

# Základy pedologie a hydropedologie I.

(autor nezjištěn, redakce a doplňky Šír, 2020)

## Obsah

1. PEDOLOGIE A HYDROPEDOLOGIE .....	1
2. PEDOGENEZE .....	3
2.1. Hlavní pedogenetické faktory .....	3
2.2. Dílčí pedogenetické procesy .....	4
2.3. Translokace a akumulace .....	5
3. ZÁKLADNÍ SLOŽKY PŮDY .....	5
3.1. Půda jako polydisperzní systém .....	5
3.2. Půdní koloidy .....	9
3.3. Organická součást půdy .....	9
4. FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY .....	11
4.1. Struktura půdy .....	12
4.2. Pórovitost a objemová hmotnost půdy .....	13
4.3. Půdní vzduch .....	14
4.4. Tepelný režim půd .....	14

## 1. PEDOLOGIE A HYDROPEDOLOGIE

Půda je přírodní útvar na rozhraní litosféry s atmosférou nebo hydrosférou, vzniklý součinností pedogenetických faktorů v pedogenetickém procesu. Půda je stanovištěm rostlin, akumuluje sluneční energii a produkuje organickou hmotu, která slouží výživě obyvatelstva a zásobení průmyslu surovinami. Růst rostlin závisí na půdních vlastnostech a půdní vlhkosti.

Důležitost půdy vyvolávala zájem lidské společnosti, stala se předmětem jejího studia, zkoumaly se její vlastnosti a její vývoj. V 19. století vzniká nový vědní obor *pedologie*, jehož rozvoj byl umožněn vývojem fyziky, chemie, mikrobiologie, geologie apod. Zakladatelem moderní pedologie byl V. V. Dokučajev. Prvou pedologickou publikaci u nás napsal A. Červený v r. 1881, na vysoké škole přednášeli pedologii významní pedologové A. Slavík, J. Kopecký, V. Novák, J. Spirhanzl aj. Souběžně se rozvíjí *hydropedologie, která se zabývá vodou v půdě*.

Hydropedologie se zabývá stavem, pohybem a vlastnostmi půdní vody ve vztahu ke stavbě a složení půdního prostředí. K významným představitelům české hydropedologické školy patří L. Smolík, M. Kutílek aj.

## Výběr některých základních pojmů podle ČSN 75 0145 užívaných v pedologii

- **Pedologie** je vědní obor zabývající se genezí, vývojem půd a vlastnostmi půdních pedonů a pedosféry.
- **Hydropedologie** je vědní obor, zabývající se stavem, pohybem a vlastnostmi půdní vody ve vztahu ke stavbě a složení půdního prostředí.
- **Půdní druh** je klasifikační jednotka, označení půdy podle zrnitostního složení.
- **Půdní typ** je základní kategorie systému. Kategorizace a identifikace se provádí podle diagnostických horizontů.
- **Pedon** charakterizuje minimální objem půdy, v němž jsou v plné míře vyvinuté půdní horizonty, jejich sledy a vztahy.
- **Půdní vrstva** je zóna, v níž jsou určité půdní vlastnosti shodné, liší se od sousedních zón podstatnými rozdíly těchto vlastností.
- **Půdní částěčka** je elementární minerální součást půdy.
- **Půdní okrsek** je ohraničená plocha půd stejných základních charakteristik, stanovená na základě terénního průzkumu.
- **Půdní mapa** je kartografický záznam půdních vlastností, především znázornění půdních typů a druhů.
- **Půdní kartogram** je znázornění určité půdní vlastnosti v mapě.
- **Ornice** je svrchní část půdního profilu, která je soustavně proorávána, obrácena, mechanicky kypřena a jinak upravována.
- **Spodina** je spodní část půdního profilu, která je pod humusovým horizontem, pod ornici.
- **Textura půdy** vyjadřuje procentuální obsah jednotlivých zrnitostních frakcí v půdě.
- **Hydromorfismus půdy** je ovlivnění genetického vývoje půdy trvalým nebo dočasným zamokřením.
- **Půdní voda** je veškerá voda obsažená v půdě bez ohledu na skupenství, která nevytváří obvykle souvislou hladinu.
- **Zavěšená voda** je voda zadržovaná v půdě vlivem kapilárních sil a která nesouvisí s kapilárním výstupem vody z hladiny.
- **Fyziologicky přístupná voda** je voda využitelná pro rostliny (vlhkost je vyšší než bod snížené dostupnosti).
- **Fyziologicky nepřístupná voda** je voda nevyužitelná pro rostliny pro velmi nízkou pohyblivost (vlhkost odpovídá bodu vadnutí).
- **Půdní roztok** je kapalná vícesložková půdní fáze charakterizovaná koncentrací jednotlivých složek.

Bližší podrobnosti uvádí ČSN 75 0145 *Meliorace. Terminologie v pedologii*.

