

SPECIÁLNÍ PEDOGENETICKÉ PROCESY

Vznik trojrozměrného uspořádání dobře vyvinutých půd vyžaduje nepřetržitý vliv řady fyzikálních, chemických a biologických procesů. Půdní komplexy – výslednice vlivu působení procesů a faktorů

- a) hydrosféry
- b) atmosféry
- c) biosféry
- d) litosféry

Pedogenezi lze rozlišit na dva typy:

- a) **progresivní pedogeneze** - vývoj zahrnuje postupné, nepřetržité a po sobě jdoucí změny uvnitř půdy, které vedou k fyzikální a chemické stabilitě
- b) **regresivní pedogeneze** – některé procesy formující půdu mohou chybět nebo mohou mít dokonce reverzní charakter. Vznikají zjednodušené profily vedoucí k fyzikální a chemické nestabilitě

Příklad: Půdy na některých svazích mohou podléhat fázím eroze a depozice, což jsou jevy buď zpomalující nebo zrychlující tvorbu půdního profilu. Eroze – vede ke tvorbě relativně jednoduchých půd, zatímco periodická depozice pomáhá vytvářet půdy se složitou stavbou

Rozlišení mezi zónami akumulace a degradace (eroze) může být neostré. Eroze → odkrytí půd až k horizontu C. Rozsáhlé ukládání → může vzniknout nový horizont C.

Příklad: Na agradačních plochách, jako jsou říční nivy, se na povrchu s vyvinutým někdejší půdním horizontem A objevuje nový horizont C (písky, štěrky), na němž se vyvíjí nový A-horizont aluviálních půd. Tzn., že někdejší horizonty A + B v podloží nově vytvořeného horizontu C by neměly být zaměněny s horizontem C.

Procesy, které ovlivňují tvorbu půd, mohou být zahrnuty do tří skupin:

1. **Vstupy** - procesy, jejichž složky půdní profil obohacují (vegetace, voda a ve srážkové vodě rozpuštěné látky, částice vzniklé působením větru a vody, nebo pohyby mas, jako jsou sesuvy, podle mnohých odborníků i zvětrávání)
2. **Výstupy (ztráty)** – procesy, jejichž složky půdní profil ochuzují (povrchová eroze půdy, průsak a hluboká perkolace komponentů rozpustných ve vodě, živiny odebrané rostlinami, ztráty plynů a vody evapotranspirací)
3. **Přeměny a přenosy** – procesy vedoucí k přeměnám nebo přenosu jednotlivých složek uvnitř půdního komplexu (fyzikální a chemické přeměny vzniklé zvětráváním, přenos látek vodou mezi půdními horizonty)

VSTUPNÍ SLOŽKY PEDOGENETICKÉHO PROCESU

Zvětrávání podložních hornin nebo matečného materiálu *in situ*; přísun materiálu tekoucí vodou z okolních svahů; přínos eolického materiálu.

Eolický materiál – v půdách hojný, **např.** horizonty akumulace karbonátů se objevují v některých pouštních půdách na matečním materiálu chudým na karbonáty částečně jako spad atmosférického prachu:

Příklad: Dona Ana County, New Mexico – obsah jílovité složky v prachu kolísal v rozmezí 20-40 %, organického uhlíku 2,5-6,6 % a karbonátů 1,3-5,7 %. Bylo zjištěno, že vápník v prachu byl důležitým činitelem rozšíření karbonátů v krajině. Ca^{2+} ve srážkách a nestálý obsah vápníku v suchém prachu by stačilo k uložení $2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ karbonátů za tisíc let.

Příklad: Eastern Mojave Desert, California – akumulace siltu a jílu zredukovala půdní propustnost a snížila hodnotu infiltrační kapacity půdy. Eolický materiál – může přispět ke vzrůstu nestability vytvořením jemnozrné matrix pro tok úlomků. Přítomnost solí ve vstupu urychluje mechanické zvětrávání.

Příklad: Island – vstupy látek do půdních profilů dvěma zdroji: a) spad vulkanického prachu (tefra), b) eolickým přínosem siltu a jemného písku jako výsledek větrné eroze. Velké množství spadeného vulkanického prachu pokrývá povrch půdy, a pokud je pokrývka dostatečně silná, může dojít k nové fázi pedogeneze. Důležitým místem studia – rašelinné kupy → záznam kolísání množství eolických částic v čase. Pokud je vstupních látek dostatek, v půdách se vytváří stratifikace a je vzájemně třeba odlišit sedimentologický a pedogenetický proces.

VÝSTUPNÍ SLOŽKY PEDOGENETICKÉHO PROCESU

Existují různé způsoby ztráty materiálu z půdního profilu. Značné množství je odbouráno erozí. Voda → unáší materiál z půdy v suspenzi a v roztoku.

