

# **LAPORAN PENELITIAN**

## **KARAKTERISTIK SIFAT KIMIA DAN FISIKA TANAH BEBERAPA ANDISOL DI JAWA BARAT**

**Oleh:**

**Dr. Rina Devnita, Ir., M.S., M.Sc.**

NIP. 19631222 198903 2 001

NIDN. 0022196309



**FAKULTAS PERTANIAN  
UNIVERSITAS PADJADJARAN  
2010**

# **LAPORAN PENELITIAN**

## **KARAKTERISTIK SIFAT KIMIA DAN FISIKA TANAH BEBERAPA ANDISOL DI JAWA BARAT**

Oleh:

Dr. Rina Devnita, Ir., M.S., M.Sc.  
NIP. 19631222 198903 2 001  
NIDN. 0022196309

FAKULTAS PERTANIAN  
UNIVERSITAS PADJADJARAN

Bandung, Juni 2010

Mengetahui:  
Ketua Jurusan Ilmu Tanah dan  
Sumberdaya Lahan  
Fakultas Pertanian  
Universitas Padjadjaran

Penulis

Dr. Rachmat Harryanto. Ir., M.S.  
NIP. 19570311 198601 1001

Dr. Rina Devnita, Ir., M.S., M.Sc.  
NIP. 19631222 198903 2 001

## **KATA PENGANTAR**

Puji syukur Penulis panjatkan ke hadirat Allah swt atas rahmat, karunia dan izin NYA, Penulis dapat menyelesaikan laporan hasil penelitian berjudul “Karakteristik Sifat Kimia dan Fisika Tanah Beberapa Andisol di Jawa Barat”. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik kimia dan fisika yang spesifik dari Andisol yang berkembang dari beberapa gunungapi yang berbeda umur dan jenis bahan induknya.

Penulis mengucapkan terima kasih kepada berbagai pihak yang telah membantu pelaksanaan penelitian ini mulai dari pelaksanaan penelitian di lapangan, analisis di laboratorium hingga terwujudnya laporan hasil penelitian ini. Pada kesempatan ini penulis mengucapkan terima kasih kepada Ir. Ridha Hudaya, Ir., M.S., atas bantuannya selama di lapangan; Prof. E. Van Ranst dari Ghent University Belgium atas izinnnya melakukan analisis  $pH_0$  dan retensi P di Laboratorium Physical and Land Resource; Ade Setiawan, Ir. M.P. atas bantuannya untuk analisis data; serta Adit Raditia Djohar, Rio Kurniawan dan Hamdani atas bantuannya melakukan analisis di Laboratorium Kimia dan Kesuburan Tanah Fakultas Pertanian Universitas Padjadjaran.

Penulis berharap laporan hasil penelitian ini dapat bermanfaat untuk pengembangan Ilmu Pertanian terutama Ilmu Tanah.

Bandung, Juni 2010  
Penulis,  
Rina Devnita

## ABSTRAK

Penelitian untuk mengetahui karakteristik kimia dan fisika Andisol yang berkembang dari beberapa sifat dan umur geologi bahan induk di Jawa Barat telah dilakukan dalam dua tahap kegiatan yaitu di lapangan dan di laboratorium. Penelitian di lapangan dilakukan untuk survey dan pengambilan sampel tanah serta di laboratorium untuk analisis berbagai karakteristik tanah. Lokasi penelitian adalah Andisol yang berkembang dari hasil erupsi G. Tangkuban Parahu (andesit, Holosen), G. Patuha (andeso-basaltik, Holosen) dan G. Tilu (basaltik, Pleistosen). Hasil analisis menunjukkan terdapat persamaan dan perbedaan karakteristik kimia dan fisika Andisol yang berkembang dari sifat dan umur geologi bahan induk yang berbeda. Terkait dengan nilai  $pH_0$ , tanah berbahan induk tua (Pleistosen) belum memperlihatkan tingkat perkembangan yang sangat lanjut karena nilai  $pH_0$  nya justru lebih rendah dibandingkan tanah berbahan induk muda (Holosen).

## DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK .....	iii
KATA PENGANTAR .....	iv
DAFTAR ISI.....	v
DAFTAR TABEL.....	vi
DAFTAR GAMBAR .....	vii
DAFTAR LAMPIRAN.....	iix
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1 Latar Belakang .....	1
1.2 Rumusan Masalah .....	3
1.3 Tujuan Penelitian.....	3
1.4 Kegunaan Penelitian.....	4
BAB II KAJIAN PUSTAKA, KERANGKA PEMIKIRAN, DAN HIPOTESIS .....	5
2.1 Kajian Pustaka.....	5
2.1.1 Karakteristik Kimia Andisol.....	5
2.1.2 Karakteristik Fisika Andisol.....	6
2.1.3 Hubungan pH <sub>0</sub> dengan Tingkat Perkembangan Tanah .....	8
2.2 Kerangka Pemikiran .....	10
2.3 Hipotesis.....	13
BAB III BAHAN DAN METODE PENELITIAN.....	14
3.1 Waktu dan Tempat Penelitian .....	14
3.2 Bahan dan Alat .....	14
3.3 Metode Penelitian.....	15
3.3.1 Penelitian Lapangan .....	15
3.3.2 Analisis Laboratorium .....	17
3.3.2.1 Analisis Kimia Tanah.....	17
3.3.2.2 Analisis Fisika Tanah.....	19
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....	20
4.1 Deskripsi Umum Daerah Penelitian .....	20
4.1.1 Lokasi Daerah Penelitian.....	20
4.1.2 Topografi Daerah Penelitian.....	21
4.1.3 Geologi Daerah Penelitian.....	22
4.1.4 Penggunaan Lahan dan Vegetasi .....	22

4.1.5	Iklm .....	23
4.2	Sifat Kimia Tanah .....	24
4.2.1	Kemasaman Tanah .....	24
4.2.2	C-organik.....	28
4.2.3	Nitrogen Total .....	31
4.2.4	Nisbah C/N .....	33
4.2.5	Reaktivitas Permukaan .....	34
4.2.6	pH NaF .....	35
4.2.7	Retensi P.....	37
4.2.8	Muatan Permukaan TK (Amonium Asetat pH 7).....	41
4.2.9	Kation Basa Dapat Ditukar	42
4.2.10	Nilai pH <sub>0</sub> (Zero Point of Charge) .....	43
4.3	Sifat Fisika Tanah.....	46
4.3.1	Berat volume .....	46
4.3.2	Porositas .....	49
4.3.3	Air Tersedia.....	51
BAB V KESIMPULAN DAN SARAN.....		52
5.1	Kesimpulan.....	52
5.2	Saran.....	52
DAFTAR PUSTAKA .....		53

## DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1.	Lokasi, sumber erupsi, sifat bahan induk dan umur geologi bahan induk Andisol daerah penelitian .....20
Tabel 2.	Posisi Geografis Lokasi Penelitian .....21
Tabel 3.	Data hari hujan, curah hujan, suhu udara dan suhu tanah padalokasi penelitian .....24
Tabel 4.	Nilai pH H <sub>2</sub> O, pH KCl dan ΔpH pada profil perwakilan. ....26
Tabel 5.	Nilai C-organik, N-total dan C/N profil perwakilan.....30
Tabel 6.	Nilai pH NaF dan retensi P pada profil perwakilan.....36
Tabel 7.	Nilai KTK, kation-kation basa dan KB profil perwakilan.....41
Tabel 8.	Nilai pH H <sub>2</sub> O, pH <sub>0</sub> dan (pH H <sub>2</sub> O - pH <sub>0</sub> ) profil perwakilan.....44
Tabel 9.	Berat volume, porositas, permeabilitas dan air tersedia pada profil perwakilan.....47

## DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1.	Kurva hubungan pH H <sub>2</sub> O dengan alofan.....27
Gambar 2.	Kurva hubungan pH H <sub>2</sub> O dengan C-organik pada profil TPR, PTH dan TLU .....27
Gambar 3.	Kurva hubungan Δ pH dengan imogolit.....28
Gambar 4.	Warna hijau tua larutan tanah menunjukkan kandungan C organik yang sangat tinggi (> 2.5 %). Warna larutan kuning coklat (tiga erlenmeyer pada baris ke dua) adalah blanko (C-organik 0 %) .....28
Gambar 5.	Kurva hubungan C-organik dan kedalaman pada profil TPR, PTH dan TLU .....29
Gambar 6.	Kurva hubungan C-organik dengan alofan pada profil TPR, PTH dan TLU .....31
Gambar 7.	Kurva hubungan kandungan N-total dengan (a) C-organik dan (b) alofan pada profil TPR, PTH dan TLU .....33
Gambar 8.	Kurva hubungan Nisbah C/N dengan Alofan.....34
Gambar 9.	Ekstrak tanah untuk pengukuran retensi P sebelum diukur dengan spectrophotometer. Enam kuvet terdepan adalah standar untuk retensi P 0, 20, 40, 60, 80 dan 100 %. Sisanya adalah kuvet berisi ekstrak tanah dengan warna bening, menyerupai standar retensi P 100 % .....38
Gambar 10.	Kurva hubungan Retensi P dan Persentase Alo + ½ Feo (dengan amonium oksalat) pada profil TPR, PTH dan TLU.....39
Gambar 11.	Kurva hubungan KTK dan pH H <sub>2</sub> O.....41
Gambar 12.	Kurva hubungan pH H <sub>2</sub> O dengan pH <sub>0</sub> ..... 45
Gambar 13.	Batuan induk lahar pada tiga profil PTH (a) PTH 1, kedalaman 125-200 cm (b) PTH 2, kedalaman 89-200 cm (c) PTH 3 kedalaman 144-200 cm .....49



Gambar 14. Perakaran pada kedalaman 0-60 cm profil perwakilan (a) akar makro pada profil PTH (b) dan (c) akar meso dan mikro pada profil TPR dan TLU .....50

# **BAB I**

## **PENDAHULUAN**

### **1.1 Latar Belakang**

Tanah yang berkembang dari hasil erupsi gunungapi mempunyai mineral liat yang khas berupa mineral ordo kisaran pendek seperti alofan, imogolit dan ferihidrit (Childs *et al.*, 1991). Mineral tersebut bermuatan variabel yang muatan koloidnya tergantung pada pH tanah (Uehara dan Gillman, 1981). Tanah bermuatan variabel mempunyai pH<sub>0</sub> tinggi dan kapasitas tukar kation (KTK) rendah sehingga kemampuan tanah menahan kation rendah. Mineral ini juga mempunyai kemampuan pengikatan P (retensi P) yang tinggi (Van Ranst *et al.*, 1993).

Bahan klastika yang berasal dari letusan gunungapi (Parfitt dan Wilson, 2008) menambahkan mineral mudah lapuk ke dalam tanah, yang melapuk dengan cepat dan melepaskan berbagai hara yang diperlukan tanaman (Tan, 1984). Pelapukan selanjutnya menghasilkan mineral ordo kisaran pendek yang menyebabkan tanah ini mempunyai sifat fisika tanah yang baik seperti bobot isi rendah (Broquen *et al.*, 2005), kapasitas menahan air dan bahan organik tinggi (Yuan *et al.*, 2000), porous, serta struktur agregat stabil (Hoyos dan Comerford, 2005). Kombinasi ketersediaan hara dan keberadaan mineral ordo kisaran pendek membuat Andisol merupakan salah satu tanah yang produktif (Miller dan Donahue, 1994).

Andisol merupakan tanah yang bermuatan variabel. Tanah ini muatannya tergantung pH dan mempunyai  $pH_0$  yang relatif tinggi. Hal ini menyebabkan Andisol juga mempunyai kapasitas sangga yang tinggi, Nilai  $pH_0$  juga dapat mencerminkan tingkat perkembangan tanah. Nilai  $pH_0$  yang makin tinggi menunjukkan tingkat perkembangan tanah yang makin lanjut. Tanah yang berkembang dari abu gunungapi dapat berasal dari formasi geologi berupa sifat dan umur geologi bahan induk yang berbeda. Akan tetapi tingkat perkembangan tanahnya tidak selalu harus sejalan dengan umur bahan induknya, karena sifat bahan induk mungkin lebih berperan. Bahan induk andesit, andesit-basalt atau basalt mungkin lebih menentukan perkembangan tanah ini. Tanah yang berasal dari beberapa formasi geologi (sifat dan umur geologi bahan induk) yang berbeda ingin dilihat perkembangannya berdasarkan karakteristik mineralogi kimia, fisika dan muatan permukaannya.

Indonesia berada dalam daerah tektonik yang labil, ditandai antara lain dengan adanya gunungapi yang tersebar di sepanjang jalur gunungapi. Gunungapi aktif di Indonesia mencapai 129 buah atau 13% dari gunungapi di dunia (Sudradjat, 1992; 2009). Oleh sebab itu di Indonesia banyak terdapat tanah yang berkembang dari abu gunungapi yang dalam Taksonomi Tanah (*Soil Survey Staff*, 1990), antara lain dikelompokkan dalam ordo Andisol. Luas tanah ini mencapai 5.836 juta ha atau 3.4 % luas Indonesia (Puslitbangtanak, 2001). Pulau Jawa memiliki 35 buah gunungapi aktif dan sebagian terdapat di Jawa Barat. Andisol di Jawa Barat dapat dijumpai di berbagai wilayah antara lain di sekitar Gunung

Tangkuban Parahu, Gunung Patuha, Gunung Tilu dan daerah bergunungapi lainnya (Arifin, 1994).

Berdasarkan kebutuhan untuk mengetahui karakteristik kimia dan fisika tanah Andisol yang berkembang dari beberapa hasil erupsi gunungapi, penelitian ini dilakukan pada G. Tangkuban Parahu (Holosen, andesitik), G. Patuha (Holosen, andeso-basaltik) dan G. Tilu (Pleistosen, basaltik).

## **1.2 Rumusan Masalah**

Berdasarkan hal-hal yang telah diuraikan, maka rumusan masalahnya adalah sebagai berikut:

- 1) Bagaimanakah karakteristik kimia Andisol yang berkembang dari beberapa sifat bahan induk dan umur geologi di Jawa Barat;
- 2) Bagaimanakah karakteristik fisika Andisol yang berkembang dari beberapa sifat bahan induk dan umur geologi di Jawa Barat;
- 3) Bagaimanakah perkembangan Andisol berdasarkan variabilitas nilai  $pH_0$ ;

## **1.3 Tujuan Penelitian**

1. Mengetahui karakteristik kimia Andisol yang berkembang dari beberapa sifat bahan induk dan umur geologi di Jawa Barat;
2. Mengetahui karakteristik fisika Andisol yang berkembang dari beberapa sifat bahan induk dan umur geologi di Jawa Barat;
3. Mengetahui perkembangan Andisol berdasarkan variabilitas nilai  $pH_0$ ;

#### **1.4 Kegunaan Penelitian**

Hasil penelitian ini diharapkan dapat memberikan sumbangan terhadap pengembangan Ilmu Genesis dan Klasifikasi Tanah melalui pemahaman sifat dan karakteristik Andisol dari beberapa bahan induk dan umur geologi.

## BAB II

### KAJIAN PUSTAKA, KERANGKA PEMIKIRAN, DAN HIPOTESIS

#### 2.1 Kajian Pustaka

##### 2.1.1 Karakteristik Kimia Andisol

Andisol berkembang dari bahan induk abu gunungapi, gelas vulkan, pumis, sinder dan bahan-bahan piroklastik lainnya, meskipun bahan piroklastik tersebut tidak selalu membentuk Andisol (Moustakas dan Georgoulas, 2005) serta tidak semua Andisol berasal dari bahan piroklastik (Caner *et al.*, 2000).

Andisol dicirikan dengan sifat tanah andik yaitu tanah yang mengandung kurang dari 25 % C-organik dan memenuhi salah satu atau kedua kriteria (*Soil Survey Staff*, 2006), yaitu:

1. Dalam fraksi halus tanah, memenuhi semua persyaratan berikut:
  - a. Nilai  $Al + \frac{1}{2} Fe$  (dengan amonium oksalat) adalah 2 % atau lebih, dan
  - b. Bobot isi  $0.90 \text{ g cm}^{-3}$  atau lebih kecil diukur pada tekanan 33 kPa, dan
  - c. Retensi fosfat 85 % atau lebih, atau
2. Dalam fraksi halus retensi fosfat 25 % atau lebih, partikel berukuran 0.02 – 2.0 mm 30 % atau lebih dan memenuhi semua persyaratan berikut :
  - a. Nilai  $Al + \frac{1}{2} Fe$  (dengan amonium oksalat) adalah 0.4 % atau lebih, dan
  - b. Kandungan gelas volkanik 5 % atau lebih, dan
  - c. Nilai  $Al + \frac{1}{2} Fe$  (dengan amonium oksalat) dikali 15.625 ditambah persentase kandungan gelas adalah 36.25 % atau lebih.