### Informační zdroje

- Půda <https://cs.wikipedia.org/wiki/P%C5%AFda>
- Pedologie <https://en.wikipedia.org/wiki/Pedology>
- Hydropedologie <https://cs.wikipedia.org/wiki/Hydropedologie>
- Vasily Dokuchaev [https://en.wikipedia.org/wiki/Vasily\\_Dokuchaev](https://en.wikipedia.org/wiki/Vasily_Dokuchaev)
- Jaroslav Spirhanzl-Duriš [https://cs.wikipedia.org/wiki/Jaroslav\\_Spirhanzl-Duri%C5%A1](https://cs.wikipedia.org/wiki/Jaroslav_Spirhanzl-Duri%C5%A1)
- Alfred Slavík [https://cs.wikipedia.org/wiki/Alfred\\_Slav%C3%ADk](https://cs.wikipedia.org/wiki/Alfred_Slav%C3%ADk)
- Josef Kopecký <http://www.kosil.websnadno.cz/Zivot-a-dilo-prof-Kopeckeho---ref-1965.html>
- Václav Novák <http://www.cmes.cz/cs/node/118>

- Ladislav Smolík [https://encyklopedie.brna.cz/home-mmb/?acc=profil\\_osobnosti&load=15331](https://encyklopedie.brna.cz/home-mmb/?acc=profil_osobnosti&load=15331)
- Miroslav Kutílek [https://cs.wikipedia.org/wiki/Miroslav\\_Kut%C3%ADlek](https://cs.wikipedia.org/wiki/Miroslav_Kut%C3%ADlek)
- Pedosféra <https://cs.wikipedia.org/wiki/Pedosf%C3%A9ra>
- Pedon <https://cs.wikipedia.org/wiki/Pedon>

## 2. PEDOGENEZE

Vývojový půdní proces představuje soubor složitých pochodů přetváření hmoty a energie. Ve svém zobečnění nazýváme tento proces **pedogenezí**. K základním pedogenetickým (půdotvorným) činitelům patří matečný substrát, podnebí, organismy, reliéf terénu, podzemní voda a činnost člověka. Výsledným působením pedogenetických činitelů je půdní typ. Žádný z pedogenetických činitelů není trvale dominantní.

### 2.1. Hlavní pedogenetické faktory

K hlavním půdotvorným činitelům patří matečný substrát, podnebí, organismy, reliéf terénu, činnost člověka a čas. Tito činitelé působí komplexně, vzájemně se ovlivňují a doplňují. Půda vzniká jako produkt jejich společného působení.

**Matečný substrát** (matečná hornina) je výchozí materiál, z něhož vznikají půdy. Matečný substrát má značný vliv na fyzikální a chemické vlastnosti půd – propustnost, pórovitost, zrnitost, chemické složení apod. Matečný substrát se dělí na anorganický a organický. Anorganický matečný substrát se rozděluje na snadno zvětratelné sypké sedimenty, pískovce a jílovité břidlice a nesnadno zvětratelné kyselé vyvřelé horniny aj.; k nejrezistentním minerálům patří křemen. Chemické složení půdy je podmíněno chemickým složením matečného substrátu.

**Podnebí** výrazně ovlivňuje průběh půdotvorných procesů. K nejdůležitějším klimatickým činitelům patří teplota, srážky, vzdušná vlhkost, výpar a vítr. Tito činitelé ovlivňují půdní vlhkost a teplotu, na kterých závisí intenzita chemických reakcí probíhajících v půdě, biologická aktivita půdy apod. Při filtraci vody půdou dochází k transportu řady látek směrem dolů, důsledkem toho je vyplavování určitých horizontů a obohacování jiných. V aridních oblastech dochází k opačnému transportu; kapilárně vztlínající voda se na povrchu půdy odpařuje, ve vodě rozpuštěné soli se hromadí v povrchové vrstvě půdy. Klimatičtí činitelé působí nepřímo tím, že umožňují vzrůst vegetace přímo ovlivňující pedogenezi.

**Organismy** napomáhají narušovat matečný substrát, rozkládají organické zbytky a přeměňují je v humus. Vznik a vývoj půd ovlivňují mikroorganismy (baktérie, plísňe, řasy apod.) a makroorganismy (vyšší flóra a fauna). Na počátku vývoje půd zvětrávacímu procesu matečných substrátů napomáhají viry, lišejníky a řasy. Na vznikající půdě se objevuje vegetace, která ovlivňuje nejen půdní mikroklima, ale svým kořenovým systémem narušuje matečný substrát, umožňuje vynášení živin z větších hloubek a svými zbytky obohacuje půdní profil o humus. Půdní mikroorganismy vytvářejí v půdě organické kyseliny a produkují CO<sub>2</sub>, rozkládají fosfáty, železnané sloučeniny, přeměňují organickou hmotu, asimilují vzdušný dusík, a tak obohacují půdní profil o rostlinné živiny a humus. Velký význam při vývoji půd mají žížaly, které kypří půdu a obohacují exkrementy půdní profil o organickou hmotu.

**Reliéf terénu**, tj. sklon a tvar svahů, jejich expozice včetně geologického uspořádání, ovlivňuje vlhkostní a tepelný režim půdy, ale i transport půdních částic v důsledku eroze. Úpatí svahů bývá někdy zamokřené stékající vodou se svahů, v terénních prohlubních dochází ke hromadění vody a vzniku bažin, v depresích se objevují rašeliniště.

**Činnost člověka** se projevuje přímým vlivem na půdotvorné procesy a nepřímo ovlivňováním jednotlivých půdotvorných činitelů. Přímý vliv člověka se projevuje hydromelioračními opatřeními, kterými řídí vodní režim, upravuje fyzikální a chemické vlastnosti půd. Nepřímý vliv člověka se projevuje zemědělským využitím půdy, změnou vegetace, mýcením lesů a jejich přeměnou na ornou půdu, v úpravě mikroklimatu apod.