- a) materiál v suspenzi – tendence k zachycení a fixování materiálu ve svrchních vrstvách.
- b) materiál v roztoku – efektivní transport látek. Odnost rozpuštěných látek z půdy ovlivňuje četnost a intenzita srážek:
 - **nízká intenzita / nízká četnost** – neefektivní → ačkoliv se v půdě objevuje voda, málo součástí je z půdy odplaveno
 - **nízká intenzita / vysoká četnost** – díky častým srážkám je vody stálý dostatek pro pomalý průtok půdou a odtok roztoků
 - **vysoká intenzita / vysoká četnost** – optimální pro odnos rychle se rozpouštějících složek z půdního profilu, ale pomalu se rozpouštějící minerály odolávají
 - **vysoká intenzita / nízká četnost** – srážky umožňují rozpuštění půdních složek vzhledem k delší době, po kterou se voda v profilu vyskytuje

PROCESY PŘEMĚN

Fyzikální zvětrávání

Vede ke křehké deformaci hornin a minerálů – viz kap. „Obecná pedogeneze“. Podstata a rychlost fyzikálního zvětrávání ovlivňují některé vlastnosti hornin nebo materiálu, jsou to:

- a) pórovitost – velikost pórů a jejich průběh důležitější než hodnota celkové pórovitosti. Horniny s vysokou mikropórovitostí a vysokým koeficientem nasycení jsou méně odolné vůči fyzikálnímu zvětrávání než horniny s nižšími hodnotami, i když celková pórovitost může být stejná
- b) schopnost absorpce vody
- c) koeficient nasycení

- d) koeficient expanze
- e) tepelná vodivost

Hlavní činitele fyzikálního zvětrávání → **tlakové uvolnění**, **tepelné procesy** a skupina procesů, které zahrnují růst a expanzi materiálu v pórech a puklinách, tj. **expanze ledu a solí**.

1. **Tlakové uvolnění** – uvolněním nadložního tlaku v podložních horninách v důsledku eroze dochází ke vzniku puklin a trhlin. Nejtypičtěji vyvinuto u granitoidních hornin a masivních pískovců, ale i u silně zkonsolidovaných jílu nebo jílovců, které jsou v důsledku eroze obnaženy. Některé z deskovitých struktur - způsobeny orientovaným tektonickým napětím.
2. **Tepelné procesy** – ovlivňují zvětrávání působením slunečního záření a variabilní tepelné vodivosti různých hornin. Nízká tepelná vodivost – zabraňuje průniku tepla, které způsobuje periferní roztahování hornin proti studenému jádru a odzrňování. Minerály – také různá tepelná vodivost. Horniny – různé albedo → různá míra pohlcování slunečního záření:

Příklad: Srovnání hornin: vápenec, granit, pískovec, čedič. Nejvyšší povrchová teplota zaznamenána u čediče v důsledku nízkého albeda, nízké specifické tepelné kapacity a nízké tepelné vodivosti. Nejnižší teploty zaznamenány u vápence v důsledku vysokého albeda, specifické tepelné kapacity a tepelné vodivosti. Rozdíly naměřených povrchových teplot rostou v pořadí: vápenec, granit, pískovec čedič. Pískovec s vyšší tepelnou vodivostí, dosáhnul vyšší podpovrchové teploty než čedič, navzdory nižší povrchové teplotě. Význam specifické tepelné kapacity není zcela jasný. Maximální povrchová teplota je čedič > pískovec > vápenec je inverzní k hodnotám specifické tepelné kapacity.

3. **Expanze ledu** – v uzavřeném systému mrznoucí voda nabývá objemu o 9 % vyššího než v kapalném stavu, maximální tlak je při teplotě $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ až $2115\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Mrazové zvětrávání → produkce materiálu různé velikosti od jednotlivých zrn po velké bloky hornin. Dokonce se uvažují i procesy hydratace a růst krystalů solí ve vztahu k mrazovým pochodům.
4. **Expanze solí** – zvětrávání působením solí zahrnuje tři skupiny procesů:
 - růst krystalů solí – asi nejdůležitější forma solného zvětrávání, tlaky způsobené růstem krystalů solí mohou být značné. Z hlediska zvětrávání jsou nejdůležitější tyto formy solí, v pořadí podle jejich významu:
 Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaCl_2 , Na_2CO_3 , NaCl , MgCl_2 a CaSO_4

Dokonce se předpokládá, že růst krystalů solí je efektivnějším procesem fyzikálního zvětrávání než insolace, vlhnutí a vysychání a mrazové zvětrávání.
 - hydratace solí – hydratační síly, tvořené anhydričnými solemi, mohou být stejně velké jako síly způsobené mrazem. Za zvýšené teploty během dne – solné krystaly zmenšené, během noci → vázání vody a tvorba vyšších hydrátů solí.

- termální expanze krystalů solí – koeficienty termální expanze mnoha solí jsou větší než u většiny hornin, mohou způsobit štěpení a granulární rozmělnění. Jedná se např. o NaNO₃, NaCl, KCl.