Karakteristik kimia Andisol mempunyai rentang yang lebar, yang sangat dipengaruhi oleh bahan induk dan tingkat pelapukannya. Bahan organik,

kemasaman dan sifat muatan merupakan karakteristik yang menonjol dan mengatur berbagai reaksi kimia yang terjadi pada tanah ini (Van Ranst, 1991). Rasio C/N Andisol biasanya tinggi karena lapisan atas tanah mengandung sejumlah besar bahan organik (Broquen *et al.*, 2005).

Andisol bermuatan variabel (Uehara dan Gillman, 1981). Kandungan utama tanah yang menyumbangkan muatan variabel ini adalah bahan organik, mineral ordo kisaran pendek dan oksida besi. Komponen tanah tersebut mempengaruhi muatan permukaan melalui ion potensial yang menentukan yaitu  $H^+$  dan  $OH^-$ . Pada mineral ordo kisaran pendek sifat tersebut berkaitan dengan struktur dan morfologinya. Struktur kimia alofan mempunyai banyak sekali ikatan senyawa  $-OH$  dan  $-OH_2$  bebas akibat adanya kation yang hilang pada lembar tetrahedral dan oktahedralnya (Van Ranst, 1995). Oleh sebab itu muatan variabel akan sangat tergantung pada pH. Tanah bermuatan variabel akan mempunyai muatan negatif yang tinggi jika pH tinggi dan muatan positif yang tinggi jika pH rendah (Van Ranst, 1991).

### **2.1.2. Karakteristik Fisika Andisol**

Andisol mempunyai rentang sifat fisika yang cukup lebar. Andisol mempunyai variasi tekstur tanah yang tergantung pada jenis dan ukuran partikel tepra serta tingkat pelapukan. Terdapat perbedaan yang signifikan antara tekstur tanah yang ditentukan di lapangan dengan yang dianalisis di laboratorium melalui analisis mekanik, karena material nonkristalin sering menghambat pemisahan partikel. Oleh sebab itu *Soil Survey Staff*, (2006) memodifikasi kelas-kelas tekstur

menjadi kelas fragmen, yang mencerminkan kombinasi ukuran partikel dan mineralogi.

Nama kelas fragmen ini antara lain berpumis dan bersinder, sementara untuk yang tidak berfragmen antara lain berabu, pumis berabu, skeletal berabu, medial, medial berpumis, hidrous, hidrous berpumis, dan hidrous skeletal. Kelas fragmen berabu, hidrous dan skeletal, membutuhkan pengukuran pada retensi air 1500 kPa yang mencerminkan jumlah koloid mineral dan organik di dalam tanah.

Andisol mengandung sejumlah besar material nonkristalin yang memengaruhi konsistensi dan secara signifikan menghasilkan sifat fisik tanah yang sangat baik untuk pengolahan dan pertumbuhan tanaman. Konsistensi Andisol dipengaruhi oleh kandungan air. Konsistensi pada keadaan basah (sedikit di atas kapasitas lapang) biasanya lekat dan plastis. Andisol yang kaya akan humus dan atau alofan biasanya agak lengket hingga tidak lengket dan agak plastis hingga tidak plastis. Sebaliknya Andisol yang nonalofanik dengan kandungan C organik tinggi biasanya lekat dan plastis yang mencerminkan sifat fisika silikat yang berlapis.

Pada kondisi kelembaban antara kering dan kapasitas lapang khususnya pada horison bagian atas, konsistensi biasanya sangat gembur hingga gembur, yang mencerminkan perkembangan agregat yang sangat porous dari struktur granul atau gumpal membulat. Sifat yang menyemir mencerminkan karakteristik thixotropik material yang nonkristalin. Karakteristik ini biasa ditemukan pada hidrik Andisol seperti yang terdapat pada tanah Hilo di Hawaii. Hanya dengan



sedikit tekanan, material hidrik Andisol akan menjadi berair, yang menunjukkan sifat thixotropik.

Struktur Andisol mencerminkan keberadaan material nonkristalin dan bahan organik yang menyumbangkan berat volume yang rendah. Horison permukaan Andisol biasanya mempunyai struktur granular dan adakalanya gumpal membulat. Ukuran dan tingkat struktur ini memperlihatkan rentang yang lebar yang mencerminkan jenis material tanah, pengolahan, dan iklim (kering, basah, mencair, membeku). Pengolahan Andisol cenderung menghasilkan struktur gumpal membulat.

Horison bawah permukaan (horison Bw) biasanya mempunyai struktur gumpal membulat yang lebih besar ukurannya dan lebih lemah kekuatannya dibandingkan dengan struktur yang sama yang ditemukan di horison permukaan. Sebagian horison B Andisol mempunyai struktur prismatic. Horison bawah permukaan pada horison muda yang terbentuk dari tepra kasar biasanya tidak berstruktur (*lack of structure*) dan biasanya berupa butir tunggal. Perkembangan struktur Andisol sangat erat kaitannya dengan sifat fisik yang unik seperti retensi air yang tinggi, total porositas yang besar dan drainase yang baik. Struktur tersebut sangat baik untuk pertumbuhan tanaman.

### **2.1.3. Hubungan $pH_0$ dengan Tingkat Perkembangan Tanah**

Nilai  $pH_0$  adalah nilai pH pada saat konsentrasi muatan positif ( $H^+$ ) dan negatif ( $OH^-$ ) pada permukaan jerapan sama, atau jika muatannya dijumlahkan akan bernilai nol (Baert dan Van Ranst, 1998). Nilai  $pH_0$  dapat mencerminkan mineral dominan dan dapat menunjukkan tingkat pelapukan yang terjadi pada

tanah. Tanah yang mengalami tingkat pelapukan intensif memiliki nilai  $pH_0$  yang tinggi. Hal ini karena telah terbentuknya mineral tipe 1:1 seperti kaolinit dan haloisit serta oksida-oksida logam yang disebut juga *low activity clay* (LAC) yang mempunyai muatan variabel dengan nilai  $pH_0$  tinggi. Sebaliknya mineral tipe 2:1:1 (klorit) dan 2:1 (montmorilonit, vermikulit) yang belum mengalami pelapukan lanjut mempunyai nilai  $pH_0$  yang lebih rendah (Qafoku *et al.*, 2004).

Mineral ordo kisaran pendek seperti alofan dan imogolit juga mempunyai muatan variabel dan nilai  $pH_0$  yang tinggi (Uehara dan Gillman, 1981), yang berkisar antara 5.6-8.2 (Henmi dan Wada, 1994). Keberadaan alofan dan imogolit yang berasal dari pelapukan tephra (Theng, 1982), menunjukkan bahwa tephra sudah melapuk cukup lanjut untuk menghasilkan mineral tersebut. Alofan dan imogolit yang cukup tinggi pada Andisol mempengaruhi nilai  $pH_0$  tanah tersebut, sehingga nilai  $pH_0$  Andisol berada pada kisaran  $pH_0$  alofan dan imogolit. Nilai  $pH_0$  tanah ini dapat digunakan sebagai parameter keberadaan alofan dan imogolit dan tingkat pelapukannya (Arifin, 1994).

Oksida besi dan aluminium juga mempunyai  $pH_0$  yang relatif tinggi, masing-masing sekitar 6.5-8.0 dan 7.5-9.5 tergantung komposisi dan tingkat kristalisasi (Greenland dan Mott, 1978). Tanah yang mengalami pelapukan lanjut mempunyai kandungan oksida besi yang relatif tinggi (Schwertmann, 1993), dan mempunyai nilai  $pH_0$  yang juga tinggi, cermin keberadaan mineral tersebut. Tanah dengan pelapukan lanjut mempunyai horison lapisan bawah yang nilai  $pH_0$  nya meningkat dengan bertambahnya kedalaman, yang menunjukkan meningkatnya kandungan oksida besi dan aluminium (Baert, 1995).

Variabilitas nilai  $pH_0$  dapat mencerminkan tingkat pelapukan yang telah dialami tanah. Tanah yang berkembang dari bahan induk dan umur yang sama dapat mempunyai tingkat pelapukan yang berbeda tergantung faktor pembentuk tanah lain seperti iklim. Nilai  $pH_0$  dapat menjadi indikator tingkat pelapukan tanah tersebut (Gillman dan Bell, 1976).

## 2.2 Kerangka Pemikiran

Fraksi pasir tanah abu gunungapi mengandung mineral feldspar, plagioklas, biotit, mikroklin, augit dan gelas vulkan pada berbagai komposisi (Stoops, 2002), ataupun augit, forsterit, nephelin, alkali feldspar dan kuarsa (Mikutta *et al.*, 2002). Mineral ringan fraksi pasir dan debu didominasi oleh gelas vulkan dan feldspar, kuarsa dan kristobalit, mika dan lapukan pumis (Qafoku *et al.*, 2004). Persentase mineral berat biasanya tidak besar dan lazimnya terdiri dari hiperstin, dan hornblende. Olivin hanya sedikit ditemukan karena olivin sangat mudah lapuk, namun olivin bersama gelas vulkan dapat ditemukan dalam jumlah banyak pada abu basal (Qafoku *et al.*, 2004). Arifin (1994), mengemukakan bahwa kandungan mineral fraksi pasir pedon yang sudah terlapuk lanjut berbeda dengan pedon muda. Pada pedon yang sudah terlapuk lanjut ditemukan bahan hancuran yang cukup banyak, sedangkan pada pedon muda fragmen batuan yang lebih banyak. Sementara itu pada bahan induk andesit ditemukan andesin, sedangkan pada bahan induk basal ditemukan labradorit. Pada beberapa Andisol di Jawa Barat ditemukan antara lain mineral augit, hiperstin, amfibol hijau, gelas vulkan dan sedikit olivin (Arifin, 1994).

Torn dan Masiello (2002), menyatakan bahwa pada awal 150.000 tahun pertama perkembangan tanah, bahan induk abu gunungapi melapuk menjadi mineral non kristalin yang kurang stabil. Dengan berjalannya waktu, jumlah mineral non kristalin berkurang karena membentuk mineral kristalin. Hal tersebut terekam pada gradien umur tanah yang berurutan secara vertikal pada endapan piroklastik.

Horison yang telah mengalami proses pedogenesis lanjut mineralnya mengalami evolusi menjadi fase kristalin seperti haloisit dan kaolinit. Mikutta *et al.* (2002), menyatakan mineral kristalin 2:1 dan 2:1:1 ditemukan pada Andisol di Jerman. Arifin (1994), memperlihatkan bahwa mineral kristalin 1:1 (kaolinit dan haloisit) serta gipsit ditemukan pada Andisol di Jawa Barat, yang merupakan hasil proses pedogenesis tanah tersebut.

Studi yang telah dilakukan selama 30 tahun menyebutkan bahwa mineral fraksi liat yang penting pada Andisol adalah alofan dan imogolit (Wada, 1989), serta hidroksida besi yang mungkin ferihidrit atau lainnya (Childs *et al.*, 1991). Kandungan ferihidrit yang cukup tinggi dapat ditemukan pada horison yang lebih dalam (Kleber *et al.*, 2002). Imogolit biasanya terdapat dalam persentase yang lebih rendah (Wada, 1989). Akan tetapi jika bahan organik tinggi, pembentukan alofan dan imogolit akan terhambat karena Al akan membentuk kompleks Al-humus yang stabil dan terakumulasi pada horison permukaan (Parfit dan Kimble, 1989), yang menyebabkan kemampuan Si membentuk alofan atau imogolit berkurang. Si kemudian mengendap dan membentuk silika opalin (Wada, 1980).

Silika opalin lebih banyak terdapat pada Andisol muda dibandingkan tua, dan pada horison A yang kaya humus ataupun A tertimbun dibandingkan horison B dan C (Wada, 1980). Hal ini menunjukkan bahwa silika opalin terbentuk pada awal pembentukan tanah ketika Si hasil pelapukan abu masih banyak (Shoji *et al.*, 1985). Wada (1985), menyatakan bahwa pembentukan silika opalin dan kompleks Al-humus terjadi secara paralel, akan tetapi berlawanan dengan pembentukan alofan dan imogolit.

Van Ranst *et al.* (1993), menyatakan bahwa pada tanah abu gunungapi juga ditemukan mineral 2:1 dan 2:1:1 dan hasil lapukannya seperti haloisit, gibsit, silika opalin, dll. Haloisit biasanya ditemukan pada abu yang lama tertimbun serta pada lapisan pumis yang mempunyai ketersediaan Si cukup tinggi (Wada, 1989). Pada daerah beriklim kering dan daerah dengan pencucian Si sangat terbatas, pembentukan haloisit lebih dominan dibandingkan alofan dan imogolit (Wada, 1987). Mineralogi liat tanah abu gunungapi pada daerah tropika arid dan semiarid agak berbeda dengan daerah humid karena yang merupakan komponen utama tanah ini adalah besi oksida silisious yang berasosiasi dengan haloisit embrionik yakni haloisit yang masih belum sempurna kristalisasinya (Wada dan Kakuto, 1985).

Tanah abu gunungapi mempunyai muatan variabel tinggi yang berasal dari oksida besi dan aluminium. Oksida-oksida ini mempunyai permukaan reaktif amfoter yang bermuatan positif pada kondisi masam dan bermuatan negatif pada kondisi basa. Goetit mempunyai  $pH_0$  antara 7.5 - 9.4 dan hematit antara 7 - 9.2

(Kosmulski, 2002). Oksida-oksida lain mempunyai  $pH_0$  antara 7 - 9 dan sangat tergantung pada pH tanah dan kekuatan ion (Gillman, 1981).

### **2.3 Hipotesis**

Dari kerangka pemikiran di atas maka diajukan hipotesis sebagai berikut :

- 1) Karakteristik sifat kimia Andisol di Jawa Barat beragam sesuai dengan keragaman sifat umur geologi dan komposisi bahan induk;
- 2) Karakteristik sifat fisika Andisol di Jawa Barat beragam sesuai dengan keragaman sifat umur geologi dan komposisi bahan induk;
- 3) Nilai  $pH_0$  menunjukkan keragaman sesuai dengan keragaman sifat umur geologi dan komposisi bahan induk.

## **BAB III**

### **BAHAN DAN METODE PENELITIAN**

#### **3.1 Waktu dan Tempat Penelitian**

Penelitian ini dilakukan pada bulan Agustus 2008 hingga Juli 2009, dan dilakukan pada beberapa tempat yaitu di lapangan dan di laboratorium. Penelitian lapangan dilakukan pada tiga lokasi Andisol di Jawa Barat pada wilayah yang berkembang dari abu gunungapi yaitu: Desa Cikole, Kecamatan Lembang, Kabupaten Bandung yang bahan induknya berkembang dari G. Tangkuban Parahu; Desa Patengan, Kecamatan Rancabali, Kabupaten Bandung yang bahan induknya berkembang dari G. Patuha; dan Desa Pulosari, Kecamatan Pangalengan, Kabupaten Bandung yang bahan induknya berkembang dari G. Tilu. Ketiga lokasi ini digunakan untuk mengambil sampel tanah penelitian.

#### **3.2 Bahan dan Alat**

Bahan dan alat yang digunakan dalam penelitian ini adalah :

1. Tanah Andisol hasil erupsi G. Tangkuban Parahu, G. Patuha dan G. Tilu
2. Berbagai bahan kimia untuk analisis tanah
3. Peta geologi yang meliputi:
  - a. Peta geologi lembar Bandung skala 1 : 100.000 (Silitonga, 2003)
  - b. Peta geologi lembar Sindangbarang dan Bandarwaru skala 1 : 100.000 (Koesmono dkk., 1996).
  - c. Peta geologi lembar Garut dan Pameungpeuk skala 1 : 100.000 (Alzwar dkk., 1992).

4. Peta penggunaan lahan Kabupaten Bandung skala 1 : 125.000 (Badan Perencanaan Daerah, 2008).
5. Peta jenis tanah Kabupaten Bandung skala 1 : 125.000 (Badan Perencanaan Daerah, 2008).
6. Data iklim daerah Lembang, Ciwidey, Pangalengan 10 tahun terakhir
7. Peralatan lapangan antara lain : kertas deskripsi, *abney hand level*, kantong plastik, pisau, bor tanah (bor Belgia), meteran, label, kamera foto, *Munsell Soil Color Chart* dan *GPS (Global Position System)*.

