

Ilmu Tanah

Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa

1

Sejarah

Zulkarnain Chairuddin

Ilmu Tanah
Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa

1

Sejarah

Ilmu Tanah

Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa

1

Sejarah

Zulkarnain Chairuddin



Ilmu Tanah: Jilid 1
Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa

Zulkarnain Chairuddin

Hak Cipta © Zulkarnain Chairuddin. *All rights reserved.*
Hak cipta dilindungi undang-undang.

Cetakan I 2023

x + 574 hlm; 15,5 × 23 cm

ISBN 978-979-530-453-1 (no. jilid lengkap)

ISBN 978-979-530-454-8 (jilid 1)

Editor

Sartika Laban

Nur Isra

Desain

Athiyah Afifah

Zainal



Tata Letak dan Desain Sampul


Muhammad Ihlasul Amal


Penerbit

Unhas Press

Gedung UPT Unhas Press, Kampus Unhas Tamalanrea
Jalan Perintis Kemerdekaan KM 10, Makassar, Sulawesi Selatan

  +62 8229 9555 591

 unhaspress@gmail.com

 unhaspress.unhas.ac.id

Anggota IKAPI Nomor: 002/SSL/01 dan

APPTI Nomor: 005.026.1.03.2018

*Dilarang memperbanyak isi buku ini, baik sebagian maupun seluruhnya
dalam bentuk apapun tanpa izin tertulis dari penulis/penerbit.*

Kata Pengantar

PERKEMBANGAN ilmu tanah sampai saat ini adalah sangat pesat, khususnya dalam membangun suatu konsep, metode, model pendekatan yang terkait dengan tujuan mempelajari ilmu tanah itu sendiri.

Ilmu tanah, awal mula perkembangannya banyak mengacu pada faktor-faktor pembentuknya yang diparkarsai oleh Dokuchaev di tahun 1898. Model matematika yang dibangun oleh Dokuchaev mendapat tanggapan positif dari para ahli ilmu tanah pada zamannya, seperti sudut pandang terhadap konsepsi tanah menggunakan acuan faktor, acuan energi, dan acuan evolusi yang mengerucut hingga pada faktor dinamis (progresif) dan faktor pasif (regresif). Sepanjang sejarah perkembangannya, kajian faktor-faktor pembentuk tanah dilandasi oleh pengetahuan tentang genesis tanah dan ilmu-ilmu turunannya.

Seiring dengan perkembangan ilmu pengetahuan, ilmu tanah juga berkembang terus sehingga muncul suatu pertanyaan bahwa ilmu tanah sebagai ilmu pengetahuan, apa landasan filosofinya? Dalam buku ini mengemukakan bahwa landasan filosofinya adalah bagaimana memanfaatkan lahan sebaik-baiknya untuk kemaslahatan

mahluk hidup secara menyeluruh, dalam arti bahwa manusia selaku pengguna, sekaligus bertanggungjawab atas kelestariannya.

Penggunaan lahan sebaik-baiknya, hanya dapat ditemukan melalui serangkaian penelitian. Penelitian yang baik sekurang-kurangnya memiliki landasan mantik yang jelas, metode atau model yang dibangun didukung oleh data yang gayut.

Perekayasaan model dipandang sangat penting untuk menemukan jawaban-jawaban dari pertanyaan-pertanyaan penelitian, baik yang bersifat sementara maupun final. Bersifat sementara artinya, dibutuhkan kajian lebih mendalam dan bersifat final artinya sudah dapat diterapkan sebagai solusi dalam menjawab penelitian yang sejenis.

Buku ini berjudul Ilmu Tanah: Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa semoga dapat memberi pemahaman yang cukup bagi peneliti-peneliti dibidang ilmu tanah, khususnya dalam perspektif penataan ruang lahan pertanian, yang saat ini sangat dibutuhkan.

Penulis menghaturkan terima kasih kepada Kepala Departemen Ilmu yaitu Dr. Ir. Asmita Ahmad, ST., M.Si yang telah memberi dukungan penuh, dan Kepala Laboratorium Informasi Geospasial dan Tata Guna Lahan yaitu Prof. Dr. Ir. Sumbangan Baja, M.Phil., yang banyak memberi inspirasi terkait dengan kepentingan ilmu tanah dalam prespektif Sistem Informasi Geografis, serta semua rekan kerja di Departemen Ilmu Tanah, Fakultas Pertanian, Universitas Hasanuddin.

Makassar, 11 Februari 2023

Penulis,

Zulkarnain Chairuddin

Daftar Isi

| | |
|--|------------|
| Kata Pengantar | v |
| Daftar Isi | vii |
| Sejarah | 1 |
| A. Konsepsi Tanah | 2 |
| 1. Acuan Faktor | 3 |
| 2. Acuan Energi | 14 |
| 3. Acuan Evolusi | 45 |
| B. Proses Pelapukan | 54 |
| 1. Pelapukan Kimiawi | 62 |
| 2. Pelapukan Fisika | 75 |
| 3. Pembentukan Lempung (Clay) | 77 |
| C. Pedogenesis | 81 |
| D. Morfogenesis | 95 |
| 1. Sifat dan Ciri Horison Utama | 102 |
| 2. Sifat dan Ciri Horison Diagnostik | 105 |
| 3. Ciri Tanah yang Tidak Diagnostik | 125 |
| Ilmu Tanah: Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa | vii |

| | |
|--|-----|
| E. Geomorfologi | 134 |
| 1. Tanah lembah sungai (dataran/lembah banjir). | 134 |
| 2. Tanah Delta dan Daerah Pantai | 135 |
| 3. Tanah Lahan Natai (Lahan Kering = <i>upland</i>) | 136 |
| 4. Tanah Pegunungan Tinggi | 137 |
| 5. Tanah Gurun dan Setengah Gurun | 137 |
| F. Pustaka | 139 |

Sejarah

SEPANJANG sejarah perkembangan ilmu tanah selalu seiring dengan perkembangan hampiran metodologi yang digunakan, kenyataan menunjukkan bahwa metodologinya tambah rumit namun demikian menjadi tambah kaya dan kuat. Karena kerumitan ini maka metode acuan atau model memperoleh kedudukan yang penting, dengan sendirinya komputer menjadi alat pengolah data tanah yang handal untuk dipakai.

Penggunaan metode atau model yang sesuai, kita dapat mencoba hal-hal yang belum terjadi di alam dengan peramalan yang rasional dan lebih tajam. Telah diketahui bahwa tanah didalam proses pembentukan dan perkembangannya melalui faktor pembentuknya akan berkesudahan dengan sifat dan karakteristik yang spesifik, di setiap tempat akan berbeda-beda. Sehingga pemahaman tentang sejarah melalui genesis tanah menjadi landasan mantik untuk menguraikan pengertian konsepsi tanah, proses pelapukan, pedogenesis, morfogenesis, dan geomorfologi.

Pemahaman secara menyeluruh terhadap landasan mantik tersebut, dapat mengantarkan untuk membangun pengertian

filosofi yang pada akhirnya dapat membuat suatu rekayasa dalam tatanan sejarah perkembangan ilmu tanah secara universal dan komprehensif.

A. Konsepsi Tanah

Tanah sebagai anasir lahan, subsistem dari sistem ekologi, atau sumberdaya bergatra ruang atau tempat. Ini berarti bahwa hakekat tanah tidak hanya ditentukan oleh sifat dan perangnya, akan tetapi juga oleh kedudukannya dalam bentang lahan (*landscape*), maka disini kepentingan geografi tanah menjadi menonjol. Peranan tanah sebagai anasir lahan atau subsistem sistem ekologi berubah mengikuti perubahan anasir yang lain dari lahan atau subsistem yang lain dari sistem ekologi karena tempat.

Tanah yang bermutu baik akan tetapi berada di tempat yang terpencil dapat berharkat kegunaan lebih rendah daripada yang bermutu lebih rendah akan tetapi berada di tempat yang mudah dijangkau atau mudah dikembangkan, sehingga dapat dikatakan bahwa harkat tanah adalah mutu + letak. Mutu tanah merupakan kesudahan riwayat pembentukan dan proses genesis yang sedang dialaminya. Untuk membandingkan tanah berdasarkan mutunya, mutu ini perlu diharkatkan dan digolongkan menurut kriteria tertentu, sedangkan untuk menunjukkan letak diperlukan teknik pemetaan, sehingga untuk mengaji tanah secara serbacakup diperlukan pengetahuan tentang pedogenesis, pedotaksonomi, dan pedokartografi.

Model matematika dalam genesis tanah diperkenalkan pertama kali oleh Dokuchaev pada tahun 1898, kemudian dikembangkan secara berturut-turut oleh Jenny tahun 1941, Wilde tahun 1946, Stephens tahun 1951, Rode 1961, Runge tahun 1973, Jenny tahun 1980, Johnson tahun 1985 dan tahun 1987. Sejarah perkembangan model atau acuan matematikanya dikenal ada 3 mazhab, yaitu Acuan Faktor, Acuan Energi, dan Acuan Evolusi.

1. Acuan Faktor

Konsep yang digunakan dalam acuan faktor ialah, bahwa tanah itu ada karena keadaan yang melingkunginya, dan bahwa keadaan itu menentukan riwayat kehadiran sekelompok sifat tanah; atau dengan kata lain proses - proses genesis diterjemahkan sebagai faktor-faktor atau sekumpulan faktor yang mempengaruhinya.

Mazhab (aliran) acuan faktor ini berkembang lebih dulu daripada acuan energi. Hans Jenny (1941) adalah Tokoh aliran ini, yang mengembangkan teori kewilayahan (*zonality*) pembentukan tanah dari Dokuchaev.

Menurut Jenny, faktor pembentuk tanah bukan sebab atau kakas (*force*), melainkan penentu keadaan dan riwayat sekelompok sifat tanah. Pada awal sejarah perkembangan ilmu tanah, teori kewilayahan Dokuchaev ini terpakai dan dikenal ada 3 ordo tanah yaitu:

- Ordo tanah Zonal (pengaruh faktor-faktor setempat).
- Ordo tanah Intrazonal dan
- Ordo Azonal (pengaruh faktor-faktor lingkungan).

Model matematika pedogenesis pertama kali diperkenalkan oleh Dokuchaev pada Tahun 1898, dengan menggambarkan hubungan fungsional antara tanah dan faktor pembentuk, yaitu:

$$S = f (cl, o, p) t_r$$

S adalah tanah, cl adalah iklim wilayah setempat, o adalah organisme (baik tumbuhan maupun hewan), p adalah substratum geologi (batuan lapisan bawah), dan t_r menunjukkan umur nisbi tanah (muda, matang, senil).

Persamaan tersebut merupakan simbol atau model yang konseptual, tetapi tidak berarti mampu menangkap semua permasalahan pedogenesis ke dalam persamaan matematika karena model yang ditampilkan Dokuchaev menyatakan bahwa tanah merupakan fungsi dari faktor-faktor lingkungan tanah cl, o, dan p yang berubah secara kontinyu sejalan dengan waktu yang dibagi tiga umur nisbi (relatif). Juga dikemukakan adanya faktor topografi (r) didalam modelnya. Selanjutnya Dokuchaev mengemukakan bahwa r berperan dalam pembentukan tanah “abnormal” (Gerrard, 1978); misalnya pada tanah-tanah yang berlereng.

Model yang dikemukakan oleh Dokuchaev ini menjadi dasar bagi ahli-ahli pedologi untuk dikembangkan dan melengkapi pada zamannya masing-masing, seperti yang dilakukan oleh Jenny (1941) menambahkan faktor r (relief/timbulan) kedalam modelnya, menjadi:

$$S = f (cl, o, r, p, t, \dots)$$

S adalah soil properties, cl adalah regional climate, o adalah potential biota, r adalah relief, p adalah parent material, dan t adalah time.

Model Jenny meninggalkan *ellipsis* terbuka untuk menunjukkan bahwa mungkin ada variable lain dalam fungsi, sehingga model ini sangat terbuka bagi pengembangannya. Model ini dikenal sebagai model fungsional-faktorial, yang memilahkan 5 faktor pembentuk tanah menjadi 2 kelompok, yaitu faktor pembentuk tanah aktif adalah cl (*regional climate*) dan o (*potential biota*) sedangkan faktor pembentuk tanah pasif adalah r (*relief*), p (*parent material*), t (*time*).

Faktor pembentuk tanah aktif adalah agensia yang memberikan energi dalam aktivitas proses pembentukan tanah, sedangkan faktor pembentuk tanah pasif adalah unsur-unsur pokok massa yang tergantung dari kondisi yang mempengaruhinya, tetapi p menentukan keadaan awal proses perkembangan tanah, cl dan o menentukan tingkat kelanjutan transformasi biologis dan kimia, sedangkan waktu menentukan jangkauan proses ini dan ekspresinya dari sifat komponen dalam ekosistem, tanah, vegetasi, dan biota.

Berbeda dengan Dokuchaev yang menyatakan faktor-faktor itu saling bergantung, Jenny menganggapnya sebagai variabel bebas, sehingga tiap faktor itu tanpa dipengaruhi oleh faktor-faktor lain. Hal ini terbukti bahwa teorinya itu tidak benar sehingga dia kembali kepada Dokuchaev. Faktor itu menurut Jenny disebut variabel bebas karena masing-masing faktor dapat mempengaruhi faktor-faktor

lain sehingga perubahan keadaan hanya terjadi karena perubahan satu faktor, sedang faktor lainnya tetap. Maka persamaan fungsionalnya dapat dideferensialkan menurut satu demi satu faktor yang menghasilkan asosiasi tanah, yaitu:

$$\left(\frac{dS}{dcl}\right)_{o,p,r,t} = \frac{df (cl, o, p, r, t)}{dcl}$$

menghasilkan banjar iklim (*climosequence*)

$$\left(\frac{dS}{do}\right)_{cl,p,r,t} = \frac{df (cl, o, p, r, t)}{do}$$

menghasilkan banjar hayati (*biosequence*)

$$\left(\frac{dS}{dp}\right)_{cl,o,r,t} = \frac{df (cl, o, p, r, t)}{dp}$$

menghasilkan banjar litologi (*lithosequence*)

$$\left(\frac{dS}{dr}\right)_{cl,o,p,t} = \frac{df (cl, o, p, r, t)}{dr}$$

menghasilkan banjar timbulan atau katena (*toposequence*)

$$\left(\frac{dS}{dt}\right)_{cl,o,p,r} = \frac{df (cl, o, p, r, t)}{dt}$$

menghasilkan banjar waktu (*chronosequence*).

Kelemahan dari metode variabel bebas Jenny ini dapat ditunjukkan dengan suatu contoh berikut ini. Di suatu wilayah hutan dibuka dan diganti pertanaman pertanian. Selang beberapa waktu setelah penggantian vegetasi ini erosi meningkat atau lapisan tanah atasan cenderung membentuk lapisan kerak (*crust*). Kejadian ini belum atau tidak dapat dinyatakan terjadi pula di tempat lain,

karena perubahan faktor vegetasi (o) membawa perubahan iklim mikro (cl) dan pergeseran peranan timbulan (r). Penggantian vegetasi tidak akan meningkatkan laju erosi kalau itu terjadi dalam kawasan iklim kering atau bertimbulan datar. Pembentukan lapisan kerak hanya mungkin apabila iklimnya panas dan bermusim kering tegas yang karena hutan semula tidak sekering dan seterik setelah pembukaan hutan. Dalam iklim yang tidak seekstrim itu pembukaan hutan tidak akan mengubah iklim mikro secara menyolok dan tidak ada kecenderungan tanah membentuk lapisan kerak.

Konsep Dokuchaev dapat dikembangkan menjadi metode variabel saling bergantung. Sistem tanah dipandang sebagai suatu fungsi n buah variabel. Tiap variabel dapat ditulis sebagai fungsi semua variabel yang lain yang menghasilkan n buah persamaan.

$$S = f(n_1, n_2, n_3, \dots, n_x)$$

$$n_1 = f(n_2, n_3, \dots, n_x)$$

$$n_2 = f(n_1, n_3, \dots, n_x)$$

$$n_3 = f(n_1, n_2, \dots, n_{x-1})$$

ini berfungsi bagi regeneralisasi.

Penghampiran ini bermanfaat untuk regeneralisasi dan menangani suatu sistem secara utuh. Kelemahan penghampiran seperti ini adalah bahwa karena generalisasi tidak dapat diungkapkan kekhususan setiap wilayah. Maka satuan tanah akan mirip satu dengan yang lain karena hubungan kompensatif antar variable; atau dapat terjadi sebaliknya yaitu karena variabelnya begitu beraneka ragam maka tidak dapat diperoleh gambaran bersih

mengenai watak tanahnya.

Rode (1961), menambahkan tiga faktor pada kelima faktor pembentuk tanah menurut Jenny, yaitu:

- gravitasi
- air (permukaan, lengas tanah, dan air tanah), dan
- manusia.

Rode berarti telah memasukkan energi (gravitasi) dan pelaku proses dapat disetarakan dengan energi air dalam persamaan faktor.

Kemudian Jenny memperbaiki konsepnya dengan memasukkan istilah faktor tanah (state factors), yang disadur dari istilah variabel tanah. Variabel tanah ialah beberapa sifat tanah yang secara bersama menentukan nilai semua sifat yang lain dari sistem tanah yang telah mantap. Kelima faktor pembentuk tanah berkelakuan sebagai variabel tanah dilihat dari segi ekosistem dan karena itu disebut faktor tanah (Jenny, 1980).

Penggunaan faktor tanah, maka Jenny mempertegaskan teori lainnya sehingga "tidak ada hubungan antara masing-masing faktor" atau "antara faktor tanah terdapat hubungan yang saling tidak bergantung", berarti masing-masing berkelakuan sebagai variabel bebas.

Faktor-faktor pembentuk tanah yang lain bersifat sebagai variabel tidak bebas karena bergantung pada faktor-faktor tanah. Pengertian ini tidak mutlak, arti saling tidak bergantung antara faktor tanah pembentukan tanah bahwa dalam daerah tertentu

salah satu dari mereka dapat bervariasi banyak, sedang yang lain hanya bervariasi sedikit.

| | |
|--|--|
| misal: f_1 _____ f_2 _____ = saling tidak gayut (independent) | f_1 _____ f_2 _____ = saling tergantung (dependent) |
|--|--|

Contoh: dengan mengambil semisal tanah. Penambahan air kepada tanah tidak saja menaikkan kadar lengas tanah, akan tetapi bersamaan dengan itu juga menaikkan kerapian bongkah dan tekanan uap serta menurunkan kepekatan kandungan garam dan hantaran panas.

Jadi kadar lengas merupakan variabel tahana (atau air merupakan faktor tahana) bagi bv, tekanan uap, kepekatan kandungan garam, dan hantaran panas.

Karena keberadaan air membawa perubahan sifat-sifat lain, maka kadar lengas merupakan variable artinya faktor, sehingga sistemnya dapat ditulis:

$$s_1, s_2, s_3, s_4 = f(S)$$

s_1, s_2, s_3, s_4 disebut variable yang nilainya ditentukan oleh S. S adalah variable tahana

Secara umum dapat ditulis:

$$S_{1\dots n} = f(S_{1\dots n})$$

$S_{1\dots n}$ adalah kelompok variable tahana yang secara bersama menetapkan nilai semua variable lain $S_{1\dots n}$.

Dalam beberapa tanah ditemukan bahwa kadar Ca berhubungan dengan jumlah lempung (clay), humus, dan kemasaman; atau dengan kata lain bila satu sifat tanah dikembangkan oleh beberapa variable tanah, maka persamaannya dapat ditulis:

$$S_1 = f (S_1, S_2, S_3)$$

Terkait dalam hal suatu ekosistem. Sifat keseluruhan ekosistem (e), sifat vegetasi (v), sifat masyarakat hewan (h), dan sifat tanah (s) menjadi faktor tanah iklim (cl), timbunan (r), bahan induk (p), waktu atau umur (t), dan lain lain. Kadang-kadang kebakaran melanda ekosistem, atau terkena dampak endapan abu volkan, yang di cakup dalam “dan lain lain”. Faktor o yang mewakili organisme dalam persamaan semula diubah menjadi faktor biotik dalam persamaan baru dengan arti “peristiwa” yang menentukan atau mempengaruhi keadaan organisme seperti penyebaran biji, telur, dan migrasi hewan. Persamaanya menjadi:

$$e, v, h, s, = f (cl, o, r, p, t, \dots)$$

... mewakili faktor-faktor lain.

Dengan konsep baru ini faktor o tidak lagi berhubungan dengan cl, p menurut konsep lama dijadikan sekelompok dengan s (tanah) sebagai variable tidak bebas dan diberi lambang baru v dan h. Menurut konsep lama variable o mewakili keragaman (performance) organisme (biomassa, masyarakat hayati, kegiatan hidup, reproduksi, dsb.). Hal ini memang tidak dapat dinyatakan

dengan bebas dari pengaruh lingkungan karena merupakan gejala fenotip. Untuk dapat dijadikan variable bebas dari ekosistemnya, dikonsepsikan sebagai pernyataan genotip dan menjadi persyaratan pertumbuhan dan karena itu dapat tidak bergantung pada lingkungan.

Jadi: e, v, h, s adalah fenotip (sifat sistem berhubungan dengan lingkungan)

(cl, o, p, r, t) adalah genotip

Menurut konsep lama vegetasi adalah faktor pembentuk tanah, akan tetapi dalam kenyataannya hubungan vegetasi dan tanah bersifat timbal balik. Keadaan vegetasi menentukan dan sekaligus ditentukan pula oleh keadaan tanah. Maka v dan s harus ditempatkan pada kedudukan yang sama sebagai anasir ekosistem, yang sama-sama dipengaruhi oleh faktor tanah. Agar tidak rancu (confused), organisme menurut arti genotip diberi lambang \emptyset karena lambang o pernah dipakai untuk organisme menurut arti fenotip. Maka persamaan fungsionalnya dapat ditulis:

$$e, o, s = f(\text{cl}, \emptyset, r, p, t, \dots)$$

sifat sistem faktor tanah

Sifat sistem berkaitan satu sama lain secara beraneka dan rumit berupa saling tindak, korelasi ganda, atau bergandengan (colinier).

Misalnya yang bergandengan; pH dan kemasaman tertritrasi, C dan N dalam bahan organik tanah, atau kadar besi dan warna.

Faktor tanah merupakan variabel atau kelompok variabel yang dapat saling bebas, saling tidak berkorelasi, atau kalau berhubungan sifatnya orthogonal. Faktor tanah mengendalikan ekosistem, berada di luar ekosistem yang dikembangkannya (tidak bergantung padanya), dan dapat ditangani. Mereka mungkin tidak bebas satu dengan yang lain, dalam hal sifat sistem saling tidak bebas ini adalah mutlak.

Selanjutnya Jenny (1980) memodifikasi persamaan tersebut dengan memadukan informasi mengenai ekosistem tanah, menjadi:

$$l, v, a, s = f(S_0, I, t)$$

l adalah sifat ekosistem, v adalah sifat vegetasi, a adalah sifat biota, s adalah sifat tanah, S_0 adalah waktu nol, I adalah perubahan potensial, dan t adalah umur sistem tanah

Model ini diperluas dengan penyesuaian pada model Jenny 1941, sebagai berikut:

$$l, v, a, s = f(c_l)_{o, r, p, t, \dots}$$

$$l, v, a, s = f(o)_{c_l, r, p, t, \dots}$$

$$l, v, a, s = f(r)_{c_l, o, p, t, \dots}$$

$$l, v, a, s = f(p)_{c_l, o, r, t, \dots}$$

$$l, v, a, s = f(t)_{c_l, o, r, p, \dots}$$

$$l, v, a, s = f(\dots)_{c_l, o, r, p, t}$$

Faktor dalam tanda kurung adalah faktor yang dapat bervariasi dalam suatu percobaan atau keadaan di lapangan, dan faktor-faktor indeks adalah faktor yang tetap.

Pengembangan model Dokunchaev juga dilakukan oleh Wilde pada tahun 1946 (Johnson and Stregner, 1987) yang membuat persamaan mengenai tanah sebagai suatu hubungan antara faktor-faktor pembentuk tanah dengan waktu, konsep ini dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut:

$$S = \int (g, e, b) dt$$

S adalah tanah, g adalah batuan induk, e adalah perubahan lingkungan, b adalah aktivitas biologi, dan t adalah waktu

Persamaan ini, faktor t (waktu) telah diperinci ke dalam satuan waktu tertentu.

Selanjutnya Stephens pada tahun 1951 (Johnson and Stregner, 1987) memodifikasi model Wilde dengan membagi perubahan faktor lingkungan (e) kedalam 3 kategori yaitu iklim (C), topografi (R), dan ketersediaan air (W) serta merubah interpretasi g (batuan induk) menjadi P (bahan induk), dan b (aktivitas biologi) menjadi O (organisme); sehingga persamaanya menjadi:

$$S = \int (C, O, R, W, P) dt$$

S adalah tanah, C adalah iklim, O adalah organisme, R adalah topografi, W adalah ketersediaan air, P adalah bahan induk, dan t adalah waktu

Sepanjang sejarah perkembangan dari mazhab acuan faktor dari beberapa persamaan yang telah diuraikan di atas, ternyata konsep baru dari usulan Jenny (1980) dapat memberikan petunjuk, bahwa rupa-rupanya untuk pengajian pedogenesis pengertian tanah

sebagai subsistem dari ekosistem atau sebagai anasir lahan, lebih serasi, dan lebih produktif dari pada pengertian tanah sebagai tubuh alam mandiri atau sebagai sumberdaya.

Pengertian tanah sebagai bagian dari sistem ekologi dipakai dalam pengajian dasar (*base study*), sedangkan pengertian sebagai bagian dari lahan dipakai dalam pengajian terapan (*applied study*).

2. Acuan Energi

Acuan energi, tanah dipandang sebagai suatu sistem yang dihadirkan dan dipelihara oleh berbagai pertukaran energi dengan lingkungannya (secara eksternal) dan yang berlangsung secara dakhil (internal) di dalam tubuh tanah sendiri. Menurut konsep ini bahang diperlukan atau diperlakukan sebagai suatu bentuk energi, karena bahang merupakan jelmaan energi yang dikandungnya. Jadi proses pedogenesis diterjemahkan sebagai pertukaran energi dari luar dan di dalam tubuh tanah sendiri.

Kajian dalam acuan energi digunakan logika bahwa tanah itu sebagai kehilangan energi dengan menggunakan hukum-hukum termodinamika (*Thermodinamic laws*), sehingga pengertian dasar tentang hubungan antara sistem dan energi perlu dipahami terlebih dahulu.

- **Sistem**, dikenal ada beberapa macam, yaitu:
- Sistem tepencil (*isolated system*). Yang tidak dapat mempertukarkan baik energi (E) dan bahang (B) melintasi bidang batasnya. Perubahan energi hanya terjadi secara dakhil.
- Sistem tertutup (*closed system*). Dapat melakukan pertukaran

energy melewati batas, tetapi tidak dapat melakukan pertukaran bahang melewati batas. S (sistem) akan mencapai maksimum hanya apabila energi tetap. Hanya bila S dapat dipertahankan tetap, energi dapat menjadi minimum.

- Sistem terbuka (*open system*). Suatu sistem yang dapat mempertukarkan energi dan bahang melewati batas. Perubahan dakhil sistem juga terkait dengan interaksi perubahan lingkungannya (luar) sistem balik pertukaran energi dan bahang.

- **Termodinamika**

Merupakan cabang ilmu yang mengaji secara matematik antara nasabah bahang (heat) yang diberi lambang q dan usaha (w) dan bentuk-bentuk energi lainnya. Jadi yang dibahas adalah panas/bahang (q), usaha (W) dan energi-energi lainnya.