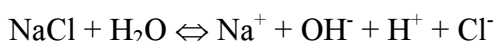
5. **Biotické zvětrávání** – má vztah jak k fyzikálnímu, tak chemickému zvětrávání. Růst koření → mechanická desintegrace, ale i vytvoření kanálků pro pohyb vody a přenos živin a roztoků

Chemické zvětrávání

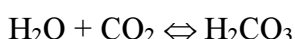
Nejdůležitější činitele chemického zvětrávání → **rozpuštění, karbonatizace, hydratace, hydrolýza, oxidace a redukce, tvorba komplexů organických látek.**

1. **Rozpuštění** – disociace minerálů na komponentní ionty. Složení roztoku – závislé na okolních podmínkách jako je teplota, redox potenciál a pH. Vztah mezi hodnotou pH a rozpustitelností některých hojných minerálů – viz obr.

Příklad:

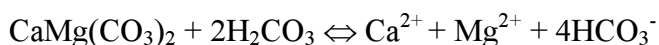
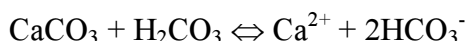


Pokud je voda odstraněna evaporací, má reakce reverzní charakter a dochází k vysrážení NaCl.



Rozpuustitelnost CO₂ závisí na jeho koncentraci ve vzduchu a teplotě rozpouštění. Více CO₂ se rozpustí za jeho vyšší koncentrace v ovzduší při konstantní teplotě, za zvýšených teplot se rozpustí méně a kyselina uhličitá reaguje s minerály v procesu zvaném karbonizace.

2. **Karbonizace** - tento proces zvláště důležitý pro zvětrávání vápenců s kalcitem (CaCO₃) a dolomitem (CaMg(CO₃)₂):



Vytváří se vysoce rozpustitelný Ca(HCO₃)₂. V procesu zvětrávání živců karbonatizace produkuje jílovité reziduum hliníkových silikátů a uhličitán, který se obvykle rychle ztrácí v roztoku:

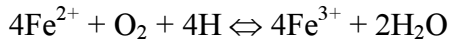


3. **Hydratace** - kombinace sloučeniny s vodou. Voda je absorbována uvnitř krystalové mřížky minerálu. Některé minerály, např. sádrovec (↔ anhydrit) a hematit (↔ goethit) podléhají rychlé hydrataci za vytvoření nových minerálů, často s objemovou změnou:



- b) anaerobní prostředí – pokud kyslík není přítomen, příjemci elektronů se stávají jiné elementy. Toto prostředí - typické pro zvodnělé půdní horizonty

Nejčastěji zahrnuté složky oxid./reduk. reakcí – Fe, Mn, S, Ti. V redukováném stavu – Fe^{2+} , Mn^{2+} , při oxidaci se zvyšuje mocnost na Fe^{3+} , případně Mn^{4+} :



Zvětrávání – během oxidace opouštějí ionty mřížku za účelem udržení rovnováhy. Krystalová mřížka se buď zhroutí, nebo jsou prázdné prostory zaplněny ostatními ionty.

Chelace – vytváření kovalentních vazeb mezi kovovými atomy a organickými molekulami → možnost výskytu kovů v roztoku, především železa a hliníku (blíže viz podzolizace). Chelace vysvětluje, proč je zvětrávání tak efektivní v prostředí bohatém na organické látky. Mohou to být i oblasti pokryté lišejníkem, i když zde významnou roli hraje i zvětrávání fyzikální.

Přeměny jílových minerálů

- Vznik jílových minerálů:
1. přímé zvětrávání z primárních hornin
 2. transformace jednoho jílového minerálu na druhý

Snadnost přeměny jílových minerálů závisí na stupni změny krystalové mřížky. Změny uvnitř a mezi 2:1 a 2:1:1 skupinami jílových minerálů se vyskytují velmi snadno. Změny z 2:1 na 1:1 jílové minerály – mnohem obtížnější.

Přeměna živců – ty zvětrávají na různé produkty: na illit; kaolinit a illit; smektit; kaolinit a smektit; smektit, kaolinit a několik forem halloysitu; gibbsit. Velmi závisí na mikroprostředí zvětrávání. Některé jílové minerály – vznik přímo z živců, u jiných – vznik přes mezifázi.

Příklad: Tropické oblasti se silně vyluhovanými půdami – živce mohou být přeměněny na gibbsit, buď přímo, nebo přes mezifázi halloysitu. Toto zvětrávání – možné i v chladném, dokonce alpském prostředí.

Hydrolyza živců zahrnuje produkty v řadě gibbsit, kaolinit, slída. Vermikulit a montmorilonit – vznik přímo z živců nebo slíd.

Indikátory zvětrávání

- Stupeň zvětrání – poměry:
- a) chemických sloučenin – chemické zvětrávací indicie
 - b) minerálů – minerální zvětrávací indicie

ad a) užití poměrů SiO_2 nebo Al_2O_3 nebo obou v půdách. Množství alkálií je odstraňováno ještě snadněji než Al_2O_3 .

ad b) využití poměrů křemene k živcům – čím větší je tento poměr, tím větší je podíl chemického zvětrávání (křemen – jeden z nejodolnějších minerálů vůči zvětrávání.)