### **3.3 Metode Penelitian**

Penelitian ini menggunakan beberapa metode yang sesuai dengan tahapan penelitian :

- 1) Penelitian lapangan untuk memastikan lokasi pengambilan sampel adalah Andisol yang berasal dari hasil erupsi gunungapi berpedoman pada peta tanah dan peta geologi, serta untuk mengambil sampel tanah
- 2) Analisis Laboratorium untuk menganalisis parameter kimia dan fisika tanah,

#### **3.3.1 Penelitian Lapangan**

Kegiatan tahap ini adalah inventarisasi peta dan data seperti peta geologi, topografi, tanah, penggunaan lahan, dan data iklim. Hal ini dilakukan untuk memudahkan penentuan lokasi pengamatan dan pengambilan sampel tanah. Penentuan letak lokasi pengamatan dilakukan melalui *overlay* peta-peta yang ada sehingga menghasilkan peta kombinasi penyebaran bahan induk dan jenis tanah dan vegetasi alami yang sama sehingga diperoleh lokasi pengamatan yang sesuai. Pengambilan contoh tanah dilakukan pada lokasi yang termasuk dalam *Landform Volcan (V)* pada areal hutan alami.



Survei lapangan dimaksudkan untuk menentukan lokasi penelitian. Hal ini dilakukan untuk mendapatkan landform, penggunaan lahan dan jenis tanah yang dibutuhkan. Pengamatan dan pengambilan contoh tanah dilakukan pada lokasi yang termasuk dalam *Landform Volcan (V)* pada areal hutan alami dan jenis tanah Andisol berpedoman pada peta geologi, peta penggunaan lahan dan peta tanah. Pengamatan mengacu pada Andisol dengan umur geologi bahan induk Holosen (10.000 tahun yang lalu - sekarang) dan Pleistosen (1.8 juta – 10.000 tahun yang lalu). Jenis bahan induk adalah andesit, andesit-basalt dan basalt. Pengamatan formasi geologi tersebut berpedoman pada peta geologi lembar Bandung (Silitonga, 2003), Sindangbarang (Koesmono, 1976) dan Garut (Alzwar, dkk., 1976).

Pengamatan dan pengambilan contoh tanah dilakukan pada lokasi dengan kemiringan berkisar dari 8 - 15 % pada areal hutan alami. Pada setiap lokasi yaitu Tangkuban Parahu (TPR), Patuha (PTH) dan TILU (TLU) dilakukan tiga titik pengamatan berupa tiga profil. Dengan demikian terdapat sembilan titik pengamatan / profil.

Pengamatan lapangan berupa kemiringan lereng, penggunaan lahan dan morfologi tanah pada profil yang meliputi kedalaman solum, batas dan ketebalan horizon, warna, tekstur, struktur, konsistensi, pori, pH, perakaran, berpedoman kepada *Field Book for Soil Describing and Sampling Soils* (NSSC, 2002).

Contoh tanah terganggu diambil dari setiap horison pada setiap profil untuk analisis kimia dan fisika tanah. Contoh tanah tidak terganggu diambil dari

setiap horison untuk analisis berat volume serta dari horison tertentu untuk analisis air tersedia.

Sampel untuk analisis tekstur dan KTK tidak dikeringudarkan untuk menghindari sifat Andisol yang kering tidak dapat balik (Van Reeuwijk, 1992), akan tetapi untuk analisis lainnya sampel tanah dikeringudarkan. Sampel diayak dengan saringan berdiameter 2 mm.

### **3.3.2 Analisis Laboratorium**

Analisis laboratorium digunakan untuk mengetahui karakteristik kimia dan fisika Andisol dari berbagai formasi geologi. Pengujian ini juga bertujuan untuk mengetahui perkembangan Andisol berdasarkan variabilitas nilai  $pH_0$ .

#### **3.3.2.1 Analisis Kimia Tanah**

##### **Analisis pH H<sub>2</sub>O dan KCl**

Pengukuran pH dilakukan dengan mencampur tanah dengan H<sub>2</sub>O atau KCl (perbandingan 1 : 2.5). Sebanyak 6 g tanah kering udara dicampur dengan 15 mL H<sub>2</sub>O atau 1 M KCl dan dikocok dan dibiarkan selama 2 jam, kemudian pH diukur dengan pH meter yang menggunakan gelas elektroda (Van Reeuwijk, 1992)

##### **C-Organik dan N Total**

C-organik ditentukan dengan metode *Walkley-Black* (Van Reuwijk, 1992). Sebanyak 1 g tanah kering udara lolos saringan 0.05 mm dimasukkan ke dalam erlenmeyer 500 ml dan ditambahkan K<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub> 1 N dan H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> pekat. Larutan dikocok dan dibiarkan selama 30 menit. Sebanyak 250 mL air dan 10 mL asam

fosfat ditambahkan dan dibiarkan dingin. Indikator diphenylamine 1 mL ditambahkan, kemudian dititrasi dengan larutan besi sulfat sampai warnanya berubah hijau.

N total ditentukan dengan metoda *Kjeldhal* (Van Reuwijk, 1992). Nitrogen dimineralisasi dalam bentuk amoniak pada kondisi asam ( $H_2SO_4$ ) dengan bantuan katalisator. Total nitrogen ditentukan melalui destilasi. Amoniak dibebaskan dengan penambahan NaOH menjadi amonium sulfat. Amoniak dititrasi dengan asam klorida dengan bantuan indikator untuk menentukan kadar N.

#### **Kapasitas Tukar Kation dan Kation Dapat Ditukar**

KTK ditentukan dengan mencuci 5 g tanah yang tidak dikeringudarkan dengan 100 mL  $NH_4OAc$  1 N pH 7 melalui tabung perkolasi. Kelebihan  $NH_4OAc$  dihilangkan dengan etanol 95 %. Jumlah ion  $NH_4^+$  yang ditahan pada tanah setara dengan KTK. Kation  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  ditentukan dengan AAS (Van Reuwijk, 1992).

#### **Retensi P (Blakemore *et al.*, 1987)**

Tanah kering udara 5 g dikocok dengan 25 mL larutan retensi P selama 16 jam. Retensi P ditentukan dengan *spectrophotometer* dan *cuvette* berukuran 1 cm.

#### **pH<sub>0</sub>**

Tanah dijenuhkan dengan Ca untuk menghasilkan kesetimbangan dengan  $CaCl_2$  0.002 M. Nilai pH diatur pada beberapa nilai antara pH 4 sampai 7 dengan penambahan KOH atau HCl encer. Ketika kestabilan tercapai, pH diukur dan

ditetapkan sebagai  $pH_{0.002}$ . Tanah yang sama kemudian disetimbangkan dengan larutan  $CaCl_2$  2 M dan nilai pH diukur kembali dan dicatat sebagai  $pH_{0.05}$ . Selisih antara  $pH_{0.05}$  dengan  $pH_{0.002}$  dinamakan delta pH ( $\Delta pH$ ). Delta pH kemudian diplotkan terhadap  $pH_{0.002}$ . Titik saat  $\Delta pH$  sama dengan nol disebut dengan  $pH_0$ .

### 3.3.2.2 Analisis Fisika Tanah

#### Analisis tekstur dengan metode pipet

Sebanyak 20 g sampel tanah yang tidak dikeringudarkan lolos saringan 2 mm ditambahkan dengan 15 ml  $H_2O_2$  30 % untuk menghilangkan bahan organik. Kelebihan  $H_2O_2$  dihilangkan dengan memanaskan suspensi tanah pada *hot plate*. Fraksi pasir dipisahkan melalui pengayakan basah saringan berdiameter 50  $\mu m$ . Suspensi yang melewati saringan dipisahkan dengan *sodium hexametaphosphate*. Kandungan debu dan liat ditentukan dengan metode pipet. Kelas tekstur berpedoman pada segitiga tekstur pada *Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2006)*.

#### Berat Volume

Berat volume ditentukan dengan metode bongkahan (*clod method*) menggunakan contoh tanah tidak terganggu yang dilakukan dengan mencelupkan bongkahan tanah berdiameter 5-8 cm ke dalam larutan parafin atau lilin cair. Bongkahan tanah yang telah diselaputi parafin ini ditentukan berat dan volumenya dengan mencelupkan ke dalam air. Berat volume tanah ditentukan dengan membagi berat tanah dan volume air yang dipisahkannya.

## BAB IV

### HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 4.1 Deskripsi Umum Daerah Penelitian

##### 4.1.1 Lokasi Daerah Penelitian

Lokasi penelitian adalah areal Andisol yang berkembang dari beberapa erupsi gunungapi dengan sifat dan umur geologi bahan induk yang berbeda. Sifat bahan induk yang menjadi fokus adalah andesit, andesit basalan dan basal, sementara umur geologi bahan induk adalah Holosen dan Pleistosen. Informasi mengenai hal tersebut diperoleh melalui peta tanah dan peta geologi.

Lokasi penelitian ditampilkan pada Tabel dengan rincian:

- 1) TPR: Desa Cikole, Kecamatan Lembang, hasil erupsi G. Tangkuban Parahu, berbahan induk andesit dengan umur geologi Holosen
- 2) PTH: Desa Patengan, Kecamatan Rancabali, hasil erupsi G. Patuha, berbahan induk andesit basalan dengan umur geologi Holosen
- 3) TLU: Desa Pulosari, Kecamatan Pangalengan, hasil erupsi G. Tilu, berbahan induk basal dengan umur geologi Pleistosen

Tabel 1. Lokasi, sumber erupsi, sifat bahan induk dan umur geologi bahan induk Andisol daerah penelitian

Lokasi	Sumber erupsi	Sifat bahan induk	Umur geologi
TPR, Desa Cikole	G. Tangkuban Parahu	Andesit <sup>1)</sup>	Holosen <sup>1)</sup>
PTH, Desa Patengan	G. Patuha	Andesit basalan <sup>2)</sup>	Holosen <sup>2)</sup>
TLU, Desa Pulosari	G. Tilu	Basal <sup>3)</sup>	Pleistosen <sup>3)</sup>

Sumber : <sup>1)</sup> Silitonga, 2003

<sup>2)</sup> Koesmono dan , 1976

<sup>3)</sup> Alzwar, dkk., 1976

Pada setiap lokasi penelitian dilakukan tiga pengamatan / pembuatan profil. Posisi geografis lokasi penelitian ditentukan dengan GPS (*Global Positioning System*) seperti ditampilkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Posisi Geografis Lokasi Penelitian.

<b>Lokasi</b>	<b>Profil</b>	<b>Koordinat <sup>*)</sup></b>	<b>Elevasi (m dpl) <sup>*)</sup></b>
<b>TPR</b>	TPR 1	107°38'57.0" - 06°47'07.7"	1300
	TPR 2	107°38'51.9" - 06°47'12.5"	1390
	TPR 3	107°38'54.9" - 06°47'11.6"	1405
<b>PTH</b>	PTH 1	107°23'35.2" - 07°08'40.5"	1791
	PTH 2	107°23'47.4" - 07°08'42.7"	1806
	PTH 3	107°23'37.3" - 07°08'44.5"	1797
<b>TLU</b>	TLU 1	107°32'31.4" - 07°10'49.7"	1484
	TLU 2	107°32'27.5" - 07°10'58.3"	1482
	TLU 3	107°32'34.8" - 07°11'01.8"	1492

Keterangan : <sup>\*)</sup> Hasil pengukuran dengan *GPS (Global Positioning System)*

#### 4.1.2 Topografi Daerah Penelitian

Lokasi penelitian merupakan daerah dengan relief datar dan bergelombang terdiri dari lereng atas, tengah dan bawah. Lereng atas merupakan daerah yang bergelombang dengan kemiringan lereng 8-15 %, sedangkan lereng tengah dan bawah merupakan daerah yang relatif datar dengan kemiringan lereng berkisar antara 3-8 %. Pembuatan profil tanah dilakukan pada daerah dengan topografi yang sama (8-15 %) di sekitar lereng atas. Profil TPR berada pada lereng sekitar 12 %, profil PTH berada pada lereng sekitar 8 % dan profil TLU berada pada lereng sekitar 10 %.

### 4.1.3 Geologi Daerah Penelitian

- 1) Profil TPR terletak pada lereng selatan G. Tangkuban Parahu, berasal dari zaman Holosen (10.000 yang lalu sampai sekarang), berupa tuf pasir kristal hornblende, lahar lapuk kemerahan, lapisan lapili dan breksi dari G. Dano dan G. Tangkuban Parahu yang disimbolkan dengan Qyd (Silitonga, 2003)
- 2) Profil PTH terletak pada lereng utara G. Patuha, berasal dari zaman kuartar Holosen berupa lahar G.Patuha, mengandung tuf pasiran abu-abu dan plagioklas yang disimbolkan dengan Qv (p,l) (Koesmono dkk, 1996).
- 3) Profil TLU terletak pada lereng selatan G. Tilu, berasal dari batuan induk berumur Pleistosen (1.6 juta - 10.000 tahun yang lalu) berupa batuan gunung api tua Tilu yang mengandung tuf, breksi lahar dengan mengandung sedikit batu apung dan lava yang disimbolkan dengan Qtl (Alzwar dkk, 1992).

### 4.1.4 Penggunaan Lahan dan Vegetasi

Penggunaan lahan berupa hutan produksi dan hutan konservasi:

- 1) Lokasi TPR adalah hutan konservasi pinus (*Pinus mercurii*). Terdapat juga vegetasi rumput gajah (*Pueraria phaseoloides*) dan rasamala (*Altingia exelsa*). Sebagian areal hutan digunakan oleh Dinas Kehutanan setempat sebagai areal wisata *outbound* dan perkemahan, namun bagian terbesarnya adalah berupa hutan pinus
- 2) Lokasi G. Patuha (PTH) adalah hutan konservasi kayu putih (*Melaleuca leucadendron*), rasamala (*Altingia exelsa*), huru koneng (*Litsea angulata*) dan pinus (*Pinus mercurii*). Daerah ini dikelola oleh Perum Perhutani dan sebagian lokasinya dimanfaatkan sebagai Pemandian Air Panas Cimanggu.

- 3) Lokasi G. Tilu (TLU) adalah hutan konservasi dan produksi pinus (*Pinus mercurii*), kuray (*Trema ampinensi*), rumput gajah (*Pueraria phaseoloides*) dan rasamala (*Altingia exelsa*). Hutan pinus selain berfungsi sebagai hutan konservasi, juga merupakan hutan produksi karena getah pinus disadap untuk dijadikan bahan karbol (bahan dasar pembersih dan pewangi).

#### 4.1.5 Iklim

Lokasi penelitian ini memiliki rejim kelembaban udik yaitu tanah tidak pernah kering 90 hari (kumulatif) setiap tahun. Tabel 3 memperlihatkan profil TPR dan TLU memiliki rejim temperatur isohiperthermik (suhu tahunan rata-rata lebih dari 22<sup>0</sup> C, dan selisih suhu rata-rata musim panas dan musim dingin kurang dari 6<sup>0</sup> C), sementara profil PTH memiliki rejim temperatur isothermik (suhu tahunan rata-rata 15 - 22<sup>0</sup> C, dan selisih suhu rata-rata musim panas dan musim dingin kurang dari 6<sup>0</sup> C).

Berdasarkan data curah hujan pada periode sepuluh tahun terakhir dari PTPN VIII dan berpedoman pada perhitungan Schmidt-Fergusson (1951), maka daerah Lembang dan Ciwidey (TPR dan PTH) adalah daerah dengan iklim tipe B dan daerah Pangalengan (TLU) adalah daerah dengan iklim tipe C. Berdasarkan data curah hujan setiap lokasi penelitian selama sepuluh tahun terakhir (1998 – 2008) tersebut, diperoleh data sebagai berikut :

- 1) Lokasi TPR : curah hujan 2637 – 5369 mm/tahun. Rata-rata bulan kering 1 – 2 bulan/tahun dan rata-rata bulan basah 8 bulan/tahun.
- 2) Lokasi PTH : 2420 – 4131 mm/tahun. Rata-rata bulan kering 1 – 2 bulan/tahun dan rata-rata bulan basah 7 – 8 bulan/tahun.



- 3) Lokasi TLU : 1938 – 3471 mm/tahun. Rata-rata bulan kering 1 – 2 bulan/tahun dan rata-rata bulan basah 6 – 7 bulan/tahun.

