

OBEČNÁ PEDOGENEZE

1. Základní problémy pedogeneze

Studium pedogeneze – zobecnění terénních a laboratorních výzkumů, využití faktografických, srovnávacích i modelových postupů. Využití výsledků kvartérní geologie, geomorfologie, geochemie a fytoecologie v návaznosti na půdu. Vypracován systém obecných půdních mikroprocesů, speciálních dílčích půdotvorných procesů a typů půdotvorných makroprocesů.

1. Obecné půdní mikroprocesy (též elementární složky půdotvorného procesu) – charakter působení významných fyzikálních, chemických, biochemických a biologických jevů, reakcí a elementárních procesů na tuhou, kapalnou a plynnou fázi půdy a na půdní organismy. Zahrnuty jsou i procesy výměny látek a energie mezi půdou a složkami prostředí. Tyto procesy nejsou specifické pro určité horizonty a skupiny půd
2. Speciální půdotvorné procesy (dílčí, příp. elementární) – komplexní kombinace půdních mikroprocesů, které vedou ke vzniku určitých půdních horizontů, a významných znaků určitých půdních taxonů
3. Půdotvorné makroprocesy – komplexy speciálních půdotvorných procesů, vedoucích ke genezi půdních typů.

Určitý speciální půdotvorný proces může patřit do více kategorií obecných půdních mikroprocesů.

2. Klasifikace obecných půdních mikroprocesů

Existují různé typy třídění a kategorizace, v dnešní době – trend třídění půdních mikroprocesů do menšího počtu kategorií. Rozeznáváme následující třídy:

- a) procesy přeměn látek
- b) procesy změn prostorového uspořádání
- c) procesy transportní (jak uvnitř půdního těla, tak ve vztahu k okolí)

Toto dělení – formální, nikoliv objektivní, neboť většina obecných půdních mikroprocesů je důsledkem kombinovaného působení elementárních chemických, biochemických a fyzikálních procesů spojených s mikrobiální činností a se zásahy z okolí půdního systému.

Příklad: Oxidace a redukce – závisí na půdní respiraci, difúzním pohybu O_2 a CO_2 v půdě a na změnách biochemie systému, k nimž došlo při změně anaerobního procesu na aerobní a opačně. Zdrojem CO_2 a spotřebitelem O_2 jsou bakterie a kořeny rostlin. Substrátem pro mikrobiální činnost jsou výchozí organické látky, uplatňuje se i úrodnost půdy (omezuje hloubku zakořenění)

3. Půda jako pórovité prostředí a změny prostorového uspořádání

Vznik půdy – podmíněn zvýšenou pórovitostí substrátu, primární pedogeneze je provázána podstatným zvýšením pórovitosti proti pevné hornině. Nejedná se však o pouhé rozmělnění a rozdrolení původní celistvé horniny. Doprovodné jevy rozrušování hornin při pedogenezi:

- a) biologické oživení

- b) tvorba koloidních látek (spolu s některými produkty chemického zvětrávání – především oxidy volného železa – způsobují agregaci na různém stupni, čímž přetvářejí charakteristiky pórovitosti)

Biologické procesy – jejich intenzita přímo závisí na objemu obyvatelných prostorů pro organismy, tj. na pórovitosti a na stupni disperzity prostředí.

Poměry vlhkosti a provzdušnění a průběh anaerobních a aerobních procesů závisí na kvalitě pórovitosti, tj. na poměrném zastoupení pórů. Tyto změny dominantně ovlivňují intenzitu jednotlivých mikrobiálních procesů.

Procesy rozpouštění a srážení – přímo vázány na kapalinu v pórech substrátu, podobně je to i s iontovou výměnou, s redukčními a oxidačními procesy

Translokace látek, vyluhování, obohacování rozpustnými solemi – všechny transportní procesy vázány na pohyb roztoků a suspenzi v pórovitém systému půdy.

V_T – určitý objem půdy

V_P – objem uvnitř V_T nezaplňený pevnou půdní fází (nazýváme je tedy půdní póry)

Pórovitost: $P = V_P / V_T$; $P < 1$; někdy v procentech $P = 100 V_P / V_T$

Velikost pórů – často se uvádí, složitý tvar pórů se definoje jako poloměr koule vepsané v daném místě póru.

Dělení póru podle charakteristického chování kapaliny v pórech určité velikosti:

- a) Submikroskopické (ultrkapilární) póry – tak malé, že nemohou obsahovat částice tekutiny. Neprobíhá konvekce, obvykle nelze použít zákonů mechaniky tekutin. Pro transportní pedogenetické procesy – význam submikroskopických pórů zanedbatelný. Avšak pro procesy vázané na fázové rozhraní (např. rozpouštění, výměna iontů, hydrolytické a hydratační procesy u silikátů) je tento systém význačný. Z hlediska biotické funkce – nevýznamné.
- b) Kapilární póry – dvě nemísitelné složky (voda a vzduch) odděleny rozhraním, jehož tvar je určen tvarem póru a silami, které působí na rozhraní. Vznikají tzv. kapilární menisky. Kapilární póry – největší význam v pedogenetickém transportním procesu. Z hlediska biologického oživení půdy – tyto póry nejvýznamnější jak pro mikrobiální složku, tak pro rhizosféru. Význam pro redox poměry. Redox poměry se odrážejí na celém chemismu půdy. Kapilární póry – zabezpečují dostatečný kontakt kořenového systému s kapalnou fází. Dělení kapilárních pórů:
 - jemné kapilární póry – v rozmezí od polní kapacity do spodní meze kapilárních pórů, za níž jsou submikroskopické póry. Patří sem intrapedální póry (póry uvnitř pedů). Z hlediska transportu – póry s tzv. imobilní vodou
 - hrubé kapilární póry – v rozmezí od polní kapacity do horní meze, za níž jsou již makropóry. Póry této subkategorie se rychle odvodňují, dochází k rychlému transportnímu procesu (např. při transportu roztoků). Patří sem většina interpedálních pórů (mezi pedy)
- c) Makropóry (nekapilární póry) – tak velké, že se zde neuplatňují kapilární síly, póry nemají vliv na rozhraní mezi dvěma nemísitelnými tekutinami. Při proudění kapalin v makropórech – časté turbulentní proudění. Do makropórů se dostávají cizorodé látky

– dochází k neuspořádanému promísení – turbaci. Patří sem část interpedálních pórů, pukliny a póry vzniklé činností makroedafonu.