**Vliv času** je důležitý pro působení jednotlivých pedogenetických činitelů a v řadě případů rozhoduje, zda určitý půdotvorný proces dosáhl stupně zralosti, případně, zda je v počátcích (mladé půdy s nedostatečnou diferenciací na horizonty). Krátký časový interval není většinou dostačující pro plné rozvinutí pedogenetických činitelů, což je typické u půd vznikajících v inundacích řek.

## 2.2. Dílčí pedogenetické procesy

Do skupiny dílčích pedogenetických procesů, které se výrazně podílejí na intenzitě a vzájemném prolínání obecných pedogenetických procesů, patří zvětrávání. Zvětrávací pochody jsou fyzikální, chemické a biologické povahy.

**Fyzikální zvětrávání** je způsobeno především fyzikálními činiteli. Střídáním teplot dochází ke vzniku kritického napětí v matečné hornině a vzniku puklin. Do trhlin v hornině vniká voda, která při změně v led zvětšuje svůj objem a mechanicky rozrušuje horninu. Značný vliv na rozrušování pevných hornin má voda a vítr jako transportní činitelé. Pohybem úlomků horniny po sobě dochází k obrušování jednotlivých částic a jejich postupnému rozpadu na částice menší.

**Chemické zvětrávání** tvoří soubor procesů, při nichž dochází k chemické změně půdní složky. Chemické pochody zvětrávání dělí se na rozpouštění, oxidaci, hydrataci, karbonatizaci a hydrolyzu.

- Rozpouštění je dáno rozpustnou činností vody, která se zvyšuje pohlcováním oxidu uhličitého, rozpouští vápence, dolomity a podporuje i rozklad silikátů.
- K oxidaci dochází především u sloučenin železa, manganu a síry. Železo se mění oxidací z dvojmocné vazby na trojmocnou, což způsobuje změnu vlastností. Oxidace probíhá nejintenzivněji v povrchových vrstvách půdy. Redukce je opakem oxidace a probíhá pod hladinou vody v těžkých půdách, zvláště silně se projevuje v rašelinných půdách a při tvorbě glejových půd a glejových horizontů.
- Hydratace je způsobována polárními vlastnostmi molekuly vody; je to takový pochod zvětrávání, při němž se bezvodé nerosty mění na vodnaté. V horninách vznikají hydratací vodnaté křemičitany a hydráty.
- Hydrolyza je rozkladný proces, při němž ionty disociované vodní molekuly způsobují rozpad složitých sloučenin na jednodušší. K nejdůležitějším hydrolytickým reakcím v půdách patří hydrolyza křemičitanů.
- Karbonatizace je pochod, při němž oxid uhličitý se spojuje s některými bázemi, zvláště pak s vápníkem, hořčíkem, sodíkem, draslíkem. Oxid uhličitý přichází do půdy z ovzduší

rozpuštěný ve srážkové vodě, v půdě jej produkuje celá řada mikroorganismů a vzniká při rozkladných pochodech organické hmoty. Hydroxidy alkalických prvků vzniklé při hydrolýze se mění v uhličitany, resp. kyselé uhličitany.

**Biologické zvětrávání** probíhá souběžně se zvětráváním fyzikálním a chemickým a nemůže se od těchto forem oddělovat. Biologická činnost mikro- i makroorganismů urychluje a prohlubuje proces zvětrávání.

### 2.3. Translokace a akumulace

Translokací se rozumí přemísťování látek v půdním profilu. U půd se zakleslou hladinou podzemní vody translokace probíhá pouze vertikálním směrem v důsledku zasakování, resp. vzlínání vody; tyto půdy nazýváme **automorfní**. U půd vznikajících pod vodou dochází k translokaci na všechny strany – tyto půdy nazýváme **hydromorfní**. Při přechodném střídání mokra a sucha vznikají půdy autohydromorfní. Průtokem dešťové vody nejnáze dochází k translokaci karbonátů, které se hromadí v karbonátovém horizontu.

**Akumulací** se rozumí hromadění látek v určitém horizontu. V důsledku akumulace látek dochází někdy ke vzniku půdních novotvarů, např. vyplněním puklin a dutin v příslušném horizontu; např. hromaděním  $\text{CaCO}_3$  ve spraších vznikají cicváry apod. Horizont, který je ochuzován, nazýváme **eluviální**, horizont, v němž dochází k akumulaci, tj. obohacování, nazýváme **iluviální**.

Při intenzivním průsaku vody dochází k translokaci půdních koloidů – jílových minerálů. Tento proces nazýváme **illimerizace**. Nejprudší translokace probíhá při procesu podzolizace, při níž dochází i k transportu organické hmoty, iontů železa a hliníku. V místě hladiny podzemní vody dochází k narušení vertikální translokace a její změna na translokaci všesměrnou.

*Informační zdroje*

- Pedogeneze <https://cs.wikipedia.org/wiki/Pedogeneze>

## 3. ZÁKLADNÍ SLOŽKY PŮDY

Půda je složitý heterogenní systém a dělí se na složku neživou a živou. Složka *neživá* se dělí na část minerální, kterou tvoří pevná fáze (hlína, jíl, písek), kapalná fáze (půdní voda, půdní roztoky) a plynná fáze (půdní vzduch) a část organickou, tvořenou zbytky rostlinného a živočišného původu (půdní humus). Složku *živou* tvoří půdní mikroedafon (baktérie, plísňe, aktinomycety, řasy), mezoedafon (červi, členovci, měkkýši apod.), makroedafon (např. obratlovci) a živé rostliny.