Beberapa hukum Termodinamika adalah:

- Termodinamika I

“Antara panas/bahang (q) dan usaha (w) itu ada hubungan keterbalikkan”, atau $q \leftrightarrow W$.

Asas ini dapat dinyatakan bahwa bila bahang (heat) diubah menjadi usaha (W), maka suatu jumlah panas tertentu akan menghasilkan usaha tertentu. Misalnya usaha gesekan akan menghasilkan panas yang tertentu dan juga sebaliknya.

Hukum I ini dapat juga dijabarkan sebagai berikut:

“Bahang (panas) yang diserap oleh setiap sistem sama dengan usaha yang dijalankan oleh sistem yang bersangkutan ditambah dengan energi yang dihasilkan (dakhil)”. Secara

metematis dapat dijabarkan:

$$dq = dW + dU$$

dq adalah perubahan panas atau bahang, dW adalah perubahan usaha dan dU adalah perubahan energi potensial atau kinetik atau energi mekanik.

Rumus ini berarti pula sebagai hukum konservasi energi yaitu energi tidak dapat hilang tetapi dapat merubah bentuk.

Penjabaran selanjutnya adalah “Perubahan dalam energi dakhil dari sistem tertutup sama dengan jumlah fluks panas dan masukan atau keluaran usaha”. Dijabarkan sebagai berikut:

$$dE = dq + dW$$

dE merupakan energi dakhil. Harga dW dapat berarti positif atau dapat juga negatif. Positif artinya masuk dan negatif artinya keluaran dari usaha.

Fluks (flux) adalah merupakan ukuran aliran energi atau bahang (kalor) yang biasanya dinyatakan untuk tiap satuan bidang.

Heat (kalor) suatu bentuk energi yang dapat dialihkan dari suatu titik bersuhu tinggi ke rendah karena ada perbedaan landaian suhu. Diukur dengan satuan Kalori atau Joule, sedangkan suhu diukur dengan satuan derajat.

Pengaliran energi dapat terjadi secara:

Konduksi yaitu pengaliran/pengalihan tanpa melibatkan massa.


Misal, hantaran panas melalui logam.

Konveksi yaitu pengaliran energi bersama dengan Gerakan zat alirannya (*fluid*) atau zalir.


Radiasi yaitu pengalihan-pengalihan bahang atau energi melalui pancaran atau dengan pancaran zarah-zarah dengan cara tertentu. Misalnya radiasi sinar matahari.

Panas atau bahang merupakan energi kinetic yang dipakai oleh 3 macam Gerakan molekul dari sistemnya, yaitu:

Translasi: Gerakan yang dijalankan searah dan saling sejajar.

misalnya 

Rotasi: Gerakan yang arahnya melingkar sumbu, atau membentuk lingkaran.

misalnya: 

Vibrasi: Gerakan yang saling menjauh dari titik gerakan pertama atau gerakan yang menyebar.

misalnya: 

Joule: Suatu satuan usaha yang dijalankan apabila benda yang dikenai kakas (*force*) 1 N bergerak sejauh 1 meter. (N adalah satuan kakas/gaya).

NewTon: Kakas yang memberikan pada massa 1 kg dengan percepatan 1 m/det², disingkat dengan N.

$$\text{Joule} = \text{New Ton} \times \text{Meter}$$

atau

$$W = F \times S$$

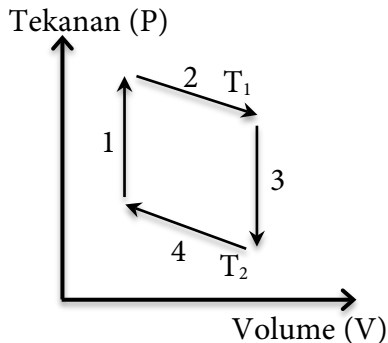
W adalah usaha (Joule), F adalah kakas (N), dan S adalah jarak (m). Percepatan artinya tambahan kecepatan pada waktu tertentu.

- Termodinamika II.

"Bahwa semua sistem terpencil akan menghampiri tahana keseimbangan (*equilibrium state*) secara spontan atau serta merta". Akibat terpencil bahang tidak berlalu dari suhu yang lebih dingin ke panas tanpa terjadi perubahan aliran air.

Hukum termodinamika II berhubungan atau berurusan dengan ketersediaan energi.

Penggunaannya ditunjukkan dari daur Carnot, yang akan mengarah kepada gagasan entropi (S). Daur Carnot bersifat keterbalikkan yang terjadi dalam suatu gas yang berhubungan denan volume dan tekanan.



Gambar 1. Termodinamika II Daur Carnot

Keterangan gambar:

Jalur 1: Pemadatan adiabatik (tak ada masukan suhu dari luar).

Jalur 2: Pemekaran secara isothermal (suhu tetap).

Jalur 3: Pemekaran adiabatik (terjadi usaha minus) sehingga suhu turun dari T_1 ke T_2 .

Jalur 4: Pemadatan Isotermis.

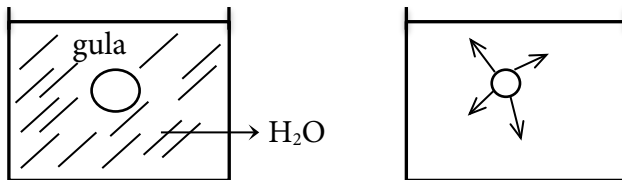
- Termodinamika III.

"Entropi suatu zat menghampiri nilai nihil bila suhu termodinamika (T) menghampiri nilai nihil.

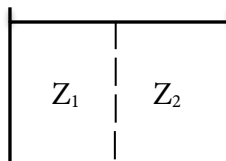
Jadi apabila $T = 0$ maka energi dakhil = 0.

Entropi menunjukkan bagaimana energi itu teragihkan pada atom-atom. Maka ada proses yang terjadi secara sertamerta (spontan) tanpa tahana yang menuju ke minimum.

Misalnya penghamburan landaian kadar (gula + air).



atau dua zat yang disekat dengan dinding permeabel.



Penambahan itu dapat dipercepat kalau dilakukan peningkatan termal sehingga tidak teratur. Bila S naik maka tingkat

ketakaturan bertambah.

Jadi S itu sebagai ukuran keteragihkan. Keteragihkan juga dapat mengetahui sistem, yang berarti S turun strukturnya jelas dan bila S besar strukturnya hilang.

Dari uraian tersebut dapat disimpulkan bahwa stabilitas termodinamika dapat dipakai untuk memperkirakan:

1. Stabilitas mineral.
2. Komponen-komponen mineralogi yang akan terjadi pada keseimbangan.
3. Perubahan di dalam komposisi dari larutan-larutan dan keteraturan mineral.
4. Arah dari perubahan reaksi yang terjadi secara spontanitas.

Energi dakhil suatu sistem dapat berada dalam banyak bentuk. Bentuk-bentuk tersebut antara lain:

1. Energi mekanik (usaha).
2. Energi kinetik (gerak).
3. Energi termal (suhu).
4. Energi kimiawi (gabungan energi kinetik potensial elektron dalam larutan).
5. Energi listrik (potensial energi elektron dalam medan).
6. Energi bahan itu sendiri.

Energi yang paling dasar adalah energi potensial, yang timbul karena ada kakas/gaya (*force*). Energi dasar lain adalah energi pancaran matahari.

- Entropi (S)

Entropi merupakan ukuran ketidakteraturan suatu sistem. Entropi (S) meningkat jika ketidakteraturan atau kerambangan (*randomness*) sistem meningkat. Pada proses terbalikkan (keseimbangan) dalam sistem terencil (*isolated*) tidak dapat menukarkan energi dan bahang lewat batasnya, berarti $dS = 0$. Pada proses tak terbalikkan (spontan) dalam sistem terencil, maka $dS > 0$.

Nilai S sistem terencil selalu meningkat selama proses tak terbalikkan dan mencapai nilai maksimum pada keadaan seimbang. Oleh karena proses dalam sistem terencil hanya dapat terjadi secara spontan maka S-nya tidak pernah dapat menurun. Inilah gambaran alam semesta yang prosesnya bersifat tak terbalikkan dan tetap menuju tujuan akhir, yaitu keseimbangan universal. Pada waktu keseimbangan ini tercapai alam semesta berada dalam kerambangan mutlak tanpa struktur. Mengenai sistem tanah ini berarti bahwa semua mineral telah hancur dan landaian (*gradient*) suhu serta kepekatan zat telah musnah. Bentang lahan teratakan sempurna dan menjadi tidak kentara karena batas antara bumi, air, dan udara telah lenyap.

Gambaran tentang sistem terencil barangkali hanya berlaku untuk alam semesta, itupun kita harus tau pasti. Benarkah diluar alam semesta yang kita kenal sekarang ini tidak ada alam lain, yang dapat menggerakkan pertukaran energi dan bahang dengan alam semesta kita ini?

Kalau perhatian kita turunkan kepada sistem-sistem kecil di dalam sistem besar alam semesta, maka tidak ada sistem yang dapat kita sebut terencil, yang ada adalah sistem tertutup. Sistem tertutup, dapat mempertukarkan energi dengan lingkungannya, akan tetapi bahang tidak sedangkan sistem terbuka adalah dapat mempertukarkan energi dan bahang dengan lingkungannya.

S dalam sistem tertutup akan mencapai maksimum hanya apabila energi tetap. Hanya apabila S dapat dipertahankan tetap, energi dapat menjadi minimum.

Setiap sistem yang mengalami perubahan terbalikkan, perubahan S ditakrifkan sebagai energi yang diserap pada setiap satuan suhu termodinamika, dengan penggunaan rumus:

$$dS = dq/T$$

(Hukum Termodinamika II)

dS adalah perubahan entropi (S), dq adalah perubahan energi (q), dan T adalah suhu termodinamika yang disebut juga suhu mutlak (dulu dinyatakan dengan satuan derajat Kelvin, °K), merupakan fungsi energi dakhil yang dimiliki oleh sebuah tubuh (sistem).

- Entalpi (enthalpy=H).

Pengertian entalpi (H) berkembang dari hukum termodinamika I, yang "Menunjukkan kandungan bahang (panas) spesifik dalam suatu bahan (*matter*). Secara matematis harga entalpi dapat ditulis:

$$H = E + pV$$

H adalah entalpi, E merupakan energi dakhil, pV adalah hubungan antara tekanan dan volume yang menggambarkan suatu usaha.

Pengertian H berguna dalam mempelajari energi kimia karena berlangsung pada tekanan tetap, baik rendah maupun tekanan atmosfer tinggi. Misalnya perubahan mineral tanah.

Entalpi = 0 merupakan entalpi yang berlangsung pada tekanan dan suhu 25°C yang harganya (H) akan berubah bila: dH negatif (-) reaksi disebut eksoterm (menghasilkan atau mengeluarkan panas), sedangkan bila di positif (+) reaksi disebut endoterm (memerlukan panas).

Secara umum reaksinya dapat digambarkan sebagai:

$$dH^{\circ}_n = dH^{\circ}_f \text{ hasil} - dH^{\circ}_f \text{ pereaksi}$$

dH°_n adalah bahan reaksi baku pada suhu 25°C, dH°_f adalah bahan pembentukan.

misalnya: $A + B \longrightarrow AB$

A + B adalah dH°_f reaksi.

AB adalah dH°_f hasil reaksi.

Bila $AB < A + B$ maka negatif (eksoterm).

Bila $AB > A + B$ maka positif (endoterm).

Pada saat harga T menjadi 0 pada waktu energi dakhil dari sistem mencapai T (suhu termodinamika) = 0. Suhu ditafsirkan atau ditakrifkan sedemikian rupa, sehingga air pada titik trifase atau

trirangkapnya (*triple point*) mengandung energi yang setara dengan 273,16 T. Maka $0,01^{\circ}\text{C} = 273,16 \text{ T}$ dan 100°C (titik didih air) = 373,15 T. Titik trirangkap (trifase) adalah keadaan titik zat cair murni yang berada dalam tiga fase yaitu padat, cair, dan gas berada dalam keseimbangan.

Penentuan sebuah suhu praktikal interaksi menggunakan 11 titik tetap disajikan pada Tabel 1 yaitu Titik tetap suhu praktikal interaksi.

Tabel 1. Titik Tetap Suhu Praktikal Interaksi

| Titik Tetap | $^{\circ}\text{C}$ | $^{\circ}\text{T}$ |
|---|--------------------|--------------------|
| 1. Titik trifase H_2 | -259,34 | 13,81 |
| 2. Suhu H_2 pada tekanan uap air 25/76 atm | -256,11 | 17,04 |
| 3. Titik hidrid H_2 | -252,87 | 20,28 |
| 4. Titik trifase O_2 | -218,79 | 54,36 |
| 5. Titik didih gas Ne | -246,05 | 27,10 |
| 6. Titik didih O_2 | -182,96 | 90,19 |
| 7. Titik trifase air | 0,01 | 273,16 |
| 8. Titik-didih air pada tekanan biasa | 100 | 373,15 |
| 9. Titik lebur seng | 149,58 | 692,73 |
| 10. Titik lebur perak | 961,93 | 1235,08 |
| 11. Titik lebur emas | 1064,43 | 1337, 58 |

Karena kita dapat menuangkan hubungan dengan $dS=dq/T$, maka S juga merupakan hubungan ukuran ketersediaan energi yang dimiliki oleh suatu sistem sehingga dapat melakukan suatu usaha yang berguna. Makin kecil S, makin besar ketersediaan energi

berguna dalam sistem, yang memberikan pengertian konsentrasi energi dalam suatu sistem; dengan kata lain, energi bebas (G) makin besar.

Untuk memanfaatkan energi dalam suatu usaha maka harus dikonsentrasikan pada suatu tempat, karena kalau energi tersebar merata, maka belum dapat dilakukan suatu usaha.

Misalnya kalau kita ingin meremas suatu benda, maka energi harus dikumpulkan pada bagian tangan.

Jadi: entalpi menyatakan ukuran lingkungan (H), entropi menyatakan ukuran agihan/distribusi (S). Kalau entropi tinggi maka tidak dapat melakukan usaha karena itu harus diagihkan, Atas dasar tersebut timbul pengertian baru yaitu energi bebas (free energy).

- Energi Bebas (G)

Energi bebas (G) bila dikaitkan dengan S, maka apabila S kecil maka harga G semakin besar. Harga G ditentukan oleh masukan energi dan kadar bahang nisbi dalam sistem yang bersangkutan.

Karena berkaitan dengan energi dan bahang maka G dapat pula dikaitkan dengan entalpi (Wilding, et. al. 1983).

Sehingga hubungannya adalah:

$$dG = dH - dq \quad (\text{Fungsi Gibbs})$$

$$dG = dH - dST \quad (\text{karena } dq = dST)$$

H adalah entalpi (kadar kalor nisbi) dan $dq = TdS$ (menurut

persamaan termodinamika II ($dS = dq/T$), menggambarkan tingkat masukan energi serta G adalah energi bebas.

dH menggambarkan perubahan kadar kalor dalam suatu sistem akibat berlangsungnya reaksi. Maka dH disebut kalor pembentukan sistem yang senilai dengan jumlah kalor reaksi dan kalor pembentukan para pelaku reaksi.

Pada reaksi eksoterm, dH bertanda negatif, sedangkan pada reaksi endoterm dH bertanda positif. Sehingga dengan fungsi Gibbs tersebut dapat dibuat hubungan antara S (entropi), G (energi bebas) dan H (entalpi):

$$\text{seperti persamaan } dG = dH - dST.$$

Fungsi yang lain juga ada, yaitu: Fungsi Helmholtz (German) yaitu yang menghubungkan perubahan energi dakhil dengan masukan energi. Sehingga rumus atau persamaannya:

$$dA = dV - dq$$

dA adalah energi dakhil, dq adalah perubahan energi atau masukan energi.

Pada suatu sistem tertutup yang tidak melakukan usaha luar pada waktu berlangsung reaksi dakhil, misalnya es pada 0°C mencair menjadi air 0°C , $dG = 0$ meskipun diberi masukan energi (dq), maka:

$$dH = TdS, \text{ sehingga } dS = dH/T$$

Jadi dapat terjadi bahwa sistem itu menerima energi dari luar, tetapi tidak melakukan usaha luar selama reaksi berlangsung.

Semisal nya es menjadi air tersebut di atas, diperlukan masukan kalor sebanyak 1.436 kalori untuk mencairkan es sebanyak 18 gram (1 mol). Berarti seluruh kalor terpakai habis untuk pembentukan sistem (dH), sehingga:

$$\begin{aligned}dS &= 1436 \text{ cal} / 273 \text{ T} \\ &= 5,3 \text{ cal} / \text{derajat}\end{aligned}$$

Jadi untuk mengubah es menjadi air diperlukan dS sebesar 5,3 cal/derajat.

Entropi air itu lebih tinggi dari es, ini berarti struktur air lebih tak beraturan daripada molekul es. Karena semakin tinggi entropi makin rendah keteraturannya. dG adalah jumlah maksimum usaha yang berguna yang dapat diperoleh dari suatu reaksi yang berlangsung dalam suatu sistem. Jika reaksi berlangsung spontan (sistem terpencil) maka dG bertanda negatif.

Perubahan total entropi dalam sistem terbuka dapat ditulis:

$$dS = dS_e + dS_i$$

dS_e adalah perubahan entropi karena saling tindak sistem dengan lingkungannya dan dS_i adalah produksi entropi oleh proses dakhil yang tak terbalikkan.

dS_i selalu positif, sedang dS_e dapat positif atau negatif. Maka tanda dS ditentukan oleh harga dS_e . kalau dS negatif (berarti S menurun) tanah mengalami proses konstruktif. kalau dS positif (S naik) tanah mengalami proses degradasi.

Proses pembentukan tanah yang menyebabkan dS positif

ialah pencampuran fisik (pedoturbasi) dan pelapukan mineral primer. Sedangkan yang menyebabkan dS negatif adalah rangkaian eluviasi-illuviasi, pelonggokan bahan organik, pembentukan mineral sekunder, pelindian dan pembentukan agregat (perkembangan struktur).

Proses pembentukan tanah yang menentukan dS dalam ordo tanah, menurut urutan kepentingan, ialah:

- a. Pelonggokan bahan organik.
- b. Eluviasi-illuviasi.
- c. Pembentukan mineral sekunder pelapukan mineral primer.
- d. Pelindian
- e. Agregasi
- f. Pedoturbasi.

Berdasarkan konsep ini dapat ditetapkan dS bersih nisbi yang terjadi dalam ordo tanah, disajikan pada Tabel 2 sebagai berikut:

Tabel 2. Nilai dS Bersih dari Ordo Tanah.

| No. | Ordo | dS bersih | Proses yang mungkin menyertainya |
|-----|------------|-----------|--|
| 1 | Entisol | -1 | Pelapukan bahan organik |
| 2 | Inceptisol | -2 | Rangkaian evaluasi dan agregasi |
| 3 | Vertisol | +1 | Pedoturbasi |
| 4 | Aridisol | -2 | Rangkaian eluviasi-iluviasi dan pembentukan mineral sekunder |
| 5 | Histosol | -2 | Pelonggokan bahan organik |
| 6 | Mollisol | -3 | Eluviasi-iluviasi dan pelonggokan bahan organik |

| No. | Ordo | dS bersih | Proses yang mungkin menyertainya |
|-----|----------|-----------|--|
| 7 | Spodosol | -4 | Eluviasi-iluviasi, pelonggokan bahan organik dan pelindian. |
| 8 | Alfisol | -5 | Eluviasi-iluviasi, pembentukan mineral sekunder dan pelindian. |
| 9 | Ultisol | -6 | Eluviasi-iluviasi, pembentukan mineral sekunder dan pelindian. |
| 10 | Oxisol | -4 | Pelapukan mineral primer, pembentukan mineral sekunder, pelindian dan agregasi. (lengkap proses pedogenesisnya). |

Sumber: Wilding et al (1983).

Bila diperhatikan dari nilai-nilai dS bersih tersebut, menunjukkan bahwa nilai tersebut berkaitan semata-mata dengan struktur morfologi dan bukan kesuburannya. Jadi keteraturan itu belum tentu berkaitan dengan kesuburan tanah.

Erosi merupakan proses umum yang dapat mengenai hampir semua ordo tanah dan mendatangkan dS_e positif (karena merusak), sebaliknya sedimentasi dapat memberikan dS_e negatif bila mengandung bahan kecil tetapi dapat mempunyai dS_e positif bila mengandung bahan kasar.

Perumpamaan dalam hal tumbuhan (vegetasi), proses fotosintesis memberikan dS_e negatif yang menurunkan entropi tubuh tumbuhan. Proses respirasi memberikan dS_i dan karena besaran ini selalu positif, proses ini menaikkan entropi tumbuh tumbuhan. Hasil fotosintesis yang diberikan kepada tanah sebagai bahan organik merupakan dS_e negatif bagi tanah.

Sistem biologi dan tanah mirip satu dengan yang lain. Keduanya merupakan pengimpor bersih energi dan bahan selama berada pada taraf konstruksi. Setelah sistem biologi mencapai taraf mati, atau sistem mengalami degradasi, kedua sistem itu menjadi pengeksport bersih energi dan bahang.

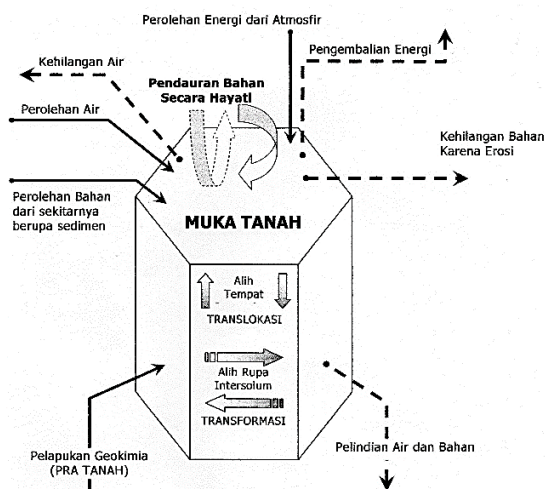
Diantara kedua taraf ini terdapat keseimbangan tahana tunak (steady State equilibrium), yang produksi entropi (dS_i) oleh proses dakhil yang tak terbalikkan mencapai minimum dan tepat sama dengan aliran entropi ke luar sistem (dS_e). Pada tahana ini entropi dan semua variabel tahana yang lain menjadi tetap.

Pemeliharaan sifat sistem menggunakan kelebihan energi yang diterima terhadap yang dilepaskan, atau memasukkan bahan berentropi lebih rendah daripada yang dibuang. Dalam hal tersebut terakhir, sistem mendegradasikan bahang yang diterima untuk mengambil kandungan energinya dan membuang sisanya ke lingkungan. Dengan kata lain pada tahana tunak proses konstruksi berimbang dengan proses degradasi ($dS_e = dS_i$), atau influks energi/bahang hanya cukup untuk mempertahankan sifat sistem.

Tahana tunak adalah keseimbangan dinamik, yang terjadi pada sistem terbuka seperti tanah. Pada sistem terbuka tidak berlaku keseimbangan mutlak atau statik yang tidak bergantung waktu (time-invariant), karena hal ini berarti $dG = 0$ dan $dS = 0$ (diam), atau H dan G mencapai minimum, dan S mencapai maksimum (mati). Keseimbangan mutlak hanya berlaku pada sistem terencil. Pada taraf konstruksi, sistem terbuka mempunyai dS negatif besar,

pada tanahana tunak mempunyai dS negatif kecil, dan pada taraf degradasi mempunyai dS positif.

Pertukaran energi dan bahang antara tanah dan lingkungannya dapat digambarkan dengan bagan, disajikan pada Gambar 2. Sistem tanah diwakili oleh suatu individu tanah yang di sebut pedon. Hubungan saling tindak antara tanah dan atmosfer serta biosfir bersifat mendaur. Terjadi pula pertukaran bersambung (pengendapan - erosi) dan berarah satu (pelapukan geokimia dan pelindian).



Gambar 2. Bagan Pedon Sebagai Sistem Terbuka dan Pertukaran Energi dan Bahang dengan Lingkungannya.

Pertukaran energi antara tanah dan lingkungannya dapat pula digambarkan dengan persamaan:

$$Fluks = \frac{-(P \text{ luar} - P \text{ dakhil})}{dx} m$$

P adalah potensial, dx adalah tebal bidang batas antara sistem

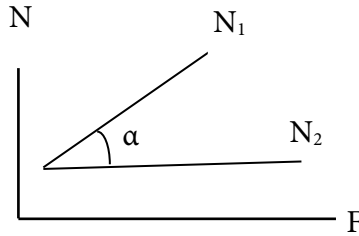
tanah dan sistem lingkungan, serta m adalah tahanan bidang batas terhadap penembusan.

Karena fluks berarah berlawanan dengan landaian potensial maka diberi tanda negatif. Jika P luar lebih besar daripada P dakhil, terjadi fluks masuk. Dalam hal sebaliknya, terjadi fluks ke luar. Misal P luar adalah suhu udara dan P dakhil adalah suhu tanah, maka siang hari terjadi fluks masuk, sedang pada malam hari terjadi fluks keluar.

Terjadinya suatu sifat tanah merupakan fungsi fluks yang dapat ditulis sebagai:

$$\int_a^d \frac{dN}{dF} dF$$

F adalah fluks yang berkisar antara besaran a dan d , dan N adalah sifat tanah. Jika F berkisaran sempit, peranannya tidak mempan (tidak efektif) dalam menjadikan atau mempengaruhi sifat tanah. Jika F berkisaran lebar, dapat mempan atas suatu sifat tanah tertentu [kurva $N = \int (F)$ berkemiringan jauh menyimpang dari sudut 0], atau dapat tidak/kurang mempan atas sifat tanah yang lain (kurva berkemiringan kecil atau bersudut nyaris 0).

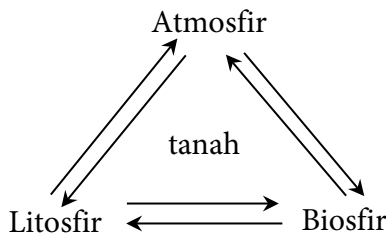


misal:

tinggi tempat (F) mempan atas kadar nitrogen (N_1) akan tetapi tidak mempan atas tekstur (N_2).

Gambar 3. Hubungan antara kadar N dan tekstur terhadap Tinggi Tempat sebagai fungsi dari persamaan fluks.

Menurut konsep terakhir (konsep energi), gejala alam ditimbulkan oleh pertukaran energi dan bahang. Dalam hal tersebut proses-proses pembentukan tanah (pedogenesis) merupakan proses rumit pertukaran energi dan bahang antara litosfir, atmosfer, dan biosfir, dapat digambarkan seperti pada Gambar 3 berikut ini:



Gambar 4. Bagan Pertukaran Energi dan Bahang antara Atmosfir, Litosfir, dan Biosfir dalam Pembentukan Tanah.

Proses ini dapat ditilik berdasarkan neraca energi:

$$Q = w_1 + w_2 + b_1 + b_2 + i_1 + i_2 + g + v$$

Q adalah energi total yang berperan serta dalam pembentukan tanah, w_1 adalah energi yang terpakai dalam disintegrasi

batuan, w_2 adalah energi yang terpakai dalam dekomposisi batuan, b_1 adalah energi yang melonggok dalam bahan organik (zat humus), b_2 adalah energi yang hilang dalam reaksi biologi pengalihrupaan zat organik dan mineral (sebagian terpakai dalam bentuk panas), i_1 adalah energi yang terpakai untuk evaporasi dari muka tanah dan tumbuhan, i_2 adalah energi yang terpakai untuk transpirasi, g adalah energi yang hilang dalam proses alihtempat garam dan zarah halus dalam tanah secara mekanis, dan v adalah energi yang terpakai dalam proses pertukaran panas antara sistem tanah dan atmosfer. $w_1 + w_2$ adalah proses abiotik, $b_1 + b_2$ adalah proses biologi (biotik), dan $i_1 + i_2$ adalah air.