Činnost biologické složky – značně ovlivněna jednotlivými kategoriemi pórů. Voda je většinou dlouhodobě udržována uvnitř pedů (s výjimkou hydromorfních nebo hyperaridních půd). Nejmenší bakterie nevytvářejí většinou spóry – žijí v prostředí intrapedálních pórů. Větší heterotrofní bakterie – žijí v prostředí intrapedálních i interpedálních pórů. Houby (2 až 10 μm) již v prostředí hrubých kapilárních pórů.

Dynamika rozkladu humusu – je-li humusová molekula umístěna v kapiláře o průměru pod 400 nm, pak je mikrobiální rozklad znemožněn (nejmenší bakterie mají kolem 400 nm). Humusová molekula je v kapiláře mechanicky konzervována.

Půda – pórovitě heterogenní látka. Charakteristické znaky – možnost diskontinuity na křivce rozdělení pórů, jednak řádová rozdílnost v rychlosti transportu látek ve 2. a 3. skupině pórů

Definice pórovitosti

Reprezentativní elementární objem (REO). Požadavkem je, aby $V_T \geq \text{REO}$. Kdyby se objem V_T blížil objemu charakteristického póru V_P , byla by hodnota pórovitosti značně proměnlivá podle místa odběru vzorku, neboli podle místa centrování objemu V_T :

1. Jestliže V_T centrován do pevné fáze, pak $P \rightarrow 0$
2. Jestliže V_T centrován do prostoru póru, pak $P \rightarrow 1$

Když se nyní zvětší V_T o ∂V , pak je pravděpodobné, že se tímto zvýšením zvětší objem opačné fáze:

ad1) jestliže $P \rightarrow 0$, pak P se zvětší o $\partial V / V_T$

ad2) jestliže $P \rightarrow 1$, pak P se sníží o $\partial V / V_T$

Hodnota pórovitosti půd a zvětralin je několikanásobně vyšší než je pórovitost celistvých hornin. Z hlediska změny pórovitosti rozlišujeme:

1. **primární pedogenetický proces** – mechanické, chemické a biologické přeměny původní celistvé horniny: $dP/dt > 0$
2. **sekundární pedogenetický proces** – produkt primárního procesu slouží za pedogenetický substrát: $dP/dt \rightarrow 0$. Pórovitost se může pouze mírně zvýšit některými vlivy (agregace), nebo snížit (peptizace koloidů, iluviace)

U většiny půd se setkáváme se sekundárním pedogenetickým procesem (pedogenetické časové měřítko je nejméně o dva řády menší než geologické časové měřítko).

Pórovitost ovlivňují následující faktory:

1. zrnitostní složení půdy
2. humóznost půdy
3. struktura půdy
4. typ genetického půdního horizontu

Příklady:

Mínérální půdy: $P <$ než v organogenních půdách

Písčité půdy: $P <$ než v hlinitých a jílovitých půdách (v písčitých půdách – absence půdní struktury a póry se vyskytují pouze nebo převážně mezi jednotlivými zrny, není zde vyvinuta agregace)

Hlinité půdy – vysoká pórovitost v důsledku optimálních podmínek pro vznik struktury

Jílovité půdy – klesá hodnota meziagregátové pórovitosti, jílovité půdy jsou snadno slévatelné. Celková $P <$ než u půd hlinitých

Půdní profil – největší pórovitost v humusovém horizontu, P klesá směrem do hloubky. To je způsobeno:

- a) nižším stupněm agregace
- b) tlakem nadloží

Klesající hodnota pórovitosti směrem do hloubky nemusí být monotónní funkcí, minimum se může objevit v některých horizontech (např. iluviální, soloncový)

Podíl agregace na pórovitosti udává P_a agregátová (intrapedální) a P_m meziagregátová (interpedální) pórovitost:

$$P_a = \frac{P_v (100 - P)}{100 - P_v}$$

$$P_m = P - P_a$$

kde P_v je vnitřní pórovitost jednotlivých agregátů v %.

Kvalita pórovitosti – popisuje se buď objemem frakcí pórů o určité velikosti, nebo z tzv. retenční čáry půdní vlhkosti $H(\theta)$, kde H je tlaková výška půdní vody (též: vlhkostní nebo matriční potenciál) [m], θ je vlhkost [bezrozměrná].

Stanovení velikosti pórů:

1. **na řezech** – velikost póru se rovná poloměru kružnice vepsané do řezu pórem. Využití jak v mikromorfologickém zkoumání, tak při makromorfologickém popisu v terénu
2. **z hlediska hydrostatického chování** – systém pórů je přirovnán k systému složenému z rovnoběžných válcových kapilár, je to tzv. model s kapilárními póry. Vztah mezi tlakovou výškou H a poloměrem kapiláry r je v **modelu s kapilárními póry**:

$$H = \frac{2\delta \cos \gamma}{r \rho_w g}$$

kde δ je povrchové napětí vody [$\text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$], γ je smáčecí úhel, ρ_w je měrná hmotnost vody [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] g je gravitační zrychlení [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$]. Když nahradíme tlakovou výšku H údajem o ekvivalentním poloměru kapiláry r („ekvivalentní“ – nahrazujeme složitou pórovou stavbu půdy systémem válcových kapilár, tj. modelem), můžeme ze součtové čáry zastoupení pórů stanovit procento pórů menších než r_j .

