapa kelas atau rejim suhu yang digunakan dalam klasifikasi tanah kategori rendah, diantaranya sebagai berikut:

(1) Rejim suhu tanah *cryik*

Tanah-tanah yang berada dalam rejim suhu ini mempunyai suhu tahunan $< 8^{\circ}\text{C}$, tetapi tidak mempunyai *permafrost*.

a. Pada tanah-tanah mineral, suhu tanah musim panas rata-rata yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik, mana saja yang lebih dangkal, adalah sebagai berikut:

- 1) Apabila tanah tidak jenuh air selama sebagian waktu dari musim panas dan (a) apabila terdapat horizon O $< 15^{\circ}\text{C}$, atau (b) apabila terdapat horizon O $< 8^{\circ}\text{C}$
- 2) Apabila tanah jenuh air selama sebagian waktu dari musim panas dan (a) apabila tidak terdapat horizon O $< 13^{\circ}\text{C}$, atau (b) apabila terdapat horizon O atau epipedon histik $< 6^{\circ}\text{C}$

b. Pada tanah-tanah organik, rata-rata suhu tanah tahunannya $< 6^{\circ}\text{C}$.

Tanah-tanah *cryik* dengan rejim kelembapan akuik biasanya dipengaruhi oleh embun beku (*frost*). Tanah-tanah *isofrigid* dapat juga memiliki rejim suhu *cryik* termasuk sebagian kecil tanah-tanah yang memiliki bahan organik di bagian atasnya

(2) Rejim suhu tanah *frigid*

Tanah dengan rejim suhu *frigid* lebih hangat pada musim panas dibandingkan dengan tanah lainnya, tetapi rata-rata suhu tahunannya $< 8^{\circ}\text{C}$, dan perbedaan antara rata-rata suhu tanah musim panas dan dingin $> 6^{\circ}\text{C}$, yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik maupun paralitik.

(3) Rejim suhu tanah *mesik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 8^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 15^{\circ}\text{C}$, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin $> 6^{\circ}\text{C}$, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

(4) Rejim suhu tanah *termik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 15^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 22^{\circ}\text{C}$, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin $> 6^{\circ}\text{C}$, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

(5) Rejim suhu tanah *hipertermik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 22^{\circ}\text{C}$, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin $> 6^{\circ}\text{C}$, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

Apabila nama suatu rejim suhu tanah mempunyai awalan *iso*, maka hal ini menunjukkan bahwa perbedaan antara rata-rata suhu tanah di musim panas dan dingin $< 6^{\circ}\text{C}$ yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik, mana saja yang lebih dangkal. Dalam hal ini terdapat empat rejim suhu tanah *iso*, yaitu:

1. *Isofrigid*, rata-rata suhu tanah tahunannya $< 8^{\circ}\text{C}$.
2. *Isomesik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 8^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 15^{\circ}\text{C}$.
3. *Isotermik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 15^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 22^{\circ}\text{C}$.
4. *Isohipertermik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 22^{\circ}\text{C}$, hampir semua jenis tanah di Indonesia tergolong ke dalam rejim suhu isohipertermik.

5.2. Contoh perhitungan

- (1) Jika diasumsikan semua kondisi tetap, hitung pengaliran panas dan total perpindahan panas satu dimensi melalui lapisan setebal 20 cm, jika

penghantaran panas adalah $3,6 \times 10^{-3}$ cal (cm-det-derajat) $^{-1}$ dan perbedaan suhu 10°C yang dipertahankan selama 1 jam.

Dengan menggunakan persamaan (2) dalam bentuk diskrit, maka dapat dituliskan:

$$\begin{aligned} q_h &= \kappa \nabla T / \nabla x \\ &= 3,6 \times 10^{-3} \text{ cal (cm-det-derajat)}^{-1} \times 10 \text{ derajat/20 cm} \\ &= 1,8 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ det.} \end{aligned}$$

Total perpindahan panas:

$$\begin{aligned} q_h t &= 1,8 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ det} \times 3.600 \text{ det} \\ &= 6,48 \text{ cal cm}^{-2}. \end{aligned}$$

- (2) Suatu pengaliran panas sebesar 10^{-3} cal cm^{-2} -det dipertahankan pada permukaan contoh tanah setebal 10 cm, sedangkan bagian bawah contoh tanah dilapisi. Hitunglah kecepatan waktu perubahan suhu atau total kenaikan suhu per jam, jika kerapatan total $1,2 \text{ g cm}^{-3}$ dan kapasitas panas spesifik $0,6 \text{ cal (g-derajat)}^{-1}$.