### 3.1. Půda jako polydisperzní systém

Pod pojmem polydisperzní systém se rozumí směs různých, vzájemně oddělitelných látek různého fyzikálního a chemického složení s minimálním obsahem dvou fází. Velikost

disperzních částic je dána geometrickým tvarem. Podle rozměru disperzních částic rozdělují se půdní částice do tří skupin:

- Hrubé disperze s rozměrem částic  $\geq 1 \mu\text{m}$ ,
- koloidní disperze o rozměru 1 nm až  $1 \mu\text{m}$ ,
- analytické disperze s velikostí částic  $\leq 1 \text{ nm}$ .

V kulturních půdách jsou obsaženy všechny tři fáze, dispergens (disperzním prostředím) je fáze tuhá. Jednotlivé částičky jsou buď plně dispergovány (koloidní částice), resp. vytvářejí určité shluky – agregáty. Procentní zastoupení jednotlivých částic se stanoví zrnitostním rozborem.

**3.1.1. Zrnitostní složení půd**, tj. tvar a rozměr půdních částic, výrazně ovlivňuje fyzikální vlastnosti půd, sedimentační rychlost, velikost specifického povrchu, propustnost apod. V hrubých disperzích převládají kulové částice (pravidelného mnohostěnu), v koloidních disperzích jsou to převážně diskové tvary částic (např. u jílových minerálů). Diskový tvar výrazně ovlivňuje kohezi.

**Zrnitostní klasifikaci** se člení půdní částice na jednotlivé podíly – frakce (kategorie), které mají blízké fyzikální vlastnosti. Půdní zrna o průměru nad 2 mm nazýváme skelet, pod 2 mm jemnozem. Klasifikace skeletu je uvedena v tab. 1.

Tab.1. Klasifikace půd podle obsahu skeletu

Obsah šterku 2–63 mm (%)	Obsah šterku větší 63 mm (%)	Označení zeminy
5–10	–	s příměsí skeletu
10–20	–	slabě skeletovitá
větší než 20	menší než 50	skeletovitá
větší než 20	větší než 50	kamenitá (šterkovitá)

K nejrozšířenějším klasifikacím jemnozeme patřila u nás dříve klasifikace podle KOPECKÉHO, odpovídající hodnotám stanoveným na plavicím přístroji – tab. 2. V současné době se používá klasifikace uvedená v tab. 3.

Tab. 2. Zrnitostní klasifikace půd podle KOPECKÉHO

Půdní kategorie		Průměr zrn (mm)	Sedimentační rychlost (mm.s <sup>-1</sup> )
I.	Jílnaté částice	do 0.01	menší než 0.2
II.	Prachové částice	0.01 až 0.05	0.2 až 2.0
III.	Práškový písek	0.05 až 0.1	2.0 až 7.0
IV.	Písek	0.1 až 2.0	větší než 7.0

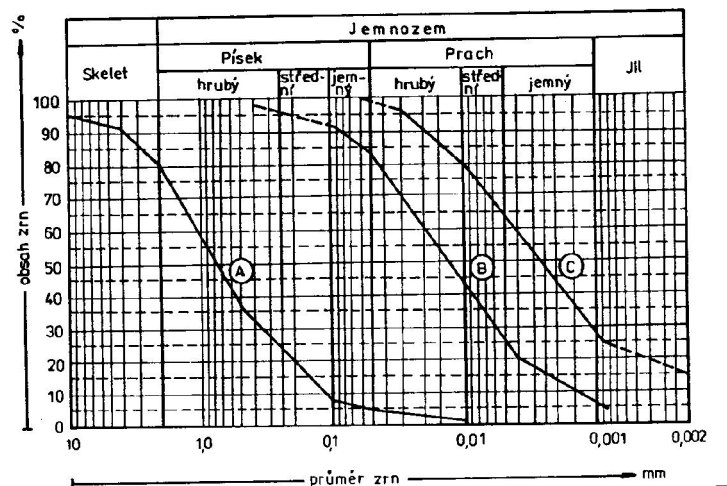
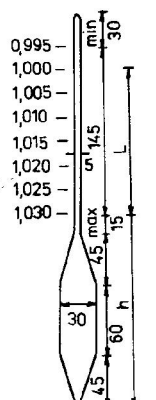
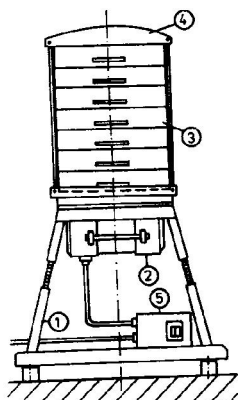
Tab. 3. Zrnitostní klasifikace půd používaná v ČR

Průměr zrna (mm)	Označení frakce		
menší než 0.0001	koloidní jíl	jílnaté částičky	JEMNOZEM
menší než 0.002	fyzikální jíl	I. kategorie	
0.002–0.01	velmi jemný prach		
0.01– 0.05	prach	II. kategorie III. kategorie	
0.05– 0.1	práškový písek	IV. kategorie	Jemnozeme I (2–0.25mm)
0.1–2	písek		Jemnozeme II (menší 0.25 mm)
2–8	drobný štěrk	SKELET	
8–32	střední štěrk		
32–128	hrubý štěrk		
128–256	kameny		
větší než 256	balvany		

**Zrnitostní rozbor na sítích** spočívá v rozdělení zrn na řadě sít s různým průměrem ok. Používá se ke stanovení především zrnitostního složení skeletu a písčitéch půd, resp. půd s vyšší příměsí písčité částice. Minimální velikost ok síta je 0.063 mm. U frakcí zachycených na jednotlivých sítích stanoví se jejich hmotnost a procentické zastoupení. Uspořádání zařízení na zrnitostní rozbor půd je uveden v obr. 3.1. Na pružném stojanu (1) se sadou sít (3) je upevněn vibrátor (2), na podstavci spínač (5). Síta jsou upevněna třmeny (4).