Ačkoliv se celková pórovitost v horizontu A a B příliš neliší, v horizontu B jsou zastoupeny mnohem více póry o malém ekvivalentním poloměru a nejvíce jsou zakolmatovány velké póry.

Rozdělení makropórů – lze vyhodnotit např. na fotografii s kontrastní výplní pórů. Čára rozdělení pórů: Zatímco v původní hornině má křivka četnosti pórů normální rozdělení, vlivem pedogeneze se šikmost křivky mění.

Vlivem pedogeneze – vzrůst objemu hrubých kapilárních pórů (interpedálních pórů) a makropórů, spolu se změnami v prostorovém uspořádání pevných částic. K těmto změnám dochází v důsledku:

1. agregace
2. vlivem objemových změn při vysoušení a zvlhčování půdy, příp. vlivem mrazu
3. vlivem makroedafonu

ad 1) **agregace** – vznik shluků oddělených od sebe doménami slabé soudržnosti. Translokací mobilní plazmy při pedogenezi vznikají plazmové povlaky podél povrchu pedů – **kutany**. Hlavními procesy vzniku kutanů jsou: iluviace a difúze. Iluiované jíly na povrchu pedů způsobují jejich vysokou stabilitu, vznik a cementace kutanů může trvat až tisíce let. Kutánové povlaky mohou být tvořeny také karbonáty, oxidy železa, manganu, sádrou apod. Kutánovými formacemi vznikají povrchy slabosti, podle nichž se pedy snadno oddělují. Plochy odlučnosti jsou stěnami hrubých kapilárních pórů až makropórů, ty vytvářejí síť preferenčních cest (neboli zkratových toků, „by-pass flow“)

ad 2) **vysoušení a zvlhčování těžších hlinitých a jílovitých půd** → tvorba makropórů ve formě puklinové sítě. Pokud kutany, pak nejsou iluviačního, nýbrž deformačního původu, dochází k trvalému uchování skluzných makro- i mikroploch, podle nichž se pravidelně otevírají pukliny v suchých po sobě jdoucích sezónách. Stěny puklin – časté mikromorfologické změny, jsou místem změn v uspořádání částic v mikroměřítku. V makroměřítku – vertikální turbace → vyplnění puklin samovolně půdním materiálem vrchní části horizontu A. Velký význam má tato turbace u vertisolů (půdy s obsahem jílu > 30%, s tvorbou trhlin širších než 1 cm do hloubky 50 cm při vysýchání). Turbace každoročně zasahuje jen malou část puklinového systému a pukliny nejsou zcela zaplňovány. Objem puklin u vertisolů vzrůstá v aridní zóně o 1 až 3 m³/ha . d. S hloubkou puklin ubývá vertikálně.

ad 3) **činnost makroedafonu** → snadno porovnatelné s válcovým tvarem (na rozdíl od štěrbinovitých puklin). Významná činnost žížal, jejichž chodbičky jsou zpevňovány houbovitou mikrostrukturou (cementační funkci mají exkrementy slizového charakteru). Stěny těchto pórů jsou dostatečně stabilní → zachování vysoké hydraulické účinnosti makropórů. Další příklad – odumřelé hrubší kořeny rostlin → vznik stabilních válcových makropórů, jejichž stěny jsou zpevněny humusovými látkami. K sekundárnímu zpevnění může dojít vlivem ferranů (oxidů železa).

4. Procesy přeměn

Přeměny anorganické půdní složky

Horniny – výchozí materiál substrátu většiny půd – vznik za specifických fyzikálních a chemických podmínek. Při expozici hornin do atmosféry → snížení chemické a mechanické stability → zvětrávání (mění se celistvost hornin, vnitřní struktura nově vznikajících substrátů, chemické složení ...). Intenzita zvětrávání klesá s hloubkou, nemusí však monotónně, v různých hloubkách se mohou objevit podružná nebo absolutní maxima. Hloubka závisí na:

- a) intenzitě a charakteru působících faktorů
- b) na čase, po který zvětrávání probíhá

Největší hloubka zvětrávání – na starém reliéfu ve vlhkých tropech.

Fyzikální zvětrávání – působením fyzikálních účinků tepla, větru, vegetace, vody a ledu na horniny. Horniny – tvořeny různými minerály, které mají různé albedo, hodnoty měrného tepla a různé koeficienty roztažnosti. Při ozáření sluncem → změny objemu jednotlivých minerálů → velké vnitřní napětí v hornině. Při dosažení kritických hodnot se hornina porušuje, dochází k **odzrňování**. Nepůsobí-li další činitelé, zachovává si horninový útvar původní ráz, ale můžeme jej snadno mechanicky rozdrolit do velké hloubky. Typické jsou **žulové skalní výchozy** v pouštním a polopouštním klimatu (zde si drobní živočichové hloubí nory, hornina je snadno rozrušitelná do hloubky 0,5 m někdy i více). Naopak u **jemnozrnných vyvřelin** – na povrchu horniny se někdy vlivem fyzikálních účinků pouštního klimatu objevuje **pouštní lak** – povrch výchozů hornin je zaoblený a zpevněný.

Působení vody – změny objemu při tuhnutí, vliv rozpuštěných látek, obroušování částic (tekoucí voda, ledovce). **Vítr** – přenos jemných částic uvolněných zvětráváním, dochází k jejich omílání i k obroušování reliéfu měkkých hornin. **Vegetace** – působí mechanicky vlivem kořenového systému. Produktem fyzikálního zvětrávání jsou horniny rozpadlé na větší či menší součásti, až nakonec může vzniknout písek nebo prach.