Další indicie – těžké minerály. Olivín, amfiboly, pyroxeny – nejméně stabilní, zatímco zirkon a turmalín – nejstabilnější. Poměr zirkonu a turmalínu k amfibolům a pyroxenům – dobrá indikace stupně zvětrávání.

Rozklad organické složky (humifikace)

Rozklad organické půdní složky – jedna z nejdůležitějších transformací v půdě. Jedná se o komplexní soubor procesů, kterými půdní organismy využívají organické půdní složky jako zdroj potravy. Základní dělení živých organismů:

- a) fototrofní – využívají sluneční záření
- b) chemotrofní – využívají energii uvolněnou z oxidačních chemických reakcí

Každá skupina může být rozdělena podle zdroje uhlíku:

- a) autotrofní organismy – využívají anorganického uhlíku (CO₂)
- b) heterotrofní organismy – využívají organické sloučeniny, např. karbohydráty

Chemoheterotrofní organismy – v půdách především zodpovědné za dekompozici organické půdní složky. Rozkládají komplexní organické molekuly a získávají energii a jednoduché živiny, jež využívají pro stavbu svých tkání. Podle trofické úrovně se chemoheterotrofní půdní organismy dělí na tři skupiny:

Fytofágové – přijímají rostlinný materiál

Zoofágové – jsou karnivorní

Saprofágové – rozklad odumřelé organické složky

Rychlost rozkladu organické půdní složky – ovlivněna stejnými faktory, které mají vliv na kontrolu mikrobiální činnosti. **Kvantita a kvalita organického substrátu** – významně ovlivňuje pH a půdní vlhkost.

Půdní vlhkost – významně ovlivňuje provzdušnění půdy, teplotu a vyluhování. Optimální teplota pro rozklad organického materiálu je 25-30 °C. Nedostatek půdní vlhkosti → omezení mikrobiální aktivity, snížení pohybu živin nebo toxinů v půdních roztocích.

Přesycení vodou → nedostatek okysličení

Podstata rozkládané organické složky – důležitá. Molekulární složení závisí na druhu, části rostliny nebo živočicha, na stáří i na ročním období.

Příklad: Se zvyšujícím se ontogenetickým stářím rostlin se zvyšuje zastoupení celulózy, hemicelulózy a ligninu. Naopak klesá podíl proteinů a ve vodě rozpustných složek. Pouze omezený počet speciálních dekompozitorů je schopen rozkládat lignin, lipidy a chitin. Proto jsou tyto látky zvláště hojné v povrchových horizontech půd.

Masitá organická složka – rozklad velmi rychlý, nejdříve ve vodě rozpustné složky, pak karbohydráty jako celulóza a škrob.

Dřevnatá organická složka – rozklad mnohem pomalejší:

Příklad: Studium rozkladu lesního humusu a organických složek pod zástupci druhů *Pinus nigra*, *Pinus sylvestris* a *Quercus robur* byly vytvořeny dekompoziční křivky. Z celkové váhy lesního humusu tvořily cukry 15 %, hemicelulóza 15 %, celulóza 20 %, lignin 40 %, vosky 5 %, fenoly 5 %. Téměř všechny cukry (99 %) a hemicelulóza (90 %) se rozložily během

prvního roku dekompozice. Pak následovala celulóza (75 %), lignin (50 %), vosky (25 %) a fenoly (10 %).

Dekompozici humusu lze rozdělit do několika fází:

1. **Fáze Ia** – primární dekompozitoři (larvy brouků, stonožky, mnohonožky, v tropických půdách termity) drtí a fyzikálně rozkládají humusový detrit.
2. **Fáze Ib** – primární dekompozitoři (saprofytické houby, protozoa), kteří mají velký rozsah mimobuněčných enzymů, rozkládají vnější ochranné tkáně.
3. **Fáze II** – sekundární dekompozitoři (většina půdních mikroorganismů, saprofytické bakterie, dekompozitoři exkrementů) rozkládají další organické látky
4. **Fáze III** – odumřelá těla a exkrementy z fází I a II tvoří základ pro rozkladnou činnost dalších dekompozitorů v hierarchii

Hodnota pH humusu a organických horizontů – důležitá. Nerozložené organické horizonty – nízké hodnoty pH vzhledem k uvolňování CO_2 z dýchajících organismů a tvorbě organických kyselin jako produktů dekompozice. Rychlosti organické dekompozice klesají s nižším pH – **např.** dekompoziční rychlosti rozkladu tundrového humusu byly nižší v místech s $\text{pH} < 4,5$.

Terénní klasifikace dekompozice rašeliny:

H1 – zcela nerozložené rostlinné zbytky. Třením v dlani se uvolňuje čistá voda.

H2 – prakticky nerozložené rostlinné zbytky. Třením v dlani se uvolňuje téměř čistá, žlutohnědě zbarvená voda.

H3 – nepatrně rozložená rašelina. Třením v dlani se uvolňuje tmavě zbarvená voda, ale rašelina, která je velmi vláknitou masou, nevystupuje mezi prsty.