**Pipetovací metoda** je založena na principu neopakovatelné sedimentace. V určitých časových intervalech odebírají se ze stanovené hloubky malá množství suspenze, která se vysuší, vypočte se hmotnost a procentický podíl, který odpovídá danému průměru zrna vypočtenému z usazovací rychlosti za daný časový interval.

**Hustoměrná metoda** vychází z principu měření hustoty suspenze speciálním hustoměrem (obr.3.2.) v určitých časových intervalech. V závislosti na čase dochází k postupnému usazování částic podle velikosti a k poklesu hustoty, která se stanoví hustoměrem. Z hodnoty hustoty a známého časového intervalu od počátku sedimentace stanoví se procentický podíl jednotlivých částic.



Obr. 3.1. Vibrační síta

Obr. 3.2. Cassagrandeho hustoměr

Obr. 3.3. Uspořádání zrnitostních křivek, A – písčité, B – hlinitá, C – jílovitá půda

Tab. 4. Zrnitostní klasifikace půd podle NOVÁKA

Obsah I. kateg. (%)	Pojmenování zeminy	Makroskopický posudek
0–10	písčité	ani za mokra se částice nespojují
10–20	hlinitopísčité	částice se za mokra spojují, nelze vyvátet hádka
20–30	písčitohlinitá	lze vyvátet nestabilního hádka, zemina skřípe mezi prsty
30–45	hlinitá	lze vyvátet hádka
45–60	jílovitohlinitá	lesk po stisknutí zeminy, mastnost
60–75	jílovitá	silná mastnost a lepkavost
větší než 75	jíl	vysoká mastnost, lepkavost

**3.1.2. Vyhodnocení výsledků.** Výsledky zrnitostních rozborů jsou podkladem ke stanovení zrnitostních křivek. Na svislici grafu vynáší se obsah zrn v hmotnostních procentech, na vodorovné ose průměry zrn. Grafické znázornění je provedeno v semilogaritmické stupnici – obr. 3.3. Ze zrnitostních křivek se může odečíst zastoupení kterékoliv frakce. Ke klasifikaci půd se v praxi používá řada metod; k nejznámějším patří klasifikační stupnice podle NOVÁKA, uvedená v tab. 4.

Pro účely inženýrských staveb je vhodná klasifikace pomocí klasifikačního trojúhelníkového diagramu, který uvádí ČSN 72 1001.



- **Písčité půdy** (lehké) obsahují do 25 % I. kategorie, jsou snadno obdělávatelné, propustné pro vodu i vzduch, s vysokou vzdušnou a malou vodní kapacitou. Jedná se o půdy vysychavé s dobrým tepelným režimem a vysokou mikrobiální činností.
- **Hlinité půdy** (střední) obsahují 25 až 45 % I. kategorie a mají příznivé fyzikální, chemické a biologické vlastnosti; vodní a vzdušná kapacita je vyrovnaná. Obdělávatelnost těchto půd je dobrá, sorpční kapacita je obvykle vysoká.
- **Jílovité půdy** (těžké) obsahují nad 45 % I. kategorie. Jedná se o půdy málo propustné pro vodu i pro vzduch, s vysokou vodní kapacitou a malou vzdušnou kapacitou. Těžké jílové půdy trpí zamokřením, snadno rozbřídají a bývají obtížně obdělávatelné.

Podle stupně zemědělské obdělávatelnosti dělí se půdy do tří skupin na půdy lehké, střední a těžké.

### 3.2. Půdní koloidy

Půdní částice o rozměru menším než 0.002 mm mají koloidní vlastnosti – mají schopnost poutat ionty, vodu a plyny a významně ovlivňují fyzikální a fyzikálně chemické vlastnosti půdní. Koloidní vlastnosti vyplývají z vlastností fázového rozhraní, jehož velikost je dána specifickým povrchem, kterým se označuje fázové mezi tuhou a kapalnou nebo plynnou fází v jednotkové hmotě  $m_z$  ( $m^2 \cdot g^{-1}$ ) nebo v jednotkovém objemu půdy  $V_s$  ( $m^{-1}$ ).

**Jílové minerály** jsou důležitou součástí půd a tvoří podstatnou část jejich jílové frakce a jsou hlavními nositeli koloidních půdních vlastností. Z hlediska chemického jsou jílové minerály vodnaté silikáty hliníku, hořčíku, vápníku, sodíku, železa a draslíku. Vyznačují se roztažitelností krystalové mřížky, vysokou sorpční schopností, bobtnavostí, smrštitelností apod. Podle vnitřní struktury dělí se jílové minerály do těchto skupiny:

- Skupina allofanová – bez pravidelné struktury,
- skupina kaolinová (kaolinit, halloysit, anauxit aj.),
- skupina montmorillonitů (montmorillonit, saukonit aj.),
- skupina illitů (illit, glaukonit, vermikulit aj.),
- skupina chloritů.