Chemické zvětrávání – mění původní chemické složení horniny vlivem vody, atmosférického kyslíku, oxidu uhličitého a rozpuštěných minerálních a organických látek. Odolnost minerálů – závisí na chemickém složení minerálů a na stavbě jejich krystalové mřížky. Snadno rozpustné minerály snadněji zvětrávají (např. karbonáty, sulfáty). Silikáty – zde závisí na stavbě krystalové mřížky:

Spojení tetraedrů SiO_4 – buď přímo společným vrcholovým kyslíkem, nebo můstkem M (kovový atom – Al, Mg, Fe) mezi dvěma tetraedry. Vazba $\text{O} - \text{M} - \text{O}$ má menší energii než $\text{O} - \text{Si} - \text{O}$, k chemickému narušení krystalové mřížky dochází tam, kde je vazba nejslabší, tedy v $\text{O} - \text{M} - \text{O}$. Zvětratelnost určitého křemičitanu závisí na počtu M-můstků. V jednotce obsahující 24 O (kyslík) je teoreticky 12 možných M-můstků. Olivíny s 10 M-můstků jsou proto při zvětrávání nejméně stabilní, stabilita se zvyšuje u pyroxenů (8 M-můstků), turmalínů (7 M-můstků), amfibolů (6 M-můstků). U muskovitu jsou pomocí M-můstků spojeny pouze jednotlivé vrstvy (jsou tedy stabilní). Křemen – velmi stabilní (absence M-můstků). Proto se jej spolu s dalšími odolnými minerály (např. rutil, zirkon) užívá jako indexový minerál pro zjištění stupně zvětrání nebo homogennosti substrátu.

Odolnost hornin vůči zvětrávání – ovlivněno nejen minerálním složením ale i hrubozrnností. Hrubozrnná hornina zvětrává intenzivněji než jemnozrnná. U sedimentárních hornin – zvětratelnost závislá na druhu tmelících látek (nejsnadněji je zvětratelný vápenný tmel).

Základní členění zvětrávacích procesů:

1. **Sialitické zvětrávání** – dochází jen ke slabému ochuzování bází a kyseliny křemičité. Poměr $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ ve zvětralině je nad 2, proces je typický pro oblasti s mírným klimatem
2. **Alitické zvětrávání** – silná translokace bází a kyseliny křemičité a hromadí se hydroxidy Fe a Al. Poměr $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ ve zvětralině je pod 2 a proces je typický pro oblasti vlhkých tropů

Zvětrávání → vznik **novotvarů**, především oxidy a hydroxidy Al, Fe, Mn, Si a jílové minerály. Mezi oxidy a hydroxidy Al a Fe jsou většinou různé přechodové typy, časté izomorfní substituce a přeměny gelů do krystalické formy. Oxidy a hydroxidy Al a Fe → povrchové filmy na primárních a jílových minerálech. K novotvarům patří i vysrážené karbonáty, sulfáty a fosfáty.

Přeměny organické půdní složky

Humifikace – biochemický proces, jehož intenzita a charakter jsou podmíněny aktivitou mikrofauny a mikroflóry a na jehož rozkladu se podílejí jak rozkladné, tak i syntetické procesy.

Počáteční fáze humifikace – převaha rozkladných procesů, jimiž se vytvářejí jednak **prekurzory** (složky, z nichž za spolupůsobení enzymů a za katalyzační funkce jílové složky dochází k syntéze), jednak látky, které podléhají úplné mineralizaci.

Produkty mineralizačního procesu – zčásti využity rostlinami, zčásti mikroorganismy, část uniká z pedosféry vyluhováním, smyvem nebo jako plyny difúzí do atmosféry. Jak produkty činnosti mikroorganismů, tak i samotné mikroorganismy jsou po odumření zdrojem pro další tvorbu humusových látek. Základními složkami humusu jsou produkty biosyntézy.

Ukončení humifikace – polymerizací.

Vlastní humus – relativně stabilní, jeho rozklad řádově pomalejší než jsou humifikační procesy. Průběh humifikace a vlastnosti humusu závisí na charakteru výchozí organické látky, na ekologických půdních poměrech a na charakteru půdní mikroflóry a mikrofauny.

Zvýšené provzdušnění → zvýšení podílu rozkladných procesů → menší tvorba prekurzorů → zvýšené uvolňování energie

Anaerobní prostředí → vysoká tvorba prekurzorů, ty jsou však v omezeně využívány ke tvorbě humusu

Humus, který je koloidní povahy, se váže na anorganický koloidní povrch a vznikají **jílovito-humusové komplexy**. Zhruba 50-80 % veškerého humusu je vázáno v těchto komplexech. Druh, tvar, velikost, konfigurace, polarita a polarizovatelnost funkčních skupin tvořících vazby, a jejich rozpustnost ve vodě, mají hlavní vliv na adsorpci organických látek v půdě. Vliv vodního režimu na mechanismus adsorpce – význam vzhledem ke konkurenčnímu vlivu polární molekula – vodní molekula. Komplexy vznikají následujícími způsoby:

- a) **kationtová výměna** – klasický iontový proces. Zúčastňují se jí organokationtové látky, které obsahují dusík v alifatických a heterocyklických aromatických strukturách. Na dusík jsou vázány vodíkový iont nebo uhlovodíkové skupiny a tato iontová část

nahradí rezidentní anorganický kationt. Význam má také povrchová acidita, pH a koncentrace roztoku

- b) **vodíkový můstek** – uplatnění u karboxylových, hydroxylových, karbonylových a aminových funkčních skupin huminových látek. Můstek se může uplatnit jednak v přímé vazbě na kyslíkové atomy krystalové mřížky, jednak vazbou na primární hydratační obálku výměnných kationtů. Zároveň mohou být uvedené skupiny i příjemcem vodíkového můstku
- c) **ligandová výměna** – u půd se může projevovat jako určitá kondenzační reakce mezi karboxylovou skupinou a povrchem amfoterního oxidu železa, hliníku nebo na povrchových rozích kaolinitu
- d) **koordinační komplexy** – vysoce polarizované kationty působí jako adsorpční polohy pro polární molekuly, čímž vznikají vazby iont-dipól. Takto vytvářejí komplexy ligandy nebo funkční skupiny, které mají volný elektron pro koordinaci, jako např. amin, karboxyl a heterocyklické aromatické struktury typu pyridinu
- e) **van der Waalovy síly** – k těm se řadí:
 - interakce dipól-dipól mezi polárními molekulami, které mají trvalý dipól
 - přitahování trvale polární molekuly k molekule, v níž byl indukován právě touto polární molekulou dipól
 - disperzní síly, způsobené korelací pohybu elektronů v jedné molekule vzhledem k pohybům v sousední molekule