Tabel 3. Data hari hujan, curah hujan, suhu udara dan suhu tanah pada lokasi penelitian

Bulan	Tangkuban Parahu (1365 m dpl)				Patuha (1798 m dpl)				Tilu (1486 m dpl)			
	HH	CH (mm)	SU ( <sup>0</sup> C)	ST ( <sup>0</sup> C)	HH	CH (mm)	SU ( <sup>0</sup> C)	ST ( <sup>0</sup> C)	HH	CH (mm)	SU ( <sup>0</sup> C)	ST ( <sup>0</sup> C)
Januari	15	382	20.6	23.1	21	303	15.9	18.4	15	321	20.9	23.4
Februari	15	762	20.7	23.2	24	318	15.9	18.4	16	389	20.4	22.9
Maret	13	580	20.9	23.4	26	405	16.1	18.6	15	427	20.6	23.1
April	16	692	21.5	24.4	11	146	16.1	18.6	10	210	20.8	23.3
Mei	14	484	21.3	23.8	11	146	16.2	18.7	7	71	20.8	23.3
Juni	7	117	21.8	24.3	4	56	16.2	18.7	15	133	21.2	23.7
Juli	8	125	23.1	25.6	6	64	16.4	18.9	6	71	21.5	24.0
Agustus	0	0	23.8	26.3	1	5	16.4	18.9	3	26	21.5	24.0
September	10	201	22.9	25.4	5	76	16.3	18.8	6	90	22.1	24.6
Oktober	8	148	22.8	25.3	3	28	16.1	18.6	6	93	22.5	25.0
November	19	395	21.9	24.4	17	464	16.1	18.6	9	136	22.1	24.6
Desember	19	610	21.6	24.1	21	477	16.1	18.6	22	346	21.1	23.6
Jumlah	144	4496	262.9	292.9	150	2488	193.8	223.8	130	2313	255.5	285.5
Rata-rata	12.0	374.7	21.9	24.4	12.5	207.3	16.2	18.7	10.8	192.8	21.3	23.8

Keterangan:

HH = hari hujan; CH = curah hujan; SU = suhu udara; ST = suhu tanah

Dikutip dari hasil pengamatan selama 10 tahun (1998 - 2008) Stasiun Klimatologi Lembang

Hasil pengamatan pencatatan suhu udara Stasiun Klimatologi Lembang

Hasil konversi dari suhu udara (Van Wambeke, 1985)

Dikutip dari hasil pengamatan selama 10 tahun (1998 - 2008) Stasiun Klimatologi Lembang

Dikutip dari hasil pengamatan selama 10 tahun (1998 - 2008) Stasiun Klimatologi Lembang

## 4.2 Sifat Kimia Tanah

### 4.2.1 Nilai pH atau kemasaman tanah

Kemasaman tanah tercermin dari nilai nilai pH H<sub>2</sub>O, pH KCl dan  $\Delta$  pH yang ditampilkan pada Tabel 4. Kemasaman tanah ini berkisar mulai dari masam (5.18) pada profil TPR hingga agak masam (6.71) pada profil TLU. Terdapat kecenderungan peningkatan pH dengan bertambahnya kedalaman. Nilai pH yang lebih rendah terdapat pada tanah yang kaya bahan organik di lapisan

atas. Analisis statistik menunjukkan korelasi yang negatif antara pH dan bahan organik ( $r = -0.590^*$ ).

Nilai pH tanah dipengaruhi oleh bahan induknya. Nilai pH meningkat menurut urutan andesit < andesit-basalt < basalt, seperti diperlihatkan profil TPR (pH 5.18, andesit), PTH (pH 5.43, andesit-basalt) dan TLU (pH 6.71, basalt). Bahan induk yang lebih masam menghasilkan tanah yang juga lebih masam dan sebaliknya.

Nilai pH selain menunjukkan tingkat kemasaman, juga merupakan indikasi berbagai sifat kimia, fisika dan biologi tanah. Analisis statistik menunjukkan bahwa nilai pH tanah-tanah ini berkorelasi positif dengan dengan alofan ( $r = 0.687^*$ ). Gambar 1 memperlihatkan korelasi positif tersebut pada profil TPR, PTH dan TLU. Shoji *et al.* (1993) menyatakan bahwa pH 4.9 merupakan nilai kritis untuk pembentukan alofan. Jika  $pH > 4.9$ , akan terbentuk alofan dan pembentukannya akan meningkat sejalan dengan meningkatnya pH. Meskipun demikian Parfit dan Kimble (1989) membatasi bahwa pembentukan alofan yang optimum terjadi pada rentang pH 5 – 7.

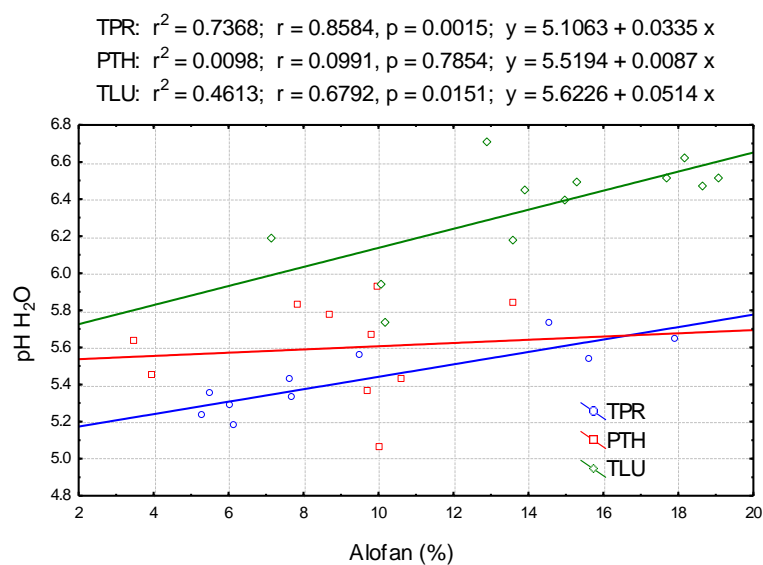
Nilai pH berkorelasi negatif dengan C-organik ( $r = -0.590^*$ ). Gambar 2 memperlihatkan korelasi negatif tersebut pada profil TPR, PTH dan TLU. Dekomposisi bahan organik menghasilkan asam-asam organik yang dapat menurunkan pH tanah. Penurunan tersebut tidak sama pada setiap profil. Profil TLU berbahan induk basalt memperlihatkan penurunan pH yang paling besar dengan bertambahnya C-organik tanah.

Tabel 4. Nilai pH H<sub>2</sub>O, pH KCl dan ΔpH pada profil perwakilan

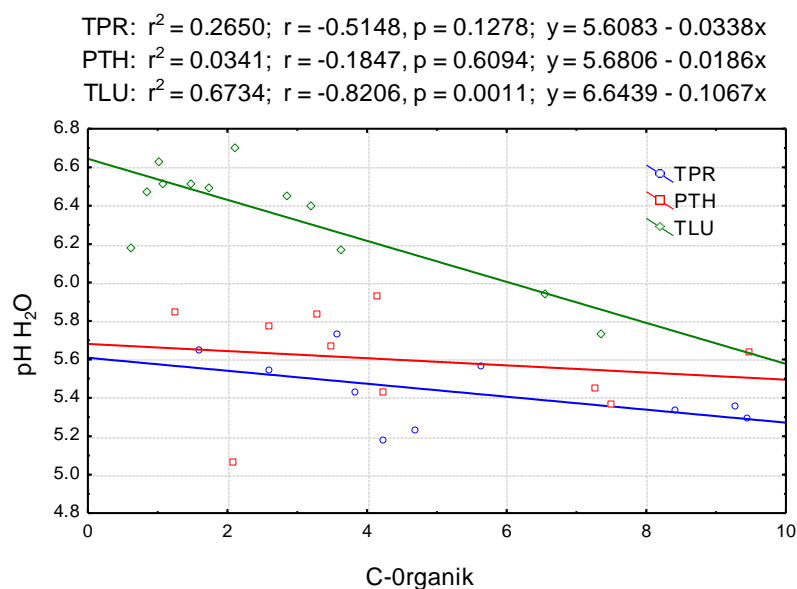
Profil	Horison	Kedalaman	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	ΔpH
		(cm)			
TPR 1	Ap 1	0-14	5.33	4.72	0.61
	Ap 2	14 -22	5.23	5.05	0.18
	Ap 3	22 – 48	5.18	4.95	0.23
	BC	48 – 58	5.43	5.15	0.27
	2 AB 1	58 – 87	5.35	4.61	0.74
	2 AB 2	87 -110	5.29	4.68	0.61
	2 BA	110 -119	5.56	4.88	0.68
	2 Bw 1	119 -144	5.73	5.00	0.73
	2 Bw 2	144 – 162	5.54	5.44	0.10
	2 BC	162 – 200	5.64	5.33	0.31
PTH1	Ap 1	0 - 11	5.63	4.82	0.81
	Ap 2	11 – 19	5.45	4.61	0.84
	Ap 3	19 – 39	5.36	4.77	0.59
	Bw	39 – 67	5.83	5.19	0.64
	BC	67 – 95	5.77	5.44	0.33
	2 AB 1	95 - 102	5.67	5.26	0.35
	2 AB 2	102 – 125	5.43	5.21	0.22
	2 CB	125 – 141	5.06	5.43	0.37
	2 C	141 – 157	5.92	5.39	0.53
	R	157 – 200	5.84	5.43	0.41
TLU 2	Ap 1	0 – 7	5.74	4.96	0.78
	Ap 2	7 - 12	5.95	5.00	0.95
	AB	27 – 12	6.18	5.32	0.86
	Bw 1	27 – 37	6.40	5.45	0.95
	Bw 2	37 – 46	6.46	5.56	0.90
	Bw 3	46 – 58	6.71	5.71	1.00
	Bt 1	58 – 80	6.50	5.71	0.79
	Bt 2	80 – 99	6.52	5.77	0.75
	BC	99 - 114	6.52	5.83	0.69
	2 AB 1	114 – 130	6.63	5.86	0.77
	2 AB 2	130 – 156	6.48	5.81	0.67
	2 Bw 1	156 – 200	6.19	5.34	0.85

Delta pH (Δ pH) adalah selisih nilai pH KCl – pH H<sub>2</sub>O. Nilai Δ pH pada profil TPR, PTH dan TLU bernilai negatif (-0.1 hingga -1.0), yang menunjukkan bahwa tanah ini bermuatan netto negatif. Nilai Δ pH dapat digunakan untuk

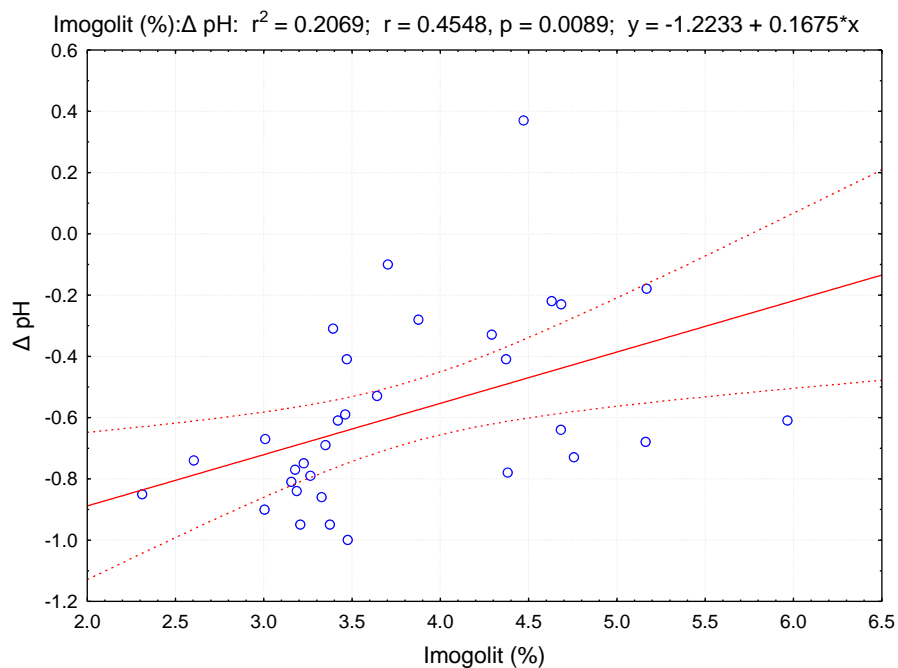
menunjukkan keberadaan mineral bermuatan variabel (Qafoku *et al.*, 2004). Tanda  $\Delta$  pH berkorelasi dengan muatan listrik netto tanah. Analisis statistik menunjukkan korelasi positif  $\Delta$  pH dengan kandungan imogolit (Gambar 3).



Gambar 1. Kurva hubungan pH H<sub>2</sub>O dengan alofan



Gambar 2. Kurva hubungan pH H<sub>2</sub>O dengan C-organik pada profil TPR, PTH dan TLU



Gambar 3. Kurva hubungan  $\Delta$  pH dengan imogolit

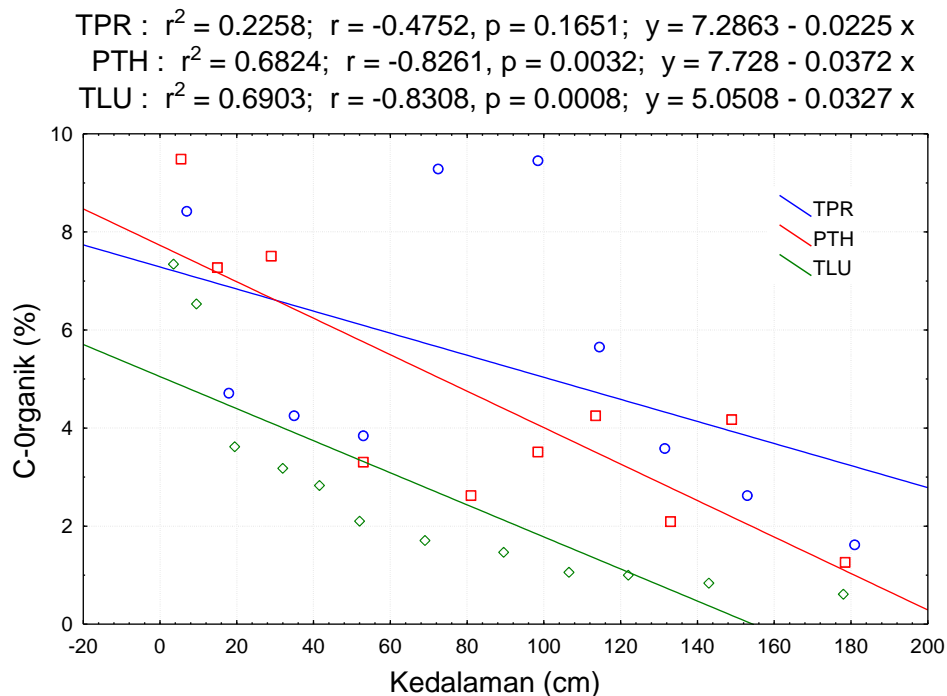
### C-organik

C-organik tanah pada horison teratas termasuk tinggi hingga sangat tinggi namun tidak melebihi 25%, terlihat dari warna larutan tanah yang langsung hijau tua setelah ditambahkan dikromat dan asam sulfat ( Gambar 4).