H4 – slabě rozložená rašelina. Třením v dlani se uvolňuje tmavě zbarvená suspenze půdních částic a vody. Rostlinné zbytky jsou nepatrně rozdrolené.

H5 – poněkud rozložená rašelina. Struktura rostlinných zbytků je viditelná pouhým okem, zbytky jsou rozdrolenější. Rašelina nepatrně proniká mezi prsty, když je třena v dlani, uvolňuje se voda s velkým množstvím suspendovaných půdních částic.

H6 – celkem dobře rozložená rašelina. Struktura rostlinných zbytků je nejasná. Třením v dlani mezi prsty neproniká více než 1/3 odebraného vzorku. Ta část, která zůstane v dlani, je rozdrolená a kyprá a struktura rostlinných zbytků v dlani je lépe patrná než u vlhkého nerozetřeného vzorku.

H7 – dobře rozložená rašelina. Struktura rostlinných zbytků je ještě částečně rozeznatelná. Třením v dlani mezi prsty proniká přibližně polovina vzorku.

H8 – velmi dobře rozložená rašelina. Struktura rostlinných zbytků je velmi nejasná. Třením v dlani mezi prsty pronikají přibližně 2/3 vzorku.

H9 – téměř úplně rozložená rašelina. Struktura rostlinných zbytků může být vidět pouze výjimečně. Třením v dlani většina vzorku proniká mezi prsty jako homogenní směs vody a půdy.

H10 – zcela rozložená rašelina bez rozeznatelných rostlinných zbytků. Třením v dlani proniká celý vzorek mezi prsty jako homogenní masa.

Nasáknutí vodou

Nasáknutí vodou – způsobeno nedostatečným odvodněním nebo pomalým pohybem půdní vody. To může být způsobeno: 1. jílovitou texturou; 2. nepropustným podložím v půdním profilu; 3. kompakcí; 4. chemickým znečištěním (např. oleje); 5. přítomností vysoké hladiny podzemní vody nebo povrchovým zamokřením.

Nasáknutí vodou → podmiňuje redukční reakce v půdě a ovlivňuje rozklad organické složky:

- Vznik podmínek vhodných pro glejový proces (oglejení, glejizaci) v půdním profilu
- Změny v pH
- Akumulace organické složky díky pomalejší anaerobní dekompozici nebo fermentačnímu procesu (pouze z 1/3 tak účinný jako aerobní rozklad)
- Produkce toxických látek
- Vliv redukčních podmínek na zadržování, přeměny a ztráty původních rostlinných živin

V průběhu transformace dobře provzdušněné půdy na půdu nasáklou vodou se objevuje několik fází:

- I. redukce NO_3^- začíná před kompletním odstraněním O_2 . Redukce Mn^{4+} na Mn^{3+} se vyskytuje během redukce O_2 a NO_3^- .
- II. redukce Fe^{3+} na Fe^{2+} . Tato redukce se nevyskytuje, dokud jsou v systému přítomny O_2 nebo NO_3^- . Redukce NO_3^- , Mn^{4+} a Fe^{3+} probíhá činností podmíněně anaerobních bakterií.
- III. redukce SO_4^{2-} na S_2 (obvykle na FeS_2 nebo H_2S) pravými anaerobními bakteriemi, v půdě kompletní absence O_2 , NO_2^- a NO_3^- .
- IV. Tvorba metanu CH_4 až poté, co byla většina SO_4^{2-} redukována na sulfid.

Příčiny pomalejšího rozkladu uhlikatých sloučenin jsou následující:

- Nedostatek elektronových akceptorů pro dýchací proces.
- Tvorba konečných produktů v podobě H_2S nebo etylenu C_2H_4 , které jsou toxické vůči půdním mikroorganismům.
- Přítomnost vyšších koncentrací mastných kyselin (např. kyselina octová, CH_3COOH), které utlumují mikrobiální činnost, zvláště při nízkém pH.
- Vodou nasáklé půdy jsou obvykle chladnější → pomalejší mikrobiální aktivita, nižší pH, méně variabilní populace dekompozitorů.

Prvními produkty snadněji rozložitelných organických sloučenin (např. karbohydráty) jsou metan (CH_4) a malé množství H_2 . V malé míře mohou být uvolňovány i další plyny: sirovodík (H_2S), etan (C_2H_6), etylén (C_2H_4), propan (C_3H_8) a propylén. Měřitelná množství etylénu

zjištěna i v půdách dobře provzdušněných – drobné agregáty zřejmě mohou obsahovat anaerobní centra.

Koloběh živných látek → anorganický dusík v podobě $\text{NH}_4^+ - \text{N}$ se vyskytuje ve vodou nasáklých půdních profilech. Nitrifikace, tj. tvorba dusitanů ($\text{NO}_2^- - \text{N}$) aerobními bakteriemi (*Nitrosomanas*, *Nitrobacter*) je utlumena. Denitrifikující bakterie se rychle rozvíjí a redukce $\text{NO}_3^- - \text{N}$ je zajištěna činností bakterie druhu *Thiobacillus denitrificans* za současné tvorby plynných produktů N_2O a N_2 .