Humifikační procesy – důsledkem mikrobiální činnosti, existuje tzv. model dynamiky mikrobiální populace, jeho výsledkem je výraz popisující **rychlost mikrobiálního růstu** na principu monomolekulární reakce (tzv. první Monodova rovnice):

$$\frac{dM(t)}{dt} = \mu M(t)$$

kde M – hmotnost mikrobů v jednotkovém objemu; μ - koeficient rychlosti růstu mikrobů, obdobný rychlostí konstantě, závislý na koncentraci živin; t – čas

Rozklad organických látek – jednotlivé složky výchozích organických látek se rozkládají rozdílnou rychlostí. V obecné formě je dle rovnice:

$$\frac{M_t}{M_0} = \exp(-kt)$$

kde M_t – množství látky, které podlehl v čase t ; M_0 – množství výchozí látky v čase $t = 0$; k – konstanta pro jednotlivé složky.

Celková rychlost rozpadu je součtem n individuálních složek. Sečtením všech složek M_i se obdrží rychlost rozkladu výchozí látky M :

$$\frac{dM}{dt} = -\sum_{i=1}^n k_i M_i$$

Změna stupně disperzity

Pedogenetický proces \Rightarrow polydisperzní soustava, v níž jsou zastoupeny částice organického i anorganického původu o různé velikosti. Stupeň disperzity se při pedogenezi obvykle zvyšuje, což má vliv na průběh chemických reakcí a biologických procesů, a to vlivem specifického povrchu.

Čím větší disperzita, tím větší specifický povrch. Existuje přímá úměra mezi počtem půdních A – bakterií (autogenní bakterie osidlující povrch disperzních částic) a specifickým povrchem.

Koloidy – vznik zvětráváním a humifikací, typické velkým měrným povrchem (1 až 100 m² g⁻¹), jež je značně aktivní. Nejdůležitější vlastností je elektrický náboj povrchu, který ovlivňuje schopnost sorbovat ionty. Elektrický náboj se objevuje vlivem:

- iontogenních skupin, např. R — COOH a R — NH₂, s významnou rolí pH prostředí
- adsorpce a desorpce iontů v souvislosti s koncentrací vnějšího roztoku
- buněčného metabolismu při přenosu elektronů z cytoplazmy k povrchu buněčné stěny

Bio-anorganické interakce – soubory odpudivých a přitažlivých sil, jejichž výslednicí je celková energie interakcí. Ta ovlivňuje možnost vzniku komplexů bakterie-jíl a v konečné fázi i pevnost a stabilitu agregátů. Typy interakcí vedoucí k tvorbě komplexů bakterie-jíl:

- negativní náboj bakterie a pozitivní náboj hrany jílového minerálu
- amfoterní náboj aminových kyselin
- pozitivní náboj povrchu bakterie a negativní náboj základny jílového minerálu
- karboxylové skupiny na povrchu bakterie a di- až polyvalentní kationty sorbované jílovým minerálem
- slizové sekrece buněk, obsahující iontogenní skupiny

5. Procesy přenosů

Proudění vody \rightarrow jeden ze základních činitelů ovlivňujících pedogenezi, má vliv na přítomnost či absenci horizontů s vysokou nebo nízkou vlhkostí nebo na vývoj horizontů s plným nasycením půdy po určité období. Významně ovlivňuje procesy přeměn (oxidačně redukční procesy, rozpouštění, srážení, hydratace...). Podle směru přenosů rozlišujeme případy:

- přenos látek probíhá převážně ve **vertikálním směru** vlivem vsakující nebo vzlínající vody. Tímto mechanismem vznikají půdy označované jako automorfní nebo terestrické
- migrace látek je v půdě omezena**. Může probíhat všemi směry, obvykle je určitý směr, obvykle nevertikální, upřednostněn. Tento mechanismus vzniká pod trvalou hladinou vody u hydromorfních nebo hydrických půd
- hladina podzemní vody zasahuje do půdního profilu**. Nastává kombinace prvních dvou případů – ve svrchní části profilu je přenos látek převážně vertikální, ve spodní části je přenos všesměrný. Tyto půdy se nazývají jako autohydromorfní nebo semiterestrické, pokud se tato situace vyskytně jen někdy, pak se jedná o půdy semihydromorfní

Půdy plně nenasyčené vodou (případy a) a c)) → v pórech přítomny dvě nemísitelné fáze – půdní vzduch a půdní voda. Jelikož plynnou fází je možné zanedbat, platí pro půdy nenasyčené vodou Darcy-Buckinghamova rovnice:

$$v = -k \text{ grad}\phi$$

v - makroskopická rychlost proudění (též tok) [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]; Φ - celkový potenciál půdní vody, vyjádřený jako energie na jednotkovou tíhu [m]. Pro většinu případů platí $\Phi = H + z$, kde H - tlaková výška (též matriční nebo vlhkostní potenciál) [m].

a) v půdě **nenasyčené plně vodou** je $H < 0$, z je svislá vzdálenost od srovnávací roviny, k je nenasyčená vodivost [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] a je funkčně závislá na objemové vlhkosti θ . U nasyceného

b) **nasycené proudění** - platí, že $H > 0$ a $\theta = \theta_s$, kde θ_s je vlhkost nasycení. Pak $k = K = \text{konst}$ se nazývá hydraulická vodivost (dříve i filtrační koeficient)

Proudění infiltrační

Rovnice $v = -k \text{ grad}\phi$ vyhovuje pro popis stacionárního proudění, kdy při jednorozměrných úlohách infiltrace a výparu platí, že $dv/dz = 0$ a $dv/dt = 0$ v celé uvažované oblasti proudění, neboli $dH/dt = 0$ a $d\theta/dt = 0$, tj. vlhkost a rychlost proudění se nemění v čase a rychlost je stejná v celém profilu. Jestliže přitom $v < K$, kde K je nasycená hydraulická vodivost, můžeme rovnici exaktně použít pro autohydromorfnní půdy.