Mencermati hal ini, maka dapat dikatakan bahwa jumlah dan pola perubahan tiap suku energi menggambarkan ciri kewilayahan tertentu pembentukan tanah. Diantara suku energi i_1 dan i_2 adalah yang paling penting mengingat jumlah dan imbangannya dengan suku energi yang lain. Disamping itu kedua suku energi itu menentukan pula keadaan kawasan lengas tanah (*soil moisture regime*), yang pada gilirannya menentukan kehidupan tumbuhan, reaksi-reaksi kimia, alihtempat zat sepanjang profil tanah, pelindian dan lain-lain. Air ini dalam berbagai manifestasi, itu digunakan sebagai medium dalam menjalankan proses.

Dalam acuan energi Runge air disebut sebagai faktor pengembang (*development vector*), yang merupakan salah satu dari faktor intensitas (*intensity factor*).

Energi yang terlibat untuk evapotranspirasi (i_1 dan i_2) total ditentukan oleh kawasan iklim, karena timbul dari ketersediaan

energi bahang dan suhu atmosfer.

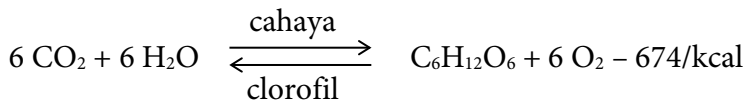
Misalnya kalau kita bandingkan sebagai berikut:

- Kawasan tundra atau gurun dengan laju penguapan tidak lebih dari 50 mm/tahun menggunakan energi kurang dari antara 3.000 – 6.000 cal/cm²/tahun (rendah karena suhu dingin di tundra atau langka air yang dapat diuapkan di gurun).
- Kawasan tropika humida dengan laju penguapan lebih besar dari 1.000 mm/tahun menggunakan energi lebih dari 60.000 cal/cm²/tahun.

Wilayah di Indonesia diperkirakan rata-rata evapotranspirasi adalah 4 mm/hari atau 1.500 mm/tahun. Jadi sekalipun hujan turun tinggi tetapi hujan efektif tidak sebesar yang diperkirakan. Di daerah NTT dan Timor Timur ada hasil perhitungan yang mengatakan lebih kurang 6 cm/tahun.

Energi untuk proses biologi dalam tanah dapat ditentukan dengan penghampiran (*approach*) tidak langsung berdasarkan pelonggokan bahan organik tahunan. Laju tersebut kita kembalikan kepada reaksi fotosintesis yang telah menghasilkan senyawa-senyawa organik tadi.

Untuk itu dipakai reaksi fotosintesis sebagai pangkal pendekatan (*approximation*):



berarti diperlukan masukan energi sebesar 674 kcal, maka 1 gram

hasil fotosintesis memerlukan energi pembentukan sebanyak 674 kcal/180 gram = 3,75 kcal.

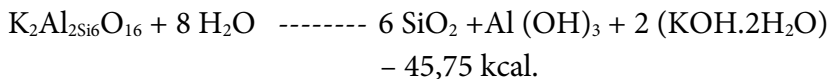
Berdasarkan tingkat pelonggokan bahan organik rerata di kawasan iklim masing-masing, maka kebutuhan energi dapat dihitung:

- Tundra atau gurun 2,5 – 25 cal/cm²/tahun (rendah karena kegiatan biologi terbatas disebabkan suhu rendah di tundra atau langka air di gurun).
- Hutan iklim sedang, steppa, sabana 100 – 400 cal/cm²/tahun.
- Hutan tropika humida lebih besar dari 2000 cal/cm²/tahun

Sebagian besar energi ini terpakai dalam proses mendaur berupa pembentukan dan perombakan bahan organik. Hanya sebagian kecil saja yang tersimpan dalam longgokan bahan organik tanah.

Energi yang terpakai dalam pelapukan mineral didekati dengan reaksi pelapukan mineral penyusun batuan umum.

misalnya pelapukan mineral ortoklas:



H₂O diserap dalam proses pembentukan mineral baru atau senyawa akhir hasil pelapukan. Karena di daerah tropika proses alihrupa mineral sangat intensif, banyak air yang terikat dalam senyawa mineral; sebagai pendekatan boleh dipakai angka 40 kcal energi terpakai untuk pelapukan mineral primer silikat. Dalam

pelapukan itu melibatkan 8 X 8 gram = 144 g air. Sehingga dalam tiap gram air yang ikut dalam reaksi, tersimpan energi sebanyak

$$\frac{40 \text{ kcal}}{144 \text{ g}} = 280 \text{ cal (dibulatkan)}$$

dengan menduga jumlah air yang terlibat dalam pelapukan tiap tahun, dapat diperkirakan jumlah energi yang terpakai. Ternyata sangat kecil, yaitu:

- Di tundra atau gurun 0,2 – 0,5 cal/cm²/tahun.
- Di Tropika humida 10 – 15 cal/cm²/tahun.

dan energi yang terpakai biasanya tidak terbalikkan, dalam alihrupa mineral. Ini dapat dipahami, karena pelapukan memang berjalan lambat sekali.

Perumpamaan lain: untuk membentuk tiap mm lapisan tanah pada suhu rata-rata 27°C dan curah hujan 7.200 mm/tahun, maka untuk mengubah 1 meter batuan menjadi tanah diperlukan waktu 8.000 tahun. Apalagi di daerah iklim sedang maka waktu yang dibutuhkan menjadi lebih besar lagi kira-kira 200.000 tahun.

Jadi pelapukan mineral sangat lambat, sedangkan pelapukan bahan organik lebih cepat karena adanya energi yang terpakai cukup besar. Oleh karena itu pemasukan bahan organik tanah berperan besar untuk menurunkan entropi sistem tanah.

Energi untuk alihtempat (translokasi) atau pelindian (*leaching*) diperkirakan berdasarkan anggapan jumlah air yang terpakai untuk perkolasi sekitar 250m³/ha/tahun dan zat

beralihtempat sedalam 2 meter dari muka tanah. Ini setara dengan energi kurang lebih 2 cal/cm²/tahun, yang kecil sekali.

Maka dari itu morfogenesis tanah itu sangat lambat proses berlangsungnya dalam keadaan alamiah, kecuali kalau laju perkolasi meningkat karena irigasi (profil tanah sawah dapat berkembang dalam waktu tidak lebih daripada 20 tahun).

Energi yang terpakai diantara atau dalam proses pertukaran panas mempunyai neraca tahunan yang dapat dikatakan nihil. Proses ini terbalikkan dalam waktu yang sangat singkat. Pada siang hari panas masuk ke tanah dari atmosfer dan pada malam hari dipancarkan kembali ke atmosfer. Maka dalam persamaan energi nilainya dapat diabaikan, sehingga kita dapat memberikan suatu nilai pendekatan Q menjadi:

$$Q = > 10 + > 2000 + > 6000 + 2 + 0$$

$$(w_1+w_2) \quad (b_1+b^2) \quad (i_1+i_2) \quad (g) \quad (v)$$

berarti: $w_1+w_2 > 0,2$; i_1+i_2 tergantung kepada kawasan lereng dari 2.000 atau >2.000 ; $g < 2,0$ sedangkan $v = 0$.

untuk wilayah:

- Tundra atau gurun nilai Q berkisar antara 2.000 – 5.000 cal/cm²/tahun.
- Hutan iklim sedang, steppa, dan sabana 10.000 – 40.000 cal/cm²/tahun.
- Tropika humida 60.000 – 70.000 cal/cm²/tahun.

Secara umum berdasarkan perbandingan nisbi antara suhu

energi, maka untuk:

- i (evapotranspirasi) terpakai 95,0 – 99,5% dari total energi.
- proses biologi mendaur (b) yang rendah: 0,5 – 5,0%.
- proses pelapukan batuan dan mineral (w): 0,01 – 0,001%.

Oleh karena bagian suhu energi dari g dan v dapat diabaikan, maka perbandingan antar suhu energi dalam Q adalah:

$$i : b : w = 10.000 : 100 : 1$$

Sumber energi utama bagi permukaan bumi adalah matahari, tetapi ada juga energi yang diterima bumi berasal dari inti bumi yang naik ke permukaan bumi selain itu ada pula dari sumber-sumber geotermal dan isotermal tetapi lebih rendah dari energi matahari.

Energi matahari yang mencapai permukaan bumi adalah sekitar 494.000 cal/cm²/tahun (dibulatkan). Jumlah ini hanya meliputi kira-kira 47% dari jumlah yang mencapai batas atas atmosfer. Selebihnya yang 53% hilang sewaktu menembus atmosfer karena terpantul kembali ke ruang angkasa oleh awan dan debu, terhambur oleh gas dan zarah debu, dan terserap oleh uap air, CO₂, dan zarah debu. Sebagian kecil yang mencapai permukaan bumi terpantul kembali ke atmosfer dan selebihnya diserap oleh permukaan bumi. Dapat dihitung bahwa energi total pembentukan tanah di daerah tropika humida hanya berjumlah 13% dari energi matahari yang diterima permukaan bumi. Sedangkan energi dakhil yang sampai kepermukaan bumi sangat kecil yaitu kurang lebih 557 cal/cm²/tahun.

Berlatarbelakang pandangan energi, hubungan faktorial pembentukan tanah dengan menggunakan anggapan Jenny maka dapat ditafsirkan:

1. Bahan induk tanah, ditafsirkan sebagai tingkat awal pembentukan tanah.
2. Iklim, ditafsirkan sebagai masukan energi dan bahang (air dan gas).
3. Organisme, ditafsirkan sebagai bahan-bahan yang dengan tanah dapat membentuk ekosistem, menyangkut aksi-reaksi dalam kerangka sibermetik dengan mekanisme umpanbalik (*feedback*), yang sebagian atau seluruh keluaran kembali menjadi masukan, sisa keluaran yang tidak mendaur menjadi masukan kembali secara berangsur akan melonggok dan ini akan cenderung mendorong perkembangan tanah disatu pihak dan perkembangan organisme dipihak yang lain.
4. Timbulan, ditafsirkan sebagai pengendali energi dan bahang dalam matra (*dimention*) ruang.
5. Waktu, merupakan penentu laju perubahan total entropi sistem tanah dan pola perkembangan sifat tanah menuju ke keseimbangan tahan tunak (*steady state equilibrium*); gejala tanah tidak ditafsirkan secara deterministik melainkan harus diterima sebagai gejala stokastik (*probabilistic*).

Bahan induk tanah yang berupa mineral biasanya prosesnya mendaur, tetapi air tidak. Oleh karena itu air harus dipertimbangkan (ditambahkan) sebagai faktor penting.

Penyediaan hara juga pada dasarnya dapat mendaur, jadi secara teoritis tidak perlu dipupuk, karena mendaur. Akan tetapi lain halnya dengan air yang harus ditambahkan. Untuk memperoleh usaha yang mendaur tersebut, maka berkembanglah apa yang dikenal saat ini yaitu Bioteknologi (Linch, 1981).

Jadi antara organisme-organisme itu dalam suatu sistem menyangkut reaksi yang dapat balik, dimana ada yang dikeluarkan dan ada yang masuk lagi ke dalam tanah sebagai vegetasi atau sebaliknya keluar sebagai unsur hara lalu masuk lagi berupa vegetasi (tanaman). Sisa keluaran yang tidak mendaur akan melonggok yang mendorong terjadinya genesis tanah dan perkembangan mikrobia tanah, dan apabila prosesnya mendaur sempurna akan tidak terjadi eksese/defisit (tidak lebih dan tidak bersisa).

Terjadinya horison tanah salah satu dampak dari adanya daur proses yang tidak sempurna. Perbedaan-perbedaan satuan tanah karena adanya perbedaan proses mendaur yang ada dalam tanah yang dapat dikaitkan dengan lingkungan, misalnya: organisme dan vegetasi berhubungan dengan nilai entropi tanah.

Berdasarkan penafsiran energi dari faktor-faktor pembentukan tanah, maka timbul suatu pengertian baru bahwa "faktor pembentuk tanah merupakan determinan atau penentu keadaan ekosistem, bahan induk dan timbunan menjadi awal kejadian yang berkembang sepanjang waktu (perkembangan umur) karena influks yang datang dari iklim dan faktor biotik."

Acuan yang diusulkan oleh Runge (1973) menekankan kepentingan fluks energi atas sistem tanah. Maka dalam penjabaran energi fluks tersebut Runge memilih:

1. Air, sebagai faktor karena dalam pelindian air merupakan pelaku mempan untuk memanfaatkan energi gravitasi.
2. Produksi bahan organik, dipilih sebagai faktor karena merupakan penjelmaan energi pancar matahari.

Aliran air lewat tubuh tanah menjadi sumber energi utama untuk meningkatkan keaturan dalam sistem tanah. Aliran air melakukan alihtempat zat yang mengawali horisonisasi tubuh tanah (proanisotropi), dan menyingkirkan bahang yang berentropi tinggi keluar sistem tanah (senyawa hasil perombakan mineral tanah primer). Bahan organik yang masuk ke dalam sistem tanah akan dapat meningkatkan kandungan energi sistem tanah yang bermanfaat (dapat dikonversikan menjadi bentuk energi yang lain), berarti menurunkan entropi.

Maka air disebut faktor pengembang dan produksi bahan organik dinamakan faktor pembaharu, keduanya disebut faktor intensitas. Sudah barang tentu faktor waktu tidak dapat dilupakan dalam setiap proses atau reaksi.

3. Jadi waktu, merupakan faktor yang mampu menentukan intensitas energi dalam proses-proses yang berlangsung.

Bertitik tolak dengan ini maka persamaan faktor tahana Jenny dapat disederhanakan menjadi persamaan pelaku Runge:

$$S = f(o, w, t)$$

o adalah produksi bahan organik atau kelangkaan mineralisasi, *w* adalah jumlah air tersedia untuk pelindian, dan *t* adalah waktu.

Faktor intensitas diatur oleh sejumlah faktor kapasitas. Faktor kapasitas pokok yang berdaya pengaruh atas produksi bahan organik adalah ketersediaan hara, khususnya fosfor (P). Jumlah air yang tersedia untuk pelindian ditentukan oleh jumlah dan agihan hujan sepanjang tahun, aliran permukaan keluar (*runoff*) dan masuk (*runon*), laju penguapan dan laju perkolasi dalam.

Fosfor berkaitan dengan bahan induk dan pembebasannya dari senyawa kompleks menjadi tersedia, dikerjakan oleh proses pelapukan (iklim dan organisme). Jadi jumlah air efektif dapat dihitung dan ditentukan dengan persamaan, sebagai berikut:

$$\Sigma Ae = H - ET - R - P$$

ΣAe adalah jumlah air efektif (*amaount of efective water*), *H* adalah hujan (*rain*), *ET* adalah evapotranspirasi, *R* adalah *runoff* dan *P* adalah penguapan.

Ketersediaan hara berkaitan dengan bahan induk dan pembebasannya dari mineral primer melalui pelapukan (*weathering*). Fosfor (juga unsur hara litogenik yang atau unsur hara yang berasal dari bahan induk) lainnya, yang di bawah ke permukaan oleh vegetasi dapat diagihkan ulang kepada berbagai bagian bentang lahan oleh aliran permukaan keluar dan masuk serta air yang jatuh sebagai hujan (timbunan dan iklim).

Sistem acuan Runge tersebut pada dasarnya berawal dari usaha menggabungkan pendekatan sistem dinamis (sistem proses) dari Simonson (Smeck et al, 1983) dengan skema fungsional-faktorial dari Jenny dengan penekanan pada 2 prioritas faktor dan mengkombinasikannya:

- p dan t ke dalam faktor intensitas tunggal o (ketersediaan air untuk pelindian).
- cl dan r ke dalam faktor intensitas tunggal w (ketersediaan air untuk pelindian).

Jadi sebetulnya bahwa dalam faktor o dan w dari Runge juga sudah tersirat faktor cl, o, p, dan r dari Jenny.

$$(o,w) \cdot (l,o,b,i,r) \text{ atau } (cl,o,p,r,)$$

Model Runge ini dinamakan dengan Model Energi, sebagai mana persamaan sebelumnya: yaitu

$$S = f(o, w, t)$$

Perbedaan Konsep Jenny dan Runge:

Jenny menggunakan acuan asosiasi geografi yang diberi formalitas matematika, sedangkan Runge menekankan pada hubungan energi yang bekerja dalam tanah dan mengacu pada pilar kromatografi. Jenny menganggap kelima faktor sama derajatnya, sedangkan Runge berpendirian bahwa masing-masing mempunyai tingkat kepentingan yang berbeda.

3. Acuan Evolusi

Acuan evolusi merupakan yang paling berkembang sampai saat ini, logika dasar yang dipakai adalah bahwa tanah ditakrifkan dan dihadirkan dari adanya proses-proses evolusi yang penyertainya. Hal Ini berarti bahwa tanah yang kita lihat sekarang ini merupakan perwujudan dari hasil evolusi terdahulu dan evolusi ini akan tetap perjalanannya sesuai dengan intensitas dan kuantitas proses yang dilalui.

Perkembangan tanah dipandang sebagai perkembangan sepanjang 2 jalur proses pedogenesis yaitu:

1) Jalur proses pemacu (progresif).

ialah proses, faktor dan kondisi yang menyebabkan sistem tanah menjadi struktur yang rumit (meningkatkan kerumitan morfologi tanah) atau menyebabkan terjadinya pembentukan horison tanah (horisonisasi) dan/atau pendalaman profil tanah.

2) Jalur proses penghambat (Regresif).

Merupakan Proses, faktor dan kondisi yang menyebabkan penyederhanaan, peremajaan, dan pendangkalan profil tanah (haploidisasi) (Johnson et al., 1987a).

Sehingga dikatakan bahwa tanah merupakan fungsi dari proses proses progresif dan regresif. Model pedogenesis dapat dinyatakan dalam persamaan seperti yang dikemukakan oleh Johnson pada tahun 1985 (Johnson and Strengner, 1987), yaitu:

$$S = f(P, R)$$

S adalah tanah, P adalah proses progresif, dan R adalah proses regresif.

Proses penebalan tanah (*soil deepening*) yaitu penghilangan atau pembentukan permukaan serta pendalaman subsoil dinilai dalam konteks jalur pemacu dan jalur penghambat proses pedogenesis (Johnson, 1987).

Proses penghilangan permukaan tanah menjadi dasar jalur proses penghambat sedangkan proses pendalaman subsoil menjadi dasar jalur proses pemacu. Pembentukan permukaan walaupun pada awalnya dipandang sebagai jalur proses penghambat tetapi belum tentu demikian, dapat merupakan jalur proses pemacu atau penghambat, tergantung bagian yang bertambah atau rata-rata pertambahannya. Apakah penambahan material ke dalam profil (*topsoil*) secara pedogenensis, melalui proses-proses pedogenesis ataukah penambahan material tersebut berasal dari luar, seperti penimbunan material karena proses erosi dari tempat lain.

Diakui bahwa hasil proses pedogenesis yang dapat dilihat dari ciri-ciri, sifat, dan kondisi profil tanah merupakan hasil kerja proses perkembangan dan kekuatan proses balik (Muhs, 1982).

Dari uraian di atas maka terlihat bahwa progresif dan regresif tidak ada hubungannya dengan baik buruknya tanah, tetapi hanya menyangkut dengan azas suatu sistem. Sistem tanah itu berevolusi dengan mengikuti jalur-jalur yang semula sederhana dan kemudian mengalami perubahan kearah yang semakin rumit (kompli).

Pemahaman lebih jauh mengenai acuan evolusi ini dapat dilihat dari jalur-jalur proses (*soil evolution pathways*), oleh Johnson and Watson-Stregner (1987), menguraikan:

1. Progressive pedogenesis

- Horisonisasi (*horizonation*), yang mencakup sekumpulan proses (faktor) yaitu:
 - Kondisi-kondisi proanisotrop dan proses-proses yang memacu pengorganisasian profil tanah,
 - Aspek-aspek differensiasi profil,
 - Pemindahan (*removals*),
 - Alih tempat (*translocation*),
 - Alih rupa (*transformasi*),
 - Umpan-balik hakiki (*Intrinsic feedback*), dan
 - Pedoturbasi yang bersifat proanisotrop.
- Pengembangan (*Developmental upbuilding*) yaitu: asimilasi secara pedogenesis dari permukaan bahang material.
- Penebalan/Pendalaman Tanah (*Soil deepening*), adanya migrasi (palonggokan) bahan disekitar tanah dalam bentuk material yang segar.

2. Regressive Pedogenesis

- Haploidisasi (*haploidization*), yang mencakup faktor:
 - Kondisi-kondisi dan proses-proses yang bersifat isotropis,
 - Proses-proses yang menyederhanakan profil tanah,
 - pemindahan (*removals*),
 - Alih tempat dan alih rupa (*transformation* dan

- *translocation*),
 - melanisasi (*melanization*),
 - Pendaوران hara (*nutrient biocycling*),
 - Pengayaan (*enrichment*), intrinsic feedback, dan
 - Pedoturbasi yang bersifat proisotropis.
- Penghambatan (*retarding upbuilding*), semua proses pedogenetik yang memperlambat proses pembangunan tubuh tanah.
 - Pindahkan Tanah/Penglupasan Tanah (*Soil removals*).
 - Erosi permukaan
 - Kehilangan massa.

Berdasarkan proses-proses progresif dan regresif maka dalam acuan subsistem tanah ada empat praktek proses yang saling berinteraksi yaitu: Interaksi yang terjadi karena penambahan (*addition*) dan Penghilangan (*removals*) dan interaksi antara proses alihrupa (*Transformation*) dan alih tempat (*translocation*).

Jadi ada 4 praktek proses dalam pedogenesis (Boul, 1980), yaitu:

- 1) Penambahan (*addition*)
- 2) Penghilangan (*removal*)
- 3) Alihtempat/translokasi (*translocation*)
- 4) Alihrupe/transformasi (*transformation*)

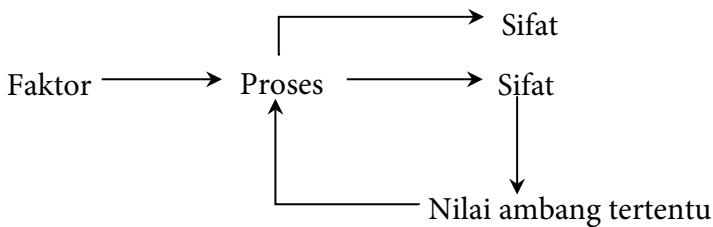
dari interaksi empat praktek proses di atas maka dapat digambarkan dalam suatu kotak 2×2 berikut:

| | | | | |
|-----------------------------|---|------------|---|--------------|
| Interaksi | : | Penambahan | : | Penghilangan |
| Alihtempat (translokasi) | : | x | : | x |
| Alihrupa (transformasi) | : | x | : | x |

Jadi semua kejadian yang berlangsung di dalam tanah itu dapat dikembalikan kepada 4 proses di atas. Berdasarkan empat proses tersebut maka acuan yang kuat adalah perubahan-perubahan sifat batuan itu tidak selalu dapat dikaitkan dengan keadaan lingkungannya.

Maka muncul pengetahuan baru (pengertian baru) bahwa “suatu tanah itu dapat mengembang sampai mencapai nilai ambang yang akan memberikan reaksi balik kepada kelangsungan proses yang ada”. misalnya proses biokimia tentang fermentasi alkohol.

Rangkaian proses perkembangan tanah itu dapat digambarkan:



Gambar 5. Rangkaian proses yang mungkin terjadi pada pedogenesis

Tanah dapat mempunyai sifat dari faktor-faktor atau ada juga yang bukan dari faktor, hal ini terlihat banyak tanah-tanah yang sifat-sifatnya sulit sekali dikembalikan kepada faktor-faktor

pembentukannya karena penyebab proses yang rumit.

Reaksi balik dalam proses pada umumnya bersifat menghambat kelangsungan proses semula, disebut Retarding (menghambat). Bentuk-bentuk reaksi balik yang mengarah kepada retarding ini seperti proses eluviasi-illuviasi yang dapat mengembangkan horison secara terus menerus. Adanya retarding ini dapat mengurangi efektif bagi jasad-jasad (akar dan mikroba) yang lama kelamaan makin berkurang dan peranan vegetasi pun berkurang. Perkolasipun makin terhambat sehingga timbul sifat-sifat baru yang tidak dapat lagi dikaitkan dengan faktor-faktor jenuh (iklim) sehingga tanahnya menjadi reduksi. Suasana seperti itu karena adanya reaksi balik setelah mencapai suatu nilai ambang.

Sedimentasi bahan juga merupakan penghambat karena tanah-tanah semula sudah dihambat dengan datangnya bahan-bahan baru. Menurut konsep ini maka semua proses yang menyebabkan terjadinya peremajaan tanah semuanya termasuk penghambat.

Maka apabila $S = f(w, o, t)$ maka w, o, t termasuk faktor penghambat yang oleh Runge disebut sebagai faktor pembaharu, karena tanah itu dikembalikan ke titik awal pembentukan tanah.

Contoh yang lain adalah di daerah timbunan gambut tebal, karena itulah sebabnya mengapa tanah-tanah gambut itu termasuk ke dalam tanah-tanah yang belum berkembang atau tanah-tanah yang masih labil.

Salah satu cara yang penting untuk menjelaskan konsep fluks sistem ini adalah penebalan tanah, dengan menggunakan rumus:

$$St = \int (P + D - R)$$

St adalah tebal tanah, P adalah sedimentasi, D adalah kedalaman bahan induk, dan R adalah pengikisan tanah oleh erosi

Pendalaman artinya memakan bahan induk ke bawah, penambahan artinya endapan sedimen, dan pemindahan artinya adanya erosi.

Makin tebal tambahan makin sulit mengalami perubahan dan akan semakin berfungsi sebagai faktor penghambat. Bahan-bahan itu merupakan tambahan bahang yang tidak terasimilasi ke dalam tubuh tanah. Kalau bahan itu datang sedikit demi sedikit dan lapuk sehingga cepat melapuk dengan tubuh tanah maka bahang itu disebut terasimilasi.

Jadi penambahan bahang itu dapat menghambat atau tidak, tergantung kepada sifat-sifat bahang itu sendiri. Dalam kejadian ini ditekankan pada proses-proses pedologis aktif, yang karena itulah agak sukar dijelaskan dengan teori Jenny tetapi lebih mudah dengan teori fluks atau teori evolusi. Maka kita akan masukkan waktu (t) sebagai salah satu faktor.

Menurut konsep evolusi, waktu (t) bukan faktor pembentuk tanah tetapi dikatakan sebagai faktor yang berkesinambungan (*continued factor*) artinya faktor-faktor pasif atau aktif merupakan

variabel-variabel yang saling bergantung dan berinteraksi dengan waktu (t). Jadi waktu (t) merupakan suatu beranta yang di dalamnya berlangsung reaksi-reaksi.

Kemudian Johnson (1987) mengusulkan model “Dinamis Rata-Rata”, yang berdasarkan pengamatan bahwa:

- 1) Lingkungan tanah berubah secara kontinyu sejalan waktu, oleh Dokuchaev
- 2) Faktor pembentukan tanah-tanah aktif-pasif, oleh Joffe
- 3) Konsep waktu oleh Wilde
- 4) Pendapat mengenai lingkungan, oleh Stephen
- 5) Konsep acuan atau model energi, oleh Runge
- 6) Fakta bahwa tanah merupakan poligenetik

Model ini realistis, difokuskan pada intensitas faktor Dinamis (D), antara lain:

- Pedoturbasi
- Siklus pembasahan dan pengeringan
- Ketinggian dan fluktuasi permukaan air

dan pada beberapa kapasitas faktor pasif (PO) antara lain:

- Lingkungan kimia tanah
- Pencapaian poligenik
- Gabungan proses balik
- Kestabilan/ ketidakstabilan permukaan geomorfik.