Pada aliran panas ini, digunakan bentuk diskrit dari persamaan (3):

$$\begin{aligned} dT/dt &= (\nabla q_h / \nabla X) (1/\rho_b C_m) \\ &= (10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{-det } 10 \text{ cm}^{-1}) \times (1,2 \text{ g cm}^{-3} \times 0,6 \text{ cal} \\ &\quad \text{(g-derajat)}^{-1})^{-1} \\ &= 1,39 \times 10^{-4} \text{ derajat det}^{-1}. \end{aligned}$$

Total kenaikan suhu = $1,39 \times 10^{-4} \text{ derajat det}^{-1} \times 3.600 \text{ det jam}^{-1} = 0,5^{\circ}\text{C jam}^{-1}$.

- (3) Hitung kapasitas panas volumetrik (C) suatu tanah dengan berat jenis partikel total $1,46 \text{ g cm}^{-3}$ saat kering, serta saat jenuh total. Anggap berat jenis partikel padatan $2,60 \text{ g cm}^{-3}$ dan bahan organik mempunyai berat 10% dari bahan padatan (berdasarkan volume).

- (4) Pertama, hitung fraksi volume pori-pori (porositas) tanah:

$$\begin{aligned} f &= (\rho_s - \rho_b) / \rho_s \\ &= (2,60 - 1,46) \text{ g cm}^{-3} / 2,6 \text{ g cm}^{-3} \\ &= 0,44. \end{aligned}$$

Jadi, fraksi volume padatan $1,044 = 0,56$. Oleh karena bahan organik mempunyai berat 10% fase padatan tanah, fraksi volume bahan mineral adalah:

$$\begin{aligned} f_m &= 0,56 \times 0,9 \\ &= 0,504 \end{aligned}$$

Fraksi volume bahan organik adalah: $f_o = 0,56 \times 0,1 = 0,056$. Kapasitas panas volumetrik dapat dihitung dengan menggunakan persamaan (12):

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w$$

dimana dari Tabel 1 diperoleh data kapasitas panas bahan mineral $0,48 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{K}$, bahan organik $0,6 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{K}$, dan air $1 \text{ cal cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{K}$, maka tanah dalam kondisi kering benar:

$$\begin{aligned} C &= (0,48 \times 0,504) + (0,60 \times 0,05) \\ &= 0,24 + 0,03 \\ &= 0,27 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat.} \end{aligned}$$

Saat air jenuh, volume fraksi air tanah sama dengan porositas, sehingga:

$$\begin{aligned} C &= 0,27 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat} + 0,44 \times 1 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat} \\ &= 0,71 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat.} \end{aligned}$$

- (4) Suhu permukaan tanah maksimum harian $40 \text{ }^{\circ}\text{C}$, dan suhu minimum $10 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Asumsi bahwa gelombang suhu harian bersifat simetris, yaitu suhu rata-rata sama pada seluruh profil tanah (dimana suhu permukaan tanah sama dengan suhu rata-rata tanah pada jam 6 pagi dan 6 petang), dan kedalaman damping 10 cm . Hitung suhu tanah pada saat tengah hari, dan tengah malam untuk kedalaman $0, 5, 10, \text{ dan } 20 \text{ cm}$. Oleh karena kisaran suhu $30 \text{ }^{\circ}\text{C}$, dan suhu rata-rata (\bar{T}) $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$, amplitudo pada permukaan tanah A , nilai maksimumnya di atas nilai rata-rata yaitu 15 . Dengan menggunakan persamaan (22) untuk menghitung suhu T pada suatu kedalaman z , dan waktu t :

- a. Pada kedalaman nol (permukaan tanah):

1. Suhu saat tengah hari (6 jam setelah $T = \bar{T}$):

$$\begin{aligned} T(0,6) &= 25 + 15 \times [\sin(\pi/2-0)]/e^0 \\ &= 25 + 15 = 40 \text{ }^{\circ}\text{C.} \end{aligned}$$

2. Suhu tengah malam (18 jam setelah $T = \bar{T}$):

$$\begin{aligned} T(0,18) &= 25 + 15 \times [(\sin(\pi/2-0))/e^0] \\ &= 25 - 15 = 10 \text{ }^{\circ}\text{C.} \end{aligned}$$