Podmínky stacionarity průtoku:

1. na povrchu půdy je konstantní průtok (neboli infiltrační rychlost)
2. v určité úrovni pod povrchem je udržována konstantní hladina podzemní vody

Příklady: Několik dní trvající srážka o konstantní intenzitě nebo infiltrace vody při jarním tání sněhu, pokaždé s rychlostí infiltrace $v < K$.

Automorfnní půdy - aproximální řešení kvazistacionární infiltrace v půdách bez hladiny podzemní vody, kdy po delší době infiltrace o konstantní rychlosti $v < K$ postoupí čelo zvlhčení do takové hloubky, že nad čelem zvlhčení je $dH/dt \rightarrow 0$.

Vliv zvrstvení na průběh infiltrace

Jestliže je půda zvrstvená, řeší se úloha pro jednotlivé vrstvy (může to být geologická vrstva i půdní horizont, subhorizont nebo proplástek. Vliv zvrstvení na průběh infiltrace:

1. Méně propustný povrch. Vrchní vrstva, značená indexem 2, je méně propustná než podložní vrstva s indexem 1. V praxi např. půda s krustou nebo půda s nestabilní strukturou na povrchu. Poněvadž platí, že $v_1 = v_2$, platí také

$$\begin{array}{l} 1. \\ 2. k_1 \left(\frac{d\phi}{dz} \right)_1 = k_2 \left(\frac{d\phi}{dz} \right)_2 \\ 3. \end{array}$$

Jestliže $k_1 > k_2$, potom musí být $(d\Phi/dz)_1 \ll (d\Phi/dz)_2$, neboli spád potenciálu musí být podstatně větší v povrchové vrstvě. Aby se tato podmínka dodržela, a protože ve vrchní části

1. vrstvy (spodní) bude $(d\Phi/dz)_1 \rightarrow 1$ neboli $(dH/dz)_1 \rightarrow 0$, musí se vysokého spádu ve 2. vrstvě (vrchní) docílit odvodněním podloží a v 1. podložní vrstvě nastane nenasyčené proudění, i když je povrchová vrstva nasycená vodou, a často i když je povrch zatopen (viz obr.).

2. Profil o více vrstvách. Jestliže půda obsahuje n vrstev, značíme pomocí indexů 1, 2, ..., n jejich vlastnosti, počínaje vrstvou obsahující hladinu podzemní vody. Na rozhraní vrstev vzniknou tlakové výšky H_1 pro z_1 , H_2 pro z_2 atd.

Příklad: Uvažujeme infiltraci z dlouhodobé konstantní srážky, kdy čelo zvlhčení dosáhlo hladiny podzemní vody a intenzita srážky $v_s < K_4$, kde K_4 je nasycená hydraulická vodivost povrchové vrstvy. V tomto případě není povrchová vrstva plně nasycená vodou. Jestliže je 3. vrstva nejméně propustnou vrstvou v profilu a je v ní $v_s > K_3$, musí vzrůstat hodnota dH/dz a je úměrně závislá na poměru v_s/K_3 . Jestliže požadované hodnoty nelze docílit v nenasyčené oblasti, přechází funkce $H(z)$ do nasycené oblasti, tj. do kladných hodnot, a v této části existuje nasycená vlhkost. Nasycené proudění zasahuje i část propustného nadloží, neboť i zde pro zachování stacionární infiltrace musí platit vztah $d\Phi/dz > 0$, čili $-1 < dH/dz < 0$. Naopak ve spodní části málo propustné vrstvy dochází opět k nenasyčenému proudění, když $v_s < K_2$. Z analytického řešení vyplývá, že méně propustná vrstva v půdním profilu působí jako hydraulický odpor, a jestliže její hydraulická vodivost je menší než intenzita srážky, objevuje se nad touto vrstvou přechodně hladina podzemní vody. Úroveň této hladiny se zvýší při zvýšení rychlosti průtoku (infiltrace) a mizí, když rychlost infiltrace klesne pod hodnotu nasycené vodivosti méně propustné vrstvy.

Nestacionární infiltrace – v přírodě mnohem hojnější, kdy se s časem mění rychlost proudění. Lze to pozorovat při infiltraci z většiny srážek. Změna rychlosti ve směru proudění způsobuje změnu zvlhčení v čase. Diferenciální podoba je:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

kde t je čas. Počátek souřadnice z se obvykle ztotožní s povrchem půdy. Dosazením do rovnice $v = -k \text{ grad}\phi$ v jednorozměrné formě dostáváme

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(H) \frac{\partial H}{\partial z} - k \right]$$

Proudění výparné

Procesy spojené s výparem mají v pedogenezi vedle infiltračních procesů také významný vliv. Především mají za následek posun solí k povrchu půdy buď z hladiny mineralizované podzemní vody, nebo vyluhováním profilu směrem vzhůru. Rozlišujeme dva typy výparného proudění:

1. Stacionární výpar. Voda proudí od hladiny podzemní vody směrem vzhůru k povrchu půdy, potom fázová přeměna a vypaření. Podmínka stacionarity je platnost $dv/dz = 0$ a $dv/dt = 0$, kdy $(d\theta/dz) = 0$. Tyto podmínky nastanou pokud je hladina podzemní vody v konstantní úrovni a meteorologické poměry nad topografickým povrchem jsou neměnné. Lze použít ještě pokud uvažujeme časové rozmezí v průběhu dne nebo dekády.