Gambar 4. Warna hijau tua larutan tanah menunjukkan kandungan C organik yang sangat tinggi (> 2.5 %). Warna larutan kuning coklat (tiga erlenmeyer pada baris ke dua) adalah blanko (C-organik 0 %)

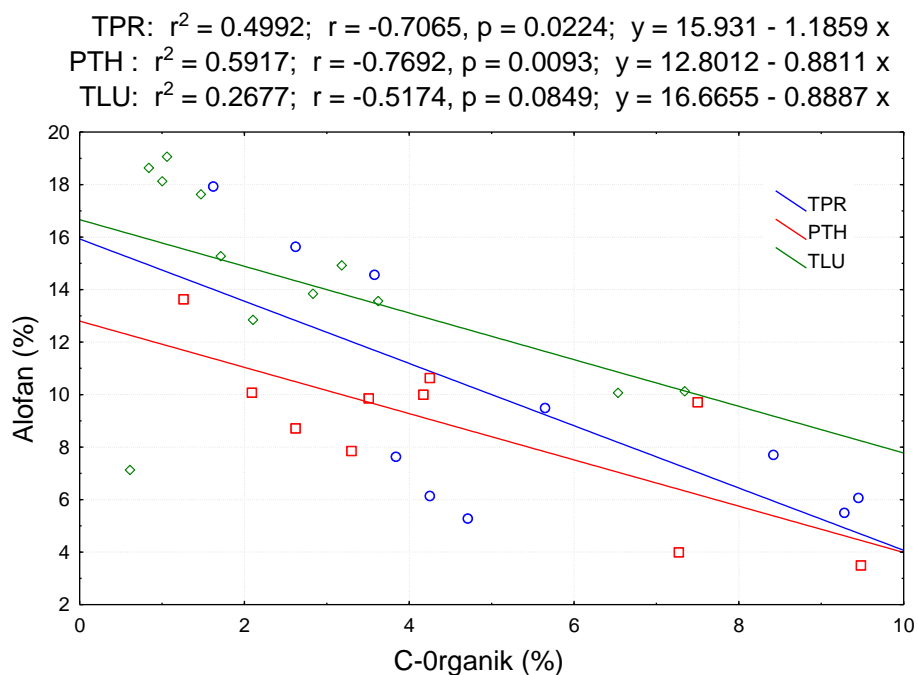
Nilai C-organik yang tinggi disebabkan oleh stabilitas bahan organik yang membentuk kompleks Al-humus, sehingga penguraian bahan organik berkurang. Bahan organik yang tinggi berkombinasi dengan aerasi dan oksidasi yang baik pada Andisol ini, memicu aktivitas makro dan mikroorganisme tanah yang pada gilirannya menambah kandungan C-organik tanah. Suhu yang cukup rendah ( $21.3^{\circ}\text{C} - 16.2^{\circ}\text{C}$ ) pada daerah dengan elevasi 1300-1700 m dpl mendukung C-organik yang tinggi ini terkonservasi sehingga tetap tinggi. Gambar 5 memperlihatkan penurunan kandungan C-organik pada profil TPR, PTH dan TLU dengan bertambahnya kedalaman. Penurunan kandungan C-organik ini merupakan salah satu penyebab meningkatnya pH tanah. Gambar 2 telah memperlihatkan korelasi negatif antara C-organik dan pH tanah.



Gambar 5. Kurva hubungan C-organik dan kedalaman pada profil TPR, PTH dan TLU

Tabel 5. Nilai C-organik, N-total dan C/N profil perwakilan

Profil	Horison	Kedalaman	C-organik	N-tototal	C/N
		(cm)	%	%	-
TPR 1	Ap 1	0-14	8.42	0.86	9.79
	Ap 2	14 -22	4.71	0.55	8.56
	Ap 3	22 - 48	4.25	0.45	9.44
	BC	48 - 58	3.84	0.41	9.37
	2 AB 1	58 - 87	9.28	0.99	9.37
	2 AB 2	87 -110	9.45	0.97	9.74
	2 BA	110 -119	5.65	0.56	10.09
	2 Bw 1	119 -144	3.58	0.38	9.42
	2 Bw 2	144 - 162	2.62	0.36	7.28
	2 BC	162 - 200	1.62	0.3	5.4
PTH1	Ap 1	0 - 11	9.48	0.91	10.42
	Ap 2	40501	7.27	0.73	9.96
	Ap 3	19 - 39	7.5	0.72	10.42
	Aw	39 - 67	3.3	0.33	10
	AC	67 - 95	2.62	0.24	10.92
	2 AB 1	95 - 102	3.51	0.41	8.56
	2 AB 2	102 - 125	4.25	0.49	8.67
	2 CB	125 - 141	2.09	0.33	6.33
	2 C	141 - 157	4.17	0.44	9.48
	R	157 - 200	1.26	0.2	6.3
TLU 2	Ap 1	0 - 7	7.34	0.58	11.26
	Ap 2	40371	6.53	0.35	10.34
	AB	27 - 12	3.62	0.3	10.6
	Aw 1	27 - 37	3.18	0.31	9.13
	Bw 2	37 - 46	2.83	0.27	7.78
	Bw 3	46 - 58	2.1	0.27	6.33
	Bt 1	58 - 80	1.71	0.26	5.65
	Bt 2	80 - 99	1.47	0.2	5.3
	BC	99 - 114	1.06	0.13	7.69
	2 AB 1	114 - 130	1	0.12	7
	2 AB 2	130 - 156	0.84	0.1	6.1
	2 Bw 1	156 - 200	0.61	0.93	7.9



Gambar 6. Kurva hubungan C-organik dengan alofan pada profil TPR, PTH dan TLU

Kandungan C-organik berkorelasi negatif dengan alofan ( $r = 0.707^*$ ).

Gambar 2 memperlihatkan penurunan alofan dengan bertambahnya C-organik pada profil TPR, PTH dan TLU. Hal ini menunjukkan bahwa bahan organik berperan dalam proses anti alofanik dengan membentuk Al-humus kompleks yang menghambat pembentukan alofan.

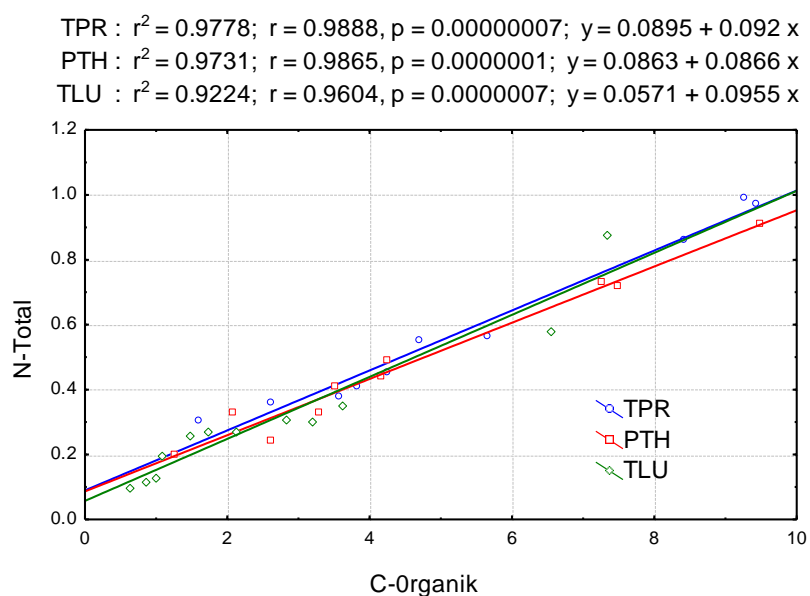
#### 4.2.3 Nitrogen Total

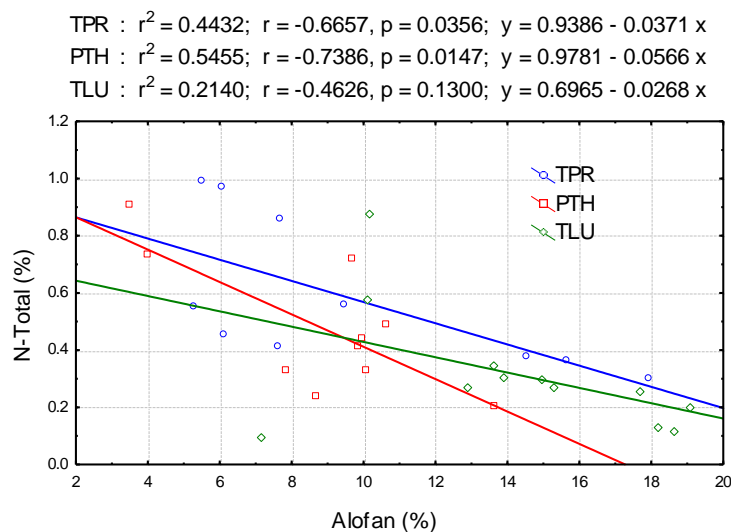
Hasil analisis N-total tanah ditampilkan pada Tabel 5. Hasil analisis statistik menunjukkan bahwa N-total berkurang dengan bertambahnya kedalaman ( $r = -0.531^*$ ). Kandungan N pada horison permukaan relatif tinggi, dan semakin berkurang dengan bertambahnya kedalaman. Kecenderungan ini terlihat sejalan



dengan kandungan C-organik tanah. Sementara itu N-total dan C-organik memperlihatkan korelasi positif yang kuat seperti dapat dicermati pada Gambar 7a. Oleh sebab itu, seperti halnya C-organik yang mempunyai korelasi negatif dengan keberadaan alofan, N-total juga berkorelasi negatif dengan alofan seperti ditampilkan pada Gambar 7b.

N-total dan C-organik di satu pihak, serta alofan di pihak lain merupakan indikasi sifat dan ciri tanah. Tanah diharapkan mempunyai N-total dan C-organik yang cukup untuk menunjang pertumbuhan tanaman. Kandungan alofan yang tinggi juga menghasilkan beberapa sifat fisika tanah yang baik. Namun N-total dan C-organik tidak dapat bersama-sama terdapat dalam jumlah yang tinggi karena C-organik menghambat pembentukan alofan dengan membentuk Al/Fe-humus kompleks (Shoji, 1993)



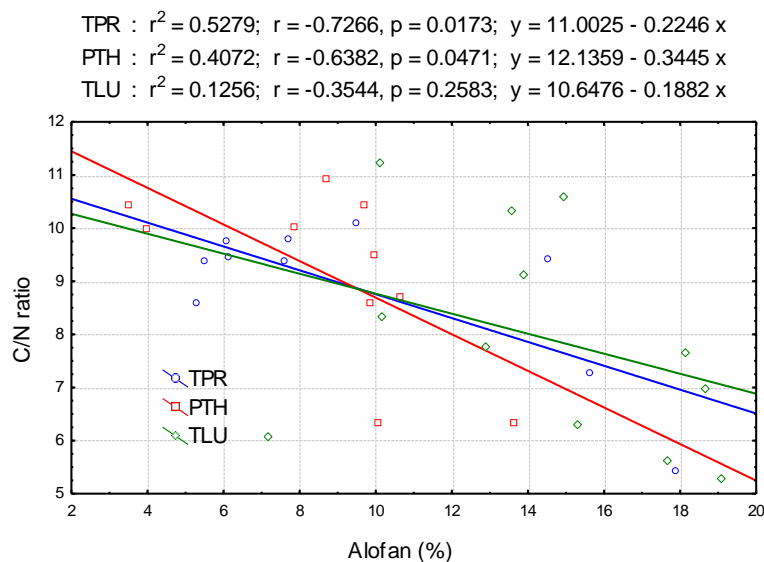


Gambar 7. Kurva hubungan kandungan N-total dengan (a) C-organik dan (b) alofan pada profil TPR, PTH dan TLU

#### 4.2.4 Nisbah C/N

Nisbah C/N dapat dilihat pada Tabel 5, yang berkisar antara 5.40 – 10.09 pada profil TPR; 6.3 – 10.42 pada profil PTH dan 6.1 – 11.26 pada profil TLU. Tanah pada horison teratas mempunyai nisbah C/N yang relatif lebih besar dibandingkan horison di bawahnya. Pola ini mengikuti pola kandungan C organik dan N-total tanah. Hal ini menunjukkan kandungan C dan N yang lebih besar pada horison teratas karena bahan organik pada horison tersebut lebih tinggi, berasal dari dekomposisi tumbuhan dan hewan. Pada horison yang lebih dalam, C-organik dapat berasal dari akar yang melapuk serta mikroorganisme tanah namun jumlahnya jauh lebih sedikit dibandingkan bahan organik di lapisan atas yang menyebabkan kandungan C-organiknya rendah sehingga nilai juga C/N rendah. Kandungan C-organik juga terkait dengan kandungan alofan. Hubungan tersebut

berkorelasi negatif seperti telah diperlihatkan pada Gambar 8, sehingga C/N juga berkorelasi negatif dengan alofan seperti dapat diamati pada Gambar 9.



Gambar 8. Kurva hubungan Nisbah C/N dengan Alofan

Rentang Nisbah C/N yang tidak terlalu lebar menunjukkan bahwa bahan organik kaya akan N. Nilai nisbah yang berkisar antara 6-10 menunjukkan bahwa tanah memiliki kualitas bahan organik yang baik dan menunjang pertumbuhan tanaman. Nilai ini dapat dibandingkan dengan Andisol di Cisarua (Utami, 1998) yang berkisar 15 -20. Nisbah C/N < 15 menunjukkan tingkat humifikasi yang tinggi, sementara nilai > 15 menunjukkan kualitas humus yang rendah (Tate dan Theng, 1980).

#### 4.2.5 Reaktivitas Permukaan

Jerapan fosfat dan fluorida yang kuat, merupakan salah satu karakteristik Andisol (Van Ranst *et al.*, 2004). Jerapan spesifik ini merujuk kepada inkorporasi

anion-anion sebagai ligan pada koordinasi atom Al atau Fe, yang disebut sebagai reaksi pertukaran ligan. Kuatnya pengaruh mineral non kristalin dalam menentukan reaktivitas permukaan, dapat dilihat dari hasil analisis pH NaF dan retensi fosfat.

#### **4.2. 6 pH NaF**

Nilai pH NaF dapat dilihat pada Tabel 6. Nilai pH NaF ini meningkat setelah penambahan NaF 1 M. Hal ini menunjukkan bahwa kompleks pertukaran didominasi oleh material amorfus. Nilai tersebut terus meningkat hingga 2 jam dan konstan setelah 4 jam. Setelah 24 jam nilainya mulai berkurang, yang menunjukkan bahwa tanah melepas  $\text{OH}^-$  selama periode 4 jam hingga 24 jam, dan berangsur mengikatnya kembali setelah periode tersebut seperti yang dikemukakan oleh Perrot *et al.* (1976).

Reaktivitas permukaan berasal dari sifat kimia permukaan gugus fungsional mineral liat tanah. Mineral ordo kisaran pendek mempunyai area permukaan spesifik yang besar dan reaktivitas kimia yang tinggi yang menunjukkan material ini sangat aktif (Van Ranst *et al.*, 2004). Senyawa Al dan Fe aktif yang berlimpah pada tanah ini menyebabkan peningkatan pH NaF dan jumlah OH yang dilepaskan akibat jerapan fluorida (reaktivitas fluorida). Pada penelitian ini pH NaF yang tinggi memperkuat karakter tanah yang berkembang dari hasil erupsi gunungapi.