- b. Pada kedalaman 5 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(5,6) &= 25 + 15 \times [\sin(\pi/2-5/10)]/e^{5/10} \\ &= 25 + 15 \times (\sin(1,57 - 0,5))/e^{0,5} \\ &= 25 + 15 \times (\sin(1,07))/1,65 \\ &= 25 + 15(0,87720/1,65) = 32,97 \text{ }^{\circ}\text{C.} \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam

$$\begin{aligned} T(5,18) &= 25 + 15 \times (\sin(3\pi/2-5/10))/1,65 \\ &= 25 + 15 \times \sin(4,71 - 0,5)/1,65 \\ &= 25 + 15(-0,87720/1,65) = 17,3 \text{ }^{\circ}\text{C.} \end{aligned}$$

c. Pada kedalaman 10 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(10,6) &= 25 + 15 \times (\sin(\pi/2-1))/e^1 \\ &= 25 + 15 \times \sin(0,57)/e \\ &= 25 + 15 \times (0,53963/2,718) = 27,98 \text{ } ^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam

$$\begin{aligned} T(10,18) &= 25 + 15 \times (\sin(3\pi/2-1))/e^1 \\ &= 25 + 15 \times (\sin(4,71-1))/2,178 \\ &= 25 + 15(-0,53763/2,178) = 22 \text{ } ^\circ\text{C} \end{aligned}$$

d. Pada kedalaman 20 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(20,6) &= 25 + 15x (\sin(1,57 - 20/101))/e^{20/10} \\ &= 25 + 15x \sin(0,43)/e^2 \\ &= 25 + 15x (-0,41687/7,39) = 25 - 0,85 = 24,15 \text{ } ^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam:

$$\begin{aligned} T(10,18) &= 25 + 15 \times (\sin(4,71-2))/7,39 \\ &= 25 + 15 \times (\sin(0,41687/7,39)) = 25,85 \text{ } ^\circ\text{C} \end{aligned}$$

6. DAFTAR PUSTAKA

- Carslaw, J. S., and J. C. Jaeger. 1959. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford Univ. Press (Clarendon), London and New York.
- Carson. E. 1961. *Soil Temperature and Weather Conditions*. Rep. No. 6470, Argonne National Laboratories, Argon.
- de Vries, D. A., and A. J. Peck. 1958. On the cylindrical probe methode of measuring thermal conductivity with special reference to soil. *Aust. J. Phys.* 11: 255-271; 409-423.
- de Vries, D. A. 1975. *The thermal conductivity of soil*. Med. Landbouw Hogeschool Wageningen.
- Fuchs, M., and C. B. Tanner 1968. Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 326-328.
- Ham, J. M., and R. S. Senock. 1992. On the measurement of soil-surface temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 370-377.
- Hillel, D. 1977. *Computer Simulation of Soil Water Dynamics*. Int. Dev. Res. Centre, Ottawa, Canada.
- Hillel, D. 1982. *Introduction to Soil Physics*. Academic Press, Inc. San Diego. California.

- Lettau, H. H. 1962. A theoretical model of thermal diffusion in non-homogeneous conductors. *Gerlands. Beitr. Geophys.* 71: 257-271.
- Sellers, W. D. 1965. *Physical Climatology*. Univ. of Chicago Press, Chicago-Illinois.
- Taylor, S. A., and R. D. Jackson. 1965. Soil temperature. p. 331-344. *In Methods of Soil Analysis*. Monograph 9, Am. Soc. Agron, Madison, Wisconsin.
- van Bavel, C. H. M. 1972. Soil temperature and crop growth. p. 23-33. *In Optimizing the Soil Physical Environment toward Greater Crop Yields*. (D. Hillel, Ed.). Academic Press, New York.
- van Bavel, C. H. M., and D. Hillel. 1975. A simulation study of soil heat and moisture dynamics as affected by a dry mulch, *Proc. Summer Simulat. Conf.* San Francisco, California.
- van Bavel, C. H. M., and D. Hillel. 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agr. Meteorol.* 17: 453-476.
- van Wijk, W. R., and D. A. de Vries. 1963. Periodic temperature variation in homogeneous soil. *In Physics of Plant Environment* (W.R. van Wijk, Ed.). North-Holland Publ-Amsterdam.
- Woodside, W. 1958. Probe for thermal conductivity measurement of dry and moist materials. p. 163-170. *In. Am. Soc. Heating and Air Conditioning Eng. J. Sect., Heating, Piping, and Air Conditioning*.
- Morris, A. S. and R Langiri. 2021. *Measurement and Instrumentation Theory and Application*. Academic Press. London, United Kingdom.
- Ochsner, T.E. 2008. Measuring Soil Temperature. *In Soil Science Step by Step Analysis* (S. Logsdon, D. Clay, D. Moore, T. Tsegaye Eds).
- Childs, P.R.N. 2001. *Practical Temperature Measurement*. Butterworth-Heinemann, Oxford, United Kingdom.
- Parali, L., F. Durmaz, O. Aydın. 2018. Calibration of a Platinum Resistance Thermometer (Pt-100) and Its Measurement Uncertainty Analysis. *Celal Bayar University Journal of Science* Volume 14, Issue 1, p 41-49. DOI: 10.18466/cbayarfb.334988.
- Nicholas, J.V. And D.R. White. 2003. Temperature. *In Measurement of the Thermodynamic Properties of Single Phases* (A.R.H. Goodwin, K.N. Marsh, W.A. Wakeham Eds). Elsevier Science B.V. Amsterdam, The Netherland.