Stacionární model proudění – možnost výpočtu rychlosti zasolovacího procesu ze silně mineralizované podzemní vody s hladinou blízkou povrchu. Rozdíly v laterálních změnách koncentrace solí na povrchu se vysvětlují rozdíly v hydraulické vodivosti.

2. Nestacionární výpar. Probíhá při kolísání externích podmínek i při konstantní hladině podzemní vody, ale i ve všech případech, kdy hladina podzemní vody nepřispívá k výparnému toku vody z půdy.

Příklad: Při konstantních externích podmínkách v atmosféře s půdou na počátku vysoce nasycenou vodou probíhá výpar ve dvou odlišných stádiích:

- a) první stadium – výpar má konstantní rychlost, kdy $(dv_E/dt)_{z=0} = 0$. Rychlost výparu se rovná zhruba výparu z volné hladiny, jde tedy o potenciální výpar, jehož hodnota je podmíněna vnějšími atmosférickými podmínkami nad půdním povrchem. Zároveň se postupně vysušuje povrch půdy, čímž vzrůstá gradient potenciálu. Protože přitom klesá hydraulická vodivost, zvýšeným gradientem se tento pokles kompenzuje a výpar se udržuje stále rovný potenciálními hodnotám. První stadium končí tehdy, když se dostatečně sníží vlhkost povrchu na hodnotu přibližně rovnovážnou s atmosférickými poměry.
- b) druhé stadium – klesá rychlost výparu s časem, neboť rychlost výparu kromě atmosférických podmínek závisí na transportu vody z nižších poloh směrem k povrchu půdy. Je-li vlhkost povrchu půdy trvale snížena na velmi nízkou hodnotu, vzrůstá časem mocnost této vyschlé vrstvičky, což funguje jako hydraulický odpor a vlhkost uniká z půdy pouze ve formě par (difúzí).

I u půd nehomogenních je výpar nejvíce ovlivněn charakterem vrchní vrstvy. Kyprý strukturní povrch značně zkracuje první stadium, ulehlý nestrukturní povrch první stadium naopak prodlužuje. Monotonnost průběhu vypařování v profilu narušují některé faktory, např. umělé zavlažování, kořenový systém vegetace (v kořenové zóně se často objevují vlhkostní minima).

Přenos rozpuštěných a suspendovaných látek

Půdní voda – obsah rozpuštěných látek, často koloidních suspenzí o velmi nízké koncentraci. Ztotožnění pohybu koloidních částic s pohybem vody je pouze aproximací. Proudnicí částice nemusí kopírovat proudnici vody a rychlost transportu částice neodpovídá průměrné průtokové rychlosti vody. V půdních profilech se při infiltraci nekryje čelo zvlhčení s čelem zvýšené koncentrace.

Disperze – rozptyl při proudění látek mísitelných s vodou. Probíhá dvěma způsoby:

- a) difúzí
- b) hydromorfickou disperzí – vzniká parabolickým rozdělením rychlostí při průtoku vody trubicí, tvarovou a směrovou proměnlivostí původních pórů, větvením a spojováním pórů a existencí pórů nedostatečně propojených s hlavními proudovými vlákny.

Vliv hydromorfické disperze a molekulární difúze na celkovou hodnotu disperzního koeficientu udává **Pécletovo číslo** Pe :

$$Pe = \frac{vd}{PD_m},$$

kde v je makroskopická rychlost proudění, v tomto případě pedogenetická rychlost proudění [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], P je pórovitost, d je střední velikost zrna u neagregovaných partikulovaných látek [m], D_m je koeficient molekulární difúze [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]. Pro jednotlivá rozmezí Pe platí:

Pe	Působí pouze molekulární difúze, $D^* = D_m$
$3 \cdot 10^{-1}$	
$3 \cdot 10^{-1} - 5$	Molekulární difúze a hydrodynamická disperze mají stejný význam, $D^* = D_h + D_m$
5-20	Dochází k interferenci molekulární difúze a hydrodynamické disperze, $D_h < D^* < (D_h + D_m)$
>20	Molekulární difúze se zanedbává, $D^* = D_h$

D^* je disperzní koeficient [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]

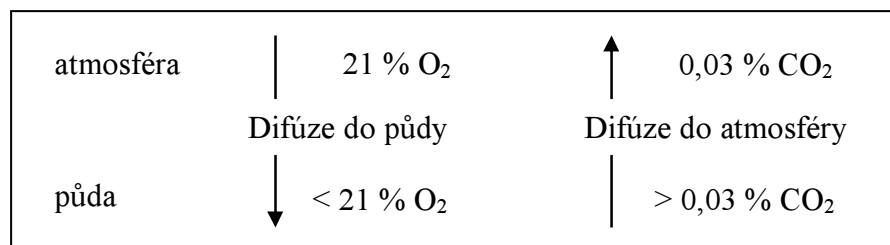
D_h je koeficient hydrodynamické disperze [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$]

Jestliže do rovnice $Pe = \frac{vd}{PD_m}$ za rychlost v dosadíme pedogenetickou rychlost infiltračního proudění, jejíž obvyklá hodnota dosahuje 10^{-5} až $10^{-6} \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ → kromě písčitých půd a půd s drobtovitou agregací nemá hydrodynamická disperze vliv na hodnotu disperzního koeficientu (ten se zde rovná koeficientu molekulární difúze rozpuštěných látek). Výjimka – koloidní suspenze, u nichž se k difúznímu koeficientu téměř vždy přičítá hydrodynamická disperze. Tzn., že zóny akumulace rozpustných látek se nebudou ztotožňovat se zónou akumulace koloidních částic a rozhraní horizontu tvořeného akumulací koloidních částic bude více difúzní, než je tomu u akumulace rozpuštěných látek.