Každá skupina jílových minerálů má svoje charakteristické vlastnosti. Na kvantitativní a kvalitativní určení jílových minerálů se používají chemické rozbor, sledování elektronovým mikroskopem, rentgenografický rozbor, diferenční termická analýza apod. Bližší podrobnosti uvádí KUTÍLEK (1978, 1994) aj.

### 3.3. Organická součást půdy

Organické látky podléhají v půdě různým rozkladným a syntetickým procesům biochemické povahy, při nichž se vytvářejí složité organické a organominerální sloučeniny a komplexy.

**Humus** v půdě tvoří primární organické látky a sekundární humusové látky. Do první skupiny patří výchozí nehumifikované organické látky; do druhé skupiny sekundární humusové látky, které tvoří humusové kyseliny, soli humusových kyselin, ligniny, huminy a humusové uhlí. Vyznačují se vysokou rezistencí a tmavým zbarvením. Proces přeměny primárních odumřelých organických látek v sekundární humusové látky nazýváme humifikací. Průběh biochemických

procesů závisí na biologické aktivitě půdy. Biologická aktivita bývá nejmohutnější u lehkých písčitých půd, na těžkých půdách bývá nižší. Proces humifikace závisí na poměru C:N a je tím mohutnější, čím je tento poměr nižší a maximální hodnoty dosahuje při poměru C:N =10. Celkové množství humusu v půdě se stanoví přibližně ze ztráty žíháním. Přesněji je možné vypočítat celkový obsah humusu ze známého množství uhlíku vynásobením přepočítacím koeficientem 1.724. Množství uhlíku se stanoví oxidimetrickou odměrnou analýzou a jinými metodami (VALIŠ, ŠÁLEK 1976). Rozdělení půd podle obsahu humusu je uvedeno v tab. 5.

Tab. 5. Klasifikace půd podle obsahu humusu

Klasifikace půdy	Obsah humusu	(% hmotnostní půdy)
	půdy lehké	střední a těžké
Bezhumózní	0	0
Slabě humózní	méně než 1	méně než 2
Středně humózní	1 až 2	2 až 5
Silně humózní	více než 2	více než 5

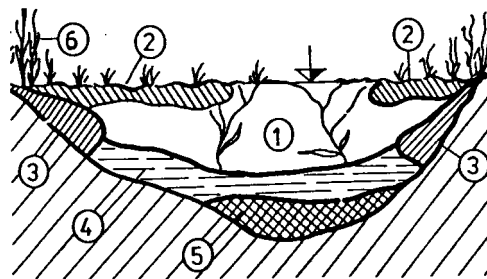
Obsah humusu se může hrubě orientačně stanovit makroskopicky podle barvy; slabě humózní půdy jsou světle hnědé, mírně humózní hnědé, středně humózní tmavohnědé, silně humózní černohnědé až černé.

**Význam humusu v půdě** je mnohostranný; úrodnost půd závisí na množství a kvalitě humusu. Humus je důležitou součástí půdního sorpčního komplexu, huminové kyseliny ovlivňují agregaci půdní a napomáhají vytváření drobtovité struktury. Humus zlepšuje fyzikální a fyzikálně chemické vlastnosti půdní, zvyšuje vodní kapacitu lehkých půd a jejich soudržnost, u těžkých půd snižuje jejich vazkost. Některé skupiny humusu slouží jako energetický zdroj pro půdní mikroorganismy. Zachování a zvyšování obsahu humusu v půdě úzce souvisí se zachováním a zvyšováním půdní úrodnosti.

**Vznik a vývoj rašeliny.** K rašelinění dochází v anaerobním mokřadním prostředí. Rašelina je organická půda obsahující více než 50 % spalitelných látek; při jejich nižším obsahu vznikají půdy zrašeliněné. Čisté rašeliny obsahují nad 75 % spalitelných látek.

Podle původu, uspořádání a skladby dělí se rašeliny na slatiny, vrchoviště a přechodné rašeliny. **Slatiny** vznikají postupným zarůstáním terénních depresí zatopených vodou a vodních nádrží – obr. 3.4.

**Obr.3.4. Vznik rašelin postupným zarůstáním mokřadů, 1-mokřad, 2-plovoucí rašelina, 3-pobřežní rašelina, 4-muda, 5-sapropel, 6-rašelinná vegetace**



Slatinné rašelině vyzačuje se dostatečným zásobením živinami. Zarůstání vodních ploch probíhá od břehů ke středu, na dně nádrží se hromadí organické zbytky z vodní vegetace. Postupně dochází ke zmenšování vodního prostoru až k jeho úplnému vyplnění. Organický materiál postupně zrašeliní. Slatinná rašelina má neutrální reakci a obsahuje množství minerálních látek; mocnost těchto rašeliníšť bývá značně velká. Z typických rostlin vyskytují se zde rákos, sítiny, ostřice, skřipiny, přeslička, z vyšších rostlin je to bříza, olše, vrba.

**Vrchovištní rašelině** jsou oligotrofní, tj. chudá na popeloviny, zásobována jsou převážně dešťovou vodou, která má nedostatek minerálních látek. Na vrchovištních rašelině rostou typické vlhkomilné rostliny, zvláště pak rašeliníky, ostřice, vřes, různé druhy lišejníků, bříza zakrslá, borovice. Vrchovištní rašeliny se vyskytují převážně na rozvodích.