PENILAIAN BEBERAPA SIFAT-SIFAT FISIK TANAH

Klasifikasi partikel tanah berdasarkan IUSS dan USDA

ISSS/IUSS		USDA	
Kategori	Ukuran (mm)	Kategori	Ukuran (mm)
Krikil	>2.0	Krikil	>2.0
Pasir kasar	0.2 - 2.0	Sangat kasar	1.0 – 2.0
Pasir halus	0.02 – 0.2	Kasar	0.50 – 1.0
Debu	0.002 – 0.02	Sedang	0.25 – 0.50
Liat	<0.002	Halus	0.10 – 0.25
		Sangat halus	0.05 – 0.10
		Debu	0.002 – 0.05
		Liat	<0.002

Karakteristik sifat fisika tanah berdasarkan perbedaan tekstur

Sifat Fisik Tanah	Tekstur		
	Pasir	Debu	Liat
Bulk density (g/cm ³)	Rendah (1.0-1.1)	Sedang (1.1 – 1.3)	Tinggi (1.3 – 1.6)
Porositas			Tinggi
Ukuran Pori	Besar	Sedang	Kecil
Luas Permukaan partikel	Kecil	Sedang	Besar
Kapasitas menahan air	Rendah	Sedang	Tinggi
Permeabilitas (mm/d)	Rapid (>10)	Lambat ke Sedang (2-8)	Lambat (~ 2)
Kapasitas Lapang	Rendah (<35% v/v)	Sedang (45% v/v)	Tinggi (45 – 55 % v/v)
Titik Layu Permanen	Rendah (<15% v/v)	Sedang (<20% v/v)	Tinggi (20-30% v/v)

(Rai *et al.*, 2017)

Parameter	Nilai	Kelas
Air tersedia (% Volume) Klasifikasi menurut Stalling (1959) dan Kohnke (1968)	< 5 5 – 10 10 – 15 15 – 20 > 20	Sangat Rendah (sr) Rendah (r) Sedang (s) Tinggi (t) Sangat Tinggi (st)
Pori Drainase/ Aerasi (% Volume) Klasifikasi menurut Stalling (1959) dan Kohnke (1968)	< 5 5 – 10 10 – 15 > 15	Sangat Rendah (sr) Rendah (r) Sedang (s) Tinggi (t)
Stabilitas Agregat (Indeks) Klasifikasi menurut De Leenheer dan De Boodt (1959)	> 200 80 -200 60 – 80 50 – 60 40 – 50 < 40	Sangat Stabil Sekali (SSS) Sangat Stabil (ss) Stabil (s) Agak stabil (as) Kurang Stabil (ks) Tidak Stabil (ts)
Permeabilitas / Infiltrasi (cm/jam) Klasifikasi menurut Uhland dan O'Neal (1951)	> 0,125 0,125 – 0,50 0,50 – 2, 00 2 – 6,35 6,35 – 12,70 12,70 – 25, 40 > 25,4	Sangat Lambat (sl) Lambat (l) Agak Lambat (al) Sedang (s) Agak Cepat (ac) Cepat (c) Sangat Cepat (sc)
Plastisitas (Indeks)	< 10 10 – 20 20 – 30 > 30	Tidak Plastis (tp) Agak Plastis (ap) Plastis (p) Sangat Plastis (sp)
COLE	< 0,03 0,03 – 0,06 0,06 – 0,09 > 0,09	Rendah (r) Sedang (s) Tinggi (t) Sangat Tinggi (st)