Písčité půdy – tortuozita (zakřivenost) u písčitých půd menší než u hlinitých, zvláště pokud uvažujeme nenasycené proudění, v němž je vyloučeno proudění v makropórech. Tento jev přispívá ke snížení disperze u písčitých půd. Široké rozmetí velikosti pórů u hlinitých půd (definované vysokou hodnotou rozptylu v křivce rozdělení), přispívá k větší hodnotě hydrodynamické disperze. U písčitých půd – nízké rozmetí velikosti pórů → nízká hodnota hydrodynamické disperze.

Plynná difúze

Nejdůležitější - difúzní tok CO_2 z půdy do atmosféry a difúzní tok O_2 z atmosféry do půdy:



Pro pohyb plynů v půdním stacionárním pórovitém prostředí platí:

$$q_x = -D \frac{\partial C}{\partial x},$$

kde q_x je difúzní tok ve směru osy x [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$], C je koncentrace difundujícího plynu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$], D je difúzní koeficient plynu v půdě [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]. Hnací silou pohybu je rozdíl koncentrace na vzdálenost. Difúzní koeficient D je závislý na difúzním koeficientu D_a plynu ve vzduchu (tj. bez porézního prostředí) a na vlastnostech půdního prostředí:

$$D = 0,6(P - \theta)D_a,$$

kde P je pórovitost, θ je vlhkost, obojí ve zlomku z 1. Hodnotou 0,6 se zavádí oprava na zakřivenost (tortuozitu) a na uzavřenost pórů. Vztah platí pouze pro $\theta < 0,9P$, neboť při $\theta \geq 0,9P$ není zachována kontinuita provzdušněných pórů. Při porušení vzdušné kontinuity \rightarrow zástava difúze CO_2 a O_2 , protože difúzní koeficient CO_2 ve vzduchu je o 4 řády větší než ve vodě.

V nestacionárním prostředí – zavedena rovnice diskontinuity a kombinací s rovnicí

$$q_x = -D \frac{\partial C}{\partial x}$$

Pórovitost je však ovlivěna mnoha vlivy, např. agregací, puklinami, edafonem, tzn., že půda je pórovitě nehomogenní. Označíme-li podmínky za nulovou nebo zanedbatelně malou difúzi jako 0, pro střední difúzi jako d a pro silnou difúzi jako D , platí tyto schematické poměry:

Charakteristika pórů	Při infiltraci		Při redistribuci	Při výparu	
	$t < t_p$	$t \geq t_p$		I. stadium	II. stadium
I Makropóry Difúze	G + 1 D	1 0	g D	g D	g D
II hrubé kapilární póry Difúze	l + g d	1 0	g + 1 d D	1 0	g + 1 d D
IIIa jemné kapilární póry Difúze	1 0	1 0	1 0	1 0	1 + g 0 d
IIIb jemné kapilární póry na povrchu Difúze				1 + g 0 d	g + 1 D

Symboly g značí plynnou, l kapalnou fázi, $l + g$ existenci obou fází vedle sebe s převahou té, která je uvedena dříve v pórech uvažované kategorie. Ve sloupci infiltrace se rozumí poměry v půdě nad čelem zvlhčení a rozlišují se před časem výtopy t_p a po něm. Podobně ve sloupci redistribuce se popisují poměry v té části profilu, která je procesem zasažena. U výparu se rozlišuje I a II. stadium. Protože k interpedálním pórům patří póry skupiny I a částečně II, zatímco k intrapedálním pórům patří póry skupiny III a částečně II, vyplývá z uvedeného schématu, jak rozdílné jsou podmínky pro difúzi v pórech mezi pedy a uvnitř pedů.

Kryoprocesy

Kryoprocesy v pedologii – procesy přenosu vody v obou fázích a transportu pevné půdní fáze vlivem promrzání půdy. Dále tak označujeme procesy přeměn fyzikálních vlastností půdy majících vztah k pedogenezi a způsobených promrzáním půdy.

Permafrost – aktivní vrstva sezónně taje, zatímco v podloží je vrstva permafrostu celoročně zachována. Ktání vrchní vrstvy dochází do hloubky od 30 cm do 300 cm. Permafrost – chování přibližně jako tuhá látka, vytváří nepropustnou vrstvu. Na svazích dochází vlivem permafrostu k soliflukci a ke kryoturbaci.

Teplota mraznutí vody na vevrchních částech půdy je v rozmezí teplot $T = 0$ až -2 °C. Při promrzání povrchu se zvyšuje pórovitost promrzlé zóny vlivem dvou mechanismů:

- a) změnou skupenství vody se zvětšuje objem vyplněný ledem
- b) tepelným tokem, který směřuje od teplejšího podloží ke zmrzlému povrchu a navozuje sdružený tok vody, čímž se promrzající povrchová vrstva obohacuje o další vodu

Sdružený tok vody – směřuje k promrzajícímu povrchu promrzlou zeminou. Děje se ve formě toku vodních par, ale i ve fázi kapalné. Pod zmrzlou zónou – snižování půdní vlhkosti v určité hloubce. Led se tvoří z „čisté fáze“ kapalné vody, proto pod zmrzlou zónou vzniká zóna zvýšené koncentrace půdního roztoku. Vedle typických jevů – kryoturbace, soliflukce, vznik polygonálních půd a mrazových jevů má působení mrazu za následek také vyplouvání skeletových zrn na povrch v permafrostových oblastech. Vyplouvání skeletu je důsledkem rozdílných tepelných vlastností půdy a skeletového zrna. Během mrazu – rychleji chladne kámen než půda, proto voda proudící k povrchu půdy mrzne rychleji na spodní části kamene. Narůstající čochka ledu kámen vytlačuje vzhůru. Jakmile je kámen nadzvednut, objeví se prostor, ve kterém voda zamrzá již při 0 °C. Po tání se uvolněný prostor po ledové čochce zaplní bahnem, půda se konsoliduje, ale kámen neklesá. Tento jev se každoročně opakuje, dokud kámen „nevypluje“ na povrch.