Tabel 6. Nilai pH NaF dan retensi P pada profil perwakilan

Profil	Hor	Kedalaman (cm)	pH NaF 2 jam	pH NaF 24 jam	Retensi P %
TPR 1	Ap 1	0-14	11.76	11.79	99.20
	Ap 2	14 -22	11.39	11.58	99.70
	Ap 3	22 – 48	11.61	11.91	99.80
	AC	48 – 58	11.53	11.79	99.10
	2 AB 1	58 – 87	11.76	11.75	99.60
	2 AB 2	87 -110	11.74	11.76	99.50
	2 BA	110 -119	11.56	11.73	99.20
	2 Bw 1	119 -144	11.46	11.86	99.90
	2 Bw 2	144 – 162	11.16	11.50	99.80
	2 BC	162 – 200	11.30	11.53	99.50
PTH1	Ap 1	0 - 11	11.76	11.79	91.40
	Ap 2	40501	11.39	11.58	97.20
	Ap 3	19 - 39	11.61	11.91	99.50
	Aw	39 - 67	11.53	11.79	98.50
	AC	67 - 95	11.76	11.75	98.80
	2 AB 1	95 - 102	11.74	11.76	99.40
	2 AB 2	102 - 125	11.56	11.73	99.20
	2 CB	125 - 141	11.46	11.86	98.70
	2 C	141 - 157	11.16	11.50	98.60
	R	157 - 200	11.30	11.53	92.20
TLU 2	Ap 1	0-7	11.76	11.79	98.80
	Ap 2	40371	11.39	11.58	97.40
	AB	27-12	11.61	11.91	99.30
	Aw 1	27-37	11.53	11.79	99.40
	Aw 2	37-46	11.76	11.75	99.30
	Aw 3	46-58	11.74	11.76	98.90
	At 1	58 - 80	11.56	11.73	99.10
	At 2	80- 99	11.46	11.86	99.20
	AC	99- 114	11.16	11.50	99.90
	2 AB 1	114- 130	11.30	11.53	99.40
	2 AB 2	130 - 156	11.56	11.73	99.70
	2 Bw 1	156 - 200	11.46	11.86	98.90

Nilai pH NaF tanah pada penelitian ini relatif seragam. Namun reaksi pertukaran OH-F terpenuhi dengan tingginya nilai pH NaF yang diperoleh. Sungguhpun demikian, cukup banyak hasil penelitian yang memperlihatkan ketidak tepatan pengujian dengan NaF (Van Ranst, 2004). Tanah yang tidak mengandung alofan juga dapat memberikan nilai pH NaF yang tinggi. Ternyata pengujian dengan NaF dapat digunakan untuk menguji gugus Al-OH aktif di dalam tanah, tidak hanya yang berasal dari alofan saja. Oleh sebab itu analisis ini

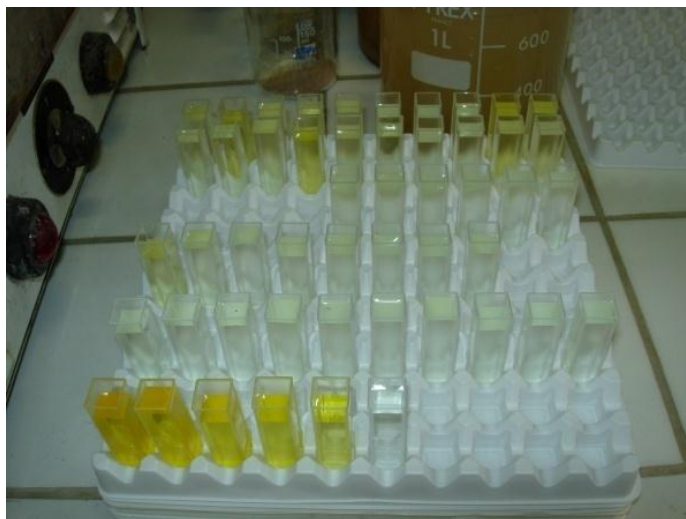
tidak lagi digunakan sebagai kriteria dalam menetapkan Andisol. Analisis Al dan Fe yang diekstrak dengan asam oksalat ( $\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0$ ) dengan nilai  $\geq 2 \%$  sekarang digunakan untuk menggantikan pH NaF dalam menetapkan sifat tanah andik yang digunakan untuk klasifikasi Andisol (Leamy *et al*, 1990). Alasan penggunaan satu bagian Al dan setengah bagian Fe dalam penetapan sifat tanah andik adalah karena proporsi bobot atom Fe (sekitar 56) adalah dua kali bobot atom Al (sekitar 27), sehingga agar perbandingannya proporsional persamaannya menjadi  $\text{Al}_0 + \frac{1}{2} \text{Fe}_0 > 2 \%$  (Van Ranst, 2006).

#### **4.2.7 Retensi P**

Hasil analisis retensi P dengan metode Blakemore (1987) yang ditampilkan pada Tabel 6 pada ketiga lokasi menunjukkan bahwa retensi P tanah ini sangat tinggi, melebihi 85 %. Angka ini memenuhi persyaratan sifat tanah andik. Hal ini menunjukkan fosfat yang ada diikat dengan kuat oleh mineral non kristalin alofan, imogolit, ferihidrit dan Al-humus kompleks yang terdapat pada tanah ini. Nilai retensi P yang tinggi ini terlihat pada warna ekstrak tanah yang bening mendekati warna standar retensi P 100 %, sebelum diukur dengan spectrophotometer (Gambar 9).

Parfitt (1989) mengemukakan bahwa alofan bereaksi dengan fosfat sehingga P terikat kuat. Fosfat yang ada dalam tanah awalnya dijerap oleh ligan pertukaran pada tapak  $\text{AlOH}$  yang sangat reaktif (Parfitt dan Henmi, 1980). Fosfat ini terikat dengan sangat kuat sehingga tidak tersedia untuk tanaman. Jika fosfat ditambahkan lagi dalam jumlah yang besar, akan terbentuk alumino fosfat yang stabil dan terpresipitasi sehingga tidak dapat langsung tersedia untuk

tanaman (Parfitt *et al.*, 1989). Presipitasi alumino silikat ini dapat berupa alumino fosfat non kristalin seperti mineral varisit atau strengit (Nanzyo, 1987).



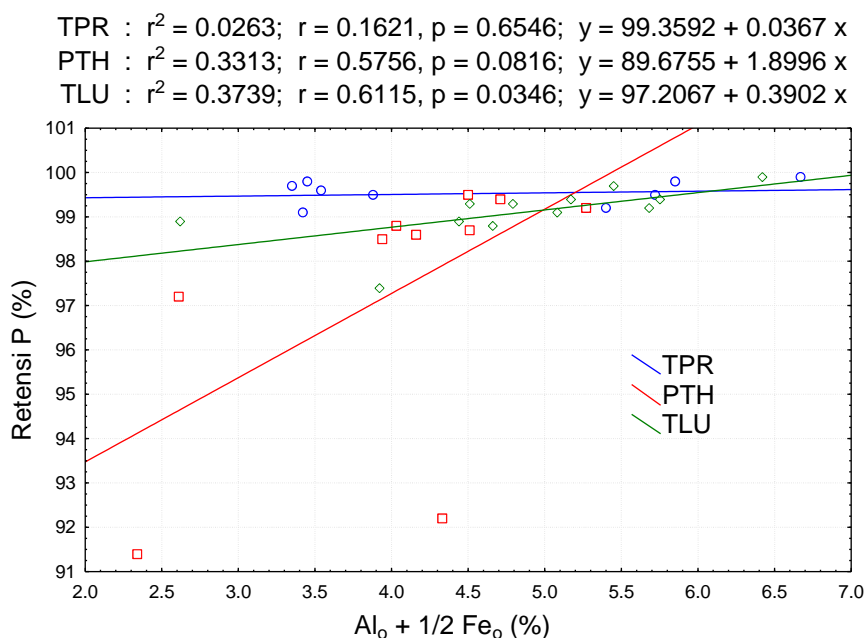
Gambar 9. Ekstrak tanah untuk pengukuran retensi P sebelum diukur dengan *spectrophotometer*. Enam kuvet terdepan adalah standar untuk retensi P 0, 20, 40, 60, 80 dan 100 %. Sisanya adalah kuvet berisi ekstrak tanah dengan warna bening, menyerupai standar retensi P 100 %

Retensi P akan berkurang seiring dengan bertambahnya tingkat kristalisasi mineral (Bezama dan Aomine, 1987). Hal ini menunjukkan makin sedikit mineral non kristalin (alofan, imogolit dan ferihidrit) karena telah teralterasi menjadi mineral kristalin tipe 2:1 atau 1:1 akan semakin berkurang retensi P. Akan tetapi hal tersebut tidak ditemukan pada tanah penelitian ini. Retensi P tetap tinggi dan lebih dari 90 % meskipun jumlah alofan, imogolit dan ferihidrit beragam dan pada beberapa horison ditemukan mineral 2:1 dan 1:1. Andisol di Jepang juga mempunyai retensi P yang tinggi meskipun tidak mengandung alofan (Shoji *et al.*, 1987). Retensi P yang tinggi disebabkan oleh senyawa aluminium

amorfus termasuk kompleks Al-humus. Parfitt dan Saigusa (1985) menyatakan bahwa horison yang kaya Al-humus mempunyai retensi P yang lebih tinggi.

Retensi P yang tinggi pada penelitian ini tidak dipengaruhi oleh jenis dan umur geologi bahan induk, karena retensi P tanahnya sama-sama lebih dari 85 %. Hal ini menunjukkan bahwa retensi P lebih dipengaruhi oleh ada atau tidaknya alofan, bukan oleh berapa banyak alofan di dalam tanah (Gambar 10).

Metode Blakemore (1987) untuk menentukan retensi P mungkin merupakan metode yang tepat untuk tujuan klasifikasi tanah. Akan tetapi hanya memberikan sedikit informasi yang diperoleh mengenai kapasitas retensi fosfat yang riil pada tanah yang mempunyai retensi fosfat yang tinggi ini. Oleh sebab itu agak sulit membuat perbandingan di antara tanah-tanah Andisol terkait dengan retensi fosfatnya dengan menggunakan metode tersebut



Gambar 10. Kurva hubungan Retensi P dan Persentase  $Al_0 + 1/2 Fe_0$  (dengan amonium oksalat) pada profil TPR, PTH dan TLU



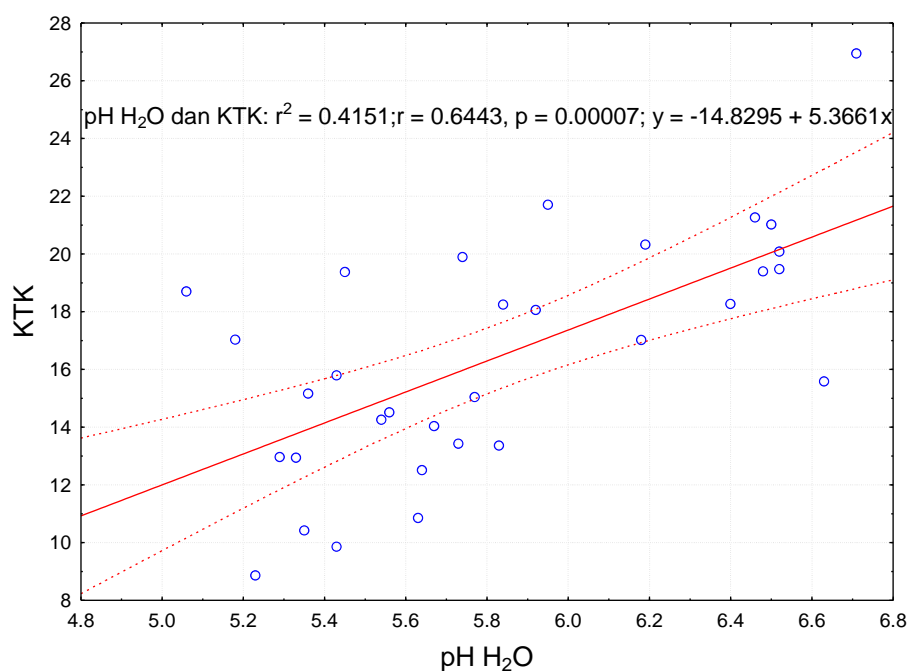
#### 4.2. 8 Muatan Permukaan - KTK (Amonium Asetat pH 7)

Nilai KTK dan kation basa dapat ditukar ditampilkan pada Tabel 7. KTK tanah ini tergolong rendah hingga sedang. Rentang KTK terendah terdapat pada profil TPR, yaitu 8.96 - 19 cmol/kg, sedangkan KTK tertinggi terdapat pada profil TLU yaitu 12.06 – 23.99 cmol/kg. Korelasi positif antara KTK dan pH tanah dapat dilihat pada Gambar 11.

Tabel 7. Nilai KTK, kation-kation basa dan KB profil perwakilan

Profil	Hor	Kedalaman (cm)	KTK	Ca	Mg	K	Na	Σ kat	KB	
								basa	%	
			cmol kg <sup>-1</sup>							
TPR 1	Ap 1	0-14	12.94	1.76	0.37	0.11	0.14	2.38	18.4	
	Ap 2	14 -22	8.86	0.67	0.2	0.09	0.10	1.06	11.91	
	Ap 3	22 – 48	17.03	1.12	0.32	0.12	0.19	1.75	10.3	
	AC	48 – 58	9.86	0.67	0.19	0.10	0.10	1.06	10.8	
	2 AB 1	58 – 87	10.42	0.58	0.21	0.11	0.12	1.02	9.80	
	2 AB 2	87 -110	12.96	1.76	0.27	0.11	0.13	2.27	17.5	
	2 BA	110 -119	14.51	1.11	0.11	0.09	0.11	1.42	9.80	
	2 Bw 1	119 -144	13.43	1.12	0.20	0.10	0.12	1.54	11.5	
	2 Bw 2	144 – 162	14.26	1.13	0.16	0.09	0.13	1.51	10.6	
	2 BC	162 – 200	12.51	1.04	0.17	0.10	0.12	1.43	11.4	
PTH1	Ap 1	0 - 11	12.94	1.76	0.37	0.11	0.14	2.38	18.4	
	Ap 2	40501	8.86	0.67	0.20	0.09	0.10	1.06	11.91	
	Ap 3	19 - 39	17.03	1.12	0.32	0.12	0.19	1.75	10.3	
	Aw	39 - 67	9.86	0.67	0.19	0.10	0.10	1.06	10.8	
	BC	67 - 95	10.42	0.58	0.21	0.11	0.12	1.02	9.80	
	2 AB 1	95 - 102	12.96	1.76	0.27	0.11	0.13	2.27	17.5	
	2 AB 2	102 - 125	14.51	1.11	0.11	0.09	0.11	1.42	9.80	
	2 CB	125 - 141	13.43	1.12	0.2	0.10	0.12	1.54	11.5	
	2 C	141 - 157	14.26	1.13	0.16	0.09	0.13	1.51	10.6	
	R	157 - 200	12.51	1.04	0.17	0.10	0.12	1.43	11.4	
TLU 2	Ap 1	0-7	12.94	1.76	0.37	0.11	0.14	2.38	18.4	
	Ap 2	40371	8.86	0.67	0.20	0.09	0.10	1.06	11.91	
	AB	27-12	17.03	1.12	0.32	0.12	0.19	1.75	10.3	
	Bw 1	27-37	9.86	0.67	0.19	0.10	0.10	1.06	10.8	
	Bw 2	37-46	10.42	0.58	0.21	0.11	0.12	1.02	9.80	
	Bw 3	46-58	12.96	1.76	0.27	0.11	0.13	2.27	17.5	
	Bt 1	58 - 80	14.51	1.11	0.11	0.09	0.11	1.42	9.80	
	Bt 2	80- 99	13.43	1.12	0.20	0.10	0.12	1.54	11.5	
	BC	99- 114	14.26	1.13	0.16	0.09	0.13	1.51	10.6	
	2 AB 1	114- 130	12.51	1.04	0.17	0.10	0.12	1.43	11.4	
2 AB 2	130 - 156	14.51	1.11	0.11	0.09	0.11	1.42	9.80		
2 Bw 1	156 - 200	13.43	1.12	0.20	0.10	0.12	1.54	11.5		

Korelasi positif antara KTK dan pH tanah merupakan karakteristik tanah bermuatan variabel. Hal ini terjadi karena tanah ini mempunyai koloid yang bersifat amfoter dengan ion-ion potensial yang menentukan terdistribusi pada permukaan koloid sebagai ion proton ( $H^+$ ) dan ion hidroksil ( $OH^-$ ). Muatan negatif permukaan tanah atau KTK akan meningkat jika pH atau aktivitas ion hidroksil ( $OH^-$ ) dalam larutan tanah meningkat (Bowden *et al.*, 1980).



Gambar 11. Kurva hubungan KTK dan pH H<sub>2</sub>O

Perbedaan KTK pada lokasi penelitian selain karena perbedaan pH, juga disebabkan oleh sifat dan umur bahan induk. Profil TPR dengan umur bahan induk yang lebih muda dan bersifat andesit menyebabkan kandungan mineral liat non kristalin lebih banyak dan lebih masam, sehingga KTK menjadi lebih rendah.

Profil TLU mempunyai KTK yang lebih tinggi selain karena pHnya lebih tinggi, juga karena kandungan liatnya lebih banyak. Kandungan liat yang lebih

tinggi ini diamati berdasarkan hasil pengamatan lapangan yang menunjukkan tekstur tanah berkisar antara lempung berdebu hingga lempung liat berdebu, sementara profil TPR dan PTH mempunyai tekstur debu hingga lempung berdebu. Kandungan liat yang lebih tinggi bersama-sama dengan pH tanah yang lebih tinggi menyebabkan KTK profil TLU lebih besar.

KTK tanah merupakan gabungan dari KTK liat dan KTK organik. KTK Andisol merupakan gabungan KTK alofan dan KTK organik. Kandungan C-organik yang tinggi menyumbangkan sejumlah nilai untuk KTK tanah. Namun analisis korelasi regresi antara KTK dan C-organik menunjukkan hubungan yang negatif, yang berarti semakin tinggi bahan organik akan menyebabkan KTK semakin rendah. Hal ini dapat dijelaskan dengan sifat muatan variabel Andisol yang menyebabkan muatan dan KTK tanah ini sangat tergantung kepada pH, yaitu KTK akan tinggi jika pH tanah tinggi. Sementara itu C-organik justru membuat tanah lebih masam atau pH kecil sehingga justru akan membuat KTK tanah akan makin rendah. Inilah yang menyebabkan korelasi KTK dengan bahan organik menjadi negatif. Namun sumbangan bahan organik terhadap KTK tetap ada.