Oglejení - glejový proces, glejizace

Oglejení a glejový proces – probíhají v půdách zamokřených.

- a) **oglejení** – při periodickém převlhčení povrchovou vodou. Typické je střídání redukčních a oxidačních pochodů v půdě při střídavém převlhčování a vysychání svrchních půdních vrstev. Především se uvolňují sloučeniny železa, v době vysychání dochází k vysrážení konkrecí v podobě tzv. železitých bročků a jiných novotvarů. Charakteristická je přítomnost oranžově-hnědých skvrn způsobených Fe^{3+} - přítomnost hydroxidů železa lepidokrokritu a goethitu. Při silnějším oglejení → vznik charakteristických mramorovaných horizontů. Znaků oglejení do hloubky obvykle ubývá.
- b) **glejový proces** – při více méně trvale zvýšené hladině podzemní vody. Podstatou je redukce železa, příp manganu, vše je podmíněno nedostatkem kyslíku (anaerobní podmínky) při současném zvýšení obsahu organických látek a rozkladu prvotních minerálů vlivem vysoké půdní kyselosti. Projevem je zajilení, šedá, zelenavá nebo namodralá barva zeminy, způsobená přítomností dvojmocného železa, případně přítomností rozptýleného vivianitu. Při slabším uplatnění tohoto procesu → dochází ke střídání redukčních pochodů s oxidačními a ke vzniku rezivých skvrn. Znaků glejového procesu do hloubky přibývá.

Oxidace a redukce v glejových půdách kontrolována mikrobiologicky – dusík-vázajícími bakteriemi (rod *Clostridium*). Zásadní pro procesy oglejení a glejový proces je variabilita vlhkosti a teploty.

Vývoj glejových půd v podmínkách teplého klimatu lze rozdělit do několika fází:

1. Redukční podmínky se na podzim vyskytují podél starých větví říčních kanálů, ve kterých je půda nasycena vodou, ale je stále teplá.
2. Fe^{2+} je produkován v kanálech a difunduje do půdních pedů.
3. Následující léto jsou oxidy železa oksyločeny, dochází ke vzniku hydroxidů železa (lepidokrokrit, goethit).
4. část Fe^{2+} vytvořených během redukčních podmínek je vyplaveno z půdy.
5. Fe^{2+} může být přemístěno do nového půdního horizontu a v případě vzrůstu oxidačních podmínek uloženo jako hydroxid železa .

Sulfidizace

Redukce síry – důležitý proces v některých půdách (fluvisoly). Estuárové a mořské půdy, zvláště pak v tropických oblastech, mají tendenci k obohacení sírou ze sulfátů v mořské vodě. Voda obohacená o sulfáty je v kontaktu s přílivovou mokřinou (tzv. marše) a ponořenými sedimenty. Bakteriální redukce vytvářejí anorganické sulfidy, obvykle sirovodík H_2S , který reaguje s FeO za vzniku FeS . Ten může reagovat s H_2S za vzniku pyritu FeS_2 . Obsah síry v marších vzrůstá se vzrůstající masou organické složky.

Tvoření pyritu v marších je podporováno neustálým proplachováním, které odstraňuje HCO_3^- vytvořený během redukce sulfátů, tím se snižuje pH, což podporuje tvorbu pyritu a také dodává malé množství O_2 , nezbytného pro částečnou oxidaci sulfidů. Tím se uvolňuje elementární S, jež je nezbytná k tvorbě pyritu.

Zrání půd

Pojmu zrání půd se užívá u vodou nasycených nebo zaplavených půd, u kterých došlo k zastavení přínosu vody a půdy začínají vysychat. Zrání rozlišujeme na:

1. **Fyzikální** – má za následek značné kontrakce půdní masy, při vysychání vznikají četné pukliny, kudy proniká vzduch a v půdě nastávají oxidační reakce (místo dřívějších redukčních)
2. **Chemické** – oxidace organické složky, železa a manganu
3. **Biologické** – někdy také biologická homogenizace – promíchání půdy působením rostlin a živočichů. Záplavové půdy jsou často stratifikované, tato stratifikace je však postupně smazána.

Změny jsou často nejintenzivnější na počátku vývoje půd na vynořujících se slaných marších.

PROCESY PŘENOSŮ

Zahrnuty jsou sem všechny procesy, které přemisťují materiál uvnitř půdního profilu. Může to být jak fyzikální pohyb (např. promíchávání), tak chemický pohyb v podobě roztoků. Pohyb může být jak směrem nahoru, tak i dolů.

Pedoturbace

Míšení půd – důležité u většiny půd, v některých případech mohou být dokonce smazány rozdíly mezi horizonty.