**Rašelina přechodná**, mezotrofní, tvoří přechod mezi rašelinami slatinými a vrchovištními.

#### 4. FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PŮDY

Pod pojmem fyzikální vlastnosti půdy rozumí se vzájemné vztahy mezi disperzní fází a disperzním prostředím. Půdní fyzika se zabývá strukturou půdy, objemem a kvalitou půdních pórů, chováním a vlastnostmi vody v půdě, konzistencí půdy, vlastnostmi půdního vzduchu, tepelným režimem půdy, transportními vlastnostmi půd, především přenosem hmoty a energie v půdě.

*Neporušený půdní vzorek* slouží k určení fyzikálních vlastností půdy, které závisejí na stavbě půdy. Můžeme určit nejen hmotnostní, ale především objemový poměr pevné, kapalné a plynné fáze půdy. Neporušený znamená, že půda se nachází ve svém přirozeném uložení. Pro odběr se používají nerezavějící ocelové válečky o známém objemu s břitem na spodním konci, tzv. Kopeckého válečky o objemu 100 cm<sup>3</sup>.

*Porušený půdní vzorek* slouží k určení fyzikálních (a hlavně chemických) vlastností půdy, které nezávisejí na stavbě půdy. Existuje několik způsobů odběru porušeného vzorku, výběr toho nejvhodnějšího vždy záleží na konkrétním účelu vzorkování půdy. Pro odběr porušených půdních vzorků ve větším množství z kopané sondy nebo přímo z povrchu půdy se používá lopatka. Sondýrku se používá, pokud je potřeba pouze malé množství vzorku, např. pro stanovení vlhkosti gravimetrickou metodou. Pro odběr dostatečného množství vzorku bez nutnosti kopat sondu slouží tzv. Edelmanovy vrtáky o různých průměrech. Dále existují různé typy půdních vrtáků pro speciální použití, např. spirálový vrták pro vzorkování kamenitých půd vrták typu Riverside pro odběry drodivých a písčitých půd.

#### 4.1. Struktura půdy

Strukturou půdy se rozumí vzájemné prostorové uspořádání základních částic v půdě. Půdní částice se vyskytují převážně ve formě menších, resp. větších shluků, které nazýváme agregáty. Podle velikosti dělíme agregáty na makroagregáty o průměru nad 0.25 mm a mikroagregáty o průměru pod 0.25 mm.

Stabilitu agregátů zajišťují tmelící látky, jako např. humus, dehydratované kysličníky železa, hliníku apod. Vznik půdní struktury je podmíněn vznikem mikroagregátů v půdě. Předpokladem pro vznik půdní mikrostruktury je koagulace půdních koloidů, spojování jílových a prachových částic pomocí gelů sesquioxidů huminových kyselin atd. V procesu mikroagregace se uplatňují vlivy fyzikální, chemické a biologické. Mikroagregáty obsahují především jílnaté částice, velmi pevné vazby vytvářejí některé jílové minerály, např. montmorilonit ve spojení s organickým tmelem. Shlukováním do větších celků vznikají tzv. makroagregáty v důsledku objemových změn v půdě (vysychání, mraz apod.), působením kořenů rostlin, obděláváním půdy, vlivem půdního zoedafonu apod.

Tab. 6. Hodnocení strukturního stavu  
znaků

Tab. 7. Rozdělení agregátů podle morfologických

Strukturní stav humusového horizontu	Objemová hmotnost	Pórovitost (%)	Skupina půdní	Délka a tvar os agregátu
Výborný	< 1.2	> 54	I. tř.	všechny 3 osy stejně dlouhé, tvar zaoblený
Dobrý	1.2 až 1.4	46 až 54	II. tř.	dtto plochy a hrany zřetelné
Nevyhovující	1.4 až 1.6	39 až 46	III. tř.	svislá osa je protažená
Nestrukturní půda	1.6 až 1.8	31 až 39	IV. tř.	vodorovné osy jsou protažené

Pozn. Objemová hmotnost je uváděna v  $\text{g.cm}^{-3}$

Podle stupně vývoje struktury dělí se půdy do těchto skupin:

- Strukturní, s vyvinutou strukturou, se zřetelnými, snadno oddělitelnými agregáty,
- slabě strukturní, v nichž převládá nestrukturní materiál,
- nestrukturní, v nichž nejsou patrné agregáty s případným výskytem ve vodě nestabilních pseudoagregátů; tyto půdy jsou typické tvorbou půdního škraloupu (po dešti, závlaze).

Přibližné hodnocení strukturního stavu humusového horizontu v závislosti na objemové hmotnosti a pórovitosti je uvedeno v tab.6. Podle tvaru agregátů dělí se půdy do čtyř skupin podle morfologických znaků – tab.7

**Význam kvalitní půdní struktury** se projevuje především v příznivých hydrologických vlastnostech půdy, rychlé infiltraci srážkové vody a omezení výparu. Ve strukturních půdách je příznivější difúze plynů a provzdušnění půd, což se projevuje ve vyšší mikrobiální činnosti. Strukturní půdy jsou snadněji obdělávatelné, rychleji se prohřívají, umožňují dřívější zahájení vegetačního období a jsou méně narušovány erozí. Půdní struktura je narušována působením vnějších a vnitřních činitelů, zejména působením dešťových kapek, závlahou postřikem, poježděním těžkých strojů, orbou apod. Zlepšování půdní struktury úzce souvisí s odstraňováním činitelů narušujících strukturu půdy, se zvyšováním obsahu humusu, zaváděním vhodných osevních postupů. Popis zkušebních metod uvádějí VALIŠ a ŠÁLEK (1976).