#### **4.2.9 Kation Basa Dapat Ditukar**

Nilai kation basa dapat ditukar ditampilkan pada Tabel 7. Kompleks pertukaran kation basa tanah ini didominasi oleh Ca, diikuti oleh Mg, K dan Na. Dominasi Ca pada kompleks pertukaran merupakan hal yang lazim pada tanah abu gunungapi karena unsur ini juga dijerap oleh bahan organik dan alofan. Kalium merupakan kation yang paling rendah ketersediaannya.

Jumlah kation basa ini dipengaruhi oleh bahan induk. Profil TLU (basal) memiliki kation basa yang relatif lebih tinggi dibandingkan profil PTH (andesit-basalan) dan TPR (andesit). Mineral feromagnesian yang terdapat pada bahan induk basal (profil TLU) menyumbangkan kation basa yang lebih tinggi sebagai produk pelapukannya. Data mineral fraksi pasir menunjukkan bahwa mineral feromagnesian seperti amfibol (hornblende), piroksin (augit dan hiperstin) dan terutama olivin lebih banyak terdapat pada profil dengan bahan induk basal. Unsur penyusun seperti Mg dan Ca yang terdapat pada mineral tersebut ketika melapuk menyumbangkan hara berupa kation basa ke dalam tanah, sehingga jumlah kation basa dan kejenuhan basanya relatif lebih tinggi.

#### **4.2.10 Nilai $pH_0$ (Zero Point of Charge)**

Nilai  $pH_0$  ditampilkan pada Tabel 8. Andisol didominasi oleh mineral bermuatan variabel seperti alofan, imogolit, ferihidrit dan kompleks Al-humus. Mineral ini mempunyai nilai  $pH_0$  yang tinggi sehingga Andisol juga mempunyai  $pH_0$  tinggi mendekati nilai  $pH_{H_2O}$  tanah.

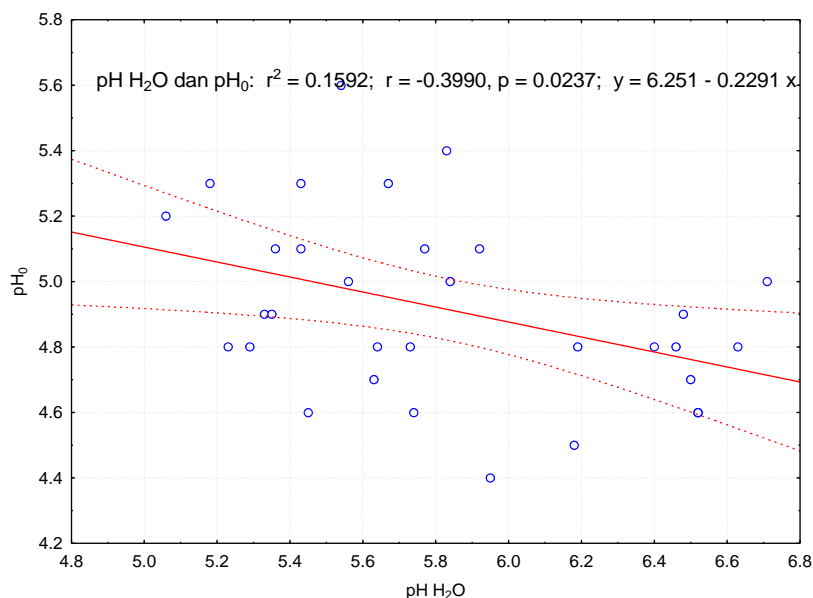
Nilai  $pH_0$  tanah berubah seiring dengan terjadinya perkembangan tanah. Andisol pada tahap awal perkembangannya mempunyai nilai  $pH_0$  yang tinggi. Ketika perkembangan tanah terus berlangsung, mineral non kristalin melapuk menjadi mineral 2:1 dan 1:1 (haloisit). Mineral-mineral ini mempunyai nilai  $pH_0$  yang lebih rendah. Nilai  $pH_0$  akan kembali naik jika mineral 2:1 melapuk menjadi mineral 1:1 kaolinit dan selanjutnya melapuk menjadi mineral oksida dan hidroksida besi dan aluminium.

Terdapat kecenderungan nilai  $pH_0$  dengan bertambahnya kedalaman. Hal ini dapat dihubungkan dengan kandungan bahan organik horison permukaan yang lebih tinggi dibandingkan horison bawah.

Tabel 8 Nilai  $pH H_2O$ ,  $pH_0$  dan ( $pH H_2O - pH_0$ ) profil perwakilan

<b>Profil</b>	<b>Horison</b>	<b><math>pH H_2O</math></b>	<b><math>pH_0</math></b>	<b><math>pH H_2O - pH_0</math></b>
<b>TPR, Holosen</b>	Ap1	5.33	4.90	0.43
	Ap2	5.23	4.80	0.43
	Ap3	5.43	5.10	0.33
	BC	5.44	5.10	0.34
	2 Ab1	5.35	4.90	0.45
	2 Ab2	5.29	4.80	0.49
	2 BA	5.56	5.00	0.56
	2 Bw1	5.73	4.80	0.93
	2 Bw2	5.60	5.30	0.30
	2 BC	5.64	4.80	0.84
<b>PTH, Holosen</b>	Ap1	5.63	4.70	0.93
	Ap2	5.45	4.60	0.85
	Ap3	5.36	5.10	0.26
	Bw	5.83	5.40	0.43
	BC	5.77	5.10	0.67
	2 Ab1	5.67	5.30	0.37
	2 Ab2	5.43	5.30	0.13
	2 BC	5.24	5.10	0.14
	2 C	5.92	5.10	0.82
	R	5.84	5.00	0.84
<b>TLU, Pleistosen</b>	Ap1	5.74	4.60	1.14
	Ap2	5.95	4.40	1.55
	AB	6.18	4.50	1.68
	Bw1	6.40	4.80	1.60
	Bw2	6.46	4.80	1.66
	Bw3	6.71	5.00	1.71
	Bt1	6.50	4.70	1.80
	Bt2	6.52	4.60	1.92
	BC	6.52	4.60	1.92
	CB	6.63	4.80	1.83
	2 Ap	6.48	4.90	1.58
	2 Bw	6.19	4.80	1.39

Profil TLU mempunyai  $pH_0$  yang relatif paling rendah di antara ketiga profil. Hal ini dikaitkan dengan nilai  $pH\ H_2O$  profil TLU yang tertinggi di antara lainnya. Terdapat korelasi negatif antara  $pH_0$  dan  $pH\ H_2O$  ( $r = -0.399^*$ ) yang menunjukkan bahwa  $pH\ H_2O$  menentukan nilai  $pH_0$  (Gambar 12).



Gambar 12. Kurva hubungan  $pH\ H_2O$  dengan  $pH_0$

Nilai  $pH_0$  dapat mencerminkan tingkat perkembangan tanah. Andisol yang berkembang dari umur bahan induk lebih muda (Holosen), mineral liat non kristalinnya masih tinggi sehingga nilai  $pH_0$  juga lebih tinggi seperti terlihat pada profil TPR ( $pH_0\ 4.8 - 5.3$ ) dan TLU ( $pH_0\ 4.6 - 5.4$ ), dibandingkan dengan profil TLU (Pleistosen) dengan kisaran  $pH_0\ 4.4 - 5.0$ . Nilai  $pH_0$  yang lebih rendah ini disebabkan karena sebagian mineral non kristalin telah melapuk menjadi mineral 2:1 dan haloisit yang mempunyai nilai  $pH_0$  lebih rendah. Mineral 2:1 dan haloisit ditemukan pada profil TLU pada horison atas (Ap) hingga horison 2 Bw.

Petunjuk perbedaan perkembangan tanah penelitian ini dapat dilihat dari perkembangan horisonnya. Profil TPR memiliki horison A-BC, PTH memiliki horison A-Bw-BC sementara TLU memiliki horison A-Bw-Bt-BC yang menunjukkan bahwa TLU lebih berkembang. Perkembangan tanah ini diikuti dengan nilai  $pH_0$  yang makin kecil karena sebagian mineral non kristalinnya telah melapuk menjadi mineral 2:1 dan haloisit, meskipun mineral tersebut bukan mineral yang dominan.

Tabel 8 menunjukkan selisih antara  $pH\ H_2O$  dengan  $pH_0$ . Terlihat bahwa profil TLU mempunyai selisih  $pH\ H_2O$  dengan  $pH_0$  yang paling besar. Hal ini dapat disebabkan karena nilai  $pH\ H_2O$  yang lebih besar, atau karena nilai  $pH_0$  yang lebih kecil. Pada profil TLU nilai yang ini disebabkan oleh kedua faktor tersebut yaitu  $pH$  tanahnya secara relatif lebih tinggi karena berbatuan induk basal serta nilai  $pH_0$  lebih rendah karena berumur Pleistosen yang memungkinkan sebagian mineral non kristalinnya telah melapuk menjadi mineral 2:1 dan haloisit.

## **Sifat Fisika Tanah**

### **4.3.1 Berat volume**

Berat volume ditampilkan pada Tabel 9. Nilai berat volume berkisar antara  $0.54 - 0.85\ g\ cm^{-3}$ . Nilai ini memenuhi persyaratan sifat tanah andik yaitu berat volume  $< 0.9\ g\ cm^{-3}$ . Nilai berat volume ini lebih rendah bila dibandingkan berat volume tanah mineral pada umumnya yang berkisar antara  $1.02 - 1.48\ g\ cm^{-3}$ . Berat volume yang rendah ini merupakan indikasi

tanah bersifat porous dan merupakan ciri-ciri tanah yang berkembang dari hasil erupso gunungapi (Armas-Espinel *et al.*, 2003, Broquen *et al.*, 2005). Meskipun horison 2 CBR2 pada profil PTH 2 mempunyai berat volume  $1.08 \text{ g cm}^{-3}$  atau lebih dari  $0.9 \text{ g cm}^{-3}$  sehingga tidak memenuhi sifat tanah andik, hal ini tidak berpengaruh terhadap klasifikasi Andisol karena ditemukan pada kedalaman 89 – 130 cm.

Tabel 9. Berat volume, porositas, permiabilitas dan air tersedia pada profil perwakilan

Profil	Horison	Kedalaman cm	Berat volume $\text{g cm}^{-3}$	Porositas %	Permeabilitas $\text{cm jam}^{-1}$	Air Tersedia %
TPR 1	Ap 1	0 - 14	0.58	78.02	4.35	19.46
	Ap 2	14 -22	0.61	77.11		
	Ap 3	22 - 48	0.71	73.32		
	BC	48 - 58	0.69	73.89	8.95	17.17
	2 Ab 1	58 - 87	0.63	76.28		
	2 Ab 2	87 - 110	0.69	73.98		
	2 BA	110 - 119	0.68	74.42		
	2 Bw 1	119 - 144	0.88	66.80		
	2 Bw 2	144 - 162	0.71	73.08		
	2 BC	162 - 200	0.76	71.18		
PTH 1	Ap1	0-11	0.85	67.92	8.44	15.12
	Ap2	40501	0.84	68.49		
	Ap3	19-39	0.71	73.09		
	Bw	39-67	0.75	71.62	5.48	14.67
	BC	67-85	0.85	67.82		
	2 Ab 1	85-102	0.85	67.81		
	2 Ab 2	102-125	0.69	73.83		
	2 CB	125-141	0.77	70.96		
	2 C	141-157	0.71	73.32		
	R	157-200	0.97	63.35		
TLU 2	Ap 1	0-7	0.67	74.75	7.02	21.20
	Ap 2	40371	0.75	71.78		
	AB	40539	0.62	76.54		
	Bw 1	27-37	0.71	73.31	12.75	26.35
	Bw 2	37-46	0.65	75.46		
	Bw 3	46-58	0.64	75.85		
	Bt 1	58-80	0.66	75.16		
	Bt 2	80-99	0.72	72.74		
	BC	99-114	0.65	75.36		
	2 Ap 1	114-130	0.72	73.02		
	2 Ap 2	130-156	0.71	73.17		
	2 Bw	156-200	0.67	74.83		

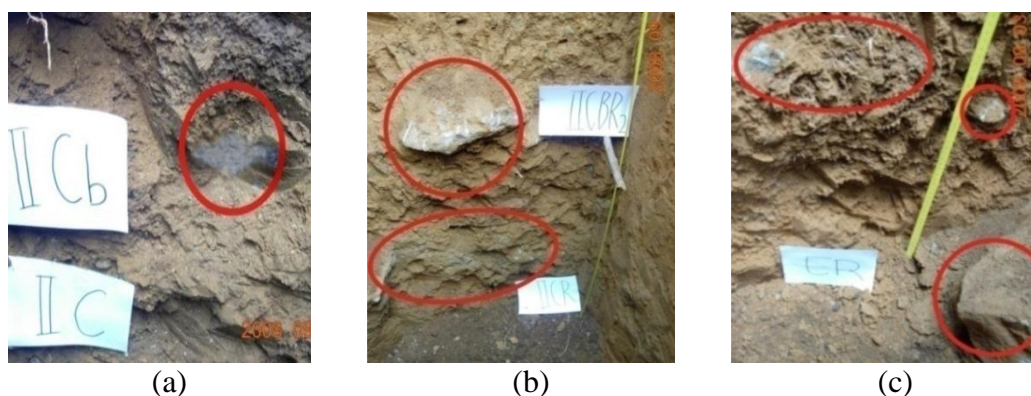


Alofan yang merupakan mineral dominan pada Andisol menyumbangkan berat volume yang rendah. Hal tersebut bukan karena berat volume alofan rendah, karena kisaran berat volumenya berkisar antara  $2.5 - 2.7 \text{ g cm}^{-3}$  (Biolders *et al.*, 1990), melainkan karena alofan berkontribusi terhadap perkembangan pori-pori struktur tanah. Porositas alofan dan imogolit yang tinggi (Wada, 1985), terkait dengan susunan pori dalam unit strukturnya. Menurut Nanzyo *et al.* (1993) alofan mempunyai struktur yang berlubang-lubang dan dengan diameter dalam 3-4 nm. Berat volume Andisol alofanik berkurang dengan meningkatnya kandungan alofan (Nanzyo *et al.*, 1993), karena 25-45 % volume pori Andisol ditempati oleh alofan dan imogolit.

Berat volume tanah pada ketiga lokasi sama-sama bernilai  $< 0.9 \text{ gcm}^{-3}$ . Namun berat volume antara profil PTH merupakan yang relatif paling tinggi di antara ketiganya. Berat volume pada profil TPR dan TLU lebih rendah karena profil TPR dan TLU sama-sama berasal dari bahan induk tuf dan breksi lahar dengan sedikit batu apung dan lava sedangkan profil PTH berasal dari lava dan lahar. Lava dan lahar secara relatif lebih berat dibandingkan batu apung dan tuf. Komposisi bahan induk juga mempengaruhi tinggi rendahnya berat volume tanah. Profil TPR berkembang dari bahan induk andesit, profil PTH berkembang dari bahan induk andesit basal dan profil TLU berkembang dari bahan induk basal. Bahan induk TLU (basal) melapuk lebih cepat dibandingkan TPR (andesit) dan PTH (andesit-basalan) (Shoji *et al.*, 1993).

Kombinasi bahan induk lava dan lahar andesit yang melapuk lebih lambat menyebabkan berat volume profil PTH lebih tinggi dibandingkan dengan TPR

dan TLU. Proses pelapukan yang berjalan lebih lambat terlihat dengan banyaknya batuan induk yang belum terlapuk di lapisan bawah profil PTH (Gambar 13).