Bioturbace – dochází k ní většinou v povrchových vrstvách (až 95 % veškeré bioturbace). Žížaly – mohou vytvořit přes $20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ žížalinců (vývržků). Více než polovina výzkumů ukazuje rychlosti povrchové promíchání (vlivem vývržků) v rychlosti $10\text{-}50 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$, přičemž vyšší rychlosti jsou udávány ve vlhčích teplejších oblastech. Nižší rychlosti bioturbace naopak v sušších a horských oblastech.

Mravenci – žijí v rozsáhlých koloniích, mohou se dostávat obvykle do hloubky okolo 2 m pod povrchem.

Termiti – podobná funkce jako mravenci, výskyt tropické a subtropické oblasti.

Z dalších zástupců bezobratlých – brouci, vosy cikády, stonožky, škorpióni, stínky, raci...

Ptáci, Savci – bioturbace povrchovým kypřením, hrabáním.

Člověk – zemědělská činnost

Argilipedoturbace (hydroturbace) – v povrchové vrstvě dochází k mísení půdy obohacené propadem materiálu do puklin (gravipedoturbace). Vše je podmíněno bobtnáním a smršťováním půdy vlivem střídání vlhkých a suchých období.

Kryoturbace – mrazem podmíněné mísení půdy, vytváření mrazem tříděných půd. Tímto procesem – začlenění povrchového organického materiálu hluboko do profilu. Tento proces klesá v oblastech, kde tání je hlubší a zimní sněhová pokrývka mocnější. Vytváří se celá řada struktur, např. involuce.

Infiltrace

Je to proces, při kterém voda vniká do půdy. Pozor na záměnu s hydraulickou vodivostí půdy, což je jen jedna složka ovlivňující rychlost infiltrace.

Infiltrační kapacita – maximální tok vody skrz povrch půdy. Rychlost infiltrace – objem toku přes povrch, obvykle menší než maximální možná hodnota.

infiltrační křivka – období rychlé iniciální infiltrace je rychle následováno obdobím konstantních hodnot. Se vzrůstem půdní vlhkosti způsobuje nasycení redukcí hydraulického gradientu poblíž povrchu. Rychlá saturace vodou bývá podmíněna také přítomností půdních horizontů se sníženou propustností. Infiltrační rychlost s časem klesá také díky změnám v povrchové vrstvě půd jako je redukce velikosti pórů vlivem bobtnajících jílových minerálů.

Tvar infiltrační křivky - určen texturou, strukturou, hloubkou a typem jílových minerálů.

Perkolace (propusnost, průsak)

Průnik vody půdou – ovlivněno velikostí a uspořádáním částic a prostoru mezi nimi. Průnik vody půdou se děje dvěma způsoby:

- a) **velkými póry**
- b) **difúzí přes půdní agregáty**

Voda pronikající půdou přemísťuje vodu dříve v půdě drženou. Při nízké intenzitě srážek – většina pohybu pomocí jemných pórů. V případě větších srážek nebo velkého obsahu vody v půdě – voda rychle proniká velkými póry (makropóry) – tento jen nazýváme angl. „bypassing (v rámci toho – přenos detritu do větších hloubek).

Pohyb vody: vertikální, laterální. Vertikální pohyb – dominuje u půd s hrubou texturou. U půd s jemnou texturou – vertikální pohyb se zpomaluje, nastává pohyb laterální.

Příklad: Simulovaná bouřka o hodnotě srážek $5,1 \text{ cm.h}^{-1}$ trvající 2 hodiny na svahu o sklonu 16° . Nízká hodnota povrchového toku – způsobená nízkou iniciální infiltrační kapacitou suché půdy. Infiltrace rychle vzrostla s vlhkostí. Méně propustná zóna – v hloubce asi 90 cm. Delší čas potřebný k infiltraci způsobil zaostávání vertikální infiltrace před laterálním odtokem.

Extrémní případy makropórů, tzv. válcovité póry („pipes“) – až 0,6 m v průměru, příčný průřez až $67,5 \text{ cm}^2$. Půdy nejnáchylnější ke vzniku válcovitých pórů – buď půdy s rašelinnými

povrchovými horizonty a nepropustným podložím, nebo půdy s hlinitými povrchovými horizonty na strmých svazích.

Vznik válcovitých pórů („pipes) – obecně působením eluviace a vysoušením. Eluviace – odstraňuje jemný materiál z půdní matix a zvětšuje velikost pórů mechanicky. Při vysoušení – závisí na typu přítomných jílových minerálů. Válcovité póry – typické pro semiaridní oblasti, kde mnoho půd obsahuje expanzivní jílové minerály, např. **smektit**.

Eluviace (vyplavování, ochuzování)

Eluviace – proces, při kterém dochází k přemístování jednotlivých půdních složek (ve formě roztoků nebo koloidních roztoků) prosakující vodou do spodiny. Podle intenzity pochodu můžeme eluviaci dále dělit na:

a) vyluhování (acidifikace) – posun rozpustných solí, vyluhování iontů → snížení nasycenosti sorpčního komplexu kationty alkalických zemin a alkálií. Jednotlivá stadia vyluhování – měřená v horizontu B podle nasycenosti sorpčního komplexu, označované „V“:

- eubazické (V > 60 %)
- mezobazické (V = 35-60 %)
- oligobazické (V < 35 %)

U oligobazických půd – využíváno nasycenosti sorpčního komplexu hliníkem (V_{Al}), používáno pro silně kyselé půdy mírného pásma, tropů i subtropů.