Sehingga tanah dapat dibuat dalam suatu fungsi berikut:

$$S = f\left(D, P, \frac{dD}{dt}, \frac{dP}{dt}\right)$$

D adalah faktor dinamis, dan P adalah faktor pasif.

Sepanjang sejarah perkembangan ilmu tanah, mazhab berkembang sesuai dengan perkembangan ilmu pengetahuan manusia pada zamannya dan mazhab berkembang dengan menggunakan model atau acuan tertentu yang berkecenderungan saling memperbaiki. Seperti, model atau acuan yang telah dikemukakan terdahulu merupakan persamaan fungsi yang menampilkan hubungan antara variabel-variabelnya. Masing-masing acuan/model memiliki kekhasan, atau penekanan pada variabel tertentu. Acuan yang lebih baru merupakan perkembangan dari acuan terdahulu, dengan dihadirkan sejumlah asumsi tertentu.

Hal ini disebabkan karena pada dasarnya model atau acuan yang dibuat mengacu pada pengertian genesis tanah, yang dari waktu ke waktu berkembang sesuai dengan perkembangan pengetahuan mengenai genesis tanah.

Bila kita mengikuti fluks sistem evolusi tanah, maka semua tanah itu bersifat poligenik atau poligenetik. Ini berarti bahwa arah pembentukan tanah itu bisa beraneka. Karena selalu terjadi reaksi baru, berarti sifat-sifat tanah itu ditentukan oleh bentuk-bentuk proses dakhil yaitu keluaran yang berjalan dengan laju yang beraneka dan berarah yang berbeda-beda sehingga menimbulkan kesatuan genetik yang berbeda-beda pula. Atas dasar itu ternyata proses erosi dan sedimentasi menduduki urutan yang penting.

Lereng tidak hanya mempengaruhi hidrologi, tetapi juga dipandang sebagai satu faktor yang mempengaruhi proses erosi (penghilang dan penghambat).

Model evolusi tanah itu bermaksud untuk memberikan satu eksperimen penelitian tanah yang sesuai dengan sifat-sifat tanahnya. Jadi kalau ada penyimpangan hasil analisis maka kembali kepada permasalahannya kepada adanya sifat-sifat tersebut. Oleh karena itu konsep atau acuan evolusi ini kian berkembang.

Selain itu, model evolusi ini nampak sederhana, mudah dimengerti, dan bersifat dinamis dan evolutif, serta mampu melukiskan perubahan tiap variabel proses genesis tanah tiap satuan waktu, sehingga dapat digunakan pada waktu yang tidak terbatas.

B. Proses Pelapukan

Proses pelapukan, merujuk kepada perombakan batuan secara fisika dan kimiawi yang terjadi karena mineral yang dikandungnya tidak berada dalam keadaan seimbang dengan suhu, tekanan, dan keadaan lengas yang ada pada antar muka (*interfase*) atmosfer-litosfir. Jadi dalam istilah pelapukan (*weathering*) selalu tersirat peranan atmosfer. Pelapukan menyiratkan perubahan atau pergeseran sifat benda untuk memperoleh keseimbangan kembali dengan lingkungannya yang baru.

Berdasarkan konsep ini maka semakin menyimpang keadaan lingkungan baru dibandingkan lingkungan asal benda, maka pelapukan akan berjalan secara intensif. Intensitas perubahan yang

terjadi atau yang dialami oleh benda tidak selalu berkaitan langsung dengan intensitas proses, karena ada faktor ketahanan benda. Perubahan yang terjadi diluar jangkauan peranan iklim disebut metamorfisme bila perubahaan besar atau diagenesis bila perubahan ringan.

Sepanjang sejarah, proses kejadian pelapukan dikenal ada 2 yaitu:

1. Pelapukan geokimia (*geochemistry*)
2. Pelapukan pedokimia (*pedochemistry*)

Pelapukan geokimia terjadi di bawah tubuh tanah atau tempat yang tidak ada tubuh tanah (ekstrasolum), sedangkan pelapukan pedokimia terjadi di dalam tubuh tanah (intersolum).

Lingkungan pelapukan pedokimia bersuasana lebih lunak dari pada lingkungan pelapukan geokimia, pada dasarnya tingkat ketahanan suatu benda terhadap pelapukan merupakan manifestasi dari besarnya energi yang diperlukan dalam penyusunan benda tersebut; dengan demikian makin besar energi pembentukan mineral, maka akan lebih kuat dan tahan terhadap pelapukan (Tejoyuwono, 1989).

Pelapukan Pedokimia bila dibandingkan dengan Geokimia, maka jenis-jenis reaksi yang berlangsung tidak berbeda. Jenis-jenis reaksi yang berlangsung, antara lain:

- Oksidasi
- Reduksi

- Hidratasi
- Hidrolisis
- Asidolisis
- Pelarutan

Perbedaan pokoknya terletak pada perangnya. Reaksi dalam pelapukan Pedokimia lebih sering bersifat mendaur, seperti: Oksidasi-Reduksi (redoks). Hidratasi-Dehidratasi, Pelarutan-Pengendapan, dan Perpindahan ulang-alik Al antara kisi lempung (*clay*) dan oksida terhidrat di tampak pertukaran.

Pendaauran ini berhubungan dengan lingkungan pelapukan pedokimia yang bersifat lebih goyah (*labil*), karena pada umumnya terletak lebih dekat dengan antarmuka atmosfer-litosfir. Baik pelapukan geokimia maupun pedokimia bersifat proisotrop.

Sifat mendaur reaksi pelapukan pedokimia menjadi sebab pula intensitas perubahan dapat kurang sebanding dengan intensitas pelapukan, disamping karena ketahanan mineral dan batuanannya sendiri.

Ketahanan mineral terhadap pelapukan berhubungan dengan urutan kristalisasinya dari bahan lelehan (*molten-material*). Mineral yang mengkristal lebih dulu, melapuk lebih mudah karena merupakan bentukan suhu lebih tinggi, berarti suhu lingkungan pembentukan berbeda lebih banyak dengan suhu lingkungan pelapukan. Pola struktur mineral imbalanced antara ikatan mantap Si-O dan ikatan goyah Na-O, K-O, Mg-O dan Ca-O serta Fe^{+2} , S^{-2} , dan Mn^{+2} yang teroksidasikan, juga menentukan kerentanan mineral

terhadap pelapukan.

Urutan kerentanan atau ketahanan kelompok mineral, dapat diuraikan sebagai berikut:

- Mineral mafik (berwarna gelap) urutan ketahanannya terhadap pelapukan adalah olivin < piroksin < amfibol < biotit.
- Mineral felsik urutannya adalah plagioklas < K-felspar < muskovit < kuarsa.
- Kelompok plagioklas ketahanannya ditentukan oleh nisbah Ca/Na, sehingga diurutkan: anortit (Ca-plagioklas) < bitownit < abradorit < andesine < oligoklas < albit (Na-plagioklas).
- Kelompok K-felspar urutan ketahannya adalah sanidin < ortoklas < mikrolin < adularis, yang menuruti deret penurunan suhu pembentukan.
- Zarah ukuran lempung (clay) terjadi pembalikan urutan, yaitu kuarsa < muskovit.

Pada deret umum anortit berada di antara olivin dan piroksin, sedangkan albit terletak di antara amfibol dan biotit. Kaca vulkan (*volcanic glass*) menurut ketahanannya termasuk dalam kelompok felspar. Mineral lempung (clay) aluminosilikat lebih tahan dari muskovit, akan tetapi kalah tahan daripada mineral oksida. Yang paling tahan adalah anatase (TiO_2), rutil (keduanya oksida Ti) dan zircon (silikat Zr). Kalsit (CaCO_3) lebih mudah lapuk dari dolomit ($\text{CaMgCO}_3\text{CO}_3$) dan keduanya berada diantara gips CaSO_4 dan Olivin. Yang paling lemah adalah gips dan halit (NaCl, keduanya merupakan mineral sekunder). Sedangkan Apatit terletak

antara anortit dan piroksin.

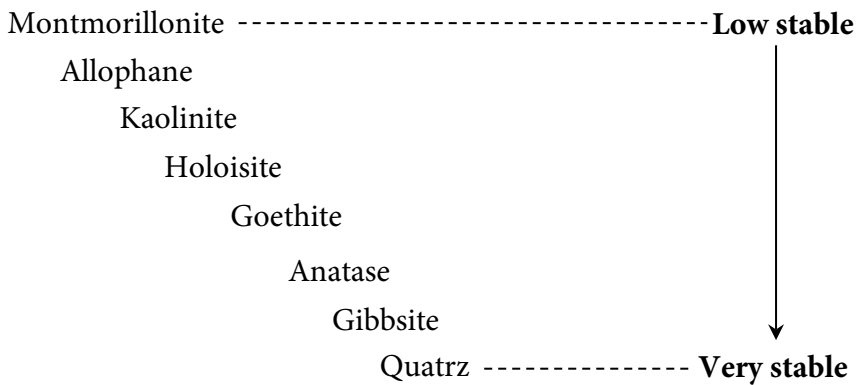
Urutan umum ketahanan adalah:

Gips, halit < kalsit < dolomit < olivin < anortit < piroksin < amfibol < albit < biotit < ortoklas < muskovit < kuarsa < magnetit < zircon.

Ada yang mengatakan bahwa muskovit < ortoklas (Notohadiprawiro, 1989).

Ketahanan batuan terhadap pelapukan tergantung pada kemampuannya (longgar < rapat), susunan mineral, tekstur (kristalin kasar < halus), belahan (ada, nyata < tidak nyata, tidak ada), perlapisan (ada < tidak ada), pengelupasan (nyata < tidak nyata), dan jenis bahan perekat (karbonat < lempung < hidroksida dan oksida).

Pola umum tingkat ketahanan mineral tanah dapat diperlihatkan pada Gambar 6, di bawah. Urutan pelapukan memperlihatkan bahwa semakin ke bawah akan semakin lambat. Perlu diketahui bahwa urutan tersebut berlaku pada suhu dan tekanan tinggi untuk mineral primer; dan pada kondisi humid (20°C dan 1 atm) untuk pelapukan mineral sekunder (monmorillonite sampai gibbsite) (Siefferman, 1989).



Gambar 6. Urutan Umum Pelapukan Mineral Primer dan Mineral Sekunder

Pada dasarnya ada 5 pola struktur tetraeder Si-O dalam mineral silikat (Notohadiprawiro, 1989), yaitu:

1. Tunggal (nesosilikat)
 tetraeder sendirian yang saling diikat oleh kation divalent (misal: olivin)

2. Rantai (inosilikat)

tetraeder membentuk rantai tunggal dengan ikatan ion O bersama (sharing), dan antar rantai oleh kation divalent (misal: piroksin)

3. Pita (juga inosilikat)

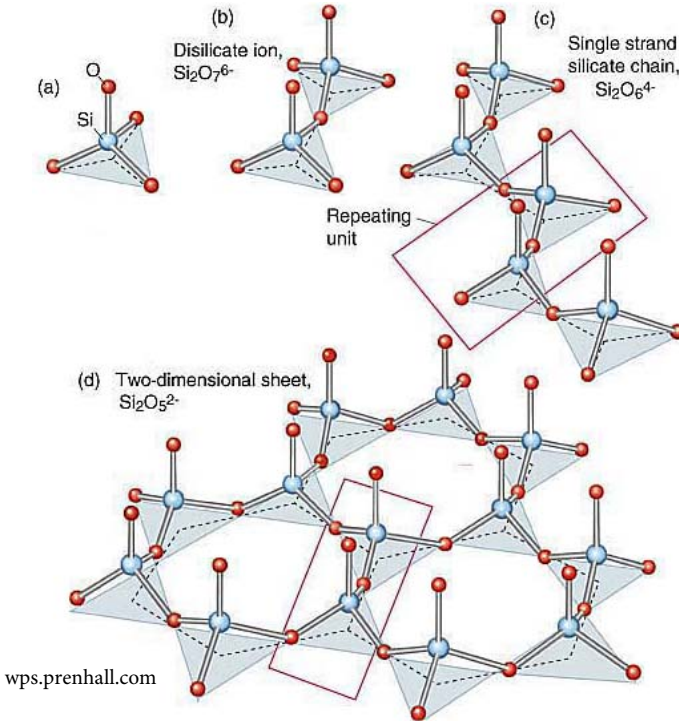
hanya tetraeder membentuk rantai berpasangan dengan ikatan O bersama, dan antar pasangan rantai diikat oleh kation divalen (misal: amfibole)

4. Lembaran (filosilikat)

pita tetraeder membentuk lempengan dengan ikatan ion O bersama, dan antar satu lempengan tetraeder Si-O membentuk satuan kisi dengan satu lempengan oktaeder Al-OH (diformik, 1:1), dengan ikatan jembatan O dan antar satuan kisi diikat oleh ikatan OH-O (misal: kaolinit, haloisit), atau dua lempengan tetraeder Si-O mengapit satu lempengan oktaeder Al-OH (triformik, 2:1), dengan penyulihan isomorfik Si oleh Al dalam lempengan tetraeder dan penyulihan isomorfik Al oleh Mg dan/atau Fe^{2+} dalam lempengan oktaeder (misal: muskovit, biotit, illit, monmorillonit), atau bergantian tetraeder-oktaeder-tetraeder-oktaeder (tetraformik, 2:1:1) dengan penyulihan isomorfik, baik dalam lempengan tetraeder maupun oktaeder (misal: klorit, vermikulit).

5. Tenunan (tektosilikat)

tetraeder membentuk susunan tiga matra (dimensional) dengan penyulihan isomorfik dari sebagian Si oleh Al dan penyisipan kation mono dan divalen (misal: feldspar), atau tanpa penyulihan isomorfik dan penyisipan kation (misal: kuarsa)



| Tunggal | Rantai | Pita | Lembaran |
|--|---------------------------------------|---|---|
| Nesosilikat $(\text{SiO}_4)_x^{4-}$ | Inosilikat $(\text{SiO}_2)_x^{2-}$ | Inosilikat $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_x^{6-}$ | Filosilikat $(\text{Si}_2\text{O}_5)_x^{2-}$ |

Gambar 7. Bagan Pola Struktur Tetraeder Si-O dalam Mineral Silikat

Pola struktur tunggal sampai dengan struktur tenunan ketahanannya terhadap pelapukan meningkat. Maka dalam deret mineral mafik-felsik, olivin terlemah karena berpola struktur tunggal yang diikat oleh kation Mg yang mudah terhidrolisis dan Fe^{2+} yang teroksidasi. Kuarsa paling kuat karena berpola struktur tenunan penuh dengan ikatan Si-O tanpa penyulihan isomorfik dan ikatan-ikatan kation. Dalam kelompok mineral felspar, Ca-felspar

lebih lemah daripada K-felspar, karena ukuran ion Ca kurang cocok dengan struktur rantai (terlalu kecil), sedang ukuran ion K lebih cocok (lebih besar daripada Ca).

Kelompok mineral lempung aluminosilikat, urutan ketahanannya vermikulit < monmorillonit < kaolinit/haloisit/alofan. Vermikulit terlemah karena ada lempengan sisipan dalam satuan kisinya. Monmorillonit lebih lemah daripada kaolinit karena di dalam lempengan oktaeder terjadi banyak penyulihan Al oleh ion basa yang terhidrolisiskan (Mg) atau yang teroksidasikan (Fe^{2+}). Mineral oksida tahan terhadap pelapukan karena berkelarutan rendah dan memiliki banyak ikatan logam-hidroksil atau logam-oksigen. Oksida Al terhidrat (gibsit, boehmit) lebih lemah daripada oksida Fe (hematit) atau oksida Fe terhidrat (goetit).

1. Pelapukan Kimiawi

Jenis reaksi atau proses telah disebutkan di atas, ada sebuah reaksi lagi yang peranan senyawa organik terlarutkan sangat menentukan yaitu dinamakan kompleksolisis, yang berkaitan dengan kegiatan mikroorganisme/organisme. Reaksi ini berperan lebih penting dalam pelapukan pedokimia daripada dalam pelapukan geokimia. Pelaku utama dalam pelapukan kimiawi adalah: air (H_2O), CO_2 , O_2 , ion H^+ dan asam organik serta senyawa fenol (Paton, 1978).

Proses pelapukan kimiawi (dekomposisi) menghasilkan bahan tanah yang berubah susunannya (kimiawinya) serta sifat kimiawinya. Di alam proses pelapukan kimiawi ini biasanya berjalan

bersama-sama dengan proses fisika dan saling melengkapi (Buol et al., 1980). Proses dekomposisi sangat dipengaruhi oleh keadaan iklim pada suatu tempat, terutama iklim dengan curah hujan tinggi dan vegetasi lebat mempercepat reaksi kimiawi.

Di daerah tropika humida terdapat banyak akan air, yang sangat berguna dalam reaksi kimia; disamping itu makin meningkat suhu di dalam tanah diikuti oleh makin cepat reaksi kimia yang terjadi, sehingga daerah tropika humida proses pelapukan kimiawi (dekomposisi) lebih penting dan lebih merajai dibandingkan dengan proses pelapukan fisika (desintegrasi) (Darmawidjaya, 1980).

Beberapa proses reaksi kimia adalah:

1) Pelarutan

Melarutkan garam terlarutkan air (seperti NaCl , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), atau dengan jalan menempelkan dipol H_2O pada kation dan anion jaringan kristal sehingga terlepas dan larut. Tingkat keterlarutan NaCl sekitar 360 g/l dan gips sekitar 2,6 g/l dalam air bersuhu lapangan wilayah tripika ($20\text{--}30^\circ\text{C}$). Pelarutan penting antara lain dalam proses pelindian, eluviasi, desalinisasi tanah garaman dan pembentukan tanah dari batuan gipsik.

2) Hidrolisis

Dekomposisi oleh air atau senyawa garam yang sudah ataupun sulit larut dan menghasilkan campuran basa kuat dan asam lemah, lewat disosiasi air menjadi ion H^+ dan OH^- dengan terbebasnya senyawa tersebut, maka terjadi peruraian atau dekomposisi dari batuan. Proses ini menjadi sangat penting dalam

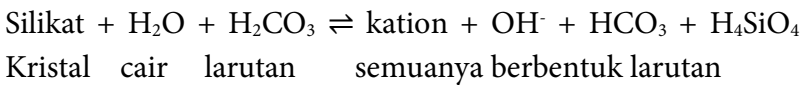
dekomposisi dari mineral-mineral silikat-alumina dan silikat di dalam tanah.

misalnya:

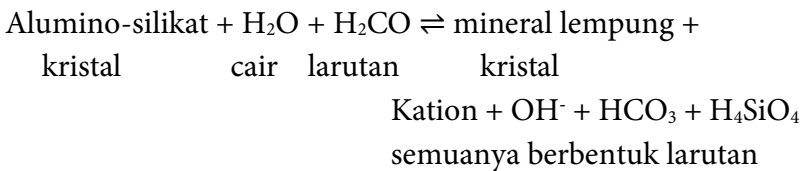
- Hidrolisis mineral (silikat)

Reaksi berjalan lambat karena banyak ikatan kuat Si-O dan Al-O (Si-O>Al-O) dan mula-mula terbatas pada permukaan kristal. Yang terserang pertama-tama adalah ikatan lemah Na-O, K-O, Mg-O, dan Ca-O (ikatan O dengan Ca > Mg > K > Na).

Persamaan umum dari proses hidrolisis silikat:



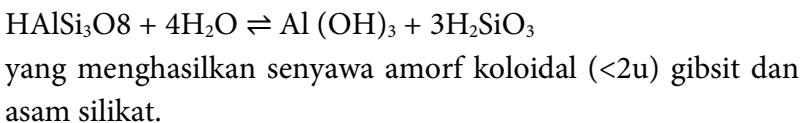
Persamaan umum proses hidrolisis alumino-silikat:



misal ortoklas:



pada taraf lanjutan:



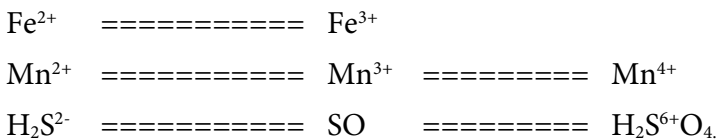
atau menurut rumus di atas adalah:

3) Oksidasi

Oksidasi merupakan proses berkurangnya elektron atau muatan negatif, dapat terjadi karena adanya penambahan atom O ataupun tidak. Sumber utama atom O adalah dari udara yang mengandung 21,12% O₂. Oksidasi juga dimaksudkan sebagai pengambilan oksigen, atau melepaskan hidrogen atau peningkatan martabat karena pelepasan elektron (e⁻). Oksidasi bahan organik dalam tanah menghasilkan H₂O, CO₂ dan jika reaksi tidak sempurna menghasilkan senyawa organik intermediate (hasil antara).

Bahan organik maupun mineral dalam tanah yang sering mengalami oksidasi adalah ikatan yang mengandung Fe, S, dan Mn. Unsur tereduksi seperti Fe²⁺, S²⁻, dan Mn²⁺ akan teroksidasi oleh O₂ udara dengan kehadiran H₂O dan jasad renik menjadi Fe³⁺, S⁶⁺, Mn³⁺, dan Mn⁴⁺.

Jadi;



Masuknya O dan OH menyebabkan pengembangan dan desintegrasi kisi kristal yang disertai pewarnaan coklat sampai kemerahan (hidroksida dan oksidasi feri) dan coklat tua (Mn teroksidasi).

menyebabkan terlapuknya batuan / mineral.

Pasangan proses reduksi terjadi jika tanah mengalami penggenangan oleh air sehingga O_2 berkurang yang menyebabkan terjadinya reaksi reduksi.

4) Reduksi

Reduksi terjadi apabila kondisi tanah mengalami kekurangan oksigen, akibat penggenangan air atau situasi lain yang memungkinkan terjadinya reaksi seperti penambahan bahan organik, meskipun proses ini juga bersamaan terjadi proses yang lain.

Berkurangnya O_2 yang terdapat di dalam tanah mengakibatkan terjadinya penurunan valensi dari kation seperti Fe, S, dan Mn. Kebalikan dengan oksidasi, reduksi berarti seringkali terkait pada oksidasi yang menimbulkan reaksi redoks. Reaksi ini melibatkan perubahan pH (mengambil dan melepaskan H^+). Alih elektron dari pemberi (donor) ke penerima (aseptor) menimbulkan suatu potensial listrik (mV) yang dinamakan potensial redoks (Eh).

Eh menentukan daya oksidasi atau reduksi suatu sistem redoks yaitu kerja listrik yang dilakukan. Di dalam persamaan NERNST hal ini dirujuk pada potensial baku (standart potential) yang dilambangkan dengan E_0 dan nisbah kegiatan (mol/l) reaksi redoks:

$$Eh = E_0 + \frac{0,059}{n} \log \frac{a_{oks}}{a_{red}}$$

E_0 adalah potensial baku sistem pada $25^\circ C$, Ph 0 dan kepekatan reaksi 1 molar, dan dirujuk pada potensial sistem $H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-$ (secara konvensional ditetapkan 0 mV), dan n adalah jumlah elektron yang ikut dalam reaksi.

Makin tinggi Eh makin besar daya oksidasi sistem. Jadi Eh sistem $Mn > Fe > S > C$ -organik, yang berarti dalam urutan ini daya reduksinya makin besar (kemudahan dirinya teroksidasi makin besar). Maka dalam tanah yang mengandung sistem Mn dan Fe, besi cenderung bertindak sebagai pemberi elektron dan mangan sebagai penerimanya. Secara nisbi sistem $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ berada pada taraf oksidasi lebih tinggi (atau taraf reduksi lebih rendah) daripada sistem $Mn^{2+} - Mn^{3+} - Mn^{4+}$, sehingga besi berada dalam keadaan kurang lincah daripada mangan. Ini menyebabkan, bahwa dalam proses alih tempat (transportation) mangan dapat mencapai jeluk lebih dalam daripada besi (horison illuvial besi lebih dangkal daripada horison illuviasi mangan).

Tanah yang kaya bahan organik yang mudah teroksidasikan, reduksi Fe dan terutama Mn diperhebat. Oleh karena $(Eh_{Mn} - Eh_{b.o}) > (Eh_{Fe} - Eh_{b.o})$, Mn akan mengalami reduksi lebih dulu daripada Fe.

Eh total tanah merupakan jumlah Eh semua sistem yang ada dalam tanah, dapat berkisar antara -300mV (tereduksi kuat) dan +800 mV (teroksidasi kuat). Kenaikan Eh membawa penurunan pH. Perubahan Eh yang membawa perubahan satu satuan pH dalam tanah berkisar antara 50 mV dan 100 mV (rerata 80 mV; setara teori 59 mV) (Notohadiprawiro, 1989; Sanchez, 1976).

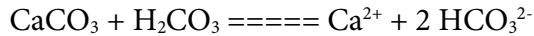
5) Asidolisis

Dekomposisi oleh ion H^+ yang lebih intensif daripada hidrolisis biasa oleh air murni. Ion H^+ atau proton terutama berasal dari asam lemah H_2CO_3 hasil reaksi CO_2 udara dengan air (H_2O).



maka disebut juga hidrolisis dengan kehadiran CO_2 . Ion H^+ dapat juga berasal dari asam organik dan anorganik hasil oksidasi.

misal:

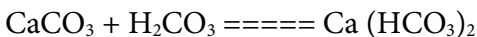
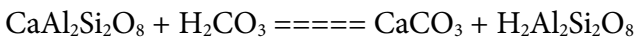


Pada suhu 20°C tingkat kelarutan CaCO_3 58 mg/l dalam air yang mengandung CO_2 0,03% v dan 127 mg/l dalam air yang mengandung CO_2 0,3% v

Beberapa contoh reaksi asidolisis:

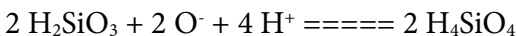
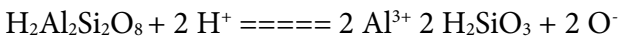
Anortit:

taraf awal



larut

pada taraf selanjutnya:



6) Kompleksolisis/Kelasi

Merupakan suatu proses hidrolisis yang melibatkan senyawa organik tertentu yang terlarutkan, seperti asam oksalat dan sitrat serta senyawa fenolat. Proses ini terjadi karena senyawa organik tertentu tersebut dapat mengadakan ikatan secara kompleks

terhadap basa maupun logam. Senyawa organik pengkilasi (kilasi) dihasilkan oleh tumbuhan lumut yang jika bersinggungan dengan batuan/mineral akan dapat melapukkan dengan membebaskan kation alkali atau logam.

misalnya, kalsium (Ca) dapat terikat oleh senyawa amino triasam asetat sedangkan Fe dapat terikat senyawa EDTA (Bikeland, 1974).

Senyawa organik tersebut dapat membentuk kompleks dengan Fe dan Al dan melepaskannya dari jaringan kristal (kilasi). Pembentukan kompleks kelat (organologam) yang lincah (*mobile*) ini berperan penting sekali dalam proses podsolisasi (pembentukan horison albik dan spodik). Kecakapan (*ability*) membentuk kompleks ditentukan oleh adanya dua gugus fungsional yang berdampingan dalam molekul organik (dua COOH, atau dua OH, atau satu OH dan satu COOH).