#### 4.2. Pórovitost a objemová hmotnost půdy

Pórovitost půdy  $P$  vyjadřuje objem volných prostor nezaplňených tuhou fází. Je to poměr objemu pórů  $V_p$  vyjádřených v % k celkovému objemu půdy  $V_s$  v přirozeném stavu. V praxi se počítá pórovitost  $P$  ze vztahu

$$P = \frac{V_p}{V_s} = 100 \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} \quad (\%),$$

kde  $\rho_z$  a  $\rho_d$  je měrná a objemová hmotnost půdy.

Klasifikace orníční vrstvy a spodiny zemědělských půd podle BRETVELDA (cit. VALIŠ a ŠÁLEK 1976) v závislosti na pórovitosti je uvedena v tab. 8.

Tab. 8. Klasifikace zemědělských půd

Označení půdní ulehlosti	Pórovitost půd (%)			
	Ornice		Spodina	
	Lehké	Střední a těžké	Lehké	Střední a těžké
Kyprá	> 65	> 65	> 50	> 57
Mírně ulehlá	65 až 50	65 až 55	50 až 43	57 až 46
Ulehlá	50 až 40	55 až 45	43 až 35	46 až 35
Velmi ulehlá	< 40	< 45	< 35	< 35

**Zdánlivá hustota tuhé fáze zeminy (měrná hmotnost půdy) ( $\rho_z$ )** je hmotnost jednotkového objemu tuhé půdní fáze a stanoví se nejčastěji pyknometricky. Průměrná měrná hmotnost minerálních půd činí  $2.65 \text{ g.cm}^{-3}$ , u organických půd může tato hodnota poklesnout až na  $1.5 \text{ g.cm}^{-3}$ , u rašelin i méně.

**Objemová hmotnost ( $\rho_d$ )** vyjadřuje hmotnost neporušeného jednotkového objemu vysušené zeminy v přirozeném stavu včetně objemu pórů. Objemová hmotnost se stanoví přímým

měřením objemu a vážením. Hodnoty objemové hmotnosti kolísají od  $0.3 \text{ g.cm}^{-3}$  u rašelinných půd do  $1.9 \text{ g.cm}^{-3}$  u silně ulehých mineralizovaných půd. Střední hodnota objemové hmotnosti se pohybuje od  $1.2$  do  $1.6 \text{ g.cm}^{-3}$  a mění se v závislosti na změně struktury, způsobu obhospodařování, vlhkosti apod.

### 4.3. Půdní vzduch

Půdní vzduch tvoří plynnou fázi vyplňující volnou část pórů. Provzdušeností se označuje obsah vzduchu v objemové jednotce půdy vyjádřený v procentech. Optimální hodnoty provzdušenosti půdy pro jednotlivé zemědělské plodiny jsou následující:

- |                 |                 |                      |
|-----------------|-----------------|----------------------|
| • louky         | min. 5 %        | optimálně 10 %       |
| • pšenice, oves | min. 10 až 15 % | optimálně 15 až 20 % |
| • okopaniny     | min. 15 až 20 % | optimálně 18 až 24 % |

Obsah vzduchu v půdě při vlhkosti rovné polní vodní kapacitě se nazývá **vzdušnou kapacitou**.  
Stupeň provzdušení  $A_r = V_A / V_P$

**Složení půdního vzduchu** se liší od atmosférického vyšším obsahem  $\text{CO}_2$  a vodních par. Rychlost pronikání vzduchu půdou se nazývá vzdušnou propustností, která vyjadřuje množství proniklého vzduchu jednotkovou plochou půdy za jednotku času při jednotkovém tlaku.

### 4.4. Tepelný režim půd

Tepelný režim půdy přímo ovlivňuje průběh biologických a biochemických procesů v půdě. Tepelný režim půdy souvisí s absorpcí slunečního záření, činitelích mikroklimatických (sklon a expozice terénu, vegetační kryt aj.) a půdních vlastnostech. Teplo přijaté do půdy se spotřebovává na výpar vody, ohřev půdy a část je zpětně vyzařována do atmosféry. Tepelné vlastnosti půdy se vyjadřují dvěma charakteristikami:

- **Tepelná kapacita** je množství tepla (J) potřebné k ohřátí jednotky půdy o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , je závislá na vlhkosti půdy.
- **Tepelná vodivost půdy** se vyjadřuje jako množství tepla protékajícího půdním tělesem o jednotkové velikosti při jednotkovém teplotním gradientu za jednotku času. Tepelná vodivost hlinitých zemin má hodnotu  $0.36$  až  $0.40 \text{ J s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ , u jílovitých zemin  $0.32$  až  $0.36 \text{ J s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ . Tepelná vodivost je závislá na vlhkosti půdy.

Lehké písčité půdy se snadno na povrchu ohřejí, mají špatnou tepelnou vodivost a neakumulují teplo ve spodině a rychle vychládají. Jílovité půdy lépe vedou teplo, toto akumulují ve spodině a pozvolněji vychládají. Výkyvy teploty mezi dnem a nocí jsou u písčitých půd podstatně větší než u půd jílovitých. Tento teplotní rozdíl podstatně snižuje vegetační kryt tím, že ve dne při oslunění disipuje značnou část slunečního záření na výpar vody.