Dále dochází k aluminaci jílových minerálů 2:1, tvorbě kyselého moderu až moru a migraci sesquioxidů a humusu.

Klima + substrát – humidní až perhumidní s výraznou perkolací, propustné a minerálně chudší substráty.

b) desalinizace – někdy vyčleňováno zvlášť jako tzv. **slancování** - vyluhování rozpustných solí ze svrchní části půdy, často spojené s tvorbou horizontů jejich akumulace ve spodní části profilu. Vyloužením solí dochází ke translokaci jílu.

Klima + substrát – subhumidní klima nebo promyvné závlahy, pokles podzemních vod, substráty obsahující rozpustné soli.

c) translokace karbonátů (dekarbonizace) - rozpouštění karbonátů, hlavně $CaCO_3$ a $MgCO_3$ a jejich vyluhování ze svrchní části půdního profilu, často s tvorbou horizontů jejich akumulace ve spodině.

Klima + substrát – subhumidní až humidní klima, silikáty bohaté na Ca a Mg, nebo karbonátové substráty.

d) translokace jílu (illimerizace) – posun jílových minerálů, především vysokodisperzních typu 2:1 (illit, vermikulit, montmorillonit) a s nimi i oxidů Fe (s nízkým poměrem amorfních forem nesilikátového Fe) a smalým množstvím organických látek. Illimerizace probíhá za slabě kyselé reakce po odvápnění profilu a

po snížení koncentrace dvojmocných kationtů v půdním roztoku. Ve vlhkém období – bobtnání jílových minerálů a jejich rozpouštění (peptizace). Imobilizace migrujícího jílu a vytváření horizontu B – podmíněno prosycháním profilu a zvýšenou koncentrací v hlubších částech profilu. U solonců je peptizace jílových minerálů podmíněna nasycením sorpčního komplexu sodíkem, imobilizace zvýšenou koncentrací solí v hlubších vrstvách. Vytváří se jílem ochuzený světlý eluviální (albikový) horizont a iluviální horizont s výraznými povlaky orientovaného jílu na povrchu strukturních elementů

- e) **podzolizace** – možno chápat jako jeden z procesů **iluviace**. Posun sloučenin železa a hliníku, obvykle spolu s organickými látkami, čímž dochází k relativnímu zvýšení obsahu křemíku v silikalizovaném eluviálním horizontu. Existují dvě teorie vzniku podzolů:

Organická teorie tvorby podzolů

- Mobilní organické složky jsou tvořeny během rozkladu povrchového humusu a půdní organické složky
- Je-li dostatek kationtů Al a Fe ve vrchní části půdního profilu, pak jsou mobilní organické složky imobilizovány vytvořením komplexních sloučenin s Al a Fe a nevyskytují se žádné migrace směrem dolů
- Máme-li nedostatečné množství Al a/nebo Fe k tomu, aby došlo k imobilizaci mobilní organické složky, pak dochází ke vzniku komplexů s mobilní organickou složkou a transportu směrem dolů
- Imobilizace organo-minerálních komplexů se v hloubce může dít díky:
 - a) Snížení mocnosti elektrické dvojvrstvy při zvýšené koncentraci iontů alkalických zemin
 - b) Vysoušení, při kterém dochází ke kontrakci elektrické dvojvrstvy a tvorbě protonových můstků
 - c) Tvořbě chelátových vazeb s kationty s vyšším oxidačním číslem a jejich chemisorpci, po které opět dochází ke snížení mocnosti elektrické dvojvrstvy.

Anorganická teorie tvorby podzolů – dvoufázová podzolizace

- **První fáze** – uvolnění hydroxy—Al a —Fe iontů a kyseliny křemičité, které vzájemně reagují a vytvářejí komplex $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ (protoimogolit). Soly protoimogolitu migrují v půdním profilu a po vysrážení vytvářejí spodikový horizont Bs, obohacený alofanoidy a oxidy Al a Fe. Přemístěné alofanické složky mohou vytvářet nepropustné horizonty ovlivňující hydromorfni vývoj podzolů.
- **Druhá fáze** – negativně nabitě organické koloidy migrují profilem a jsou vysráženy na oxidech Fe a Al a na alofánech hlouběji v profilu, v horizontu Bh.

Iluviace (obohacování)

Iluviace – je opakem eluviace, kdy eluviací vyluhované součásti se v určité vrstvě profilu opět vysráží

Solončakování

Jedná se o půdotvorný pochod, při kterém jsou do půdního profilu vnášeny lehce rozpustné soli – sírany, uhličitany a chloridy jednomosných kationtů, především Na^+ . V našich podmínkách jde nejčastěji o vzlínání silně mineralizované podzemní vody v aridnějším klimatu.