Ada tiga macam kompleks yang dalam kelarutannya semakin menurun (Notohadiprawiro, 1989), adalah:

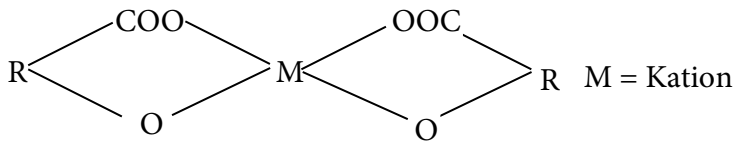
- Kompleks tulen

bersifat mantap karena seluruh muatan kation terjerat dalam molekul pengompleks. Sulit terdisosiasi meskipun menghadapi variasi pH yang besar. Al yang terkompleks berada dalam bentuk Al^{3+} dan besi dalam bentuk Fe^{3+} atau lebih sering dalam bentuk Fe^{2+} sekalipun dalam keadaan teraerasi.

Beberapa pelaku pengompleks (polimer) mempunyai kecakapan mereduksi yang memudahkan pembentukan kompleks.

Pada pH kira-kira 3,0 atau 4,0 dapat dikatakan semua besi terkompleks dalam bentuk fero.

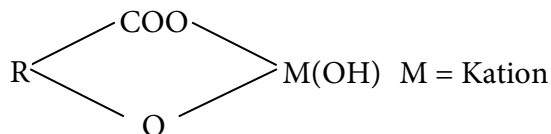
misalnya:



- Kompleks garam

kurang mantap dan sifatnya lebih mirip garam. Terdisosiasi dan mengendap. Logam yang terjerap kebanyakan berada dalam bentuk hidroksida Al (OH)²⁺ atau Fe (OH)²⁺ dalam hal kompleks yang paling lincah dengan nisbah logam: anion rendah, dan dalam bentuk Al (OH)₂⁺ atau Fe (OH)₂⁺ dalam hal kompleks yang kurang lincah dengan nisbah logam: anion tinggi; kalau ada clay kompleks garam tersemat padanya.

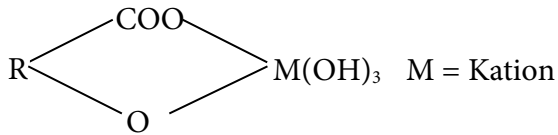
misalnya:



- Kompleks Jerapan

Bahan organik pengompleks terjerap pada gel anorganik yang tidak terlarutkan.

misalnya:



M(OH)₃ adalah sebagai gel anorganik (clay).

Nisbah kation/anion merupakan faktor yang sangat penting dalam keterlarutan kompleks pada pH tertentu. Keterlarutan selalu lebih besar pada nisbah yang lebih rendah. Kompleks jerapan selalu tidak terlarutkan, dengan kata lain kompleks dengan nisbah kation/anion lebih rendah bersifat lebih lincah yang berakibat logam yang terjerat dapat beralih tempat lebih jauh atau lebih mudah terlindi.

Terdapat bukti, bahwa pemupukan organik yang dilaksanakan secara sinambung selama waktu panjang dapat menyebabkan tanah kahat (*deficient*) kation terhadap hara mikro (seperti Cu, Zn).

7) Hidratasi

Semua kristal dan ion diselubungi selimut air. Selimut ini tersusun atas lapisan dipol H₂O. Makin besar kerapatan muatan pada permukaan kristal atau ion (q/r dengan anggapan bentuk bola), makin kuat hidratasinya (selimut air semakin kuat terikat dan semakin tebal). Ion yang terhidratasi lemah mempunyai afinitas jerapan tinggi, berarti sulit dilepaskan dari kompleks jerapan.

Urutan afinitas jerapan dan ikatan pada kompleks jerapan beberapa ion adalah: $\text{Al}^{+++} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+ = \text{NH}_4^+ = \text{H}^+ > \text{Na}^+$. Urutan ini juga menentukan atau menunjukkan peningkatan hidratisasi (Bohn *et al.*, 1985).

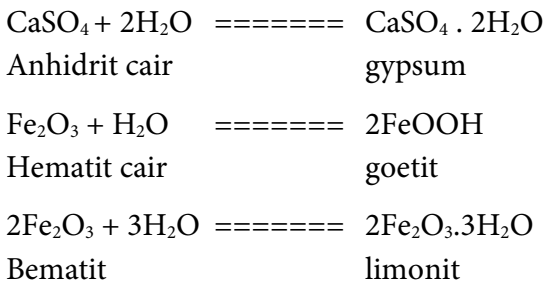
Afinitas ion H^+ mirip dengan K^+ karena dalam medium air H^+ bergabung dengan 1 molekul H_2O membentuk ion oksonium H_3O^+ yang berukuran mirip dengan K^+ terhidrat. Kalau H^+ bergabung dengan 4 molekul H_2O membentuk $\text{H}(\text{H}_2\text{O})_4^+$, afinitasnya menjadi lebih kecil karena ukurannya menjadi lebih besar. Telah dikemukakan diatas, bahwa hidratisasi dapat membantu pelarutan. Urutan afinitas jerapan dan ikatan pada kompleks jerapan sehubungan dengan tingkat hidratisasi dapat pula dibuat untuk anion: $\text{PO}_4^{3-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ (Bear, 1964).

Organisme tanah dan akar tumbuhan bersalingtindak dengan pelapukan kimiawi melalui proses produksi CO_2 (respirasi), ion H^+ (pertukaran dengan kation hara) dan anion organik (sitrat, malat, tartat, oksalat) yang membentuk kompleks terlarutkan dengan Al, Fe, dan Mn. Terjadi pula oksidasi mikrobiologi atas Fe^{2+} , S^{2-} , dan Mn^{2+} .

Makna pedologi potensial redoks ada pada pelapukan oksidatif, dekomposisi bahan organik dan pembentukan warna tanah. Proses ini penting dalam pedogenesis terutama dalam menjalankan pelincahan, pengangkatan, imobilisasi, dan pengendapan senyawa kimia Fe, Mn, dan S dalam spodosol dan tanah Hidromorfik (Entisol).

Potensial redoks mempunyai makna ekologi karena berdaya pengaruh atas ekonomi hara. Fe dan Mn hanya tersediakan dalam bentuk reduksi, S dan Mo hanya dalam bentuk teroksidasi, dan N tersediakan dalam bentuk kedua macam tersebut yaitu (NH_4^+ atau NO_3^-). Ketersediaan P meningkat karena reduksi kompleks feri hidroksida-fosfat yang membebaskan fosfat terlarutkan (Sanchez, 1976; dan Pennomperuma, 1997).

Contoh reaksi hidratisi:



Hasil hidratisi, mineral menjadi makin lunak, daya larut semakin tinggi dan volumenya makin besar; sehingga mineral terhidrat ini lebih mudah mengalami dekomposisi ataupun desintergrasi (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978; Darmawidjaya, 1980).

2. Pelapukan Fisika

Proses pelapukan fisika pada hakekatnya adalah mengecilkan ukuran zarah dan mengubah bentuknya. Pengecilan ukuran zarah meningkatkan permukaan jenis (cm^2g^{-1} atau $\text{cm}^2 \text{cm}^{-3}$), yang pada gilirannya melajuka proses fisika, fisiokimia, dan kimia yang berlangsung pada antarmuka tanah/mineral/batuan dengan

udara/air/organisme. Secara umum pendekatan hubungan antara ukuran zarah, jumlah zarah dalam tiap gram, dan permukaan jenis (Notohadiprawiro, 1989), dapat dibuat sebagai berikut:

Tabel 3. Hubungan antara Zarah dan Permukaan Jenis

| Fraksi (μ) | Jumlah / gram | Permukaan Jenis ($\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$) |
|------------------|---------------|---|
| 2000 – 200 | 5.10^2 | 20 |
| 200 – 20 | 5.10^5 | 200 |
| 20 – 2 | 5.10^8 | 2000 |
| 2 – 0,2 | 5.10^{11} | 20000 |

Perluasan permukaan jenis menjadi prasyarat pokok bagi pelapukan kimiawi.

Pelaku pelapukan fisika adalah:

1) Embutan suhu (*fluctuation*)

Pemanasan dan pendinginan (penghangatan dan penyejukan) diferensial menyebabkan perbedaan pengembangan dan pengerutan pada sisi yang kena matahari dan yang teduh atau antara bagian luar dan dalam.

Hal ini menimbulkan tegangan yang tidak merata, yang mendatangkan peretakan dan akhirnya pemecahan. Batuan yang tersusun atas berbagai macam mineral, atau berstruktur tidak serbasama, atau beraneka warna, lebih rentan (sensitif) terhadap perombakan ini daripada yang bermineral tunggal atau yang bersusunan isotrop.

2) Pembekuan

Air yang membeku dalam pori atau celah akan memberikan tekanan pada dinding karena volumenya membengkak (Volume es 9% lebih besar daripada air).

Ini mendorong pemecahan batuan dan mineral, terutama yang berstruktur sarang (porous). Hasil pemecahannya dinamakan dengan kriokalistik (Jun: kryos = es, suhu beku).

3) Kegiatan akar tumbuhan

Menguak batuan selama pertumbuhan akar dalam celah.

4) Pengikisan

Permukaan batuan atau mineral secara berangsur terkikis oleh angin yang mengandung debu, atau oleh aliran air yang membawa beban berupa zarah tersuspensi, melayang, atau dorongan (*bed load*). Oleh pengikisan akan tersingkap bagian segar batuan atau mineral sehingga pelapukan kimiawi akan dapat berlangsung dengan laju tetap karena tidak terhalang oleh lapisan lapuk.

3. Pembentukan Lempung (Clay)

Di daerah iklim tropika humida, pelapukan menghasilkan pembebasan unsur Al, Fe, Si, dan unsur alkali serta alkali tanah secara sempurna. Unsur yang lincah dapat mengendap karena keadaan reaksi lingkungan, yaitu keadaan reaksi larutan tanah.

Biasanya terdapat hubungan antara reaksi air tanah dengan kelarutan unsur, yang mempengaruhi akumulasi suatu unsur (Loughnan, 1969). Jika air tanah mempunyai pH normal (berkisar

antara 4 – 9) maka alkali tanah $\text{Ca}(\text{OH})_2$, $\text{Mg}(\text{COH})_2$ dan alkali, larut secara sempurna. Sedang Ti_2O_2 , $\text{Fe}(\text{OH})_3$, dan Al_2O_3 tetap tidak larut sehingga tidak berpindah tempat. Kelarutan Si meskipun rendah tidak terpengaruh oleh kisaran pH, sehingga hanya beberapa unsur saja yang sangat peka terhadap susunan pH yaitu $\text{T}_2(\text{OH})_4$, CaCO_3 , dan $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Diketahui bahwa dalam SiO_2 terdapat perbedaan antara SiO_2 amorf dan SiO_2 kuarsa. Tampaknya kelarutan SiO_2 amorf lebih tinggi daripada SiO_2 kuarsa, umumnya berbanding 10 : 1 (Thomas, 1974).

Unsur yang terbebas selama pelapukan, kelarutannya dapat dibedakan menjadi 3 kelompok yaitu :

1. Sangat lincah : Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+
2. Menengah : K^+ , Mg^{2+} , Si^{4+} , Fe^{2+}
3. Sukar larut : Fe^{3+} , Al^{3+}

Unsur yang sangat lincah akan terlindi dan hilang selama pelapukan. Unsur yang menengah kelarutannya cenderung beberapa saat berbentuk larut kemudian akan mengendap kembali dekat dengan tempat pelapukan, sedangkan unsur yang sukar larut, yaitu Al dan Fe biasanya tertinggal sebagai sisa pelapukan bentuk seskuioksida (R_2O_3).

Kelarutan Fe dan Al dalam tanah mempunyai kelakuan yang berbeda jika diberi bahan organik sebagai penambah pelarutan. Terhadap Fe kehadiran bahan organik dapat menaikkan kelarutan dengan menaikannya pH, sedangkan terhadap Al kehadiran bahan organik pada kenaikan pH tidak berpengaruh. Kedaan ini akan

melonggokkan Fe dalam tanah jika tidak terdapat bahan organik dalam jumlah memadai. Di daerah tropika humida peranan bahan organik sangat rendah sehingga terjadi pelonggokkan Fe lebih rendah daripada Al. Fe yang terlonggok berupa Fe_2O_3 bersifat sukar larut dan sukar bereaksi (Paton, 1978).

Menurut Keller (1957), penghilangan hasil pelapukan akan mempercepat kelancaran reaksi kimia. Hal yang memperbesar kelarutan unsur yang terbebaskan antara lain:

1. Pelindian berulang-ulang dengan air hujan baru.
2. Kehadiran H^+ dapat menaikkan atau meningkatkan pelapukan batuan, karena:
 - a) H^+ dapat mengikat OH^- penyusun kisi mineral dan membentuk H_2O dan
 - b) H^+ dapat mengukur ion-ion dalam senyawa pengkilasi.
3. Pengendapan ion yang terbebas membentuk senyawa yang tidak larut.
4. Hilangnya oleh agensia kelat (chelate).
5. Absorpsi dan asimilasi oleh tanaman dan hewan.
6. Penyerapan ion bebas oleh substansi kolodial.

Di daerah tropika humida banyak terbentuk koalinit karena H^+ akan mendesak Ca^{2+} , Mg^{2+} dan Fe^{2+} dari kompleks jerapan. Akibatnya Fe^{2+} dapat berpindah ke suatu tempat untuk membentuk Fe_2O_3 yang stabil. Salah satu ciri dari perkembangan tanah di daerah tropika humida adalah perubahan seluruh mineral silikat menjadi senyawa bebas Al dan Fe; clay berukuran sangat halus sehingga

terdapat bimodal (suatu kumpulan data dikatakan bimodal jika memiliki dua mode, artinya tidak ada satu pun nilai data yang terjadi dengan frekuensi tertinggi. Sebaliknya, ada dua nilai data yang mengikat karena memiliki frekuensi tertinggi) pada fraksi tanah, clay dirajai oleh kaolinit dan pasir dirajai oleh kuarsa.

Jika kesarangan tanah sangat baik dan tidak terbentuk mineral liat 2 : 1, didukung curah hujan malar (terus terjadi) dan intensitasnya tinggi maka akan terbentuk tanah dengan regolit yang terbungkus oleh bahan isovolumetrik tebal (Thomas, 1974).

Pelapukan mineral primer menjadi mineral sekunder, biasanya melibatkan beberapa daur proses perubahan. Dan akhir dari pembentukan tanah-tanah dirajai oleh oksida-oksida Al dan Fe dan kaolinit. Tetapi sejauh ini belum diketahui secara pasti perubahan selanjutnya dari oksida-oksida Al dan Fe tersebut, apakah terjadi pendauran ulang membentuk mineral primer kembali atau terus menuju kepada suatu tahana (state) tertentu. Pada suasana curah hujan sangat deras dan suhu udara tinggi, hasil akhir proses pelapukan adalah terbentuk mineral sekunder kaolinit yang sesuai dengan sifat kedua unsur tersebut yang mempunyai daya larut sangat rendah.

Jackson dan Sherman menyusun sebaran mineral dalam kurun waktu perkembangan suatu tanah adalah sebagai berikut (Birkeland, 1974):

Tabel 4. Daur Sebaran Mineral liat dalam Perkembangan Tanah Menurut Jackson dan Sherman (Birkeland, 1974)

| Derajat nisbi Perkembangan Tanah | Mineral yang merajai dalam Fraksi Liat |
|----------------------------------|--|
| 1 | Gypsum, sulfida dan garam larut air |
| 2 | Kalsit, dolomit, dan apatit |
| 3 | Olivin, amphibol dan pyroxene |
| 4 | Mika dan klorit |
| 5 | Feldspar |
| 6 | Quartz |
| 7 | Muskovite |
| 8 | Vermikulite dan mika hidrat |
| 9 | Monmorillonite |
| 10 | Kaolinite dan haloisite |
| 11 | Gibbsite dan allophane |
| 12 | Geothite, Limonite dan hematite |
| 13 | Oksida Ti, zirkon dan korundum |

Jadi mineral lempung yang tersusun atas unsur sukar larut akan menduduki tempat terakhir dalam proses pelapukan.

C. Pedogenesis

Proses pedogenesis (proses pembentukan tanah) adalah suatu proses dari sekelompok atau seurutan kejadian, termasuk berbagai reaksi rumit maupun sekedar penyusunan kembali bahang, yang berdaya pengaruh mendalam terhadap tanah tempat proses itu bekerja. Banyak kejadian yang dapat berlangsung serentak atau berurutan, yang saling mendukung atau melawan. Yang penting

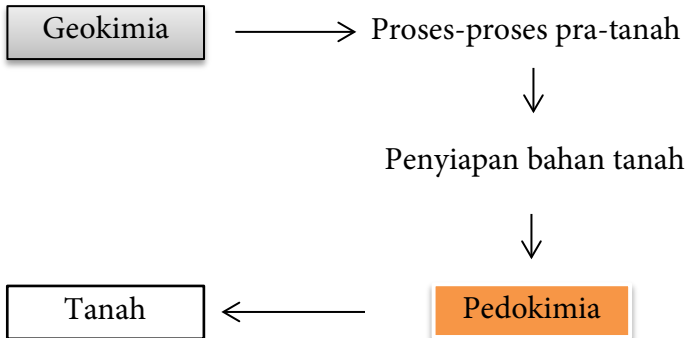
dalam pembentukan tanah bukan reaksi tunggal, melainkan bagaimana reaksi tunggal itu saling berhubungan dan menciptakan gejala tertentu. Ada dua gejala besar dalam pembentukan dan perkembangan tanah yang saling bertumpang tindih yaitu: Horisonisasi dan Haploidisasi.

Horisonisasi adalah mencakup proses dan keadaan proanisotrop yang mengembangkan bahan baku menjadi profil tanah berhorison banyak. Horison tidak selalu dapat teramati secara visual dan adanya hanya dapat diketahui dengan analisis tanah. Sedangkan Haploidisasi mencakup proses dan keadaan proisotrop yang mencegah atau menghambat horisonisasi atau mencampur atau merusak horison yang ada.

Kedua gejala ini (horisonisasi dan haploidisasi) mencakup dua pengertian yaitu: (1) proses, dan (2) keadaan awal. Proses berarti sekumpulan reaksi yang dapat bekerjasama, sedangkan keadaan awal adalah keadaan lingkungan yang bersifat sedemikian rupa sehingga keadaan ini akan mendorong kepada haploidisasi. Dengan menyimak keadaan awal (lingkungan awal) orang sudah dapat memperkirakan gejala yang dapat terjadi. Gejala awal di alam tidak ada yang murni tetapi saling berkembang (bergantian) dan tergantung kepada musim. Berdasarkan hal ini maka horisonisasi mencakup proses dan keadaan yang pro-anisotrop, Proanisotrop artinya sesuatu yang akan menghasilkan anisotrop.

Proses pedogenesis tanah diawali oleh proses pelapukan batuan (*Weathering of rocks*) atau geokimia. Hasil pelapukan batuan

tersebut, melalui proses pedokimia dapat membentuk tanah, dengan gambaran sebagai berikut:



Gambar 8. Rangkaian Proses Genesis Tanah

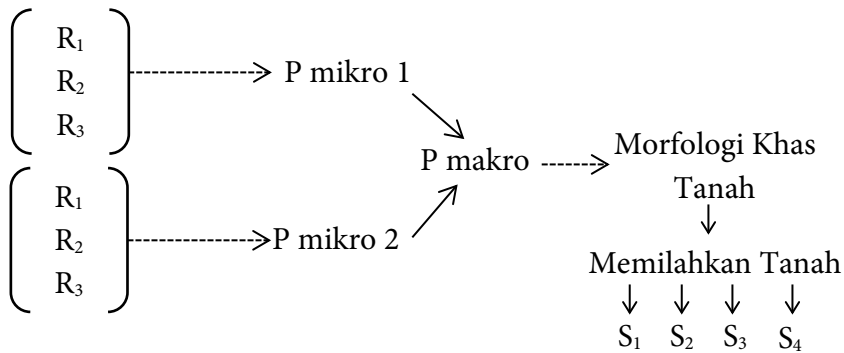
Bahan tanah cenderung bersifat isotropis, sedang tanah cenderung bersifat anisotropis. Oleh karena itu untuk menghasilkan hukum yang anisotrop diperlukan proses alih tempat (transportasi).

- Keadaan yang pro-anisotrop (Horisonisasi) adalah:
 - Lingkungan yang bercurah hujan tinggi, yang menunjukkan tanda awal pro-anisotrop, karena tersedianya air yang banyak akan mendorong proses yang banyak pula yaitu pembentukan horison tanah, seperti A, B, E, C dan seterusnya.
 - Proses eluviasi-illuviasi (*Leaching*).
 - Proses podsolisasi dan lesivage, dll.
- Keadaan yang Pro-Isotrop (Haploidisasi):
 - Kebekuan dan kekeringan sepanjang tahun.
 - Pedoturbasi, karena tidak memberi kesempatan untuk pembentukan horison.

Horisonisasi dan Haploidisasi disebut proses atau keadaan pedogen pokok umum. Sebagai proses, keduanya digerakkan oleh sejumlah proses pedogen pokok khusus. Suatu proses pedogen pokok khusus merupakan kumpulan berbagai subproses atau reaksi.

Pelapukan pedokimia termasuk proses pembentukan tanah, yang menyiapkan bahan, senyawa ataupun zat yang akan dikerjakan lebih lanjut oleh proses pedogen pokok khusus. Secara skematik dapat dijelaskan sebagai berikut:

(R= reaksi; P= pembentukan/proses):



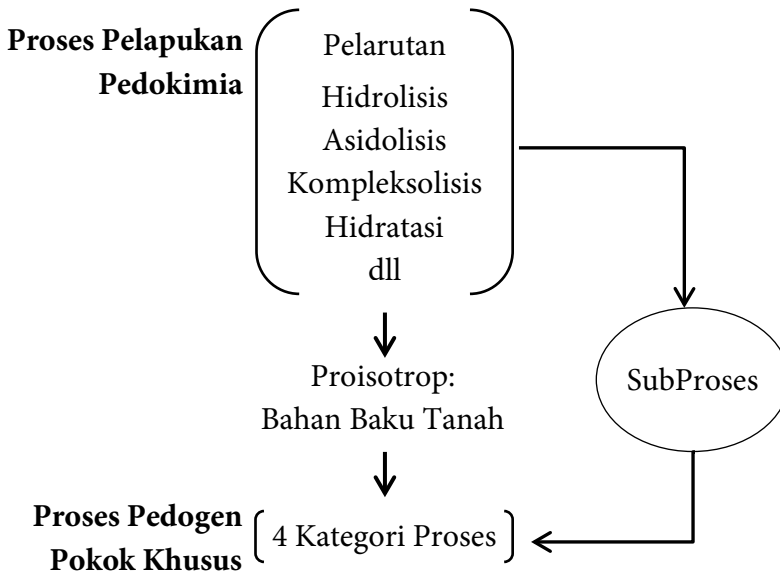
Gambar 9. Skema Reaksi dan Proses Terhadap Pembentukan Tanah

Pedokimia dapat berlanjut menjadi tanah, kaitan ini dapat dilihat pada Gambar 10.

Proses pedogen pokok khusus dapat dikategorikan menjadi empat yaitu:

1. Menambahkan bahan organik dan mineral berupa bahan padat, cair dan/atau gas kepada tanah (Kategori I).

2. Menghilangkan bahan-bahan dari tanah (Kategori II).
3. Mengalihtempatkan (*transportation*) bahan dari satu tempat ke tempat yang lain dalam tanah (Kategori III).
4. Mengalihrupakan zat mineral dan organik di dalam tanah (Kategori IV).



Gambar 10. Hubungan antara Proses Pelapukan Pedokimia dan Kategori Proses Pedogen Pokok Khusus

Kategori I, II, III, dan IV tersebut yang membedakan proses pedogen pokok khusus dengan proses pelapukan pedokimia.

Proses semacam yang berlangsung dalam pelapukan pedokimia dapat mengisi proses pedogen pokok khusus sebagai subproses, seperti yang terlihat dalam Gambar 10 di atas.

Penjelasan lebih lanjut terkait dengan pertukaran energi dan bahang dengan lingkungannya pada solum (pedon) sebagai suatu

sistem terbuka dapat dilihat pada Gambar 2 sebelumnya. Dalam hal ini suatu pedon tanah lahir sebagai hasil kerja dari imbalan empat proses pedogen pokok khusus tersebut, yaitu

- I : Penambahan dari luar (*gain*)
- II : Penghilangan dari dalam (*loss*)
- III : Alihtempat intersolum (*transportation*)
- IV : Alihrupa intersolum (*transformation*)

dari Gambar 2 tersebut, terlihat bahwa:

- Pertukaran atmosfer (I) dengan pengembalian energi (II) adalah saling mengimbangi, berarti tidak ada yang tersisa.
- Antara biosfir dengan pengembalian dari vegetasi prosesnya mempunyai tenggang waktu karena pengambilan tanaman lebih cepat dari pengembalian melalui serasah karena harus mengalami dekomposisi lebih dulu.
- Proses-proses lain kelihatannya tidak berimbang, sehingga akan menghasilkan residu (sisa).

Kategori proses pedogen pokok khusus masing-masing mencakup proses-proses (Buol, *et al.*, 1980), sebagai berikut:

Kategori-I

1. Pengayaan (*enrichmen*); istilah umum untuk penambahan bahan kepada tanah.
2. Kumulasi; penambahan zarah mineral pada permukaan solum secara eolin, oleh air, dan oleh manusia.

3. Menyeresah; pelonggokan seresah pada permukaan tanah mineral, termasuk humus yang ada didalamnya, sampai tebal kurang dari 30 cm (untuk memilahnya dari pembentukan tanah organik).
4. Melanisasi; penggelapan warna tanah karena pencampuran bahan organik (horison A₁, molik dan umbrik).

Kategori-II

1. Pelidian; istilah umum untuk menghilangkan bahan terlarutkan dari solum.
2. Erosi; kehilangan sebagian dari bahan atau massa tanah yang terbawa air (suspensi) atau terbawa angin.

Kategori-III

1. Eluviasi; pemindahan bahan dari suatu bagian solum (horison A₂, E, dan albik).
2. Illuviasi; pengumpulan bahan eluvial di dalam suatu bagian solum (horison B_t, B_h, B_{ir}, argilik, dan spodik).
3. Dekalsifikasi; reaksi yang menghilangkan CaCO₃ dari satu atau lebih horison tanah.
4. Kalsifikasi; kebalikan dari dekalsifikasi yaitu pelonggokan CaCO₃ dari satu atau lebih horison tanah (horison C_{ca} dan kalsik).
5. Desalinisasi; penghilangan garam terlarutkan dari horison salik.
6. Salinisasi; pelonggokan garam terlarutkan (Ca, Mg, Na, dan K sulfat dan klorida) dalam horison salik.

7. Dealkalisasi (solodisasi); pelindian ion dan garam Na dari horison natrik.
8. Alkalisasi (solonisasi); pelindian ion Na pada tapak pertukaran di dalam tanah (horison natrik).
9. Lessivage; migrasi mekanik zarah mineral halus dari horison A ke B (horison Bt dan argilik).
10. Pedoturbasi; pendaوران dan pengadukan bahan tanah secara biologi atau fisik (daur beku cair, basah-kering) yang menimbulkan berbagai tingkat penyerbasamaan solum.
11. Podsolisasi; migrasi Al dan Fe dan/atau bahan organik secara kimiawi, sehingga terjadi pemekatan silika residual (silikasi) (horison A₂ podsol).
12. Desilikasi (feralitisasi, feritisasi, altisasi, laterisasi); migrasi silika secara kimiawi keluar dari solum, sehingga terjadi pemekatan seskuioksida residual (gotit, gipsit, dsb), dengan atau tanpa pembentukan batu besi (laterit, plintit mengeras), dan kongkresi.
13. Melanisasi; juga termasuk dalam Kateori-I.
14. Leusinisasi; pemucatan horison tanah karena kehilangan bahan organik yang berwarna gelap, baik karena alihrupa menjadi warna muda ataupun karena tersingkirkan dari horison tersebut.
15. Braunifikasi, rubifikasi (rubifaksi), ferugiansi; pembebas Fe dari mineral primer, pendispersian zarah oksida besi dalam jumlah meningkat, dan oksida atau hidratisasi yang berlanjut atas besi, yang memberikan warna kecoklatan, coklat kemerahan, atau merah kepada tanah (horison kambik).