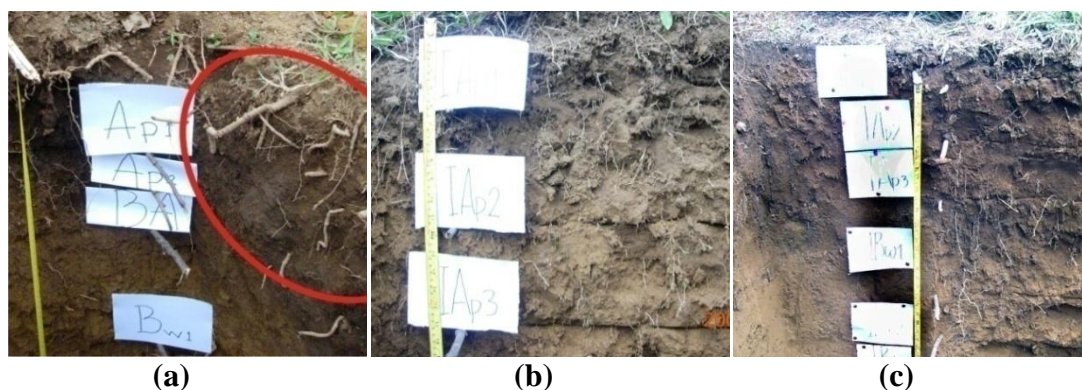
Gambar 13. Batuan induk lahar pada tiga profil PTH (a) PTH 1, kedalaman 125-200 cm (b) PTH 2, kedalaman 89-200 cm (c) PTH 3 kedalaman 144-200 cm

### Porositas

Porositas Andisol pada ketiga lokasi sekitar 68.32 – 75.83 % (Tabel ). Porositas tanah mineral pada umumnya sekitar 30-60 %, sehingga porositas Andisol ini lebih tinggi dibandingkan tanah mineral umumnya. Porositas yang tinggi ini berkaitan dengan rendahnya berat volume ( $<0.9 \text{ g cm}^{-3}$ ), yang menunjukkan tanah bersifat porous sehingga porositas tinggi. Alofan dan bahan organik mempengaruhi porositas dalam membentuk agregat. Agregagasi Andisol meningkat seiring dengan meningkatnya alofan sehingga menghasilkan struktur remah dengan porositas tinggi (Arifin, 1994; Hoyos dan Comerford, 2005).

Porositas profil TPR dan TLU secara relatif lebih tinggi jika dibandingkan profil PTH. Hal ini menunjukkan bahwa pori meso dan mikro lebih dominan pada tanah ini. Porositas profil PTH yang lebih rendah mencerminkan pori makro

yang dominan. Hal ini terlihat pada perkembangan perakaran pada profil. Akar besar banyak ditemukan pada profil PTH sementara pada profil TPR dan TLU akar sedang dan halus lebih dominan (Gambar 14).



Gambar 14. Perakaran pada kedalaman 0-60 cm profil perwakilan (a) akar makro pada profil PTH (b) dan (c) akar meso dan mikro pada profil TPR dan TLU

Pori tanah dapat terbentuk karena akar tanaman menekan agregat tanah yang berdekatan dan memicu terbentuknya pori baru. Pori juga terbentuk karena aktivitas penyerapan air oleh akar yang menyebabkan terjadinya dehidrasi, pengkerutan serta terbentuknya rengkahan yang memicu terbentuknya pori yang lebih besar. Pada profil PTH akar tanaman yang ada memperbesar peluang terbentuknya pori-pori baru pada tanah ini. Pada profil TPR dan TLU dengan akar meso dan mikro yang lebih banyak, peluang untuk menghasilkan pori lebih besar sehingga porositas tanah ini juga makin meningkat. Jenis dan umur bahan induk mempengaruhi porositas melalui pengaruh berat volume, kandungan mineral non kristalin, bahan organik dan aktivitas perakaran.

### **Air Tersedia**

Hasil analisis air tersedia Andisol pada pF 2.54 dan pF 4.2 memperlihatkan nilai antara 17.17 sampai 19.46 % pada profil TPR; 17.09 sampai 17.43 % pada profil PTH dan 18.85 sampai 22.88 % untuk profil TLU.

Air tersedia pada profil TPR dan PTH masuk ke dalam tingkat air tersedia tinggi (15-20 %), sedangkan pada profil TLU masuk ke dalam tingkat air tersedia sangat tinggi ( $\geq 20$  %) (*Soil Survey Staff*, 2006). Air tersedia berkaitan dengan bahan organik dan mineral tanah yang dominan. Alofan sebagai mineral yang dominan dengan strukturnya yang acak, terbuka dan berpori bersama dengan bahan organik sangat kuat menahan air (*Yuan et al.*, 2002).

Air tersedia profil TPR dan TLU lebih tinggi bila dibandingkan profil PTH. Nilai tersebut terkait dengan nilai berat volume, porositas dan permeabilitas. Air tersedia profil PTH lebih rendah seiring dengan tingginya berat volume, rendahnya porositas dan permeabilitas jika dibandingkan dengan profil TPR dan TLU. Tingginya air tersedia merupakan salah satu karakteristik Andisol. Arifin (1994) menyatakan bahwa air tersedia berkorelasi positif dengan kandungan alofan imogolit dan ferihidrit.

## **BAB V**

### **KESIMPULAN DAN SARAN**

#### **5.1 Kesimpulan**

Berdasarkan hasil penelitian ini dapat disimpulkan bahwa :

- 1) Andisol yang berkembang dari beberapa sifat bahan induk (andesit, andesit-basalt serta basal) dan umur geologi bahan induk (Holosen dan Pleistosen) memperlihatkan perbedaan dan persamaan karakteristik, kimia dan fisika.
- 2) Tanah berbahan induk tua (Pleistosen) pada Andisol belum mencerminkan tingkat perkembangan yang sangat lanjut jika dilihat dari nilai  $pH_0$  karena nilai  $pH_0$  nya justru lebih rendah dibandingkan tanah berbahan induk lebih muda (Holosen)

#### **5.2 Saran**

Berdasarkan hasil penelitian ini, maka diajukan beberapa saran sebagai berikut :

- 1) Melakukan penelitian pada tanah ini dengan tanaman untuk melihat respons tanaman terhadap persamaan dan perbedaan karakteristik kimia dan fisika tanah ini.
- 2) Melakukan penelitian pada tanah dengan rentang perbedaan umur bahan induk yang lebih signifikan seperti Kuartar dan Tertier untuk mengetahui variabilitas perkembangan Andisol berdasarkan nilai  $pH_0$ .

## DAFTAR PUSTAKA

- Agresti, A. 1996. *An Introduction to Categorical Data Analysis*. John Wiley & Sons. Canada. 290 p.
- Alzwar, M., N. Akbar, dan S. Bachri. 1976. Peta Geologi Lembar Garut, Jawa. Dir. Geologi. Dep. Pertambangan, R.I. Bandung.
- Arifin, M. 1994. Pedogenesis Andisol Berbahan Induk Abu Volkan Andesit dan Basalt pada Beberapa Zona Agroklimat di Daerah Perkebunan Teh Jawa Barat. Disertasi Doktor. Institut Pertanian Bogor. 202 hal.
- Badan Perencanaan Daerah (Bappeda). 2008. Peta Jenis Tanah Kabupaten Bandung, Jawa Barat, Skala 1 : 125.000. Badan Perencanaan Tata Ruang dan Lahan. Bandung
- Badan Perencanaan Daerah (Bappeda). 2008. Peta Penggunaan Lahan Kabupaten Bandung, Jawa Barat, Skala 1 : 125.000. Badan Perencanaan Tata Ruang dan Lahan. Bandung
- Baert, G. 1995. Properties and Chemical Management Aspect of Soils on Different Parent Materials in the Lower Zaire. Ph.D. Thesis. Ghent University. Belgium. 318 p.
- Baert, G. and E. Van Ranst. 1998. Exchange Properties of Highly Weathered Soils of The Lower Congo. *Malaysian J. of Soil Sci.* 2:31-44.
- Bezama, N., and S. Aomine. 1987. Phosphate Retention on Soils on the Central Valley of Chile. *Soil Sci. Plant Nutr.* 23:427-435
- Blakemore, L. C., P. L. Searle and B. K. Daly. 1987. Methods for Chemical Analysis of Soils. N. Z. Soil Bureau Sci. Rep. 80. Soil Bureau. Lower Hutt, New Zealand.
- Bowden, W., M. Posner, P. Quirk. 1980. Adsorption and Charging Phenomena in Variable Charge Soils. Dalam Theng, B. K. G. (penyunting). *Soils with Variable Charge*, hlm. 195-224. New Zealand Soc. of Soil Sci. Lower Hunt
- Broquen, P., J. C. Lobartini, F. Candan and G. Falbo. 2005. Allophane, Aluminum, and Organic Matter Accumulation Across a Bioclimatic Sequence of Volcanic Ash Soils of Argentina. *Geoderma*. 129 : 167-177. E-Journal on-line. Melalui <http://www.elsevier.com/locate/geoderma> (20/09/06)

- Caner, L., G. Bourgeon, F. Toutain and A. J. Herbillon. 2000. Characteristics of Non-Allophanic Andisols Derived from Low-Activity Clay Regoliths in The Nilgiri Hills (Southern India). *Europ. J. of Soil Sci.* 51:553-563.
- Childs, C.W., N. Matsue and N. Yoshinaga. 1991. Ferrihydrite in Volcanic Ash Soils of Japan. *Soil Sci. Plant. Nutr.* 37:299-311.
- Gillman, G. P. 1981. Effects of pH and Ionic Strength on the Cation Exchange Capacity of Soil with Variable Charge. *Aust. J. of Soil Res.* 19:93-96
- Gillman, G. P. and L. C. Bell. 1976. Surface Charge Characteristics of Six Weathered Soils from Tropical North Queensland. *Aust. J. Soil Res.* 16:67-77.
- Henmi, T. and K. Wada. 1994. Surface Acidity of Imogolite and Allophane. *Clay Minerals.* 10:231-245.
- Hoyos, N. and N. B. Comerford. 2005. Land Use and Landscape Effects on Aggregate Stability and Total Carbon of Andisols From Colombian Andes. *Geoderma* 129 : 268-278. E-Journal on-line. Melalui <http://www.elsevier.com/locate/geoderma> (10/10/06).
- Kleber, M., R. Jahn and C. Mikutta. 2002. Mineral and Organic Matter related features : "Process-oriented Microscale Approaches to the Study of European Volcanic Soils" – Andosols and Related Soils Germany. COST 622 Meeting : Soil Resources of European Volcanic System in Manderscheid/Vulkaneifel. 32-51.
- Koesmono. 1976. peta Geologi Lembar Sindangbarang, Jawa. Dir. Geologi. Dep. Pertambangan. R. I. Bandung.
- Leamy, M.L., D. I. Kinloch, R. L. Parfitt. 1990. International Committee on Andisol on Andisols. Final Report. Technical Monograph No.20. Soil Management Support Services. Washington DC.
- Mikutta, C., M., M. Kleber and R. Jahn. 2002. Mineralogical Properties of German Andosols. COST 622 Meeting : Soil Resources of European Volcanic System in Manderscheid/Vulkaneifel. 23-25.
- Miller, R. W. and R. L. Donahue. 1994. *Soils in Our Environments*. 7<sup>th</sup> ed. Eaglewood Cliffs, New Jersey. Prentice Hall Inc. 768 p.
- Moustakas, N. K. and F. Georgoulas. 2005. Soils Developed on Volcanic Materials in The Island of Thera, Greece. *Geoderma* 129:125-138. E-Journal on-line. Melalui <http://www.elsevier.com/locate/geoderma> (20/08/06).

- Nanzyo, M. 1987. Formation of non-crystalline aluminium phosphate through phosphate sorption on allophane Ando soils. *Com.Soil Sci. Plant Analysis*. 18:735-742
- National Soil Survey Center (NSSC). 2002. *Field Book for Describing and Sampling Soils Version 2.0*. Natural resources Conservation Service . United State Departement of Agriculture. 219 p.
- Parfitt, E. A., and L. Wilson. 2008. *Fundamentals of Physical Volcanology*. Blackwell Sci. Ltd. Australia. 210 p
- Parfitt, R. L. and J. M. Kimble. 1989. Condition for Formation of Allophane In Soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 53:971-977.
- Puslitbangtanak, 2001. Atlas Sumberdaya Tanah Indonesia Tingkat Eksplorasi, skala 1 : 1 000 000. Puslitbangtanak, Bogor
- Qafoku, N. P. and J. E. Amonette. 2004. Variable Charge Soils, Their Mineralogy, Chemistry and Management. *Advances in Agronomy*. 84:157-213.
- Schwertmann, U. and R. M. Taylor. 1989. Iron Oxides. Dalam Dixon, J. B. and S. B. Weed (penyunting) *Minerals in Soil Environments*. Hal 379-438 SSSA. Madison, USA.
- Shoji, S. M. Nanzyo and R. Dahlgren. 1993. Genesis of Volcanic Ash Soils. Dalam Shoji, S., M. Nanzyo and R. Dahlgren (Penyunting). *Volcanic Ash Soil – Genesis, Properties and Utilization*. Hal. 37-71 *Developments in Soil Science* 21. Elsevier, Amsterdam.
- Silitonga, P. H. 2003. Peta Geologi Lembar Bandung. Departemen Energi dan Sumber Daya Mineral .
- Soil Survey Staff. 1990. *Keys to Soil Taxonomy*. 4<sup>th</sup> ed. AID. USDA. SMSS. Technical Monograph No. 19. Blacksburg, Virginia. 280 p.
- Soil Survey Staff. 2006. *Keys to Soil Taxonomy*. 10<sup>th</sup> ed. Natural Resources Conservation Service. 332 p.
- Stoops, G. and A. van Driessche. 2002. Mineralogical Composition of the Sand Fraction of Some European Volcanic Ash Soils, Preliminary Data. COST 622 Meeting : Soil Resources of European Volcanic System in Manderscheid/Vulkaneifel.. 31-32.
- Sudradjat, A. 1992. *Gunungapi dan Gempabumi*. Adjat Sudradjat. Jakarta. 164 hal.



- Sudradjat, A. 2009. *The Development of Volcanologic Investigation in Indonesia*. Universitas Padjadjaran Press. Bandung. 239 hal.
- Tan, K. H. 1984. *Andosols*. A Hutchinson Ross Benchmark Book. Van Nostrand. Reinhold Company.
- Theng, B. K. G., M. Russel, G. J. Churchman and R. L. Parfitt. 1982. Surface Properties of Allophane, Halloysite, and Imogolite. *Clays and Clay Minerals*. 30:143-149.
- Torn, M.S. and C. A. Masiello. 2002. Mineral Control of Carbon Storage in Andosols : Case Study and Application to Other Soils. COST 622 Meeting : Soil Resources of European Volcanic System in Manderscheid/Vulkaneifel. 7-8.
- Uehara, G., and G. Gillman. 1981. *The Mineralogy, Chemistry And Physics of Tropical Soils with Variable Charge Clays*. Westview Press, Inc. Colorado. 170 p.
- Van Ranst, E. 1991. *Soils of the Tropics and Subtropics : Geography, Classification, Properties and Management*. Ghent University. Belgium. 293 p.
- Van Ranst, E. 1995. Rational Soil Management in the Humid Tropics. *Bull. Seanc. Acad. R. Sci. Outre-mer* 40: 209-233.
- Van Ranst, E. 2006. *Properties and Management of Soils of the Tropics*. Laboratory of Soil Sci. Ghent University. Belgium. 236 p.
- Van Ranst, E., F. De Coninck and J. Debaveye. 1993. Implication of Charge Properties and Chemical Management of Volcanic Ash Soils in West Cameroon. Proc. In 2<sup>nd</sup> African Soil Sci. Soc. Conf. 255-264.
- Van Ranst, E., S. R. Utami, J. Vanderdeelen and J. Shamsuddin. 2004. Surface Reactivity of Andisols on Volcanic Ash along the Sunda Arc Crossing Java Island, Indonesia. *Geoderma* 123:193-203
- Van Reeuwijk, L. P. 1992. Procedure for Soil Analysis. Fourth Edition. ISRIC. Wageningen. The Netherland. 56 p.
- Wada, K. 1980. Mineralogical Characteristics of Andisols. Dalam Theng, B. K. G. (penyunting). *Soils with Variable Charge*, hlm. 87-107. New Zealand Soc. of Soil Sci. Lower Hunt.
- Wada, K. 1985. The Distinctive Properties of Andosols. Dalam Steward, B. A. (penyunting). *Advances in Soil Science*, hlm: 174-229. Springer-Verlag. New York.

- Wada, K. 1989. Allophane and Imogolite. Dalam Dixon, J. B. and S. B. Weed (penyunting). *Minerals in Soil Environments* 2<sup>th</sup> ed, hlm. 1051-1087. Soil Sci. Soc. Am. Madison. W. I.
- Yuan, G., B. K. G. Theng, R. L. Parfit and H. Percival. 2000. Interaction of Allophane with Humic Acid and Cations. *Europ. J. of Soil Sci.* 51:35-41.