16. Gleisasi; reduksi besi di dalam keadaan tumpat air (*waterlogging*) yang anerob dan menghasilkan warna matriks kebiruan sampai kehijauan, dengan atau tanpa bercak coklat kekuningan, coklat dan hitam, dan konkresi besi feri serta manganifero.

Kategori-IV

1. Podsolisasi; juga termasuk dalam kategori-III
2. Desilikasi; juga termasuk dalam kategori-III
3. Dekomposisi; penguraian mineral dan bahan organik
4. Sintesis; pembentukan zarah mineral dan spesies organik baru (*neoformation*).
5. Humifikasi; alihrupa bahan organik mentah menjadi humus.
6. Paludisasi; pelonggokan bahan organik tebal (lebih dari 30 cm) berupa endapan sepuh (*muck*) dan gambut (histosol); ada yang menganggapnya lebih bersifat geogen daripada pedogen.
7. Pematangan; perubahan kimia, biologi, dan fisik dalam tanah organik setelah udara memasuki bahan yang semula tumpat air.
8. Mineralisasi; pelepasan anasir mineral dari bahan organik dengan proses dekomposisi.
9. Braunifikasi, rubifikasi (rubifaksi), feruginasi; juga termasuk dalam kategori-III
10. Gleisasi; juga termasuk dalam kategori-III
11. Pelonggaran; peningkatan volum pori oleh kegiatan tumbuhan, binatang, dan manusia oleh peristiwa beku-cair atau proses fisik lain, dan oleh penyingkiran bahan karena pelindian.

12. Pengerasan; pengurangan volum pori karena keruntuhan struktur dan pemampatan, karena pengisian beberapa pori dengan tanah halus, karbonat, silika dan bahan lain.

Proses yang memenuhi dua kategori adalah podsolisasi, desilikasi, braunifikasi (rubifikasi, feruginasi) dan gleisasi. Melanisasi menjalankan penambahan dan alihtempat. Untuk suatu proses, ada proses lain yang berlawanan, atau yang merupakan kelanjutan. Kebanyakan proses menjalankan alihtempat dan alihrupa. Hanya sedikit yang menjalankan penambahan atau penghilangan (pembuangan). Istilah banyak dan sedikit ini tidak harus berkaitan dengan tingkat kegiatan atau tingkat pengaruh atas keadaan tanah. misalnya: pelindian berdaya pengaruh lebih kuat daripada kumpulan melanisasi, leusiniasi, braunifikasi, pelonggaran, dan pengerasan. Di suatu tempat tertentu erosi bolehjadi lebih penting daripada semua proses yang lain.

Belum ada orang yang tahu apakah proses yang telah disebutkan tadi sudah lengkap, ataukah masih ada proses lain yang belum diketahui. Namun jika dilihat keempat kategori proses diatas, tidak lain daripada mencerminkan atau mencirikan kredit-debit antara tanah dan lingkungannya, dan paket tanaman yang satu dengan lainnya. Pengembangan kredit-debit ini terjadi lewat berbagai proses di atas seperti pertukaran, migrasi atau transformasi penyesuaian.

Bahwa proses pedogenesis merupakan proses-proses yang memiliki watak yang mendaur, yang kedaurannya disuatu pihak

dikuasai oleh irama alam dan pihak lain dikuasai oleh biologi dalam kehidupan.

Irama alam dapat dikatakan lebih mudah, yaitu:

- Irama harian (misal: siang dan malam)
- Irama tahunan (misal: musiman)
- Irama yang berlangsung puluhan tahun (kurun abad/kurun ekologi)

Oleh karena itu, kalau ingin mencirikan suatu tempat maka perlu diketahui data iklim. Irama yang paling menonjol adalah irama tahunan, berupa penggantian musim karena irama alam menengah ini juga mempengaruhi irama biologi (vegetasi). Karena daur ini maka proses pedogenesis mempunyai watak sangat terbalikkan. Kedauran ini tercermin pada kesalinggantian antara proses mikro yang berlawanan, baik dalam watak maupun dalam arah.

Mengingat kenyataan bahwa keaneka ragaman sifat tanah dalam ruang adalah besar sekali, khususnya yang bertaraf mikro (tiap jengkal tanah merupakan jenis tanah tersendiri), maka besar kemungkinan masih banyak proses yang belum diketahui. Oleh karena kebanyakan proses bersifat intersolum (alih tempat, alihrupa; kategori III, dan IV), dan ditambah dengan proses penghilangan (pelidian dan erosi), suatu spekulasi tentang keadaan sistem tanah dapat dibuat sebagai berikut (Notohadiprawiro, 1989):

- 1) Oleh proses horisonisasi sistem tanah terbagi menjadi sejumlah horison, yang mengingat kekhususan masing-masing dalam hal

pembentukan, sifat, dan kedudukan dalam profil; dapat dipandang sebagai subsistem.

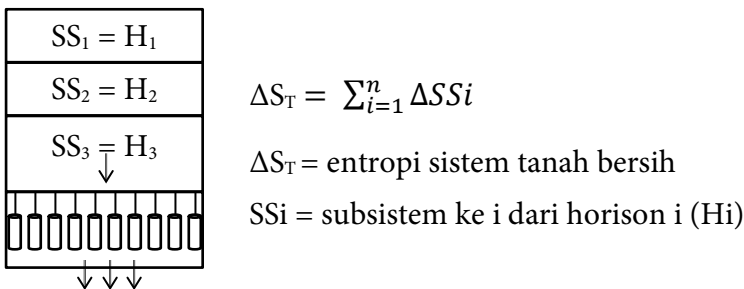
- 2) Pembentukan horison (subsistem) dan pemeliharaannya dikerjakan oleh proses antar subsistem, atau intersubsistem, yang terdiri atas dua proses yang saling melawan.

misal: eluviasi-illuviasi, dekalsifikasi-kalsifikasi, desalinisasi-salinisasi, dan sebagainya.

Gejala eluviasi masuk dekalisifikasi, desalinisasi, dan sebagainya; menggunakan gravitasi sebagai sumber energi. Gejala antieluviasi (termasuk salinisasi, kalsifikasi, dan sebagainya) menggunakan matahari sebagai sumber energi (termasuk vegetasi sebagai perantara energi matahari).

- 3) Keadaan sistem tanah, disamping ditentukan oleh pola pertukaran energi dan bahang dengan lingkungannya, juga ditentukan oleh pola pertukaran energi dan bahang antar subsistem horison. Maka perubahan S bersih sistem tanah adalah jumlah perubahan S bersih tiap subsistem (horison-horison).

Merujuk cara konsep entropi, maka dapat dirumuskan sebagai berikut:



Gambar 10. Entropi Sistem Tanah sebagai

Fungsi dari Entropi Subsistem-subsistemnya.

- 4) Proses eluviasi cenderung menghasilkan perubahan S bersih positif dalam horison eluvial dan menghasilkan perubahan S bersih negatif dalam horison illuvial yang bersangkutan.

Proses anti-eluviasi menghasilkan perubahan S bersih positif dalam horison illuviasi, dan perubahan S bersih negatif dalam horison eluvial yang bersangkutan. Imbangan antara pengaruh proses eluviasi dan anti-eluviasi akan menentukan entropi horison yang bersangkutan.

- 5) Pengertian keseimbangan tahana tunak (*steady state equilibrium*) sistem tanah perlu diperluas sehingga mencakup keseimbangan yang berasas pendulum antar subsistem horison yang menyusun sistem tanah.

Tanah yang terbentuk dalam lingkungan pro-anisotrop itu akan berbeda daripada tanah-tanah yang terbentuk dalam pro-isotrop. Asas pendulum itu lebih nyata di daerah-daerah yang pro-isotrop (musim kering dan musim hujan).

- 6) Berdasarkan berbagai spekulasi tadi maka tidak menutup kemungkinan bahwa dalam subsistem tanah yang mempunyai perubahan S bersih negatif, ada pasangan horison yang berada dalam keseimbangan mutlak (diam atau mati).

Hal ini dapat terjadi kalau bidang antarmukanya dengan horison pasangannya antar horison yang lain memberikan hambatan kuat terhadap fluks, sehingga horison tersebut berkelakuan sebagai suatu subsistem terpencil (misalnya: horison argilik yang mengalami indurasi atau pepadasan).

7) Keseimbangan mutlak dapat terjadi kalau dirajai oleh seskuioksida dalam horison.

Spekulasi-spekulasi tersebut (khususnya 6 dan 7) diperlukan untuk memahami kegigihan untuk bertahan horiso-horison tersebut seperti, oksik dan laterit terhadap perubahan lingkungan pembentukan tanah.

Horison-horison itu sering ditemukan dalam Paleosol (tanah-tanah purba) sebagai peninggalan daur pembentukan tanah masa silam. Bahwa keterbalikan sempurna (daur lengkap) atau kompensasi menyeluruh pada dasarnya tidak terjadi di alam. Pada penyelesaian suatu jalur (daur) selalu tersisa bahan tertentu yang akan melonggok dan akhirnya membentuk suatu gejala khas memenuhi proses progresif yang tak terbalikkan.

Proses progresif yang tidak terbalikkan oleh adanya pengelompokan sisa, sering disebut sebagai proses pedogen pokok umum yang terjadi akibat pedogen pokok khusus, atau sisa-sisa proses pembentukan tanah mikro menghasilkan proses pembentukan tanah makro. Oleh proses ini terjadilah pembentukan berbagai-bagai tanah (taxon). Takson-takson, sekarang terus membentuk takson-takson baru tergantung pada sisa waktu sampai entah kapan.

Macam dan sisa bahan ditentukan oleh kelakuan lingkungan pembentukan tanah. Misalnya di bawah kuasa iklim yang beriklim tegas dan lebih menonjol dengan iklim kasarnya, maka rekalsifikasi lebih menonjol dari rekan desalinasinya di dalam daur salinisasi dan

desalinisasi. Akibatnya terjadi pelonggokan sisa-sisa garam dalam takson yang berkembang menjadi horison salik. Di dalam iklim tropika humida dan suhu tinggi dalam pembentukan tanah, desilifikasi atau feralitisasi lebih menonjol dari rekan silikasinya di dalam daur silikasi dan desilifikasi/ferratisasi. Akibatnya terjadi pelonggokan atau pemekatan oksida dan hidroksida besi yang akan membentuk horison oksik. Jadi horison salik bermarkas iklim kering (arid), sedangkan horison oksik bermarkas iklim basah (humid).

D. Morfogenesis

Morfogenesis, merupakan urutan proses mikro dan proses makro pembentukan tanah yang menghasilkan profil tanah khas yang mencirikan suatu jenis tanah tertentu. Profil tanah disusun oleh lapisan atau horison yang terbedakan satu dengan yang lain dan diberi sebutan atau tanda.

Kepentingan pemberian sebutan untuk menggambarkan tanda asal usul pembentukan tanah dan untuk kepentingan tanda dalam pengklasifikasian tanah. Menurut asal usulnya lapisan atau horison itu mula-mula dipisahkan menjadi berbagai macam horison, disebut morfogen.

Berdasarkan kategori proses mikro pembentukan tanah, dikenal ada 4 kategori proses yang horison-horison itu dipisahkan kepada 2 macam berdasarkan kategori proses mikro yang telah menghasilkan horison itu. Suatu horison tanah selanjutnya diperlakukan menjadi beberapa macam menurut macam reaksi.

Bagian-bagian dari tiap horison morfogen dapat diperikan secara lebih terinci berdasarkan macam senyawa yang menjadi unsur pokok. Dapat juga berdasarkan keadaan yang teramati atau intensitas reaksi yang telah dialami oleh horison itu. Berdasarkan kepentingan tersebut, maka 2 macam horison itu dipisahkan menjadi: (i) horison morfogen, dan (ii) horison diagnostik.

Sistem klasifikasi yang dianut saat ini, horison didasarkan kepada suatu tanda yang diagnostik. Antara horison morfogen dan diagnostik itu tidak selalu sama. Morfogen lebih mementingkan genesis, sedangkan diagnostik mementingkan penampilan rupa yang dapat teramati/diukur. Memang sering sekali proses-proses yang sama itu menghasilkan penampilan yang sama sehingga sering horison-horison morfogen itu tumbuh dengan horison diagnostik.

Proses-proses mikro yang berlangsung dalam morfogenesis dapat diringkas, disajikan pada Gambar 11 sebagai berikut:

2. Eluviasi liat Fe dan Al
yang menghasilkan horison E.
3. Illuviasi liat dan humus Fe dan Al
yang menghasilkan horison B.
4. Pelindian dari garam dan silika
yang mengakibatkan seskuioksida melonggok secara residual sehingga menghasilkan horison oksik.
5. Proses Anti-eluviasi
yang melonggokkan garam-garam yang menghasilkan horison salik atau kalsik (CaCO_3) atau horison natrik (Na). Jadi horison-horison salik, kalsik, natrik tergantung kepada garam-garam yang tersediakan dalam air yang berkaitan dengan sifat air tanah.
6. Gleisasi
yang menghasilkan horison G.

Ke enam proses tersebut merupakan proses pokok yang berlangsung dalam morfogenesis.

Kelasi memegang peranan penting dalam eluviasi; pengendapan proses kelat disamping karena perubahan kepekatan ion dapat juga terjadi karena bahan pengkelatnya itu mengalami penguraian oleh mikroorganisme. Alihtempat liat merupakan proses gersang dalam pedogenesis. Melalui proses alihtempat ini terjadi horison argilik, spodik dan natrik.

Pengalihantempat langsung terjadi melalui 2 cara:

1. Unsur-unsur membentuk liat, terbentuk di bagian atas profil tanah sebagai hasil penguraian primer yang bersilih ke bawah

dan dibagian itu unsur-unsur tersebut bereaksi membentuk mineral liat.

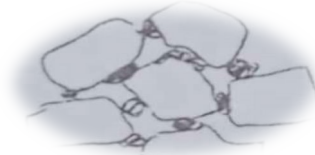
2. Juga liat dapat dialihkan secara utuh, dalam hal ini proses pengendapannya dapat terjadi karena:
 - penjojotan (secara fisikokimia),
 - mekanis (terperangkap dalam pori-pori yang kecil) atau berhenti, dan melalui perkolasi bawah karena air.

Air dapat bergerak karena dua kekuatan yaitu kekuatan oleh pengaruh matahari (penguapan) dan gravitasi (perkolasi ke bawah). Perkolasi kadang-kadang mempunyai batas akibat adanya horison mati. Hal ini dapat ditandai dengan terbatasnya ketersediaan air terutama pada horison mati tersebut. Sehingga horison ini disebut juga sebagai subsistem yang terpencil atau mungkin juga tertutup; misalnya horison konkresi besi (plintit), harpan, dll.

Horison yang terbentuk dapat dibedakan dengan cara (1) dan (2), maka cara pertama bersifat sebagian, sedangkan cara kedua bersifat penuh (utuh). Oleh karena itu horison yang terbentuk dengan cara kedua, maka selaput-selaput dari zarah-zarah tanah bersifat asli. Kalau pada cara pertama tidak ada selaput-selaput liat. Keadaan ini mungkin masih dapat dilihat dalam tanah-tanah pasir dengan adanya sudut-sudut pertemuan.

Perhatikan Gambar 12, Selaput liat dapat hilang karena pembengkakan dan pengerutan tanah, karena terulang atau proses lain yang berulang. Selaput liat dapat masuk karena pedoturbasi oleh akar tumbuhan. Adanya CaCO_3 maka selaput liat dapat hilang

karena bahan ini dapat masuk ke selaput liat dan merombak selaput liat. Alihtempat liat mengisyaratkan dispersi liat yang mantap, jadi ada suspensi liat yang matang.



Pertama mempunyai selaput clay

Kedua tanpa selaput clay

Gambar 12. Sistem Pengikatan Agregat yang mempunyai selaput clay dan tanpa selaput clay

Kalau tidak terpenuhi di alam, maka untuk dapat terpenuhi harus memiliki syarat-syarat berikut:

1. Keadaan elektrolit dalam larutan tanah yang rendah
2. Di dalam suspensi tidak ada zarah-zarah koloid bermuatan positif (misal: Fe^{3+} Al^{3+} dan hidrasi).
3. Tebal lapisan ion pengimbang tidak tipis.

Sifat ketiga ini berkaitan dengan teori lapis ganda (*double layer*) yang dikemukakan oleh Gouy Chapman dan Stern. Kekuatan tarikan antara ion-ion mengikuti hukum Coulomb yaitu:

$$\text{Coulomb} = \frac{q_1 \cdot q_2}{d^2}$$

q adalah jumlah muatan-muatan

d adalah jarak antar muatan.

Semakin jauh dari lapisan rangkap listrik (*Stern layer*) maka kekuatan ikatannya semakin melemah. Semakin tebal lapisan maka

daya mengkerutnya lebih rendah. Kemungkinan penjojotan ditimbulkan pula oleh permukaan jenis atau KPK clay itu. Makin besar permukaan jenis makin sulit zat-zat mengelompok / menjunjung karena tolak menolak yang kuat. Hidrasi ion ditentukan karena dapat menentukan kerapatan ion yaitu jumlah muatan dengan luas permukaan; $q/\pi r^2$ adalah jumlah muatan.

Sebagai contoh, clay monmorillonit mempunyai permukaan jenis $600 - 800 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ dengan CEC/KPK 50 - 150 me per 100 gram; kaolinit $5 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ dengan KPK 3 - 15 me/100 g. Maka monmorilonit yang mempunyai ion Na lebih mantap dari kaolinit yang mempunyai Ca sebagai ion pengimbang.

Serangkaian proses atau keadaan yang berlangsung, menghasilkan horison tanah tertentu dan berbeda di setiap tempat proses atau keadaan lingkungan yang melingkupinya.

Kebanyakan tanah mempunyai horison, yang merupakan lapisan tanah yang terletak hampir sejajar dengan permukaan yang menggambarkan ciri-ciri kesudahan proses pembentukan tanah (genesis tanah).

Horison yang terbentuk disebabkan oleh sekelompok atau urutan kerja proses pedogen pokok khusus, baik yang bersifat penambahan, pengurangan, alih tempat, maupun alih rupa. Proses tersebut dapat saling berlawanan, mendukung atau searah.

Horison tanah dapat dipisahkan menjadi dua berdasarkan kepentingannya, yaitu horison utama dan horison diagnostik.

Horison utama digunakan biasanya untuk mencirikan tanah utama dunia, sedangkan horison diagnostik digunakan untuk menyidik satuan tanah (Buringh, 1979).

Horison diagnostik memiliki sifat yang ditakrifkan/didefinisikan secara kuantitatif (determinik) dan diterapkan sama dengan di dalam Soil Taxonomy.

1. Sifat dan Ciri Horison Utama

- Horison H

Horison yang terdiri atas bahan organik yang diendapkan di permukaan. Kadar zat organik harus lebih besar dari 30% dalam tanah lempungan dan 20% dalam tanah pasiran (Soil Taxonomy, 1975). Horison seperti ini terdiri atas bahan gambut bersusun aneka ragam, tergantung pada rupa vegetasi asal. Hanya terbentuk dalam keadaan anaerob bila tanah terlalu tumpat air (jenuh).

- Horison O

Juga suatu horizon organik permukaan yang terbentuk dari longgokan zat organik yang diendapkan pada permukaan, akan tetapi tidak jenuh air yaitu suatu lapisan organik di atas tanah hutan tropika. Umumnya terdiri atas bahan organik yang terurai sebagian.

- Horison A

Suatu horison mineral permukaan yang di dalamnya teronggok zat organik yang menghumus. Karena itu horison ini agak gelap daripada horison B yang membawahnya.

Bahan organik yang terurai biasanya tercampur dengan bahan mineral oleh kegiatan biologi. Horison A ini dapat dipisahkan kepada A_1 , A_2 , dan A_0 .

A_1 terbentuk atau sedang terbentuk pada dekat muka tanah yang ciri pokoknya berupa penimbunan bahan organik terhumifikasi yang berhubungan erat dengan fraksi mineralnya.

A_2 horison A yang telah hilang liat Fe atau aluminium sehingga terjadi pemekatan residual kuarsa atau lain-lain mineral tahan lapuk dalam ukuran pasir atau debu.

A_0 horison peralihan antara A dan O, dan dirajai oleh sifat-sifat khas dari A_1 yang mendampinginya. Dikenal juga A_3 horison peralihan antara A dan B tetapi dirajai oleh sifat-sifat khas A_1 dan A_2 yang ditumpanginya, akan tetapi mempunyai beberapa sifat tambahan dari horison B yang ditumpanginya.

- Horison E

Suatu horison eluvial di bawah suatu horison H, O atau A berkadar zat organik lebih rendah dan berwarna lebih mudah serta mempunyai pemekatan pasir dan debu kuarsa atau mineral tak terlapukkan yang lain. Horison E disebut juga dengan horison A_2 yang terbentuk karena penghilangan besi dan aluminium atau lempung halus, yang telah terangkut dan terlonggok di dalam horizon B yang membawahnya.

Kadang-kadang orang menamakan horison E ini sebagai horison albik atau horizon eluvial.

- Horison B

Suatu horison mineral di bawah permukaan tanah yang dicirikan oleh pemekatan clay halus (B_t), besi (B_{ir}), aluminium (B_s) atau humus (B_h) secara illuvial, baik sendiri-sendiri atau pergabungan.

Juga dicirikan oleh pelenggokan nisbi seskuioksida atau oleh pengubahan bahan tanah sehingga berstruktur gumpal atau prisma atau mendapatkan warna yang lebih intensif (B_w).

Horison B_t , B_{ir} dan B_h masing-masing disebut juga sebagai horison argilik, oksik, dan spodik pada sistem taksonomi tanah, serta ada juga B_{ca} disebut horison klasik.

- Horison C

Merupakan bahan tanah bawahan yang terletak lebih dalam, pada umumnya berupa bahan induk yang nyaris tidak terkena proses pembentukan tanah. Kebanyakan horison ini agak berubah oleh pelapukan. Ada juga sebagai peralihan dari B ke C atau (BC).

- Horison R

Lapisan batuan yang mengeras. Horison ini sebenarnya bukanlah horison tanah sejati. R diambil dari kata rock (batuan induk).

Selain itu ada pula beberapa huruf lain yang dipakai untuk simbol/sifat horison utama, yaitu:

c menandai melonggokkan konkresi (concretion)

- g menandai becak sebagai kesudahan oksidasi dan reduksi yang saling berganti, tetapi sifat utama horison pendampingnya lebih dominan. misalnya Bg artinya horizon B yang memperlihatkan gejala gleisasi. Apabila proses gleisasi penuh sepanjang masa (reduksi penuh) maka disebut juga horison gley yang diberi simbol dengan huruf G.
- ca menandai pelonggokan kalsium karbonat (CaCO_3),
- na menandai pelonggokan natrium (horison natrik).
- p menandai horison A yang teraduk karena pengolahan tanah atau pembajakan (*plow*) (horison okhrik atau antropik).
- cs horison tambahan akibat penggolongan gipsum (CaSO_4).
- sa pengumpulan garam-garam mudah larut.
- si pengumpulan bahan kersikan (silika), dll.

Di dalam berbagai sistem pemerian (*identification*) tanah, horison kadang-kadang ditandai dengan huruf dan lambang lain.

Pedon adalah individu buatan dalam universum tubuh tanah, yang berketebalan sama dengan solum ditambah dengan horizon C dan lapisan-lapisan geologi yang dianggap penciri-penciri penting. Lebar pedon harus dapat mencakup setengah daur variasi lateral dari sifat/tanda profil tanah.

2. Sifat dan Ciri Horison Diagnostik

Seperti telah diketahui bahwa horison diagnostik di pakai menyidik satuan tanah (pedon). Horison diagnostik terbagi dalam dua golongan yaitu: epipedon dan endopedon, (Yunani: pedon =

tanah; epi = di atas; endon = di dalam). Jadi epipedon adalah horison tanah atas dan endopedon adalah horison tanah bawahan. Atas dan bawah disini tidak mirip dengan istilah top soil dan subsoil karena kedua istilah ini lebih dipakai untuk kepentingan pengelolaan tanah (kesuburan tanah), sedangkan epipedon dan endopedon dipakai untuk kepentingan penyidikan profil dan klasifikasi tanah.

Berikut ini akan di uraikan beberapa ciri dan pembentukan horison diagnostik.

- Epipedon

Epipedon terbentuk pada permukaan tanah yang dapat memperlihatkan satu atau lebih sifat-sifat, seperti: penggelapan warna oleh bahan organik, eluviasi bahan, dan tidak ada bagian yang masih mempunyai struktur batuan induk. Epipedon terdiri atas horison histik (organik), molik, umbrik, okrik, antropik, dan plaggen.

• Horison Histik (Histic)

Berasal dari kata Yunani : histos = jaringan. Yaitu horison organik (gambutan atau sepukan) dengan ketebalan lebih dari 30 cm yang selalu berada dalam keadaan tumpat air selama setahun. Disebut Juga horison H Histic, yang dipakai untuk memisahkan tanah dengan lapisan permukaan organik (tebal >20 dan <60 cm) dari lapisan permukaan mineral. Berkadar zat organik 28% atau lebih bila kandungan claynya >60%, dan 14% atau lebih zat organik jika bagian mineralnya berupa pasir (Buringh, 1979).

Pembentukan horison Histik ini terjadi melalui proses pedogen pokok khusus yaitu paludisasi (pelonggokan bahan organik yang tebal sampai lebih dari 30 cm).

Keadaan ini dapat dicapai apabila perombakan bahan organik terhambat oleh adanya kelebihan lengas atau penggenangan air dalam daerah-daerah dengan pengatusan buruk, sedangkan produksi bahan organik banyak karena vegetasi penutup lebat. Selain proses poludisasi sering juga terjadi proses gleisasi. Horison histik ini merupakan salah satu ciri dari tanah gambut (Histosol atau Organosol). (Buol et al., 1980).

- Horison Molik (Mollic)

Epipedon ini (A Molik) berasal dari kata latin: mollis = lunak. Merupakan horison yang mempunyai struktur cukup teguh, berwarna gelap dengan value lebih tua dari 3,5 keadaan lembab atau 5,5 keadaan kering dengan chroma lebih kecil dari 3,5 (lembab). Kadar bahan organik tinggi (>1%) dengan ketebalan paling sedikit 18 cm atau mencakup 1/3 tebal solum, derajat kejenuhan basa di atas 50% dengan NH_4OAc dan kadar $\text{P}_2\text{O}_5 \geq 250$ ppm (larut dalam asam sitrat) (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978; Buol et al., 1980). Dan Menurut Hardjowigeno (1985) kondisi Molik ini tidak pernah kering lebih dari 3 bulan.

Proses pembentukan Mollic yang terpenting adalah melanisasi yaitu penggelapan warna karena penambahan bahan organik atau dapat pula dengan pengayaan (enrichment).

Sebenarnya proses ini merupakan kumpulan beberapa proses yang lain seperti propiferasi akar-akar rumput, pelapukan bahan organik yang menggelapkan tanah, eluviasi-illuviasi koloid organik, dan beberapa koloid mineral melalui rongga-rongga tanah, dan humifikasi serta strukturalisasi (Hardjowigeno, 1985).

Menurut Buringh (1979) horison molik bersifat diagnostik (penciri) untuk tanah Chernozem dan Kastanozem (Mollisol), yang acapkali terbentuk di daerah perumputan steppe. Walaupun demikian tidak semua tanah yang mempunyai epipedon mollik diklasifikasikan sebagai Mollisol, karena ada juga jenis Vertisol dan Inceptisol mempunyai horison atau epipedon molik ini (Buol et al, 1980).

- Horison Umbrik

Umbric, Latin: umbra = peneduh, warna tua).

Ciri-ciri: Horison A umbric serupa dengan horison molik hanya saja kejenuhan basa (kation) <50% (dengan NH_4OAc), karena kation tertukar dirajai oleh H^+ (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978; Buringh, 1979). Lebih rendahnya kadar kejenuhan basa diperkirakan karena pelepasan H^+ dari asam asam organik, sehingga kompleks kation dijenuhi oleh H^+ .

Umbric bersifat diagnostik untuk tanah Andosol (Andept) yang sebagian mempunyai horison A molik (Mollic Andosol) sedang sebagian yang lain mempunyai horison A umbric (Humic Andosol). Pembagian serupa juga dibuat dalam Gleysol dan Planosol (Entisol/Inceptisol dan Alfisol) (Buringh, 1979).

- Horison Okrik (Ochric)

Ciri-ciri:

Merupakan horison permukaan yang paling umum tanpa ciri horison H histic, A mollic, atau A umbric. Oleh karena kebanyakan tanah tropika tidak memiliki ketiga macam horison itu maka mereka pada umumnya mempunyai horison A ochric ini.

Ochric berasal dari kata Yunani: ochros = pucat, warna muda; dengan demikian horison okrik ini mempunyai warna lebih muda, kadar bahan organik lebih rendah dan dapat keras dan pejal bila kering (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978).

Pembentukan:

Pertama sekali terbentuk apabila ada bahan tanah segar dan vegetasi mulai tumbuh, akar menembusi lapisan tanah atas. Akar dan guguran daun yang mati akan terurai dan membentuk sejumlah bahan organik sehingga humus ini akan menetap di dalam tanah sebagai bahan pemantap.

Jasad renik berperan luas dalam proses ini; lapisan atas akan berubah menjadi warna yang lebih gelap dan seringkali membentuk struktur-struktur. Dalam kebanyakan tanah bentuk dan rupa bahan organik berada dalam keadaan seimbang dengan keadaan lingkungan.

Horison okrik bersifat diagnostik untuk Aerenosol dan Regosol (Entisol), merupakan tanah yang sangat muda dan horison ini lebih mencirikan Xerosol dan Yermosol (Aridisol) (Buringh, 1979).

Pada iklim arid (Aridisol) pembentukan horison ini sangat lambat karena selalu kering dan hanya mempunyai vegetasi yang sangat jarang (berumput pendek). Oleh karena itu perkembangannya sangat lemah sehingga kadar bahan organik kurang dari 1%.

- Horison Antropik (Antropic)

Antropic (yunani: anthropos = manusia), sama dengan mollic, kecuali mempunyai kadar fosfat tinggi karena riwayat pengolahan dan pemupukan yang panjang.

Kadar P_2O_5 di atas 250 ppm yang larut dalam asam sitrat (Buol, et al., 1980). Jadi horison antropik ini mempunyai ciri-ciri yang serupa dengan ciri yang dimiliki oleh horison mollik, kecuali kadar P_2O_5 yang lebih besar dari 250 ppm (dalam asam sitrat). Berarti horison ini dibentuk oleh aktifitas manusia dalam penggunaan tanah. Horison A Antropik ini banyak dijumpai di kawasan pertanian tua di Asia dan Eropah.

- Horison Plaggen

Plaggen (Jerman: plaggen = sod = tanaman sisa-sisa rumput). Merupakan horison A yang mengandung pengumpulan berabad-abad bahan organik berupa "sod", jerami, pupuk kandang, dan sampah usahatani sehingga ketebalannya bisa mencapai > 50 cm.

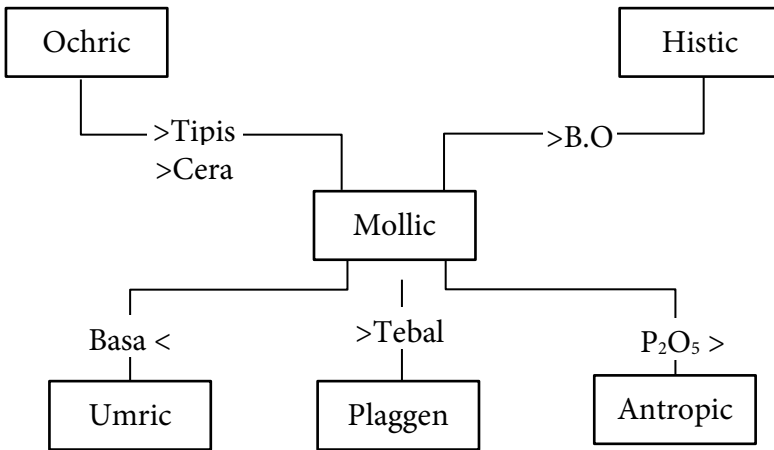
Ciri-ciri horison A plaggen ini sama dengan mollic, hanya ketebalannya lebih dari 50 cm. Umumnya horison ini banyak terdapat di kawasan pertanian tua di Eropa.

- Horison Arenik (Arenia)

Merupakan horison permukaan (A) yang banyak mengandung pasir (pasir berlempung atau pasir lebih kasar), dengan ketebalan lebih dari 50 cm yang biasanya terletak di atas horison Argilik B (Hardjowigeno, 1985).

Horizon A Arenik ini biasanya menjadi diagnostik untuk tanah Arenosol (Aridisol), mungkin juga untuk regosol pasiran (Entisol).

Secara skematik, dapat diringkas hubungan antara satu epipedon dengan ciri epidon lain, sebagai berikut:



Gambar 17. Ciri-ciri Ringkas Beberapa Epipedon

- Endopedon

Endopedon merupakan horison bawahan yang terdiri atas beberapa macam yaitu: agric, albic, argillic, cambic, natric, oksic, calcic, spodic, albic, sambric dan horison-horison penciri lain seperti

salic, sulfuric, gipsic, plintit, pragipan, petrocalcic, petrogipsic, placic, litic contac, duripan, dan lain-lain.

- Horizon Agrik

Endopedon agrik (latin: agro = lapangan); pengumpulan bahan organik dan clay langsung di bawah lapisan oleh yang mencapai 15% volume tanah.

- Horizon argilik

Endopedon argilic (latin: argilla = clay putih); merupakan horison B clay illuvial, harus mempunyai selaput clay pada permukaan gumpal-gumpal tanah (setara dengan horizon B_{2t}). Ciri-ciri horizon argilik ini adalah:

- a) peningkatan kadar clay terjadi dalam jarak cacak (vertikal) 30 cm,
- b) dalam tanah pasiran kadar clay sekurang-kurangnya 3% lebih banyak dari pada horison eluvialnya,
- c) dalam tanah clay kadar claynya sekurang-kurangnya 8% lebih banyak daripada horizon eluvialnya.
- d) Dalam tanah pasiran tebalnya > 15 cm dan dalam tanah clay 7,5 cm, dan
- e) terdapat selaput clay pada muka gumpal dan dalam pori; di kebanyakan tanah clay tropika (kaolinitik) kulit clay terdapat sekurang-kurangnya dalam bagian bawahan horison B (Buringh, 1979).

Pembentukan argilik terjadi melalui proses argilisasi (lessivage) yaitu adanya migrasi clay dari horison A, E eluvial ke

horison B illuvial sehingga terjadi pelonggokan di dalamnya. Kebanyakan zarah clay haluslah yang di alihtempatkan (translocated) dan diendapkan (illuviated) ke dalam horizon B, berbentuk lapisan yang sangat tipis pada muka unsur struktur (gumpal, ped). Tergantung pada bahan induk tanah dan keaddan lingkungan, ada beraneka horison B argilik yang tersidik di lapangan dengan perbedaan sidikit antara sesamanya.

Agak sulit untuk mengetahui adanya selaput clay, sehingga objek mikroskop menjadi andalan menjadi andalan untuk penyidikan argilik ini. Kesulitan lain adalah bahwa beberapa bagian horison B argilik terubah oleh proses lain (homogenesasi biologi), sehingga ciri kulit yang khas hilang.

Pengalihtempatkan clay halus (argilasi) merupakan proses rumit yang dipengaruhi oleh berbagai faktor, seperti susunan mineralogi, rupa clay, bahan organik, keadaan fisika, kimiawi, dan biologi serta lingkungan (Buringh, 1979). Dalam tanah clay kaolinitik yang terlapukkan (Ferrasol/Oxisol), zarah clay tersemen sebagian oleh seskuioksida dan sekalipun kadar clay mungkin tinggi hanya sedikit yang terdispersikan dalam air. Selain itu karena kondisi yang selalu basah, sehingga kurangnya terhadap dorongan pembentukan horison B argilik.

Di wilayah tropika dan subtropika, Nitosol, Acrisol, (Ultisol/Oxisol) dan Luvisol (Inceptisol/Alfisol) merupakan tanah-tanah utama yang horison B argilik adalah diagnostic. Oleh karena proses migrasi clay dapat melalui pori-pori tanah, maka ada kemungkinan terdapat horison argilik pada tanah-tanah arid (Aridosol).

- Horison Kambik

Kambik (Latih baru: Cambiare = menukar). Bersifat agak lapuk, terletak di antara horison A dan C.

Sifat-sifat endopedon kambik adalah:

- a) tekstur tanah pasir halus sekali, atau lebih halus,
- b) horison berstruktur,
- c) terdapat 3% bahan mineral terlapukkan dan KPK fraksi liat 16 me/100 g dan
- d) bahan tanah telah berubah; misalnya kadar liat lebih tinggi dari pada horison C, atau berwarna lebih merah, dan mungkin juga terdapat ciri reduksi (Buringh, 1979).

Peningkatan kadar liat dalam horison B kambik, sering kali disebabkan oleh pelapukan bahan mineral yang menghasilkan pembentukan mineral liat baru, tetapi jumlah liat yang mendapat tambahan tersebut belum cukup dimasukkan dalam horison argilik. Warna yang lebih merah disebabkan oleh air perkolasi; apabila air perkolasi tidak mengalir ke lapisan yang lebih dalam atau ke air tanah, karbonat akan melonggok dalam tanah bawahan yang mengering waktu kering. Lebih umum terjadi dalam tanah tak-gampingan adalah proses pemerahan atau rubefaksi.

- Horison Oksik

Horison oksik (perancis: oxide = oksida): merupakan horison (epipedon) khas untuk tanah tropika. Sifat pokoknya adalah:

- a) sekurang-kurangnya setebal 30 cm, biasanya lebih dari 1 atau 2 meter,
- b) hanya mengandung mineral terlapukan sedikit sekali,
- c) tekstur geluh pasiran mineral atau lebih halus (>15% liat); tanah dengan horison B serupa akan tetapi bertekstur kasar disebut Ferralic Arenosol,
- d) KPK fraksi liat < 16 me/100g yang menunjukkan, bahwa liat termasuk golongan kaolinitik,
- e) mempunyai batas antar horison tanah yang berangsur atau baur, sehingga seluruh tanah tidak banyak memperlihatkan diferensiasi; tanah hampir bersifat seragam sepanjang jeluk beberapa meter (Buringh, 1979).

Pada horison oksik tidak ditemukan adanya selaput liat, mempunyai pH KCl sama atau lebih tinggi dari pada pH H₂O. Terbentuk khusus pada wilayah rendah dengan geomorfologi tua di daerah iklim tropika basah (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978).

Horison B oksik mempunyai sifat fisika baik, bertekstur tidak berat, bersifat sarang, dan sangat permeable sehingga akar dapat leluasa menjelajah jeluk tanah. Akan tetapi secara kimiawi tanah ini mempunyai sifat miskin hara, bukan saja karena tidak mempunyai mineral terlapukkan, KPK rendah, dan kadar Al tinggi, serta jerapan P tinggi.

Pembentukan

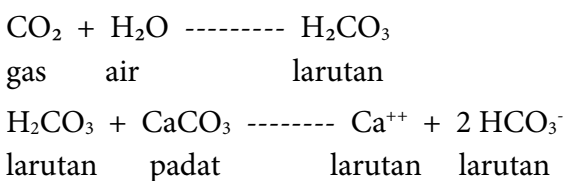
Horison ini disebut pula B-oksik untuk menyimpulkan horison eluvial yang dulu disebut latosolik. Karena perubahan

kimiawi yang besar dalam bahan induk. Si yang melonggok berupa kuarsa atau yang terdapat dalam struktur mineral liat. Horison ini dirajai oleh oksida Fe dan Al, dan mineral liat yang ditemukan adalah tipe 1:1 (kaolinit, haloisit). Sebagian oksida Fe dan Al berasal dari illuviasi atau dari bahan atas yang dibawa oleh air tanah. Berarti oksida-oksida terhidrat Al atau Fe itu bukan residual tetapi berasal dari proses illuviasi, atau dari bahan atas yang dibawa air (aliran air). Horison oksik ini termasuk horison dalam (endopedon).

- Horison Kalsik (calcic).

Horison ini ada yang memberi tanda dengan K. Tidak semua horison yang mengandung kalsik diberi tanda K. Syaratnya adalah CaCO_3 harus lebih tinggi atau sama dengan 50% dari volume, kurang dari itu tidak boleh disebut horison K.

Reaksi yang menentukan horison kalsik yaitu:



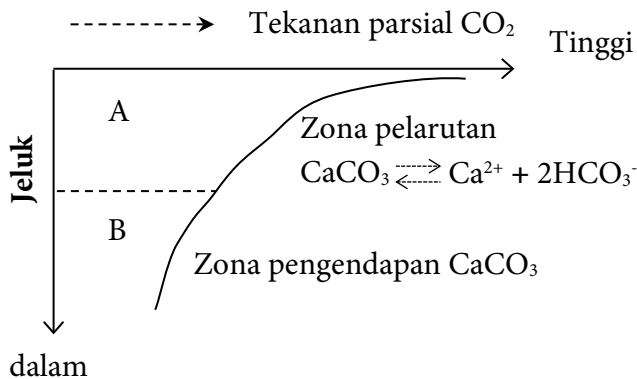
Kalau tekanan parsial dan CO_2 naik maka reaksi menuju kekanan, sebaliknya akan kekiri bila kadar Ca naik atau pH naik.

Horison ini terbentuk karena alihrupa dan pelapukan insitu (insite), dapat juga eluviasi-antieluviasi atau dengan pengendapan

koloid. Tekanan parsial CO₂ (pCO₂) dalam udara tanah 10 sampai 100 kali lebih besar dari atmosfer. Oleh karena di dalam tanah terjadi banyak proses respirasi, padahal difusi gas CO₂ ke atmosfer terbatas karena pori-pori yang sempit, tidak merupakan suatu satuan alur sehingga keluarannya susah.

Maka udara tanah lebih reaktif dan menyebabkan pH tanah menurun. CO₂ yang ada dalam larutan tanah itu diperoleh dari respirasi juga dapat dari perubahan bahan organik dan sebagian dari atmosfer melalui proses difusi ke dalam tanah.

Daerah pelarutan CaCO₃ ditandai oleh pCO₂ tinggi, sedang daerah pengendapan ditandai oleh pCO₂ rendah. Hubungannya dapat di gambarkan, sebagai berikut:



Gambar 13. Hubungan antara Tekanan Parsial dan Jeluk Terhadap Pelarutan dan Pengendapan CaCO₃

Konsekuensinya bahwa di dalam horison A yang banyak bahan organik, kecil kemungkinan terjadi pengendapan CaCO₃ karena tekanan parsial CO₂ tinggi.

Horison Kalsik ini kebanyakan berada dalam horison B atau C, dengan ketebalan lebih dari 15 cm dan kadar gamping 15% atau lebih (sekurang-kurangnya 5 satuan persen lebih tinggi daripada horison C) (Buringh, 1979). Ini merupakan horison khas di daerah kering dan setengah kering, yang hanya sedikit air hujan yang meresap ke dalam tanah.

- Horison Albik

Horison albik (Latin: *albus* = putih): Merupakan horison dengan liat dan oksida besi yang telah terlindi sehingga meninggalkan pasir dan debu berwarna muda. Biasanya dialasi oleh spodik atau argilik (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978; Buol, 1980).

Horison albik merupakan horison tanah (horison E albik) yang sudah sangat terdegradasi, yang telah kehilangan zarah liat dan oksida besi (Darmawidjaya, 1980; Buol, 1980).

Di dalam tanah Podzol (Spodosol) horison ini menumpangi horison B spodik, yang di wilayah tropika dapat dijumpai pada jeluk beberapa meter dan semua pasir kuarsa kasar sampai jeluk beberapa meter terdiri atas bahan albik (Buringh, 1979). Tanah yang sangat tidak subur seperti itu sering disebut "pasir putih". Horison E albik adalah diagnostik untuk Planosol (Natraquals).

Pembentukan horison albik diawali oleh pelindian dan eluviasi basa-basa dan seskuioksida (Al dan Fe) yang mengakibatkan terjadi pemeketan silika yang bersifat residual.

Basa-basa yang terlindi, seskuioksida dan zat-zat organik dalam berbagai bentuk kombinasi rumit akibat curah hujan tinggi atau oleh air muka tanah yang berfluktuasi (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978). Akibatnya tanah atau horison ini kaya silika residual sehingga warnanya menjadi cerah.

Asam-asam organik yang bersifat masam dan gas-gas yang dihasilkan oleh gunung berapi (SO_2 , CO_2) ternyata mampu merusak liat Al dan Fe sehingga terlindi ke horison bawahnya, dengan demikian proses yang terlibat dalam pembentukan horison albit seperti silikasi, podsolisasi, eluviasi, dan illuviasi yang secara keseluruhan proses tersebut dikendalikan oleh laju pelindian akibat curah hujan tinggi.

- **Horizon Spodik**

Pedon spodik (Yunani: *spodos* = abu kayu): Merupakan horison B dengan pengumpulan humus atau seskuioksida, atau keduanya (setara dengan B_{2h} , B_{2ir} , atau B_{2hir}). Tidak ada selaput liat atau pengumpulan liat, dan dapat terekat menjadi padas (orstein) (Willding et al., 1983; Buol, 1980; Hardjowigeno, 1985). Biasanya mempunyai ketebalan lebih dari 2,5 cm dan tersemen oleh kombinasi bahan organik dengan besi dan aluminium atau keduanya.

Di daerah belahan utara bumi horison padas humus besi ini sering terdapat di dalam Podzol sejati sedangkan di daerah tropika, tanah semacam itu seperti Spodosol hanya dijumpai di dalam bahan kuarsa yang sangat miskin.

Proses yang menyebabkan terjadinya horison spodik ini adalah silifikasi atau podsolisasi melalui pelindian yang kuat terhadap basa-basa dan seskuioksida serta bahan organik, sehingga bahan-bahan tersebut akan terlonggok dan berkombinasi secara khas pada horison B₂. Dengan demikian horison spodik ini terdapat di bawah horison E albik yang merupakan diagnostik dari tanah Spodosol.

Prasyarat lain terbentuk horison spodik adalah suhu yang dingin, sehingga tidak memberi kesempatan terjadi mineralisasi bahan organik dan kondisi ini menunjang humifikasi. Asam-asam dari humus tersebut mampu melarutkan Al dan Fe ke horison bawahan dan akan terjadi pemadatan di tempat itu yang membentuk horison B_{2h}, B_{2ir}, atau B_{2hir}.

- Horison Natrik

Endopedon Natrik (Latin baru: *natric* = natrium); Merupakan horison B (B_{na}) yang sama dengan argilik kecuali mempunyai struktur kolumner atau prismatic, mengandung Na tertukar di atas 15%, dan biasanya pH di atas 8,5. Horison ini merupakan diagnostik bagi Solonets dan Planosol (setaraf *Natric Alfisol*) atau mungkin juga *Aridisol* (Notohadiprawiro, 1989; Buringh, 1979).

Pembentukan horison natrik berlangsung melalui proses solodiasi, yaitu pelonggokan Na di dalam horison B. Butir pasir dan debu pada horison ini akan mengalami pemudaran karena kehilangan selaput penutup mereka yang tipis. Bila proses evaluasi berlanjut terus di horison ini maka akan terbentuk Solodic Planosol yang mempunyai horison E albik yang nyata (Buringh, 1979).

- Horison Gipsik

Endopedon gypsic (gypsum = gips) ini serupa dengan horison kalsik, akan tetapi dengan pelonggokan gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) sebagai ganti gamping (CaCO_3).

Persyaratan tebal harus lebih dari 15 cm dan berkadar gips lebih dari 5% di atas kadarnya dalam horison C yang membawahnya. Perkalian antara tebal lapisan dan faktor gips dalam lapisan itu harus 150 atau lebih.

Horison gipsik ini dapat pula ditemukan pada permukaan tanah sebagai epipedon. Horison permukaan yang banyak mengandung gips disebut gipsika. Sering pula horison ini ditemukan dalam horison kalsik tetapi perlu diketahui bahwa horison gipsik ini lebih muda larut dari pada kalsik, sehingga pelonggokan gips sering terdapat pada jeluk yang lebih dalam daripada dari pada horison kalsik (Buringh, 1997; Hardjowigeno, 1985).

Proses pembentukan horison gipsik ini disebut gipsifikasi yang proses dan faktor-faktor yang menguasainya sama dengan kalsifikasi (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978).

- Horison Salik

Horison salik (Latin: sal = garam): Merupakan horison yang mempunyai kadar garam terlarut demikian tinggi sehingga mengganggu pertumbuhan tanaman. Kadar garam ini biasanya dinyatakan sebagai daya hantar listrik (DHL) atau Electrical Conductivity (EC), yaitu di atas mmhos dalam ekstrak jenuh (atau

kira-kira 3000 ppm garam dapat larut total). Kadar Na tertukar kurang dari 8,5 dalam ekstrak jenuh air (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978), biasanya pH tanah kurang dari 8,5.

Proses yang menghasilkan horison salik ini adalah salinisasi. Kebanyakan jenis garam-garam terlarutkan yang melonggok adalah berupa clorida, sulfat, nitrat dari Ca, Mg, Na dan/atau K. Intensitas dan kedalaman pelonggokan tergantung pada kegiatan dan macam faktor yang bekerja.

Salinisasi dapat terjadi pada iklim kering atau setengah kering, kenaikan air kapiler dari air payau atau asin, terendam secara berkala oleh air laut, pengendapan debu garaman, rembesan air garaman, atau karena pengairan terus menerus pada tanah dengan perembihan kurang lancar dalam kawasan iklim kering, setengah kering, atau musim kemarau tegas.

Lapisan tanah yang cukup banyak mengandung garam disebut horison salika. Zarah-zarah tanah terjonjot, sehingga tidak mobil dan tidak terjadi pengalihantempat. Struktur tersebut sangat longgar dan kadang-kadang berkonsistensi lunak (Willding *et al.*, 1983).

- Horison Sulfurik

Horison sulfuric (sulfureouse): Suatu horison yang dicirikan oleh pH sangat rendah (3,5) dan mengandung becak besi sulfat (jerosit) yang berwarna kekuningan pada waktu bahan tanah berada pada taraf oksidasi; atau mengandung lebih dari 0,75% S dalam bentuk polisulfida, jika tanah mengandung S kurang dari 3 x kadar

CaCO_3 setara (hanya untuk Histosol dan Aquent dalam hubungannya dengan cat clay). Ditentukan terhadap tanah halus total. Horison ini mencirikan Thionic Fluvisol (Sulfaquent atau Sulfaquepts).

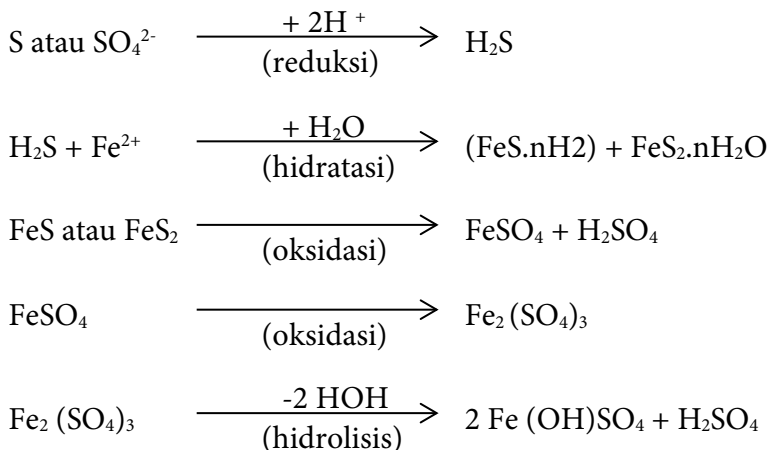
Proses pembentukan horison sulfuric ini yang dikenal pula dengan pembentukan liat belang (cat clay) atau liat sulfat masam, terjadi terutama dalam kawasan pantai yang tersusun atas liat marin yang mengandung pirit, sering dalam jumlah yang banyak.

Bahan lumpur yang belum matang mula-mula mempunyai pH 7–8 dan berada dalam keadaan tereduksi sempurna. Akibat oksidasi akan menghasilkan asam sulfat, yang menyebabkan pH tanah turun secara cepat sampai mencapai pH 2 – 3. Tahap terakhir adalah pembentukan becak-becak kekuningan berupa ferri-sulfat basa (FeOHSO_4).

Belerang dan garam-garam sulfat dari laut, bila tereduksi akan membentuk H_2S , dengan besi membentuk $\text{FeS}\cdot\text{nH}_2\text{O}$ yang tidak larut akibatnya menjadi pirit atau polisulfida kriptokristalin $\text{FeS}_2\cdot\text{nH}_2\text{O}$. Kedua bentuk senyawa/kristalin itu berwarna hitam. Oksidasi bahan-bahan sulfida menghasilkan asam sulfat (H_2SO_4) yang menyebabkan pH turun tajam. Oksidasi lebih lanjut menghasilkan $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ yang akan terhidrolisis menjadi $\text{Fe}(\text{OH})\text{SO}_4$.

Kejadian ini merupakan salah satu masalah berat yang dihadapi dalam pengusahaan tanah-tanah pasang surut di Indonesia (Notohadiprawiro dan Soeparnowo, 1978).

Reaksi-reaksi tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:



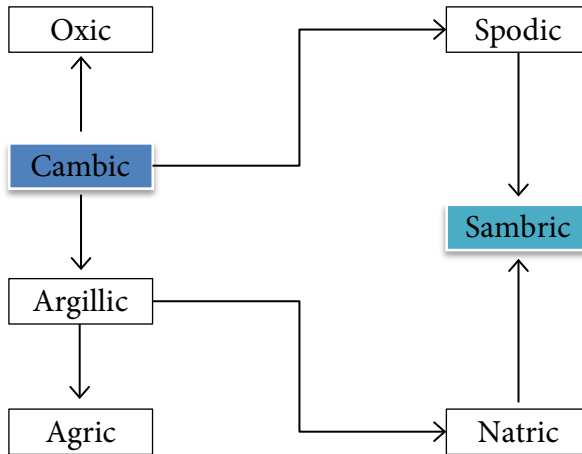
Horison placic: (Yunani: plax = batu putih); merupakan horison padas tipis berwarna hitam sampai kemerahan tua, terekat oleh besi, tebalnya berkisar antara 2 mm dan 10 mm.

Duripan (Latin: durus = keras); merupakan horison atau lapisan tanah yang terekat oleh silika, biasanya opal atau silika dalam bentuk-bentuk kristal makro, sehingga fragmen-fragmen yang kering tidak pecah/tidak lebur kalau direndam dalam air atau asam. Sering juga mengandung bahan semen berupa oksida besi dan CaCO_3 sehingga warnanya beraneka.

Pragipan (Latin: Fragilis = rapuh); suatu lapisan tanah yang mempunyai berat volume (BV) atau kerapatan massa tanah tinggi dibandingkan dengan horison di atasnya, keras jika kering tetapi rapuh jika lembab.

Petrokalsik (Yunani: petra = batuan): horison kalsik yang memadas dan berbentuk tidak terputus-putus.

Petrogypsic: Horison gipsik yang memadas dan tidak terputus-putus.



Gambar 14. Skema Ringkas Sifat dari Beberapa Endopedon

3. Ciri Tanah yang Tidak Diagnostik

Selain ciri-ciri tanah yang telah disebutkan (horisonisasi tanah), ada pula ciri-ciri yang bersifat tidak diagnostik tetapi penting penyanderaan dan penggunaan tanah, yaitu:

Durinode: (Latin: durus = keras, nodus = simpul); merupakan nodul yang terikat lemah sampai memadas, yang terurai di dalam KOH pekat setelah diperlakukan dengan HCl pekat saja. Bahkan semennya berupa SiO_2 yang dalam keadaan kering tidak melumpur jika direndam air. Berbentuk sebagai kongresi dengan ukuran 1 cm atau lebih besar.

Gilgai: Merupakan bentuk muka tanah dengan pola timbunan yang terdiri dari bukit/pematang kecil dan cekungan dangkal-sempit sebagai akibat dari proses pembengkakan dan pengerutan liat

yang mengikuti ayunan lengas tanah.

Kontak Litic: (Yunani: lithos = batu); yaitu batas antara tanah dengan bahan padu dan tidak terputus-putus yang terdapat di bawahnya. Bahan harus cukup padu dalam keadaan lembab sehingga tidak dapat digali dengan sekop, meskipun masih dapat dikikis dan dicabik dengan sekop.

Apabila berupa mineral tunggal, kekerasan harus 6 pada skala Mohs, dan bila bukan mineral tunggal, bongkah-bongkah yang tercabik sebesar kerikil tidak boleh terdispersi dalam waktu 15 jam digojok dalam air atau dalam Na-heksametafosfat (calgon) (Notohadiprawiro dan Suparnowo, 1978).

Kontak Paralitic: Mirip kontak litic, kecuali kekerasan kurang dari 3 (skala Mohs), atau mengalami pendispersian, dan dapat digali dengan sekop walaupun masih sulit.

Bahan padunya biasanya berupa sedimen yang mengalami perpaduan sebagian, seperti batuan pasir, batuan debu atau shale (batuan serpih), dengan berat volume kurang lebih 2.

Plintit (Yunani: plinthos = batubata); merupakan campuran terlapuk jauh dari liat dengan kuarsa, dan lain lain kotoran kaya akan seskuioksida dan miskin humus. Umumnya bercak merah yang sangat menonjol yang berhubungan dengan unsur struktur gumpal.

Plintit berubah secara tidak balik (irreversible) menjadi padas besi atau agregat-agregat yang tak beraturan akibat pembasahan dan pengeringan berulang. Plintit juga mengeras pada singkapan tebing jalan.

Batu besi sering berada sebagai padas keras yang kadang-

kadang dapat mencapai ketebalan beberapa meter. Dapat juga memadas seperti konkresi batubesi yang dengan erosi dapat diendapkan di tempat lain yang tidak ada kaitan lagi dengan plintit.

Bahan batubesi kongkresional tadi dapat dipakai untuk pengeras jalan, sedangkan plintit lempungan dapat dipotong untuk bahan bangunan rumah yang sering disebut sebagai bahan laterit (batu besi). Plintit dapat merupakan bagian dari sejumlah horison seperti epipedon-epipedon, horison-horison cambic, argillic, oxic dan C (Buringh, 1979).

Slickenside (cermin sesar), bidang licin mengkilat, biasanya terletak miring, yang terjadi karena gesekan sepanjang bidang-bidang retakan pada waktu berlangsung pembengkakan dan pengkerutan berkala yang kuat. misalnya pada profil Vertisol.

Permafrost (beku tetap), tanah bawahan (sub soil) yang membeku tetap, dengan batas atas yang sedikit banyak tidak beraturan.

Sifat Hidromorfik:

Sifat yang berhubungan dengan air tanah rendah dan tinggi yang bergantian, menyebabkan oksidasi dan reduksi bergantian dalam mintakat (zona) tanah itu.

Bagian tanah yang lebih bawah tereduksi secara malar dan berwarna kelabu kebiruan. Dalam daerah buaian air tanah, terjadi becak kemerahan dan jingga akibat segregasi senyawa besi di dalam dasar tanah yang tereduksi. Seringkali ditemukan konkresi Fe-Mn kecil-kecil.

Sifat hidromorfik mencirikan Gleysol dan golongan gleyic

dalam berbagai tanah utama yang lain, apabila sifat ini terdapat dalam bagian teratas tanah 0-50 cm.

- Regim Kelengasan dan Suhu
- Regim Kelengasan (soil moisture regime).

Regim kelengasan tanah adalah petunjuk umum tentang keadaan lengas tanah dan perubahan-perubahannya selama satu tahun pada daerah perakaran dan pada lapisan tanah yang sebagian besar terjadi proses pedogenesis (Buol, 1980; Buringh, 1979).

Pengkelasan kelengasan didasarkan pada besarnya air pada tekanan 15 bar dan dalamnya muka air tanah. Massa tanah dalam keadaan kering atau lembab didasarkan pada penggal baku tanah (soil control section), yaitu daerah (zona) antara jeluk 10 dan 30 cm dalam tanah lempungan atau antara 30 dan 40 cm dalam tanah pasiran (Buringh, 1979).

Batasan yang dipakai untuk soil control section adalah sebagai berikut:

- a. Batas bawah control section: adalah batas kedalaman tanah yang menjadi lembab bila air setinggi 7,5 cm diberikan ke tanah kering (tegangan > 15 bar) selama 48 jam.
- b. Batas atas control section: adalah batas kedalam/jeluk tanah yang dapat menjadi lembab bila air setinggi 2,5 cm diberikan pada tanah kering (tegangan > 15 bar) selama 24 jam (Buol et al., 1980; Hardjowigeno, 1985).

Regim kelengasan tanah sekarang ini umumnya didasarkan

kepada data iklim yaitu curah hujan bulanan dan evaporasi potensial, kadang-kadang dilakukan pengecekan di beberapa tempat terhadap kelengasan tanah dan muka air tanah beberapa tahun. Untuk keperluan “klasifikasi tanah” regim kelengasan tanah ini menjadi sangat penting, walaupun di dalam sistem Peta Tanah Dunia (FAO/UNESCO) sifat ini tidak diadakan dalam pemilahan tanah.

Regim kelengasan tanah ada 6 klas (Buringh, 1979), yaitu:

- 1) Aquic : Penggal baku lembab hampir sepanjang tahun. Air tanah mencapai sebatas tanah bawahan.
- 2) Aridic : Penggal baku penentu kering dalam sebagian massa tanah. Tanah kebanyakan kering, dapat lembab selama masa tidak lebih dari 90 hari berurutan.
- 3) Udic : Penggal (batas) penentu kering lebih kecil 3 bulan per tahun. Tanah kebanyakan lembab, dapat kering selama kurang dari 90 hari berurutan (dalam iklim lembab).
- 4) Ustic : Penggal penentu kering lebih besar 90 hari per tahun komulatif. Tanah lembab selama lebih dari setengah tahun dan kering tidak lebih dari 90 hari (iklim tropika monsoon).
- 5) Xeric : Mencirikan iklim mediteran, yang musim dingin lembab dan musim panas menjadi kering.
- 6) Torric : Tanah kering hampir sepanjang tahun dengan iklim yang panas.

Di wilayah kering, yang dinamakan musim kering atau bulan kering adalah suatu masa hampir tanpa hujan. Tanah bersifat kering;

tidak ada air tersediakan bagi tanaman.

Di wilayah tropika, suatu bulan kering ialah suatu masa yang curah hujan jauh kurang daripada evapotranspirasi. Beberapa ahli menggunakan batas 60 mm, kira-kira 3/4 wilayah tropika mempunyai musim kering tegas dan 1/4 tidak mempunyai musim kering.

- Regim Suhu Tanah (soil temperature regime).

Regim suhu adalah suhu tanah rata-rata tahunan di daerah perakaran utama (pada kedalaman 5-100 cm), dan rata-rata fluktuasi musiman setiap tahun serta variasi suhu rata-rata musim panas dan musim dingin (Hardjowigeno, 1985).

Regim suhu penting bagi pertumbuhan tanaman secara kasar yang menggambarkan keadaan suhu dalam daerah akar pada jeluk atau kedalaman 50 cm.

Terdapat hubungan erat antara suhu rata-rata tahunan udara dengan suhu rata-rata tahunan tanah, tetapi masih dipengaruhi oleh keadaan setempat seperti: adanya peneduh, arah lereng, distribusi dan jumlah hujan, irigasi, dan lain-lain. Beberapa pendekatan untuk menentukan suhu:

- a) Suhu rata-rata tanah tahunan = Suhu rata-rata tahunan + 1°C
- b) Suhu tanah rata-rata tahunan = Suhu udara rata-rata tahunan + 2,5°C
- c) Untuk perbedaan suhu tanah rata-rata musim panas dan musim dingin digunakan rumus: $0,33 \times \text{selisih suhu rata-rata musim}$

panas dan musim dingin (Van Wambeke, 1982).

- d) Dengan pengukuran suhu air dari sumur gali, asalkan sumur tersebut masih sering diambil airnya sehingga air yang terdapat dalam sumur tersebut benar-benar berasal dari dalam tanah.
- e) Pengukuran suhu tanah yang sebenarnya dapat dilakukan dengan termometer tanah yang ditanamkan sampai di bawah lapisan tanah yang dipengaruhi perubahan-perubahan suhu udara harian yaitu pada kedalaman sekitar 50 cm.

Macam-macam Regim suhu tanah:

- Pergelic: Suhu tanah rata-rata tahunan kurang dari 0°C (permanent frost)
- Cryic: Suhu tanah rata-rata tahunan $0 - 8^{\circ}\text{C}$, suhu musim panas rata-rata kurang dari 15°C
- Frigid: Suhu tanah rata-rata tahunan $0 - 8^{\circ}\text{C}$ pada musim panas suhu tanah rata-rata lebih panas dari cryic (lebih dari 15°C).
- Mesic: Suhu tanah rata-rata tahunan $8-15^{\circ}\text{C}$.
- Thermic: Suhu tanah rata-rata tahunan $15 - 22^{\circ}\text{C}$
- Hyperthermic: Suhu tanah rata-rata tahunan $> 22^{\circ}\text{C}$.
- Iso (frigid, mesic, thermic, hyperthermic): Perbedaan suhu rata-rata musim panas dan musim dingin kurang dari 5°C
- Tropic: Suhu tanah rata-rata tahunan lebih 8°C dengan sifat Iso.

Di tropika lembab biasa ditemukan regim suhu tanah isohyperthermic, kecuali di daerah lebih tinggi yang suhu tanah isothermic dan bahkan isomesic atau frigid dapat di jumpai. Di subtropika, selisih musim panas dan dingin lebih dari 5°C biasa

ditemukan ialah thermic.

- Sifat-sifat Tanah Lainnya.

Banyak sifat tanah lainnya yang tidak dipakai dalam pemilahan peta tanah utama dunia (menurut FAO), karena sifat itu tidak menunjukkan pada peta skala kecil.

Beberapa sifat tersebut adalah:

1) Jeluk dan volum perakaran

Jeluk perakaran merupakan suatu ciri yang berguna, terutama dalam menentukan kemampuan akar untuk menembus tanah. Hal ini penting di dalam pemanfaatan tanah untuk usaha pertanian/perkebunan. Kadang-kadang suatu tanah hanya sebagian saja yang dapat dijangkau oleh akar; dengan kata lain ke dalam efektifnya dangkal. Hal ini akan mempengaruhi tingkat dari mutu tanah setempat.

Misalnya tanah dengan horison B argilik yang memiliki kulit liat (clay skin) biasanya akar akan terhambat, karena dapat terbentuk pedas, baik pedas keras, struktur lempeng, lapisan yang berlapis-lapis maupun jerapan Al tinggi.

2) Kadar bahan organik

Kadar bahan organik dapat mempengaruhi kemantapan struktur tanah, kegiatan mikrobial dan kesuburan tanah.

3) Kejenuhan kation basa

Kejenuhan kation basa (V) menggambarkan jumlah kation basa (Na, K, Mg, Ca) yang menduduki kompleks Jerapan tanah. Sedangkan besarnya kation yang dapat dijerap dan dipertukarkan

disebut dengan kapasitas penukaran kation (KPK) atau Cation exchange Capacity = CEC) (Buringh, 1979).

Biasanya KPK tanah di kawasan tropika, rendah karena didominasi oleh liat dengan aktivitas rendah seperti kaolinit dan oksida-hidrat Al dan Fe. Tanah yang memiliki KPK rendah biasanya kahat terhadap unsur hara.

Berdasarkan komposisi mineral penyusun tanah, maka sifat KPK ada yang tetap (permanen charge) dan ada yang KPK terubahkan (variable charge) (Buol, et al. 1980). Kedua macam KPK tersebut perlu diketahui terutama dalam penentuan laboratorium yang berhubungan dengan penggunaan ekstraksi.

4) Tanah terkubur.

Banyak tanah yang terbentuk bukan dari hasil pelapukan setempat (in site), akan tetapi seringkali berasal dari tempat yang lain. Akibatnya berbagai tanah bersifat terpancung, artinya bagian atas tanah telah terkikis dan yang tersingkap adalah horison B atau C, sehingga terbentuk horison A baru.

Di bagian lain bahan tanah yang terkikis diendapkan di atas tanah yang telah terbentuk (telah ada semula). Lapisan semacam itu dapat setebal beberapa desimeter. Akibatnya profil tanah akan memperlihatkan dua macam tanah. Tanah yang di bawah terkubur oleh tanah atas yang baru.

Misalnya di kecamatan Pingit, dekat Ambarawa (Jawa Tengah).

5) Tanah purba (*paleosol*).

Ini adalah tanah yang terbentuk di bawah keadaan iklim dan vegetasi masa lampau, yang berbeda daripada keadaan kini. Misalnya tanah yang ditemukan di kawasan tropika yang lebih kering atau sub tropika akan tetapi sifat khas tanahnya seperti di kawasan iklim tropika basah.

E. Geomorfologi

Seseorang bila ingin menjadi ahli dalam ilmu tanah harus mengerti tentang pembentukan tanah (*soil genesis*) dan mengenal keadaan lingkungan khususnya geologi dan geomorfologi, sehingga salah satu pemahaman dasar tentang ilmu mengenai rupa bentang lahan (*geomorfologi*) adalah sangat penting, agar dapat bermanfaat didalam menentukan hubungan antara berbagai tanah dan tempat mereka berada.

Banyak sekali macam bentang lahan yang disebut pula dengan bentuk lahan (*landform*), sistem lahan (*land sistem*), rupa bentanglahan (*landscape form*). Rupa bentang lahan tersebut antara lain seperti: 1) dataran sungai atau dataran banjir, 2) daerah delta atau pantai, 3) lahan natai atau lahan kering (*upland*), 4) tanah lahan pergunungan atau daerah tinggi, dan 5) lahan gurun (*desert land*) (Buringh, 1979).

1. Tanah lembah sungai (dataran/lembah banjir).

Kebanyakan lembah sungai terdiri atas dataran sungai dan beberapa undak sungai di kedua sisi datarannya. Undak tertinggi dibatasi oleh lahan atasan. Jenis tanah yang berkembang sangat

tergantungan kepada sifat dari bahan asalnya (material fluviatil, lekustrin, dan lain-lain)

Dataran sungai umumnya terbentuk tanah yang belum berkembang lanjut atau mempunyai tanah muda, seperti Fluvisol (Entisols) atau tanah alluvial. Apabila lahan tidak dilindungi dengan tanggul maka lahan akan dibanjiri oleh air sungai. Tanggul alam yang telah tua dapat terbentuk tanah Cambisol (Inceptosol), yang kesuburan alamiah tergantung kepada bahan sedimen yang berasal dari daerah tadahan (*cathman area*).

Di daerah kering dan setengah kering, banyak tanah yang berdrainase buruk bersifat garaman yang berkembang adalah tanah Solonchak atau Solonetz (Natraquals). Lembah sungai yang terendam terus menerus sehingga terjadi akumulasi bahan organik, memungkinkan terjadinya tanah rawa yang kaya sulfur (*catclay*) atau Sulfaquent. Di daerah tropika basah, bahan alluvium yang tidak lagi dipengaruhi oleh sedimentasi sungai dapat terjadi tanah Ferrasol dan Acrisol (Oxisol dan Ultisol serta Alfisol (Buringh, 1979). Di daerah subtropika jenis Luvisol (Alfisol) biasa dijumpai, sedang di daerah kering dan setengah kering sering didapati Yermosol, Xerosol atau Cambisol bersama Solonetz.

2. Tanah Delta dan Daerah Pantai

Hampir semua tanah di bentang lahan ini dipengaruhi oleh air tanah yang dangkal. Biasanya air tanah hanya beberapa meter saja. Suatu delta biasanya dicirikan oleh suatu sungai yang bercabang banyak, dan sering mengalami banjir. Pada bagian bawah tiap

cabang sungai dipengaruhi oleh pasang surut yang dinamakan estuari, sampai ke laut akan menjadi asin. Bila iklim basah yang selalu tergenang dapat memungkinkan terbentuk tanah gambut (Histosol). Di daerah payau seringkali dicirikan oleh adanya Think Fluvisol (Entisol) apabila kadar karbonat rendah (Notohadiprawiro, 1989). Dapat pula ditemukan tanah jenis Regosol (Entisol), Cambisol (Inceptisol) atau Arenosol (Entisol). Podsol (Spodosol) dapat terbentuk apabila bahan induknya terdiri atas Humic Gleysol atau Histosol.

3. Tanah Lahan Nantai (Lahan Kering = *upland*)

Lahan nantai (*upland*) bisa terdapat dalam topografi berombak atau berbukit dan dapat menimbulkan erosi. Karena itu banyak tanah yang telah hilang horizon A permukaan dan akan terbentuk horizon A okrik baru. Umumnya daerah yang berlereng mempunyai drainase baik, sedangkan yang datar mempunyai drainase kurang baik atau buruk.

Di iklim monsoon dapat dijumpai Planosol (Alfisol), sedangkan di daerah iklim basah dapat dijumpai Ferrasol dan Acrisol (Oxisol/Ultisol). Luvisol (Alfisol) bisa dijumpai di iklim tropika sedang (subtropika). Lereng terjal sering ditempati oleh Cambisol (Inceptisol) atau Lithosol (Inceptisol). Di tropika basah, lahan dengan drainase baik dapat pula ditemukan jenis Nitosol (Ultisol). Vertisol dan tanah yang mempunyai sifat vertikal di lapisan tanah bawahan terdapat pada bagian yang lebih rendah, yang berbentuk datar sampai agak berombak. Seringkali erosi menjadi

persoalan yang serius, karena laju infiltrasi dalam Vertisol lambat. Sering pula ditemukan kombinasi antara Ferrasol dan Acrisol di bukit dan Vertisol di bagian bawah yang lebih rendah. Basa dan silica yang terlonggok di bagian bawah dapat mendorong terbentuk mineral monmorillonit (Buringh, 1979).

4. Tanah Pegunungan Tinggi

Tanah dengan permukaan lahan yang lebih tua dan mantap, yang berumur geologis tua sekali, berkembang pada peneplain, lahan melereng, gawir (*escapment*) dan daerah gunung sejati. Di tropika kebanyakan tanah yang ada di peneplain ialah Acrisol (Ultisol/Oxisol) atau Ferrasol. Cambisol (Inceptisol) terdapat di lereng yang terjal, karena erosi yang selalu terjadi pada permukaan tanah.

Lithosol dan Ranker (Inceptisol) dan kadang-kadang Renzina (Mollisol) dapat pula dijumpai di lahan ini. Di daerah gunung, suhu turun sebesar 0,5 – 0,6 °C setiap kenaikan altitude 100 m. Pada ketinggian 2000 m atau lebih terdapat tanah yang serupa tanah daerah iklim sedang dan pada ketinggian yang lebih tinggi lagi, banyak berkembang tanah dengan bahan organik tinggi seperti humik. Sering pula ditemukan Histosol dan Spadosol.

Di daerah gunung berapi (seperti Hawaii), bisa terdapat Andosol (Andisol/Andept). Disini ternyata tinggi tempat dan curah hujan menguasai pembentukan tanah. Pada bentang lahan volkan yang tua, Andosol berganti secara berangsur-angsur menjadi Nitosol (Ultisol) dan Ferrasol atau Acrisol (Ultisol/Oxisol).

5. Tanah Gurun dan Setengah Gurun

Kebanyakan tanah yang terdapat dibentang lahan ini adalah Yermosol dan Xerosol (Alfisol dan Aridisol). Solanchak terdapat dilekuk dan asosiasi Fluvisol (Entisol) dan Solanchak terdapat di lembah sungai.

Lapisan permukaan gurun yang luas dapat tertiuip angin, sehingga akan terlonggok pada suatu tempat. Di tempat endapan pasir ini akan terbentuk Regosol (Entisol), karena zarah-zarah yang tersemen oleh karbonat dan silika bertindak sebagai zarah-zarah pasir. Sekalipun hujan langka, akan tetapi sering jatuh hujan deras dan singkat yang diawali dengan badai debu sejati. Biasanya terdapat perbedaan antara tanah gurun di daerah tropika dengan subtropika. Di kawasan tropika musim hujan yang pendek selalu hangat, sedang di kawasan subtropika hujan dapat jatuh pada musim dingin.

Hujan singkat yang hangat pada kawasan tropika menciptakan suatu massa singkat bagi pembentukan tanah secara tropis (Ferralic Arenosol, Luvic Xerosol). Sedangkan hujan sedikit di iklim subtropika mendorong pembentukan Calcic dan Haplic Xerosol (Alfisol atau Aridisol) dan kadang-kadang Yermosol (Alfisol), serta mineralisasi bahan organik yang kurang intensif.

Bentang lahan steppe dan prairie dapat di jumpai endapan loess yang tebal. Tanah loess ini di kawasan iklim setengah kering atau subhumida sering terbentuk tanah Kastanozem dan Phaeozem. Juga terdapat Solanchak, Solonetz, Regosol, Arenosol, Fluvisol dan Gleysol. Luvisol umum terdapat di daerah yang lebih dingin atau daerah yang memungkinkan pembentukan tanah berlangsung agak

lebih cepat.

F. Pustaka

Birkeland, P.W. 1974. *Pedology, Weathering and Geomorphological Research*. Oxford University Press. New York.

Boul, S.W., F.D. Hole, and R.J. McCracken. 1980. *Soil Genesis and Classification*. The Iowa State University Press, Ames.

Buringh, P. 1979. *Introduction to the Study of Soils in Tropical and Subtropical Regions*. Wageningen, The Netherland.

Duchaufour, P. 1982. *Pedology* (translated T.R. Paton). George Allen and Unwin, London.

Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw Hill Book Comp. Inc., New York.

Jenny, H. 1980. *The Soil Resource. Origen and Behavior*. Springer Verlag, New York.

Johnson, D.L. and D.W. Stregner, D.N. Johnson, and R.J. Schaetzi. 1978. Proisotropic and Proanisotropic Processes of Pedoturbation. *Soil Science*, 143:278-292.

Johnson, D.L. and D.W. Stregner. 1987. Evolution Model of Pedogenesis. *Soil Science*, 143-366.

Muhs, D.R. 1982. A Soil Chronosequence on Quarternary Marine Terraces, San Clemente Island, California. *Geoderma*. 28:257-283.

- Mohr, E.C.J., F.A. Van Baren. 1960. Tropical Soil. Les Additions A. Manteau Agriculture. Part 3.
- Nikiforov, C.C. 1937. General Trends of Desert Type of Soil Formation. Soil Science 43:105-131.
- Nikiforov, C.C. 1949. Weathering and Soil. Soil Science 67:219-230.
- Notohaprawiro, T., Hastuti, S.S. 1983. Asas-Asas Pedologi. Jurusan Ilmu Tanah, Fakultas Pertanian, Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta.
- Notohaprawiro, T. 1989. Pedologi Lanjutan. Materi Kuliah Program Pasca Sarjana, Universitas Gadjah Mada. Yogyakarta. (tidak dipublikasikan).
- Richter, J. 1987. The Soil as A Reactor. Modeling Processes in The Soil. Catena Paperback. West Germany.
- Runge, E.C.A. 1973. Soil Development Sequences and Energy Models. Soil Science. 115:183-193.
- Paton, T.R. 1978. The Formation of Soil Material. George Allen and Unwin, London.
- Hardjowigeno, S. 1985. Genesis dan Klasifikasi Tanah. Pasca Sarjana, Institut Pertanian Bogor. Bogor
- Soil Taxonomy. 1975. A Basic System for Soil Classification for Making Interpretation Soil Surveys. Agriculture. Handbook 436.
- Soil Survey Staff. 1962. Soil Survey Manual. United State Department

of Agriculture.

Willding, L.P., N.E. Smeck and G.F. Hall. 1983. Pedogenesis and Soil Taxonomy. Volume 1 and 2. Development in Soil Science. 11A and 11B. Elsevier, New York.

Buku ini dipilahkan atas 3 bagian secara berseri yaitu Sejarah, Filosofi, dan Rekayasa dimaksudkan agar pembaca dapat memilih fokus yang diinginkan. Tapi pada prinsipnya adalah merupakan satu kesatuan dalam membangun suatu konsep, metode, model pendekatan yang terkait dengan tujuan mempelajari ilmu tanah.

Secara keseluruhan Buku ini berisikan pemahaman tentang bagaimana membangun suatu bahan keterangan, fakta, data, hingga pada data tersebut valid dan gayut untuk dapat dijadikan sebagai Informasi Spasial yang selanjutnya dapat digunakan dalam pendekatan rekayasa model evaluasi yang saat ini sangat dibutuhkan, baik oleh peneliti maupun pengambil keputusan.



Dr. Ir. Zulkarnain Chairuddin, M.P. Lahir di Surabaya, 19 September 1959. Selaku dosen Fakultas Pertanian Universitas Hasanuddin sejak Tahun 1986. Menyelesaikan Pendidikan S1 pada Tahun 1985 di Jurusan Ilmu Tanah, Fakultas Ilmu-Ilmu Pertanian, Universitas Hasanuddin dengan skripsi berjudul *Klasifikasi dan Penilaian Sejumlah Sifat Tanah Alluvial Pengaruh Danau, Sungai, dan Pantai pada Beberapa Tempat di Sulawesi Selatan Menurut Sistem Taksonomi Tanah*; Pendidikan S2 pada Tahun 1994 di Program Studi Ilmu Tanah, Universitas Gadjah Mada dengan Tesis berjudul *Pembentukan Tanah di Sekitar Danau Tempe yang dipengaruhi oleh DAS Bila-Walanae, Sulawesi Selatan*; dan S3 pada Tahun 2015, dengan Disertasi berjudul *Optimal Typology of Agriculture Land for Sustainable Foodcrops in Mamminasata Region, South Sulawesi: Analysis using Multiple Criteria Decision Making Approach (MCDM)*.

Penulis banyak melakukan kegiatan penelitian terkait dengan tata ruang lahan pertanian, baik terhadap lahan sawah maupun lahan bukan sawah seperti lahan potensial untuk perkebunan. Penataan ruang lahan pertanian menggunakan model rekayasa MCDM sederhana dengan berbagai atribut yang selain digunakan sebagai pengambilan keputusan ruang juga terhadap penemuan produk spesifik lokasi.



Gedung UPT Unhas Press
Kampus Unhas Tamalanrea
Jln. Perintis Kemerdekaan Km. 10
Email: unhaspress@gmail.com
Makassar

